DV 2002-03

GEOLOGIE ET RESSOURCES MINERALES DE LA PARTIE EST DE LA PROVINCE DE GRENVILLE

Documents complémentaires

Additional Files



Licence

License

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

Énergie et Ressources naturelles
Québec

DV 2002-03



Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville

Daniel Brisebois et Thomas Clark
Coordonnateurs

2003



Québec

Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville

Daniel Brisebois et Thomas Clark
Coordonnateurs

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction
Alain Simard
Service géologique de Québec
Pierre Verpaelst

Édition
Jean-Pierre Lalonde
Michel Mercier

Mise en page
Charlotte Grenier

Dessin assisté par ordinateur
André Beaulé
Nathalie Drolet
Charlotte Grenier

Supervision technique
Charlotte Grenier

Document accepté pour publication le 01/10/11

Page couverture

Conception : Valérie Boisvert
Photos : Rivière aux Rapides, Côte-Nord, Cathy Lapointe
Paysage typique du socle rocheux constitué de la suite anorthositique de Havre-saint-Pierre au nord de la rivière au Tonnerre, André Gobeil

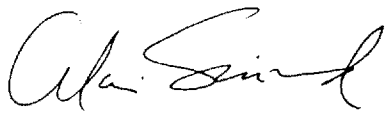
Dépôt légal – Bibliothèque nationale du Québec
ISBN : 2-551-21880-2
© Gouvernement du Québec, 2003

PRÉFACE

Depuis l'arrivée des premiers humains sur la moyenne Côte-Nord, les ressources minérales ont contribué de diverses façons au bien-être des populations nomades et sédentaires qui l'ont habitée. Dans les dernières décennies, elles ont aussi été l'un des principaux moteurs du développement économique de la région. La volonté du ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, par l'entremise de Géologie Québec, est de définir le mieux possible le potentiel minéral de la région. Son effort devrait contribuer à maintenir actives les exploitations existantes et favoriser l'exploration pour de nouvelles substances. Ce recueil d'articles sur la géologie et les ressources minérales de la moyenne Côte-Nord devrait être un outil essentiel pour évaluer l'importance du potentiel reconnu et explorer de nouvelles ressources.

Je suis particulièrement fier de ce recueil pluridisciplinaire, auquel ont contribué de nombreux géologues. Il est le résultat d'une collaboration intensive entre Géologie Québec, le maître d'œuvre du projet, la Commission géologique du Canada, qui a permis à plusieurs de ses géologues de participer aux travaux, et de nombreux chercheurs universitaires et leurs étudiants gradués. La somme de ces efforts et expertises appliqués à la moyenne Côte-Nord permet de présenter un document touchant presque tous les aspects de la prospection minérale et plusieurs domaines des sciences de la Terre.

Je souhaite donc que la publication de ce document permette aux intervenants du domaine de l'exploration minérale de mieux comprendre les contextes géologiques de la moyenne Côte-Nord et leurs liens avec les ressources minérales. J'espère également que les personnes intéressées par la géologie et les ressources minérales de cette région puissent trouver dans cet ouvrage les informations pertinentes à leurs recherches.



Alain Simard
Directeur
Géologie Québec

NOMS ET ADRESSES DES AUTEURS

BARNES, Sarah - J.HIGGINS, Michael - D.NABIL, Hassan
Université du Québec à Chicoutimi
Département de géologie
555, boulevard de l'Université
Chicoutimi (Québec) G7H 2B1

BEAUMIER, Marc - BUTEAU, Pierre - JACOB, Henri-Louis - MARTINEAU, Ghismond
Ministère des Ressources naturelles,
de la Faune et des Parcs
Géologie Québec
Service des minéraux industriels
et de l'assistance à l'exploration
5700, 4e Avenue Ouest, bureau A 206
Charlesbourg (Québec) G1H 6R1

BRISEBOIS, Daniel - CHEVÉ, Serge - CLARK, Thomas - DAVID, Jean - GOBEIL, André - PARENT, Martin - VERPAELST, Pierre
Ministère des Ressources naturelles,
de la Faune et des Parcs
Géologie Québec
Service géologique de Québec
5700, 4e Avenue Ouest, bureau A 210
Charlesbourg (Québec) G1H 6R1

CORRIVEAU, Louise
Commission géologique du Canada, CGC-Québec
Centre géoscientifique de Québec
880, chemin Sainte-Foy, bureau 840
Québec (Québec) G1S 2L2

GOWER, Charles F.
Government of Newfoundland and Labrador
Geological Survey
Department of Mines and Energy
P.O. Box 8700
St. John's (Newfounland) A1B 4J6

HEAMAN, Larry
University of Alberta
Department of Earth and Atmospheric Sciences
1-26 Earth Sciences Building
Edmonton (Alberta) T6G 2E3

KROGH, Thomas E.
Jack Satterly Geochronology Laboratory
Royal Ontario Museum
100, Queen's Park
Toronto (Québec) M5S 2C6

LARBI, Youcef - STEVENSON, Ross
Centre GEOTOP-UQAM-MCGILL
C.P. 8888, succursale Centre-Ville
Montréal (Québec) H3C 3

LÉPINE, Isabelle-TRZCIENSKI, Jr, Walter E.
Université de Montréal
Département de géologie
2500, chemin de la Polytechnique
Case postale 6128
Montréal (Québec) H3C 3J7

MACHADO, Gabriel
Université d'Ottawa
Département des sciences de la Terre
140, Louis-Pasteur, bureau 121
Ottawa (Ontario) K1N 6N5

MADORE, Louis
Ministère des Ressources naturelles,
de la Faune et des Parcs
Géologie Québec
Service de la géoinformation
5700, 4e Avenue Ouest, bureau A 214
Charlesbourg (Québec) G1H 6R1

PERREAULT, Serge
Ministère des Ressources naturelles,
de la Faune et des Parcs
Géologie Québec
Bureau régional des Mines
545, boul. Crémazie Est, bureau 110
Montréal (Québec) H2M 2V1

SAINT-GERMAIN, P.
INRS-Géoressources
Centre géoscientifique de Québec
880, chemin Sainte-Foy
Québec (Québec) G1S 2L2

WODICKA, Natasha
Commission géologique du Canada
601, rue Booth, bureau 453
Ottawa (Ontario) K1A 018

INTRODUCTION

Depuis plus de cinquante ans, les ressources minérales de la moyenne Côte-Nord suscitent l'intérêt des intervenants du monde de l'exploration minérale, au Québec et ailleurs. La présence de l'une des plus importantes mines de fer et de titane au monde et d'exploitations de granit et de feldspath, puis la découverte de nombreux indices de métaux de base, de métaux précieux et de terres rares, de même que de ressources en divers minéraux industriels sont des facteurs rendant la région attrayante aux yeux des compagnies d'exploration et des prospecteurs.

Jusqu'à tout récemment, l'inventaire des ressources minérales de la moyenne Côte-Nord en était encore, sur une large portion du territoire, au stade de la carte géologique de reconnaissance. La géologie des régions côtières et de la partie ouest de la zone d'affleurement du Groupe de Wakeham avait été établie à l'échelle de 1 mille au pouce entre la fin des années quarante et le début des années soixante (voir l'annexe 1 pour la liste des travaux et l'annexe 3 pour leur localisation). La partie centrale de la zone d'affleurement du Wakeham et toute la partie ouest de la région avaient été cartographiées au cours des années soixante-dix par des équipes du ministère, entre autres dans le cadre du projet Grenville du ministère des Richesses naturelles du Québec, mais aussi par des équipes de la Commission géologique du Canada. Dans les années quatre-vingt, une étude régionale du Groupe de Wakeham fut confiée à un groupe de chercheurs de l'université de Montréal sous la direction de Jacques Martignole. Enfin, certaines études métallogéniques avaient été entreprises au début des années quatre-vingt-dix dans la zone côtière, à l'est de Havre-Saint-Pierre.

Le ministère des Ressources naturelles du Québec a entrepris, en 1995, la cartographie de trois secteurs de la moyenne Côte-Nord : les parties nord-est et nord-ouest de la zone d'affleurement du Groupe de Wakeham et la région du lac Manitou. Les buts visés étaient de développer la connaissance du potentiel minéral de la région et d'accélérer l'exploration minière dans les zones les plus prometteuses. La cartographie a été accompagnée de levés géophysiques (gravité, magnétisme et électromagnétisme) et d'études pétrologiques, géochronologiques et métallogéniques. Ces travaux ont mené à la découverte, en 1996, du gîte de Cu-Ni du lac Volant au nord-est de Sept-Îles. Avec cette découverte, l'intérêt pour le potentiel minéral de la moyenne Côte-Nord, et la Province de Grenville en général, a été renouvelé et l'exploration a pris un nouvel essor.

Le DV 2002-03 se veut une synthèse des résultats des travaux anciens et récents. Le texte de **Gobeil *et al.*** résume les résultats et les conclusions des travaux de cartographie réalisés par les équipes du ministère des Ressources naturelles depuis 1995, mais aussi des travaux antérieurs (voir les annexes 1 et 3). Les articles de **Gower et Krogh** et de **Perreault et Heaman** traitent de la géologie des régions adjacentes, à l'est; ils établissent le cadre régional de la partie orientale du Grenville à l'intérieur duquel a évolué la moyenne Côte-Nord. L'article de **Martineau** résume nos connaissances sur les dépôts quaternaires et les phénomènes glaciaires de la région. **Lépine et Trzciensky**, **Machado *et al.*** et **Saint-Germain et Corriveau** décrivent les résultat d'études pétrologiques portant sur les roches magmatiques felsiques et mafiques. Les articles de **Wodicka *et al.*** et de **Larbi *et al.*** présentent les résultats des études géochronologiques et isotopiques. Nos connaissances sur le potentiel minéral de la région sont résumées dans les articles de **Beaumier** sur la géochimie des sédiments de fond de lacs, de **Clark** sur les métaux de base, les métaux précieux, les minéraux radioactifs et les éléments des terres rares, de **Nabil *et al.*** sur l'indice de Cu-Ni du lac Volant, et de **Perreault *et al.*** sur le potentiel en minéraux industriels. Finalement, à l'annexe 2 **Dion et Gobeil** présentent un bref commentaire sur les données du champ magnétique régional. Un document numérique accompagne ce rapport. Il contient plus de 150 photographies de terrain illustrant différents aspects de la géologie et de la métallogénie de la moyenne Côte-Nord. Il est accessible via la base de données SIGEOM-Examine que vous pouvez atteindre à l'adresse suivante : sigeom.mrn.gouv.qc.ca. Il peut aussi être acheté sous forme de cédérom.

La réalisation de ce document a requis la participation de nombreux collaborateurs. Nous tenons, en premier lieu, à remercier tous nos collègues qui ont accepté de faire la lecture critique des manuscrits : Mme Louise Corriveau et MM. Otto van Breemen, Anthony Davidson, Simon Hanmer, Marc Laflèche et Léopold Nadeau de la Commission géologique du Canada; M. Mike Easton du Ontario Geological Survey; M. Charles Gower du Geological Survey of Newfoundland and Labrador; M. Georges Beaudoin de l'Université Laval; M. Michel Gauthier de l'Université du Québec à Montréal; M. James McCann de la SOQUEM; M. Toby Rivers de l'Université Memorial; et de MM. Daniel Bandyayera, Michel Hocq et Robert Thériault de Géologie Québec. Nous remercions également M. Jean-Pierre Lalonde du MRN et M. Michel Mercier de Les Éditions du III[e] millénaire qui ont revisé le manuscrit dans son ensemble. Finalement nous sommes redevables à Mme Charlotte Grenier, Mme Nathalie Drolet et M. André Beaulé de Géologie Québec qui ont préparé les figures des manuscrits et effectué sa mise en page.

Daniel Brisebois et Thomas Clark, coordonnateurs

TABLE DES MATIÈRES

MOT DU DIRECTEUR 3
NOMS ET ADRESSES DES AUTEURS 4
INTRODUCTION
D. Brisebois et T. Clark 5
GÉOLOGIE RÉGIONALE
GÉOLOGIE DE LA MOYENNE CÔTE-NORD
A. Gobeil, D. Brisebois, T. Clark, P. Verpaelst, L. Madore, N. Wodicka, S. Chevé 9
GÉOCHRONOLOGIE U-PB ET PB-PB DE LA RÉGION DE SEPT-ÎLES – NATASHQUAN, PROVINCE DE GRENVILLE, MOYENNE CÔTE-NORD
N. Wodicka, J. David, M. Parent, A. Gobeil, P. Verpaelst 59
GÉOLOGIE ET GÉOCHRONOLOGIE DE LA BASSE-CÔTE-NORD (ENTRE CHEVERY ET BLANC-SABLON) DANS LA PROVINCE GÉOLOGIQUE DE GRENVILLE
S. Perreault, L. Heaman 119
A GEOCHRONOLOGICAL REVIEW OF THE PRE-LABRADORIAN AND LABRADORIAN GEOLOGICAL HISTORY OF THE EASTERN GRENVILLE PROVINCE
C. F. Gower, T. E. Krogh 147
GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE DE LA MOYENNE CÔTE-NORD
G. Martineau 173
PÉTROLOGIE, PÉTROCHIMIE, GÉOLOGIE DES ISOTOPES
ÉVOLUTION MAGMATIQUE ET GÉOCHIMIQUE DES GABBRONORITES ET DES MONZONITES DU COMPLEXE DE MATAMEC, RÉGION DE SEPT-ÎLES
P. Saint-Germain, L. Corriveau 179
MINÉRALOGIE, PÉTROGRAPHIE ET GÉOCHIMIE DES GABBROS DE LA RÉGION DU LAC LE DORÉ, MOYENNE CÔTE-NORD
I. Lépine, W. E. Trzcienski, Jr. 213
PÉTROLOGIE ET GÉOCHIMIE DES SUITES FELSIQUES DE KATAHT ET D'OLOMANE, DOMAINE DE NATASHQUAN
G. Machado, M. D. Higgins, P. Verpaelst 231
CARACTÉRISATIONS ISOTOPIQUE (SM-ND) ET GÉOCHIMIQUE DU GROUPE DE WAKEHAM : UN BASSIN SÉDIMENTAIRE PROTÉROZOÏQUE DANS LA PROVINCE DE GRENVILLE
Y. Larbi, R. Stevenson, P. Verpaelst, D. Brisebois, L. Madore 247
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE (OU RESSOURCES MINÉRALES)
MÉTALLOGÉNIE DES MÉTAUX USUELS ET PRÉCIEUX, DES ÉLÉMENTS RADIOACTIFS ET DES ÉLÉMENTS DES TERRES RARES, RÉGION DE LA MOYENNE CÔTE-NORD
T. Clark 269
DISTRIBUTION DU NICKEL, DU CUIVRE ET DES ÉLÉMENTS DU GROUPE DU PLATINE DANS LES SULFURES DE L'INDICE DU LAC VOLANT, RÉGION DE SEPT-ÎLES
H. Nabil, S.-J. Barnes et T. Clark 327
GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE LACS DE LA MOYENNE CÔTE-NORD
M. Beaumier 351
LES MINÉRAUX INDUSTRIELS DE LA MOYENNE CÔTE-NORD
S. Perreault, H.-L. Jacob, P. Buteau 387
ANNEXE 1 : LISTE DES TRAVAUX DE CARTOGRAPHIE GÉOLOGIQUE 409
ANNEXE 2 : LE CHAMP MAGNÉTIQUE RÉGIONAL
D.-J. Dion, A. Gobeil 413
ANNEXE 3 : FIGURES HORS TEXTE ET CARTE GÉOLOGIQUE DE LA MOYENNE CÔTE-NORD ... 419

Géologie de la moyenne Côte-Nord

André Gobeil[1]
Daniel Brisebois[1]
Thomas Clark[1]
Pierre Verpaelst[1]
Louis Madore[1]
Natasha Wodicka[2]
Serge Chevé[1]

Résumé

La région de la moyenne Côte-Nord est située sur la rive nord du fleuve Saint-Laurent dans la Province de Québec. Elle appartient à la ceinture allochtone polycyclique de la province géologique de Grenville et elle est recouverte localement par des carbonates paléozoïques de la Plateforme du Saint-Laurent. Elle est formée de terrains tectonisés et amalgamés pendant les orogénies pinwarienne (1530-1450 Ma) et grenvillienne (1190 à 980 Ma). Les roches témoignent de plusieurs épisodes de magmatisme, de sédimentation et de déformation. L'orogénie grenvillienne est la seule à y avoir laissé une empreinte étendue et reconnaissable hors de tout doute.

Les roches protérozoïques de la moyenne Côte-Nord sont subdivisées en trois domaines tectonostratigraphiques qui sont, d'ouest en est, les domaines de Lac-à-l'Aigle, de Saint-Jean et de Natashquan. Le Domaine de Lac-à-l'Aigle est formé principalement de roches gneissiques de composition et d'origine variées, de roches métasédimentaires, d'intrusions granitoïdes et de gabbros (le Complexe de Canatiche et le Gabbro de Baune), de gabbronorite (le Complexe de Poisset) et d'anorthosite dont la Suite anorthositique de Fournier. Le Domaine de Saint-Jean est constitué de roches gneissiques, de roches sédimentaires et de roches ignées de composition variée (les complexes de Manitou, de Magpie et de Matamec) et de plusieurs massifs anorthositiques (la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, l'Anorthosite de Tortue, l'Anorthosite de Thom). Le Domaine de Natashquan comprend plusieurs unités lithostratigraphiques et lithodémiques. La partie centrale du Domaine de Natashquan est formée du Groupe de Wakeham, une épaisse séquence de roches supracrustales silicoclastiques au métamorphisme faible à moyen. Le Groupe de Wakeham est ceinturé de complexes métamorphiques constitués essentiellement d'orthogneiss et d'enclaves, souvent plurikilométriques, de roches supracrustales semblables à celles du Groupe de Wakeham. Le Domaine de Natashquan comprend deux suites plutoniques felsiques prégrenvilliennes : la Suite felsique de Kataht (1510-1495 Ma) et ses équivalents d'affinité d'arc magmatique et la Suite felsique d'Olomane (1322-1239 Ma) et ses équivalents d'affinité intraplaque anorogénique. Le Domaine de Natashquan renferme de nombreux dykes et filons-couches mafiques plus ou moins amphibolitisés assignés à la Suite mafique de Robe Noire ou à la Suite mafique de Lilian.

Les trois domaines sont séparés par de grands couloirs de cisaillement qui se sont développés lors de chevauchements à vergence NW. Le Couloir de déformation du Cinquante et Unième Parallèle marque la limite entre le Domaine de Lac-à-l'Aigle, au nord, et le Domaine de Saint-Jean, au sud. Les cisaillements de Romaine et de l'Abbé-Huard séparent le Domaine de Saint-Jean situé à l'ouest de ces structures et le domaine de Natashquan situé à l'est. Plusieurs couloirs importants de cisaillement sont aussi présents à l'intérieur des domaines eux-mêmes. Des mouvements tardifs normaux ou en décrochement ont été notés, en particulier le long du cisaillement de l'Abbé-Huard, ou plus à l'est, le long des cisaillements du lac Caron et de Natashquan.

Les sédiments du Groupe de Wakeham (Domaine de Natashquan) ont été déposés entre 1,63 et 1,50 Ga. Le dépôt des sédiments des complexes de Manitou et de Magpie (Domaine de Saint-Jean) a pu être contemporain du dépôt du Wakeham. Compte tenu des données géochronologiques, il apparaît vraisemblable que la marge continentale formée suite à l'orogenèse labradorienne constitue le socle sur lequel, ou en marge duquel, le Groupe de Wakeham et les sédiments du Manitou se sont déposés. Elle est aussi vraisemblablement l'une des sources de ces sédiments. Des granitoïdes et des complexes tectonométamorphiques du Domaine de Natashquan correspondent à l'évènement pinwarien (1530-1450 Ma) lié à la formation d'un arc magmatique continental sur une zone de subduction. Le début de la mise en place de l'arc magmatique et la déposition d'au moins une partie des sédiments du Wakeham ont probablement eu lieu concurremment. La période entre 1380 et 1230 Ma se distingue par un magmatisme anorogénique. Le Complexe de Matamec (1378-1351 Ma) dans le Domaine de Saint-Jean est caractérisé par un magmatisme bimodal (anorthosite-mangérite-charnockite-granite) associé à un environnement de bassin d'arrière-arc tout comme la mise en place de roches granitiques entre 1330-1230 Ma dans le Domaine de Natashquan. Une zone de subduction subhorizontale ou une plume mantellique, active sur une période d'environ 150 Ma, pourrait être à l'origine de ce magmatisme.

Deux épisodes de magmatisme anorthositique ont été identifiés dans la région, l'un à 1,13 Ga et l'autre à 1,06 Ga. Un lien temporel et génétique semble exister entre le magmatisme anorthositique le plus ancien et le magmatisme de type mangérite-charnockite-granite. Un magmatisme granitique (1180-1140 Ma) un peu plus ancien a été observé dans les domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean. Un environnement géotectonique anorogénique pourrait être à l'origine du magmatisme granitique et du magmatisme anorthositique ancien.

Le paroxysme du métamorphisme grenvillien mesuré dans le domaine de Saint-Jean s'inscrit entre 1083 et 1078 Ma. Il est au faciès des amphibolites moyen à supérieur ou au faciès des granulites. Il est possible que les effets de ce métamorphisme se soient étalés de 1100 à 1045 Ma. Le métamorphisme grenvillien pourrait se superposer à un métamorphisme plus ancien (pinwarien) pour lequel nous n'avons pas

1. Géologie Québec
2. Commission géologique du Canada

d'information dans ce domaine. L'épisode de métamorphisme régional grenvillien associé au domaine de Natashquan se situe entre 1052 et 998 Ma. Il apparaît retardé par rapport au même évènement métamorphique dans le Domaine de Saint-Jean. Il se superpose à un métamorphisme plus ancien probablement associé à l'orogenèse pinwarienne. Il est toutefois difficile d'assigner à l'une ou l'autre des deux phases de déformation les différents éléments structuraux présents dans la région.

Deux épisodes de magmatisme postcinématique ont eu lieu dans la région, l'un à environ 1030 Ma et l'autre entre 995 et 974 Ma. Un évènement thermique est lié au deuxième évènement magmatique.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 13
Objectifs 13
Localisation 13
Travaux antérieurs 13
Nomenclature stratigraphique 13
Remerciements 13
Contexte géologique 15
DOMAINE DE LAC-À L'AIGLE (DLA) 15
Complexe de Canatiche 17
Gabbro de Baune 17
Le Complexe de Poisset 17
La Suite anorthositique de Fournier 17
DOMAINE DE SAINT-JEAN (DSJ) 18
Complexe de Manitou 18
Complexe de Magpie 22
Origine et âge des complexes de Manitou et de Magpie 22
Complexe de Matamec 22
Les ensembles anorthositiques 23
LE DOMAINE DE NATASHQUAN (DN) 27
Groupe de Wakeham 28
Les complexes métamorphiques 31
Les suites felsiques 33
Les suites mafiques 35
MAGMATISME TARDI-GRENVILLIEN 38
TECTONISME ET MAGMATISME TARDIPROTÉROZOIQUE À CAMBRIEN PRÉCOCE 39
SÉDIMENTATION ORDOVICIENNE 39
MAGMATISME ET TECTONISME POSTORDOVICIENS 40
ÉVOLUTION TECTONIQUE DE LA MOYENNE CÔTE-NORD 40
1) > 1630 Ma 40
2) 1630-1515 Ma 42
3) 1515-1485 Ma 42
4) 1485-1380 Ma 42
5) 1380-1350 Ma 46
6) 1330-1230 Ma 46
7) 1180-1120 Ma 46
8) 995-970 Ma 52
9) Post 974 Ma 52
CONCLUSION 52
RÉFÉRENCES 54

INTRODUCTION

Objectifs

Ce texte[1] présente une synthèse de la géologie d'un vaste secteur de la moyenne Côte-Nord s'étendant, d'ouest en est, de Baie de Moisie à Kégaska, et, du nord au sud, sur une profondeur de plus de 150 km au nord du Fleuve Saint-Laurent (figures 1a et 1b). Cette information est intégrée dans un modèle d'évolution géotectonique s'appliquant à la partie orientale de la Province de Grenville.

Une telle synthèse des connaissances géologiques est essentielle pour mieux orienter les travaux d'exploration minérale tant pour les substances métalliques que pour les minéraux industriels; en effet, la connaissance des environnements géotectoniques et de leur évolution dans le temps constitue la donnée essentielle d'une application judicieuse des modèles métallogéniques. Une compréhension adéquate de la géologie est aussi nécessaire à d'autres champs d'étude géoscientifique, en particulier au niveau de l'hydrogéologie et de l'environnement.

La moyenne Côte-Nord est l'objet de levés géologiques depuis plus de cinquante ans. Dès le début, ces levés ont permis de mettre au jour les indices qui allaient conduire à la découverte et à la mise en production de l'une des plus grandes mines de titane au monde, la mine du Lac Tio (Giroux, 1998). Les résultats de ces levés, anciens et nouveaux, ont aussi porté notre connaissance de la géologie de la région à un niveau qui nous permet maintenant d'en faire une synthèse régionale. Cette synthèse intègre dans un modèle d'évolution globale des terrains auparavant considérés isolément, mais qui représentent, en fait, des blocs crustaux renfermant les produits d'évènements géologiques antérieurs à l'orogenèse grenvillien, l'ultime responsable de la stabilisation finale du socle précambrien. Cette synthèse bénéficie également de l'apport des travaux exécutés au cours de la dernière décade dans les régions adjacentes de la Province de Grenville au Québec (Perreault et Heaman, ce volume; Corriveau *et al.*, 2002a et b) ou dans d'autres parties de la Province de Grenville au Labrador ou ailleurs et qui ont mené à des synthèses de la partie orientale de la Province de Grenville (Rivers *et al.*, 1989; Gower, 1996; Rivers et Corrigan, 1999; Gower et Krogh, 2002; Gower et Krogh, ce volume). Finalement, nous incluons ici des données inédites acquises par les auteurs en 1999, en particulier sur la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre et les métasédiments du Groupe de Wakeham.

Localisation

La région sous étude couvre une grande partie de la moyenne Côte-Nord de la Province de Québec (figures 1a et 1b). Elle est comprise entre les longitudes 61°00' et 66°00'et les latitudes 51°30' et 51°10'. Le sud de la région est traversé presque entièrement par la route 138 qui se termine présentement à Pointe-Parent, à l'est de Natashquan. Dans sa partie nord, la région est accessible surtout par voie aérienne ou par bateau. Les nombreux lacs et les zones dénudées permettent d'atteindre les aires d'affleurements par hydravion ou par hélicoptère.

Travaux antérieurs

Les travaux antérieurs effectués dans la région sont nombreux. Pour obtenir une bibliographie complète, nous suggérons, entre autres, d'utiliser les outils de recherche de SIGEOM (système d'information géominière du Québec) et de consulter les rapports récents du MRN (Indares et Martignole, 1993; Madore *et al.*,1997a et b, 1999; Verpaelst *et al.*, 1997a et b, 1999; Gobeil *et al.*, 1999, 2000; Chevé *et al.*, 1999, 2001). Les résultats de ces travaux du MRN forment l'assise de la présente synthèse géologique qui se fonde également sur les études géochronologiques de David (1996), de David et Parent (1997), de Parent (1998) et de Wodicka *et al.* (ce volume). Les sites géochronologiques qui apparaissent sur la carte géologique synthèse (figure 3, en hors texte) réfèrent à l'article de Wodicka *et al.* (ce volume); le lecteur doit consulter cet article pour accéder à une liste complète des sites géochronologiques et aux données qui s'y rattachent.

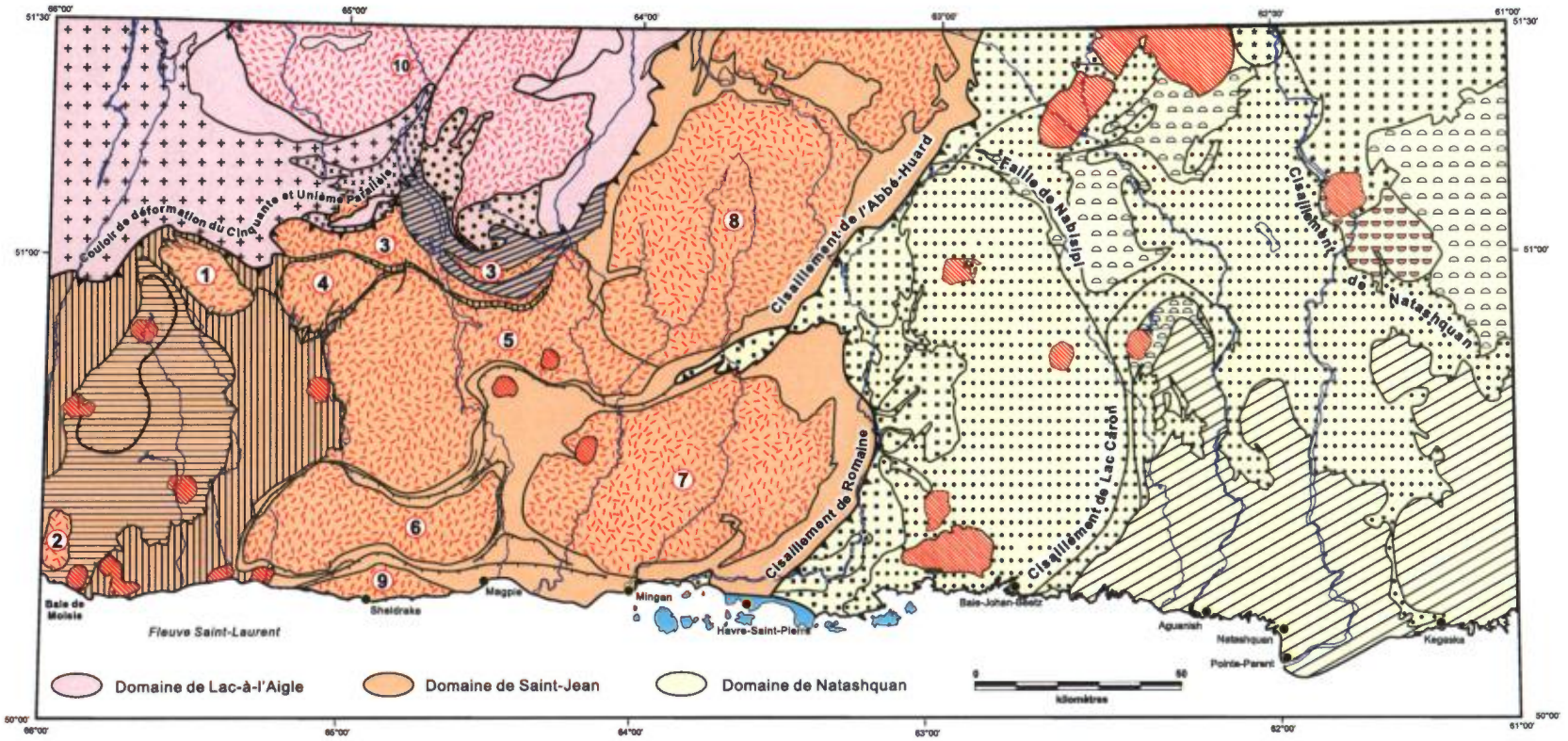
Nomenclature stratigraphique

La nomenclature stratigraphique utilisée dans le présent texte respecte le code stratigraphique nord-américain (ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 86-02; document traduit en français). Le terme « complexe », entre autres, s'applique à un ensemble de roches de deux ou plusieurs classes génétiques (métamorphiques, ignées ou sédimentaires) comme le spécifie le code stratigraphique. L'absence de terme qualificatif dans le nom des complexes souligne le fait que ces derniers ont une envergure et une variété lithologique telles que nous leur conférons un rang équivalent à celui de supersuite.

Remerciements

Nous tenons à remercier toutes les personnes qui ont participé directement aux travaux de terrain du MRN entre 1996 et 1999 dans cette partie de la Province de Grenville et qui ont fourni une aide importante dans la réalisation de cette synthèse. Ces personnes sont nommées dans les références citées plus haut. Nous remercions également tous les collaborateurs qui ont participé aux travaux analytiques. Nous remercions M. Toby Rivers, de l'université Memorial, M. Léopold Nadeau de la Commission géologique du Canada et M. Michel Hocq du MRN, qui ont lu le manuscrit et suggéré des corrections ou des améliorations de valeur.

1. Un document numérique comprenant des photographies des différentes unités lithologiques est accessible via la base de données SIGEOM-Examine que vous pouvez atteindre à l'adresse suivante : sigeom.mrn.gouv.qc.ca. Il peut aussi être acheté sous forme de cédérom.



Intrusions tardi- à post grenvilliennes
Complexe de Poisset
Gabbro de Baune
Complexe de Canatiche
Complexe de Matamec
Complexe de Magpie
Complexe de Manitou
Suite felsique d'Olomane
Suite felsique de Kataht
Complexe d'Aguanish
Complexe de Buit
Complexe de Boulain
Groupe de Wakeham
Roches paléozoïques

Anorthosite

① Anorthosite de Tortue
② Anorthosite de Thom

Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre

③ Massif de Rivière Magpie-Ouest
④ Massif du Nord-Ouest
⑤ Massif de Rivière Sheldrake
⑥ Massif de Lac Brézel
⑦ Massif de Lac Allard
⑧ Massif de Rivière Romaine
⑨ Massif de Rivière-au-Tonnerre

⑩ *Suite anorthositique de Fournier*

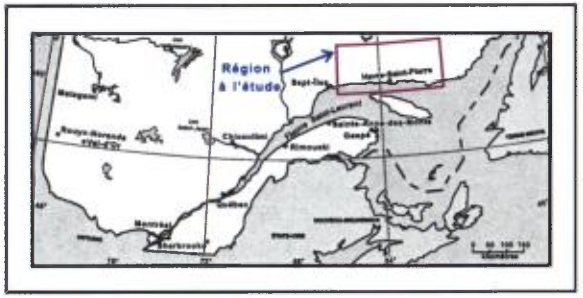


FIGURE 1A - Localisation de la région étudiée.

FIGURE 1B - Géologie simplifiée des domaines lithotectoniques, des unités stratigraphiques, des principaux éléments structuraux et des massifs anorthositiques de la moyenne Côte-Nord.

Nous ne pouvons passer sous silence le travail de Mme Nathalie Drolet qui a préparé les figures de cet article et de M. Jean-Pierre Lalonde qui a revu ce manuscrit.

Contexte géologique

Les assises rocheuses de la moyenne Côte-Nord appartiennent à deux grandes provinces géologiques : la Province de Grenville, composée d'assemblages tectonométamorphiques et de roches magmatiques protérozoïques, et la Plate-forme du Saint-Laurent, formée d'une séquence sédimentaire de marge continentale paléozoïque. On y trouve aussi des dykes et des brèches reliés à l'ouverture de l'océan Iapetus, au Néoprotérozoïque, et de l'Atlantique, au Mésozoïque. Les roches de la Province de Grenville, qui couvrent la plus grande partie de la région, sont l'objet principal de notre propos.

La région étudiée se situe à cheval sur les zones de la Province de Grenville appelées Ceinture allochtone polycyclique et Ceinture allochtone monocyclique (Rivers *et al.*, 1989, figure 2). Cette subdivision est fondée sur l'hypothèse que les terrains de ces ceintures ont été soumis respectivement soit à plusieurs épisodes orogéniques, soit à un seul épisode. Les travaux récents de cartographie et les âges radiométriques obtenus sur plusieurs de ces terrains démontrent que l'hypothèse d'une ceinture monocyclique s'applique difficilement au secteur étudié puisque la région comprend des terrains agglutinés et tectonisés pendant l'une ou l'autre des orogénies pinwarienne (1510-1450 Ma : Tucker et Gower, 1994; Wasteneys *et al.*, 1997), elzévirienne (1250-1190 Ma; Rivers, 1997) ou grenvillienne (comprenant les pulsations shawiniganienne, outaouaise et de Rigolet; 1190-980 Ma; Rivers, 1997). Gower (1996) a subdivisé l'est de la Province de Grenville en une zone externe de chevauchement, au nord, et une zone interne de magmatisme, au sud. La région étudiée appartient, selon cette subdivision, à la zone interne de magmatisme. Les résultats des présents travaux permettent de démontrer que la zone de magmatisme est affectée par des chevauchements importants au même titre que la zone externe de chevauchement. Plus récemment, Rivers *et al.* (2002) ont proposé une nouvelle subdivision de la province géologique de Grenville. Ils regroupent les différents terranes allochtones grenvilliens en ceintures de haute et de basse pression. La présente région d'étude fait partie de la ceinture de basse pression.

Nous avons subdivisé les roches protérozoïques de la moyenne Côte-Nord en trois grands domaines tectonostratigraphiques comprenant chacun plusieurs unités stratigraphiques ou lithodémiques (figure 1b). Ces domaines sont, d'ouest en est, le Domaine de Lac-à-l'Aigle (DLA), le Domaine de Saint-Jean (DSJ) et le Domaine de Natashquan (DN).

Les trois domaines sont composés chacun de plusieurs assemblages tectonostratigraphiques et magmatiques; ils sont séparés les uns des autres par de grands couloirs de cisaillement et chevauchés vers le nord-ouest (figure 1b). Le DLA est séparé du DSJ par le Couloir de déformation du Cinquante et Unième Parallèle le long duquel le DSJ chevauche le DLA. Plus à l'est, le DSJ est séparé du DN par les zones de cisaillement de Romaine et de l'Abbé-Huard où le DN chevauche le DSJ. Des décrochements senestres et des mouvements normaux ont aussi été notés le long du Corridor de déformation de l'Abbé-Huard (Indares et Martignole, 1993 et figure 3).

La stratigraphie et la structure des trois domaines sont décrites séparément. Dans la conclusion, nous présentons un modèle d'évolution qui s'applique à l'ensemble de la région; il est basé largement sur la tectonostratigraphie et la géochronologie. Ce modèle compare les trois domaines et illustre leur interaction jusqu'à la fin de l'orogenèse grenvillienne. Il faut souligner que nous avons inclus dans le DN une partie du sous-domaine de Romaine de Perreault et Heaman (ce volume). Dans la région à l'est du DN, le sous-domaine de Romaine est représenté par des roches supracrustales migmatisées qui baignent dans des gneiss granitiques. Nous considérons ces assemblages comme les équivalents du Complexe d'Aguanish du DN. Enfin, contrairement à Perreault et Heaman (ce volume), nous limitons le domaine de Mécatina aux anorthosites et aux mangérites que ces auteurs associent à la Suite anorthositique de Mécatina. Nous avons inclus dans le Domaine de Natashquan l'ensemble des roches granitiques qui correspondent aux Suites felsiques d'Olomane et de Kataht dans la partie nord-est de la région.

Après l'orogénie grenvillienne, l'ensemble de la région a été affecté par des évènements communs : intrusions postorogéniques néoprotérozoïques, tectonique tardinéoprotérozoïque et paléozoïque, sédimentation transgressive ordovicienne et magmatisme postordovicien.

DOMAINE DE LAC-À L'AIGLE (DLA)

L'extrémité est du DLA, dont l'étendue à l'extérieur de la région d'étude demeure à être précisée, occupe le secteur nord-ouest de la région. Il comprend les complexes de Canatiche et de Poisset, le Gabbro de Baune et la Suite anorthositique de Fournier (figures 1 et 3). Le Complexe de Canatiche est largement constitué d'orthogneiss granitique renfermant des lambeaux dispersés de roches métasédimentaires, dont localement des gneiss calcosilicatés et des vestiges de formation de fer. Ces roches sont coupées par des masses granitiques parmi lesquelles deux intrusions ont été datées à 1181 et à 1175 Ma (Chevé *et al.*, 2001 et Wodicka *et al.*, ce volume). Le Complexe de Canatiche est intimement associé dans sa partie est au Gabbro de Baune.

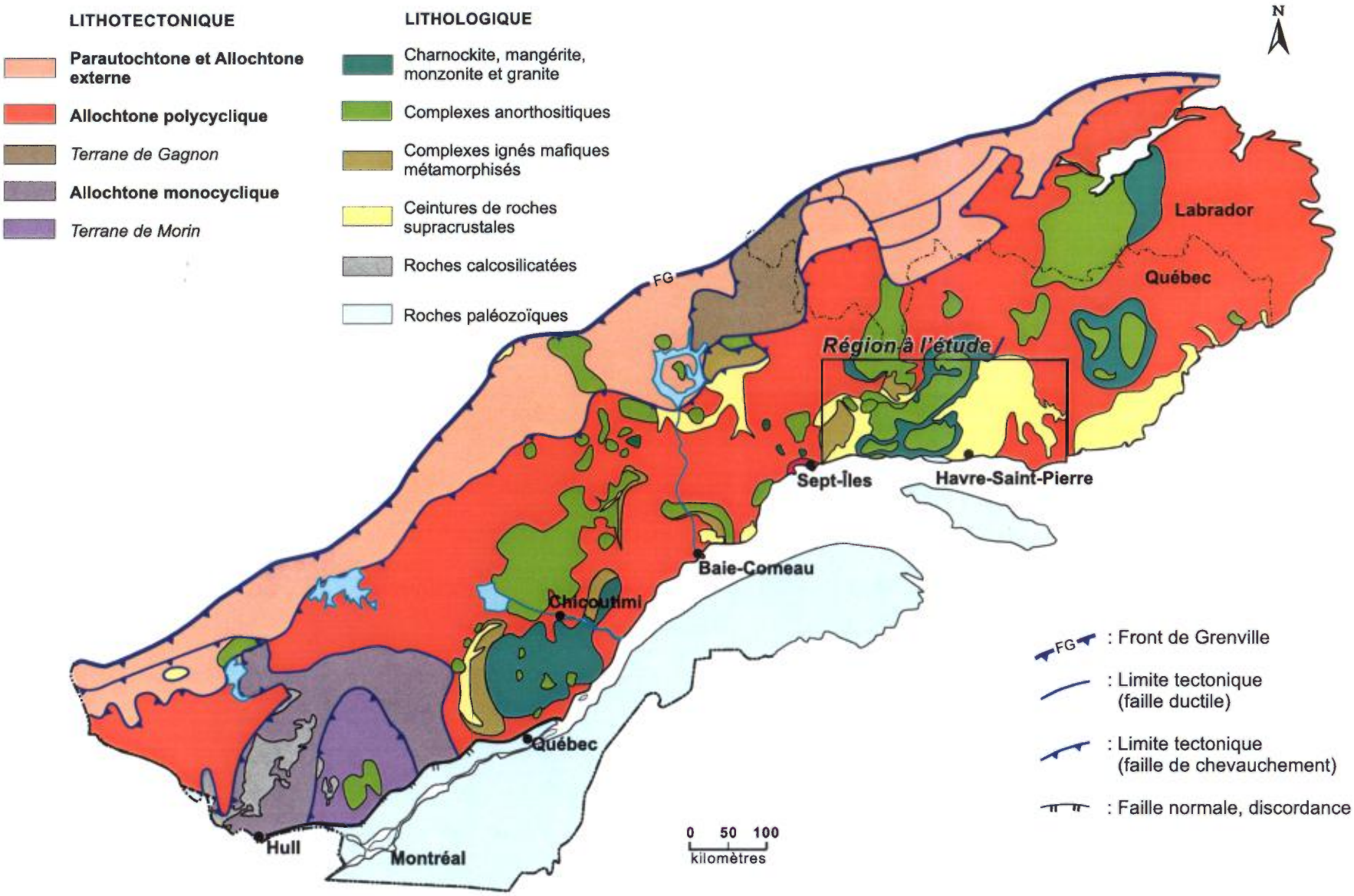


FIGURE 2 - Principales subdivisions lithotectoniques de la Province de Grenville au Québec et au Labrador (modifiée de Perreault et Ouellet, 1999).

Cette entité mafique pourrait être contemporaine de l'activité magmatique granitique du Complexe de Canatiche datée à 1180 Ma.

Les assises rocheuses au nord-est du lac Magpie appartiennent au Complexe gabbronoritique de Poisset et à la Suite anorthositique de Fournier. Même si cette région demeure peu connue, les données de terrain dont nous disposons suggèrent une mise en place contemporaine du Complexe de Poisset et de la Suite anorthositique de Fournier (Chevé *et al.*, 2001). Emslie et Hunt (1990) ont obtenu des âges de 1133 +0/-5 Ma pour un granite rapakivique et de 1123 ±4 Ma pour une monzonite à quartz de la Suite anorthositique de Fournier (figure 3, hors texte).

Complexe de Canatiche

Le Complexe de Canatiche, défini par Gobeil *et al.* (1999) et Chevé *et al.* (2001), a été documenté dans la partie nord-ouest de la région d'étude par Blais (1960) et Chevé *et al.* (2001). Il est constitué principalement de gneiss granitique, de gneiss oeillé et de granite gneissique coupés par des intrusions de granite. Il comprend également des feuillets et des enclaves d'anorthosite et de gabbro, des gneiss variés non granitiques, et quelques niveaux mineurs de roche calcosilicatée et de formation de fer. Un âge de 1181 +3/-2 Ma (Chevé *et al.*, 2001; Wodicka *et al.*, ce volume; figure 3, site 1) a été obtenu par la méthode U/Pb sur zircon pour un granite à biotite et hornblende situé entre les rivières Magpie-Ouest et Manitou. Un leucogranite à biotite faiblement folié et peu magnétique a, pour sa part, donné un âge de 1175 ±4 Ma (Chevé *et al.*, 2001; Wodicka *et al.*, ce volume; figure 3, site 2). Cette roche constitue l'encaissant des indices minéralisés en Fe ± Cu ± ÉTR découverts par la Soquem au nord du lac Manitou (Clark, ce volume). L'âge des composantes gneissiques plus anciennes de ce complexe demeure cependant inconnu. Le Complexe de Canatiche, dont la limite ouest n'est pas établie, peut incorporer des restes de croûtes labradoriennes, c'est-à-dire de plus de 1600 Ma, comme nous portent à le croire les âges modèles Sm/Nd labradoriens obtenus pour certains gneiss du secteur de la rivière Sainte-Marguerite, à l'ouest de la présente région (Dickin, 2000). D'autre part, ce complexe se situe dans le prolongement vers le nord-est d'un vaste terrain dominé par des orthogneiss tonalitiques reconnus initialement dans la région de Baie-Comeau–Rivière Manicouagan. Ces gneiss sont interprétés comme étant les vestiges d'un arc magmatique juvénile; ils ont fourni un isochrone Sm-Nd à 1530 ±70 Ma (Dickin et Higgins, 1992), c'est-à-dire d'âge Mésoprotérozoïque précoce. En conclusion, tel que le suggère Dickin (2000) pour la région à l'ouest de la nôtre, la trame gneissique qui caractérise le Complexe de Canatiche pourrait représenter un arc magmatique labradorien ou pinwarien.

Gabbro de Baune

Le terme Gabbro de Baune (Chevé *et al.*, 2001) désigne une masse de gabbro en forme de croissant d'environ 25 km de longueur sur 10 km de largeur. Le Gabbro de Baune affleure en majeure partie à l'ouest de l'extrémité nord du lac Magpie. La partie nord-est de cette masse se présente sous la forme d'un biseau qui s'insère entre la Suite anorthositique de Fournier, à l'est, et un granite à l'ouest. Le Gabbro de Baune est une roche massive, foliée ou gneissique, à grain moyen à grossier et à texture généralement ophitique. Il est parcouru par de minces niveaux de norite et d'anorthosite à grain grossier et il englobe des enclaves de gneiss quartzofeldspathique.

Les relations d'âge entre le Complexe de Canatiche et le Gabbro de Baune demeurent incertaines. Cependant, à cause de l'association spatiale étroite qui existe entre les granites du Complexe de Canatiche (datés entre 1181-1175 Ma) et le Gabbro de Baune et de leur mise en place dans un même environnement géotectonique (figure 6b et 6c), il est possible que ces deux ensembles aient des liens pétrogénétiques. En effet, les granites du Complexe de Canatiche ont une signature géochimique de granite intra-plaque alors que le Gabbro de Baune a une signature de basalte intra-plaque.

Le Complexe de Poisset

Le terme Complexe de Poisset (Chevé *et al.*, 2001) désigne un gabbronorite granoblastique qui affleure à l'est du lac Magpie. Ce complexe renferme aussi un peu de monzonite, quelques enclaves de gneiss quartzofeldspathique et quelques petites masses de granite massif à folié. Le complexe affleure dans deux zones soulignées par une susceptibilité magnétique élevée entre lesquelles s'insère, avec des contacts déformés et cisaillés, l'extrémité sud-est de la Suite anorthositique de Fournier.

La Suite anorthositique de Fournier

La Suite anorthositique de Fournier est un massif de roches plagioclasiques situé dans la partie centrale nord du DLA. À sa limite sud, elle est en contact avec les roches du Complexe de Poisset et du Complexe de Canatiche. Au nord, elle s'étale à l'extérieur de la présente région jusqu'au Labrador (Sharma et Franconi, 1975). Selon ces auteurs, ce massif anorthositique renferme les roches les moins déformées de la région si on le compare à la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, par exemple. Les structures primaires ignées y sont très communes. La Suite anorthositique de Fournier (anorthosite, mangérite, charnockite et granite (AMCG)) est constituée d'anorthosite, de leuconorite, de norite, de gabbro, de mangérite et de granite. Le granite forme une frange autour des roches mafiques et c'est à

partir de cette association que Emslie et Hunt (1990) en ont fait une suite AMCG. La partie est du massif comporte principalement de la leuconorite, de la norite et du gabbro. Ces lithofaciès sont à l'origine d'une anomalie gravimétrique positive. La partie ouest est constituée principalement d'anorthosite qui montre communément des structures d'écoulement magmatique. La Suite anorthositique de Fournier possède de nombreuses similitudes avec celle de Havre-Saint-Pierre. Elle s'en distingue toutefois par une granulométrie nettement plus grossière, par l'absence de grenat dans la paragenèse minérale et par une linéation tectonométamorphique plongeant vers le nord-est plutôt que vers le sud-est. L'assemblage constitué du Complexe de Poisset et de la Suite anorthositique de Fournier est impliqué dans un chevauchement vers l'ouest. Ce chevauchement est bien développé au niveau du Gabbro de Baune, sur la rive est du lac Magpie. Il s'est développé en réponse à des contraintes est-ouest qui diffèrent de l'évènement à vergence nord-ouest attribué à l'orogenèse grenvillienne (Chevé *et al.*, 2001 et figure 3, cet article).

Des relations de recoupement mutuel suggèrent une mise en place contemporaine de la Suite anorthositique de Fournier et des gabbronorites du Complexe de Poisset. D'une part, des enclaves métriques à décamétriques, aux contacts très nets, de gabbronorite semblable à celui du Complexe de Poisset se logent dans la leuconorite et l'anorthosite de la Suite anorthositique de Fournier. D'autre part, des dykes décimétriques de gabbronorite à grain fin, similaire en tout point à celui des enclaves, recoupent des pointements d'anorthosite du Fournier ou de gabbronorite du Poisset. Les déterminations d'âge absolu disponibles pour les roches de la Suite anorthositique de Fournier se limitent à celles rapportées par Emslie et Hunt (1990) de 1133 +10/-5 Ma pour un granite rapakivique et de 1123 ±4 Ma pour une monzonite à quartz du massif anorthositique d'Atikonak qui fait partie de la Suite anorthositique de Fournier, au-delà de la région d'étude.

DOMAINE DE SAINT-JEAN (DSJ)

Le DSJ occupe la plus grande partie de la demie ouest de la région d'étude (figures 1 et 3). Il est constitué de cinq assemblages rocheux soit le Complexe de Manitou, le Complexe de Magpie, le Complexe de Matamec, les ensembles anorthositiques (l'Anorthosite de Tortue, l'Anorthosite de Thom et la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre) et les intrusions tardives mafiques à felsiques (qui seront décrites plus loin avec les autres intrusions tardigrenvilliennes).

Dans sa partie occidentale, le DSJ comprend les complexes de Manitou, de Magpie et de Matamec. Dans sa partie orientale, le DSJ est représenté presque exclusivement par la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (SAHSP). Les assemblages gneissiques du DSJ (complexes de Manitou et de Magpie) sont métamorphisés au faciès supérieur des amphibolites ou au faciès des granulites (figure 4). Le Complexe de Matamec, constitué presque exclusivement de roches ignées, est métamorphisé au faciès des granulites (figure 4).

Le Complexe de Matamec constitue une écaille tectonique chevauchée sur le Complexe de Manitou lors de l'orogenèse grenvillienne. Le gabbronorite et la mangérite du Matamec se sont mis en place entre 1378 et 1351 Ma. Sur la base de leur signature géochimique (Saint-Germain et Corriveau, ce volume), la mise en place de ces roches pourrait être liée à une phase d'extension crustale entre 1378 et 1351 Ma.

Complexe de Manitou

Le terme Complexe de Manitou (Gobeil *et al.*, 1999 et Chevé *et al.*, 1999) s'applique à un ensemble déformé et métamorphisé de roches gneissiques et de roches intrusives felsiques, mafiques et ultramafiques, localisé sur le plateau à l'est du lac Manitou. La signature magnétique de ces roches permet de les suivre vers l'ouest jusqu'à la vallée de la rivière Nipissis. Une partie de ces unités a fait l'objet d'une cartographie antérieure (Jenkins, 1956 et 1957; Hogan, 1971). Jenkins fait référence à ces faciès sous le vocable de « roches métasédimentaires et roches ignées associées », alors que Hogan les appelle « paragneiss de type Grenville ».

Le gneiss quartzofeldspathique, le gneiss à orthopyroxène, clinopyroxène et hornblende (± biotite ± grenat) et le gneiss granitique dominent dans le Complexe de Manitou. Ils sont accompagnés de gneiss à sillimanite ou à graphite, de quartzite, de marbre, de roche calcosilicatée, de grenatite, de métabasite communément grenatifère et d'amphibolite à pyroxène. Les roches intrusives sont représentées par le gabbro, l'amphibolite à pyroxène, la mangérite, le leucogranite rose à magnétite, le granite folié à gneissique, la syénite, la syénite à néphéline et un cortège de petites masses granitiques à tonalitiques. Ces roches intrusives sont peu à très déformées et vraisemblablement syn- à postcinématiques (Paterson et Tobish, 1988).

Les roches du Complexe de Manitou ont atteint des conditions de métamorphisme régional de haut grade, soit au faciès des granulites, au pourtour du lac Manitou, soit au faciès des amphibolites, à l'ouest, dans la région du lac Nipisso (figure 4). Un gradient métamorphique croissant d'ouest en est se dégage ainsi dans la région. Les roches gneissiques du Complexe de Manitou sont, en général, très déformées. Une foliation et une gneissosité anciennes associées à un métamorphisme précoce ont été reprises par une déformation plus récente donnant lieu à la formation d'une structure planaire très régulière de type « gneiss droit ». Une linéation minérale et d'étirement et de nombreux indicateurs cinématiques indiquent un transport tectonique important vers le NW (figure 5). Le métamorphisme ancien auquel nous référons n'a pas été reconnu à travers les minéraux qui ont été datés. Il peut représenter les premières

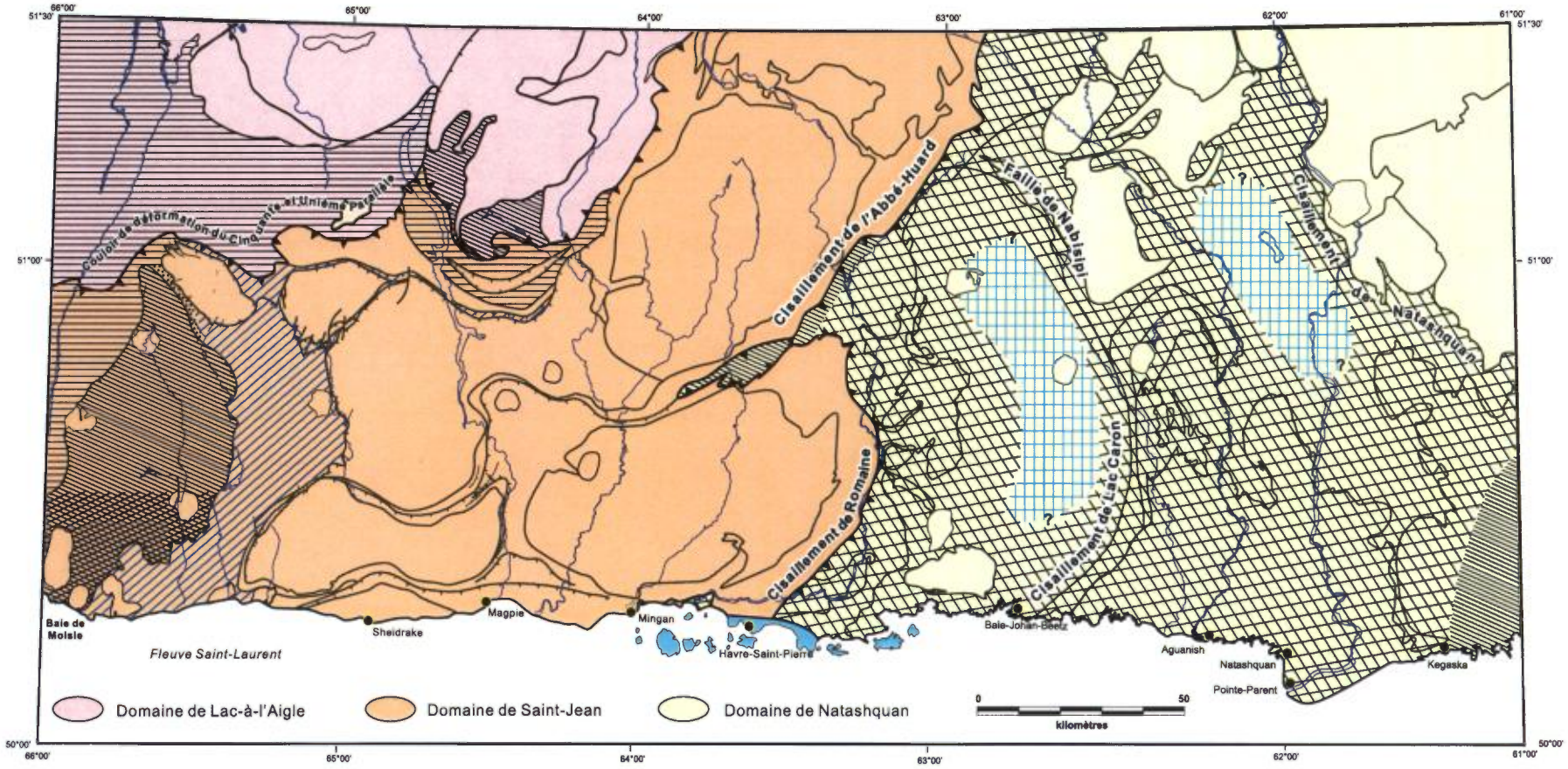


FIGURE 4 - Distribution géographique des faciès métamorphiques dans les domaines de Lac-à-l'Aigle, de Saint-Jean et de Natashquan.

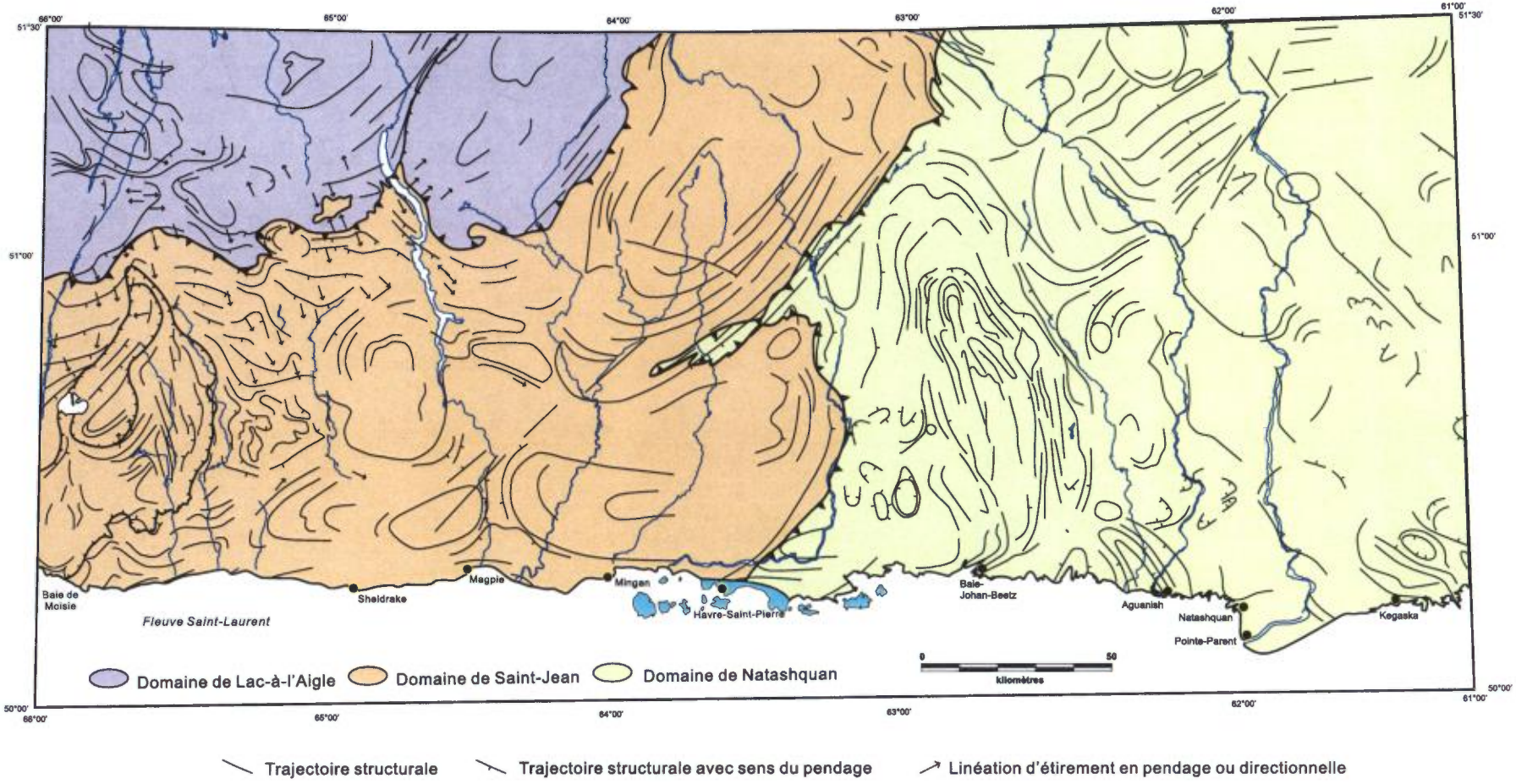


FIGURE 5 - Trajectoires structurales de la moyenne Côte-Nord établies à partir des cartes géologiques, du champ magnétique et des images satellitaires.

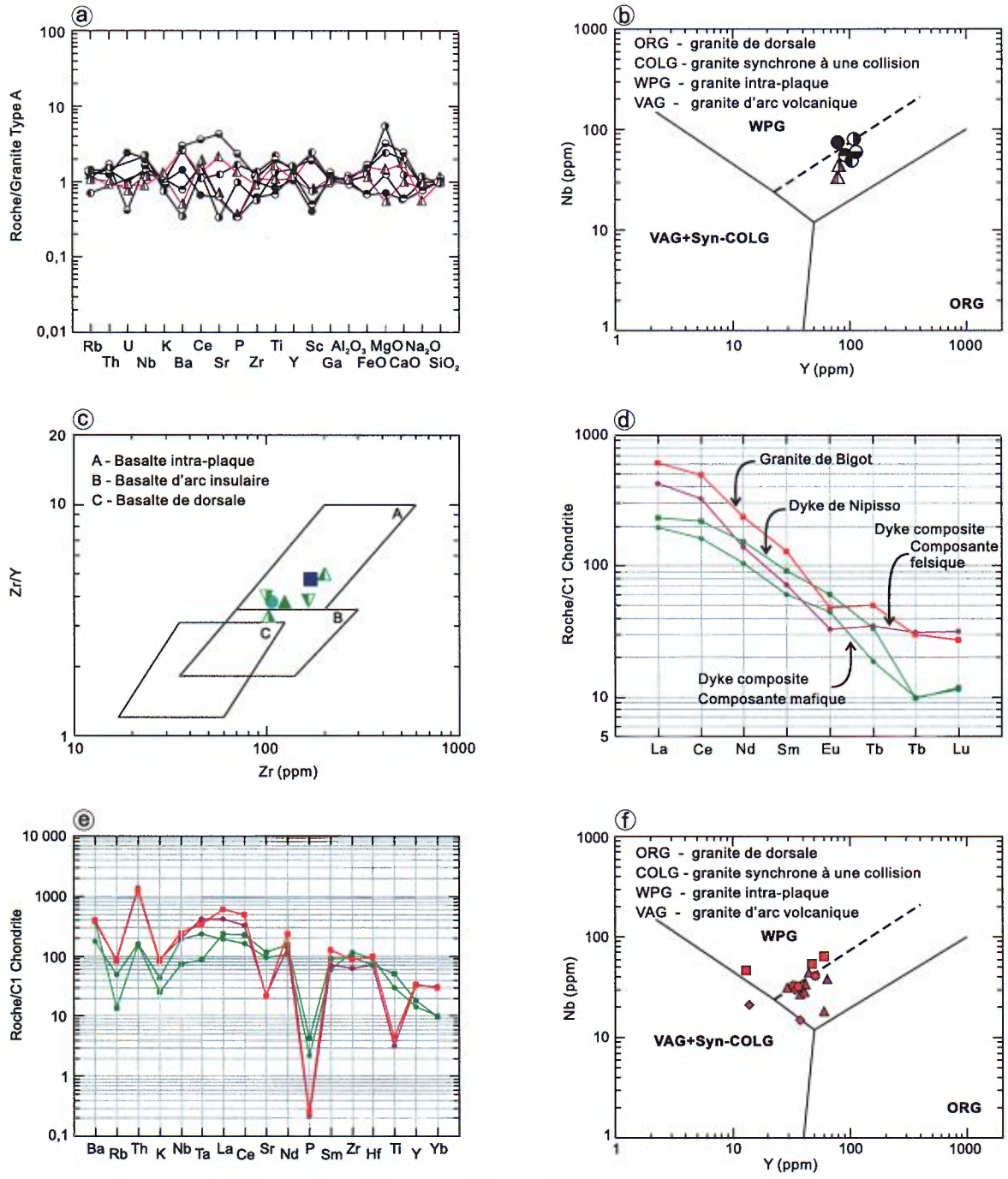


FIGURE 6 - Géochimie des principales lithologies des domaines de Lac-À-l'Aigle et de Saint-Jean : **a)** et **b)** géochimie de différents types de roches granitiques (valeurs moyennes de différents sous-types chimiques non définis dans le cadre du présent rapport) des complexes de Canatiche (symboles ronds) et de Manitou (symboles triangulaires) : **a)** spectres d'éléments en traces normalisés à la composition du granite de type A de Whalen *et al.* (1987), **b)** diagramme de discrimination de Nb versus Y des granites selon Pearce *et al.* (1984). **c)** Diagramme de discrimination de Zr/Y versus Zr des basaltes selon Pearce et Norry (1979) appliqué aux roches mafiques (valeurs moyennes de différents sous-types chimiques non définis dans le cadre du présent rapport) du Gabbro de Beaune (carré bleu), du Complexe de Canatiche (rond et triangle pleins et verts) et du Complexe de Manitou (symboles triangulaires verts partiellement évidés). **d)** et **e)** Géochimie comparée du Granite de Bigot (carré rouge) et du Dyke de Nipisso (carré vert) avec les composantes felsique (rond rouge) et mafique (rond vert) d'un dyke composite de la région du nord du lac Manitou : **d)** spectres des terres rares et **e)** spectres d'éléments en traces normalisés aux chondrites de type C1 de Sun et McDonough (1989). **f)** Géochimie des intrusions felsiques et composites tardi- à postorogéniques dans le diagramme de discrimination des granites de Pearce *et al.* (1984); échantillons analysés : Granite de Bigot (carrés rouges), Granite de Cacaoni (losanges rouges), Intrusion de Boutereau (ronds rouges), Intrusion de Laura (triangles rouges pontant vers le haut) et Intrusion de Pollock (triangle rouge pointant vers le bas partiellement masqué par un échantillon de l'Intrusion de Boutereau); seuls les échantillons des intrusions composites contenant plus de 56 % SiO_2 sont représentés en **f**.

manifestations du métamorphisme grenvillien qui a culminé vers 1080 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume). Ce métamorphisme peut être plus vieux (d'âge pinwarien ou labradorien) et complètement masqué par les effets du métamorphisme grenvillien.

Un leucogranite à magnétite a révélé un âge de cristallisation de 1168 ±6 Ma (Chevé *et al.*, 1999 et Wodicka *et al.*, ce volume; figure 3, site 3), tandis qu'un gneiss granitique oeillé a donné un âge de 1143 +9/-6 Ma (Gobeil *et al.*, 1999 et Wodicka *et al.*, ce volume, figure 3, site 4), ce qui suggère que l'activité magmatique s'est étendue sur une durée d'au moins 30 Ma.

L'âge des granites qui recoupent les paragneiss du Manitou (1168-1143 Ma) est très proche de celui des granites qui recoupent les gneiss du Canatiche (1181-1175 Ma) du DLA. Les deux groupes de granite ont des signatures géochimiques semblables (anorogénique et intraplaque, figures 6a et 6b). Si ces granites représentent le même évènement magmatique, il faut conclure que ces deux domaines n'étaient pas éloignés l'un de l'autre avant leur juxtaposition lors de l'orogénie grenvillienne ou encore que ce magmatisme a été actif sur une grande étendue. Enfin, considérant que le Gabbro de Baune et les composantes mafiques à l'intérieur du Manitou ont également une signature géochimique intraplaque (figure 6c), il est possible que ces magmas mafiques soient contemporains du magmatisme granitique du Canatiche et du Manitou daté de 1181 à 1143 Ma.

Complexe de Magpie

Le Complexe de Magpie (Chevé *et al.*, 2001) comprend l'ensemble des roches gneissiques d'extension régionale qui affleurent dans la région du lac Magpie. Il se présente sous la forme d'un croissant moulé, d'une part, sur la Suite anorthositique de Fournier et sur le Complexe de Poisset, et, d'autre part, sur la SAHSP. Il est avec ceux-ci en contact de faille. Ce complexe est composé essentiellement de gneiss feldspathique et de gneiss quartzofeldspathique dans lesquels s'intercalent des niveaux de paragneiss de couleur rouille. Il renferme des orthogneiss granitiques à tonalitiques, du gabbro, de l'amphibolite foliée à gneissique et une masse de granite folié. Les différentes unités du Complexe de Magpie ont une orientation générale NW-SE dans sa partie occidentale et NE-SW dans sa partie orientale. Le Complexe de Magpie est déformé par des plis à faible plongée orientés dans l'axe du croissant lui-même.

Origine et âge des complexes de Manitou et de Magpie

La diversité des assemblages gneissiques des complexes de Manitou et de Magpie rend spéculatives les interprétations sur leur origine. Les roches d'origine clairement sédimentaire sont peu abondantes. La présence locale dans le paragneiss quartzofeldspathique de roche calcosilicatée et de calcaire cristallin suggère un environnement de déposition de plate-forme marine. Dans ce contexte, les lithofaciès plus riches en minéraux mafiques pourraient être dérivés de grauwacke ou de roche volcanique, lave ou tuf, de composition intermédiaire ou mafique. De même, les niveaux amphibolitiques, mafiques et ultramafiques, peuvent représenter soit les vestiges de roches basaltiques soit des injections variablement discordantes de magmas mafiques. Les gneiss granitiques, dont l'abondance est relativement élevée dans la région de Manitou ou plus au sud, témoignent d'un magmatisme granitique important.

Pris dans leur ensemble, les complexes de Manitou et de Magpie partagent plusieurs caractéristiques lithologiques. Les roches du Complexe de Manitou affleurant dans le secteur nord du lac des Eudistes ressemblent à celles de l'extrémité nord-ouest du Complexe de Magpie, ces deux régions contenant, entre autres, une quantité importante de paragneiss à graphite et sulfures. De plus, les complexes de Magpie et de Manitou partagent une linéation tectonique d'orientation constante. Ils sont également bordés et recoupés par des zones de chevauchement formées à la suite d'une contraction tectonique régionale dirigée vers le nord-ouest et vraisemblablement responsable de l'écaillage de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Aucun lien physique ne permet cependant de relier les deux complexes même si, à l'origine, les sédiments ont pu être déposés dans un même bassin sédimentaire. Il est tout à fait possible que ces complexes se confondent sous les massifs anorthositiques de Rivière Magpie-Ouest, du Nord-Ouest et de Rivière Sheldrake de la SAHSP. La présence d'écailles de gneiss du Complexe de Manitou entre les massifs anorthositiques appuie un tel modèle.

Les roches gneissiques des Complexes de Manitou et de Magpie sont vraisemblablement les vestiges d'un ou de plusieurs bassins sédimentaires ou volcaniques qui ont par la suite été envahis par des intrusions entre 1168 et 1143 Ma. Ces bassins se seraient formés entre environ 1590 à 1550 Ma, l'âge des zircons détritiques les plus jeunes dans le paragneiss du Manitou et 1168 Ma, l'âge du granite le plus vieux qui coupe les paragneiss. (Wodicka *et al.*, ce volume). L'absence de zircons détritiques plus jeunes que 1550 Ma suggère que la déposition de ces roches sédimentaires pourrait avoir été contemporaine de la déposition du Groupe de Wakeham entre 1630 et 1503 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume) comme nous le verrons plus loin.

Complexe de Matamec

Hogan (1971) appelle « Groupe de Moisie » un ensemble de roches à hypersthène situé à l'est du lac Nipisso et qui s'étend vers le sud de part et d'autre des cours supérieur et moyen de la rivière Matamec. Gobeil *et al.* (1999) ont proposé de remplacer le terme « Groupe de Moisie » par celui de Complexe de Matamec qui se conforme mieux à la nomenclature stratigraphique et ils ont étendu son aire d'affleurement. Le Complexe de Matamec constitue une unité régionale d'environ 80 km sur 40 km, allongée dans une direction

nord-sud et caractérisée par une signature magnétique de haute intensité et une anomalie gravimétrique positive.

Le Complexe de Matamec est dominé par un gabbronorite injecté de mangérite, de monzonite ou de granite. Le gabbronorite typique est une roche grise ou parfois brun rouille, à grain fin à moyen, constituée de plagioclase, d'orthopyroxène et de clinopyroxène en proportions variables. Il montre une texture variant de granoblastique grenue d'origine métamorphique, à subophitique à ophitique, d'origine ignée, et laissant voir peu de recristallisation. La mangérite et la monzonite sont porphyriques; les phénocristaux de plagioclase et d'orthose mésoperthitique communément rapakivique sont enrobés d'une matrice de minéraux felsiques et mafiques. Elles sont intimement associées au gabbronorite dans lequel on les trouve en masses ou en feuillets kilométriques, mais, le plus souvent, en amas ou en feuillets irréguliers de faible dimension. Le granite forme également de nombreux amas irréguliers de faible dimension, mais une masse plus volumineuse se déploie parallèlement au gabbronorite formant le flanc est du Complexe de Matamec, de façon plus ou moins conforme au grain tectonique régional. Quelques intrusions de gabbronorite à olivine coronitique percent à travers les faciès précédents du Matamec. La plus importante, qui fait environ dix kilomètres sur six, est centrée sur la région située au nord-est du lac Matamec, juste à l'est de l'Anorthosite de Thom. Quelques bandes de gneiss, d'extension kilométrique et d'épaisseur hectométrique, et des brèches enderbitiques à enclaves hétérolithiques d'origine incertaine marquent le tracé d'importantes discontinuités tectoniques internes du Complexe de Matamec. Le dyke de gabbronorite du lac Volant, qui contient des minéralisations en Cu-Ni-Co (Perreault *et al.*, 1996, Clark, ce volume; Nabil *et al.*, ce volume), constitue une phase intrusive tardive de ce complexe.

Le Complexe de Matamec est caractérisé par de nombreux phénomènes de mélange de magmas impliquant le gabbronorite, la mangérite ou la monzonite (Gobeil *et al.*, 1999, Saint-Germain et Corriveau, ce volume). L'injection simultanée de ces magmas a conduit à la formation d'enclaves décimétriques à métriques aux contours nets, irréguliers ou crénelés de matériel gabbronoritique dans une matrice mangéritique ou monzonitique. Le mélange intrusif ainsi produit ressemble à une brèche de coulée à coussins isolés.

L'analyse de la structure interne du Complexe de Matamec révèle au moins deux phases de plissement à l'origine du grain tectonique à dominance nord-sud (figure 5). Les linéations sont d'orientation variable et présentent un patron qui diffère de celui des unités adjacentes, en particulier de celui du Complexe de Manitou. Cette structuration interne du Matamec a été acquise avant son transport à sa position actuelle. Elle est vraisemblablement contemporaine du développement du métamorphisme granulitique (figure 4) entre 1378 et 1350 Ma comme nous le verrons plus loin.

La présence d'une zone continue de cisaillement ductile ceinturant le Complexe de Matamec et de nombreux indicateurs cinématiques permet de le considérer comme une unité chevauchée sur le Complexe de Manitou. Un métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites inférieur ou des schistes verts accompagne ce chevauchement (Gobeil *et al.*, 1999 et figure 4). L'attitude de la linéation à la semelle du Matamec, à son apex nord, est tout à fait semblable au patron observé dans le Manitou et attribué à un chevauchement vers le nord-ouest. Le Matamec apparaît donc comme un ensemble allochtone par rapport au Manitou; la distance de transport tectonique à partir de sa position originale demeure cependant inconnue.

Structuralement, le Complexe de Matamec définit une synforme d'envergure régionale plongeant vers le sud, aux flancs subverticaux et dont la trace axiale est plus ou moins nord-sud. Les données gravimétriques indiquent que l'épaisseur maximale du Complexe de Matamec est de l'ordre de 6 à 7 kilomètres dans sa région centrale (Gobeil *et al.*, 1999).

La mangérite et des niveaux de granite oeillé ont livré des âges respectifs de 1371 +7/-5 Ma, 1371 ±2 Ma et 1378 ±4 Ma (Gobeil *et al.*, 1999, Wodicka *et al.*, ce volume; figure 3, sites 8, 9 et 10). Les structures de mélange de magmas impliquent une mise en place simultanée des composantes gabbronoritique et mangéritique du Matamec. Par contre, le dyke de gabbronorite du lac Volant, daté à 1351 ±6 Ma (Gobeil *et al.*, 1997, Wodicka *et al.*, ce volume; figure 3, site 11) est peu déformé et recoupe clairement la foliation mylonitique qui affecte localement le Matamec (Perreault *et al.*, 1997). La déformation et le métamorphisme au faciès des granulites du Matamec se sont donc produits pendant ou à la fin de la mise en place des phases magmatiques principales du Matamec entre 1378 et 1351 Ma. Ces roches ont, par la suite, été injectées de dykes mafiques vers 1350 Ma et transportées par un chevauchement vers le nord-ouest sur le Complexe de Manitou lors de l'orogenèse grenvillienne.

Les ensembles anorthositiques

Trois unités d'anorthosite sont présentes dans le DSJ : l'Anorthosite de Tortue, située à l'ouest du lac Manitou, l'Anorthosite de Thom, à l'ouest du lac Matamec, dans la partie sud-ouest de la région, et la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (SAHSP), de loin la plus importante en superficie, qui couvre les deux tiers du DSJ (figures 1 et 3).

Ces unités sont caractérisées par un ensemble de lithofaciès couvrant le spectre anorthosite-leuconorite-leucogabbro-mangérite. Un litage magmatique primaire et des injections subconcordantes sont observés localement dans tous les faciès. De la norite, du gabbro et de la troctolite constituent des faciès mineurs au sein de ces roches plagioclasiques. De la pyroxénite apparaît aussi, surtout en bordure de l'Anorthosite de Tortue et, localement, dans la SAHSP.

Anorthosite de Tortue

L'Anorthosite de Tortue (Gobeil *et al.*, 1999) forme un massif oval orienté NW-SE d'environ 250 km^2 (figures 1 et 3). Sur la carte du champ magnétique régional, l'Anorthosite de Tortue est clairement délimitée par une dépression magnétique qui présente une susceptibilité croissante du sud-ouest vers le nord-est. Le changement de signature magnétique correspond grossièrement au changement de lithofaciès. Trois unités peuvent être distinguées. La première unité, non différenciée, forme la plus grande partie de l'intrusion. Elle est constituée de lits ou d'amas d'anorthosite et de leuconorite avec des quantités subordonnées de norite et de gabbro. Ces roches sont recristallisées, porphyroclastiques et foliées. Leur granulométrie originale était moyenne à grossière, telle que l'indique la présence commune de grains grossiers d'orthopyroxène présentant une morphologie interstitielle. Ces derniers baignent dans une matrice plagioclasique, de couleur blanche ou grise, à texture granoblastique saccharoïde à grain fin, qui contient des porphyroclastes de plagioclase centimétriques à décimétriques. La seconde unité est formée de leuconorite, avec un peu d'anorthosite, de norite, de gabbro et de pyroxénite. Elle présente un litage magmatique de puissance décimétrique sur la frange ouest du massif. Des niveaux de pyroxénite, atteignant deux mètres d'épaisseur, ont été observés près de la bordure sud-ouest de l'intrusion. Ces roches sont massives, à grain moyen et minéralisées en pyrrhotite et chalcopyrite. La troisième unité est une monzonite foliée et oeillée, caractérisée par une anomalie magnétique positive très forte qui marque la bordure nord-est du massif. Des injections tardives de leucogabbro, de leuconorite et de gabbronorite à grain grossier et des dykes mafiques (amphibolites) à grain fin recoupent les lithologies principales. Une foliation magmatique discrète marquée par l'alignement fruste des prismes de plagioclase caractérise l'intrusion. La foliation tectonique s'exprime dans l'allongement des agrégats interstitiels de pyroxènes ou de minéraux opaques.

Le développement d'une foliation mylonitique ou de gneiss droits en bordure de l'intrusion ne laisse aucun doute quant à la nature tectonique du contact entre l'anorthosite et les gneiss encaissants. Cette foliation correspond à la foliation grenvillienne des unités stratigraphiques adjacentes; l'Anorthosite de Tortue serait donc prégrenvillienne et allochtone par rapport à ses encaissants gneissiques. Enfin, il n'est pas exclu que l'Anorthosite de Tortue soit un fragment de la SAHSP démembré et transporté.

Anorthosite de Thom

L'Anorthosite de Thom (nouvelle unité lithodémique) affleure dans la partie sud-ouest du DSJ, près du lac Matamec (figures 1 et 3; Greig, 1945). Elle forme un massif oval d'environ 100 km^2 orienté selon un axe NNE-SSW. Le massif est composé principalement d'anorthosite et localement de leuconorite, de norite ou de gabbro. L'anorthosite possède une granulométrie moyenne à grossière, certains plagioclases atteignant 30 centimètres de longueur. Les phénomènes de cataclase et de recristallisation granoblastique sont omniprésents. Des blocs ou des enclaves de gneiss baignent dans l'anorthosite (Greig, 1945), démontrant clairement que la déformation et le métamorphisme des gneiss environnants sont plus vieux que l'anorthosite. Si la formation des gneiss est attribuable à l'orogénie grenvillienne, l'anorthosite est plus jeune et pourrait être du même âge que le massif de Rivière-au-Tonnerre (1062 Ma, van Breeman et Higgins, 1993) comme nous le verrons plus loin; sinon, l'Anorthosite de Thom pourrait être aussi vieille que les anorthosites des autres massifs de la SAHSP datés entre 1140 et 1130 Ma, ou même plus vieille.

Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (SAHSP)

Nomenclature

Retty (1944) a observé 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) identifient au moins trois massifs dans la région : les massifs du lac Fournier, de Havre-Saint-Pierre et de la rivière Romaine. Le massif du lac Fournier est l'équivalent de la Suite anorthositique de Fournier décrite dans la présente étude. Le massif de Havre-Saint-Pierre, allongé dans l'axe est-ouest, entre Havre-Saint-Pierre et Sheldrake, inclut les massifs de Lac Allard, de Rivière-au-Tonnerre, de Lac Brézel, de Rivière Sheldrake, du Nord-Ouest et de Rivière Magpie-Ouest de la présente étude (figures 1b et 3). Le massif de la rivière Romaine a une direction vers le nord-est et se rattache, au sud, au massif de Havre-Saint-Pierre; il correspond au massif de Rivière Romaine de la présente étude. Keary et Thomas (1979) reprennent la nomenclature de Sharma et Franconi (1975) et ils reconnaissent qu'une anomalie gravimétrique positive est centrée sur les massifs de Fournier et de Havre-Saint-Pierre; elle pourrait être causée par une masse importante de gabbro en profondeur. Les roches minéralisées en ilménite du secteur oriental du massif de Lac Allard ont été décrites par Hargraves (1959, 1962) et Bergeron (1973 et 1986). Ces auteurs associent les minéralisations à la suite, mais n'incluent pas dans cette suite la couronne mangéritique. Dépatie (1967) et Hocq (1982) ont cartographié en détail la partie orientale de ce massif et sa couronne mangéritique.

Emslie et Hunt (1990) considèrent 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. D'autre part, le terme « Complexe anorthositique de Havre-Saint-Pierre » est utilisé par Van Breemen et Higgins (1993) pour désigner l'ensemble des anorthosites qu'ils divisent en « lobes », soit les « lobes » du lac Allard, du nord-est, du nord-ouest, et du sud-ouest, ce dernier étant également appelé l'Anorthosite de Magpie. Ces auteurs désignent par

le terme « complexe de lac Fournier » la masse d'anorthosite située dans la partie nord du DLA et nommée dans le présent rapport la Suite anorthositique de Fournier. Enfin, Martignole (1996), dans sa revue des anorthosites du Grenville, reprend le terme « Complexe anorthositique de Havre-Saint-Pierre » pour désigner, en plus des massifs définis par Sharma et Franconi (1975), un quatrième pluton, celui d'Atikonak qui fait partie du massif du lac Fournier de Sharma et Franconi (1975) ou, dans la présente étude, de la Suite anorthositique de Fournier.

Afin de respecter les règles de nomenclature du Code stratigraphique nord-américain (DV 86-02, MER, 1986), Madore *et al.* (1999) proposent d'inclure l'ensemble des massifs anorthositiques (à l'exclusion de la Suite anorthositique de Fournier) ainsi que les enveloppes de mangérite-charnockite-granite qui les entourent dans une même unité, la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Dans le présent travail, le terme « Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre » est maintenu tel que l'ont défini Madore *et al.* (1999). L'appellation des différents massifs de Sharma et Franconi (1975) est conservée, toutefois leur définition originale est modifiée pour tenir compte des données acquises lors des travaux récents de cartographie dans la région. Enfin, de nouvelles appellations sont introduites pour les massifs qui n'avaient pas été définis. Tous ces massifs sont identifiés sur la figure 1b.

Les anorthosites et les roches plagioclasiques associées

La SAHSP couvre le spectre anorthosite-leuconorite-norite-leucogabbro-mangérite. Le gabbro, la troctolite, la monzonite et la charnockite constituent des lithofaciès mineurs au sein de ces roches plagioclasiques. Il en est de même pour la pyroxénite qui s'observe surtout dans les zones bordières de certains massifs, environnement dans lequel ont été recensées les plus importantes minéralisations de Cu-Ni dans les anorthosites (Clark, ce volume). La SAHSP contient d'importants gîtes d'ilménite et de magnétite, en particulier à proximité des lacs Puyjalon, Allard et Tio (Perreault et Jacob, ce volume), et des indices de chrome.

L'anorthosite apparaît comme le faciès le plus commun. Elle est généralement blanche ou gris clair à foncé, mais ici et là, elle est gris-bleu, verte ou noire. Elle est à grain grossier à très grossier, localement pegmatitique, équigranulaire à porphyroïde. Les phénocristaux de plagioclase blanc, gris clair, gris-noir ou gris-bleu peuvent atteindre quelques décimètres de longueur dans les variétés les plus grossières. La composition des plagioclases n'a pas été mesurée systématiquement dans les différents massifs. Cependant, il semble que cette composition puisse varier considérablement d'un massif à l'autre. En effet, les compositions moyennes du plagioclase des massifs de Lac Allard et de Rivière Magpie-Ouest correspondent respectivement à l'andésine calcique (An46, Hocq, 1982) et à la labradorite (An60, Aguillaume, 1972). L'orthopyroxène et le clinopyroxène, en grands cristaux, remplissent les interstices entre les plagioclases.

Selon Sharma et Franconi (1975), la SAHSP a été fortement déformée, contrairement à la Suite anorthositique de Fournier du DLA. L'anorthosite massive, très grossière et sans évidence de déformation, constitue un faciès relativement rare qui présente une teinte gris foncé à noire caractéristique. Le faciès commun est une roche gris moyen à blanchâtre, variablement déformée et recristallisée. L'anorthosite la moins déformée est typiquement protoclastique; un film blanchâtre de très fins néocristaux de plagioclase enveloppe les phénocristaux de plagioclase originaux de couleur gris foncé. Cette recristallisation se manifeste également le long de fractures qui parcourent les cristaux de plagioclase. À un stade plus avancé de recristallisation, l'anorthosite présente une texture porphyroclastique caractérisée par des cristaux de plagioclase centimétriques, anguleux et irréguliers enrobés d'une matrice plagioclasique de granulométrie nettement plus fine qui révèle une texture granoblastique équigranulaire, interlobée à polygonale. Dans les anorthosites les plus déformées, les porphyroclastes de plagioclase se font plus rares (au plus 10 à 15 %) et de taille plus réduite, peu différente dans certains cas de celle des grains de la matrice granoblastique. La foliation tectonique est soulignée par des lentilles étirées de minéraux ferromagnésiens ou par les porphyroclastes de plagioclase. Une partie de la recristallisation des plagioclases peut représenter un phénomène syn- magmatique dans un contexte de mise en place sous contrainte. C'est le cas là où la recristallisation est exprimée par un mince film blanchâtre ou le long de fines fractures qui parcourent les cristaux de plagioclase. Cependant, la plus grande partie de cette recristallisation est syntectonique. Elle est associée à la déformation régionale, en particulier au transport tectonique lors de l'orogénie collisionnelle grenvillienne.

Quelques traits particuliers, sur le plan de la minéralogie, du métamorphisme, de la déformation et de la métallogénie, caractérisent certains massifs. Le massif de Sheldrake renferme communément des porphyroblastes de grenat hypidiomorphe qui peuvent atteindre quelques centimètres de diamètre. Ces porphyroblastes contiennent de nombreuses inclusions de plagioclase. Dans les anorthosites et les leuconorites du massif du nord-ouest de la SAHSP, on remarque, de façon presque systématique, le développement de textures coronitiques; des couronnes d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de grenat s'insèrent entre les minéraux mafiques primaires (olivine ou orthopyroxène) et le plagioclase. Ces couronnes sont très rares ou absentes dans les autres massifs. Le massif du nord-ouest contient, sur son flanc ouest, une unité de gabbro, de gabbronorite et de norite contenant localement de la pyroxénite et des zones litées où alternent des niveaux métriques à plurimétriques d'anorthosite/leuconorite, de norite et de pyroxénite. Des injections discordantes de pyroxénite recoupent également l'unité. L'assemblage est localement minéralisé en sulfures de Cu-Ni (Clark, ce volume). Enfin, dans le même massif, dans les zones où les

déformations sont plus prononcées, le développement d'une linéation minérale d'attitude comparable à celle des gneiss adjacents du Manitou permet d'associer dans le temps cette structure linéaire à la genèse de la linéation régionale orientée SSE-NNW associée au chevauchement grenvillien vers le NNW.

Le massif de Rivière Magpie-Ouest est le plus déformé des massifs de la SAHSP. Il est constitué presque essentiellement de trois unités lithologiques : un leucogabbro grenatifère recristallisé, gneissique ou rubané, une unité subordonnée d'anorthosite blanche et un peu de pyroxénite recristallisée et transformée en amphibolite. Les faciès déformés portent une structure gneissique rubanée qui apparaît très souvent comme un gneiss droit. Cette gneissosité contient une linéation tectono métamorphique d'orientation NNW-SSE. Au nord du massif de Rivière Magpie-Ouest, une unité de gabbronorite coronitique, de gabbro et d'anorthosite localement lités apparaît comme une klippe faisant partie de la SAHSP du DSJ. L'analyse des données structurales de l'ensemble suggère une flexure synforme est-ouest acquise postérieurement au chevauchement NNW. (Chevé *et al.*, 2001 et figure 5).

Le massif de Rivière-au-Tonnerre est constitué d'une anorthosite mégacristique grise peu ou moyennement recristallisée. Ce massif contient des enclaves métriques à plurimétriques d'anorthosite, de leuconorite ou de norite complètement recristallisées et foliées, suggérant qu'un magma anorthositique ait été injecté à travers une anorthosite plus vieille et déjà déformée.

Les mangérites et les roches associées

Les mangérites et les roches associées (jotunite, ferrodiorite, charnockite et syénite à hypersthène) forment la bordure des massifs anorthositiques de Lac Brézel, de Lac Allard et de Rivière Romaine (figure 3). La mangérite en constitue le lithofaciès principal, les autres types de roches ne représentant que des variations locales. La distribution des couronnes mangéritiques peut être tracée assez facilement grâce aux anomalies magnétiques positives qui les accompagnent et que l'on ne retrouve pas dans les anorthosites. Les mangérites sont des roches verdâtres à brunâtres, à grain grossier et communément porphyritiques. Elles sont déformées à divers degrés et possèdent une foliation prononcée.

Quoique les enclaves d'anorthosite soient communes dans la mangérite, on reconnaît, par endroits, des structures intrusives caractéristiques des zones de mélange de magma. Dans le massif de Lac Allard, le passage de l'anorthosite à la mangérite est marqué par la présence dans la mangérite de mégacristaux pluridécimétriques de plagioclase semblables à ceux présents dans l'anorthosite sous-jacente. Ces observations suggèrent un lien génétique entre les massifs anorthositiques et leurs enveloppes mangéritiques. Cette notion de contemporanéité est appuyée par les données géochronologiques (Wodicka *et al.*, ce volume). D'autre part, à l'échelle régionale, Sharma et Franconi (1975) ont noté, qu'en général, les textures de recristallisation et les structures de déformation sont mieux marquées près des anorthosite-mangérite qu'à l'intérieur des masses elles-mêmes.

Les grandes zones de cisaillement et les couloirs de déformation de la SAHSP

La limite nord de la SAHSP est caractérisée par une série d'écailles frontales qui, en raison de leur faible pendage vers le sud, présentent une topographie en cuesta à front nord. Ces écailles contiennent une foliation ou une gneissosité qui s'accentue progressivement à l'approche de la limite des écailles. Les bordures des écailles marquées par des roches mylonitiques possèdent une structure de gneiss droit conforme à celle des copeaux de gneiss quartzofeldspathique, granitique ou mafique qui les séparent. Les gneiss droits sont formés par l'alternance de lits d'anorthosite granoblastique à grain très fin et de lits de gabbro grenatifère. Le massif de Rivière Magpie-Ouest, entre autres, a été transformé de façon pénétrative par ce type de déformation. Partout dans le massif, la fabrique planaire porte une linéation d'étirement définie par des cristaux allongés de hornblende et conforme à un transport tectonique important vers le NW. Le long de cette zone de déformation, pour laquelle nous introduisons le terme de Couloir de déformation du Cinquante et Unième Parallèle (CDCUP), le DSJ, représenté par les complexe de Manitou et de Magpie et par la SAHSP, chevauche le DLA. Le développement de ce Couloir de déformation s'inscrit dans le même évènement que le chevauchement de la nappe de Matamec sur les gneiss du Manitou, plus à l'ouest. Il est également contemporain du développement de la linéation orientée NW-SE dans les gneiss du Complexe de Manitou (figures 1b et 5). L'implication des massifs anorthositiques dans ces chevauchements nous permet de postuler que ces déformations sont attribuables à l'orogenèse grenvillienne. L'analyse des données structurales provenant des secteurs au nord de la rivière Magpie-Ouest (Chevé *et al.*, 2001) et à l'est du lac Magpie, permet de conclure que cette zone a été déformée lors d'un évènement tectonique postérieur à la formation de la zone d'écailles. Cet évènement a plissé, entre autres, en une synforme orientée E-W la surface de décollement sous le klippe de Rivière Magpie-Ouest situé au nord de la masse principale de ce massif.

La zone de cisaillement de l'Abbé-Huard (figures 1b et 3) marque la limite entre les massifs de Lac Allard et de Rivière Romaine, à l'est, et entre les massifs de Lac Brézel et de Rivière Sheldrake, à l'ouest. Le tracé de ce linéament sur la figure 1b est différent de celui proposé par van Breemen et Higgins (1993) qui relie la zone de cisaillement de l'Abbé-Huard à une zone de cisaillement orientée NE-SW dans le secteur de la rivière aux Graines située à l'ouest de Sheldrake (figure 3). Le tracé reporté à la figure 3 découle de l'examen des images satellitaires et de nouvelles données de terrain. À l'est de la rivière Saint-Jean, la zone est orientée NE-SW

entre les massifs de Lac Allard et de Rivière Romaine. Vers l'ouest, elle se déplace le long du massif de Rivière Sheldrake puis s'incurve vers le sud et s'engage entre les massifs de Lac Brézel, au sud, et de Rivière Sheldrake, au nord. Entre les massifs de Lac Allard et de Rivière Romaine, la zone de cisaillement de l'Abbé-Huard est représentée par un couloir de déformation intense, large d'au moins un kilomètre. Elle est constituée de plusieurs failles ductiles anastomosées avec deux composantes de mouvement, l'une en chevauchement vers le nord-ouest (Madore *et al.*, 1999) et l'autre en décrochement senestre (Martignole et Indares, 1988). Cette déformation en compression a conduit à des répétitions structurales, notamment à la bordure est de la SAHSP où le massif de Lac Allard a été séparé du massif de Rivière Romaine (Madore *et al.*, 1999). Les mêmes relations semblent exister là où la zone de cisaillement de l'Abbé-Huard sépare les massifs de Lac Brézel et de Rivière Sheldrake.

D'autre part, l'analyse des données structurales entre les massifs de Lac Brézel et de Lac Allard suggère également que les deux massifs soient liés sous la mangérite qui les sépare au niveau actuel d'érosion. Les différents massifs d'anorthosite pourraient ainsi correspondre à un seul grand feuillet d'anorthosite coiffé de mangérite que des plissements tardifs associés aux poussées venant du sud-est et de l'est ont déformé en dômes et bassins, le niveau actuel d'érosion laissant voir les anorthosites dans les dômes et les mangérites dans les bassins. D'ailleurs, Hocq (1982) décrit le massif de Lac Allard comme un dôme tectonique centré sur le lac Allard et divisé, au nord du massif de la rivière Romaine, par une synforme de mangérite qui s'étend de la Rivière Romaine en direction ouest-sud-ouest jusqu'à la rivière Saint-Jean. Superposés aux déformations NNW, des décrochements est-ouest dextres ou senestres ont été notés, entre autres, le long de la zone de cisaillement de l'Abbé-Huard qui montre un décrochement senestre (Martignole et Indares, 1988) et le long de la faille entre les massifs de Rivière-au-Tonnerre, de Lac Allard et de Lac Brézel, comme en témoignent les linéations directionnelles est-ouest qui caractérisent ces zones de déformation. Ces déformations pourraient être contemporaines des mouvements est-ouest que nous avons identifiés le long de la rive est du lac Magpie entre la Suite anorthositique de Fournier et le Gabbro de Baune (figures 3 et 5).

Trois âges radiométriques U/Pb sont actuellement disponibles pour la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Une mangérite provenant du massif de lac Allard a été datée à 1126 +7/-6 Ma (Emslie et Hunt, 1990; figure 3, site 28). Une anorthosite à grenat provenant du massif de Rivière Sheldrake a donné un âge de cristallisation compris entre 1139 et 1129 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume; figure 3, site 12). Enfin, van Breeman et Higgins (1993) ont obtenu un âge de 1062 Ma pour la cristallisation finale de l'anorthosite mégacristique du massif de Rivière-au-Tonnerre. Un zircon provenant d'un orthogneiss oeillé entourant le massif anorthositique de Rivière Romaine a donné un âge de 1079 +/-5 Ma (Loveridge, 1986; figure 3, site 30), mais l'auteur n'a pu établir si le zircon analysé était d'origine igné ou métamorphique. Cette roche a cependant été subséquemment assignée au Complexe de Buit par Madore *et al.* (1999).

Les âges mentionnés plus haut pour les massifs de Lac Allard et de Rivière Sheldrake appuient l'hypothèse que la SAHSP, à l'exception du massif de Rivière-au-Tonnerre, constitue une masse unique dont l'âge de cristallisation se situe à environ 1130 Ma. Le massif de Rivière-au-Tonnerre, daté à 1062 Ma par van Breeman et Higgins (1993), apparaît comme une intrusion plus récente. La présence de fragments d'anorthosite déformée dans le massif de Rivière-au-Tonnerre suggère que cette anorthosite tardive ait pénétré à travers des massifs plus vieux, possiblement équivalents à ceux datés à 1130 Ma.

LE DOMAINE DE NATASHQUAN (DN)

Le Domaine de Natasquan (DN), comme nous l'avons mentionné au début du texte, est un nouveau terme que nous introduisons pour désigner un assemblage d'unités lithostratigraphiques ou lithodémiques de niveaux structuraux différents (figures 1 et 3). À l'ouest, il est bordé par les roches de la SAHSP du DSJ et, à l'est, par les roches de haut degré métamorphique et très déformées du sous-domaine de Romaine (voir Perreault et Heaman, ce volume). Au nord, il est en contact avec des gneiss migmatisés mésoprotérozoïques peu connus (Bourne *et al.*,1977; Loveridge, 1986) et des granites néoprotérozoïques postgrenvilliens de la Suite de la Galissonnière (Bourne *et al.*, 1977; Verpaelst *et al.*, 1997a). À la différence de Perreault et Heaman (ce volume) et de Gower et Krogh (2002) qui incluent les granites de la partie nord-est de la région dans le Domaine de Mécatina, nous les incluons dans le DN à cause de leur affinité avec les granites qui recoupent les unités stratigraphiques du DN, en particulier le Groupe de Wakeham et les complexes adjacents.

Le DN renferme plusieurs unités lithostratigraphiques et lithodémiques formelles introduites lors des différentes phases de cartographie géologique (Sharma et Jacoby, 1972; Martignole *et al.*, 1992; Indares et Martignole, 1993; Madore *et al.*, 1999; Verpaelst *et al.*, 1999; Madore *et al.*, 1997 a et b; Verpaelst *et al.*,1997 a et b). Il subsiste cependant des unités lithologiques plus ou moins bien définies, informelles, et généralement instaurées lors des premiers levés de terrains (Retty, 1942; Longley, 1948; Claveau, 1949; Grenier, 1957; McPhee, 1959; Bourne *et al.*, 1977).

La partie centrale du DN est formée du Groupe de Wakeham (GW), une épaisse séquence de roches supracrustales silicoclastiques au métamorphisme faible à moyen (Claveau, 1949; Grenier, 1957; Sharma et Jacoby, 1972; Martignole et Indares, 1988; Madore *et al.*, 1997a).

L'aire principale d'affleurement du GW est ceinturée de complexes métamorphiques constitués essentiellement d'orthogneiss et d'enclaves, souvent plurikilométriques, de roches supracrustales semblables à celles du GW. Ce sont : le Complexe de Buit (Verpaelst *et al.*, 1999), à l'ouest, le Complexe de Boulain (Madore *et al.*, 1999), à l'est, et le Complexe d'Aguanish (nouvelle unité), au sud et au sud-est (figures 1 et 3). Les limites entre le GW et les complexes sont le plus souvent tectoniques, mais, en plusieurs endroits, la transition entre les sédiments du GW et les paragneiss et les orthogneiss des complexes se fait de façon graduelle par une augmentation du métamorphisme et de la granitisation en direction des complexes. C'est pourquoi, nous n'utilisons pas le terme Terrane de Wakeham (Martignole *et al.*, 1994) qui implique un contact tectonique entre le GW et les unités adjacentes. Cette séquence a été déformée et métamorphisée lors d'un évènement magmatique et tectonique qui a peu affecté la partie centrale du GW du fait de sa position structurale beaucoup plus élevée que celle des terrains adjacents.

Le DN comprend également plusieurs suites plutoniques d'âge et de composition différents. Deux suites plutoniques prégrenvilliennes : la Suite felsique de Kataht (1510-1495 Ma) et ses équivalents, d'affinité d'arc magmatique (voir Machado et Higgins, ce volume), et la Suite felsique d'Olomane et ses équivalents (1322-1239 Ma), d'affinité intraplaque anorogénique (voir Machado et Higgins, ce volume) forment plusieurs plutons importants dans la partie nord-est du DN. Certains de ces plutons recoupent les roches supracrustales et les complexes. Le DN renferme aussi de nombreux dykes et filons-couches mafiques plus ou moins amphibolitisés qui sont assignés à la Suite mafique de Robe Noire (Verpaelst *et al.*, 1999) ou à la Suite mafique de Lilian (Madore *et al.*, 1997a). La Suite mafique de Robe Noire a été datée à 1177 Ma (Martignole *et al.*, 1994). Ces intrusions mafiques sont injectées dans la séquence supracrustale, les complexes métamorphiques et les suites felsiques et elles ont subi au moins une phase de métamorphisme et de déformation. Finalement, les granites tardi-grenvilliens (< 1 Ga) de la Suite intrusive de La Galissonnière et des dykes mafiques postgrenvilliens (Le Doré, Kapanien et d'autres qui ne sont pas assignés à des unités formelles, mais qui sont probablement issus d'un même évènement magmatique) recoupent aussi le DN.

Le métamorphisme du DN a été étudié localement, essentiellement dans le GW, bien que les arénites quartzitiques et les subarkoses s'y prêtent mal (Camion, 1990; Indares et Martignole, 1993; Madore *et al.*, 1999; Verpaelst *et al.*, 1999; Madore *et al.*, 1997a et b; Verpaelst *et al.*,1997a et b, Corriveau *et al.*, 2002a et b). Le métamorphisme varie beaucoup d'une unité stratigraphique à l'autre, comme il peut varier à l'intérieur d'une même unité. Le GW montre des paragenèses métamorphiques qui passent du faciès des schistes verts inférieur, au centre de l'aire d'affleurement principale du groupe, au faciès des amphibolites supérieur dans la zone de transition vers les complexes en bordure ou à proximité de certaines zones de cisaillement qui limitent le GW. Les complexes, quant à eux, sont métamorphisés au faciès des amphibolites moyen à supérieur, sauf dans le cisaillement de l'Abbé-Huard, près du lac Jérome (Camion, 1990), et dans la partie sud-est du DN où il atteint le facies des granulites (Corriveau *et al.*, 2002a et b et figure 4). Ce métamorphisme grenvillien (1048-998 Ma) est présent sur tout le territoire du DN (Wodicka *et al.*, ce volume), mais dans le Complexe d'Aguanish, un âge métamorphique de 1495 Ma a été obtenu sur un échantillon (figure 3, site 31; Wodicka *et al.*, ce volume) ce qui suggère qu'une phase métamorphique pinwarienne peut avoir affecté certaines parties du DN.

La déformation des roches du DN varie aussi beaucoup selon les unités stratigraphiques. La déformation polyphasée en grandes synformes et antiformes ou en dômes et bassins du GW passe à une déformation beaucoup plus complexe et encore très mal connue dans les complexes métamorphiques (figures 1 et 5). La distinction n'est pas encore faite entre les effets des différentes phases de déformation attribuables à des évènements tectoniques différents.

Si les roches granitiques et gneissiques des complexes ont pu être considérées auparavant comme un socle sur lequel auraient reposé en discordance les métasédiments du GW, les nouveaux âges isotopiques obtenus sur le GW et les granites qui les recoupent (Wodicka *et al.*, ce volume), de même que le passage souvent graduel du GW aux complexes, nous incitent à penser, comme cela a déjà été avancé par Cooper (1957), que la séquence supracrustale est en fait l'élément le plus ancien de la région. D'après les données de géochimie isotopique Sm/Nd (Dickin, 2000), les complexes renferment une trame d'éléments plus anciens que le GW, mais ils contiennent surtout des lambeaux de la séquence supracrustale et des éléments des suites felsiques et mafiques; leur formation est donc certainement postérieure à la sédimentation du GW. En conclusion, les données dont nous disposons démontrent que les complexes ont été lourdement affectés par l'orogenèse grenvillienne, mais ces données suggèrent également que les roches des complexes aient aussi été affectées par la tectonique et le métamorphisme pinwariens.

Groupe de Wakeham

Le Groupe de Wakeham (GW) est essentiellement une séquence silicoclastique arénacée accompagnée de volumes restreints de mudrock, de conglomérat, de carbonate et de roches volcaniques. Il couvre la plus grande partie du DN. Cet assemblage est faiblement à moyennement métamorphisé et il a conservé suffisamment de ses caractères de dépôt originaux pour être traité comme une unité lithostratigraphique, même si les limites inférieure et supérieure de l'unité ne peuvent être fixées. Le plus souvent, le GW est en contact tectonique avec les unités adjacentes; cependant, par endroits, le passage du GW au Complexe de Buit ou au Complexe d'Aguanish semble plutôt graduel,

comme l'ont souligné Blais (1956), Cooper (1957) et Madore *et al.* (1997b). En effet, comme nous l'avons noté plus haut, à l'approche des complexes métamorphiques, les sédiments du GW sont de plus en plus métamorphisés et déformés et les injections de granites de plus en plus abondantes.

Des métasédiments semblables à ceux du GW affleurent en enclaves dans les complexes métamorphiques du DN. Ils affleurent aussi dans la CDUP, au nord de la SAHSP (Claveau, 1949, Perreault et Heaman (ce volume) et Corriveau et Bonnet, 2001) proposent également que des métasédiments et des métavolcanites qui affleurent à l'est de la région, dans le sous-domaine de Romaine, appartiennent à la même séquence stratigraphique que le GW. Le GW, dans sa distribution géographique actuelle, ne représente donc qu'une partie d'un bassin sédimentaire à l'origine beaucoup plus étendu.

La nomenclature stratigraphique de ces roches métasédimentaires a évolué depuis les premiers travaux de reconnaissance dans la région de la rivière Romaine, au nord de Havre-Saint-Pierre. Retty (1944) et Longley (1948) les ont tout d'abord assignées à la Série de Grenville. Claveau (1949) a introduit le terme « roches sédimentaires du lac Wakeham » pour désigner la séquence des environs du lac Wakeham, terme que Grenier (1957) a modifié en « roches sédimentaires de Wakeham ». Sharma et Jacoby (1972) ont identifié des roches volcaniques intercalées dans la séquence sédimentaire et ils ont instauré le terme « Groupe de Wakeham » pour désigner cette séquence volcanosédimentaire. Wynne-Edwards (1972) l'a improprement appelé « Wakeham Bay Group ». Martignole et Indares (1988) ont élevé le GW au rang de supergroupe qu'ils ont subdivisé en deux groupes séparés l'un de l'autre, d'une part, par la zone de mylonite de Nabisipi et, d'autre part, par une discordance angulaire observée dans la région des lacs Arthur et Ruffin. Le Groupe d'Aguanus, constitué de silicoclastites et de volcanites bimodales, est, selon eux, à la base de la séquence stratigraphique et restreint à la partie est du Supergroupe de Wakeham. Le Groupe de Davy, situé à l'ouest de la Zone de Nabisipi ou, localement, en discordance sur l'Aguanus, forme le sommet de la séquence (Martignole *et al.*, 1992; Indares et Martignole, 1993). Madore *et al.* (1997a et b) ont réassigné le GW au rang de groupe et ils ont abandonné les termes « Aguanus » et « Davy », car, selon eux, aucune des deux unités ne montre des caractéristiques lithologiques distinctives permettant de les différencier l'une de l'autre, d'autant plus que les roches volcaniques felsiques sensées être caractéristiques de l'Aguanus sont en fait, au moins en grande partie, des intrusions hypabyssales qui recoupent le GW. Il n'existe aucune évidence régionale d'une superposition stratigraphique du Davy sur l'Aguanus puisque les deux unités reposent structuralement sur les complexes métamorphiques et que localement, chacune des deux unités passe graduellement aux complexes. La discordance régionale, soulignée par un conglomérat à clastes de quartzite, qui selon Martignole *et al.* (1993) sépare les deux groupes, aurait plutôt, selon nous, un caractère local. Le présent article adopte la nomenclature proposée par Madore *et al.* (1997b).

La région type du GW, près du lac Wakeham, n'est pour l'instant accessible que par voie aérienne. Toutefois, des affleurements de grès et de paragneiss sur la rive du Saint-Laurent et en bordure de la route 138, entre la baie de Pontbriand et la baie de Quétachou, à l'est de Baie-Johan-Beetz, livrent un aperçu des principales lithologies du groupe. Les roches y sont plus métamorphisées et déformées que dans la région type, mais la plupart des lithofaciès y sont rencontrés et l'on y observe les relations intrusives entre les roches magmatiques felsiques ou mafiques et les sédiments.

L'épaisseur du GW ne peut être que grossièrement estimée. Grenier (1957) suggère des valeurs de près de 8 000 mètres tandis que Martignole *et al.* (1992) proposent une puissance de plusieurs milliers de mètres. Toutefois, les séquences apparemment homoclinales contiennent par endroits des plis isoclinaux et, fort probablement, des failles de chevauchement qui pourraient augmenter l'épaisseur réelle de l'unité. Faute de coupe stratigraphique complète et de cartes géologiques plus précises, nous ne pouvons qu'estimer l'épaisseur de la séquence à plus de deux kilomètres dans les régions où la séquence semble la plus continue, comme sur les flancs de la synforme de Davy. Les complications structurales font en sorte que, même si la polarité stratigraphique du GW est localement inversée, dans l'ensemble les structures sédimentaires abondantes suggèrent que la polarité est normale. La partie centrale des grandes synformes semble donc représenter la partie la plus jeune du GW alors que les marges des zones d'affleurement, plus anciennes, appartiendraient à la partie inférieure du groupe.

Les isotopes Pb^{207}/Pb^{206} de soixante zircons détritiques provenant d'un grès de la partie est du GW (figure 3, site 13) ont été analysés à la microsonde photonique (LAM-ICP-Q-MS de l'Université de Montréal). La majorité des âges radiométriques obtenus se situent entre 1630 et 2800 Ma (Madore *et al.*, 1997b; Larbi *et al.*, ce volume; Wodicka *et al.*, ce volume). Ces données géochronologiques indiquent que l'âge du GW se situe entre 1630 Ma, l'âge des zircons détritiques les plus jeunes, et 1503 +6/-4 Ma, l'âge d'une intrusion qui le recoupe (figure 3, localité 20; Wodicka *et al.*, ce volume). Les données isotopiques Sm-Nd indiquent que la source contient des éléments paléoprotérozoïques et archéens ce qui suggère que les matériaux du GW proviennent de l'érosion d'une source archéenne (craton Supérieur ?) et protérozoïque (orogène labradorien ?). Martignole *et al.* (1992), se fondant sur des critères pétrographiques, ont aussi suggéré une provenance labradorienne pour une partie des grès du GW.

Les différentes lithologies du GW sont bien décrites dans les nombreux rapports écrits sur la région. Nous nous contenterons ici de résumer leurs principales caractéristiques.

L'arénite quartzitique et la subarkose sont les lithologies les plus abondantes du GW. Bien que la recristallisation métamorphique confère à la roche une texture granoblastique polygonale, on observe encore par endroits la texture originale

du sédiment : un grain fin ou très fin, bien arrondi à très bien arrondi et subsphérique. On note, à l'occasion, des grains d'une taille supérieure à 0,25 mm, dispersés ou concentrés dans des lamines. Les feldspaths constituent de 5 à 25 % de la fraction principale (Madore *et al.*, 1997b); ce sont surtout de la microcline bien que certains échantillons contiennent une prédominance de plagioclase. La plupart des échantillons renferment un cortège de minéraux accessoires, dont certains sont métamorphiques : actinote, épidote, zircon, apatite, titanite et tourmaline. Les minéraux opaques, parfois remplacés par le leucoxène, sont disséminés dans la roche ou concentrés dans des lamines atteignant un centimètre d'épaisseur qui peuvent constituer jusqu'à 50 % de la roche; de telles concentrations de minéraux opaques ont parfois été appelées « formation de fer » (Martignole *et al.*, 1992). La matrice des grès est composée de matériaux quartzofeldspathiques finement recristallisés, de petits feuillets de muscovite, généralement parallèles au litage, et de porphyroblastes de biotite qui coupent les structures sédimentaires. La chlorite remplace partiellement la biotite et parsème la matrice. Un ciment de silice ou de carbonate est présent dans certaines parties de la séquence.

Le grès apparaît généralement en lits épais à très épais, tabulaires ou lenticulaires. Les structures sédimentaires sont généralement bien préservées. La plus commune est la lamination oblique tangentielle de type fosse. Ces fosses ont plus de 30 cm de profondeur et plus de deux mètres de longueur apparente. On observe aussi par endroits des lamines obliques planaires, des lamines parallèles planaires ou ondulantes, des lamines obliques mamelonnées, un granoclassement normal grossier, des rides de courant, des cupules et piliers, des rides d'oscillation, de petits chenaux d'érosion, des lits convolutés, des dykes clastiques et des fentes de retrait. Des galets arrachés de mudrocks sont présents à quelques endroits à la base de lits gréseux épais, de même que des plis synsédimentaires et des glissements intracouches.

Les mudrocks constituent généralement moins de un pour cent des lithologies observées sur le terrain. Il est cependant fort probable que cette abondance relative soit sous-évaluée, car, moins résistants à l'érosion, les mudrocks affleurent beaucoup moins bien que le grès, ce que notaient également Martignole *et al.* (1992). Claveau (1949) a déjà suggéré qu'ils étaient plus abondants à la base de la séquence, ce qui semble aussi se vérifier dans la région au sud du lac Gallienne et près du contact avec le Complexe de Buit, à l'ouest. Ils sont aussi communs dans un niveau de quelques dizaines de mètres d'épaisseur situé entre le lac Cormier et la rivière Natashquan, où ils sont associés à des roches carbonatées et du grès calcareux (Sharma et Jacoby, 1972; Verpaelst *et al.*, 1997b). Dans ce secteur, par contre, les mudrocks seraient plutôt situés vers le sommet stratigraphique du groupe.

Les mudrocks sont gris très foncé ou verts, en lits minces ou très minces quoique certains lits atteignent près d'un mètre d'épaisseur. Ils sont composés de matériau quartzofeldspathique finement recristallisé, de muscovite et de biotite. On y trouve aussi de la staurotide et, à l'occasion, de l'amphibole, de même que de la sillimanite et du grenat dans les zones plus métamorphisées.

Les conglomérats, bien que rares, possèdent une signification importante pour la compréhension du GW. Certains ont été interprétés comme une preuve de la présence d'une discordance dans le GW (Martignole *et al.*, 1992). Les résultats de nos travaux suggèrent plutôt que les conglomérats sont interstratifiés à plusieurs niveaux stratigraphiques dans le GW et qu'ils sont concordants avec les autres lithologies. La présence de discordances d'érosion locales dans le GW est toutefois hautement probable.

Nous avons distingué trois types de conglomérat dans le GW : un conglomérat intraformationnel à galets arrachés de mudrocks, un conglomérat monogénique à cailloux et galets de quartzite et un conglomérat polygénique à cailloux, galets et blocs d'arénite quartzitique et de granite porphyrique. Dans la région du lac Arthur, un conglomérat polygénique à blocs de quartzite renferme un claste métrique de calcaire et Martignole *et al.*, (1992), dans la région des lacs Arthur et Ruffin, mentionnent la présence de clastes de roches mafiques. Le premier type de conglomérat se rencontre sur l'ensemble de la séquence alors que les deux autres types sont concentrés dans la partie inférieure présumée de la séquence et sont associés parfois à des niveaux pélitiques et volcanoclastiques, comme dans la région du lac Auger. Le granite porphyrique à phénocristaux de quartz bleuté des clastes du conglomérat ressemble beaucoup au porphyre granitique à quartz bleu de la Suite felsique de Kataht qui a été cartographié dans la partie nord-est du DN, mais dont l'âge est plus jeune que l'âge proposé du GW. Ceci indique que la sédimentation du GW est, en partie du moins, contemporaine de la mise en place de granites de la Suite felsique de Kataht.

Les roches carbonatées sont concentrées en majeure partie dans un niveau de quelques dizaines de mètres d'épaisseur qui affleure entre le lac Cormier et la rivière Natashquan, vers le sommet stratigraphique supposé du GW (Sharma, 1973; Madore *et al.*, 1997b et figure 3). Elles sont composées de calcaire gréseux, de grès calcareux et de mudrock calcareux en lits épais. Quelques autres minces niveaux de roches carbonatées ont été trouvés dans la partie ouest du GW (Claveau, 1949; Cooper, 1957). En plus des carbonates plus ou moins silicoclastiques, on observe dans certaines régions des grès feldspathiques légèrement calcareux et des roches calco-silicatées. La présence d'un bloc de calcaire peu métamorphisé dans un conglomérat polygénique de la partie inférieure présumée du GW suggère qu'une sédimentation carbonatée se soit manifestée tôt dans l'histoire du bassin sédimentaire et qu'une partie de la séquence carbonatée initiale ait été érodée.

Des formations de fer oxydées (hématite-spécularite), dont la plus importante mesure 10 mètres de longueur et 26 centimètres d'épaisseur, ont été observées dans la région des lacs Jérémie et Gaudreault (Sharma et Jacoby, 1972). Des niveaux de magnétite de quelques centimètres d'épaisseur ont aussi été observés à l'est de Baie-Johan-Beetz, en association avec des amphibolites et des métasédiments.

Les roches volcaniques constituent l'élément lithologique le plus controversé du GW. Sharma et Jacoby (1972) et Martignole et Indarès (1988), entre autres, proposent que les porphyres felsiques cartographiés dans le nord-est du GW sont des roches volcaniques effusives. Un nouvel examen de ces porphyres n'a pas permis de confirmer la présence de textures ou de structures propres aux roches effusives ce qui nous porte à croire que, dans la plupart des cas, il s'agit d'intrusions hypabyssales dont certaines sont beaucoup plus jeunes que le GW (voir plus loin les suites felsiques). Par contre, nous avons noté la présence de tufs felsiques, entre autre à l'intérieur d'une séquence de conglomérat polygénique, de mudrock et d'arénite d'une centaine de mètres d'épaisseur, au nord du lac Auger (figure 3). De même, Sharma et Jacoby (1972) ont décrit des brèches polygéniques de composition rhyolitique dans le secteur des lacs Gaudreault et Jérémie (figure 3). Finalement, Corriveau et Bonnet (2001) ont observé dans la région du lac Musquaro, à l'est de la région étudiée, des tufs felsiques et peut-être des rhyolites, associés à des sédiments semblables à ceux du GW. Les laves rhyolitiques occupent donc une superficie restreinte de la partie orientale de l'aire d'affleurement du GW même si, selon nous, elles sont beaucoup moins abondantes que les travaux antérieurs ne le laissent supposer. La position des tufs felsiques en marge des zones d'affleurement du GW semble indiquer que ces roches volcaniques sont situées vers la base de la séquence stratigraphique.

Quelques zones isolées et restreintes de métabasalte ont aussi été observées à l'intérieur de la séquence sédimentaire (Martignole *et al.*, 1992; Madore *et al.*, 1997a). Martignole *et al.* (1992) signalent en particulier la présence de laves en coussins dans quelques affleurements de la région du lac Arthur. Les résultats des travaux récents n'ont pas permis d'identifier d'autres basaltes bien que certaines amphibolites à grain fin intercalées dans les métasédiments pourraient être des coulées basaltiques métamorphisées. Le métabasalte est composé de cristaux d'actinote aciculaires enchevêtrés, de minéraux opaques, de leucoxène et d'épidote dans une mésostase essentiellement composée de plagioclase et d'un peu de quartz. Il contient des vacuoles remplies de plagioclase ou d'actinote. Quelques reliques de microlites de plagioclase ont résisté à la recristallisation métamorphique. Les quelques roches volcaniques mafiques et felsiques du Groupe de Wakeham qui ont été analysées montrent des signatures semblables à celles des roches volcaniques mises en place en milieu continental (Bourne, 1986; Desjardins, D., 1988; Martignole *et al.*, 1992; Verpaelst *et al.*, 1997a).

La grande uniformité de composition des grès du GW, leur maturité texturale et leur épaisseur considérable suggèrent un milieu de dépôt stable dans un bassin subsident. Leur composition quartzofeldspathique pointe vers une source cratonique de composition granitique. La rareté des conglomérats, le grain fin du grès et sa maturité texturale indiquent une source à relief faible, ou éloignée du milieu de dépôt. L'assemblage de structures sédimentaires des grès, la présence de quelques conglomérats et la rareté des pélites sont attribuables à un milieu de dépôt de haute énergie, où le taux de sédimentation est élevé (cupules et piliers, dykes clastiques, rides chevauchantes) et le dépôt périodiquement instable (présence de glissements et de plis intracouches synsédimentaires). Ce milieu est, par moments ou par endroits, peu profond (rides d'oscillation et fentes de retrait) et soumis à l'action de tempêtes (stratification mamelonnée, galets arrachés et coulées de débris). Les pélites et les roches calcareuses de la bande située au sud du lac Cormier indiquent que, par moment ou dans des zones restreintes, l'environnement était de moins grande énergie. Ces conditions sont généralement réunies dans des environnements anorogéniques de type marge continentale passive ou bassin d'arrière-arc en milieu continental plutôt que dans des zones de rift continental actif (Martignole *et al.*,1992) où les conglomérats et les dépôts proximaux seraient plus abondants. Toutefois, si les conglomérats, en particulier les conglomérats polygéniques, sont plus abondants vers la partie inférieure du GW, les premières manifestations de la sédimentation ont eu lieu dans un bassin tectoniquement actif.

Les complexes métamorphiques

La zone principale d'affleurement du GW est ceinturée par des assemblages métamorphiques composés pour la majeure partie d'orthogneiss quartzofeldspathiques migmatisés, d'intrusions granitiques et d'enclaves métriques à kilométriques d'amphibolite, de paragneiss et de quartzite. Les paragneiss et le quartzite s'apparentent aux métasédiments du GW. Les métapélites semblent cependant plus abondantes dans les complexes que dans le GW (Madore *et al.*, 1997a et b). De plus amples travaux seront toutefois nécessaires afin de vérifier cette hypothèse. Ces assemblages ont été instaurés en unités formelles : le Complexe de Boulain (Verpaelst *et al.*, 1997b), au nord-est, le Complexe de Buit (Madore *et al.*, 1999), à l'ouest et une nouvelle unité que nous introduisons ici, le Complexe d'Aguanish, qui limite le GW au sud-est (figures 1 et 3).

Complexe de Boulain

Le Complexe de Boulain (Verpaelst *et al.*, 1997b) désigne un assemblage d'orthogneiss granitique dans lequel sont intercalées des masses déformées et métamorphisées de granite, de gabbro et de pegmatite. La région type du Complexe de Boulain se situe sur la rive est du lac Poullet (figure 3). Le complexe est limité à l'ouest et au sud par le cisaillement de Natashquan, un chevauchement qui permet

au GW de reposer tectoniquement sur le complexe. À l'est, il s'étend jusqu'à la Suite felsique de Kataht dont il est séparé par un gabbro tardif, le Gabbro de Kapanien. Au nord, il est limité par un granite postgrenvillien de la Suite intrusive de La Galissonnière et par un granite de la Suite felsique d'Olomane.

Le faciès le plus abondant du Complexe de Boulain est un orthogneiss granitique leucocrate à microcline, biotite et muscovite (Verpaelst *et al.*, 1997b). Les minéraux accessoires sont l'apatite, la tourmaline, la titanite, le zircon, l'épidote, l'allanite, la magnétite et rarement la fluorine. Plusieurs échantillons de gneiss granitique montrent les reliques d'une texture mylonitique presque oblitérée par la recristallisation, tels des rubans de quartz et des porphyroclastes de feldspath entourés d'une matrice granoblastique. Le Complexe de Boulain comprend aussi un granite folié à texture granoblastique hétérogranulaire (Verpaelst *et al.*, 1997b). Des dykes ou des plutons de pegmatite foliée à quartz et feldspath potassique envahissent les gneiss et constituent jusqu'à 50 % de l'affleurement dans la partie ouest du complexe, près de la zone de cisaillement qui le met en contact avec le GW. Quelques lentilles d'un gabbro très déformé et amphibolitisé sont également présentes. Finalement, un gneiss tonalitique, qui compose moins de 1 % de l'ensemble des gneiss, pourrait appartenir à une croûte préexistante (labradorienne ?).

Un gneiss granitique du complexe a livré un âge de cristallisation de 1515 ±30 Ma (figure 3, site 14; Verpaelst *et al.*, 1997b, Wodicka *et al.*, ce volume,) comparable à l'âge de cristallisation obtenu dans le granite porphyrique et le granite rapakivique de la Suite felsique de Kataht dont il pourrait être en partie un équivalent déformé. L'étude morphologique et isotopique des zircons du gneiss granitique a révélé la présence d'une population de types morphologiques différents dont les âges Pb^{207}/Pb^{206} varient de 1,5 à 2,0 Ga avec une fréquence maximale à 1,7 Ga (Larbi *et al.*, ce volume). La technique utilisée ne permet pas de vérifier si les âges sont concordants de sorte que les âges obtenus par cette méthode doivent être considérés comme des âges minimaux, sinon égaux à l'âge effectif du minéral. Ainsi, on observe que la distribution des âges dans le gneiss granitique apparaît très semblable à celle observée dans le sédiment de la partie est du GW. Une monazite du même échantillon donne un âge de 1028 ±4 Ma, témoin de l'épisode thermique grenvillien.

Complexe de Buit

Le terme « granite du lac Buit » (Longley, 1948) s'appliquait à l'origine à un assemblage granitique de la région des lacs Allard et Sanson. 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 et de paragneiss » situées à l'est du lac Buit. Ce type de granitoïde à enclaves de paragneiss et d'amphibolite est très abondant dans la partie orientale de la région du lac à l'Ours (Dépatie, 1967), dans la partie occidentale de la région de Baie-Johan-Beetz (Cooper, 1957) et dans la région du lac de la Robe Noire (Grenier, 1957). Cet assemblage occupe donc la majeure partie d'une bande de terrain entre le GW, à l'est, et la SAHSP à l'ouest. L'unité a été élevée au rang de complexe et redéfinie par Madore *et al.* (1999).

La région type du Complexe de Buit est située entre le Bassin des Murailles, sur la rivière Romaine, et l'extrémité nord-ouest du lac du Vingt-Deuxième Mille (figure 3). Sa limite sud-ouest est le cisaillement de la rivière Romaine, alors qu'au nord-ouest, il est limité par le cisaillement de l'Abbé-Huard (Madore *et al.*, 1999). Vers l'est, il passe graduellement au GW, la limite étant fixée là où les roches métasédimentaires deviennent plus abondantes que les gneiss et les granitoïdes.

Le Complexe de Buit est constitué d'orthogneiss, de granitoïdes foliés, de gneiss tonalitique et d'amphibolite. L'unité renferme aussi du granite à feldspath alcalin, de la syénite, de la pegmatite ainsi que des enclaves centimétriques à kilométriques de paragneiss et de quartzite généralement migmatisés (Madore *et al.*, 1999). Le lithofaciès dominant est un granite hétérogène folié ou rubané. Le paragneiss possède une gneissosité bien développée et recoupée par des veines et des dykes irréguliers et peu déformés de mobilisat. Dans quelques localités, le paragneiss et les roches qui lui sont associées possèdent une composition minéralogique (cordiérite-grenat-anthophyllite-quartz) qui suggère la présence de zones d'altération hydrothermale métamorphisées. Des indices minéralisés sont associés à ces zones (Clark, ce volume). Environ 10 % des roches du Complexe de Buit sont formées de bandes d'amphibolite et de gabbro déformés et métamorphisés. Ces bandes s'observent aussi bien dans les radeaux de roches métasédimentaires que dans les roches granitiques ou le gneiss tonalitique. Ces bandes, d'épaisseur décamétrique à kilométrique, sont généralement boudinées et elles épousent le grain structural du complexe.

Des monzonites et des monzonites quartzifères sont aussi présentes dans le Complexe de Buit sous forme d'enclaves dans le granite hétérogène. Des roches semblables qui semblent leur être génétiquement reliées sont présentes en bordure de la SAHSP (voir la section sur le DSJ). On note également dans le Complexe de Buit des mangérites et des charnockites provenant probablement de la SAHSP. Elles ont été incorporées tectoniquement lors de la phase tardive de formation du complexe.

Un granite gneissique du Complexe de Buit contenant une enclave de quartzite a livré un âge maximum U/Pb sur zircons de 1535 ±5 Ma (figure 3, site 15; Wodicka *et al.*, ce volume). Si le quartzite des enclaves est un équivalent

stratigraphique de celui du GW et si les zircons sont d'origine magmatique, la sédimentation du GW est antérieure à cette date.

Complexe d'Aguanish

Le Complexe d'Aguanish est une nouvelle unité que nous instaurons pour désigner toutes les roches situées au sud et au sud-est des roches supracrustales du GW, jusqu'à la limite est du terrain étudié (figure 3). Il est limité à l'ouest par le Cisaillement du lac Caron. Vers le nord, il se termine sur un assemblage homogène de porphyres granitiques à monzonitiques, considéré par Sharma et Jacoby (1972) et Indares et Martignole (1993) comme une séquence de volcanites felsiques, mais que nous interprétons comme une série d'intrusions hypabyssales de la Suite felsique de Kataht. Vers l'est, le Complexe d'Aguanish est limité par le sous-domaine de Romaine (Perreault et Heaman, ce volume). À l'ouest de Natashquan, le Complexe d'Aguanish occupe le cœur d'un vaste anticlinorium orienté NS à NW-SE. La région type du complexe est localisée au nord de la localité du même nom, près de la rivière Aguanus.

Le Complexe d'Aguanish comprend quatre assemblages principaux dont certains semblent passer graduellement de l'un à l'autre. Ce sont : des paragneiss et des quartzites qui présentent des affinités avec le GW; des gneiss granitiques qui ont conservé certains caractères de séquences sédimentaires; un cortège de granites et de pegmatites dont des granites à texture oeillée; des métagabbros semblables à ceux de la Suite mafique de Robe Noire et de la Suite mafique de Lillian.

Un orthogneiss granitique du secteur du lac Gaudreault donne un âge de cristallisation de 1498 ±3 Ma (figure 3, site 16; Wodicka *et al.*, ce volume). Cet âge est comparable à celui d'un granite porphyrique qui coupe des sédiments du GW, à l'est de Baie-Johan-Beetz, et dont l'âge est de 1496 +8/-7 Ma (figure 3, site 18; Wodicka *et al.*, ce volume). Ces granites ont le même âge que la Suite felsique de Kataht (voir ci-dessous) dont ils pourraient être des équivalents. D'autre part, Clark et Machado (1995) ont obtenu, à partir de terminaisons pyramidales de zircons zonés d'un gneiss oeillé, un âge de 1495 +/-2 Ma, (figure 3, site 3) qu'ils ont interprété comme celui d'un évènement métamorphique de haut grade. Cet évènement métamorphique serait d'un âge comparable à celui du granite rapakivique de la Suite felsique de Kataht (voir ci-dessous).

Au nord du village de Natashquan, un granite gneissique a fourni un âge de cristallisation de 1485 +63/-31 Ma (figure 3, site 17; Wodicka *et al.*, ce volume) dont l'intervalle d'erreur englobe les âges des autres granites du complexe et des granites de la Suite felsique de Kataht. D'ailleurs, tous les granites et gneiss granitiques du Complexe d'Aguanish sont d'affinité calco-alcaline et montrent une signature géochimique très similaire à celle de la Suite felsique de Kataht, tant par leur teneur en éléments en traces que par leur teneur en éléments majeurs.

Les suites felsiques

Les travaux récents de cartographie ont permis d'assigner la plupart des roches felsiques du DN à deux suites felsiques intrusives prégrenvilliennes : la Suite felsique de Kataht (Verpaelst *et al.*, 1997a et b) et la Suite felsique d'Olomane (Verpaelst *et al.*, 1997a). Ces roches sont surtout concentrées sur la marge orientale du GW, bien que des porphyres assignés au Kataht recoupent le centre et le nord de l'aire d'affleurement principal du groupe. De nombreux équivalents lithologiques de ces deux suites affleurent également dans les complexes métamorphiques. Les deux suites sont d'affinité calco-alcaline (voir Machado *et al.*, ce volume), bien que la chimie des granitoïdes varie quelque peu d'une suite à l'autre. En effet, les roches granitoïdes de la Suite felsique de Kataht, les plus anciennes (1510-1495 Ma), montrent une signature chimique qui se rapproche de celle de granite d'arc magmatique continental alors que les granites plus jeunes de la Suite felsique d'Olomane (1245-1239 Ma) ont une signature de granite intraplaque anorogénique (figures 7a et 7b). Ainsi, la mise en place de la Suite felsique de Kataht semble coïncider avec un volcanisme bimodal et signale le développement d'un arc magmatique de type andéen, alors que la mise en place des granitoïdes anorogéniques de la Suite felsique d'Olomane témoigne d'un environnement intraplaque en extension.

Suite felsique de Kataht

Le terme Suite felsique de Kataht désigne ici une série d'intrusions de porphyre à quartz et feldspath (Verpaelst *et al.*, 1997a; Verpaelst *et al.*, 1997 b; voir aussi Machado *et al.*, ce volume) et un granite à texture rapakivique qui affleurent dans la région du lac Le Doré. Le granite rapakivique avait initialement été inclus dans la Suite felsique d'Olomane (Verpaelst *et al.*, 1997a). Bourne *et al.* (1977) ont interprété les faciès correspondant à la Suite felsique de Kataht comme une série de roches volcaniques intermédiaires et de monzonite quartzifère hypabyssale, mais l'absence de roches effusives a conduit Verpaelst *et al.* (1997a) à faire de toutes ces roches des intrusions felsiques de faible profondeur.

Des âges U/Pb sur zircons de 1510 ±10 Ma, 1503 +6/-4 Ma et 1495 ±2 Ma ont été obtenus pour le porphyre à quartz et feldspath (figure 3, sites 19, 20 et 22; Verpaelst *et al.*, 1997a). L'âge de 1503 +6/-4 Ma du porphyre intrusif dans les sédiments du GW est semblable à ceux déterminés sur des granites du Complexe d'Aguanish et constitue un nouvel âge minimum pour le GW. Le granite rapakivique a été daté à 1497 +15/-9 Ma par la méthode U/Pb sur zircons (figure 3, site 21; Verpaelst *et al.*, 1997b). Cet âge appuie l'hypothèse d'un lien génétique entre le granite rapakivique et le porphyre à quartz et feldspath daté à 1495 ±2 Ma (Verpaelst *et al.*, 1997a), hypothèse suggérée par la géochimie et la pétrographie. Ces âges correspondent aussi à l'évènement pinwarien (1530-1450 Ma) défini dans la partie est de la

Province de Grenville, au Labrador (Gower *et al.*, 1988; Gower, 1996).

Granite rapakivique

Le granite rapakivique affleure dans le nord-est de la région. Il passe graduellement vers le nord au porphyre à quartz et feldspaths (Verpaelst *et al.*, 1997b). Il est coupé par des intrusions granitiques des suites felsiques d'Olomane et de La Galissonnière et par des intrusions gabbroïques de la Suite mafique de Lillian (figure 3).

Le granite rapakivique contient (mésostase et phénocristaux inclus) de 10 à 35 % de quartz, de 35 à 60 % de feldspath potassique, de 20 à 35 % de plagioclase et de 5 à 20 % de minéraux ferromagnésiens (Verpaelst *et al.*, 1997b). Ces derniers comprennent surtout de la biotite avec un peu de hornblende remplacée partiellement ou complètement par de la chlorite. Le granite rapakivique est formé de phénocristaux de feldspath généralement ovoïdes dont le diamètre peut atteindre 2,5 cm. Dans ces phénocristaux aussi bien que dans la mésostase, on observe des textures myrmékitiques et graphiques. On note aussi par endroits des textures antirapakiviques. Les minéraux accessoires sont l'épidote, le leucoxène, la titanite, le rutile, l'allanite, l'ilménite et, très localement, la fluorine. Le granite rapakivique est peu altéré mais sa mésostase contient localement des traces de calcite secondaire.

Porphyre à quartz et feldspath

La localité type de cette unité se situe près de la rive sud-ouest du lac Le Doré (Verpaelst *et al.*, 1997a). Dans la partie est de la région, la masse principale du porphyre est située entre le granite à fluorine de la Suite felsique d'Olomane, au nord, et le granite rapakivique, au sud. À l'ouest du lac Ménascouagama (figure 3), le porphyre à quartz et feldspath forme un filon d'une épaisseur apparente de 500 mètres, intrusif dans les métasédiments du GW. Des porphyres semblables des environs du lac Arthur et du lac Gaudreault ont été assignés à la même unité.

Le porphyre à quartz et feldspath est constitué d'une mésostase microcristalline de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique qui contient aussi de la muscovite et de la biotite, de même que de la chlorite comme minéral secondaire, tout comme dans les autres roches granitiques de la région. La mésostase montre généralement une texture granoblastique polygonale. Les phénocristaux sont constitués de quartz polycristallin, de plagioclase partiellement altéré et de feldspath potassique assez frais. Les phénocristaux de feldspaths sont localement zonés. Les minéraux accessoires sont la titanite, le zircon, l'apatite, l'épidote et des minéraux opaques.

Les résultats de l'examen pétrographique soulignent la similitude minéralogique et texturale entre le porphyre à quartz et feldspath et le granite rapakivique. On ne les distingue l'un de l'autre que par la taille des grains de la mésostase et des phénocristaux. Dans le porphyre, les phénocristaux de feldspath atteignent des tailles de près de 5 mm et baignent dans une mésostase aphanitique, alors que dans le granite rapakivique, les cristaux de feldspath atteignent une taille de près de 25 mm de diamètre et ils baignent dans une mésostase à grain fin à moyen.

Suite felsique d'Olomane

Un granite à fluorine et un granite à quartz bleu affleurent dans une grande masse du secteur nord-est de la région, aux environs du lac Le Doré. Ils sont regroupés dans la Suite felsique d'Olomane (Verpaelst *et al.*, 1997a). Cette unité avait d'abord été nommée « Olomane Pluton » par Bourne *et al.* (1977) qui l'avaient décrite comme une adamellite porphyrique. Toutefois, la diversité des roches et la dimension de l'unité, couvrant plusieurs centaines de kilomètres carrés, justifient que cette unité soit redéfinie comme une suite intrusive. Des roches semblables affleurent dans d'autres parties du DN et elles pourraient éventuellement être incluses dans la suite.

Indares et Martignole (1993) ont daté deux échantillons du granite à fluorine provenant, l'un d'un affleurement à l'ouest de la rivière Natashquan-Est et l'autre d'un site à 7 km à l'est du lac La Galissonnière (sites 35 et 36, figure 3). Les analyses isotopiques sur zircons ont donné des âges respectifs U/Pb de 1245 ±3 Ma et de 1239 ±3 Ma.

Granite à fluorine

Le granite à fluorine est la principale lithologie de la Suite felsique d'Olomane. Dans la région type, le contact du granite à fluorine avec les roches du GW, à l'ouest, est obscurci par le cisaillement de Natashquan. La roche est localement porphyrique à phénocristaux de feldspath et, à plusieurs endroits, le quartz est bleu. Le granite est généralement massif ou faiblement folié, sauf à proximité de certaines failles où la roche est localement mylonitisée. Cette observation vaut aussi pour les autres granites de la Suite felsique d'Olomane. Le granite à fluorine renferme 10 à 15 % de biotite ou, localement, d'amphibole ainsi que de la muscovite, de la chlorite, de l'épidote, du zircon et des minéraux opaques. Les ferromagnésiens sont altérés en chlorite tandis que le plagioclase est altéré en épidote. On note la présence locale d'allanite. La fluorine, une phase caractéristique de ce granite, a été observée sur le terrain ou en lames minces. Elle est généralement interstitielle. Ce granite est souvent magnétique, probablement à cause de la présence d'ilméno-magnétite altérée en leucoxène, en titanite et en rutile.

Granite à quartz bleu

Le granite à phénocristaux de quartz bleu affleure surtout dans la partie nord-est de la région, en contact graduel avec le granite à fluorine. Le granite est généralement massif ou faiblement folié et, localement, mylonitisé à proximité de

certaines failles. Les feldspaths sont zonés, avec des coeurs de plagioclase entourés de feldspath potassique; on observe aussi des perthites, tant dans les phénocristaux que dans la mésostase. Il renferme de 5 à 15 % de biotite, de chlorite, de muscovite et, à l'occasion, de reliques d'amphibole partiellement remplacée par de la biotite altérée en chlorite et en muscovite. La titanite et le leucoxène, pseudomorphes de l'ilménite, sont omniprésents. La roche contient par endroits des traces de fluorine.

Les suites mafiques

Des dykes et des filons-couches de gabbro variablement amphibolitisés coupent toutes les unités stratigraphiques du DN, à l'exception des granites postgrenvilliens. Une de ces intrusions qui coupe le GW (site 37, figure 3) a donné un âge sur zircons ignés de 1177 Ma (Martignole *et al.*, 1994). Cet âge, s'il est appliqué à toutes les roches mafiques du DN, soulève cependant plusieurs éléments de controverse. En effet, cet âge ne peut être réconcilié avec la possibilité que certaines de ces roches soient des coulées de basalte amphibolitisées intercalées dans les sédiments du GW (Kamal Sharma, communication personnelle). D'autre part, les amphibolites qui font partie des complexes ont une composition semblable à celle des gabbros amphibolitisés que l'on retrouve dans le GW. Cependant, les amphibolites doivent être beaucoup plus anciennes que les gabbros car, dans les complexes, certains granites recoupant les amphibolites ou les contenant en enclaves sont datés d'environ 1,5 Ga.

Des masses importantes de ces dykes ou filons-couches mafiques apparaissent en plusieurs endroits près des zones de cisaillement qui séparent le GW des complexes métamorphiques. De plus, des anomalies gravimétriques et magnétiques positives suggèrent que ces masses mafiques se prolongent sous le GW (Verpaelst *et al.*, 1997b; Madore *et al.*, 1999).

Les roches mafiques sont subdivisées en deux suites, la Suite mafique de Robe Noire et la Suite mafique de Lillian, uniquement sur la base de considérations géographiques, car ces deux suites ont des compositions chimiques tout à fait semblables (figures 7c, 7d, 7e et 7f). Certaines variations de composition sont même plus importantes à l'intérieur d'une même suite qu'entre les suites. Les suites mafiques ont une affinité tholéiitique, avec une signature de magma mafique intraplaque.

Suite mafique de Robe Noire

La Suite mafique de Robe Noire (Verpaelst *et al.*, 1999) désigne les dykes et les filons-couches mis en place dans les sédiments du GW des régions du lac Wakeham (Claveau, 1949) et du lac Beetz (Grenier, 1957) où elles épousent la forme des grands plis régionaux, notamment la synforme de Davy (Indares et Martignole, 1993). Les dykes et les filons-couches sont d'épaisseur décamétrique à kilométrique. Localement, des niveaux ultramafiques (surtout de la clinopyroxénite) ont été observés à l'intérieur des masses gabbroïques (Verpaelst *et al.*, 1999). Les roches de la Suite mafique de Robe Noire sont variablement déformées et métamorphisées. Les textures et structures ignées héritées sont communément préservées malgré une amphibolitisation pénétrative; la minéralogie primaire n'est toutefois que localement préservée. L'intensité de l'empreinte métamorphique dépend de l'épaisseur des couches et de la proximité des zones de cisaillement et des contacts.

Les métagabbros sont massifs ou légèrement foliés. Ils possèdent généralement des textures ophitiques ou subophitiques, avec par endroits du litage magmatique modal ou textural d'épaisseur décimétrique à métrique. Ces roches renferment généralement de 40 à 60 % de plagioclase, les faciès ultramafiques et anorthositiques n'étant que d'occurrence locale. Les minéraux ferromagnésiens les plus communs sont le clinopyroxène, partiellement remplacé par la hornblende verte, et l'actinote. Le gabbro contient aussi de la biotite, un peu de quartz et, localement, de l'épidote et de la chlorite. Les minéraux accessoires sont la titanite, l'apatite et le zircon. L'ilménite, la magnétite, la pyrite et la chalcopyrite parsèment la roche.

Suite mafique de Lillian

Bourne *et al.* (1977) ont été les premiers à employer le terme « Lillian Lake Gabbro » pour décrire des gabbros déformés et métamorphisés omniprésents dans la partie nord-est de la région. Selon eux, il s'agirait du prolongement de la « suite gabbroïque de la partie ouest du Wakeham » décrite par Claveau (1949) et Grenier (1957), donc de la Suite mafique de Robe Noire.

Les métagabbro de la Suite mafique de Lillian (Verpaelst *et al.*, 1997a) abondent dans la partie nord-est du DN où ils forment des plutons kilométriques ou un essaim de dykes et de filons-couches d'épaisseur décamétrique à kilométrique, les plus épais souvent à faible pendage. Ces roches sont pétrographiquement semblables quelque soit leur mode d'occurrence. De plus, les dykes et les filons-couches se recoupent mutuellement ce qui démontre leur contemporanéité. Les dykes de l'essaim sont orientés E-W à NE-SW, avec des pendages généralement abrupts. Ils sont déformés et présentent une foliation métamorphique concordante avec celle de l'encaissant, ce qui indique une mise en place prégrenvillienne. Quelques-uns, à pendage moyen à faible, comportent une ségrégation minérale qui rappelle le litage magmatique des intrusions litées.

Comme nous l'avons mentionné plus haut, les métagabbro de cette suite sont pétrographiquement et géochimiquement semblables à ceux de la Suite mafique de Robe Noire. Lorsque les lattes de plagioclase et les minéraux mafiques ne sont pas entièrement recristallisées, on reconnaît encore la texture subophitique. Les minéraux ferromagnésiens forment plus de 45 % de la roche; il s'agit principalement de clinopyroxène presque entièrement remplacé par la

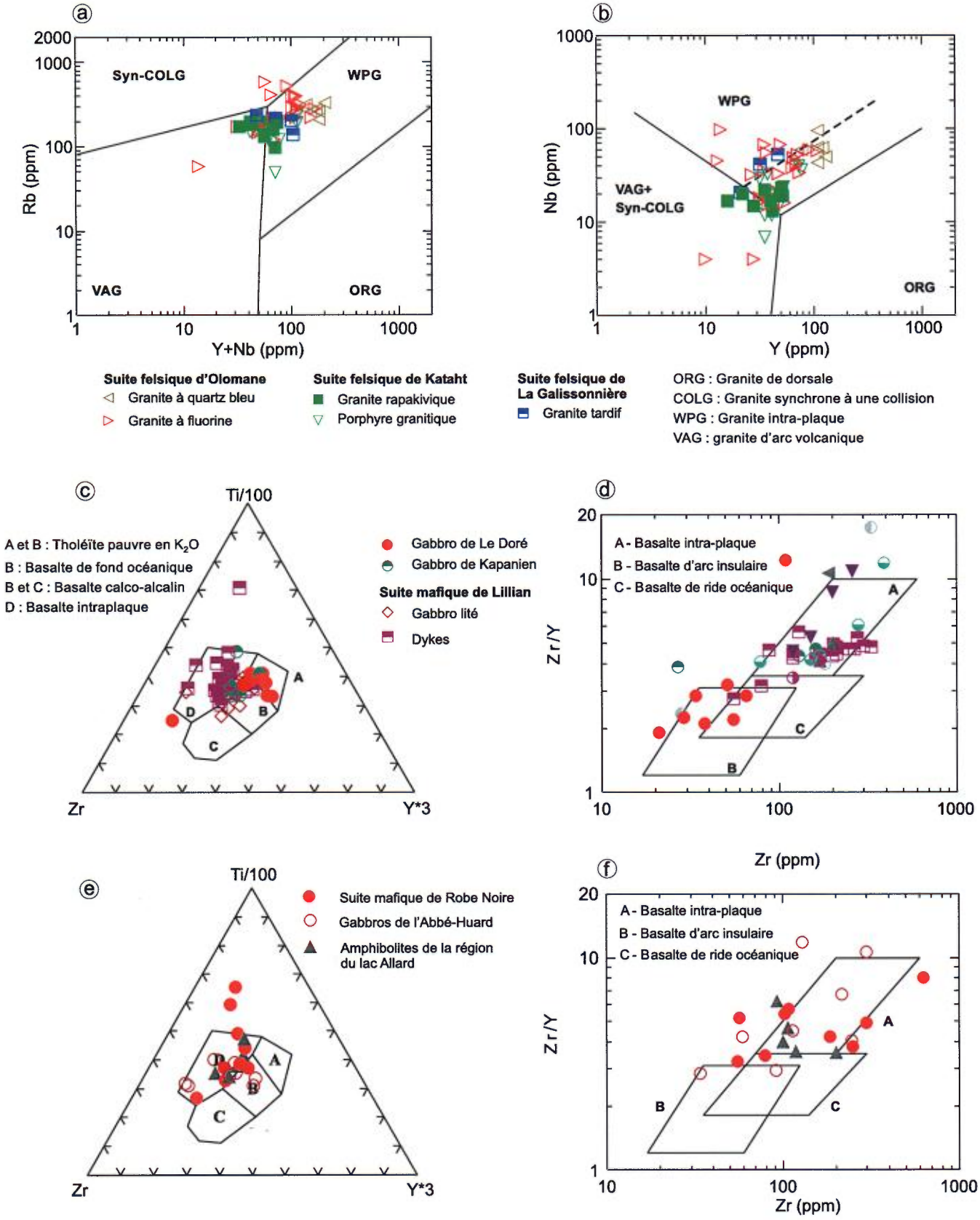


FIGURE 7 - Diagrammes discriminants pour les granitoïdes du Domaine de Natashquan : **a)** diagramme binaire de Rb versus Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984) et **b)** diagramme de Nb versus Y (Pearce *et al.*, 1984). Diagrammes discriminants pour les roches mafiques du Domaine de Natashquan : **c** et **e)** diagrammes ternaires de Zr-Ti-Y (Pearce et Cann, 1973) et **d** et **f)** diagrammes binaires de Zr/Y versus Zr (Pearce et Cann, 1973).

hornblende ou l'actinote. Cet assemblage est caractéristique de la transition du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites. Dans le gabbro folié, l'amphibole est communément une hornblende orientée, à texture nématoblastique. Les plagioclases, sous forme de lattes ou de néoblastes polygonaux, sont généralement damouritisés et saussuritisés. Les minéraux accessoires sont la titanite, l'apatite, le zircon et la baddeleyite.

Géologie structurale du DN

Bien que des travaux sur la géologie structurale du DN soient présentement en cours (Corriveau *et al.*, 2002a et b), notre connaissance de la tectonique du DN est basée essentiellement sur des travaux de cartographie de reconnaissance et sur quelques études ponctuelles (Martignole *et al.*, 1992; Indares et Martignole, 1993). Ces études se sont concentrées particulièrement sur le GW et les zones de cisaillement. Les travaux de cartographie récents et les âges radiométriques obtenues sur plusieurs unités lithologiques au cours de ces travaux suggèrent que certaines unités ont subi les effets d'au moins deux phases orogéniques : le Pinwarien (1550-1450 Ma) et le Grenvillien (1250-980 Ma). Il est toutefois encore impossible d'assigner chacun des éléments structuraux à une phase particulière de déformation.

Les roches du DN montrent une stucturation tardive assez simple en grandes synformes et antiformes aux flancs abrupts orientées NW-SE. Dans la partie nord du GW, dans les secteurs des lacs Ruffin, Arthur, Ménascouagama et Briend, on note aussi des plis orientés NE-SW à E-W qui semblent en partie repris par les synformes et antiformes tardives, mais qui affectent des foliations antérieures (figures 3 et 5). Les dykes et filons-couches mafiques de ce secteur sont également orientés NE-SW et souvent repris par ces plis ce qui suggère que ce sont des plis tardifs comme les grandes synformes et antiformes. Ces plis ont des longueurs d'onde et des amplitudes plus faibles que les grandes structures NW-SE et ils sont souvent déversés vers l'ouest (Indares et Martignole, 1993; Verpaelst *et al.*, 1999).

Les roches des complexes sont migmatisées et déformées le plus souvent en dômes et bassins (Indares et Martignole, 1993; Madore *et al.*, 1999; Verpaelst *et al.*, 1999; Corriveau *et al.*, 2002a et b, figure 5). Plusieurs couloirs de déformations très importants sont présents dans le DN. Ils en constituent souvent la limite : le cisaillement de l'Abbé-Huard, le cisaillement de Romaine, le cisaillement du lac Caron, le cisaillement de Natashquan et la faille de Nabisipi (figure 3).

Les plis majeurs sont une grande antiforme encadrée de deux synformes, orientées NW-SE dans leur demie nord et NE-SW dans leur demie sud (figure 3). L'antiforme fait apparaître, au sud du GW les roches plus métamorphisées et migmatisées du Complexe d'Aguanish tandis que les synformes contiennent les sédiments moins métamorphisés du GW. Ces grandes structures incorporent des plis de plus faible amplitude parallèles aux grandes structures. Les flancs des plis sont généralement abrupts, à l'exception de la synforme orientale où, dans la région du lac Cormier, les strates sont souvent peu inclinées.

Dans les complexes de Buit et d'Aguanish, la déformation se manifeste surtout par la présence de dômes et de bassins où le cœur des dômes est formé de roches généralement plus migmatisées et plus métamorphisées. Les dômes sont pour la plupart orientés NW-SE et sont déversés vers l'ouest. Ils ont généralement une dizaine de kilomètres de longueur sur cinq kilomètres de largeur. Les bassins sont en fait des synformes étroites coincées entre les dômes (figure 5).

Le DN comprend quatre grandes zones de cisaillement qui sont tardives puisqu'elles coupent les grandes synformes et antiformes aussi bien que les plis NE-SW et les dômes et bassins. Le cisaillement de l'Abbé-Huard marque la limite nord-ouest du DN et met en contact le Complexe de Buit et la SAHSP. Il se poursuit dans le DSJ entre les massifs anorthositiques de rivière Sheldrake, au nord, et de lac Brézel et de lac Allard, au sud (figures 1 et 3). Selon Indares et Martignole (1993), ce cisaillement implique un affaissement et un coulissage senestre du DN par rapport à la SAHSP. Les résultats des travaux subséquents (Madore *et al.*, 1999; Verpaelst *et al.*, 1999) ont permis en plus de mettre en évidence la présence de linéations d'étirement à plongée abrupte vers le sud-est dans des cisaillements ductiles anastomosés et à mouvement inverse. Ces cisaillements seraient antérieurs au coulissage et à l'affaissement. Le cisaillement de Romaine (figure 3) met en contact le DN et le massif de lac Allard de la SAHSP. Selon Madore *et al.* (1999b), un mouvement inverse le long de cette structure a entrainé le chevauchement du GW sur le massif anorthositique de lac Allard.

Le Cisaillement du lac Caron marque la limite entre le GW et le Complexe d'Aguanish. Au nord-ouest d'Aguanish, cette zone à pendage fort vers le nord-ouest est large de plusieurs kilomètres et composée surtout d'amphibolite et d'intercalations de quartzite. Les roches sont foliées et localement mylonitiques. Elles montrent une linéation minérale prononcée à fort plongement (Clark, 1995). Dans sa partie nord, elle s'incurve vers l'est sur l'antiforme du lac Gaudreault mais la qualité d'affleurement ne permet pas de voir la nature du mouvement. Le cisaillement du lac Caron est lui aussi associé à un évènement tardif puisqu'il affecte la Suite mafique de Robe Noire.

Le Cisaillement de Natashquan sépare le GW, à l'ouest, des unités granitiques des suites d'Olomane et de Kataht et du Complexe de Boulain à l'est. Cette zone a une orientation générale NW-SE avec un pendage moyen de 60° vers le sud-ouest. Les linéations minérales plongent généralement vers le sud-ouest, ce qui suggère le chevauchement du GW sur les suites intrusives au nord-est. Toutefois, le Cisaillement de Natashquan a pu subir d'autre épisodes de déformation et de mouvement. Ainsi, l'implication des suites mafiques dans la zone de cisaillement suggère l'existence d'une zone de déformation tardive.

Les zones de déformation ont été très peu étudiées. Elles se caractérisent d'ailleurs par la présence d'un très petit nombre d'affleurements, ce qui limite les observations de terrain. Mais une étude plus détaillée incluant la datation de phase intrusives tardives dans la zone aiderait à mieux comprendre les relations structurales et la séquence des évènements tectoniques.

MAGMATISME TARDI-GRENVILLIEN

Les ensembles intrusifs tardifs regroupent les plutons et les dykes de dimensions très variables coupant le socle grenvillien et montrant peu ou pas d'effets pénétratifs dus au métamorphisme et à la déformation grenvillienne. La plupart de ces intrusions se manifestent en surface par des corps bien circonscrits, aux contacts francs et porteurs d'une signature magnétique élevée tranchant généralement bien avec celle des roches encaissantes.

Domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean

Dans le DSJ, le Dyke de Nipisso, de composition gabbroïque (Gobeil *et al.*, 1999), les granites de Bigot et de Cacaoni, les intrusions composites dans le spectre granite-monzogabbro représentées par les intrusions de Boutereau et de Laura (Gobeil *et al.*, 1999 et 2000), ou encore les corps de monzonite, monzodiorite et syénite qui pointent au nord-est du lac Manitou appartiennent à ce cortège d'intrusions tardives. Finalement, de nombreux dykes de gabbro, de gabbro à olivine, de gabbronorite, de diabase, de granite et de pegmatite, peu ou pas déformés, d'épaisseur décimétrique à métrique, d'extension longitudinale limitée et d'attitude variable, appartiennent aux intrusions tardigrenvilliennes.

Le premier évènement magmatique tardigrenvillien est la mise en place du Dyke de Nipisso (Gobeil *et al.*, 1999 et figure 3) et des dykes minéralisés de leucogabbro localisés plus à l'est, le long du même linéament ou de linéaments parallèles (Clark, ce volume). Nous ne disposons pas d'âge U/Pb pour le Dyke de Nipisso. Toutefois, ce dyke doit être postérieur au chevauchement du Complexe de Matamec qu'il coupe sur son flanc ouest et que nous associons au chevauchement grenvillien (plus jeune que 1080 Ma, Wodicka *et al.*, ce volume). Cet évènement constitue la première évidence régionale de magmatisme tardi à postcinématique. La mise en place de ces dykes est controlée par un réseau de fractures WNW qui traversent toute la région. Le Granite de Bigot est une intrusion non déformée, dont l'âge est de 1030 +12/-7 Ma (Gobeil *et al.*, 1999; figure 3, site 23). La présence d'une faible quantité de magnétite lui confère une signature magnétique forte par rapport à ses encaissants. Le Dyke de Nipisso et le Granite de Bigot ont des signatures géochimiques des terres rares semblables à celles des dykes composites de gabbro et de granites retrouvés ailleurs dans la partie ouest du DSJ. Ceci suggère que ces deux unités représentent des phases contemporaines et possiblement comagmatiques (figures 6d et 6e), d'autant plus que ces deux intrusions sont localisées à proximité l'une de l'autre.

Plusieurs autres petites intrusions composites de monzogabbro-monzodiorite-mangérite et de granite coupent les différents ensembles géologiques de la région. L'une d'elles, située au nord-est du lac Manitou, coupe le massif de la rivière Magpie-Ouest de la SAHSP et les fabriques mylonitiques qui caractérisent les grands chevauchements NNW de ce secteur. Elle a fait l'objet d'une datation par la méthode U/Pb sur zircons. La mangérite qui constitue un des faciès dominants de cette intrusion a donné un âge de 989 ±1 Ma (figure 3, site 25; Chevé *et al.*, 2001, Wodicka *et al.*, ce volume,). Plus à l'ouest, un granite possiblement relié à la même activité magmatique a donné un âge de 995 ±3 Ma (figure 3, site 24; Chevé *et al.*, 2001; Wodicka *et al.*, ce volume.). Il faut noter également que plusieurs titanites provenant d'échantillons du Complexe de Canatiche mettent en évidence un évènement thermique à ca. 980 Ma, qui correspond probablement à ce magmatisme tardif. La composante felsique d'un dyke composite de diabase et de granite a donné un âge minimum de cristallisation à 974 Ma (figure 3, site 26; Chevé *et al.*, 1999; Wodicka *et al.*, ce volume). De tels dykes ont été observés dans le secteur nord du lac Manitou où leur association à une zone de fracturation cassante d'orientation NNE peut être clairement établie, notamment sur la rive ouest du lac Manitou. Dans ce secteur, des dykes granitiques à syénitiques, microgrenus et rosés, présentent les mêmes caractéristiques pétrographiques que la composante felsique du dyke daté; ils sont probablement associés à cet évènement magmatique, même si la composante diabasique n'est pas observée. Une interprétation semblable prévaut pour certains dykes de diabase qui, à l'opposé, ne montrent pas en affleurement de mélange avec du matériel granitique.

Le magmatisme tardi- à post-tectonique est commun à toutes les orogenèses (Turner *et al.*, 1992). C'est un magmatisme souvent bimodal, qui contient une minéralogie sèche de haute température (présence d'orthopyroxène), un enrichissement en terres rares légères et une signature isotopique plus primitive. Outre la dernière caractéristique qui n'a pas été mesurée, ces caractéristiques sont communes à la plupart des intrusions tardives dans la région.

Domaine de Natashquan

La Suite felsique de la Galissonnière (Madore *et al.*, 1997) regroupe un ensemble de plutons granitiques tardi- à postorogéniques dont les plus importants occupent la

partie nord-est du DN. Ces plutons présentent des anomalies magnétiques positives circulaires et bien définies, facilement reconnaissables sur les cartes aéromagnétiques régionales. Avec un âge de 993 ±3 Ma (Loveridge, 1986; figure 3, site 38), ce granite est beaucoup plus jeune que les autres granites du DN. C'est un granite leucocrate à biotite, hornblende et muscovite montrant peu d'évidence de déformation (Madore *et al.*, 1997a). Bourne (1990) le décrit comme un granitoïde à phénocristaux de feldspath, à biotite et hornblende ± allanite ± titanite ± zircon ± apatite. Les similitudes minéralogiques et chronologiques entre ces granites incitent à les corréler avec les intrusions tardives de monzogabbro-mangérite-granite des domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean, telles les intrusions de Boutereau ou de Lara (figure 3).

Le terme Gabbro de Le Doré réfère à un gabbro à olivine qui s'étend sur près de 30 kilomètres de part et d'autre du lac Le Doré dans la partie nord-est du DN. Ce gabbro se distingue des autres gabbros de la région par la présence d'olivine, son faible métamorphisme, sa forte signature magnétique et une texture coronitique bien développée. Le clinopyroxène et le plagioclase y sont très peu altérés. L'intrusion semble zonée avec des parties riches en olivine et pyroxène et d'autres dépourvues d'olivine (Lépine et Trzcienski, ce volume); la géométrie de cette zonation n'est cependant pas bien définie.

Le Gabbro de Kapanien (Verpaelst *et al.*, 1997a) désigne un dyke de gabbro à clinopyroxène. Il contient des reliques de clinopyroxène coronitique et d'amphibole. Sur le terrain, on reconnaît ce gabbro par la teinte gris-bleu du plagioclase. Le gabbro est localement folié là où il est coupé par des zones de cisaillement.

Le Gabbro de Le Doré et le Gabbro de Kapanien ne montrent aucune déformation régionale ni aucun métamorphisme. Nous estimons qu'ils sont néoprotérozoïques, mais ils pourraient être aussi jeunes que le Paléozoïque précoce.

Plusieurs dykes composites de microgabbro et de granite aplitique affleurent dans le secteur nord-côtier entre Havre-Saint-Pierre et Aguanish. Ces dykes, d'épaisseur métrique, quoique post-tectoniques et présentant généralement des contacts droits qui coupent les structures grenvilliennes, sont localement pincés indiquant une mise en place dans un encaissant chaud et retenant une certaine plasticité.

TECTONISME ET MAGMATISME TARDIPROTÉROZOIQUE À CAMBRIEN PRÉCOCE

Il y a environ 600 Ma, la formation dans le socle protérozoïque d'une zone de rift sensiblement parallèle à l'allongement actuel de l'orogène grenvillien a marqué le début du cycle Appalachien et l'ouverture de l'océan Iapétus. La croûte grenvillienne est amincie et un cortège d'intrusions mafiques ou felsiques se met en place dans les zones de fracture soit sous la forme d'essaims de dykes de diabase, tels l'essaim du Long Range à Terre-Neuve (environ 600 Ma), soit sous la forme de complexes ignés. Ces derniers sont notamment le Complexe de Sept-Îles, ca. 540 Ma (Higgins et Doig, 1977), le Complexe de la Baie des Moutons, ca. 568 Ma (Doig et Barton, 1968), ou le Pluton de Rigaud, 564 +10/-8 Ma (Malka *et al.*, 1996).

Plusieurs dykes de diabase frais, sans évidence de déformation et de métamorphisme et dont les plus importants sont d'orientation nord-sud, pourraient appartenir à cet épisode de rifting.

Plusieurs zones de failles dans lesquelles on observe de la silicification, de la carbonatisation et des minéraux de basses températures sont probablement associées à la formation du graben initial et à l'effondrement de la marge passive de Iapétus au Paléozoïque inférieur.

SÉDIMENTATION ORDOVICIENNE

La région a été au moins partiellement couverte par une séquence subhorizontale de sédiments du paléozoïque inférieur de la province géologique de la Plate-forme du Saint-Laurent. Il subsiste une frange de cette séquence dans les régions côtières de Havre-Saint-Pierre et de l'archipel de Mingan. Au sud de l'archipel, cette séquence se poursuit sous les eaux du Golfe du Saint-Laurent pour affleurer à nouveau à l'île d'Anticosti. Elle se poursuit également sous l'orogène appalachien qui limite la plate-forme en surface, au sud. Au nord, une sédimentation paléozoïque calcareuse s'est manifestée à plus de cent kilomètres des affleurements paléozoïques les plus près de la région côtière du Saint-Laurent comme le suggère le remplissage de fractures dans des roches protérozoïques par des calcaires paléozoïques. Sans recouvrir nécessairement l'ensemble du socle grenvillien, cette sédimentation a pu pénétrer profondément dans l'avant-pays à la faveur de vallées, de gorges ou de détroits fluviomarins.

Aux environs de Havre-Saint-Pierre et dans les îles de Mingan, la séquence paléozoïque est représentée par les formations de Romaine et de Mingan (voir Schuchert et Twenhofel, 1910; Twenhofel, 1938; Desrochers, 1988a et b). La Formation de Romaine, à la base, repose en discordance sur le socle grenvillien. Son âge est Ordovicien précoce à moyen (Arenig ou fin Canadien et Whiterockien). D'une épaisseur d'une centaine de mètres, elle est composée d'une mince unité de grès feldspathique, à la base, suivie de dolomie en lits minces puis de dolomie en lits épais à monticules thrombolitiques et nodules de chert. La Formation de Mingan, au sommet, repose en discordance d'érosion sur la

Formation de Romaine et elle contient une discordance intraformationnelle. D'une épaisseur maximum de 50 m environ, elle est d'âge Ordovicien moyen (Chazien). Elle est composée de deux unités silicoclastiques minces qui reposent sur les discordances et qui sont suivies de wackestone, de packstone, de grainstone et de bioherme (voir Desrochers, 1988a et b) pour une description complète de ces unités).

MAGMATISME ET TECTONISME POSTORDOVICIENS

La seule activité magmatique postordovicienne datée sur la moyenne Côte-Nord se situe à l'extérieur de la région étudiée, sur l'île d'Anticosti, où deux dykes de diabase du Jurassique supérieur (138 Ma) ont été observés (Wanless et Stevens, 1971). À plusieurs endroits dans la région étudiée, nous avons toutefois observé des brèches qui pourraient peut-être signaler l'existence d'une activité magmatique postordovicienne. La plus importante est la Brèche de Marsal, une brèche de diatrème postgrenvillienne localisée à l'est du lac Magpie (Chevé *et al.*, 2001). Nous avons aussi observé, sur la rive ouest du lac Magpie, une brèche à fragments de gabbro (Gabbro de Baune) dont la matrice est constituée de calcaire fossilifère remanié. Dans la région de Havre-Saint-Pierre, nous avons noté des brèches à fragments gneissiques ou granitiques enrobés d'une matrice de calcaire, de chert ou de jaspe. La matrice calcaire provient probablement du remaniement des calcaires ordoviciens indiquant que ces brèches sont donc, à tout le moins, postordoviciennes. Leur localisation dans le prolongement approximatif des dykes jurassiques est peut-être liée au même évènement postordovicien. Certains des dykes postgrenvilliens décrits plus haut pourraient aussi s'avérer être mésozoïques.

ÉVOLUTION TECTONIQUE DE LA MOYENNE CÔTE-NORD

Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer l'évolution tectonique du segment oriental de la Province de Grenville (Rivers *et al.*, 1989; Dickin et Higgins,1992; Gower, 1996; Rivers, 1997; Dickin, 2000; Rivers et Corrigan, 2000; Gower et Krogh, 2002; Perreault et Heaman, ce volume). Ces modèles ont été élaborés sur la base de travaux de reconnaissance géologique et d'âges isotopiques dispersés et parfois difficiles à interpréter (Gower et Krogh, 2002; Wodicka *et al.*, ce volume). Les travaux effectués dans la région par les auteurs du présent article, publiés par le MRN ou inédits, présentent de nouvelles données de terrain sur des secteurs auparavant peu connus et ajoutent un nombre important de datations radiométriques (Wodicka *et al.*, ce volume). Ces résultats précisent la séquence des évènements géologiques qui ont affecté la région. D'importantes tranches de l'histoire géologique demeurent toutefois obscures faute de données de terrain ou de données analytiques adéquates.

Le modèle d'évolution de la partie orientale de la Province de Grenville de Gower (1996) et Gower et Krogh (2002) comprend trois phases de magmatisme et de tectonisme. La première phase correspond à la formation de la marge continentale de Laurentia à la fin du Paléoprotérozoïque par l'accrétion d'un arc magmatique juvénile lors de l'orogenèse labradorienne entre 1700 et 1600 Ma. La deuxième phase englobe des évènements magmatiques et tectoniques qui se sont déroulés entre 1600 et 1230 Ma, comprennant, entre autres, le développement d'un arc magmatique et de bassins ensialiques d'arrière-arc lors de l'orogenèse pinwarienne entre 1550 et 1450 Ma. La troisième phase (1230-955 Ma) est marquée d'abord par une période de magmatisme anorthositique attribué à une tectonique d'arrière-arc sur la marge de Laurentia, puis par la collision grenvillienne continent-continent de Laurentia et de Gondwana entre 1080 et 980 Ma. Selon ce modèle, dès l'évènement pinwarien, tous les éléments de la croûte grenvillienne étaient déjà assemblés. Les évènements tectoniques subséquents n'ont causé que le téléscopage de ces éléments.

C'est à partir de ce modèle général d'évolution de la partie est de la Province de Grenville que nous proposons la séquence d'évènements suivante pour la moyenne Côte-Nord.

1) > 1630 Ma

Aucun évènement tectonique ou magmatique de la région à l'étude ne peut être directement rattaché aux différentes phases orogéniques de l'Archéen ou du Paléoprotérozoïque. Cependant, la présence de zircons détritiques dans les quartzites du GW et de zircons xénocristiques dans certaines roches intrusives (Complexe de Boulain) donnant des âges variant de 2,5 Ga à 1,6 Ga constituent les seules évidences directes d'héritages archéen ou paléoprotérozoïque dans la région. Des gneiss de la région d'Aguanish tout comme ceux de la rivière Sainte-Marguerite, à l'ouest, ont donné des âges modèles Sm/Nd suggérant un héritage crustal paléoprotérozoïque (Dickin, 2000). À l'est du DN, dans le sous-domaine de Romaine, des lithologies d'âge Labradorien (1700-1600 Ma) sont associées à des roches d'âge Pinwarien ou Grenvillien semblables à celles de la région à l'étude (Perreault et Heaman, ce volume). De même, un gneiss daté à 1665 Ma (Loveridge, 1986) est aussi connu juste au nord de la présente région. Il est donc vraisemblable que l'orogène labradorien constitue

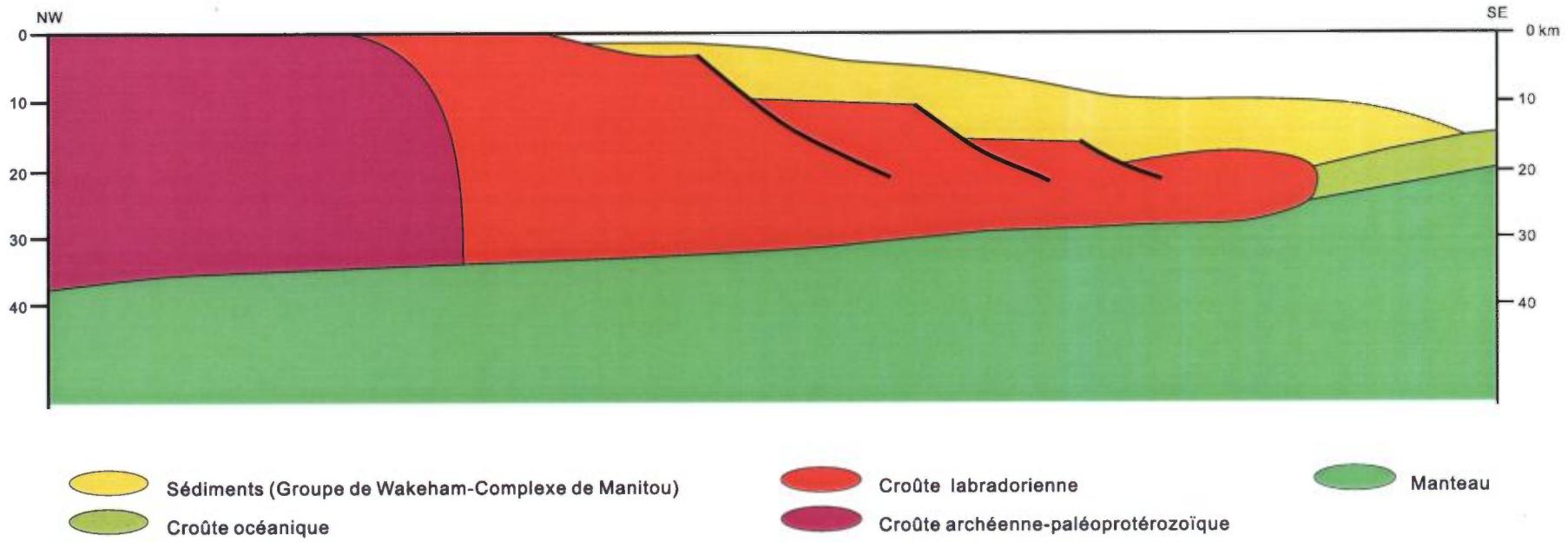


FIGURE 8 - Coupe schématique illustrant la disposition des différents éléments de la croûte au début de la sédimentation du Groupe de Wakeham et des sédiments du Complexe de Manitou (1630-1550 Ma).

à la fois l'une des sources et le substratum sur, ou en marge duquel, le GW et les sédiments de Manitou se sont déposés et qu'il a été impliqué dans les évènements tectoniques ultérieurs (voir Gower et Krogh, ce volume et figure 8).

2) 1630-1515 Ma

L'activité magmatique est très réduite dans le Grenville oriental pendant la période de 1630 Ma à 1515 Ma (Gower et Krogh, 2002). Dans la région à l'étude, seul un gneiss granitique du Complexe de Buit a livré un âge maximum de cristallisation de 1535 Ma (figure 3, site 15; Wodicka *et al.*, ce volume) correspondant à cette période. Cet âge suggère que les premières manifestations de l'arc magmatique pinwarien pourraient être plus précoces dans la région à l'étude que dans les régions adjacentes. D'autre part, les analyses isotopiques des sédiments du GW ont démontré que les zircons détritiques les plus jeunes du groupe (ceux dont les âges sont très fiables) ont environ 1630 Ma alors que le granite le plus ancien recoupant le GW a environ 1503 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume). Ces résultats indiquent que la sédimentation d'au moins une partie du GW se situe approximativement dans cette fourchette d'âges. Par contre, l'absence de zircons d'âge Pinwarien dans le GW, mais la présence dans les conglomérats de fragments de granite porphyrique semblable à celui de la Suite intrusive de Kataht (1510 –1495 Ma) suggèrent que la sédimentation du GW pourrait être aussi jeune que le début de la mise en place de l'arc magmatique pinwarien (figure 9). Les roches volcaniques du GW sont probablement en partie les équivalents effusifs de la Suite intrusive de Kataht.

L'âge de dépôt des paragneiss du Complexe de Manitou n'est pas bien défini, mais pourrait se situer dans la même fourchette d'âges que le GW. En effet, l'âge maximal du dépôt pourrait s'étaler entre 1,59 et 1,55 Ga (Wodicka *et al.*, ce volume). Par contre, l'âge des intrusions les plus anciennes qui le coupent est d'environ 1170 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume). Cependant, l'absence de zircon d'âge Pinwarien ou plus récent dans le paragneiss du Manitou serait compatible avec l'hypothèse que les sédiments du Manitou sont contemporains de ceux du GW.

Le GW et, peut-être, le Complexe de Manitou auraient donc été déposés dans un bassin ensialique d'arrière-arc, sur la marge de Laurentia, un peu avant ou au début de l'orogenèse pinwarienne. Les lambeaux de paragneiss du sous-domaine de Romaine que Perreault et Heaman (ce volume) corrèlent avec le GW auraient été formés dans le même environnement (figures 8 et 9).

3) 1515-1485 Ma

Cette période correspond à la phase principale de l'orogenèse pinwarienne (Gower et Krogh, 2002). Elle est représentée sur la moyenne Côte-Nord par de nombreux plutons granitiques qui percent à travers les complexes métamorphiques et le GW. Ces plutons comprennent des granites porphyriques peu déformés (1510-1495 Ma) et des granites gneissiques ou gneiss granitiques (1535-1485 Ma). Ces granitoïdes présentent une signature géochimique d'affinité orogénique quoique fortement contaminés (Machado *et al.*, ce volume). Nous les attribuons à l'arc magmatique pinwarien. Leur mise en place a vraisemblablement été accompagnée du métamorphisme et de la déformation de l'encaissant. La présence d'un âge métamorphique de 1495 Ma dans un gneiss granitique du Complexe d'Aguanish (Clark et Machado, 1995) témoignerait de ce métamorphisme. Par contre, il est difficile d'assigner à cet évènement des éléments structuraux particuliers bien que la foliation la plus ancienne observée dans les complexes et les métasédiments en bordure du GW soit probablement attribuable à cette déformation (figure 10). L'accrétion de l'arc magmatique sur la bordure sud-est de Laurentia peu après sa formation (Dickin et Higgins, 1992, Gower, 1996, Rivers, 1997, Rivers et Corrigan, 2000) est vraisemblablement à l'origine de la déformation de l'arc lui-même et des roches sédimentaires derrière celle-ci. Une zone de subduction en régime compressif (Rivers et Corrigan, 2000) en serait la cause.

Les données géochronologiques actuelles ne font état d'aucune activité magmatique d'âge Pinwarien dans les domaines de Lac-à-L'Aigle et de Saint-Jean. Cependant, à l'ouest, dans le secteur de la rivière Sainte-Marguerite, Dickin (2000) a établi des âges modèles Sm/Nd sur des orthogneiss qui représentent, selon cet auteur, un arc magmatique juvénile labradorien (1,75 Ga). Entre Baie-Comeau et le réservoir de Manic 5, Dickin et Higgins (1992) ont établi, comme nous l'avons vu, des âges modèles Sm/Nd sur un ensemble de gneiss gris qui représentent, selon eux, une croûte juvénile de type « arc magmatique », formée sur la marge de Laurentia vers 1,53 Ga lors de l'orogénie pinwarienne. Il propose une limite tectonique entre un socle d'héritage labradorien et un socle d'héritage pinwarien juste à l'ouest de la présente région (Dickin, 2000). Même si aucune donnée n'est disponible dans la région d'étude, les orthogneiss granitiques du Complexe de Canatiche pour lesquels nous n'avons aucune donnée géochronologique pourraient représenter cet arc magmatique inféré par Dickin aux environs de 1,75 Ga. Les lambeaux de roches supracrustales du Complexe de Canatiche pourraient être des vestiges de la sédimentation de plateforme et de bassins sur la marge laurentienne. Ils seraient alors contemporains de la déposition des sédiments du Manitou-Wakeham. De nouvelles données géochronologiques sont nécessaires pour confirmer ou infirmer ces hypothèses (figure 10).

4) 1485-1380 Ma

Cette période n'est représentée par aucun évènement connu dans la région à l'étude bien que, au nord et à l'est, des intrusions de cet âge, associées à un régime en extension,

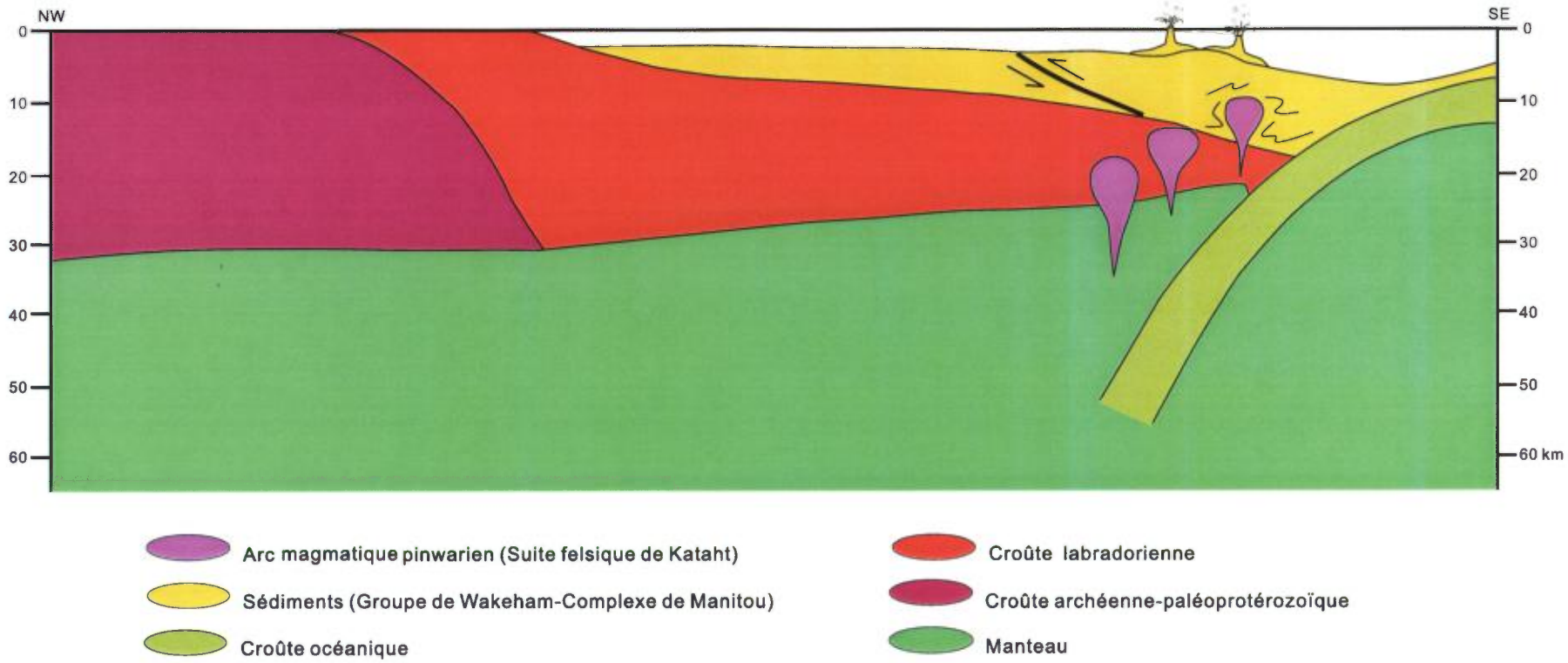


FIGURE 9 - Sédimentation du Groupe de Wakeham et des sédiments du Complexe de Manitou sur la croûte labradorienne et premières manifestations de l'arc magmatique pinwarien (1630-1535 Ma).

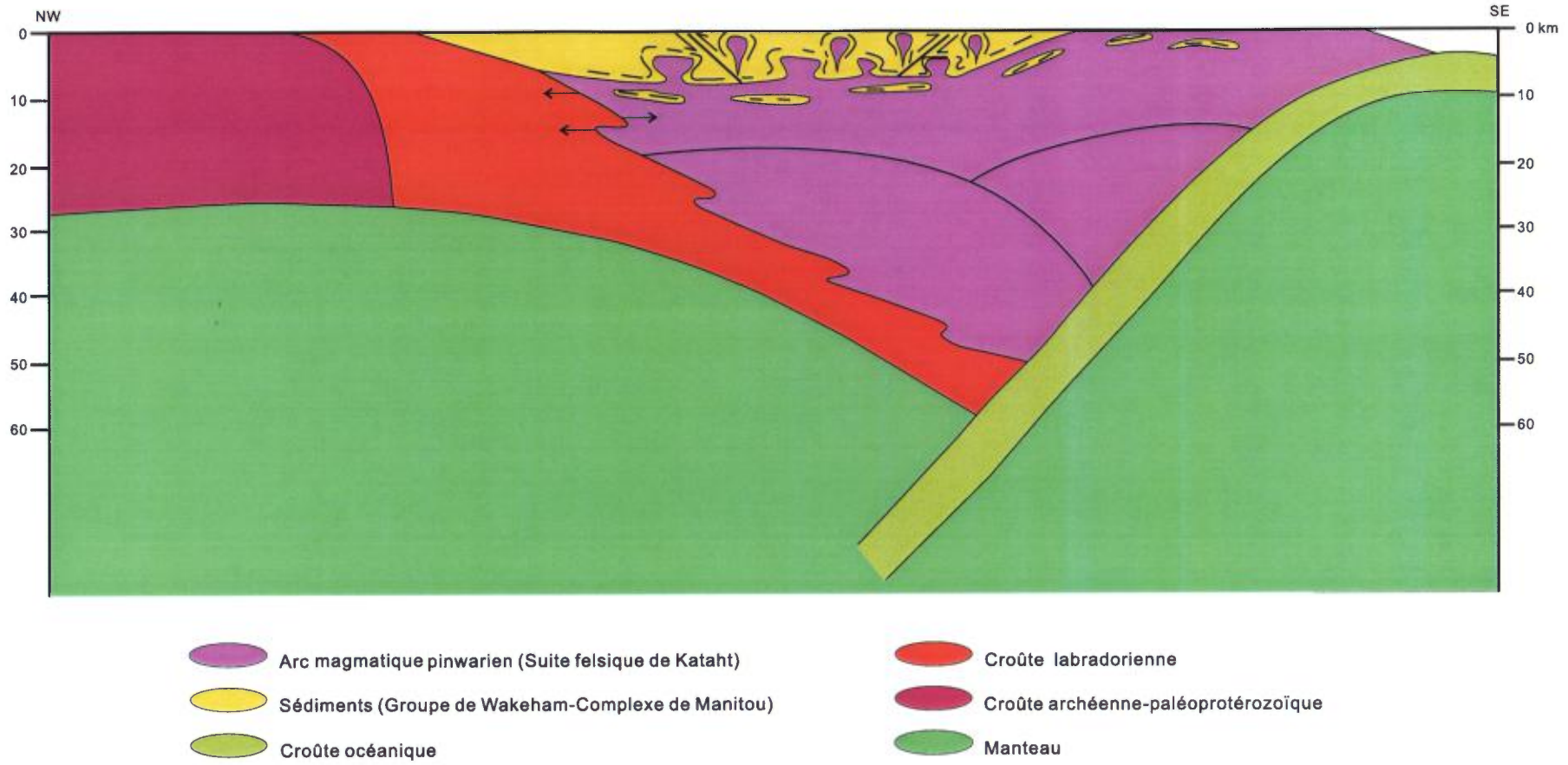


FIGURE 10 - Mise en place de l'arc pinwarien représenté dans la région par les granites de la Suite felsique de Kataht et la formation des complexes de Buit, de Boulain et d'Aguanish dans un environnement d'arc continental.

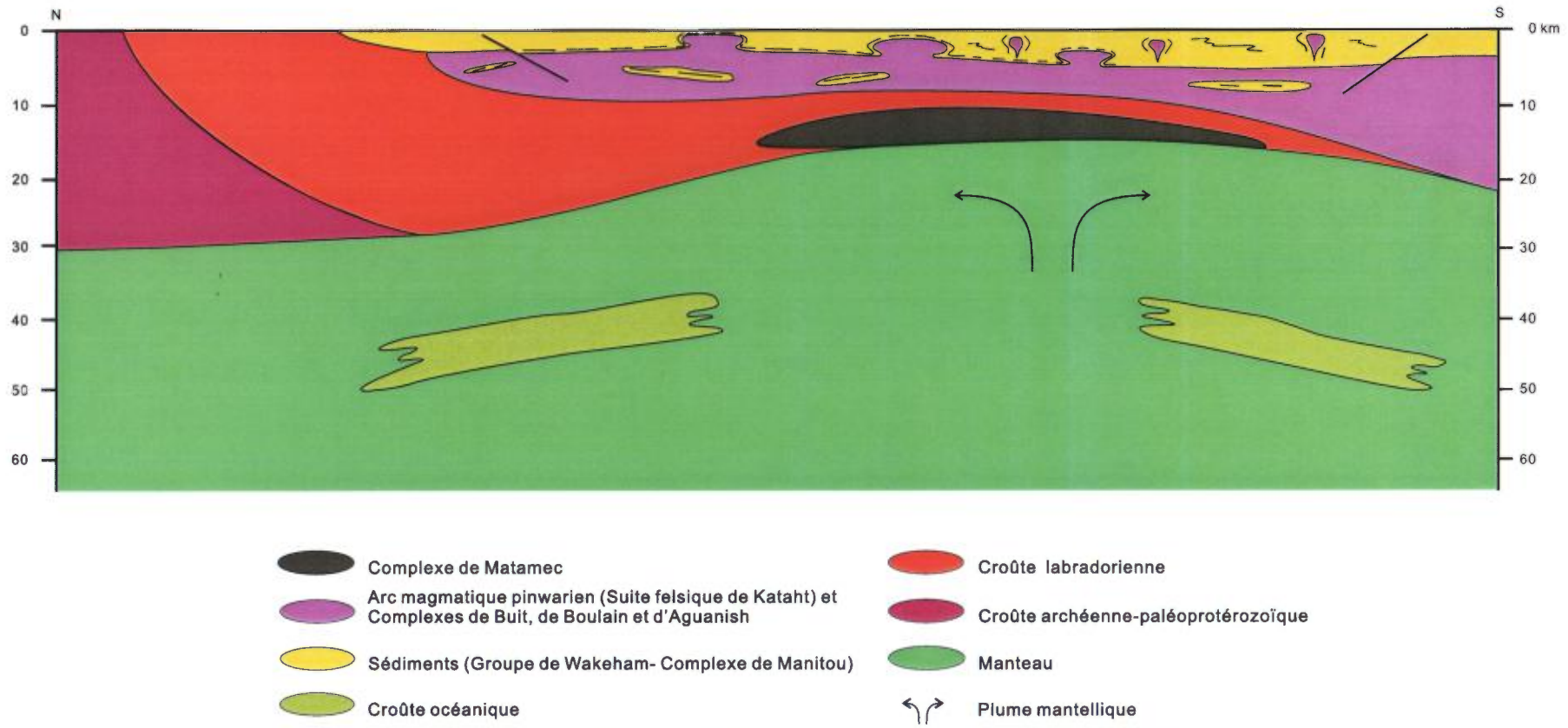


FIGURE 11 - Mise en place du Complexe de Matamec (1380-1350 Ma) à la base de la croûte continentale amincie.

aient été notées (Gower, 1996). Une diminution de l'angle de subduction sous l'arc pinwarien aurait eu pour effet de déplacer le plutonisme vers l'arrière pays et de causer une signature d'environnement en extension.

5) 1380-1350 Ma

Cette période est marquée par la mise en place des gabbronorites et des roches granitoïdes (mangérite, monzonite et granite) du Complexe de Matamec entre 1378 et 1351 Ma (Gobeil *et al.*,1999, Wodicka *et al.*, ce volume; figure 3, sites 8, 9 10 et 11). L'anorthosite de Pentecôte (1365-1354 Ma, Martignole *et al.*, 1993), à l'ouest de la région étudiée, pourrait être un équivalent anorthositique du magmatisme gabbronoritique du Matamec. Sur la base de leur signature géochimique, Saint-Germain et Corriveau, (ce volume) associent la mise en place des roches du Complexe de Matamec à une phase d'extension crustale entre 1378 et 1351 Ma (figure 11). L'origine mantellique du gabbronorite pourrait être liée soit à une zone de subduction subhorizontale, soit à la présence d'une plume mantellique. Cependant, le Complexe de Matamec apparaît comme un ensemble allochtone par rapport au Complexe de Manitou qui le borde. Il n'a pas été possible de déterminer son emplacement originel dans la région, avant son transport lié au chevauchement grenvillien.

6) 1330-1230 Ma

Cette période est marquée par l'intrusion épisodique de roches felsiques qui affectent uniquement le DN. Le premier évènement est l'intrusion d'une monzonite porphyrique dans la partie orientale du GW à 1322 Ma (Martignole *et al.*, 1992; figure 3, site 32). L'évènement suivant implique la mise en place de roches felsiques hypabyssales durant la période entre 1271 et 1239 Ma (figure 3, sites 33 à 36). Tout ce magmatisme est caractéristique de zones d'extension intracontinentale (Machado *et al.*, ce volume). Il peut être relié à la présence d'une zone de subduction subhorizontale ou d'une plume mantellique (figure 12). Des conditions de régime en extension sont notées ailleurs dans le Grenville oriental (Gower, 1996).

7) 1180-1120 Ma

L'activité magmatique sur la moyenne Côte-Nord au cours de cette période est marquée par trois évènements distincts : dans le DLA et le DSJ, un magmatisme granitique dans les complexes de Canatiche et de Manitou s'étend sur environ 40 Ma entre 1181 et 1143 Ma (figure 3, sites 1, 2, 3 et 4). Dans le DN, un évènement magmatique mafique est représenté par les suites mafiques de Robe Noire et de Lillian, datées à 1177 Ma (figure 3, site 37). Enfin, cette période est marquée par la mise en place, entre 1140 et 1120 Ma, des suites anorthositiques de Havre-Saint-Pierre et de Fournier (à l'exception du massif de Rivière-au-Tonnerre de la SAHSP pour lequel Van Breemen et Higgins (1993) ont obtenu un âge de cristallisation de 1062 Ma).

Le magmatisme granitique dans les complexes de Manitou et de Canatiche possède une signature de granite intraplaque anorogénique (figure 4b). Le gabbro de Baune et les intrusions mafiques du Complexe de Manitou, pour lesquels nous n'avons aucune donnée géochronologique, possèdent une signature géochimique caractéristique du même environnement intraplaque que le magmatisme granitique (1180-1140 Ma, figure 4c). Ces gabbros sont intimement associés aux granites de sorte que ces deux lithologies pourraient être liées à des évènements magmatiques contemporains, les premiers provenant de la fusion du manteau supérieur, les seconds de la fusion de la croûte. Dans le DN, les suites mafiques de Robe Noire et de Lillian ont, elles aussi, une signature géochimique intraplaque anorogénique et elles sont injectées dans toutes les unités stratigraphiques du DN, sauf les intrusions tardives postgrenvilliennes.

L'anorthosite du massif de Rivière Sheldrake (figure 1b) a donné un âge de cristallisation situé entre 1139 et 1129 Ma (figure 3, site 12; Wodicka *et al.*, ce volume). La couronne de mangérite en bordure du massif de lac Allard a donné un âge de 1126 Ma (figure 3, site 28; Emslie et Hunt, 1990). Les résultats des levés de terrain suggèrent que les trois massifs de Lac Allard, de Lac Brézel et de Rivière Sheldrake représentent un seul feuillet d'anorthosite plissé en dômes et bassins. Les trois massifs seraient donc du même âge.

Au nord de la région étudiée, Emslie et Hunt (1990) ont obtenu un âge de 1123 +/-4 Ma sur une monzonite quartzifère à pyroxène et de 1133 +10/-5 Ma sur un granite rapakivique associé au massif de Rivière Atikonak de la Suite anorthositique de Fournier (figure 3, hors texte).

Les trois évènements magmatiques que nous venons de décrire pourraient tous être reliés à un même évènement soit une même période d'extension associée à une subduction subhorizontale, soit la présence d'une plume mantellique sous la croûte continentale (figure 13). La grande quantité de magma représentée par la Suite mafique de Robe Noire et les suites anorthositiques de Havre-Saint-Pierre et de Fournier milite en faveur d'une origine liée à la présence d'une plume mantellique (Léopold Nadeau, communication personnelle). L'activité de cette plume a pu s'étaler sur environ 60 Ma entre 1180 et 1120 Ma. La mise en place des roches mafiques des Suites de Robe Noire et de Lillian, du Gabbro de Baune, des nombreux filons mafiques dans le Complexe de Manitou et du magmatisme granitique dans les complexes de Manitou et de Canatiche représente les premières manifestations de cette plume. La mise en place des magmas anothositiques, compte tenu de leur volume, constitue la manifestation principale de cette plume.

La période de 1100 à 995 Ma correspond, dans la région à l'étude, à la phase principale de l'orogenèse grenvillienne (figure 14). Elle est caractérisée par une déformation pénétrative (sauf dans certaines parties du GW) et un métamorphisme qui atteint par endroits le faciès des

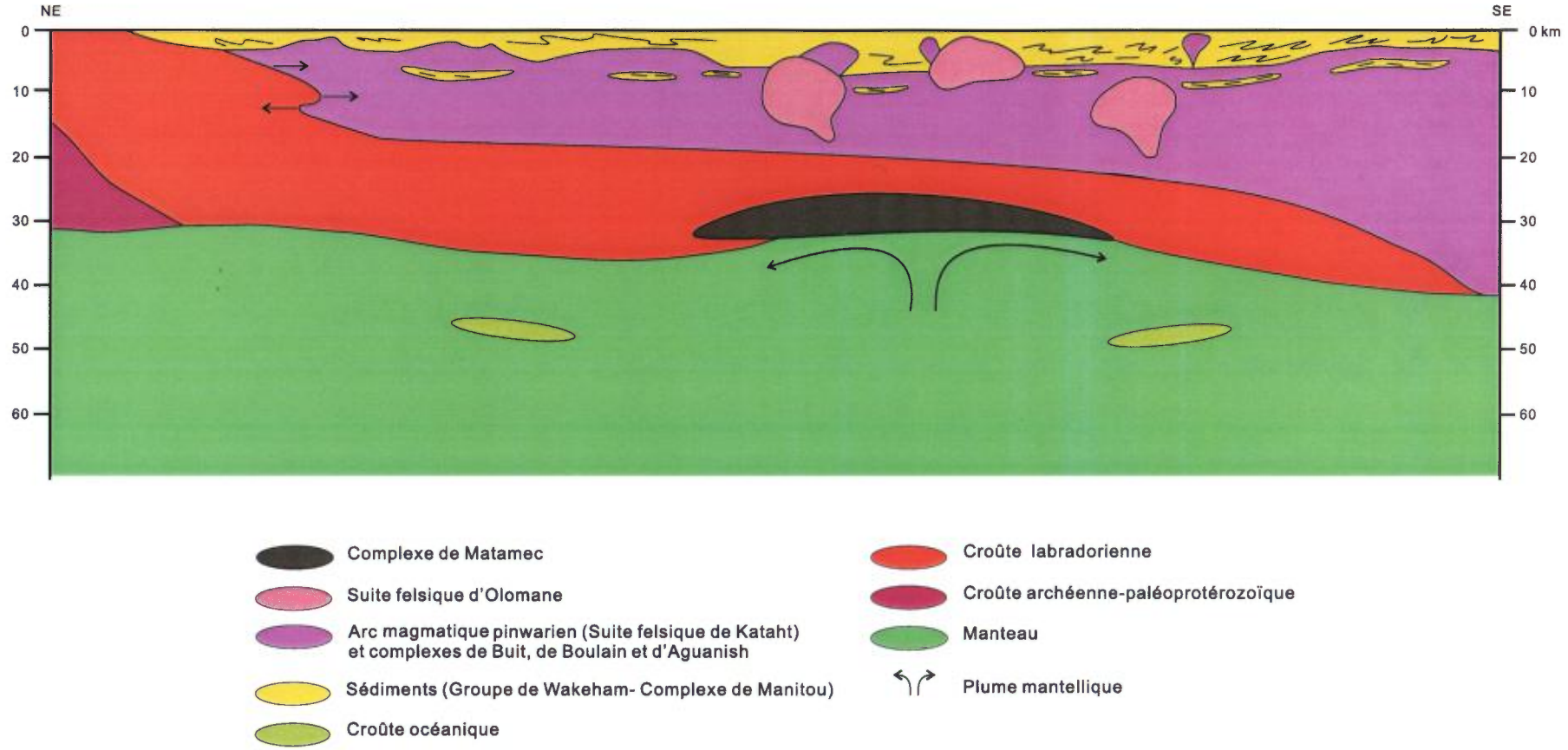


FIGURE 12 - Mise en place des granites de la Suite felsique d'Olomane et des granitoïdes mésoprotérozoïques indifférentiés (1322-1239 Ma).

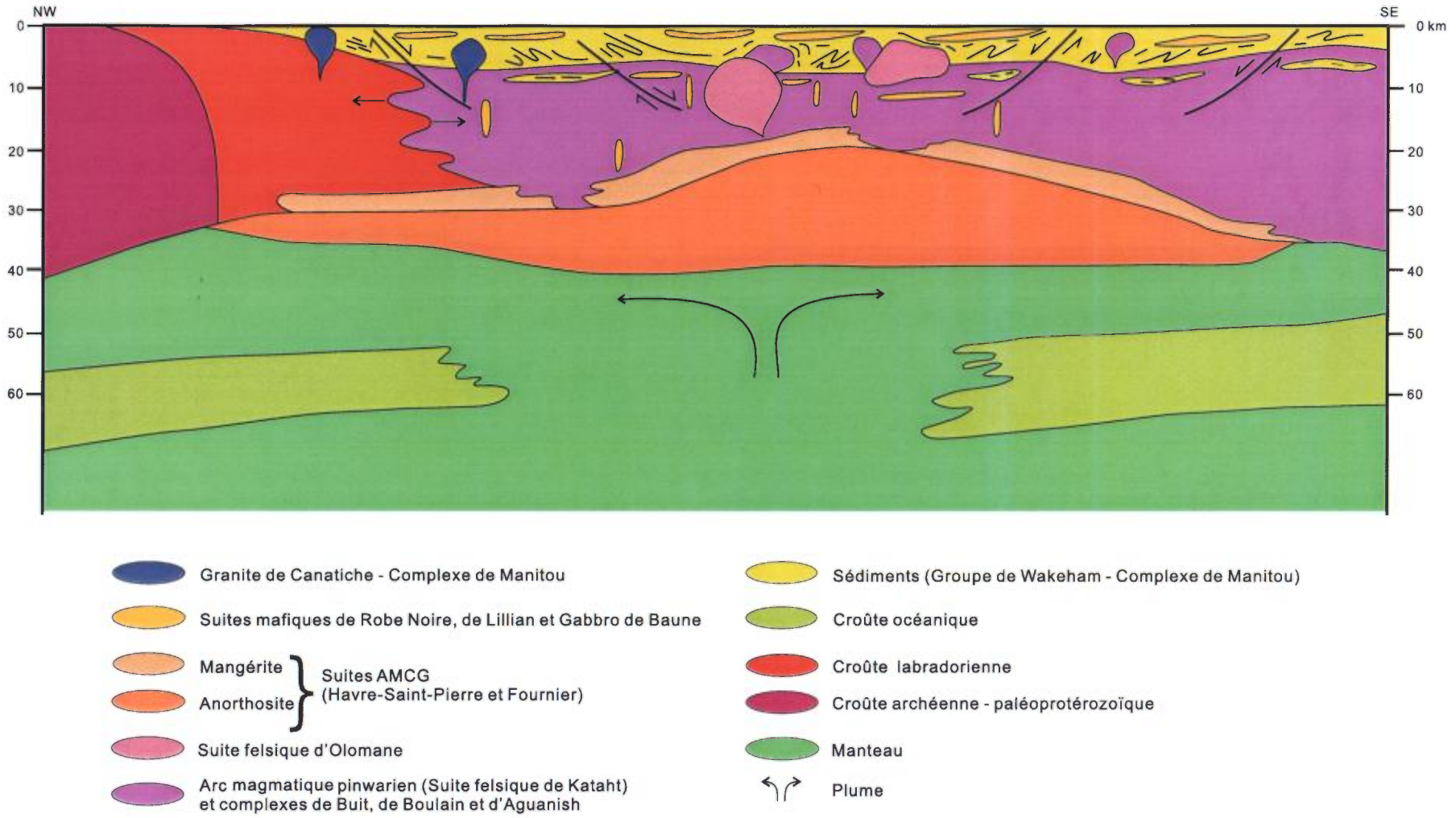


FIGURE 13 - Mise en place des roches mafiques des suites mafiques de Robe Noire et de Lillian, des granites de Canatiche et de Manitou (1180-1140 Ma) et des suites AMCG de Havre-Saint-Pierre et de Fournier (1140-1120 Ma).



FIGURE 14 - Profil structural de l'orogène grenvillien. Seul le sens final des mouvements est indiqué.

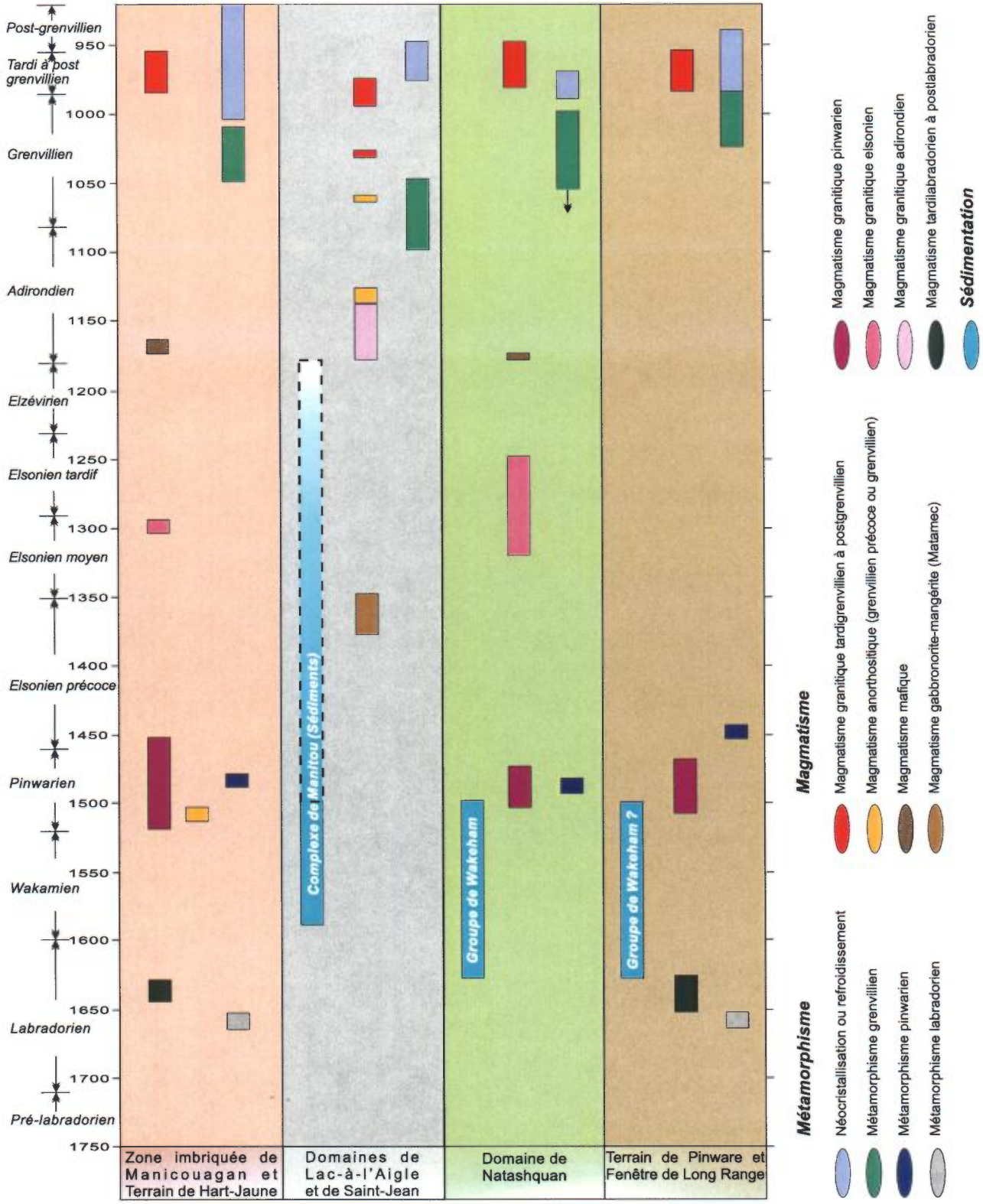


FIGURE 15 - Corrélations entre les évènements magmatiques, métamorphiques et sédimentaires de 4 secteurs da la Province de Grenville : zone imbriquée de Manicouagan et terrain de Hart-Jaune; domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean; domaine de Natashquan; terrain de Pinware et fenêtre de Long Range à Terre-Neuve (modifié de Gower et Krogh, 2002).

granulites dans le DSJ et le DN. Cependant, d'un domaine à l'autre, l'âge du paroxysme du métamorphisme varie, car on observe un rajeunissement d'ouest en est (figure 15). Le pic du métamorphisme dans le DSJ est atteint entre 1083 et 1076 Ma. Il est enregistré dans les paragneiss du Complexe de Manitou du lac Nipisso (1076 +/-4 Ma, monazite, Wodicka *et al.*, ce volume; figure 3, site 5), dans les paragneiss du Complexe de Manitou au nord du lac Brézel (figure 3, site 6; > 1078 +/-3 Ma, zircon, Wodicka *et al.*, ce volume) et dans l'amphibolite à grenat du Complexe de Manitou, à l'est du lac Manitou (figure 3, site 7; 1083 +/-2 Ma, zircon, Wodicka *et al.*, ce volume). À ce dernier site, l'âge radiométrique sur zircon fournit une date pour le métamorphisme granulitique qui affecte les roches de la région de Manitou et de Brézel. Enfin, une titanite datée à 1071 +26/-14 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume; figure 3, site 4) dans l'orthogneiss oeillé du lac Nipisso pourrait être également reliée à cet évènement.

Cet évènement métamorphique a également été enregistré en bordure de l'anorthosite du massif de Sheldrake qui porte la signature d'un évènement métamorphique daté d'environ 1082 +/-16 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume; site 12). Un zircon provenant d'un gneiss oeillé échantillonné à la bordure nord-est du massif anorthositique de Rivière Romaine a donné un âge de 1079 +/-5 Ma (Loveridge, 1986; site 30). Toutefois, l'auteur n'a pu établir si le zircon est d'origine ignée ou métamorphique, mais compte tenu des données maintenant disponibles, cet âge pourrait représenter l'évènement métamorphique circonscrit dans la région de Manitou-Nipisso.

Dans le DN, l'évènement métamorphique grenvillien le plus ancien se situe dans le Complexe de Buit, près du contact avec la bordure de la SAHSP, où un âge de 1052 Ma a été obtenu (Wodicka *et al.*, ce volume). Ailleurs dans le DN, l'âge du métamorphisme grenvillien se situe dans la fourchette 1029 à 1004 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume; figure 15).

Ce pic métamorphique est associé à la collision continent-continent entre Laurentia et Gondwana. Ces résultats sont comparables à ceux de Gower (1996), de Rivers (1997) et de McLelland *et al.* (2001) ailleurs dans le Grenville. Dans la région à l'étude, la déformation se manifeste par un chevauchement et un téléscopage de toutes les unités vers le nord-ouest. C'est à ce moment que les gneiss du Complexe de Manitou chevauchent ceux de Canatiche et de Baune et que le Complexe de Matamec chevauche le Complexe de Manitou. C'est également à ce moment que l'on assiste à l'écaillage de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre dans le secteur du lac Magpie et au chevauchement vers le nord-ouest observé le long du Cisaillement de l'Abbé-Huard (Madore *et al.*, 1999). L'intensité de la déformation semble plus grande dans le DSJ et le métamorphisme y atteint localement le facies des granulites. Le DN semble avoir été déformé à un niveau structural moins profond dans la croûte de sorte que de grands secteurs du GW n'ont pas dépassé le faciès des schistes verts.

Dans le cas d'un évènement métamorphique global et prolongé, il est possible que les premières manifestations de cet évènement aient pu être enregistrées dans le DSJ à 1100 Ma, comme l'indique une monazite d'un paragneiss du Complexe de Manitou au lac Nipisso (figure 3, site 5; Wodicka *et al.*, ce volume). La compression associée à l'orogénie grenvillienne commence alors pendant ou peu après la mise en place des anorthosites. Les derniers soubresauts de cette orogénie sont enregistrés entre 1063 et 1047 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume; figure 3, site 6) dans le paragneiss du Complexe de Manitou, à 1062 Ma dans le granite à magnétite du Complexe de Manitou (figure 3, site 3; Wodicka *et al.*, ce volume) ou à 1052 Ma dans le massif anorthositique de Rivière-au-Tonnerre (van Breemen et Higgins, 1993). L'âge métamorphique de 1062 Ma est synchrone avec la mise en place du massif anorthositique de Rivière-au-Tonnerre (figure 15). À partir de 1050 Ma environ, l'orogénie grenvillienne est essentiellement terminée dans le DSJ, mais elle semble se poursuivre jusqu'à environ 1000 Ma dans le DN comme le montrent les âges métamorphiques mentionnés ci-dessus (figure 15). Sur cette figure, on peut voir que le métamorphisme grenvillien se produit sur une période de temps sensiblement de même durée dans les domaines de Saint-Jean et de Natashquan, mais le métamorphisme grenvillien débute et se termine plus tôt dans le DSJ que dans le DN. Le métamorphisme grenvillien enregistré dans les secteurs de Manicouagan–Hart-Jaune, à l'ouest, et dans le terrain de Pinware et la fenêtre de Long Range (Terre-Neuve), à l'est, est à peu près synchrone avec celui enregistré dans le Domaine de Natashquan (figure 15).

Après la phase principale de métamorphisme grenvillien, on passe graduellement à un régime postorogénique. L'épaississement de la croûte lithosphérique résultant de la collision est suivi par un amincissement et une activité magmatique caractéristique (Turner *et al.*, 1992). Dans le DSJ, où le métamorphisme relié à la collision grenvillienne semble se terminer plus tôt (autour de 1050 Ma), le premier évènement magmatique associé à ce nouveau régime est la mise en place du Dyke de Nipisso, entre 1050 et 1040 Ma, et du Granite de Bigot à 1030 Ma (Gobeil *et al.*, 1999, site 23). Une parenté entre le Dyke de Nipisso et le Granite de Bigot n'est pas exclue, compte tenu de la tendance alcaline du dyke de Nipisso. Il est donc possible que ces deux entités intrusives puissent représenter un magmatisme bimodal post-collisionnel typique. La mise en place du massif anorthositique de Rivière-au-Tonnerre (1062 Ma) serait vraisemblablement relié à l'épaississement puis à la délamination et l'amincissement de la croûte lithosphérique suite à l'orogenèse grenvillienne (Turner *et al.*, 1992).

8) 995-970 Ma

Un épisode de magmatisme prend place entre 995 et 970 Ma. Dans le DSJ, une mangérite fortement magnétique et un granite folié ont donné respectivement des âges sur zircons de 995 ±3 et de 989 ±1 Ma. (Chevé *et al.*, 2001 et Wodicka *et al.*, ce volume; figure 3, sites 24 et 25). La composante felsique d'un dyke composite granite-gabbro diabasique a donné un âge de 974 Ma (Chevé *et al.*, 1999; figure 3, site 26). Dans le DN, ce magmatisme est représenté par les granites de la Suite de La Galissonière qui ont donné des âges de 993 Ma (Loveridge, 1986, figure 3, site 38) et de 981 ±2 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume, figure 3, site 27). Les intrusions composites de monzogabbro-mangérite-granite (intrusions de Boutereau, de Laura, etc.) montrant de fortes anomalies magnétiques circulaires sont probablement du même âge. Toutes ces roches sont caractérisées par des minéraux de haute température (pyroxènes), des granites associés de type A, un magmatisme bimodal montrant des phénomènes de mélange de magmas et enfin des enrichissements en terres rares légères. Ces caractéristiques sont typiques d'un magmatisme postorogénique (Turner *et al.*, 1992). Des titanites provenant d'une minéralisation riche en magnétite, sulfures et minéraux de terres rares au nord du lac Manitou ont donné un âge de cristallisation de 972 +/-5 Ma (Clark, ce volume). D'autres intrusions d'âge inconnu mais probablement postorogéniques (tel le Gabbro de Kapanien), ont pu se mettre en place à peu près en même temps. La présence d'enclaves de gabbro dans certains granites tardifs du DN pourraient être une indication que les deux magmas sont contemporains. D'autres travaux de géochronologie seront nécessaires pour bien cerner l'origine de ce phénomène.

Finalement, Gower (1996) signale, dans la partie orientale du Grenville, à l'est de notre région, un magmatisme allant des monzogabbros aux granites, incluant des syénites à néphéline et aegérine et des dykes mafiques riches en alcalis. Ces lithologies sont typiques du magmatisme post-grenvillien que nous venons de décrire.

Si on compare l'activité magmatique granitique tardi à postgrenvillienne de la partie orientale du Grenville, on peut voir qu'elle a lieu sensiblement en même temps dans la région de Manicouagan, dans la région à l'étude, dans les terrains de Pinware et dans la fenêtre de Long Range à Terre-Neuve (figure 15).

9) Post 974 Ma

La mise en place des granites tardigrenvilliens est suivie d'une longue période de soulèvement et d'érosion profonde du socle grenvillien. Cette période est interrompue à la fin du Néoprotérozoïque, vers 600 Ma, par l'ouverture de l'océan Iapétus qui marque le début du cycle appalachien. La mise en place de l'intrusion anorthositique de Sept-Îles, entre autres, témoigne de cette ouverture océanique. La formation de l'orogène appalachien en pulsations consécutives entre l'Ordovicien et le Carbonifère ne semble être marquée dans le socle grenvillien que par le développement et la réactivation de zones de fractures. Il en va de même du Mézozoïque et probablement du Cénozoïque et du Récent pour lesquels nous ne possédons aucune évidence d'activité tectonique importante.

CONCLUSION

La région de la moyenne Côte-Nord de la Province géologique de Grenville est constituée d'assemblages de roches plutoniques et supracrustales d'âge et de métamorphisme variables. Les roches les plus anciennes ont plus de 1535 Ma et les plus récentes ont moins de 985 Ma. Leur métamorphisme varie des schistes verts jusqu'au granulites. La région a été divisée en trois domaines lithotectoniques. Le DLA, à l'ouest, est constitué principalement d'assemblages gneissiques, d'un peu de roches supracrustales et de roches ignées de composition et d'âge variés, dont la Suite anorthositique de Fournier; le DSJ, au centre, comporte sensiblement les mêmes assemblages lithologiques que le DLA, soit des orthogneiss, des paragneiss et des roches intrusives de composition et d'âge diversifiés, dont la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre qui occupe plus des deux tiers de la superficie du domaine; enfin, le DN, dans l'est, est constitué principalement des métagrès du GW, de complexes gneissiques et d'intrusions de composition et d'âge multiples. Les trois domaines sont séparés par de grands couloirs de cisaillement qui se sont développés lors de chevauchements vers le nord-ouest pendant l'orogénèse grenvillienne. Le Couloir de déformation du Cinquante et Unième Parallèle marque la limite entre le DLA au nord et le DSJ, au sud. Les zones de cisaillement de Romaine et de l'Abbé-Huard tracent la limite entre le DSJ, à l'ouest, et le DN, à l'est.

Les données radiométriques indiquent que l'âge du GW se situe entre 1505-1630 Ma, soit 400 Ma plus tôt que ce qui était considéré auparavant. Ces roches supracrustales se sont déposées sur la marge continentale labradorienne qui a aussi constitué une des sources probables du GW. D'autres données radiométriques, nettement insuffisantes cependant, indiquent que les composantes typiquement sédimentaires du DLA et du DSJ pourraient être du même âge que le GW; de nouvelles données géchronologiques sont nécessaires pour mieux préciser dans le temps l'âge de dépôt de ces sédiments.

Les données de terrains et de géochronologie montrent que les complexes gneissiques qui bordent le GW (complexes de Buit, d'Aguanish et de Boulain) sont plus jeunes ou du même âge que celui-ci et ne peuvent donc représenter le socle labradorien sur lequel ces sédiments se seraient accumulés. En fait, le GW passe latéralement, par endroits, à ces complexes gneissiques fortement injectés de matériel granitique et contenant des enclaves de roches sédimentaires ou

de paragneiss. Les complexes se sont formés à la faveur d'une zone de subduction à l'origine de la formation d'un arc magmatique de marge continentale d'âge Pinwarien (~1500 Ma). La formation de cet arc en régime compressif est à l'origine de la déformation et du métamorphisme des unités les plus profondes du GW et de son socle labradorien. Les complexes et les sédiments environnants ont été injectés de matériel granitique, entre autres la Suite intrusive de Kataht qui origine de l'arc magmatique lui-même. Le métamorphisme et la déformation reliés à la mise en place de l'arc pinwarien sont difficiles à individualiser compte tenu du métamorphisme et de la déformation grenvilliens qui s'y sont superposés par la suite. Dickin (2000) a établi que les gneiss du complexe d'Aguanish, à l'est de Natashquan, montrent une signature Sm/Nd caractéristique d'une croûte labradorienne. La présence d'âges radiométriques aux environs de 1500 Ma indique que cette croûte labradorienne a été recyclée au Pinwarien.

L'âge de la trame gneissique de la majeure partie du Complexe de Canatiche dans le Domaine de Lac-à-l'Aigle demeure incertain, faute de données géochronologiques ou de géochimie isotopique (Sm/Nd). Ces gneiss contiennent de grandes enclaves de paragneiss ou de roches sédimentaires et ils sont recoupés par des granites plus jeunes (autour de 1180 Ma jusqu'à 990 Ma). Au nord du DLA, au Labrador, cette trame gneissique représente une croûte labradorienne. À l'ouest du DLA, dans la région de la rivière Sainte-Marguerite, près de Sept-Îles, la signature Sm/Nd de ces gneiss est aussi typique d'une croûte labradorienne (Dickin, 2000). La trame gneissique et les roches métasédimentaires pourraient donc être les vestiges d'une croûte labradorienne et de sa couverture sédimentaire postlabradorienne recyclées lors de l'érection de l'arc pinwarien autour de 1500 Ma. Seules de nouvelles données géochronologiques ou de géochimie isotopique (Sm/Nd) pourront valider ou infirmer cette hypothèse.

La mise en place du Complexe de Matamec entre 1380 et 1350 Ma représente un évènement magmatique qui a été reconnu dans le Grenville occidental et central mais qui demeure peu documenté dans le Grenville oriental. Ce magmatisme est sensiblement contemporain de la mise en place de l'anorthosite de Rivière Pentecôte, au sud-est de Sept-Îles. Le Complexe de Matamec constitue une entité allochtone par rapport aux gneiss du Complexe de Manitou qui l'entourent. Son point d'origine n'a pas été établi.

L'âge du métamorphisme grenvillien a été établi de façon satisfaisante tant dans le DSJ que dans le DN. Cet évènement s'est étalé sur la période allant de 1080 à 1000 Ma mais il semble débuter et se terminer plus tôt dans le DSJ que dans le DN. Dans le DSJ, la déformation grenvillienne est à l'origine d'une fabrique planaire de type « gneiss droit » et d'une linéation qui sont associées à un transport tectonique important vers le NW. Cette cinématique et son âge constituent des caractéristiques typiques de la Province de Grenville dans son ensemble. La fabrique planaire associée aux compressions grenvilliennes se superpose, par endroits, à une foliation et une gneissosité anciennes sur lesquelles nous ne possédons aucune information géochronologique. Ce métamorphisme peut représenter soit les premières manifestations du métamorphisme grenvillien soit un métamorphisme plus vieux, pinwarien ou labradorien. Là encore, des travaux de géochronologie plus poussés seront nécessaires pour individualiser cet évènement. Les roches fortement métamorphisées et migmatisées du Complexe de Manitou ou les orthogneiss granitiques à enclaves de paragneiss ou de roches métasédimentaires dans le Complexe de Canatiche apparaissent comme les cibles les plus intéressantes pour tenter de résoudre ce problème d'âge du métamorphisme et de la déformation. Dans le DN, les derniers travaux de cartographie et les âges radiométriques obtenus sur plusieurs unités lithologiques suggèrent que certaines unités ont subi les effets des phases orogéniques pinwarienne (1550-1450 Ma) et grenvillienne (1100-980 Ma). Il est toutefois très difficile, voire impossible pour l'instant, d'assigner chacun des éléments structuraux à une phase particulière de la déformation. À la lumière de ces informations, des travaux de cartographie plus détaillés dans des secteurs bien ciblés et appuyés de nouvelles données géochronologiques pourraient permettre de caractériser les signatures propres à chacune des phases orogéniques.

La collision des continents Laurentia et Gondwana est à l'origine de l'orogenèse grenvillienne. Cette collision a produit une déformation en compression marquée par le développement de grandes zones de déformation dont le Couloir de déformation du Cinquante et Unième Parallèle et les cisaillements de l'Abbé-Huard et de Romaine. La cinématique de ces zones de déformation a été bien établie. Les caractéristiques cinématiques d'autres grands couloirs de déformation, tels les zones de cisaillement de lac Caron et de Natashquan, sont moins évidentes. Ces structures affleurent très peu et, lorsqu'elles affleurent, leur interprétation s'avère difficile compte tenu de la présence de nombreuses injections tardives de matériaux mafiques et granitiques d'âge inconnu. Le Cisaillement de Natashquan est orienté en général NW-SE avec un pendage vers le SW. Si cette structure est liée aux contraintes grenvilliennes en compression NW, elle pourrait représenter une rampe latérale. Le Cisaillement de lac Caron est également mal connu. Au nord-ouest d'Aguanish, il est large de plusieurs kilomètres et composée d'amphibolite et de quartzite foliés et localement mylonitiques qui montrent une linéation minérale prononcée à fort plongement vers l'ouest. Plus au nord, le Cisaillement de lac Caron est repris par une structure tardive et il est envahi par des veines de quartz, une altération hydrothermale et des pegmatites. Dans le cadre d'une déformation globale reliée à la collision grenvillienne, le Cisaillement de lac Caron et peut-être celui de Natashquan pourraient représenter des structures de rétrocharriage contemporaines aux chevauchements nord-ouest et reliées à l'expulsion vers l'est d'un biseau de roches du GW. En ce

qui concerne le cisaillement de Natashquan, l'hypothèse d'une rampe latérale versus l'hypothèse d'un rétrocharriage demeure à être vérifiée. L'attitude de la linéation dans ces zones de déformation devrait donner la réponse : une rampe latérale le long de la zone de cisaillement de Natashquan sera caractérisée par des linéations directionnelles orientées sud-est.

D'autres travaux seront nécessaires le long des cisaillements de Natashquan et du lac Caron pour mieux comprendre la cinématique de ces zones de déformation. Comme elles affleurent mal, les observations de terrain sont limitées. Une étude plus détaillée incluant la datation de phases intrusives tardives aiderait à mieux comprendre les relations structurales et la séquence des évènements tectoniques à l'origine de ces structures. Enfin, des travaux supplémentaires devraient être réalisés pour mieux documenter les relations qui existent entre les cisaillements de Romaine et de l'Abbé-Huard.

RÉFÉRENCES

AGUILLAUME, M., 1972 - Étude géologique de la région du « Magpie Lake » (Québec, Canada). Pétrologie et géochronologie de la série métamorphique du massif d'anorthosite et des formations associées. Thèse de doctorat, Université de Clermont; France.

BERGERON, M., 1973 - A mineralogical study of the hemoilmenite ore from Lac Tio, Quebec. Masters thesis, École Polytechnique, Université de Montréal.

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. Thèse de doctorat, École Polytechnique, Université de Montréal.

BLAIS, R. A., 1956 - Rapport préliminaire sur la région de Pashashibou, Cantons de Drucourt et de Costebelle, Comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RP 316, 9 pages. 1 carte.

BLAIS, R., 1960 - Région de Wacouno-Waco, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 96, 63 pages.

BOURNE, J., 1986 - Geochemistry of the felsic metavolcanic rock of the Wakeham Group : a metamorphosed peralkaline suite from the eastern Grenville Province, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 23, pages 978-984.

BOURNE, J., 1990 - The geochemistry of the La Galissonnière pluton : a middle Proterozoic late-orogenic intrusion from the Grenville Province, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 28, pages 37-43.

BOURNE, J. H. - SCOTT, G. - BORDUAS, B. - LALONDE, A., 1977 - Lac De Morhiban and Natashquan River map-areas, Québec. In: Report of activities, Part A, Geological Survey of Canada; Paper 77-1, pages 199-204.

CAMION, E., 1990 - Évolution métamorphique et tectonique du Supergroupe de Wakeham (Province de Grenville, Québec). Thèse de maîtrise, Université de Montréal; 99 pages.

CHEVÉ, S. - GOBEIL, A. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - PERREAULT, S. - DION, D.-J. - DAIGNEAULT, R., 1999 - Géologie de la région du lac Manitou (22I/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-02, 69 pages.

CHEVÉ, S. - GOBEIL, A. - CLARK, T. - TOGOLA, N., 2001 - Géologie de la rivière Baune (22P/02) et des lacs à l'Aigle (22P/03) et Canatiche (22P/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-03, 60 pages.

CLARK, T. - MACHADO, N., 1995 - New U-Pb dates from the Wakeham Terrane and its basement: preliminary results. In: Lithoprobe Abitibi-Grenville transect; report number 49, pages 29-35.

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.

CLAVEAU, J., 1949 - La région du lac Wakeham, Comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 37, 57 pages.

CODE STRATIGRAPHIQUE NORD-AMÉRICAIN, 1986 - Ministère de l'Énergie et des Ressources; DV 96-02. Traduction du document publié en mai 1983 dans le bulletin de l'American Association of Petroleum Geologists.

COOPER, G. E., 1957 - Région de Johan-Beetz, district électoral de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 74, 69 pages.

CORRIGAN, D. - HANMER, S., 1997 - Anorthosites and related granitoïds in the Grenville orogen: a product of convective thinning of the lithosphere? Geology; volume 25, pages 61-64.

CORRIVEAU, L. - BONNET, A-L., 2001 - Volcanisme pyroclastique protérozoïque dans le Groupe de Wakeham, région des lacs Musquaro et d'Auteuil, Province de Grenville, Québec. Commission géologique du Canada; Recherches en cours, numéro 2001-D18, 200; 27 pages.

CORRIVEAU, L. - BROUILLETTE, P. - SCHERRER, G. - BONNET, A., 2002a - Extension orientale des roches volcaniques du Groupe de Wakeham et intrusion litée troctolitique de Musquaro, Province de Grenville, Basse-Côte-Nord, Québec. Commission géologique du Canada; Recherches en cours, numéro 2002-C29.

CORRIVEAU, L. - NADEAU, L. VAN BREEMAN, O. - BROUILLETTE, P. - BONNET, A. - GERVAIS, F. - SCHERRER, G. - PARSONS, S. - PILOTE, P., 2002b - Le Groupe de Wakeham entre Havre-Saint-Pierre et Baie des Loups (SNRC 12K et 12L) : cadre tectonique et perspective d'exploration. Dans : 23e Séminaire d'information sur la recherche géologique. Programmes et résumés. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-10.

DAVID, J., 1996 - Géochronologie du Moyen-Nord. Rapport inédit soumis au ministère des Ressources naturelles du Québec. Centre de recherche en géochimie isotopique et géochronologie (GEOTOP), Université du Québec à Montréal; 10 pages.

DAVID, J. - PARENT, M., 1997 - Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-Nord. Rapport inédit soumis au ministère des Ressources naturelles du Québec. Centre de recherche en géochimie isotopique et géochronologie (GEOTOP), Université du Québec à Montréal; avril; 88 pages.

DÉPATIE, J. J., 1967 - Géologie de la région du lac à l'ours, comté de Duplessis. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 559, 16 pages.

DESJARDINS, D., 1988 - Géologie de la région du lac Barrin (moyenne Côte-Nord). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 87-11, 24 pages, 1 carte.

DESROCHERS, A., 1988a - The Lower and Middle Ordovician platform carbonates of the Mingan Islands, Quebec: stratigraphy, sedimentology, paleokarst and limestone diagenesis. Phd thesis. Memorial University of Newfoundland. St. John's, NF, Canada; 392 pages.

DESROCHERS, A., 1988b - Stratigraphie de l'Ordovicien de la région de l'Archipel de Mingan. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 87-01.

DICKIN, A. P., 2000 - Crustal formation in the Grenville Province: Nd-isotope evidence. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 37, pages 165-181.

DICKIN, A. P. - HIGGINS M. D., 1992 - Sm/Nd evidence for a major 1.5 Ga crust-forming event in the central Grenville Province. Geology; volume 20, pages 137-140.

DOIG, R. - BARTON, J. M. Jr., 1968 - Ages of carbonatites and other alcaline rocks in Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 5, pages 1401-1407.

EMSLIE, R. F. - HUNT, A. P., 1990 - Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province. Journal of Geology; volume 98, pages 213-233.

GIROUX, J., 1998 - Gisement de la mine Tio, Côte-Nord : source de TiO_2 d'envergure mondiale. Dans : Actes du 33e Forum sur la géologie des minéraux industriels; M. Bélanger, T. Clark, H.-L. Jacob, éditeurs. Institut canadien des mines, de la métallurgie et du pétrole; Volume spécial 50.

GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H. - TOGOLA, N. - ST-GERMAIN, P., 1997 - Le projet Manitou : état des connaissances géologiques et métallogéniques. Dans : Programme et résumés du Séminaire d'information sur la recherche géologique. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 97-03.

GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T, - CORRIVEAU, L., - PERREAULT, S. - DION, D.-J. - NABIL. H., 1999 - Géologie de la région du lac Nipisso (22I/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-19, 60 pages.

GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H. - TOGOLA, N. - ST-GERMAIN, P., 2000 - Géologie de la région des lacs Brézel et Cacaoni (22I/11 et 22I/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-09, 45 pages.

GOWER, C. F. - VAN NOSTRAND, T. - SMYTH, J., 1988 - Geology of the St.Lewis River map region, Grenville Province in eastern Labrador. Current Research. Newfoundland Department of Mines, Mineral Development Division; Report 88-1, pages 59-73.

GOWER, C.F., 1996 - The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. In: Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. T.S. Brewer, editor. Geological Society Special Publication 112; pages 197-218.

GOWER, C. F. - KROGH, T. E., 2002 - A U-Pb geochronological review of the Proterozoïc history of the eastern Grenville Province. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 39, number 5.

GREIG, E. W., 1945 - Région du lac Matamec, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 22, 31 pages.

GRENIER, P.-E., 1957 - Région du lac Beetz, district électoral de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 73, 88 pages.

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), Gelogical Society of America; pages 163-189.

HIGGINS, M. D. - DOIG, R., 1977 - 540 Myr-old anorthosite complex in the Grenville Province of Québec, Canada. Nature (London); volume 167, pages 40-41.

HOCQ, M., 1982 - Région du lac Allard. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-894, 99 pages.

HOGAN, H. R., 1971 - Rivière Nipissis - lac Nipisso, comté de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 142, 43 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.

JENKINS, J. T., 1956 - Région de la rivière Manitou, comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec; RP 326, 8 pages.

JENKINS, J. T., 1957 - Région du lac Manitou, comté de Saguenay. Ministère des Mines du Québec; RP 349, 8 pages.

KEARY, P. - THOMAS, M. D., 1979 - Interpretation of the gravity field of the Lac Fournier and the Romaine River anorthosite massifs, eastern Grenville Province: significance of the origin of the 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. Geological Survey of Canada; paper 86-1A, pages 523-530.

MADORE, L. - VERPAELST, P. - DION, D.-J. - CHOINIÈRE, J. - HOCQ, M. - MARQUIS, R. - LEFEBVRE, D. - DAVID, J., 1997a - Géologie de la région du lac Briend (12N/05). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-05, 30 pages.

MADORE, L. - VERPAELST, P. - BRISEBOIS, D. - CHOINIÈRE, J. - DION, D.-J. - DAVID, J., 1997b - Géologie de la région du lac Cormier (12N/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-08, 32 pages.

MADORE, L. - VERPAELST, P. - BRISEBOIS, D, - HOCQ, M, - DION, D.-J. - LAVALLÉE, G. - CHOINIÈRE, J., 1999 - Géologie de la région du lac Allard (12L/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-01, 37 pages.

MALKA, E. - STEVENSON, R. K. - DAVID, J., 1996- The petrology and petrogenesis of the Mt. Rigaud alkaline syenogranite, Quebec. Geological Association of Canada, Winipeg; Program and abstracts, volume 21, page A-61.

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.

MARTIGNOLE, J. - INDARES, A. - DESJARDINS, D. - 1992 - Géologie de la région des lacs Arthur et Ruffin, moyenne Côte-Nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 89-08, 2 cartes.

MARTIGNOLE, J. - MACHADO, N. - INDARES, A., 1994 - The Wakeham Terrane: a Mesoproterozoïc terrestrial rift in the eastern part of the Grenville Province. Precambrian Research; volume 68, pages 291-306.

MARTIGNOLE, J. - MACHADO, N. - NANTEL, S., 1993 - Timing of Intrusion and Deformation of the Rivière-Pentecôte Anorthosite (Grenville Province). The Journal of Geology; volume 101, pages 652-658.

MARTIGNOLE, J., 1996 - Tectonic settings of the anorthositic complexes of the Grenville Province, Canada. In: Petrology and geochemistry of the magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts. Free University of Brussels; pages 3-18.

McLELLAND, J., - HAMILTON, M. - SELLECK, B. - MCLELLAND, J. - WALKER, D. - ORRELL, S., 2001 - Zircon U-Pb geochronology of the Ottawan Orogeny, Adirondack Highlands, New York: regional and tectonic implications. Precambrian Research; volume 109, pages 39-72.

McPHEE, D. S., 1959 - Rapport préliminaire sur la région d'Aguanish, district électoral de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RP 403, 7 pages.

MINISTÈRE DES RESSOURCES NATURELLES DU QUÉBEC, 1986 - Code stratigraphique nord-américain. Traduction du « North American Commission on Stratigraphic Nomenclature » publié en mai 1983 dans le bulletin de l'American Association of Petroleum Geologists. DV 86-02, 58 pages.

PARENT, M., 1998 - Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-Nord - Phase II. Rapport inédit soumis au ministère des Ressources naturelles du Québec. Centre de recherche en géochimie isotopique et géochronologie (GEOTOP), Université du Québec à Montréal; 61 pages.

PATERSON, S. R. - TOBISH, O. T., 1988 - Using pluton ages to date regional deformations: problems with commonly used criteria; Geology; volume 16, pages 1108-1111.

PEARCE, J. A. - NORRY, M. J., 1979 - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 69, pages 33-47.

PEARCE, J. A. - CANN, J. R., 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetery Science Letters; volume 19, pages 290-300.

PEARCE, J. A. - HARRIS, N. B. W. - TINDLE, A.G., 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology; volume 25, pages 956-983.

PERREAULT, S. - CLARK, T. - GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - DION, D.-J. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H. - LORTIE, P., 1996 - Le potentiel en Cu-Ni-Co de la région de Sept-Îles : l'indice du lac Volant. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 96-06, 12 pages.

PERREAULT, S. - OUELLET, S., 1999 - Rapport sur les activités d'exploration minière au Québec; Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2000-01; page 55.

RETTY, J. A., 1944 - Région de la rivière Romaine inférieure, Comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 19, 32 pages.

RIVERS, T. - MARTIGNOLE, J. - GOWER, C. F. - DAVIDSON, A., 1989 - New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. Tectonics; volume 8, pages 63-84.

RIVERS, T. - CORRIGAN, D., 2000 - Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 37, pages 359-383.

RIVERS, T., 1995 - Lithotectonic elements of the Grenville Province. In: Lithoprobe Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT). Report of 1994 Transect Meeting, compiled by J. Wardle and J. Hall. Lithoprobe Report Number 45, University of British Columbia; pages 159-199.

RIVERS, T., 1997 - Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. Precambrian Research; volume 86, pages 117-154.

RIVERS, T. - KETCHUM, J. - INDARES, A. - HYNES, A., 2002 - The high pressure belt in the Grenville Province: architecture, timing and exhumation. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 39, number 5.

SCHUCHERT, C. - TWENHOFEL, W. H., 1910 - Ordovic-Siluric section of the Mingan and Anticosti Islands. Geological Society of America Bulletin; volume 21, pages 686-693.

SHARMA, K. N. M. - FRANCONI, A., 1975 - Région des rivières Magpie, Saint-Jean, Romaine (Grenville, 1970). Ministère des Richesses naturelles,Québec; RG 163, 73 pages.

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.

SHARMA, K. N. M., 1973 - Géologie de la région du lac Victor. Comté de Duplessis. Ministère des Richesses naturelles, Québec. Rapport préliminaire 607.

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 of America; Special Publication 42, pages 313-345.

TUCKER, R. D. – GOWER, C. F.,1994 - A U-Pb geochronological framework for the Pinware terrane, Grenville Province, southeast Labrador. Journal of Geology; volume 102, pages 67-78.

TURNER, S. - SANDIFORD, M. - FODEN, J., 1992 - Some geodynamic and compositional constraints on « postorogenic » magmatism. Geology; volume 20, pages 931-934.

TWENHOFEL, W. H., 1938 - Geology and paleontology of the Mingan Islands, Quebec. Geological Society of America Bulletin; volume 37, pages 535-550.

VAN BREEMAN, O. - CORRIVEAU, L., 2001 - 1.5 Ga pyroclastic volcanism in the Wakeham Group, Eastern Grenville Province, Quebec. Geological Society of America Annual Meeting and Exposition Program; Session No. 35, November 5-8, Boston, U.S.A.

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. - CHOINIÈRE, J. - DION, D.-J. - LÉPINE, I. - DAVID, J. - HOCQ, M. - LEFEBVRE, D. - PERREAULT, S., 1997a - Géologie de la région du lac Le Doré (SNRC 12N/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-02, 30 pages.

VERPAELST, P. - MADORE, L. - BRISEBOIS, D. - CHOINIÈRE, J. - DION, D.-J. - DAVID, J., 1997b - Géologie de la région du lac Bohier (12N03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-07, 30 pages.

VERPAELST, P. - MADORE, L. - BRISEBOIS, D. - HOCQ, M. - DION, D.-J. - LAVALLÉE, G. - CHOINIÈRE, J., 1999 - Géologie des régions du lac Jérome, du lac Sanson et de la Petite Rivière de L'abbé-Huard (12L/13, 12L/14, 12M/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-02, 38 pages.

WANLESS, R. K. - STEVENS, R. D., 1971 - Note on the age of diabase dykes, Anticosti Island, Québec. Report of the Geological Association of Canada; volume 23, pages 77-78.

WASTENEYS, H. A. - KAMO, S. L. - MOSER, D. - KROGH, T. E - GOWER, C. F. - OWEN, J. V., 1997 - U-Pb geochronological constraints on the geological evolution of the Pinware terrane and adjacent areas, Grenville Province, southeast Labrador, Canada. Precambrian Research; volume 81, pages 101-128.

WHALEN, J. B. - CURRIE, K. L. - CHAPPELL, B. W., 1987 – A-type granites: chemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 95, pages 407-419.

WODICKA, N. - DAVID, J. - PARENT, M. - GOBEIL, A. - VERPAELST, P., 2003 - Géochronologie U-Pb et Pb-Pb de la région de Step-îles – Nathasquan, Province de Grenville, moyenne Côte-Nord. Dans : Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville, D. Brisebois et T. Clark, édieurs. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs; DV 2002-03.

WYNNE-EDWARDS, H. R., 1972 - The Grenville Province. In: Variations in tectonic styles in Canada. R. A. Price and R. J. W. Douglas, editors. Geological Association of Canada; Special Paper 11, pages 263-334.

Géochronologie U-Pb et Pb-Pb de la région de Sept-Îles – Natashquan, Province de Grenville, moyenne Côte-Nord[1]

Natasha Wodicka [2]
Jean David [3]
Martin Parent [3]
André Gobeil[3]
Pierre Verpaelst[3]

RÉSUMÉ

La région de Sept-Îles – Natashquan, localisée dans la Province de Grenville, moyenne Côte-Nord, a été divisée en trois domaines : les domaines de Lac-à-l'Aigle, de Saint-Jean et de Natashquan. Les travaux de datation effectués dans ces domaines ont, entres autres, permis de reconnaître des événements non identifiés auparavant, d'élargir le cadre géochronologique préalablement établi pour la région de Natashquan et d'établir des comparaisons entre la région étudiée et les autres secteurs du segment oriental de la Province de Grenville. Par exemple, dans le Domaine de Saint-Jean, les âges U-Pb de zircons détritiques extraits d'un paragneiss du Complexe de Manitou et les âges des granitoïdes les plus anciens et intrusifs dans les paragneiss de ce complexe permettent de fixer l'âge maximum de dépôt de la séquence supracrustale à environ 1,59-1,55 Ga et l'âge minimum à 1,17 Ga. Ces résultats suggèrent que le dépôt des sédiments du Complexe de Manitou aurait pu accompagner celui des sédiments du Groupe de Wakeham.

Le Complexe de Matamec – une nappe de chevauchement transportée sur le Complexe de Manitou et ceinturée par une zone de cisaillement ductile – est caractérisé par un magmatisme mafique et felsique dont l'âge se situe entre 1378 et 1351 Ma. Les gabbronorites et les granitoïdes de ce complexe et l'Anorthosite de la rivière Pentecôte (qui a donné des âges comparables) semblent représenter une activité magmatique du type anorthosite–mangérite–charnockite–granite (AMCG), possiblement associée à un environnement de bassin d'arrière-arc. Cet événement était, en grande partie, contemporain du magmatisme du type arc continental à tendance calco-alcaline identifié dans les segments central et occidental de la Province de Grenville.

Dans les domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean, l'intrusion de plutons de granitoïdes (datés à 1181 +3/-2 et à 1175 ±4 Ma dans le Complexe de Canatiche et à 1168 ±6 et à 1143 +9/-6 Ma dans le Complexe de Manitou) représente un événement magmatique précoce d'âge grenvillien. Les âges des anorthosites et d'une mangérite obtenus dans le cadre de la présente étude et antérieurement indiquent la présence d'au moins deux épisodes distincts de magmatisme anorthositique associés à la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre du Domaine de Saint-Jean – l'un à 1,13 Ga et l'autre à 1,06 Ga – et la possibilité qu'un lien temporel puisse exister entre le magmatisme anorthositique le plus ancien et le magmatisme du type mangérite–charnockite–granite (MCG) en bordure des massifs anorthositiques. Dans le contexte de l'Orogène grenvillien, la période de magmatisme granitique et anorthositique reconnue dans les domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean s'inscrit dans l'intervalle du magmatisme AMCG et du magmatisme mafique et felsique qui s'étend d'environ 1180 à 1120 Ma. Bien que la mise en place des magmas felsiques et des magmas du type AMCG soit synchrone à une phase importante de convergence à l'échelle de l'orogène, les anorthosites et les intrusifs de granitoïdes des domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean se sont probablement injectés dans un milieu distensif.

Les données U-Pb obtenues de minéraux métamorphiques du Complexe de Manitou et de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre permettent de limiter dans le temps les différentes phases de métamorphisme dans le Domaine de Saint-Jean. L'âge de zircons métamorphiques et de monazites suggère que l'apogée du métamorphisme de ce domaine a été atteint entre environ 1083 et 1076 Ma. Cet événement a été suivi peu de temps après par la clôture du système U-Pb dans la titanite autour de 1071 +26/-14 Ma. La distribution des âges associée à cet événement et les assemblages métamorphiques indiquent que ce métamorphisme était d'envergure régionale et qu'il a atteint le faciès des amphibolites dans le secteur du lac Nipisso et celui des granulites dans le secteur des lacs Manitou et des Eudistes. Les relations de terrain montrent que ce métamorphisme était associé à la phase principale de déformation liée à la mise en place de nappes de charriage vers le NNW. Par ailleurs, la monazite la plus ancienne datée à 1100 ±2 Ma pourrait représenter l'âge de la cristallisation de monazite le long de la trajectoire prograde antérieure à l'apogée du métamorphisme régional. Un troisième groupe d'âge s'étendant de 1063 à 1047 Ma (défini par des zircons métamorphiques et des monazites) pourrait marquer les derniers soubresauts de l'événement de déformation principale.

Dans le Domaine de Natashquan, de nouvelles données U-Pb et des données U-Pb et Pb-Pb publiées antérieurement suggèrent que les sédiments du Groupe de Wakeham se sont déposés entre environ 1,63 et 1,50 Ga et qu'ils proviennent en grande partie de sources d'âge Paléoprotérozoïque et aussi de sources plus anciennes d'âge Archéen. Nous avançons l'hypothèse que les matériaux sédimentaires proviennent majoritairement de la Laurentie labradorienne. Cette hypothèse appuie une interprétation antérieure qui remet en question le caractère allochtone de cette séquence supracrustale.

1. Contribution n° 2002113 à la Commission géologique du Canada

2. Commission géologique du Canada

3. Géologie Québec

Les âges de cristallisation magmatique de porphyres à quartz et à feldspath ainsi que d'un granite rapakivique de la Suite felsique de Kataht du Domaine de Natashquan s'échelonnent entre 1510 ±10 et 1495 ±2 Ma. Dans la limite des erreurs analytiques, les âges des granitoïdes des complexes tectonométamorphiques de Boulain et d'Aguanish (~ 1515 à 1485 Ma) correspondent aux âges des granitoïdes de la Suite felsique de Kataht, incluant un porphyre à quartz et à feldspath montrant des relations de groupement avec les sédiments du Groupe de Wakeham. Il est donc peu probable que les roches gneissiques et granitiques des complexes de Boulain et d'Aguanish représentent le socle sous-jacent à la séquence supracrustale. Les âges des granitoïdes de la Suite felsique de Kataht et des complexes tectonométamorphiques correspondent à l'événement pinwarien (de 1530 à 1450 Ma) qui s'étend à travers la plupart des terranes du segment oriental de la Province de Grenville. Un environnement d'arc continental au-dessus d'une zone de subduction dirigée sous la marge sud-est de la Laurentie pourrait expliquer la mise en place des magmas felsiques d'âge Pinwarien.

Les âges U-Pb obtenus sur monazite, titanite et rutile ainsi que la perte épisodique en Pb de zircons témoignent d'un épisode de métamorphisme régional dans le Domaine de Natashquan aux alentours de > 1052-998 Ma, bien que cet événement ne soit pas nécessairement synchrone sur l'ensemble du domaine. Les observations faites sur le terrain suggèrent que ce métamorphisme pourrait être lié à une phase importante de raccourcissement identifiée dans le Domaine de Natashquan.

Les âges U-Pb des intrusions tardives semblent refléter la présence de deux épisodes distincts de magmatisme postcinématique dans la région de Sept-Îles – Natashquan : le premier aurait eu lieu aux alentours de 1030 +12/-7 Ma et aurait été associé à la mise en place du Granite de Bigot dans le Domaine de Saint-Jean; le second épisode aurait eu lieu entre 995 et 974 Ma dans l'ensemble de la région étudiée. Ce dernier épisode correspondrait au magmatisme du type alcalin et au magmatisme granitique tarditectonique dans les terranes de Pinware et de Lake Melville du segment oriental de la Province de Grenville. Dans les domaines de Lac-à-l'Aigle et de Natashquan, des titanites d'âge Néoprotérozoïque semblent refléter les effets de la mise en place des intrusions tardives. La fourchette d'âges définie par ces titanites (de 987 à 972 Ma) correspond de près au second épisode de magmatisme postcinématique et pourrait donc refléter soit la néocristallisation de titanite, soit la période de refroidissement vers la fin de cet épisode magmatique.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 63
CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET TRAVAUX ANTÉRIEURS DE DATATION 63
MÉTHODES ANALYTIQUES 68
RÉSULTATS 69
Domaine de Lac-à-l'Aigle 69
Domaine de Saint-Jean 71
Domaine de Natashquan 81
Intrusions tardives 94
DISCUSSION ET CONCLUSIONS 98
Domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean 98
Domaine de Natashquan 106
Magmatisme postcinématique 111
REMERCIEMENTS 112
RÉFÉRENCES 113

INTRODUCTION

Dans plusieurs secteurs du segment oriental de la Province de Grenville (figure 1), l'intégration de la cartographie géologique et des études géochronologiques durant les deux dernières décennies a permis d'établir la chronologie d'événements importants et l'élaboration de modèles tectoniques (par exemple, Schärer *et al.*, 1986; Gower *et al.*, 1992; Connelly et Heaman, 1993; Kamo *et al.*, 1996; Wasteneys *et al.*, 1997; Indares *et al.*, 1998; Corrigan *et al.*, 2000). Cependant, dans la région de la moyenne Côte-Nord, la cartographie détaillée et les études géochronologiques U-Pb et Pb-Pb n'ont été complétées que récemment (Chevé *et al.*, 1999 et 2001; Gobeil *et al.*, 1999, 2000, ce volume; Madore *et al.*, 1997a, 1997b et 1999; Verpaelst *et al.*, 1997a, 1997b et 1999) et plusieurs questions géochronologiques fondamentales n'avaient pu être adressées à ce jour.

Le présent document rapporte les résultats définitifs des travaux de géochronologie U-Pb et Pb-Pb effectués dans la région de Sept-Îles – Natashquan (figures 1 et 2) dans le cadre du Projet moyenne Côte-Nord (voir aussi David, 1996; David et Parent, 1997; Parent, 1998; Madore *et al.*, 1997a et 1997b; Verpaelst *et al.*, 1997a et 1997b; Chevé *et al.*, 1999 et 2001; Gobeil *et al.*, 1999). Le programme de datation, commencé durant l'année 1995, apporte un complément d'informations pertinentes aux travaux de cartographie géologique entrepris par le ministère des Ressources naturelles du Québec dans cette région. Nous identifions des événements non reconnus antérieurement dans l'ensemble de la région étudiée, nous élargissons le cadre géologique et géochronologique établi par Martignole *et al.* (1994) pour la région de Natashquan et nous établissons des comparaisons entre la région étudiée et les autres secteurs du segment oriental de la Province de Grenville.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET TRAVAUX ANTÉRIEURS DE DATATION

Rivers *et al.* (1989) ont subdivisé la Province de Grenville (figure 1) en plusieurs ceintures longitudinales orientées vers le nord-est et séparées par des zones de mylonites ductiles. Les divisions de premier ordre comprennent la Ceinture parautochtone, contiguë au Front du Grenville, et les ceintures polycyclique et monocyclique allochtones dans la partie intérieure de l'orogène. Ces auteurs situent la région de Sept-Îles dans la Ceinture polycyclique allochtone et celle de Natashquan dans la Ceinture monocyclique allochtone. Cependant, les travaux récents de cartographie et de géochronologie U-Pb et Pb-Pb résumés dans ce volume (voir Gobeil *et al.*, ce volume) montrent que la région de Natashquan a également été affectée par des orogénies antérieures à l'Orogenèse grenvillienne (~ 1190-980 Ma; par exemple, Rivers *et al.*, 1989; Rivers, 1997).

Les résultats de cartographie géologique de la région étudiée ont été présentés dans des rapports précédents (Chevé *et al.* 1999 et 2001; Gobeil *et al.* 1999 et 2000; Madore *et al.* 1997a, 1997b et 1999; Verpaelst *et al.* 1997a, 1997b et 1999) et l'interprétation géologique et tectonique est discutée dans l'article de synthèse de la présente publication (voir Gobeil *et al.*, ce volume). En bref, la région a été divisée en trois domaines tectonostratigraphiques bien individualisés, soit les domaines de Lac-à-l'Aigle, de Saint-Jean et de Natashquan (figure 2), séparés par des accidents tectoniques majeurs. Ainsi, le Domaine de Saint-Jean, localisé dans la partie sud-ouest de la région, chevauche le Domaine de Lac-à-l'Aigle le long d'un grand couloir de déformation, celui du Cinquante et Unième Parallèle (figure 2). Vers l'est, le Domaine de Natashquan est séparé du Domaine de Saint-Jean par la Zone de cisaillement de Romaine. Le Domaine de Natashquan chevauche le Domaine de Saint-Jean, en particulier la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (figures 2 et 3).

Le Domaine de Lac-à-l'Aigle est dominé dans sa partie nord-ouest par le Complexe de Canatiche composé d'orthogneiss et de lambeaux de roches sédimentaires recoupés par des intrusions granitiques (figure 3, annexe 3). Il comprend également le Gabbro de Baune et, dans sa partie est, le Complexe gabbronoritique de Poisset et la Suite anorthositique de Fournier. Le Domaine de Saint-Jean comprend les complexes de Manitou, de Magpie et de Matamec et des ensembles anorthositiques dont la Suite anortho-sitique de Havre-Saint-Pierre et les anorthosites de Tortue et de Thom (figure 3, annexe 3). Les complexes gneissiques de Manitou et de Magpie comprennent des roches supracrustales au travers desquelles ont percé diverses intrusions de composition variée. L'origine des assemblages de roches gneissiques ainsi que le lien tectonique entre les complexes de Manitou et de Magpie demeurent spéculatifs. Toutefois, les relations lithologiques suggèrent, entre autres, un environnement de dépôt de plate-forme et/ou de talus continental. Le Complexe de Matamec est formé principalement de roches mafiques ignées recristallisées au faciès des granulites. Circonscrit grâce à une signature magnétique spécifique et à une anomalie gravimétrique positive, ce complexe apparaît comme une nappe de chevauchement transportée sur le Complexe de Manitou et ceinturée par une zone de cisaillement ductile (figure 3, annexe 3). Les anorthosites de Thom et de Tortue et la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre du Domaine de Saint-Jean sont de dimensions variées et sont caractérisées par un continuum lithologique couvrant le spectre anorthosite –leuconorite – leucogabbro – mangérite. La Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre définit une masse irrégulière amiboïde inscrite dans une aire d'environ 150 km de

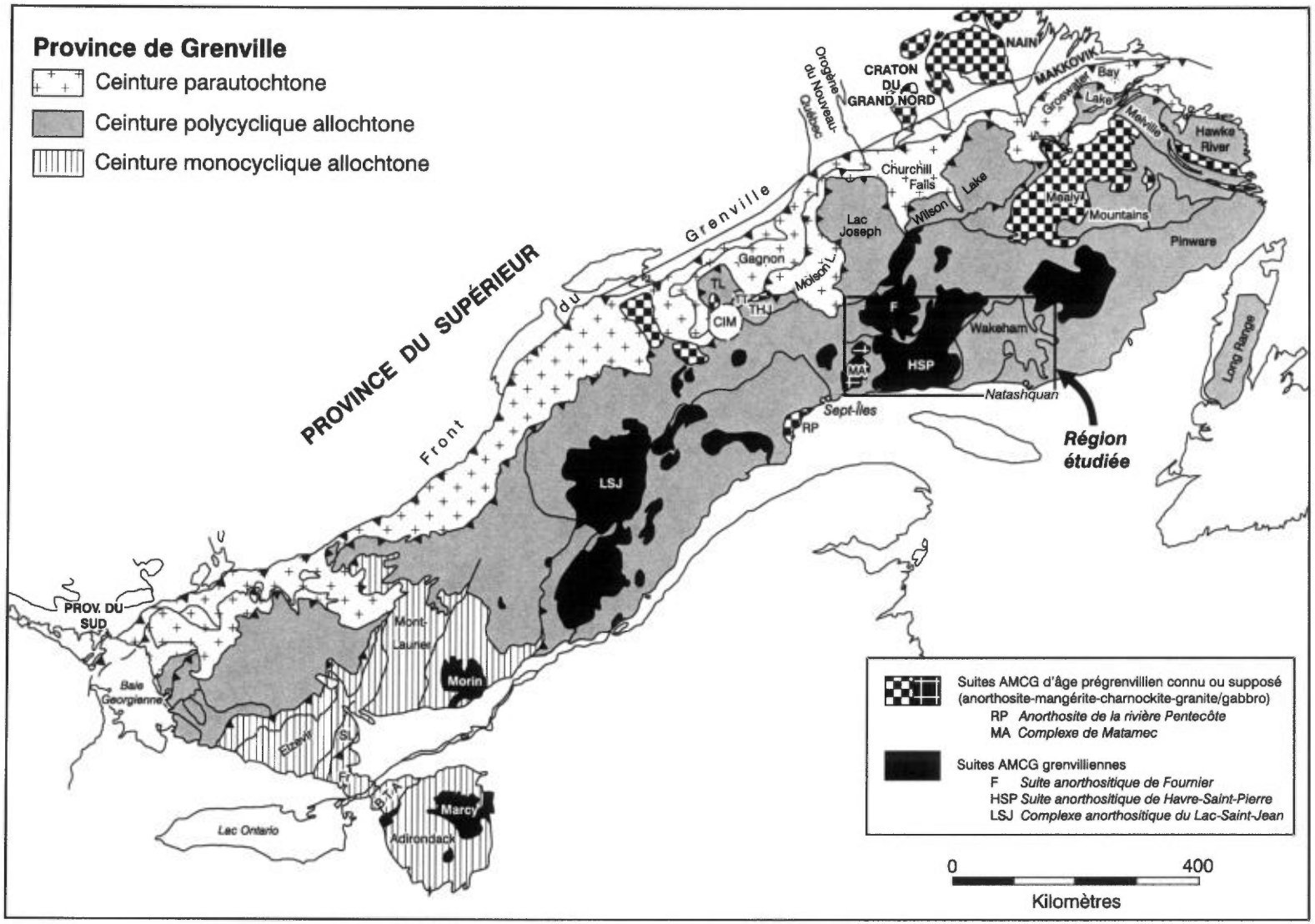


FIGURE 1 - Principaux éléments tectoniques de la Province de Grenville (figure modifiée d'après Rivers *et al.*, 1989; Davidson, 1995) et localisation de la région de Sept-Îles – Natashquan (région étudiée), moyenne Côte-Nord. La carte montre, entre autres, la distribution des différents terranes des ceintures parautochtones et allochtones ainsi que les suites AMCG prégrenvilliennes et grenvilliennes. La localisation du Groupe de Wakeham à l'intérieur de la Ceinture polycyclique allochtone est basée sur les travaux récents de cartographie et de géochronologie U-Pb et Pb-Pb (voir texte). Abréviations utilisées : (BTA) Basses-terres des Adirondacks; (CIM) Cratère d'impact de Manicouagan; (Fr) Terrane de Frontenac; (THJ) Terrane de Hart Jaune; (TL) Terrane de Lelukuau; (SL) Terrane de Sharbot Lake; (TT) Terrane de Tshenukutish.

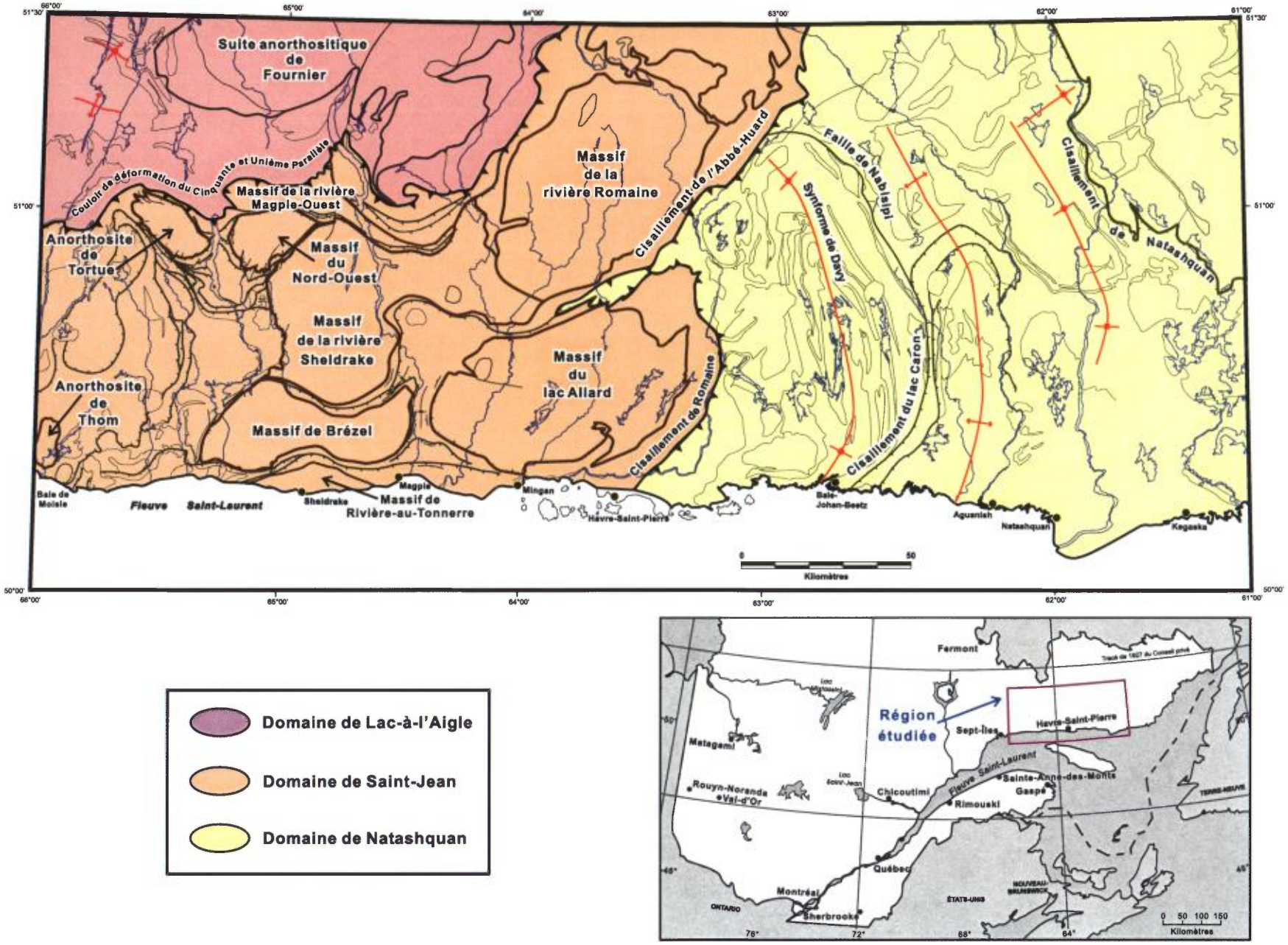


FIGURE 2 - Limites des domaines tectonostratigraphiques et localisation de la région étudiée (tirée de Gobeil *et al.*, ce volume).

diamètre (figure 1). Elle est constituée de plusieurs massifs ou lobes, séparés par des zones structurales. Ce sont les massifs du lac Allard, de la rivière Romaine, de la rivière Magpie-Ouest, du Nord-Ouest, de la rivière Sheldrake, de Brézel et de Rivière-au-Tonnerre (figure 2). Ces massifs ou lobes sont particulièrement mis en évidence par les données aéromagnétiques régionales. Dans la partie nord, la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre est constituée d'une série d'écailles qui se sont formées lors du chevauchement du Domaine de Saint-Jean sur le Domaine de Lac-à-l'Aigle.

Dans les domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean, les données structurales ont permis de reconnaître une déformation polyphasée particulièrement bien révélée dans la partie méridionale du Complexe de Canatiche, dans le Complexe de Manitou et dans la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (Chevé *et al.*, 1999 et 2001; Gobeil *et al.*, 1999 et 2000). Dans le Complexe de Manitou, une fabrique gneissique ancienne est associée à une première déformation. Cette déformation, associée à un métamorphisme précoce, n'a pas été documentée ou fixée dans le temps, l'empreinte du métamorphisme principal ayant effacé, du moins en grande partie, sa signature. L'événement de déformation majeure correspond à une série de phénomènes tectoniques qui s'inscrivent dans un continuum de déformation. Il est caractérisé par le développement d'une gneissosité généralement du type gneiss droit; cette fabrique porte une linéation minérale et d'étirement d'attitude régionale uniforme SE. Cette linéation, associée à un transport NNW, apparaît comme le trait structural marquant dans la région et traduit l'empreinte des poussées NNW de l'Orogenèse grenvillienne. Ce trait est omniprésent dans les gneiss du Complexe de Manitou, particulièrement dans le secteur des lacs Nipisso et Manitou, ainsi que dans la partie méridionale du Complexe de Canatiche. La linéation caractérise également la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre et l'anorthosite de Tortue. Le chevauchement et la formation d'écailles à la limite nord de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre ainsi que le chevauchement de la Nappe de Matamec sur le Complexe de Manitou sont reliés à cet événement, car ils présentent les mêmes caractéristiques structurales.

Une phase de déformation à l'origine de plis ouverts d'amplitude kilométrique et de plan axial orienté NW-SE déforme le grain tectonique dans le secteur du lac Manitou (figure 3, annexe 3). Cette déformation apparaît comme le produit de l'ajustement de la gneissosité en réponse au serrage ultime du gneiss du Complexe de Manitou entre la Nappe de Matamec, à l'ouest, et le noyau rigide d'anorthosite, à l'est, lors des chevauchements vers le NNW. Cette déformation s'inscrit donc dans le continuum de la déformation principale et elle apparaît comme un effet tardif local relié à la distribution, à la géométrie et au comportement rhéologique des roches du secteur.

La dernière phase de déformation est associée à une déformation ductile à fragile, tardicinématique à postcinématique. Elle se manifeste par de grandes fractures, orientées NE à NNE ou WNW, qui découpent l'ensemble des domaines de Saint-Jean et de Lac-à-l'Aigle. Cette déformation ductile à fragile est liée à la remontée isostatique et/ou à l'exhumation du socle rocheux de la région.

La séquence des événements de déformation résumée plus haut dans le texte fait abstraction des déformations internes du Complexe de Matamec. L'analyse de sa structure interne révèle au moins deux phases de plissement à l'origine du grain tectonique à dominance N-S et un patron de dispersion des linéations diffus et différent de celui des unités adjacentes. Ainsi, ces déformations internes apparaissent antérieures au chevauchement NNW à l'origine du transport du Matamec sur les gneiss du Complexe de Manitou.

À l'exception des intrusions tardives, les assemblages minéralogiques associés aux différents lithodèmes des domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean révèlent des conditions métamorphiques équivalentes ou supérieures au faciès des amphibolites (Chevé *et al.*, 1999 et 2001; Gobeil *et al.*, 1999 et 2000). Dans le Domaine de Lac-à-l'Aigle, les conditions les plus élevées sont enregistrées dans le Complexe de Poisset et dans la Suite anorthositique de Fournier. Des assemblages stables caractéristiques du faciès des granulites ont en effet été observés dans le gabbronorite du Complexe de Poisset et la leuconorite de la Suite anorthositique de Fournier (orthopyroxène – clinopyroxène – plagioclase ± hornblende, Chevé *et al.*, 2001). Dans le Gabbro de Baune, la coexistence de hornblende, de plagioclase, d'épidote et de minéraux opaques titanifères ou de titanite infère des conditions métamorphiques au faciès des amphibolites. De même, les composantes mafiques du Complexe de Canatiche sont caractérisées par des assemblages du faciès des amphibolites. Dans le Domaine de Saint-Jean, l'assemblage stable des roches du Complexe de Matamec est celui du faciès des granulites (orthopyroxène – clinopyroxène – plagioclase ± grenat ± hornblende). Dans le Complexe de Magpie, les conditions métamorphiques ne semblent pas avoir dépassé le faciès des amphibolites (par exemple, biotite – muscovite – plagioclase – microcline – quartz ± grenat ± graphite). Les roches du Complexe de Manitou présentent des assemblages minéralogiques stables au faciès supérieur des amphibolites dans le secteur du lac Nipisso, alors que, dans tout le secteur au nord des lacs Brézel et des Eudistes et autour du lac Manitou plus au nord (figure 3, annexe 3), les assemblages sont typiques de roches au faciès des granulites. Notons toutefois que ce métamorphisme n'a aucun lien avec le métamorphisme granulitique enregistré dans le Complexe de Matamec. Enfin, toutes les roches des domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean, y compris les intrusions tardives, ont enregistré un réajustement de leur paragenèse métamorphique ou de leur minéralogie ignée. Ce rétrométamorphisme a conduit dans la plupart des cas, à des assemblages minéralogiques typiques du faciès inférieur des schistes verts.

Antérieurement à la présente étude, les seules données géochronologiques disponibles dans les domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean provenaient de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre et des anorthosites environnantes. La Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre a été datée par la méthode de datation U-Pb à trois endroits différents (le site portant le numéro 28 et les deux sites portant le numéro 29, figure 3, annexe 3). L'enveloppe mangéritique du massif du lac Allard a retourné l'âge le plus vieux, soit 1126 +7/-6 Ma (Emslie et Hunt, 1990). Cet âge est cohérent avec un âge isochrone Sm-Nd de 1110 ±38 Ma (L. Ashwall, communication personnelle mentionnée dans van Breemen et Higgins, 1993) déterminé sur ce même massif. Deux échantillons d'anorthosite pegmatitique prélevés dans le massif de Rivière-au-Tonnerre ont été datés à 1062 ±4 Ma (van Breemen et Higgins, 1993). Plus au nord-est, Loveridge (1986) a obtenu un âge de 1079 ±5 Ma sur un monzogranite folié provenant de la zone en bordure du massif de la rivière Romaine (site 30, figure 3, annexe 3). Notons toutefois que Verpaelst *et al.* (1999) assignent ce monzogranite au Complexe de Buit du Domaine de Natashquan. Dans les régions avoisinantes, une monzonite quartzifère à pyroxène et une leuconorite provenant de l'Anorthosite de la rivière Pentecôte (figure 1) ont donné respectivement des âges U-Pb de 1365 +7/-4 Ma (Emslie et Hunt, 1990) et de 1354 ±3 Ma (Martignole *et al.*, 1993). Au NNE de la région étudiée, des âges grenvilliens ont été obtenus sur deux lithologies de la suite AMCG (anorthosite – mangérite – charnockite – granite) associée à la Suite anorthositique de Fournier : 1133 +10/-5 Ma pour un granite rapakivique et 1123 ±4 Ma pour une monzonite quartzifère à pyroxène (Emslie et Hunt, 1990).

La géologie du Domaine de Natashquan (figure 3, annexe 3) est dominée par un grand bassin sédimentaire, dans lequel furent déposées les roches du Groupe de Wakeham, comprenant principalement des arénites avec des intercalations de métapélites, de conglomérats, de roches carbonatées et de volcanites. À partir des associations lithologiques et des structures sédimentaires, Gobeil *et al.* (ce volume) suggèrent, pour le Groupe de Wakeham, un environnement de dépôt du type marge continentale passive ou bassin d'arrière-arc sur une croûte continentale. Le Groupe de Wakeham est ceinturé à l'est, au sud-est et à l'ouest par des assemblages tectonométamorphiques, soit les complexes de Boulain, d'Aguanish et de Buit respectivement. Ils sont composés en grande partie de paragneiss ou d'orthogneiss migmatisés, d'intrusions de granitoïdes et d'enclaves d'amphibolite et de quartzite. Les paragneiss et les quartzites représentent soit la partie inférieure de la séquence supracrustale déformée et migmatisée, soit une séquence sédimentaire différente sur laquelle le Groupe de Wakeham a été chevauché (Gobeil *et al.*, ce volume). Les contacts entre le Groupe de Wakeham et les roches granitiques et gneissiques des complexes tectonométamorphiques adjacents sont soit tectoniques, soit intrusifs, et le socle sur lequel reposent les métasédiments de la séquence supracrustale n'a pas pu être directement identifié (par exemple, Indares et Martignole, 1993; Gobeil *et al.*, ce volume). Le Domaine de Natashquan comprend aussi des granitoïdes mésoprotérozoïques et néoprotérozoïques appartenant aux suites felsiques de Kataht, d'Olomane et de La Galissonnière, et de nombreux dykes et filons-couches mafiques (suites mafiques de Lilian et de la Robe Noire et les gabbros de Kapanien et de Le Doré) injectés dans la séquence supracrustale et les complexes.

Deux phases de plissement orthogonales sont observées sur l'ensemble du Domaine de Natashquan (figures 2 et 3; par exemple, Gobeil *et al.*, ce volume). La première phase correspond à une grande antiforme entre deux synformes orientées NW-SE à NE-SW. L'antiforme fait apparaître les roches plus métamorphisées et migmatisées du Complexe d'Aguanish tandis que les synformes contiennent les roches moins métamorphisées du Groupe de Wakeham. La seconde phase, plus diffuse, domine dans la partie nord-est du domaine où les roches supracrustales du Groupe de Wakeham sont déformées en grands plis ouverts dont le plan axial est orienté NE-SW. Les unités du Complexe de Buit sont également déformées par de grands plis possédant la même direction. L'orientation du plan axial des plis inverses et de la linéation d'étirement et la distribution des pôles de foliation suggèrent un transport tectonique de direction générale NW (Madore *et al.*, 1999). Cette déformation a affecté toutes les unités de la partie ouest du domaine, incluant le Groupe de Wakeham, la Suite mafique de la Robe Noire, le Complexe de Buit ainsi que la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre.

Plusieurs zones de cisaillement traversent le Domaine de Natashquan. Notons, entre autres, la Zone de cisaillement de Natashquan dans la partie est du domaine et les zones de cisaillement de Romaine et de l'Abbé-Huard dans la partie ouest (figures 2 et 3). La Zone de cisaillement de Natashquan sépare les roches intrusives des suites felsiques d'Olomane et de Kataht (côté est) des roches supracrustales du Groupe de Wakeham (côté ouest) et recoupe les plis ouverts dans les sédiments (par exemple, Madore *et al.*, 1997b; Verpaelst *et al.*, 1997a). Cette zone de cisaillement est inclinée vers le SW et les linéations minérales et d'étirement plongent généralement vers le SW. Ces observations, combinées à la présence de plis isoclinaux inclinés vers l'est, indiquent un transport tectonique du SW vers le NE. Les zones de cisaillement de Romaine et de l'Abbé-Huard, constituées de plusieurs failles ductiles anastomosées, séparent les roches du Complexe de Buit et du Groupe de Wakeham des mangérites de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (par exemple, Madore *et al.* 1999; Verpaelst *et al.* 1999). Les indicateurs cinématiques permettent d'interpréter ces deux linéaments comme des zones de cisaillement ductiles inverses et indiquent un transport tectonique des unités du Domaine de Natashquan au-dessus des roches de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Superposés aux déformations en compression, des décrochements senestres en extension ont été

notés le long de la Zone de cisaillement de l'Abbé-Huard. Ils se traduisent par un effondrement relatif du Groupe de Wakeham (et du Complexe de Buit) vers le SE (Indares et Martignole, 1993; Martignole *et al.*, 1994).

À travers le Domaine de Natashquan, le degré de métamorphisme varie du faciès des schistes verts à celui des amphibolites (par exemple, Indares et Martignole, 1993; Madore *et al.*, 1997a, 1997b et 1999; Verpaelst *et al.*, 1999). Des assemblages caractéristiques du faciès des amphibolites ont été observés dans la partie est (grenat - sillimanite - andalousite - staurotide; Madore *et al.*, 1997a et 1997b) et dans les parties sud et ouest (staurotide - grenat - andalousite - sillimanite - biotite - muscovite, Madore *et al.*, 1999; Verpaelst *et al.*, 1999) du domaine. Dans la partie ouest du Groupe de Wakeham et dans le Complexe de Buit, la coexistence d'andalousite-sillimanite et de staurotide-grenat indique que le métamorphisme a atteint des conditions de température et de pression d'environ 550 °C et 0,35 GPa (Madore *et al.*, 1999). Dans la partie est du Groupe de Wakeham, les assemblages métamorphiques indiquent des conditions de température et de pression semblables (550 °C et ≤ 0,38 GPa; Madore *et al.*, 1997a et 1997b) durant le métamorphisme du faciès inférieur des amphibolites.

Contrairement aux domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean, le Domaine de Natashquan a fait l'objet de nombreuses études géochronologiques. Les roches les plus anciennes qui ont été datées à ce jour proviennent d'un domaine gneissique situé juste au nord du Domaine de Natashquan, où Loveridge (1986) a obtenu un âge Labradorien d'au moins 1665 +58/-40 Ma sur un gneiss granitique. À l'est de Baie-Johan-Beetz, un autre gneiss granitique (provenant du Complexe d'Aguanish et interprété comme le socle sur lequel se sont déposés les sédiments du Groupe de Wakeham) a donné un âge plus jeune de 1495 ±2 Ma (site 31, figure 3, annexe 3; Clark et Machado, 1995). Cet âge est interprété comme étant celui d'un événement métamor-phique. Une roche felsique interprétée comme une rhyolite et située géographiquement au centre du Groupe de Wakeham a été datée à 1271 +13/-3 Ma par Loveridge (1986) (site 33, figure 3, annexe 3). Dans le même secteur, Martignole *et al.* (1992) ont obtenu un âge de 1322 ±7 Ma sur une monzonite porphyrique (site 32, figure 3, annexe 3). Clark et Machado (1995) rapportent des âges concordants de 1253 ±6 Ma et 1246 ±5 Ma sur un porphyre felsique interprété comme appartenant au Groupe de Wakeham (plus précisément au Groupe de Davy de Martignole *et al.*, 1987) (site 34, figure 3). Cependant, les résultats de récents travaux de datation par ablation au laser et spectrométrie de masse par ionisation au plasma sur des arénites du Groupe de Wakeham suggèrent que l'âge de la séquence supracrustale soit inférieur à environ 1600-1550 Ma (Madore *et al.*, 1997a; Verpaelst *et al.*, 1997b; Larbi *et al.*, 1999). De plus, les résultats d'analyse Pb-Pb sur zircons détritiques ainsi que des données Sm-Nd sur des sédiments du groupe indiquent que les matériaux sédimentaires sont issus d'au moins deux sources distinctes : l'une protérozoïque et l'autre archéenne (*op. cit.*). Finalement, les sédiments du Groupe de Wakeham sont recoupés par des granites faiblement foliés de la Suite felsique d'Olomane (Verpaelst *et al.*, 1997a) datés à 1245 ±3 Ma et à 1239 ±3 Ma (sites 35 et 36, figure 3; Indares et Martignole, 1993; Martignole *et al.*, 1994) et par des filons-couches de gabbro de la Suite mafique de la Robe Noire (Madore *et al.*, 1999; Verpaelst *et al.*, 1999) dont l'un a donné un âge U-Pb sur zircon et baddeleyite de 1177 +5/-4 Ma (site 37, figure 3, annexe 3; Martignole *et al.*, 1994).

L'ensemble de la région étudiée a été affecté par des événements communs (voir Gobeil *et al.*, ce volume), incluant des intrusions postcinématiques mésoprotérozoïques à néoprotérozoïques. Ces intrusions tardives regroupent tous les plutons et dykes de composition felsique à mafique et de dimensions très variables qui recoupent les unités des domaines de Lac-à-l'Aigle, de Saint-Jean et de Natashquan. La plupart de ces intrusions se manifestent en surface par des corps bien circonscrits et porteurs d'une signature magnétique généralement contrastée avec les roches encaissantes, tel le Granite de Bigot (Gobeil *et al.*, 1999). D'autres ne s'expriment que par leur partie apicale ou entraînent leur encaissant et leur toit dans un bombement intrusif, tels les corps de monzonite, de monzodiorite, de syénite et de mangérite du secteur du lac Manitou (figure 3). De nombreux dykes de gabbro, de gabbronorite, de diabase, de granite et de pegmatite, peu ou pas déformés, appartiennent également à ce groupe. Dans la région de Natashquan, une série d'intrusions de granitoïdes tardifs montrent des anomalies magnétiques positives arrondies et bien définies. Ces plutons tardifs ainsi que des masses pegmatitiques non déformées ont été regroupés en une seule unité lithodémique, la Suite felsique de La Galissonnière (Madore *et al.*, 1997b). Deux granites tardifs appartenant à cette suite ont fait l'objet d'études géochro-nologiques : l'un a donné un âge U-Pb sur zircon de 993 ±3 Ma (Loveridge, 1986) et l'autre un âge Rb-Sr sur roche totale de 948 ±23 Ma (Fowler et Doig, 1983) (sites 38 et 39 respectivement, figure 3, annexe 3).

MÉTHODES ANALYTIQUES

Vingt-six échantillons provenant des domaines de Lac-à-l'Aigle, de Saint-Jean et de Natashquan ont été analysés selon la méthode de datation U-Pb par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique (TIMS). Quatorze des vingt-six échantillons ont été analysés au laboratoire de géochronologie de la Commission géologique du Canada par N. Wodicka. Les analyses des douze autres échantillons ont été effectuées au Centre de recherche en géochimie isotopique et en géochronologie (GEOTOP) de l'Université du Québec à Montréal par J. David, M. Parent ou N. Machado. Les méthodes

analytiques sont comparables pour ces deux laboratoires et sont décrites en détail par Parrish *et al.* (1987) et Davis *et al.* (1997) pour la Commission géologique du Canada et par Machado *et al.* (1990) pour l'Université du Québec à Montréal. La totalité des analyses de zircon a été effectuée sur des minéraux ayant subi une abrasion d'intensité variable selon la technique décrite par Krogh (1982). L'incertitude (à deux écarts-types) sur les rapports isotopiques est le résultat d'un calcul de propagation des erreurs tenant compte de l'erreur analytique pour chacun des rapports mesurés, de l'incertitude sur la discrimination de masse, du niveau des blancs de préparation chimique, de la reproductibilité des étalons de Pb et d'U et finalement de la composition du plomb initial incorporé dans les minéraux. Les calculs de droite discordia ou de mélange ont été faits en utilisant la méthode de régression linéaire proposée par Davis (1982) et prennent en considération les erreurs corrélées des rapports $^{206}Pb/^{238}U$, $^{207}Pb/^{235}U$, de même que celle associée au rapport $^{207}Pb/^{206}Pb$. L'expression « probabilité de coïncidence » utilisée dans le présent rapport traduit la notion de *probability of fit* telle que définie par Davis (1982), laquelle traduit sur une échelle de 0 à 100 % la probabilité que les résultats analytiques soient effectivement alignés sur une même droite discordia, compte tenu des erreurs associées à chacun des points d'analyse. Pour les échantillons dont les fractions analytiques sont concordantes et/ou subconcordantes aux erreurs près, l'âge cité représente la moyenne pondérée des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ calculée à l'aide du logiciel Isoplot/Ex de Ludwig (2000). Les incertitudes sur les âges déterminés sont toutes présentées pour un intervalle de confiance de 95 %.

Deux échantillons provenant du Domaine de Natashquan ont été datés à la microsonde photonique (ablation au laser) dotée d'un spectromètre de masse à source ionisante du type plasma par induction couplée (ICP-MS) au Laboratoire Ultratrace du Département de Géologie de l'Université de Montréal par J. David. La méthode analytique utilisée pour la datation $^{207}Pb/^{206}Pb$ de zircons par ablation laser et ICP-MS est décrite en détail par Machado et Gauthier (1996) et Scott et Gauthier (1996). On trouvera dans ces études des renseignements pertinents concernant les conditions analytiques de la torche au plasma et du faisceau laser, le contrôle de la discrimination de masse, la calibration du signal par utilisation d'un étalon de zircon, les corrections liées aux différents types d'interférences, le traitement statistique des résultats analytiques de même qu'une discussion sur les types d'interprétation allouées pour les résultats obtenus via ce mode d'analyse. Les résultats livrés par cette méthode analytique sont essentiellement des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$, donc des âges qui doivent être perçus comme des âges minimums et pour lesquels les erreurs associées ont été calculées pour un intervalle de confiance de 70 %.

RÉSULTATS

Domaine de Lac-à-l'Aigle

Dans le Domaine de Lac-à-l'Aigle, deux échantillons provenant de roches granitiques recoupant les ensembles gneissiques du Complexe de Canatiche ont été analysés selon la méthode U-Pb sur zircon et titanite. Les échantillons datés sont localisés sur la figure 3 (annexe 3) et ils portent les numéros 1 et 2. Les résultats analytiques pour ces échantillons sont présentés au tableau 1 et à la figure 4.

Complexe de Canatiche

Le Complexe de Canatiche constitue un assemblage de granites déformés, foliés, gneissiques ou migmatitiques et de granites peu ou pas déformés englobant des feuillets et des enclaves d'anorthosite, de gabbro et de gneiss variés non granitiques dont quelques niveaux mineurs de roches

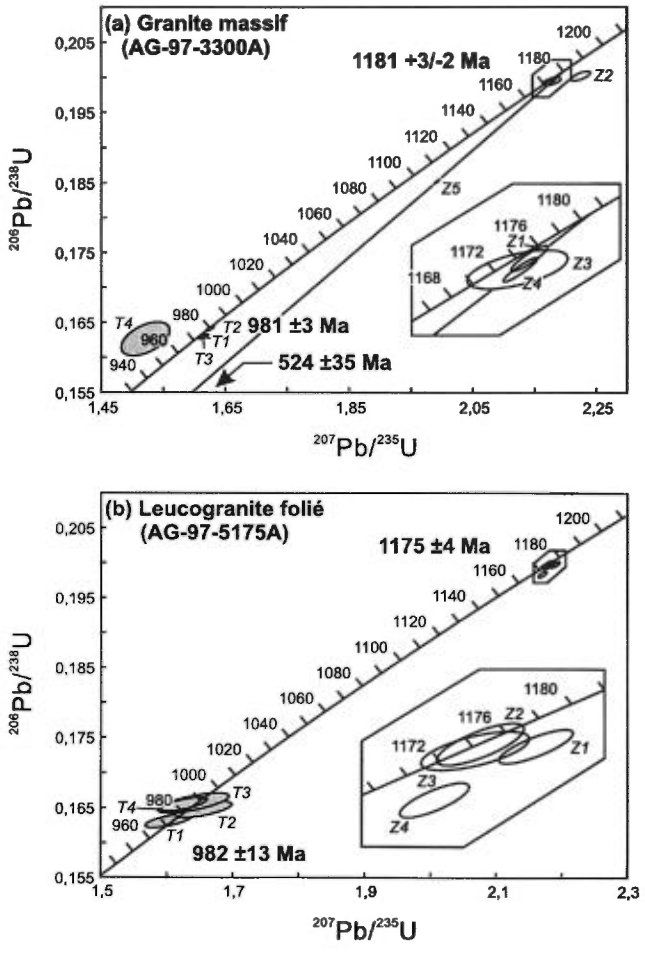


FIGURE 4 - Diagrammes concordia illustrant les résultats analytiques de zircon (ellipses blanches) et de titanite (ellipses ombragées) provenant de deux échantillons du Complexe de Canatiche, Domaine de Lac-à-l'Aigle : en (a), granite massif; et en (b), leucogranite folié.

TABLEAU 1 - Résultats analytiques U-Pb sur zircon et titanite du Domaine de Lac-à-l'Aigle.

Échantillon			Concentrations			Rapports isotopiques					Âge	
#	Min [1]	Poids (µg)	U (ppm)	Pb rad. (ppm) [2]	Pb com. (pg) [3]	Pb 206/204 [4]	Pb 208/206 [5]	Pb/U 206/238 [5]	Pb/U 207/235 [5]	Pb 207/206 [5]	Pb 207/206 (Ma)	disc.(%) [6]
COMPLEXE DE CANATICHE												
1- Granite massif - (AG-97-3300A) [7]												
Z1	8z,ic,pc,au,m0	19	108	22	4	5 941	0,128	0,1998±0,18	2,182±0,24	0,07922±0,12	1 177,5	0,3
Z2	12z,ic,pc,au,nm1	7	100	21	35	259	0,144	0,2002±0,34	2,225±0,72	0,08060±0,52	1 211,8	3,2
Z3	8z,ic,pl,au,nm1	9	77	16	11	789	0,160	0,1994±0,28	2,178±0,68	0,07921±0,56	1 177,5	0,5
Z4	8z,ic,f,sb,nm1	25	171	35	7	7 346	0,109	0,1994±0,18	2,179±0,24	0,07925±0,10	1 178,4	0,6
Z5	z,ic,f,xn,fi	92	157	30	19	8 702	0,115	0,1852±0,18	1,992±0,24	0,07801±0,10	1 147,2	4,9
T1	t,bp,f,xn,fi	154	51	8	177	467	0,063	0,1630±0,24	1,615±0,50	0,07189±0,36	982,8	1,1
T2	18t,bf,f,xn,fi	326	78	13	259	1 022	0,062	0,1641±0,20	1,626±0,40	0,07186±0,26	982,0	0,3
T3	10t,bp,f,xn,fi	84	59	9	47	1 081	0,062	0,1630±0,20	1,612±0,36	0,07173±0,26	978,2	0,5
T4	5t,bp,f,xn,fi	56	96	16	85	659	0,085	0,1626±1,48	1,521±2,58	0,06785±2,24	863,9	-13,4
2- Leucogranite folié - (AG-97-5175A) [7]												
Z1	10z,ic,pc,au,m-0,5	5	108	23	4	1 641	0,168	0,1998±0,22	2,190±0,32	0,07951±0,20	1 184,8	1,0
Z2	7z,ic,pl,au,m-0,5	6	62	13	3	1 712	0,149	0,1998±0,28	2,179±0,38	0,07910±0,26	1 174,7	0,0
Z3	12z,ic,eq,sb,m-0,5	5	79	17	6	893	0,169	0,1997±0,26	2,178±0,48	0,07913±0,36	1 175,5	0,2
Z4	13z,ic,pl,au,m-0,5	5	103	22	3	2 181	0,158	0,1984±0,22	2,171±0,30	0,07936±0,20	1 181,1	1,3
T1	t,bp,f,xn,fi	107	13	4	99	154	1,106	0,1631±0,60	1,603±2,26	0,07127±1,88	965,1	-1,0
T2	t,ic,f,xn,fi	73	7	2	48	124	1,142	0,1647±0,70	1,656±2,60	0,07291±2,18	1 011,3	3,0
T3	t,bp,f,xn,fi	110	15	59	186	109	25,84	0,1657±0,86	1,640±3,32	0,07181±2,78	980,7	-0,8
T4	t,ic,f,xn,fi	115	10	50	86	156	33,35	0,1655±0,58	1,626±2,14	0,07126±1,80	964,9	-2,5

[1] Minéral : nombre de grains si moins de 25 grains, (z) zircon, (t) titanite, (ic) incolore, (bp) brun pâle, (bf) brun foncé, (f) fragment, (pc) prisme court, (pl) prisme long, (eq) équidimensionnel à facettes, (au) automorphe, (sb) subautomorphe, (xn) xénomorphe; susceptibilité du séparateur magnétique, (nm1) non magnétique à 1 degré d'inclinaison, (m0) magnétique à 0 degré d'inclinaison etc., (fi) magnétique à 0,5 A et 10 degrés d'inclinaison.

[2] Plomb radiogénique

[3] Plomb commun total (étalon, contamination et minéral).

[4] Corrigé pour la discrimination de masse.

[5] Corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (zircon, Pb=3-17 pg, U=0-2 pg; titanite, Pb=6-18 pg, U=0,7-4 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à deux écarts-types. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers (1975).

[6] Discordance

[7] Échantillon analysé par N. Wodicka au laboratoire de géochronologie de la Commission géologique du Canada.

calcosilicatées et de formations de fer (Chevé *et al.*, 2001; Gobeil *et al.*, ce volume). Les granites du type « A » sont méta-alumineux à peralumineux (Clark, ce volume; Gobeil *et al.*, ce volume). Au nord du lac Manitou, des minéralisations en Fe-Cu et en Fe-Cu-ÉTR d'étendue pluri-kilométrique sont logées dans une masse de leucogranite située le long de la bordure sud du Complexe de Canatiche (figure 3, annexe 3; par exemple, Perry et Raymond, 1996; Clark, de volume). Ces minéralisations ferrifères sont interprétées comme étant d'origine hydrothermale et liées au magmatisme felsique contemporain (Clark, ce volume). Un granite massif et un leucogranite folié ont été échantillonnés afin d'établir des contraintes temporelles quant au magmatisme felsique et à la minéralisation en Fe-Cu et en Fe-Cu-ÉTR dans le Complexe de Canatiche.

Granite massif à biotite – hornblende

L'échantillon de granite (AG-97-3300A) provenant de l'amas de dimension batholitique situé entre les rivières Magpie-Ouest et Manitou (site 1, figure 3, annexe 3) ne montre aucune déformation et recoupe les unités plus vieilles du Complexe de Canatiche. Cette roche est constituée de quartz, de plagioclase antiperthitique, de microcline, de hornblende et de biotite, avec comme minéraux accessoires de la titanite, de l'épidote, du zircon et de l'apatite. La titanite et l'épidote sont associées à la hornblende; la titanite forme également des couronnes autour des minéraux opaques. Deux populations morphologiques de zircon sont présentes dans cet échantillon. La première population est constituée de prismes incolores, courts ou allongés,

automorphes et à terminaisons pyramidales simples. La deuxième population est constituée de fragments équidimensionnels de zircons subautomorphes à xénomorphes. Cinq fractions analytiques (Z1 à Z5, tableau 1) ont été effectuées sur des cristaux des deux populations morphologiques. Les analyses Z1, Z3, Z4 et Z5 se répartissent sur une même droite discordia ayant un intercept supérieur à 1181 +3/-2 Ma et un intercept inférieur à 524 ±35 Ma (figure 4a). L'âge défini par l'intercept supérieur, soit 1181 +3/-2 Ma, est interprété comme celui de la mise en place du granite; l'âge préliminaire de 1181 ±2 Ma pour ce granite, communiqué dans Chevé *et al.* (2001), avait été calculé en utilisant la méthode de régression linéaire de York (1969). L'analyse Z2 (tableau 1), constituée de 12 prismes courts, a donné un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1212 Ma, discordant de 3,2 %. Cet âge minimum est interprété comme celui d'une composante héritée. Quatre analyses (T1 à T4, tableau 1) ont été effectuées sur des titanites xénomorphes de couleur brunâtre. Les fractions analytiques T1 à T3 ont livré des âges peu discordants de 0,3 à 1,1 %, correspondant à des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ entre 978 et 983 Ma. La moyenne pondérée de ces trois résultats correspond à un âge de 981 ±3 Ma. Une quatrième analyse de titanite se situe au-dessus de la concordia (figure 4a; discordante de –13,4 %) et a livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ ayant une faible précision de 864 ±47 Ma (analyse T4, tableau 1). Toutefois, l'âge $^{238}U/^{206}Pb$ de 971 ±13 Ma obtenu à partir de cette fraction de titanite est semblable, aux erreurs près, à la moyenne pondérée des trois autres analyses. L'âge de 981 ±3 Ma reflète, soit l'âge de refroidissement, soit la remise à zéro du système U-Pb, ou soit encore la nouvelle croissance cristalline de titanite à la suite d'un événement thermique daté à environ 981 Ma.

Leucogranite folié

L'unité de leucogranite folié échantillonnée à approximativement deux kilomètres à l'ouest de la rivière Manitou (site 2, figure 3, annexe 3) recoupe des paragneiss du Complexe de Canatiche et constitue l'encaissant des veines hydrother-males associées aux indices minéralisés en Fe-Cu et en Fe-Cu-ÉTR situés à la bordure sud du complexe. Les zircons provenant de cet échantillon (AG-97-5175A), tous incolores, ont une morphologie prismatique allongée à équidimensionnelle et contiennent peu d'inclusions translucides. Deux analyses (Z2 et Z3, tableau 1), constituées respectivement de sept et douze cristaux prismatiques et équidimensionnels, ont livré des âges concordants et pratiquement identiques de 1175 et 1176 Ma (figure 4b). La moyenne des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de ces deux résultats correspond à un âge de 1175 ±4 Ma; l'âge préliminaire de 1174 ±3 Ma, présenté dans Chevé *et al.* (2001), avait été calculé à l'aide d'une version plus ancienne du logiciel Isoplot dont l'algorithme pour calculer la moyenne pondérée était moins modéré. Deux autres fractions analytiques (Z1 et Z4, tableau 1), composées de prismes longs et trapus similaires aux deux fractions précédentes, semblent montrer la trace d'une mémoire isotopique héritée (figure 4b). Ces deux analyses ont livré des âges relativement discordants de 1,3 et 1,0 %, correspondant respectivement à des âges minimums $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1181 et 1185 Ma. L'âge de 1175 ±4 Ma est interprété comme étant celui de la mise en place du leucogranite et, conséquemment, comme l'âge minimum des paragneiss du Complexe de Canatiche. Ce résultat permet également de déterminer un âge maximum d'environ 1175 Ma pour la minéralisation en Fe-Cu et en Fe-Cu-ÉTR du complexe et pour l'épisode de déformation postérieur au leucogranite. Quatre analyses de titanite xénomorphe de couleur brunâtre à presque incolore dont les teneurs en Pb commun sont assez élevées (analyses T1 à T4, tableau 1) ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de faible précision, variant entre 965 ±39 et 1011 ±45 Ma. Néanmoins, les quatre analyses chevauchent et recoupent la concordia à 982 ±13 Ma (figure 4b), ce qui est identique, aux erreurs près, à l'âge des titanites (981 ±3 Ma) du granite massif AG-97-3300A.

Domaine de Saint-Jean

Dans le Domaine de Saint-Jean, dix échantillons provenant d'unités typiques ont été analysés selon la méthode U-Pb sur zircon, monazite, titanite et rutile. Cinq échantillons appartiennent au Complexe de Manitou, quatre au Complexe de Matamec et un seul à la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Les échantillons datés sont reportés sur la figure 3, annexe 3 (sites 3 à 12). Les résultats analytiques pour ces échantillons sont présentés au tableau 2 et aux figures 5 à 8.

Complexe de Manitou

Le Complexe de Manitou constitue une entité géologique essentiellement gneissique au travers de laquelle ont été identifiées quelques intrusions mafiques et felsiques déformées et métamorphisées (Gobeil *et al.*, 1999 et ce volume). Les lithologies gneissiques dominantes regroupent le gneiss quartzofeldspathique, le gneiss à orthopyroxène, clinopyroxène et hornblende, et le gneiss granitique. Elles sont accompagnées d'orthogneiss granitique oeillé, de paragneiss et de métagabbro et/ou amphibolite. Les unités intrusives comprennent de la mangérite, du leucogranite rose à magnétite, du granite folié à gneissique, de la syénite, des granitoïdes syncinématiques, tardicinématiques ou postcinématiques de composition granitique à tonalitique et divers affleurements ponctuels de leuconorite, de norite ou de gabbro. Un leucogranite à magnétite et un orthogneiss granitique oeillé ont été échantillonnés dans le but premier d'établir des contraintes temporelles quant au magmatisme granitique dans le Complexe de Manitou. Deux paragneiss et une amphibolite à grenat – orthopyroxène ont été sélectionnés afin d'établir une chronologie précise du

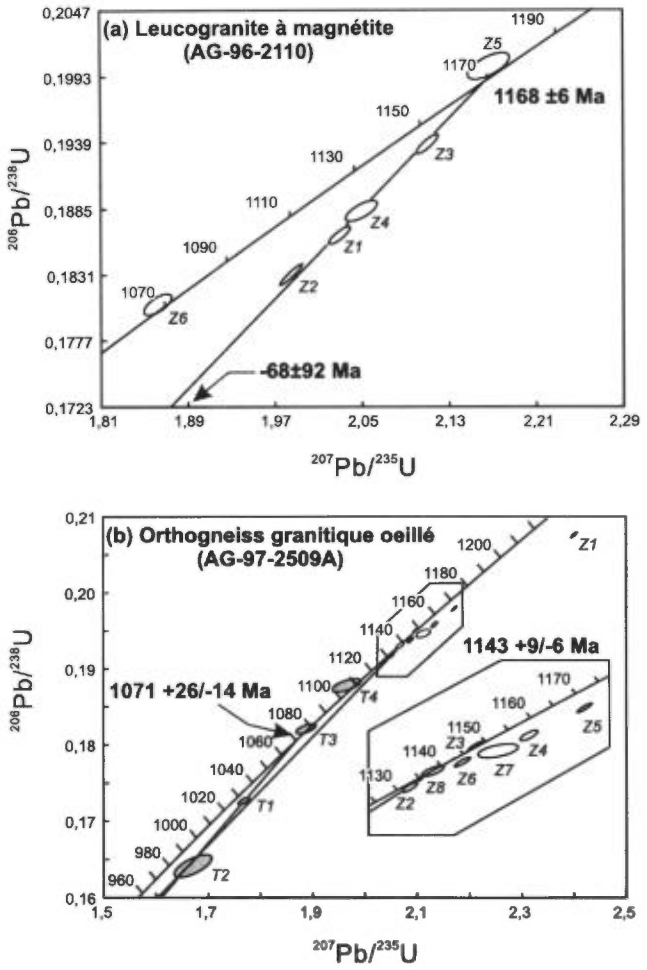


FIGURE 5 - Diagrammes concordia illustrant les résultats analytiques de zircon (ellipses blanches) et de titanite (ellipses ombragées) provenant de deux échantillons plutoniques du Complexe de Manitou, Domaine de Saint-Jean : en (a), leucogranite à magnétite; et en (b), orthogneiss granitique oeillé.

métamorphisme dans ce complexe. Finalement, des zircons détritiques provenant des deux échantillons de paragneiss ont également été analysés afin de préciser l'âge maximum et la provenance des roches métasédimentaires du Complexe de Manitou.

Leucogranite à magnétite

Le leucogranite à magnétite forme une masse ovoïde NNW-SSE située à un peu plus de un kilomètre à l'ouest du massif de la rivière Sheldrake de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (site 3, figure 3, annexe 3). À l'affleurement, ce granite est soit massif et homogène, soit folié par endroits. La présence de fluorine dans l'échantillon du leucogranite (AG-96-2110) étudié, fluorine récupérée avec les différentes fractions de minéraux lourds extraites aux fins de datation, est compatible avec l'interprétation que certaines lithologies composant le Complexe de Manitou – notamment les syénites et les mangérites – représentent une suite intrusive à caractère alcalin. Les zircons extraits de cet échantillon sont peu abondants, mais constituent une population homogène, à quelques exceptions près. Les cristaux de zircon, de couleur dorée, sont subautomorphes, formant des prismes courts, presque équidimensionnels, et montrant un développement important de faces secondaires, autant au niveau de la section prismatique qu'à celui des terminaisons. Tous les cristaux possèdent des inclusions translucides. L'analyse de cinq fractions, composées chacune de un à trois cristaux, a livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ variant entre 1160 et 1172 Ma avec des degrés de discordance situés entre –1,5 % et 7,3 % (analyses Z1 à Z5, tableau 2). Ces analyses se distribuent sur une même droite discordia dont la régression permet de définir un intercept supérieur à 1168 ±6 Ma et un intercept inférieur à –68±92 Ma (figure 5a). L'âge de 1168 ±6 Ma est interprété comme représentant le moment de la mise en place du leucogranite, tandis que l'âge de l'intercept inférieur indique que les zircons ont essentiellement été affectés par une perte en plomb récente. L'analyse d'une sixième fraction (Z6, tableau 2), constituée de quatre petits prismes courts et incolores, a livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1062 Ma discordant de –0,9 % (figure 5a). Ce dernier est similaire aux âges de zircon et monazite métamorphiques du paragneiss à biotite – grenat – sillimanite – graphite (AG-98-1331A) situé à une quinzaine de kilomètres au SW du leucogranite à magnétite (site 6, figure 3, annexe 3).

Orthogneiss granitique oeillé

L'unité d'orthogneiss granitique oeillé échantillonnée forme un gros massif de part et d'autre du lac Nipisso, entre le Complexe de Matamec et les gneiss quartzo-feldspathiques du Complexe de Manitou (figure 3, annexe 3). L'échantillon d'orthogneiss (AG-97-2509A) étudié, prélevé à environ sept kilomètres à l'ouest du lac Nipisso (site 4), a fourni une quantité moyenne de zircons magmatiques de très bonne qualité. Ces zircons forment une population morphologique homogène constituée de cristaux équidimensionnels et de prismes à section carrée (1 : 2-4) et à terminaisons légèrement émoussées. Cependant, bien que les zircons soient limpides et pauvres en inclusions, au microscope binoculaire des noyaux ont été observés dans plusieurs cristaux. Seuls les cristaux de haute qualité et sans noyaux apparents ont été retenus pour les analyses. Les premières analyses sur cet orthogneiss (analyses Z1 à Z5, tableau 2) avaient permis d'établir un âge probable de mise en place de 1148 ±5 Ma – résultats préliminaires présentés dans Gobeil *et al.* (1999) et dans Chevé *et al.* (1999). Trois des cinq analyses (Z1, Z4 et Z5, tableau 2) avaient par ailleurs livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ nettement plus anciens, démontrant que l'analyse de cœurs hérités n'avait pu être évitée. Une nouvelle série d'analyses a été effectuée sur trois autres fractions de zircons dans le but de préciser les résultats obtenus antérieurement. Les résultats

TABLEAU 2 - Résultats analytiques U-Pb sur zircon, monazite, titanite et rutile du Domaine de Saint-Jean. (Voir la suite pour les codes)

Échantillon			Concentrations			Rapports isotopiques					Âge	
#	Min [1]	Poids (µg)	U (ppm)	Pb rad. (ppm) [2]	Pb com. (pg) [3]	Pb 206/204 [4]	Pb 208/206 [5]	Pb/U 206/238 [5]	Pb/U 207/235 [5]	Pb 207/206 [5]	Pb 207/206 (Ma)	disc. (%) [6]
COMPLEXE DE MANITOU												
3- Leucogranite à magnétite - (AG-96-2110) [7]												
Z1	3z,ic,eq,sb,dia	8	369	69	34	1 023	0,089	0,1864±0,58	2,029±0,80	0,07898±0,16	1 171,8	6,5
Z2	2z,ic,eq,sb,dia	10	447	81	13	3 893	0,076	0,1832±0,74	1,985±0,86	0,07861±0,10	1 162,2	7,3
Z3	2z,ic,eq,sb,dia	4	396	78	4	5 184	0,107	0,1938±0,64	2,111±0,81	0,07900±0,14	1 172,1	2,8
Z4	1z,ic,pc,sb,dia	3	299	57	10	1 029	0,099	0,1884±0,68	2,051±0,12	0,07896±0,32	1 171,3	5,4
Z5	1z,ic,pc,sb,dia	3	128	26	9	561	0,113	0,2001±0,88	2,167±0,16	0,07853±0,44	1 160,3	-1,5
Z6	4z,ic,pc,au,dia	4	162	30	7	969	0,113	0,1807±0,70	1,862±0,10	0,07474±0,30	1 061,5	-0,9
4- Orthogneiss granitique oeillé - (AG-97-2509A) [8]												
Z1	11z,ic,pc,au,m-0,5	7	183	40	6	2 600	0,125	0,2076±0,18	2,401±0,26	0,08388±0,14	1 289,7	6,3
Z2	10z,ic,pl,au,m-0,5	12	94	18	4	3 710	0,104	0,1918±0,20	2,052±0,26	0,07758±0,14	1 136,2	0,5
Z3	12z,ic,eq,au,m-0,5	10	328	67	5	8 275	0,136	0,1950±0,18	2,097±0,24	0,07798±0,10	1 146,3	-0,2
Z4	12z,ic,pl,au,m-0,5	8	139	28	5	2 987	0,116	0,1958±0,20	2,133±0,28	0,07902±0,18	1 172,7	1,9
Z5	10z,ic,eq,au,m-0,5	8	368	76	6	6 179	0,136	0,1979±0,18	2,171±0,24	0,07957±0,10	1 186,4	2,1
Z6	11z,ic,pl,au,m-0,5	5	453	90	11	2 384	0,117	0,1938±0,18	2,088±0,26	0,07815±0,14	1 150,7	0,9
Z7	10z,ic,pl,au,m0	5	75	15	4	986	0,120	0,1946±0,28	2,112±0,66	0,07872±0,56	1 165,0	1,7
Z8	10z,ic,pl,au,m0	5	177	36	10	1 142	0,129	0,1931±0,22	2,067±0,38	0,07767±0,26	1 138,4	0,0
T1	t,bp,f,xn,fi	384	127	23	1 590	348	0,122	0,1726±0,28	1,768±0,62	0,07429±0,44	1 049,3	2,3
T2	t,ic,f,xn,fi	373	18	3	841	100	0,237	0,1641±0,90	1,671±2,18	0,07382±1,68	1 036,6	5,9
T3	12t,b,f,xn,fi	100	222	43	1 060	254	0,155	0,1821±0,36	1,888±1,02	0,07517±0,82	1 073,1	-0,6
T4	14t,bp,eq,au,fi	45	216	45	652	191	0,208	0,1878±0,46	1,965±1,40	0,07589±1,16	1 092,0	-1,7
5- Paragneiss à biotite-grenat-sillimanite - (AG-99-1311A) [8]												
Z1	1z,ic,f,sb,nm1	3	170	39	5	1 444	0,113	0,2241±0,26	2,710±0,36	0,08772±0,24	1 376,4	5,9
Z2	1z,ic,pl,au,nm1	2	348	73	4	1 944	0,062	0,2135±0,30	2,490±0,40	0,08460±0,30	1 306,4	5,0
Z3	1z,ic,pl,au,nm1	2	545	107	43	402	0,042	0,2029±0,30	2,293±0,58	0,08195±0,40	1 244,3	4,7
Z4	1z,ic,pc,au,nm1	1	377	76	9	476	0,063	0,2053±0,28	2,339±0,72	0,08266±0,58	1 261,2	5,0
M1	1m,jp,ar,sb,fi	3	7 396	2 474	9	26 270	1,066	0,1810±0,18	1,878±0,22	0,07525±0,08	1 075,1	0,3
M2	1m,jp,eq,sb,fi	3	6 521	3 715	4	62 880	2,464	0,1860±0,18	1,954±0,24	0,07617±0,08	1 099,6	0,0
M3	1m,jf,ar,sb,fi	9	8 070	3 307	7	123 300	1,543	0,1812±0,18	1,882±0,24	0,07535±0,08	1 077,9	0,5
M4	1m,jp,pc,au,fi	2	2 778	1 471	5	14 490	2,309	0,1809±0,18	1,877±0,22	0,07525±0,10	1 075,2	0,3
R1	r,bf,pl,au,fi	46	27	4	71	192	0,011	0,1590±0,50	1,556±1,78	0,07097±1,48	956,7	0,6
R2	r,bf,pc,sb,fi	63	35	5	73	313	0,001	0,1584±0,38	1,537±1,10	0,07038±0,90	939,6	-1,0
6- Paragneiss à biotite-grenat-sillimanite-graphite - (AG-98-1331A) [8]												
Z1	1z,ic,pl,sb,dia	1	467	109	3	2 134	0,103	0,2265±0,22	2,838±0,30	0,09087±0,18	1 443,8	9,8
Z2	1z,ic,pc,sb,dia	1	329	70	4	1 460	0,046	0,2189±0,38	2,674±0,42	0,08859±0,34	1 395,3	9,4
Z3	1z,ic,pc,sb,dia	1	450	98	7	1 147	0,055	0,2207±0,30	2,717±0,48	0,08929±0,36	1 410,4	9,8
Z4	1z,ic,pc,sb,dia	1	532	188	5	1 858	0,112	0,3256±0,22	6,696±0,28	0,14913±0,14	2 335,9	25,4
Z5	1z,ic,pc,sb,m-0,5	2	116	36	9	530	0,099	0,3000±0,54	4,563±0,56	0,11033±0,42	1 804,8	7,2
Z6	1z,ic,pc,sb,m-0,5	2	189	50	5	1 120	0,115	0,2538±0,58	3,416±0,54	0,09761±0,42	1 578,9	8,5
Z7	1z,ic,pl,sb,m-0,5	1	282	76	9	620	0,056	0,2716±0,30	3,852±0,44	0,10288±0,30	1 676,7	8,6
Z8	1z,ic,sar,sb,m-0,5	2	158	49	3	1 567	0,112	0,2936±0,38	4,315±0,50	0,10659±0,36	1 741,9	5,4
Z9	1z,ic,sar,sb,m-0,5	2	221	73	5	1 657	0,150	0,3048±0,28	4,780±0,32	0,11373±0,20	1 859,8	8,9
Z10	1z,bp,eq,sb,m-0,5	4	930	153	5	8 989	0,007	0,1774±0,22	1,843±0,26	0,07534±0,14	1 077,7	2,5
Z11	1z,bp,eq,sb,m-0,5	1	1 272	210	16	1 085	0,008	0,1772±0,24	1,821±0,36	0,07455±0,26	1 056,4	0,5

TABLEAU 2 (suite) - Résultats analytiques U-Pb sur zircon, monazite, titanite et rutile du Domaine de Saint-Jean. (Voir suite pour les codes)

Échantillon			Concentrations			Rapports isotopiques					Âge	
#	Min	Poids (µg)	U (ppm)	Pb rad. (ppm)	Pb com. (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206 (Ma)	disc. (%)
	[1]			[2]	[3]	[4]	[5]	[5]	[5]	[5]		[6]
COMPLEXE DE MANITOU (SUITE)												
6- Paragneiss à biotite-grenat-sillimanite-graphite - (AG-98-1331A) (suite) [8]												
M1	1m,jp,eq,au,fi	5	4 522	3 465	3	76 050	3 956	0,1759±0,18	1,800±0,22	0,07419±0,08	1 046,6	0,2
M2	1m,jp,ar,sb,fi	8	2 987	2 891	4	59 940	5 205	0,1780±0,18	1,831±0,22	0,07461±0,08	1 057,9	0,2
M3	1m,jp,f,xn,fi	13	2 167	2 466	7	44 270	6 258	0,1791±0,18	1,847±0,24	0,07478±0,08	1 062,6	0,0
M4	1m,jp,ar,sb,fi	4	5 462	2 703	21	12 240	2 158	0,1770±0,18	1,817±0,24	0,07445±0,08	1 053,6	0,3
7- Amphibolite à grenat-orthopyroxène - (AG-96-219A) [8]												
Z1	4z,ic,pl,sb,m0	10	237	42	17	1 554	0,048	0,1816±0,20	1,907±0,84	0,07616±0,74	1 099,4	2,4
Z2	3z,ic,sar,sb,m0	14	188	33	12	2 605	0,028	0,1821±0,20	1,895±0,26	0,07550±0,16	1 081,8	0,3
Z3	4z,ic,ar,sb,m1	11	217	38	7	3 843	0,036	0,1816±0,20	1,892±0,26	0,07556±0,14	1 083,5	0,8
Z4	4z,ic,ar,sb,m1	31	192	33	13	5 053	0,035	0,1819±0,18	1,896±0,24	0,07559±0,12	1 084,1	0,7
COMPLEXE DE MATAMEC												
8- Granite porphyrique oeillé - (AG-97-2510A) [8]												
Z1	9z,ic,pl,au,dia	8	190	48	6	3 913	0,146	0,2368±0,19	2,867±0,24	0,08782±0,12	1 378,5	0,7
Z2	11z,ic,pc,au,dia	8	55	14	2	2 584	0,156	0,2381±0,22	2,879±0,28	0,08767±0,16	1 375,4	-0,1
Z3	8z,ic,pc,au,dia	6	116	30	11	981	0,164	0,2378±0,22	2,880±0,40	0,08783±0,28	1 378,7	0,3
9- Mangérite - (AG-96-1314) [7]												
Z1	2z,ic,pl,sb,dia	7	153	37	15	1 069	0,130	0,2312±0,07	2,812±0,10	0,08819±0,22	1 386,7	3,7
Z2	3z,ic,pl,sb,dia	10	226	55	3	9 136	0,126	0,2335±0,08	2,874±0,11	0,08927±0,16	1 409,9	4,5
Z3	2z,ic,pc,dia	6	218	53	9	2 084	0,130	0,2323±0,10	2,796±0,14	0,08730±0,12	1 367,0	1,7
Z4	2z,ic,pc,au,dia	4	227	54	11	1 221	0,098	0,2319±0,10	2,785±0,13	0,08707±0,40	1 362,0	1,4
Z5	4z,ic,pc,au,dia	4	229	56	19	724	0,126	0,2333±0,08	2,797±0,16	0,08694±0,34	1 359,2	0,6
Z6	2z,ic,pc,au,dia	3	298	71	18	736	0,135	0,2255±0,08	2,693±0,15	0,08663±0,36	1 352,3	3,4
10- Granite gneissique oeillé porphyroblastique - (AG-96-2629) [7]												
Z1	2z,ic,eq,au,dia	7	291	71	16	1 844	0,124	0,2320±0,09	2,821±0,11	0,08819±0,14	1 386,7	3,4
Z2	3z,ic,pc,au,nm	3	420	101	15	1 260	0,129	0,2285±0,13	2,776±0,16	0,08812±0,24	1 385,0	4,7
Z3	1z,ic,eq,au,nm	4	851	213	10	5 044	0,148	0,2349±0,08	2,833±0,11	0,08747±0,10	1 370,8	0,9
Z4	2z,ic,eq,au,nm	6	271	65	5	4 147	0,128	0,2290±0,10	2,766±0,14	0,08759±0,24	1 373,5	3,6
Z5	3z,ic,pl,m1	2	878	210	5	5 015	0,097	0,2341±0,08	2,823±0,11	0,08747±0,14	1 370,9	1,2
Z6	5z,ic,pl,dia	4	286	69	57	309	0,128	0,2300±0,07	2,773±0,14	0,08745±0,28	1 370,5	2,9
11- Dyke de gabbronorite du lac Volant - (TC-96-0315) [9]												
Z1	3z,f	1	516	134	9	847		0,2332	2 782	0,0865	1 350,5	

analytiques pour l'ensemble des fractions (Z1 à Z8, tableau 2) ont donné des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ s'échelonnant entre 1136 et 1290 Ma, discordants de –0,2 à 6,3 %. Les analyses Z3 et Z8 sont subconcordantes à concordantes et ont livré respectivement des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1146 ±2 Ma et de 1138 ±5 Ma (figure 5b). L'analyse Z2, discordante de 0,5 %, a probablement été perturbée par une perte en plomb secondaire. Une droite reliant les analyses Z2, Z3 et Z8 a donné un intercept supérieur à 1143 +9/-6 Ma et un intercept inférieur à 770 +247/-203 Ma. L'âge de 1143 +9/-6 Ma est interprété comme représentant la mise en place de l'orthogneiss granitique oeillé. Par ailleurs, les âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ compris entre 1151 et 1290 Ma des analyses Z1 et Z4 à Z7 correspondent vraisemblablement à des âges minimums d'héritage. Quatre analyses ont été effectuées sur des titanites automorphes à xénomorphes et incolores à brunâtres (analyses T1 à T4, tableau 2). Une droite de régression calculée pour ces fractions a livré une discordia ayant un intercept supérieur à 1071 +26/-14 Ma et un intercept inférieur à 557 +213/-229 Ma (figure 5b). L'analyse T4 se place au-dessus de la concordia, mais dans l'alignement général. L'âge de 1071 +26/-14 Ma défini par l'intercept supérieur est, aux erreurs près, semblable à ceux de zircons métamorphiques de l'amphibolite à grenat – orthopyroxène (AG-96-219A) et du paragneiss (AG-98-1331A) et à l'âge de monazites du paragneiss (AG-99-1311A).

TABLEAU 2 (suite) - Résultats analytiques U-Pb sur zircon, monazite, titanite et rutile du Domaine de Saint-Jean.

Échantillon			Concentrations			Rapports isotopiques					Âge	
#	Min	Poids (µg)	U (ppm)	Pb rad. (ppm)	Pb com. (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206	disc. (%)
	[1]			[2]	[3]	[4]	[5]	[5]	[5]	[5]	(Ma)	[6]
SUITE ANORTHOSITIQUE DE HAVRE-SAINT-PIERRE (MASSIF DE SHELDRAKE)												
12- Anorthosite à grenat - (AG-96-29A) [8]												
Z1	1z,ic,eq,sb,m0	8	22	4	5	375	0,011	0,1802±0,44	1,876±1,02	0,07551±0,82	1 082,2	1,4
Z2	4z,ic,f,xn,m1	27	90	18	19	1 530	0,148	0,1894±0,20	2,017±0,32	0,07725±0,20	1 127,7	0,9
Z3	4z,ic,f,xn,m1	21	68	13	19	882	0,141	0,1878±0,22	2,003±0,40	0,07738±0,28	1 131,0	2,1
Z4	5z,ic,f,xn,m1	19	58	12	10	1 285	0,168	0,1856±0,14	1,953±0,36	0,07632±0,24	1 103,5	0,6
Z5	12z,ic,ar,sb,m1	15	132	26	26	901	0,129	0,1914±0,22	2,050±0,44	0,07768±0,32	1 138,6	0,9

[1] Minéral : nombre de grains si moins de 25 grains, (z) zircon, (m) monazite, (t) titanite, (r) rutile, (ic) incolore, (b) brun, (bp) brun pâle, (bf) brun foncé, (jp) jaune pâle, (jf) jaune foncé, (f) fragment, (ar) arrondi, (sar) subarrondi, (pc) prisme court, (pl) prisme long, (eq) équidimensionnel à facettes, (au) automorphe, (sb) subautomorphe, (xn) xénomorphe; susceptibilité du séparateur magnétique : (dia) diamagnétique, (nm) non magnétique, (m0) magnétique à 0 degré d'inclinaison etc., (fi) magnétique entre 0,5 et 1,0 A et 10 degrés d'inclinaison.

[2] Plomb radiogénique

[3] Plomb commun total (étalon, contamination et minéral).

[4] Corrigé pour la discrimination de masse.

[5] Corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (zircon, Pb=3-10 pg, U=0-1 pg; monazite, Pb=1,5-2 pg, U=0 pg; titanite, Pb=7 pg, U=0,7-1 pg; rutile, Pb=7 pg, U=1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à deux écarts-types. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers (1975).

[5] Discordance

[7] Échantillon analysé par J. David au GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal.

[8] Échantillon analysé par N. Wodicka au laboratoire de géochronologie de la Commission géologique du Canada.

[9] Échantillon analysé par N. Machado au GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal.

Paragneiss à biotite – grenat – sillimanite

L'échantillon de paragneiss à biotite – grenat – sillimanite (AG-99-1311A) a été prélevé dans le secteur du lac Nipisso (site 5, figure 3, annexe 3), là où les roches du Complexe de Manitou ont été métamorphisées au faciès des amphibolites moyen à supérieur. Les zircons extraits de cet échantillon, tous de petite taille, se présentent, soit sous la forme de prismes allongés à trapus aux arêtes émoussées, soit sous la forme de cristaux subarrondis. Certains cristaux prismatiques sont constitués d'un noyau de forme ovoïde entouré d'une surcroissance incolore à terminaisons pyramidales. Afin de déterminer l'âge maximum de dépôt du paragneiss, seuls les cristaux sans surcroissances métamorphiques ou noyaux apparents ont été retenus pour les analyses. Compte tenu de la petite taille des grains de zircon, l'abrasion n'a pas été poussée à fond pour les quatre premières fractions de zircon individuel analysées (Z1 à Z4, tableau 2). Par conséquent, les résultats analytiques ont tous livré des âges relativement discordants entre 4,7 et 5,9 %, correspondant à des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1244, 1261, 1306 et 1376 Ma (tableau 2 et figure 6a). À cause du fort degré de discordance des quatre fractions, il est difficile de déterminer avec précision les âges de cristallisation des composantes détritiques. L'interprétation la plus simple de ces données isotopiques est que les âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ représentent les âges *minimums* des grains individuels. La discordance importante des zircons analysés témoigne vraisemblablement de la présence de surcroissances métamorphiques qui n'ont pu être complètement éliminées durant l'abrasion et/ou d'un phénomène de perte en plomb récente ou reliée à un événement métamorphique grenvillien. Nous avançons l'hypothèse que l'événement thermique le plus important qui aurait pu causer une perte en plomb et/ou la néocris-tallisation de zircon métamorphique dans cet échantillon a eu lieu autour de 1080 Ma, selon les âges de monazites dans ce paragneiss et ceux de zircons métamorphiques dans l'amphibolite (AG-96-219A), dans le paragneiss (AG-98-1331A) et dans l'anorthosite (AG-96-29A). Si tel est le cas, l'âge probable de cristallisation des composantes détritiques des trois fractions les moins discordantes (c'est-à-dire ≤ 5 % discordantes; soit Z2, Z3 et Z4, tableau 2) peut être calculé en reliant une droite discordia à travers chacune de ces trois fractions et un intercept inférieur de 1080 ±20 Ma; l'estimation modérée des erreurs associées à cet événement tient compte des résultats obtenus sur monazite et zircon de cet échantillon, du paragneiss (AG-98-1331A) et du leucogranite (AG-96-2110). De tels calculs de droite discordia ont livré des intercepts supérieurs à 1581 +83/-77, 1575 +79/-72 et 1552 +47/-44 Ma. Ainsi, cette hypothèse, si elle s'avère juste, suggère que l'âge probable du paragneiss à biotite – grenat – sillimanite est inférieur à 1,58-1,55 Ga. Une nouvelle série d'analyses a été effectuée sur quatre monocristaux de zircon, cette fois fortement abrasés, dans le but de tester cette hypothèse. Malheureusement, les

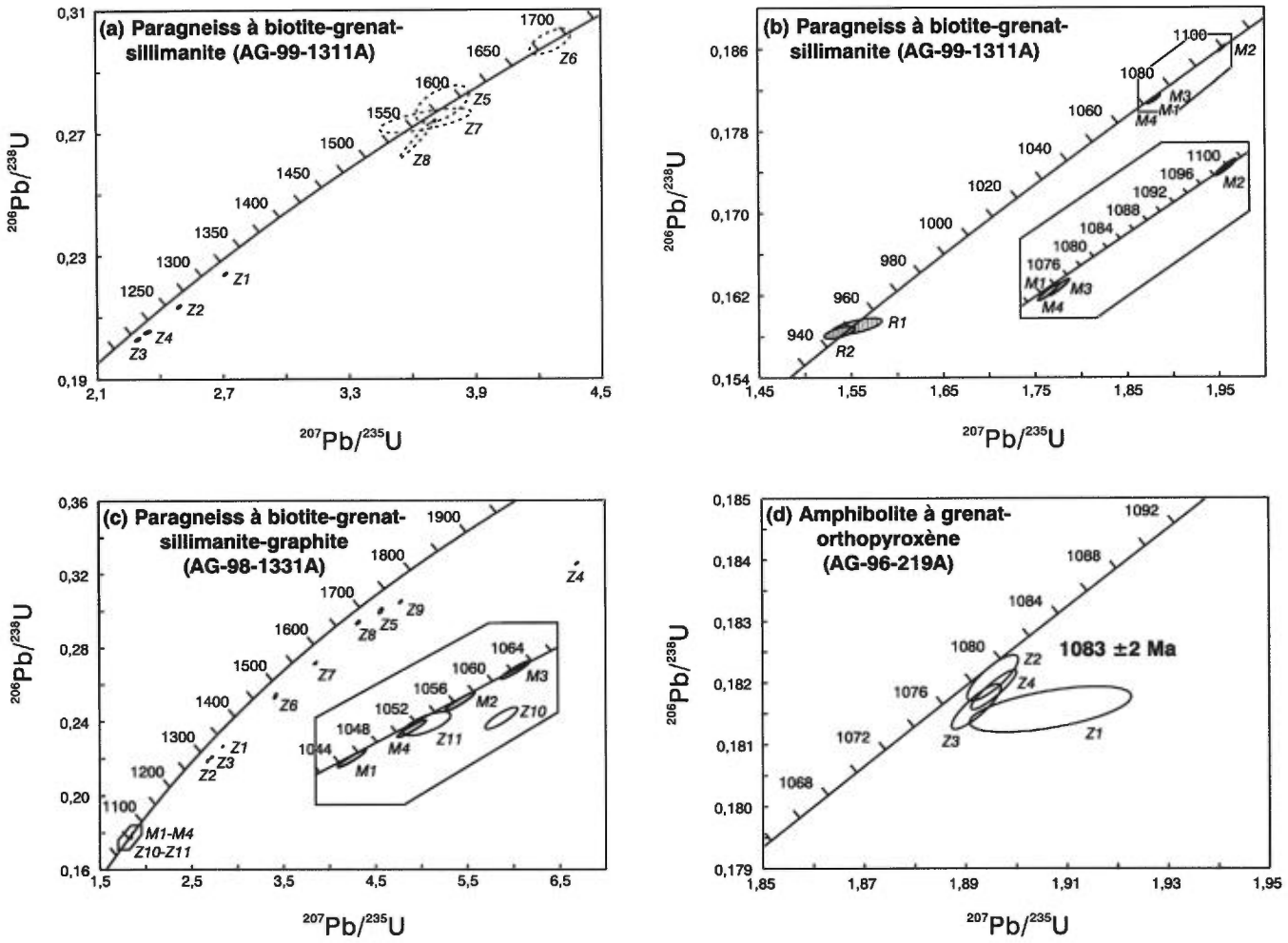


FIGURE 6 - Diagrammes concordia illustrant les résultats analytiques de zircon (ellipses blanches ou pointillées), de monazite (ellipses ombragées) et de rutile (ellipses hachurées) provenant de trois échantillons métamorphiques du Complexe de Manitou, Domaine de Saint-Jean : en (a) et en (b), paragneiss à biotite – grenat – sillimanite; en (c), paragneiss à biotite–grenat–sillimanite–graphite; et en (d), amphibolite à grenat – orthopyroxène.

résultats analytiques de ces quatre fractions sont tous de pauvre qualité (Z5 à Z8, figure 6a, résultats non inclus dans le tableau 2) à cause de très faibles concentrations de plomb radiogénique et des faibles rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$. Toutefois, trois des quatre analyses ont fourni des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1,57 et 1,59 Ga, identiques, aux erreurs près, aux âges probables de cristallisation des composantes détritiques des fractions Z2 à Z4 (c'est-à-dire aux intercepts supérieurs). Sur la base de ces résultats, nous pouvons donc conclure que l'âge maximum de dépôt du paragneiss du secteur du lac Nipisso est de 1,59-1,55 Ga. Les monazites extraites de l'échantillon AG-99-1311A sont jaune foncé à presque incolores et montrent des variations morphologiques. On y trouve des cristaux arrondis à équidimensionnels, des prismes rectangulaires et des fragments xénomorphes plutôt arrondis. Les monazites analysées se répartissent en deux groupes d'âges (analyses M1 à M4, figure 6b). Les monazites M1, M3 et M4 ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ très peu discordants (0,3-0,5 %), variant entre 1075 ±2 et 1078 ±2 Ma, tandis que l'analyse M2, effectuée à partir d'un cristal équidi-mensionnel légèrement abrasé, a livré un âge concordant nettement plus ancien de 1100 ±2 Ma (tableau 2). Étant donné l'homogénéité des résultats U-Pb des analyses M1, M3 et M4 et la répartition de l'ensemble des monazites en deux groupes d'âges (tableau 2 et figure 6b), nous suggérons que le paragneiss (AG-99-1311A) contient deux populations de monazite. La moyenne pondérée des monazites les plus jeunes correspond à un âge de 1076 ±4 Ma. À la lumière des résultats obtenus pour les échantillons AG-96-219A et AG-98-1331A, dans lesquels l'âge du maximum thermique est défini à environ 1083-1078 Ma (voir plus loin dans le texte), l'âge de 1076 ±4 Ma obtenu sur les monazites les plus jeunes reflète soit celui du refroidissement à la suite de ce métamorphisme, soit une nouvelle croissance cristalline de monazite autour de 1076 Ma reliée à cet événement. Par ailleurs, l'âge concordant de 1100 ±2 Ma obtenu sur la monazite M2 représente, soit un événement métamorphique distinct, soit un épisode de croissance cristalline de monazite prograde. Enfin, deux analyses de rutile automorphe de couleur brunâtre, dont les

teneurs en Pb commun sont assez élevées (analyses R1 et R2, tableau 2), ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de faible précision de 957 ±31 et de 940 ±19 Ma. Toutefois, les deux analyses chevauchent et recoupent la concordia à 950 ±5 Ma (figure 6b). L'âge du refroidissement du rutile sous sa température de clôture à la diffusion du plomb (environ 400 °C; Mezger *et al.*, 1989) est donc estimé à 950 ±5 Ma.

Paragneiss à biotite – grenat – sillimanite – graphite

Un deuxième échantillon de paragneiss (AG-98-1331A), ce dernier étant composé de biotite, de grenat, de sillimanite et de graphite, a été prélevé au nord du lac des Eudistes, à une quinzaine de kilomètres à l'ouest du massif de la rivière Sheldrake de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (site 6, figure 3, annexe 3). Le paragneiss est caractérisé par une excellente gneissosité définie par la présence de lits de mobilisat et de trainées de biotite. La gneissosité est plissée et l'alignement d'une deuxième génération de biotite parallèlement aux plans axiaux des plis définit une foliation. Les zircons récupérés de cet échantillon se présentent, en grande partie, sous la forme soit de prismes allongés à trapus (1 : 2-4) aux arêtes émoussées, soit de cristaux subarrondis. Les zircons sont typiquement incolores, mais des grains brunâtres, subautomorphes et équidimensionnels, sont également présents. Onze fractions analytiques ont été préparées (Z1 à Z11, tableau 2) en utilisant un seul cristal de zircon afin d'établir l'âge de dépôt de ce paragneiss. À l'exception de deux fractions composées chacune d'un cristal équidimensionnel de couleur brunâtre, l'ensemble des fractions a livré des résultats fortement discordants de 5,4 à 25,4 %, correspondant à des âges minimums $^{207}Pb/^{206}Pb$ compris entre 1395 et 2336 Ma (analyses Z1 à Z9, tableau 2 et figure 6c). À cause du fort degré de discordance (> 5 %), aucun de ces résultats ne peut être interprété comme représentatif de l'âge maximum de ce paragneiss. Les analyses Z5 à Z9 ont été effectuées sur des monocristaux de zircon qui ont été fortement abrasés, au moins deux fois plus longuement que ceux des analyses Z1 à Z4. Malgré cela, les analyses Z5 à Z9 ne sont qu'un peu moins discordantes (5,4 à 8,9 %) que les analyses Z1 à Z4 (9,4 à 25,4 %), mais elles ont toutefois livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ nettement plus anciens que les analyses Z1 à Z3 (1579 à 1860 Ma contre 1395 à 1444 Ma, tableau 2). Ceci suggère qu'une abrasion plus longue a éliminé, du moins en grande partie, toute surcroissance métamorphique et/ou perte en plomb en périphérie des grains de zircon. En somme, nous pouvons conclure que les zircons fournissant des âges *minimums* entre 1395 et 2336 Ma contiennent des composantes détritiques en grande majorité d'âge Paléoprotérozoïque et possiblement d'âge Mésopro-térozoïque et Archéen. Les deux analyses effectuées à partir de zircon équidimensionnel de couleur brunâtre (analyses Z10 et Z11, tableau 2) possèdent des caractéristiques morphologiques et chimiques (rapports Th/U inférieurs à 0,026) typiques des zircons métamorphiques (par exemple, van Breemen *et al.*, 1986; Williams et Claesson, 1987). L'analyse Z10 a livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1078 ±3 Ma, discordant de 2,5 %, tandis que l'analyse Z11 a fourni un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ plus jeune de 1056 ±5 Ma et peu discordant de 0,5 % (tableau 2, figure 6c). L'âge minimum de 1078 ±3 Ma, bien que relativement discordant, est identique, aux erreurs près, à celui des zircons métamorphiques datés à 1083 ±2 Ma de l'amphibolite à grenat – orthopyroxène (AG-96-219A). Ce résultat pourrait donc refléter la croissance de zircon métamorphique dans le paragneiss lors du maximum thermique du métamorphisme du Complexe de Manitou (voir plus loin dans le texte). L'âge de 1056 ±5 Ma du zircon métamorphique le plus jeune est proche des âges des monazites du même échantillon (tableau 2 et figure 6c), ce qui pourrait indiquer que le zircon s'est formé pendant le même événement tectonothermique. Les monazites issues de l'échantillon de paragneiss à biotite – grenat – sillimanite – graphite sont automorphes à xénomorphes et de couleur jaune pâle. Un cristal xénomorphe (analyse M3, tableau 2) a livré un âge concordant de 1063 ±2 Ma (figure 6c), tandis que des monazites automorphes à subautomorphes (analyses M1, M2 et M4, tableau 2) ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1047 ±2, 1054 ±2 et 1058 ±2 Ma, discordants de 0,2 à 0,3 %. L'ensemble de ces résultats semble refléter des conditions thermiques et géochimiques favorables à la (re)cristallisation de la monazite et/ou à la formation de surcroissances, de façon plus ou moins continue, entre 1063 et 1047 Ma. La formation de monazite entre environ 1063 et 1047 Ma pourrait s'expliquer par un apport de fluides lors des réajustements tardifs de la gneissosité liés au serrage des gneiss du Manitou entre le Matamec et le noyau d'anorthosite (voir plus loin dans le texte). Elle pourrait également être liée à la décompression postmétamorphique et/ou à la présence de conditions d'anatexie encore élevées.

Amphibolite à grenat – orthopyroxène

Une amphibolite (AG-96-219A) a été échantillonnée à 5 km à l'est du lac Manitou (site 7, figure 3, annexe 3). À l'affleurement, l'amphibolite est accompagnée de paragneiss à grenat – sillimanite et de quartzite à grenat – graphite. L'assemblage stable à orthopyroxène – grenat – hornblende – plagioclase de l'amphibolite est celui du faciès des granulites. Les zircons récupérés présentent une majorité de formes arrondies à subsphériques, avec la présence de nombreuses microfacettes, caractéristiques de zircons métamorphiques (par exemple, van Breemen *et al.*, 1986). Une deuxième population est constituée de prismes longs à trapus, subautomorphes, incolores, aux arêtes émoussées et contenant de nombreuses inclusions. Cette deuxième population montre des caractéristiques morphologiques typiques de zircons issus de la cristallisation d'un magma. Trois analyses effectuées à partir de zircons arrondis (analyses Z2 à Z4, tableau 2) ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$

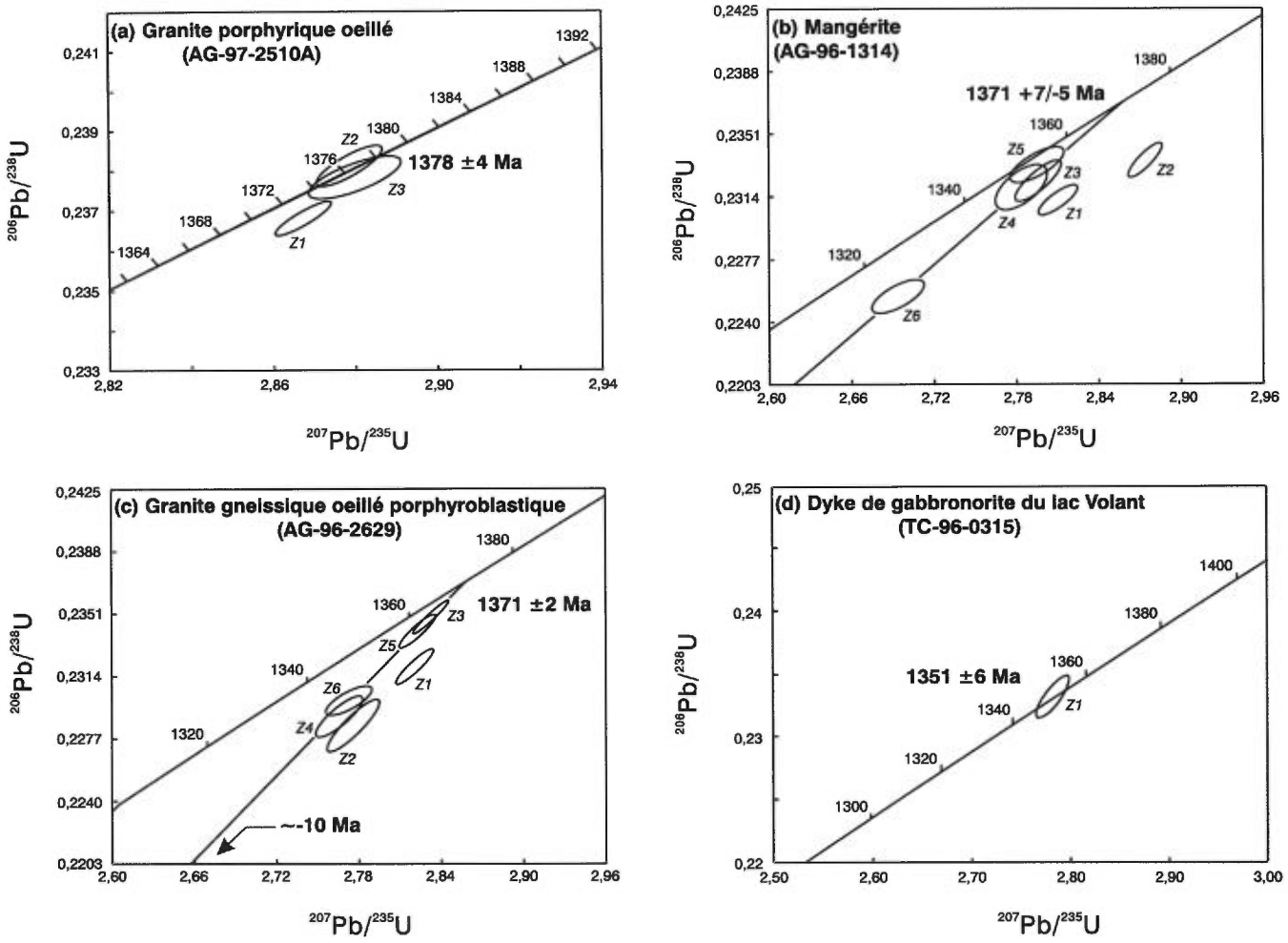


FIGURE 7 - Diagrammes concordia illustrant les résultats analytiques de zircon provenant de quatre échantillons du Complexe de Matamec, Domaine de Saint-Jean : en (a), granite porphyrique oeillé; en (b), mangérite; en (c), granite gneissique oeillé porphyroblastique; et en (d), dyke de gabbronorite du lac Volant.

très peu discordants (0,3 à 0,8 %) et pratiquement identiques, variant entre 1082 et 1084 Ma (figure 6d). La moyenne pondérée de ces trois résultats correspond à un âge de 1083 ±2 Ma que l'on interprète comme étant celui du maximum thermique dans le Complexe de Manitou. Les résultats d'une seule analyse effectuée sur des cristaux de la deuxième population (Z1, tableau 2) indiquent un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1099 Ma, discordant de 2,4 %. L'âge minimum de 1099 Ma pourrait indiquer la présence d'une génération de zircon igné. Toutefois, la possibilité que ces zircons montrent la trace d'une mémoire isotopique héritée ne peut être exclue.

Complexe de Matamec

Le Complexe de Matamec est composé de gabbronorite, de mangérite, de monzonite, de granite porphyrique à oeillé et de quelques intrusions de gabbronorite à olivine coronitique, de troctolite et de norite (Gobeil *et al.*, 1999, 2000 et ce volume; Chevé *et al.*, 1999). Ces roches sont partiellement à totalement recristallisées et l'assemblage stable est celui du faciès des granulites. De nombreux phénomènes de mélange de magmas impliquant le gabbronorite et la mangérite ou la monzonite suggèrent une mise en place synchrone des magmas mafiques et felsiques (Gobeil *et al.*, 2000 et ce volume; Saint-Germain et Corriveau, ce volume). Quelques écrans de gneiss possiblement d'origine sédimentaire et des brèches enderbitiques soulignent le tracé de quelques discontinuités tectoniques internes d'importance. Finalement, des dykes de gabbronorite, de microdiorite et de gabbro recoupent les unités du Complexe de Matamec (par exemple, Saint-Germain et Corriveau, ce volume). Les minéralisations en Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) magmatiques les plus importantes de la région se retrouvent, entre autres, dans des filons-couches et des dykes mafiques du Complexe de Matamec (Clark, ce volume). Afin de préciser la chronologie de mise en place de magmas felsiques du Complexe de Matamec, trois échantillons de roches intrusives ont été analysés : un granite porphyrique oeillé, une mangérite et

un granite gneissique oeillé porphyroblastique. L'analyse d'échantillons provenant du dyke de gabbronorite porteur des minéralisations en Cu-Ni-Co du lac Volant, pour lequel des résultats partiels sont présentés plus loin dans le texte (voir aussi tableau 2), était sous la responsabilité de N. Machado du GEOTOP.

Granite porphyrique oeillé

Le granite porphyrique oeillé (AG-97-2510A), très peu déformé, a été échantillonné dans la partie nord-est du Complexe de Matamec à dix kilomètres à l'ouest du lac Manitou (site 8, figure 3, annexe 3). Les zircons extraits de ce granite sont de très bonne qualité. Ils se présentent, en grande partie, sous la forme de prismes incolores, allongés ou courts dont les extrémités sont à faces cristallines simples. Les trois fractions analytiques (Z1 à Z3, tableau 2) ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ concordants à très peu discordants (–0,1 à 0,7 %), variant entre 1375 et 1379 Ma (figure 7a). La moyenne pondérée de ces trois résultats correspond à un âge de 1378 ±4 Ma, lequel représente la meilleure estimation pour la mise en place de ce granite porphyrique; cet âge diffère peu de l'âge de 1377 ±3 Ma établi provisoirement pour ce granite (Chevé *et al.*, 1999; Gobeil *et al.*, 1999) et calculé à l'aide de la version plus ancienne du logiciel Isoplot.

Mangérite

L'échantillon de mangérite (AG-96-1314), présentant une granulométrie grossière, a été prélevé dans la partie centrale du complexe à trois kilomètres au sud-est du lac Bigot (site 9, figure 3, annexe 3). Les zircons tirés de cet échantillon sont abondants et semblent se répartir en deux populations distinctes, mais homogènes, une faible partie de cristaux xénomorphes et équidimensionnels représentant une troisième catégorie de grains qui sont vraisemblablement le résultat d'un phénomène d'assimilation. Les fractions analytiques Z1 et Z2 (tableau 2) ont porté sur des prismes allongés, incolores, aux formes simples, sans inclusion, mais dont les arêtes étaient légèrement émoussées. Les résultats obtenus pour ces fractions ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1387 Ma (discordant de 3,7 %) et 1410 Ma (discordant de 4,5 %). L'absence de cohérence dans les résultats analytiques obtenus pour ces deux premières analyses (figure 7b) nous a mené à poursuivre le travail analytique en utilisant la deuxième population de zircon. Cette dernière est composée de prismes automorphes trapus, à section rectangulaire, caractérisés par des terminaisons asymétriques à facettes multiples. Ces cristaux contiennent une forte quantité d'inclusions translucides. Quatre fractions (Z3 à Z6, tableau 2), composées de quelques grains chacune, ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ ayant une faible distribution entre 1352 Ma (discordant de 3,4 %) et 1367 Ma (discordant de 1,7 %). Ces quatre résultats déterminent une droite discordia ayant un intercept supérieur à 1371 +7/-5 Ma (figure 7b) que l'on interprète comme étant celui de la mise en place de la mangérite. Cet âge est, aux erreurs près, similaire à celui déterminé pour le granite porphyrique oeillé (AG-97-2510A).

Granite gneissique oeillé porphyroblastique

Un deuxième échantillon de granite (AG-96-2629), celui-ci gneissique et porphyroblastique, a été prélevé à environ cinq kilomètres au sud du lac Bigot (site 10, figure 3, annexe 3). Les zircons extraits de cet échantillon ne constituent pas une population morphologiquement homogène. Plus de 90 % des zircons sont xénomorphes, incolores à légèrement dorés, et quelques rares cristaux présentent des réminiscences de faces cristallines. Seule une faible partie des grains de zircon semblent former une population aux caractéristiques morphologiques comparables. Il s'agit de prismes incolores, automorphes à subautomorphes, ayant des terminaisons pyramidales sur lesquelles se sont formées des faces cristallines de deuxième génération. Plusieurs fractions analytiques ont été isolées; elles étaient composées de quelques cristaux entiers de zircon automorphe, tirés de populations ayant des propriétés magnétiques différentes. Les résultats analytiques obtenus pour les fractions Z1 et Z2 (tableau 2) ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ très semblables, à 1387 et à 1385 Ma, respectivement discordants de 3,4 et 4,7 %. Quatre analyses additionnelles (Z3 à Z6, tableau 2) ont par la suite été effectuées en utilisant la même population morphologique, mais en augmentant sensiblement le temps (et donc l'efficacité) de l'abrasion. Les résultats obtenus pour ces analyses ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ pratiquement identiques, aux environs de 1371 Ma, soit près de 15 millions d'années plus jeune que les âges obtenus pour les fractions Z1 et Z2. Les fractions Z3 à Z6 se placent le long d'une même droite discordia (figure 7c) dont l'intercept supérieur correspond à un âge de 1371 ±2 Ma et l'intercept inférieur à –10 Ma. L'âge de 1371 ±2 Ma livré par l'intercept supérieur est interprété comme représentant l'âge de cristallisation du granite; on notera qu'il est identique à celui obtenu pour l'échantillon de mangérite (AG-96-1314) et seulement quelques millions d'années plus jeune que le granite porphyrique oeillé (AG-97-2510A) provenant du même complexe.

Dyke de gabbronorite du lac Volant

Le dyke de gabbronorite échantillonné (TC-96-0315; site 11, figure 3, annexe 3) contient la minéralisation en Cu-Ni-Co de l'indice du lac Volant (Clark, ce volume). Il recoupe le grain structural du Complexe de Matamec, tant de la composante gabbronoritique que de la composante felsique (Perreault *et al.*, 1996) et il montre des similitudes

géochimiques avec le gabbronorite. Une seule fraction analytique (Z1, tableau 2), composée de quelques fragments de zircon, a livré un âge concordant de 1351 ±6 Ma (figure 7d; Machado, 1998, communication personnelle mentionnée dans Gobeil *et al.*, 1999). Cet âge est interprété comme étant celui de la mise en place du dyke de gabbronorite.

Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, massif de la rivière Sheldrake

Le massif de la rivière Sheldrake de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre est composé d'anorthosite, de leucogabbro à hornblende et de leucogabbronorite à hornblende (Chevé *et al.*, 1999; Gobeil *et al.*, ce volume). L'anorthosite est une roche massive généralement gris foncé à noire. Elle est formée d'un assemblage de plagioclase à granulométrie hétérogène et à texture grenue hypidiomorphe qui laisse dans ses interstices, irrégulièrement distribués, des minéraux colorés. Parmi ceux-ci, la hornblende verte et le clinopyroxène sont les plus communs. Ils sont accompagnés de faibles quantités de minéraux opaques, de quelques rares grains d'orthopyroxène, de même que de quelques porphyroblastes de grenat très pauvre en inclusions minérales. La croissance du contenu en minéraux colorés dans les leucogabbros et dans les leucogabbronorites s'accompagne généralement d'un développement plus régulier de porphyroblastes – voire de poeciloblastes – de grenat. Par endroits, elle conduit à la naissance de couronnes réactionnelles à texture interne granoblastique. La biotite brune accompagne la minéralogie colorée de quelques faciès de leucogabbro à hornblende. Finalement, quelques grains d'apatite définissent la minéralogie accessoire des roches anorthositiques et leucogabbroïques. Un seul échantillon d'anorthosite provenant du massif de la rivière Sheldrake a été recueilli pour la présente étude géochronologique.

Anorthosite à grenat

L'échantillon d'anorthosite à grenat (AG-96-29A) a été recueilli dans la partie ouest du massif de la rivière Sheldrake (site 12, figure 3, annexe 3). Cet échantillon a livré des zircons répartis en trois populations. La première population, la plus importante, est constituée de fragments incolores, subautomorphes à xénomorphes et de grandes dimensions (de 100 à 200 µm). La deuxième population est constituée de petits cristaux arrondis ou de prismes trapus ayant une tendance à l'arrondie. Finalement, la dernière population se présente comme une génération de cristaux équidi-mensionnels à multifacettes et incolores. Trois analyses (Z2 à Z4, tableau 2) effectuées sur des fractions de zircon de la première population ont livré de faibles teneurs en U et en Pb, variant entre 58 et 90 ppm U anisi que 12 et 18 ppm Pb (tableau 2). Ces teneurs sont semblables à celles d'anorthosites d'âge Protérozoïque (par exemple, Higgins et van Breemen, 1992; van Breemen et Higgins, 1993; Martignole *et al.*, 1993; Scoates et Chamberlain, 1995) et sont compatibles avec la cristallisation de zircon d'un magma parent pauvre en U. Les trois analyses sont dispersées et ne montrent pas de disposition colinéaire (figure 8). Les résultats Z2 et Z3 ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1128 et 1131 Ma, discordants de 0,9 à 2,1 %, tandis que l'analyse Z4 a livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ subconcordant et nettement plus jeune de 1104 Ma (tableau 2 et figure 8). Une droite discordia reliant les résultats Z2 et Z3 à l'origine définit un intercept supérieur à 1129 ±3 Ma (figure 8); cet âge peut être interprété comme celui de la mise en place de l'anorthosite à grenat. Toutefois, si ces zircons ont perdu du plomb lors du métamorphisme grenvillien, l'âge de l'intercept supérieur serait inférieur à de l'âge réel de mise en place de l'anorthosite. Les résultats obtenus sur la fraction analytique Z5, constituée de 12 cristaux arrondis de la deuxième population, ont livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1139 Ma, discordant de 0,9 % (tableau 2). Ces zircons ont une morphologie distincte des zircons issus de la cristallisation d'un magma basique et pourraient représenter des cristaux hérités ayant un âge minimum de 1139 Ma. Par conséquent, la combinaison des résultats de calcul de droite discordia et de l'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ des zircons hérités permet de déterminer un âge minimum de 1129 Ma et un âge maximum d'environ 1139 Ma pour la mise en place de l'anorthosite à grenat. L'analyse Z4, ayant livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1104 Ma (figure 8), témoigne probablement de la présence de surcroissances métamorphiques et/ou d'un phénomène de perte en plomb relié à l'événement métamorphique grenvillien. Les résultats analytiques des zircons équidimensionnels de la troisième population ont livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1082 Ma, discordant de 1,4 % (analyse Z1, tableau 2). Ces zircons datent vraisemblablement un événement métamorphique puisqu'ils possèdent des caractéristiques morphologiques et chimiques (par

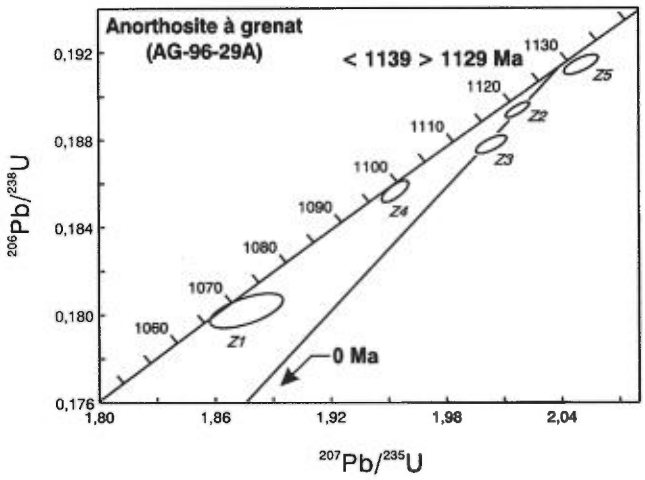


FIGURE 8 - Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques de zircon provenant d'une anorthosite à grenat du massif de la rivière Sheldrake de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, Domaine de Saint-Jean.

exemple, un faible rapport Th/U de 0,04) similaires à celles de zircons métamorphiques. Bien que mal défini, l'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1082 ±16 Ma est identique, aux erreurs près, à celui de zircons métamorphiques provenant de l'amphibolite à grenat – orthopyroxène (AG-96-219A) du Complexe de Manitou.

Domaine de Natashquan

Dans le Domaine de Natashquan, une roche supracrustale et neuf roches plutoniques ont été traitées dans la présente étude géochronologique (sites 13 à 22, figure 3, annexe 3). La subarkose provient de la partie est du Groupe de Wakeham, tandis que les roches plutoniques proviennent des com-plexes de Boulain, de Buit et d'Aguanish et de la Suite felsique de Kataht. Les résultats analytiques pour ces échantillons sont présentés dans les tableaux 3 à 5 et dans les figures 9 à 11, 13 et 15.

Groupe de Wakeham

Le Groupe de Wakeham est composé d'arénite quartzitique, de subarkose, d'arkose, de wacke quartzitique et arkosique, de mudrock, de conglomérat intraformationnel et polygénique, de paragneiss, de rhyolite et de basalte. Ces roches sont généralement peu métamorphisées et déformées et montrent en plusieurs endroits des textures et des structures sédimentaires mésoscopiques très bien préservées. Les sédiments du Groupe de Wakeham ont probablement été déposés dans une mer épicontinentale peu profonde ou sur une plate-forme continentale en bordure d'un craton ou dans un bassin d'arrière-arc (par exemple, Madore *et al.*, 1997a; Verpaelst *et al.*, 1997b; Gobeil *et al.*, ce volume). La subarkose, la lithologie la plus abondante du Groupe de Wakeham, a été étudiée dans le but de définir l'âge des populations de zircon détritique qu'elle contient et d'en déduire des informations pertinentes quant à la nature des régions-sources des sédiments qui se sont accumulés pour former le Groupe de Wakeham.

Subarkose

L'échantillon de grès (Zr3 – YL-96-5201), de composition subarkosique, a été prélevé dans la partie est du Groupe de Wakeham, à quelques kilomètres à l'est du lac Cormier (site 13, figure 3). Les zircons extraits de cet échantillon sont typiquement très arrondis et ils présentent des surfaces givrées caractéristiques de matériel ayant été transporté dans un milieu aqueux agité. Les cristaux sont xénomorphes, incolores à brun rougeâtre ou légèrement dorés. Quelques cristaux (approximativement 5 % de la population totale) subautomorphes et de petites dimensions (< 30-40 µm) se présentent toujours comme des prismes trapus ou des cristaux équidimensionnels à multifacettes. Nous avons sélectionné des grains dont la taille était supérieure à 50 µm, une limite imposée par la méthode d'analyse par ablation au laser et ICP-MS. Nous nous sommes assurés que tous les types morphologiques de zircon soient représentés dans la sous-population analysée et qui se veut aussi représentative que possible de l'ensemble des grains.

Les résultats de l'analyse de 60 grains détritiques (tableau 3) sont présentés sous la forme d'un histogramme à la figure 9a. À l'exception d'un zircon associé à de fortes incertitudes (analyse 9, tableau 3), la moyenne des erreurs analytiques liées aux 59 autres analyses (calculée pour l'intervalle de confiance de 70 %) est de l'ordre de +57/-60 Ma. Par conséquent, nous avons choisi de

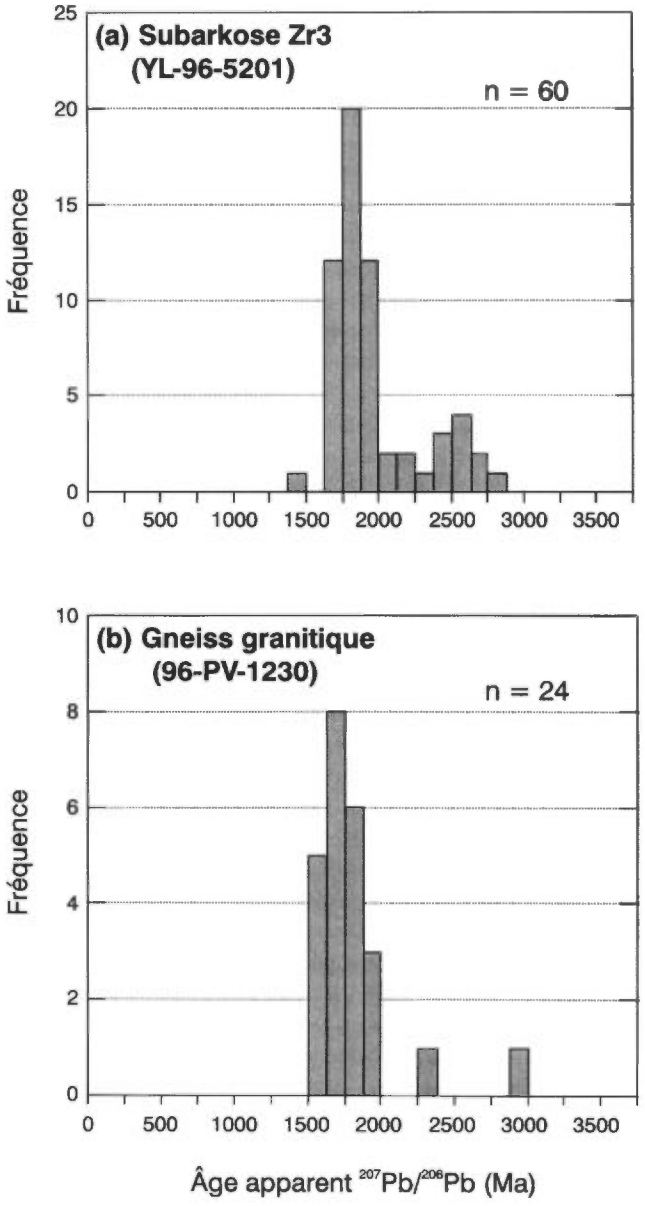


FIGURE 9 - Histogrammes des fréquences montrant la distribution des âges obtenus par ablation au laser et ICP-MS sur des zircons individuels extraits : en (a), d'une subarkose du Groupe de Wakeham, Domaine de Natashquan; et en (b), d'un gneiss granitique du Complexe de Boulain, Domaine de Natashquan.

TABLEAU 3 - Résultats de l'analyse de la subarkose Zr3* du Groupe de Wakeham, Domaine de Natashquan, par ablation au laser et ICP-MS.

#zr	n	204 (c/s)	207 (c/s)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	Écart-type	Écart-type relatif	Âge (Ma)	+	–
	[1]	[2]	[3]	[4]		(%)		[5]	[5]
1	5	40	3 221	0,1851	0,015	7,95	2 700	76	81
2	5	60	7 995	0,1105	0,005	4,39	1 808	46	49
3	5	48	2 098	0,1115	0,005	4,63	1 825	49	51
4	5	49	8 184	0,1675	0,007	4,25	2 533	42	43
5	5	56	2 316	0,1201	0,002	1,80	1 958	19	19
6	5	38	1 894	0,1328	0,012	9,01	2 136	90	97
7	5	68	7 444	0,1828	0,006	3,37	2 679	33	33
8	5	57	3 954	0,1187	0,011	8,93	1 938	92	98
9	5	68	1 572	0,2028	0,093	45,7	2 849	385	530
10	5	68	4 311	0,1668	0,009	5,44	2 526	53	55
11	5	51	1 633	0,1226	0,011	8,94	1 995	92	97
12	5	55	3 379	0,1152	0,004	3,89	1 883	41	42
13	5	42	1 610	0,1083	0,008	7,45	1 772	79	83
14	5	51	1 136	0,1174	0,005	4,08	1 918	43	44
15	5	52	3 456	0,1122	0,005	4,04	1 836	43	44
16	5	37	1 981	0,1109	0,002	1,88	1 815	20	20
17	5	51	4 617	0,1074	0,005	4,74	1 755	51	52
18	5	79	3 739	0,1169	0,004	3,82	1 911	40	42
19	5	49	1 689	0,1112	0,003	2,93	1 820	31	32
20	5	38	682	0,1010	0,006	6,01	1 644	65	68
21	5	64	1 433	0,1043	0,004	3,79	1 702	41	42
22	5	31	1 744	0,0880	0,006	7,25	1 382	81	85
23	5	107	3 285	0,1041	0,003	3,28	1 700	35	37
24	5	53	3 810	0,1611	0,006	3,90	2 468	38	40
25	5	57	3 068	0,1150	0,004	3,22	1 880	34	35
26	5	55	10 871	0,1621	0,006	3,89	2 478	39	40
27	5	21	3 139	0,1190	0,002	1,71	1 942	18	18
28	5	51	4 670	0,1121	0,008	7,34	1 835	77	82
29	5	42	3 039	0,1125	0,005	4,33	1 841	46	47
30	5	51	2 237	0,1126	0,008	7,50	1 842	79	83
31	5	4	5 356	0,1667	0,012	7,05	2 525	69	72
32	5	18	1 695	0,1102	0,009	8,19	1 803	86	91
33	5	31	2 101	0,1309	0,021	16,27	2 110	161	180
34	5	25	1 894	0,1164	0,012	10,28	1 902	106	114
35	5	5	896	0,1155	0,009	8,04	1 889	83	89
36	5	-3	2 170	0,1056	0,002	2,03	1 725	22	22
37	5	31	5 669	0,1045	0,005	4,55	1 706	50	50
38	5	27	5 113	0,1098	0,002	2,02	1 797	22	22
39	5	26	1 453	0,1015	0,004	3,92	1 653	42	44
40	5	27	5 053	0,1063	0,001	1,12	1 737	12	12
41	5	38	6 490	0,1585	0,012	7,43	2 440	73	77
42	5	54	11 418	0,1468	0,004	2,99	2 309	30	31
43	5	25	10 248	0,1223	0,009	6,96	1 991	72	75
44	5	37	3 940	0,1129	0,004	3,21	1 848	34	35

TABLEAU 3 (suite) - Résultats de l'analyse de la subarkose Zr3* du Groupe de Wakeham, Domaine de Natashquan, par ablation au laser et ICP-MS.

#zr	n	204 (c/s)	207 (c/s)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	Écart-type	Écart-type relatif (%)	Âge (Ma)	+	–
	[1]	[2]	[3]	[4]				[5]	[5]
45	5	59	3 707	0,1192	0,006	4,77	1 944	50	51
46	5	64	4 125	0,1032	0,004	3,71	1 684	40	42
47	5	27	2 468	0,1100	0,003	2,55	1 800	27	28
48	5	32	1 828	0,1065	0,005	4,60	1 742	49	51
49	5	51	2 213	0,1003	0,005	5,05	1 631	55	57
50	5	75	1 882	0,1137	0,008	6,77	1 860	71	75
51	5	49	1 793	0,1086	0,016	15,08	1 777	156	173
52	5	58	1 097	0,1231	0,009	7,60	2 002	78	82
53	5	49	4 505	0,1111	0,004	3,22	1 818	35	35
54	5	40	8 800	0,1013	0,003	2,80	1 648	30	31
55	5	50	3 361	0,1110	0,013	11,81	1 816	123	133
56	5	33	8 322	0,1075	0,002	1,87	1 759	20	21
57	5	33	3 159	0,1396	0,014	10,29	2 222	103	110
58	5	9	2 378	0,1655	0,014	8,24	2 514	80	85
59	5	31	2 223	0,1138	0,007	6,21	1 861	65	68
60	5	21	1 379	0,1065	0,004	3,47	1 741	37	38

* Échantillon analysé par J. David au GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal.

[1] Nombre de cycles par bloc de données.

[2] Nombre de coups/seconde (brut), incluant le bruit électronique, ^{204}Hg et ^{204}Pb.

[3] Nombre de coups/seconde (brut), incluant le bruit électronique.

[4] Rapport corrigé pour le blanc d'argon et la discrimination de masse.

[5] Intervalle de confiance de 70 %.

représenter les résultats obtenus à l'ICP-MS en utilisant des cases dont la taille horizontale correspondait à un intervalle de temps de 125 millions d'années (figure 9a), lequel est légèrement plus grand que celui de l'erreur analytique moyenne (~117 millions d'années). Il faut noter que la technique d'analyse par ICP-MS et ablation au laser que nous avons utilisée ne permet, pour l'instant, que la détermination d'âges $^{207}Pb/^{206}Pb$, lesquels correspondent à l'âge « vrai » du minéral seulement lorsque celui-ci est concordant, c'est-à-dire qu'il n'a pas subi de perturbation du système U-Pb lors d'un épisode de métamorphisme, d'altération hydrothermale ou autre. Malheureusement, par cette méthode, il n'est pas encore possible de vérifier si les résultats sont effectivement concordants. En outre, les travaux que nous avons réalisés dans cette étude par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique – de même que la plupart des études similaires qui sont du domaine public dans la littérature scientifique – montrent que bon nombre de zircons sont discordants, malgré l'utilisation des techniques d'abrasion et le choix de zircons possédant le plus petit degré d'imperfections cristallines. Bien que le degré de discordance soit inférieur à 10 % dans la majorité des cas, il demeure que les âges livrés par la méthode de datation utilisant l'ICP-MS doivent être considérés comme des âges minimums, sinon égaux à celui de l'âge effectif du minéral. En fait, quand on utilise ce type de méthodologie, il est probablement plus approprié d'examiner les résultats de manière statistique, les maxima dans la distribution des âges marquant des événements géologiques « réels » se distinguant du « bruit de fond géologique ».

Les résultats obtenus à l'analyse des zircons détritiques de la subarkose Zr3 couvrent un spectre d'âge variant de 1,38 ±0,08 à 2,85 ±0,45 Ga (tableau 3). Un seul grain a livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ inférieur à 1,63 Ga (analyse 22 : 1,38 ±0,08 Ga). L'âge apparent $^{207}Pb/^{206}Pb$ de celui-ci est manifestement trop jeune puisque des intrusions de granitoïdes qui recoupent la séquence sédimentaire ont été datées à ~ 1,50 Ga (voir plus loin dans le texte). Il s'agit manifestement d'un zircon, soit très discordant, soit très hétérogène, affecté par une histoire géologique complexe, d'autant plus que l'erreur analytique associée à ce résultat est forte (voir Scott et Gauthier, 1996, pour une discussion détaillée). Il n'est donc pas conséquent d'interpréter ce résultat comme représentatif de l'âge maximum de la période de sédimentation des matériaux accumulés dans cette séquence. À l'examen de la figure 9a, deux modes se dégagent dans la fréquence de distribution des âges : le premier, vers 1,85 Ga, correspondant au plus grand

nombre des grains analysés, tandis que le second, vers 2,60 Ga, est moins fortement représenté. Cette distribution, telleque discutée plus loin, montre que l'essentiel des grains de zircon présents dans l'échantillon analysé est d'âge Paléoprotérozoïque, et reflète l'existence de régions-sources situées possiblement proches du bassin de sédimentation. La présence d'un mode dans la distribution des fréquences correspondant à la fin de l'Archéen peut être interprétée de deux façons. D'une part, il pourrait indiquer l'existence de détritus sédimentaires en provenance directe d'un socle archéen, lequel constitue une grande partie des roches présentement exposées au nord-ouest de ce bassin. La plus faible abondance des zircons datant de cette période pourrait s'expliquer, soit par des contributions moins importantes (ou plus distales), soit par une probabilité clairement plus élevée que les zircons les plus anciens aient été détruits par les processus géologiques naturels de recyclage sédimentaire, du métamorphisme, de l'altération, etc. D'autre part, il est également possible que la population de zircons détritiques datant de la fin de l'Archéen représente des matériaux ayant été recyclés dans un orogène paléoprotérozoïque, auquel cas l'ensemble des grains détritiques serait essentiellement issu de l'érosion de la même région-source. Toutefois, comme nous n'avons pas observé de différence systématique entre les morphologies des deux populations, nous pensons que la première hypothèse est la plus probante.

Complexe de Boulain

Le Complexe de Boulain (figure 3, annexe 3) comprend un assemblage de gneiss de composition granitique à tonalitique par endroits et dans lesquels sont intercalés du granite, du gabbro et de la pegmatite déformés et métamorphisés (Madore *et al.*, 1997a; Verpaelst *et al.*, 1997b; Gobeil *et al.*, ce volume). Les roches supracrustales du Groupe de Wakeham sont situées structuralement au-dessus des gneiss du Complexe de Boulain. Ces deux unités sont séparées par une zone de cisaillement ductile faiblement inclinée vers le SW. Un gneiss granitique a été échantillonné pour datation dans le but premier de déterminer si cette lithologie représente le socle sur lequel se sont déposés les sédiments du Groupe de Wakeham.

Gneiss granitique

L'échantillon de gneiss granitique (96-PV-1230) a été prélevé dans la partie nord du Complexe de Boulain, à quelques kilomètres au nord du lac Poullet (site 14, figure 3, annexe 3). Les zircons extraits de cet échantillon ne constituent pas une population homogène : on y trouve des cristaux subautomorphes ayant des formes de baguettes, des prismes trapus ou équidimensionnels, de même qu'une forte proportion de grains xénomorphes. Les zircons sont généralement incolores, mais des grains brunâtres, très fracturés et possédant d'abondantes inclusions, sont également présents. Quatre fractions analytiques ont été préparées (Z1 à Z4, tableau 4) en utilisant un seul cristal de zircon par fraction. Ces cristaux sont soit subautomorphes prismatiques, soit xénomorphes équidimensionnels. Les résultats analytiques obtenus pour la fraction Z1 ont livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1340 ±6 Ma, concordant à l'intérieur des limites d'erreurs (figure 10). Ce résultat diffère de ceux que nous avons obtenus lors des analyses subséquentes où les résultats ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ variant entre 1387 et 1446 Ma (discordants de 2,3 à 6,4 %). Un fragment de monazite (analyse M1, tableau 4) a par ailleurs livré un âge de 1028 ±4 Ma, concordant à l'intérieur des limites d'erreurs. Une droite de régression calculée pour les fractions Z2, Z3, Z4 et M1, mais excluant la fraction Z1, a livré une discordia ayant un intercept supérieur avec la courbe concordia à 1515 ±30 Ma et un intercept inférieur à 1017 ±22 Ma, mais une faible probabilité de coïncidence (15 %; figure 10). L'âge obtenu pour le fragment de monazite indique clairement que ce granite a été affecté par un épisode thermique d'âge Grenvillien. L'âge livré par l'intercept supérieur est malheureusement mal défini, mais comparable, à l'intérieur des limites d'erreurs, à la série d'intrusions de granitoïdes de la Suite felsique de Kataht datée à ~ 1,5 Ga (voir plus loin dans le texte). Il est donc peu probable que cet échantillon appartienne à un socle plus ancien.

Vingt-quatre grains de zircon représentatifs des différents types morphologiques présents dans cet échantillon ont également été analysés par ablation au laser et ICP-MS dans le but de mieux comprendre l'histoire géologique de cet échantillon et de vérifier l'interprétation faite ci-dessus. Les résultats de ces analyses sont présentés au tableau 5 et illustrés, sous la forme d'histogramme, à la figure 9b. Les âges apparents $^{207}Pb/^{206}Pb$ déterminés par ICP-MS couvrent essentiellement la période du Mésoprotérozoïque précoce et du Paléoprotérozoïque moyen et

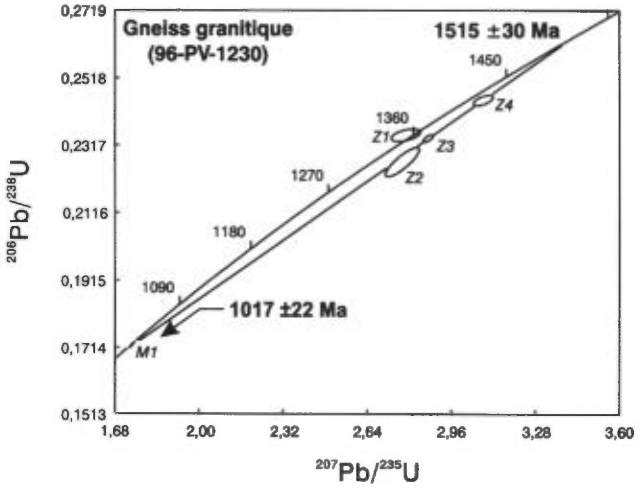


FIGURE 10 - Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques de zircon (ellipses blanches) et de monazite (ellipse M1) provenant d'un gneiss granitique du Complexe de Boulain, Domaine de Natashquan.

TABLEAU 4 - Résultats analytiques U-Pb sur zircon, monazite, titanite et rutile du Domaine de Natashquan.

Échantillon			Concentrations			Rapports isotopiques					Âge	
#	Min [1]	Poids (µg)	U (ppm)	Pb rad. (ppm) [2]	Pb com. (pg) [3]	Pb 206/204 [4]	Pb 208/206 [5]	Pb/U 206/238 [5]	Pb/U 207/235 [5]	Pb 207/206 [5]	Pb 207/206 (Ma)	disc. (%) [6]
COMPLEXE DE BOULAIN												
14- Gneiss granitique - (96-PV-1230) [7]												
Z1	1z,ic,pc,sb,dia	5	115	29	7	1 134	0,164	0,2348±0,15	2,787±0,45	0,08610±0,12	1 340,3	-1,6
Z2	1z,ic,eq,xn,nm	1	69	17	5	228	0,190	0,2268±0,35	2,774±0,53	0,08872±0,88	1 398,1	6,4
Z3	1z,ic,eq,xn,nm	1	339	81	5	1 025	0,099	0,2338±0,09	2,844±0,16	0,08820±0,34	1 386,8	2,6
Z4	1z,ic,eq,xn,nm	3	58	16	11	268	0,193	0,2455±0,12	3,079±0,30	0,09095±0,72	1 445,5	2,3
M1	m,j,f,au,fi	4	2 468	1 964	38	2 851	4,260	0,1722±0,06	1,745±0,08	0,07349±0,10	1 027,6	0,3
COMPLEXE DE BUIT												
15 - Granite - (97-LM-2200) [8]												
Z1	3z,ic,pc,sb,dia	10	334	103	5	12 950	0,116	0,2911±0,18	4,656±0,22	0,11602±0,08	1 895,7	14,9
Z2	2z,ic,sar,sb,dia	18	135	49	4	11 880	0,061	0,3524±0,18	7,089±0,22	0,14589±0,08	2 298,3	17,7
Z3	3z,ic,pl,sb,dia	14	192	44	5	6 856	0,144	0,2155±0,18	2,470±0,24	0,08312±0,10	1 271,9	1,2
Z4	2z,ic,sar,sb,dia	45	141	39	5	22 520	0,135	0,2605±0,18	3,416±0,24	0,09511±0,08	1 530,2	2,8
Z5	1z,ic,pl,sb,dia	2	153	36	8	522	0,159	0,2206±1,06	2,626±1,68	0,08634±1,38	1 345,8	5,0
Z6	1z,ic,eq,sb,dia	2	303	101	10	1 364	0,126	0,3141±0,30	4,708±0,34	0,10873±0,22	1 778,2	1,1
Z7	1z,ic,pc,sb,dia	4	204	72	7	2 428	0,108	0,3335±0,24	5,269±0,28	0,11458±0,16	1 873,2	1,1
Z8	1z,ic,pc,sb,dia	6	303	173	5	10 650	0,117	0,5096±0,18	12,916±0,22	0,18381±0,10	2 687,5	1,5
Z9	1z,ic,pl,au,dia	13	147	45	7	4 407	0,222	0,2700±0,18	3,577±0,24	0,09611±0,10	1 549,8	0,7
Z10	1z,ic,pl,au,dia	7	125	36	14	1 082	0,136	0,2689±0,24	3,536±0,36	0,09534±0,24	1 534,9	0,0
R1	r,j,pc,au,fi	96	187	30	14	13 640	0,004	0,1726±0,18	1,764±0,24	0,07412±0,10	1 044,8	1,9
R2	r,or,eq,au,fi	89	240	39	24	9 815	0,002	0,1745±0,18	1,793±0,22	0,07452±0,10	1 055,5	1,9
R3	r,or,eq,au,fi	92	285	46	32	8 775	0,003	0,1729±0,20	1,779±0,26	0,07461±0,10	1 057,9	3,0
R4	r,j-b,pc,au,fi	42	219	36	179	579	0,003	0,1754±0,24	1,806±0,54	0,07467±0,42	1 059,5	1,8
COMPLEXE D'AGUANISH												
16- Granite massif - (99-PV-2215A) [8]												
Z1	6z,ic,pc,au,m3	7	120	33	5	2 667	0,163	0,2512±0,24	3,218±0,30	0,09290±0,16	1 485,8	3,1
Z2	6z,ic,pl,au,m1	3	135	39	9	767	0,209	0,2588±0,30	3,357±0,42	0,09406±0,30	1 509,3	1,9
Z3	7z,ic,pc,au,m3	9	155	44	12	1 959	0,168	0,2616±0,24	3,372±0,30	0,09351±0,18	1 498,2	0,0
Z4	8z,ic,eq,au,m3	5	129	37	8	1 356	0,175	0,2610±0,26	3,362±0,42	0,09340±0,32	1 496,1	0,1
T1	11t,bf,f,xn,fi	126	191	57	771	518	0,261	0,2572±0,22	3,289±0,60	0,09274±0,46	1 482,6	0,5
T2	10t,bf,f,xn,fi	85	196	58	225	1 208	0,247	0,2570±0,20	3,293±0,34	0,09292±0,22	1 486,3	0,9
T3	10t,b,f,xn,fi	54	149	44	145	904	0,254	0,2550±0,20	3,260±0,38	0,09272±0,28	1 482,2	1,3
17- Granite gneissique - (99-PV-2166A) [8]												
Z1	8z,ic,pl,au,m3	5	473	111	20	1 754	0,089	0,2305±0,20	2,845±0,30	0,08953±0,18	1 415,6	6,2
Z2	6z,ic,pl,sb,m3	6	249	60	64	362	0,097	0,2381±0,26	2,978±0,76	0,09068±0,62	1 439,9	4,8
Z3	8z,ic,pc,au,m3	3	426	103	59	315	0,092	0,2385±0,28	2,979±0,88	0,09058±0,72	1 437,9	4,6
Z4	8z,ic,pl,au,m3	3	404	97	27	766	0,092	0,2349±0,22	2,914±0,40	0,08998±0,28	1 425,1	5,1
Z5	10z,ic,pc,au,m3	8	196	49	48	460	0,154	0,2341±0,24	2,906±0,62	0,09001±0,50	1 425,7	5,4
Z6	11z,ic,pl,au,m3	5	344	95	28	1 064	0,070	0,2748±0,20	3,864±0,36	0,10199±0,14	1 660,6	6,5
Z7	10z,ic,eq,au,m3	7	172	55	63	364	0,144	0,2950±0,28	4,844±0,66	0,11908±0,54	1 942,5	16,1
T1	t,bp,f,xn,fi	92	68	11	200	323	0,136	0,1563±0,32	1,510±1,08	0,07006±0,88	930,1	-0,7
T2	t,bm,f,xn,fi	84	76	12	203	322	0,138	0,1567±0,36	1,523±1,24	0,07050±1,04	943,0	0,5
T3	t,bf,f,xn,fi	221	139	24	915	356	0,149	0,1631±0,50	1,603±1,16	0,07130±0,92	966,0	-0,9
T4	t,bf,f,xn,fi	23	116	20	57	493	0,185	0,1623±0,34	1,600±0,74	0,07151±0,56	971,9	0,3

TABLEAU 4 (suite) - Résultats analytiques U-Pb sur zircon, monazite, titanite et rutile du Domaine de Natashquan.

Échantillon			Concentrations			Rapports isotopiques					Âge	
#	Min	Poids (µg)	U (ppm)	Pb rad. (ppm)	Pb com. (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206 (Ma)	disc. (%)
	[1]			[2]	[3]	[4]	[5]	[5]	[5]	[5]		[6]
COMPLEXE D'AGUANISH (SUITE)												
18- Granite porphyrique - (99-PV-2133A) [8]												
Z1	8z,ic,pc,au,m2	7	120	33	3	4 024	0,150	0,2557±0,20	3,269±0,26	0,09273±0,12	1 482,4	1,1
Z2	7z,ic,pl,au,m2	3	178	46	22	404	0,138	0,2455±0,28	3,114±0,58	0,09198±0,44	1 467,0	3,9
Z3	9z,ic,eq,au,m1	10	151	39	5	4 634	0,141	0,2466±0,18	3,103±0,22	0,09125±0,10	1 451,8	2,4
Z4	9z,ic,pc,au,m1	9	187	48	19	1 418	0,139	0,2398±0,20	2,989±0,30	0,09039±0,18	1 433,7	3,7
Z5	5z,ic,eq,au,m2	6	140	39	5	2 588	0,169	0,2536±0,28	3,225±0,30	0,09221±0,20	1 471,7	1,1
Z6	7z,ic,pl,au,m1	7	202	53	35	666	0,150	0,2457±0,22	3,085±0,48	0,09106±0,36	1 447,8	2,4
M1	1m,j,eq,au,fi	1	1 882	1 690	20	8 954	5,096	0,1681±0,20	1,679±0,28	0,07243±0,16	997,9	-0,4
M2	1m,j,pc,au,fi	1	887	792	4	3 145	5,033	0,1687±0,26	1,691±0,34	0,07269±0,18	1 005,3	0,0
M3	1m,j,eq,sb,fi	3	1 154	1 018	2	12 500	5,003	0,1677±0,18	1,676±0,24	0,07248±0,10	999,6	0,0
M4	1m,j,ar,sb,fi	3	1 904	1 708	3	16 500	5,047	0,1693±0,18	1,698±0,22	0,07277±0,08	1 007,6	-0,1
SUITE FELSIQUE DE KATAHT												
19- Porphyre du lac Le Doré [7]												
Z1	1z,ic,pc,au,m1	5	76	21	13	506	0,118	0,2599±0,10	3,376±0,20	0,09420±0,40	1 512,0	1,7
Z2	1z,ic,pc,au,dia	12	64	17	9	1 304	0,122	0,2508±0,10	3,186±0,14	0,09214±0,16	1 470,3	2,1
Z3	3z,ic,eq,au,nm	6	47	13	8	569	0,119	0,2598±0,14	3,335±0,25	0,09311±0,44	1 490,1	0,1
Z4	2z,ic,eq,au,m0	4	102	28	6	1 151	0,137	0,2583±0,10	3,324±0,14	0,09332±0,14	1 494,4	1,0
T1	t,b,f,au,fi	46	49	8	201	138	0,034	0,1699±0,06	1,702±0,14	0,07266±0,50	1 004,4	-0,8
20- Porphyre du lac Porphyre [7]												
Z1	1z,ic,pl,au,dia	10	247	68	26	1 545	0,149	0,2553±0,18	3,299±0,23	0,09372±0,18	1 502,4	2,7
Z2	1z,ic,pl,au,dia	8	236	64	75	418	0,147	0,2544±0,08	3,287±0,13	0,09372±0,20	1 502,4	3,1
Z3	3z,ic,pl,au,dia	31	209	57	63	1 691	0,140	0,2575±0,14	3,329±0,19	0,09378±0,12	1 503,7	1,9
Z4	4z,ic,pl,au,dia	14	130	36	30	997	0,146	0,2595±0,08	3,352±0,13	0,09371±0,14	1 502,2	1,1
T1	t,b,f,au,fi	35	95	15	144	257	0,031	0,1652±0,08	1,675±0,12	0,07354±0,36	1 028,8	4,5
21- Granite rapakivique - (96-PV-1231) [7]												
Z1	3z,ic,pc,au,dia	12	28	7	2	2 071	0,121	0,2592±0,12	3,336±0,21	0,09334±0,19	1 494,7	0,7
Z2	2z,ic,pc,dia	7	83	23	3	2 964	0,148	0,2582±0,12	3,305±0,15	0,09282±0,24	1 484,3	0,3
Z3	4z,ic,f,pc,au,dia	17	116	32	41	805	0,146	0,2595±0,18	3,342±0,27	0,09341±0,32	1 496,2	0,7
Z4	5z,ic,pc,au,dia	20	71	18	9	2 207	0,133	0,2372±0,25	2,946±0,40	0,09007±0,64	1 427,0	4,3

tardif, s'étendant de 1,5 à 2,0 Ga, et ils définissent un maximum de fréquence à environ 1,7 Ga qui coïncide en partie avec la période orogénique labradorienne (1,71-1,62 Ga, Nunn *et al.*, 1988; Gower *et al.*, 1992). Seuls deux grains de zircon reflètent la présence de matériaux plus anciens datant du Paléoprotérozoïque précoce et du Mésoarchéen.

Il n'est pas facile de tirer un sens géologique précis de l'ensemble de ces résultats. Certes, la formation de monazite à 1028 ±4 Ma représente vraisemblablement un épisode métamorphique qui peut être directement lié à l'évolution de l'Orogène grenvillien *sensu stricto*. Les âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtenus par ablation au laser représentent des âges minimums, mais ils recouvrent néanmoins la principale fourchette d'âges définie par les zircons détritiques de la subarkose Zr3 (figure 9; voir plus haut dans le texte). Deux interprétations peuvent être avancées pour expliquer leur présence dans le gneiss granitique. D'une part, elle pourrait être reliée à des phénomènes de contamination du magma granitique par les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham, auquel cas l'âge de l'intercept supérieur à 1515 ±30 Ma représenterait celui de la mise en place de l'intrusif au sens strict. D'autre part, le gneiss granitique pourrait être issu de la fusion de roches sédimentaires pendant la période de métamorphisme grenvillien, et le moment de sa mise en place serait représenté par l'âge de la monazite à 1028 ±4 Ma. Dans ce scénario, le fait que les fractions analytiques Z2, Z3 et Z4 se placent sur une même droite discordia ne serait que le fruit du hasard. Sur la base des relations de terrain et de la coïncidence entre l'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$

TABLEAU 4 (suite) - Résultats analytiques U-Pb sur zircon, monazite, titanite et rutile du Domaine de Natashquan.

Échantillon			Concentrations			Rapports isotopiques					Âge	
#	Min	Poids	U	Pb rad.	Pb com.	Pb	Pb	Pb/U	Pb/U	Pb	Pb	
		(µg)	(ppm)	(ppm)	(pg)	206/204	208/206	206/238	207/235	207/206	207/206	disc. (%)
	[1]			[2]	[3]	[4]	[5]	[5]	[5]	[5]	(Ma)	[6]
SUITE FELSIQUE DE KATAHT (SUITE)												
22- Porphyre de la rivière Olomane [7]												
Z1	4z,ic,pc,dia	12	161	43	45	698	0,140	0,2545±0,09	3,276±0,14	0,09338±0,18	1 495,6	2,5
Z2	3z,ic,pc,au,m3	7	163	19	12	652	0,153	0,1115±0,07	1,396±0,21	0,09080±0,11	1 443,0	55,0
Z3	5z,ic,f,pc,au,dia	11	163	45	18	1 674	0,169	0,2533±0,07	3,257±0,12	0,09326±0,14	1 493,1	2,8
Z4	5z,ic,pl,au,dia	9	101	29	31	505	0,172	0,2610±0,14	3,353±0,21	0,09319±0,30	1 491,7	-0,2
T1	t,b,f,au,fi	34	45	7	185	106	0,034	0,1704±0,06	1,714±0,20	0,07297±0,74	1 013,8	-0,1

[1] Minéral : nombre de grains si moins de 25 grains, de zircon, (z) zircon, (m) monazite, (t) titanite, (r) rutile, (ic) incolore, (b) brun, (bp) brun pâle, (bm) brun, moyen, (bf) brun foncé, (j) jaune, (or) orange, (f) fragment, (ar) arrondi, (sar) subarrondi, (pc) prisme court, (pl) prisme long, (eq) équidimensionnel à facettes, (au) automorphe, (sb) subautomorphe, (xn) xénomorphe; susceptibilité du séparateur magnétique, (dia) diamagnétique, (nm) non magnétique, (m0) magnétique à 0 degré d'inclinaison etc., (fi) magnétique entre 0,5 et 1,0 A et 10 degrés d'inclinaison.

[2] Plomb radiogénique

[3] Plomb commun total (étalon, contamination et minéral).

[4] Corrigé pour la discrimination de masse.

[5] Corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (zircon, Pb=3-10 pg, U=0-1 pg; monazite, Pb=1,5-35 pg, U=0-5 pg; titanite, Pb=7-35 pg, U=0,8-6,5 pg; rutile, Pb=8-10 pg, U=0,8-6,5 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à deux écarts-types. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers (1975).

[6] Discordance

[7] Échantillon analysé par J. David au GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal.

[8] Échantillon analysé par N. Wodicka au laboratoire de géochronologie de la Commission géologique du Canada.

le plus jeune déterminé par ICP-MS (1534 +19/-20 Ma, tableau 5) et l'âge U-Pb de l'intercept supérieur de la droite discordia (1515 ±30 Ma), nous suggérons que ce dernier, soit 1515 ±30 Ma, représente l'âge de mise en place du gneiss granitique.

Complexe de Buit

Le Complexe de Buit, situé entre le Groupe de Wakeham, à l'est, et la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, à l'ouest (figure 3, annexe 3), est constitué d'orthogneiss, de granitoïdes foliés, de quartzite, de paragneiss et d'amphibolite (Madore *et al.*, 1999; Verpaelst *et al.*, 1999; Gobeil *et al.*, ce volume). Un granite hétérogène folié ou rubané est la lithologie prédominante. Des paragneiss, des quartzites et des roches d'affinité anorthositique (monzonites, monzonites quartzifères, mangérites et charnockites) sont présents sous la forme d'enclaves centimétriques à kilométriques dans cette unité. Les métasédiments du Complexe de Buit présentent des affinités avec le Groupe de Wakeham, tandis que les enclaves de monzonite, mangérite et charnockite sont des équivalents probables des roches présentes en bordure de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (Madore *et al.*, 1999; Verpaelst *et al.*, 1999). Un seul échantillon dédié à l'étude géochronologique

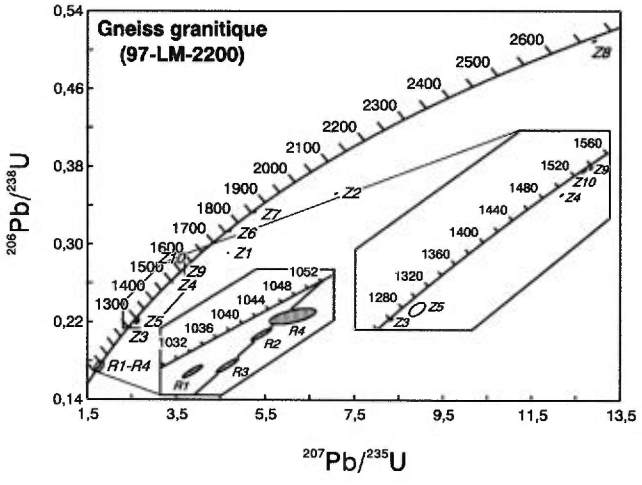


FIGURE 11 - Diagramme concordia illustrant les résultats analytiques de zircon (ellipses blanches) et de rutile (ellipses hachurées) provenant d'un gneiss granitique du Complexe de Buit, Domaine de Natashquan.

TABLEAU 5 - Résultats de l'analyse du gneiss granitique (96-PV-1230)* du Complexe de Boulain, Domaine de Natashquan, par ablation au laser et ICP-MS.

#zr	n	204 (c/s)	207 (c/s)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	Écart-type	Écart-type relatif	Âge (Ma)	+	–
	[1]	[2]	[3]	[4]		(%)		[5]	[5]
1	5	47	2 661	0,0968	0,004	3,70	1 564	41	42
2	5	71	3 693	0,1167	0,008	7,18	1 907	75	79
3	5	39	4 168	0,0988	0,003	3,08	1 603	33	35
4	5	48	3 664	0,1009	0,004	4,13	1 641	45	46
5	5	26	1 277	0,1059	0,021	20,05	1 730	205	236
6	5	32	2 734	0,1040	0,009	9,03	1 698	96	102
7	5	43	2 216	0,1083	0,003	2,82	1 772	30	31
8	5	47	2 506	0,1029	0,009	8,36	1 678	89	95
9	5	26	3 338	0,1011	0,003	2,70	1 645	30	30
10	5	61	2 691	0,1193	0,010	8,77	1 946	90	96
11	5	92	4 058	0,1104	0,006	5,76	1 806	61	64
12	5	41	1 973	0,1108	0,027	24,09	1 813	240	286
13	5	48	1 729	0,1139	0,012	10,31	1 863	107	115
14	5	86	4 740	0,1062	0,009	8,27	1 736	88	93
15	5	36	1 645	0,1012	0,002	1,95	1 648	21	22
16	5	88	2 415	0,1203	0,042	34,65	1 961	328	423
17	5	31	3 786	0,0953	0,002	1,74	1 534	19	20
18	5	60	2 466	0,1060	0,010	9,39	1 732	99	106
19	5	111	2 747	0,1517	0,024	15,77	2 365	152	169
20	4	491	10 469	0,2207	0,063	28,47	2 986	297	376
21	5	112	5 329	0,1099	0,007	6,47	1 799	68	72
22	5	54	3 595	0,1071	0,006	5,62	1 751	60	62
23	5	67	4 045	0,0968	0,004	3,88	1 563	43	44
24	4	66	5 225	0,0980	0,005	5,10	1 588	67	71

* Échantillon analysé par J. David au GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal.

[1] Nombre de cycles par bloc de données.

[2] Nombre de coups/seconde (brut), incluant le bruit électronique, ^{204}Hg et ^{204}Pb.

[3] Nombre de coups/seconde (brut), incluant le bruit électronique.

[4] Rapport corrigé pour le blanc d'Ar et la discrimination de masse.

[5] Intervalle de confiance de 70 %.

a été prélevé dans le Complexe de Buit. Il s'agit d'un gneiss granitique contenant une enclave de quartzite dont le site de prélèvement est situé à une dizaine de kilomètres au nord-est du massif du lac Allard de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (site 15, figure 3, annexe 3).

Gneiss granitique

Les observations faites sur le terrain suggèrent que le gneiss granitique (97-LM-2200) est issu de la remobilisation des sédiments du Groupe de Wakeham. La présence de tourmaline dans l'échantillon étudié est compatible avec cette interprétation. Les zircons extraits du gneiss granitique sont très hétérogènes. On y trouve : 1) des cristaux prismatiques arrondies ou à bipyramides franches et variant en élongation (1 : 2-4); et 2) des cristaux équidimensionnels à subarrondis. Plusieurs grains de zircon montrent des traces de corrosion et/ou sont entourés de surcroissances limpides à terminaisons pyramidales. Une première série d'analyses effectuées sur des multicristaux de zircon indiquait des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1272, 1530, 1896 et 2298 Ma, discordants de 1,2, 2,8, 14,9 et 17,7 % respectivement (analyses Z1 à Z4, tableau 4 et figure 11). L'hétérogénéité morphologique des zircons et la grande fourchette d'âges obtenue pour ces analyses reflètent probablement la présence de zircons hérités dans le gneiss granitique. Cependant, aucun de ces résultats ne peut être interprété avec confiance puisque chacune des quatre fractions pourrait être constituée de zircons hérités d'âges différents et/ou d'un mélange de zircons hérités et de matériaux formés lors de la cristallisation du magma. Six nouvelles analyses ont été effectuées sur des monocristaux de zircon fortement abrasés dans le but de déterminer l'âge de la mise en place du gneiss granitique et pour mieux définir

la distribution des âges de zircons hérités. L'analyse de deux prismes longs et automorphes a livré des âges concordants à subconcordants de 1535 et 1550 Ma (analyses Z10 et Z9 respectivement, tableau 4 et figure 11). Les quatre autres grains de zircon analysés sont subautomorphes et prismatiques ou équidimensionnels. Trois de ces grains ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1778, 1873 et 2688 Ma, discordants de 1,1 à 1,5 % (analyses Z6 à Z8, tableau 4). Ces âges correspondent, aux erreurs près, à ceux obtenus pour des zircons détritiques de la subarkose Zr3 du Groupe de Wakeham (voir tableau 3). Le résultat de l'analyse Z5, discordant de 5 %, a livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ beaucoup plus jeune de 1346 Ma (tableau 4). Enfin, une seule analyse a été produite sur des surcroissances à terminaisons pyramidales qui avaient été soigneusement détachées de leurs noyaux. Malheureusement, l'analyse U-Pb de ces surcroissances n'a pas permis d'obtenir des résultats valables à cause d'un très faible rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$. L'analyse de quatre fractions de rutile automorphe de couleur jaunâtre à orange-brun a livré des résultats discordants (1,8-3,0 %) avec des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ variant entre 1045 et 1060 Ma (analyses R1 à R4, tableau 4). Les analyses R2, R3 et R4 se répartissent sur une même droite discordia ayant une probabilité de coïncidence de 23 % et un intercept supérieur à 1052 +6/-4 Ma (figure 11). Étant donné que les assemblages métamorphiques du Complexe de Buit indiquent des conditions de température et de pression d'environ 550 °C et 0,35 GPa (Madore *et al.*, 1999), l'âge de 1052 +6/-4 Ma représente vraisemblablement l'âge du refroidissement du rutile sous sa température de clôture (environ 400 °C).

Il est difficile d'évaluer la signification géologique des résultats obtenus sur le zircon. Une première interprétation voudrait que l'ensemble des zircons individuels analysés soit hérité. Dans un tel cas, un âge maximum pour le gneiss granitique pourrait être établi à 1346 Ma, soit l'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ du zircon le plus jeune (analyse Z5, tableau 4; excluant la fraction multicristalline Z3). Toutefois, l'analyse Z5 est très discordante et a livré de fortes incertitudes dues à une très faible teneur en plomb radiogénique. En conséquence, l'âge de 1346 Ma ne correspond pas nécessairement à l'âge « vrai » du zircon. La seconde interprétation voudrait que l'âge concordant de 1535 ±5 Ma d'un zircon automorphe représente celui de la mise en place du gneiss granitique. Une étude géochronologique plus approfondie (soit par ICP-MS ou par sonde ionique) serait nécessaire afin de tester cette hypothèse. En somme, le zircon automorphe de 1535 Ma représente, soit un zircon igné issu de la cristallisation du magma granitique, soit un zircon hérité. À l'heure actuelle, nous pouvons seulement affirmer que le gneiss granitique du Complexe de Buit ne peut être plus vieux que 1535 ±5 Ma et que sa limite temporelle



FIGURE 12 - Affleurement montrant le contact net entre un quartzite laminé du Groupe de Wakeham (à droite) et le granite porphyrique (à gauche) du Complexe d'Aguanish daté à 1496+8/-7 Ma, échantillon 99-PV-2133A.

inférieure est à 1052 +6/-4 Ma, l'âge des rutiles dans cet échantillon.

Complexe d'Aguanish

Le Complexe d'Aguanish, situé au sud et au sud-est du Groupe de Wakeham, se trouve dans une grande antiforme orientée NW-SE à NE-SW (figure 3, annexe 3). Le complexe comprend quatre assemblages principaux incluant des paragneiss et des quartzites (qui présentent des affinités avec le Groupe de Wakeham), des gneiss granitiques, un cortège de granites et de pegmatites, dont des granites à texture oeillée, et des métagabbros semblables à ceux de la Suite mafique de la Robe Noire (Gobeil *et al.*, ce volume). Une étude géochronologique a été entreprise sur des granitoïdes afin d'établir des contraintes temporelles quant au magmatisme felsique dans le Complexe d'Aguanish. Entre autres, un granite gris massif et un granite gneissique ont été échantillonnés (sites 16 et 17, figure 3, annexe 3) dans le but premier de déterminer s'il existe un socle plus ancien que les roches supracrustales du Groupe de Wakeham dans le complexe. Un troisième échantillon, un granite porphy-rique mis en place dans des sédiments du Groupe de Wakeham (site 18, figure 3, annexe 3; figure 12), a été sélectionné afin de préciser l'âge minimum de la séquence supracrustale dans la partie sud du Domaine de Natashquan.

Granite gris massif

Un granite gris massif (99-PV-2215A) affleurant dans le secteur du lac Gaudreault a été échantillonné dans la partie nord du Complexe d'Aguanish (site 16, figure 3, annexe 3). Les zircons présents dans cet échantillon de granite massif forment une population homogène de prismes (1 : 2-3) ou de cristaux équidimensionnels. Ils sont automorphes, incolores, à section carrée et à terminaison complexe. Deux analyses effectuées à partir de prismes courts et de cristaux équidimensionnels (analyses Z3 et Z4, tableau 4) ont livré des âges concordants de 1498 ±3 et 1496 ±6 Ma (figure 13a). L'analyse Z1, effectuée sur six prismes courts (tableau 4), a livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ plus jeune à 1486 Ma et relativement discordant de 3,1 %. Ces trois analyses définissent une droite discordia ayant un intercept supérieur à 1498 +4/-3 Ma et un intercept inférieur à 453 +137/-138 Ma. La moyenne pondérée des analyses concordantes Z3 et Z4 indique un âge de 1498 ±3 Ma, identique, aux erreurs près, à celui de l'intercept supérieur. L'âge de 1498 ±3 Ma est interprété comme étant celui de la mise en place du granite massif et il est comparable à l'âge déterminé pour le gneiss granitique (96-PV-1230) du Complexe de Boulain ainsi qu'aux âges obtenus pour les intrusions de granitoïdes de la Suite felsique de Kataht (voir plus loin dans le texte). Une seule analyse a été effectuée sur des prismes allongés. Les résultats obtenus pour cette analyse (Z2, tableau 4) ont

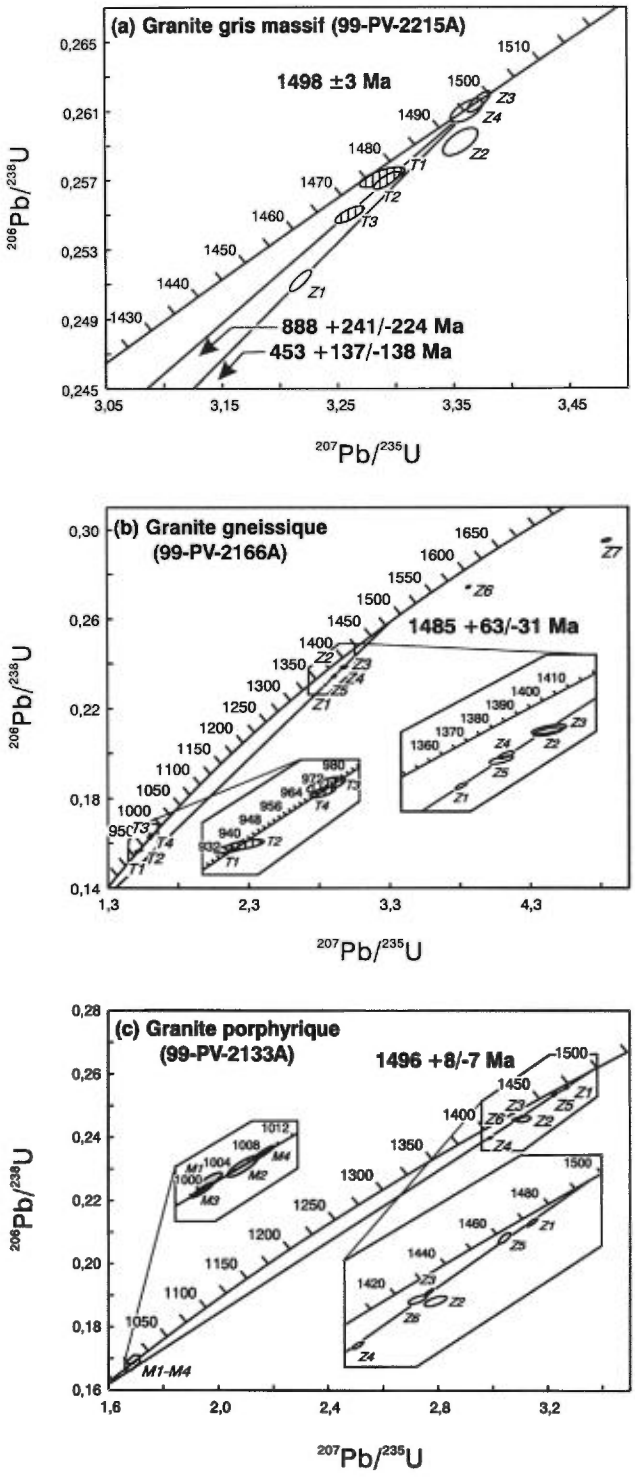


FIGURE 13 - Diagrammes concordia illustrant les résultats d'analyses de zircon (ellipses blanches), de monazite (ellipses ombragées) et de titanite (ellipses hachurées) provenant de trois échantillons de granite du Complexe d'Aguanish, Domaine de Natashquan : en (a), granite gris massif; en (b), granite gneissique; et en (c), granite porphyrique.

livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1509 Ma, discordant de 1,9 %. Cet âge minimum est interprété comme celui d'une composante héritée. Trois analyses de titanite xénomorphe de couleur brunâtre ont livré des résultats analytiques peu discordants (0,5-1,3 %) correspondant à des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1482, 1483 et 1486 Ma (analyses T1 à T3, tableau 4). Au moins deux interprétations sont possibles pour expliquer les résultats de titanite. D'une part, les titanites pourraient témoigner d'une faible perte en plomb (environ 5 %) à la suite d'un événement thermique grenvillien, puisque l'intercept inférieur d'une droite discordia calculée pour les trois analyses de titanite et les deux analyses concordantes de zircon (Z3 et Z4), soit 888 +241/-224 Ma (figure 13a), correspond en partie à l'Orogène grenvillien. D'autre part, une régression calculée uniquement à partir des trois analyses de titanite permet de définir un intercept supérieur de 1490 +200/-8 Ma (droite non illustrée à la figure 13a), lequel, bien que mal défini, pourrait représenter soit la formation de titanite lors d'un événement thermique d'âge Pinwarien, soit l'âge du refroidissement du granite massif sous la température de clôture de la titanite. Il est difficile de distinguer entre ces deux interprétations. Toutefois, dans les deux cas, les résultats obtenus sur la titanite montrent que les effets de l'orogénie grenvillienne sur le granite gris massif ne sont pas très importants.

Granite gneissique

Un échantillon de granite gneissique à biotite (99-PV-2166A; figure 14) a été prélevé à quelques kilomètres à l'ouest du lac Vaillancourt (site 17, figure 3, annexe 3). Les zircons issus de cet échantillon sont incolores, généralement fracturés et contiennent de nombreuses inclusions. Deux types morphologiques ont été identifiés : 1) des prismes allongés à trapus (1 : 2-5) aux arêtes tranchantes à légèrement émoussées et présentant une zonation magmatique; et 2) des cristaux équidimensionnels à subarrondis. Sept fractions de zircon, composées chacune de huit à onze cristaux, ont été analysées (analyses Z1 à Z7, tableau 4). Les résultats analytiques de la majorité de ces fractions sont de qualité médiocre à cause de fortes concentrations de Pb commun (20-64 pg, tableau 4), probablement d'origine primaire. Dans de telles circonstances, les corrections qui doivent être apportées pour la présence de plomb commun initial induisent la propagation d'une forte incertitude sur les âges calculés. Les analyses Z1 à Z5 définissent néanmoins une droite discordia (probabilité de coïncidence de 83 %) dont la régression permet de définir un intercept supérieur à 1485 +63/-31 Ma, lequel est interprété comme l'âge de la mise en place du granite gneissique, et un intercept inférieur à 771 +206/-233 Ma (figure 13b). L'importance de l'incertitude associée à l'âge de l'intercept



FIGURE 14 - Affleurement montrant le granite gneissique à biotite (échantillon 99-PV-2166A) du Complexe d'Aguanish, Domaine de Natashquan.

supérieur résulte probablement de la faible distribution des analyses Z1 à Z5 le long de la droite discordia, des grandes ellipses d'incertitude associées à trois des cinq analyses (Z2, Z3 et Z5) et du fort degré de discordance des cinq analyses (5,1-6,2 %, tableau 4 et figure 13b). Bien que mal défini, l'âge magmatique de 1485 +63/-31 Ma est comparable, dans la limite des erreurs analytiques, à ceux obtenus pour le granite massif et le granite porphyrique du Complexe d'Aguanish. Deux analyses de zircons prismatiques et équidimensionnels (Z6 et Z7 respectivement, tableau 4) ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ nettement plus anciens de 1661 et 1943 Ma, indiquant la présence de zircons hérités (figure 13b). Quatre analyses ont été effectuées sur des fragments de titanite xénomorphe et de couleur brun pâle à brun foncé (analyses T1 à T4, tableau 1). Les analyses effectuées à partir de titanite foncée (analyses T3 et T4) ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 966 et 972 Ma, tandis que celles effectuées sur des titanites de couleur brun pâle à brun moyen (analyses T1 et T2) ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ beaucoup plus jeunes de 930 et 943 Ma (tableau 4). Les quatre analyses chevauchent et recoupent la concordia et semblent définir deux populations d'âges différents, l'une à 972 ±6 Ma et l'autre à 938 ±4 Ma (figure 13b).

Granite porphyrique

Un granite porphyrique folié, presque gneissique, et recoupant des sédiments du Groupe de Wakeham (figure 12), a été échantillonné le long de la route, à l'est de Baie-Johan-Beetz (site 18; figure 3, annexe 3). Le site de prélèvement représente le seul endroit dans le sud du Groupe de Wakeham où les relations de recoupement ne sont pas ambiguës. L'échantillon de granite porphyrique (99-PV-2133A) a livré des zircons appartenant à une même famille morphologique de prismes (1 : 1-3) automorphes, incolores, à section carrée et à terminaison complexe. Les fractures sont nombreuses et l'étude microscopique a révélé la présence de noyaux dans certains grains. L'analyse de six fractions, composées chacune de cinq à neuf cristaux (analyses Z1 à Z6, tableau 4), a livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ variant entre 1434 et 1482 Ma avec des degrés de discordance entre 1,1 et 3,9 %. Cinq des fractions définissent une droite discordia (probabilité de coïncidence de 11 %) ayant un intercept supérieur à 1496 +8/-7 Ma et un intercept inférieur à 952 +60/-59 Ma (figure 13c). L'âge de 1496 +8/-7 Ma est interprété comme l'âge de cristallisation du granite porphyrique et conséquemment comme l'âge minimum des sédiments du Groupe de Wakeham dans ce secteur. L'âge de l'intercept inférieur indique que ces zircons ont essentiellement été affectés par une perte en plomb relié à un événement thermique grenvillien. L'analyse Z2, placée juste au-dessous de la droite discordia, a livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1467 Ma (tableau 4 et figure 13c). Cette analyse n'a pas été prise en compte pour le calcul d'âge, ses rapports isotopiques étant probablement influencés par un phénomène de perte en plomb plus complexe (par exemple, combinaison d'une perte épisodique d'âge Grenvillien et d'une perte récente). Des cristaux de monazite et de rutile sont aussi présents dans l'échantillon. Les monazites, généralement recouvertes d'une fine couche d'hématite, montrent des variations morphologiques. Elles se présentent sous la forme, soit de cristaux équidimensionnels, soit de prismes trapus à section carrée ou rectangulaire soit de cristaux arrondis, soit, plus rarement, de fragments xénomorphes. Tous les cristaux sont de couleur jaunâtre et contiennent une forte quantité d'inclusions. Quatre analyses effectuées à partir de monocristaux de monazite dépourvus d'inclusions ont livré des âges concordants à supraconcordants de 998, 1000, 1005 et 1008 Ma (analyses M1 à M4, tableau 4). Les quatre analyses ont des rapports Th/U identiques (16,43 à 16,74), ce qui suggère que les monazites sont issues d'un même événement thermique. Ces résultats pourraient donc indiquer la formation de monazite de façon presque continue entre 1008 et 998 Ma. Les résultats analytiques de deux fractions de rutile (non présentées) sont de pauvre qualité à cause de problèmes de dissolution (?) survenus lors de l'analyse chimique en laboratoire. Par conséquent, les âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtenus, de l'ordre de 0,93 à 0,96 Ga, sont difficiles à interpréter avec confiance. Cependant, les résultats de rutile sont en accord avec l'âge un peu plus vieux de 998 à 1008 Ma obtenu sur les monazites du même échantillon.

Suite felsique de Kataht

La Suite felsique de Kataht comprend un granite à texture rapakivique et une série d'intrusions de porphyre à quartz et à feldspath (figure 3, annexe 3; Verpaelst *et al.*, 1997a et 1997b; Madore *et al.*, 1997a et 1997b; Gobeil *et al.*, ce volume). Le porphyre se trouve sous la forme de plusieurs masses kilométriques qui, dans le secteur voisin du lac Briend (figure 3, annexe 3), sont nettement intrusives dans les sédiments du Groupe de Wakeham. Contrairement aux com-plexes tectonométamorphiques, la fabrique structurale des roches de cette suite est généralement peu développée; les granitoïdes sont massifs ou foliés. La Suite felsique de Kataht a été échantillonnée à quatre endroits différents pour la présente étude géochronologique (sites 19 à 22, figure 3, annexe 3).

Porphyre du lac Le Doré

Un porphyre à quartz et à feldspath échantillonné à l'ouest du lac Le Doré (site 19, figure 3, annexe 3) contient des zircons de qualité très variable et on y trouve une quantité importante de fragments. On distingue cependant une population morphologique de prismes à section carrée, ayant une longueur variable (1 : 2-5) et des terminaisons pyramidales simples. Cette population s'apparente à celles présentes dans les deux autres échantillons de porphyre de la Suite felsique de Kataht. Une deuxième population de zircon, constituée de cristaux équidimensionnels à faces

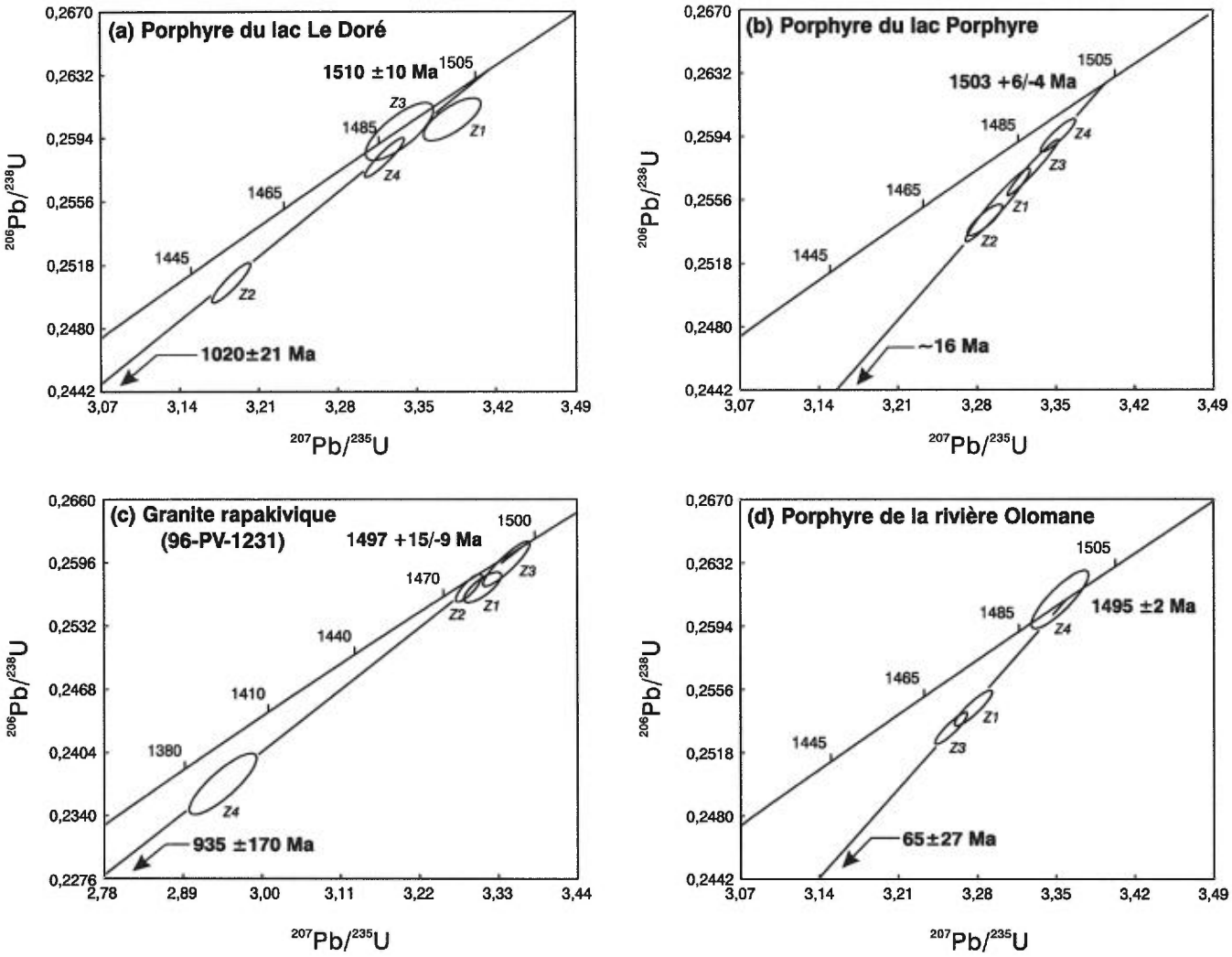


FIGURE 15 - Diagrammes concordia illustrant les résultats d'analyses obtenus sur des zircons provenant de quatre échantillons de granitoïdes de la Suite felsique de Kataht, Domaine de Natashquan : en (a), porphyre du lac Le Doré; en (b), porphyre du lac Porphyre; en (c), granite rapakivique; et en (d), porphyre de la rivière Olomane. Dans le cas du porphyre de la rivière Olomane, l'analyse Z2 (tableau 4), très discordante, n'est pas présentée sur le diagramme, mais a tout de même été utilisée lors du calcul de la discordia (voir texte).

cristallines multiples, semble être composée d'un noyau plus ancien et d'une surcroissance épaisse. Les résultats analytiques pour quatre fractions constituées à partir des deux populations morphologiques ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ variant entre 1470 et 1512 Ma (analyses Z1 à Z4, tableau 4). L'analyse Z3 (tableau 4) a livré un âge concordant à 1490 ±10 Ma, mais le rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$ est faible (569), ce qui résulte en une précision moyenne. Un calcul de régression produit à partir de l'ensemble des analyses a permis d'établir une droite discordia ayant un intercept supérieur à 1510 ±10 Ma, interprété comme l'âge maximum de la cristallisation, et un intercept inférieur dont l'âge représente un événement thermique grenvillien à 1020 ±21 Ma (figure 15a). Les résultats obtenus sur la fraction analytique Z1, qui ont livré un âge minimum de 1512 Ma, peuvent indiquer la présence d'un noyau un peu plus ancien présent dans certains cristaux. Finalement, un âge de 1004 ±15 Ma a été obtenu pour une fraction de titanite (analyse T1, tableau 4; résultat non illustré à la figure 15a), ce qui est identique, aux erreurs près, à l'âge de l'intercept inférieur de la discordia.

Porphyre du lac Porphyre

Dans le secteur du lac Briend (figure 3, annexe 3), les relations de terrain montrent clairement que le porphyre à quartz et à feldspath est intrusif au travers des sédiments du Groupe de Wakeham. La datation de cette roche permet donc de préciser l'âge minimum de la séquence supracrustale dans ce secteur. Trois types morphologiques de zircon ont été récupérés de l'échantillon de porphyre du lac Porphyre (site 20, figure 3, annexe 3) : 1) des prismes allongés ayant des terminaisons pyramidales à faces cristallines multiples et contenant de petites inclusions transparentes; 2) de petits cristaux automorphes équidimensionnels limpides; et 3) des zircons légèrement brunâtres qui varient de subarrondis à xénomorphes. La population de

prismes allongés est la plus abondante et représente vraisemblablement des cristaux issus de processus magmatiques. Les analyses de quatre fractions (Z1 à Z4, tableau 4) composées de un à quatre prismes de cette dernière population ont produit des résultats très cohérents à partir desquels il est possible de calculer une droite discordia dont l'intercept supérieur à 1503 +6/-4 Ma représente l'âge de cristallisation (figure 15b). L'intercept inférieur à 0,02 Ga indique que les zircons ont été affectés par une perte en plomb récente. L'analyse d'une fraction de titanite de couleur brunâtre (analyse T1, tableau 4) a livré un âge de 1029 ±11 Ma (résultat non illustré à la figure 15b).

Granite rapakivique

Le granite à texture rapakivique, échantillonné à cinq kilomètres au sud-est du lac Le Doré (site 21, figure 3, annexe 3), présente des similitudes minéralogiques, texturales et géochimiques avec le porphyre à quartz et à feldspath. Il en diffère toutefois par la taille de la mésostase et des phénocristaux. Les zircons présents dans l'échantillon de granite rapakivique (96-PV-1231) sont abondants et de très bonne qualité. Ils forment une population morphologique homogène constituée de prismes à section rectangulaire simple et à terminaisons bipyramidales parfois asymétriques. Les cristaux sont incolores à légèrement dorés et contiennent peu d'inclusions translucides. Quatre fractions analytiques (Z1 à Z4, tableau 4), constituées de deux à cinq cristaux, ont livré des résultats de bonne qualité malgré leurs faibles teneurs en U et en Pb. Les résultats obtenus sur les fractions Z1 à Z3 ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ variant de 1484 à 1496 Ma, faiblement discordants de 0,3 à 0,7 %; la fraction Z4 a livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ plus jeune à 1427 Ma, discordant de 4,3 %. Les quatre fractions se placent sur une même droite discordia (figure 15c) dont l'intercept supérieur recoupe la courbe concordia à 1497 +15/-9 Ma, lequel représente l'âge de la mise en place de l'intrusif. Ce résultat confirme le lien génétique possible entre le granite rapakivique et le porphyre à quartz et à feldspath (Verpaelst *et al.*, 1997b) qui a donné des âges entre 1510 ±10 Ma et 1495 ±2 Ma. L'importance de l'incertitude associée à l'âge de l'intercept supérieur provient du fait que les ellipses d'incertitude rattachées aux fractions analytiques Z1 à Z3 ont un axe long parallèle à celui de la courbe concordia et la recoupent en grande partie (figure 15c). Un âge imprécis pour l'intercept inférieur à 935 ±170 Ma témoigne vraisemblablement d'un phénomène de perte en plomb relié à un événement thermique grenvillien.

Porphyre de la rivière Olomane

Les zircons qui ont été récupérés de l'échantillon de porphyre de la rivière Olomane, au nord du lac Bohier (site 22, figure 3, annexe 3), sont abondants et de qualité bonne à excellente. Ils constituent une population homogène de prismes allongés, automorphes, à terminaisons pyramidales simples mais asymétriques. Ils sont incolores et sans inclusion ni fracture, et on ne peut y discerner aucune évidence de noyau. Quatre fractions analytiques (Z1 à Z4, tableau 4), chacune constituée de trois à cinq cristaux prismatiques, se répartissent sur une droite de régression dont les intercepts supérieur et inférieur correspondent respectivement à des âges de 1495 ±2 Ma et de 65 ±27 Ma (figure 15d). Ces derniers sont interprétés comme l'âge de la mise en place de l'intrusif et celui d'un phénomène de perte en plomb récente. L'analyse Z2 présente un taux de discordance relativement important (55 %) et n'apparaît par sur le diagramme de la figure 15d. Une population de titanite dont la concentration en plomb radiogénique est relativement faible (analyse T1, tableau 4) a livré un âge ayant une faible précision de 1014 ±18 Ma, lequel représente vraisemblablement un événement thermique grenvillien (résultat non illustré à la figure 15d). Ce résultat est cohérent avec ceux obtenus pour les analyses de titanite des deux autres échantillons de porphyre de la Suite felsique de Kataht.

Intrusions tardives

Cinq échantillons d'intrusions tardives de la région de Sept-Îles – Natashquan ont fait l'objet de la présente étude géochronologique : le Granite de Bigot, un granite faiblement folié, une mangérite massive, un dyke composite de diabase et de granite et un granite tardif de la Suite felsique de La Galissonnière (sites 23 à 27 respectivement, figure 3). Plusieurs de ces intrusions recoupent des fabriques mylonitiques grenvilliennes. Ainsi, ces échantillons ont été sélectionnés afin de limiter dans le temps le magmatisme postcinématique dans la région étudiée et de déterminer avec précision l'âge minimum de la déformation grenvillienne. Les résultats analytiques pour les cinq échantillons sont présentés au tableau 6 et à la figure 16.

Intrusions tardives de la région de Sept-Îles

Granite de Bigot

Le Granite de Bigot est une roche non déformée intrusive dans les lithologies qui composent le Complexe igné de Matamec du Domaine de Saint-Jean. L'échantillon étudié (AG-96-0297) a été prélevé dans la partie ouest du pluton, à environ 2,5 kilomètres à l'ouest du lac Bigot (site 23, figure 3, annexe 3). Son étude avait pour but de préciser l'âge minimum de la mise en place structurale du Complexe de Matamec. Les zircons tirés de cet échantillon se présentent selon deux types morphologiques distincts : le premier correspond à des cristaux subautomorphes, légèrement dorés, à section rectangulaire (1 : 3-6) et contenant de nombreuses inclusions, tandis que le second est constitué de prismes automorphes, trapus à équidimensionnels, incolores et limpides. Ces derniers montrent des faces prismatiques et des terminaisons pyramidales simples;

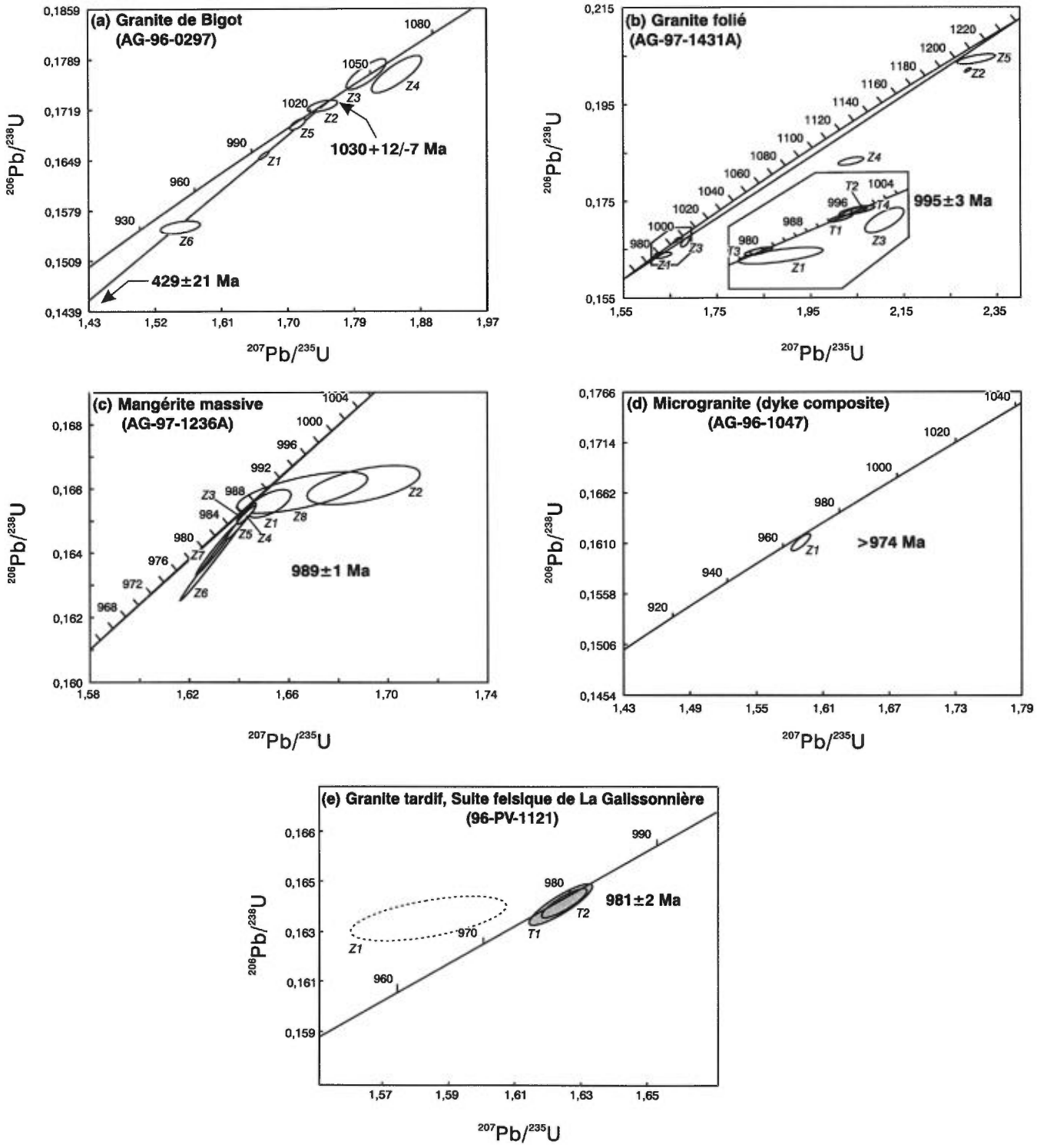


FIGURE 16 - Diagrammes concordia illustrant les résultats d'analyses de zircons (ellipses blanches ou pointillées) et de titanites (ellipses ombragées) provenant d'intrusions tardives de la région de Sept-Îles – Natashquan : en (a), Granite de Bigot; en (b), granite folié; en (c), mangérite massive; en (d), microgranite (dyke composite); et en (e), granite tardif de la Suite felsique de La Galissonnière, Domaine de Natashquan.

TABLEAU 6 - Résultats analytiques U-Pb sur zircons et titanites des intrusions tardives.

Échantillon			Concentrations			Rapports isotopiques					Âge	
#	Min	Poids (µg)	U (ppm)	Pb rad. (ppm)	Pb com. (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206 (Ma)	disc. (%)
	[1]			[2]	[3]	[4]	[5]	[5]	[5]	[5]		[6]
23- Granite de Bigot - (AG-96-0297) [7]												
Z1	2z,ic,eq,au,dia	5	419	77	13	1 674	0,215	0,1656±0,48	1,668±0,60	0,07304±0,12	1 015,1	2,9
Z2	3z,ic,pc,au,nm	8	60	12	20	277	0,310	0,1725±0,66	1,748±0,17	0,07351±0,58	1 027,9	0,2
Z3	1z,ic,eq,au,nm	6	39	9	8	319	0,398	0,1768±0,18	1,807±0,23	0,07410±0,52	1 044,2	-0,9
Z4	2z,ic,eq,au,nm	8	17	4	3	447	0,349	0,1768±0,21	1,848±0,28	0,07581±0,66	1 090,1	4,0
Z5	3z,ic,pl,m1	7	92	18	5	1 316	0,224	0,1699±0,64	1,714±0,88	0,07315±0,26	1 018,1	0,7
Z6	5z,ic,pl,dia	9	46	8	6	643	0,247	0,1556±0,76	1,554±0,22	0,07245±0,92	998,5	7,1
24- Granite folié - (AG-97-1431A) [8]												
Z1	8z,ic,pl,au,m1	6	145	25	35	275	0,139	0,1638±0,38	1,633±1,22	0,07232±1,00	995,1	1,9
Z2	10z,ic,pc,au,m1	6	95	20	3	2 278	0,156	0,2021±0,22	2,288±0,30	0,08213±0,18	1 248,5	5,5
Z3	5z,ic,pl,au,m1	2	239	47	3	1 724	0,305	0,1665±0,58	1,682±0,54	0,07326±0,44	1 021,2	3,0
Z4	5z,ic,pc,au,m1	2	142	28	18	231	0,169	0,1833±0,46	2,037±1,34	0,08061±1,12	1 211,9	11,4
Z5	3z,ic,eq,au,m1	2	113	24	20	172	0,148	0,2043±0,52	2,306±1,78	0,08186±1,48	1 242,2	3,9
T1	20t,bf,f,xn,fi	148	135	35	162	1 304	0,729	0,1667±0,18	1,661±0,34	0,07229±0,22	994,2	0,0
T2	19t,b,f,xn,fi	117	115	30	106	1 331	0,761	0,1672±0,18	1,668±0,34	0,07235±0,22	995,8	-0,1
T3	24t,ic,f,xn,fi	86	81	16	74	980	0,349	0,1641±0,20	1,623±0,40	0,07172±0,28	978,0	-0,2
T4	6t,b,f,xn,fi	42	114	31	72	707	0,813	0,1673±0,22	1,669±0,50	0,07237±0,36	996,4	-0,1
25- Mangérite massive - (AG-97-1236A) [8]												
Z1	15z,ic,eq,sb,m-0,5	4	130	22	8	656	0,093	0,1655±0,26	1,652±0,54	0,07239±0,42	996,8	1,0
Z2	10z,ic,pc,sb,m-0,5	4	68	11	10	308	0,113	0,1661±0,36	1,690±1,34	0,07379±1,18	1 035,8	4,7
Z3	10z,ic,f,xn,m-0,5	27	248	41	11	6 321	0,083	0,1653±0,18	1,643±0,24	0,07211±0,10	989,0	0,3
Z4	8z,ic,f,xn,dia	14	443	74	4	14 360	0,106	0,1652±0,18	1,643±0,22	0,07214±0,08	989,8	0,5
Z5	z,bp,f,xn,fi	267	2 138	428	43	135 000	0,338	0,1649±0,30	1,640±0,34	0,07214±0,08	989,8	0,6
Z6	z,bp,f,xn,fi	467	2 405	462	85	134 500	0,288	0,1639±0,86	1,631±0,88	0,07214±0,08	989,8	1,2
Z7	z,bp,f,xn,fi	342	2 537	482	134	65 940	0,272	0,1641±0,46	1,631±0,48	0,07208±0,08	988,1	0,9
Z8	1z,ic,pl,sb,m1	4	239	40	44	258	0,102	0,1659±0,38	1,666±1,58	0,07282±1,36	1 008,9	2,1
26- Microgranite (dyke composite) - (AG-96-1047) [7]												
Z1	1z,ic,eq,xn,dia	18	49	8	12	764	0,170	0,1611±0,07	1,590±0,07	0,07159±0,18	974,3	1,2
SUITE FELSIQUE DE LA GALISSONNIÈRE												
27- Granite tardif - (96-PV-1121) [9]												
T1	8t,b,f,fi	85	259	45	149	1 554	0,168	0,1638±0,35	1,622±0,44	0,07183±0,24	981,1	0,4
T2	12t,b,f,fi	112	339	58	391	1 028	0,152	0,1642±0,31	1,625±0,37	0,07185±0,18	981,7	0,2

[1] Minéral : nombre de grains si moins de 25 grains, (z) zircon, (t) titanite, (ic) incolore, (b) brun, (bp) brun pâle, (bf) brun foncé, (f) fragment, (pc) prisme court, (pl) prisme long, (eq) équidimensionnel à facettes, (au) automorphe, (sb) subautomorphe, (xn) xénomorphe; susceptibilité du séparateur magnétique, (dia) diamagnétique, (nm) non magnétique, (m0) magnétique à 1 degré d'inclinaison, etc., (fi) magnétique entre 1,0 A et 1,8 A et 10 degrés d'inclinaison.

[2] Plomb radiogénique

[3] Plomb commun total (étalon, contamination et minéral).

[4] Corrigé pour la discrimination de masse.

[5] Corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (zircon, Pb=2-10 pg, U=0-1 pg; titanite, Pb=6-15 pg, U=0,2-2 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à deux écarts-types. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers (1975).

[6] Discordance

[7] Échantillon analysé par J. David au GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal.

[8] Échantillon analysé par N. Wodicka au laboratoire de géochronologie de la Commission géologique du Canada.

[9] Échantillon analysé par M. Parent au GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal.

toutefois, des prismes allongés, caractérisés par des terminaisons pyramidales devenant de plus en plus complexes, pourraient également être associés à cette seconde population. Six fractions (Z1 à Z6, tableau 6), constituées de un à cinq grains appartenant à la deuxième population, ont été analysées. Elles ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ variant entre 999 et 1090 Ma, discordants de –0,9 à 7,1 %. À l'exception de la fraction analytique Z4, les résultats se répartissent selon une même droite discordia dont l'intercept supérieur est de 1030 +12/-7 Ma et l'intercept inférieur de 429 ±21 Ma (figure 16a; probabilité de coïncidence de 42 %). L'âge de 1030 +12/-7 Ma défini par l'intercept supérieur est interprété comme étant celui de la mise en place du Granite de Bigot. Les résultats livrés par la fraction analytique Z4 ne peuvent que représenter un mélange entre des matériaux (surcroissances ?) formés lors de la cristallisation du magma à 1030 Ma et des zircons hérités, plus anciens et présents en inclusion.

Granite folié

L'échantillon de granite (AG-97-1431A) prélevé à environ six kilomètres au NNE du lac Manitou (site 24, figure 3, annexe 3) correspond à un granite massif à faiblement folié, associé à une petite intrusion tarditectonique ou post-tectonique. À l'affleurement, le granite comprend des enclaves de roches gneissiques ou foliées du Complexe de Canatiche du Domaine de Lac-à-l'Aigle qui ont été déformées avant la mise en place du granite. La datation de cette roche permet donc de préciser l'âge minimum des gneiss du Complexe de Canatiche incorporés dans le granite et l'âge maximum de la déformation dans le granite. Les zircons extraits de cet échantillon sont généralement incolores et assez fracturés. Ils se présentent sous la forme de prismes longs à trapus, avec un développement de faces cristallines simples et certaines terminaisons arrondies. Les inclusions sont fréquentes. Les titanites sont xénomorphes et de couleur brunâtre à presque incolores. Des surcroissances incolores sur certains cristaux de titanite de couleur brunâtre ont été observées au microscope binoculaire. Cinq fractions de zircon (Z1 à Z5) et quatre de titanite (T1 à T4) ont été analysées (tableau 6). Les analyses correspondant aux zircons sont dispersées et ne définissent pas d'alignement net (figure 16b). Les âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de ces cinq fractions s'échelonnent entre 995 et 1249 Ma, fortement discordants de 1,9 à 11,4 %. Une régression calculée à partir des trois fractions montrant une disposition colinéaire (analyses Z2, Z4 et Z5, figure 16b) fournit une droite recoupant la concordia à 1274 +30/-17 Ma et 449 +211/-237 Ma avec une probabilité de coïncidence relativement faible (51 %) (droite non illustrée à la figure 16b). Les analyses effectuées à partir de fragments de titanite de couleur brunâtre (analyses T1, T2 et T4, tableau 6) ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ concordants de 994 et 996 Ma. La moyenne pondérée de ces trois résultats correspond à un âge de 995 ±3 Ma. Ce dernier est comparable à l'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de l'analyse Z1 composée de huit zircons prismatiques longs (995 ±20 Ma, tableau 6). Une quatrième analyse correspondant à des fragments de titanite incolore (analyse T3, tableau 6) chevauche et recoupe la concordia à 979 ±2 Ma (figure 16b).

Deux interprétations sont possibles pour expliquer les résultats obtenus de l'analyse des zircons et des titanites. D'une part, l'âge de l'intercept supérieur à 1274 +30/-17 Ma pourrait correspondre à l'âge de la mise en place du granite, tandis que l'âge de 995 ±3 Ma représenterait un événement thermique plus jeune. Toutefois, l'âge de l'intercept supérieur est jugé peu significatif en raison des grandes ellipses d'incertitude associées à deux des trois analyses (Z4 et Z5, figure 16b) utilisées pour calculer la droite discordia. D'autre part, les résultats obtenus sur les analyses Z2 à Z5, qui ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ variant entre 1021 ±9 et 1249 ±4 Ma, pourraient indiquer la présence de noyaux plus anciens, auquel cas l'âge de la mise en place de l'intrusion serait représenté par l'âge des titanites de couleur brunâtre à 995 ±3 Ma. Ces titanites ont des rapports Th/U relativement élevés (2,4 à 2,7 c. 1,1 pour les titanites incolores, T3), similaires à ceux de titanites issus de processus magmatiques (par exemple, Abraham *et al.*, 1994). Sur la base de ces résultats et de la coïncidence entre l'âge des titanites et celui, bien que moins précis, de la fraction de zircon la plus jeune, l'âge de 995 ±3 Ma représente probablement l'âge de la mise en place du granite et conséquemment l'âge minimum des lambeaux de gneiss du Complexe de Canatiche incorporés dans l'intrusion. Finalement, étant donné la présence de surcroissances incolores sur des cristaux de titanite plus foncée, l'âge de 979 ±2 Ma correspond vraisemblablement à un épisode de croissance cristalline distinct.

Mangérite massive

Une mangérite massive à faiblement foliée (AG-97-1236A) a été échantillonnée à environ 12,5 kilomètres au NE du lac Manitou (site 25, figure 3, annexe 3). Le pluton de mangérite recoupe des leucogabbros de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre et les fabriques mylonitiques qui caractérisent les grands chevauchements NNW dans le Domaine de Saint-Jean. Il correspond à une anomalie magnétique plutôt circulaire. Les zircons extraits de cet échantillon se présentent, en très grande partie, sous la forme de fragments de grains. Les quelques cristaux encore entiers sont équidimensionnels ou prismatiques, automorphes à subautomorphes et incolores. La partie centrale de ces cristaux est généralement fracturée. Trois fractions de fragments de grains bruns pâles et magnétiques à forte inclinaison (analyses Z5 à Z7, tableau 6) avaient été interprétées dans un premier temps comme des titanites, elles ont donc été soumises conséquemment à un traitement à l'acide bromhydrique. Toutefois, une étude au microscope

électronique à balayage de fragments de grains identiques à ceux-ci indique qu'il s'agit de zircons. Les trois analyses ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ pratiquement identiques à ceux obtenus à partir de fragments de zircons incolores diamagnétiques ou magnétiques à –0,5 degré d'inclinaison (analyses Z3 et Z4, tableau 6), soit entre 988 et 990 Ma (figure 16c). La moyenne pondérée de ces cinq résultats correspond à un âge de 989 ±1 Ma. Ce dernier est interprété comme étant celui de la mise en place de la mangérite. Les analyses de zircon automorphe à subautomorphe semblent montrer la trace d'une mémoire isotopique héritée (figure 16c). L'analyse de cristaux équidimensionnels a livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 997 Ma (analyse Z1, tableau 6), tandis que les analyses de prismes à terminaisons simples ont livré des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ un peu plus vieux de 1009 et 1036 Ma (analyses Z8 et Z2 respectivement, tableau 6).

Microgranite (dyke composite)

L'échantillon de dyke composite diabase/granite (AG-96-1047) a été prélevé dans la bordure du massif du Nord-Ouest de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (site 26, figure 3, annexe 3). Nous avons extrait les zircons de la composante granitique microgrenue du dyke qui correspond vraisemblablement au liquide de fin de cristallisation. Dans l'ensemble, les zircons montrent des caractéristiques morphologiques très hétérogènes. Les cristaux sont xénomorphes et équidimensionnels, incolores à rougeâtres, et les quelques grains qui présentent des faces cristallines sont complètement émoussés; toutes ces caractéristiques sont typiques de cristaux affectés par un métamorphisme de haut grade. La plupart des grains représentent donc des zircons hérités qui ont été assimilés dans le magma basaltique, sans être complètement digérés. Quatre fractions analytiques ont été préparées en utilisant chaque fois un seul grain de zircon équidimensionnel, xénomorphe et limpide. Tous les zircons choisis n'ont livré que de très faibles teneurs en U et, de ce fait, une seule des fractions a produit un signal suffisamment intense au spectromètre de masse pour obtenir des résultats acceptables (analyse Z1, tableau 6). Ce résultat fut d'ailleurs obtenu pour le plus gros des cristaux préparés et il a livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 974 Ma discordant de 1,2 % (figure 16d). Ce résultat est interprété comme représentant l'âge *minimum* de la mise en place du dyke composite.

Suite felsique de La Galissonnière de la région de Natashquan

Granite tardif

Un granite tardif appartenant à la Suite felsique de La Galissonnière a été échantillonné à l'ouest de la rivière Natashquan (site 27, figure 3, annexe 3). Ce granite recoupe les gneiss du Complexe de Boulain, les séquences sédimentaires du Groupe de Wakeham, le granite rapakivique de la Suite felsique de Kataht, un granite à fluorine de la Suite felsique d'Olomane, des gabbros, de même que la Zone de cisaillement de Natashquan. Les zircons tirés du granite tardif (96-PV-1121) sont abondants et relativement homogènes. Une population homogène de prismes allongés et incolores à section carrée et à terminaisons peu développées représente des cristaux issus de la cristallisation d'un liquide magmatique. Cependant, bien que la population soit homogène, les zircons sont métamictes et/ou remplis d'inclusions. L'analyse d'une fraction (analyse Z1) composée de trois prismes de qualité moyenne a livré un âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 937 Ma, discordant de –4,2 % (figure 16e, résultats non inclus dans le tableau 6). Étant donné la piètre qualité des zircons et l'impossibilité de tirer des résultats valables de son analyse, il nous est apparu préférable de concentrer nos efforts sur les titanites. En effet, la titanite est présente en grande quantité dans ce granite. Deux populations distinctes de titanite ont été observées. La première est composée de fragments incolores à faiblement teintés, tandis que la seconde est composée de fragments automorphes de couleur brun-rouge foncé. Les titanites incolores ont été analysées, mais leur teneur en U et en Pb était trop faible pour livrer des résultats acceptables. L'analyse de deux fractions (analyses T1 et T2, tableau 6) composées de huit et douze cristaux de titanite foncée a livré des âges concordants de 981,1 ±2 et 981,7 ±2 Ma. La moyenne du centroïde des ellipses des erreurs indique un âge de 981 ±2 Ma (figure 16e). Dans le cas d'intrusions tardives, où le taux de refroidissement est rapide, l'âge livré par les titanites devrait normalement être le même que celui des zircons ou des monazites. Par conséquent, l'âge de 981 ±2 Ma est interprété comme celui de la mise en place de ce granite et permet d'établir l'âge minimum de la déformation grenvillienne dans la partie est du Groupe de Wakeham et de la Zone de cisaillement de Natashquan.

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean

Âge du dépôt des paragneiss du Complexe de Manitou

L'âge maximum de la période de sédimentation de la séquence supracrustale du Complexe de Manitou, Domaine de Saint-Jean, n'est pas bien défini, en grande partie à cause de la petite taille des grains de zircon analysés, de la présence probable de surcroissances métamorphiques et/ou d'un phénomène de perte en plomb reliée au métamorphisme grenvillien dans la région. Par conséquent, les résultats des analyses de zircons détritiques des deux échantillons de paragneiss étudiés sont soit très discordants (4,7-25,4 %), soit associés à de grandes ellipses d'incertitude.

Toutefois, sur la base des résultats de calculs de droite discordia et des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ des zircons détritiques fortement abrasés du paragneiss (AG-99-1311A), nous présumons que l'âge des paragneiss du Complexe de Manitou est inférieur à 1,59-1,55 Ga. Les âges de 1168 ±6 Ma du leucogranite à magnétite (AG-96-2110) et de 1143 +9/-6 Ma de l'orthogneiss granitique oeillé (AG-97-2509A), tous deux intrusifs dans les roches supracrustales du Complexe de Manitou, fixent l'âge minimum de dépôt des paragneiss à environ 1168 Ma. Ces résultats montrent donc que le dépôt des sédiments du Complexe de Manitou a eu lieu à l'intérieur de la fourchette de temps de 1,59-1,17 Ga.

Pour les mêmes raisons que celles mentionnées plus haut, l'âge des matériaux-sources des paragneiss du Complexe de Manitou est mal défini. Les données suggèrent cependant que les matériaux sédimentaires ne proviennent pas exclusivement de source(s) d'âge Mésoprotérozoïque (ou Tardipaléoprotérozoïque si l'on tient compte des erreurs analytiques et des calculs de droite discordia), mais également de sources d'âge Paléoprotérozoïque et, possiblement, d'âge Archéen.

L'ensemble de ces résultats indique que les sédiments du Complexe de Manitou pourraient avoir été déposés durant la même fourchette de temps que celle des sédiments du Groupe de Wakeham établie entre environ 1,63 et 1,50 Ga (voir plus loin dans le texte). Cette hypothèse est appuyée par la présence de matériaux-sources mésoprotérozoïques et paléoprotérozoïques dans les deux séquences supracrustales, ainsi que par la prédominance dans le Complexe de Manitou de gneiss quartzofeldspathiques et de gneiss à orthopyroxène, clinopyroxène et hornblende qui pourraient représenter des protolithes de grès impurs (Gobeil *et al.*, ce volume). Si tel est le cas, les roches supracrustales du Complexe de Manitou représentent vraisemblablement la partie inférieure déformée et migmatisée de la séquence supracrustale du Groupe de Wakeham. Toutefois, bien que peu de roches intrusives du Complexe de Manitou soient datées, l'absence apparente dans ce complexe de plutons d'âge Pinwarien ou Elzevirien (figure 17, tableau 7) suggère que le Domaine de Saint-Jean et celui de Natashquan ont évolué dans des environnements différents avant l'Orogénie grenvillienne (voir aussi Gobeil *et al.*, ce volume). D'autre part, il est également possible que le dépôt des sédiments du Complexe de Manitou ait accompagné celui des sédiments silicoclastiques et carbonatés du secteur de Rivière-Pentecôte (figure 1), qui sont recoupés par l'Anorthosite de la rivière Pentecôte datée à 1365 +7/-4 et à 1354 ±3 Ma (Emslie et Hunt, 1990; Martignole *et al.*, 1993). La suggestion que les roches ignées du Complexe de Matamec ont pu se mettre en place entre environ 1378 et 1351 Ma dans des roches sédimentaires qui sont vraisemblablement la base du Manitou (Gobeil *et al.*, ce volume) appuie cette hypothèse. Cependant, si tel est le cas, la séquence supracrustale du Complexe de Manitou représenterait un faciès distinct de la séquence silicoclastique-carbonatée du secteur de Rivière-Pentecôte, puisque les niveaux de roches pélitiques, quartzitiques et carbonatées sont restreints à l'intérieur du Complexe de Manitou (par exemple, Gobeil *et al.*, ce volume). Des données U-Pb complémentaires sur les roches intrusives et/ou sur les paragneiss (par sonde ionique par exemple) du Complexe de Manitou seront nécessaires afin de préciser ces corrélations.

Magmatisme antégrenvillien

Un granite porphyrique oeillé (AG-97-2510A), une mangérite (AG-96-1314) et un granite gneissique oeillé porphyroblastique (AG-96-2629) du Complexe de Matamec, Domaine de Saint-Jean, ont donné des âges de cristallisation respectifs de 1378 ±4, 1371 +7/-5 et 1371 ±2 Ma (figure 17, tableau 7). Sur la base d'observations de terrain, ces résultats semblent représenter non seulement la période de la mise en place de magmas felsiques dans ce complexe entre environ 1378 et 1371 Ma, mais aussi celle de la composante gabbronoritique (Saint-Germain et Corriveau, ce volume; Gobeil *et al.*, ce volume). Le dyke de gabbronorite du lac Volant, qui montre des similarités géochimiques avec le gabbronorite, a donné un âge plus jeune de 1351 ±6 Ma et représente donc une phase cogénétique tardive du Matamec (Gobeil *et al.*, 1999). Il recoupe la fabrique de la roche encaissante et indique que le Complexe de Matamec a acquis sa structure interne avant environ 1351 Ma (*op. cit.*).

Les âges obtenus sur les roches plutoniques du Complexe de Matamec sont cohérents avec celui de 1354 ±3 Ma (Martignole *et al.*, 1993) d'un leuconorite et celui de 1365 +7/-4 Ma (Emslie et Hunt, 1990) d'une monzonite quartzifère à pyroxènes, de l'Anorthosite de la rivière Pentecôte (figure 1). Dans les segments central et occidental de la Province de Grenville, des gneiss tonalitiques et dioritiques du Complexe de La Bostonnais dont l'âge varie entre 1400 et 1370 Ma (Nadeau et van Breemen, 1994; Corrigan et van Breemen, 1997) et des trondhjémites, tonalites et granodiorites de la zone de chevauchement marginale de la Ceinture métasédimentaire centrale qui varient entre environ 1370 et 1350 Ma (Lumbers *et al.*, 1990) sont de composition différente, mais d'âge comparable aux roches plutoniques du Complexe de Matamec. La différence de composition entre les ensembles de granitoïdes des segments central et occidental de la Province de Grenville et les roches du type AMCG du segment oriental implique des environnements tectoniques distincts pour ces deux secteurs durant la période de ~ 1,4-1,35 Ga (par exemple, Rivers, 1997; Rivers et Corrigan, 2000). Les granitoïdes du Complexe de La Bostonnais et de la zone de chevauchement marginale de la Ceinture métasédimentaire centrale possèdent des caractéristiques géochimiques typiques d'un arc continental à tendance

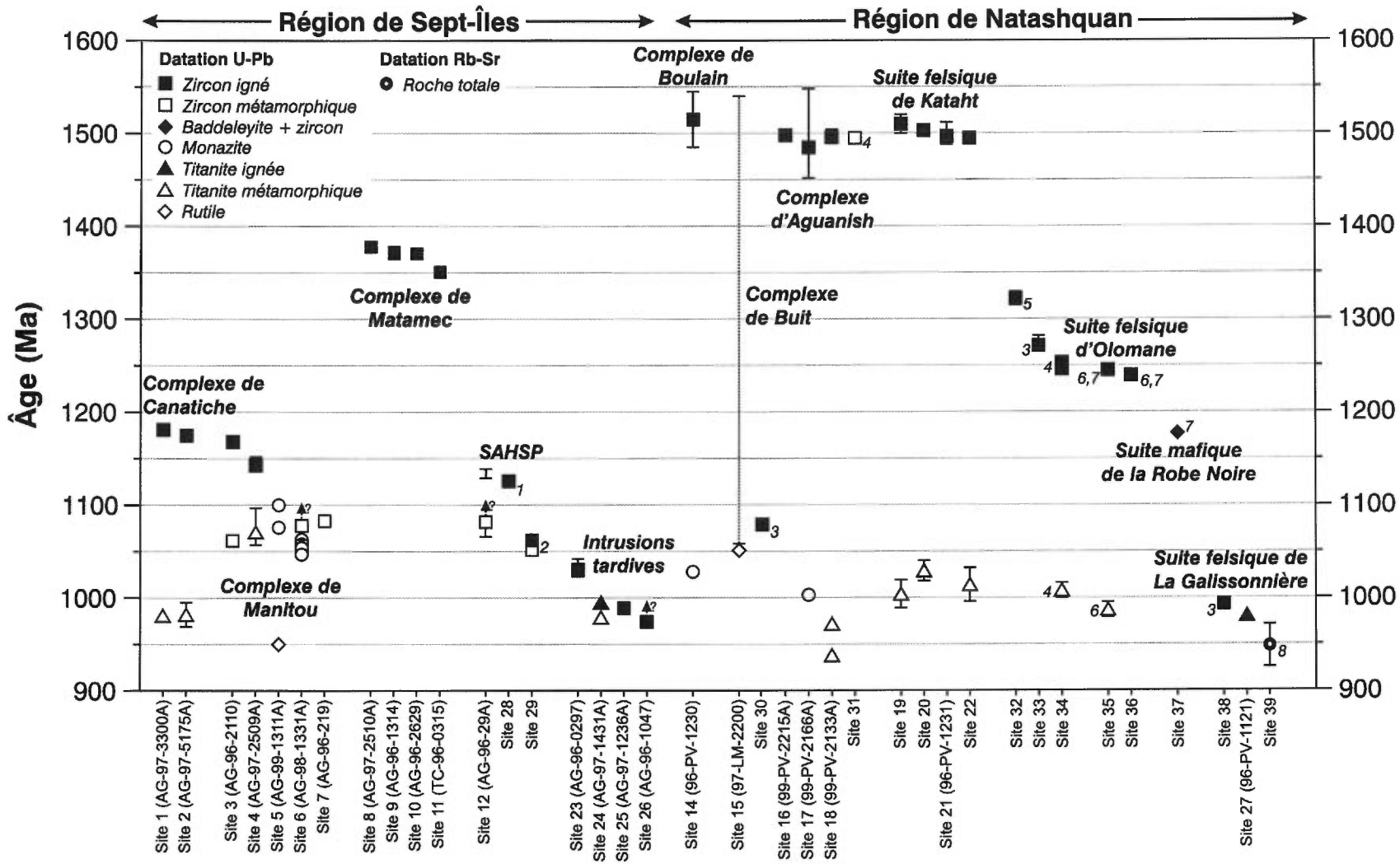


FIGURE 17 - Compilation des âges U-Pb et Rb-Sr associés au magmatisme et au métamorphisme dans les régions de Sept-Îles et de Natashquan. Les données proviennent de la présente étude (symboles non numérotés; voir aussi Madore *et al.*, 1997a et 1997b; Verpaelst *et al.*, 1997a et 1997b; Chevé *et al.*, 1999 et 2001; Gobeil *et al.*, 1999) et de (1) Emslie et Hunt (1990), (2) van Breemen et Higgins (1993), (3) Loveridge (1986), (4) Clark et Machado (1995), (5) Martignole *et al.* (1992), (6) Indares et Martignole (1993), (7) Martignole *et al.* (1994) et (8) Fowler et Doig (1983). (SAHSP) Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre.

TABLEAU 7 - Sommaire des datations U-Pb, Pb-Pb et Rb-Sr de la région de Sept- Îles – Natashquan.

Site (# d'échantillon)	Lithologie	Âge	Interprétation
		DOMAINE DE LAC-À-L'AIGLE	
Complexe de Canatiche			
1 (AG-97-3300A)	Granite massif à biotite-hornblende	1181 +3/-2 $Ma^{Z,1,2}$	Âge de cristallisation
		981 ±3 $Ma^{T,1,2}$	Néocristallisation ou refroidissement
2 (AG-97-5175A)	Leucogranite folié	1175 ±4 $Ma^{Z,1,2}$	Âge de cristallisation
		982 ±13 $Ma^{T,1}$	Néocristallisation ou refroidissement
		DOMAINE DE SAINT-JEAN	
Complexe de Manitou			
3 (AG-96-2110)	Leucogranite à magnétite	1168 ±6 $Ma^{Z,1,3,4}$	Âge de cristallisation
		ca. 1062 $Ma^{Z,1,3,4}$	Âge métamorphique
4 (AG-97-2509A)	Orthogneiss granitique oeillé	1143 +9/-6 $Ma^{Z,1,3,4}$	Âge de cristallisation
		1071 +26/-14 $Ma^{T,1}$	Âge de refroidissement
5 (AG-99-1311A)	Paragneiss à biotite-grenat-sillimanite	< 1,59-1,55 $Ga^{Z,1}$	Âge maximum de dépôt
		1100 ±2 $Ma^{M,1}$	Cristallisation de monazite prograde
		1076 ±4 $Ma^{M,1}$	Âge métamorphique
		950 ±5 $Ma^{R,1}$	Âge de refroidissement
6 (AG-98-1331A)	Paragneiss à biotite-grenat-sillimanite-graphite	> 1078 ±3 $Ma^{Z,1}$	Âge métamorphique
		1056 ±5 $Ma^{Z,1}$	Âge métamorphique
		1063 ±2 $Ma^{M,1}$	Âge métamorphique
		1058 ±2 $Ma^{M,1}$	Âge métamorphique
		1054 ±2 $Ma^{M,1}$	Âge métamorphique
		1047 ±2 $Ma^{M,1}$	Âge métamorphique
7 (AG-96-219A)	Amphibolite à grenat-orthopyroxène	1083 ±2 $Ma^{Z,1}$	Âge métamorphique
Complexe de Matamec			
8 (AG-97-2510A)	Granite porphyrique oeillé	1378 ±4 $Ma^{Z,1,3,4}$	Âge de cristallisation
9 (AG-96-1314)	Mangérite	1371 +7/-5 $Ma^{Z,1,3,4}$	Âge de cristallisation
10 (AG-96-2629)	Granite gneissique oeillé porphyroblastique	1371 ±2 $Ma^{Z,1,3,4}$	Âge de cristallisation
11 (TC-96-0315)	Dyke de gabbronorite du lac Volant	1351 ±6 $Ma^{Z,1,3,4}$	Âge de cristallisation
Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre			
12 (AG-96-29A)	Anorthosite à grenat	< 1139 > 1129 $Ma^{Z,1}$	Âge max. et min. de cristallisation
		> 1082 ±16 $Ma^{Z,1}$	Âge métamorphique
28	Mangérite	1126 +7/-6 $Ma^{Z,5}$	Âge de cristallisation
29	Anorthosites pegmatitiques	1062 ±4 $Ma^{Z,6}$	Âge de cristallisation
		1052 ±2 $Ma^{Z,6}$	Âge métamorphique
		DOMAINE DE NATASHQUAN	
Groupe de Wakeham			
13 (Zr3)	Subarkose	< 1,63 $Ga^{Z,1,7,8}$	Âge maximum de dépôt
Complexe de Boulain			
14 (96-PV-1230)	Gneiss granitique	1515 ±30 $Ma^{Z,1,7,8}$	Âge de cristallisation
		1028 ±4 $Ma^{M,1}$	Âge métamorphique
Complexe de Buit			
15 (97-LM-2200)	Gneiss granitique	< 1535 > 1052 $Ma^{Z,R,1}$	Âge max. et min. de cristallisation
		1052 +6/-4 $Ma^{R,1}$	Âge métamorphique
30	Monzogranite folié	1079 ±5 $Ma^{Z,9}$	Âge de cristallisation

TABLEAU 7 (suite) - Sommaire des datations U-Pb, Pb-Pb et Rb-Sr de la région de Sept- Îles – Natashquan.

Site (# d'échantillon)	Lithologie	Âge	Interprétation
		DOMAINE DE NATASHQUAN	
Complexe d'Aguanish			
16 (99-PV-2215A)	Granite gris massif	1498 ±3 $Ma^{Z,1}$	Âge de cristallisation
17 (99-PV-2166A)	Granite gneissique	1485 +63/-31 $Ma^{Z,1}$	Âge de cristallisation
		972 ±6 $Ma^{T,1}$	Néocristallisation ou refroidissement
		938 ±4 $Ma^{T,1}$	Âge d'un événement (hydro)thermal
18 (99-PV-2133A)	Granite porphyrique	1496 +8/-7 $Ma^{Z,1}$	Âge de cristallisation
		1008-998 $Ma^{M,1}$	Âge métamorphique
31	Gneiss granitique	1495 ±2 $Ma^{Z,10}$	Âge métamorphique
Suite felsique de Kataht			
19	Porphyre du lac Le Doré	1510 ±10 $Ma^{Z,1,11,12}$	Âge de cristallisation
		1004 ±15 $Ma^{T,1}$	Âge métamorphique
20	Porphyre du lac Porphyre	1503 +6/-4 $Ma^{Z,1,11,12}$	Âge de cristallisation
		1029 ±11 $Ma^{T,1}$	Âge métamorphique
21 (96-PV-1231)	Granite rapakivique	1497 +15/-9 $Ma^{Z,1,7,8}$	Âge de cristallisation
22	Porphyre de la rivière Olomane	1495 ±2 $Ma^{Z,1,11,12}$	Âge de cristallisation
		1014 ±18$Ma^{T,1}$	Âge métamorphique
Roches felsiques mésoprotérozoïques			
32	Monzonite porphyrique	1322 ±7 $Ma^{Z,13}$	Âge de cristallisation
33	Rhyolite	1271 +13/-3 $Ma^{Z,9}$	Âge de cristallisation
34	Porphyre felsique	1253 ±6 $Ma^{Z,10}$	Âge maximum de cristallisation
		1246 ±5 $Ma^{Z,10}$	Âge minimum de cristallisation
		1008 ±8 $Ma^{T,10}$	Âge métamorphique
Suite felsique d'Olomane			
35	Granite folié	1245 ±3 $Ma^{Z,14,15}$	Âge de cristallisation
		987 ±8 $Ma^{T,14}$	Néocristallisation ou refroidissement
36	Granite folié	1239 ±3 $Ma^{Z,14,15}$	Âge de cristallisation
Suite mafique de la Robe Noire			
37	Filon-couche de gabbro	1177 +5/-4 $Ma^{Z,B,14}$	Âge de cristallisation
		INTRUSIONS TARDIVES	
23 (AG-96-0297)	Granite de Bigot	1030 +12/-7 $Ma^{Z,1,3,4}$	Âge de cristallisation
24 (AG-97-1431A)	Granite folié	995 ±3 $Ma^{Z,1,2}$	Âge de cristallisation
		979 ±2 $Ma^{T,1,2}$	Néocristallisation ou refroidissement
25 (AG-97-1236A)	Mangérite massive	989 ±1 $Ma^{Z,1,2}$	Âge de cristallisation
26 (AG-96-1047)	Microgranite (dyke composite)	> 974 $Ma^{Z,1,3,4}$	Âge minimum de cristallisation
Suite felsique de La Galissonnière			
27 (96-PV-1121)	Granite tardif	981 ±2 $Ma^{T,1}$	Âge de cristallisation
38	Granite tardif	993 ±3 $Ma^{Z,9}$	Âge de cristallisation
39	Granite tardif	948 ±23 $Ma^{RT,16}$	Âge de cristallisation

Notes : Datation(s) U-Pb sur : (Z) zircon, (M) monazite, (T) titanite et (R) rutile; déterminées par : (1) présente étude, (2) Chevé *et al.*, 2001, (3) Chevé *et al.*, 1999, (4) Gobeil *et al.*, 1999, (5) Emslie et Hunt, 1990, (6) van Breemen et Higgins, 1993, (7) Madore *et al.*,1997a, (8) Verpaelst *et al.*, 1997b, (9) Loveridge, 1986, (10) Clark et Machado, 1995, (11) Verpaelst *et al.*, 1997a, (12) Madore *et al.*, 1997b, (13) Martignole *et al.*, 1992, (14) Martignole *et al.*, 1994, (15) Indares et Martignole, 1993.

Datation Pb-Pb sur zircon détritique (subarkose Zr3, site 13) déterminée par : (1) présente étude, (7) Madore *et al.*, 1997a, (8) Verpaelst *et al.*, 1997b.

Datation Rb-Sr sur (RT) roche totale (granite tardif, site 39) déterminée par : (16) Fowler et Doig, 1983.

calco-alcaline (par exemple, Lumbers *et al.*, 1990; Corrigan et van Breemen, 1997), tandis que les gabbronorites et les granitoïdes du Domaine de Saint-Jean et l'Anorthosite de la rivière Pentecôte semblent plutôt représenter une activité magmatique du type AMCG possiblement associée à un environnement de bassin d'arrière-arc (Gobeil *et al.*, ce volume; voir aussi Rivers, 1997; Rivers et Corrigan 2000).

Magmatisme syngrenvillien

Magmatisme granitique

L'intrusion de plutons de granitoïdes, datés à 1181 +3/-2 et à 1175 ±4 Ma dans le Complexe de Canatiche du Domaine de Lac-à-l'Aigle, représente un événement magmatique grenvillien précoce (figure 17, tableau 7). Ces nouveaux résultats ainsi que les relations de terrain indiquent que la déformation observée dans les roches encaissantes est survenue, du moins en partie, antérieurement à ~ 1181-1175 Ma, tandis que la minéralisation en Fe-Cu et en Fe-Cu-ÉTR et l'épisode de déformation postérieur au leucogranite folié (AG-97-5175A) ont eu lieu après la mise en place de ce dernier datée à 1175 ±4 Ma. Dans le Complexe de Manitou, Domaine de Saint-Jean, le leucogranite à magnétite (AG-96-2110) et l'orthogneiss granitique oeillé (AG-97-2509A) ont donné des âges semblables ou un peu plus jeunes respectivement de 1168 ±6 et de 1143 +9/-6 Ma (figure 17, tableau 7). Comme les granites du Canatiche, les granites du Manitou sont du type « A » (Gobeil *et al.*, ce volume) et appartiennent probablement à un même épisode magmatique. Si tel est le cas, l'ensemble de ces données suggère : 1) qu'une période de magmatisme granitique d'une quarantaine de millions d'années a caractérisé la région de Sept-Îles; et 2) soit que les complexes de Canatiche et de Manitou étaient accolés avant environ 1181 Ma, soit que l'épisode magmatique du type « A » affectait une grande étendue de territoire. Par ailleurs, notons que la Suite mafique de la Robe Noire du Domaine de Natashquan, datée à 1177 +5/-4 Ma (tableau 7; Martignole *et al.*, 1994) et montrant une signature géochimique similaire (environnement tectonique intraplaque) à celle du magmatisme granitique à 1181-1143 Ma des domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean, pourrait représenter un magmatisme contemporain du magma granitique (Gobeil *et al.*, ce volume).

Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre

L'analyse U-Pb de l'anorthosite à grenat (AG-96-29A) du Massif de la rivière Sheldrake a révélé la présence de trois épisodes distincts de cristallisation de zircon. Les zircons à tendance arrondie ont livré l'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ le plus ancien, soit 1139 Ma. La morphologie arrondie de ces zircons suggère qu'il s'agit vraisemblablement de cristaux hérités. Amelin *et al.* (1994) et Schärer *et al.* (1996) ont également signalé la présence de composantes héritées dans des zircons provenant d'anorthosites des complexes de Korosten, en Ukraine, et de Rogaland, en Norvège. La présence de zircons hérités dans l'anorthosite du massif de la rivière Sheldrake pourrait indiquer soit l'assimilation de croûte continentale lors de l'ascension du magma anorthositique, soit la contamination du magma par des zircons provenant d'intrusions anorthositiques plus anciennes. Les fragments xénomorphes de zircon, qui ont livré un âge minimum de 1129 ±3 Ma, possèdent des caractéristiques morphologiques et chimiques (faibles teneurs en U et Pb) similaires à celles de zircons issus de la cristallisation d'un magma anorthositique. Dans bien des cas, la morphologie de tels zircons est attribuée à la cristallisation tardive de zircons interstitiels qui ont épousé la forme des espaces intergranulaires et des plagioclases qui les entourent (par exemple, Higgins et van Breemen, 1992; van Breemen et Higgins, 1993; Martignole *et al.*, 1993; Scoates et Chamberlain, 1995). Enfin, la morphologie, la composition et l'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ des zircons équidimensionnels à multifacettes indiquent que ces derniers sont dérivés de processus métamorphiques. Comparés aux zircons arrondis et xénomorphes, les zircons équidimensionnels sont caractérisés par un rapport Th/U nettement plus faible (0,04 c. 0,43 à 0,55) et ont livré l'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ le plus jeune de 1082 ±16 Ma, similaire à ceux de zircons métamorphiques et de monazites provenant de roches supracrustales du Complexe de Manitou (figure 17, tableau 7). Ces données indiquent que l'anorthosite à grenat du massif de la rivière Sheldrake a été affectée par un métamorphisme vraisemblablement contemporain du métamorphisme régional reconnu dans le Complexe de Manitou (voir plus loin dans le texte).

Quoique peu précis, l'âge obtenu pour l'anorthosite à grenat du massif de la rivière Sheldrake, < 1139 et > 1129 Ma, est comparable à celui de 1126 +7/-6 Ma (Emslie et Hunt, 1990) d'une mangérite provenant de la couronne de mangérite – charnockite – granite (MCG) du massif du lac Allard (figures 3 et 17). En revanche, ces roches ont environ de 64 à 67 millions d'années de plus que les anorthosites pegmatitiques du massif de Rivière-au-Tonnerre datées à 1062 ±4 Ma (van Breemen et Higgins, 1993; tableau 7). L'ensemble de ces résultats indique : 1) la présence d'au moins deux épisodes distincts de magmatisme anorthositique dans la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre – l'un à 1,13 Ga et l'autre à 1,06 Ga; et 2) qu'il peut y avoir un lien temporel entre le magmatisme anorthositique le plus ancien et le magmatisme du type MCG en bordure des massifs anorthositiques. Dans la région du Saguenay - Lac-Saint-Jean, Higgins et van Breemen (1996) ont également démontré l'existence de plus d'un épisode distinct de magmatisme du type AMCG associé au Complexe anorthositique du Lac-Saint-Jean : 1160-1140 Ma, 1082-1050 Ma et 1020-1010 Ma. Ces auteurs suggèrent que les failles de décrochement dans la région ont joué un rôle important pour la migration des magmas vers des niveaux intermédiaires de la croûte. Un mécanisme semblable a été

proposé pour la mise en place des magmas parentaux des anorthosites du massif de Rivière-au-Tonnerre, le long de la Zone de cisaillement de l'Abbé-Huard (van Breemen et Higgins, 1993). Ainsi, il est probable que l'ascension des magmas parentaux de l'anorthosite du massif de la rivière Sheldrake s'est également effectuée le long de failles, incluant possiblement la Zone de cisaillement de l'Abbé-Huard.

L'épisode précoce (~ 1,13 Ga) de magmatisme de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre coïncide de près avec le magmatisme AMCG (~1,13-1,12 Ga; Emslie et Hunt, 1990) associé à la Suite anorthositique de Fournier du Domaine de Lac-à-l'Aigle. De plus, bien que la Suite anorthositique de Fournier se distingue de la la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre par sa granulométrie, sa paragenèse minérale et sa structuration linéaire, elle présente de nombreuses similitudes lithologiques avec celle-ci (Gobeil *et al.*, ce volume). Ainsi, les similitudes d'âge et de lithologie entre ces deux suites jointes aux faits qu'elles sont situées à proximité l'une de l'autre (figure 1) permettent de supposer la présence d'un lien génétique entre les deux. De même, l'âge de < 1139 Ma et > 1129 Ma de l'anorthosite à grenat du massif de la rivière Sheldrake est semblable, aux erreurs près, à l'âge de 1143 +9/-6 Ma de l'orthogneiss granitique oeillé du Complexe de Manitou (figure 17, tableau 7). Nous pouvons donc postuler une contempo-ranéité entre le magmatisme du type « A » du Complexe de Manitou et le magmatisme AMCG de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Cependant, les données actuelles suggèrent que le magmatisme du type « A » a débuté une trentaine de millions d'années avant le magmatisme AMCG, soit vers 1168 Ma (tableau 7).

Dans le contexte de l'Orogène du Grenville, la période de magmatisme granitique (1181-143 Ma) et anorthositique (~1139-1123 Ma) reconnue dans les domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean s'inscrit dans l'intervalle de magmatisme AMCG et de magmatisme mafique et felsique qui s'étend d'environ 1180 à 1120 Ma dans les segments central et oriental de la Province de Grenville (figure 1; par exemple, Davidson, 1995; Gower, 1996; Rivers, 1997). Les intrusions de composition et d'âges comparables aux granites des domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean comprennent : 1) des syénites, des monzonites et des granites des terranes de Frontenac et d'Elzevir et des basses-terres des Adirondacks dont l'âge varie entre ~ 1180 et 1150 Ma (van Breemen et Davidson, 1988; Lumbers *et al.*, 1990; Marcantonio *et al.*, 1990; McLelland et Chiarenzelli, 1990; Corfu et Easton, 1997; Wasteneys *et al.*, 1999; Davidson et van Breemen, 2000), 2) des gneiss granitiques des hautes-terres des Adirondacks dont l'âge varie entre ~ 1156 et 1146 Ma (McLelland et Chiarenzelli, 1990) et 3) des monzonites de la région de Mont-Laurier dont l'âge varie entre ~ 1167 et 1164 Ma (Corriveau et van Breemen, 2000). Les granitoïdes du Terrane de Frontenac, comme ceux des complexes de Canatiche et de Manitou, sont du type « A », ce qui suggère un lien avec le magmatisme AMCG contemporain (par exemple, Davidson, 1995). L'épisode précoce de magmatisme de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (~ 1,13 Ga) correspond au magmatisme AMCG daté entre environ 1,16 et 1,13 Ga dans les hautes-terres des Adirondacks (McLelland et Chiarenzelli, 1990; Chiarenzelli et McLelland, 1991), dans le Terrane de Morin (Emslie et Hunt, 1990; Doig, 1991; Friedman et Martignole, 1995) et dans la région du Saguenay – Lac-Saint-Jean (Emslie et Hunt, 1990; Higgins et van Breemen, 1992 et 1996; Hervet *et al.*, 1994). À l'échelle de l'orogène, la mise en place des magmas felsiques et des magmas du type AMCG était synchrone à une phase importante de convergence. L'environnement tectonique précis de mise en place de ces magmas entre ~ 1180 et 1120 Ma demeure cependant spéculatif. Parmi les hypothèses proposées, nous retenons celle de Corrigan et Hanmer (1997). Ces auteurs ont proposé que les anorthosites et les intrusions de granitoïdes se soient injectés dans un milieu distensif à la suite d'une collision continent-continent. La mise en place de ces magmas pourrait être la conséquence soit de la délamination, soit de l'ablation par convection de la lithosphère et son remplacement par le manteau asthénosphérique (voir aussi McLelland *et al.*, 1996). Quoique ce modèle pourrait expliquer la mise en place de magmas granitiques de type AMCG dans les domaines de Lac-à-l'Aigle et de Saint-Jean, il n'y a cependant aucune évidence d'une collision continent-continent avant environ 1080 Ma dans le segment oriental de la Province de Grenville (Gower, 1996; Gobeil *et al.*, ce volume).

Métamorphisme grenvillien

Les données U-Pb sur minéraux métamorphiques du Complexe de Manitou et de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre permettent de limiter dans le temps les différentes phases de métamorphisme du Domaine de Saint-Jean. Entre autres, les analyses de monazite, de zircon métamorphique et de titanite semblent définir trois groupes d'âges différents (figure 17, tableau 7) : un premier groupe à 1100 ±2 Ma; un second groupe à environ 1083-1071 Ma; et un troisième groupe à 1063-1047 Ma. Le premier groupe est défini par une seule analyse concordante de monazite provenant du paragneiss (AG-99-1311A) du secteur du lac Nipisso (site 5, figure 3, annexe 3). Le second groupe, le plus important, est principalement défini par les zircons métamorphiques de 1083 ±2 Ma de l'amphibolite à grenat–orthopyroxène (AG-96-219A), par des monazites de 1076 ±4 Ma du paragneiss du lac Nipisso et par les titanites de l'orthogneiss granitique oeillé (AG-97-2509A) qui ont livré un âge imprécis de 1071 +26/-14 Ma. Des zircons métamorphiques du paragneiss (AG-98-1331A), au nord du lac des Eudistes dans le Complexe de Manitou, et de l'anorthosite à grenat (AG-96-29A) du massif de la rivière Sheldrake de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (sites 6 et 12 respectivement, figure 3, annexe 3) ont fourni des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ minimums semblables de 1078±3 Ma et de 1082 ±16 Ma respectivement. Le troisième groupe est

défini par des zircons datés d'environ 1062 Ma du leucogranite à magnétite (AG-96-2110) et par un zircon de ≤ 1056 ±4 Ma et des monazites datées entre 1063 et 1047 Ma du paragneiss (AG-98-1331A).

L'analyse des assemblages minéralogiques des roches du Complexe de Manitou fait ressortir un gradient métamorphique d'ouest en est (Chevé *et al.*, 1999; Gobeil *et al.*, 1999 et 2000) : dans le secteur du lac Nipisso (figure 3, annexe 3), les paragenèses communes sont typiques des faciès moyen à supérieur des amphibolites (quartz – microcline – sillimanite – biotite – plagioclase ou quartz – plagioclase – hornblende – biotite), tandis que dans le secteur entre les lacs Manitou et des Eudistes, les assemblages minéralogiques sont diagnostiques du faciès des granulites (par exemple, orthopyroxène – clinopyroxène – plagioclase – grenat). L'assemblage quartz – orthose – grenat – sillimanite – biotite – muscovite dans certains paragneiss marque la transition entre les deux faciès et correspond à des pressions de l'ordre de 3,5 à 5 kbar et des températures de l'ordre de 650 à 700 °C.

Étant donné la composition minéralogique de l'amphibolite à grenat–orthopyroxène du faciès des granulites, du secteur du lac Manitou (site 7, figure 3, annexe 3), et la température de clôture du système isotopique U-Pb du zircon (> 800-900 °C; par exemple, Heaman et Parrish, 1991; Cherniak et Watson, 2000), nous suggérons que l'âge précis de 1083 ±2 Ma fourni par les zircons métamorphiques de cet échantillon représente vraisemblablement l'âge du maximum thermique dans le Complexe de Manitou. Cet âge est proche des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 1078 ±3 Ma des zircons métamorphiques du paragneiss situé au nord du lac des Eudistes et de 1082 ±16 Ma de l'anorthosite à grenat du massif de la rivière Sheldrake, ce qui pourrait indiquer que ces zircons se sont formés pendant le même événement métamorphique. L'âge de 1076 ±4 Ma obtenu sur des monazites du paragneiss au faciès des amphibolites échantillonné à l'ouest du lac Nipisso, pourrait également limiter la période du maximum thermique puisque les conditions de température dans ce secteur (< 650-700 °C) étaient probablement inférieures à la température de clôture du système U-Pb de la monazite (≤ 700-750 °C ou même >800-850 °C; par exemple, Parrish, 1990; Bingen et van Breemen, 1998, respectivement). D'autre part, la légère différence d'âge entre les zircons métamorphiques et les monazites mentionnés plus haut dans le texte (~1083-1076 Ma) et ceux des titanites de l'orthogneiss granitique oeillé du secteur du lac Nipisso (1071 +26/-14 Ma), bien que comprise dans les marges d'erreur, pourrait refléter la différence de température de clôture entre ces minéraux (≤ 800-900 °C et ≤ 700-850 °C pour le zircon et la monazite respectivement contre 600 à 700 °C pour la titanite; par exemple, Cherniak, 1993; Scott et St-Onge,1995). Nous proposons donc que l'âge de 1071 +26/-14 Ma fourni par les titanites représente le passage de l'isotherme 600-700 °C suite au métamorphisme.

Ainsi, l'ensemble de ces résultats suggère que l'apogée du métamorphisme dans le Complexe de Manitou et la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre a été atteint entre environ 1083 ±2 et 1076 ±4 Ma. Cet événement a été suivi peu de temps après par la clôture du système U-Pb dans la titanite autour de 1071 +26/-14 Ma. La distribution des âges associés à cet événement et les assemblages métamorphiques du Complexe de Manitou indiquent que ce métamorphisme était d'envergure régionale et qu'il a atteint le faciès des amphibolites dans le secteur du lac Nipisso et celui des granulites dans le secteur des lacs Manitou et des Eudistes. Les relations de terrain montrent que ce métamorphisme était associé à la phase principale de déformation liée à la mise en place de nappes de charriage vers le NNW (par exemple, Chevé *et al.*, 1999; Gobeil *et al.*, 1999). Nous suggérons donc que le chevauchement de la Nappe de Matamec sur les gneiss du Complexe de Manitou et le chevauchement et la formation d'écailles à la limite nord de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre ont eu lieu vers ou un peu avant 1083-1076 Ma. Cette période correspond, du moins en partie, à l'impulsion ottawaienne (~1080-1020 Ma; par exemple, Moore et Thompson, 1980; Rivers, 1997) de l'Orogénie grenvillienne, une phase importante de convergence qui a affecté la Province de Grenville sur toute sa longueur. L'absence apparente de lien temporel entre ce métamorphisme et les âges connus de magmatisme anorthositique et du type MCG dans la région (1,13 et 1,06 Ga) suggère que le gradient métamorphique croissant d'ouest en est (c'est-à-dire vers les intrusions anorthositiques du Havre-Saint-Pierre) observé dans le Complexe de Manitou n'est que le fruit du hasard. Notons toutefois que le métamorphisme du faciès des granulites dans le Complexe de Manitou ainsi que le magmatisme AMCG entre environ 1090-1050 Ma reconnu dans la Province de Grenville peuvent être reliés à un phénomène de sous-plaquage magmatique de la croûte (par exemple, Corrigan et Hanmer, 1997; Wodicka *et al.*, 2000).

La monazite la plus ancienne, datée de 1100 ±2 Ma et provenant du paragneiss (AG-99-1311A) du secteur du lac Nipisso, pourrait refléter la cristallisation de monazite le long de la trajectoire prograde antérieure à l'apogée du métamorphisme régional entre 1083 et 1076 Ma. La préservation de monazite prograde dans des roches métamorphisées au faciès des amphibolites ou au faciès des granulites n'est pas un phénomène rare (par exemple, Bingen et van Breemen, 1998; Hawkins et Bowring, 1999). Cependant, la possibilité que cette monazite date un épisode métamorphique distinct du métamorphisme régional ne peut être exclue. La préservation de la monazite la plus ancienne dans le domaine du faciès des amphibolites suggère soit que les conditions de température durant le métamorphisme régional n'étaient pas suffisantes pour remettre à zéro le système U-Pb de la monazite, soit que le métamorphisme se propageait vers l'est.

Le troisième groupe d'âge à 1063-1047 Ma, défini par des zircons métamorphiques et des monazites du secteur des lacs des Eudistes et Manitou, est de même âge ou un peu plus jeune que l'âge de la cristallisation finale de l'anorthosite du massif de Rivière-au-Tonnerre

(1062 ±4 Ma; van Breemen et Higgins, 1993) (figure 3, annexe 3; tableau 7). Ainsi, un métamorphisme de contact aurait pu accompagner le second épisode de magmatisme de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. D'autre part, il est également possible que les zircons et les monazites les plus jeunes se soient formés pendant la phase de déformation plicative, ayant servi à accommoder la gneissosité lors du serrage des gneiss du Complexe de Manitou entre la Nappe de Matamec et les noyaux rigides d'anorthosite de la Suite de Havre-Saint-Pierre (Chevé *et al.*, 1999; Gobeil *et al.*, 1999). Les âges de 1063-1047 Ma proviennent du secteur du Complexe de Manitou où cette déformation a été enregistrée. En outre, le paragneiss (AG-98-1331A), qui contient les monazites de 1063-1047 Ma et un zircon de ≤ 1056 ±4 Ma, est caractérisé par une deuxième génération de biotite alignée parallèlement aux plans axiaux de plis. La phase de déformation plicative s'inscrit dans un continuum de déformation avec la déformation principale liée au chevauchement NNW. Ainsi, la formation de zircon métamorphique et de monazite entre ~1063 et 1047 Ma pourrait marquer les derniers soubresauts de l'événement principal de déformation.

Événement thermique et refroidissement tardigrenvilliens à postgrenvilliens

Dans le Complexe de Canatiche du Domaine de Lac-à-l'Aigle, les titanites extraites des échantillons de granite massif (AG-97-3300A) et de leucogranite folié (AG-97-5175A), datés à environ 1181-1175 Ma, ont livré des âges de 982 à 981 Ma (figure 17, tableau 7). D'autre part, le granite tardif (AG-97-1431A) recoupant des gneiss du Complexe de Canatiche contient une seconde population de titanite incolore qui a fourni un âge semblable de 979 ±2 Ma. La fourchette d'âge définie par ces titanites correspond de près à la phase finale du second épisode de magmatisme postcinématique qui s'étend d'environ 995 à 974 Ma et qui a affecté l'ensemble de la région étudiée (voir plus loin dans le texte). Les relations texturales dans les trois échantillons de granitoïdes suggèrent que l'âge des titanites représente une période de croissance cristalline distincte plutôt que la remise à zéro du système U-Pb dans la titanite. Ainsi, les âges fournis par les titanites pourraient refléter soit la néocristallisation de titanite aux alentours de 982-979 Ma durant l'épisode de magmatisme postcinématique, soit la période de refroidissement vers la fin de cet épisode magmatique, si les titanites se sont formées à des températures supérieures à 600-700 °C (c'est-à-dire la température de clôture du système U-Pb de la titanite).

Les âges obtenus pour le Complexe de Canatiche du Domaine de Lac-à-l'Aigle sont distincts des âges métamorphiques obtenus sur zircon, monazite et titanite pour le Domaine de Saint-Jean (figure 17, tableau 7). Entre autres, la différence d'âge entre les titanites de ces deux domaines suggèrent que le Domaine de Lac-à-l'Aigle a échappé aux épisodes de métamorphisme reconnus dans le Domaine de Saint-Jean et que ce dernier pourrait ne s'être accolé au Domaine de Lac-à-l'Aigle que très tard durant l'Orogenèse grenvillienne. Cependant, des données U-Pb complémentaires (par exemple, la datation de zircon métamorphique et de monazite du Domaine de Lac-à-l'Aigle) seront nécessaires afin de tester ces hypothèses.

Finalement, dans le Domaine de Saint-Jean, l'âge de 950 ±5 Ma fourni par les rutiles du paragneiss (AG-99-1311A) du Complexe de Manitou est nettement plus jeune que la phase importante de magmatisme postcinématique datée à 995-974 Ma. Par conséquent, nous suggérons que cet âge représente le refroidissement et le soulèvement de cette portion du Domaine de Saint-Jean suite au magmatisme postcinématique, soit le passage de l'isotherme 400 °C autour de 950 Ma.

Domaine de Natashquan

Âge de dépôt et régions-sources du Groupe de Wakeham

Les zircons détritiques provenant de la subarkose Zr3 du Groupe de Wakeham dans le secteur du lac Cormier (site 13, figure 3, annexe 3) ont, à l'exception d'un seul zircon, des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ compris entre 1,63 et 2,85 Ga. L'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ inférieur à 1,63 Ga (1,38 ±0,08 Ga) provient d'un zircon soit très discordant, soit très hétérogène, et ne peut être interprété comme représentatif de l'âge maximum de la séquence supracrustale. Les résultats d'analyse Pb-Pb de zircons détritiques provenant d'arénites échantillonnées à une quarantaine de kilomètres au nord de la subarkose Zr3 et dans la partie ouest du Groupe de Wakeham, à proximité de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, couvrent des spectres d'âge semblables à celui de la subarkose Zr3, variant principalement entre 1,55 et 2,80 Ga (Larbi *et al.*, 1999; Y. Larbi, communication personnelle, 2001). L'arénite provenant de la partie ouest du Groupe de Wakeham contient également quelques zircons dont les âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ sont inférieurs à 1,55 Ga. Toutefois, à cause des limites de la technique d'analyse par ICP-MS et ablation au laser, la signification géologique de ces résultats demeure incertaine (par exemple, ils reflètent soit une forte perturbation du système U-Pb, soit l'âge « vrai » de zircons détritiques (Y. Larbi, communication personnelle, 2001). Les âges U-Pb de 1503 +6/-4 Ma pour un porphyre à quartz et à feldspath de la Suite felsique de Kataht et de 1496 +8/-7 Ma pour un granite porphyrique folié du Complexe d'Aguanish (sites 20 et 18 respectivement, figure 3, annexe 3) qui recoupent le Groupe de Wakeham, représentent les meilleures contraintes à ce jour pour établir l'âge minimum de la séquence supracrustale. L'ensemble des données Pb-Pb et U-Pb permet donc de fixer l'âge maximum de dépôt des sédiments du Groupe de Wakeham à environ 1,63-1,55 Ga et l'âge minimum à 1,50 Ga. La sédimentation des

silicoclastites entre environ 1,63 et 1,50 Ga est donc contemporaine de l'Orogénie pinwarienne ou la précède de peu (1450-1530 Ma; Tucker et Gower, 1994; Gower, 1996; Wasteneys *et al.*, 1997) (par exemple, Madore *et al.*, 1997a; Verpaelst *et al.*, 1997b).

Ces résultats remettent en question les âges attribués jusqu'ici au Groupe de Wakeham (voir aussi Verpaelst *et al.*, 1997a). Les âges précédemment attribués au groupe provenaient de la datation de lithologies interprétées soit comme des roches volcaniques felsiques, soit comme le cœur plutonique des séquences volcaniques. Un âge de 1270 +13/-3 Ma (Loveridge, 1986) aurait été défini dans une roche volcanique de composition rhyolitique de la partie centrale du Groupe de Wakeham (site 33, figure 3, annexe 3) et interprété comme l'âge de dépôt de cette séquence (par exemple, Martignole *et al.*, 1994). Si cette roche est effectivement effusive, il est alors possible que le Groupe de Wakeham contienne des roches supracrustales d'âges très différents. Mais il est aussi possible que cette roche soit un porphyre felsique intrusif dans les sédiments (Verpaelst *et al.*, 1997a). Dans ce cas, les sédiments de l'ensemble du Groupe de Wakeham pourraient être beaucoup plus vieux. De même, si le Groupe de Wakeham ne contient qu'une seule séquence supracrustale, le porphyre felsique de la partie sud-ouest du groupe (site 34, figure 3, annexe 3), daté entre 1253 ±6 et 1246 ±5 Ma, ne pourrait être interprété comme l'équivalent hypabyssal des roches volcaniques felsiques qui l'entourent comme l'avaient supposés Clark et Machado (1995). D'autre part, dans une étude plus récente, van Breemen et Corriveau (2001) rapportent un âge de 1503 +11/-9 Ma pour une rhyolite rubanée interlitée avec des roches pyroclastiques dans la partie sud-est du Groupe de Wakeham, ce qui confirme au moins l'âge de la séquence dans cette partie du groupe.

La fréquence de distribution des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ de la subarkose étudiée montre que l'essentiel des grains de zircon analysés est d'âge Paléoprotérozoïque (mode à 1,85 Ga), alors qu'un moins grand nombre de zircons est d'âge Archéen (mode à 2,60 Ga). Le traitement statistique des résultats $^{207}Pb/^{206}Pb$ des arénites échantillonnées dans les parties nord-est et ouest du Groupe de Wakeham révèle aussi des modes distincts à environ 1,80 et 2,70 Ga, ainsi que deux autres modes à 1,60 Ga et 2,30 Ga (Larbi *et al.*, 1999; Y. Larbi, communication personnelle, 2001). Ces résultats sont compatibles avec des données Sm-Nd sur des mudrocks, des arkoses et des arénites du Groupe de Wakeham indiquant que les matériaux sédimentaires sont issus en grande partie de sources d'âge Protérozoïque, mais aussi de sources plus anciennes d'âge Archéen (Larbi *et al.*, 1999). L'ensemble de ces données reflète l'existence de régions-sources situées possiblement dans le segment oriental de la Province de Grenville, dans la zone tectonique du Front du Grenville et au nord et au nord-ouest de la Province de Grenville (figure 1). Les zircons montrant un mode à environ 1,60 Ga sont probablement dérivés de sources locales, c'est-à-dire de roches exposées dans le segment oriental de la Province de Grenville. Des roches d'âge Labradorien (1710-1620 Ma) ont été rapportées juste au nord du Domaine de Natashquan (Loveridge, 1986), ainsi que dans la plupart des terranes du segment oriental de la Province de Grenville, soit ceux de Groswater Bay (Schärer *et al.*, 1986; Schärer et Gower, 1988; Philippe *et al.*, 1993; Kamo *et al.*, 1996), de Hawke River (Schärer *et al.*, 1986; Schärer et Gower, 1988; Gower *et al.*, 1992; Kamo *et al.*, 1996), de Lake Melville (Schärer *et al.*, 1986; Scott *et al.*, 1993; Corrigan *et al.*, 2000), de Mealy Mountains (Schärer et Gower, 1988; Emslie et Hunt, 1990; Philippe *et al.*, 1993; Bussy *et al.*, 1995), de Pinware (Tucker et Gower, 1994; Wasteneys *et al.*, 1997), de Molson Lake (Connelly et Heaman, 1993), de Lac Joseph (Connelly et Heaman, 1993; Connelly *et al.*, 1995), de Lelukuau (Indares *et al.*, 1998) et de Tshenukutish (Cox *et al.*, 1998). Les modes à 1,85 et à 1,80 Ga correspondent aux âges de roches exposées dans la Province de Makkovik (Schärer *et al.*, 1988; Kerr *et al.*, 1992; Wasteneys *et al.*, 1996; Ketchum *et al.*, 1997), dans la partie centrale de l'Orogène de Torngat (Bertrand *et al.*, 1993), et dans la partie sud du Craton du Grand Nord (cf. Verpaelst *et al.*, 2000; aussi appelé le sud-est de la Province de Churchill), plus précisément les intrusions granitiques du batholite de De Pas et des roches plutoniques des domaines de Crossroads et de McKenzie River (par exemple, Krogh, 1986; James *et al.*, 1996; James et Dunning, 2000). Dans le domaine de Mistinibi-Raude, dans la partie centrale du Craton du Grand Nord, la Suite intrusive de Pallatin datée à environ 2,3 Ga (S. Bowring, communication personnelle dans van der Leeden *et al.*, 1990 et Girard, 1990) pourrait représenter la source des zircons montrant un mode à 2,3 Ga. Les zircons montrant des modes à 2,70 et à 2,60 Ga pourraient être dérivés de roches dont l'âge varie entre 2,70 et 2,58 Ga de la partie nord-est de la Province du Supérieur (par exemple, Percival *et al.*, 1992; Leclair *et al.*, 1998), de la région de Nain de la Province de Nain (par exemple, Connelly et Ryan, 1996), des domaines de Crossroads et d'Orma dans la partie sud du craton du Grand Nord (Nunn *et al.*, 1990; James *et al.*, 1996; James et Dunning, 2000) et de la zone tectonique du Front du Grenville dans la partie centrale du Labrador (Nunn *et al.*, 1990). En l'absence d'indicateurs de paléocourant, nous avançons donc l'hypothèse que les détritus sédimentaires du Groupe de Wakeham proviennent majoritairement de roches présentement exposées au nord, au nord-ouest et au nord-est du bassin, c'est-à-dire qu'ils sont issus de la Laurentie labradorienne (voir aussi Gobeil *et al.*, ce volume). Cette hypothèse, si elle s'avère juste, appuie une interprétation antérieure qui remet en question le caractère allochtone du Groupe de Wakeham (par exemple, Verpaelst *et al.*, 1999).

Magmatisme d'âge Pinwarien

Les âges de cristallisation magmatique des porphyres à quartz et à feldspath ainsi que d'un granite rapakivique de la Suite felsique de Kataht s'échelonnent entre 1510 ±10 et 1495 ±2 Ma (figure 17, tableau 7). Ces intrusions appartiennent vraisemblablement à un même épisode magmatique et cela, malgré le fait que les âges, aux erreurs près, ne soient pas rigoureusement identiques. Les caractéristiques morphologiques et l'homogénéité des populations de zircon dans chacun des échantillons de cette suite ne militent pas en faveur d'une hypothèse selon laquelle les zircons seraient des cristaux hérités d'un socle sous-jacent qui auraient été incorporés au magma felsique par contamination lors de son ascension à travers la croûte. Des exemples de ce phénomène sont fréquents lorsque les magmas prennent place en milieu cratonique. Les granites dévoniens de la Gaspésie représentent un exemple d'intrusions mises en place à travers une croûte relativement épaisse et dans lesquelles les zircons montrent presque systématiquement des épisodes de croissance multiple caractérisés par la présence d'un noyau ancien entouré d'une génération récente de zircon reliée à la cristallisation du magma le plus jeune. De tels phénomènes ne sont pas observés dans les zircons de chacun des échantillons de granitoïdes de la Suite felsique de Kataht.

Dans la limite des erreurs analytiques, l'âge de mise en place de 1515 ±30 Ma établi pour le gneiss granitique (96-PV-1230) du Complexe de Boulain et ceux de 1498 ±3 Ma pour le granite gris massif (99-PV-2215A) et de 1485 +63/-31 Ma pour le granite gneissique (99-PV-2166A) du Complexe d'Aguanish correspondent aux âges des granitoïdes montrant des relations de recoupement avec des sédiments du Groupe de Wakeham, soit le porphyre du lac Porphyre (1503 +6/-4 Ma) de la Suite felsique de Kataht et un granite porphyrique (1496 +8/-7 Ma) du Complexe d'Aguanish (figure 17, tableau 7). Il est donc peu probable que les roches gneissiques et granitiques des complexes de Boulain et d'Aguanish représentent le socle sous-jacent à la séquence supracrustale (voir aussi Gobeil *et al.*, ce volume). En outre, la présence de zircons hérités, du même âge que des zircons détritiques de la subarkose Zr3 dans le gneiss granitique du Complexe de Boulain ainsi que dans le granite gneissique du Complexe d'Aguanish, suggère des phénomènes de contamination des magmas granitiques par les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham lors de leur ascension à travers la croûte.

Les relations de terrain suggèrent que le gneiss granitique (97-LM-2200) du Complexe de Buit est issu de la fusion partielle des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham et donc qu'il doit être plus jeune que la séquence supracrustale. Cependant, les résultats U-Pb obtenus pour ce gneiss granitique sont ambigus et il est présentement difficile de déterminer l'âge précis de sa mise en place. La combinaison des résultas de zircon et de rutile permet de définir un âge maximum de 1535 ±5 Ma, l'âge concordant d'un zircon hérité (?), et un âge minimum de 1052 +6/-4 Ma, l'âge du refroidissement du rutile sous sa température de clôture. Ainsi, le gneiss granitique pourrait être, soit d'âge Pinwarien, soit d'âge Grenvillien, bien que la possibilité que le gneiss soit d'âge intermédiaire (c'est-à-dire autour de 1,3 Ga) ne peut être exclue (voir plus haut dans le texte). En outre, si le zircon daté à 1535 ±5 Ma représente bel et bien un zircon hérité des sédiments du Groupe de Wakeham, cette datation avancerait l'âge maximum de dépôt de ce groupe. Finalement, les données actuelles ne permettent pas de déterminer si le Complexe de Buit est l'équivalent des complexes de Boulain et d'Aguanish qui contiennent des roches gneissiques et granitiques d'âge Pinwarien.

Les âges de ~ 1510-1495 Ma de la Suite felsique de Kataht, de ~ 1498-1485 Ma du Complexe d'Aguanish et de 1515 ±30 Ma du Complexe de Boulain correspondent à l'événement pinwarien (1530-1450 Ma) qui s'étend à travers la plupart des terranes du segment oriental de la Province de Grenville (figure 1). Les roches d'âges comparables appartenant à cet événement comprennent une diorite et un granite du Terrane de Lake Melville datés à 1489 +2/-8 et à 1474 +10/-7 Ma respectivement (Corrigan *et al.*, 2000), une veine granitique provenant de la frontière entre les terranes de Lake Melville et de Mealy Mountains datée à 1509 +11/-12 Ma (Scott *et al.*, 1993), des granitoïdes du type AMCG du Terrane de Mealy Mountains datés à 1501 ±9 et à 1495 ±7 Ma (Wasteneys *et al.*, 1997), une pegmatite du Terrane de Groswater Bay datée à 1499 +8/-7 Ma (Schärer *et al.*, 1986), une monzodiorite quartzifère datée à environ 1500 Ma (Wasteneys *et al.*, 1997), une monzonite quartzifère datée à 1490 ±5 Ma (Tucker et Gower, 1994) et des zircons hérités datés à 1530 ±30 Ma provenant d'une syénite quartzifère (Gower *et al.*, 1991), tous trois provenant du Terrane de Pinware, une diorite du Terrane de Tshenukutish datée à 1458 ±5 Ma (Indares *et al.*, 1998) et des roches granitiques du Terrane de Hart Jaune datées à 1469 ±5, à 1467 +5/-4 et à 1466 ±5 Ma (Scott et Hynes, 1994). Un environnement d'arc continental au-dessus d'une zone de subduction dirigée vers le nord-ouest (coordonnées actuelles), c'est-à-dire sous la marge sud-est de la Laurentie, a été proposé pour expliquer la mise en place des magmas felsiques d'âge Pinwarien (Gower et Tucker, 1994; Gower, 1996; Rivers, 1997; Rivers et Corrigan, 2000). Les données U-Pb et Pb-Pb présentées plus haut dans le texte ainsi que la géochimie des roches intrusives felsiques de la Suite felsique de Kataht et du Complexe d'Aguanish (par exemple, Verpaelst *et al.*, 1997a; Gobeil *et al.*, ce volume; données non publiées, P. Verpaelst) sont compatibles avec ce modèle.

Plusieurs études démontrent que l'événement pinwarien a été accompagné d'une déformation pénétrative et d'un métamorphisme de degré élevé. Par exemple, Wasteneys *et al.* (1997) ont obtenu un âge de 1450 +15/-21 Ma pour une monzonite quartzifère migmatisée du Terrane de Pinware qu'ils interprètent comme étant un événement métamorphique de degré élevé. Dans le Terrane de Hart

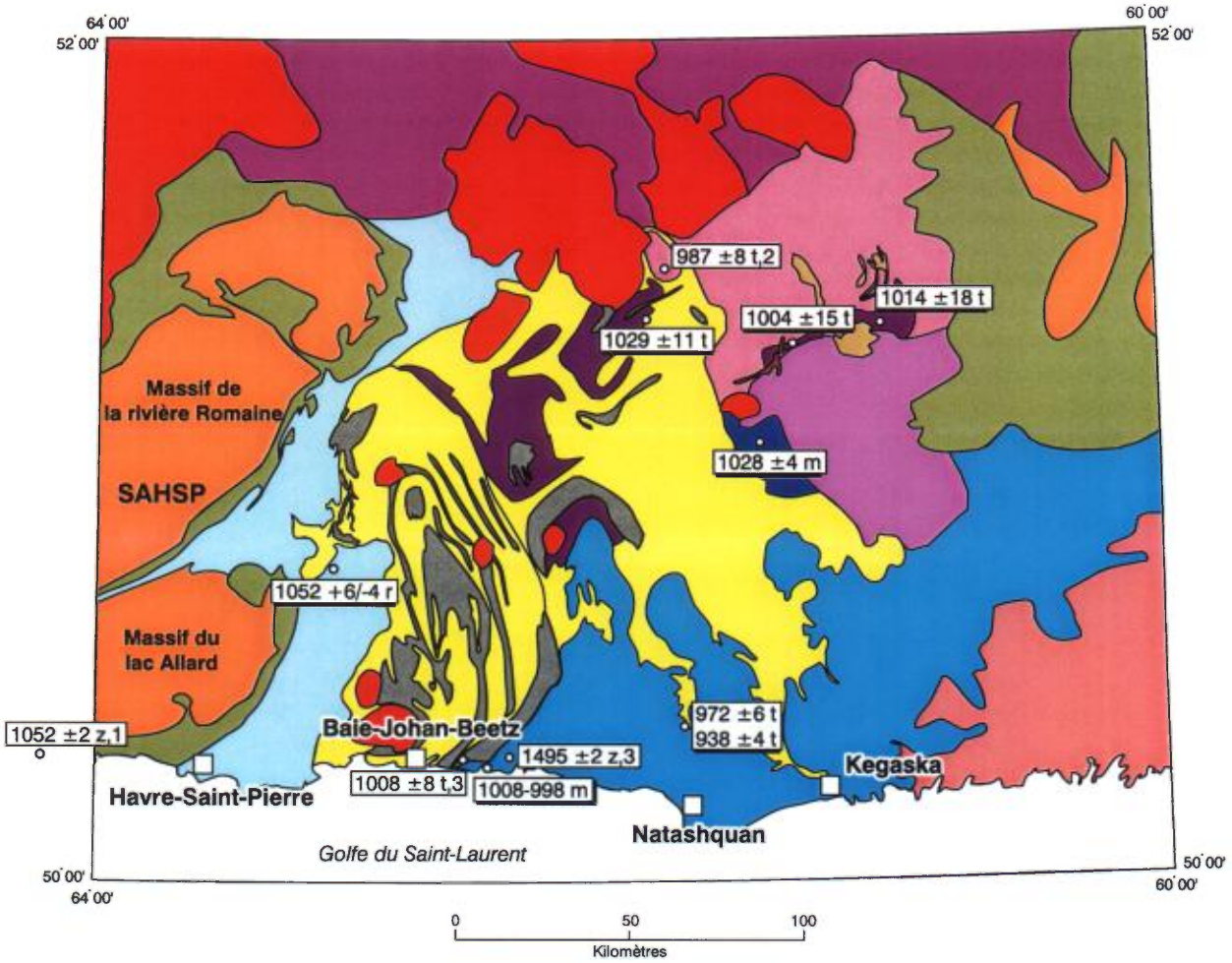




FIGURE 18 - Géologie simplifiée du Domaine de Natashquan et de la partie est du Domaine de Saint-Jean (Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre, SAHSP) illustrant les âges U-Pb associés au métamorphisme dans la région (fond géologique tiré de Avramtchev, 1983; Indares et Martignole, 1993). Les boîtes ombragées contiennent les dates provenant de la présente étude et les boîtes sans ombrage contiennent les dates obtenues antérieurement. Abréviations : (z) zircon; (m) monazite; (r) rutile; (t) titanite. Source des données antérieures : (1) van Breemen et Higgins (1993); (2) Martignole *et al.* (1994); (3) Clark et Machado (1995).

Jaune (figure 1), sur la rive est du réservoir de Manicouagan, le métamorphisme et la déformation au faciès des granulites ont été datés à 1467 +5/-4 Ma et à > 1466 ±5 Ma respectivement (Scott et Hynes, 1994). Ces âges sont un peu plus jeunes que ceux obtenus pour un gneiss du faciès des granulites provenant du complexe de Disappointment Hill à Terre-Neuve (1498 +9/8 Ma, Currie *et al.*, 1992), pour des monazites métamorphiques provenant d'un quartzite du Terrane de Pinware (~1500 Ma, Wasteneys *et al.*, 1997) et pour une veine granitique injectée pendant la formation d'une zone de gneiss droits métamorphisés au faciès des amphibolites à la limite méridionale de la Ceinture Gilbert River au Labrador (1509 +11/-12 Ma, Scott *et al.*, 1993). À l'heure actuelle, un âge métamorphique de 1495 ±2 Ma (Clark et Machado, 1995) obtenu pour un gneiss granitique oeillé du Complexe d'Aguanish (figures 17 et 18) représente la seule contrainte temporelle pour un événement métamorphique d'âge Pinwarien dans le Domaine de Natashquan. Cependant, les données U-Pb rapportées ici ne permettent pas de déterminer si le développement de la fabrique structurale observée dans les complexes d'Aguanish et de Boulain était contemporaine de cet événement pinwarien. Par exemple, les âges des roches granitiques foliées ou gneissiques des complexes d'Aguanish et de Boulain (1515 ±30, 1496 +8/-7 et 1485 +63/-31 Ma) sont identiques dans les limites d'erreur aussi bien à l'âge du granite gris massif du Complexe d'Aguanish (1498 ±3 Ma) qu'à ceux des roches peu ou pas foliées de la Suite felsique de Kataht (1510 ±10, 1503 +6/-4, 1497 +15/-9 et 1495 ±2 Ma). En outre, la plupart de ces roches granitiques, foliées ou non, contiennent des monazites ou des titanites témoignant d'un épisode de métamorphisme et de déformation d'âge Tardigrenvillien (voir plus loin dans le texte). En somme, bien que la foliation observée dans les complexes de Boulain et d'Aguanish ainsi que dans le Groupe de Wakeham soit attribuable, du moins en partie, à l'Orogénie pinwarienne, des études géochronologiques (par exemple, la datation de veines ou de dykes syntectoniques à tarditectoniques) et structurales plus approfondies seront nécessaires pour déterminer la nature et l'intensité de la déformation pinwarienne dans le Domaine de Natashquan.

Événements thermiques tardigrenvilliens

Les âges U-Pb sur monazite, titanite et rutile ainsi que la perte épisodique en Pb de zircons témoignent d'un événement thermique grenvillien important dans le Domaine de Natashquan (figures 17 et 18). L'âge le plus vieux provient de rutiles (1052 +6/-4 Ma) du gneiss granitique du Complexe de Buit dans la partie ouest du Domaine de Natashquan. Cet âge est identique à celui de zircons métamorphiques (1052 ±2 Ma, van Breemen et Higgins, 1993) extraits d'une anorthosite pegmatitique du massif de Rivière-au-Tonnerre de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. En revanche, les âges de monazite et de titanite provenant de roches dans les parties nord-est et sud du domaine sont nettement plus jeunes. Par exemple, dans la partie nord-est du domaine, une monazite extraite du gneiss granitique (96-PV-1230) du Complexe de Boulain a livré un âge concordant de 1028 ±4 Ma, tandis que les titanites provenant des trois échantillons de porphyres de la Suite felsique de Kataht ont livré des âges concordants à discordants de 1029 ±11, 1014 ±18 et 1004 ±15 Ma. Une seule titanite provenant d'un granite folié de la Suite felsique d'Olomane prélevé non loin de ces échantillons donne un âge nettement plus jeune de 987 ±8 Ma (Martignole *et al.*, 1994). La fourchette d'âges définie par les monazites et les titanites les plus anciennes de la partie nord-est du Domaine de Natashquan (~ 1029-1004 Ma) est comparable aux âges des intercepts inférieurs définis par les zircons du gneiss granitique du Complexe de Boulain et du porphyre du lac Le Doré, soit de 1017 ±22 et de 1020 ±21 Ma respectivement. Les âges les plus jeunes proviennent de la partie sud du Domaine de Natashquan, où des monazites extraites du granite porphyrique (99-PV-2133A) du Complexe d'Aguanish ont livré des âges concordants entre 1008 et 998 Ma; des titanites provenant d'un porphyre felsique du Groupe de Wakeham ont livré un âge identique de 1008 ±8 Ma (Clark et Machado, 1995), tandis que des titanites provenant du granite gneissique (99-PV-2166A) du Complexe d'Aguanish se regroupent en deux populations distinctes, l'une à 972 ±6 Ma et l'autre à 938 ±4 Ma.

À l'exception de la Suite felsique de La Galissonnière, la majorité des roches du Domaine de Natashquan ont subi un métamorphisme régional variant du faciès des schistes verts à celui des amphibolites. Dans les parties ouest et est du Groupe de Wakeham et dans le Complexe de Buit, les assemblages métamorphiques indiquent des conditions de température et de pression semblables (~ 550 °C et = 0,38 GPa, Madore *et al.*, 1997a, 1997b et 1999) durant le métamorphisme du faciès des amphibolites. Étant donné que la température de clôture du système U-Pb du rutile (~ 400 °C) est nettement inférieure à la température estimée pour l'assemblage minéralogique du Complexe de Buit, nous proposons que l'âge de 1052 +6/-4 Ma obtenu sur des rutiles du gneiss granitique (97-LM-2200) de ce complexe (figure 18) représente le passage de l'isotherme 400 °C suite au pic du métamorphisme dans la partie ouest du Domaine de Natashquan. Par ailleurs, les températures de clôture du système U-Pb de la monazite (≤ 700-850 °C) et de la titanite (600-700 °C) sont nettement supérieures à la température proposée pour le métamorphisme régional du faciès des amphibolites; ainsi les âges de monazite et de titanite dans les parties nord-est et sud du Domaine de Natashquan, soit entre environ 1029 et 998 Ma (figure 18; exception faite des titanites les plus jeunes datées à 987-938 Ma), pourraient limiter la période du maximum thermique dans ces secteurs. Ainsi, le métamorphisme d'âge Tardigrenvillien n'était pas nécessairement synchrone sur l'ensemble du Domaine de Natashquan.

L'âge minimum d'environ 1052 Ma établi pour le métamorphisme dans le Complexe de Buit correspond de près à l'âge des anorthosites pegmatitiques du massif de Rivière-au-Tonnerre datées à 1062 ±4 Ma (van Breemen et Higgins, 1993; tableau 7). Ainsi, le métamorphisme dans ce complexe pourrait être lié à la mise en place de ce massif. Toutefois, le Complexe de Buit se situe à plus de 120 kilomètres du massif de Rivière-au-Tonnerre (figure 3, annexe 3) et l'étendue de l'épisode de magmatisme anorthositique de 1,06 Ga de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre n'est pas encore connue. De plus, aucun assemblage permettant de tracer un isograde relié à la mise en place de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre n'a été noté dans le secteur de la rivière Romaine (figure 3, annexe 3; Verpaelst *et al.*, 1999; Madore *et al.*, 1999). Par ailleurs, l'absence apparente d'activité magmatique entre environ 1029 et 998 Ma dans le Domaine de Natashquan (tableau 7) exclut la possibilité que le métamorphisme dans les parties nord-est et sud du domaine soit lié à la mise en place de magmas. D'autre part, les données structurales indiquent que la déformation qui a affecté le Groupe de Wakeham, le Complexe de Buit et la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre pourrait correspondre à un transport tectonique de direction générale NW durant l'Orogenèse grenvillien (Madore *et al.*, 1999; Verpaelst *et al.*, 1999). Dans la partie est du Domaine de Natashquan, le chevauchement du Groupe de Wakeham sur le Complexe de Boulain s'inscrit probablement dans cette même phase de raccourcissement (Madore *et al.*, 1999; Verpaelst *et al.*, 1999). Le métamorphisme daté à > 1052 Ma dans le Complexe de Buit et à ~ 1029-998 Ma dans les parties nord-est et sud du Domaine de Natashquan pourrait donc être associé à cet épisode important de déformation en compression reconnu sur l'ensemble du domaine. Dans le contexte du segment oriental de la Province de Grenville, ces différentes phases de métamorphisme correspondent à une période de métamorphisme, de chevauchement vers le NW et/ou de magmatisme datée entre 1049 et 1000 Ma dans le Terrane de Pinware (Wasteneys *et al.*, 1997), aux alentours de 1030 Ma dans le Terrane de Lake Melville (Schärer *et al.*, 1986) et entre environ 1016 et 1008 Ma dans l'allochtone de Cape Caribou River (Philippe *et al.*, 1993; Bussy *et al.*, 1995).

À partir des données actuellement disponibles, on ne peut préciser si l'activité métamorphique dans le Domaine de Natashquan était de nature épisodique ou continue entre 1052 et 998 Ma, soit une durée d'environ 50 millions d'années. Notons également que l'intensité du métamorphisme régional grenvillien n'était sensiblement pas le même sur l'ensemble du domaine. Par exemple, le granite gris massif (99-PV-2215A) du Complexe d'Aguanish a été peu ou pas affecté par le métamorphisme grenvillien (comme en témoigne la faible discordance des zircons et des titanites de cet échantillon), tandis que des roches situées à une cinquantaine de kilomètres de là ont subi des effets importants lors de l'Orogène grenvillien.

À l'échelle de la région étudiée, la distribution des âges métamorphiques associés à la phase principale de raccourcissement d'âge Grenvillien dans les domaines de Saint-Jean et de Natashquan semble suggérer une propagation du métamorphisme et du chevauchement vers l'est. Par exemple, les âges métamorphiques dans les parties nord-est et sud du Domaine de Natashquan (~ 1029-998 Ma) sont nettement plus jeunes que tous les âges métamorphiques obtenus sur zircon, monazite et titanite du Domaine de Saint-Jean, dans la partie ouest de la région étudiée (~ 1100-1047 Ma), tandis que l'âge des rutiles du Complexe de Buit dans la partie ouest du Domaine de Natashquan (~ 1052 Ma) est semblable aux âges métamorphiques les plus jeunes du Complexe de Manitou (~ 1063-1047 Ma) et marquant les derniers soubresauts de la déformation en compression dans le Domaine de Saint-Jean (figure 17; tableau 7). Des données géochronologiques complémentaires – par exemple sur les zones de cisaillement – seront toutefois nécessaires afin de tester cette hypothèse.

Enfin, comme dans le Domaine de Lac-à-l'Aigle, les titanites les plus jeunes du Domaine de Natashquan semblent refléter les effets de la mise en place de granites tardifs (voir aussi Martignole *et al.*, 1994). Entre autres, l'âge de 987 ±8 Ma (Martignole *et al.*, 1994) fourni par la titanite du granite folié de la Suite felsique d'Olomane et celui de 972 ±6 Ma obtenu sur des titanites foncées du granite gneissique du Complexe d'Aguanish (tableau 7) pourraient refléter soit la nouvelle croissance de titanite (ou la remise à zéro du système U-Pb dans la titanite) durant l'épisode de magmatisme postcinématique daté principalement aux alentours de 993 et 981 Ma, et possiblement jusque vers 948 Ma dans la région de Natashquan (voir plus loin dans le texte), soit la période de refroidissement vers la fin de cet épisode magmatique. Par ailleurs, les relations texturales suggèrent que l'âge de 938 ±4 Ma de la seconde population de titanite de couleur brun pâle à moyen dans le granite gneissique du Complexe d'Aguanish (tableau 7) représente un événement hydrothermal ou un événement thermal distinct autour de 938 Ma plutôt que le passage de l'isotherme 600-700 °C postérieurement au magmatisme postcinématique.

Magmatisme postcinématique

Dans la région de Sept-Îles, les âges U-Pb d'intrusions tardives semblent refléter le caractère épisodique du magmatisme postcinématique d'âge Tardigrenvillien à Postgrenvillien. Le Granite de Bigot (AG-96-297), daté à 1030 +12/-7 Ma, est environ de 35 à 55 millions d'années plus vieux qu'un granite faiblement folié (AG-97-1431A), qu'une mangérite massive (AG-97-1236A) et que la composante felsique d'un dyke composite diabase/granite (AG-96-1047) datés respectivement à 995 ±3, 989 ±1 et > 974 Ma (tableau 7). L'âge du Granite de Bigot semble donc représenter un événement intrusif isolé. Ce granite

pourrait toutefois être contemporain du dyke gabbroïque de Nipisso qui recoupe la tectonite sous-jacente au Complexe de Matamec reliée au chevauchement du Matamec sur le Manitou (figure 3, annexe 3), auquel cas ces deux entités intrusives pourraient représenter un magmatisme bimodal typique de l'après collision grenvillienne (Gobeil *et al.*, ce volume).

La mangérite massive et le dyke composite semblent également définir un magmatisme bimodal, mais qui a pris place beaucoup plus tard entre ~ 989 et 974 Ma. Les résultats d'analyse U-Pb suggèrent que le granite faiblement folié (AG-97-1431A), comprenant des enclaves de roches gneissiques du Complexe de Canatiche, puisse également appartenir au même épisode magmatique postcinématique. Les zircons de cet échantillon semblent montrer la trace d'une mémoire isotopique héritée, tandis que l'âge de 995 ±3 Ma obtenu sur des titanites semble représenter la mise en place de ce granite. Par conséquent, la présence d'une foliation dans le granite folié pourrait être attribuée à sa mise en place. Enfin, l'ensemble de ces données mettent en évidence un second épisode magmatique bimodal dans la région de Sept-Îles qui a eu lieu dans la fourchette de temps de 995 à 974 Ma.

Dans la région de Natashquan, le magmatisme postcinématique est représenté par la Suite felsique de La Galissonnière. L'âge de 981 ±2 Ma obtenu sur des titanites du granite tardif (96-PV-1121) se situe entre les âges de 993 ±3 Ma (U-Pb sur zircon; Loveridge, 1986) et de 948 ±23 Ma (Rb-Sr sur roche totale; Fowler et Doig, 1983) de deux autres granites tardifs appartenant à cette même suite (figure 17, tableau 7). La différence d'âge entre ces trois intrusions suggère un magmatisme de nature épisodique. Cependant, des données géochronologiques complémentaires seront nécessaires pour tester cette hypothèse. Les âges de 993 ±3 et 981 ±2 Ma s'inscrivent dans l'intervalle du second épisode de magmatisme postcinématique (~ 995-974 Ma) dans la région de Sept-Îles (figure 17).

Ensemble, les âges des intrusions tardives de la région de Sept-Îles – Natashquan correspondent à l'intervalle de magmatisme du type alcalin (~ 990-980 Ma) et de magmatisme granitique tarditectonique (~ 983 Ma) dans le Terrane de Pinware (Wasteneys *et al.*, 1997). Dans le Terrane de Lake Melville, un dyke mafique à caractère alcalin a donné un âge semblable de 974 ±6 Ma (*op. cit.*). Une comparaison entre l'âge du granite tardif daté à 948 ±23 Ma (Fowler et Doig, 1983) et ceux d'intrusions tardives qui affleurent ailleurs dans la Province de Grenville n'est pas sans risque, compte tenu de l'incertitude associée au calcul de l'âge de ce granite qui a été déterminé par la méthode Rb-Sr. Toutefois, cet âge correspond, aux erreurs près, à la phase finale du magmatisme granitique posttectonique dans le Terrane de Pinware (974-956 Ma; Gower et Loveridge, 1987; Gower *et al.*, 1991; Tucker et Gower, 1994).

Les résultats U-Pb obtenus sur des intrusions tardives permettent d'établir l'âge minimum de la déformation grenvillienne dans les différents domaines de la région de Sept-Îles – Natashquan. Rappelons, entre autres, que le Granite de Bigot est une roche massive qui recoupe les lithologies déformées du Complexe de Matamec. Par conséquent, la déformation pénétrative grenvillienne dans cette partie du Domaine de Saint-Jean doit être antérieure à 1030 +12/-7 Ma. D'autre part, la mangérite massive datée à 989 ±1 Ma recoupe la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre et les fabriques mylonitiques qui caractérisent les grands chevauchements NNW dans ce secteur. Enfin, dans la partie nord-est du Domaine de Natashquan, la déformation grenvillienne le long de la Zone de cisaillement de Natashquan (figure 3, annexe 3) doit être antérieure à 981 ±2 Ma, l'âge obtenu sur le granite tardif (96-PV-1121) de la Suite felsique de La Galissonnière qui recoupe cette dernière. Tous ces âges sont en accord avec les fourchettes d'âges de = 1083-1047 Ma et de > 1052-998 Ma proposées pour la déformation en compression dans les domaines de Saint-Jean et de Natashquan (voir plus haut dans le texte).

REMERCIEMENTS

Les auteurs désirent remercier leurs collègues impliqués dans les différents projets pour les nombreuses discussions sur le Grenville : Daniel Brisebois, Serge Chevé, Thomas Clark, Louise Corriveau, Youcef Larbi, Louis Madore et Hassan Nabil. Ils tiennent aussi à remercier Diane Bellerive, Ron Christie, Angie Dazé, Gerry Gagnon, Carole Lafontaine, Jack MacRae, Julie Peressini et Klaus Santowski de la Commission géologique du Canada pour leur aide inestimable dans l'acquisition de données U-Pb et Brent Sharpe pour l'exécution de quelques dessins. Leur gratitude est également exprimée à toutes les personnes suivantes qui ont permis la réalisation des travaux de datation au GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal : Francine Robert pour l'aide qu'elle a fournie lors de la préparation des fractions de monazite et de titanite; Christine Beausoleil, Benjamin Giard, Gilles Mercier et André Poirier pour s'être bien accommodés de la tâche ingrate du broyage des échantillons ainsi que des premières étapes de séparation des minéraux lourds; Hamid Telmat pour son aide sur le terrain; Sylvain Vallières pour ses conseils judicieux dans le domaine de l'informatique; Raynald Lapointe qui a assuré l'accès à des spectromètres de masse performants et Isabelle Jacob qui a réalisé la gestion financière de ce projet. Des remerciements chaleureux sont également adressés à Gilles Gauthier pour son dévouement habituel et sa minutie qui a permis de réaliser des analyses à l'ICP-MS de première qualité. Les auteurs remercient également Otto van Breemen et Simon Hanmer pour leurs commentaires positifs et constructifs qui ont grandement contribué à améliorer le présent rapport.

RÉFÉRENCES

ABRAHAM, A.P.G. – DAVIS, D.W. – KAMO, S.L. – SPOONER, E.T.C., 1994 – Geochronological constraints on late Archean magmatism, deformation and gold-quartz vein mineralization in the northwest Anialik River greenstone belt and igneous complex, Slave Province, NWT. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 31, pages 1365-1383.

AMELIN, YU.V. – HEAMAN, L.M. – VERCHOGLIAD, V.M. – SKOBELEV, V.M., 1994 – Geochronological constraints on the emplacement history of an anorthosite-rapakivi granite suite: U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 116, pages 411-419.

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.

BERTRAND, J.-M. – RODDICK, J.C. – VAN KRANENDONK, M.J. – ERMANOVICS, I., 1993 – U-Pb geochronology of deformation and metamorphism across a central transect of the Early Proterozoic Torngat Orogen, North River map area, Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 30, pages 1470-1489.

BINGEN, B. – VAN BREEMEN, O., 1998 – U-Pb monazite ages in amphibolite- to granulite-facies orthogneiss reflect hydrous mineral breakdown reactions: Sveconorwegian Province of SW Norway. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 132, pages 336-353.

BUSSY, F. – KROGH, T.E. – WARDLE, R.J., 1995 – Late Labradorian metamorphism and anorthosite-granitoid intrusion, Cape Caribou River allochthon, Grenville Province, Labrador: evidence from U-Pb geochronology. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 32, pages 1411-1425.

CHERNIAK, D.J., 1993 – Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. Chemical Geology; volume 110, pages 177-194.

CHERNIAK, D.J. – WATSON, E.B., 2000 – Pb diffusion in zircon. Chemical Geology; volume 172, pages 5-24.

CHEVÉ, S. – GOBEIL, A. – CLARK T. – CORRIVEAU, L. – PERREAULT, S. – DION, D.J. – DAIGNEAULT, R., 1999 – Géologie de la région du lac Manitou (SNRC 22I/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-02, 69 pages.

CHEVÉ, S. – GOBEIL, A. – CLARK T. – TOGOLA, N., 2001 – Géologie de la région de la rivière Baune et des lacs à l'Aigle et Canatiche (22P/02, 22P/03, 22P/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-03, 60 pages.

CHIARENZELLI, J.R. – McLELLAND, J.M., 1991 – Age and regional relationships of granitoid rocks of the Adirondack Highlands. Journal of Geology; volume 99, pages 571-590.

CLARK, T., 2003 – Métallogénie des métaux usuels et précieux, des éléments radioactif et des éléments des terres rares, région de la moyenne Côte-Nord. Dans : Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville, D. Brisebois et T. Clark, édieurs. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs; DV 2002-03.

CLARK, T. – MACHADO, N., 1995 – New U-Pb dates from the Wakeham Terrane and its basement: preliminary results. In: Lithoprobe, Abitibi-Grenville Project, Results from a combined meeting on the Grenville Province with the ECSOOT transect; Report 49, pages 29-35.

CONNELLY, J.N. – HEAMAN, L.M., 1993 – U-Pb geochronological constraints on the tectonic evolution of the Grenville Province, western Labrador. Precambrian Research; volume 63, pages 123-142.

CONNELLY, J.N. – RIVERS, T. – JAMES, D.T., 1995 – Thermotectonic evolution of the Grenville Province of western Labrador. Tectonics; volume 14, pages 202-217.

CONNELLY, J.N. – RYAN, B., 1996 – Late Archean evolution of the Nain Province, Nain, Labrador: imprint of a collision. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 33, pages 1325-1342.

CORFU, F. – EASTON, R.M., 1997 – Sharbot Lake terrane and its relationships to Frontenac terrane, Central Metasedimentary Belt, Grenville Province: new insights from U-Pb geochronology. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 34, pages 1239-1257.

CORRIGAN, D. – HANMER, S., 1997 – Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen: A product of convective thinning of the lithosphere ? Geology; volume 25, pages 61-64.

CORRIGAN, D. – RIVERS, T. – DUNNING, G., 2000 – U-Pb constraints for the plutonic and tectonometamorphic evolution of Lake Melville terrane, Labrador, and implications for basement reworking in the northeastern Grenville Province. Precambrian Research; volume 99, pages 65-90.

CORRIGAN, D. – VAN BREEMEN, O., 1997 – U-Pb age constraints for the lithotectonic evolution of the Grenville Province along the Mauricie transect, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 34, pages 299-316.

CORRIVEAU, L. – VAN BREEMEN, O., 2000 – Docking of the Central Metasedimentary Belt to Laurentia in geon 12: evidence from the 1.17-1.16 Ga Chevreuil intrusive suite and host gneisses, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 37, pages 253-269.

COX, R.A. – DUNNING, G.R. – INDARES, A., 1998 – Petrology and U-Pb geochronology of mafic, high-pressure, metamorphic coronites from the Tschenukutish domain, eastern Grenville Province. Precambrian Research; volume 90, pages 59-83.

CURRIE, K.L. – VAN BREEMEN, O. – HUNT, P.A. – VAN BERKEL, J.T., 1992 – Age of high-grade gneisses south of Grand Lake, Newfoundland. Atlantic Geology; volume 28, pages 153-161.

DAVID, J., 1996 – Géochronologie du Moyen-Nord. Rapport inédit soumis au ministère des Ressources naturelles du Québec. Centre de recherche en géochimie isotopique et géochronologie (GEOTOP), Université du Québec à Montréal; 10 pages.

DAVID, J. – PARENT, M., 1997 – Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-Nord. Rapport inédit soumis au ministère des Ressources naturelles du Québec. Centre de recherche en géochimie isotopique et géochronologie (GEOTOP), Université du Québec à Montréal; avril 1997; 88 pages.

DAVIDSON, A., 1995 – A review of the Grenville orogen in its North American type area. Journal of Australian Geology and Geophysics; volume 16, pages 3-24.

DAVIDSON, A. – VAN BREEMEN, O., 2000 – Age and extent of the Frontenac plutonic suite in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, southeastern Ontario. In: Radiogenic

Age and Isotopic Studies: Report 13. Geological Survey of Canada; Current Research 2000-F4; 15 pages.

DAVIS, D.W., 1982 – Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 19, pages 2124-2149.

DAVIS, W.J. – McNICOLL, V.J. – BELLERIVE, D.R. – SANTOWSKI, K. – SCOTT, D.J., 1997 – Modified chemical procedures for the extraction and purification of U from titanite, allanite, and rutile in the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada. In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 10. Geological Survey of Canada; Current Research 1997-F, pages 33-35.

DOIG, R., 1991 – U-Pb zircon dates of Morin anorthosite suite rocks, Grenville Province, Quebec. Journal of Geology; volume 99, pages 729-738.

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 uraniferous granites and pegmatites. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 20, pages 92-104.

FRIEDMAN, R.M. – MARTIGNOLE, J., 1995 – Mesoproterozoic sedimentation, magmatism, and metamorphism in the southern part of the Grenville Province (western Quebec): U-Pb geochronological constraints. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 32, pages 2103-2114.

GIRARD, R., 1990 – Évidence d'un magmatisme d'arc protérozoïque inférieur (2,3 Ga) sur le plateau de la rivière George. Geoscience Canada; volume 17, pages 265-268.

GOBEIL, A. – CHEVÉ, S. – CLARK, T. – CORRIVEAU, L. – PERREAULT, S. – DION, D.J. – NABIL, H., 1999 – Géologie de la région du lac Nipisso (SNRC 22I/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-19, 60 pages.

GOBEIL, A. – CHEVÉ, S. – CLARK, T. – CORRIVEAU, L. – NABIL, H. – TOGOLA, N. – SAINT-GERMAIN, P., 2000 – Géologie de la région des lacs Brézel et Cacaoni (SNRC 21I/11 et 21I/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-09, 49 pages.

GOBEIL, A. - BRISEBOIS, D. - CLARK, T. - VERPAELST, P. - MADORE, L. - WODICKA, N. - CHEVÉ, S., 2003 - Géologie de la moyenne Côte-Nord. Dans : Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville, D. Brisebois et T. Clark, édieurs. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs; DV 2002-03.

GOWER, C.F., 1996 – The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. In: Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region (T.S. Brewer, editor). Geological Society; Special Publication number 112, pages 197-218.

GOWER, C.F. – LOVERIDGE, W.D., 1987 – Grenvillian plutonism in the eastern Grenville Province. In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 1. Geological Survey of Canada; Paper 87-2, pages 55-58.

GOWER, C.F. – HEAMAN, L.M. – LOVERIDGE, W.D. – SCHÄRER, U. – TUCKER, R.D., 1991 – Grenvillian granitoid plutonism in the eastern Grenville Province, Canada. Precambrian Research; volume 51, pages 315-336.

GOWER, C.F. – SCHÄRER, U. – HEAMAN, L.M., 1992 – The Labradorian Orogeny in the Grenville Province, eastern Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 29, pages 1944-1957.

GOWER, C.F. – TUCKER, R.D., 1994 – Distribution of pre-1400 Ma crust in the Grenville Province: implications for rifting in Laurentia-Baltica during geon 14. Geology; volume 22, pages 827-830.

HAWKINS, D.P. – BOWRING, S.A., 1999 – U-Pb monazite, xenotime and titanite geochronological constraints on the prograde to post-peak metamorphic thermal history of Paleoproterozoic migmatites from the Grand Canyon, Arizona. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 134, pages 150-169.

HEAMAN, L.M. – PARRISH, R.R., 1991 – U-Pb geochronology of accessory minerals. In: Applications of Radiogenic Isotopic Systems to Problems in Geology (L. Heaman and J.N. Ludden, editors). Mineralogical Association of Canada; Short Course Handbook 19, pages 59-102.

HERVET, M. – VAN BREEMEN, O. – HIGGINS, M.D., 1994 – U-Pb cristallisation age near the southeast margin of the Lac-St-Jean anorthosite complex, Grenville Province, Quebec. In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 8. Geological Survey of Canada; Current Research 1994-F, pages 115-124.

HIGGINS, M.D. – VAN BREEMEN, O., 1992 – The age of the Lac-Saint-Jean anorthosite complex and associated mafic rocks, Grenville Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 29, pages 1412-1423.

HIGGINS, M.D. – VAN BREEMEN, O., 1996 – Three generations of anorthosite - mangerite - charnockite - granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay – Lac-Saint-Jean region of the Grenville Province, Canada. Precambrian Research; volume 79, pages 327-346.

INDARES, A. – MARTIGNOLE, J., 1993 – Étude régionale du Supergroupe de Wakeham, Province de Grenville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-21, 73 pages.

INDARES, A. – DUNNING, G. – COX, R. – GALE, D. – CONNELLY, J., 1998 – High-pressure, high-temperature rocks from the base of thick continental crust: Geology and age constraints from the Manicouagan Imbricate Zone, eastern Grenville Province. Tectonics; volume 17, pages 426-440.

JAMES, D.T. – CONNELLY, J.N. – WASTENEYS, H.A. – KILFOIL, G.J., 1996 – Paleoproterozoic lithotectonic divisions of the southeastern Churchill Province, western Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 33, pages 216-230.

JAMES, D.T. – DUNNING, G.R., 2000 – U-Pb geochronological constraints for Paleoproterozoic evolution of the Core Zone, southeastern Churchill Province, northeastern Laurentia. Precambrian Research; volume 103, pages 31-54.

KAMO, S.L. – WASTENEYS, H. – GOWER, C.F. – KROGH, T.E., 1996 – U-Pb geochronology of Labradorian and later events in the Grenville Province, eastern Labrador. Precambrian Research; volume 80, pages 239-260.

KERR, A. – KROGH, T.E. – CORFU, F. – SCHÄRER, U. – GANDHI, S.S. – KWOK Y.Y., 1992 – Episodic Early Proterozoic granitoid plutonism in the Makkovik Province, Labrador: U-Pb geochronological data and geological implications. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 29, pages 1166-1179.

KETCHUM, J.W.F. – CULSHAW, N.G. – DUNNING, G.R., 1997 – U-Pb geochronologic constraints on Paleoproterozoic orogenesis in the northwestern Makkovik Province, Labrador, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 34, pages 1072-1088.

KROGH, T.E., 1982 – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 46, pages 637-649.

KROGH, T.E., 1986 – Report to Newfoundland Department of Mines and Energy on isotopic dating results from the 1985-1986 geological research agreement. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division, Newfoudland, Canada; Open File Report, LAB 707.

LARBI, Y. – STEVENSON, R.K. – MACHADO, N. – VERPAELST, P., 1999 – Geochronology and Nd isotopes in the Wakeham Group: A mid Proterozoic sedimentary basin within Grenville Province. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada; Abstract Volume 24, page 67.

LECLAIR, A. – LAMOTHE, D.– CHOINIÈRE, J. – PARENT, M., 1998 – Géologie de la région du lac Bermen (SNRC 23F). Ministère des Ressources naturelles du Québec; RG 97-11, 40 pages.

LOVERIDGE, W.D., 1986 – U-Pb ages on zircon from rocks of the Lac Morhiban map area, Quebec. In: Current Research, Part A. Geological Survey of Canada; Paper 86-1A, pages 523-530.

LUDWIG, K., 2000 – User's manual for Isoplot/Ex (version 2.2): A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center; Special Publication number. 1a, 53 pages.

LUMBERS, S.B. – HEAMAN, L.M. – VERTOLLI, V.M. – WU, T.-W., 1990 – Nature and timing of Middle Proterozoic magmatism in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Ontario. In: Mid-Proterozoic Laurentia – Baltica (C.F. Gower, editor). Geological Association of Canada; Special Paper 38, pages 243-276.

MACHADO, N. – GAUTHIER, G., 1996 – Determination of $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages on zircon and monazite by laser-ablation ICPMS and application to a study of sedimentary provenance and metamorphism in southeastern Brazil. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 60, pages 5063-5073.

MACHADO, N. – PHILIPPE, S. – DAVID, J. – GARIÉPY, C., 1990 – Géochronologie U-Pb du territoire québécois : Fosses du Labrador et de l'Ungava et Sous-province du Pontiac – Rapport intérimaire. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service géologique du Nord-Ouest; MB 91-07, 50 pages.

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, 31 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 Briend (SNRC 12N/05). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-05, 30 pages.

MADORE, L. – VERPAELST, P. – BRISEBOIS, D. – HOCQ, M. – DION, D.J., 1999 – Géologie de la région du lac Allard (SNRC 12L/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-01, 37 pages.

MARCANTONIO, F. – McNUTT, R.H. – DICKIN, A.P. – HEAMAN, L.M., 1990 – Isotopic evidence for the crustal evolution of the Frontenac Arch in the Grenville Province of Ontario, Canada. Chemical Geology; volume 83, pages 297-314.

MARTIGNOLE, J. – INDARES, A. – KISH, L., 1987 – Le Supergroupe de Wakeham dans la partie nord-est de la Province de Grenville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 87-25, pages 91-94.

MARTIGNOLE, J. – INDARES, A. – DESJARDINS, D., 1992 – Géologie de la région des lacs Arthur et Ruffin, Moyenne-Côte-Nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-20, 74 pages.

MARTIGNOLE, J. – MACHADO, N. – NANTEL, S., 1993 – Timing of intrusion and deformation of the Rivière-Pentecôte anorthosite (Grenville Province). Journal of Geology; volume 101, pages 652-658.

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.

McLELLAND, J.M. – CHIARENZELLI, J., 1990 – Geochronological studies in the Adirondack Mountains and the implications of a Middle Proterozoic tonalite suite. In: Mid-Proterozoic Laurentia – Baltica (C.F. Gower, editor). Geological Association of Canada; Special Paper 38, pages 175-194.

McLELLAND, J. – DALY, S. – McLELLAND, J.M., 1996 – The Grenville Orogenic cycle (ca. 1350-1000 Ma): an Adirondack perspective. Tectonophysics; volume 265, pages 1-28.

MEZGER, K. – HANSON, G.N. – BOHLEN, S.R., 1989 – High-precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high-grade terranes. Earth and Planetary Science Letters; volume 96, pages 106-118.

MOORE, J.M. – THOMPSON, P., 1980 – The Flinton Group: a late Precambrian metasedimentary sequence in the Grenville Province of eastern Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 17, pages 1685-1707.

NADEAU, L. – VAN BREEMEN, O., 1994 – Do the 1.45-1.39 Ga Montauban group and the La Bostonnais complex constitute a Grenvillian accreted terrane ? Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada; Program with Abstracts, volume 19, page A81.

NUNN, G.A.G. – GOWER, C.F. – THOMAS, A.T., 1988 – A synthesis of the ca. 1680-1640 Ma Labradorian Orogeny. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada; Program with Abstracts, volume 13, page A91.

NUNN, G.A.G. – HEAMAN, L.M. – KROGH, T.E., 1990 – U-Pb geochronological evidence for Archean crust in the continuation of the Rae Province (eastern Churchill Province), Grenville Front Tectonic Zone, Labrador. Geoscience Canada; volume 17, pages 259-264.

PARENT, M., 1998 – Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-Nord – Phase II. Rapport inédit soumis au ministère des Ressources naturelles du Québec. Centre de recherche en géochimie isotopique et géochronologie (GEOTOP), Université du Québec à Montréal; janvier 1998; 61 pages.

PARRISH, R.R., 1990 – U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 27, pages 1431-1450.

PARRISH, R.R. – RODDICK, J.C. – LOVERIDGE, W.D. – SULLIVAN, R.W., 1987 – Uranium-lead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada. In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 1. Geological Survey of Canada; Paper 87-2, pages 3-7.

PERCIVAL, J.A. – MORTENSEN, J.K. – STERN, R.A. – CARD, K.D., 1992 – Giant granulite terranes of northeastern Superior Province: the Ashuanipi complex and Minto block. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 29, pages 2287-2308.

PERREAULT, S. – CLARK, T. – GOBEIL, A. – DION, D.-J. – CORRIVEAU, L. – NABIL, H. – LORTIE, P., 1996 – Le potentiel en Cu-Ni-Co de la région de Sept-Îles : l'indice du lac Volant. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 96-06, 12 pages.

PERRY, C. – RAYMOND, D., 1996 – Le projet Nipissis de SOQUEM-IOC : un nouveau type de minéralisation cuprifère sur la Côte-Nord. Dans : Vers de nouvelles découvertes. Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programme et résumés, 1996. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 96-02, page 16.

PHILIPPE, S. – WARDLE, R.J. – SCHÄRER, U., 1993 – Labradorian and Grenvillian crustal evolution of the Goose Bay region, Labrador: new U-Pb geochronological constraints. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 30, pages 2315-2327.

RIVERS, T., 1997 – Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. Precambrian Research; volume 86, pages 117-154.

RIVERS, T. – CORRIGAN, D., 2000 – Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 37, pages 359-383.

RIVERS, T. – MARTIGNOLE, J. – GOWER, C.F. – DAVIDSON, A., 1989 - New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. Tectonics; volume 8, pages 63-84.

SAINT-GERMAIN, P. – CORRIVEAU, L., présent volume – Évolution magmatique du Complexe de gabbronorite et de monzonite de Matamec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-03.

SCHÄRER, U. – GOWER, C.F., 1988 – Crustal evolution in eastern Labrador: Constraints from precise U-Pb ages. Precambrian Research; volume 38, pages 405-421.

SCHÄRER, U. – KROGH, T.E. – GOWER, C.F., 1986 – Age and evolution of the Grenville Province in eastern Labrador from U-Pb systematics in accessory minerals. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 94, pages 438-451.

SCHÄRER, U. – KROGH, T.E. – WARDLE, R.J. – RYAN, A.B. – GANDHI, S.S., 1988 – U-Pb ages of Early and Middle Proterozoic volcanism and metamorphism in the Makkovik orogen, Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 25, pages 1098-1107.

SCHÄRER, U. – WILMART, E. – DUCHESNE, J.-C., 1996 – The short duration and anorogenic character of anorthosite magmatism: U-Pb dating of the Rogaland complex, Norway. Earth and Planetray Science Letters; volume 139, pages 335-350.

SCOATES, J.S. – CHAMBERLAIN, K.R., 1995 – Baddeleyite (ZrO_2) and zircon ($ZrSiO_4$) from anorthositic rocks of the Laramie anorthosite complex, Wyoming: Petrologic consequences and U-Pb ages. American Mineralogist; volume 80, pages 1317-1327.

SCOTT, D.J. – GAUTHIER, G., 1996 – Comparison of TIMS (U-Pb) and laser ablation microprobe ICP-MS (Pb) techniques for age determination of detrital zircons from Paleoproterozoic metasedimentary rocks from northeastern Laurentia, Canada, with tectonic implications. Chemical Geology; volume 131, pages 127-142.

SCOTT, D.J. – HYNES, A., 1994 – U-Pb geochronology along the Manicouagan Corridor, preliminary results: evidence for ca. 1.47 Ga metamorphism. Abitibi-Grenville Transect: Lithoprobe Report number. 41, pages 109-110.

SCOTT, D.J. – MACHADO, N. – HANMER, S. – GARIÉPY, C., 1993 – Dating ductile deformation using U-Pb geochronology: examples from the Gilbert River Belt, Grenville Province, Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 30, pages 1458-1469.

SCOTT, D.J. – ST-ONGE, M.R., 1995 – Constraints on Pb closure temperature in titanite based on rocks from the Ungava orogen, Canada: Implications for U-Pb geochronology and P-T-t path determinations. Geology; volume 23, pages1123-1126.

STACEY, J.S. – KRAMERS, J.D., 1975 – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and Planetary Science Letters; volume 26, pages 207-221.

TUCKER, R.D. – GOWER, C.F., 1994 – A U-Pb geochronological framework for the Pinware terrane, Grenville Province, southeast Labrador. Journal of Geology; volume 102, pages 67-78.

van BREEMEN, O. – DAVIDSON, A., 1988 – U-Pb zircon ages of granites and syenites in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Ontario. In: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 2. Geological Survey of Canada; Paper 88-2, pages 45-50.

van BREEMEN, O. – DAVIDSON, A. – LOVERIDGE, W.D. – SULLIVAN, R.W., 1986 – U-Pb zircon geochronology of Grenville tectonites, granulites and igneous precursors, Parry Sound, Ontario. In: The Grenville Province (J.M. Moore, A. Davidson, and A.J. Baer, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 31, pages 191-207.

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.

van BREEMEN, O. – CORRIVEAU, L., 2001 – 1.5 Ga pyroclastic volcanism in the Wakeham Group, Eastern Grenville Province, Quebec. Session number. 35: Proterozoic evolution of the Grenville Orogen in Eastern North America II. GSA Annual Meeting, November 5-8, 2001.

van DER LEEDEN, J. – BÉLANGER, M. – DANIS, D. – GIRARD, R. – MARTELAIN, J., 1990 – Lithotectonic domains in the high-grade terrain east of the Labrador Trough (Quebec). In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America. (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 371-386.

VERPAELST, P. – MADORE, L.– CHOINIÈRE, J. – DION, D.J. – DAVID, J. – LÉPINE, I. – PERREAULT, S. – LEFEBVRE, D. – HOCQ, M., 1997a – Géologie de la région du lac Le Doré (SNRC 12N/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-02, 29 pages.

VERPAELST, P. – MADORE, L.– BRISEBOIS, D. – CHOINIÈRE, J. – DION, D.J. – DAVID, J., 1997b – Géologie

de la région du lac Bohier (SNRC 12N/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-07, 29 pages.

VERPAELST, P. – MADORE, L.– BRISEBOIS, D. – HOCQ, M. – DION, D.J., 1999 – Géologie de la région du lac Jérôme, du lac Sanson et de la petite rivière de l'Abbé-Huard (SNRC 12L/13, 12L/14, 12M/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-02, 38 pages.

VERPAELST, P. – BRISEBOIS, D. – PERREAULT, S. – SHARMA, K.N.M. – DAVID, J., 2000 – Géologie de la région de la rivière Koroc (24I) et d'une partie de la région de Hébron (14L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-08, 62 pages.

WASTENEYS, H.A. – KAMO, S.L. – MOSER, D. – KROGH, T.E. – GOWER, C.F. – OWEN, J.V., 1997 – U-Pb geochronological constraints on the geological evolution of the Pinware terrane and adjacent areas, Grenville Province, southeast Labrador, Canada. Precambrian Research; volume 81, pages 101-128.

WASTENEYS, H.A. – McLELLAND, J. – LUMBERS, S., 1999 – Precise zircon geochronology in the Adirondack Lowlands and implications for revising plate-tectonic models of the Central Metasedimentary Belt and Adirondack Mountains, Grenville Province, Ontario and New York. Canadian Journal of Earth Science; volume 36, pages 967-984.

WASTENEYS, H.A. – WARDLE, R.J. – KROGH, T.E., 1996 – Extrapolation of tectonic boundaries across the Labrador shelf: U-Pb geochronology of well samples. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 33, pages 1308-1324.

WILLIAMS, I.S. – CLAESSON, S., 1987 – Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 97, pages 205-217.

WODICKA, N. – KETCHUM, J.W.F. – JAMIESON, R.A., 2000 – Grenvillian metamorphism of monocyclic rocks, Georgian Bay, Ontario, Canada: implications for convergence history. Canadian Mineralogist; volume 38, pages 471-510.

YORK, D., 1969 – Least squares fitting of a line with correlated errors. Earth and Planetary Science Letters; volume 5, pages 320-324.

Géologie et géochronologie de la Basse-Côte-Nord (entre Chevery et Blanc-Sablon) dans la Province géologique de Grenville

Serge Perreault[1]
Larry Heaman[2]

RÉSUMÉ

La partie NE de la Province de Grenville, en Basse-Côte-Nord, est subdivisée en deux domaines et un terrane lithotectoniques. Ce sont, de l'ouest vers l'est, le Domaine de La Romaine, le Domaine de Mécatina et le Terrane de Pinware. Le Domaine de La Romaine contient une forte proportion de roches supracrustales migmatisées, possiblement les équivalents très métamorphisés du Groupe de Wakeham. Ces roches supracrustales baignent dans des gneiss granitiques qui renferment, par endroits, des lambeaux d'anorthosite recristallisée. Le Domaine de Mécatina correspond à une suite anorthositique (dont l'âge est indéterminé) et à son encaissant gneissique. Le Terrane de Pinware est caractérisé par un complexe gneissique (le Complexe gneissique de Saint-Augustin). Il est composé de gneiss variés ainsi que d'intrusions de granitoïdes et d'intrusions mafiques d'âges Labradorien (1700 – 1600 Ma), Pinwarien (1510 – 1450 Ma) et Grenvillien (1080 – 970 Ma), dont le volume et le degré de déformation et de métamorphisme sont variables. Des conditions métamorphiques de 750 à 900 °C et de 600 à 800 MPa ont régné dans le Terrane de Pinware. Quatre phases de déformation ductile (associées aux orogenèses de Labrador, de Pinware et de Grenville) ainsi qu'une phase de déformation cassante majeure (associée à l'ouverture de l'Océan Iapetus) ont été reconnues.

Quatre échantillons ont fait l'objet d'analyses isotopiques U-Pb sur zircons et titanites dans le but d'en déterminer l'âge. Le granite déformé de Deep Cove, daté à 1632 Ma, est associé à la phase terminale de l'Orogénie du Labrador. L'âge de la Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul est estimé entre 1535 et 1495 Ma, âge typique du magmatisme felsique pinwarien. La Suite anorthositique de Vieux-Fort, datée à 974 Ma, est la plus jeune anorthosite de la Province de Grenville.

Huit associations minéralogiques d'intérêt économique ont été reconnues dans cette partie de la Province de Grenville. Les deux principales sont : des sulfures de Cu-Ni dans les métagabbros mis en place ou injectés dans des paragneiss alumineux, graphiteux et quartzitiques; des sulfures disséminés ou en veinules contenant de la pyrite, de la pyrrhotite et, par endroits, de la chalcopyrite dans des paragneiss alumineux et graphiteux. Les indices Rand, près du lac Napetipi (de 0,10 à 0,32 % Cu et de 0,10 à 0,43 % Ni), de l'anse de l'Argile (de 0,28 à 6,30 % Cu et de 0,08 à 0,10 % Ni) et de la baie Querry (< 0,1 % Cu) sont des exemples caractéristiques des minéralisations associées aux métagabbros. En général, les teneurs en métaux usuels et en métaux précieux sont très faibles dans les paragneiss alumineux, quoique anomales par endroits.

Le Complexe syénitique de Baie-des-Moutons, de l'Éocambrien, et les dykes mafiques associés à la marge laurentienne de l'Océan Iapetus recoupent les roches du Terrane de Pinware. Finalement, les formations sédimentaires du Groupe de Labrador, qui se sont déposées au Cambrien sur la marge de l'Océan Iapetus, reposent en discordance sur le socle gneissique grenvillien.

1. Géologie Québec
2. Université de l'Alberta, Edmonton

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 121
GÉOLOGIE RÉGIONALE 121
Domaine de La Romaine 121
Domaine de Mécatina 123
Terrane de Pinware 123
Intrusions felsiques et mafiques pinwariennes 127
Intrusions felsiques et mafiques grenvilliennes 128
Métamorphisme 128
Géologie structurale du terrane de Pinware 130
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 130
Indice Rand, type « A » (Ni-Cu, fiche de gîte 12O/08-001) 131
Indice de l'anse de l'Argile, type « A » (Cu±Ni, fiche de gîte 12O/02-004) 131
Indice de la baie Querry, type « A » (Cu, fiche de gîte 12O/02-006) 131
Indices de l'île de la Grande Passe, type « F » (U-Th, fiche de gîte 12O/02-002 et 12O/02-003) 131
GÉOCHRONOLOGIE 133
Granite mégacristique de Deep Cove (site 96-SP-4A, figure 2) 133
Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul (Sites 97-SP-46A et 97-SP-46C, figure 2) 133
Suite anorthositique de Vieux-Fort (site 97-SP-52, figure 2) 136
NÉOPROTÉROZOÏQUE TERMINAL ET PALÉOZOÏQUE 136
Complexe syénitique de Baie-des-Moutons et dykes de gabbro 136
Roches sédimentaire du Cambrien inférieur 137
Interprétation 139
DISCUSSION 139
CONCLUSION 140
REMERCIEMENTS 141
RÉFÉRENCES 141
PLANCHE 1 143
PLANCHE 2 144
PLANCHE 3 145

INTRODUCTION

Le territoire de la Basse-Côte-Nord (figure 1) s'étire sur plus de 250 kilomètres, entre les villages de Kegaska et de Blanc-Sablon. Les roches mésoprotérozoïques de ce vaste territoire appartiennent toutes à la Ceinture polycyclique allochtone de la Province géologique de Grenville (Rivers *et al.*, 1989) ou à la Ceinture magmatique interne (Gower, 1996), à l'exception du Complexe syénitique tardiprotérozoïque (Éocambrien) de Baie-des-Moutons, des formations sédimentaires cambriennes du Groupe de Labrador et de quelques rares dykes mafiques postérieurs au Néoprotérozoïque (Bourne *et al.*, 1978; Roy, 1982; Lavergne, 1986).

Les premières descriptions de la géologie remontent à 1845 alors que l'amiral Bayfield établissait la carte marine du golfe du Saint-Laurent (Bayfield, 1845). De Puyjalon (1898), Krank (1939), Longley (1943), Douglas (1953) et Hale (1962) ont effectué des travaux de reconnaissance en divers endroits le long de la côte de la Basse-Côte-Nord et dans la région de Blanc-Sablon. Entre 1963 et 1965, Davies (1963a, 1963b, 1965a et 1965b) a cartographié les secteurs de Baie-des-Moutons et de Saint-Augustin à l'échelle de un mille au pouce pour le compte du ministère des Richesses naturelles. En 1969 et 1970, Bostock *et al.* (1983) ont cartographié le secteur du détroit de Belle Isle, au Labrador, et le secteur immédiat de Blanc-Sablon à l'échelle de 1 : 250 000. Bourne *et al.* (1978) ont cartographié le secteur ouest de la région entre 1976 et 1977. Au cours des années 1982 et 1983, dans le cadre du « Projet Grenville », le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (MER) a réalisé une cartographie à l'échelle de 1 : 250 000 des feuillets SNRC 12O et 12P (Roy, 1982; Lavergne, 1986). En 1994, le MER a réalisé des travaux de terrain entre Chevery et Vieux-Fort, et publié un document promotionnel sur le potentiel minéral de ce secteur (Perreault et Gaudreault, 1994). Puis, en 1997, le MER a aussi réalisé, le long de la route 138 entre Blanc-Sablon et Vieux-Fort, une étude sommaire des séquences sédimentaires cambriennes et, en septembre de la même année, une excursion de terrain accompagnée d'un échantillonnage pour une étude géochronologique (Gower *et al.*, 1997; Perreault et Brisebois, 1997). De plus, en 2001 et 2002, la Commission géologique du Canada a réalisé une étude géologique du secteur de La Romaine située à l'ouest de la présente région (Corriveau *et al.*, 2002).

Le but du présent article est de fournir une description générale des unités précambriennes et cambriennes de ce vaste territoire, de présenter les résultats des analyses géochronologiques, de discuter brièvement du potentiel minéral de la région et, finalement, de présenter une interprétation sommaire des événements tectoniques, magmatiques et métamorphiques.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

Dans la région étudiée, la subdivision en domaines lithotectoniques et en terrane est basée sur des critères lithologiques, structuraux, géochronologiques et sur la signature magnétique des roches. Elle respecte la nomenclature développée plus à l'est par Gower (1996). Étant donné la petite échelle de la cartographie et la pauvre qualité des affleurements à l'intérieur des terres, les relations structurales entre les différents domaines et le terrane sont inconnues. La région a été subdivisée entre le Domaine de Mécatina, le Domaine de La Romaine et le Terrane de Pinware (Perreault, 1996). Le Domaine de La Romaine présente des affinités avec le Domaine de Natashquan (Gobeil *et al.*, présent volume) et de futurs travaux sur le terrain devraient permettre d'infirmer ou de confirmer ces affinités. Dans la région couverte par le présent article, la limite entre les domaines de Natashquan et de La Romaine n'est pas définie (figure 2). Toutefois, il se peut qu'il s'agisse du même domaine. Le Domaine de La Romaine, situé dans la partie ouest du territoire étudié, contient une forte proportion de roches supracrustales migmatisées qui baignent dans des gneiss granitiques renfermant par endroits des lambeaux d'anorthosite recristallisée (Corriveau *et al.*, 2002). Ces roches supracrustales pourraient être des équivalents très métamorphisés des roches du Groupe de Wakeham. Le Domaine de Mécatina correspond à une suite anorthositique et à son encaissant gneissique (figure 2). Le Terrane de Pinware est caractérisé par des gneiss variés, par des intrusions de granitoïdes ainsi que des intrusions mafiques dont l'âge, le volume, le degré de déformation et le métamorphisme sont variables. Le Complexe éocambrien syénitique de Baie-des-Moutons et les dykes mafiques associés à la marge laurentienne de l'ancien Océan Iapetus recoupent les roches du Terrane de Pinware. Finalement, les formations sédimentaires du Groupe de Labrador, qui se sont déposées au Cambrien sur la marge laurentienne de l'Iapetus, reposent en discordance sur le socle gneissique grenvillien.

Domaine de La Romaine

Le Domaine de La Romaine est caractérisé par une forte proportion de roches supracrustales migmatisées comparativement au Terrane de Pinware. Il est formé du Complexe d'Aguanish (Gobeil *et al.*, ce volume) composé principalement de gneiss granitiques, avec des bandes de roches supracrustales constituées de gneiss quartzofeldapthique à biotite (contenant de l'orthopyroxène par endroits), de lambeaux de paragneiss alumineux (gneiss pélitiques), de granulite mafique, d'amphibolite à pyroxène et de quelques rares unités de roches carbonatées et de gneiss calcosilicatés (figure 2). Par endroits, comme dans le secteur du lac Triquet, nous pouvons observer des

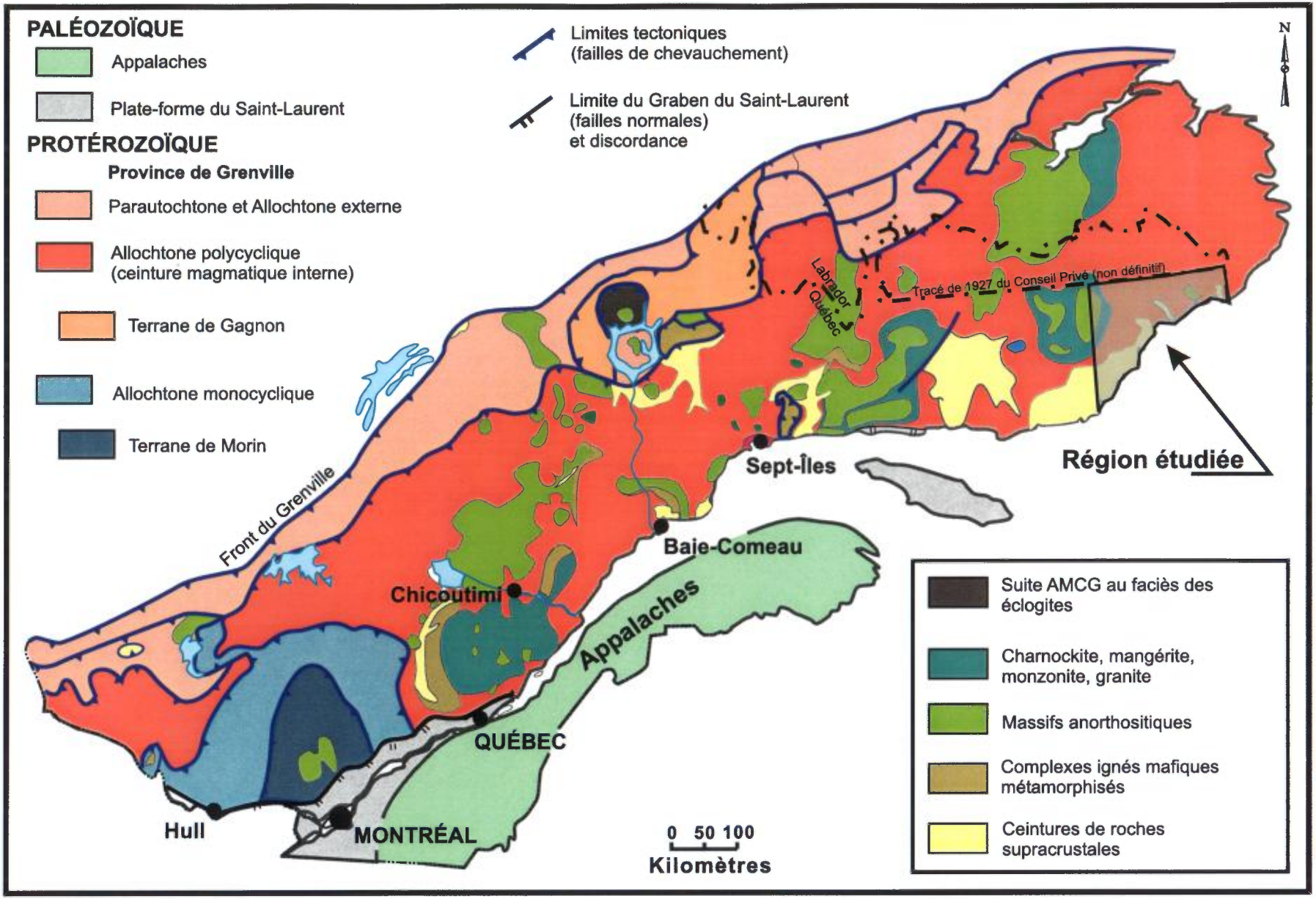


FIGURE 1 - Lithotectonique de la Province de Grenville et localisation de la région étudiée.

diatexites (granite) à orthopyroxène, dont le ou les protolithes étaient des paragneiss. Plus à l'ouest, dans le secteur du village de La Romaine, Corriveau *et al.* (2002) attribuent ces roches supracrustales au Groupe de Wakeham, en s'appuyant sur la continuité et les ressemblances lithologiques entre les unités et sur le style structural. Ils ont également noté la présence de lambeaux d'anorthosite déformée et recristallisée dans les gneiss granitiques.

Dans la partie est du domaine, près du secteur de Baie-des-Moutons, la séquence supracrustale devient plus alumineuse et les gneiss pélitiques sont abondants. Ces roches sont recoupées par des intrusions déformées, à divers degrés, de granite, de monzonite et de syénite porphyrique, à phénocristaux de feldspath potassique, à biotite et à hornblende de la suite plutonique de Tête-à-la-Baleine. Le Pluton de Wapitagun (Bourne *et al.*, 1978) est composé d'une monzonite quartzifère porphyrique foliée, de couleur rose, à phénocristaux de feldspath potassique. La monzonite est enveloppée d'une diorite blanche quartzifère, foliée et porphyrique, à phénocristaux de plagioclase (Bourne *et al.*, 1978). Ces roches intrusives sont possiblement d'âge pinwarien. Des intrusions de granite rose à biotite tardigrenvillien à postgrenvillien et le Complexe syénitique éocambrien de Baie-des-Moutons (Davies, 1968) recoupent les unités mentionnées plus haut (figure 2). Les conditions métamorphiques vont du faciès supérieur des amphibolites au faciès des granulites. Les roches du complexe gneissique sont polydéformées et montrent une intense déformation ductile par endroits. Deux phases de déformation ductile, associées au développement de deux foliations, S_1 et S_2, ont été reconnues dans les séquences de paragneiss (Bourne *et al.*, 1978). La foliation principale S_2 est très bien développée et elle est associée à la gneissosité observée dans le complexe gneissique (Bourne *et al.*, 1978).

Dans les granitoïdes déformés, seul S_2 est présent. Ceci suggère que ces plutons ont été mis en place après la déformation D_1, mais avant ou pendant l'épisode de déformation D_2. La gneissosité est reprise par deux déformations tardives qui ont produit des structures en dômes et bassins à l'échelle kilométrique et facilement identifiables sur les photographies aériennes. Des linéaments structuraux kilométriques recoupent les roches du Domaine de Mécatina. Lorsque observés sur le terrain, certains de ces linéaments se trouvent être des failles cassantes tardives, à mouvement normal. Les plans de faille montrent une altération hydrothermale de basse température. Le déplacement vertical ou oblique le long de ces failles est généralement inconnu.

Domaine de Mécatina

Le Domaine de Mécatina (figure 2) est constitué de trois assemblages lithologiques principaux : 1) la Suite anorthositique de Mécatina (nouvelle unité qui correspond au Massif du lac Philipott; Thomas, 1990); 2) un complexe gneissique composé d'orthogneiss granitique migmatisé avec des lambeaux de paragneiss; 3) des intrusions de granitoïdes (dont le Complexe du lac Macé; Bourne *et al.*, 1978) déformées à divers degrés et dont l'âge varie de 1500 à 1230 Ma (Gobeil *et al.*, ce volume; Bourne *et al.*, 1978; Bourne, 1986). La suite anorthositique de Mécatina est composée de quatre massifs d'anorthosite. L'anorthosite est grise à blanche, à grain grossier, et elle contient moins de 10 % de minéraux mafiques, généralement un pyroxène vert altéré. Elle est déformée à divers degrés (Bourne *et al.*, 1978). L'anorthosite du centre des massifs contient de gros phénocristaux de plagioclase et montre peu d'évidences de déformation. La déformation est plus intense près des bordures des massifs, là où l'anorthosite recristallisée devient blanche et à grain fin; des reliques de phénocristaux de plagioclase et d'orthopyroxène subsistent ici ou là. Un faciès gabbronoritique est observé, par endroits, à l'intérieur des massifs aussi bien que près de leurs marges. Les massifs anorthositiques sont entourés d'une enveloppe de mangérite, de charnockite et de monzonite porphyriques à grain grossier (figure 2), généralement bien foliées et gneissiques par endroits (Bourne *et al.*, 1978). Les conditions métamorphiques vont du faciès supérieur des amphibolites au faciès des granulites. Les roches de la Suite anorthositique de Mécatina montrent une déformation ductile, particulièrement en bordure des massifs et dans les enveloppes charnockitiques. Cette déformation est possiblement associée à la mise en place de la suite anorthositique. Toutefois, il est difficile de corréler la déformation observée dans les charnockites avec les déformations observées dans les domaines et terranes adjacents, et ce, à cause du manque de données structurales.

Terrane de Pinware

Le Terrane de Pinware (figure 2) est constitué de granitoïdes foliés à gneissiques, d'un complexe gneissique, de roches supracrustales, d'intrusions mafiques litées, de dykes mafiques, de granitoïdes syngrenvilliens à tardigrenvilliens et, finalement, d'anorthosite, de gabbro et de granitoïdes tardigrenvilliens à postgrenvilliens (Gower, 1996; Gower *et al.*, 1997; Perreault et Heaman, 2001). Il est caractérisé par une signature magnétique plus prononcée que celles du Domaine de La Romaine et du Domaine de Mécatina. Toutefois, la signature magnétique de la partie occidentale du Terrane de Pinware montre un grand secteur de faible intensité, tandis que la signature de la partie orientale est caractérisée par de nombreuses zones bien marquées, dont plusieurs sont circulaires.

Des âges U-Pb sur zircons de granitoïdes déformés et sur minéraux métamorphiques (monazite et titanite) de diverses lithologies montrent un étalement des âges entre 1509 et 1472 Ma. Ils correspondent à l'Orogenèse pinwarienne (Gower, 1996). Les travaux de datation de Gower et Krogh (2002 et références citées) ont également

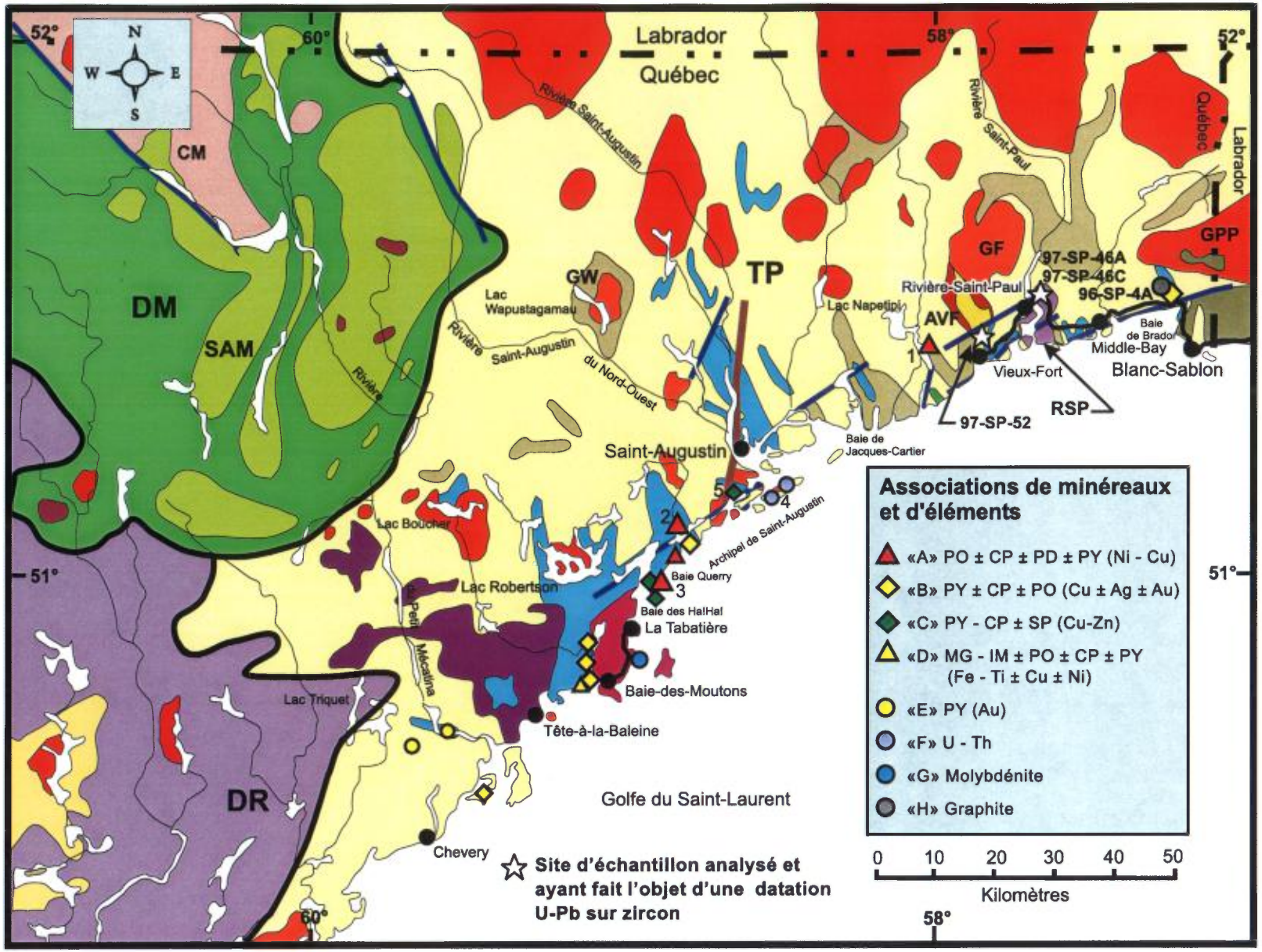


FIGURE 2 - Géologie simplifiée et localisation des principales associations de minéraux et d'éléments (types de minéralisations de A à H) de la partie orientale de la Basse-Côte-Nord, entre Chevery et Blanc-Sablon. Modifiée de Avramtchev (1984) et de Roy (1982). (DM) Domaine de Mécatina; (DR) Domaine de La Romaine; (TP) Terrane de Pinware; (SAM) Suite anorthositique de Mécatina; (AVF) Suite anorthositique de Vieux-Fort; (SPW) Suite plutonique de Wapustan; (RSP) Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul; (GB) granite de Brador; (GF) granite du lac Fournier; (GW) granite de Wapustagamau. Les lettres entre guillemets français réfèrent aux associations de minéraux et d'éléments (types de minéralisations de A à H) décrites dans le texte : (CP) chalcopyrite; (FL) fluorine; (GL) galène; (IM) ilménite; (MB) molybdénite; (MG) magnétite; (PD) pentlandite; (PO) pyrrhotite; (PY) pyrite; (SP) sphalérite.

LÉGENDE

Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur

- Groupe de Labrador (Formation de Brador : conglomérat et grès; Formation de Forteau : grès, calcaire, calcaire à archéocyatidés et dolomie)
- Failles normales
- Dyke de gabbro

Néoprotérozoïque

- Complexe syénitique de Baie-des-Moutons

Suite anorthositique de Vieux-Fort

- Mangérite
- Anorthosite et gabbro

Suite plutonique de la Galissonnière

- Monzonite, granite porphyriques et syénite tardiorogénique à post-orogénique

Mésoprotérozoïque

Suite plutonique de Tête-à-la-Baleine

- Monzonite et granite porphyriques, syénite syn-orogénique à tardiorogénique

Terrane de Pinware

Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul

- Métagabbro, métadiorite à magnétite, granite porphyrique

Paléoprotérozoïque à Mésoprotérozoïque

Complexe de Saint-Augustin

- Orthogneiss granitique (granitoïdes pinwariens (1550 - 1450 Ma) avec lambeaux de paragneiss)
- Paragneiss (gneiss pélitique), gneiss quartzeux et quartzite, par endroit, avec du métagabbro, de l'amphibolite, du gneiss calcosilicaté et du marbre calcitique
- Gneiss quartzofeldspathique, granulite felsique, paragneiss à biotite et hornblende avec des horizons d'amphibolite et de métagabbro par endroits

Domaine de Mécatina

Suite anorthositique de Mécatina

- Gabbro
- Anorthosite
- Mangérite et monzonite porphyritiques

Complexe du lac Macé

- Monzonite et granite rose à gros phénocristaux de feldspath, folié à gneissique.

Domaine de La Romaine

Complexe d'Aguanish

- Gneiss granitique et migmatite à protolithes de paragneiss
- Gneiss quartzofeldspathique, granulite felsique, paragneiss à biotite et hornblende avec des horizons d'amphibolite et de métagabbro par endroits

- Limite des domaines et terrains litho-tectoniques

démontré qu'une partie du socle gneissique du Terrane de Pinware est constituée de roches associées à l'Orogenèse labradorienne (1750 à 1650 Ma).

Lavergne (1986) a subdivisé les unités géologiques du secteur de Saint-Augustin en trois ensembles et il a adopté une terminologie basée sur une chronologie relative (ensembles d'âge de « I » à « V »). Cette subdivision pourrait s'appliquer à la majorité des unités du Terrane de Pinware et elle correspond à différents événements tectoniques, métamorphiques et ignés qui ont affecté la région.

Roches prépinwariennes du Complexe gneissique de Saint-Augustin

Le Complexe gneissique de Saint-Augustin (nouvelle unité qui correspond aux ensembles d'âges « I » et « II » de Lavergne, 1986) regroupe les unités gneissiques et les bandes de roches supracrustales. Il est formé principalement de gneiss granitique à biotite, de gneiss tonalitique à biotite, de gneiss quartzofeldspathique gris à biotite, d'orthogneiss granitique à biotite et de gneiss granulitique. Toutes ces unités peuvent contenir des faciès à hornblende. Ces gneiss sont associés à des bandes de roches supracrustales de dimensions très variées. Ces unités sont très déformées et généralement migmatisées à divers degrés. Des dykes déformés d'amphibolite, de métagabbro et de granite rose, pegmatitique par endroits, peuvent être observés dans ces unités (planche 1, photo A; dykes de l'ensemble « III » de Lavergne, 1986). Ces roches sont recoupées par des granitoïdes et des roches mafiques d'âge Pinwarien.

Roches supracrustales

À l'intérieur du Complexe gneissique de Saint-Augustin, nous trouvons cinq principales bandes de roches supracrustales, d'épaisseur kilométrique à plurikilométrique. D'ouest en est, ce sont les bandes du lac Robertson, de la baie des Ha! Ha!, de la rivière Saint-Augustin, de la baie de Jacques-Cartier et de la baie de Brador. Des bandes de roches supracrustales de moindre importance ont aussi été identifiées un peu partout dans le complexe gneissique. Les roches supracrustales sont composées principalement de paragneiss quartzofeldspathique à biotite, de paragneiss alumineux à grenat, à sillimanite et, localement, à cordiérite, de paragneiss graphiteux, de quartzite, de gneiss quartzeux et, par endroits, de gneiss granulitique. Des unités d'épaisseur centimétrique à métrique de marbres calcaires et dolomitiques, avec ou sans olivine et clinohumite, de roches calcosilicatées à diopside et scapolite, avec ou sans amphiboles (hornblende, actinote, trémolite, cummingtonite) ont été cartographiées dans les bandes du lac Robertson et de la baie des Ha! Ha! ainsi que dans la partie sud-ouest de la Bande de la rivière Saint-Augustin (Davies, 1963a; Bourne *et al.*, 1978; Lavergne, 1986; Perreault et Martignole, 1988). Les roches métasédimentaires sont interlitées avec des niveaux d'amphibolite et injectées de dykes déformés d'amphibolite, de métagabbro et de pegmatite. Les roches carbonatées et calcosilicatées disparaissent vers l'est, tandis qu'augmente la proportion des unités quartzitiques, pélitiques et graphiteuses. Ainsi, la Bande de Brador est constituée principalement de niveaux de gneiss quartzofeldspathique à biotite, avec des niveaux de quartzite, de gneiss quartzeux et, par endroits, de bandes d'épaisseur métrique de gneiss pélitique et de gneiss graphiteux (planche 1, photo B).

Toutes les unités sont généralement migmatisées et le leucosome constitue de 20 à 40 % de la roche. Les séquences de roches supracrustales peuvent présenter des diatexites à trame de paragneiss (planche 1, photo C). Dans la Bande de la baie de Jacques-Cartier, les gneiss pélitiques forment des enclaves de dimension métrique flottant dans une matrice granitique à grain grossier. Par endroits, la diatexite devient pegmatitique et peut contenir jusqu'à 20 % de cordiérite avec du grenat et de l'hercynite (Perreault et Martignole, 1988). Ces roches sont généralement rubanées et d'apparence très hétérogène. Dans les bandes de roches supracrustales, situées à l'ouest de la rivière Saint-Augustin, les niveaux carbonatés sont généralement très déformés et présentent des patrons structuraux d'interférence complexes et très bien développés.

Granite mégacristique de Deep Cove

Ce granite déformé est bordé à l'est par les roches supracrustales de la Bande de Brador et à l'ouest par les gneiss quartzofeldspathiques du Complexe gneissique de Saint-Augustin (site 96-SP-4A, figure 2). Le granite rose déformé constitue une masse amiboïde de dimension plurikilométrique dans laquelle nous trouvons des enclaves partiellement digérées des métasédiments encaissants. Nous avons noté trois faciès dans ce granite. Le faciès dominant est un granite rose à gris rosé, à grain grossier, à phénocristaux centimétriques de feldspath potassique, et à biotite et à hornblende. Le degré de déformation varie de celui d'un granite folié à celui d'un granite gneissique oeillé avec, par endroits, une structure mylonitique bien développée. Le deuxième faciès en importance est un granite rose, folié à gneissique, à grain moyen, à biotite et à hornblende. Ce faciès est surtout présent à la bordure est de la masse granitique. C'est dans ce faciès que l'on trouve les enclaves de paragneiss. Par endroits, lorsque les enclaves sont presque totalement digérées, la sillimanite est présente dans le granite. Le troisième faciès en importance est composé de veines de granite rose, à grain moyen, à biotite et à hornblende, avec des phénocristaux de hornblende par endroits.

Intrusions felsiques et mafiques pinwariennes

Les roches du Terrane de Pinware et celles du Domaine de La Romaine sont recoupées par plusieurs plutons de monzonite et de granite porphyrique à biotite, parfois à hornblende, et par des intrusions mafiques déformées à divers degrés (ensemble « III » de Lavergne, 1986).

Granite et monzonite porphyriques

Le granite et la monzonite porphyriques sont déformés, foliés à gneissiques, et possèdent une texture oeillée par endroits. Ils sont recristallisés à divers degrés. Dans les zones très déformées, les phénocristaux de feldspath potassique sont remplacés par un agrégat de quartz + feldspath, à grain plus fin. Ces roches sont recoupées par des dykes (variant de peu déformés à déformés) d'amphibolite et de gabbro ainsi que par plusieurs générations de veines de granite et de pegmatite. Par endroits, des enclaves de paragneiss sont présentes près des marges de ces corps granitiques. La forme de ces intrusions granitiques est très variable, allant de circulaire à amiboïde. Elles s'étendent sur plusieurs dizaines de kilomètres et infiltrent les unités encaissantes.

Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul

La Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul est une nouvelle unité qui affleure sur la rive orientale de la rivière Saint-Paul (sites 97-SP-46A et 97-SP-46C, figure 2). Ces roches sont exposées dans des coupes le long de la route 138 et on peut y observer les relations entre les différents faciès. La Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul est composée de plusieurs faciès lithologiques : gabbronorite, diorite, tonalite et granodiorite. Toutes ces roches sont métamorphisées au faciès supérieur des amphibolites. Elles sont recoupées par deux générations de veines de granite et de pegmatite et par des dykes tardifs de gabbro. Ces roches sont faiblement déformées à très déformées, les faciès granitiques ayant le plus souffert de la déformation. Le gabbronorite, qui forme le faciès marginal de la suite, passe graduellement à une diorite, généralement foliée, voire gneissique par endroits. La diorite est caractérisée par la présence de 2 à 5 % de magnétite qui se trouve au centre d'une couronne de plagioclase. La magnétite est ainsi isolée de la biotite et de la hornblende, présentes également dans cette roche. Cette particularité donne à la roche un aspect tacheté. La diorite passe graduellement à une tonalite grise à biotite et à hornblende, foliée à gneissique, à grain moyen à grossier. Ce passage d'un faciès à l'autre s'accompagne d'une augmentation du degré de la déformation. Finalement, la tonalite devient progressivement une granodiorite de plus en plus déformée. Par endroits, la tonalite contient des mobilisats dioritiques et des poches de pegmatite de composition dioritique avec des porphyroblastes d'orthopyroxène et de hornblende. À l'échelle métrique, la granodiorite gneissique présente un aspect hétérogène et rubané. Certains horizons montrent une granodiorite foliée à phénocristaux de feldspath, tandis que les horizons gneissiques en sont dépourvus. Dans les faciès tonalitique et granodioritique, nous avons noté la présence de deux générations de dykes de granite (qui se recoupent) et de pegmatite rose. La première génération est caractérisée par un granite gris rosé à rose, à grain moyen à grossier, à biotite et à hornblende. Ce granite est folié et pegmatitique par endroits. Par endroits également, ce granite est caractérisé par la présence de phénocristaux de hornblende. Les contacts avec la roche encaissante sont souvent diffus et les dykes montrent un certain degré de déformation. La deuxième génération est composée d'un granite rose à grain fin à moyen, massif à faiblement folié. Les contacts avec la roche encaissante sont francs.

Suite mafique de Lourdes-de-Blanc-Sablon

Dans le village de Blanc-Sablon, affleure un petit complexe mafique lité et déformé. Il est composé de lits d'épaisseur centimétrique à métrique de gabbro, de norite, de gabbronorite et de leucogabbronorite (figure 2). La Suite mafique de Lourdes-de-Blanc-Sablon est une nouvelle unité formelle composée de plusieurs faciès de gabbronorite qui sont recoupés par un gabbro à grain plus fin. Des chenaux et des lits obliques sont observés dans la partie centrale du complexe (planche 1, photo D). Le litage est défini par une variation dans les proportions modales du plagioclase, de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et des oxydes. L'orthopyroxène forme des *oikocrysts* et ces derniers sont entourés d'une couronne de clinopyroxène, de hornblende verte et, par endroits, de grenat. Les *oikocrysts* d'orthopyroxène sont présents dans les lits non déformés du gabbronorite et confèrent à la roche une texture en peau de léopard. Des veines confinées à l'intrusion mafique, de composition dioritique avec des phénocristaux centimétriques d'orthopyroxène, recoupent les unités gabbroïques. La bordure du complexe, très déformée, est constituée d'une amphibolite (plagioclase + hornblende ± biotite ± magnétite) à grain moyen à fin. Dans les faciès les plus déformés, l'amphibolite présente une texture blastomylonitique dans laquelle subsistent des phénocristaux de plagioclase. Cette unité ceinture les roches gabbroïques et il est possible de voir, à certains endroits, le litage qui se butte à angle fort sur la foliation de l'amphibolite. La roche encaissante, composée de gneiss granitique rose à biotite, est recoupée par des dykes de métagabbro de même nature que le complexe mafique lité.

Dykes de métagabbro et de gabbro

Le Complexe gneissique de Saint-Augustin et les granitoïdes déformés prégrenvilliens sont recoupés par

plusieurs générations de dykes de gabbro et de gabbronorite. Ces dykes sont plus ou moins déformés et certains sont métamorphisés au même degré que leur encaissant, tandis que d'autres présentent un métamorphisme d'intensité moins élevée. Lavergne (1986) a reconnu trois grandes familles de dykes de composition mafique et intermédiaire. Les dykes mafiques du type « 1 » forment des horizons lenticulaires plissés dans les unités de paragneiss et dans le Complexe gneissique de Saint-Augustin (planche 1, photo A). Ces dykes sont composés de métagabbro ou d'amphibolite à pyroxène. Les dykes du type « 2 » sont subdivisés en deux catégories. Les dykes « 2a » sont abondants et recoupent la plupart des unités décrites précédemment. Ils forment des masses lenticulaires concordantes d'épaisseur centimétrique à métrique mais, par endroits, ils sont de plus grande étendue (Lavergne, 1986). Ces dykes mafiques sont déformés et métamorphisés et ils sont devenus des amphibolites à pyroxènes. Ils ont subi une rotation dans laquelle ils ont été transposés; les contacts avec la roche encaissante sont plus ou moins parallèles à la foliation régionale. Le type « 2b », de composition intermédiaire, comprend des roches mésocrates à mélanocrates dont la composition varie de la diorite à la monzonite. Ces dykes se sont mis en place plus tardivement par rapport à la déformation. Le type « 3 » est aussi subdivisé en deux catégories. Les dykes « 3a » forment des masses, des dykes ou des sills lenticulaires de dimensions métriques à décamétriques. Généralement, les contacts avec la roche encaissante sont francs. Ces dykes sont caractérisés par la présence d'une foliation oblique par rapport aux contacts, mais elle est généralement subparallèle à la foliation de l'encaissant. Le type « 3a » est constitué de hornblende, de plagioclase et de biotite. La minéralogie initiale est généralement oblitérée, sauf là où subsistent des cristaux primaires partiellement résorbés de pyroxènes et des plagioclases. Le type « 3b » forme des masses plus ou moins importantes et des dykes de métagabbro et de métagabbronorite à grain grossier. Ces derniers recoupent, avec un angle faible, la foliation de l'encaissant. Dans ces dykes, les textures primaires sont préservées par endroits (Lavergne, 1986). À certains endroits, dans l'archipel de Saint-Augustin, les dykes du type « 3b » sont associés à des minéralisations de chalcopyrite-pyrrhotite lorsqu'ils sont en contact avec des paragneiss.

Intrusions felsiques et mafiques grenvilliennes

Lavergne (1986) et Roy (1982) ont reconnu plusieurs types de granitoïdes synorogéniques à tardi-orogéniques (ensemble d'âge « 4 »; Lavergne, 1986). Plus d'une vingtaine de plutons de composition mangéritique, monzonitique et granitique ont été reconnus. Ces massifs granitiques sont de forme elliptique à circulaire, avec un diamètre de quelques kilomètres, et ils sont généralement associés à des anomalies magnétiques positives. Généralement, ces granitoïdes ne sont pas déformés, quoique certains soient légèrement foliés. Le granite des collines de Brador (Suite plutonique de La Galisonnière; GB sur la figure 2) est un exemple typique des granites grenvilliens à tardigrenvilliens. C'est un granite mégacristique rose à gris rosé, à grain moyen à grossier, contenant de 20 à 40 % de phénocristaux de feldspath potassique possédant une texture rapakivique. Les minéraux accessoires sont la biotite, la magnétite, le zircon et l'apatite. Ce granite est massif, à l'exception des bordures où une foliation peut être observée.

Suite anorthositique de Vieux-Fort

La Suite anorthositique de Vieux-Fort (site 97-SP-52, figure 2) est composée d'un massif d'anorthosite et de gabbronorite avec une bordure leuconoritique, et elle est partiellement enveloppée d'une mangérite (figure 3). La leuconorite est foliée, mais l'anorthosite est massive, et un faciès pegmatitique à très gros cristaux est présent par endroits. Les minéraux accessoires sont l'ilménite et l'orthopyroxène. Des poches pegmatitiques d'anorthosite à quartz et biotite contiennent du zircon (planche 2, photo A). Ces poches sont associées à une forte altération deutérique de l'anorthosite. Les relations entre le faciès anorthositique et le faciès gabbronoritique sont incertaines. Le contact entre les deux unités ne semble pas affleurer dans les secteurs accessibles. L'anorthosite est recoupée par la Faille postgrenvillienne du Vieux-Fort. Le long de la faille, l'anorthosite est altérée et l'assemblage minéralogique primaire est remplacé par une altération secondaire de chlorite, d'hématite, de carbonate, d'épidote et de séricite.

Métamorphisme

Les roches du Terrane de Pinware ont été affectées par plusieurs épisodes métamorphiques. L'étude de la migmatisation des paragneiss montre qu'au moins deux phases de migmatisation (associées à des épisodes de métamorphisme de haute température et associées ou affectées par différentes phases de déformation) ont affecté ces roches (Lavergne, 1986).

Les assemblages minéralogiques observés dans les roches témoins, tels les paragneiss et les amphibolites, montrent que les conditions métamorphiques ont atteint le faciès des granulites. Ces mêmes roches ont également subi un important événement métamorphique de grade moins élevé. Ce dernier a favorisé le remplacement des assemblages minéralogiques granulitiques par des assemblages typiques du faciès supérieur des amphibolites. Des dykes de métagabbro, qui recoupent les roches du Complexe gneissique de Saint-Augustin, ont été affectés par cette deuxième phase de métamorphisme et ne montrent aucun signe des effets du premier épisode métamorphique.

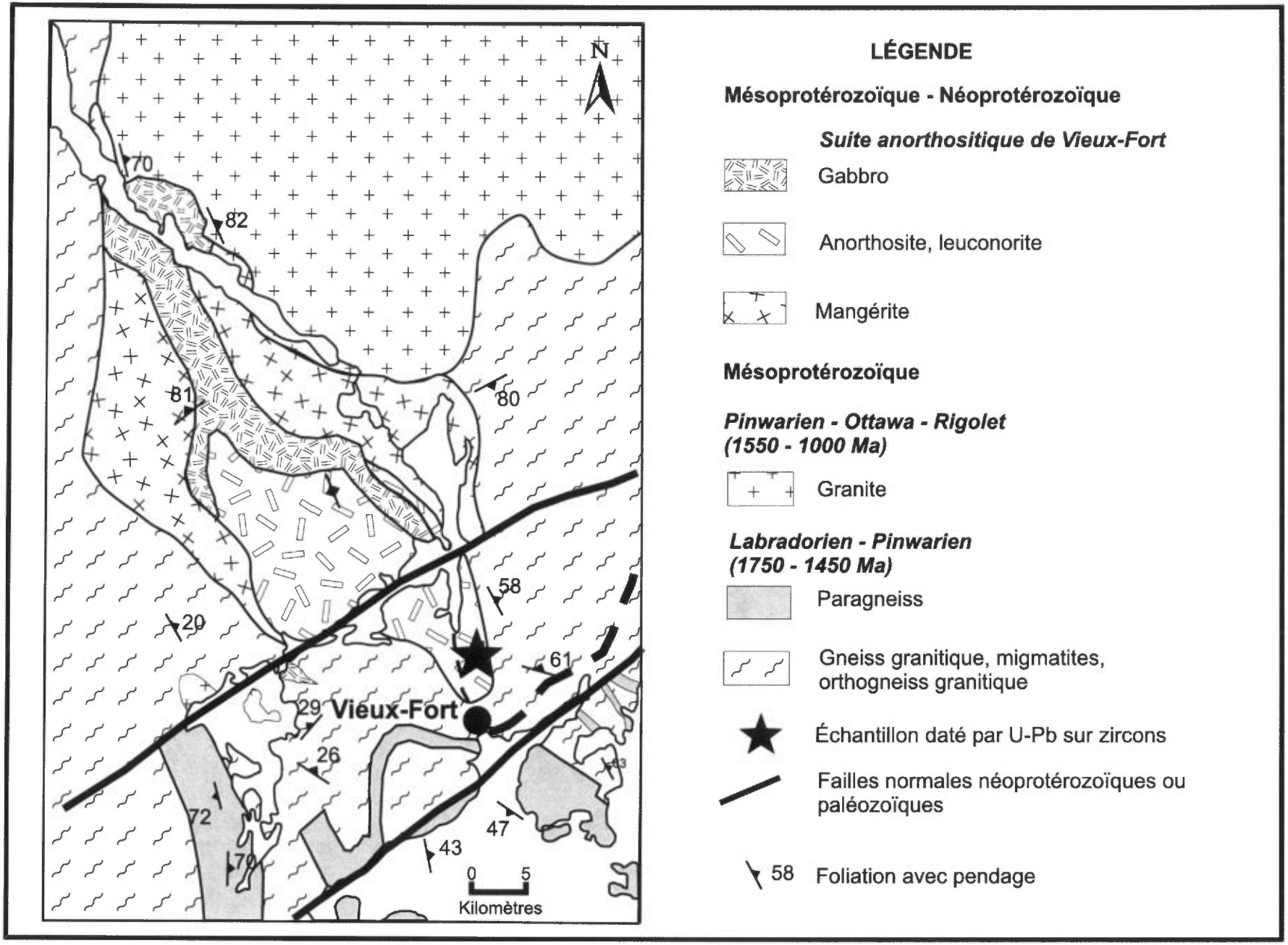


FIGURE 3 - Géologie simplifiée du secteur de Vieux-Fort avec la localisation de l'échantillon daté par la méthode U-Pb sur zircons. Figure modifiée de Hale (1962).

Les ceintures de roches supracrustales de la baie des Ha! Ha! et de la baie de Jacques-Cartier ont fait l'objet d'études métamorphiques plus détaillées (Perreault et Martignole, 1988). Ces travaux ont démontré que les roches supracrustales de la baie de Jacques-Cartier ont été soumises à des températures maximales de 800 à 900 °C et celles de la baie des Ha! Ha! à des températures de 800 °C. Des pressions maximales de 720 MPa auraient été enregistrées dans les deux ceintures. Les conditions de pression et de température (P-T) indiquent que ces roches ont été enfouies à des profondeurs excédant 20 kilomètres. Les courbes des P-T montrent que ces roches ont connu un refroidissement presque isobarique. Perreault et Martignole (1988) ont estimé que l'apport de la chaleur ne pouvait pas provenir seulement du simple épaississement crustal, mais qu'il a fallu un apport de chaleur externe, possiblement de la mise en place de magmas. L'âge du premier épisode métamorphique n'a pas été déterminé. Toutefois, d'après les relations de terrain et l'étroite association de ces assemblages métamorphiques avec les granitoïdes environnants, il est fort probable que cet épisode de métamorphisme de haut grade soit associé à l'Orogénie pinwarienne (1510 à 1450 Ma).

Les roches en bordure du golfe du Saint-Laurent sont affectées par une altération typique du faciès des schistes verts, particulièrement le long des failles et des zones de fractures cassantes. Ces altérations sont caractérisées par une intense chloritisation, épidotisation et hématisation, ainsi que par une carbonatisation de la roche encaissante par endroits.

Géologie structurale du terrane de Pinware

Plusieurs phases de déformations ont été reconnues dans le Terrane de Pinware. Les plus anciennes structures sont le litage primaire (S_0), qui a été repris et oblitéré par la première phase de déformation (Lavergne, 1986). Cette première phase (D_1) peut être observée dans les plus vielles roches du Complexe gneissique de Saint-Augustin sous la forme de mobilisat très déformé, définissant une foliation préservée par endroits dans un rubanement gneissique associé à D_2, et de vestiges de plis P_1. Dans les unités de quartzite de la Bande de roches supracrustales de Brador, des charnières de plis P_1 sont parfois préservées.

Les plis P_2 sont communs et ils sont associés au développement de la foliation S_2. La foliation S_2 est pénétrative et est associée à une déformation ductile qui correspond à la gneissosité observée dans les unités gneissiques. Les plis P_2 isoclinaux sont fréquents. La foliation S_2 est présente également dans plusieurs unités de granitoïdes plus ou moins déformées. Des patrons d'interférence de dimension centimétrique à métrique sont le résultat de la superposition de plis P_1 et P_2 dans les unités de marbre et de roches calcosilicatées des bandes de roches supracrustales du lac Robertson et de la baie des Ha! Ha! Très peu de plis régionaux associés à D_2 ont été observés. Le développement d'importantes zones de déformation ductile, qui sont reprises par la suite par des phases de déformation plus tardives, est également associé à D_2.

Les plis régionaux facilement identifiables sont les plis P_3 associés à la phase de déformation D_3. Ces plis sont généralement serrés et leur trace axiale est orientée NNW-SSE (Lavergne, 1986). Ils replissent la foliation régionale S_2 et la gneissosité. Leurs axes plongent faiblement et, généralement, ils ne sont pas associés au développement d'une schistosité de plan axial.

Les plis P_3 sont replissés par les plis ouverts P_4 dont les traces axiales sont orientées E-W ou WSW-ENE. La superposition de ces plis P_4 sur P_3 donne de magnifiques exemples de structures de dômes et bassins allongés suivant un axe NE-SW (planche 2, photo B). D'après Lavergne (1986), les axes de ces plis plongent faiblement et les plans axiaux sont à fort pendage.

Telle que notée par Lavergne (1986) et par Roy (1982), la mise en place de grandes masses de granite a modifié, par endroits, les patrons structuraux et a entraîné, également par endroits, une plus grande complexité structurale. Finalement, la région est farcie de déformations ductiles et cassantes tardives associées à un rétromorphisme. Ces déformations peuvent être souvent observées le long de la côte, là où les structures du Graben du Saint-Laurent sont les mieux préservées. Des plis d'entraînement, visibles à toutes les échelles, sont associés à des linéaments régionaux et locaux. Ces linéaments correspondent à des failles normales du Graben du Saint-Laurent.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Plusieurs indices mineurs et sites minéralisés de métaux usuels (Cu, Cu-Ni et Pb) et d'uranium ont été repérés lors des campagnes de cartographie géologique des années soixante (Hale, 1962; Davies, 1963a, 1963b, 1965a et 1965b), des années quatre-vingt (Lavergne, 1986) et des années quatre-vint-dix (Perreault et Brisebois, 1997). Huit associations minérales (types de minéralisations) ont ainsi été reconnues :

· Le type « A » (figure 2) est associé aux amphibolites/métagabbros en contact avec des paragneiss alumineux (grenat + sillimanite ± cordiérite), des paragneiss graphiteux, des gneiss quartzeux et du quartzite. Par endroits, des veines de quartz, minéralisées ici ou là, s'insèrent le long du contact métagabbro-paragneiss ou recoupent ces lithologies. La minéralisation y est composée de pyrite, de pyrrhotite, de chalcopyrite et, par endroits, de graphite.

Les indices Rand (site minéralisé 1, figure 2), de l'anse de l'Argile (site minéralisé 2, figure 2) et de la baie Querry (site minéralisé 3, figure 2) en sont des exemples.

· Le type « B » (figure 2) est associé aux paragneiss alumineux, aux paragneiss quartzeux et graphiteux et, par endroits, au quartzite avec des leucosomes riches en quartz et des veines tardives de quartz. La minéralisation y est composée de pyrite, de pyrrhotite et, par endroits, de chalcopyrite et de molybdénite. Les sulfures sont disséminés ou forment des amas centimétriques dans les leucosomes riches en quartz et dans les veines de quartz.

· Le type « C » (figure 2) consiste en minéralisation disséminée ou en veinules de pyrite, de pyrrhotite, parfois de chalcopyrite et/ou de sphalérite, dans des horizons de gneiss calcosilicatés (site minéralisé 5, figure 2).

· Le type « D » (figure 2) consiste en amas centimétriques à décimétriques de magnétite et d'ilménite, massifs par endroits, ou formés de niveaux riches en oxydes de Fe-Ti dans des métagabbros.

· Le type « E » (figure 2) consiste en amas de quartz dans des pegmatites granitiques et en veines décimétriques à métriques de quartz, minéralisées en pyrite et mises en place dans du gneiss quartzofeldspathique et dans du paragneiss.

· Le type « F » (figure 2) est caractérisé par une minéralisation en U, en Th et parfois en terres rares et en molybdénite associée aux pegmatites granitiques (site minéralisé 4, figure 2), à certains granites porphyriques dans le secteur de Saint-Augustin, au granite à fluorine du lac Wapustagamau et au Complexe syénitique de Baie-des-Moutons (figure 2).

· Le type « G » (figure 2) est associé à des dykes tardifs de pegmatite syénitique à granitique, minéralisés par endroits en molybdénite et en fluorine.

· Le type « H » (figure 2) est associé aux paragneiss à biotite riches en alumine et minéralisés en graphite (entre 5 et 10 % de graphite) avec ou sans sulfures.

Dans le type « A », seules les roches gabbroïques du type « 3b » présentent des minéralisations importantes. Aucune minéralisation importante n'est connue dans les autres types de dykes mafiques, à l'exception de sulfures (pyrite + pyrrhotite + chalcopyrite) faiblement disséminés dans des dykes de gabbro du Néoprotérozoïque ou du Paléozoïque. La minéralisation est présente sous quatre aspects : 1) une minéralisation disséminée dans le métagabbro, 2) une minéralisation formée de lentilles riches en sulfures (par endroits, plus de 60 % de sulfures), à l'interface entre les dykes de métagabbro et les roches supracrustales (indice de la Baie Querry, site minéralisé 3, figure 2), 3) une minéralisation remobilisée en filets, caractérisée par des veines et des veinules de sulfures dans le métagabbro, au contact avec les roches supracrustales (indice Rand, site minéralisé 1, figure 2), et 4) par des lentilles de sulfures massifs associées à une veine de quartz mise en place à l'interface entre le métagabbro et les paragneiss (indice de l'anse de l'Argile, site minéralisé 2, figure 2).

Indice Rand, type « A » (Ni-Cu, fiche de gîte 12O/08-001)

L'indice Rand (site minéralisé 1, figures 2 et 4; planche 2, photo D) est situé sur la rive orientale du lac Napetipi. La minéralisation est particulièrement abondante le long des plans de cisaillement ductile et des fractures cassantes développées à l'interface entre le métagabbro et les roches supracrustales. Les meilleures valeurs obtenues sont de 0,12 à 0,32 % Cu et de 0,20 à 0,43 % Ni. Des valeurs anomales en or de 91 et 248 ppb ont été rapportées (Longley, 1943; Dunbar, 1946; Perreault et Gaudreau, 1994).

Indice de l'anse de l'Argile, type « A » (Cu±Ni, fiche de gîte 12O/02-004)

L'indice de l'anse de l'Argile (site minéralisé 2, figure 2) est caractérisé par une lentille de sulfures massifs (pyrrhotite + chalcopyrite ± pyrite) et mesure deux mètres de long sur un mètre de large. Cette lentille est associée à une veine de quartz mise en place le long du contact entre un niveau de métagabbro et de paragneiss. La veine de quartz, d'épaisseur métrique, possède une longueur minimale de trois mètres. Les sulfures massifs sont composés, par ordre d'importance, de pyrrhotite, de chalcopyrite et de pyrite. La chalcopyrite forme des amas centimétriques dans la pyrrhotite massive. Des valeurs de 0,25 à 6,20 % Cu et de 0,02 à 0,10 % Ni ont été rapportées dans cet indice (Davies, 1963a; Perreault et Gaudreau, 1994).

Indice de la baie Querry, type « A » (Cu, fiche de gîte 12O/02-006)

À l'indice de la baie Querry (site minéralisé 3, figure 2), les lentilles de sulfures (pyrrhotite et pyrite ± chalcopyrite) sont situées à l'interface entre du quartzite et un dyke déformé de métagabbro. La zone rouillée peut être suivie sur plusieurs dizaines de mètres et son épaisseur n'excède pas le mètre (planche 2, photo C). Les valeurs obtenues à l'analyse chimique sont inférieures à 0,5 % Cu+Ni.

Indices de l'île de la Grande Passe, type « F » (U-Th, fiche de gîte 12O/02-002 et 12O/02-003)

Le granite porphyrique et les pegmatites granitiques de l'archipel de Saint-Augustin possèdent quelques minéralisations mineures en thorium et en uranium (site minéralisé 4, figure 2). Suite au levé radiométrique régional de la Commission géologique du Canada, au cours des étés 1967 et 1968, les géologues de la Grandroy Mines Ltd. ont mis

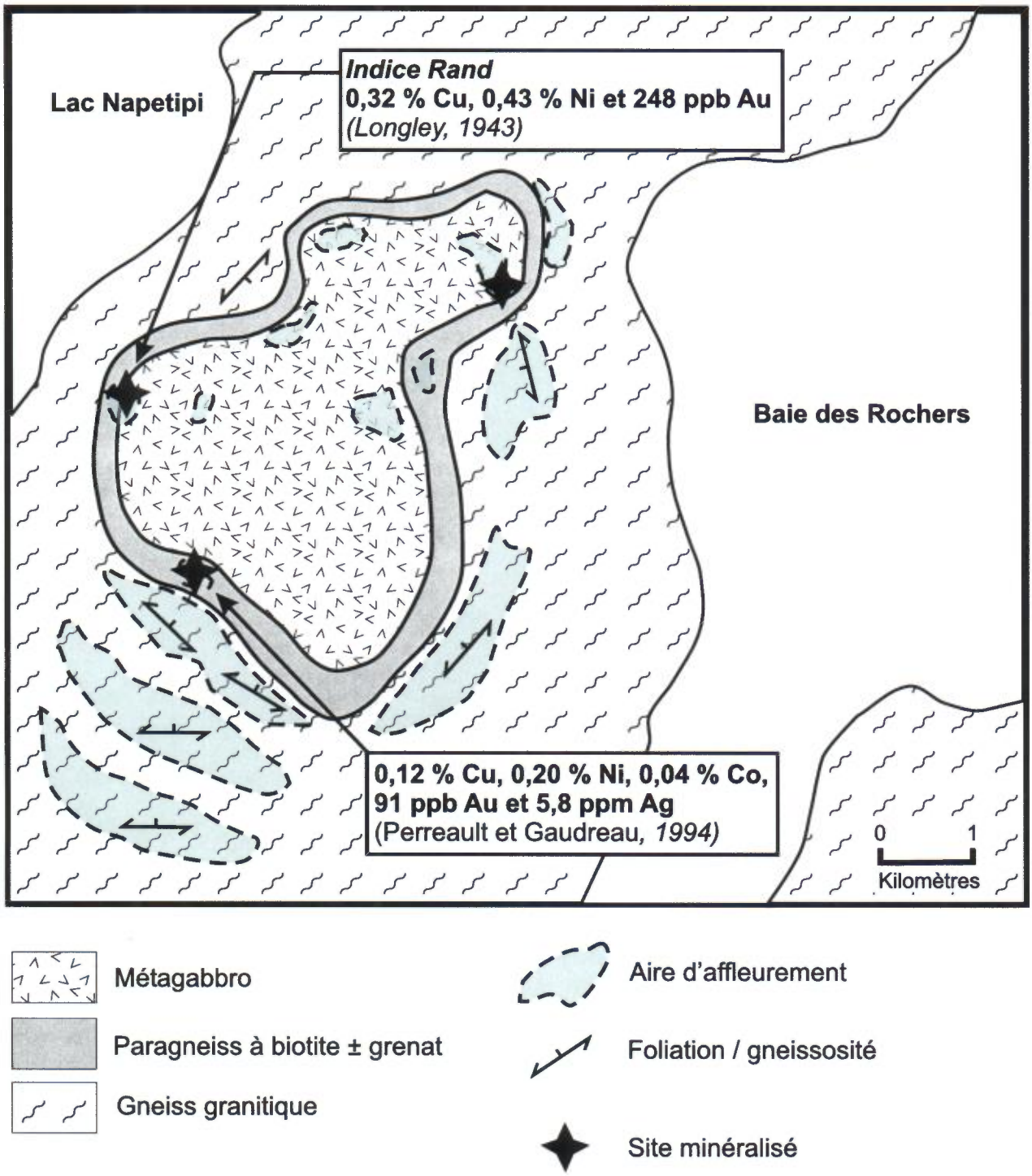


FIGURE 4 - Localisation des principales zones minéralisées avec les teneurs en Ni, en Cu, en Co et en Au de l'indice Rand, près du lac Napetipi. Figure modifiée de Lavergne (1986) et de Hale (1962).

au jour quelques indices mineurs de thorium (Baldwin, 1969). Entre 1987 et 1988, la SOQUEM a réalisé des travaux de suivi sur des anomalies géochimiques de sédiments de lacs, particulièrement dans le secteur du lac Wapustagamau (Quintin, 1989). Les travaux de la SOQUEM avaient pour but de mettre au jour de nouveaux indices de terres rares et de réévaluer les indices d'uranium et de thorium déjà connus. Toutefois, aucun résultat concluant n'a été obtenu lors de ces campagnes.

GÉOCHRONOLOGIE

Quatre échantillons ont été soumis pour fins d'analyses géochronologiques U-Pb. Les échantillons ont été pulvérisés selon les techniques standards et les minéraux uranifères, tels le zircon et la titanite, ont été séparés à l'aide d'une table à secousses de Wilfley, de liquides lourds et par des méthodes de séparation magnétique. Les minéraux analysés ont été sélectionnés individuellement, à la main, à l'aide du binoculaire, en portant une attention toute particulière à l'élimination des grains contenant des imperfections : fractures, altérations, inclusions minérales, etc. Cette séparation manuelle a permis de sélectionner des cristaux de bonne qualité et représentatifs de la population générale d'une même variété minérale. Les grains ont été pesés avec une balance de très haute précision et dissous dans des capsules de dissolution en téflon. La purification de l'uranium et du plomb a été réalisée par chromatographie à échange ionique. Les compositions isotopiques de l'uranium et du plomb ont été déterminées par ionisation thermique, à l'aide d'un spectromètre de masse. Les échantillons témoins d'uranium et de plomb utilisés lors des analyses avaient des masses moyennes respectives de 2,0 et de 0,5 picogrammes. Toutes les incertitudes sur les âges ont été rapportées avec un niveau de confiance de 95 %.

Granite mégacristique de Deep Cove (site 96-SP-4A, figure 2)

Un échantillon de granite mégacristique gneissique (96-SP-4A), recueilli dans une carrière en bordure de la route 138, a fourni des zircons prismatiques translucides, fortement résorbés et des zircons elliptiques. Les grains forment une population relativement uniforme en longueur (entre 40 et 80 micromètres) avec un ratio axial compris entre 3 : 1 et 4 : 1. La plupart des grains sont translucides, mais quelques-uns possèdent des cœurs légèrement colorés avec de fines croissances translucides. Beaucoup de grains contiennent des inclusions. L'échantillon renferme aussi une abondance de fragments de titanite orangée. Trois fractions de zircon et une fraction de titanite ont été récupérées pour fins d'analyse (tableau 1; figure 5, diagramme a). Les fractions de zircon possèdent un contenu en uranium qui se situe entre 260 et 435 ppm. Les âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtenus montrent un grand éventail (1296 à 1505 Ma). La fraction la plus discordante (la fraction numéro 1 du diagramme « A » de la figure 5) n'a pas subi de traitement d'abrasion. L'enlèvement par abrasion de la surface extérieure des grains de zircon pour les fractions numéros 2 et 3 révèle que ces zircons ont subi une perte significative en Pb ou que cette population est caractérisée par le développement d'une enveloppe de nouveau zircon autour de grains préexistants.

Une ligne « discordia » est définie par la régression des trois fractions de zircon avec un intercept supérieur à 1632 ±8 Ma et un intercept inférieur à 921 ±10 Ma. L'intercept supérieur est interprété comme l'âge de la mise en place du granite mégacristique. L'intercept inférieur pourrait représenter un événement métamorphique tardif ayant affecté ces roches. L'analyse de la titanite (le numéro 4s du diagramme « A » de la figure 5) tombe, dans la limite des erreurs analytiques, sur la ligne « discordia » définie par les fractions de zircon. La position de la titanite sur la ligne « discordia » suggère qu'il y a eu deux phases de croissance de la titanite, l'une vers 1630 Ma et l'autre, tardive, vers 930 Ma, ce qui a entrainé un mélange isotopique.

Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul (Sites 97-SP-46A et 97-SP-46C, figure 2)

Très peu de grains de zircon ont été récupérés dans la fraction la moins magnétique de l'échantillon de tonalite (97-SP-46A). Dans les fractions plus magnétiques, les grains de zircon sont abondants et plus gros (pouvant atteindre 200 micromètres). La plupart des grains sont incolores, de forme irrégulière, trapus et fracturés. Les grains les plus gros, de couleur chair pâle, contiennent souvent des inclusions et ils ont tendance à être plus altérés. Aucune excroissance n'a été observée. Cet échantillon contenait également des fragments de titanite orangée et quelques rares grains idiomorphes, à terminaison losangique.

Les résultats U-Pb pour trois fractions de zircon et deux fractions de titanite sont présentés au tableau 1 et positionnés sur le diagramme « concordia » de la figure 5 diagramme « B ». Les trois fractions de zircon ont subi un traitement par abrasion et, sur le diagramme « concordia », ces derniers sont modérément discordants. Ces fractions de zircon possèdent un contenu en uranium qui varie de faible à modéré (de 134 à 168 ppm) et présentent des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ variables (de 1350 à 1445 Ma). Les analyses des zircons montrent un faible taux de dispersion et ne définissent pas une ligne « discordia » unique. Un âge d'intercept supérieur de 1493 Ma a été obtenu par la construction d'une ligne de référence qui joint la population de zircon 3 (figure 5, diagramme « B ») avec l'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 950 Ma obtenu pour l'analyse des titanites la plus précise. Cet âge

TABLEAU 1 - Résultats des analyses isotopiques U-Pb effectuées sur des zircons et des titanites de quatre échantillons de la région de Blanc-Sablon.

Description*	Poids (mg)	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	TCPb (pg) [1]	206Pb/ 204Pb	206Pb/ 238U	207Pb/ 235U	207Pb/ 206Pb	Âges modèles (Ma) 206Pb/ 238U	Âges modèles (Ma) 207Pb/ 235U	Âges modèles (Ma) 207Pb/ 206Pb	% Disc. [2]
96SP-4A – Granite gneissique de la rivière Brador														
1 z, rose, inc, trans, clair, eq, s/chi, 0M, (20)	2	435	203	105	0,47	14	767	0,2143±5	2,611±7	0,0884±2	1 252±2	1 304±2	1 391±3	11,0
2 z, meilleur, inc, trans, abr, pr, s/chi, 0NM (6)	2	362	134	74	0,37	2	3 675	0,1966±4	2,281±6	0,0841±1	1 157±2	1 206±2	1 296±3	11,7
3 z, bon, abr, inc, trans, pr, incl/f, (16)	5	261	153	70	0,59	4	5 176	0,2425±4	3,138±6	0,0938±1	1 400±2	1 442±2	1 505±1	7,8
4 t, inc, trans, los, frag 15M (4)	5	106	39	36	0,37	88	87	0,1842±9	2,091±29	0,0823±12	1 090±5	1 146±10	1 254±28	14,2
97SP-46A – Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul (faciès tonalitique)														
1 z, meilleur, abr, inc, trans, incl/f, s/chi 0NM (4)	2	168	103	46	0,61	4	1 045	0,2410±6	3,021±11	0,0909±2	1 392±9	1 413±3	1 445±5	4,1
2 z, bon, abr, inc, trans, frac, s/chi (3)	2	134	80	31	0,60	2	2 154	0,2110±6	2,516±6	0,0865±2	1 234±3	1 277±3	1 350±5	9,4
3 z, meilleur,abr,los,clair,rond,sub,inc à trans,s/chm (3)	5	148	78	38	0,53	7	1 389	0,2344±5	2,888±7	0,0893±1	1 358±2	1 379±2	1 411±3	4,2
4 t, ambré, trans, frag, 1M (26)	40	279	251	53	0,90	58	1 922	0,1572±3	1,536±4	0,0708±1	941±2	945±1	953±2	1,3
5 t, ambré, trans, eq (34)	25	173	278	41	1,60	79	576	0,1598±7	1,571±8	0,0713±2	956±4	959±3	966±5	1,2
97SP-46C – Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul (faciès granitique)														
1 z, inc à trans, grand, sub, pr, fac, s/chi 1NM (3)	2	203	74	46	0,37	5	898	0,2115±4	2,477±8	0,0850±2	1 237±2	1 365±2	1 314±5	6,5
2 z, clair, jaune, euh, incl, s/chi (5)	2	77	35	19	0,45	6	292	0,2029±6	2,320±17	0,0829±5	1 191±3	1 218±5	1 268±13	6,7
3 z, meilleur, rose, inc, trans, abr, eq, (9)	7	158	70	40	0,45	10	1 617	0,2321±5	2,855±7	0,0892±1	1 346±3	1 370±2	1 409±3	5,0
4 z, meilleur, inc, trans, abr, pr, s/chi (4)	2	1 446	682	263	0,47	9	3 592	0,1682±3	1,965±4	0,0848±1	1 002±2	1 104±1	1 310±1	25,4
5 z, meilleur, rose, trans, moy, abr, s/chi (2)	1	1 031	594	316	0,58	57	345	0,2428±6	3,064±11	0,0916±3	1 401±3	1 424±3	1 458±6	4,4
6 z, meilleur, rose, trans, grand, abr, euh s/chi (1)	1	337	154	100	0,46	14	442	0,2515±5	3,209±11	0,0925±2	1 446±3	1 460±3	1 479±5	2,4
97-SP-52 – Anorthosite de la Suite anorthositique de Vieux-Fort														
1 z, meilleur, clair, rose à ocre pâle, trans, frag, 0M (10)	144	57	43	10	0,76	9	9 451	0,1603±3	1,576±3	0,0713±1	959±2	961±1	966±1	0,9
2 z, ocre pâle, trans, mauvais, frags (10)	158	38	29	7	0,78	4	13 518	0,1606±3	1,584±3	0,0716±1	960±2	964±1	973±2	1,5
3 z, ocre pâle, trans, frags, incl/f, 0NM (16)	297	42	29	8	0,68	5	27 117	0,1630±3	1,601±3	0,0712±1	973±2	971±1	964±2	-1,1
4 z, ocre pâle, trans, fac frags, incl (9)	94	83	66	16	0,79	13	6 185	0,1624±3	1,604±4	0,0716±1	970±2	972±1	976±1	0,6
5 z, pâle à clair, trans, fac, frag, inc, n/incl (1)	28	267	257	55	0,96	100	766	0,1617±3	1,594±5	0,0715±1	966±2	968±2	971±4	0,6
6 z, trans, fac, aig, incl/f, s/chi (5)	5	121	118	23	0,98	3	1 723	0,1595±3	1,564±5	0,0711±2	954±2	956±2	960±5	0,7

* minéraux : (x) numéro de la fraction, (t) titanite, (z) zircon,
qualité des zircons : meilleur, bon
couleur : ambré, clair, (inc) incolore, jaune, pâle, ocre pâle, rose, (trans) translucide
grosseur des grains : (pet) petit, (moy) moyen, (gr) grand
forme : (aig) aiguilles, equ (équidimensionnel), (euh) euhédral, (fac) avec facettes, (frac) fracturés, (frag) fragments, (los) en losange, (pr) prismatique, (sub) subeuhédrai
autres abbréviations : (abr) avec abrasion, (chi) avec chimie, (s/chi) sans chimie, (inc) inlcusions, (inc/f) avec inclusions fluides, (s/inc) sans inclusions, (xM) nombre de grains magnétiques, (xNM) nombre de grains non magnétiques, (1 à 26) nombres de grains
[1] TC : Total commun; pg : picogramme
[2] % disc. : pourcentage de discordance

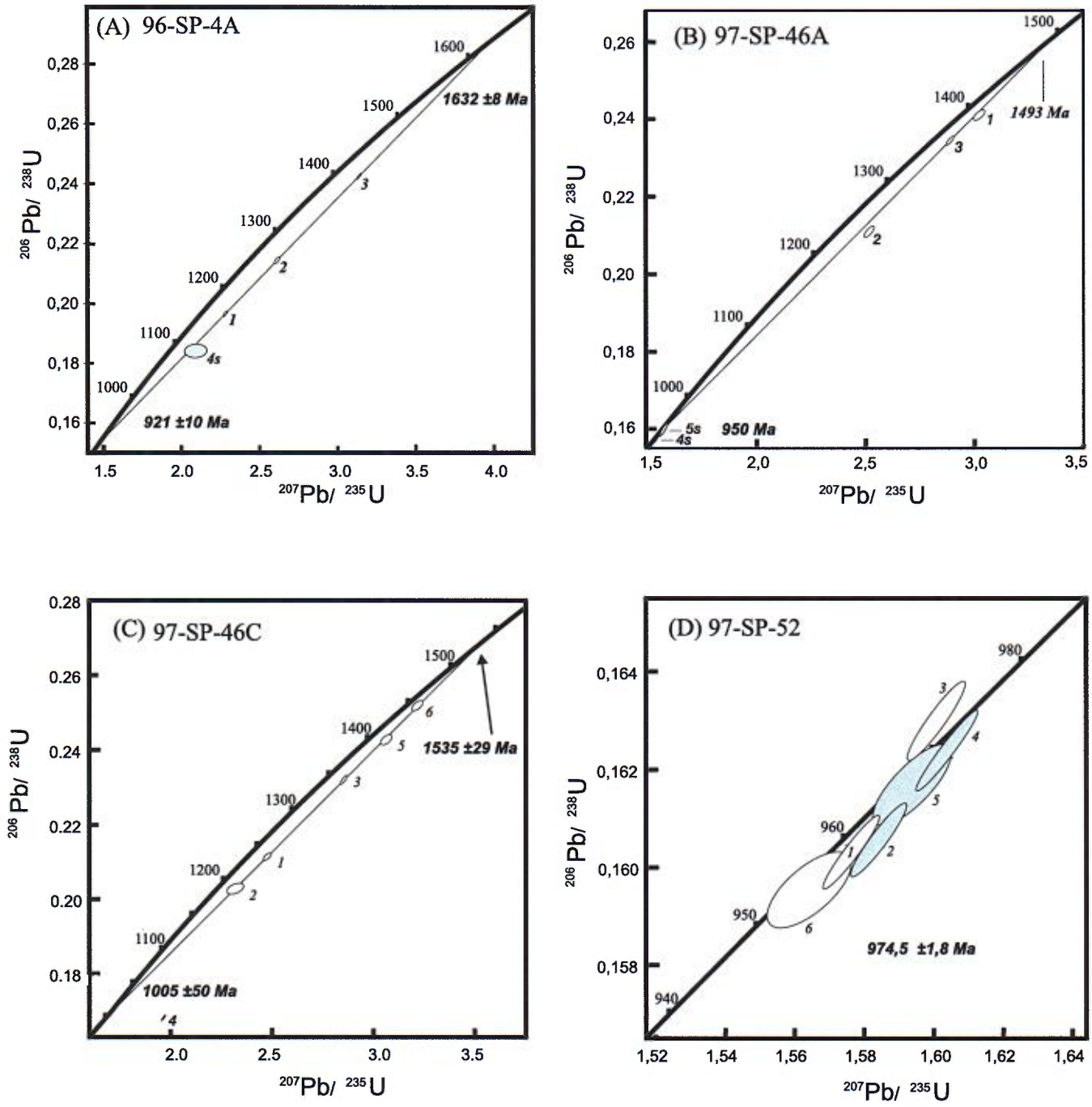


FIGURE 5 - Diagrammes « concordia » pour les échantillons suivants : en (A), granite mégacrystique (96-SP-4A) de Deep Cove; en (B), faciès tonalitique (97-SP-46A) de la Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul; en (C), faciès granitique (97-SP-46C) de la Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul; et en (D), échantillon d'anorthosite de la Suite anorthositique de Vieux-Fort (97-SP-52).

de 1493 Ma est interprété comme l'âge approximatif de la mise en place de la tonalite lors de l'événement orogénique pinwarien. Deux fractions de titanite possèdent un contenu modéré en uranium (de 173 et 279 ppm) et elles sont caractérisées par des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ similaires, soit 953 Ma et 966 Ma. Ces deux fractions sont légèrement discordantes par rapport à la ligne « concordia » (figure 5, diagramme « B »). L'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 953 ±2 Ma, par l'analyse précise du grain de titanite numéro 4s, est associé au métamorphisme grenvillien et représente une phase importante dans la croissance de la titanite dans l'échantillon.

Un échantillon de granite (97-SP-46C) a été choisi afin de déterminer l'âge de cette phase dans la Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul. Seulement une petite proportion de zircons de bonne qualité a été récupérée. Dans les fractions plus magnétiques, les zircons sont abondants et turbides. Les grains de zircon récupérés dans les fractions les moins magnétiques présentent un large éventail dans la forme des grains, variant d'arrondis à prismatiques, et ils sont fortement résorbés. La plupart des grains sont incolores et montrent des excroissances autour des noyaux. Les noyaux sont généralement de couleur chair pâle et montrent de fines excroissances incolores caractérisées par des fractures radiales. Six fractions ont été analysées dans cet échantillon (tableau 1; figure 5, diagramme « C »). Les zircons les plus discordants n'ont pas subi d'abrasion (numéro 1 et numéro 2). La teneur en uranium de ces zircons est très variable (de 177 à 1 446 ppm) tout comme celle du thorium (de 35 à 682 ppm). Les âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ varient entre 1268 et 1479 Ma. Les analyses des différentes fractions proviennent de plusieurs petits grains (entre deux et neuf grains). Toutefois, la fraction la moins discordante (numéro 6) provient de l'analyse d'un seul grain prismatique translucide légèrement coloré. L'analyse numéro 4 est discordante et possède la teneur la plus élevée en uranium (1 446 ppm). Cette valeur élevée en uranium supporte l'hypothèse que cette fraction a subi plusieurs épisodes de perte en plomb. Une ligne « discordia » a été construite en utilisant cinq des six fractions ayant un intercept supérieur de 1535 ±29 Ma et un âge relativement imprécis de 1005 ±50 Ma pour l'intercept inférieur. Tout comme dans la tonalite (97-SP-46A), l'âge le plus ancien est interprété comme étant celui de la cristallisation du granite. Toutefois, cet échantillon a subi une perte importante en plomb pendant le métamorphisme grenvillien.

Suite anorthositique de Vieux-Fort (site 97-SP-52, figure 2)

Nous avons échantillonné une poche d'anorthosite pegmatitique et récupéré des fragments irréguliers de zircon (variant de 50 à 250 micromètres), de teinte incolore à chair pâle, dont quelques uns sont prismatiques. Cette population de zircons est typique des zircons cristallisés à partir d'un magma mafique. Plusieurs grains possèdent de petites inclusions opaques ou transparentes et certains sont fracturés. L'analyse (tableau 1; figure 5, diagramme « D ») de cinq fractions de grains de cet échantillon (entre cinq et seize grains par fraction), exception faite de la fraction numéro 5 composée d'un unique grain, indique que leur teneur en uranium est inférieure à 100 ppm et que leur rapport Th/U, variant de 0,68 à 0,98, est caractéristique des zircons primaires issus d'un magma mafique. Les résultats U-Pb montrent une légère dispersion par rapport à la ligne « concordia »; cependant, les âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ se regroupent entre 960 et 976 Ma. Une ligne de régression, construite à partir des analyses numéros 2, 4 et 5, donne un intercept supérieur de 974,5 ±1,8 Ma. Cet âge est interprété comme celui de la cristallisation de la Suite anorthositique de Vieux-Fort. Le faible écart à la ligne « concordia » observé sur le diagramme d de la figure 5 est attribué à une perte de plomb lors du métamorphisme grenvillien, vers 950 Ma.

NÉOPROTÉROZOÏQUE TERMINAL ET PALÉOZOÏQUE

Sur la Basse-Côte-Nord et au Labrador, les évènements du Néoprotérozoïque terminal et du Cambrien inférieur sont associés à l'ouverture initiale de l'Océan Iapetus et à une transgression marine sur le socle grenvillien. Les évènements magmatiques et sédimentaires, du plus ancien au plus récent, comprennent la mise en place de l'essaim de dykes de diabase de Long Range (dans des systèmes de fractures liés à l'ouverture du rift), le dépôt des sédiments terrigènes de la Formation de Bateau, l'épanchement des basaltes de la Formation de Lighthouse Cove vers 615 Ma, la sédimentation des silicoclastites ferrugineuses de la Formation de Double Mer au Néoprotérozoïque supérieur, la mise en place du Complexe syénitique de Baie-des-Moutons et de dykes mafiques associés à l'Éocambrien (~ 571 Ma; Doig et Barton, 1968), la sédimentation des conglomérats et des grès de la Formation de Bradore et la sédimentation des mudrocks, des calcaires et des dolomies de la Formation de Forteau, au Cambrien inférieur tardif (Gower *et al.*, 1997).

Complexe syénitique de Baie-des-Moutons et dykes de gabbro

Le Complexe syénitique de Baie-des-Moutons comprend une intrusion circulaire éocambrienne dont 50 % de la superficie est recouverte par les eaux du golfe du Saint-Laurent (Davies, 1965b; Doig et Barton, 1968; Lalonde, 1981). Il est situé sur la marge du rift du Saint-Laurent et recoupe les roches grenvilliennes. Lalonde (1981) a subdivisé le complexe en treize unités, réparties en trois

groupes, selon des caractéristiques pétrographiques, géochimiques et structurales : le « groupe précoce » est composé de syénites massives vertes ou roses; le « groupe intermédiaire » est composé de syénites grises massives ou foliées; et le « groupe tardif » est composé de syénites bien foliées vertes ou roses. Le Complexe syénitique de Baie-des-Moutons s'est mis en place par pulsations magmatiques épisodiques formant des feuillets concentriques dans une zone de fractures associée au Graben du Saint-Laurent (Lalonde, 1981). La composition du magma est caractéristique des granites anorogéniques.

Des analyses K-Ar sur biotite, provenant de la syénite et d'une veine de carbonatite associée, ont retourné des âges de 571 ±30 Ma, de 576 ±30 Ma et de 586 ±30 Ma (Doig et Barton, 1968). Une analyse Rb-Sr sur la biotite provenant de la syénite a retourné un âge de 652 ±35 Ma. La mise en place du Complexe syénitique de Baie-des-Moutons est clairement postérieure à l'Orogénie grenvillienne. D'après les âges K-Ar, ce dernier serait du Néoprotérozoïque tardif, quoique son âge précis reste incertain.

Plusieurs dykes de pegmatite syénitique à granitique (contenant de la fluorine) et plusieurs dykes trachytiques ainsi que des dykes de carbonatite ont été cartographiés à proximité du Complexe syénitique de Baie-des-Moutons (Davies, 1965a).

Des dykes tardifs de gabbro et de diabase de lessaim de Long Range recoupent toutes les unités (exception faite de la syénite de Baie-des-Moutons). L'un de ces dykes est long de 30 kilomètres et son épaisseur maximale atteint 50 mètres par endroits. Ce dyke est orienté N10°E et sa signature magnétique est visible sur les cartes aéromagnétiques régionales. La composition de ce dyke s'apparente à celle d'un gabbro dans lequel se serait mélangé, par endroits, une syénite produisant des textures de mélange de magmas ainsi que des veines (Davies, 1965a). Une datation Rb-Sr effectuée sur la biotite présente dans les faciès grenus a retourné un âge de 450 Ma (Davies, 1968).

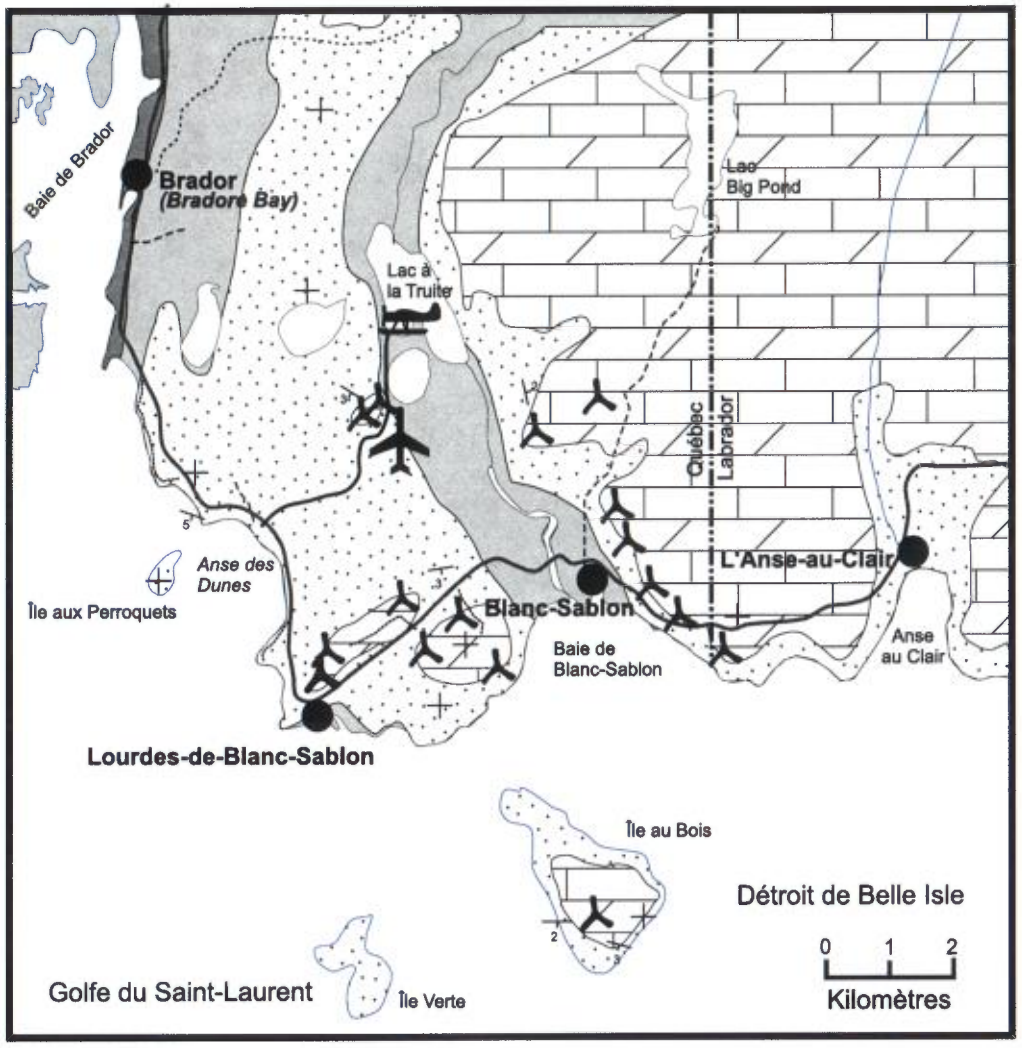
Roches sédimentaire du Cambrien inférieur

Les roches grenvilliennes sont partiellement recouvertes par les sédiments du Groupe de Labrador du Néoprotérozoïque tardif et du Cambrien inférieur. Cette séquence volcanosédimentaire forme une série de collines à sommet plat qui s'étirent entre Blanc-Sablon, au Québec, et Table Head, au Labrador. Le Groupe de Labrador, tel que défini par Williams et Stevens (1968), est divisé en deux parties. La partie inférieure, d'âge néoprotérozoïque tardif, comprend les formations terrigène de Bateau et volcanique de Lighthouse Cove. La partie supérieure, du Cambrien inférieur tardif, est composée des roches terrigènes de la Formation de Bradore et de roches carbonatées de la Formation de Forteau (Gower *et al.*, 1997). Dans la région de Blanc-Sablon, seule la partie supérieure du Groupe de Labrador est présente (figure 6).

Formation de Bradore

La Formation de Bradore (figure 6) repose en discordance sur le socle grenvillien (planche 3, photo A). Par endroits, sous la discordance, le socle grenvillien est hématisé et transformé en minéraux argileux de couleur verte, tels la chlorite et d'autres phyllosilicates (Gower *et al.*, 1997; planche 3, photo A). Ce sont les vestiges d'un paléorégolithe du Cambrien inférieur attribué au climat tropical qui régnait à cette époque. La Formation de Bradore est constituée principalement d'arénite feldspathique et quartzitique dont la couleur varie de brun-rouge à blanchâtre. Par endroits, on y trouve des lentilles de conglomérat et des lits de siltstone et de mudstone (planche 3, photo A). L'épaisseur de la Formation de Bradore varie entre 67 et 105 mètres du SW au NE (Hiscott *et al.*, 1984). Cette variation serait attribuable à la topographie du bouclier sur lequel se sont accumulées les silicoclastites du Bradore (Gower *et al.*, 1997).

La Formation de Bradore est divisée en trois membres : le Membre de Blanc-Sablon, à la base, suivi du Membre de Crow Head, puis du Membre de l'Anse-au-Clair au sommet (Hiscott *et al.*, 1984). Le Membre de Blanc-Sablon comprend de 30 à 50 mètres de grès arkosique à subarkosique de couleur brun rougeâtre, à grain moyen à grossier, et à stratifications obliques. Les grès contiennent une fraction conglomératique à la base. Ils deviennent plus matures vers le sommet du membre. À la base du Membre de Blanc-Sablon, on trouve des lentilles d'épaisseur décimétrique à métrique de conglomérat polygénique (*clast supported*) à cailloux et à galets de quartzite, et à granules de quartz et de feldspath rose, le plus souvent hématisés (planche 3, photo A). La matrice gréseuse est composée de quartz et de feldspath, et la granulométrie varie de moyenne à grossière. Par endroits, le grès est interstratifié avec de minces lits de mudstone et de siltstone de couleur rouge. Les grès sont en lits lenticulaires à laminations obliques tangentielles de grandes dimensions ou en lits tabulaires à laminations obliques planaires (planche 3, photo B). Le Membre de Crow Head comprend de 20 à 25 mètres de grès similaire à celui du Membre de Blanc-Sablon. La principale différence réside dans la présence, dans le Membre de Crow Head, de terriers verticaux attribués à *Skolithus linearis*. Le Membre de l'Anse-au-Clair, d'une puissance de trois à huit mètres, comprend principalement une arénite quartzitique bien triée et une arénite feldspathique avec quelques minces lits de siltstone et de mudstone rougeâtres. Le grès est généralement massif. Au sommet du membre, on observe un grès parfois conglomératique à granules avec des intraclastes de grès cimenté (Gower *et al.*, 1997). Les grès du Membre de l'Anse-au-Clair contiennent



CAMBRIEN INFÉRIEUR

Groupe de Labrador

Formation de Forteau : dolomie, calcaire dolomitique, calcaire à biohermes d'archéocyathidés, mudstone à nodules de calcaire

Formation de Bradore : grès conglomératique, arénite quartzitique, arénite feldspathique, par endroits, des horizons de siltstone et de mudstone ainsi que des lentilles de conglomérat polymicte à cailloux et à galets de quartzite à la base de la formation

MÉSOPROTÉROZOÏQUE

Granite folié rose, granite gneissique et gneiss granitique

Quartzite, paragneiss à sillimanite et muscovite, gneiss quartzofeldspathique à nodules de quartz-sillimanite, gneiss quartzofeldspathique rose et, par endroits, des horizons d'amphibolite

Site à biohermes d'archéocyathidés

Stratification (horizontale et inclinée)

FIGURE 6 - Géologie du secteur de Blanc-Sablon comprennant la distribution des séquences sédimentaires cambriennes et la localisation des sites à biohermes d'archéocyathidés. Figure modifiée de Bostock *et al.* (1983). Géologie effectuée par Bostock *et al.* (1983), Roy (1982) et Perreault et Brisebois (1997).

plusieurs exemples d'ichnofossiles incluant des terriers d'anémone, des terriers verticaux et horizontaux de vers annelés (*Skolithus* et *Paleophycus*) et des traces de trilobite (*Cruziana*; Gower *et al.*, 1997).

Formation de Forteau

La Formation de Forteau (figure 6) comprend du calcaire, de la dolomie granulaire et à grain fin, de la calcarénite stylonodulaire, des biohermes à archéocyathidés, des niveaux de mudstone et de siltstone, du mudstone calcaire et des grès à grain fin. La base de la Formation de Forteau est assignée au Membre de Devil's Cove. Ce membre, d'une épaisseur variant de un à cinq mètres, est constitué d'une dolomie cristalline gréseuse et vacuolaire rougeâtre, surmontée d'une dolomie argileuse et d'un calcaire stylonodulaire. De rares niveaux de mudstone rouge et vert sont présents par endroits. Au-dessus du Membre de Devil's Cove, sur une épaisseur d'une dizaine de mètres, on note des cycles, d'une épaisseur variant de 60 centimètres à 1,5 mètre, composés de niveaux de mudstone grisâtre à verdâtre, de calcaire stylonodulaire passant graduellement à un calcaire silteux, puis à un siltstone calcareux. Les biohermes à archéocyathidés sont dispersés à travers cette séquence. Les biohermes sont facilement reconnaissables à leur couleur rouge (planche 3, photos C et D). Les dimensions des biohermes varient de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. Les formes des archéocyathidés sont variées : en bâtonnets, en forme de vases ou de coupes, en branches ramifiées (planche 3, photo D). Les niveaux de mudstone vert, de calcaire argileux et de mudstone calcareux contiennent des fragments de trilobite (*Olennellus thompsoni*) et de nombreuses traces fossiles de vers annelés, de terriers de vers et de brachiopodes inarticulés. Au Labrador et à Terre-Neuve, la séquence de roches surmontant le calcaire à biohermes d'archéocyathidés est formée de cycles de mudstone bleu-vert à trilobites, de mudstone vert, de mudstone à nodules calcaires, de calcarénite à laminations obliques et bioturbées, de grainstone bioclastique et de grès calcareux à grain très fin. Toutefois, ces roches n'affleurent pas dans la région de Blanc-Sablon.

Interprétation

La séquence de sédiments terrigènes de la région de Blanc-Sablon et du sud du Labrador est assignée à un environnement transgressif de dépôts de plaine alluvionnaire côtière sur la marge continentale du Craton laurentien (Hiscott *et al.*, 1984). Le Membre de Blanc-Sablon préserve les évidences de sables déposés dans un environnement de rivières anastomosées à drainage vers l'est à travers une plaine côtière sablonneuse. Le Membre de Crow Head représente un milieu deltaïque ou estuarien passant à un estuaire marin normal propice à la prolifération d'organismes, tels les vers annelés (*Skolithus*) et les brachiopodes inarticulés (*Lingulichnus*). Les grès bien triés du Membre de l'Anse-au-Clair sont interprétés comme des dépôts infralittoraux de faible profondeur à supralittoraux de plaines de sable (Hiscott *et al.*, 1984). La présence de chenaux à la base du membre et de structures de paléocourants bimodaux suggèrent un système littoral chenalisé associé à une barrière de sable en mouvement. La présence d'intraclastes de grès cimenté dans le conglomérat, au sommet du Membre de l'Anse-au-Clair, et d'un contact net, érosif par endroits, entre les formations de Bradore et de Forteau, suggèrent que la barrière de sable a été remaniée lors de l'immersion progressive du rivage au cours de la transgression marine qui a marqué la base de la Formation de Forteau (tiré de I. Knight dans Gower *et al.*, 1997, pages 26 et 27).

L'interstratification de matériaux terrigènes et de carbonates dans la Formation de Forteau supporte l'hypothèse d'une subsidence rapide du craton. Le Membre de Devil's Cove montre les évidences d'une transgression marine et de l'implantation d'une plate-forme carbonatée. Les récifs d'archéocyathidés se sont développés sur cette plate-forme, dans un environnement d'eau peu profonde et exposé aux vagues comme le témoigne les faciès à clastes d'archéocyathidés et autres organismes dans la Formation de Forteau (James et Kobluk, 1978).

DISCUSSION

Étant donné le faible nombre de sites échantillonnés pour la géochronologie et le peu d'analyses lithogéochimiques disponibles pour l'ensemble du territoire étudié, la discussion portant sur l'évolution magmatique et tectonique de la région sera limitée. Toutefois, il est possible d'intégrer les données et les interprétations du présent article dans les modèles géotectoniques publiés par Gower et Krogh (2002), Gower *et al.* (1997) et Rivers (1997).

Gower (1996), repris par Gower et Krogh (2002), a mis en évidence la présence de roches supracrustales d'âge prélabradorien (1759 à 1710 Ma) et de roches magmatiques mafiques et felsiques labradoriennes (1700 à 1650 Ma) dans la partie sud du Terrane de Pinware. L'âge de 1632 ±8 Ma obtenu sur le granite mégacristique de Deep Cove permet d'étendre vers l'ouest et le sud la présence de la croûte labradorienne dans le Terrane de Pinware. Près de la rivière Brador, comme ce granite recoupe les roches supracrustales, ces métasédiments se sont donc déposés avant l'Orogénie labradorienne et ils ont donc été déformés et métamorphisés pendant cette orogénie. Un âge model T_{DM} de 1,77 Ga, déterminé à partir de l'analyse isotopique Sm-Nd, indique que le granite de Deep Cove s'est mis en place dans une croûte juvénile paléoprotérozoïque (Dickin, 2000). Les travaux récents de Corriveau *et al.* (2002) suggèrent que les bandes de roches

supracrustales du Domaine de La Romaine seraient des équivalents métamorphiques du Groupe de Wakeham. Quant aux bandes de roches supracrustales du Terrane de Pinware, celle de Deep Cove est certainement prélabradorienne, tandis que pour celles plus à l'ouest nous ne possédons pas de données géochronologiques nous permettant d'affirmer ou d'infirmer que ces roches soient prélabradoriennes ou du même âge que le Groupe de Wakeham. Quant au granite mégacristique de Deep Cove, il serait le produit d'une fusion partielle à la base de la croûte épaissie et se serait mis en place dans la phase terminale de l'Orogénie labradorienne (Gower et Krogh, 2002).

Les âges obtenus de la tonalite et du granite de la Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul (1493 et 1535 ±29 Ma) sont imprécis et ils ne permettent pas de préciser l'âge de leur cristallisation. Même si l'âge du granite qui recoupe la tonalite semble être plus vieux, la marge d'erreur fait en sorte que ces deux roches sont probablement contemporaines. Un âge modèle T_{DM} de 1,74 Ga (Dickin, 2000), obtenu sur la tonalite de la Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul indique que le magmatisme pinwarien provient de la fusion partielle d'une croûte labradorienne et que peu ou pas de matériel juvénile « pinwarien » s'y trouve présent. Cette interprétation a été développée par Gower (1996) et par Rivers (1997), qui ont suggéré que l'assemblage du Terrane de Pinware, des domaines de Mécatina et de Natashquan, et des terranes localisés au nord du territoire couvert par la présente étude, était complété lors de l'Orogénie pinwarienne.

Les granites et les intrusions de roches mafiques peu ou pas déformés postpinwariens, caractérisés par une signature magnétique positive, sont associés à la période elsonienne tardive (1290 à 1230 Ma) ou à l'Orogénie grenvillienne (1080 à 985 Ma; Gower et Krogh, 2002).

L'anorthosite de Vieux-Fort (974 Ma) est la plus jeune anorthosite connue du Grenville. L'anorthosite de Labrieville, considérée comme la plus jeune jusqu'à tout récemment, possède un âge de 1008 Ma (U-Pb sur zircons, Owens *et al.*, 1994). Tout comme les conclusions présentées par Owens *et al.* (1994), la mise en place de l'anorthosite concorde avec la phase terminale de l'Orogénie grenvillienne. Cette interprétation diffère du concept habituellement présenté qui veut que les anorthosites se mettent en place dans un environnement anorogénique. La Suite anorthositique de Vieux-Fort s'est mise en place dans un environnement de croûte épaissie. L'écart réduit entre l'âge de l'anorthosite et les âges U-Pb obtenus sur titanites (~ 950 Ma) impliquent que la chaleur associée à cet événement métamorphique a été assez forte pour causer une légère perte en plomb dans les zircons de l'anorthosite. Toutefois, aucun assemblage de rétrométamorphisme n'a été observé dans l'anorthosite. Cette observation nous permet de déterminer que l'anorthosite a échappé au paroxysme du métamorphisme grenvillien et que la perte en plomb, observée dans certains zircons, serait attribuable à une chaleur latente associée à une croûte qui se refroidissait lentement. La Suite anorthositique de Vieux-Fort se serait mise en place pendant ou peu de temps après le paroxysme métamorphique grenvillien, dans une croûte grenvillienne épaissie.

CONCLUSION

Le Domaine de La Romaine est caractérisé par un assemblage de roches supracrustales et de gneiss granitiques. Les roches supracrustales pourraient être des équivalents métamorphiques du Groupe de Wakeham. Le Domaine de Mécatina est caractérisé par la Suite anorthositique de Mécatina et son cortège de roches gneissiques associées. Le Terrane de Pinware est composé d'un complexe gneissique prélabradorien, d'intrusions de granitoïdes labradoriens. Ces roches sont recoupées par des plutons de gabbro, de gabbronorite et de granitoïdes pinwariens, grenvilliens et tardigrenvilliens.

Des études géochronologiques ont été réalisées sur quatre échantillons. Le granite mégacristique déformé de Deep Cove possède un âge de 1632 ±8 Ma. Son âge le situe dans la phase terminale de l'Orogénie labradorienne (Gower et Krogh, 2002). La cristallisation et la mise en place de la Suite plutonique de Rivière-Saint-Paul se situent entre 1493 et 1532 Ma. L'âge de cette suite plutonique correspond à la phase de la construction de l'arc magmatique continental pinwarien (Gower, 1996). Lorsque nous comparons l'âge de la plus jeune anorthosite de la Province de Grenville, la Suite anorthositique de Vieux-Fort (974 Ma), et les âges métamorphiques sur titanites se situant autour de 950 Ma, nous pouvons conclure que la Suite anorthositique de Vieux-Fort s'est mise en place pendant ou peu de temps après le paroxysme du métamorphisme grenvillien dans une croûte grenvillienne épaissie.

Lors de l'ouverture de l'Océan Iapetus et lors de la formation du Graben du Saint-Laurent, entre 700 et 500 Ma (Kumarapelli et Saul, 1966), deux séries de failles normales majeures, ENE et N10°, ont découpé les roches précambriennes. Le Complexe syénitique de Baie-des-Moutons s'est mis en place à l'intersection de deux de ces failles. La grande majorité des dykes de gabbro et de diabase de cet âge ont été injectés dans ces fractures.

Les roches sédimentaires cambriennes du Groupe de Labrador reposent en discordance sur le socle grenvillien. La séquence de sédiments terrigènes de la Formation de Bradore correspond à un environnement de déposition transgressif de plaine alluvionnaire côtière sur la marge continentale du Craton laurentien, tandis que les séquences terrigènes et carbonatées de la Formation de Forteau correspondent, quant à elles, à une transgression marine associée à la subsidence du Craton laurentien.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier Denis W. Roy, Louise Corriveau, Thomas Clark et Daniel Brisebois pour leurs judicieux commentaires et leurs suggestions suite à la lecture et à la révision du présent texte. Serge Perreault remercie Daniel Brisebois pour ses conseils, ses suggestions, ses discussions et ses commentaires lors de la visite sur le terrain en 1997 et aussi lors de la rédaction de la section sur les formations de Bradore et de Forteau. Nous tenons également à remercier Charles F. Gower, André Gobeil et Pierre Verpaelst qui ont contribué par leurs suggestions, leurs commentaires et leurs discussions, à la fois sur le terrain et lors des différentes rencontres. Do Amevi Mawassi et Steve Ouellet ont agit comme assistants de terrain pendant les étés de 1994 et 1997 respectivement.

RÉFÉRENCES

AVRAMTCHEV, L., 1984 – Catalogue des gîtes minéraux du Québec – Région de la Côte-Nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-14.

BAYFIELD, N.W., 1845 – On the junction of the transition and primary rocks of Canada and Labrador. Geological Society of London; Quaterly Journal, volume 1, pages 450-459.

BALDWIN, A.B., 1969 – Report on airborne magnetic and radiometric surveys. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 24645, 12 pages.

BOSTOCK, H.H. – CUMMING, L.M. – WILLIAMS, H. – SMYTH, W.R., 1983 – Geology of the Strait of Belle Isle area, northwestern insular Newfoundland, Southern Labrador, and adjacent Quebec. Geological Survey of Canada; Memoir 400, 145 pages.

BOURNE, J.H., 1986 – Geochemistry of the felsic metavolcanic rocks of the Wakeham Group: a metamorphosed peralkaline suite from the eastern Grenville Province, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 23, pages 978-984.

BOURNE, J.H. – ASHTON, K.E. – GOULET, N. – HELMSTAEDT, H. – LALONDE, A. – NEWMAN, P., 1978 – Portions of the Natashquan, Musquaro, and Harrington Harbour map-sheets, eastern Grenville Province, Quebec – A preliminary report. Geological Survey of Canada; Paper 78-1A, pages 413-418.

CORRIVEAU, L. – BROUILLETTE, P. – SCHERRER, G. – BONNET, A.-L., 2002 – Extension orientale des roches volcaniques du Groupe de Wakeham et intrusion litée troctolitique de Musquaro, Province de Grenville, Basse-Côte-Nord, Québec. Commission géologique du Canada; Recherches en cours, 2002-C29, 11 pages.

DAVIES, R., 1963a – Région de Saint-Augustin, comté de Duplessis, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-506, 12 pages.

DAVIES, R., 1963b – Second interim report on the Saint-Augustin – Ha!Ha! Bay area, Duplessis County, North Shore, Gulf of St-Lawrence. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-175, 63 pages.

DAVIES, R., 1965a – Région de Cook–d'Audhebourg, comté de Duplessis, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-537, 16 pages.

DAVIES, R., 1965b – Géologie de la région de Baie-des-Moutons, comté de Duplessis, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-543, 16 pages.

DAVIES, R., 1968 – Geology of the Mutton Bay intrusion and surrounding area, North Shore, Gulf of St-Lawrence, Quebec. Unpublished Ph.D. thesis; McGill University, Montreal, 320 pages.

DE PUYJALON, H., 1898 – Monographie sur les minéraux de la rive nord du Saint-Laurent. Rapport du commissaire de la colonisation et des mines du Québec pour l'année 1898.

DICKIN, A.P., 2000 – Crustal formation in the Grenville Province: Nd-isotope evidence. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 37, pages 165-181.

DOIG, R. – BARTON, J.M. (Jr), 1968 – Ages of carbonatites and other alkaline rocks in Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 5, pages 1401-1407.

DOUGLAS, G.V., 1953 – Notes on localities visited on the Labrador coast in 1946 and 1947. Geological Survey of Canada; Paper 53-1, 67 pages.

DUNBAR, W.R., 1946 – A report on the possibilities of locating commercial quantities of copper, nickel or other ores on Rand Property and vicinity, Lobster bay, Saguenay Co., Quebec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 1341, 8 pages.

GOWER, C.F., 1996 – The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. In: Precambrian crustal evolution in the North Atlantic region. T.S. Brewer, editor. Geological Society; Special Publication, volume 112, pages 197-218.

GOWER, C.F. – KNIGHT, I. – PERREAULT, S., 1997 – Field Guide to the geology of the Pinware terrane, southeastern Labrador and adjacent eastern Quebec. Government of Newfoundland and Labrador; Department of Mines and Energy, Geological Survey; Open File 012P/0085, 65 pages.

GOWER, C.F. – KROGH, T.E., 2002 – A U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 39, pages 795-829.

HALE, W.E., 1962 – Geological reconnaissance, St-Augustin area, north shore, Gulf of St. Lawrence. Canadian Mining and Metallurgical Bulletin; volume 55, pages 326-331.

HISCOTT, R.N. – JAMES, N.P. – PEMBERTON, S.G., 1984 – Sedimentology and ichnology of the Lower Cambrian Formation, coastal Labrador: fluvial to shallow-marine transgressive sequence. Bulletin of Canadian Petroleum Geology; volume 32, pages 11-26.

JAMES, N.P. – KOBLUK, D.R., 1978 – Lower Cambrian patch reefs and associated sediments, southern Labrador, Canada. Sedimentology; volume 25, pages 1-35.

KRANK, E.H., 1939 – Bedrock geology of the seaboard region of Newfoundland-Labrador. Newfoundland Geological Survey; Bulletin 19, 44 pages.

KUMARAPELLI, P.S. – SAULL, V.A., 1966 – The St. Lawrence Valley system: A North American equivalent of the East African rift system. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 3, pages 639-657.

LALONDE, A., 1981 - The Baie-des-Moutons syenitic complex, La Tabatière, Québec. Unpublished M.Sc. thesis; McGill University, Montreal, 163 pages.

LAVERGNE, G., 1986 – Géologie de la région de Saint-Augustin, Basse-Côte-Nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 85-10, 47 pages.

LONGLEY, W.W., 1943 – Geological Report, Pontchartrain Township. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 19616, 16 pages.

OWENS, B.E. – DYMEK, R.F. – TUCKER, R.D. – BRANNON, J.C. – PODOSEK, F.A., 1994 – Age and radiogenic isotopic composition of a late- to post-tectonic anorthosite in the Grenville Province: the Labrieville massif, Quebec. Lithos; volume 31, pages 189-206.

PERREAULT, S., 1996 – Geology of the northeastern Grenville Province from Natashquan to Blanc Sablon, Lower North Shore of Québec. In: Proterozoic Evolution in the North Atlantic Realm (compiled by C. F. Gower) COPENA-ECSOOT-IBTA conference; Goose Bay, Labrador, July 29 - August 2, 1996; Program and abstracts; page 143.

PERREAULT, S. – BRISEBOIS, D., 1997 – Géologie et potentiel minéral de la région de Blanc-Sablon, Basse-Côte-Nord. Dans : Vers de nouvelles découvertes, Programme et Résumés, 1997. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 97-03, page 33.

PERREAULT, S. – GAUDREAU, R., 1994 – Cibles d'exploration dans l'est de la Province de Grenville, entre Chevery et Vieux-Fort (Basse-Côte-Nord). Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 94-07.

PERREAULT, S. – HEAMAN, L., 2001 - The 974 Ma Vieux-Fort Anorthosite, Lower North Shore, Québec: the youngest anorthosite in the Grenville Province. Association géologique du Canada – Association minéralogique du Canada, Recueil des résumés, vol. 26, p. 115.

PERREAULT, S. – MARTIGNOLE, J., 1988 – High-temperature cordierite migmatites in the north-eastern Grenville Province. Journal of Metamorphic Geology; volume 6, pages 673-696.

QUINTIN, P., 1989 – Rapport d'une campagne d'échantillonnage, projet Saint-Augustin. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 48348, 152 pages.

RIVERS, T., 1997 – Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. Precambrian Research; volume 86, pages 117-154.

RIVERS, T. – MARTIGNOLE, J. – GOWER, C.F. – DAVIDSON, A., 1989 – New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. Tectonics; volume 8, pages 63-84.

THOMAS, M.D., 1990 – Deep structure of Middle Proterozoic anorthositic intrusions in the eastern Canadian Shield: insights from gravity modelling. In: Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica. C.F. Gower, T. Rivers, and A.B. Ryan, editors. Geological Association of Canada; GAC Special Paper 38, pages 353-371.

ROY, D., 1982 – Rivière du Petit Mécatina – Blanc-Sablon. Dans : Travaux sur le terrain, 1982. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 938, pages 32-34.

WILLIAMS, H. – STEVENS, R.K., 1968 – Geology of Belle Isle, northern extremity of the deformed Appalachian miogeosynclinal belt. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 6, pages 1145-157.

PLANCHE 1

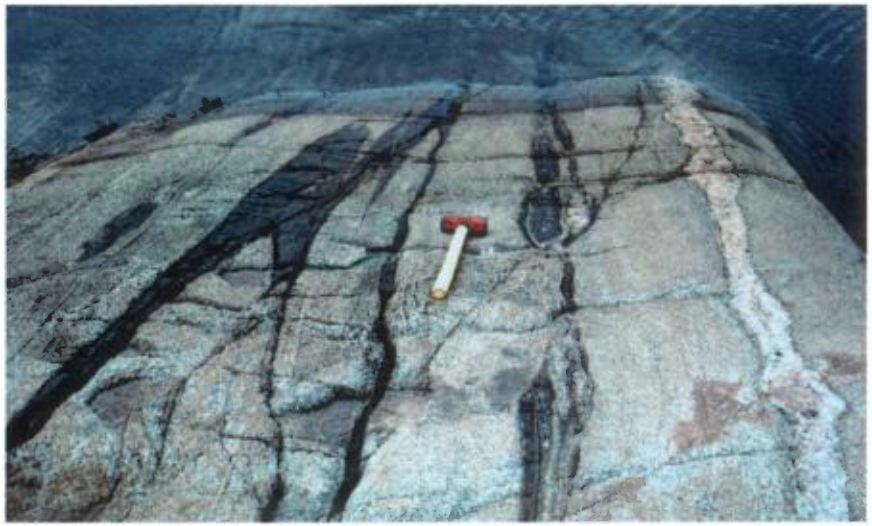


PHOTO A - Gneiss de composition tonalitique à granodioritique du Complexe gneissique de Saint-Augustin avec dykes déformés d'amphibolite du type « 2 ».



PHOTO B - Paragneiss graphiteux (de couleur rouille), quartzite (de couleur blanchâtre) et paragneiss à biotite et grenat (de couleur grisâtre) de la Bande de roches supracrustales de Brador.



PHOTO C - Diatexite avec horizons disloqués de paragneiss à sillimanite et à biotite. Les horizons disloqués forment des lentilles décimétriques alignées suivant la gneissosité. Sur l'affleurement, la roche ressemble à un pseudo-conglomérat. Toutefois, par endroits, les lentilles sont rattachées les unes aux autres.



PHOTO D - Litage magmatique, chenaux d'érosion et lits obliques dans le gabbronorite du Complexe mafique lité de Blanc-Sablon situé près de l'hôpital de Blanc-Sablon.

PLANCHE 2



PHOTO A - Amas pegmatitique de granophyre contenant du zircon dans le faciès à grain très grossier de la Suite anorthositique de Vieux-Fort. Ce site a été échantillonné pour la géochronologie.

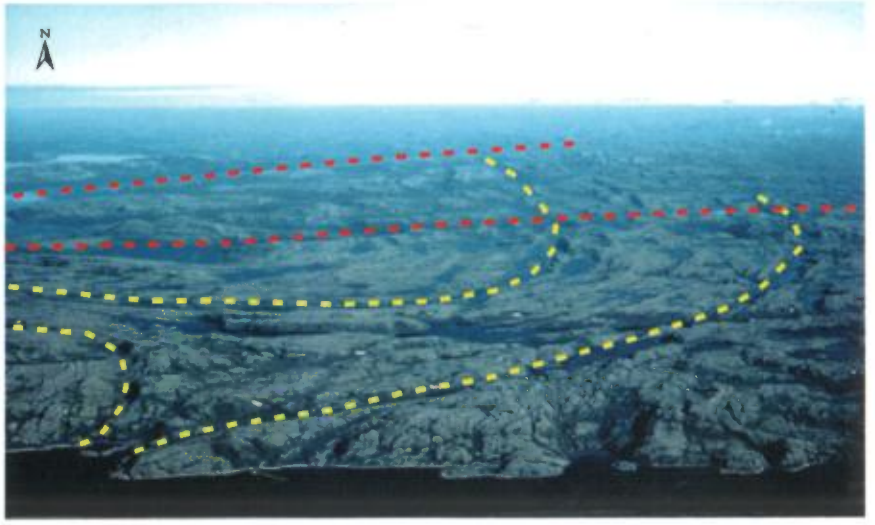


PHOTO B - Grands plis P3 et dôme structural (dans la partie inférieure droite) dans les roches supracrustales du Complexe de Saint-Augustin du Terrane de Pinware. La courbure de la gneissosité est soulignée par les lignes formées de tirets jaunes. Les failles cassantes à mouvement normal, associées au Graben du Saint-Laurent, sont soulignées par les lignes formées de tirets rouges.



PHOTO C - Zone rouillée et minéralisée bordée par le quartzite et par le métagabbro de l'indice de la baie Querry (site minéralisé 3, figure 2).



PHOTO D - Vue d'ensemble de l'indice Rand (Cu-Ni) et de la falaise rouillée où apparaît un énorme chapeau de fer (site minéralisé 1, figure 2).

PLANCHE 3

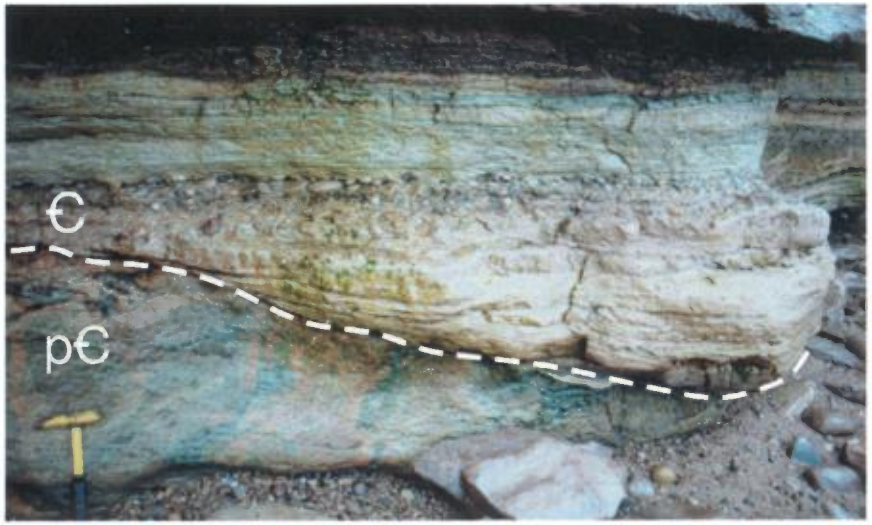


PHOTO A - Discordance (soulignée par la ligne formée de tirets blancs) entre le socle grenvillien (pЄ) altéré et la base de la Formation de Bradore (Є), à l'est du village de Blanc-Sablon. La base de la Formation de Bradore est caractérisée par des chenaux comblés par du conglomérat polygénique à cailloux et galets de quartzite et par des lentilles et des lits minces à épais de grès à laminations obliques tangentielles. De minces couches de siltstone verdâtre sont interlitées avec les bancs de grès.



PHOTO B - Laminations obliques planaires dans un banc de grès, d'épaisseur métrique, du Membre de Crow Head de la Formation de Bradore.



PHOTO C - Vue du cap Cow (butte de la Madone) dans le village de Lourdes-de-Blanc-Sablon. La statue de la Madone repose sur le calcaire, de couleur rougeâtre, à biohermes d'archéocyathidés (de couleur rougeâtre), de la Formation de Forteau. Les récifs d'archéocyathidés sont entourés de calcarénite fossilifère et de mudstone calcaire. Sous le calcaire reposent le Membre de Devil's Cove de la Formation de Forteau, composé de dolomie et de calcarénite beige avec à la base, un niveau de grès conglomératique et une arénite quartzitique du Membre de l'Anse-au-Clair de la Formation de Bradore.

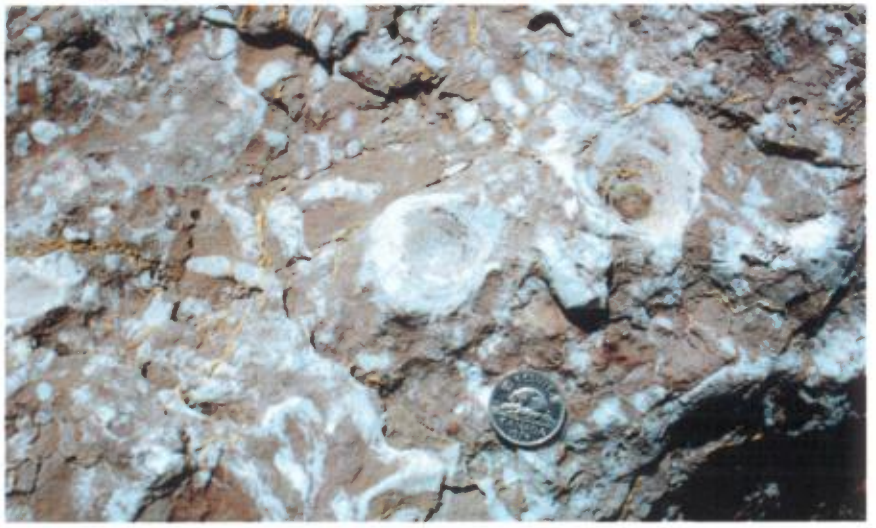


PHOTO D - Fragments d'archéocyathidés trouvés sur le site de la Madone surplombant le village de Lourdes-de-Blanc-Sablon. Les récifs sont constitués d'archéocyathidés en forme de vases, de coupes, de bols, de bâtonnets et de branches.

A geochronological review of the pre-Labradorian and Labradorian geological history of the eastern Grenville Province

Charles F. Gower [1]

Thomas E. Krogh [2]

ABSTRACT

Events prior to Labradorian (1710-1600 Ma) orogenesis in the eastern Grenville Province include: (i) deposition of the Kaniapiskau Supergroup on the flank of the Archean Superior Province between 2170 and 2140 Ma, with renewed activity between 1880 and 1870 Ma, (ii) indications of Makkovikian (1890-1800 Ma) events along the northernmost fringe of the Grenville Province in eastern Labrador, and (iii) granitoid magmatism between 1800 and 1700 Ma in the interior eastern Grenville Province. Evidence also points to the deposition of the protolith to widespread metasedimentary gneisses between 1800 and 1700 Ma. Comparisons are drawn with the Ketilidian Mobile Belt, where similar granitoid magmatism and supracrustal deposition occurred in the early part of this period.

The tectonic context of the earliest stage of Labradorian history remains unclear, as an apparent time gap of 30 million years separates a granitoid emplacement event at 1710 Ma from calc-alkaline magmatism between 1680 and 1655 Ma. The calc-alkaline magmatism is hypothesized to be the product of arc magmatism over a south-dipping subduction zone (present-day co-ordinates). A widespread and intense period of deformation and metamorphism between 1665 and 1655 Ma is explained as the result of arc collision. The collision and concomitant thrusting led to crustal thickening, which, in turn, resulted in melting and generation of the 1654-1646 Ma Trans-Labrador batholith at the interface between the arc and pre-Labradorian Laurentia.

As a result of the accretion, subduction ceased, leaving an unstable, overthickened crust. The thickening was due to the collision, plus the underlying, arrested, south-dipping, subducting oceanic crust, and whatever mafic lower continental crust that attempted to follow it. These conditions led to trimodal mafic-anorthositic-monzogranitic magmatism under deep-seated conditions. Emplacement of the plutonic products into the overlying crust was accompanied by deformation and metamorphism, and occurred mostly between 1650 and 1625 Ma. Crustal equilibrium was gradually regained and, marked by dwindling magmatism, deformation and metamorphism, was finally established between 1625 and 1600 Ma. Following Labradorian orogenesis, a passive continental margin existed for approximately the next 70 million years along the southern margin of post-Labradorian Laurentia.

1. Geological Survey, Department of Mines and Energy, Newfoundland and Labrador

2. Jack Satterly Geochronology Laboratory, Royal Ontario Museum

CONTENTS

ABSTRACT 147
INTRODUCTION 149
PRE-LABRADORIAN 150
Pre-Labradorian rocks, excluding metasedimentary gneiss 150
Pre-Labradorian high-grade metasedimentary gneiss 152
LABRADORIAN 154
Early Labradorian 154
Calc-alkaline magmatism 154
Pre-Trans-Labradorian metamorphism and deformation 154
Trans-Labradorian magmatism 156
Trimodal mafic-anorthositic-monzogranitic magmatism 160
Post-Trans-Labradorian deformation and metamorphism 163
Late events 164
TECTONIC MODEL 166
Pre-Labradorian (> 1710 Ma) 166
Labradorian between 1710 and 1655 Ma 166
Collisional orogenesis (1665 - 1655 Ma) 167
Trans-Labradorian magmatism (1654 - 1646 Ma) 167
Trimodal mafic - anorthositic - monzogranitic magmatism (1650 - 1625 Ma) 167
Late Labradorian (1625 - 1600 Ma) 168
CONCLUSIONS 168
REFERENCES 168

INTRODUCTION

The eastern Grenville province is a vast region of mostly crystalline rocks, varying in character from gneissic and/or migmatized to foliated or massive. The age of its rocks covers a time span of nearly 1 billion years. Many of the rocks have been subjected to repeated heating, softening and ductile flowage processes that have rendered their history complex and obscure. The purpose of this communication is to provide a detailed review of geochronological data that form the basis for elucidating the early geological history of the eastern Grenville Province. Apart from some older rocks near the northern fringe of the region, events addressed cover a time span of about 200 million years, ending at 1600 Ma. The first half of this history remains poorly understood, in contrast to events between 1710 and 1600 Ma (Labradorian orogeny), for which a substantial body of information has now accumulated. In this publication, events that occurred before 1710 Ma are referred to as pre-Labradorian.

In addition to Labradorian orogenesis, two later thermal and deformational events have had an impact. These are the Pinwarian orogeny (ca. 1530 - 1450 Ma) and the Grenvillian orogeny (1080 - 970 Ma). Between 1450 and 1080 Ma, other activity occurred (mostly magmatic), which has traditionally been regarded as anorogenic and/or extensional. All post-Labradorian history is outside the scope of the present topic, but it is impossible to consider Labradorian and earlier history without making some reference to later events, especially Grenvillian activity. Reference is mostly made to specific lithotectonic terranes when identifying location, rather than to named geographic features. The terranes have dual import in that they achieved their final configuration during Grenvillian orogenesis, but also have pre-Grenvillian tectonic significance.

This review draws mostly on U-Pb data, as this is the most precise available. Furthermore, numerous examples are now available demonstrating that earlier data acquired by other methods (especially Rb-Sr and K-Ar) normally require reinterpretation. Where U-Pb data are not available, reference is made to other information, with the caveat that the data must be used cautiously.

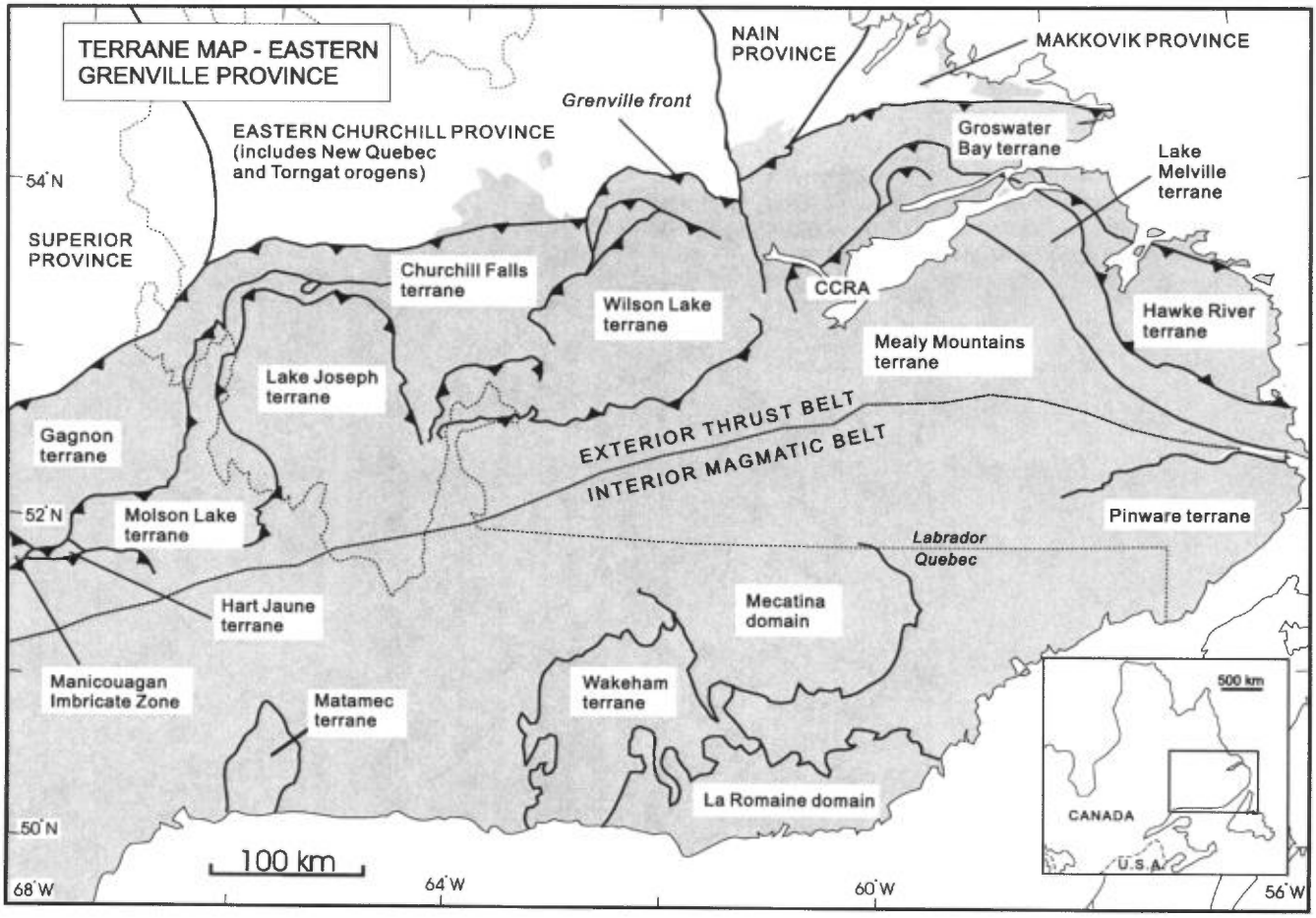


FIGURE 1 - Terranes in the eastern Grenville Province. These achieved their final configuration during Grenvillian orogenesis and are used here mostly in a geographical context.

Figure 1 depicts the region addressed in this review, outlining terranes to which repeated reference is made throughout the text. Localities to which specific reference is made are indicated on the figures, except where a named geographical feature is used in the context of a geological unit. Due to lack of space in the figures, the reader is required to infer the locations of named units by matching the geochronological data given in the text with that on the appropriate figure.

PRE-LABRADORIAN

Pre-Labradorian rocks, excluding metasedimentary gneiss

Excluding high-grade metasedimentary gneiss (addressed in the next section), pre-Labradorian rocks in the eastern Grenville Province can be subdivided into three groups: (i) the southern extension of the Paleoproterozoic Kaniapiskau Supergroup in western Labrador and adjacent Quebec, and the Archean basement on which it resides, (ii) hints of Paleoproterozoic rocks extending southward into the Grenvillian parautochthon from the Eastern Churchill and Makkovik Provinces, and (iii) indications of late Paleoproterozoic rocks in the interior part of the eastern Grenville Province, either from units dated directly to be pre-Labradorian, or from inheritance recorded in younger rocks (Figure 2).

Kaniapiskau Supergroup

The Kaniapiskau Supergroup consists of supracrustal rocks, most of which have been previously described under the term Labrador Trough and, more recently, assigned to the New Quebec Orogen (cf. Wardle *et al.*, 1995). Four zones have been defined within the southern New Quebec Orogen. They are, from west to east, the Schefferville, Howse, Doublet and Laporte zones. Of these, only the Schefferville zone extends southward into the Grenville Province. There, equivalent rocks are situated within the Gagnon terrane and comprise semipelitic schist, marble, metavolcanic rocks,

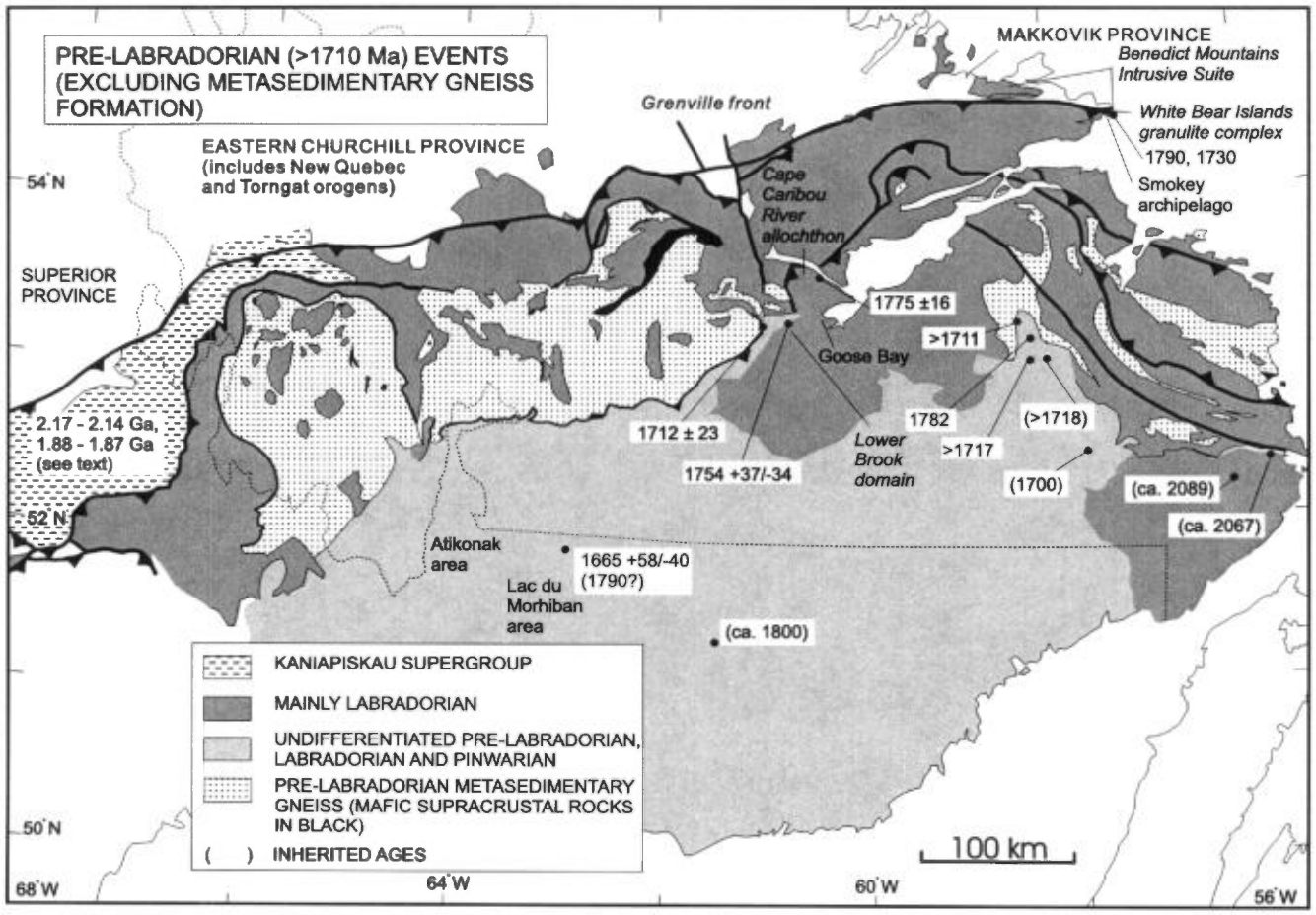


FIGURE 2 - U-Pb geochronological data providing indications of pre-Labradorian history in the interior eastern Grenville Province. The distribution of Kaniapiskau Supergroup is also shown. This and subsequent figures: all ages are in millions of years, except where indicated otherwise; italicized ages have been interpreted as dating deformation or metamorphism, and upright text ages as dating magmatism. Stratigraphic names are italicized, while geographic names are presented as upright text.

quartzite and iron formation (increasing in grade from subgreenschist to upper amphibolite facies southeast across the terrane). Two, low-grade, metamorphosed, supracrustal packages are distinguished north of the Grenville Province that can be partly traced into it. The lower sequence consists of arkose, shale and dolomite, inferred to rest unconformably on Archean rocks of the Superior Province to the west. It represents a transition from rift to shallow shelf environment during breakup of the Superior craton. The upper sequence disconformably overlies the lower cycle and oversteps it toward the west. It consists of quartzite, iron formation, turbiditic shale-sandstone and arkose. The lower sequence is interpreted to have formed between 2170 Ma (rifting) and 2140 Ma (passive margin development), and the upper sequence between 1880 and 1870 Ma in pull-apart basins that reflect dextral transpression prior to New Quebec collisional orogenesis (Skulski *et al.*, 1993).

Southward extrapolation from the Eastern Churchill and Makkovik provinces

Later (mostly Labradorian) intrusions have obliterated any pre-Labradorian rocks that may once have existed in parautochthonous rocks representing the southward extension of the Eastern Churchill Province. This extension is located between Paleoproterozoic rocks of the New Quebec Orogen and those of the Makkovik Province. The only convincing evidence for pre-Labradorian Paleoproterozoic rocks within the eastern Grenville Province comes from the Smokey archipelago in easternmost Labrador. It should be stressed, however, that these rocks, located at the northern fringe of the Grenville Province, have not been traced any distance southward, and can be readily accommodated within the context of Makkovik Province geological history. The pre-Labradorian rocks are represented by the White Bear Islands granulite complex and the Benedict Mountains Intrusive Suite (Owen, 1985). The White Bear Island granulite complex consists of migmatitic kyanite- and sillimanite-bearing pelitic gneiss, gneisses of dioritic, tonalitic and monzonitic composition, as well as jotunitic to charnockitic gneiss. The tonalitic-dioritic gneiss has given an Rb-Sr whole-rock errorchron date of 1923 ±148 Ma and the jotunitic-charnockitic gneiss an errorchron date of 1899 ±187 Ma (Owen *et al.*, 1988). The Benedict Mountains Intrusive Suite in the area comprises K-feldspar megacrystic and non-megacrystic monzodiorite, granodiorite, granite and leucogranite, two units of which have yielded Rb-Sr whole-rock isochron ages of 1787 ±35 Ma (biotite-hornblende granodiorite) and 1725 ±31 Ma (biotite granite). Although imprecise, these ages can be accepted as meaningful inasmuch as the dates obtained are consistent with (i) unequivocally exposed intrusive field relationships, (ii) the observation that the Benedict Mountains Intrusive Suite escaped the granulite-facies metamorphism experienced by the White Bear Islands granulite complex, and (iii) felsic mylonite and deformed pegmatite, both from the Cut Throat Island thrust in the same area, yield 1790 ±2 Ma and 1730 ±2 Ma concordant U-Pb zircon ages, respectively (Krogh, 1994). The Rb-Sr dates are omitted from Figure 2, but are in the same area as the 1790 and 1730 Ma dating sites.

Interior eastern Grenville Province

In the interior part of the eastern Grenville Province in Labrador, conclusive evidence for pre-Labradorian rocks appears to be confined to the Mealy Mountains terrane, and comes from two areas, east of the Mealy Mountains and in the vicinity of Goose Bay. It was from east of the Mealy Mountains that the first indications were reported, in the form of Pb-Pb discordant zircon ages of 1735 Ma and 1718 Ma (shown as >1718 Ma on Figure 2 - and in a similar manner with other data of this type), interpreted as inherited, from a hornblende granodiorite-granite that gave a concordant U-Pb monazite age of 1631 ±1 Ma, regarded as the time of intrusion of the body (Schärer and Gower, 1988). That the 1631 Ma age indeed documents emplacement rather than a subsequent thermal event has never been confirmed, so the possibility remains that the granodiorite was emplaced before 1718 Ma. More convincing evidence of pre-Labradorian rocks was reported in preliminary form by Krogh *et al.* (1996) from an area a few tens of kilometres farther northwest. Krogh *et al.* obtained a 0.6 % discordant Pb-Pb zircon age of 1782 Ma from a gneiss confidently interpreted as derived from an igneous granitoid protolith. They also obtained 1.4 % and 0.4 % discordant Pb-Pb zircon ages of 1726 and 1711 Ma from a gneiss that may be of igneous parentage, but within a package of rocks mostly derived from rocks of metasedimentary origin. A third gneiss, interpreted to be of mixed igneous-metasedimentary parentage, yielded Pb-Pb zircon ages of 1902, 1894, 1746 and 1717 Ma, all within 1 % of discordia, and a 2606 Ma age that is 9 % discordant. Farther south in the Mealy Mountains terrane, inherited zircon in the 1500 Ma Upper Paradise River pluton has a Pb-Pb age of 1670 Ma, but an upper intercept intersection of 1700 Ma if anchored by the 1500 Ma age of emplacement (Wasteneys *et al.*, 1997).

Pre-Labradorian rocks in the Goose Bay area are identified by Philippe *et al.* (1993) who reported U-Pb zircon ages of 1775 ±16 Ma from a granulite-facies quartz diorite gneiss forming part of the basal Cape Caribou River allochthon, 1754 +37/-34 Ma from a quartz monzonite belonging to the Lower Brook domain (lower intercept anchored by Grenvillian titanite), and 1712 ±23 Ma from a hornblende-granite melt pod in granitic gneiss also from the Lower Brook domain. All three ages involve long upper intercept projections from data plotting closer to Grenvillian lower intercepts; so they are less reliable than more concordant results.

Other dates from the interior part of the eastern Grenville Province that might have pre-Labradorian crustal relevance represent various inherited components in younger rocks. Keep in mind that the data are imprecise, involve non-collinear points and/or long projections from lower

intercepts, and that there is inherent lack of interpretability regarding the source of the presumed inherited material. The dates include: 2067 ±28 Ma from a granitic vein having an interpreted emplacement age of 1509 Ma and situated at the boundary between the Lake Melville and Mealy Mountains terranes (Scott *et al.*, 1993); 2089 ±140 Ma from a quartz monzonite that forms part of a 1450 Ma migmatite in the Pinware terrane; ca. 1800 Ma in a 1245 Ma granite in eastern Quebec (Martignole *et al.*, 1994); possibly 1790 Ma indicated in a sample collected from a unit of granitic to tonalitic/dioritic gneisses plus some sillimanite-bearing gneiss that is more confidently assigned an age of 1665 Ma in the Lac du Morhiban area (Loveridge, 1986); and pre-Labradorian Nd-Sm model ages in the Atikonak area in southwest Labrador (Emslie and Hegner, 1993). Excluding dates from the Mealy Mountains terrane, neither the inherited zircon components nor the Nd-Sm model ages require pre-Labradorian crust (all the inheritance could be acquired from detrital zircon in younger supracrustal rocks that was subsequently incorporated into granitoid magmas, for example), rendering the value of the data as no more than a tentative signpost in the quest for more substantive information.

Pre-Labradorian high-grade metasedimentary gneiss

Included in this section are mostly pelitic to semipelitic gneisses with associated quartzite, calc-silicate rocks and amphibolite (Figure 3). The pelitic rocks are mostly sillimanite-garnet-biotite gneisses, but kyanite occurs with (and instead of) sillimanite in higher-pressure representatives of the same rocks at the parautochthonous-allochthonous interface. Cordierite and/or hypersthene are common in specific areas (e.g., flanking the east side of the Mealy Mountains Intrusive Suite), and osumilite, sapphirine, staurolite and relict andalusite are also known. A wide range of pressure-temperature conditions is therefore represented (addressed below). Pelitic gneiss grades into semi-pelitic gneiss and psammitic gneiss, the latter being difficult to discriminate from orthogneiss in many instances, introducing uncertainty as to true proportions. The amphibolite is derived in part from mafic volcanic rocks, including both non-pillowform and pillowform lavas, but some minor occurrences of mafic rocks that are structurally concordant with the metasedimentary gneiss are potentially pre-Labradorian

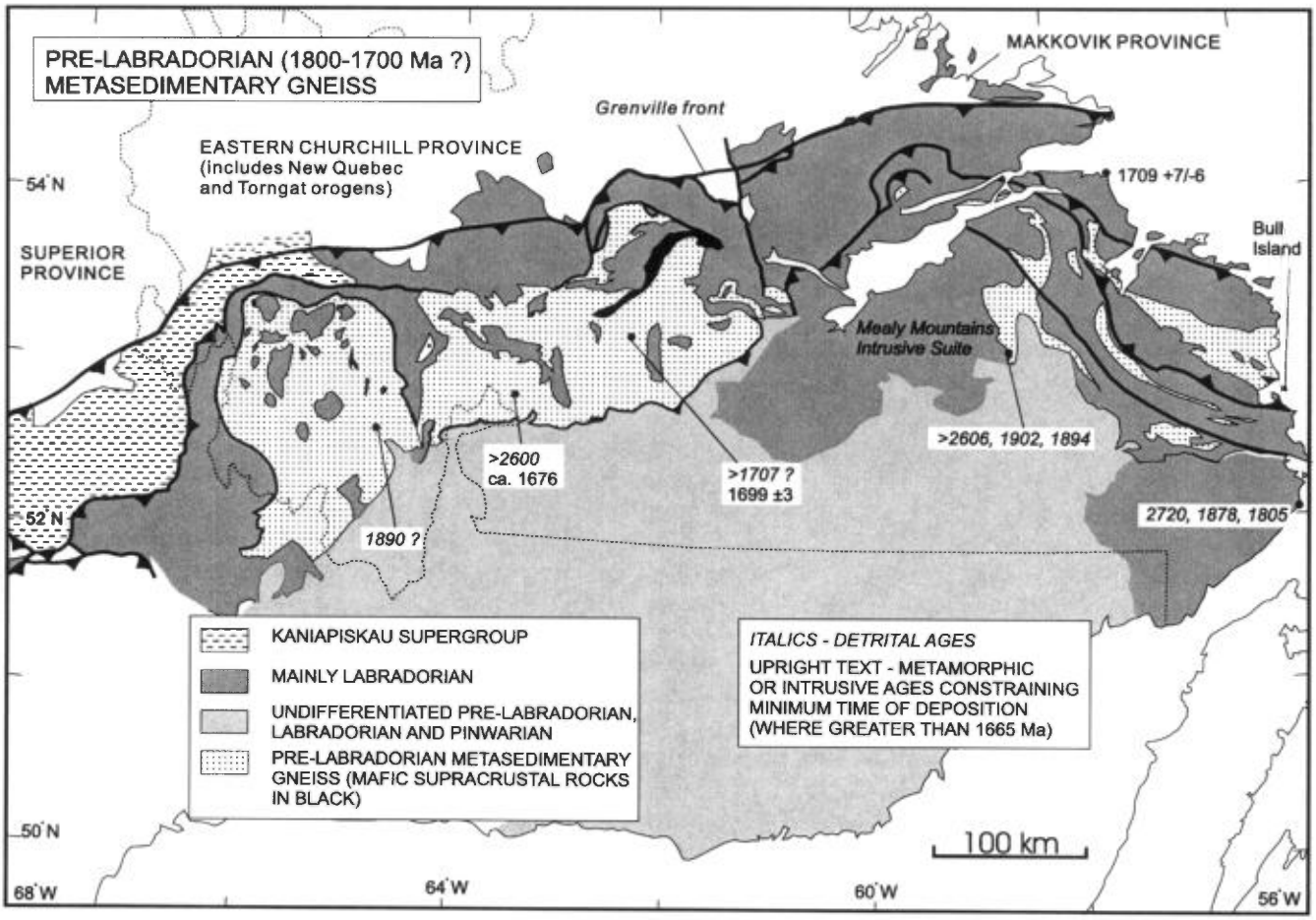


FIGURE 3 - U-Pb geochronological data constraining the age of high-grade metasedimentary gneisses in the eastern Grenville Province.

dykes. The only unequivocal pillowform mafic lavas recognized are those from Bull Island in eastern Labrador, although structures suggestive of flattened pillows occur in similar, but more deformed, rocks associated elsewhere with the high-grade metasedimentary gneisses (Gower and Swinden, 1991). Felsic fragmental or conglomeratic rocks are unknown, except for two small occurrences in the Groswater Bay terrane (Gower, 1996).

The depositional environment for this unusually large and relatively homogeneous sedimentary package remains uncertain, although various suggestions have been proffered. Most interpretations envisage some form of subaqueous environment that was distant from high-energy sources of detritus supply, in keeping with the high proportion of pelitic gneiss, but lack of coarse clastic material. A subaqueous environment is also supported by the presence of pillowform mafic volcanic rocks in the Hawke River terrane. On the other hand, Arima *et al.* (1986) reported high $\delta^{18}O$ values, averaging 12.2 ±2 per mil SMOW (standard mean ocean water), from pelitic gneiss in the Wilson Lake terrane and argued that the protolith was oxidized shale. Leong and Moore (1972) have proposed a lateritic origin for rocks from the same region based on mineral assemblages and compositions, especially hematite as the oxide phase and the high refractive index of sapphirine, which implies a high Fe^{3+}/Fe^{2+} ratio.

Despite a substantial body of high-quality geochronological data, the time of formation of the protolith to the high-grade metasedimentary rocks is not well constrained. Dating has provided responses to three questions, namely maximum and minimum time constraints on deposition, and provenance. In the following review, the assumption is made that all the high-grade metasedimentary gneisses have the same age, which, while permissive from field relationships and encouraged by broad lithological uniformity, has yet to be proved.

Maximum age of deposition

The maximum age of deposition, as indicated by the youngest detrital zircons, remains poorly constrained. From a leucosome (N1) derived from a garnet-sillimanite-bearing migmatitic gneiss belonging to the Lac Joseph terrane, Connelly and Heaman (1993) obtained Pb-Pb ages of 2334, 1804, 1782 Ma (all markedly discordant) and 1799 Ma (0.76 % discordant). Regressing the most concordant fraction from a 1660 Ma lower intercept (which is the time of metamorphism based on monazite ages in the same sample) yielded an upper intercept of 1890 Ma, which they took to represent the maximum age of the zircon population. On the other hand, the not-incompatible conclusion that deposition was later than ca. 1799 Ma can also be suggested by arguing that the (abraded) zircon does not retain evidence of the 1660 Ma metamorphism (i.e., the almost concordant Pb-Pb date approximates source-rock age). Other samples providing relevant information include (i) a younger (1636 Ma) leucosome (N2) from the same garnet-sillimanite-bearing migmatitic gneiss containing pre-metamorphic zircons having Pb-Pb ages of 1816 Ma, 1733 Ma and 1695 Ma (Connelly and Heaman, 1993; not shown on Figure 3), (ii) a quartzite in the Pinware terrane, from which Wasteneys *et al.* (1997) reported several detrital zircon ages, the youngest of which has an age of 1805 ±10 Ma, (iii) gneiss of possible metasedimentary origin from the Mealy Mountains terrane, from which Krogh *et al.* (1996) reported almost concordant Pb-Pb ages (see above) that could be interpreted as indicating deposition as late as 1711 Ma (not shown on Figure 3), and (iv) two metasedimentary gneisses from the Wilson Lake terrane, one metamorphosed at 1699 ±3 Ma and containing zircons yielding Pb-Pb zircon ages of 1707 ±2 Ma and 1709 ±2 Ma (Currie and Loveridge, 1985).

Minimum age of deposition

The minimum age constraint on time of deposition, as indicated by the oldest age of metamorphism or intrusive relationships with younger dated rocks, can be conclusively constrained to pre-1665 Ma from geochronological studies carried out at several localities (Schärer and Gower, 1988; Connelly and Heaman, 1993; Philippe *et al.*, 1993; Kamo *et al.*, 1996), but there is evidence that it was somewhat earlier. Two pre-1665 Ma metamorphic dates have been reported from the Wilson Lake terrane: one of 1699 Ma noted above and another at 1676 Ma (Krogh, 1985, cited by Thomas *et al.*, 1986). In addition, an age of 1709 +7/-6 Ma has been obtained from a granodioritic rock from the Groswater Bay terrane that contains enclaves of gneiss, thought to have been derived from a metasedimentary protolith (Schärer *et al.*, 1986).

Provenance

Detrital zircon ages that have been reported demonstrate derivation from Archean and Paleoproterozoic source regions. Archean zircons having a minimum age of ca. 2600 Ma have been documented from the Churchill Falls terrane (Krogh, 1983 in Thomas *et al.*, 1986), of ca. 2606 Ma from the Mealy Mountains terrane (Krogh *et al.*, 1996) and of 2720 ±20 Ma from the Pinware terrane (Wasteneys *et al.*, 1997). Paleoproterozoic detrital zircon having an age of 1878 ±5 Ma is also reported by Wasteneys *et al.* (1997). This date is matched by similar, less definitive ages of 1902 and 1894 Ma from the Mealy Mountains terrane (Krogh *et al.*, 1996), and the equivocal 1890 Ma date of Connelly and Heaman (1993) mentioned earlier. Using the most reliable data, source-rock ages are 2720 Ma, 1878 Ma and 1805 Ma, which are very similar to dates found in the Archean Nain craton and flanking Paleoproterozoic Makkovik and Torngat orogens (Wasteneys *et al.*, 1997).

LABRADORIAN

Early Labradorian

Early Labradorian activity is taken here to include events between ca. 1710 and 1680 Ma. The only rock dated by U-Pb methods (Figure 3) and assigned as Labradorian is a nebulitic granodiorite having a zircon age of 1709 +7/-6 Ma (Schärer *et al.*, 1986). Currently, the age of this rock separates it from the next younger U-Pb-dated rock by 30 million years and places it in a closer temporal context with late Makkovikian rather than Labradorian events; so its exact significance remains uncertain.

Calc-alkaline magmatism

Calc-alkaline magmatism related to Labradorian orogenesis (Figure 4) occurred between 1680 and 1655 Ma, and has been subdivided into three tentative age groups by Gower *et al.* (1992). Precision error on dated rocks is too large and samples too few to validate these groups quantitatively, and justification for the subdivision relies on linkage between age and terrane. The age groups are 1677 Ma, 1671 Ma and 1658-1649 Ma, correlating with the Lake Melville, Hawke River and Groswater Bay terranes, respectively, and suggesting a northward decrease in age of plutonism (Gower *et al.*, 1992). Rocks involved are dominated by biotite- and hornblende-bearing quartz diorite to biotite granodiorite, but also include some tonalite, large quantities of K-feldspar megacrystic hornblende-biotite granodiorite to quartz monzonite, and lesser granite. The rocks are typically recrystallized and migmatized as a result of later Labradorian deformation and metamorphism, and in places show transitional margins with their metasedimentary migmatite host rocks.

The 1677 Ma event has only been recognized within the Lake Melville terrane. It is indicated by U-Pb zircon ages of 1677 +18/-11 Ma from the Sebaskatchu gneissic tonalite, 1678 ±6 Ma from the Neveisik Island megacrystic granitoid rock, and 1677 +16/-15 Ma from the Second Choice Lake banded migmatitic gneiss (all three ages by Schärer *et al.*, 1986). Inheritance dated to be ca. 1690 Ma in a pegmatite intruding the Second Choice Lake banded migmatite can be readily related to its immediate host. The ages were originally considered to date emplacement, although Wardle and Ryan (1996) make passing reference to the Sebaskatchu granodioritic gneiss age as being the time of initial high-grade metamorphism. The Mecklenburg Harbour K-feldspar megacrystic granodiorite to quartz monzonite, dated to be 1644 +8/-6 Ma (Scott *et al.*, 1993), is argued to be part of the 1677 Ma group by Gower (1996) and Gower *et al.* (1996) on the basis of field relationships and alternative interpretation of the geochronological data, despite its younger reported age. The Sebaskatchu gneissic tonalite comes from an area originally included in the Groswater Bay terrane, but reassigned to the Lake Melville terrane, as discussed by Gower *et al.* (1992).

Magmatism at ca. 1671 Ma is best known from the Hawke River terrane and is based on ages of 1671 +4/-3 Ma from the Shoal Bay tonalite-granodiorite gneiss, and 1668 +6/-4 Ma and 1671 ±4 Ma from the Earl Island quartz diorite (Schärer *et al.*, 1986; Schärer and Gower, 1988). Farther west, northwest of the Goose Bay area, in a region included as part of the Groswater Bay terrane, the Susan River quartz diorite (lithologically similar to the Earl Island quartz diorite) has an analytically identical age of 1672 +11/-10 Ma (Philippe *et al.*, 1993, revised from a preliminary age of 1707 ±7 Ma reported by Wardle *et al.*, 1990). Both the Earl Island and Susan River quartz diorites contain enclaves of high-grade metasedimentary gneiss, hence providing a minimum-age constraint for the time of formation of the gneiss. From western Labrador, the only geochronologically investigated potential representative of this group of rocks is a megacrystic monzogranite from which one discordant fraction has yielded a Pb-Pb age of ca. 1672 Ma, but further work is required to establish crystallization age (for example, if 1000 Ma Grenvillian Pb-loss is assumed, the upper intercept for this fraction is 1700 Ma; Krogh, 1983).

The third magmatic event is represented by an age of 1660 ±5 Ma obtained from a granite in the Lac Joseph terrane (Connelly *et al.*, 1995), an age of 1659 ±5 Ma from a monzodiorite in the Mealy Mountains terrane (James *et al.*, 2000), and ages of 1658 ±5 Ma from quartz diorite and 1654 ±5 Ma granodioritic to tonalitic gneiss, both from Double Island (Schärer *et al.*, 1986). All of these results are interpreted to date emplacement. All rocks are strongly foliated or gneissic. The ages overlap with, or slightly post-date, a major period of Labradorian deformation and magmatism, which is discussed in the next section. James *et al.* (2000) question whether the 1659 Ma monzodiorite should be assigned to the Mealy Mountains Intrusive Suite or to an older group of rocks. The latter option is endorsed here, partly because the rock is metamorphosed and foliated, characteristics which are not typical of rocks belonging to the Mealy Mountains Intrusive Suite.

Pre-Trans-Labradorian metamorphism and deformation

It would be reasonable to assume that metamorphism and deformation should have accompanied magmatism during early Labradorian activity, but, so far, apart from the 1699 Ma date mentioned earlier, there is no evidence that this was the case. In contrast, a considerable body of remarkably consistent evidence has accumulated for both deformation and metamorphism between 1665 and 1655 Ma. This evidence is sufficient, in fact, to accept that a radical change in tectonic conditions must have taken place during this brief period. Approaches to determining timing of metamorphism and deformation have been varied, but fall into four categories:

(i) using bracketing ages, (ii) dating melts, (iii) dating inferred syn-tectonic intrusions, (iv) dating minerals directly interpreted to have been formed during metamorphism (Figure 4).

Using bracketing ages, deformation and migmatization have been rigorously constrained at two sites in the Hawke River terrane. At Red Island, the 1671 Ma quartz diorite mentioned above is intruded by a severely migmatized and deformed mafic dyke, which is crosscut by an unmigmatized mafic dyke. The later mafic dyke is, in turn, discordantly intruded by a 1660 +8/-7 Ma unmigmatized and much less deformed megacrystic intermediate dyke (Gower *et al.*, 1992). At Shoal Bay, a 1671 Ma tonalite-granodiorite gneiss (also referred to earlier) is discordantly intruded by the 1662 ±3 Ma unmigmatized, weakly deformed Shoal Bay granite (Kamo *et al.*, 1996). At a nearby locality, the same granite, separately determined to have an age of 1663 ±3 Ma (Schärer and Gower, 1988), clearly intruded migmatized mafic dykes hosted by quartz diorite, but is, itself, intruded by unmigmatized mafic dykes. These field relationships and ages therefore establish beyond any doubt that mafic dyking and gneiss-forming migmatitic events occurred between 1671 and 1662 Ma.

Dating leucosome as a means of determining time of migmatization has been attempted at the Grenville front in eastern Labrador and within the Lac Joseph terrane in western Labrador. In eastern Labrador, a regression of six titanite fractions (four from an unstrained centimetre-scale melt pod in a biotite-rich shear zone, and two from a post-foliation pegmatite, but both within the granulite-facies Cut Throat Island thrust) defines a discordant upper intercept age of 1662 ±10 Ma, interpreted as the end of thrusting at this locality (Krogh, 1994). In the Lac Joseph terrane, Connelly and Heaman (1993) report an age of 1660 +8/-6 Ma for an early, grey leucosome (N1). This age is based on three monazite analyses (excluding an additional analysis that is above concordia) with the lower intercept specified to be 1000 ±100 Ma. In passing, it is noted that another sample from the Lac Joseph terrane, a granulite-facies mafic migmatite retrogressed to amphibolite facies at 1648 Ma, yielded a

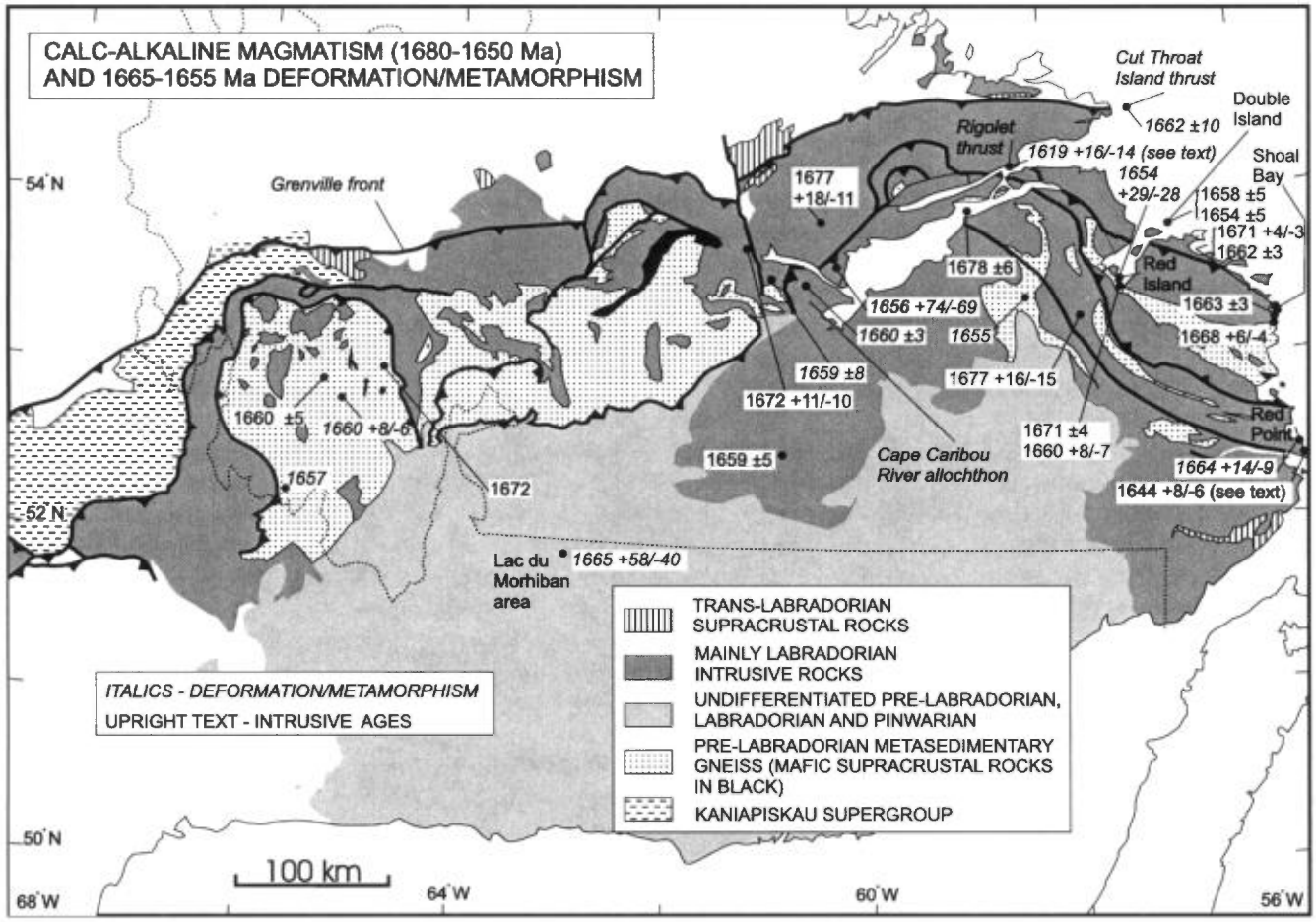


FIGURE 4 - 1680-1650 Ma calc-alkaline magmatism and major deformation and metamorphic event between 1665 and 1655 Ma.

near-concordant Pb-Pb age of 1657 Ma from a 17-grain zircon fraction (Connelly and Heaman, 1993). This age could be interpreted as supplementary evidence for the same event.

An alternative approach to dating deformation is to establish the age of intrusions inferred to be syntectonic. This method relies on the often reasonably argued, but never provable, thesis that pre- and post-pegmatite coaxial deformation observed in the field occurred shortly before and after intrusion emplacement. At Red Point in southeast Labrador, Scott *et al.* (1993) applied this technique to a leucogranitic vein that transects amphibolite-facies sinistral strike-slip mylonitic fabrics but is itself deformed by ductile deformation. The age determined is 1664 +14/-9 Ma, which is consistent with the results summarized above. On the other hand, what is to be concluded from an age of 1619 +16/-14 Ma date obtained from a pegmatite from the Rigolet thrust, also interpreted from field evidence to be syn-tectonic (Corrigan *et al.*, 2000) ? Does this mean that there was another major thrusting event nominally 40 million years later, for which there is currently no other evidence in the region, or that the mylonitic fabrics truncated by the pegmatite formed at the same time as elsewhere (i.e., between 1665 and 1655 Ma) ?

Dating zircon found in amphibolite is the most common example of dating minerals interpreted to have formed during metamorphism. This approach is rationally hinged on the absence of zircon in mafic precursors and the correlation of multifaceted, spheroidal zircons with metamorphism. Applying the technique to a coarse-grained amphibolite from the northwest Cape Caribou River allochthon yields a concordant age of 1660 ±3 Ma (Bussy *et al.*, 1995). This result is consistent with dates of 1659 ± 8 Ma obtained from a migmatitic granodioritic gneiss collected 10 km farther west (Philippe *et al.*, 1993) and of 1656 +74/-69 Ma determined from a mylonitic metasedimentary gneiss in the footwall to the Cape Caribou River allochthon.

For completeness, mention is made of two other dates. One is from a granitic to tonalitic/dioritic gneiss in the Lac du Morhiban area (Bourne *et al.*, 1977) that yielded an imprecise date of 1665 +58/-40 Ma (Loveridge, 1986). The protolith of the Lac du Morhiban gneiss is uncertain, but, as some sillimanite-bearing gneiss is present, was thought to be at least partially supracrustal. As the rock contains orthopyroxene-bearing melts, indicating granulite-facies conditions, it seems likely that the date reflects time of metamorphism at best. The other is a concordant monazite age of 1655 Ma obtained from a gneiss believed to be of mixed igneous-metasedimentary origin in the Mealy Mountains terrane (Krogh *et al.*, 1996).

Armed with the above arsenal of geochronological data, plus field data and additional arguments introduced below, it has been possible to demonstrate conclusively that widespread migmatization and high-grade metamorphism that affected the early Labradorian granitoid rocks and the metasedimentary gneisses must have occurred between 1665 and 1655 Ma (while remaining alert to the possibility of earlier metamorphism in the metasedimentary gneisses and being aware of later Labradorian, Pinwarian and Grenvillian overprinting).

Conditions of metamorphism have been investigated by geothermobarometry in most terranes. In the Lac Joseph terrane, Connelly *et al.* (1995) have concluded that metamorphic conditions ranged from 3-6 kb and 575-775 °C in the south, 5-8 kb and 575-750 °C in the northeast, and 6-9 kb and 675-800 °C in the northwest. In the Wilson Lake terrane, interest has focussed on sapphirine-bearing metasedimentary gneiss from which Morse and Talley (1971) inferred metamorphic conditions in excess of 11 kb and 1100 °C. These high pressures and temperatures are supported by Arima *et al.* (1986) who estimated conditions to have exceeded 9 kb and 900 °C, in contrast to Herd *et al.* (1987) who inferred a P-T trajectory from 8 to 6 kb and 900 to 700 °C, and Gittins and Currie (1979), who estimated that the sapphirine equilibrated at 6 kb and 710 °C. The two groups of estimates differ partly because of experimental uncertainty in the location of the enstatite-sillimanite-sapphirine-cordierite-quartz invariant point in P-T space (cf. Arima and Gower, 1991).

From the southern Groswater Bay terrane, Gower and Erdmer (1988) reported P-T estimates of up to ca. 11-12 kb and 750-800 °C. These values are comparable to those of 10-12 kb and 615-805 °C obtained by van Nostrand (1988) and 11-13 kb, and 830-860 °C reported by Corrigan *et al.* (2000, citing in part data by Tulk, 1996). The latter results were obtained from samples collected from the Rigolet thrust zone, which defines the southern margin of the Groswater Bay terrane at Rigolet. South of the Groswater Bay terrane, Gower and Erdmer reported conditions of ca. 9 kb and 800 °C from an overlying thrust sheet that may represent a structural outlier of either the Lake Melville terrane or the basal Mealy Mountains terrane. van Nostrand (1988) reported P-T estimates of 6-10 kb and 650-900 °C from the Lake Melville and western Hawke River terranes, and Corrigan *et al.* (2000) estimated conditions exceeding 8 kb and 725 °C, for the northern Lake Melville terrane. Particularly in the Lake Melville terrane, high-grade Grenvillian overprinting is geochronologically evident so distinctions (or the lack of them) drawn between Labradorian and later metamorphism must be regarded warily.

Trans-Labradorian magmatism

Three groups of rocks are addressed under this heading. These are: (i) the Trans-Labrador batholith, (ii) coeval supracrustal units, and (iii) coeval granitoid rocks in the interior part of the eastern Grenville Province (Figure 5).

Trans-Labrador batholith

The Trans-Labrador batholith (term introduced by Wardle and staff, 1982) forms a linear belt at least 600 km long and less than 100 km wide at the northern margin of the former

Labrador orogen. The batholith was emplaced between 1654 and 1646 Ma. The time range adopted here is less than the very liberal 1654-1576 Ma time span of Connelly and Heaman (1993) and the less generous 1654-1635 Ma span of Kerr (1989), but not quite so parsimonious as the 1652-1647 Ma span used by Åhäll and Gower (1997). The Trans-Labrador batholith has a trend that is slightly oblique to the Grenville front, extending 50 km north of the Grenville front in eastern Labrador, but having its northern limit about 50 km south of the Grenville front in western Labrador. Rocks belonging to the Trans-Labrador batholith either intrude the pre-Labradorian Laurentian foreland to the north or occur within the parautochthonous Molson Lake, Churchill Falls and Groswater Bay terranes. The southern boundary of the batholith has been described as intrusive, tectonic and/or transitional.

Various local names have been assigned to segments of the Trans-Labrador batholith. These include the Michikaumau Lake pluton (Wardle, 1985) and North Pole Brook Intrusive Suite (Thomas and Hibbs, 1980) in central Labrador, Nipishish Lake Intrusive Suite (Ryan, 1984) in central-east Labrador and Benedict Mountains Intrusive Suite in eastern Labrador (Gower, 1981). Note also that: (i) the Michikamau Lake pluton is equivalent to the Michikamau Intrusive Suite of Nunn and Noel (1982) but is not the same as the ca. 1460 Ma Michikamau Intrusion (which has also been referred to as the Michikamau Intrusive Suite); (ii) the terms Forebay pluton and Sona Lake gneiss can be considered part of the Michikamau Lake pluton; (iii) the term Benedict Mountains Intrusive Suite (Gower, 1981) is now known to include both Makkovikian and Trans-Labradorian plutons; (iv) the name Mount Benedict Intrusive Suite (Kerr, 1989; Kerr *et al.*, 1992) is not the same as the Benedict Mountains Intrusive Suite; (v) the term Trans-Labrador batholith is not synonymous with the Trans-Labrador granitoid belt coined by Kerr (1989), which embraces both Makkovikian and Trans-Labradorian rocks. Clearly there is need for nomenclature improvement, but this is outside the scope of the present review.

Rock types are dominated by equigranular to megacrystic quartz monzonite, monzogranite, monzosyenite, syenite and granite. Mafic minerals include biotite, lesser hornblende, relict clinopyroxene and rare garnet. The chemical character is transitional calc-alkaline to alkali-calcic.

From the southern Molson Lake terrane, a biotite-hornblende-epidote-bearing granite, considered represent-ative of the granitoid rocks in the area, yields a U-Pb upper intercept age of 1651 ±5 Ma (Connelly and Heaman, 1993; Connelly *et al.*, 1996). To reduce confusion when cross-referencing earlier publications, two clarifications are made here: (i) rocks assigned to the Trans-Labrador batholith in the Molson Lake terrane were earlier mapped as Attikamagen Formation by Rivers (1985), and (ii) the 1651 ±5 Ma date refers to the same sample as that for which a 1648 ±7 Ma age is mentioned in some documents (James, 1994, Table 2; Connelly *et al.*, 1996, p.34). Reinterpretation of this poorly exposed area as a distinct terrane that is underlain by the Trans-Labrador batholith was made by Connelly *et al.* (1989).

Three Trans-Labradorian granitoid plutons dated from the Churchill Falls terrane have been dated by U-Pb methods, two of which have already been mentioned. These are the Forebay monzonite, which has an age of 1646 ±1 Ma (Brooks, 1983) and the Michikamau Lake pluton, which has an age of 1653 ±7 Ma (Krogh, 1983). In addition, Krogh (1994) reported U-Pb data (19 titanite fractions, two monazite fractions and one zircon fraction) from a variety of meta-igneous rocks in the Churchill Falls terrane giving a discordia line between a 1651 ±5 Ma upper intercept and 988 ±5 Ma lower intercept (two of the locations are indicated on Figure 5). Given the high probability of fit (98 %), it is inescapable that this regression dates either the time of emplacement (or immediately cooling through titanite closure temperatures shortly thereafter) of granitoid rocks throughout the northern Churchill Falls terrane. The two most concordant titanites are from the Michikamau Lake pluton and yield Pb-Pb ages of 1646 and 1643 Ma. One titanite fraction is from the same site as that yielding the U-Pb 1653 Ma age, confirming its age and demonstrating lack of subsequent thermal overprint. The two monazite fractions are 1.7 % and 11 % discordant, giving Pb-Pb ages of 1641 and 1603 Ma, respectively. A third dated unit in the Churchill Falls terrane affiliated with the Trans-Labrador batholith is the Sona Lake gneiss (Wardle, 1985), which has a gradational contact with granite plutons farther north, including the Forebay pluton. It has an upper intercept age of 1649 +20/-18 Ma, based on a combined regression of migmatitic and non-migmatitic fractions of a variably melted granitoid rock (Brooks, 1983).

From the Groswater Bay terrane and adjacent Makkovik Province, the Otter Lake - Walker Lake granitoid unit (part of the Nipishish Lake Intrusive suite) has an age of 1647 ±2 Ma (Krogh *et al.*, 1989; Kerr *et al.*, 1992), the Mount Benedict Intrusive Suite syenite/monzonite an age of 1649 ±3 Ma (Kerr *et al.*, 1992) and an aplite from Mundy Island an age of 1647 +7/-5 (Kamo *et al.*, 1996). The Monkey Hill Intrusive Suite in the Makkovik Province, which has a minimum age of 1641 Ma (Krogh *et al.*, 1989; Kerr *et al.*, 1992), and the Witchdoctor Lake granite (which has also been termed Walker Lake granite), dated to be 1628 ± 9 Ma (Brooks, 1983) are also mentioned here. Only two fractions were analysed from the Monkey Hill Intrusive Suite, and project to a negative lower intercept of 404 Ma, so the date quoted is a Pb-Pb age from the least discordant fraction. In regard to the Witchdoctor Lake pluton, given that the zircons are discordant and were not abraded, and that mapping has linked the body to the Nipishish Lake Intrusive Suite, it seems likely that the reported age is too young.

One additional Trans-Labradorian U-Pb result from eastern Labrador is an age of 1649 +4/-3 Ma from a migmatitic hornblende granodiorite near Bluff Head (Schärer and Gower, 1988). Note that the Sona Lake gneiss and the Bluff Head granodiorite are both migmatitic rocks and are more distant

from the northern margin of the Trans-Labradorian batholith than most dated rocks belonging to it (but not necessarily distant from the Grenville front - the Bluff Head granodiorite is less than 20 km from it). This observation is relevant to the issue of whether the southern rocks should be regarded as same-emplacement-level, Grenvillian-buried and later uplifted analogues or as deeper-emplacement-level, Trans-Labradorian correlatives, subsequently exhumed during Grenvillian orogenesis.

Supracrustal units of Trans-Labradorian age

Integral with Trans-Labrador batholith magmatism are supracrustal sequences situated along its northern fringe. These have been interpreted as the extrusive carapace of the Trans-Labrador batholith, but preserved only on the northern side because of progressively deeper exhumation from north to south linked to Grenvillian thrusting (Gower, 1990; Nunn, 1993). The supracrustal sequences are termed, from west to east, the Blueberry Lake, Mackenzie Lake, and Bruce River groups. Other units mentioned in this section, although not all dated, include possibly correlative felsic volcanic rocks south of Mount Benedict and within the Groswater Bay terrane in eastern Labrador, the Sims Formation in western Labrador, and supracrustal rocks in the Pinware terrane (Pitts Harbour Group).

The Blueberry Lake Group was originally recognized by Wynne-Edwards (1961), named by Wardle (1979), reported to be calc-alkaline by Brooks *et al.* (1981) and most recently investigated by James and Connelly (1995). James and Connelly (1995) inferred a stratigraphy involving: (i) a basal conglomerate (resting unconformably on granitoid gneiss of undetermined age), (ii) a middle sequence of quartz wacke, conglomeratic quartz wacke and shale, and minor felsic and epiclastic rocks, and (iii) an upper sequence of dominantly felsic pyroclastic to epiclastic rocks, with lesser amounts of mafic to intermediate volcanic rocks and some sedimentary units similar to those in the middle sequence. James and Connelly (1995) interpreted a back-arc setting for the rocks. They also reported a U-Pb zircon age of 1652 ±5 Ma for a schistose, porphyritic rhyolite or felsic crystal tuff, at the same time clarifying that a quartzofeldspathic mylonite, formerly interpreted to be a genetically associated rhyolite, has an age of 2577 +22/-28 Ma.

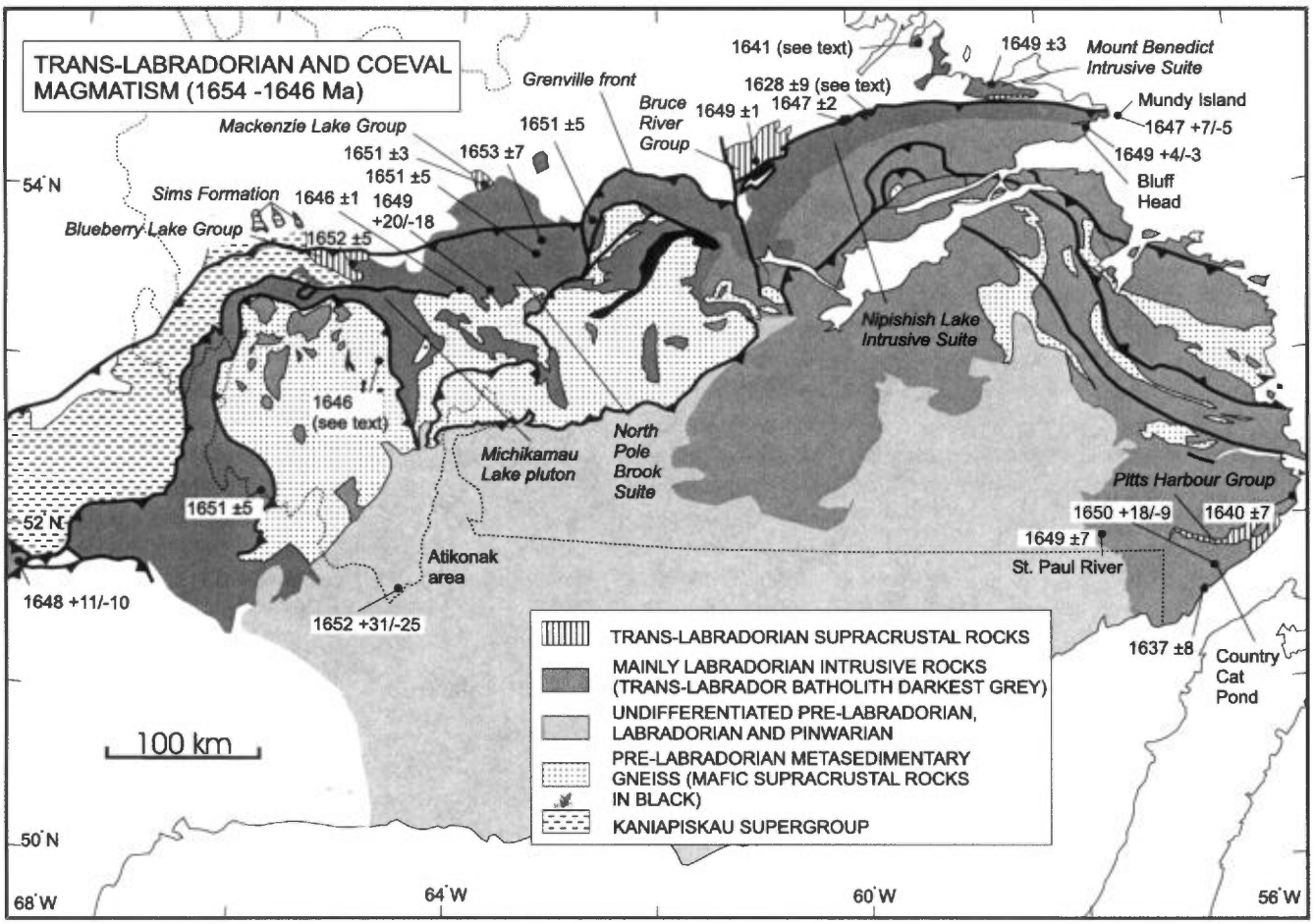


FIGURE 5 - Trans-Labradorian (1654-1646 Ma) and coeval magmatism. Note that some nominally younger dates from supracrustal rocks in the southeastern area are also included, although they may, strictly, belong to a younger event.

The Mackenzie Lake Group was first mapped by Emslie (1964), remapped by Nunn and Noel (1982), and named by Nunn *et al.* (1985). The rocks were described in detail by Nunn (1993), who subdivided them into two subunits. One subunit consists of plagioclase- and/or ferromagnesian-mineral-phyric hypabyssal andesitic porphyry, porphyritic to microporphyritic andesite, andesite, quartz andesite and minor dacite. The other is made up of red and grey sandstone, grey sandstone containing minor calc-silicate laminae and layered metasedimentary enclaves. An andesitic porphyry has an age of 1651 ±3 Ma (Krogh, 1985; Nunn, 1993). Nunn (1993) observed that the North Pole Brook Intrusive Suite clearly intrudes the MacKenzie Lake Group, although geochronological ages for the two units are indistinguishable.

The Bruce River Group was named by Smyth *et al.* (1978), but corresponds to Fahrig's (1959) upper division of the Croteau Group, and Williams' (1970) middle and upper Croteau groups. The most comprehensive descriptions are given by Ryan (1984). The rocks are divided into the Heggart Lake, Brown Lake and Sylvia Lake formations. The Heggart Lake Formation is a fluvial sequence of conglomerate and volcaniclastic sandstone with minor mafic flows and sills developed in a tectonically active, block faulted area. The Brown Lake Formation is a sequence of conglomerate and volcaniclastic sandstone that accumulated in a tectonically quiescent basin. The Sylvia Lake Formation is a mixed felsic and mafic volcanic sequence with mafic, intermediate, and felsic flows, breccia, agglomerate, and welded and non-welded ash-flow tuffs and subvolcanic intrusions. The rocks are enriched in K and exhibit other characteristics of high-K-calc-alkaline and shoshonitic associations. An age of 1649 ±1 Ma from a rhyolitic ignimbrite belonging to the Sylvia Lake Formation has been obtained by Schärer *et al.* (1988).

Unnamed rhyolitic to dacitic volcanic and volcaniclastic rocks, together with some volcanic breccias and hypabyssal intrusions, were mapped on the south side of the Benedict Mountains Intrusive Suite by Gower (1981). They are undated but likely to be correlative with either the mid-Paleoproterozoic Aillik Group or with the above-reviewed Labradorian supracrustal rocks. Gower and Owen (1984) also noted the existence of supracrustal rocks in the Groswater Bay terrane, some of which might be the products of felsic volcanism. Their affiliations are unknown, but could be Labradorian.

The Sims Formation lies unconformably on the Knob Lake Group, north of the Grenville front in western Labrador. It consists of basal fluvial arkose and conglomerate overlain by quartz arenite and minor quartz-clast conglomerate. The age of the sediments is not known, but, on the basis of paleocurrent data indicating northwesterly drainage, one suggestion is that they represent detritus shed from the Labrador orogen (Wardle *et al.*, 1986).

The Pitts Harbour Group (Gower *et al.*, 1994) consists mostly of fine-grained, recrystallized, banded, quartzo-feldspathic rocks, locally showing inhomogeneous texture. The rocks have been interpreted as felsic volcaniclastic, but this is equivocal, and even the assertion that they are supracrustal relies on a common association with minor quartzite, calc-silicate units, pelitic schist and gneiss, and some banded mafic rocks thought to have been derived from mafic volcanics. Rocks assigned to the unit have been dated in two places. A banded volcaniclastic (?) rock (the unit is too small to be separately distinguished on Figure 5) containing 36 % modal quartz yields a U-Pb zircon age of 1637 ±8 Ma when regressed with a discordant 1036 Ma pegmatite at the same locality that anchors the lower intercept (Wasteneys *et al.*, 1997). The other date is from an enclave of banded quartzofeldspathic rock within the Pinwarian Cape Charles quartz monzonite. The rock is thought to have been derived from a felsic volcanic protolith, and has yielded an age of 1640 ±7 Ma (Tucker and Gower, 1994). Åhäll and Gower (1997) have observed that these ages are nominally slightly younger than the felsic volcanic rocks on the north side of the Trans-Labrador batholith; thus, direct correlation may not be warranted.

Coeval granitoid rocks south of the Trans-Labrador batholith

In western and central Labrador, evidence is somewhat equivocal for any granitoid magmatism south of the Trans-Labrador batholith, but coeval with it. One possibility is a megacrystic monzogranite from the northeastern Lac Joseph terrane that contains 1646 Ma concordant " new growth " zircons (average of two results separately noted as 1647 and 1645 Ma in some reports), although a 1672 Ma Pb-Pb age based on a discordant zircon fraction has traditionally been accepted as dating emplacement (see above and Krogh, 1983). Another example, equally equivocal, is an unpublished U-Pb date of 1650 Ma (Emslie, personal communication to Thomas *et al.*, 1981) from monzodiorite in the Wilson Lake terrane, the exact location of which is unknown to these authors. A similar age, also from a monzodiorite (but assigned to the Mealy Mountains Intrusive Suite) is mentioned in a later section.

Trans-Labradorian ages have also been reported from the Pinware terrane, where a gneissic quartz monzonite from Country Cat Pond has yielded an age of 1650 +18/-9 Ma and a quartz monzonite from a tributary of the St. Paul River has an age of 1649 ±7 Ma (Wasteneys *et al.*, 1997).

For completeness, two other, imprecise, dates are mentioned here. One is 1652 +31/-29 Ma zircon inheritance from a quartz monzonite belonging to the 1133-1123 Ma Atikonak massif (Emslie and Hunt, 1990) and the other is ca. 1641 Ma monazite in a monzogranite collected from the same region (Krogh, 1983). While not providing reliable

indications of Trans-Labradorian source rocks, they do encourage the search for them in the region.

Trimodal mafic-anorthositic-monzogranitic magmatism

Rocks included under this heading were emplaced between 1650 and 1625 Ma (Figure 6). This time range overlaps with both the preceding Trans-Labradorian magmatism and events considered in the next section. It cannot be stressed too much that the histories of the Trans-Labrador batholith and the trimodal mafic-anorthositic-monzogranitic magmatism are inextricably linked. Indirectly, this observation has already been made by Kerr (1989) who pointed out that some aspects of the Trans-Labradorian geochemical character (high F and high FeOt/FeOt+MgO) are comparable with AMCG suites (anorthosite-monzonite-charnockite-granite), a moniker that covers most of the rocks discussed in this section. The term has shortcomings when applied here, as it does not adequately recognize associated, volumetrically important, mafic rocks and perhaps overemphasizes the role of charnockite. Also, the term AMCG carries with it anorogenic tectonic-setting overtones that may not be entirely appropriate in the Labradorian context. Packaging into three groups below is justified by spatial and temporal relations.

Mafic magmatism

Rocks addressed under this heading include hydrous, commonly layered, mafic intrusions (e.g., Adlavik Intrusive Suite, Grady Island layered intrusion, White Bear Arm complex, Ossok Mountain Intrusive Suite, western Mealy Mountains Intrusive Suite). With the exception of the Adlavik Intrusive Suite, the rocks are most abundant where associated with the highest-grade host rocks, suggesting an association between deeper crustal levels and high-volume mafic magmatism.

The Adlavik Intrusive Suite (Gower, 1981) contrasts from other bodies mentioned above as it is in the Makkovik Province and is also on the north side of the Trans-Labrador batholith. It is also among the oldest, having an age of 1649 ±1 Ma based on dating of a monzonite (Krogh and Schärer, 1987; Kerr *et al.*, 1992), within a package that includes

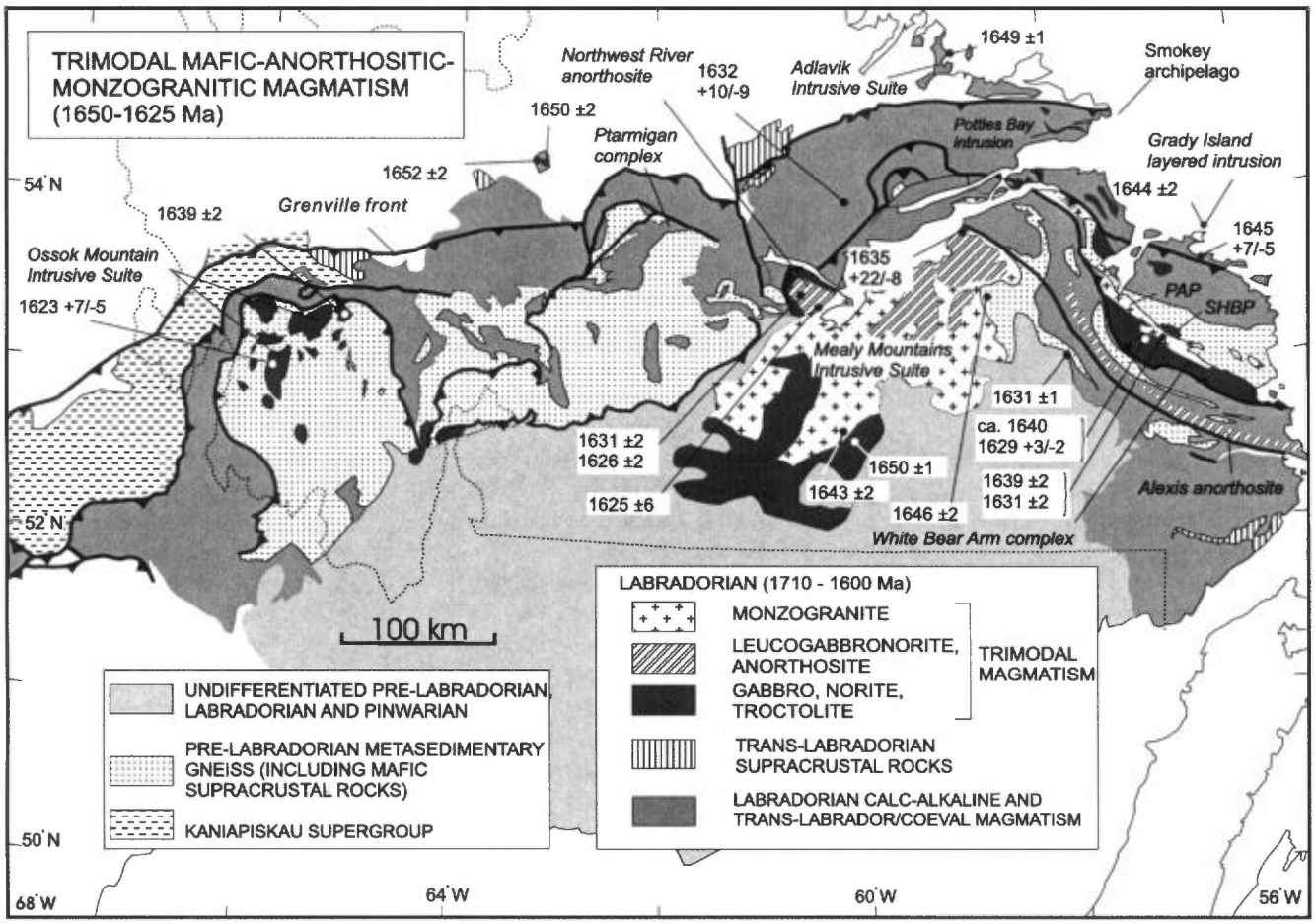


FIGURE 6 - Trimodal (mafic-anorthositic-monzogranitic) magmatism between 1650 and 1625 Ma. PAP - Paradise Arm Pluton; SHBP - Sand Hill Big Pond Gabbronorite.

olivine gabbronorite, pyroxenite, plagioclase-cumulate gabbro and leucogabbro, and pyroxene-hornblende diorite to monzonite. The layered mafic intrusion displays rhythmic layering, cumulate textures, and evidence of crystallization from a water-rich magma. Note that genetic linkage has been suggested between the coeval Adlavik and the Mount Benedict intrusive suites. The latter, although mostly an evolved suite embracing monzonite, syenomonzonite, syenite and granite, includes some leucogabbro and diorite components that resemble Adlavik Intrusive Suite rocks (Kerr *et al.*, 1992). The Kokkovik dioritic sills and dykes (Korstgård and Ermanovics, 1985), also in the Makkovik Province and tentatively correlated with the Adlavik Intrusive Suite by Kerr *et al.* (1992), have an Rb-Sr isochron age of 1635 ±47 Ma (Grant *et al.*, 1983; Voner, 1985). The Rb-Sr date is not shown on Figure 6.

A lithologically similar, unnamed body that occupies a comparable tectonic setting to the Adlavik Intrusive Suite occurs in the Eastern Churchill Province east of Michikamau Lake. It comprises gabbro, diorite, syenite, quartz syenite/monzonite, monzogranite and granite and forms a discrete composite pluton north of the Trans-Labrador batholith, emplaced into Archean gneisses. Nunn and Noel (1982) included it as part of the Trans-Labrador batholith, but Nunn (1993) thought that it might be earlier as it has a fabric, which is lacking in Trans-Labradorian granitoid rocks. Two samples of quartz syenite from the body subsequently yielded ages of 1652 ±2 Ma and 1650 ±2 Ma (taking the average Pb-Pb ages of three essentially concordant zircon fractions from each rock; cf. Krogh, 1993). A second potential correlative, located in the Makkovik Province in the Smokey archipelago, is a layered ultramafic-mafic intrusion consisting of olivine-bearing ultramafic rocks, hornblende-megacrystic mesogabbro and non-megacrystic meso- to leucogabbro. A quasi-linear Rb-Sr whole-rock data array indicating 1747 ±310 Ma reported by Owen (1985), not shown on Figure 6, is not much of an age constraint, and the possibility that it is Makkovikian cannot be ruled out.

Moving south into the Groswater Bay terrane, the closest dated body is the Grady Island layered mafic intrusion, which includes " Little Grady Island " to the west, where a petrological study was conducted by O'Flaherty (1986) and where geochronological investigations have also been carried out. Two vertically dipping, east-facing units are exposed, grading from norite, through monzonite to biotite syenite. A sample of syenite from the lower (and younger) layered unit yielded a concordant zircon age of 1644 ± 2 Ma (Kamo *et al.*, 1996). The Grady Island layered mafic intrusion is one of several similar bodies in the Groswater Bay terrane that have been inadequately distinguished from the younger (1426 Ma) Michael Gabbro. Some of the larger, but undated, bodies that are probably part of the older group include the Pottles Bay Intrusion on the north side of Groswater Bay, mafic rocks forming large islands in Groswater Bay, and inland bodies south of Groswater Bay.

The White Bear Arm complex (Gower *et al.*, 1985), in the Hawke River terrane, is the largest of the mid-late Labradorian layered mafic intrusions. It has a strike length of 150 km and an average width of 15 km. Rock types include anorthosite, minor lherzolite, minor troctolite, gabbronorite, monzonorite, and monzosyenite, and metamorphic derivatives. Gabbronorite, typically coronitic (hypersthene - pargasitic amphibole), is dominant. The rocks are layered and show cumulate textures with cumulate plagioclase and olivine and poikilitic, post-cumulus pyroxene. The nearby and lithologically comparable Sand Hill Big Pond (SHBP) gabbronorite has been interpreted as originally part of the White Bear Arm complex, prior to being isolated by emplacement of the Paradise Arm Pluton (PAP; Gower *et al.*, 1986). An osumilite- and sapphirine-bearing contact metamorphic aureole superimposed on high-grade pelitic gneiss surrounds the Sand Hill Big Pond gabbronorite, where contacts are not faulted or intruded by later granitoid rocks (Arima and Gower, 1991). Osumilite occurs in association with cordierite, orthopyroxene, sillimanite, sapphirine, spinel, K-feldspar, plagioclase, phologopite, hematite, magnetite, corundum, and quartz. The osumilite isograd is between 1 and 3 km from the border of the gabbronorite, and an orthopyroxene isograd occurs at 4-5 km from the intrusive contact. Peak metamorphic conditions were 7 - 8 kb and 825-950 °C (using data of Newton *et al.*, 1974), or at about 10 kb and 1000 °C (using data of Hensen, 1987).

The age of the White Bear Arm complex has been investigated by various methods. The low precision of a U-Pb upper-intercept zircon date of 1639 +661/-7 Ma is somewhat misleading as the nominal age is probably close to the time of emplacement (Kamo *et al.*, 1996). The oldest Pb-Pb age of 1640 Ma is 2.3 % discordant, and is the age indicated on Figure 6. A pegmatitic phase of the gabbro from the same locality has a concordant age of 1629 +3/-2 Ma.

Comparable rocks in western Labrador are referred to as the Ossok Mountain Intrusive Suite (James *et al.*, 1991; James, 1994). The suite comprises norite, gabbronorite, local olivine gabbronorite, gabbro, and rare anorthosite and troctolite. The rocks are corona textured, consisting of an inner corona of bladed orthopyroxene and an outer corona of clinopyroxene-spinel symplectite. The textures have been studied by Rivers and Mengel (1988), who interpreted them to be a single-stage Labradorian feature related to isobaric cooling, following emplacement. Similar to the situation in eastern Labrador, discrimination between the Ossok Mountain Intrusive Suite and the Shabogamo Gabbro (correlative with the Michael Gabbro) has proved difficult and early maps failed to differentiate between the two (discussed by James, 1994). The Ossok Mountain Intrusive Suite has major and trace-element chemistry that is consistent with subalkaline tholeiitic basalt, and has a chemistry comparable to that of volcanic-arc basalt (James, 1994). An emplacement age of 1639 ±2 Ma has been obtained on a sample of coarse-grained gabbro from the northeastern part

of the Lac Joseph terrane. Another sample of the Ossok Mountain Intrusive Suite from the northwestern Lac Joseph terrane yielded a coincident zircon and baddeleyite concordant age of 1623 +7/-5 Ma (Connelly and Heaman, 1993).

In addition to the various intrusions described above, large bodies of mafic rock are known in the Wilson Lake terrane (Ptarmigan complex) and in the Mealy Mountains terrane. Those in the Mealy Mountains terrane have been mapped as affiliated to the Mealy Mountains Intrusive Suite by Wardle and Crisby (1987), Wardle *et al.* (1990) and James and Lawlor (1999). Rock types are gabbro, gabbronorite, hydrous gabbro, leucocratic to anorthositic and/or olivine-bearing variants of these, and metamorphic derivatives. The rocks are intimately associated with monzonitic rocks, in part as enclaves within monzonite or as monzogabbroic gradational products. One of the metamorphic derivatives, an amphibolite hosting a Dome Mountain monzonite dyke (see below), yields a concordant zircon age of 1631 ±2 Ma (the date indicated on Figure 6). This date is interpreted to be metamorphic, although a slightly older, concordant 1636 ±3 Ma grain may indicate time of emplacement of the amphibolite protolith (Bussy *et al.*, 1995). Such an emplacement age is compatible with dates between 1650 and 1635 Ma obtained from spatially related monzonite elsewhere in the Mealy Mountains Intrusive suite (see below).

Anorthositic magmatism

The Mealy Mountains Intrusive Suite, Northwest River Anorthosite, and Alexis River Anorthosite are the major representatives of this group. These rocks are, broadly speaking, situated south of the layered mafic intrusions.

Anorthositic rocks in the Mealy Mountains Intrusive suite include leucotroctolite, leuconorite and anorthosite (Emslie, 1976). Leucotroctolite is mostly in the southwest part of the complex (Kenemich massif), whereas anorthosite and leuconorite are dominant in the northeast (Etagualet massif). Layering is common in places. The anorthositic rocks have not been dated by U-Pb methods, but ages obtained from associated monzonitic rocks (see below) suggest emplacement between 1650 and 1635 Ma.

The Northwest River Anorthosite forms the upper part of the Cape Caribou River allochthon and can be regarded as a part of the Mealy Mountains Intrusive Suite that is now tectonically isolated from the rest of the body. It yields an age of 1625 ±6 Ma as determined from a concordant point (Bussy *et al.*, 1995). The date from the Northwest River Anorthosite indicates the presence of anorthosite younger than within the Mealy Mountains Intrusive Suite.

The other unit mentioned above, the Alexis River anorthosite (which also includes leucogabbronorite), is a narrow, linear body about 150 km long but averaging only about 5 km wide. It occurs in a zone of strong high-grade deformation (Gilbert River shear belt) and hence is thoroughly recrystallized, although evidence of primary layering can be seen locally. It has not been dated and its geological context with respect to other anorthositic and layered mafic intrusive bodies remains uncertain.

Monzogranitic magmatism

The term monzogranitic is used here to cover the compositional range from monzonite to granite that is characteristic of these rocks, although monzonite is volumetrically dominant. Some rocks have been termed syenite. In the first author's own work, use of this name is partly based on visual estimates of K-feldspar indicated by rock slabs stained mostly deep yellow (in thin section, the feldspar is typically mesoperthite). Such a designation is not intended to imply an " alkalic " tectonic context, however.

Association between monzogranitic and mafic rocks ranges from intimate-complex to mutually independent. The monzogranitic rocks are normally also separate from anorthositic units, although it is not uncommon to find enclaves of anorthosite in monzonite (but rarely the reverse). In some cases, the age of intimately associated monzonite has been taken as dating associated mafic rocks (e.g., Adlavik Intrusive Suite and Grady Island intrusion).

In the case of the White Bear Arm complex, monzogranitic rocks are both intimately associated with the mafic rocks and form independent bodies. The K-feldspar megacrystic Paradise Arm granitoid pluton is an example of the latter, and has a concordant zircon age of 1639 ±2 Ma, which is interpreted to date emplacement (Kamo *et al.*, 1996).

Monzogranitic rocks in the eastern Mealy Mountains Intrusive Suite have ages of 1646 ±2 Ma from monzonite and 1635 +22/-8 Ma from granite (Emslie and Hunt, 1990). Farther west in the Mealy Mountains Intrusive Suite, adding to information given previously *a propos* the Dome Mountain monzonite, Bussy *et al.* (1995) reported a concordant zircon age of 1626 ±2 Ma, interpreted to date the time of intrusion. Emplacement of the monzonite, therefore, is possibly 10 million years later than its mafic host, but coeval with the nearby Northwest River anorthosite. Farther south, James *et al.* (2000) reported ages of 1650 ±1 Ma for a quartz monzodiorite and 1643 ±2 Ma for a monzonite, both of which they assigned to the Mealy Mountains Intrusive Suite.

In addition to the monzogranitic rocks described above, there are some granitic bodies emplaced at about the same time that do not have apparent spatial links to mafic or anorthositic rocks. Three examples are: (i) the Cartwright alkali-feldspar granite, at the Hawke River - Groswater Bay terrane boundary, (ii) the Double Mer Granite in the western Groswater Bay terrane, and (iii) an unnamed granite in the Mealy Mountains terrane. The Cartwright alkali-feldspar granite has an age of 1645 +7/-5 Ma (Kamo *et al.*, 1996), similar to the nearby White Bear Arm complex. Its composition, nominal age (and precision thereon) relegate it to an equivocal position between Trans-Labradorian and mafic-anorthositic-monzogranitic magmatism. The Double Mer Granite, which includes syenite and alkali-feldspar granite, has been dated at 1632 +10/-9 Ma (Schärer *et al.*, 1986).

Reference was made earlier to the granite in the Mealy Mountains terrane on account of Pb-Pb zircon ages of 1718 Ma and 1735 Ma reported by Schärer and Gower (1988), and the comment was made that a concordant monazite age of 1631 ±1 Ma might date a later thermal event, rather than emplacement. The reminder is given here that the opposing argument, that the monazite age dates emplacement, remains valid and is consistent with other geological activity at that time.

Post Trans-Labradorian deformation and metamorphism

Post Trans-Labradorian deformation and metamorphism (Figure 7) is distinguished from pre-Trans-Labradorian deformation in that it extended over a longer period, was more sporadic, and was less intense. In the previous section, no age definitively younger than 1625 Ma was reported. In order to deliver evidence of deformation and metamorphism in parallel with the above reviewed magmatism, this cutoff is adopted here, despite deformation-metamorphism continuing after this date. Nevertheless, as magmatism declined and changed its character, some justification can be advanced for using the same 1625 Ma boundary.

In the Lac Joseph terrane, a fine-grained mafic migmatite is interpreted to have experienced amphibolite-facies retrograde metamorphism at 1648 Ma, based on a combined zircon-titanite regression that includes one discordant, near-upper-intercept zircon fraction and two concordant 1281 Ma lower-intercept fractions. As two other zircon fractions from the sample were excluded from the regression and the titanite age is unusual for the region, it seems that this sample has yet to disclose all it has to tell.

More certain is an event in the Lac Joseph terrane at ca. 1636-1633 Ma indicated by two samples. The first is a transgressive pink leucosome (N2) in a pelitic gneiss dated to be 1636 +6/-5 Ma based on three monazite fractions, and the second is a mylonitic migmatite dated at 1633 ±4 Ma based on one zircon and two monazite fractions. In both samples, the lower intercept is reasonably specified to be 1000 ±100 Ma, but with much lower precision without such a constraint, of course; both dates are within error of the most concordant monazite age (Connelly and Heaman, 1993).

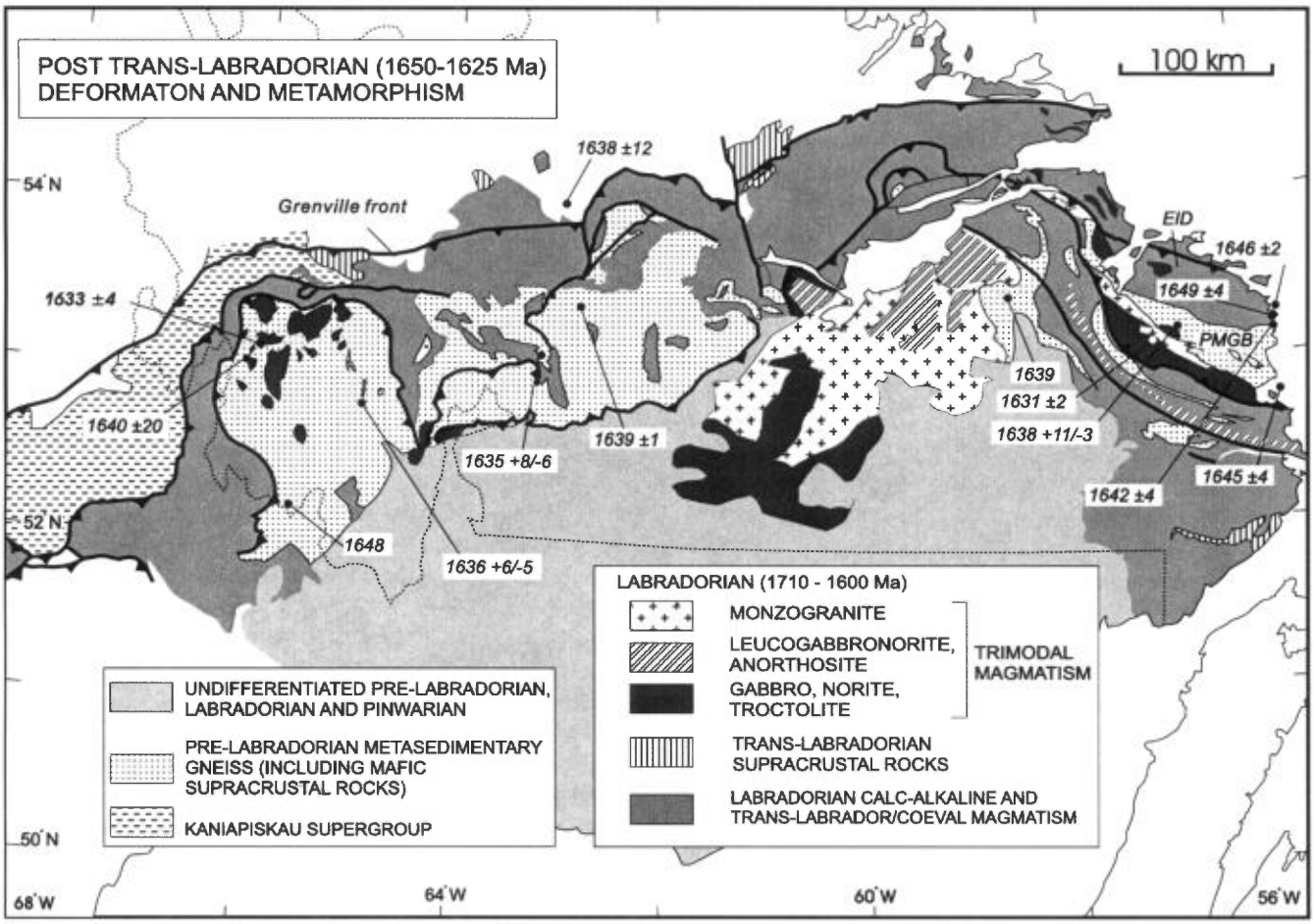


FIGURE 7 - Post-Trans-Labradorian deformation and metamorphism (1650-1625 Ma). EID - Earl Island domain; PMGB - Paradise metasedimentary gneiss belt.

The dates are interpreted to be the time of migmatization and mylonitization, respectively. It was further noted that F2 folds postdate the latest N2 leucosomes, but predate mylonitization. A 1640 ±20 Ma mylonitized granite from the same area has, within error, an overlapping upper intercept, but severe 989 Ma Pb-loss implies Grenvillian deformation in this case (Connelly and Heaman, 1993).

From central Labrador, three dates have been reported, all interpreted as reflecting deformation and/or metamorphic effects, drawing on knowledge that the protolith of the rock is older. North of the Trans-Labrador batholith, the Archean Orma Lake tonalite orthogneiss has a lower intercept of 1638 ±12 Ma (Krogh and Heaman, 1988; Nunn, 1993); in the southern Churchill Falls terrane, a gneissic porphyritic granitoid rock assigned to the North Pole Brook Suite has an age of 1635 +8/-6 Ma based on zircon and titanite (Krogh, 1983); and in the Wilson Lake terrane, three single monazite grains from a sapphirine-quartz diatexite gave one concordant age of 1639 ±1 Ma and two slightly discordant Pb/Pb ages of 1635 ±3 and 1640 ±5 Ma (Corrigan *et al.*, 1997). Farther east, a mafic dyke (mela-amphibolite) from east of the Mealy Mountains Intrusive suite has a 0.6 % discordant Pb-Pb metamorphic age of 1639 Ma (Krogh *et al.*, 1996).

From eastern Labrador, evidence of similar-aged deformation and metamorphism is found in the Hawke Bay terrane, in granitoid plutonic units of the Earl Island domain (EID), supracrustal rocks in the Paradise metasedimentary gneiss belt (PMGB) and the Paradise Arm Pluton. From the Earl Island domain, concordant titanite ages of 1649 ±4 Ma from granite, 1646 ±2 Ma from tonalite-granodiorite gneiss, and 1642 ±4 Ma from quartz diorite are reported from the eastern Hawke River terrane (Schärer and Gower, 1988). These were interpreted as indicating closure and lack of subsequent significant Grenvillian imprint, but Kamo *et al.* (1996) have noted that the 1646 Ma data point is, within precision limits, also on a discordia line between time of emplacement (1671 Ma) and time of subsequent Pinwarian metamorphism (1490 Ma), signalling that alternative interpretations are viable.

The Paradise metasedimentary gneiss belt consists mostly of high-grade pelitic gneiss, but also includes some mafic extrusive rocks. These are well preserved at Bull Island where both pillowform and non-pillowform flows can be recognized. These are interlayered with fine-grained sediments and intruded by cross-cutting mafic dykes. One zircon fraction from a non-pillowform mafic flow, plus three zircon fractions from its garnetiferous border, give a combined upper intercept age of 1645 ±4 Ma (specifying a 1020 Ma lower intercept, but 1643 +200/-7 Ma if unconstrained), interpreted to date metamorphism (Kamo *et al.*, 1996). U-Pb data from the associated pelitic gneiss have generated some interpretational confusion, hence the following clarification is provided. The earliest information was an age of 1654 +29/-28 Ma from a sillimanite-bearing metasedimentary gneiss (Schärer and Gower, 1988), who interpreted the date as either the average age of detrital zircon or the time of metamorphism. Refinements in understanding of Labradorian geological history subsequently required more precise data, so a second metasedimentary gneiss was collected. This yielded a range of concordant ages between 1647 and 1627 Ma that were considered to be from detrital zircon because of the wide range in U contents and the variety of morphologies and degrees of rounding (Gower *et al.*, 1992). Nevertheless, even at the time, this conclusion was questioned as it violated field-based hypotheses requiring the high-grade metamorphism to have occurred much earlier (based on pelitic gneiss enclaves in 1671 Ma tonalite-granodiorite and lack of post-1627 Ma metamorphism). Further work at the same locality, specifically on two melt-product samples (a 10-cm-wide microgranite vein and a pegmatitic melt pod), yielded overlapping U-Pb data from five zircon and one monazite analyses. These were combined in a single regression giving an age of 1638 +11/-3 Ma , which was concluded to be the minimum age of emplacement of the veins (Kamo *et al.*, 1996). Despite seemingly watertight geological relations for metasedimentary gneiss longevity, it is worth remembering that even this wealth of data has yet to provide any evidence of a pre-1645 history in the Paradise metasedimentary gneiss belt. Such evidence might include 1665-1655 Ma pre-Trans-Labradorian-magmatism deformation and metamorphism, or inherited zircons (as found in their lithological compatriots farther west).

From the Paradise Arm Pluton, a concordant monazite age of 1631 ±2 Ma is reported and suggested to be due to thermal overprinting (Kamo *et al.*, 1996).

Late events

Late magmatism

Late magmatism (Figure 8), between 1625 and 1600 Ma, involved the emplacement of small plutons, stocks and minor granitic intrusions, most of which were intruded at the beginning of this final phase of Labradorian activity, and probably represent nothing more than the dwindling manifestation of trimodal mafic-anorthositic-monzogranitic magmatism. Such a connection seems evident in the Lac Joseph terrane, where dykes of granite and megacrystic granite postdating the Ossok Mountain Intrusive Suite have been reported by James (1994). He further observed that these dykes are lithologically comparable to plutons of K-feldspar-megacrystic, rapakivi-textured granites intruding metasedimentary gneiss, although he was unable to establish direct relations between the Ossok Mountain Intrusive Suite and the rapakivi-textured granites. A concordant U-Pb zircon age of 1619 ±2 Ma from a rapakivi-textured granitoid pluton (Brooks, 1983) is consistent with the comparisons drawn by James (1994).

In eastern Labrador no such linkage has been inferred. Two studies yielded pertinent results, although they were carried out with other objectives in mind. In the first study, a pegmatite, at the boundary between the Groswater Bay and Lake Melville terranes that discordantly intrudes mylonite but is itself deformed, was dated as a means of determining time of deformation. The pegmatite has an age of 1619 +16/-14 Ma (Figure 4), based on a regression through two (of three) zircon analyses and five monazite analyses. The excluded zircon analysis is close to concordia and has a Pb-Pb age of 1634 Ma (Corrigan *et al.*, 2000). Although the authors accepted the 1619 Ma age as dating mylonitization, the reader is referred to the section " Pre-Trans-Labradorian deformation and metamorphism " where this conclusion was challenged. In the second study, in the Hawke River terrane, a pegmatite postdating two mafic dykes was dated to bracket their time of emplacement, having already established the host rock age to be 1668 Ma. The pegmatite yielded an age of 1622 ±3 Ma (Gower *et al.*, 1992).

Late deformation

Evidence for late Labradorian deformation and metamorphism (Figure 8) relies on a rather disparate set of data, which is summarized most conveniently in list form below (from west to east):

(i) An unmylonitized migmatite dominated by the younger of two melt phases recognized in the region was collected near the southwest margin of the Lac Joseph terrane where retrogression of sillimanite to muscovite is pervasive. Four zircon and one monazite fractions define a discordia line having an upper intercept of 1606 +9/-5 Ma, interpreted to date metamorphism (Connelly and Heaman, 1993; revised from Connelly, 1991).

(ii) A U-Pb concordant apatite age of 1620 Ma from the 1653 Ma Michikamau Lake pluton has been reported (Krogh, 1985).

(iii) A foliated leucosome from a granitoid gneiss from the northwest Cape Caribou River allochthon yielded an upper

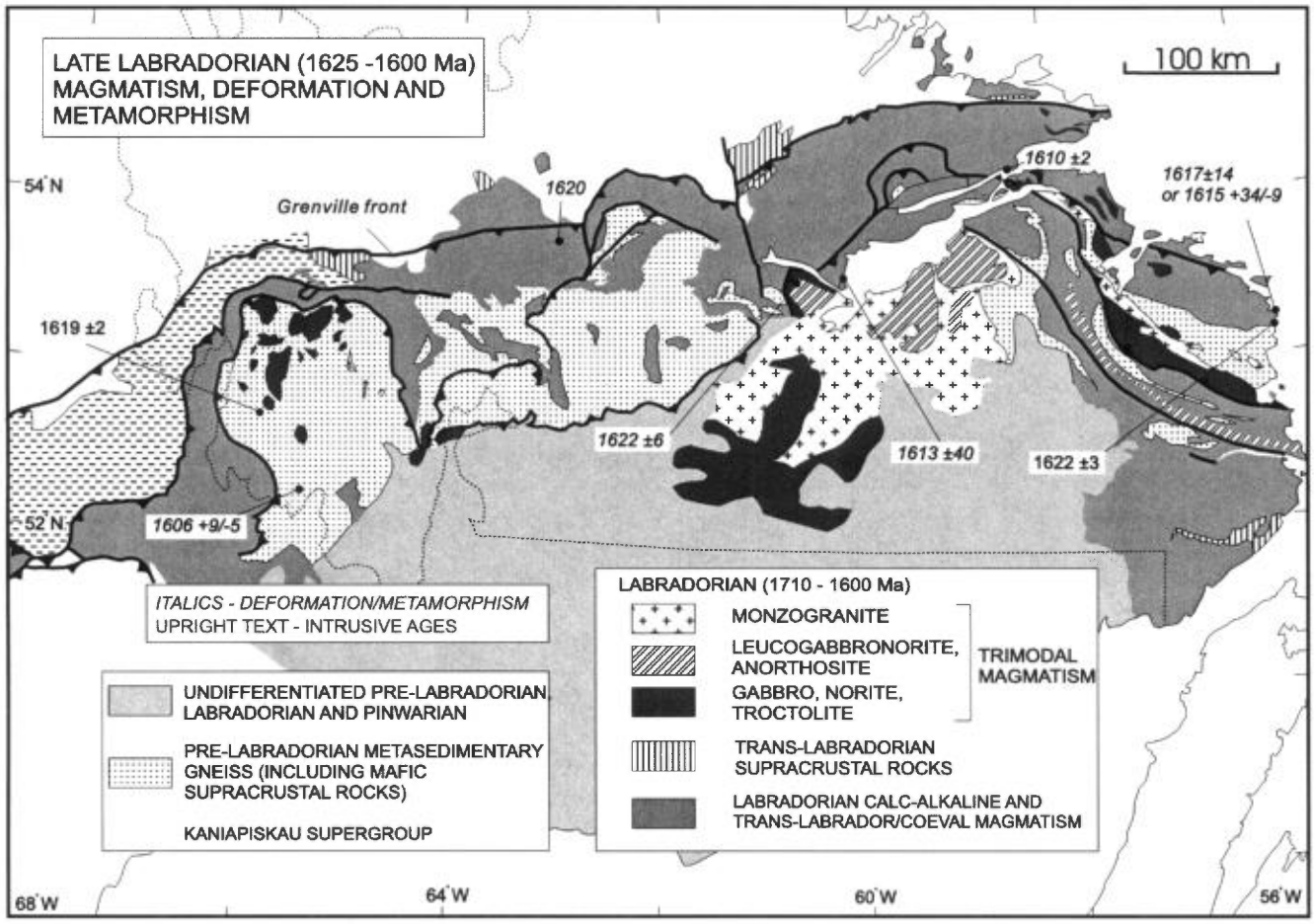


FIGURE 8 - Late Labradorian magmatism, deformation and metamorphism (1625-1600 Ma).

intercept age of 1622 ±6 Ma age. The date is based on an upper intercept projection through one fraction of brown zircons (5 % discordant), anchored by a Grenvillian lower intercept defined by two concordant zircon fractions.

(iv) The previous date is consistent with an upper intercept of 1613 ±40 Ma obtained from a migmatite leucosome from granodioritic gneiss located immediately east of the Cape Caribou River allochthon (Krogh, 1986, cited by Philippe *et al.*, 1993). The regression involves a long projection, since most of the points are close to a Grenvillian lower intercept. These points are two zircon fractions that both plot in almost the same place on the discordia line, plus two concordant lower intercept monazite fractions.

(v) Corrigan *et al.* (2000) reported an age of 1610 ±2 Ma from a metapelite in the Rigolet area, based on two slightly discordant Pb-Pb monazite ages of 1610 ±2 and 1612 ±5 Ma. The age was interpreted as reflecting time of thrusting along the Rigolet thrust zone.

(vi) An amphibolitized mafic dyke discordantly intruding the Shoal Bay gneiss has a concordant titanite age of 1617 ±14 Ma, inferred to represent its minimum age of emplacement (Kamo *et al.*, 1996). From a 1662 Ma microgranite at the same locality, discordant Pb-Pb titanite ages of 1608 and 1607 Ma were obtained. These are collinear with the point from the amphibolite and give an upper intercept date of 1615 +34/-9 Ma, which might indicate the time of emplacement of the mafic dyke, if it caused the Pb loss in the adjacent microgranite (Kamo *et al.*, 1996).

(vii) Near-concordant monazite ages of 1621 ± 1 Ma and 1613 ± 2 Ma are reported from the Paradise Arm Pluton (Kamo *et al.*, 1996). These are in addition to the 1631 Ma monazite date mentioned earlier.

Any useful synthesis of these data is difficult. Taken at face value, they indicate melting in the Lac Joseph terrane and Cape Caribou allochthon, mylonitization at the Groswater Bay - Lake Melville terrane boundary, mafic dyke injection in the Hawke River terrane, and lower-temperature closure in the Churchill Falls terrane. Although some doubts regarding specific events is warranted, the conclusion that deformation and thermal overprinting/closure occurred seems inescapable, although perhaps sporadic, diverse, and mostly minor.

TECTONIC MODEL

It is useful to be mindful of two points when reading the model below. The first point is that time does not have any gaps. Although the first half of the geological history presented below is very fragmentary, this is not the case for the second, for which geochronological data are sufficient to show how one event merges into the next without any sharp temporal or spatial boundaries and that, for example, a later type of magmatism may commence before the previous type ceases. Such a situation is to be expected and accepted. The second point is that stages of a tectonic history within a given region need not occur simultaneously. This aspect is acutely relevant to the period between 1665 and 1655 Ma, when it is evident that deformation and metamorphism occurred after 1660 Ma in some places, but equally clear that, elsewhere, it was over by this time.

Pre-Labradorian (> 1710 Ma)

Sparsity of data prevents meaningful assessment of a potential tectonic environment for pre-Labradorian granitoid rocks at this stage.

With respect to the widely distributed metasedimentary gneiss, several settings have been suggested, including passive continental margin (Nunn and Christopher 1983; Rivers and Nunn, 1985; Gower 1985; Gower and Ryan 1986; James, 1994), intra-arc basin (Wardle *et al.*, 1986), and back-arc basin or small ocean (Gower, 1996). Much hinges on the exact age of deposition, which still remains uncertain. Although acknowledging a pre-Labradorian Laurentian contribution, Sr, Nd and Pb studies carried out by Fryer (1983), Ashwal *et al.* (1986), Schärer (1991), and Kerr *et al.* (1992) have collectively failed to demonstrate any conclusive evidence for involvement of an appreciable volume of old crustal material, thus reinforcing conclusions that deposition of the supracrustal rocks occurred after ca. 1800 Ma from local juvenile Paleoproterozoic sources. Note also that none of the data presented earlier demands that the high-grade metasedimentary gneisses (most reliably <1805 Ma) must be younger than pre-Labradorian rocks in the interior eastern Grenville Province (the oldest reliable date being 1782 Ma). Leaving aside equivocal indications that the metasedimentary gneisses could be as young as ca. 1700 Ma, the reliable ages are, respectively, similar to the post-1792 Ma time of sedimentation in the psammite and pelite zones in the Ketilidian Mobile Belt, and subsequent 1790-1785 Ma plutonism (cf. Garde *et al.*, 1998), thus providing an elegant broader regional context in which to evaluate pre-Labradorian history in the interior eastern Grenville Province (cf. Figure 4a of Gower, 1996).

Labradorian between 1710 and 1655 Ma

It has been argued by Gower *et al.* (1992), James (1994), Gower (1996), and Åhäll and Gower (1997) that the calc-alkaline rocks formed in an arc that was outboard of pre-Labradorian Laurentia and over southward-subducting oceanic crust. Southward subduction explains: (i) the lack of pre-1655 Ma rocks in pre-Labradorian Laurentia farther north (Gower, 1996), (ii) the lack of contamination for Labradorian arc-related rocks from an appreciably older source (Ashwal *et al.*, 1986; Schärer *et al.*, 1986; Schärer, 1991; Kerr *et al.*, 1993), (iii) the progressive younging of calc-alkaline rocks from south to north, being steadily

accreted to the front of the arc (Gower *et al.*, 1992), and (iv) south-dipping mantle reflectors in the southern Grenville Province, representing the trace and remnants of the subduction zone (Hall *et al.*, 1995; Gower *et al.*, 1997). One should be heedful that evidence of pre-1655 Ma rocks north of the Trans-Labrador batholith would invalidate the above hypothesis. In turn, this prompts mention of the Bridges layered mafic intrusion contained within the 1320-1290 Ma Nain Intrusive Suite. Five samples from a graded layer and two troctolites have been investigated by Sm-Nd isotopic methods and yield a linear array having an age of 1667 ±75 Ma, interpreted as the time of crystallization (Ashwal *et al.*, 1992). Lack of precision prevents exacting use of this date, and, by the same token, given its geological context, clearly identifies it as a candidate for U-Pb studies.

Collisional orogenesis (1665 - 1655 Ma)

Metamorphism and deformation between 1665 and 1655 Ma is taken as dating the time of arc accretion to Laurentia, the collision initiating Trans-Labrador batholith magmatism. Thus the informally used term " Labradorian high-grade terranes " has tectonic implications, in addition to its descriptive metamorphic sense. It seems indisputable that the very high-grade rocks now exposed at the surface were formed during the 1665-1655 Ma deformational and metamorphic event. It must be kept in mind that, although major high-grade mylonite zones attest to major displacement, uplift of these high-grade rocks from lowermost crustal levels need not have been accomplished entirely at this time. Nevertheless, high-grade enclaves within the relatively shallow level Trans-Labrador batholith (as demonstrated by preservation of its volcanic carapace along its northern fringe), suggest that much of the uplift was pre-Trans-Labrador magmatism.

Trans-Labradorian magmatism (1654 - 1646 Ma)

Common ground seems to have been reached that Trans-Labradorian magmatism is the consequence of melting triggered by crustal thickening (Ryan, 1984; Gower and Ryan, 1986; Wardle *et al.*, 1986; Kerr, 1989; Wardle *et al.*, 1990; James, 1994; Kamo *et al.*, 1996). Less of a consensus has been achieved on what caused the crustal thickening in the first place. Wardle *et al.* (1986) drew comparison with Cordilleran models (citing Monger *et al.*,1982) invoking " [Trans-Labrador magmatism] following compressional thickening of crust during collisional accretion ". Kerr (1989) argued that " the magmatism may not be due to plate-margin processes, and may instead represent magmatism related to mantle plume activity and associated lower crustal melting within cratonic or newly cratonized areas ". Kerr's preferred model envisaged a post-orogenic setting following either intercratonic collision or accretion of exotic, arc-like terranes. Gower *et al.* (1992) and James (1994), while also envisaging accretion of an outboard calc-alkaline arc to pre-Labradorian Laurentia (see above), also suggested that the accretion of the newly formed arc precipitated reversal of subduction from south to north as a means of generating the Trans-Labrador batholith - that is to say, the batholith belonged to a continental magmatic arc, whereas the early calc-alkaline rocks did not. Gower (1996) modified this stand, suggesting that, as an alternative, there was no northward subduction at any stage, regarding Trans-Labradorian and post-Labradorian magmatism as simply the consequence of crustal thickening, which merely dwindled away as the system shut down and the Laurentian margin became passive.

A somewhat different model for Trans-Labradorian magmatism has been advocated by Connelly and Heaman (1993) and Connelly *et al.* (1995, 1996), based on studies from western Labrador. Perhaps partly because of lack of much evidence for the early Labradorian calc-alkaline magmatism that has been documented farther east, they suggested that Trans-Labradorian granitoid rocks in the Molson Lake terrane represent a continental magmatic arc founded on the southeast margin of pre-Labradorian Laurentia and fuelled by northwest subduction of oceanic crust. A second island arc, represented by the Lac Joseph terrane, existed farther south, which Connelly *et al.* (1995) diagrammatically showed to be developed above northwestward-subducting oceanic crust (but noted in their text that this was an arbitrary choice).

Whether northward subduction was responsible for Trans-Labradorian magmatism (either as part of a continental arc existing throughout Labradorian orogenesis, or only after outboard-arc collision), or whether northward subduction did not exist at any stage has important implications with respect to late-Labradorian events. A simple model of on-going northward continental-margin subduction throughout Labradorian orogenesis does not adequately explain progressively changing styles of magmatism. Even a model calling on northward subduction after outboard-arc collision fails to account for the trimodal mafic-anorthositic-monzogranitic magmatism that followed Trans-Labradorian magmatism.

Trimodal mafic - anorthositic - monzogranitic magmatism (1650 - 1625 Ma)

The thesis preferred here to explain trimodal magmatism is that no northward subduction existed at any stage, and that the mafic-anorthositic-monzogranitic products are the later products of the crustal thickening that initially produced Trans-Labradorian magmatism. In this regard, a model proposed by Duchesne *et al.* (1999) seems applicable, whereby crustal tongues of lower mafic crust reach sufficiently high pressures and temperatures to produce jotunitic melts at 1200 °C and high-alumina basalts at 1300 °C. The magmas and crystal mushes are channelled by crustal

structures and granitoid rocks are generated by differentiation of the mafic magma and/or partial melting of the lower crust. In the case of mid- to late-Labradorian magmatism, the tongue of mafic crust could be regarded as the last of the oceanic crust to go down the subduction zone, plus whatever mafic continental lower crust that tried to follow it. This scenario is consistent with a concentration of post-Trans-Labradorian deformation and metamorphism in more southerly regions (with the exception of thermal effects in the Archean Orma Lake tonalite (which could merely reflect Trans-Labradorian magmatism). The distribution of data is not clear cut enough to demand confidence in this claim, but it would be consistent with a shift from collisional orogenesis to continued deformation in a post-collisional setting.

Late Labradorian (1625 - 1600 Ma)

The final stage of Labradorian history is a gradual dwindling of activity as the crust regains stability. This led to quiescence and the development of a passive, sediment-accumulating, continental margin.

CONCLUSIONS

A detailed geochronological review of the pre-1600 Ma history of the eastern Grenville Province has been presented. The Kaniapiskau Supergroup in the western part of this region was deposited on the flank of the Archean Superior Province between 2170 and 2140 Ma, with renewed activity between 1880 and 1870 Ma. Makkovikian (1890-1800 Ma) events took place along the northernmost fringe of the Grenville Province in eastern Labrador, and granitoid magmatism between 1800 and 1700 Ma occurred in the interior eastern Grenville Province. The protoliths to widespread, mostly pelitic metasedimentary gneisses were deposited between 1800 and 1700 Ma and, most likely, shared a common tectonic setting with supracrustal rocks in the Ketilidian Mobile Belt.

Although the tectonic context of the earliest stage of Labradorian history (ca. 1710 Ma) remains unclear, the concept of calc-alkaline magmatism between 1680 and 1655 Ma is firmly established and hypothesized to be the product of arc magmatism over a south-dipping subduction zone (present-day co-ordinates). Calc-alkaline magmatism terminated during arc accretion to pre-Labradorian Laurentia between 1665 and 1655 Ma. Concomitant crustal thickening generated melting that led to the emplacement of the 1654-1646 Ma Trans-Labrador batholith at the interface between the arc and pre-Labradorian Laurentia.

Subduction ceased after accretion, leaving an unstable, overthickened crust, the consequence of which was trimodal mafic-anorthositic-monzogranitic magmatism, deformation and metamorphism between 1650 and 1625 Ma. Crustal re-equilibration was finally achieved by 1600 Ma, following which a passive continental margin was established along the southern margin of post-Labradorian Laurentia.

REFERENCES

ÅHÄLL, K.-I. - GOWER, C.F., 1997 - The Gothian and Labradorian orogens: variations in accretionary tectonism along a late Paleoproterozoic Laurentia-Baltica margin. Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar, volume 119, pages 181-191.

ARIMA, M. - GOWER, C.F., 1991 - Osumilite-bearing granulites in the eastern Grenville Province, eastern Labrador, Canada: mineral parageneses and metamorphic conditions. Journal of Petrology, volume 32, pages 29-61.

ARIMA, M. - KERRICH, R. - THOMAS, A., 1986 - Sapphirine-bearing paragneiss from the northern Grenville province in Labrador, Canada: protolith composition and metamorphic P-T conditions. Geology, volume 14, pages 844-847.

ASHWAL, L.D. - WOODEN, J.L. - EMSLIE, R.F., 1986 - Sr, Nd, and Pb isotopes in Proterozoic intrusives astride the Grenville Front in Labrador: implications for crustal contamination and basement mapping. Geochimica et Cosmochimica Acta, volume 50, pages 2571-2585.

ASHWAL, L.D. - WIEBE, R.A. - WOODEN, J.L. - WHITEHOUSE, M.J. - SNYDER, D., 1992 - Pre-Elsonian mafic magmatism in the Nain igneous complex, Labrador: the Bridges layered intrusion. Precambrian Research, volume 56, pages 73-87.

BOURNE, J.H. - STOTT, G. - BORDUAS, B. - LALONDE, A., 1977 - Lac de Morhiban and Natashquan River map-areas, Quebec. In: Report of Activities. Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, Part A, pages 199-204.

BROOKS, C., 1983 - U-Pb zircon geochronological ages - a report to Energy, Mines and Resources concerning contract No. 1 EMR-MDD-82-0052 and amendment 1. Unpublished report to the Newfoundland Department of Mines and Energy, Open File No. Lab. 519, 32 pages.

BROOKS, C. - WARDLE, R.J. - RIVERS, T., 1981 - Geology and geochronology of Helikian magmatism, western Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 18, pages 1211-1227.

BUSSY, F. - WARDLE, R.J. - KROGH, T.E., 1995 - Late Labradorian metamorphism and anorthosite-granitoid intrusion, Cape Caribou River Allochthon, Grenville Province, Labrador; evidence from U - Pb geochronology. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 32, pages 1411-1425.

CONNELLY, J.N., 1991 - The thermotectonic history of the Grenville Province of western Labrador. Unpublished Ph. D. thesis, Memorial University of Newfoundland, St. John's, 314 pages.

CONNELLY, J.N. - HEAMAN, L.M., 1993 - U-Pb geochronological constraints on the tectonic evolution of the Grenville Province, western Labrador. Precambrian Research, volume 63, pages 123-142.

CONNELLY, J.N. - HEAMAN, L. - KROGH, T. - RIVERS, T., 1989 - U-Pb geochronology within the Molson Lake and Lac

Joseph terranes, Grenville Province, southwestern Labrador. Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, Montreal. Program with Abstracts, volume 14, page A84.

CONNELLY, J.N. - RIVERS, T. - JAMES, D.T., 1995 - Thermotectonic evolution of the Grenville Province of western Labrador. Tectonics, volume 14, pages 202-217.

CONNELLY, J.N. - VAN GOOL, J. - RIVERS, T. - JAMES, D.T., 1996 - Field Guide to the geology of the Grenville Province of western Labrador. Pre-conference field excursion; Proterozoic evolution of the North Atlantic Realm, COPENA-ECSOOT-IBTA conference, Goose Bay, Labrador, July 29-August 2, 1996, Field Excursion Guide No. 1, 86 pages.

CORRIGAN, D. - RIVERS, T. - DUNNING, G., 1997 - Preliminary report on the evolution of the allochthon boundary thrust in eastern Labrador; Mechin River to Goose Bay. Eastern Canadian shield Onshore-Offshore Transect. Report of 1998 Transect Meeting, Lithoprobe Report 61, pages 45-56.

CORRIGAN, D. - RIVERS, T. - DUNNING, G., 2000 - U-Pb constraints for the plutonic and tectonometamorphic evolution of Lake Melville terrane, Labrador and implications for basement reworking in the northeastern Grenville Province. Precambrian Research, volume 99, pages 65-90.

CURRIE, K.L. - LOVERIDGE, W.D. , 1985 - Geochronology of retrogressed granulites from Wilson Lake, Labrador. In: Current research, part B. Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, pages 191-197.

DUCHESNE, J.C. - LIÉGEOIS, J.P. - VANDER AUWERA, J. - LONGHI, J., 1999 - The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites. Terra Nova, volume 11, pages 100-105.

EMSLIE, R.F., 1964 - Kasheshibaw Lake, west half, Newfoundland-Québec. Geological Survey of Canada, Map 3-1964 (with marginal notes). 1 : 253 440 scale.

EMSLIE, R.F., 1976 - Mealy Mountains Complex, Grenville Province, southern Labrador. In Report of Activities, Part A. Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, pages 165-170.

EMSLIE, R.F. - HEGNER, E., 1993 - Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada. Chemical Geology, volume 106, pages 279-298.

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.

FAHRIG, W.F., 1959 - Snegamook Lake, coast of Labrador, Newfoundland. Geological Survey of Canada, Map 1079A with marginal notes.

FRYER, B.J., 1983 - Report on geochronology - Labrador mapping. Unpublished report to the Newfoundland Department of Mines and Energy, 35 pages.

GARDE, A.A. - CHADWICK, B. - GROCOTT, J. - HAMILTON, M. - MCCAFFREY, K. - SWAGER, C.P., 1998 - An overview of the Paleoproterozoic Ketilidian orogen, south Greenland. Eastern Canadian shield Onshore-Offshore Transect. Report of 1998 Transect Meeting, Lithoprobe Report 68, pages 50-66.

GITTINS, J. - CURRIE, K.L., 1979 - Petrologic studies of sapphirine-bearing granulites around Wilson Lake, Labrador. In Current Research, Part. A., Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, pages 77-82.

GOWER, C.F., 1981 - The geology of the Benedict Mountains, Labrador. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division, Report 81-3, 26 pages.

GOWER, C.F., 1985 - Correlations between the Grenville Province and Sveconorwegian Orogenic Belt. In: The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces, Tobi, A.C. and Touret, J.L.R., editors. NATO Advanced Study Institute, Series C. Mathematical and Physical Sciences, volume 158, pages 247-257.

GOWER, C.F., 1990 - Mid-Proterozoic evolution of the eastern Grenville Province, Canada. Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar, volume 112, pages 127-139.

GOWER, C.F., 1996 - The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. In Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region, Brewer, T.S., editor. Geological Society Special Publication No. 112, pages 197-218.

GOWER, C.F. - ERDMER, P., 1988 - Proterozoic metamorphism in the Grenville Province: a study in the Double Mer - Lake Melville area, eastern Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 25, pages 1895-1905.

GOWER, C.F. - OWEN, J.V., 1984 - Pre Grenvillian and Grenvillian lithotectonic regions in eastern Labrador - correlations with the Sveconorwegian Orogenic belt in Sweden. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 21, pages 678-693.

GOWER, C.F. - RYAN, A.B. , 1986 - Proterozoic evolution of the Grenville Province and adjacent Makkovik Province in eastern-central Labrador. In: The Grenville Province, Moore, J.M., Davidson, A. and Baer, A., editors. Geological Association of Canada Special Paper 31, pages 282-296.

GOWER, C.F. - SWINDEN, H.S., 1991 - Pillow lavas in the Dead Islands area, Grenville Province, southeast Labrador. In: Current Research. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division, Report 91-1, pages 205-215.

GOWER, C.F. - NOEL, N. - VAN NOSTRAND, T. , 1985 - Geology of the Paradise River region, Grenville Province, eastern Labrador. In: Current Research. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division, Report 85-1, pages 19-32.

GOWER, C.F. - VAN NOSTRAND, T. - MCROBERTS, G. - CRISBY, L. - PREVEC, S., 1986 - Geology of the Sand Hill River - Batteau map region, Grenville Province, eastern Labrador. In: Current Research. Newfoundland Department of Mines, Mineral Development Division, Report 86-1, pages 101-111.

GOWER, C.F. - SCHÄRER, U. - HEAMAN, L.M., 1992 - The Labradorian Orogeny in the Grenville Province, eastern Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 29, pages 1944-1957.

GOWER, C.F. - VAN NOSTRAND, T. - EVANS-LAMSWOOD, D., 1994 - Geology of the Pinware River region, southeast Labrador. In: Current Research. Newfoundland Department of Mines and Energy, Geological Survey Branch, Report 94-1, pages 347-369.

GOWER, C.F. - WASTENEYS, H. - KAMO, S. - KROGH, T.E., 1996. Field guide to the geology and geochronology of southeastern Labrador. Post-conference field excursion guide; Proterozoic Evolution in the North Atlantic Realm. COPENA-ECSOOT-IBTA conference, Goose Bay, Labrador, July 29 - August 2, 1996, Field Excursion Guide No. 5, 64 pages.

GOWER, C.F. - HALL, J. - KILFOIL, G.J. - QUINLAN, G.M. - WARDLE, R.J., 1997 - Roots of the Labradorian orogen in the Grenville Province in southeast Labrador: evidence from marine, deep-seismic reflection data. Tectonics, volume 16, pages 795-809.

GRANT, N.K. - VONER, F.R. - MARZANO, M.S. - HICKMAN, M.H. - ERMANOVICS, I.F., 1983 - A summary of Rb-Sr isotope studies in the Archean Hopedale block and the adjacent Proterozoic Makkovik subprovince, Labrador: Report 5. In Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, pages 127-134.

HALL, J. - WARDLE, R.J. - GOWER, C.F. - KERR, A. - COFLIN, K. - KEEN C.E. - CARROLL, P., 1995 - Proterozoic orogens of the northeastern Canadian Shield: new information from the Lithoprobe ECSOOT crustal reflection seismic survey. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 32, pages 1119-1131.

HENSEN, B. J., 1987 - P-T grids for silica-undersaturated granulites in the system MAS (n+4) and FNAS (n+3) - tools for the derivation of P-T paths for metamorphism. Journal of Metamorphic Geology, volume 5, pages 255-271.

HERD, R.K. - ACKERMAND, D. - THOMAS, A. - WINDLEY, B.F., 1987 - Oxygen fugacity variations and mineral reactions in sapphirine-bearing paragneisses, E. Grenville province, Canada. Mineralogical Magazine, volume 51, pages 203-206.

JAMES, D.T., 1994 - Geology of the Grenville Province in the Lac Joseph and Ossokmanuan lake areas (23A/NW and 23H/SW), western Labrador. Department of Mines and Energy, Newfoundland and Labrador, Geological Survey Branch, Report 94-2, 58 pages.

JAMES, D.T. - CONNELLY, J.N., 1995 - Geology of the Paleoproterozoic Blueberry Lake Group, Grenville Province, western Labrador. In: Current Research. Department of Natural Resources, Geological Survey Branch, Report 95-1, pages 25-36.

JAMES, D.T. - DUNPHY, D.G. - STEPHENSON, D.M., 1991 - The Lac Joseph terrane and the Churchill Falls terrane: structural and metamorphic relations, Ossokmanuan Lake (NTS 23H/SW) and Lac Joseph (NTS 23A/NW) map areas, Grenville Province, western Labrador. In: Current Research. Department of Mines and Energy, Geological Survey Branch, Report 91-1, pages 217-227.

JAMES, D.T. - LAWLOR, B., 1999 - Geology of the Grenville Province, Kenamu river area (NTS 13C/NE), southern Labrador: preliminary observations of Labradorian and pre-Labradorian intrusions. In: Current Research. Department of Mines and Energy, Newfoundland and Labrador, Geological Survey, Report 99-1, pages 59-70.

JAMES D.T. - KAMO, S. - KROGH, T.E., 2000 - Preliminary U-Pb geochronological data from the Mealy Mountains terrane, Grenville Province, southern Labrador. In: Current Research. Department of Mines and Energy, Newfoundland and Labrador, Geological Survey, Report 2000-1, pages 169-178.

KAMO, S.L. - WASTENEYS, H. - GOWER, C.F. - KROGH, T.E., 1996 - Refinements to the timing of Labradorian and later events in the Grenville Province, eastern Labrador, based on new U-Pb data. Precambrian Research, volume 80, pages 239-260.

KERR, A., 1989 - Geochemistry of the Trans-Labrador granitoid belt, Canada: a quantitative comparative study of a Proterozoic batholith and possible Phanerozoic counterparts. Precambrian Research, volume 45, pages 1-17.

KERR, A. - KROGH, T.E. - CORFU, F. - SCHÄRER, U. - GANDHI, S.S. - KWOK, Y.Y., 1992 - Episodic Early Proterozoic granitoid plutonism in the Makkovik Province, Labrador: U-Pb geochronological data and geological implications. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 29, pages 1166-1179.

KERR, A. - FRYER, B.J. - WARDLE, R.J. - NUNN, G.A.G., 1993 - Early and Middle Proterozoic crustal accretion on the southern margin of Laurentia: evidence from Nd isotopic transects in central Labrador. Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Program with Abstracts, Edmonton, May 17-19, page A51.

KORSTGÅRD, J.A. - ERMANOVICS, I., 1985 - Tectonic evolution of the Archean Hopedale Block and the adjacent Makkovik subprovince, Labrador, Newfoundland. In Ayres, L.D., Thurston, P.C., Card, K.D. and Weber W., editors, Evolution of Archean Supracrustal Sequences. Geological Association of Canada Special Paper 28, pages 223-237.

KROGH, T.E., 1983 - Report on U-Pb zircon geochronology, Labrador and Newfoundland. Unpublished report to Newfoundland Department of Mines and Energy, Open File No. Lab 708, 76 pages.

KROGH, T.E., 1985 - Determinations of U-Pb zircon and sphene geochronological ages. Unpublished report to Department of Energy Mines and Resources and the Newfoundland Department of Mines and Energy, Open File No. Lab 706, 41 pages.

KROGH, T.E., 1986 - Report to the Newfoundland Department of Mines and Energy on U-Pb isotopic dating results from the 1985-1986 Geological Research Agreement, March 24, 1986. Newfoundland Department of Mines and Energy, Open File No. Lab 707, 15 pages.

KROGH, T.E., 1993 - Report on Labrador geochronology, 1992-93. Newfoundland Department of Mines and Energy, Geological Survey Branch, Open File No. Lab 977, 75 pages.

KROGH, T.E., 1994 - Precise U-Pb ages for Grenvillian and pre-Grenvillian thrusting of Proterozoic and Archean metamorphic assemblages in the Grenville Front tectonic zone, Canada. Tectonics, volume 13, pages 963-982.

KROGH, T.E. - HEAMAN, L., 1988 - Report on 1987-1988 contract geochronology Labrador, Royal Ontario Museum. Unpublished report to Newfoundland Department of Mines and Energy, Open File No. Lab. 765, 102 pages.

KROGH, T.E. - SCHÄRER, U., 1987 - Report on U-Pb isotopic dating results from 1985 field collections, March 1987. Unpublished report to the Newfoundland Department of Mines and Energy.

KROGH, T.E. - GOWER, C.F. - WARDLE, R.J., 1996 - Pre-Labradorian crust and later Labradorian, Pinwarian and

Grenvillian metamorphism in the Mealy Mountains terrane, Grenville Province, eastern Labrador. In Proterozoic Evolution in the North Atlantic Realm (compiled by C.F. Gower). COPENA-ECSOOT-IBTA conference, Goose Bay, Labrador, July 29-August 2, 1996, Program and Abstracts, page 106.

KROGH, T.E. - KWOK, Y.Y. - HEAMAN, L.M. - TUCKER, R.D., 1989 - Labrador geochronology contract. Unpublished report to the Newfoundland Department of Mines and Energy, Open File No. Lab 815.

LOVERIDGE, W.D., 1986 - U-Pb ages on zircon from rocks of the Lac de Morhiban map area, Quebec. In: Current Research, Part A. Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, pages 523-530.

LEONG, K.M. - MOORE, J.M., 1972 - Sapphirine-bearing rocks from Wilson Lake, Labrador. Canadian Mineralogist, volume 11, pages 777-790.

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.

MONGER, J.W.H. - PRICE, R.A. - TEMPLEMAN-KLUIT, D.J., 1982 - Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic welts in the Canadian Cordillera. Geology, volume 10, pages 70-75.

MORSE, S.A. - TALLEY, H., 1971 - Sapphirine reactions in deep-seated granulites near Wilson Lake, central Labrador, Canada. Earth and Planetary Science Letters, volume 10, pages 325-328.

NEWTON, R.C. - CHARLU, T.V. - KLEPPA, O.J., 1974 - A calorimetric investigation of the stability of anhydrous cordierite with application to granulite facies metamorphism. Contributions to Mineralogy and Petrology, volume 55, pages 875-979.

NUNN, G.A.G., 1993 - Geology of the northeastern Smallwood Reservoir (NTS Map Area 13L/SW), Labrador. Department of Mines and Energy, Newfoundland and Labrador, Geological Survey, Report 93-3, 140 pages.

NUNN, G.A.G. - CHRISTOPHER, A., 1983 - Geology of the Atikonak River area, Grenville Province, western Labrador. In: Current Research, Newfoundland Department of Mines and Energy, Report 83-1, pages 107-114.

NUNN, G.A.G. - NOEL, N., 1982 - Regional geology of Michikamau Lake, central Labrador. In: Current Research, Department of Mines and Energy, Newfoundland Labrador, Mineral Development Division, Report 82-1, pages 149-167.

NUNN, G.A.G. - THOMAS, A. - KROGH, T.E., 1985 - The Labradorian orogeny: geochronological database. In: Current Research. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division, Report 85-1, pages 43-54.

O'FLAHERTY, C.A., 1986 - The geology of the layered mafic intrusion on Little Grady Island, south-eastern Labrador. Unpublished B.Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland, 99 pages.

OWEN, J.V., 1985 - Tectono-metamorphic evolution of the Grenville front zone, Smokey archipelago, Labrador. Ph.D. thesis, Memorial University of Newfoundland, St. John's, 382 pages.

OWEN, J.V. - DALLMEYER, R.D. - GOWER, C.F. - RIVERS, T., 1988 - Metamorphic conditions and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronologic contrasts across the Grenville front zone, coastal Labrador, Canada. Lithos, volume 21, pages 13-35.

PHILIPPE, S. - WARDLE, R.J. - SCHÄRER, U., 1993 - Labradorian and Grenvillian crustal evolution of the Goose Bay region, Labrador: new U-Pb geochronological constraints. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 30, pages 2315-2327.

RIVERS, T., 1985 - Geology of the Opocopa Lake area, Labrador - Quebec (23B/NE). Department of Mines and Energy, Mineral Development Division, Map 85-24.

RIVERS, T. - MENGEL, F., 1988 - Contrasting assemblages and petrogenetic evolution in corona and non corona gabbros in the Grenville Province of western Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 25, pages 1629-1648.

RIVERS, T. - NUNN, G.A.G., 1985 - A reassessment of the Grenvillian Orogeny in western Labrador. In: The Deep Proterozoic Crust in the North Atlantic Provinces, Tobi, A.C. and Touret, J.L.R., editors. Reidel Publishing Company, pages 163-174.

RYAN, B., 1984 - Regional geology of the central part of the Central Mineral Belt, Labrador. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division, Memoir 3, 185 pages.

SCHÄRER, U., 1991 - Rapid continental crust formation at 1.7 Ga from a reservoir with chondritic isotope signatures, eastern Labrador. Earth and Planetary Science Letters, volume 102, pages 110-133.

SCHÄRER, U. - GOWER, C.F., 1988 - Crustal evolution in eastern Labrador; constraints from precise U-Pb ages. Precambrian Research, volume 38, pages 405-421.

SCHÄRER, U. - KROGH, T.E. - WARDLE, R.J. - RYAN, B. - GANDHI, S.S., 1988 - U-Pb ages of early and middle Proterozoic volcanism and metamorphism in the Makkovik orogen, Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 25, pages 1098-1107.

SCHÄRER, U. - KROGH, T.E. - GOWER, C.F., 1986 - Age and evolution of the Grenville Province in eastern Labrador from U-Pb systematics in accessory minerals. Contributions to Mineralogy and Petrology, volume 94, pages 438-451.

SCOTT, D. J. - MACHADO, N. - HANMER, S. - GARIÉPY, C., 1993 - Dating ductile deformation using U-Pb geochronology: examples from the Gilbert River Belt, Grenville Province, Labrador, Canada: Canadian Journal of Earth Sciences, volume 30, pages 1458-1469.

SKULSKI, T. - WARES, R.P. - SMITH, A.D., 1993 - Early Proterozoic (1.88 - 1.87 Ga) tholeiitic magmatism in the New Québec orogen. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 30, pages 1505-1520.

SMYTH, W.R. - MARTEN, B.E. - RYAN, A.B., 1978 - A major Aphebian - Helikian unconformity within the Central Mineral Belt of Labrador: definition of new groups and metallogenic implications. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 15, pages 1954-1966.

THOMAS, A. - JACKSON, V. - FINN, G., 1981 - Geology of the Red Wine Mountains and surrounding area, central Labrador. In: Current Research, Department of Mines and Energy, Newfoundland and Labrador, Mineral Development Division, Report 81-1, pages 111-120.

THOMAS, A. - NUNN, G.A.G. - KROGH, T.E., 1986 - The Labradorian Orogeny: evidence for a newly identified 1600 and 1700 Ma orogenic event in Grenville Province crystalline rocks from central Labrador. In: The Grenville Province, Moore, J.M., Davidson, A. and Baer, A.J., editors. Geological Association of Canada, Special Paper 31, pages 175-189.

THOMAS, A. - HIBBS. D., 1980 - Geology of the southwestern margin of the Central Mineral Belt. In: Current Research, Department of Mines and Energy, Newfoundland and Labrador, Mineral Development Division, Report 80-1, pages 166-176.

TUCKER, R.D. - GOWER, C.F., 1994 - A U-Pb geochronological framework for the Pinware terrane, Grenville Province, southeast Labrador, Journal of Geology, volume 102, pages 67-78.

TULK, L.A., 1996 - A petrologic study of the Michael gabbro in the footwall and hanging wall of the Rigolet thrust, eastern Grenville Province, Labrador. Unpublished B.Sc. thesis, Carleton University, Ottawa, Ontario. 54 pages.

VAN NOSTRAND, T., 1988 - Geothermometry-geobarometry and 40Ar/39Ar incremental release dating in the Sandwich Bay area, Grenville Province, eastern Labrador. Unpublished M.Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland, St. John's, 203 pages.

VONER, F. R., 1985 - Crustal evolution of the Hopedale Block, Labrador, Canada. Ph.D. dissertation, Miami University, 136 pages.

WARDLE, R.J., 1979 - Geology of the southeastern Labrador Trough. Department of Mines and Energy, Newfoundland and Labrador, Mineral Development Division, Report 79-1, pages 115-121.

WARDLE, R.J., 1985 - Geology of the Churchill Falls area. Department of Mines and Energy, Newfoundland and Labrador, Report 85-2, 70 pages.

WARDLE, R.J. - STAFF, 1982 - The Trans-Labrador batholith; a major pre-Grenvillian feature of the eastern Grenville Province. In Friends of the Grenville Workshop. Rideau Ferry Inn, February, 1982, Program with Abstracts, page 11.

WARDLE, R.J. - CRISBY, L.V.J., 1987 - Geology of the Traverspine - MacKenzie rivers area (13F/1 and F/2). In: Current Research. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division, Report 87-1, pages 201-209.

WARDLE, R.J. - RYAN, A.B., 1996 - Field Excursion: the Grenville Province in the Goose Bay area. Mid-conference field excursion; Proterozoic Evolution in the North Atlantic Realm, COPENA-ECSOOT-IBTA conference, Goose Bay, Labrador, July 29-August 2, 1996, Field Excursion Guide No. 3, 40 pages.

WARDLE,, R.J. - RYAN, B. - PHILIPPE, S. - SCHÄRER, U., 1990 - Proterozoic crustal development, Goose Bay region, Grenville Province, Labrador, Canada. In: Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica, Gower, C.F., Rivers, T. and Ryan, B., editors. Geological Association of Canada Special Paper 38, pages 197-214.

WARDLE, R.J. - RIVERS, T. - GOWER, C.F. - NUNN, G.A.G. - THOMAS, A.T., 1986 - The northeastern Grenville Province: New insights. In: The Grenville Province, Moore, J.M., Davidson, A. and Baer, A. J., editors. Geological Association of Canada, Special Paper 31, pages 13-29.

WARDLE, R.J. - SWINDEN, S. - JAMES, D.T., 1995 - The southeastern Churchill Province. In: A Workshop on the Geology and Mineral Deposits of Labrador: a guide for the exploration geologist (compiled by R.J. Wardle). Workshop handout, Newfoundland Department of Natural Resources, Geological Survey, pages 26-42.

WASTENEYS, H. - KAMO, S. - MOSER, D. - KROGH, T.E. - GOWER, C.F. - OWEN, J.V., 1997 - U-Pb geochronological constraints on the geological evolution of the Pinware terrane and adjacent areas, Grenville Province, southeast Labrador, Canada. Precambrian Research, volume 81, pages 101-128.

WILLIAMS, F.M.G., 1970 - Snegamook Lake (east half), Newfoundland. Geological survey of Canada, Open File 42.

WYNNE-EDWARDS, H.R., 1961 - Geology, Ossokmanuan Lake (west half), Newfoundland. Geological Survey of Canada, Map 17-1961.

Géologie du Quaternaire de la moyenne Côte-Nord

Ghismond Martineau[1]

RÉSUMÉ

Les manifestations du Quaternaire observées sur la Côte-Nord semblent appartenir au dernier épisode glaciaire ayant affecté le territoire québécois. Les marques d'érosion glaciaire, surtout étudiées le long du littoral du Saint-Laurent, indiquent un écoulement glaciaire provenant du nord et du nord-ouest. Les dépôts, abondants dans les vallées et sur la frange littorale du Saint-Laurent, correspondent à une séquence stratigraphique classique de déglaciation. La succession des dépôts débute par un till de fond qui est surmonté de sédiments fluvioglaciaires. Vers l'aval des vallées, ceux-ci sont en contact avec des sédiments glaciolacustres puis marins et estuariens. Des accumulations de matériaux littoraux marquent la limite de la submergence marine. Des sables éoliens coiffent les dépôts littoraux. Le potentiel économique des dépôts meubles de la région reste à explorer même s'il y eut quelques tentatives d'exploitation de sables ferrugineux. Le potentiel des dépôts meubles de la région comme source de granulats est énorme.

1. Géologie Québec

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 175
LE QUATERNAIRE DE LA MOYENNE CÔTE-NORD 175
LES MARQUES D'ÉROSION GLACIAIRE 175
LES DÉPÔTS MEUBLES 175
POTENTIEL ÉCONOMIQUE DES DÉPÔTS MEUBLES 176
REMERCIEMENTS 176
RÉFÉRENCES 177

INTRODUCTION

Les sédiments meubles de la Côte-Nord ont été déposés lors du dernier épisode glaciaire ayant affecté le territoire québécois. Il est donc possible que des dépôts plus vieux que ceux du dernier épisode glaciaire soient un jour trouvés sur la Côte-Nord. L'essentiel des informations présentées ici provient des travaux de Dubois (1977, 1979) et de Dubois et Dionne (1984). La figure 1 (annexe 3) présente une synthèse de la géologie de Quaternaire.

LE QUATERNAIRE DE LA MOYENNE CÔTE-NORD

C'est dans le secteur des hauts plateaux de la région de Schefferville que s'est initié le développement du dernier inlandsis quaternaire. Cette masse de glace a recouvert la moyenne Côte-Nord durant tout le Wisconsinien supérieur.

Le long du littoral, le retrait de la glace s'est effectué au contact des eaux de la Mer de Goldthwait. La submersion atteint un niveau équivalent à la courbe de niveau de 120 m, au nord de Natashquan, et de 132 m, au nord de Sheldrake. L'âge de cette submersion est d'environ 10,2 ka. Le retrait subséquent des glaces a connu une pause au cours de laquelle se sont accumulés les sédiments d'un très long complexe morainique : la moraine de Manitou-Matamek (Dubois, 1979; Dubois et Dionne, 1984). On attribue à cette moraine un âge variant entre 9,5 et 9,7 ka.

En amont du complexe morainique, des lacs pro-glaciaires ont envahi les grandes vallées de la région. Les matériaux entraînés par les eaux de fonte se sont accumulés dans ces vallées inondées pour former de vastes épandages et de grands deltas. Le relèvement isostatique du continent a permis d'évacuer les eaux de la mer et a suscité la construction des divers étages de terrasses qui parsèment le littoral. Sur ce littoral des tourbières se sont constituées à partir de l'accumulation de débris de végétaux dans des dépressions fermées.

LES MARQUES D'ÉROSION GLACIAIRE

Les marques d'érosion glaciaire observées semblent avoir été générées par le dernier glacier continental. Les glaces ont progressé vers le sud, selon un axe perpendiculaire au littoral. Les formes mineures d'érosion glaciaire, surtout des striures, des broutures, des fractures de broutage et des cannelures sont concentrées le long du littoral du Saint-Laurent. Au-delà de la zone littorale, peu de marques d'érosion glaciaire ont été cartographiées. Les cannelures géantes sont sans doute les formes d'érosion glaciaire qui se classent parmi les plus spectaculaires. Dubois (1975) mentionne que dans la région des rivières au Bouleau et Tortue, elles sont à ce point grosses que : « ... plusieurs groupes de cannelures sont même visibles sur les photographies aériennes au 1 : 15840 et font jusqu'à 15 à 20 pieds (4,5 à 6,1 m) de profondeur et plus d'une centaine de pieds (30 m) de largeur. »

Sur les interfluves de la zone de plateau, on observe quelques formes de modelé glaciaire du genre buttes asymétriques et roches moutonnées. Les grandes vallées, comme celles des rivières Sheldrake, Romaine, Magpie et Saint-Jean, ont toutes une partie de leur cours qui présente un profil en auge allongé dans le sens de l'écoulement glaciaire. Dubois (1979, page 272) mentionne aussi la présence dans ces vallées de grands lacs d'ombilics. Quelques formes de cirques glaciaires ont aussi été signalées.

LES DÉPÔTS MEUBLES

Le till de fond régional est compact, parfois fissile, gris pâle à foncé lorsque frais mais gris-brun lorsqu'oxydée (Dubois, 1979). De façon générale, il est massif et sans structure apparente. Ses éléments figurés, anguleux à subanguleux, sont dispersés dans une matrice sablonneuse qui n'est jamais calcareuse. À l'ouest de la région considérée, la source des éléments est locale (Dredge, 1983). Les travaux de cartographie ont révélé la présence d'un seul till de fond. Le till d'ablation est selon Dubois (1979, p. 159) composé essentiellement « ... de concentration de blocs... ». Le till qui affleure dans le complexe morainique renferme des éléments qui vont d'anguleux à subarrondis et qui sont d'origine locale. Ce till possède lui aussi une matrice sablonneuse.

Les sables et graviers fluvioglaciaires forment dans les vallées des accumulations généralement stratifiées. Ce sont des épandages ou des ensembles deltaïques. Sur les interfluves, les dépôts fluvioglaciaires sont associés à des crêtes morainiques et ont été mis en place au contact de la glace. Ce sont des épandages, des kames, des terrasses de kame ou des eskers.

La présence de sédiments fins, varvés, silto-argileux a été signalée dans plusieurs vallées (Dubois, 1979) à des altitudes nettement supérieures à celles de la limite marine. Ces sédiments glaciolacustres peuvent contenir jusqu'à 5 % de sable fin. Les plus grands plans d'eau glaciolacustres, comme le lac des Eudistes, ont remanié sur leur pourtour des sédiments fluvioglaciaires donnant lieu ainsi à quelques accumulations littorales.

Les sédiments marins observés dans la région sont habituellement fins, non stratifiés, peu fossilifères. Des épaisseurs de quelques trente mètres ont été mesurées. On les observe dans des coupes le long des routes et des cours d'eau ou dans des forages. La présence de galets de délestage glaciel a été observée dans ces sédiments fins. Aux débouchés des vallées, les sédiments marins sont surmontés par des sédiments deltaïques et des sédiments estuariens. Le passage du faciès d'eau profonde au faciès estuarien est graduel. Aux endroits où il a été observé, ce passage se distingue par un changement de couleur, de bleu-gris à gris pâle, et par l'apparition de pseudo stratification et de quelques fossiles. En remontant la séquence stratigraphique, les strates deviennent de plus en plus nettes et seraient le critère d'identification du milieu estuarien (Dubois, 1979, p. 193). Lorsque les sédiments marins sont surmontés par des sédiments deltaïques, le passage de l'un à l'autre est discordant.

Les sédiments estuariens peuvent atteindre une puissance de quelques 40 m. La stratification est horizontale ou subhorizontale, les pendages ne dépassant pas 5°. De nombreuses déformations telles des ondulations, des structures d'entraînement, des structures de charge et des structures de fluage ont été observées dans ces matériaux. De façon générale, ce sont des matériaux fins, sablo-silteux. Les sédiments deltaïques sont plus grossiers; ils sont constitués de sable, de gravier et de sable graveleux. Localement quelques fossiles ont été observés, de même que des débris organiques, y compris des troncs d'arbres. Selon Dubois (1979), les véritables lits frontaux sont rares.

Les sédiments littoraux ont en moyenne un à deux mètres d'épaisseur. Leur répartition a servi à déterminer la limite de la submergence marine. Les sables littoraux renferment des concentrations de minéraux lourds qui ont fait l'objet de tentatives d'exploitation.

Sur le littoral actuel, on trouve des sédiments éoliens presque partout. À quelques endroits, l'activité humaine a perturbé la surface du sol et permis la réactivation éolienne de matériaux qui avaient été stabilisés. En dehors de la zone littorale, les sédiments éoliens se trouvent à proximité des accumulations qui ont servi de source, entre autres les épandages et les deltas fluvioglaciaires.

Les alluvions anciennes et récentes tapissent le fond des vallées de la région. Les alluvions anciennes ou sédiments fluviatiles proviennent du remaniement des sédiments plus anciens tels les accumulations fluvioglaciaires et les bourrelets morainiques. Ces alluvions forment des terrasses et des deltas au-dessus de la plaine de débordement actuelle des rivières. L'épaisseur moyenne est de 3 à 4 m. Ce sont généralement des graviers sablonneux.

Les dépôts de milieux humides forment des marais, des marécages et des tourbières. Les deux premiers groupes s'observent à proximité des lacs et des cours d'eau. Les tourbières sont quant à elles plus fréquentes sur les surfaces des grands deltas de la zone côtière ou sur les accumulations de sédiments littoraux parsemés de crêtes de plages ou de levées naturelles.

POTENTIEL ÉCONOMIQUE DES DÉPÔTS MEUBLES

Le potentiel économique des dépôts meubles de la région a été peu étudié. Des concentrations de minéraux lourds résultant du travail des vagues caractérisent les dépôts littoraux. Même s'il y a peu d'accumulations qui atteignent 30 cm d'épaisseur, il y a quand même eu quelques tentatives d'exploitation. À Natashquan la compagnie Aconic avait construit une usine pilote pour traiter les sables ferrugineux. Le projet fut abandonné dans les années cinquante. En 1989, la compagnie Tiomin Ressources entreprenait des travaux de mise en valeur des minéraux lourds du delta de Natashquan. Le gisement contient des quantités importantes de magnétite, ilménite, grenat et zircon (Perreault, 1995). Ce projet prévoyait l'exploitation des sables de la partie émergée aussi bien que de la partie immergée du delta de Natashquan. Le projet est actuellement en suspens suite à un différent entre la compagnie et le Conseil de bande de la communauté Innue de Natashquan.

LaSalle (1991) mentionne que ces sables peuvent servir pour l'exploration dans la mesure ou « ... ils donnent une indication des possibilités économiques des terrains du Grenville situés dans l'arrière-pays d'où proviennent (...) les sables... ».

Le potentiel en granulats de la région est vraisemblablement intéressant. Brazeau (1996) signale dans la région de Sept-Îles, pour un contexte géologique semblable, que les meilleures sources d'approvisionnement sont les complexes morainiques et les dépôts associés à ces complexes. Ce type de granulats rencontre les normes pour la plupart des utilisations.

REMERCIEMENTS

Lors de la rédaction de ce texte, mes confrères du Service des minéraux industriels et de l'aide à l'exploration, MM. A. Brazeau et Y. Bellemare, m'ont fait part de commentaires judicieux. Je tiens à leur exprimer mes plus sincères remerciements. L'assistance de Mlle C. Lapointe dans le travail de compilation et le dessin de la carte ne peut être passé sous silence; sans sa précieuse collaboration ce travail n'aurait pu être mené à terme.

RÉFÉRENCES

BRAZEAU, A., 1996 - Inventaire des ressources en granulats de la région de Sept-Îles. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-10, 30 pages.

DREDGE, L.A., 1983 - Surficial geology of the Sept-Îles area, Quebec North Shore. Geological Survey of Canada; Memoir 408.

DUBOIS, J.M.M., 1975 - Le quaternaire de la Côte-Nord de l'estuaire maritime du Saint-Laurent. Commission géologique du Canada; Recherche en cours, Étude 75-1, Partie A, pages 403-405.

DUBOIS, J.M.M., 1977 - La déglaciation de la Côte-Nord du Saint-Laurent : analyse sommaire. Géographie physique et Quaternaire; volume 31, numéros 3-4, pages 229-246.

DUBOIS, J.M.M., 1979 - Environnements quaternaires et évolution postglaciaire d'une zone côtière en émersion en bordure sud du Bouclier canadien : la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent. Thèse de Ph. D., Université d'Ottawa; 754 pages.

DUBOIS, J.M.M., DIONNE J.C., 1984 - The Québec North Shore Moraine System: A major feature of Late Wisconsin deglaciation. In: Borns, H.W. Jr., LaSalle, P., Thompson, W.B., editors. Late Pleistocene History of North Eastern New England and Adjacent Quebec. The Geological Society of America; Special Paper 197, pages 125-133.

LASALLE, P., 1991 - Potentiel économique des sables de la Côte-Nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources; Rapport d'activité 91, DV 91-25, pages 38-39.

PERREAULT, S., 1995 - District minier Côte-Nord - Nouveau-Québec. Dans : Rapport des Géologues résidents sur l'activité minière régionale, 1995. Ministère des Richesses naturelles; DV 96-01, pages 116-136.

Évolution magmatique et géochimique des gabbronorites et des monzonites du Complexe de Matamec, région de Sept-Îles

Philippe Saint-Germain[1]
Louise Corriveau[2]

RÉSUMÉ

Le Complexe de Matamec (80 x 40 km), localisé dans le Domaine de Saint-Jean, est formé de feuillets intrusifs mafiques et felsiques subverticaux disposés selon une large synforme sectionnée par des zones de cisaillement. Lors de l'orogenèse grenvillienne, le Complexe de Matamec a été déraciné de son lieu de mise en place et a chevauché les gneiss du Complexe de Manitou. Le gabbronorite massif domine dans le Complexe de Matamec, et il est intercalé avec des lambeaux de paragneiss et des feuillets foliés de mangérite, de monzonite et de granite porphyriques et rapakiviques. Les feuillets felsiques ont un âge de cristallisation entre 1371 et 1377 Ma. Des zones de mélange de magmas, avec des enclaves microgrenues gabbronoritiques, incluses dans des phases monzonitiques ou monzodioritiques hybrides, exposent tous les intermédiaires entre les enclaves amiboïdes et massives et les enclaves allongées qui définissent une foliation magmatique et, par endroits, des plis d'écoulement. Certaines enclaves subverticales, situées de part et d'autre du Complexe de Matamec, préservent des empreintes de charge et des textures de flamme à leur base structurale, témoignant ainsi d'une structuration à l'horizontale lors de leur cristallisation. Les textures rapakiviques, les mégacristaux de quartz présents dans les monzonites et les monzodiorites ainsi que la zonation oscillatoire dans le zircon et, par endroits, dans le plagioclase, ont enregistré les conditions d'instabilité présentes lors de la cristallisation, conditions qui peuvent être attribuables à des processus de mélange magmatique, avec ou sans homogénéisation.

Dans le Complexe de Matamec, la majorité des roches mafiques sont subalcalines et montrent une signature tholéiitique, tandis que les roches felsiques sont subalcalines et métalumineuses. Les gabbronorites présentent des teneurs en SiO_2 variant de 45 à 54 % du poids, un nombre magnésien (Mg#) situé entre 34 et 62 et des spectres normalisés enrichis en terres rares légères, en éléments à grand rayon ionique (LILE), en Th et Zr, et appauvris en Nb, Ta, Ti, Y et en métaux de transition (*e.g.*, Cr et V). Ces roches sont généralement caractérisées par une anomalie négative en Eu. Les caractéristiques géochimiques importantes des gabbronorites du Complexe de Matamec qui les apparentent aux tholéiites continentales intraplaques sont : l'enrichissement très important en terres rares légères et en éléments fortement incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th, U et K) lorsque comparé à une signature appauvrie du type « MORB »; la présence de fortes anomalies négatives en Nb-Ta; l'appauvrissement en terres rares lourdes (fractionnement du rapport Gd/Yb); les fortes teneurs en SiO_2 (de 45 à 54 % du poids); ainsi que leur caractère différencié - faibles valeurs du nombre magnésien (Mg#). Les granitoïdes du Complexe de Matamec sont par ailleurs interprétés comme subalcalins et métalumineux du type « A ».

Les feuillets de roches felsiques présentent une foliation magmatique reprise à l'état solide dans le champ de stabilité de l'orthopyroxène et, par endroits, une fabrique gneissique à mylonitique le long de zones de cisaillement. Tous ces éléments structuraux sont parallèles entre eux et sont recoupés par des dykes mafiques, dont le dyke cogénétique, peu ou pas recristallisé, du lac Volant. Cette observation et les âges U-Pb établissent que dans le Complexe de Matamec, la structuration en feuillets et la recristallisation ont eu lieu entre 1371 et 1351 Ma, et qu'elles sont synmagmatiques à tardimagmatiques. En s'appuyant entre autres sur les structures primaires des zones de mélange de magmas, nous évoquons ici la possibilité que le Complexe de Matamec puisse résulter de la formation d'une chambre magmatique polyphasée avec apports successifs de magmas mafiques et felsiques en des feuillets horizontaux. Lors de sa formation, un affaissement du plancher de cette chambre (du type « MASLI ») aurait produit une transposition des feuillets précoces selon la verticale et du cisaillement interne afin de s'adapter aux réajustements. Par la suite, le dyke tardif du lac Volant se serait mis en place à la verticale, le long du flanc est subvertical de la synforme, tandis que le dyke de Ann aurait recoupé le cœur de cette même synforme, d'où la relation contrastante entre ces deux dykes et les feuillets du Complexe de Matamec. Le chevauchement du Complexe de Matamec, lors de l'orogenèse grenvillienne, aurait favorisé l'accentuation et la complexification de la structure magmatique préexistante.

1. INRS-Géoressources, Centre géoscientifique de Québec
2. CGC-Québec, Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de Québec

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 181
Le Complexe de Matamec - État des connaissances 181
Objectifs et assises 181
FEUILLETS PLUTONIQUES 182
Description macroscopique 182
Description microscopique du gabbronorite 185
Description microscopique des unités felsiques 185
UNITÉS MIXTES 187
Unité de monzodiorite 187
Enclaves microgrenues 187
Description microscopique 188
Dykes mafiques 190
GÉOCHIMIE 191
Méthodes analytiques 191
Caractérisation géochmique des unités intrusives du Complexe de Matamec 194
Discrimination tectonomagmatique 195
DISCUSSION 199
Contexte plutonique des suites intrusives mafiques et felsiques 200
Incidence de la mise en place de magmas mafiques dans une chambre magmatique granitique 202
Recristallisation et compartimentation de la déformation 204
Scénarios de mise en place des feuillets du Complexe de Matamec 206
REMERCIEMENTS 207
RÉFÉRENCES 207

INTRODUCTION

Le Complexe de Matamec - État des connaissances

Le Complexe de Matamec constitue une écaille tectonique d'envergure régionale (80 x 40 km) qui a chevauché les gneiss migmatisés du Complexe de Manitou, lors de l'orogenèse grenvillienne (Chevé *et al.*, 1996 et 1999; Gobeil *et al.*, 1996, 1999b et 2000). Cette entité géologique, caractérisée par une signature magnétique spécifique et une anomalie gravimétrique positive, comporte des feuillets monophasés ou polyphasés de gabbronorite à grain fin à moyen, de monzonite, de mangérite et de granite porphyroïdes à grain grossier, ainsi qu'un essaim de dykes de microdiorite et de gabbro (ibidem). Le Complexe de Matamec comprend également : 1) des lambeaux de gneiss quartzifère et quartzofeldspathique (métasédiments ?) d'extension kilométrique et de puissance hectométrique; 2) des brèches à matrice enderbitique et à enclaves hétérogènes le long de discontinuités tectoniques; et 3) des stocks de troctolite et de gabbronorite à olivine (*ibidem*). Contrairement au gabbronorite qui est massif, les feuillets de roches felsiques présentent généralement une foliation magmatique définie par une orientation préférentielle des mégacristaux de feldspath potassique qui sont orientés parallèlement aux contacts des feuillets. L'intensification de la foliation à l'état solide se traduit par la formation de gneiss oeillé, à rubans de quartz et à feldspaths lenticulaires, et par une fabrique gneissique à mylonitique présente le long de zones de cisaillement, généralement parallèles, et suivant les contacts des feuillets (ibidem). Ces fabriques sont, par endroits, recoupées à angle variable par des dykes tardifs de gabbronorite peu ou pas recristallisé, dont le dyke du lac Volant (1351 ±6 Ma) auquel sont associées des minéralisations en Cu-Ni-Co (Perreault *et al.*, 1996; Nabil, 1999; Gobeil *et al.*, 1999b et 2000; Clark, ce volume; Nabil *et al.*, ce volume). L'âge et le caractère non déformé de ces dykes impliquent que la déformation interne et la recristallisation du Complexe de Matamec ont eu lieu entre 1371 et 1351 Ma et qu'elles sont synmagmatiques à tardimagmatiques (Gobeil *et al.*, 2000). Cette interprétation est corroborée par des données géochronologiques. Des âges U-Pb de 1371 +7/-5 Ma, de 1371 ±2 Ma et de 1377 ±3 Ma ont été respectivement obtenus sur une mangérite et deux granites, à texture soit magmatique, soit gneissique et porphyroclastique, ou encore oeillée (Gobeil *et al.*, 1999b; Wodicka *et al.*, ce volume). Dans le faciès le plus déformé, l'analyse des diverses populations de zircon, qui ont subi différents degrés d'abrasion, donne un âge semblable à celui des phases moins déformées, appuyant ainsi l'interprétation voulant que la déformation soit synmagmatique à tardimagmatique. Les textures de mélange de magmas présentes dans le Complexe de Matamec, reflètent une mise en place contemporaine des magmas mafiques et felsiques (voir Vernon, 1991 et Wilcox, 1999). Les âges obtenus à partir des phases plutoniques felsiques représentent donc ceux des phases mafiques (Gobeil *et al.*, 2000).

En s'appuyant sur une analyse structurale détaillée des données de terrain intégrées aux données géophysiques acquises par Géologie Québec, Gobeil *et al.* (1999b et 2000) ont pu reconstituer la structure interne du Complexe de Matamec (Gobeil *et al.*, 1996, 1999a, 1999b et 2000, et références incluses). Le Complexe de Matamec présente une grande structure plissée en synforme serrée et plurikilométrique (à l'origine de l'orientation dominante N-S), comportant un patron de foliations, de linéations et de failles de chevauchement qui lui est propre. L'une de ces failles représente une discontinuité majeure qui sépare le Complexe de Matamec en deux écailles. Cette faille est marquée par la présence d'une zone enderbitique hétérogène et foliée à enclaves multiples (*ibidem*).

Une zone de cisaillement ductile, qui présente un métamorphisme rétrograde variant du faciès des schistes verts à celui des amphibolites, ceinture le Complexe de Matamec et l'isole structuralement de ses encaissants gneissiques migmatisés et métamorphisés aux faciès des amphibolites et des granulites (Gobeil *et al.*, 1999b, 2000 et ce volume; Wodicka *et al.*, ce volume). Cette bordure tectonique partage, avec l'encaissant, une linéation à plongement SSE attribuée à un événement de chevauchement qui se surimpose au métamorphisme régional. La structure en synforme sectionnée par des zones de cisaillement peut s'expliquer par un serrage du Complexe de Matamec et par une transposition des feuillets selon la verticale lors du chevauchement de l'intrusion vers le NW sur le Complexe gneissique de Manitou (Gobeil *et al.*, 2000).

Étant donné son caractère allochtone, il est difficile d'établir clairement le site et l'environnement tectonique de mise en place du Complexe de Matamec, de même que sa position lors du métamorphisme régional daté à ca. 1080 Ma. La présence de foliations, de poches amiboïdes diffuses de matériel leucogabbroïque, de plis et de textures grano-blastiques suggèrent que le Complexe de Matamec a été déformé, métamorphisé et migmatisé (Gobeil *et al.*, 1999b). Mais la préservation des textures ignées ainsi que l'absence de zircon métamorphique et de rééquilibration des systèmes U-Pb - même dans les phases déformées (*ibidem*; Wodicka *et al.*, ce volume) - suggèrent que l'empreinte du métamorphisme granulitique est faible ou même inexistante.

Objectifs et assises

Les unités du Complexe de Matamec ainsi que sa structure interne ont été décrites en détail et situées dans leur contexte régional par Gobeil *et al.* (1996, 1999b, 2000 et ce volume). Un inventaire complet des indices minéralisés peut être trouvé dans ces rapports et est examiné de façon

détaillée par Clark et Nabil *et al.* dans ce volume. Les données analytiques et le détail de la caractérisation magmatique et géochimique des principales unités intrusives du Complexe de Matamec sont présentées dans le mémoire de maîtrise de Philippe Saint-Germain.

Dans le présent compte rendu de nos travaux, afin de mieux cerner l'évolution et le style de mise en place du Complexe de Matamec dans le contexte de formation des complexes intrusifs en feuillets (Wiebe et Collins, 1998; Corriveau et van Breemen, 2000), les textures et les structures macroscopiques et microscopiques des feuillets intrusifs, des zones de mélange de magmas et des dykes microdioritiques du Complexe de Matamec, seront décrites en détail. De plus, la signature géochimique du Complexe de Matamec sera déterminée. Pour effectuer ce travail, nous nous appuierons sur les travaux les plus récents traitant de la mise en place et de la cristallisation des magmas, ainsi que de l'évolution de leurs structures et textures internes lors du passage de l'état magmatique à l'état solide (voir Hutton, 1988; Paterson *et al.*, 1989 et 1998; Clemens et Mawer, 1992; Lucas et St-Onge, 1995; Collins et Sawyer, 1996; Pavlis, 1996; Vigneresse *et al.*, 1996; Corriveau *et al.*, 1998; Vernon, 1999 et 2000). Nous ferons la distinction entre « texture magmatique » (*i.e.*, texture acquise lorsque le magma se comportait encore comme un liquide), « texture submagmatique » (*i.e.*, texture acquise à l'état solide au cours de la cristallisation du magma) et « texture métamorphique » (*i.e.*, texture résultant d'une recristallisation subséquente et imposée en profondeur dans des conditions différentes de celles qui prévalaient lors de la formation des protolites; Bates et Jackson, 1980). Une foliation magmatique est caractérisée notamment par une orientation préférentielle de cristaux idiomorphes à hypidiomorphes de feldspath en l'absence de recristallisation (Paterson *et al.*, 1989; Vernon et Paterson, 1993; Vernon, 2000). En général, les intrusions mises en place en croûte profonde ou en milieu orogénique sont recristallisées. Dans ce cas, une observation macroscopique permet généralement de déterminer la texture ignée précoce, en particulier celle des roches mafiques (Corriveau, 1999). En effet, en l'absence d'une forte transposition, la distribution des plages mafiques et des grains de plagioclase granoblastiques a tendance à reproduire la distribution et l'arrangement des minéraux mafiques interstitiels et des lattes de plagioclase qui prévalaient à l'origine; le contour des plages mafiques délimite alors la bordure des lattes avant leur recristallisation. À l'échelle microscopique, l'identification de « fantômes » de cristaux de plagioclase en forme de lattes dans une roche à texture granoblastique est beaucoup plus difficile que sur le terrain.

En l'absence de transposition tectonique notable, afin de reconstituer la granulométrie et la structure de la roche présentes à l'origine, avant la recristallisation, nous avons noté systématiquement sur le terrain l'orientation préférentielle des minéraux ignés, de même que la présence, la taille et l'orientation des mosaïques rectangulaires de plagioclase granoblastique. De plus, nous avons relevé la présence et l'orientation des porphyroclastes, des feldspaths potassiques oeillés et des mosaïques lenticulaires et ce, afin de caractériser la foliation tectonique (*i.e.*, la foliation issue d'une déformation à l'état solide synplutonique ou associée à un épisode métamorphique subséquent; voir plus loin la section intitulée « Recristallisation et compartimentation de la déformation »).

FEUILLETS PLUTONIQUES

Le caractère bimodal et polyphasé du Complexe de Matamec se reflète, à l'échelle du pluton, par la présence de feuillets de roches felsiques au contact de feuillets de roches mafiques et, à l'échelle de l'affleurement, par la présence à l'intérieur de phases felsiques, d'enclaves mafiques microgrenues ou hybrides (figure 1, photos E, F et G) (voir Didier et Barbarin, 1991), de dykes mafiques synplutoniques (figure 1, photo D) et de xénolites gabbroïques angulaires interprétés comme cogénétiques (photo 3 dans Gobeil *et al.*, 2000).

Le gabbronorite est le faciès dominant et il se présente en grandes masses homogènes ou encore sous la forme de feuillets décamétriques à kilométriques, intercalés avec des feuillets de monzonite et de mangérite porphyriques, généralement quartzifères, et des feuillets de granite porphyrique mégacristique à biotite, généralement parallèles les uns aux autres (Gobeil *et al.*, 2000).

Description macroscopique

Le gabbronorite présente une patine grisâtre ou brun rouille et une cassure fraîche grise. Il est typiquement homogène, massif, leucocrate à mésocrate et de granulométrie fine à moyenne (figure 1, photos A, B, G et H; photo 5 dans Gobeil *et al.*, 2000). Son assemblage minéralogique principal comprend, par ordre d'abondance, le plagioclase, le clinopyroxène et l'orthopyroxène. Sa texture varie d'une texture ignée (intergranulaire ou ophitique par endroits) à une texture grenue, recristallisée ou granoblastique, d'une apparence poivre et sel. La recristallisation du gabbronorite est particulièrement fréquente dans la partie nord du Complexe de Matamec; elle est toutefois surimposée à la texture intergranulaire, sans en modifier grandement l'aspect mégascopique, et pourrait être soit acquise à l'état solide lors de la mise en place du pluton, soit être d'origine métamorphique *stricto sensu* (Gobeil *et al.*, 1999b et 2000). Dans la majorité des cas, les bâtonnets de plagioclase intacts ou recristallisés, de quelques millimètres de longueur, sont disposés suivant une orientation aléatoire; par endroits, ils sont orientés préférentiellement dans un plan définissant une foliation magmatique.

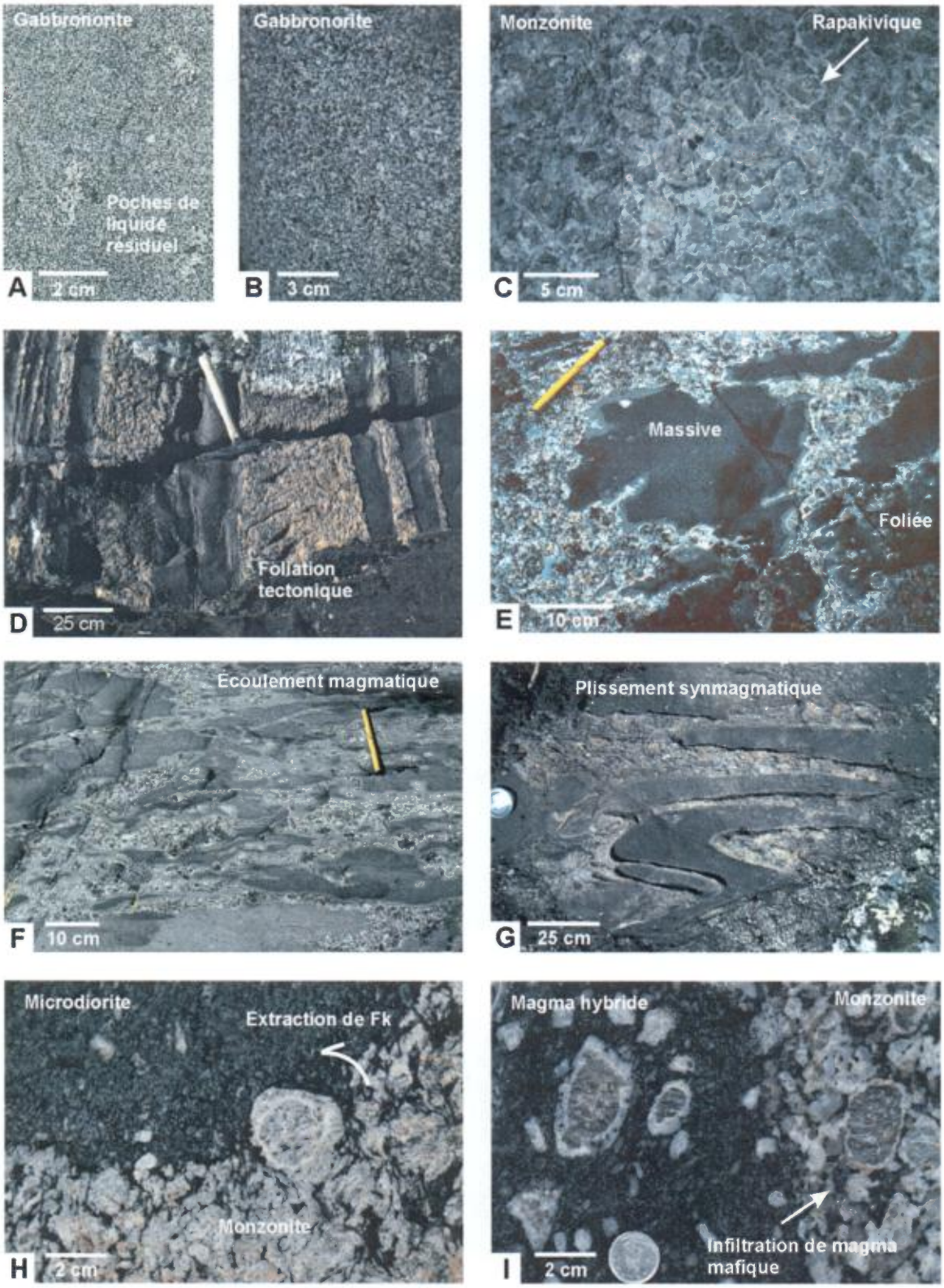


FIGURE 1 - En (A), gabbronorite massif à poches pegmatitiques, gabbroïques et diffuses. En (B), gabbronorite avec une foliation magmatique. En (C), monzonite quartzifère massive à texture rapakivique. En (D), dykes mafiques injectés parallèlement à la foliation tectonique (acquise à l'état solide) de la monzonite. En (E), enclaves mafiques, microgrenues et amiboïdes, avec des contours en feston et des bordures de trempe à proximité d'une enclave hybride foliée. En (F), enclaves mafiques allongées par écoulement magmatique; les enclaves perdent progressivement leur caractère amiboïde et leur contour lobé lors de l'écoulement. En (G), enclaves de gabbronorite transposées et plissées à l'état magmatique dans une monzonite quartzifère foliée. En (H), transfert de phénocristaux de la monzonite hôte au magma mafique. En (I), infiltration de magma mafique dans la monzonite au contact du magma mafique et de la monzonite.

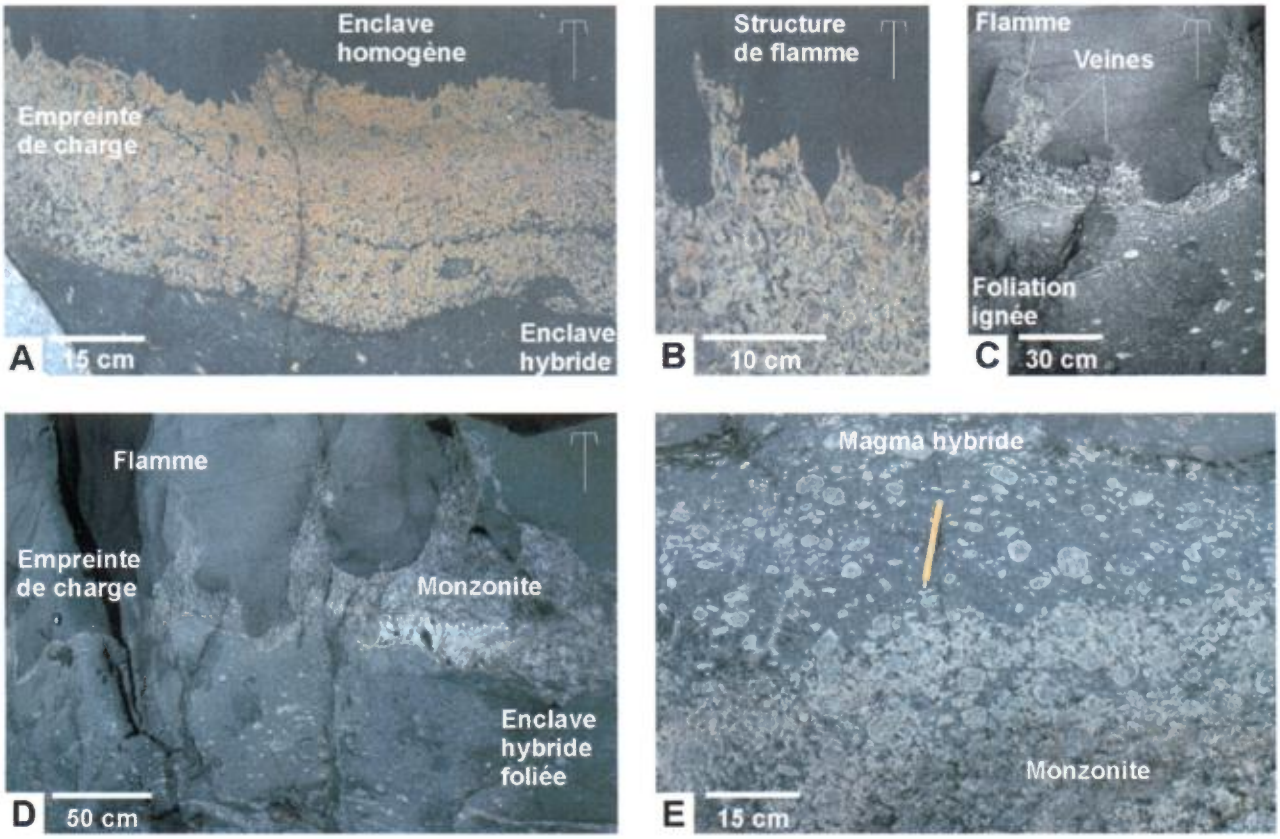


FIGURE 2 - Critères de polarité dans les enclaves mafiques des zones de mélange de magmas. En (A), enclave de gabbronorite homogène adjacente à une enclave hybride incluse dans une monzonite porphyrique foliée à texture rapakivique. L'enclave mafique est asymétrique et présente à sa base structurale des structures de charge, des textures de flamme et des veines granitiques diffuses. En (B), texture de flamme à la base de l'enclave de gabbronorite homogène de la photo A. En (C), structures de charge, structures de flamme et veines granitiques avec hybridation, voir aussi la photo D. En (D), empreintes de charge déformant par gravité le magma monzonitique sous-jacent; sous la monzonite, enclave hybride foliée à contacts nets; la foliation magmatique est définie par l'orientation préférentielle de mégacristaux de feldspath potassique. En (E), mélange mécanique de magmas (transfert de mégacristaux) à l'interface entre un magma gabbronoritique et un magma monzonitique; la monzonite quartzifère à texture rapakivique présente des plages gabbronoritiques à proximité de l'interface.

Le gabbronorite comporte par endroits des poches centimétriques diffuses, de forme irrégulière, de composition leucogabbroïque et à grain grossier (figure 1, photo A; photo 5 dans Gobeil *et al.*, 2000). Ces poches renferment des grains de plagioclase hypidiomorphes, ce qui traduit une origine ignée (Vernon, 2000). Tout comme leur hôte, ces poches sont en général non structurées, bien que certaines d'entre elles, décrites plus loin (voir la section intitulée « Enclaves de gabbronorite »), sont de forme ovoïde et montrent une orientation préférentielle parallèle à la foliation définie par les bâtonnets et les phénocristaux de plagioclase.

Les phases felsiques comprennent principalement des feuillets de monzonite, de mangérite et de granite, tous porphyriques, avec des phénocristaux grossiers de feldspath potassique, centimétriques à pluricentimétriques, localisés dans une matrice à grain moyen constituée de feldspath et de minéraux mafiques (hornblende, clinopyroxène, orthopyroxène et biotite). La monzonite porphyrique est généralement quartzifère, à grain moyen à grossier et à texture rapakivique (couronne de plagioclase autour d'un phénocristal de feldspath potassique). En général, la texture rapakivique peut être observée dans les monzonites à matrice riche en pyroxènes (figure 1, photos C, H et I; figure 2, photos B et E), mais également dans les faciès très leucocrates (photo 6 dans Gobeil *et al.*, 2000). La patine d'altération de ces roches est de couleur blanchâtre et leur cassure fraîche de couleur brun verdâtre à grisâtre. Le granite porphyrique comprend des mégacristaux ovoïdes de quartz disposés entre des grains de plagioclase et des phénocristaux de feldspath potassique hypidiomorphes à idiomorphes, ou de forme ovoïde. Une foliation magmatique caractérise la majorité des phases felsiques et est définie notamment par l'orientation préférentielle de phénocristaux de feldspath potassique. Lorsque présente, la foliation tectonique, définie par l'orientation préférentielle du feldspath potassique lenticulaire avec des bordures de néoblastes, est parallèle à l'orientation de la foliation magmatique et à l'orientation des feuillets et des dykes mafiques (figure 1, photo D). Ces porphyroclastes sont différents

des phénocristaux ovoïdes de feldspath potassique qui sont présents, aussi bien dans les monzonites massives (figure 1, photo C) que dans les monzonites foliées (figure 1, photo F).

Description microscopique du gabbronorite

Le gabbronorite comporte des grains grenus millimétriques, hypidiomorphes à idiomorphes, de clinopyroxène (de 20 à 30 % du volume) et d'orthopyroxène (de 20 à 25 % du volume), localisés entre des bâtonnets trapus ou des grains millimétriques de plagioclase (figure 3, microphotos G et H). Cet assemblage définit une texture intergranulaire très semblable aux textures de croissance en milieu statique obtenues par Means et Park (1994). Par endroits, on observe une texture subophitique où les grains de pyroxène englobent partiellement des bâtonnets de plagioclase. Son assemblage minéralogique comprend également, par ordre d'abondance, de l'amphibole, de la biotite, des minéraux opaques, de l'apatite, du zircon et de la monazite. Le plagioclase présente, par endroits, une zonation irrégulière, diffuse, discontinue et oscillatoire, et forme à l'occasion des phénocristaux millimétriques à centimétriques. Certains grains, ainsi que des phénocristaux antiperthitiques, contiennent une multitude d'inclusions de clinopyroxène de granulométrie plus fine que la matrice. Par endroits, les pyroxènes se trouvent en agrégats de plusieurs grains et définissent alors une texture glomérocristalline. Ces agrégats sont globalement circulaires, à contours irréguliers, et formés principalement de clinopyroxène et d'orthopyroxène (les grains d'orthopyroxène sont généralement plus grossiers, mais moins abondants que les grains de clinopyroxène). Ils sont disposés de façon compacte (très peu d'interstices) en mosaïque ignée de grains polygonaux. La hornblende (< 15 % du volume) se présente généralement en couronne discontinue en bordure des minéraux opaques, des pyroxènes et de la biotite, ou en grains millimétriques interstitiels aux lattes de plagioclase et aux pyroxènes (figure 3, microphoto G). Par endroits, elle est poecilitique et elle englobe de la biotite, des pyroxènes ou du plagioclase. Certains échantillons renferment une amphibole bleu-vert en contact avec les pyroxènes ou formant de fines veinules qui coupent la matrice. La biotite (de 1 à 2 % du volume) est grenue, millimétrique, interstitielle ou poecilitique, et englobe des grains d'amphibole, de pyroxène ou de plagioclase. Les minéraux opaques (magnétite < 5 % du volume) se présentent principalement en inclusion dans l'amphibole ou la biotite. L'apatite forme de fines aiguilles, des aiguilles trapues ou grossières, ou des cristaux prismatiques dans la matrice ou en inclusion dans le plagioclase, les pyroxènes, la biotite ou la hornblende. L'apatite comporte par endroits des inclusions de micro-apatite, de zircon ou de monazite. Le zircon est principalement idiomorphe et en inclusion dans la biotite, l'amphibole ou les pyroxènes. La monazite (en traces) s'observe principalement en inclusion dans la biotite.

Par endroits, le gabbronorite montre un caractère hybride et contient alors du quartz et/ou du feldspath potassique (<5 % du volume). Dans la matrice, le quartz est xénomorphe ou se présente sous la forme de mégacristaux millimétriques à centimétriques, généralement ovoïdes. Le feldspath potassique forme des mégacristaux centimétriques à pluricentimétriques, trapus, hypidiomorphes à idiomorphes, perthitiques (en taches ou en filons) et, par endroits, présente une texture rapakivique. En général, ils incorporent, comme certains phénocristaux de plagioclase, une multitude d'inclusions de clinopyroxène, particulièrement en bordure des cristaux.

L'orientation préférentielle des bâtonnets (figure 1, photo B) ou des phénocristaux hypidiomorphes de plagioclase définit par endroits une foliation magmatique. Certains gabbronorites présentent une foliation tectonique révélée par l'orientation préférentielle de paillettes de biotite en présence de plagioclase granoblastique. Même dans le gabbronorite massif, les bâtonnets de plagioclase peuvent être faiblement à moyennement recristallisés. La recristallisation du gabbronorite est toutefois relativement faible, la présence de bâtonnets de plagioclase recristallisés étant très sporadique. Cette recristallisation s'amorce par la formation de macles en biseau, de limites de grains suturées, de sous-grains et de néocristaux en bordure des lattes. Une recristallisation complète du plagioclase produit une texture granoblastique.

Description microscopique des unités felsiques

Les monzonites et les mangérites quartzifères, les granites *stricto sensu*, les granites à feldspath alcalin, les monzonites et les mangérites, les syénogranites, les monzosyénites, les syénites quartzifères à feldspath alcalin et les syénites sont composés d'une proportion variable de plagioclase, de feldspath potassique (le microcline par endroits) et de quartz. Le plagioclase se présente principalement en grains matriciels millimétriques et, par endroits, en phénocristaux millimétriques à centimétriques hypidiomorphes à idiomorphes. Le feldspath potassique forme des phénocristaux hypidiomorphes, rectangulaires ou ovoïdes, centimétriques à pluricentimétriques, généralement perthitiques à mésoperthitiques, myrmékitiques et à texture rapakivique. Le quartz forme des grains millimétriques et xénomorphes dans la matrice, des phénocristaux ovoïdes, millimétriques à centimétriques, ou des grains millimétriques de forme irrégulière et lobée (figure 3, microphoto D). Les grains lobés comportent une couronne interne de quartz granulaire (figure 3, microphoto D). Les phases felsiques comportent très peu de minéraux mafiques (< 7 % du volume : amphibole < 4 %, biotite < 3 %, clinopyroxène < 2 % et orthopyroxène < 2 %), exception faite pour les syénites, qui peuvent en contenir jusqu'à 20 % du volume (amphibole < 15 %, clinopyroxène < 7 %, biotite < 3 % et orthopyroxène < 3 %). La hornblende est grenue ou poecilitique,

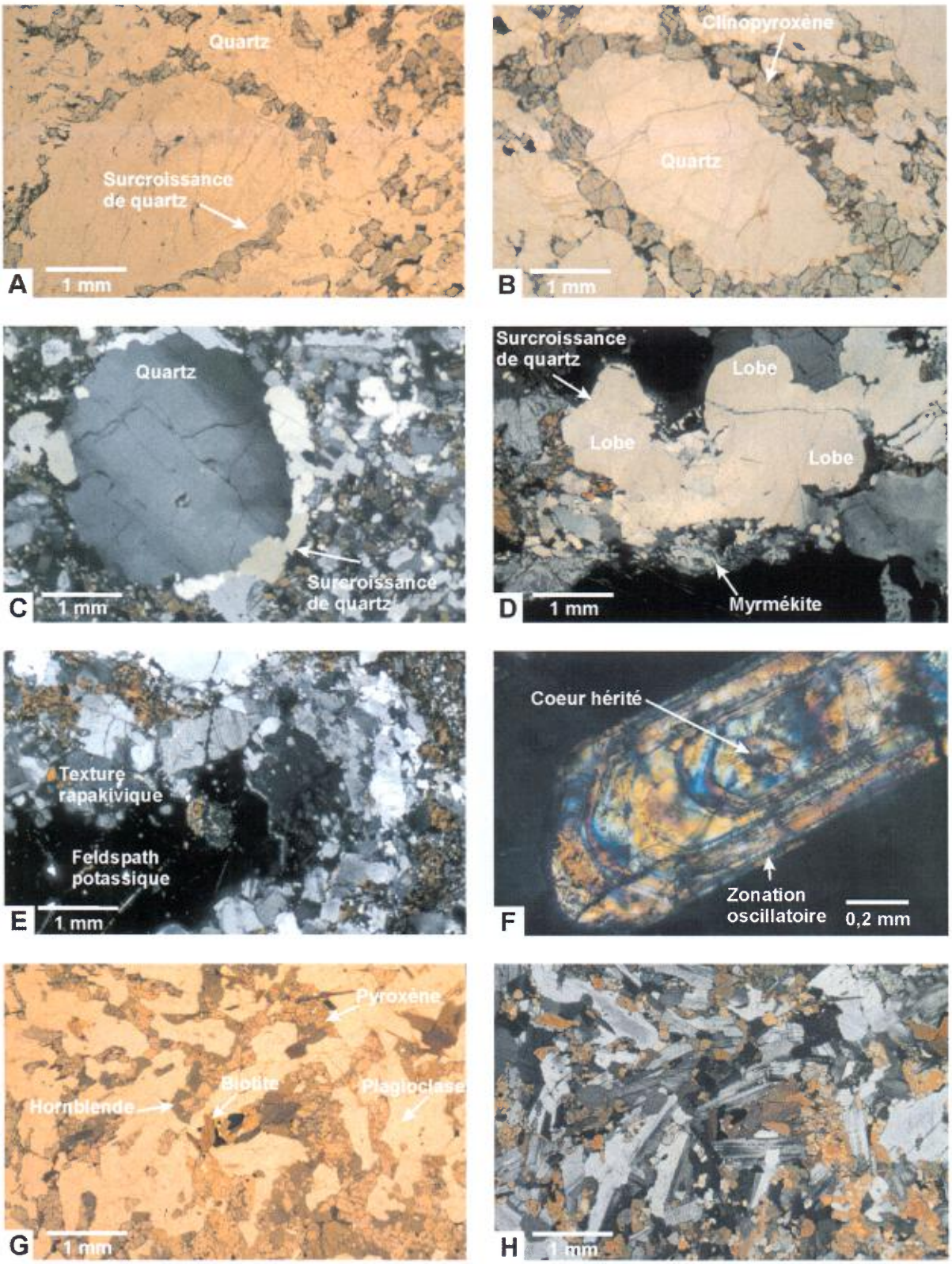


FIGURE 3 - Microphotographies. En (A), diverses couronnes entourant un xénocristal ovoïde de quartz dans une monzodiorite quartzifère : une couronne interne de surcroissance de quartz, une couronne médiane de clinopyroxène et une couronne externe de quartz. En (B), couronne de clinopyroxène autour d'un xénocristal ovoïde de quartz dans une monzonite quartzifère à caractère hybride. En (C), couronne discontinue de surcroissance de quartz en bordure d'un xénocristal de quartz arrondi dans une monzodiorite quartzifère. En (D), grains de quartz à structure lobée dans une monzonite quartzifère impliquée dans du mélange de magmas. En (E), xénocristal de feldspath potassique à texture rapakivique dans une monzodiorite quartzifère. En (F), zonation ignée concentrique et oscillatoire d'un grain de zircon idiomorphe dans un granite. En (G) et en (H), gabbronorite massif typique, homogène, à grain moyen et à bâtonnets de plagioclase trapus non recristallisés.

millimétrique, et englobe notamment des minéraux opaques, du feldspath potassique, du quartz, de la biotite, du clinopyroxène, de l'apatite ou du zircon. En général, la biotite forme des paillettes millimétriques, poecilitiques par endroits, et contient des inclusions de quartz, de zircon, d'apatite ou de monazite.

Le zircon est plus abondant dans les granites, où il se trouve dans la matrice, en inclusion dans la biotite, le plagioclase, le quartz ou les minéraux opaques. Les grains de zircon présentent une morphologie prismatique avec des bordures cristallines bien formées et une zonation concentrique, oscillatoire, très bien développée et caractéristique du zircon igné (Poldervaart, 1956). La croissance de zircon igné autour d'un cœur hérité peut être observée par endroits (figure 3, microphoto F). Il est intéressant de noter l'absence significative de couronne (métamorphique) autour des zircons et ce, même dans les phases présentant une foliation tectonique bien développée. Ainsi, parmi les granites datés, le plus déformé renferme des zircons de morphologie variée, incluant des prismes incolores, hypidiomorphes à idiomorphes, avec des terminaisons pyramidales sur lesquelles se sont développées des faces cristallines de deuxième génération (Wodicka *et al.*, ce volume). Ces zircons ont enregistré le même âge que les zircons sans surcroissance, impliquant une cristallisation polyphasée des minéraux (voir plus loin la section intitulée « Incidence de la mise en place de magmas mafiques dans une chambre magmatique granitique »). Certains cristaux de zircon, en inclusion dans un même minéral (*e.g.*, le feldspath potassique), sont segmentés ou fragmentés; les fragments étant, par endroits, déplacés les uns par rapport aux autres. Cette texture se compare de près à celle résultant de la cristallisation de minéraux tardifs dans des zones crées par la fragmentation de grains primaires (Paterson *et al.*, 1998; Vernon, 2000). Ce type de texture suggère qu'il y a eu déformation à l'état solide de cristaux précoces lors de la cristallisation même du magma.

Les granitoïdes sont généralement foliés et porphyriques. La foliation magmatique est caractérisée notamment par l'orientation préférentielle des phénocristaux de feldspath potassique ainsi que par celle des cristaux de quartz, d'apatite et de zircon. La foliation à l'état solide est définie : 1) par l'orientation préférentielle de la biotite associée à des plages granoblastiques de plagioclase et à des rubans de quartz à néocristaux; et 2) par l'orientation préférentielle de phénocristaux de feldspath potassique à caractère oeillé et recristallisés aux bordures. Le granite fortement déformé comporte des porphyroclastes de quartz et de feldspath à extinction roulante dans une matrice à grain très fin, une foliation mylonitique et des rubans de quartz. La recristallisation de ces roches touche principalement le quartz. Elle se développe à partir d'une extinction ondulante, puis passe à des textures lamellaires et de sous-grains, à la formation de néocristaux polygonaux aux dépens des bordures et des fractures des grains originaux de quartz, et se termine finalement par la formation d'une texture granoblastique. Le plagioclase présente une texture granoblastique dans la matrice à grain fin de certaines roches.

UNITÉS MIXTES

Unité de monzodiorite

L'unité de monzodiorite regroupe des roches hybrides dont l'appellation est difficile à fixer à partir des classifications en usage, mais qui ont été identifiées sur le terrain comme des monzodiorites quartzifères. Ces roches comportent des mégacristaux millimétriques à centimétriques de quartz et des porphyres centimétriques à pluricentimétriques de feldspath potassique généralement rapakivique, baignant dans une matrice dioritique à grain fin (photo 9 dans Gobeil *et al.*, 2000). Le plagioclase forme des bâtonnets millimétriques hypidiomorphes dans la matrice et, par endroits, des phénocristaux millimétriques à centimétriques et hypidiomorphes à idiomorphes. Les mégacristaux de quartz sont ronds ou ovoïdes et présentent une mince couronne de minéraux mafiques (clinopyroxène). La matrice dioritique, lorsqu'elle est abondante, montre une texture intergranulaire, tandis que l'ensemble de la roche montre une texture porphyrique et rapakivique. Lorsque présente, la foliation tectonique est caractérisée par l'orientation préférentielle des minéraux mafiques. Les monzodiorites sont généralement peu recristallisées.

Enclaves microgrenues

Les enclaves mafiques observées sur le terrain sont principalement constituées de gabbronorite à grain fin. Elles sont incluses dans des phases monzonitiques ou monzodioritiques généralement porphyriques, massives ou foliées, à grain moyen, à texture rapakivique, à matrice riche en minéraux mafiques. Ces enclaves sont de forme arrondie ou ovoïde, de taille décimétrique à métrique et comportent en général un contour lobé en feston (figure 1, photo E; photo 7 dans Gobeil *et al.*, 2000) et des bordures de trempe continues, régulières, à patine gris clair, à grain fin et dont le contact est net ou diffus avec la partie interne des enclaves (figure 1, photos E et F).

Les enclaves sont soit homogènes avec ou sans phénocristaux de plagioclase, soit hybrides avec des mégacristaux millimétriques à centimétriques de quartz et des porphyres centimétriques à pluricentimétriques de feldspath potassique. Tous les extrêmes entre les enclaves homogènes massives et les enclaves hybrides foliées à mégacristaux peuvent être rencontrés sur un même affleurement (figure 1, photos E et F; figure 2, photos A, C et D; photos 7, 8 et 10 dans Gobeil *et al.*, 2000). Les contacts des enclaves varient de francs à graduels, les contacts graduels étant caractérisés par une augmentation progressive ou

irrégulière de la proportion de mégacristaux de feldspath potassique dans l'enclave.

Les bordures en feston caractérisant les enclaves mafiques indiquent que les phases mafiques et felsiques étaient toutes deux à l'état magmatique lors de leur mélange (Vernon, 1991). Les contacts entre les phases sont nets et chaque phase conserve son identité lors du mélange (figure 1, photos E, F et G). Ces enclaves sont soit symétriques, avec des contours en feston tout autour de l'enclave (figure 1, photo E), soit asymétriques et allongées (enclaves en feuillets), avec un contact crénelé ou à contours lobés très prononcés à leur base structurale (figure 2, photos A, B, C et D) et un contact supérieur régulier et rectiligne (non visible sur les photos). Les lobes inférieurs sont convexes vers la base structurale du feuillet et leur axe est perpendiculaire à la surface du feuillet. Ces structures rappellent des structures sédimentaires de charge. Leur position à la base structurale des feuillets de roches mafiques denses s'explique en terme de mise en place sur un cumulat felsique et procure un critère de polarité (Wiebe et Collins, 1998). Les feuillets de roches mafiques présentent généralement à leur base structurale : 1) des structures de flamme ou du matériel monzonitique; et 2) des veines granitiques diffuses, aphyriques et discontinues. Ces veines prennent naissance dans le matériel monzonitique et s'infiltrent structuralement vers le haut dans les enclaves mafiques en feuillets (figure 2, photos A, B, C et D). Le matériel felsique composant ces veines granitiques est interprété comme un liquide interstitiel ayant été évacué du cumulat felsique sous-jacent par filtration sous pression et qui a pénétré le feuillet de roches mafiques sus-jacent par mouvement ascendant. Ces veines constituent ainsi un indicateur de polarité (voir plus loin la section intitulée « Intrusions litées mafiques-felsiques du type MASLI ») (Wiebe et Collins, 1998). Un moulage (enrobement) des phénocristaux du matériel felsique par du magma mafique peut être observé par endroits (figure 1, photo E; figure 2, photo E).

La structure des enclaves comprend tous les intermédiaires entre : 1) des coussins amiboïdes massifs (figure 1, photo E); 2) des enclaves allongées, à rapport de forme pouvant atteindre 15 sur 1, orientées parallèlement à la foliation de la monzonite hôte (figure 1, photo F); et 3) des enclaves plissées à plan axial parallèle à l'axe d'allongement des enclaves adjacentes et à la foliation observée dans leur hôte monzonitique (figure 1, photo G). Il est à noter que la monzonite peut présenter une forte foliation et un aspect oeillé, même lorsque les enclaves sont amiboïdes ou allongées, mais non déformées à l'état solide (photos 7 et 8 dans Gobeil *et al.*, 2000). Les enclaves hybrides sont ordinairement foliées et, règle générale, les contours dans l'axe d'allongement des enclaves et parallèles à la fabrique de la monzonite sont nets et réguliers, tandis que ceux perpendiculaires à la fabrique sont irréguliers, préservant des évidences d'une structure lobée (figure 1, photo F; photos 8 et 10 dans Gobeil *et al.*, 2000). La foliation de ces enclaves est définie par l'orientation préférentielle de mégacristaux de feldspath potassique et d'amas lenticulaires de matériel felsique (figure 2, photos C, D et E; photo 8 dans Gobeil *et al.*, 2000).

Description microscopique

Monzodiorite

Les monzodiorites renferment une matrice dioritique à grain fin à moyen, avec des mégacristaux millimétriques à centimétriques de quartz et des porphyres centimétriques à pluricentimétriques de feldspath potassique présentant généralement une texture rapakivique. Les minéraux mafiques sont présents en quantité variable et le quartz est xénomorphe par endroits. La couronne de plagioclase, autour des mégacristaux de feldspath potassique, est myrmékitique et formée de plusieurs grains soit millimétriques équidimensionnels (figure 3, microphoto E), soit antiperthitiques, notamment lorsqu'un seul cristal forme la couronne, ou encore riches en inclusions de clinopyroxène, par endroits disposées en chapelet de grains directement au contact entre le feldspath potassique et la couronne de plagioclase. On note à certains endroits la présence de phénocristaux centimétriques et poecilitiques de feldspath potassique englobant les minéraux matriciels de la roche. Cette texture résulte de la croissance de larges phénocristaux, à partir d'un magma felsique ou hydraté, et de l'incorporation d'une multitude de petits cristaux matriciels qui se sont formés antérieurement à partir d'un magma plus mafique à caractère hybride (Hibbard, 1991). Le plagioclase forme des bâtonnets hypidiomorphes et millimétriques ou des grains millimétriques à centimétriques dans la matrice et, par endroits, des phénocristaux millimétriques à centimétriques et hypidiomorphes à idiomorphes. Les phénocristaux et certains grains antiperthitiques contiennent, comme certains mégacristaux de feldspath potassique, une multitude d'inclusions de clinopyroxène, d'amphibole ou de biotite, de granulométrie inférieure aux minéraux présents dans la matrice et, par endroits, orientées parallèlement aux macles dans le plagioclase. Certains phénocristaux de plagioclase contiennent un cœur riche en inclusions de clinopyroxène et des marges exemptes d'inclusions. Les mégacristaux de quartz sont ronds ou ovoïdes et de taille variable, millimétriques à centimétriques (figure 3, microphotos A, B et C). Une couronne de clinopyroxène et/ou d'amphibole et/ou d'orthopyroxène (figure 3, microphotos A et B), de même granulométrie que la matrice, et une couronne interne de quartz formée soit de petits cristaux granulaires ou, par endroits, d'un seul grain (figure 3, microphotos A et C) entourent ces mégacristaux. La couronne de clinopyroxène est composée d'un mince chapelet (généralement un seul grain d'épaisseur) continu ou discontinu par endroits (figure 3, microphotos A et B). Dans certains cas, plusieurs couronnes entourent les

mégacristaux de quartz : une couronne interne discontinue de quartz granulaire, une couronne médiane de clinopyroxène et une couronne externe de quartz (figure 3, microphoto A).

Les pyroxènes (<30 % du volume) se présentent généralement en grains grenus millimétriques, idiomorphes par endroits. La hornblende (jusqu'à 15 % du volume) est grenue, millimétrique, en couronne discontinue autour du quartz, des minéraux opaques ou des pyroxènes, ou poecilitique et englobe alors du quartz ou de la biotite. Une amphibole bleu-vert poecilitique à inclusions globuleuses de quartz est généralement en contact avec des mégacristaux de quartz ou inclus dans le feldspath potassique. La biotite (<10 % du volume), en paillettes millimétriques ou interstitielle aux pyroxènes et au plagioclase, présente une orientation préférentielle dans les roches foliées. Les minéraux opaques (<2 % du volume) sont principalement associés à l'amphibole et aux pyroxènes. L'apatite forme soit des aiguilles idiomorphes dans le plagioclase de la phase matricielle dioritique, soit des aiguilles trapues principalement incluses dans le plagioclase. Elle comporte par endroits des inclusions de micro-apatite ou de monazite. Le zircon est idiomorphe, zoné par endroits et inclus dans la biotite, le plagioclase, l'amphibole, le quartz ou le feldspath potassique. Par endroits, la monazite est présente en traces.

La matrice dioritique, lorsqu'elle est abondante, montre une texture intergranulaire, tandis que l'ensemble de la roche présente une texture porphyrique et rapakivique. Lorsque présente, la foliation tectonique est caractérisée par l'orientation préférentielle des minéraux mafiques et, par endroits, par des rubans polycristallins de quartz néoblastique à grain fin, qui contournent des mégacristaux recristallisés de feldspath potassique. La plupart des monzodiorites sont faiblement recristallisées. Elle contiennent du quartz à extinction roulante ou à texture lamellaire et des bâtonnets de plagioclase soit accompagnés de sous-grains, soit recristallisés par endroits en une plage granoblastique. Des néocristaux sont également présents dans les fractures, à l'intérieur des grains de quartz ou en bordure de ces grains. Ces néocristaux se différencient difficilement de la couronne interne de quartz granulaire observée à certains endroits.

Enclaves de gabbronorite

La granulométrie des enclaves de gabbronorite varie de très fine à moyenne (figure 1, photos E, F et G; figure 2, photos A, B, C et D). Les pyroxènes à grains millimétriques, hypidiomorphes à idiomorphes, constituent une mosaïque de forme irrégulière ou polygonale. Le plagioclase se présente en bâtonnets millimétriques, hypidiomorphes à idiomorphes, généralement trapus ou en phénocristaux hypidiomorphes, millimétriques à centimétriques, zonés par endroits de façon irrégulière et discontinue. Les phénocristaux et certains grains grossiers, antiperthitiques, millimétriques à centimétriques, contiennent (notamment en bordure des phénocristaux) une multitude d'inclusions de clinopyroxène de granulométrie inférieure ou égale à celle de la matrice. La hornblende (<15 % du volume) est poecilitique ou plus couramment en grains grenus millimétriques interstitiels aux pyroxènes. Par endroits, une amphibole bleu-vert se trouve en contact avec les pyroxènes. La biotite (de 1 à 2 % du volume) forme des petites paillettes ou des grains grenus millimétriques en plages interstitielles aux pyroxènes. Les minéraux opaques (de 1 à 2 % du volume) sont principalement inclus dans les pyroxènes, l'amphibole ou la biotite. Ils forment également une phase individuelle de la matrice et sont généralement associés aux minéraux mafiques.

Les enclaves de gabbronorite contiennent, par endroits, du quartz et/ou du feldspath potassique; elles sont alors qualifiées d'hybrides (figure 1, photos H et I; figure 2, photos C, D et E). Les porphyres de feldspath potassique centimétriques à pluricentimétriques sont hypidiomorphes à idiomorphes, perthitiques et à texture rapakivique. Ils comprennent généralement, comme certains phénocristaux de plagioclase, une multitude d'inclusions de clinopyroxène et d'orthopyroxène de granulométrie inférieure à celle de la matrice. Le quartz se trouve principalement dans des amas felsiques polycristallins ou dans des poches gabbroïques et quartzifères centimétriques, de forme ovoïde ou irrégulière, à granulométrie plus grossière et à contacts diffus, mais bien distincts. Certaines de ces poches présentent une orientation préférentielle parallèle à la foliation magmatique définie par les bâtonnets et les phénocristaux de plagioclase. Elles sont généralement plus riches en minéraux accessoires et contiennent, par endroits, du plagioclase myrmékitique. Dans ces poches, le plagioclase forme soit des grains grossiers et équidimensionnels, soit des bâtonnets grossiers et trapus. Le quartz forme des grains grenus et xénomorphes disposés entre les grains de pyroxène et de plagioclase. D'autres poches, plus mésocrates, sont formées majoritairement de grains grossiers équidi-mensionnels de pyroxène et d'une faible quantité de quartz xénomorphe. Dans les enclaves, le principal minéral accessoire est l'apatite (<1 % du volume) aciculaire, en aiguilles trapues ou en cristaux prismatiques inclus dans le plagioclase ou les pyroxènes. Le zircon, en traces, est présent par endroits; il est généralement idiomorphe et inclus dans le plagioclase, les pyroxènes, l'amphibole ou la biotite. Des traces de monazite sont également présentes par endroits.

Les enclaves de gabbronorite sont caractérisées par une texture intergranulaire ou diabasique où les pyroxènes et les amphiboles forment des grains millimétriques généralement équidimensionnels et disposés dans les interstices présents entre les lattes de plagioclase. Un exemple de texture subophitique a pu être observé. À certains endroits, les pyroxènes définissent une texture glomérocristalline; ils se présentent alors en agrégats compacts (sans interstices) globalement circulaires, de grains grenus ou polygonaux. Dans ces agrégats, les grains d'orthopyroxène sont généralement plus grossiers, trapus et moins abondants que

les grains de clinopyroxène. Plusieurs enclaves montrent une texture porphyrique avec des grains millimétriques à centimétriques de hornblende poecilitiques, des phénocristaux millimétriques à centimétriques de plagioclase zoné ou des mégacristaux hypidiomorphes à idiomorphes de feldspath potassique dans une matrice à grain variant de fin à très fin. Des zones de réaction peuvent être observées par endroits au contact (dans la bordure de trempe) d'une enclave de gabbronorite et d'un granite. Ces zones sont caractérisées par la présence de fines baguettes millimétriques d'orthopyroxène et de bâtonnets également millimétriques de plagioclase disposés parallèlement les uns aux autres, mais perpendiculairement au contact de l'enclave. Une foliation ignée peut être observée dans certaines enclaves. Elle est définie par une orientation préférentielle, soit de grains matriciels et de phénocristaux de plagioclase, de paillettes de biotite et de poches gabbroïques ovoïdes, soit de petits cristaux allongés de pyroxène en bordure d'enclaves (structuration de la matrice).

Les enclaves de gabbronorite sont faiblement recristallisées, avec des bâtonnets de plagioclase bien préservés ou encore à sous-grains par endroits. Une faible proportion d'enclaves sont recristallisées; elles contiennent alors des bâtonnets de plagioclase à texture granoblastique.

Enclaves hybrides

Les enclaves hybrides présentent des textures porphyrique et rapakivique, ainsi qu'une foliation ignée fréquente (figure 1, photo I; figure 2, photos A, C, D et E). Le feldspath potassique forme des mégacristaux centimétriques à pluricentimétriques, perthitiques et à texture rapakivique ou des grains hypidiomorphes millimétriques trapus par endroits (figure 3, microphoto E). Le plagioclase est zoné par endroits, myrmékitique, et il se présente sous la forme de phénocristaux millimétriques à centimétriques, hypidiomorphes à idiomorphes, de bâtonnets matriciels millimétriques hypidiomorphes ou de grains également millimétriques. Le quartz forme des mégacristaux ovoïdes, millimétriques à centimétriques, (figure 3, microphotos A, B et C) ou des grains millimétriques xénomorphes dans la matrice. Une couronne interne de quartz granulaire se trouve fréquemment autour des mégacristaux ovoïdes de quartz (figure 3, microphotos A, B et C). La hornblende (< 30 % du volume) est le minéral mafique prédominant et elle forme des grains grenus ou poecilitiques, millimétriques, englobant du quartz ou du plagioclase. La biotite (< 15 % du volume) forme des grains poecilitiques millimétriques à inclusions globuleuses de quartz. Certains grains de biotite montrent une orientation préférentielle. Les minéraux opaques sont peu abondants dans les enclaves hybrides (< 1 % du volume). L'apatite comprend, par endroits, des inclusions de microapatite et elle forme généralement de fines aiguilles idiomorphes dans le plagioclase ou l'amphibole. Le zircon est idiomorphe, zoné par endroits ou arrondi, et inclus dans la biotite, l'amphibole, le plagioclase ou le feldspath potassique. Des traces de monazite sont présentes par endroits. La recristallisation dans les enclaves hybrides est faible; le quartz présente soit une extinction roulante, soit une texture lamellaire, ou comporte des sous-grains ou des néocristaux à certains endroits.

Dykes mafiques

Une grande variété de dykes mafiques coupent le Complexe de Matamec, incluant les dykes de gabbronorite du lac Volant et de l'indice Ann, interprétés comme cogénétiques. Les dykes mafiques sont de composition dioritique ou gabbroïque, à grain fin et de puissance décimétrique à plurimétrique. Certains recoupent la foliation magmatique et tectonique des monzonites et des gabbronorites, mais la plupart sont parallèles à ces structures (figure 1, photo D). Par endroits, en périphérie des contacts avec la monzonite hôte, des porphyres de feldspath potassique sont présents dans les dykes. Les contacts des dykes sont nets. Certains renferment des apophyses subparallèles aux épontes et des lambeaux de monzonite oeillée ou de gabbronorite, ainsi que par endroits des bordures de trempe gris clair. Les lambeaux de l'encaissant sont millimétriques à pluricentimétriques, généralement rectangulaires, et foliés à l'état solide. Leur axe long et leur foliation sont parallèles aux contacts du dyke. Ils représentent des lambeaux délaminés des unités encaissantes suivant un système de fractures parallèles aux épontes.

Le dyke du lac Volant est multiphasé et s'est mis en place vers 1351 ±6 Ma (Nabil, 1999; Wodicka *et al.*, ce volume). Le corps principal du dyke s'est injecté dans un feuillet de gabbronorite, subparallèlement aux feuillets de granite et de mangérite adjacents et à une zone de cisaillement. Il comporte cependant des apophyses non déformées, localisées de part et d'autre du dyke, qui recoupent avec un angle fort les feuillets de granite et de mangérite. Le dyke de l'indice Ann, d'orientation NW-SE, traverse également avec un angle fort les feuillets du Complexe de Matamec au niveau de la charnière de sa grande synforme. Ce dyke est parallèle à une anomalie aéromagnétique rectiligne et ne présente sur le terrain aucun signe de déformation (Maisonneuve et Roy, 1998). Ces dykes minéralisés en Cu-Ni-Co présentent une granulométrie moyenne à grossière et une puissance plurimétrique à hectométrique (Clark, ce volume).

Les dykes mafiques de composition dioritique (An < 40) comprennent du plagioclase, de l'amphibole et, en quantité moindre, de l'orthopyroxène (< 20 % du volume) et du clinopyroxène (< 10 % du volume). Les pyroxènes et la hornblende forment des grains grenus millimétriques. La hornblende est présente en grains trapus et définit soit une foliation, soit une couronne épaisse, diffuse et irrégulière autour des pyroxènes. Le plagioclase forme des bâtonnets

millimétriques hypidiomorphes à idiomorphes, des cristaux millimétriques ou, par endroits, des phénocristaux idiomorphes, millimétriques à centimétriques. Les bâtonnets de plagioclase définissent une texture intergranulaire ou subophitique et, par endroits, une foliation ignée. À certains endroits, la biotite (< 25 % du volume) présente une orientation préférentielle. Certains dykes de diorite montrent, à divers degrés, une recristallisation importante et une déformation tectonique définie soit par une orientation préférentielle de la biotite et de la hornblende en présence de plagioclase granoblastique, soit par une foliation mylonitique. Cette foliation mylonitique est accompagnée : 1) de rubans de quartz néoblastique dans une matrice à grain très fin; 2) de veines felsiques plissées (microplis) et boudinées; et 3) de porphyroclastes de feldspath.

Les dykes gabbroïques (gabbro, gabbronorite et gabbronorite à olivine) contiennent du plagioclase en bâtonnets millimétriques, hypidiomorphes à idiomorphes, du clinopyroxène et de l'orthopyroxène en grains millimétriques ou en grains grossiers hypidiomorphes également millimétriques. L'olivine (15 % du volume) contenue dans le dyke de gabbronorite à olivine forme des phénocristaux millimétriques à centimétriques et à inclusions de pyroxène et de plagioclase. La hornblende verte ou brune (< 15 % du volume) est grenue, millimétrique et se développe généralement en bordure du clinopyroxène ou des minéraux opaques. La biotite (de 1 à 2 % du volume), présente en grains xénomorphes et millimétriques, est disposée entre les grains d'amphibole ou en couronne discontinue autour des minéraux opaques. Ces dykes présentent une texture intergranulaire ou subophitique par endroits. Contrairement aux dykes dioritiques, les dykes de gabbro et le dyke de gabbronorite ne montrent aucune évidence de recristallisation et comprennent du plagioclase en bâtonnets non recristallisés. L'un de ces dykes présente toutefois une texture fort inhabituelle, car les bâtonnets de plagioclase sont arqués et plissés sans recristallisation apparente.

Les minéraux opaques (principalement la magnétite) remplissent les interstices entre les grains d'amphibole et de biotite; ils sont abondants dans les dykes de gabbro (3 % du volume), mais peu abondants (< 1 % du volume) dans les autres dykes. Les dykes mafiques comprennent dans leur ensemble peu de minéraux accessoires (apatite, zircon et grenat). L'apatite est présente en traces dans le plagioclase sous la forme de fines aiguilles, d'aiguilles trapues ou de cristaux prismatiques généralement grossiers. Les grains de zircon (en traces) sont idiomorphes, fragmentés par endroits, zonés ou nettement plus grossiers. Un dyke de gabbro contient des grains de grenat grossiers millimétriques, craquelés, démembrés et à bordures irrégulières, qui comportent une couronne discontinue de pyroxène et des inclusions de carbonate et de pyroxène. Dans un autre dyke, le grenat forme des grains millimétriques à bordures irrégulières, comportant par endroits des inclusions d'amphibole ou une couronne discontinue de hornblende ou de pyroxène.

GÉOCHIMIE

La caractérisation géochimique des principaux faciès du Complexe de Matamec (gabbronorites, roches felsiques, roches hybrides, dykes et enclaves mafiques) est basée principalement sur les éléments majeurs et les spectres normalisés des éléments en traces (diagrammes multi-éléments) et des éléments des terres rares. Sur les diagrammes multiéléments, les éléments sont normalisés au manteau terrestre primitif (manteau primitif de Sun et McDonough, 1989) et arrangés en ordre de compatibilité croissante vers la droite, tandis que les spectres des terres rares sont normalisés aux chondrites du type « C1 » (chondrite « C1 » de Sun et McDonough, 1989). Dans le présent rapport, nous utilisons également des diagrammes de discrimination tectonomagmatique, principalement comme outil de caractérisation. Une approche prudente face à l'interprétation de ces diagrammes est de mise, étant donné l'ambiguïté des signatures géochimiques observées et, aussi, étant donné que la signature géochimique des magmas et des roches intrusives ne reflète pas nécessairement l'environnement tectonique de formation, mais plutôt la nature de leur source (voir Harris *et al.*, 1986; Arculus, 1987; Agrawal, 1995). Les inférences tectoniques basées sur l'utilisation de diagrammes de discrimination tectonomagmatique deviennent encore plus problématiques dans le cas des suites de roches intrusives potentiellement contaminées ou affectées par des processus de mélange magmatique, comme ceux observés dans les roches intrusives du Complexe de Matamec (voir Hergt *et al.*, 1989; Rollinson, 1993).

Méthodes analytiques

Plusieurs méthodes analytiques ont été utilisées pour obtenir les données géochimiques sur le Complexe de Matamec. Les analyses de roches totales ont été effectuées : 1) dans le laboratoire de géochimie de l'INRS-Géoressources par « spectrométrie d'émission atomique à source plasma » (*ICP-AES: inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry*) et par « spectrométrie de masse à source plasma » (*ICP-MS: inductively coupled plasma-mass spectrometry*); 2) dans le laboratoire d'analyse du Centre de recherche minérale (CRM) par fluorescence des rayons X (XRF), par activation neutronique instrumentale (*INAA: instrumental neutron activation analysis*)

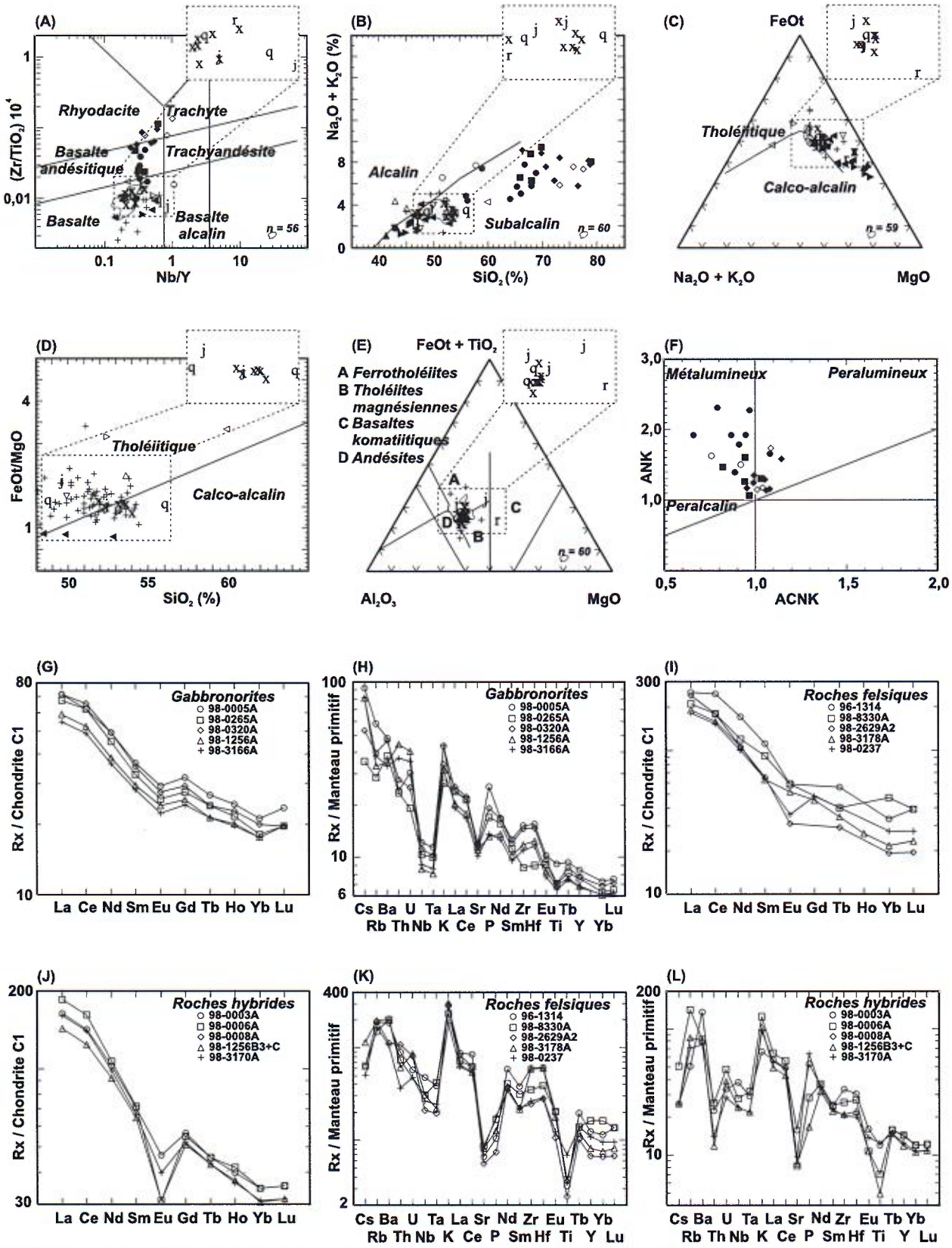


FIGURE 4 - Diagrammes géochimiques des roches intrusives du Complexe de Matamec. L'encadré des diagrammes A à E représente la position relative des échantillons de dykes et d'enclaves mafiques. En (**A**), diagramme $(Zr/TiO_2)/0,0001$ en fonction de Nb/Y de Winchester et Floyd (1977). En (**B**), diagramme binaire de Irvine et Baragar (1971). En (**C**), diagramme ternaire (AFM) de Irvine et Baragar (1971). En (**D**), diagramme FeOt/MgO en fonction de SiO_2 de Miyashiro (1974). En (**E**), diagramme ternaire de Jensen (1976). En (**F**), indice de saturation d'alumine de Maniar et Piccoli (1989). En (**G**), spectres des éléments des terres rares normalisés aux chondrites de type « C1 » (Sun et McDonough, 1989) pour des échantillons représentatifs de gabbronorite. En (**H**), diagramme multiéléments normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) pour des échantillons représentatifs de

(suite à la page suivante)

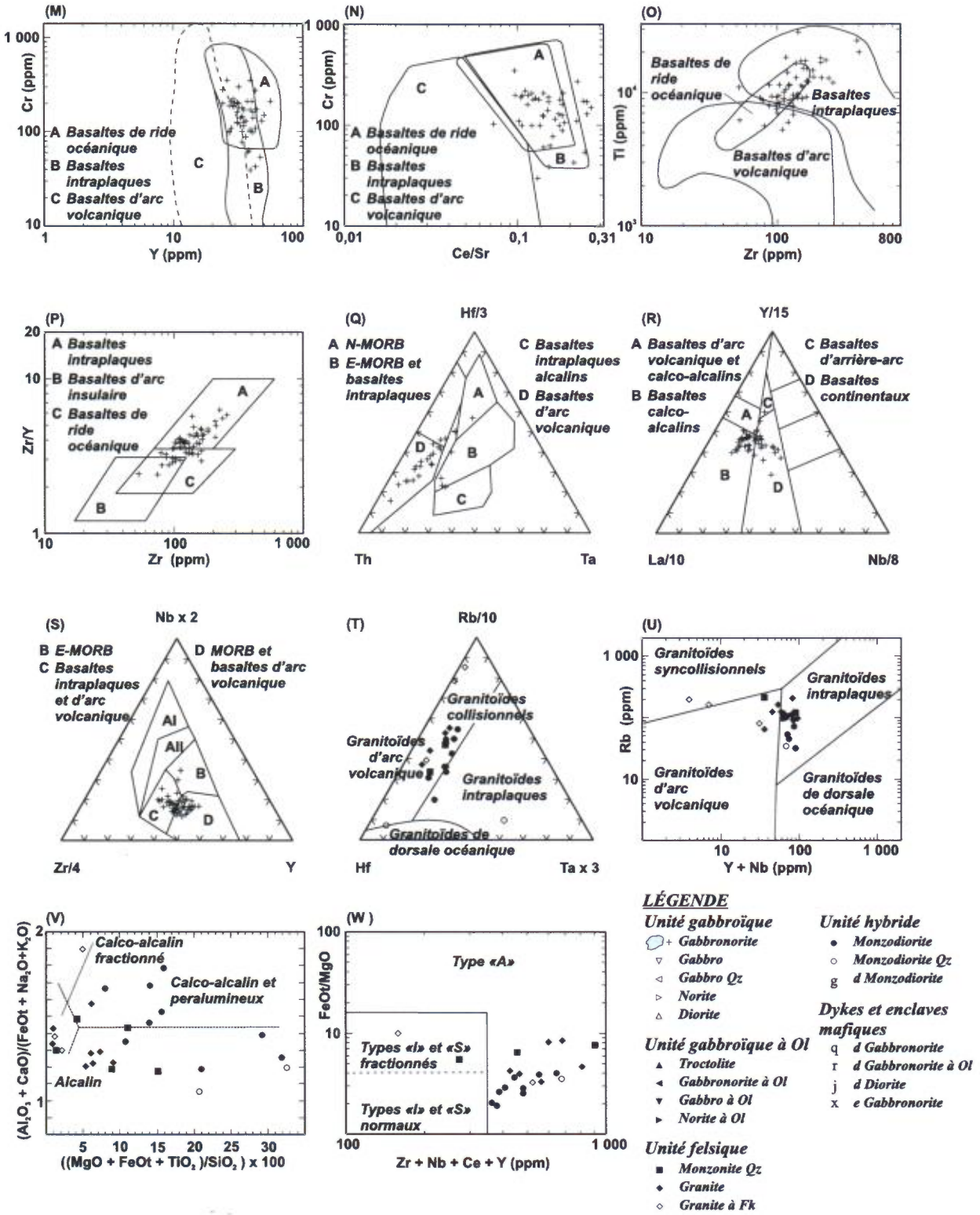


FIGURE 4 (suite) - gabbronorite. En (**I**), spectres des éléments des terres rares normalisés aux chondrites du type « C1 » (Sun et McDonough, 1989) pour des échantillons représentatifs de roches felsiques (monzonites quartzifères et granites). En (**J**), spectres des éléments des terres rares normalisés aux chondrites du type « C1 » (Sun et McDonough, 1989) pour des échantillons représentatifs de roches hybrides (monzodiorites quartzifères). En (**K**), diagramme multiéléments normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) pour des échantillons représentatifs de roches felsiques (monzonites quartzifères et granites). En (**L**), diagramme multiéléments normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) pour des échantillons représentatifs de roches hybrides (monzodiorites quartzifères). En (**M**), diagramme Cr-Y de Pearce (1982). En (**N**), diagramme Cr en fonction de Ce/Sr de Pearce (1982). En (**O**), diagramme Ti-Zr de Pearce (1982). En (**P**), diagramme Zr/Y en fonction de Zr de Pearce et Norry, 1979. En (**Q**), diagramme Th-Hf-Ta de Wood (1980). En (R), diagramme La-Y-Nb de Cabanis et Lecolle (1989). En (**S**), diagramme Zr-Nb-Y de Meschede (1986). En (**T**), diagramme Hf-Rb/10-Ta de Harris *et al.* (1986). En (**U**), diagramme Rb en fonction de Y+Nb de Pearce *et al.* (1984). En (**V**), diagramme 100 x [(MgO+FeOt+TiO_2)/SiO_2] en fonction de (Al_2O_3+CaO)/(FeOt+Na_2O+K_2O) de Sylvester (1989). En (**W**), diagramme Zr+Nb+Ce+Y en fonction de FeOt/MgO de Whalen *et al.* (1987).

et par ICP-AES. Les données sur les blancs analytiques et sur les standards internationaux peuvent être consultées dans le mémoire de maîtrise de Philippe Saint-Germain.

Caractérisation géochmique des unités intrusives du Complexe de Matamec

Les roches intrusives du Complexe de Matamec montrent une distribution géochimique relativement continue, allant d'un pôle mafique vers un pôle felsique, à partir des divers gabbroïdes à olivine appauvris en SiO_2, vers les gabbronorites, les roches hybrides, les monzonites et les granites riches en SiO_2 et en minéraux alcalins (*e.g.*, Na et K) (figure 4, diagramme A). Les échantillons de roches intrusives montrent toutefois une distribution bimodale du SiO_2 (figure 4, diagramme B). Cette distribution souligne la prédominance des roches mafiques et felsiques dans le Complexe de Matamec et la faible quantité d'analyses de roches monzodioritiques, généralement hybrides et hétérogènes (figure 4, diagramme B).

À l'exception de quelques diorites et gabbronorites, la majorité des roches mafiques sont subalcalines (figure 4, diagramme B). Les roches mafiques montrent, à l'exception de la plupart des gabbroïdes à olivine et de certains gabbronorites et gabbros, une signature tholéiitique sans enrichissement marqué en fer (diagrammes AFM et SiO_2 en fonction de FeOt/MgO) (figure 4, diagrammes C et D). Un chevauchement partiel dans le champ des roches calco-alcalines peut être observé sur le diagramme SiO_2 en fonction de FeOt/MgO (figure 4, diagramme D). Sur le diagramme ternaire de Jensen (1976), les échantillons de gabbronorite, d'enclaves de gabbronorite et de dykes mafiques sont situés essentiellement dans les champs des tholéiites magnésiennes et des ferrotholéiites (figure 4, diagramme E), confirmant la signature tholéiitique observée sur les diagrammes précédents. Un dyke de gabbronorite à olivine tombe, tant qu'à lui, dans le champ des komatiites basaltiques (figure 4, diagramme E).

À l'exception de certains granites et de quelques échantillons de monzonite et de microdiorite, les roches felsiques et hybrides sont subalcalines (figure 4, diagramme B) et métalumineuses (figure 4, diagramme F).

Gabbronorites

Éléments majeurs et éléments mineurs

Pour les gabbronorites, les teneurs en SiO_2 varient de 45 à 54 % du poids, celles en Al_2O_3 de 13 à 18 % du poids et celles en Na_2O de 1 à 3 % du poids. Le MgO, le FeOt, le TiO_2 et le P_2O_5 montrent des concentrations variant respectivement de 4 à 9 % du poids, de 8 à 17 % du poids, de 1 à 4 % du poids et de 0 à 2 % du poids. Les gabbronorites présentent des valeurs faibles du rapport Al_2O_3/TiO_2 (de 3 à 22) relativement aux valeurs chondritiques (~20), et un nombre magnésien (Mg#) variant de 34 à 62 [Mg# = 100 x (MgO mol. / (MgO mol.+FeOt mol.))]. Les rapports Al_2O_3/TiO_2 et le nombre magnésien (Mg#) permettent d'évaluer le caractère primitif d'une roche mafique. Pour une suite magmatique, un magma parental doit normalement comporter des valeurs élevées de ces rapports (19 et 70 respectivement). Les teneurs en métaux de transition des gabbronorites sont contenues entre 15 et 394 ppm pour le Ni, entre 30 et 382 ppm pour le Cr et entre 40 et 109 ppm pour le Co.

Éléments en traces

Les gabbronorites du Complexe de Matamec montrent des spectres enrichis en terres rares légères et appauvris en terres rares lourdes (figure 4, diagramme G). Les spectres sont fortement fractionnés [$(La/Yb)_{Nc}$ = de 2 à 8; Nc = normalisation aux chondrites du type « C1 »; Sun et McDonough, 1989] et enrichis en terres rares légères [$(La/Sm)_{Nc}$ = de 1 à 3] (figure 4, diagramme G). Ces roches sont généralement caractérisées par une anomalie en Eu moyennement négative (Eu/Eu* = de 0,6 à 1,1) [Eu/Eu* = Eu_{Nc} / ((Sm_{Nc}+Gd_{Nc})/2)] (figure 4, diagramme G). Le degré de fractionnement des terres rares lourdes est moyen [$(Gd/Yb)_{Nc}$ = de 1 à 3] (figure 4, diagramme G).

Sur un diagramme multiéléments normalisé (« Nm » indique la normalisation au manteau primitif; Sun et McDonough, 1989), les abondances en U, La, Ce, Nd, Sm, Hf, Eu, Tb, Yb et Lu sont relativement colinéaires (figure 4, diagramme H). Les éléments à fort champ ionique (HFSE) montrent de faibles abondances normalisées qui se répercutent par des anomalies négatives systématiques pour le Nb-Ta et des anomalies généralement négatives pour le Ti (figure 4, diagramme H). Le Zr montre des abondances normalisées élevées, mais parfois variables (figure 4, diagramme H).

Les gabbronorites montrent de fortes concentrations normalisées en éléments hautement incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th, U, K, La et Ce) (figure 4, diagramme H). Dans l'ensemble, les spectres sont enrichis en éléments à grand rayon ionique (LILE) et appauvris en éléments à fort champ ionique (HFSE) (figure 4, diagramme H). Le Rb, le Ba et le K montrent des concentrations normalisées relativement élevées (figure 4, diagramme H). Le Sr montre systématiquement une anomalie négative (figure 4, diagramme H). Les concentrations en P varient généralement d'un spectre plat à des spectres montrant des anomalies fortement positives (figure 4, diagramme H). Le Th et l'U montrent des anomalies faiblement à moyennement négatives (figure 4, diagramme H).

Unités felsiques et hybrides

Éléments majeurs

Les teneurs en TiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O et P_2O_5 des roches felsiques et hybrides (monzonites quartzifères, granites, granites à feldspath alcalin, monzodiorites et monzodiorites quartzifères) varient respectivement entre 0 et 3 % du poids, entre 10 et 15 % du poids, entre 2 et 4 % du poids, entre 1 et 7 % du poids et entre 0 et 1 % du poids. Les teneurs en SiO_2 des roches felsiques varient entre 66 et 79 % du poids, alors que celles des roches hybrides varient entre 52 et 69 % du poids. Finalement, les teneurs en CaO des roches felsiques varient entre 0 et 4 % du poids, tandis que celles des roches hybrides varient entre 3 et 7 % du poids.

Éléments en traces

Les roches felsiques et hybrides du Complexe de Matamec montrent des spectres des terres rares variant de moyennement à fortement fractionnés [$(La/Yb)_{Nc}$ = de 4 à 51; $(La/Sm)_{Nc}$ = de 1 à 25; $(Gd/Yb)_{Nc}$ = de 1 à 3; La_{Nc} = jusqu'à 717] (figure 4, diagrammes I et J). Dans l'ensemble, ces roches sont caractérisées par une anomalie en Eu moyennement négative à parfois faiblement positive (Eu/Eu* = de 0,5 à 1,2).

Les spectres des terres rares des roches felsiques (monzonites quartzifères, granites et granites à feldspath alcalin) sont dans l'ensemble fortement fractionnés [$(La/Yb)_{Nc}$ = de 4 à 12] et fortement enrichis en terres rares légères [$(La/Sm)_{Nc}$ = de 2 à 5] (figure 4, diagramme I). Les granites à feldspath alcalin et certains granites *stricto sensu* sont plus fractionnés [voir $(La/Yb)_{Nc}$ = de 21 à 51] et plus enrichis en terres rares légères [voir $(La/Sm)_{Nc}$ = de 6 à 25]. L'anomalie en Eu de la plupart de ces roches est faiblement à moyennement négative (figure 4, diagramme I). Les terres rares lourdes sont moyennement fractionnées [$(Gd/Yb)_{Nc}$ = de 1 à 3] et elles montrent parfois un léger enrichissement dans certaines roches [voir $(Gd/Yb)_{Nc}$ <1] (figure 4, diagramme I).

Les spectres des terres rares des roches hybrides (monzodiorites et monzodiorites quartzifères) sont fortement fractionnés [$(La/Yb)_{Nc}$ = de 4 à 8] et enrichis en terres rares légères [$(La/Sm)_{Nc}$ = de 1 à 3] (figure 4, diagramme J). Ces roches montrent des anomalies en Eu faiblement à moyennement négatives (Eu/Eu* = de 0,5 à 0,8) (figure 4, diagramme J). Les terres rares lourdes sont moyennement à fortement fractionnées [$(Gd/Yb)_{Nc}$ = de 2 à 3] (figure 4, diagramme J).

Sur les diagrammes multiéléments, les roches felsiques et hybrides montrent des abondances en Rb, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Zr, Hf, Tb, Y, Yb et Lu relativement colinéaires (figure 4, diagrammes K et L). Ces roches sont systématiquement caractérisées par des anomalies négatives en Nb-Ta, en Ti et en Sr, et par une anomalie moyennement à fortement positive en K (figure 4, diagrammes K et L).

Dykes et enclaves mafiques

Éléments majeurs et éléments mineurs

La composition en éléments majeurs des dykes mafiques (diorite, gabbronorite et gabbronorite à olivine) et des enclaves de gabbronorite est très similaire. Les teneurs en SiO_2 varient entre 47 et 56 % du poids, celles en TiO_2 entre 1 et 3 % du poids, celles en Al_2O_3 entre 14 et 16 % du poids, celles en FeOt entre 9 et 13 % du poids, celles en MgO entre 6 et 7 % du poids, celles en Na_2O entre 2 et 3 % du poids et celles en P_2O_5 entre 0 et 1 % du poids. Le rapport Al_2O_3/TiO_2 varie entre 6 et 13 et le nombre magnésien (Mg#) entre 46 et 57. Les teneurs en métaux de transition sont contenues entre 42 et 80 ppm pour le Ni et entre 37 et 176 ppm pour le Cr. La teneur en MgO (13 % du poids), le nombre magnésien (Mg# = 67) et les teneurs en métaux de transition (401 ppm de Ni et 803 ppm de Cr) du dyke de gabbronorite à olivine sont plus élevés que pour les autres dykes mafiques, ainsi que pour l'ensemble des enclaves de gabbronorite.

Éléments en traces

Les dykes et les enclaves mafiques montrent des spectres des terres rares fortement fractionnés [$(La/Yb)_{Nc}$ = de 3 à 6; $(La/Sm)_{Nc}$ = de 1 à 3] (figures 16A et 16C dans Saint-Germain, 2002). L'anomalie en Eu est moyennement négative et parfois très faiblement positive (Eu/Eu* = de 0,6 à 1,1) et les terres rares lourdes sont moyennement fractionnées [$(Gd/Yb)_{Nc}$ = de 1 à 3]. Les diagrammes multiéléments montrent des anomalies négatives en Nb-Ta et en Sr (figures 16B et 16D dans Saint-Germain, 2002). Ces anomalies sont systématiques pour les enclaves de gabbronorites et variables dans le cas des dykes. Des anomalies en P et en K sont également observées sur ces diagrammes et varient de faiblement à fortement positives (figures 16B et 16D dans Saint-Germain, 2002).

Discrimination tectonomagmatique

Utilisation de diagrammes de discrimination tectonomagmatique

La géochimie des magmas basaltiques dépend fondamentalement de la composition chimique et minéralogique, des hétérogénéités ainsi que du type, de la profondeur et du degré de fusion partielle des péridotites mantelliques (Wilson, 1989; Dudás, 1992; Arndt *et al.*, 1993; Rollinson, 1993; Baker *et al.*, 1997). Différents processus pétrogénétiques modifient toutefois la composition des magmas lors de leur ascension ou de leur mise en place dans des réservoirs magmatiques, tels la contamination crustale, le mélange magmatique, la cristallisation fractionnée ou l'interaction de plusieurs de ces processus (voir Dupuy et Dostal, 1984; Wilson, 1989; Lipman et Glazner, 1991;

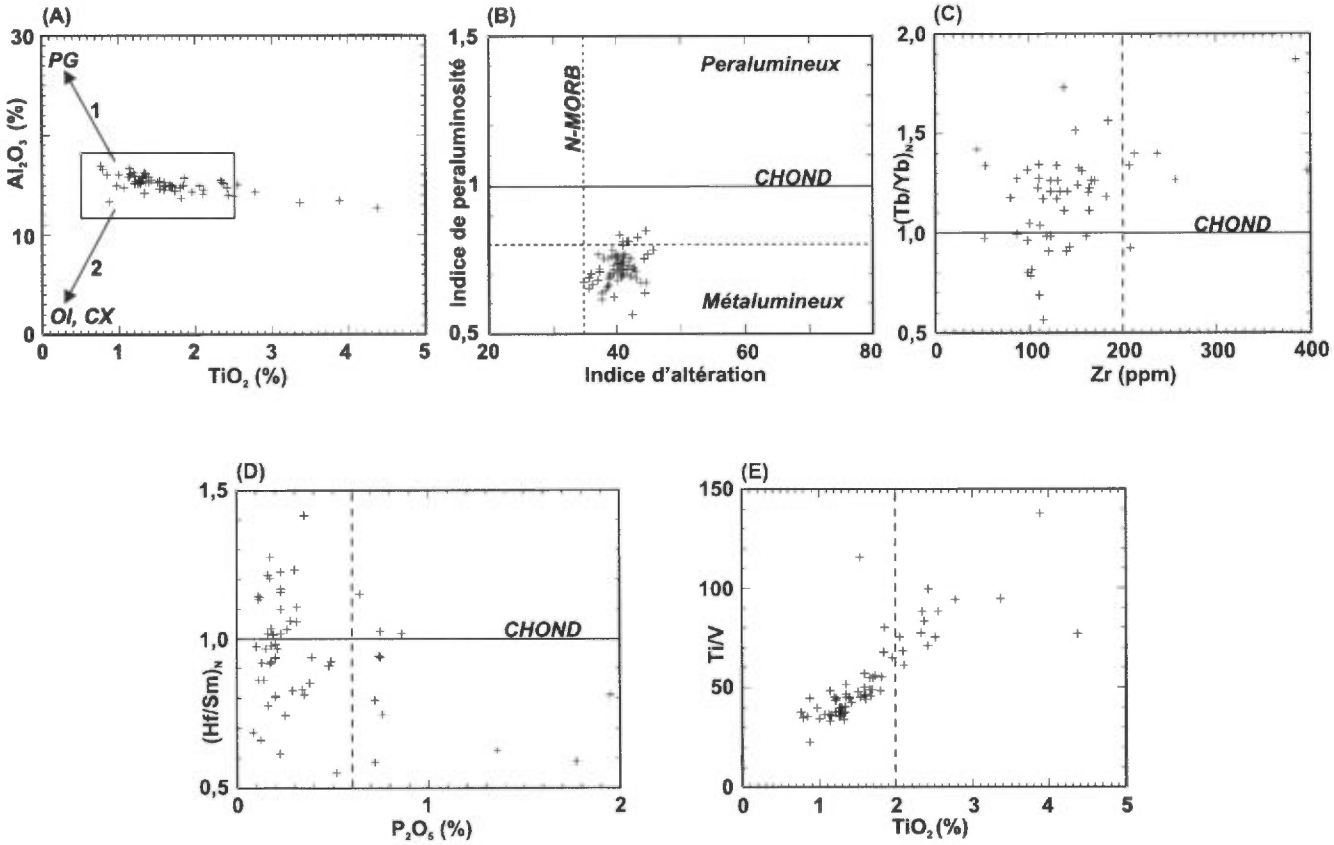


FIGURE 5 - Diagrammes de filtration d'échantillons possiblement cumulatifs et altérés. En (**A**), diagramme Al_2O_3-TiO_2 comportant un champ pour les basaltes non cumulatifs; l'encadré constitue le champ pour les basaltes subalcalins non cumulatifs, le vecteur 1, la direction de cumulation du plagioclase (PG) et le vecteur 2, la direction de cumulation de l'olivine (Ol) et du clinopyroxène (CX). En (**B**), diagramme de l'indice de peraluminosité (P.I) en fonction de l'indice d'altération (A.I), définis par Hashigushi *et al.* (1983); A.I = [(MgO+K_2O)/(Na_2O+K_2O+CaO+MgO)] x 100; P.I = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO) (moléculaire); sur ce diagramme, les MORB non altérés ont des valeurs près de A.I = 35 et de P.I = 0,80. En (**C**), en (**D**) et en (**E**), diagrammes binaires de filtration d'échantillons susceptibles de contenir de fortes proportions de minéraux accessoires (zircon et apatite) ou de titane. En (**C**), diagramme Ti/V en fonction de TiO_2. En (**D**), diagramme $(Tb/Yb)_N$ en fonction de Zr. En (**E**), diagramme $(Hf/Sm)_N$ en fonction de P_2O_5; gabbronorites du Complexe de Matamec.

Dudás, 1992; Arndt *et al.*, 1993; Rollinson, 1993; Baker *et al.*, 1997; Morris et Hooper, 1997; Elburg et Foden, 1999).

Puisque ces processus magmatiques peuvent intervenir dans plusieurs environnements tectoniques, la signature géochimique des magmas et des roches intrusives mafiques ne procure pas de solution unique pour discriminer les environnements tectoniques de mise en place des roches ignées (Arculus, 1987; Sylvester, 1989; Wilson, 1989; Dudás, 1992; Rollinson, 1993; Elburg et Foden, 1999). Par exemple, de nombreuses études ont démontré que les caractéristiques géochimiques des basaltes de plateaux continentaux peuvent être associées autant à des environnements tectoniques intraplaques qu'à des environnements de subduction (voir Wilson, 1989; Dudás, 1992). En fait, ces signatures reflètent davantage la nature de la source des magmas et des processus pétrogénétiques impliqués dans leur évolution, que l'environnement tectonique de leur formation (Arculus, 1987; Sylvester, 1989; Wilson, 1989; Dudás, 1992; Rollinson, 1993; Elburg et Foden, 1999). Cependant, la véritable signature recherchée en est une de source et non de processus de différentiation magmatique (Smith et Holm, 1990; Dudás, 1992; Rollinson, 1993; Elburg et Foden, 1999). Ainsi, une tentative de reconstitution de l'environnement tectonomagmatique des unités intrusives du Complexe de Matamec est envisageable dans le cas où certains point peuvent être vérifiés :

* La composition des échantillons doit se rapprocher de celle de roches volcaniques aphyriques (liquides basaltiques), qui ont servi à l'élaboration de ces diagrammes;

* La ségrégation des minéraux accessoires riches en Zr (zircon) et en terres rares (*e.g.*, l'apatite, la titanite et la monazite) ne doit pas avoir modifié la signature géochimique primaire des roches intrusives;

* Le fractionnement des éléments en traces (*e.g.*, les éléments à fort champ ionique : Ti, Zr, Hf, Nb, Ta et Y) ne doit pas être contrôlé par des processus de contamination crustale ou de mélange magmatique (voir Arculus, 1987; Winchester *et al.*, 1992; Rollinson, 1993).

Le positionnement des échantillons sur le diagramme Al_2O_3 en fonction de TiO_2 (figure 5, diagramme A) suggère que la composition des gabbronorites se rapproche de celle

de roches volcaniques aphyriques (*i.e.*, sans accumulation de plagioclase ou de minéraux ferromagnésiens). Bien que le gabbronorite représente une unité plutonique, plusieurs observations de terrain et certains critères texturaux viennent appuyer cette interprétation. Les caractéristiques pétrographiques compatibles avec une cristallisation *in situ* du magma gabbronoritique sont : 1) l'orientation aléatoire des bâtonnets de plagioclase (figure 1, photo A; figure 3, microphotos G et H); 2) la distribution homogène des minéraux leucocrates et mélanocrates (figure 1, photos A et B; figure 3, microphotos G et H); 3) la préservation des textures ignées primaires (figure 3, microphotos G et H); 4) le caractère massif et homogène de la roche et l'absence de textures de déposition (*e.g.*, l'absence de litage, de rubanement magmatique, de glomérocristes et de ségrégation de cristaux) (figure 1, photo A; figure 3, microphotos G et H); et 5) les indices d'une cristallisation rapide, d'un taux de nucléation élevé et d'un taux de croissance faible des cristaux dans le magma gabbronoritique [*e.g.*, la granulométrie homogène fine à moyenne (figure 1, photos A, B, E, F et G; figure 2, photos A, B, C, D, G et H), la forme aciculaire de l'apatite, la présence de bordures de trempe dans certaines enclaves magmatiques gabbronoritiques (figure 1, photos E et F)]. La présence de phénocristaux (essentiellement de plagioclase) est très rare et les observations de poches leucogabbroïques pouvant traduire la présence de filtrage par pression d'un cumulat sont également très sporadiques (figure 1, photo A). Finalement, l'anomalie négative en Eu caractérisant les spectres des terres rares des gabbronorites (figure 4, diagramme G) suggère l'absence de plagioclase dans le cumulat. L'ensemble de ces observations est compatible avec l'interprétation que la composition du gabbronorite tend vers celle d'un magma relativement aphyrique. En raison des processus de mélange magmatique et d'une possible contamination crustale, les échantillons de gabbronorite à caractère hybride qui contiennent du quartz et du feldspath potassique ont été éliminés de l'étude de discrimination tectonomagmatique. Les échantillons situés à l'extérieur du champ des magmas aphyriques du diagramme Al_2O_3 en fonction de TiO_2 (figure 5, diagramme A) pourraient provenir de cumulats et ne seront pas considérés dans l'étude de discrimination tectonomagmatique.

Le diagramme B de la figure 5 met en relation les indices d'altération et de peraluminosité des gabbronorites. Sur ce diagramme, les gabbronorites ont des indices de peraluminosité inférieurs à l'unité et forment un excellent regroupement en périphérie de la zone correspondant aux MORB (basaltes de fond océanique associés aux rides médio-océaniques) non altérés (A.I = 35 ± 5 et P.I = 0,80) (figure 5, diagramme B) (Hashigushi *et al.*, 1983; LaFlèche *et al.*, 1992). Ce diagramme suggère que les gabbronorites n'ont pas été affectés par des processus d'altération secondaire ayant pu modifier la signature primaire des roches intrusives.

Dans le but de minimiser les probabilités de fractionnement des terres rares et des éléments à fort champ ionique (HFSE) des gabbronorites, nous avons également éliminé les échantillons susceptibles de contenir de fortes proportions de minéraux accessoires (zircon et apatite). Par exemple, une accumulation d'apatite (phase enrichie en terres rares légères et appauvrie en HFSE) peut fortement diminuer le rapport $(Hf/Sm)_{Nc}$, alors qu'une accumulation de zircon (phase enrichie en terres rares lourdes en fonction des terres rares légères) a tendance a fortement diminuer le rapport $(Tb/Yb)_{Nc}$. Les fortes teneurs en TiO_2 des gabbronorites (jusqu'à 4 % du poids) ont pour conséquence des valeurs faibles du rapport Al_2O_3/TiO_2 (de 3 à 22) et pourraient indiquer une accumulation de phases riches en Ti par cristallisation fractionnée. Les grandes variations observées sur les diagrammes $(Tb/Yb)_{Nc}$ en fonction de Zr, $(Hf/Sm)_{Nc}$ en fonction de P_2O_5 et Ti/V en fonction de TiO_2 justifient l'élimination des échantillons contenant des concentrations supérieures à 200 ppm de zircon, à 0,6 % du poids de P_2O_5 et à 2 % du poids de TiO_2 (figure 5, diagrammes C, D et E).

Les diagrammes de discrimination tectonomagmatique récents [*e.g.*, La-Y-Nb (Cabanis et Lecolle, 1989), Zr-Nb-Y (Meschede, 1986), $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (Mullen, 1983), Ti-Zr, Ti/Y en fonction de Nb/Y, Cr-Y, Cr en fonction de Ce/Sr et Ce/Yb en fonction de Ta/Yb (Pearce, 1982), Ti-V (Shervais, 1982), Th-Hf-Nb (Ta) (Wood, 1980), Zr/Y en fonction de Zr (Pearce et Norry, 1979)] reflètent généralement une meilleure compréhension des processus géochimiques et des divers environnements tectoniques à discriminer, et sont donc mieux adaptés que les diagrammes publiés antérieurement dans la littérature scientifique [*e.g.*, Ti-Zr-Y, Ti-Zr-Sr et Ti-Zr (Pearce et Cann, 1973), Ti-Cr (Pearce, 1975), $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ (Pearce *et al.*, 1975), TiO_2 en fonction de Y/Nb (Floyd et Winchester, 1975), $MgO-FeO-Al_2O_3$ (Pearce *et al.*, 1977)] (Rollinson, 1993). Par exemple, les basaltes de plateaux continentaux ou les tholéiites continentales ne sont pas représentés sur le diagramme Ti-Zr-Y de Pearce et Cann (1973) et ne peuvent donc pas être identifiés en utilisant ce type de diagramme (Floyd et Winchester, 1975; Holm, 1982; Meschede, 1986; Duncan, 1987; Wilson, 1989; Rollinson, 1993). À l'opposé, le diagramme Nb-Zr-Y de Meschede (1986) comporte un champ pour les basaltes intraplaques (WPB) qui permet de les différencier des N-MORB (figure 4, diagramme S). De plus, les diagrammes récents permettent, contrairement aux diagrammes antérieurs, de différencier différents types de MORB (N-MORB et E-MORB) (figure 4, diagrammes Q et S) (Meschede, 1986; Rollinson, 1993). L'étude de discrimination tectonomagmatique qui suit est donc basée sur l'utilisation de diagrammes de discrimination récents et privilégie ceux qui démontrent les principales signatures géochimiques caractérisant les gabbronorites du Complexe de Matamec (figure 4, diagrammes M, N, O, P, Q, R et S).

Signature géochimique des gabbronorites

Les principales signatures tectonomagmatiques sont : une signature continentale ou de basaltes intraplaques et une signature d'arc volcanique.

Les échantillons de gabbronorite adoptent une signature du type intraplaque sur plusieurs diagrammes de discrimination tectonomagmatique (Cr-Y, Cr en fonction de Ce/Sr, Ti-Zr et Zr/Y en fonction de Zr) (figure 4, diagrammes M, N, O et P). Les échantillons de gabbronorite chevauchent les champs des MORB et des basaltes intraplaques sur les diagrammes Cr-Y et Cr en fonction de Ce/Sr (figure 4, diagrammes M et N). Certains échantillons se situent à la limite entre le champ des MORB et celui des basaltes intraplaques sur les diagrammes Ti-Zr et Zr/Y en fonction de Zr (figure 4, diagrammes O et P).

Sur certains diagrammes de discrimination (Th-Hf-Ta, La-Y-Nb et Zr-Nb-Y), les échantillons de gabbronorite ont tendance à se projeter à l'intérieur du champ des basaltes d'arc volcanique (VAB) ou vers la limite entre les champs des MORB et des VAB (figure 4, diagrammes Q, R et S).

Environnement tectonomagmatique de mise en place des gabbronorites

L'enrichissement très important en terres rares légères (figure 4, diagramme G) et en éléments fortement incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th, U et K) (figure 4, diagramme H) comparativement à une signature appauvrie du type MORB, la présence de fortes anomalies négatives en Nb-Ta (figure 4, diagramme H), l'appauvrissement en terres rares lourdes (fractionnement du rapport Gd/Yb) (figure 4, diagramme G), les fortes teneurs en SiO_2 (de 45 à 54 % du poids) ainsi que le caractère différencié [faibles valeurs du nombre magnésien (Mg#) : de 34 à 62] des gabbronorites du Complexe de Matamec sont des caractéristiques géochimiques importantes qui s'apparentent à celles des tholéiites continentales intraplaques (voir Dupuy et Dostal, 1984; Arndt et Christensen, 1992). À titre de comparaison, les tholéiites continentales montrent des teneurs en SiO_2 comprises dans l'intervalle de 47 à 55 % du poids et un nombre magnésien (Mg#) entre 35 et 60 (voir Wilson, 1989; Arndt *et al.*, 1993; Boillot et Coulon, 1998). Les anomalies négatives en Nb-Ta sont notamment très caractéristiques de nombreux basaltes de plateaux continentaux. La similarité des signatures géochimiques des gabbronorites du Complexe de Matamec et des tholéiites continentales intraplaques est compatible avec la signature intraplaque des gabbronorites du Complexe de Matamec observée sur les diagrammes Cr-Y, Cr en fonction de Ce/Sr, Ti-Zr et Zr/Y en fonction de Zr (figure 4, diagrammes M, N, O et P).

L'enrichissement en éléments à grand rayon ionique (LILE) ainsi que les anomalies négatives en certains éléments à fort champ ionique (HFSE), et plus spécifiquement en Nb-Ta (figure 4, diagramme H), pourraient aussi suggérer une composante d'arc dans la source ou l'environnement de formation des gabbronorites (voir Menzies et Kyle, 1990; Winchester *et al.*, 1992; Brandon et Goles, 1995; Pearce, 1996). Cette hypothèse serait compatible avec la signature d'arc volcanique suggérée par les diagrammes Th-Hf-Ta, La-Y-Nb et Zr-Nb-Y (figure 4, diagrammes Q, R et S). Il faut cependant souligner que les caractéristiques géochimiques relatives aux magmas d'arc peuvent également caractériser des magmas issus de plusieurs environnements, puisque la source des basaltes d'arc volcanique semble pouvoir persister longtemps sous les cratons, suite au retrait de la zone de subduction (voir Dudás, 1992). Dans un contexte de subduction, le recyclage de matériel dans le manteau est un processus impliquant un mélange prolongé de réservoirs géochimiques majeurs. Ainsi, plusieurs caractéristiques géochimiques observées dans des basaltes d'arc volcanique peuvent être reproduites lors de la genèse de basaltes de plateaux continentaux (voir Arculus, 1987; Wilson, 1989; Dudás, 1992). Par exemple, la signature d'arc volcanique et les caractéristiques géochimiques énumérées plus haut pourraient résulter d'une contamination crustale par assimilation de roches granitiques ou métasédimentaires. L'enrichissement en éléments incompatibles et les anomalies négatives en Nb-Ta caractérisent également la composition de la croûte continentale et pourraient ainsi être attribuées à de la contamination crustale (Dupuy et Dostal, 1984; Holm, 1985; Hergt *et al.*, 1989; Wilson, 1989; Menzies et Kyle, 1990; Arndt et Christensen, 1992; Arndt *et al.*, 1993; Lightfoot *et al.*, 1993). Notons que cette contamination pourrait également résulter de l'interaction du magma avec le manteau lithosphérique sous-continental (voir Kelemen *et al.*, 1990; Gallagher et Hawkesworth, 1992; Boillot et Coulon, 1998). Sur le diagramme de discrimination Th-Hf-Ta de Wood (1980), les échantillons tendent fortement vers le pôle Th, témoignant ainsi d'un enrichissement des gabbronorites en cet élément (figure 4, diagramme Q). L'enrichissement en Th et le positionnement dans le champ des roches volcaniques d'arc observés sur ce diagramme pourraient suggérer une contamination du magma gabbronoritique par des gneiss felsiques enrichis en Th (voir les paragneiss du Complexe de Manitou) ou une « felsification » par mélange magmatique. Ces processus de contamination et de mélange de magmas mafiques-felsiques pourraient être à l'origine de la variabilité et/ou de l'enrichissement de certains éléments (*e.g.*, le Zr, le K, le Th et les terres rares légères) (figure 4, diagrammes G et H) et de la tendance des gabbronorites à adopter une signature continentale sur certains diagrammes (Cr-Y, Cr en fonction de Ce/Sr, Ti-Zr et Zr/Y en fonction de Zr) (figure 4, diagrammes M, N, O et P). Des traces de zircon idiomorphe sont d'ailleurs observées par endroits en inclusion dans la biotite, l'amphibole ou les pyroxènes des gabbronorites et appuient l'hypothèse d'une contamination crustale. De plus, les travaux de Nabil *et al.* (ce volume) tendent également à confirmer cette hypothèse en démontrant par modélisation du type ACF (processus simultané de cristallisation et d'assimilation; voir DePaolo,

1981) qu'un taux de contamination de 15 % pourrait expliquer la composition du dyke gabbronoritique du lac Volant.

Dans le présent rapport, nous interprétons les gabbronorites du Complexe de Matamec comme étant des tholéiites continentales. Leur origine demeure toutefois incertaine. Les trois participants possibles sont une plume mantellique, un manteau lithosphérique continental ou la croûte continentale, qui peuvent agir soit en tant que source principale des magmas basaltiques, soit en tant que source de contamination possible (Arndt *et al.*, 1993; Boillot et Coulon, 1998).

Signature géochimique des unités felsiques et hybrides

Les principales signatures mises en évidence par l'approche de la discrimination tectonomagmatique des roches felsiques et hybrides sont : une signature d'arc volcanique et une signature de granitoïdes du type intraplaque.

Les roches felsiques et hybrides du Complexe de Matamec se positionnent à l'intérieur du champ des granitoïdes d'arc insulaire volcanique sur le diagramme de discrimination Hf-Rb/10-Ta de Harris *et al.* (1986) (figure 4, diagramme T). Sur le diagramme de discrimination de Rb en fonction de Y+Nb de Pearce *et al.* (1984), ils se projettent à la limite entre les champs des granitoïdes d'arc volcanique et intraplaques (figure 4, diagramme U). La majorité des échantillons de roches felsiques et hybrides se projettent toutefois dans le champ des granitoïdes intraplaques sur ce diagramme (figure 4, diagramme U).

Sur le diagramme 100 x [(MgO+FeOt+TiO_2)/SiO_2] en fonction de (Al_2O_3+CaO)/(FeOt+Na_2O+K_2O) de Sylvester (1989), les roches felsiques et hybrides se positionnent principalement dans le champ des granites alcalins postcollisionnels (figure 4, diagramme V). Notons que le terme « granites alcalins » est utilisé par certains auteurs (voir Sylvester, 1989; Rogers et Greenberg, 1990) pour désigner les granites *stricto sensu* ainsi que les granites à feldspath alcalin de la classification IUGS de Streckeisen (1976). Les granites alcalins postcollisionnels de Sylvester (1989) incluent des granites du type « A » et des granites fortement fractionnés du type « I ». Le diagramme Zr+Nb+Ce+Y en fonction de FeOt/MgO de Whalen *et al.* (1987) (figure 4, diagramme W) constitue un complément au diagramme de Sylvester (1989) (figure 4, diagramme V) en permettant de différencier ces deux types de granites. La majorité des échantillons de granitoïdes et de roches hybrides du Complexe de Matamec sont du type « A » sur le diagramme de Whalen *et al.* (1987) (figure 4, diagramme W). Ce type de granite est généralement associé aux environnements tectoniques postcollisionnels et anorogéniques (intraplaques) (*e.g.*, les rifts) (Sylvester, 1989; Harrinson *et al.*, 1990; Rogers et Greenberg, 1990; Patiño Douce, 1997; Bettencourt *et al.*, 1999; Dall'Agnol *et al.*, 1999; Persson, 1999).

Environnement tectonomagmatique de mise en place des roches felsiques et hybrides

La signature d'arc volcanique observée sur le diagramme Hf-Rb/10-Ta (figure 4, diagramme T) reflète la présence d'anomalies négatives en Nb-Ta et en d'autres éléments à fort champ ionique (HFSE; *e.g.*, le Ti) observées sur les diagrammes multiéléments (figure 4, diagrammes K et L).

Les granites d'arc insulaire volcanique montrent toutefois plusieurs affinités avec les granites du type « A » (Sylvester, 1989). Cette notion est compatible avec la signature bimodale des granitoïdes d'arc volcanique et des granitoïdes intraplaques observée sur le diagramme Rb en fonction de Y+Nb (figure 4, diagramme U). La source des granites d'arc volcanique pourrait être impliquée plus tard dans la production de granites issus d'autres environnements, comme les granites du type « A », expliquant les affinités entre ces deux types de granites (voir Sylvester, 1989; Dudás, 1992). Des signatures de granites alcalins postcollisionnels et de granites du type « A » sont d'ailleurs observées sur certains diagrammes [100 x ((MgO+FeOt+TiO_2)/SiO_2) en fonction de (Al_2O_3+CaO)/(FeOt+Na_2O+K_2O) et Zr+Nb+Ce+Y en fonction de FeOt/MgO] (figure 4, diagrammes V et W).

Dans le présent rapport, nous interprétons les granitoïdes du Complexe de Matamec comme des granitoïdes subalcalins, métalumineux et du type « A ». Ils pourraient constituer un équivalent des batholites protérozoïques de granite rapakivique subalcalin et du type « A » (voir Harrinson *et al.*, 1990; Patiño Douce, 1997; Alviola *et al.*, 1999; Bettencourt *et al.*, 1999; Dall'Agnol *et al.*, 1999; Eklund et Shebanov, 1999; Haapala et Rämö, 1999; Persson, 1999).

DISCUSSION

Les structures ignées du Complexe de Matamec sont en général bien préservées. Lorsque la recristallisation est importante, la morphologie initiale des cristaux peut souvent être reconstituée. Cette préservation des textures primaires permet de mieux comprendre le contexte de mise en place et l'architecture interne du Complexe de Matamec. Dans la présente discussion, nous réexaminerons les structures du Complexe de Matamec, décrites plus haut dans le texte ainsi que dans Gobeil *et al.* (1999b et 2000), en termes de processus pouvant être associés à sa mise en place et à son édification. Cette exploration, basée sur une approche magmatique plutôt que métamorphique et tectonique, s'appuie sur les observations et l'analyse structurale détaillée de Gobeil *et al.* (1999b et 2000). Au stade de nos connaissances actuelles, les conclusions de Gobeil *et al.* (1999b et 2000) demeurent, dans leur ensemble, inchangées, mais la

question restera posée : « Et si une grande partie de l'architecture du Complexe de Matamec avait été acquise lors de sa cristallisation ? »

Contexte plutonique des suites intrusives mafiques et felsiques

Plusieurs observations laissent supposer une mise en place polyphasée du Complexe de Matamec, par injections et intrusions successives de magmas mafiques et felsiques : 1) le caractère composite du Complexe de Matamec avec intercalation de feuillets de monzonite et de gabbronorite; 2) la présence de dykes mafiques et d'enclaves mafiques angulaires (solides et déjà cristallisées) à arrondies (magmatiques et contemporaines) dans les unités felsiques; 3) la présence de dykes et de feuillets composites à textures de mélange de magmas; et 4) la présence d'un court hiatus entre les différentes injections de magmas felsiques, enregistré par des âges U-Pb (1377 ± 3 Ma, 1371 + 7/-5 Ma et 1371 ± 2 Ma). Lorsque les contacts affleurent, ils sont francs et on peut noter que la structuration interne des feuillets est parallèle aux contacts des dykes, des feuillets plutoniques et des zones de cisaillement. Les dykes mafiques sont, pour la plupart, non déformés et peuvent former, par endroits, des essaims bien développés parallèlement au grain structural de la monzonite (figure 1, photo D). De plus, certains dykes ont délaminé leur encaissant suivant un système de fractures parallèles aux épontes. Les fragments délaminés ne montrent aucune évidence de déformation subséquente. Ils témoignent du caractère primaire de la structuration en feuillets parallèles du Complexe de Matamec et d'un mécanisme possible pour leur formation. Ces relations s'apparentent à la structuration même des grands feuillets de gabbronorite et de monzonite du Complexe de Matamec et illustrent à une plus grande échelle les relations inférées entre le gabbronorite, généralement massif, et les monzonites, généralement foliées (voir plus loin la section intitulée « Recristallisation et compartimentation de la déformation »). Ces observations suggèrent fortement que la mise en place, sous la forme de feuillets concordants, est primaire et non le résultat d'une transposition tectonique. Ce mécanisme de mise en place implique que les unités hôtes aient été déjà cristallisées et déformées lors de l'intrusion et de la mise en place des magmas tardifs (*e.g.*, les dykes).

Par contre, les zones de mélange de magmas indiquent que les magmas mafiques et felsiques sont contemporains et qu'ils ont pu cohabiter en tant que magmas dans certaines conditions. Les feuillets de roches mafiques de ces zones sont soit massifs, présentant alors des structures typiques d'un dépôt de magma mafique sur un magma felsique (*e.g.*, les empreintes de charge, les textures de flamme et le moulage de cristaux) (voir à la figure 2, photos A, B, C et D, les structures de flamme et les structures de charge dans le feuillet supérieur des roches mafiques), soit foliés, présentant alors des fabriques d'écoulement (figure 1, photo F) ou de plissement magmatique (figure 1, photo G).

Le Complexe de Matamec représente une intrusion composite en feuillets. Selon le taux et la vitesse de réapprovisionnement en magma du pluton, les feuillets peuvent se subdiviser en deux grands types. Certains feuillets résultent de l'intrusion successive de magmas mafiques ou felsiques dans une phase précoce déjà cristallisée. Chaque feuillet nouvellement formé s'est solidifié avant d'être recoupé par les injections subséquentes. Ce type de mise en place est à l'origine des intrusions en feuillets au sens strict (voir plus loin la section intitulée « Intrusions en feuillets »). D'autres feuillets résultent de l'intrusion successive de magmas mafiques ou felsiques dans une phase précoce encore à l'état magmatique. Les complexes présentant une stratification qui résulte d'injections mafiques dans une chambre magmatique granitique constituent des intrusions litées du type « MASLI » (MAfic-Silicic Layered Intrusion; Wiebe, 1994) (voir plus loin la section intitulée « Intrusions litées mafiques-felsiques du type MASLI »).

Intrusions en feuillets

Les intrusions en feuillets formées dans des zones de faille sont composites, hétérogènes et constituées de feuillets individuellement homogènes, à contacts francs et d'épaisseur variant du centimètre au kilomètre. Des radeaux de roches encaissantes de puissance métrique à kilométrique sont fréquents entre les feuillets, qui présentent des contacts intrusifs communs et parfois des apophyses. En général, on note la présence de sills et de dykes. Ces corps intrusifs présentent systématiquement une foliation qui résulte d'un écoulement de magmas visqueux riches en cristaux (McCaffrey, 1992; Corriveau *et al.*, 1998; Wiebe et Collins, 1998; Rivard *et al.*, 1999; Corriveau et van Breemen, 2000). Ils acquièrent aussi une structuration tectonique à l'état solide par un processus de déformation progressive débutant à partir d'un pôle magmatique vers un pôle solide (voir plus loin la section intitulée « Recristallisation et compartimentation de la déformation »; voir aussi Vigneresse *et al.*, 1996).

La structuration en feuillets résulte de l'injection de magmas : 1) dans des discontinuités majeures préexistantes (*e.g.*, les contacts lithologiques, les failles, l'interface croûte-manteau, l'interface socle-séquence sédimentaire, l'interface de la transition ductile, cassante); 2) selon la gneissosité ou d'autres structures planaires fortement anisotropes; ou 3) dans des failles, des zones de cisaillement ou des zones de déformation ductile actives lors de la mise en place des magmas (Hutton, 1992; McCaffrey, 1992; Fowler, 1994; Speer *et al.*, 1994; Lucas et St-Onge, 1995; Tobisch et Cruden, 1995; Brown et Solar, 1998; Corriveau et Morin, 2000; Corriveau et van Breemen, 2000). Les feuillets peuvent se former à l'horizontale (*e.g.*, le Batholite de South Mountain, Benn *et al.*, 1999) ou à la verticale

(*e.g.*, la Suite de Chevreuil, Corriveau et van Breemen, 2000), tant en régime d'extension (Parsons *et al.*, 1992) qu'en régime de compression (Lucas et St-Onge, 1995; Benn *et al.*, 1999) ou en régime de transpression (McCaffrey, 1992). En régime de compression, lorsque la pression du magma est forte, du magma peut même s'injecter suivant les plans de la foliation, de la gneissosité et des contacts de l'encaissant, perpendiculairement à la direction du raccourcissement (Lucas et St-Onge, 1995). Des magmas soumis au même système de contraintes, mais à de faibles pressions magmatiques, se mettent en place à angle par rapport à la direction du raccourcissement, le long de plans de cisaillement conjugués ou de fractures d'extension. Ainsi, une structuration en feuillets et une orientation spécifique de ces derniers ne permettent pas nécessairement de conclure à un environnement tectonique particulier et à une orientation unique des contraintes.

Intrusions litées mafiques-felsiques du type MASLI

Les chambres magmatiques granitiques de forme tabulaire et de niveau mésozonal se construisent préférentiellement à la faveur de discontinuités crustales importantes, comme des fractures, des anciens conduits magmatiques ou des contacts lithologiques dans la croûte moyenne à supérieure ou à l'interface croûte-manteau, lors d'un sous-plaquage magmatique. Elles se forment par injections répétées de magmas granitiques pauvres en cristaux (Wiebe et Collins, 1998). La chambre prend de l'expansion suite à l'injection successive de magmas : soit que le toit se soulève, soit que le plancher s'effondre. Au cours de la cristallisation, le matériel granitique se dépose sur le plancher de la chambre et forme graduellement une couche de cumulat ou « bouillie » de cristaux. Lorsqu'il y a injection de magma mafique à l'intérieur d'un magma felsique et de ses cumulats, ce type de chambre magmatique peut générer des intrusions litées mafiques-felsiques qui s'apparentent aux intrusions en feuillets. Les feuillets de roches mafiques formés dans ce contexte se caractérisent entre autres par : 1) un contact basal franc, bien qu'irrégulier ou lobé, et un contact supérieur graduel (sommet hybride); 2) des zones de mélange de magmas dans des feuillets autrement homogènes; et 3) la présence de structures typiques de dépôt d'un magma mafique sur un magma felsique.

En pénétrant une chambre magmatique granitique, un magma mafique peut poursuivre son ascension par propagation de dykes à travers la couche de cumulat felsique suffisamment compétente pour permettre la propagation de fractures. En atteignant une discontinuité rhéologique, en particulier l'interface entre la couche de cumulat et le magma felsique sus-jacent pauvre en cristaux, donc incapable de se fracturer, le magma mafique a tendance à s'étaler latéralement et à former des feuillets horizontaux. Certains préservent des structures précoces de l'écoulement latéral, d'autres du dépôt subséquent des magmas mafiques denses dans le cumulat felsique. L'architecture qu'acquiert une chambre magmatique origine de plusieurs processus : 1) du compactage et de la convection; 2) de l'injection successive, de l'écoulement, du mélange (hybridation) et de la cristallisation de magmas; et 3) de la sédimentation de cristaux, de feuillets et d'enclaves mafiques (Wiebe, 1991; Wiebe et Collins, 1998). Ces processus conduisent à la formation de feuillets, de foliations, de canaux d'érosion et de structures « sédimentaires » d'origine magmatique.

Des empreintes de charge, des textures de flamme, des veines granitiques et du moulage de cristaux ont été observés en certains endroits dans le Complexe de Matamec (voir figure 2). Ces structures représentent des critères de polarité permettant de déterminer l'inclinaison et l'orientation des feuillets hôtes. Dans chaque cas, la polarité inférée était perpendiculaire au pendage des feuillets et indiquait leur sommet. Or, sur un même affleurement, ces feuillets à structure lobée et asymétrique (voir figure 2, photos A, C et D) sont parallèles à certaines enclaves allongées comportant une foliation magmatique prononcée, parallèle aux contacts et à la foliation de la monzonite hôte (voir à la figure 2, photos A, C et D, la foliation magmatique dans le feuillet inférieur de roches mafiques). Ces observations suggèrent que les feuillets, avec ou sans écoulement, ainsi que la foliation magmatique du Complexe de Matamec se sont formés à l'horizontale. Or, dans le Complexe de Matamec, les feuillets et la foliation définissent une grande synforme d'axe N-S avec un plan axial subvertical. Deux alternatives peuvent être invoquées pour expliquer l'architecture interne subverticale du Complexe de Matamec : 1) l'effondrement du plancher de l'intrusion lors de l'expansion de la chambre magmatique; ou 2) un plissement tectonique. Le plancher des chambres magmatiques a tendance à s'affaisser dans les roches encaissantes sous-jacentes au fur et à mesure que le pluton prend de l'expansion, en particulier si l'intrusion est dense et mafique et qu'elle se met en place en régime d'extension. Les feuillets et autres fabriques acquièrent ainsi des attitudes qui sont beaucoup plus abruptes que celles de la mise en place originale. Elles peuvent même devenir verticales, rendant la distinction avec les intrusions en feuillets dans des zones de faille plus difficile (Wiebe et Collins, 1998). Une forte transposition tectonique des feuillets aurait structuré de manière pénétrative toutes les phases intrusives subverticales. Le caractère massif de plusieurs feuillets et l'excellente préservation des textures ignées ne sont pas compatibles avec une transposition tectonique pénétrative des feuillets. Les structures typiques d'un dépôt de magma mafique sur un magma felsique indiquent toutefois que les structures à fort pendage ont été acquises après la formation et la cristallisation des feuillets. Gobeil *et al.* (1999b) et Clark (ce volume) notent que le dyke du lac Volant, à fort pendage et parallèle au grain structural de son encaissant, était peut-être lui-même horizontal lors de sa formation. Si tel était le cas, le basculement des strates serait tardif par rapport au magmatisme et relié à la structure plissée du Complexe de

Matamec et à son système de failles internes. Une mise en place à la verticale du dyke après la transposition des feuillets serait aussi possible, d'autant plus que ce dyke est localisé au niveau du flanc est du synforme. Donc un dyke tardif, mis en place à la verticale, longerait les feuillets verticaux plutôt que les recouper. Par contre, le dyke de l'indice Ann, de même affinité géochimique et paragénétique que le dyke du lac Volant, recoupe les feuillets au niveau de la synforme et ce, sans déformation apparente. Ces relations structurales d'apparence contrastée correspondent à celles qu'adopteraient des dykes tardifs positionnés respectivement le long des flancs et au cœur d'une chambre magmatique effondrée (voir la figure 11 de Wiebe et Collins, 1998).

Incidence de la mise en place de magmas mafiques dans une chambre magmatique granitique

Le contexte de formation des intrusions litées mafiques-felsiques (du type « MASLI ») (Wiebe, 1994) est un modèle plausible pour expliquer les textures de mélange de magmas observées dans certains feuillets du Complexe de Matamec. Les zones de mélange de magmas caractérisant le Complexe de Matamec sont principalement de deux types : soit hétérogènes, avec des enclaves mafiques incluses dans les phases felsiques (figure 1, photos E, F, et G; figure 2, photos A et D) ; soit homogènes et alors marquées par la présence de roches hybrides (figure 1, photo I; figure 2, photo E).

Le mélange mécanique entre deux magmas de composition différente s'opère par deux processus : 1) par le démembrement en enclaves d'un magma mafique se mettant en place dans un magma felsique (mélange hétérogène sans hybridation); ou 2) par le transfert mécanique de phénocristaux, de globules mafiques et felsiques et de fluides à l'interface entre les deux magmas (mélange homogène avec hybridation) (Gourgaud, 1991). L'intensité du mélange mécanique dépend principalement du volume relatif des magmas et de leurs propriétés rhéologiques, elles-mêmes fonction de leur viscosité, donc de leur composition, de la proportion de matériel particulaire qu'ils contiennent et de leur température.

La mise en contact d'un magma mafique chaud (*e.g.*, le gabbronorite du Complexe de Matamec) avec un magma felsique plus froid en train de cristalliser (*e.g.*, les monzonites) modifie les conditions physicochimiques de ces magmas, donc leur patron de cristallisation et leur paragenèse. La granulométrie très fine à moyenne des gabbronorites, en particulier des enclaves, la présence de bordures de trempe dans certaines enclaves et la forme aciculaire de l'apatite, une texture typique des zones de mélange de magmas (Hibbard, 1991; Elburg, 1996), sont le reflet d'une cristallisation rapide, d'un taux de nucléation élevé et d'un taux de croissance faible des cristaux dans le magma mafique (Cocirta et Orsini, 1989; Vernon, 1991). Parallèlement, les porphyres de feldspath potassique et la granulométrie plus grossière des roches monzonitiques sont compatibles avec une cristallisation lente ou une faible quantité de sites de nucléation. Certaines structures sont davantage le reflet d'une cristallisation polyphasée du magma monzonitique dont : 1) la formation de diverses couronnes autour du quartz, la texture rapakivique et la surcroissance à inclusions de pyroxène en bordure des mégacristaux de feldspath potassique; 2) la zonation irrégulière, diffuse ou oscillatoire des phénocristaux de plagioclase; 3) la zonation concentrique et oscillatoire des grains de zircon; et 4) l'inclusion d'aiguilles de micro-apatite dans une autre apatite. Le chauffage du magma felsique par le magma mafique provoque un ralentissement ou même un arrêt temporaire du processus de cristallisation du magma felsique. Un tel phénomène induit une cristallisation polyphasée du magma felsique, dans les cas où il y a arrêt de la cristallisation du magma suivi d'un redémarrage de cette dernière. Des inclusions de micro-apatite dans une autre apatite sont également observées par endroits dans les gabbronorites, et leur présence pourrait s'expliquer par le même mécanisme de cristallisation polyphasée causée par la proximité d'un magma plus chaud (*e.g.*, la mise en place d'un magma mafique ou felsique à proximité d'un magma mafique plus froid en train de se cristalliser). La zonation oscillatoire des phénocristaux de plagioclase et des grains de zircon résulte généralement de changements importants dans l'environnement physicochimique d'un magma qui se cristallise (L'Heureux, 1993). Ces changements peuvent résulter de plusieurs processus : 1) d'un mélange magmatique; 2) d'une fluctuation de la température ou de la pression; 3) de la diffusion-cristallisation; ou 4) de la variation de la teneur en H_2O des magmas (Hattori et Sato, 1996).

Mélange hétérogène de magmas

Les zones de mélange de magmas hétérogènes du Complexe de Matamec comportent des enclaves mafiques incluses dans des unités felsiques. Les enclaves mafiques sont gabbronoritiques et présentent généralement un contour lobé, en feston (figure 1, photo E; photo 7 dans Gobeil *et al.*, 2000), et des bordures de trempe continues, régulières, à patine gris clair, à grain fin et dont le contact est net ou diffus avec la partie interne des enclaves (figure 1, photos E et F).

La formation de ces enclaves résulte généralement de l'injection d'un large volume de magma mafique dense à température élevée dans un magma felsique plus froid. Ce phénomène peut générer des courants de convection dans la chambre magmatique ainsi qu'à l'intérieur des deux magmas (Gourgaud, 1991). La convection provoque le démantèlement progressif du magma mafique, qui fige en formant des enclaves (coussins) mafiques se cristallisant rapidement à partir des contacts. Les contours à structure en festons (échelle macroscopique) indiquent que l'enclave et

son hôte felsique étaient tous deux à l'état magmatique lors de leur mise en contact (Barbarin, 1988; Blake et Koyaguchi, 1991; Barbarin et Didier, 1992; Weinberg, 1997; Lowell et Young, 1999). Ces contours se développent symétriquement tout autour de l'enclave et sont convexes vers l'extérieur, étant le reflet d'une plus grande viscosité des enclaves mafiques lors du refroidissement (Wiebe, 1991). Les bordures de trempe à grain fin (figure 1, photos E et F) constituent une couche de protection qui prévient les échanges minéralogiques entre l'intérieur des coussins mafiques et le magma felsique (Barbarin, 1988). Pour ce type de mélange (hétérogène sans hybridation), il y a contact net entre les deux magmas originaux qui conservent ainsi chacun leur identité minéralogique dans le mélange (Barbarin, 1988; Gourgaud, 1991; Barbarin et Didier, 1992; Weinberg, 1997).

Hybridation

Les zones de mélange de magmas homogènes et hybrides du Complexe de Matamec sont caractérisées par la présence de roches hybrides particulières qui ont été identifiées sur le terrain comme des monzodiorites quartzifères. Elles montrent des textures porphyrique et rapakivique, avec des mégacristaux arrondis de quartz et des porphyres de feldspath potassique baignant dans une matrice dioritique à grain fin (figure 1, photos H et I).

La présence de mégacristaux de quartz et de feldspath potassique dans les roches hybrides du Complexe de Matamec résulte : 1) de l'infiltration de matériel mafique entre les phénocristaux de quartz et de feldspath potassique du magma felsique (figure 1, photos H et I); et 2) du retrait progressif des phénocristaux hors de leur magma hôte (figure 1, photos H et I). Un transfert de phénocristaux du magma felsique au magma mafique se réalise dans le cas d'un contraste thermique peu marqué entre les deux magmas. L'atteinte d'un équilibre thermique est favorisée par le démantèlement progressif du magma mafique et par l'entraînement d'enclaves mafiques dans le magma felsique. Ces processus augmentent les surfaces de contact et facilitent l'hybridation par la voie d'un échange mécanique prolongé à l'interface des magmas (Barbarin, 1988; Blake et Koyaguchi, 1991; Gourgaud, 1991; Barbarin et Didier, 1992). Les phénocristaux transférés de façon mécanique de la monzonite hôte au magma gabbronoritique, lors du mélange des magmas (figure 1, photos H et I), ne proviennent pas de la cristallisation du magma gabbronoritique et doivent donc être interprétés comme des xénocristaux (Gourgaud, 1991).

Les xénocristaux de quartz dans le Complexe de Matamec sont ovoïdes (figure 3, microphotos A, B et C) et comportent une couronne de clinopyroxène en grains grenus disposés en chapelet autour du quartz (figure 3, microphotos A et B), et dans certains cas une couronne interne formée de quartz granulaire à grain très fin (figure 3, microphotos A, C et D). La granulométrie et la forme des grains de clinopyroxène formant la couronne imitent celles du clinopyroxène dans la matrice.

La formation des grains ovoïdes de quartz est interprétée comme étant causée par l'instabilité de ce minéral dans le magma mafique. La chaleur du magma mafique cause la résorption des xénocristaux, phénomène qui peut s'observer par la dissolution des bordures, donc l'estompage des aspérités et finalement l'arrondissement des grains (Vernon, 1990 et 1991). Le matériel siliceux, dissous, se précipite à nouveau et serait ainsi à l'origine de la couronne interne de quartz granulaire interprétée comme une surcroissance (figure 3, microphotos A, C et D). La dissolution des bordures des xénocristaux provoque l'extraction de la chaleur latente de cristallisation du liquide directement adjacent et augmente ainsi par endroits le taux de nucléation des minéraux saturés présents dans le magma mafique (Vernon, 1990 et 1991). Les premiers minéraux à se cristalliser, en particulier les minéraux mafiques (clinopyroxène), utilisent donc les bordures des xénocristaux de quartz comme site préférentiel de nucléation. Certaines bordures présentent un moulage des grains de clinopyroxène par du quartz. Ce phénomène constitue probablement un bon indicateur d'une dissolution suivie d'une cristallisation des bordures des xénocristaux de quartz. Certains xénocristaux comportent plusieurs couronnes : une couronne interne de surcroissance de quartz, une couronne médiane de clinopyroxène et une couronne externe de quartz (figure 3, microphoto A). La couronne externe de quartz se formerait lors de la phase tardive de refroidissement du magma hybride. Dans ce cas, le quartz se précipiterait à partir du magma modifié intermédiaire, formant une surcroissance externe qui engloberait le xénocristal de quartz et sa couronne de clinopyroxène (Vernon, 1991). Une autre possibilité ferait intervenir une deuxième phase de mélange de magmas avec interaction du magma hybride contenant les xénocristaux de quartz et un nouveau magma felsique (Hibbard, 1991). Le développement de couronnes autour des xénocristaux de quartz constitue un indice important d'hybridation, en particulier dans les roches qui sont redevenues homogènes suite au mélange de magmas.

Bien que l'hypothèse de Vernon (1990 et 1991) explique les observations texturales faites sur les xénocristaux, une question demeure quant au site de dissolution du quartz, puisque les monzonites, principalement les monzonites composites ayant des plages plus mafiques, comportent du quartz à structure lobée ou arrondie et entouré d'une fine couronne discontinue de quartz granulaire. Cette observation implique que le quartz peut être incorporé dans le magma mafique avec une forme déjà arrondie (figure 3, microphoto D). La couronne de quartz laisse supposer que la surcroissance commence à se former de façon précoce dans la monzonite avant même l'extraction des grains de quartz et leur transfert dans le magma mafique. L'hypothèse de base de Vernon peut s'appliquer quand même si on

considère que le magma mafique peut provoquer l'instabilité du quartz en s'infiltrant entre les phénocristaux d'un magma felsique en train de cristalliser (figure 1, photos H et I). Le transfert de phénocristaux de la monzonite hôte au magma mafique nécessite d'abord une infiltration du magma mafique dans la monzonite (figure 1, photo I), puis l'extraction des phénocristaux par le magma mafique (figure 1, photo H). L'instabilité du quartz provoquée par le contact avec le magma mafique est donc un long processus, qui débute dans la monzonite pour se poursuivre dans le magma hybride.

Une texture rapakivique des xénocristaux de feldspath potassique peut être généralement observée dans les roches hybrides du Complexe de Matamec, mais également dans plusieurs monzonites et granites homogènes ou hétérogènes présentant des plages irrégulières plus mafiques. Dans un contexte de mélange magmatique, cette texture résulte généralement d'un déséquilibre chimique du feldspath potassique au contact d'un magma mafique (Hibbard, 1991). Une hypothèse avancée pour expliquer la formation de cette texture se base sur le modèle de Vernon (1990 et 1991). D'après ce modèle, le contact d'un mégacristal de feldspath potassique avec un magma mafique provoque la dissolution des bordures du mégacristal et une augmentation du taux de nucléation des minéraux présents dans le magma mafique, le plagioclase dans le présent cas. Le plagioclase cristallise à la surface du mégacristal pour produire une texture rapakivique (Vernon, 1990; Hibbard, 1991). La cristallisation du plagioclase est probablement favorisée par rapport à celle du pyroxène, étant donné que le contenu en aluminium du liquide, au niveau du cristal dissous, est plus élevé qu'autour de celui des grains de quartz, et que le système cristallographique du feldspath se prête mieux à la surcroissance d'un autre feldspath. La couronne de plagioclase est davantage développée dans le cas d'un magma hybride à caractère mafique, qui favorise une dissolution plus importante des bordures des xénocristaux (Eklund et Shebanov, 1999). L'instabilité des mégacristaux de feldspath potassique débute elle aussi dans la monzonite et progresse dans le magma hybride, suite à l'extirpation de ces mégacristaux hors de leur magma felsique hôte.

La matrice dioritique ainsi que la présence de biotite et d'amphibole bleu-vert associée à des veines ou en contact avec les pyroxènes caractérisent les roches hybrides du Complexe de Matamec. Le caractère davantage dioritique que gabbroïque de la matrice des roches hybrides s'explique probablement par le remplacement intense des pyroxènes par la hornblende dans ce type de roches (Sha, 1995). D'ailleurs, le magma hybride est caractérisé par une augmentation de la P_{H2O}, qui résulte probablement d'un transfert de fluides du magma felsique hydraté vers le magma mafique anhydre, favorisant ainsi le remplacement des pyroxènes par de la hornblende (Cocirta et Orsini, 1989). Ces évidences d'hydratation de phases précoces pour les roches hybrides du Complexe de Matamec pourraient être reliées à un tel phénomène, puisque la majorité des échantillons comportant ce type d'amphibole ne montrent aucune évidence de recristallisation.

Pour ce type de mélange (homogène avec hybridation), les contacts entre les phases intrusives sont graduels, les magmas originaux perdent ainsi chacun leur identité et leur mélange entraîne la formation d'un nouveau magma, hybride et homogène (Barbarin, 1988; Weinberg, 1997).

Recristallisation et compartimentation de la déformation

Les roches du Complexe de Matamec varient de peu à complètement recristallisées, et les assemblages ignés et métamorphiques comportent dans les deux cas de l'orthopyroxène en présence de clinopyroxène, de hornblende et de biotite. La recristallisation du gabbronorite est relativement faible, la présence de bâtonnets de plagioclase recristallisés étant très sporadique. Par contre, les roches felsiques montrent une recristallisation plus pénétrative, marquée par la présence de plages granoblastiques à quartz-plagioclase. Elles comportent ainsi une foliation magmatique reprise à l'état solide dans le champ de stabilité de l'orthopyroxène et, par endroits, une fabrique gneissique à mylonitique le long de zones de cisaillement. Ces fabriques sont parallèles les unes aux autres et recoupées par endroits à angle variable par des dykes mafiques cogénétiques tardifs, peu à pas recristallisés, tel le dyke du lac Volant. Ces dykes mafiques envahissent les feuillets intrusifs du Complexe de Matamec et marquent la fin du flux magmatique.

Trois hypothèses peuvent être suggérées pour expliquer la déformation à l'état solide des unités du Complexe de Matamec acquise avant la mise en place du dyke du lac Volant : 1) la formation du complexe lors de deux périodes distinctes, l'une à 1,37 Ga (unités du Complexe de Matamec), et l'autre à 1,35 Ga (dyke du lac Volant), séparées par un épisode de déformation et de métamorphisme au faciès des granulites; 2) la mise en place des magmas dans un contexte orogénique et de recristallisation synmagmatique à tardimagmatique à haute température; et 3) la déformation synmagmatique associée à des processus internes de la chambre magmatique hôte (*e.g.*, un effondrement du plancher, un écoulement et des injections multiples de magma). L'apparente nature cogénétique et la similitude entre la géochimie et l'évolution du dyke du lac Volant et celles du dyke de l'indice Ann avec le gabbronorite hôte laisse à penser qu'un épisode de métamorphisme régional de courte durée est peu probable. Une mise en place des magmas associée à une recristallisation synmagmatique à tardimagmatique à haute température, reliée à des facteurs externes (contexte orogénique) ou à

des processus synmagmatiques internes de la chambre magmatique hôte, est plus probable.

La recristallisation synmagmatique est un processus qui opère en de multiples étapes. Lorsqu'un magma se refroidit, il se charge de cristaux. Par juxtaposition des différents sites de cristallisation et par interconnexion des cristaux (contact grain à grain), il y a formation d'une charpente cristalline rigide dès que le magma atteint le Seuil de Percolation Rigide (Vigneresse *et al.*, 1996). À ce stade, un corps intrusif soumis à d'importantes contraintes internes ou externes peut acquérir une structuration autant magmatique que tectonique (*e.g.*, à l'état solide). Au cours de l'édification d'un pluton et de sa cristallisation (10^3 à 10^6 années), le comportement rhéologique des magmas évolue pour s'apparenter à celui des solides dès que leur contenu en cristaux atteint 55 % (*i.e.*, le Seuil de Percolation rigide) (Pitcher, 1975; Clemens et Mawer, 1992; Pavlis, 1996; Vigneresse *et al.*, 1996; Cruden, 1998).

La fraction de liquide minimale nécessaire pour permettre un flux magmatique dans une roche gabbroïque, par rotation de cristaux tabulaires, est de 10 à 20 % du volume. Cette fraction est significativement moins importante que celle normalement requise par un granitoïde, où les cristaux sont généralement plus équidimensionnels (Vernon et Paterson, 1993). L'interférence entre les cristaux, lors de l'écoulement du magma, est faible au stade précoce de la cristallisation (Paterson *et al.*, 1989; Vernon, 1991), mais elle devient importante dès que le magma atteint le Seuil de Percolation Rigide. Ce processus d'interaction entre les grains engendre une recristallisation importante de la charpente cristalline si l'écoulement du magma est forcé (*e.g.*, par des contraintes tectoniques ou par gravité). Ce processus génère aussi, durant l'écoulement du magma, un transfert local des contraintes qui se concentrent le long de plans de cisaillement à l'intérieur même du magma. Ainsi, par analogie, les zones de cisaillement dans les feuillets de monzonite du Complexe de Matamec pourraient en partie s'expliquer par un écoulement forcé. Ce processus peut également provoquer l'évacuation du liquide résiduel hors de la charpente cristalline. Le liquide résiduel migre alors vers les zones de cisaillement et peut occasionner la formation d'un rubanement magmatique, qui prend généralement un aspect gneissique (Vernon, 2000). Ainsi, lorsqu'il y a transport et mise en place d'un magma, des structures typiques d'un écoulement laminaire se forment, telles une foliation et une linéation. Notons que l'évacuation de liquides résiduels peut aussi être à l'origine de dykes cogénétiques. Ce matériel remobilisé ou de nouvelles injections de magmas peuvent prendre un aspect soit massif, soit gneissique. S'il y a écoulement du magma hôte, ces injections/dykes non consolidés peuvent être boudinés et former des cortèges d'enclaves, puis des enclaves isolées, qui sont elles-mêmes massives ou foliées. La roche peut alors prendre l'aspect d'une brèche à fragments hétérogènes (voir photo 4 dans Gobeil *et al.*, 2000). La présence d'une telle zone à proximité de la faille de chevauchement dans le Complexe de Matamec pourrait être significative, car elle suggère qu'il y a eu un écoulement forcé à divers stades d'injection des magmas mafiques et felsiques.

L'augmentation progressive de la quantité des cristaux tend à accentuer la viscosité du magma et ainsi à ralentir sa progression dans le conduit magmatique. Lorsque le magma comporte de 72 à 75 % de cristaux (composante solide), le liquide est emprisonné dans la charpente cristalline. Seules des contraintes externes pourraient permettre l'extraction de ce liquide hors de la charpente. À ce stade, la cristallisation du magma s'achève et le Seuil de Piégeage des Particules (Vigneresse *et al.*, 1996) est atteint. La déformation peut toutefois se poursuivre si une déformation régionale ou un effondrement du plancher déstabilise la structure cristalline du magma. Les magmas felsiques se refroidissent généralement plus lentement que les magmas mafiques, et sont donc plus susceptibles de se déformer lors de leur cristallisation ou lors de la mise en place finale des plutons. Ainsi, dans une grande chambre magmatique soumise à des contraintes externes, un magma mafique à texture massive peut très bien cohabiter avec un magma felsique structuré, ce qui est le cas pour le Complexe de Matamec. Les magmas felsiques représentent donc un marqueur sensible vis-à-vis l'écoulement et la déformation synmagmatique (Vigneresse *et al.*, 1996). Qui plus est, la présence de liquide facilite la déformation (Hollister et Crawford, 1986). Des variations dans le degré de la cristallinité d'une intrusion entraînent une compartimentation de la déformation le long des feuillets de roches felsiques, comme on peut l'observer dans le Complexe de Matamec.

La déformation à l'état solide des unités du Complexe de Matamec est interprétée comme étant reliée à sa mise en place et pourrait ainsi résulter d'une recristallisation synmagmatique à tardimagmatique à haute température. Malgré certaines similitudes (*e.g.*, les conditions anhydres de haute température dans le champ de stabilité de l'orthopyroxène), cette recristallisation diffère en âge et en termes de processus de la recristallisation granulitique ayant affecté les gneiss mafiques et felsiques sous-jacents du Complexe de Manitou. Le pic métamorphique enregistré par ces gneiss est postérieur à la cristallisation du Complexe de Matamec et antérieur à son chevauchement (Gobeil *et al.*, ce volume; Wodicka *et al.*, ce volume).

Les différentes unités du Complexe de Matamec ne présentent toutefois aucune évidence de migmatisation et l'empreinte du métamorphisme granulitique est faible ou même inexistante. Les veines réticulées associées aux textures de mélange de magmas dans des unités très déformées et les liquides magmatiques filtrés à travers les magmas à mégacristaux peuvent ressembler à des veines anatectiques (voir Corriveau *et al.*, 1998). Dans le Complexe de Matamec, la présence de zones de mélange de magmas non

équivoques, présentant ce même type de veines réticulées non recristallisées, permet toutefois d'éviter de telles confusions. Certaines roches gabbroïques comportent des poches leucogabbroïques amiboïdes. Ces poches, d'apparence migmatitique et interprétées initialement comme le résultat d'une amorce de fusion (Gobeil *et al.*, 1999b), renferment des grains de plagioclase hypidiomorphes et montrent une texture subophitique recristallisée (figure 1, photo A; photo 5 dans Gobeil *et al.*, 2000), suggérant une origine ignée. En outre, leur composition leucogabbroïque ne peut pas s'expliquer par une fusion partielle du gabbro. Par contre, étant plus felsiques que le gabbro hôte, ces poches pourraient représenter une accumulation de magma résiduel, impliquant qu'il s'agit de liquides magmatiques tardifs et non des veines anatectiques. L'absence de fabriques migmatitiques dans les feuillets intrusifs du Complexe de Matamec contraste fortement avec les gneiss hôtes du Complexe de Manitou, qui comportent systématiquement des leucosomes et une fabrique gneissique très bien développée. Le Complexe de Matamec représente probablement un cas typique où la rhéologie de l'intrusion et son caractère anhydre ont permis d'échapper à une restructuration importante et à une migmatisation lors du métamorphisme régional.

Une fois cristallisées, les intrusions deviennent plus compétentes que leurs encaissants, donc moins sujettes aux réactivations tectoniques. Elles peuvent ainsi conserver l'empreinte structurale d'événements précoces dans les orogènes collisionnels polyphasés (Schmid, 1982; Carter et Tsenn, 1987; Pavlis, 1996; Corriveau *et al.*, 1998; Corriveau et van Breemen, 2000) ou encore celle des processus ayant prévalus lors de leur mise en place, même lorsqu'elles ont été déracinées de leur site d'origine, comme dans le cas du Complexe de Matamec.

Scénarios de mise en place des feuillets du Complexe de Matamec

La structuration du Complexe de Matamec est parallèle à sa bordure tectonique. Une fois déplissées, les unités prennent une position à peu près horizontale, comme requise par la structuration interne des feuillets asymétriques. Si on accepte que les contacts francs des feuillets plurimétriques à kilométriques sont le reflet d'un caractère intrusif formé de manière similaire aux essaims de dykes observés par endroits dans les monzonites (figure 1, photo D), l'architecture globale du Complexe de Matamec aurait été acquise par injections et intrusions successives, subhorizontales et concordantes au grain structural, de magmas mafiques et felsiques.

Les scénarios de mise en place des feuillets intrusifs mafiques et felsiques du Complexe de Matamec dépendent principalement du contexte tectonique (*i.e.*, en régime de compression ou en régime d'extension) et de l'intervalle de temps écoulé entre les différentes injections magmatiques [*i.e.*, injection de magma dans une phase précoce déjà cristallisée (intrusions en feuillets) ou dans une phase encore magmatique (voir intrusions du type MASLI)].

Une mise en place en régime de compression procure un milieu compatible avec la concordance des divers feuillets intrusifs et le recoupement de ces structures par des dykes tardifs (*e.g.*, le dyke de l'indice Ann) et par des dykes mis en place syncinématiquement dans des zones de cisaillement qui recoupent les structures principales. Les zones de cisaillement généralement présentes dans les feuillets de roches felsiques, les zones de mélange de magmas associées à des fabriques de flux magmatique ainsi que la zone enderbitique, hétérogène et foliée qui présente une fabrique planaire prononcée tant dans la roche hôte que dans les enclaves (apparence gneissique des enclaves), pourraient indiquer qu'il y a eu écoulement forcé à divers stades d'injection multiple de magmas.

Par contre, une telle activité orogénique intense et constante est incompatible avec le caractère massif du gabbronorite et avec plusieurs structures magmatiques observées dans les zones de mélange de magmas à structuration massive (*e.g.*, les empreintes de charge, les textures de flamme, les veines granitiques et le moulage de cristaux). On note en ce sens une différence marquée entre la structuration du Complexe de Matamec et les exemples types de feuillets intrusifs mis en place en régime compressif, qui portent tous et ce, pénétrativement, la signature d'un écoulement magmatique forcé (*e.g.*, la Suite de Chevreuil, Corriveau et Rivard, 1997; Corriveau et van Breemen, 2000).

Le style de mise en place et les conditions de formation contrastés qui juxtaposent des feuillets intrusifs à déformation synmagmatique et d'autres feuillets à structuration massive nécessitent un milieu qui combine des conditions d'écoulement forcé et des zones en extension où les magmas peuvent s'accumuler dans des conditions sans perturbation (voir Hutton *et al.*, 1990). Une mise en place dans une faille active en extension réunit ces conditions. Dans le présent cas, une rampe crustale ou une zone de décollement à pente faible permettrait d'expliquer la nature en biseau du Complexe de Matamec et sa structuration horizontale précoce. Par ailleurs, un environnement tectonique en extension semble compatible avec l'effondrement du plancher d'une chambre magmatique et constitue un modèle favorable à la subverticalité des feuillets intrusifs observée dans le Complexe de Matamec. Les périodes de rift réunissent plusieurs des caractéristiques nécessaires pour expliquer l'architecture du Complexe de Matamec. La signature géochimique des gabbronorites tend à confirmer cette hypothèse en démontrant, par l'approche de la discrimination tectonomagmatique, qu'il existe une forte affinité avec la signature géochimique des tholéiites continentales intra-plaques. Les granitoïdes du Complexe de Matamec sont par ailleurs interprétés comme des granites du type « A », qui sont généralement associés aux environnements tectoniques postcollisionnels et anorogéniques

(intraplaques) (*e.g.*, les rifts) (Sylvester, 1989; Harrinson *et al.*, 1990; Rogers et Greenberg, 1990; Patiño Douce, 1997; Bettencourt *et al.*, 1999; Dall'Agnol *et al.*, 1999; Persson, 1999).

Les conclusions avancées dans cette section permettent de mieux comprendre l'architecture interne des feuillets intrusifs et de préciser un modèle probable de mise en place pour le Complexe de Matamec. Nous l'interprétons comme résultant de la construction polyphasée d'une chambre magmatique avec mise en place successive de magmas mafiques et felsiques et formation de feuillets horizontaux au niveau d'une discontinuité crustale importante (*e.g.*, une faille active d'extension en contexte postcollisionnel ou anorogénique) ou à l'interface croûte-manteau. Les feuillets intrusifs ainsi formés sont soit homogènes et distincts, soit hétérogènes et à texture de mélange de magmas, dépendant notamment du taux et de la vitesse de réapprovisionnement en magma du pluton. Une déformation synmagmatique par écoulement magmatique accompagne la mise en place de certains feuillets. Associé à l'expansion progressive du pluton, le plancher de la chambre magmatique s'affaisse graduellement dans les roches encaissantes sous-jacentes, transposant à la verticale les feuillets intrusifs précoces. La continuité du magmatisme s'opère par la mise en place de dykes mafiques cogénétiques tardifs, tels les dykes du lac Volant et de l'indice Ann, positionnés respectivement le long des flancs et au cœur du complexe intrusif effondré. Le Complexe de Matamec est finalement déraciné de son site de mise en place et chevauché sur les gneiss du Complexe de Manitou, comme l'ont démontré Gobeil *et al.* (2000).

REMERCIEMENTS

La présente étude s'inscrit dans le cadre des projets Manitou de Géologie Québec et 920002QC de la Commission géologique du Canada sur l'orogène du Grenville, et a été financée par ces deux organismes publics. La bourse d'étude de Philippe Saint-Germain a été attribuée par Géologie Québec et par l'INRS. Philippe Saint-Germain tient à remercier sincèrement son codirecteur, monsieur Marc R. LaFlèche, lecteur critique de cette étude, pour sa contribution importante notamment à la section portant sur la géochimie. Un merci particulier s'adresse à monsieur André Gobeil, chef d'équipe et lecteur critique de la présente étude. De plus, les auteurs tiennent à remercier tous les autres participants au projet pour leur aide et leur contribution scientifique et logistique. Des remerciements vont également au personnel des laboratoires de géochimie de l'INRS-Géoressources et du CRM, ainsi qu'à celui de l'administration du CGQ.

RÉFÉRENCES

AGRAWAL, S., 1995 - Discrimination between late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites by major element compositions. The Journal of Geology; volume 103, pages 529-537.

ALVIOLA, R. - JOHANSON, B.S. - RÄMÖ, O.T. - VAASJOKI, M., 1999 - The Proterozoic Ahvenisto rapakivi granite-massif-type anorthosite complex, southeastern Finland: petrography and U-Pb chronology. Precambrian Research; volume 95, pages 89-107.

ARCULUS, R.J., 1987 - The tectonic significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. In: Tectonic control on magma chemistry (S.D. Weaver and R.W. Johnson, editors). Journal of Volcanology and Geothermal Research; volume 32, pages 1-32.

ARNDT, N.T. - CHRISTENSEN, U., 1992 - The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints. Journal of Geophysical Research; volume 97, pages 10967-10981.

ARNDT, N.T. - CZAMANSKE, G.K. - WOODEN, J.L. - FEDORENKO, V.A., 1993 - Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. Tectonophysics; volume 223, pages 39-52.

BAKER, J.A. - MENZIES, M.A. - THIRLWALL, M.F. - MACPHERSON, C.G., 1997 - Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: implications for plume-lithosphere interaction and polybaric melt hybridization. Journal of Petrology; volume 38, pages 1359-1390.

BARBARIN, B., 1988 - Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vêtre Monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France). Canadian Journal of Earth Sciences; volume 25, pages 49-59.

BARBARIN, B. - DIDIER, J., 1992 - Genesis and evolution of microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences; volume 83, pages 145-153.

BATES, R.L. - JACKSON, J.A., 1980 - Glossary of geology. American Geological Institute, 751 pages.

BENN, K. - ROEST, W.R. - ROCHETTE, P. - EVANS, N.G. - PIGNOTTA, G.S., 1999 - Geophysical and structural signatures of syntectonic batholith construction: the South Mountain batholith, Meguma terrane, Nova Scotia. International Geophysical Journal; volume 136, pages 144-158.

BETTENCOURT, J.S. - TOSDAL, R.M. - LEITE, W.B. Jr. - PAYOLLA, B.L., 1999 - Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil - I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. Precambrian Research; volume 95, pages 41-67.

BLAKE, S. - KOYAGUCHI, T., 1991 - Insights on the magma mixing model from volcanic rocks. In: Enclaves and Granite Petrology (J. Didier and B. Barbarin, editors). Developments in Petrology; volume 17, pages 403-413.

BOILLOT, G. - COULON, C., 1998 - La déchirure continentale et l'ouverture océanique : géologie des marges passives. Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, 208 pages.

BRANDON, A.D. - GOLES, G.G., 1995 - Assessing subcontinental lithospheric mantle sources for basalts: Neogene volcanism in the Pacific Northwest, USA as a test case. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 121, pages 364-379.

BROWN, M. - SOLAR, G.S., 1998 - Shear zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. Journal of Structural Geology; volume 20, pages 211-227.

CABANIS, B. - LECOLLE, M., 1989 - Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8 : un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. Compte rendu de l'Académie des Sciences, Série II; volume 309, pages 2023-2029.

CARTER, N.L. - TSENN, M.C., 1987 - Flow properties of continental lithosphere. Tectonophysics; volume 136, pages 27-63.

CHEVÉ, S. - GOBEIL, A. - CORRIVEAU, L. - CLARK, T. - PERREAULT, S. - NABIL, H., 1996 - Lac Manitou, 22I/14. Ministère des Ressources naturelles, Québec; SI-22I/14-C3G-97E, carte finale sans notice.

CHEVÉ, S. - GOBEIL, A. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H. - TOGOLA, N. - SAINT-GERMAIN, P., 1999 - Lac Brézel, 22I/11. Ministère des Ressources naturelles, Québec; SI-22I/11-C3G-98K, carte finale sans notice.

CLARK, T., 2003 - Métallogénie des métaux usuels et précieux, des éléments radioactifs et des éléments de terres rares région de Manitou-Wakeham, moyenne Côte-Nord. Dans : Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville (D. Brisebois et T. Clark, éditeurs). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-03.

CLEMENS, J.D. - MAWER, C.K., 1992 - Granitic magma transport by fracture propagation. Tectonophysics; volume 204, pages 339-360.

COCIRTA, C. - ORSINI, J.B., 1989 - Exemples de mélange de magmas en contexte plutonique : les enclaves des tonalites-granodiorites du massif de Bono (Sardaigne septentrionale). Revue canadienne des Sciences de la Terre; volume 26, pages 1264-1281.

COLLINS, W.J. - SAWYER, E.W., 1996 - Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. Journal of Metamorphic Geology; volume 14, pages 565-579.

CORRIVEAU, L., 1999 - Field characteristics of Grenvillian intrusive bodies: an account of simple but often overlooked tools to study mid-to-deep crustal processes and Proterozoic orogenesis. Pan-Lithoprobe Workshop, North Toronto.

CORRIVEAU, L. - RIVARD, B., 1997 - De la source à la surface : l'extraction, le transport et la mise en place de magmas, et leur utilité pour discriminer et caractériser les événements orogéniques dans le sud-ouest de la Province de Grenville, Québec. Association géologique du Canada - Association minéralogique du Canada; Livret-guide B4, 82 pages.

CORRIVEAU, L. - RIVARD, B. - van BREEMEN, O., 1998 - Rheological controls on Grenvillian intrusive suites: implications for tectonic analysis. Journal of Structural Geology; volume 20, pages 1191-1204.

CORRIVEAU, L. - MORIN, D., 2000 - Modeling 3D architecture of western Grenville from xenoliths, styles of magma emplacement and Lithoprobe reflectors. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 37, pages 235-251.

CORRIVEAU, L. - van BREEMEN, O., 2000 - Docking of the Central Metasedimentary Belt to Laurentia in geon 12: evidence from the 1.17-1.16 Ga Chevreuil intrusive suite and host gneisses, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 37, pages 253-269.

CRUDEN, A.R., 1998 - On the emplacement of tabular granites. Journal of the Geological Society; volume 155, pages 853-862.

DALL'AGNOL, R. - COSTI, H.T. - da S. LEITE, A.A. - de MAGALHAES, M.S. - TEIXEIRA, N.P., 1999 - Rapakivi granites from Brazil and ajacent areas. Precambrian Research; volume 95, pages 9-39.

DePAOLO, D.J., 1981 - Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. Earth and Planetary Science Letters; volume 53, pages 189-202.

DIDIER, J. - BARBARIN, B., 1991 - The different types of enclaves in granites - Nomenclature. In: Enclaves and Granite Petrology (J. Didier and B. Barbarin, editors). Developments in Petrology; volume 17, pages 19-23.

DUDÁS, F.O., 1992 - Petrogenetic evaluation of trace element discrimination diagrams. In: Basement Tectonics 8 (M.J Bartholomew, D.W. Hyndman, D.W. Mogk and R. Mason, editors); Kluwer Academic Publisners, Dordrecht, The Netherlands, pages 93-127.

DUNCAN, A.R., 1987 - The Karoo igneous province - a problem area for inferring tectonic setting from basalt geochemistry. Journal of Volcanological and Geothermal Research; volume 32, pages 13-34.

DUPUY, C. - DOSTAL, J., 1984 - Trace element geochemistry of some continental tholeiites. Earth and Planetary Science Letters; volume 67, pages 61-69.

EKLUND, O. - SHEBANOV, A.D., 1999 - The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. Precambrian Research; volume 95, pages 129-146.

ELBURG, M.A., 1996 - U-Pb ages and morphologies of zircon in microgranitoid enclaves and peraluminous host granite: evidence for magma mingling. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 123, pages 177-189.

ELBURG, M.A. - FODEN, J., 1999 - Geochemical response to varying tectonic settings: an example from southern Sulawesi (Indonesia). Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 63, pages 1155-1172.

FLOYD, P.A. - WINCHESTER, J.A., 1975 - Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and Planetary Science Letters; volume 27, pages 211-218.

FOWLER, T.J., 1994 - Sheeted and bulbous pluton intrusion mechanisms of a small granitoid from southeastern Australia: implications for dyke-to-pluton transformation during emplacement. Tectonophysics; volume 234, pages 197-215.

GALLAGHER, K. - HAWKESWORTH, C., 1992 - Dehydratation melting and the generation of continental flood basalts. Nature; volume 358, pages 57-59.

GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CORRIVEAU, L. - CLARK, T. - PERREAULT, S. - NABIL, H., 1996 - Lac Nipisso, 22I/13. Ministère des Ressources naturelles, Québec; SI-22I/13-C3G-97E, carte finale sans notice.

GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H. - SAINT-GERMAIN, P. - TOGOLA, N., 1999a - Lac Cacaoni, 22I/12. Ministère des Ressources naturelles, Québec; SI-22I/12-C3G-98K, carte finale sans notice.

GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - PERREAULT, S. - DION, D.J. - NABIL, H., 1999b - Géologie de la région du lac Nipisso (SNRC 22I/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-19, 60 pages.

GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H. - TOGOLA, N. - SAINT-GERMAIN, P., 2000 - Géologie de la région des lacs Brézel et Cacaoni (SNRC 22I/11 et 22I/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-09, 45 pages.

GOBEIL, A. - BRISEBOIS, D. - CLARK, T. - VERPAELST, P. - MADORE, L. - WODICKA, N. - CHEVÉ, S., 2003 - Géologie de la moyenne Côte-Nord. Dans : Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville, D. Brisebois et T. Clark, édieurs. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs; DV 2002-03.

GOURGAUD, A., 1991 - Comagmatic enclaves in lavas from the Mont-Doré composite volcano, Massif Central, France. In: Enclaves and Granite Petrology (J. Didier and B. Barbarin, editors). Developments in Petrology; volume 17, pages 221-233.

HAAPALA, I. - RÄMÖ, O.T., 1999 - Rapakivi granites and related rocks: an introduction. Precambrian Research; volume 95, pages 1-7.

HARRIS, N.B.W. - PEARCE, J.A. - TINDLE, A.G, 1986 - Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Collision Tectonics (M. Coward and A.C. Ries, editors). Geological Society; Special Publication, pages 67-81.

HARRINSON, T.N. - BROWN, P.E. - DEMPSTER, J. - HUTTON, D.H.W. - BECKER, S.M., 1990 - Granite magmatism and extensional tectonics in Southern Greenland. Geological Journal; volume 25, pages 287-293.

HASHIGUSHI, H. - YAMADA, R. - INOUE, T., 1983 - Practical application of low Na_2O anomalies in footwall acid lava for delimiting promising area around the Kosaka and Fukazawa Kuroko deposits, Akita Prefectural, Japan. Economic Geology; pages 387-394.

HATTORI, K. - SATO, H., 1996 - Magma evolution recorded in plagioclase zoning in 1991 Pinatubo eruption products. American Mineralogist; volume 81, pages 982-994.

HERGT, J.M. - CHAPPEL, B.W. - McCULLOCH, M.T. - McDOUGALL, I. - CHIVAS, A.R., 1989 - Geochemical and isotopic constraints on the origin of the Jurassic dolerites of Tasmania. Journal of Petrology; volume 30, pages 841-883.

HIBBARD, M.J., 1991 - Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Enclaves and Granite Petrology (J. Didier and B. Barbarin, editors). Developments in Petrology; volume 17, pages 431-444.

HOLLISTER, L.S. - CRAWFORD, M.L., 1986 - Melt-enhanced deformation: a major tectonic process. Geology; volume 14, pages 558-561.

HOLM, P.E., 1982 - Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 79, pages 308-310.

HOLM, P.E., 1985 - The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. Chemical Geology; volume 51, pages 303-323.

HUTTON, D.H.W., 1988 - Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences; volume 79, pages 245-255.

HUTTON, D.H.W., 1992 - Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences; volume 83, pages 377-382.

HUTTON, D.H.W. - DEMPSTER, T.J. - BROWN, P.S.E. - BECKER, S.D., 1990 - A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. Nature; volume 343, pages 452-455.

IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.A., 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 8, pages 523-548.

JENSEN, L.S., 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines; Miscellaneous paper 66.

KELEMEN, P.B. - JOHNSON, K.T.M. - KINZLER, R. - IRVING, A.J., 1990 - High field strenght element depletion in arc basalts due to mantle-magma interaction. Nature; volume 345, pages 521-524.

LaFLÈCHE, M.R. - DUPUY, C. - BOUGAULT, H., 1992 - Geochemistry and petrogenesis of Archean mafic volcanic rocks of the southern Abitibi Belt, Québec. Precambrian Research; volume 57, pages 207-241.

L'HEUREUX, I., 1993 - Oscillatory zoning in crystal growth: A constitutional undercooling mechanism. Physical Review E; volume 48, pages 4460-4469.

LIGHTFOOT, P.C. - HAWKESWORTH, C.J. - HERGT, J. - NALDRETT, A.J. - GORBACHEV, N.S. - FEDORENKO, V.A. - DOHERTY, W., 1993 - Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 114, pages 171-188.

LIPMAN, P.W. - GLAZNER, A.F., 1991 - Introduction to Middle Tertiary Cordilleran volcanism: magma sources and relations to regional tectonics. Journal of Geophysical Research; volume 96, pages 13193-13199.

LOWELL, G.R. - YOUNG, G.J., 1999 - Interaction between coeval mafic and felsic melts in the St. François Terrane of Missouri, USA. Precambrian Research; volume 95, pages 69-88.

LUCAS, S.B. - ST-ONGE, M.R., 1995 - Syn-tectonic magmatism and the development of compositional layering, Ungava Orogen (northern Quebec, Canada). Journal of Structural Geology; volume 17, pages 475-491.

MAISONNEUVE, S. - ROY, P., 1998 - Rapport géologique des propriétés Ann, Volant et Volant-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 56115, 71 pages.

MANIAR, P.D. - PICCOLI, P.M., 1989 - Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin; volume 101, pages 635-643.

McCAFFREY, K.J.W., 1992 - Igneous emplacement in a transpressive shear zone: Ox Mountains igneous complex.

Journal of the Geological Society of London; volume 149, pages 221-235.

MEANS, W.D. - PARK, Y., 1994 - New experimental approach to understanding igneous texture. Geology; volume 22, pages 323-326.

MENZIES, M.A. - KYLE, P.R., 1990 - Continental volcanism: a crust-mantle probe. In: Continental Mantle (M.A. Menzies, editor). Clarendon, Oxford, pages 157-178.

MESCHEDE, M., 1986 - A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology; volume 56, pages 207-218.

MIYASHIRO, A., 1974 - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science; volume 274, pages 321-355.

MORRIS, G.A. - HOOPER, P.R., 1997 - Petrogenesis of the Colville igneous complex, northeast Washington: implications for Eocene tectonics in the northern U.S. Cordillera. Geology; volume 25, pages 831-834.

MULLEN, E.D., 1983 - $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environment and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters; volume 62, pages 53-62.

NABIL, H., 1999 - Caractérisation de la minéralisation en Ni-Cu-Co de l'indice de Lac-Volant, région de Sept-Îles, Québec. Thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi; 189 pages.

NABIL, H. - BARNES, S.-J. - CLARK, T., 2003 - Distribution du nickel, du cuivre et des éléments du groupe de platine dans les sulfures de l'indice du lac Volant, région de Sept-Îles, Québec. Dans : Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville (T. Clark et D. Brisebois, éditeurs). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-03.

PARSONS, T. - SLEEP, N.H. - THOMPSON, G.A., 1992 - Host rock rheology controls on the emplacement of tabular intrusions: implications for underplating of extending crust. Tectonics; volume 11, pages 1348-1356.

PATERSON, S.R. - VERNON, R.H. - TOBISCH, O.T., 1989 - A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. Journal of Structural Geology; volume 11, pages 349-363.

PATERSON, S.R. - FOWLER, T.K. Jr. - SCHMIDT, K.L. - YOSHINOBU, A.S. - YUAN, E.S. - MILLER, R.B., 1998 - Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. Lithos; volume 44, pages 53-82.

PATIÑO DOUCE, A.E., 1997 - Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. Geology; volume 25, pages 743-746.

PAVLIS, T.L., 1996 - Fabric development in syn-tectonic intrusive sheets as a consequence of melt-dominated flow and thermal softening of the crust. Tectonophysics; volume 253, pages 1-31.

PEARCE, J.A., 1975 - Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environments in Cyprus. Tectonophysics; volume 25, pages 41-68.

PEARCE, J.A., 1982 - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Andesites (R.S. Thorpe, editor). John Wiley and Sons, New York, NY, pages 525-548.

PEARCE, J.A., 1996 - A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Trace element geochemistry of volcanic rocks : applications for massive sulphide exploration (D.A. Wyman, editor). Geological Association of Canada, Short Course Notes; volume 12, pages 79-113.

PEARCE, J.A. - CANN, J.R., 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters; volume 19, pages 290-300.

PEARCE, J.A. - NORRY, M.J., 1979 - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 69, pages 33-47.

PEARCE, T.H. - GORMAN, B.E. - BIRKETT, T.C., 1975 - The TiO_2-K_2O-P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. Earth and Planetary Science Letters; volume 24, pages 419-426.

PEARCE, T.H. - GORMAN, B.E. - BIRKETT, T.C., 1977 - The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters; volume 36, pages 121-132.

PEARCE, J.A. - HARRIS, N.B.W. - TINDLE, A.G., 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology; volume 25, pages 956-983.

PERREAULT, S. - CLARK, T. - GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - DION, D.-J. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H. - LORTIE, P., 1996 - Le potentiel en Cu-Ni-Co de la région de Sept-Îles : l'indice du lac Volant. Ministère des Ressources naturelles, Québec; Pro-96-06, 12 pages.

PERSSON, A.I., 1999 - Absolute (U-Pb) and relative age determinations of intrusive rocks in the Ragunda rapakivi complex, central Sweden. Precambrian Research; volume 95, pages 109-127.

PITCHER, W., 1975 - On the rate of emplacement of batholiths. Journal of the Geological Society; volume 131, pages 587-591.

POLDERVAART, A., 1956 - Zircon in rocks: igneous rocks. American Journal of Science; volume 254, pages 521-554.

RIVARD, B. - CORRIVEAU, L. - HARRIS, L., 1999 - Structural reconnaissance of a deep crustal orogen using satellite imagery and airborne geophysics. Canadian Journal of Remote-Sensing; volume 25, pages 258-267.

ROGERS, J.J.W. - GREENBERG, J.K., 1990 - Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. The Journal of Geology; volume 98, pages 291-309.

ROLLINSON, H.R., 1993 - Using Geochemical Data. Longmans, 351 pages.

SAINT-GERMAIN, P., 2002 - Caractérisation magmatique et géochimique du Complexe de gabbronorite et de monzonite de Matamec, région de Sept-Îles, Grenville oriental, Québec. Thèse de maîtrise, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique – Eau-Terre-Environnement; 191 pages.

SCHMID, S.M., 1982 - Microfabrics studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In: Mountain building processes (K.J. Hsü, editor); pages 95-110.

SHA, L.-K., 1995 - Genesis of zoned hydrous ultramafic/mafic-silicic intrusive complexes: an MHFC hypothesis. Earth-Science Reviews; volume 39, pages 59-90.

SHERVAIS, J.W., 1982 - Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters; volume 59, pages 101-118.

SMITH, T.E. - HOLM, P.E., 1990 - The petrogenesis of mafic minor intrusions and volcanics of the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Canada: MORB and OIB sources. Precambrian Research; volume 48, pages 361-373.

SPEER, J.A. - McSWEEN, H.Y. Jr. - GATES, A.E., 1994 - Generation, segregation, ascent, and emplacement of Alleghanian plutons in the southern Appalachians. The Journal of Geology; volume 102, pages 249-267.

STRECKEISEN, A., 1976 - To each rock its proper name. Earth-Science Reviews; volume 12, pages 1-33.

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 (A.D. Saunders and M.J., Norry, editors). Geological Society Special Publication; volume 42, pages 313-345.

SYLVESTER, P.J., 1989 - Post-collisional alkaline granites. The Journal of Geology; volume 97, pages 261-280.

TOBISH, O.T. - CRUDEN, A.R., 1995 - Fracture-controlled magma conduits in an obliquely convergent continental magmatic arc. Geology; volume 23, pages 941-944.

VERNON, R.H., 1990 - Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. Journal of Geophysical Research; volume 95, pages 17849-17859.

VERNON, R.H., 1991 - Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In: Enclaves and Granite Petrology (J. Didier and B. Barbarin, editors). Developments in Petrology; volume 21, pages 277-291.

VERNON, R.H., 1999 - Quartz and feldspar microstructures in metamorphic rocks. The Canadian Mineralogist; volume 37, pages 513-524.

VERNON, R.H., 2000 - Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. Electronic Geosciences; volume 5 : 2.

VERNON, R.H. - PATERSON, S.R., 1993 - The Ardara pluton, Ireland: deflating and expanded intrusion. Lithos; volume 31, pages 17-32.

VIGNERESSE, J.L. - BARBEY, P. - CUNEY, M., 1996 - Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. Journal of Petrology; volume 37, pages 1579-1600.

WEINBERG, R.F., 1997 - The disruption of a diorite magma pool by intruding granite: the Sobu Body, Ladakh Batholith, Indian Himalayas. The Journal of Geology; volume 105, pages 87-98.

WHALE, J.B. - CURRIE, K.L. - CHAPPELL, B.W., 1987 - A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 95, pages 407-419.

WIEBE, R.A., 1991 - Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks. In: Enclaves and Granite Petrology (J. Didier and B. Barbarin, editors). Developments in Petrology; volume 29, pages 393-402.

WIEBE, R.A., 1994 - Silicic magma chambers as traps for basaltic magmas: the Cadillac Mountain intrusive complex, Mount Desert Island, Maine. The Journal of Geology; volume 102, pages 423-437.

WIEBE, R.A. - COLLINS, W.J., 1998 - Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. Journal of Structural Geology; volume 20, pages 1273-1289.

WILCOX, R.A., 1999 - The idea of magma mixing: history of a struggle for acceptance. The Journal of Geology; volume 107, pages 421-432.

WILSON, M., 1989 - Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman, London, 466 pages.

WINCHESTER, J.A. - FLOYD, P.A., 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology; volume 20, pages 325-343.

WINCHESTER, J.A. - van STAAL, C.R. - LANGTON, J.P., 1992 - The Ordovician volcanics of the Elmtree - Belledune inlier and their relationship to volcanics of the northern Miramichi Highlands, New Brunswick. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 29, pages 1430-1447.

WODICKA, N. - DAVID, J. - PARENT, M. - GOBEIL, A. - VERPAELST, P., 2003 - Géochronologie U-Pb et Pb-Pb de la région de Step-îles – Nathasquan, Province de Grenville, moyenne Côte-Nord. Dans : Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville, D. Brisebois et T. Clark, édieurs. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs; DV 2002-03.

WOOD, D.A., 1980 - The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters; volume 50, pages 11-30.

Minéralogie, pétrographie et géochimie des gabbros de la région du lac Le Doré, moyenne Côte-Nord

Isabelle Lépine[1]
Walter E. Trzcienski, Jr.[1]

RÉSUMÉ

De nombreux dykes de gabbro orientés est-ouest ou nord-est à sud-ouest recoupent les roches métasédimentaires et les roches intrusives felsiques de la région du lac Le Doré, située sur la moyenne Côte-Nord du Québec. La majorité de ces dykes sont complètement métamorphisés et se composent de plagioclase, de hornblende et de minéraux opaques. Le dyke de Le Doré est l'un de ces dykes et il se situe sur la rive sud du lac Le Doré. Au niveau du lac, l'assemblage primaire igné constitué de plagioclase, d'olivine et de quantités moindres de clinopyroxène et de minéraux opaques peut encore être observé. Les assemblages de minéraux examinés le long d'une traverse allant du niveau du lac vers le sommet de la crête définie par le dyke se caractérisent par une augmentation du pourcentage des minéraux métamorphiques. Ces assemblages sont similaires à ceux observés dans tous les autres dykes du même type dans la région.

Des analyses géochimiques des éléments majeurs, des traces et des terres rares ont été produites pour les roches du dyke de Le Doré et les roches provenant de la Suite de Lillian. Le dyke de Le Doré est utilisé comme référence, car il possède la plus grande variation chimique. Il nous permet ainsi de démontrer que tous les dykes de gabbro de la région sont le produit de la cristallisation ignée, initialement contrôlée par l'olivine, puis le plagioclase et plus tardivement par l'ilménite et le clinopyroxène. Les premiers gabbros à cristalliser étaient donc riches en olivine et correspondent à ceux observés au niveau du lac, tandis que les derniers gabbros à cristalliser étaient riches en plagioclase, clinopyroxène et ilménite et correspondent aux gabbros observés au sommet de la crête formée par le dyke. Ces derniers se composent maintenant d'un assemblage métamorphique constitué de plagioclase, de hornblende et d'opaques. Pour tous les gabbros sauf ceux riches en olivine, le patron des terres rares est marqué d'une nette anomalie positive en Eu. De plus, tous les gabbros présentent un enrichissement en terres rares légères.

Sur un diagramme de Al_2O_3 versus FeO, on observe une tendance linéaire entre les gabbros provenant de la région du lac Le Doré et ceux associés au Complexe anorthositique de Havre St-Pierre. Cette tendance est similaire à celle associée aux gabbros et aux anorthosites des Adirondacks.

1. Département de géologie, Université de Montréal

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 215
PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE 215
GÉOCHIMIE 216
Éléments majeurs 216
Éléments en traces 216
Terres rares (REE) 217
DISCUSSION 217
RÉFÉRENCES 217

INTRODUCTION

Des roches intrusives mafiques sont présentes dans tout le Domaine de Nathasquan (figure 1). Ces intrusions affleurent souvent sous forme de crêtes en relief positif et se caractérisent par une signature positive sur les cartes aéromagnétiques. Elles s'étendent sur une superficie de plus de 5000 km^2 autour du lac Le Doré formant des dykes et des filons-couches de direction est-ouest ou nord-est à sud-ouest. Les roches mafiques coupent les roches métasédimentaires plus anciennes et les roches intrusives felsiques. Le but de cette étude est de décrire la minéralogie, la pétrographie et la géochimie d'un dyke situé à l'extrémité sud du lac Le Doré. La composition des roches de ce dyke varie d'une troctolite à un gabbro ou un gabbro anorthositique et ce, en partant du bas de la colline formée par ce dyke et en allant jusqu'au sommet. Le gabbro anorthositique de ce dyke est similaire à celui de beaucoup d'autres dykes de la Suite mafique de Lillian. La troctolite, par contre, est rare parmi les dykes de la Suite mafique de Lillian.

Lors d'un travail récent (Lépine, 1997), une distinction a été faite entre les gabbros de la Suite mafique de Lillian et ceux du dyke de Le Doré (figure 2) cartographié à l'extrémité sud du lac du même nom. En se basant sur le litage magmatique faiblement développé mais observable sur le terrain, Verpaelst *et al.* (1997a) ont suggéré que la Suite mafique de Lillian est formée de petits complexes lités gabbroïques. Ils ont de plus proposé que le dyke de Le Doré est une intrusion mafique plus jeune que la suite.

Les résultats de cette étude nous incitent à proposer que toutes ces roches mafiques et ultramafiques proviennent d'un même processus igné. Les différences observées seraient liées au niveau exposé de chaque dyke, à l'état variable de préservation de chaque dyke selon la chimie des roches, à la perméabilité des roches aux fluides métamorphiques et à la déformation relative ayant affecté chaque dyke.

PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE

Le dyke de Le Doré exposé au bord du lac Le Doré (figure 2) semble associé à un conduit igné d'une profondeur rarement vu dans les autres dykes de la région. Au niveau du lac, la roche est noire, à grain relativement fin et elle contient essentiellement de l'olivine dans une matrice de plagioclase. L'olivine, généralement en forme arrondie, contient de nombreuses petites baguettes d'un minéral opaque. Le plagioclase est bien cristallisé en lattes subparallèles témoignant d'une foliation ignée (figure 3A). L'on observe également des *oikocrysts* de clinopyroxène entourant l'olivine et le plagioclase (figure 3B). Cette texture ressemble à des nodules emprisonnés à l'intérieur du troctolite encaissant parce que les plagioclases entourant ces nodules possèdent des bordures irrégulières contrastant nettement avec les contacts plus linéaires des cristaux observés dans la matrice. En plus de ces minéraux, on trouve de l'apatite, des oxydes et un peu de sulfures (chalcopyrite, pyrite, pentlandite). De faibles quantités de clinopyroxène interstitiel sont présentes entre les lattes de plagioclase et autour de quelques grains d'olivine. Ces clinopyroxènes sont de petits cristaux qui ne possèdent pas la continuité optique des *oikocrysts*. Le contact entre l'olivine et le clinopyroxène est net (figure 3B). En contraste avec ce dernier, une couronne de composition complexe s'est développée autour de l'olivine lorsque celle-ci est en contact avec le plagioclase (figure 3C). Au lieu du contact franc entre le plagioclase et l'olivine, on observe un anneau d'orthopyroxène non-pléochroïque, de largeur variable, communément entouré d'une mince bordure de biotite (1-2 μm). La partie externe de la couronne en contact avec le plagioclase est dotée d'une intercroissance complexe de hornblende et de cummingtonite en grains fibreux orientés perpendiculairement à l'interface orthopyroxène / biotite (figure 3C). Dans ces couronnes, la hornblende est beaucoup plus abondante que la cummingtonite et les deux envahissent ensemble le plagioclase pour former des lobes pénétrants. Dans quelques échantillons, ces couronnes sont peu développées et ne sont visibles qu'à l'aide de la microsonde. Dans d'autres échantillons, elles sont bien développées jusqu'à épuisement presque total de l'olivine.

Les roches de la Suite mafique de Lillian ont des textures mégascopiques variables. Les gabbros ont une texture hétérogranulaire qui varie de fine à grossière. Localement, celle-ci devient pegmatitique (figure 4A, B). Des dykes tardifs mineurs de gabbro à grains fins coupent localement les principales masses gabbroïques (figure 4C). Un litage magmatique, défini par l'alternance de zones riches en plagioclase et de zones riches en hornblende, peut être observé dans les gabbros (figure 4D). Aussi, quelques échantillons de roche recueillis au sud du dyke de Le Doré, dans la Suite mafique de Lillian, contiennent de l'olivine. Toutes ces roches ont la même minéralogie et les mêmes relations texturales que celles qui ont été observées dans les assemblages à olivine du dyke de Le Doré.

Les mêmes observations peuvent être faites pour le dyke de Le Doré dont les échantillons ont été prélevés au dessus des roches affleurant au niveau du lac. Toutes ces roches sont noires et ont une granulométrie qui varie de fine à grossière. Elles peuvent être litées (figure 5A) ou massives (figure 5B). Lorsqu'une foliation est présente, elle plonge légèrement vers le sud. Dans un affleurement, un bloc pegmatitique est présent au sein d'un faciès lité à grains fins. Les cristaux de plagioclase et de hornblende atteignent 10 cm

de longueur (figure 5C, D). De nombreux affleurements à grains grossiers ont été observés sur d'autres crêtes du dyke de Le Doré.

En lames minces, des textures et des minéralogies observées dans les différents gabbros de la Suite mafique de Lillian sont similaires à celles observées dans le dyke de Le Doré. Beaucoup d'échantillons contiennent des structures circulaires composées de fins agrégats de cummingtonite ou, moins communément, de chlorite faiblement colorée et riche en magnésium. Le coeur de ces formes est entouré d'une couronne de hornblende ayant une texture radiale ainsi que des intercroissances de fibres de cummingtonite. Les plus grandes lattes de plagioclase, qui composent une importante partie de la roche, sont envahies, à différents degrés, par des intercroissances d'amphibole. Dans quelques lames, l'olivine entourée d'orthopyroxène et d'intercroissances d'amphibole est présente à une extrémité de la lame mince tandis qu'a l'autre extrémité, de nombreuses fractures traversent celle-ci et l'olivine est complètement remplacée par de fins agrégats de cummingtonite (figure 3D). De plus, ces agrégats de cummingtonite ont le même patron de fractures que les cristaux d'olivine observés dans les échantillons contenant de l'olivine fraîche (figure 3E).

Lorsque le clinopyroxène frais apparaît dans les échantillons à grains fins dans les deux suites de roche, il se présente plus communément entre les lattes de plagioclase et est rempli d'inclusions (figure 3F). Dans certaines lames, ce clinopyroxène est souvent partiellement ou totalement remplacé par de la hornblende (figure 3G). En plus de l'amphibole et du plagioclase, on observe des teneurs variables en apatite, en biotite et en un minéral opaque identifié comme étant de l'ilménite.

Dans les échantillons à grains grossiers et pegmatitiques, l'olivine ou des vestiges d'olivine sont absents. La minéralogie dominante est composée de plagioclase et de hornblende. Le plagioclase est toujours présent en larges lattes souvent entourées par des agrégats de hornblende. Le clinopyroxène est rare et, lorsque présent, il possède encore une forme polygonale et apparaît entre les lattes de plagioclase. La majorité de ce clinopyroxène est en partie ou totalement remplacée par de la hornblende qui garde encore les inclusions de minéraux opaques du clinopyroxène originel. Des agrégats de hornblende subeuhédrale sont présents et représentent un remplacement du clinopyroxène. En plus de cette hornblende à inclusions de minéraux opaques, on trouve souvent une hornblende de composition similaire mais sans inclusions. Elle se présente alors en agrégats de grains subeuédriques fins qui semblent croître initialement dans la roche le long des fractures précoces et elle s'étend de plus en plus au profit du plagioclase. On observe aussi une zonation optique; ce fait nous suggère un changement des conditions métamorphiques relié à la pression, la température ou la composition du fluide. L'apatite et les minéraux opaques sont omniprésents et la biotite est une composante minérale commune mais mineure. Des teneurs mineures en spinelle hercynitique ont été observées dans quelques échantillons à olivine de la Suite de Lillian.

GÉOCHIMIE

Les analyses géochimiques des échantillons de roches prélevés sur les dykes de la région du lac Le Doré sont présentées dans le tableau 1. Les roches sont de composition basaltique mais elles contiennent des teneurs relativement élevées en FeO et Al_2O_3 par rapport aux roches tholéiitiques.

Éléments majeurs

La composition des échantillons prélevés sur les dykes de la région du lac Le Doré permet d'observer une tendance linéaire sur les diagrammes de SiO_2 versus FeO(total), MgO, Al_2O_3 et CaO (figure 6). Cependant, la dispersion des données sur ces diagrammes est certainement plus élevée pour la Suite mafique de Lillian que pour le dyke de Le Doré, mais il existe quand même une superposition des compositions entre les deux suites. FeO(total) et MgO sont corrélés négativement par rapport à SiO_2 dénotant la diminution des minéraux ferromagnésiens avec la cristallisation fractionnée. Par contre, CaO et Al_2O_3 font apparaître une corrélation positive en fonction de SiO_2 reflétant l'importance croissante du plagioclase à mesure que la cristallisation progresse.

Les résultats d'analyses effectuées sur tous les gabbros étudiés plus haut ont été reportés dans un diagramme de FeO(total) versus Al_2O_3 (figure 7). Nous y avons aussi reporté des résultats d'analyses de Martignole *et al.* (1992) effectuées sur des échantillons provenant des dykes mafiques situés au nord-ouest du lac Le Doré, ainsi que les résultats d'analyses effectuées sur des anorthosites du Complexe anorthositique de Havre St-Pierre (Bergeron, 1986; Verpaelst, communication personnelle). La composition de l'olivine (Fo_{62}) observée dans les roches du lac Le Doré est aussi reportée. La tendance linéaire entre toutes ces roches dénote une parfaite concordance avec la tendance décrite par Olson et Morse (1990) pour les Adirondacks.

Éléments en traces

Le zirconium est un élément relativement incompatible dans les systèmes mafiques. Il peut servir d'indice reflétant l'évolution géochimique des roches. Les tendances générales observées dans les roches de la région du lac Le Doré sont conformes avec un accroissement de la différentiation ignée. Lorsque les teneurs sont basses en Zr, on constate

que le magnésium est élevé et qu'il y a peu d'éléments incompatibles (figures 8 et 9). Pour des teneurs plus élevées, il y a moins de magnésium et les concentrations en TiO_2, FeO, terres rares et éléments incompatibles sont plus élevées. La diminution de MgO correspondant à l'augmentation de Zr dans le magma souligne la formation importante d'olivine au début de la cristallisation des roches. Les corrélations positives entre FeO(total) et TiO_2 et Zr nous indiquent que les oxydes de Fe-Ti ont cristallisé assez tard dans la séquence de cristallisation.

Les abondances des éléments en traces normalisés par rapport aux chondrites font apparaître des patrons consistants (figure 10). On observe un enrichissement des éléments incompatibles et un appauvrissement relatif des éléments compatibles. Les patrons dérivés des analyses de roches du dyke de Le Doré et de celles de la Suite mafique de Lillian se superposent. À cause d'un plus grand nombre de roches à olivine dans le dyke de Le Doré, ce dernier est un peu plus pauvre en éléments incompatibles et un peu plus riche en éléments compatibles que la Suite mafique de Lillian.

Terres rares (REE)

Les diagrammes contenant les patrons des terres rares normalisés par rapport aux chondrites (Nakamura, 1974) pour le dyke de Le Doré ((La/Yb)n = 3,78-6,13) et la Suite mafique de Lillian ((La/Yb)n = 1,39-5,89) permettent de constater un fractionnement modéré (figure 11) avec un enrichissement relatif en terres rares légères de 10 à 100 fois par rapport aux chondrites. Les patrons de terres rares du dyke de Le Doré sont contenus à l'intérieur de l'enveloppe des patrons de la Suite mafique de Lillian (figure 11). Une anomalie positive en europium se distingue dans les deux groupes de données. Cette anomalie reflète leur contenu important en plagioclase.

DISCUSSION

L'étude pétrographique et géochimique des roches mafiques observées dans la région du lac Le Doré a permis de mettre en évidence que toutes ces roches possèdent des similitudes. Cependant, à partir des données limitées présentement disponibles, il est difficile d'affirmer que toutes ces roches mafiques appartiennent à une suite de même origine. Sans données géochro-nologiques, les périodes relatives de mise en place restent inconnues. Les similitudes minéralogiques et chimiques de ces roches suggèrent des sources similaires. Dobrzhine-tskaya *et al.* (1996) argumentent que les petites baguettes d'ilménite trouvées dans les olivines du Massif Alpe Arami en Suisse, observations similaires à celles décrites ci-dessus pour les olivines du dyke de Le Doré, indiquent une source profonde. Les anorthosites sont également considérées comme étant dérivées de sources magmatiques profondes. Le fait, premièrement, que les gabbros du Domaine de Nathasquan sont associés au même champ compositionnel que toutes les autres suites mafiques et, deuxièmement, que des inclusions de baguettes d'ilménite sont présentes dans l'olivine suggèrent donc que les gabbros du Domaine de Nathasquan proviennent également d'une source profonde. Les processus exacts de transport et d'emplacement de ces roches restent à définir.

RÉFÉRENCES

BERGERON, M., 1986 - Minéralogie et géochimie de la suite anorthositique de la région du Lac Allard, Québec : Évolution des membres mafiques et origine des gites massifs d'ilménite. Thèse de doctorat, École Polytechnique, Université de Montréal; 485 pages.

DOBRZHINETSKAYA, L. - GREEN, H.W., II - WANG, S., 1996 - Alpe Arami: A peridodite massif from depths of more than 300 kilometers. Science; volume 271, pages 1841-1845.

LÉPINE, I., 1997 - Étude pétrologique des métagabbros du lac Le Doré, est de la Province de Grenville, Québec. Mémoire de Maîtrise, Université de Montréal; 157 pages.

MADORE, L. - VERPAELST, P. - CHOINIÈRE, J. - DION, D.J. - DAVID, J. - LEFEBVRE, D. - MARQUIS, R. - HOCQ, M., 1997a - Géologie de la région du lac Briend (12N/O5). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-05, 30 pages.

MADORE, L. - VERPAELST, P. - BRISEBOIS, D. - CHOINIÈRE, J.-DION, D.J.-DAVID, J., 1997b- Géologie de la région du lac Cormier (12N/O4). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-08, 31 pages.

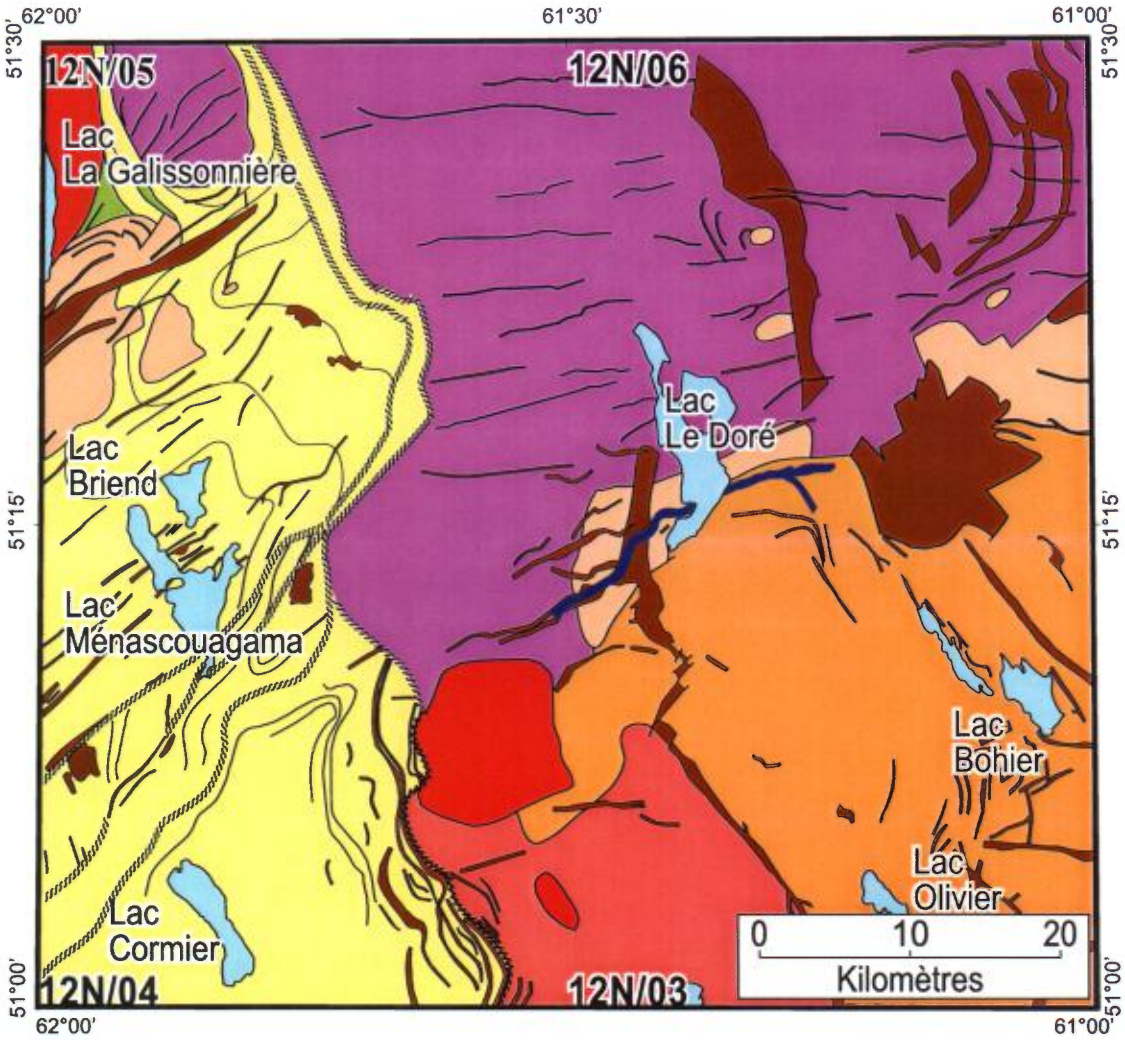
MARTIGNOLE, J. - INDARÈS, A. - DESJARDINS, D., 1992 - Géologie de la région des lacs Arthur et Ruffin, Moyenne Côte-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 91-20, 74 pages.

NAKAMURA, N., 1974 - Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 38, pages 757-775.

OLSON, K.E. - MORSE, S.A., 1990 - Regional Al-Fe mafic magmas associated with anorthosite-bearing terranes. Nature; volume 344, pages 760-762.

VERPAELST, P. - MADORE, L. - CHOINIÈRE, J. - DION, D.J. - DAVID, J. - LÉPINE, I - PERRAULT, S. - LEFEBVRE, D. - HOCQ, M., 1997a - Géologie de la région du lac Le Doré (12N/O6). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-02, 30 pages.

VERPAELST, P. - MADORE, L. - BRISEBOIS, D. - CHOINIÈRE, J. - DION, D.J. - DAVID, J., 1997b - Géologie de la région du lac Bohier (12N/O3). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-07, 29 pages.



LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE

NÉOPROTÉROZOÏQUE OU PALÉOZOÏQUE

GABBRO DE LE DORÉ

Gabbro à olivine

NÉOPROTÉROZOÏQUE

SUITE FELSIQUE DE LA GALISSONNIÈRE

Granite

MÉSOPROTÉROZOÏQUE

SUITE MAFIQUE DE LILLIAN

Gabbro, leucogabbro

SUITE FELSIQUE D'OLOMANE

Granite rapakivi

Granite à fluorine

PORPHYRE DE KATAHT

Porphyre granitique à quartz et feldspaths

GROUPE DE WAKEHAM

Basalte

Grès, mudrock, conglomérat

COMPLEXE DE BOULAIN

Gneiss granitique, paragneiss

FIGURE 1 - Géologie de la région des lacs Bohier (12N/03), Cormier (12N/04), Briend (12N/05) et Le Doré, (12N/06) moyenne Côte-Nord (Madore *et al.*, 1997a, b; Verpaelst *et al.*, 1997a, b)

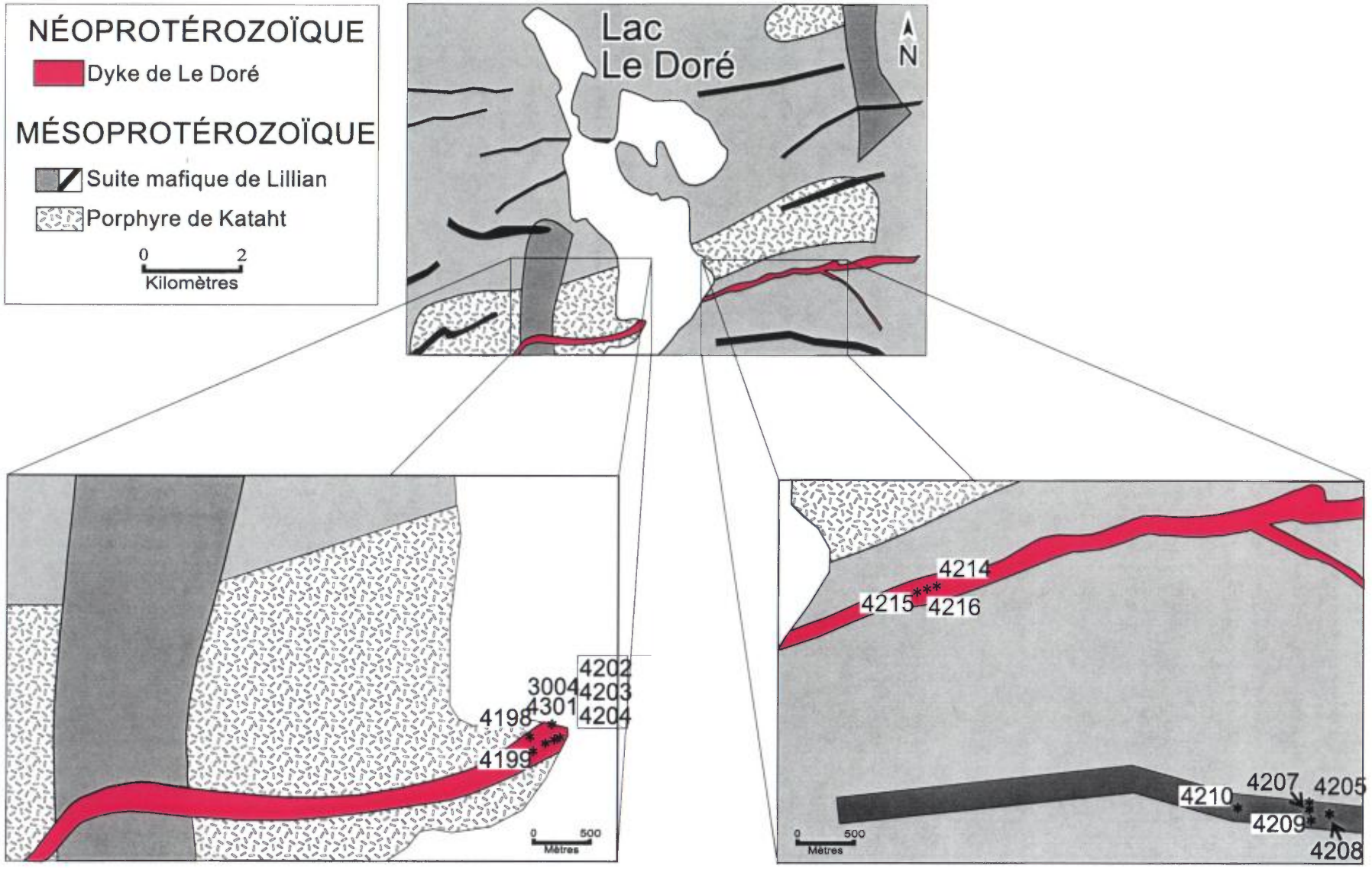


FIGURE 2 - Localisation du dyke de Le Doré, de la Suite mafique de Lillian et de quelques localités (*) où des échantillons ont été prélevés pour analyse.

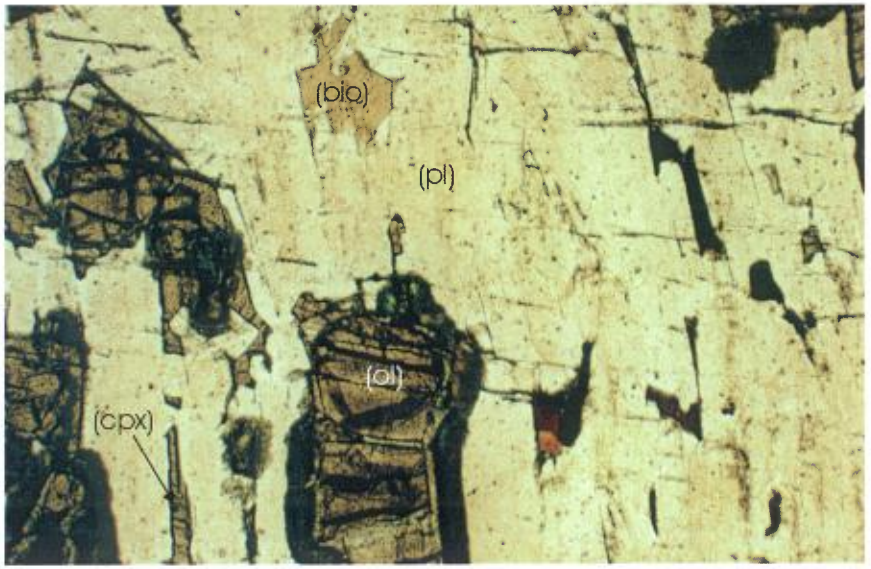


FIGURE 3A - Alignement des lattes de plagioclase (pl) avec olivine (ol), clinopyoxène (cpx) et biotite (bio). La largeur de la photo est de 1,3 mm.

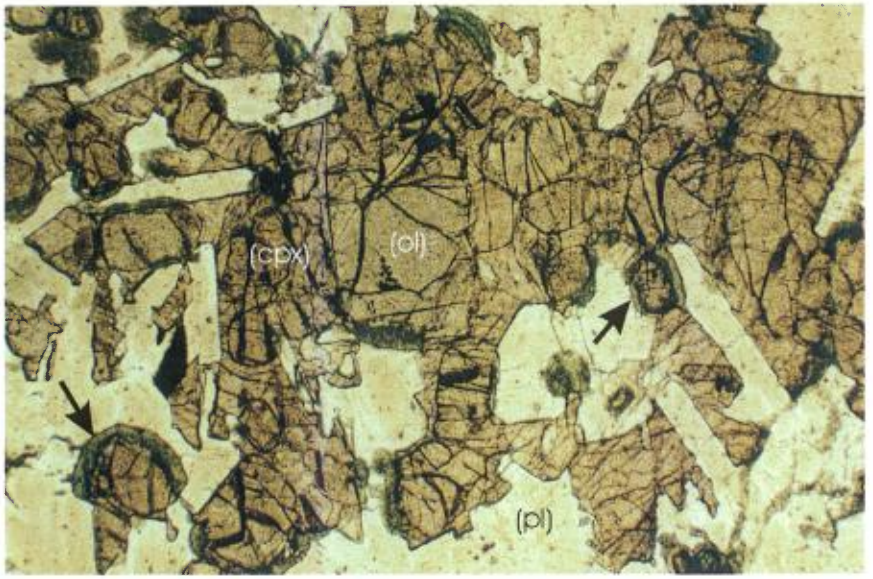


FIGURE 3B - Un *oikocryst* de clinopyroxène (cpx) autour de l'olivine (ol) et du plagioclase (pl). N.B. : Le contact est net entre les olivines et les pyroxènes, mais entre l'olivine et le plagioclase, il existe une couronne (flèches). La largeur de la photo est de 1,3 mm.

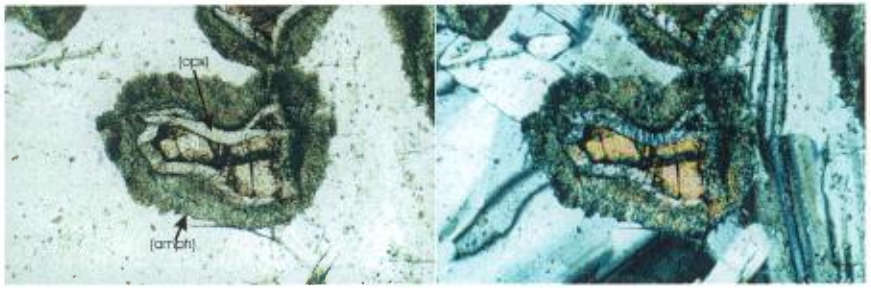


FIGURE 3C-1 - L'olivine (ol) entourée d'une couronne d'orthpyroxène (opx) et une intercroissance de deux amphiboles (hornblende et cummingtonite). La largeur de la photo est de 1,3 mm.

FIGURE 3C-2 - L'image en lumière polarisée. N.B. : L'orientation de l'orthopyroxène et des amphiboles est orthogonale à leur contact avec l'olivine.

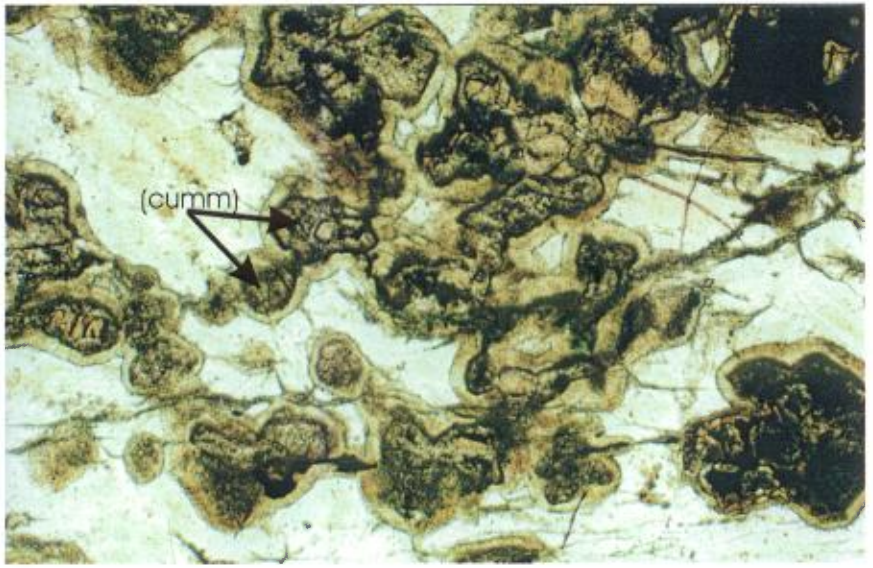


FIGURE 3D - Remplacement complet des olivines par des aggrégats de cummingtonite (cumm) autour desquels on observe une couronne normale de hornblende et de cummingtonite. À l'autre bout de cette lame mince, des grains d'olivine frais et la couronne d'amphibole ont été observés. La largeur de la photo est de 3,4 mm.

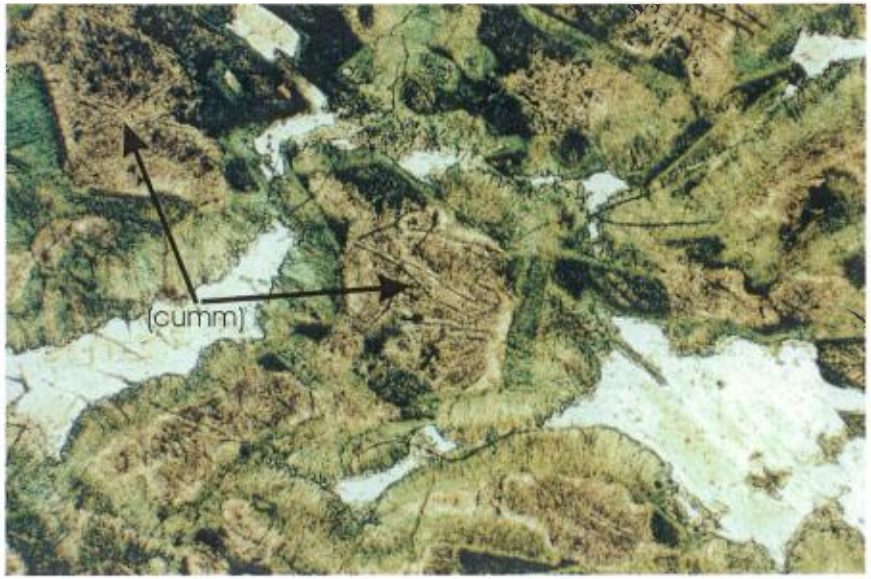


FIGURE 3E - Remplacement complet des olivines par des aggrégats de cummingtonite (cumm). Les fractures originales dans l'olivine sont encore observables dans les aggrégats. La largeur de la photo est de 1,3 mm.

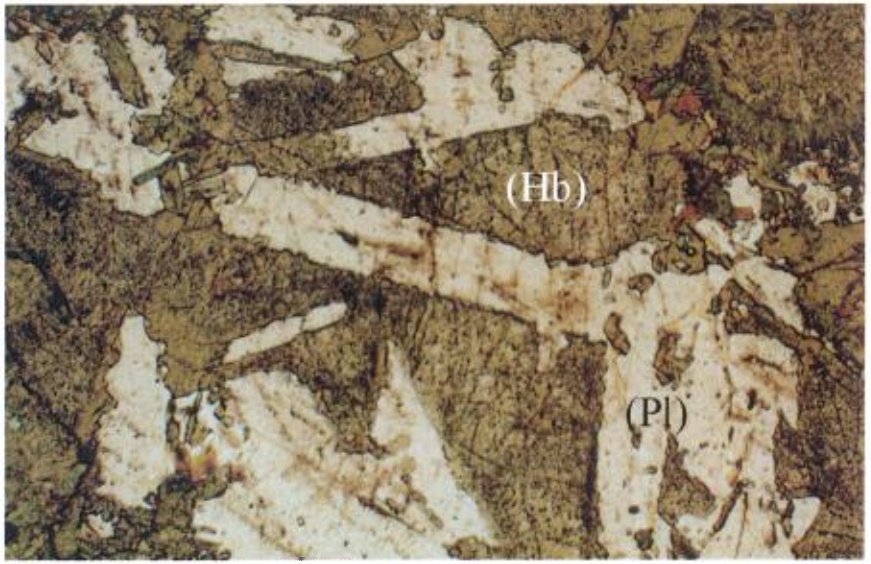


FIGURE 3G - Clinopyroxène remplacé par de la hornblende (Hb) et lattes de plagioclase (Pl) dans un gabbro de Lillian. La largeur de la photo est de 2,6 mm.

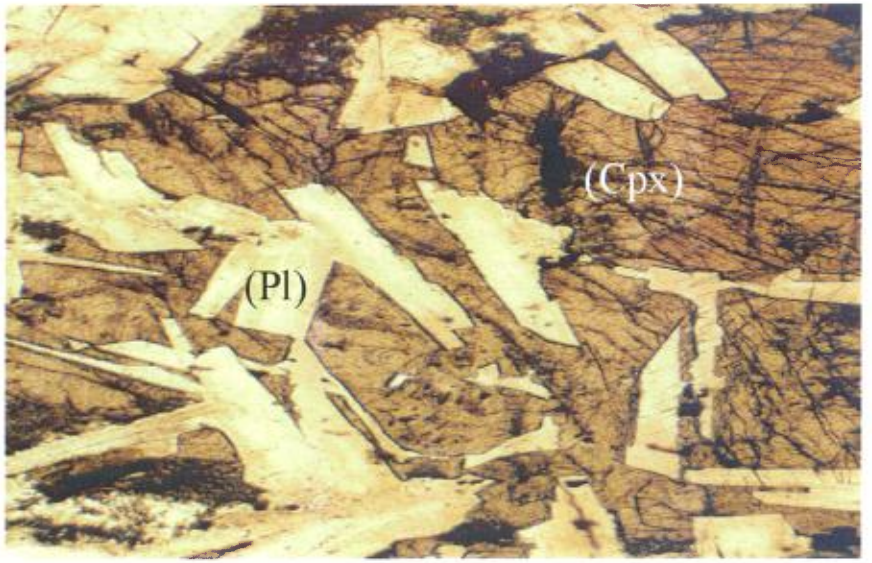


FIGURE 3F - Clinopyroxène (Cpx) et lattes de plagioclase (Pl) dans un gabbro de Lillian. La largeur de la photo est de 2,6 mm.

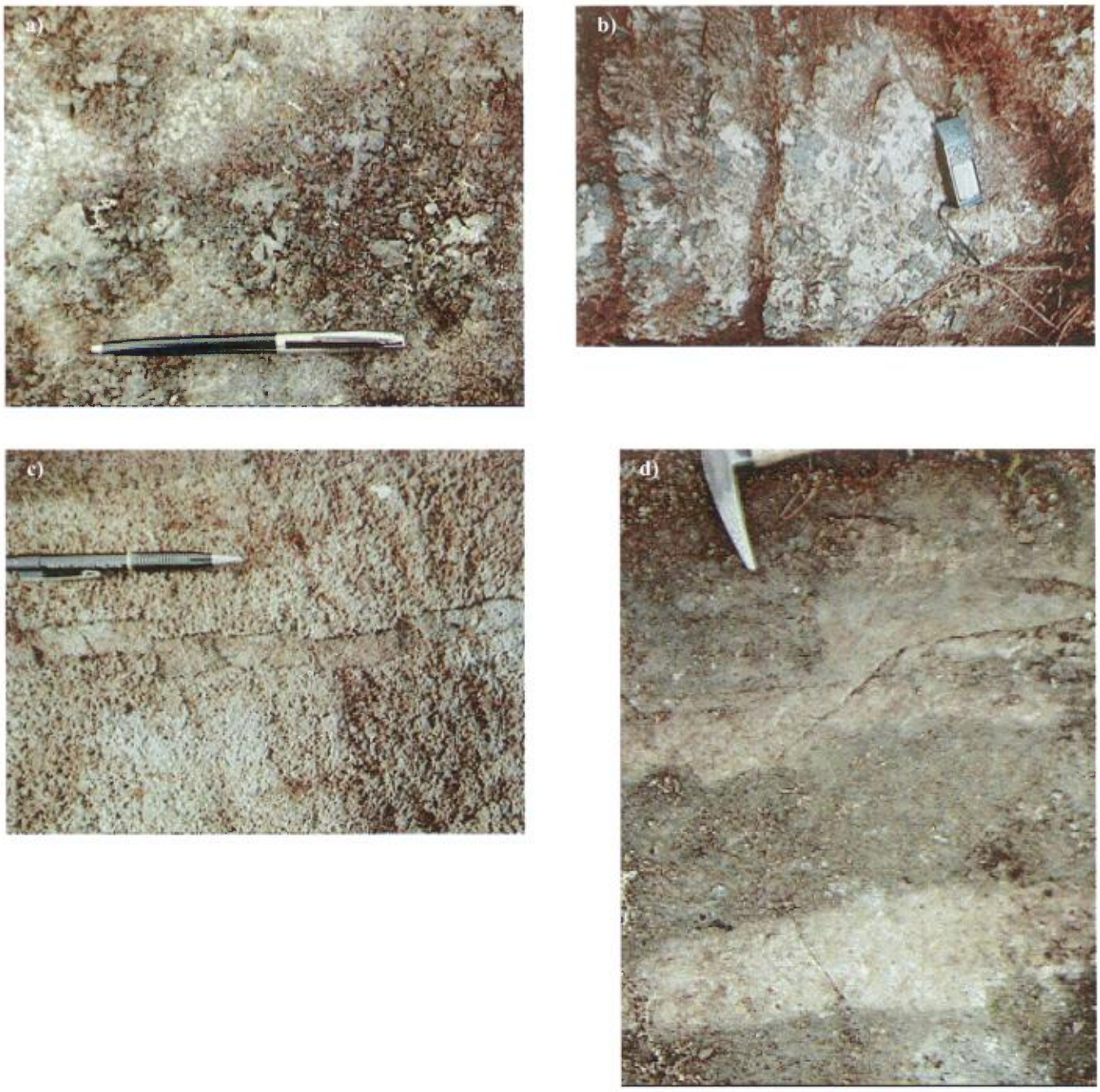
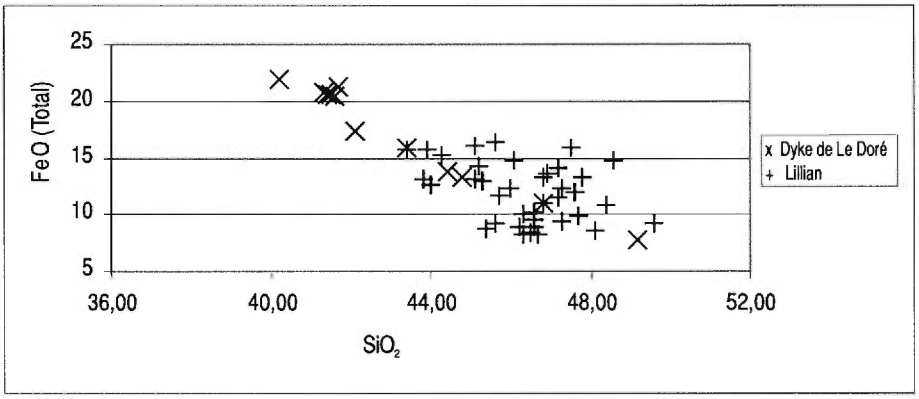
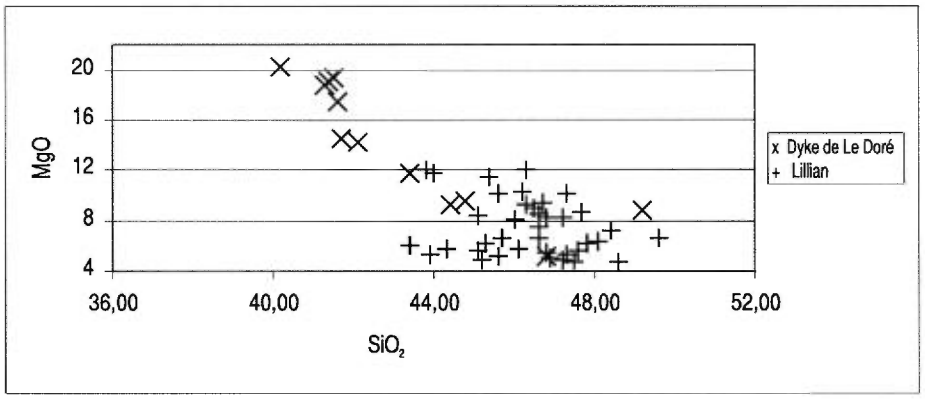


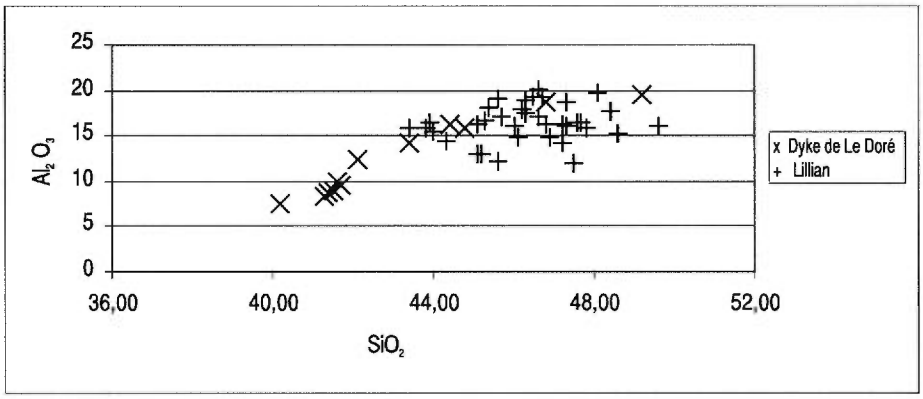
FIGURE 4 - Affleurements de gabbro de la Suite mafique de Lillian : a) Gabbro à grain moyen à grossier; b) Gabbro pegmatitique; c) Gabbro à grain fin coupé par un petit dyke à grain fin; d) Couches interlitées de gabbro riche en plagioclase et en hornblende.



FIGURE 5 - Affleurements des gabbros du dyke de Le Doré : a) Rubanement défini par des bandes riches en hornblende et des bandes riches en plagioclase; b) Roche massive à hornblende et plagioclase; c) Contact entre un bloc de gabbro pegmatitique (gauche) et le gabbro lité (droite). N.B. : Un contact net est observé entre le bloc pegmatitique et le gabbro lité.







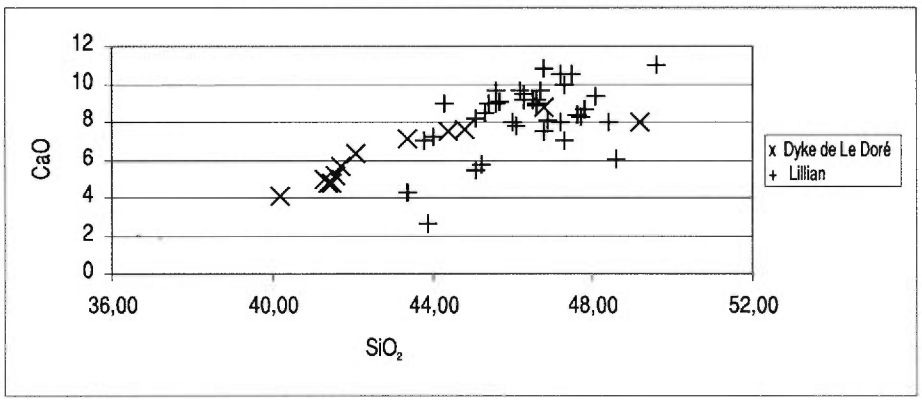


FIGURE 6 - Variations des oxydes de quelques éléments majeurs (% poids) par rapport à SiO_2 (% poids) pour les gabbros de la région du lac Le Doré.

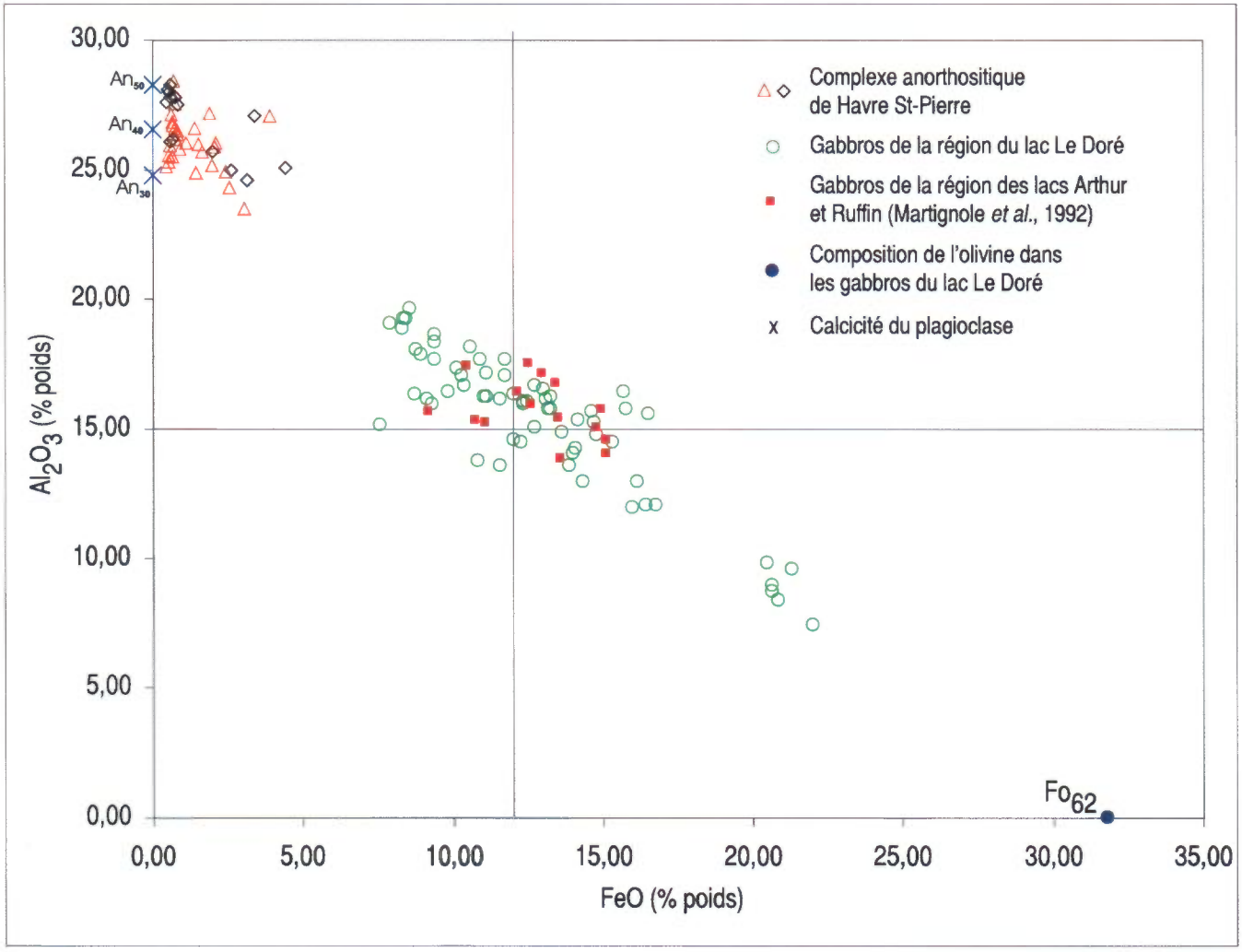
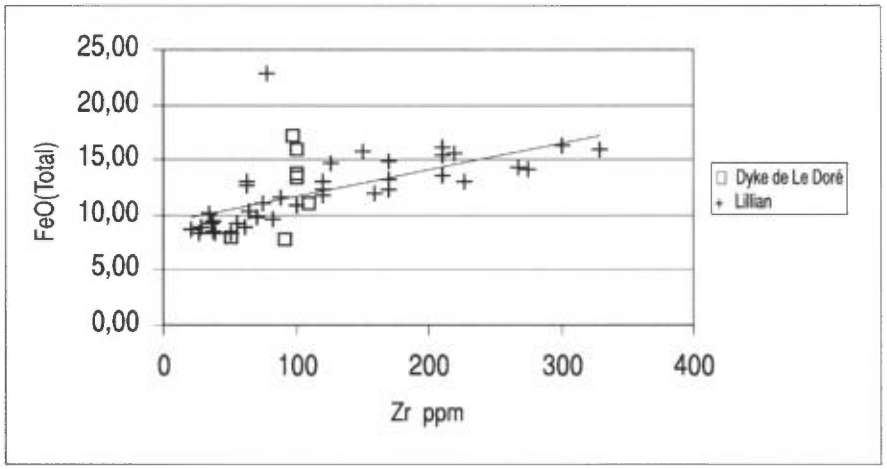
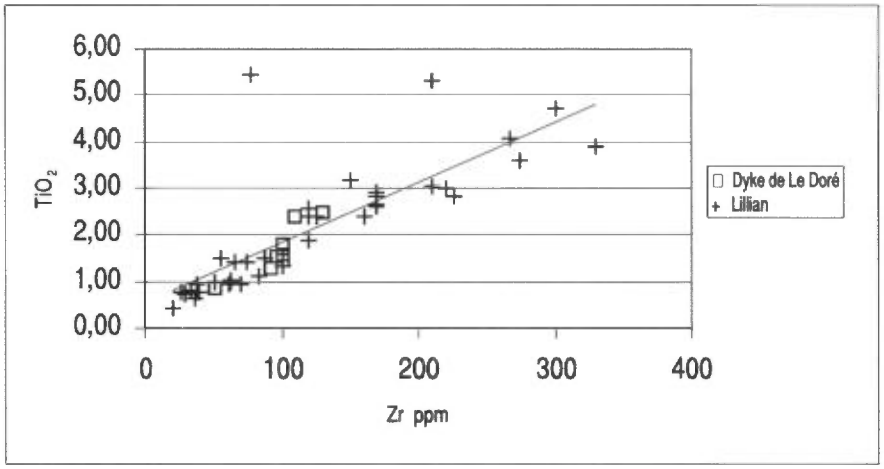


FIGURE 7 - Variations de FeO et de Al_2O_3 dans les gabbros de la région du lac Le Doré.





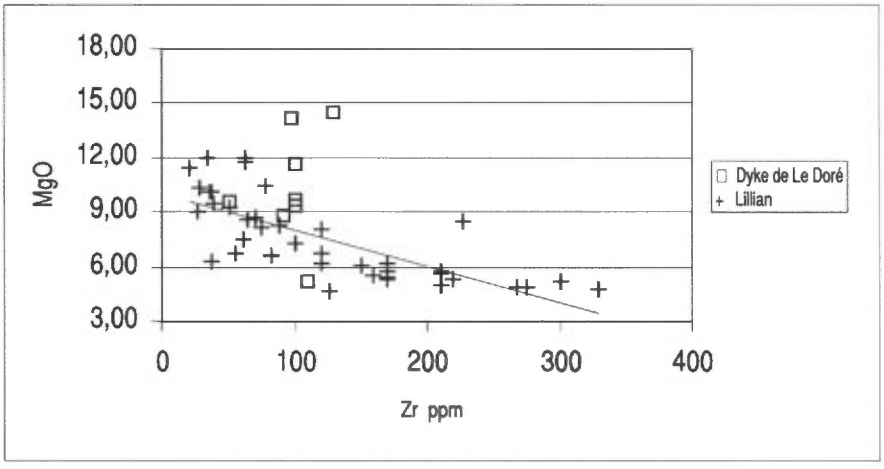


FIGURE 8 - Variations des oxydes de quelques éléments majeurs (% poids) par rapport à Zr (ppm) pour les gabbros de la région du lac Le Doré.

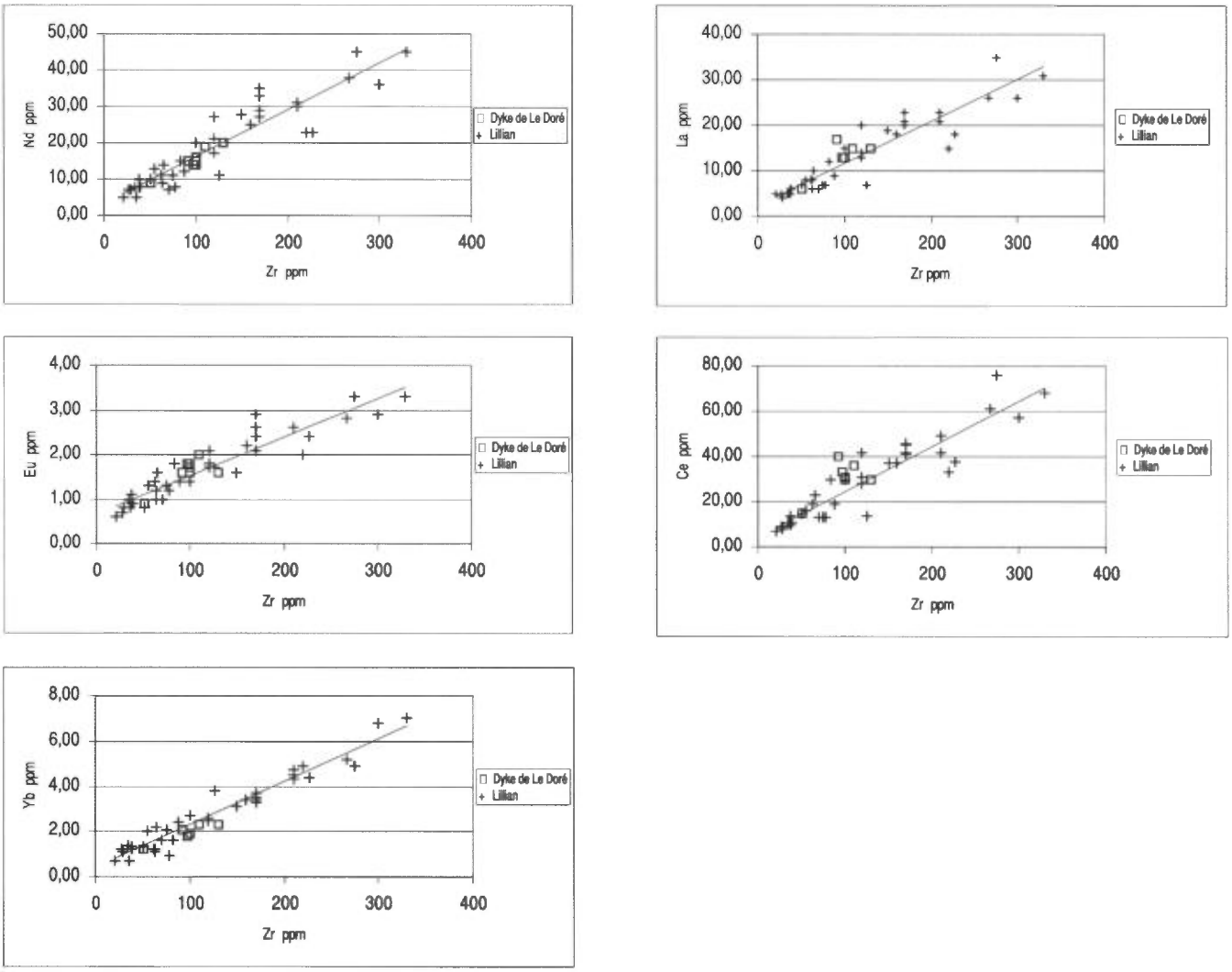


FIGURE 9 - Variations de quelques éléments des terres rares par rapport au Zr dans les gabbros de la région du lac Le Doré.

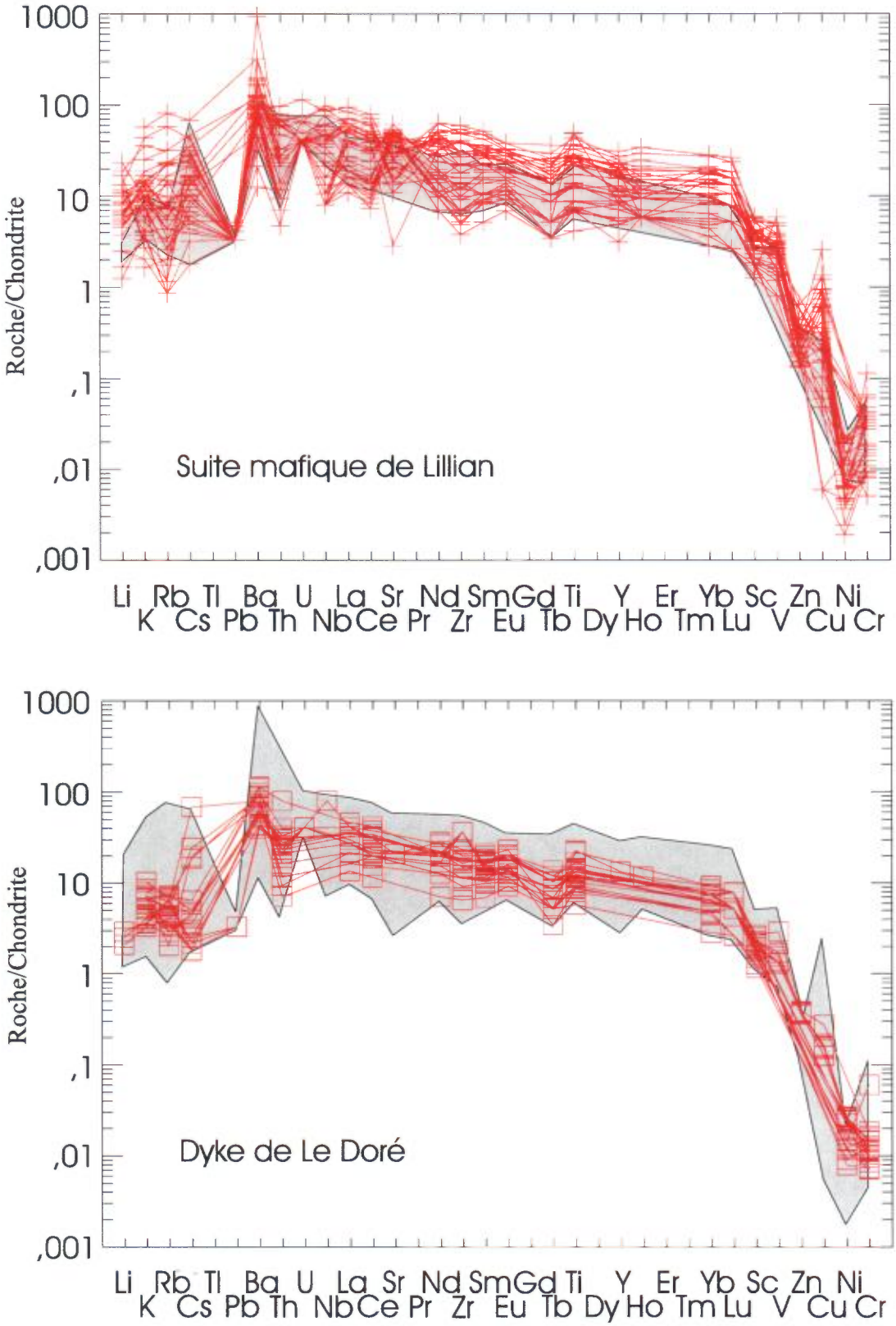


FIGURE 10 - Variations dans les teneurs des éléments en traces normalisées par rapport aux chondrites pour les gabbros de la région du lac Le Doré. Les zones tramées en gris représentent les résultats de l'autre groupe.

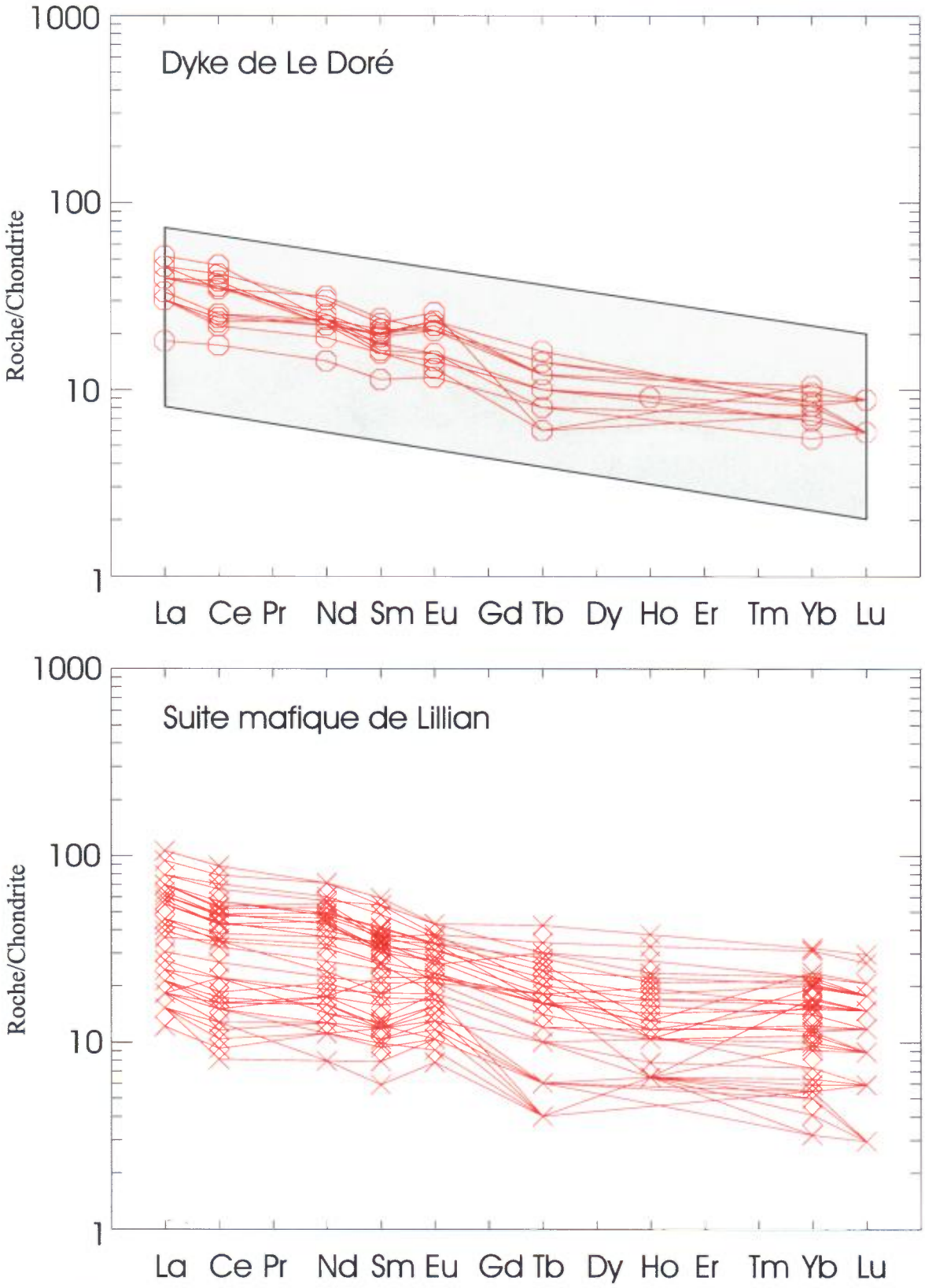


FIGURE 11 - Profils des terres rares (normalisées par rapport aux chondrites) pour les gabbros de la région du lac Le Doré.

TABLEAU 1 - Résultats de l'analyse des échantillons du dyke de Le Doré et de la Suite mafique de Lillian.

No. d'échantillon	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO(T)	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	Total	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Ho	Yb	Lu
Dyke de Le Doré																					
4198	46,80	2,38	18,70	11,07	0,17	5,16	8,77	3,21	0,77	0,25	0,59	97,87	15,0	36,0	19,0	4,6	2,0	0,3		2,3	0,3
4199	44,80	1,47	15,90	13,32	0,20	9,63	7,65	2,48	0,72	0,23	1,13	97,53	13,0	31,0	14,0	4,0	1,7	0,6		1,9	0,2
4202	40,20	1,45	7,47	21,98	0,30	20,20	4,09	1,29	0,42	0,23	0,09	97,72	11,0	22,0	14,0	3,6	1,2	0,5		1,8	0,2
4202B*	41,40	1,25	8,75	20,61	0,28	19,10	4,75	1,44	0,37	0,20	0,93	99,08	10,0	19,0	12,0	3,2	1,0	0,3		1,6	0,2
4203-A	41,60	1,36	9,86	20,45	0,29	17,50	5,17	1,57	0,34	0,20	1,14	99,48	10,0	20,0	15,0	3,3	1,2	0,5		1,5	0,2
4204-A	41,30	1,61	8,40	20,81	0,30	18,80	4,94	1,45	0,37	0,25	1,03	99,26	11,0	22,0	15,0	3,6	1,2	0,4		1,6	0,2
4204-B	41,40	1,25	8,75	20,63	0,28	19,10	4,75	1,44	0,37	0,20	0,93	99,10	10,0	19,0	12,0	3,2	1,0	0,3		1,6	0,2
4214A	43,40	1,82	14,30	15,93	0,22	11,70	7,15	2,34	0,41	0,24	1,10	98,61	13,0	31,0	15,0	3,9	1,6	0,7		1,9	0,2
4214B	42,10	1,55	12,30	17,28	0,23	14,20	6,38	2,12	0,55	0,23	0,92	97,86	13,0	33,0	14,0	4,1	1,8	0,8		1,8	0,3
4215	44,40	1,57	16,20	13,77	0,19	9,33	7,49	2,47	0,70	0,22	1,18	97,52	13,0	30,0	16,0	4,0	1,8	0,6		1,9	0,3
4301	41,50	1,30	8,99	20,63	0,27	19,40	4,78	1,55	0,38	0,25	0,95	100,00	10,0	21,0	14,0	3,2	1,1	0,5		1,5	0,2
3004-A	41,70	2,48	9,58	21,26	0,29	14,50	5,63	1,97	0,46	0,35	1,09	99,31	15,0	30,0	20,0	4,9	1,6	0,6		2,3	0,3
4216B	49,20	1,29	19,60	7,82	0,13	8,84	8,00	3,97	0,89	0,17	1,61	101,52	17,0	40,0	15,0	4,3	1,6	0,7		2,1	0,3
Suite mafique de Lillian																					
95-DB-5088-A	46,70	0,76	19,30	8,32	0,12	9,42	9,67	2,53	0,17	0,13	1,94	99,06	6,0	11,0	8,0	2,1	0,9	0,3	0,5	1,2	0,2
95-DB-5146-A	47,50	3,90	12,00	15,94	0,25	4,73	10,50	1,55	1,53	0,57	0,59	99,06	31,0	68,0	45,0	12,0	3,3	2,1	2,9	7,0	1,0
95-DB-5239	43,90	3,01	16,50	15,67	0,19	5,31	2,62	2,76	5,86	0,30	1,60	97,72	15,0	33,0	23,0	7,0	2,0	1,5	1,8	4,9	0,6
95-LM-2001-A	47,20	1,48	16,20	11,53	0,18	8,22	10,50	2,18	0,56	0,12	1,49	99,66	9,0	19,0	12,0	3,7	1,4	0,6	0,8	2,4	0,3
95-LM-2008-A	46,50	0,76	19,30	8,40	0,13	8,98	9,18	2,49	0,54	0,13	2,79	99,20	5,0	9,0	7,0	2,0	0,7	0,2	0,5	1,2	0,2
95-LM-2068-A	46,90	3,06	14,90	13,60	0,24	4,97	8,06	3,15	1,16	0,41	0,81	97,26	23,0	49,0	31,0	8,4	2,6	1,4	1,6	4,7	0,6
95-LM-2271-C	44,30	3,06	14,50	15,31	0,32	5,77	9,00	1,32	2,60	0,40	1,45	98,03	23,0	49,0	30,0	7,8	2,6	1,2	0,8	4,3	0,6
95-PV-1117-A	48,40	1,33	17,70	10,90	0,18	7,25	8,03	3,13	0,81	0,37	1,55	99,65	15,0	30,0	20,0	5,3	1,4	0,6	0,9	2,7	0,4
95-PV-1123-A	46,80	1,40	16,30	11,08	0,19	8,20	10,80	2,10	0,43	0,11	1,77	99,18	7,0	13,0	11,0	3,2	1,3	0,5	0,5	2,1	0,3
95-PV-1157-A	47,60	2,39	16,40	11,98	0,18	5,54	8,37	3,47	1,41	0,47	1,12	98,93	18,0	37,0	25,0	6,8	2,2	0,9	1,5	3,4	0,5
95-PV-1170-A	45,70	2,42	17,10	11,71	0,18	6,68	9,08	2,87	0,89	0,42	1,93	98,98	14,0	31,0	21,0	5,4	1,8	0,8	1,0	2,5	0,4
95-PV-1201-B	47,80	2,64	15,80	13,24	0,19	6,15	8,72	2,96	0,90	0,34	0,38	99,12	21,0	42,0	27,0	6,4	2,1	0,8	1,1	3,3	0,5
95-PV-1212-A	45,10	5,31	13,00	16,12	0,19	5,65	8,15	2,56	1,50	0,56	0,67	98,81	21,0	42,0	31,0	8,2	2,6	1,2	1,7	4,5	0,6
95-PV-1301-A	45,10	2,81	16,20	13,06	0,23	8,43	5,47	4,00	0,61	0,31	1,69	97,91	18,0	38,0	23,0	6,5	2,4	1,1	1,4	4,4	0,6
95-RM-7050-B	45,60	4,70	12,10	16,39	0,28	5,17	9,70	1,63	1,93	0,46	1,01	98,97	26,0	57,0	36,0	11,0	2,9	1,7	2,5	6,8	0,9
95-RM-7098-A	47,20	3,61	14,30	14,05	0,25	4,88	7,99	2,94	1,20	0,60	1,16	98,18	35,0	76,0	45,0	11,0	3,3	1,5	2,1	4,9	0,7
95-RM-7105-A	47,70	0,95	16,50	9,82	0,12	8,67	8,28	3,98	0,90	0,09	1,35	98,36	6,0	13,0	7,0	2,4	1,0	0,5	0,6	1,6	0,2
95-RM-7108-A	48,60	2,40	15,30	14,68	0,21	4,67	6,02	5,26	0,21	0,17	0,46	97,98	7,0	14,0	11,0	4,5	1,7	0,9	0,5	3,8	0,5
95-RM-7132	45,20	4,06	13,00	14,32	0,24	4,86	5,73	2,12	4,50	0,77	3,60	98,40	26,0	61,0	38,0	9,8	2,8	1,3	1,0	5,2	0,7
96-BR-3104-A	46,60	1,40	17,10	10,27	0,15	8,55	8,83	2,52	0,98	0,28	2,23	98,91	10,0	23,0	14,0	4,2	1,6	0,6	0,8	2,2	0,3
96-BR-3132-A	34,20	5,43	12,80	22,88	0,21	10,50	5,25	1,90	1,03	0,19	2,25	96,64	7,0	13,0	8,0	2,4	1,2	0,3	0,5	0,9	0,1
96-GM-6089A	46,30	0,82	17,40	10,09	0,15	12,00	9,14	2,25	0,38	0,14	0,17	98,84	5,0	11,0	8,0	2,1	1,0	0,3	0,5	1,4	0,2
96-LM-2035-C	47,30	2,90	16,00	12,34	0,17	5,34	7,06	3,97	1,73	0,65	1,12	98,58	23,0	46,0	35,0	7,4	2,9	1,0	0,9	3,4	0,5
96-LM-2038-A	43,40	3,19	15,80	15,76	0,23	6,08	4,31	2,94	3,65	0,62	2,01	97,99	19,0	37,0	28,0	6,4	1,6	0,9	1,2	3,1	0,4
96-LM-2052A1	49,60	1,52	16,00	9,28	0,15	6,68	11,00	2,63	0,76	0,15	1,25	99,02	8,0	16,0	13,0	3,5	1,3	0,5	0,8	2,0	0,3
96-LM-2075A	46,00	1,89	16,10	12,34	0,18	8,05	8,04	2,74	1,08	0,32	1,12	97,86	13,0	28,0	17,0	5,0	1,7	0,8	1,0	2,5	0,3
96-NB-7122A	45,30	2,57	16,60	12,97	0,17	6,18	8,44	3,17	0,94	0,56	1,58	98,48	20,0	42,0	27,0	6,1	2,1	0,8	0,9	2,6	0,4
96-PV-1041A2	46,80	2,60	16,30	13,24	0,17	5,40	7,54	3,77	1,42	0,60	0,77	98,61	23,0	45,0	33,0	7,1	2,6	0,8	1,3	3,5	0,5
96-PV-1066-A	48,10	0,94	19,70	8,55	0,12	6,27	9,35	3,19	0,81	0,15	1,96	99,14	6,0	14,0	10,0	2,4	1,1	0,2	0,5	1,3	0,2
96-PV-1073A2	45,40	0,45	18,10	8,73	0,12	11,40	9,00	2,35	0,28	0,08	3,13	99,04	5,0	7,0	5,0	1,2	0,6	0,2	0,5	0,7	0,1
96-PV-1074A2	46,20	0,72	17,90	8,90	0,14	10,30	9,62	2,40	0,34	0,12	2,44	99,08	4,0	8,0	7,0	1,9	0,8	0,3	0,5	1,1	0,1
96-PV-1075A2	47,30	0,78	18,70	9,37	0,14	10,10	9,91	2,41	0,41	0,14	0,22	99,48	5,0	10,0	8,0	2,1	0,9	0,2	0,5	1,3	0,2
96-PV-1208A	46,10	2,85	14,80	14,77	0,22	5,77	7,78	3,19	1,33	0,51	0,95	98,27	20,0	41,0	29,0	7,5	2,4	1,0	1,3	3,7	0,5
96-YL-5049A	46,30	0,97	18,90	8,27	0,13	9,26	9,45	2,43	0,73	0,15	2,53	99,12	7,0	15,0	10,0	2,5	0,8	0,3	0,5	1,3	0,2
4205	45,60	0,63	19,1	9,27	0,13	10,1	8,95	2,56	0,45	0,07	1,9	98,76	5,0	11,0	5,0	1,6	0,8	0,3		0,7	0,1
4207A	43,80	0,97	15,9	13,05	0,18	12	7,01	2,22	0,69	0,12	2,54	98,48	6,0	19,0	9,0	2,4	1,0	0,3		1,1	0,1
4207B	46,60	0,94	20,1	8,95	0,13	7,52	9,21	2,74	1,07	0,14	1,87	99,27	8,0	19,0	11,0	2,7	1,4	0,2		1,2	0,1
4208D	44,00	1,03	15,5	12,69	0,17	11,8	7,19	2,51	0,54	0,13	3,07	98,63	8,0	19,0	9,0	2,6	1,2	0,3		1,2	0,2
4210	46,60	1,12	20,1	9,54	0,13	6,59	8,95	3,03	0,72	0,22	1,69	98,69	12,0	30,0	15,0	3,7	1,8	0,7		1,6	0,2

Pétrologie et géochimie des suites felsiques de Kataht et d'Olomane, Domaine de Natashquan

Gabriel Machado[1]
Michael D. Higgins[2]
Pierre Verpaelst[3]

RÉSUMÉ

Les suites felsiques de Kataht et d'Olomane regroupent chacune deux intrusions granitiques du Domaine de Natashquan sur la moyenne Côte-Nord. La Suite felsique de Kataht est composée d'un porphyre à quartz et feldspath ainsi que d'un granite rapakivi. Elle a un âge d'environ 1500 Ma. Le porphyre s'est mis en place dans des conditions de faible profondeur et de haute température et a développé les textures porphyrique et rapakivique. La pétrographie du granite rapakivi est très semblable à celle du porphyre, mais sa granulométrie est plus grossière. La Suite de Kataht est du type méta-alumineux et aurait comme source une croûte jeune de type « I ». Elle pourrait s'être mise en place dans un environnement de marge continentale active.

La Suite felsique d'Olomane est composée d'un granite à fluorine et d'un granite à quartz bleu. Elle a un âge d'environ 1240 Ma. Les granites de cette suite felsique ont développé des textures équigranulaire, hypidiomorphe et parfois rapakivique. La présence de fluorine et de quartz bleu y est caractéristique. La Suite felsique d'Olomane, qui se serait différenciée par le fractionnement des feldspaths, proviendrait également d'un magma de type « I ». Elle aurait subi une contamination par les roches de la Suite de Kataht et se serait mise en place dans un environnement de rift terrestre.

L'histoire géologique suivante est proposée pour le Domaine de Natashquan :

· Sédimentation du Groupe de Wakeham, entre 1600 et 1500 Ma, dans l'environnement d'une marge continentale passive;

· Mise en place de la Suite felsique de Kataht, entre 1530 et 1450 Ma, dans l'environnement d'une marge continentale active, lors de l'orogenèse pinwarienne;

· Mise en place de la Suite d'Olomane, vers 1240 Ma, dans un environnement de rift terrestre.

L'histoire géologique du Domaine de Natashquan est similaire à celle avancée pour le Terrane de Pinware localisé au Labrador. Les mêmes types de roches sont observés dans les deux terranes et les mêmes événements géologiques semblent les avoir affectés.

1. Université d'Ottawa
2. Université du Québec à Chicoutimi
3. Géologie Québec

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 233
GÉOLOGIE RÉGIONALE 233
PÉTROGRAPHIE 233
Suite felsique de Kataht 233
Suite felsique d'Olomane 235
Éléments majeurs et éléments en traces 238
Les éléments des terres rares 238
Diagramme de Pearce 238
Abondance du fluor 240
Isotopes de l'oxygène 240
Isotopes du samarium-néodyme 241
DISCUSSION 241
Histoire géologique de la Suite felsique de Kataht 241
Histoire géologique de la Suite felsique d'Olomane 243
Relations entre le Domaine de Natashquan et le terrane de Pinware 243
CONCLUSIONS 244
REMERCIEMENTS 244
RÉFÉRENCES 244

INTRODUCTION

Suite aux campagnes de cartographie du ministère des Ressources naturelles du Québec (MRNQ) de 1995 et 1996 sur la moyenne Côte-Nord, un projet de maîtrise fut entrepris à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) pour caractériser les intrusions granitiques se trouvant à proximité du lac Le Doré, situé à 150 kilomètres au nord de Natashquan. L'étude pétrographique, géochimique et isotopique de quatre intrusions granitiques a permis de mieux comprendre cette partie du Domaine de Natashquan et par la même occasion a permis d'enrichir les données sur la Province de Grenville.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région étudiée est localisée dans la partie nord-est du Domaine de Natashquan (voir Gobeil *et al.*, ce volume) et elle est centrée sur le lac Le Doré. Le Domaine de Natashquan a originellement été intégré à l'Allochtone monocyclique de la Province de Grenville (Rivers *et al.*, 1989).

Le Domaine de Natashquan est composé majoritairement des roches métasilicoclastiques du Groupe de Wakeham (Verpaelst *et al.*, 1997a et 1997b; Madore *et al.*, 1997a et 1997b). Toutefois, dans la partie est du domaine les intrusions granitiques, en contact tectonique ou intrusif avec le Groupe de Wakeham, dominent (figure 1). Ces intrusions ont été subdivisées en trois suites felsiques selon leur pétrographie, géochimie et géochronologie. Ce sont les suites de Kataht, d'Olomane et de La Galissonnière (Madore *et al.*, 1997b et Verpaelst *et al.*, 1997b). La présente étude ne porte que sur les deux premières suites, celles-ci ayant été impliquées dans les cycles orogéniques grenvilliens (Gobeil *et al.*, ce volume). La Suite felsique de La Galissonnière est post-orogénique (Bourne, 1991).

La Suite felsique de Kataht se compose d'un porphyre à quartz et feldspath et d'un granite rapakivi (figure 1). Le porphyre se présente sous la forme de plutons intrusifs dans le Groupe de Wakeham, ainsi que sous forme d'enclaves dans le granite à fluorine de la Suite d'Olomane (figure 1). Il se serait mis en place entre 1510 et 1495 Ma (Madore *et al.*, 1997a et Verpaelst *et al.*, 1997a) (tableau 1) à de faibles profondeurs (Verpaelst *et al.*, 1997a). Le granite rapakivi est localisé au sud du lac Le Doré (figure1). La nature des contacts entre ce granite et les autres unités n'a pu être observée due à la piètre qualité des affleurements dans la région. Il aurait un âge de 1497 +15/-9 Ma (Verpaelst *et al.*, 1997b).

La Suite felsique d'Olomane comprend un granite à fluorine et un granite à quartz bleu (figure 1) (Verpaelst *et al.*, 1997b). Le granite à fluorine contient environ 1 % de fluorine (tableau 2). Il est massif ou légèrement folié près de la Zone de cisaillement de Natashquan (figure 1). Le granite à fluorine a été daté à 1245 ± 3 et 1239 ± 3 Ma (Martignole *et al.*, 1994; Indares et Martignole, 1993). Il existe une lente transition entre le granite à fluorine et le granite à quartz bleu. Le second se distingue du premier par un quartz de couleur bleutée et par un pourcentage moindre en fluorine.

Des gabbros (suites mafiques de Lillian, de Kapanien et de Le Doré) ainsi que la Suite felsique de La Galissonnière se trouvent également dans la région étudiée (Gobeil *et al.*, ce volume). Toutes ces roches sont plus jeunes que les suites felsiques de Kataht et d'Olomane et ne font pas partie de cette étude (tableau 1 et figure 1).

PÉTROGRAPHIE

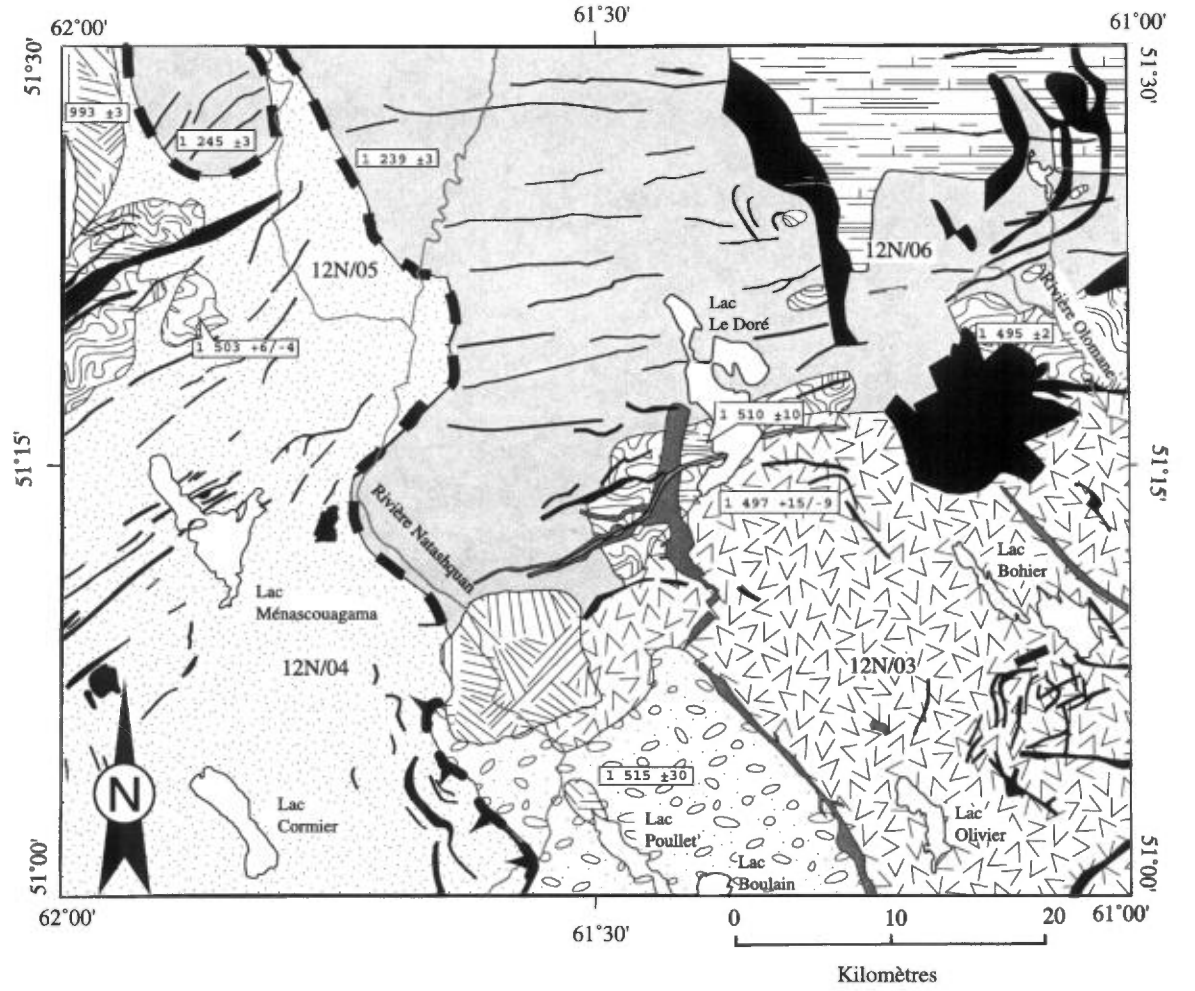
Suite felsique de Kataht

Porphyre à quartz et feldspath

Le porphyre est formé de phénocristaux de quartz et feldspath, arrondis ou subarrondis, faisant en moyenne 4 mm de diamètre. Le porphyre est de couleur blanchâtre ou rosé, selon la couleur des cristaux de feldspath. Les phénocristaux de quartz sont souvent bipyramidaux, forme caractéristique du quartz-b ayant cristallisé à de hautes températures et de faibles pressions. Les phénocristaux de feldspath se composent à 80 % de microcline et à 20 % d'orthose. La mésostase les englobant est aussi formée en majorité de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase, tous hypidiomorphes et dont la taille moyenne est de 0,1 mm. Ces observations suggèrent que le magma ayant engendré le porphyre s'est refroidi assez rapidement. Plusieurs cristaux de feldspath présentent des textures perthitique, rapakivique ou antirapakivique. La biotite est le minéral mafique le plus abondant, pouvant former jusqu'à 5 % de la roche. Les minéraux accessoires comme la titanite, l'apatite, la fluorine, le zircon, l'allanite, la magnétite, la chlorite et l'ilménite sont présents en faible quantité.

Granite rapakivi

Le granite rapakivi est texturalement très semblable au porphyre à quartz et feldspath. Par contre, sa granulométrie est plus grossière et les phénocristaux sont uniquement composés de feldspath. Le granite rapakivi est de couleur rosée. Les phénocristaux de feldspath sont idiomorphes et ont un diamètre moyen de 1,5 cm, mais ils peuvent atteindre 5 cm. La granulométrie de la mésostase varie entre 1 et 5 mm. Les principaux minéraux du granite rapakivi sont le



Néoprotrozoïque
- Gabbro de Le Doré

Gabbro de Kapanien
- Gabbro à clinopyroxène

Suite felsique de La Galissonnière
- Granite, pegmatite

Mésoprotérozoïque

Suite mafique de Lillian
- Gabbro à actinote et hornblende

Suite felsique d'Olomane
- Granite à fluorine
- Granite à quartz bleu

Suite felsique de Kataht
- Porphyre à quartz et feldspath
- Granite rapakivi

Complexe de Boulain
- Gneiss granitique, granite folié

Groupe de Wakeham
- Grès, mudrock, conglomérat

1 515 ±30 Âge en Ma

12N/03 Feuillet SNRC

- Zone de cisaillement de Natashquan
- Faille de chevauchement

FIGURE 1 - Géologie simplifiée de la région étudiée, SNRC 12N/03 (Lac Bohier), 12N/04 (Lac Cormier), 12N/05 (Lac Briend) et 12N/06 (Lac Le Doré). Modifiée d'après Verpaelst *et al.*, 1997b. Consultez le tableau 1 pour les références concernant les datations.

TABLEAU 1 - Colonne stratigraphique de la région étudiée. Modifié de Madore *et al.* (1997b) et Verpaelst *et al.* (1997b).

Néoprotérozoïque ou Paléozoïque
Gabbro de Le Doré - Gabbro à olivine
Gabbro de Kapanien
Néoprotérozoïque
Suite felsique de La Galissonnière – 993 ±3 Ma (Loveridge, 1986) - Granite - Pegmatite
Mésoprotérozoïque
Suite mafique de Lilian - Gabbro
Suite felsique d'Olomane - Granite à fluorine (1 245 ±3 et 1 239 ±3 Ma; Indares et Martignole, 1993) - Granite à quartz bleu
Suite felsique de Kataht - Porphyre à quartz et feldspath (1 503 +6/-4 Ma; Madore *et al.*, 1997a) (1 495 ±2 et 1 510 ±10 Ma; Verpaelst *et al.*, 1997a) - Granite rapakivi (1 497 +15/-9 Ma; Verpaelst *et al.*, 1997b)
Complexe de Boulain (1 515 ±30 Ma; Verpaelst *et al.*, 1997b) - Granite folié - Gabbro folié - Gneiss granitique et gneiss tonalitique - Paragneiss et quartzite
Groupe de Wakeham (>1 550 Ma; Madore *et al.*, 1997b) - Arkose et subarkose - Grès quartzeux et wacke quartzeux - Grès carbonaté - Conglomérat / mudrock / volcaniclastites felsiques - Basalte

feldspath potassique, le quartz, le plagioclase et la biotite. Les cristaux de feldspath portent souvent les textures rapakivique, antirapakivique et perthitique. Des cristaux d'orthose enveloppés de cristaux de microcline sont parfois visibles, suggérant une mise en place à de hautes températures et une rééquilibration partielle des feldspaths potassiques. La biotite peut constituer jusqu'à 10 % de la roche. La titanite, la fluorine, l'apatite, la magnétite et le zircon sont les minéraux accessoires présents.

Suite felsique d'Olomane

Granite à fluorine

Le granite à fluorine forme un pluton couvrant la plus grande superficie de la région à l'étude. De ce fait, il est en contact avec toutes les autres intrusions granitiques, bien que la nature de ces contacts n'ait pas été observée. Ainsi, la nature du contact avec les roches sédimentaires du Groupe

TABLEAU 2 - Caractéristiques pétrographiques des différents types de roche des suites felsiques de Kataht et d'Olomane.

Unité		**Suite felsique de Kataht**		**Suite felsique d'Olomane**	
Lithofaciès		**Porphyre**	**Granite rapakivi**	**Granite à fluorine**	**Granite à quartz bleu**
Minéralogie	Quartz	35 – 40 %	20 – 40 %	10 - 25 %	10 - 30 %
	Plagioclase	10 %	20 – 30 %	25 – 40 %	30 - 40 %
	Orthose	20 %	10 – 15 %	0	0
	Microcline	30 %	20 – 35 %	40 - 45 %	35 - 45 %
	Biotite	1 – 5 %	10 %	5 %	5 %
	Titanite	<1 %	<1 %	traces	traces
	Fluorine	traces	traces	1%	traces
	Apatite	traces	traces	traces	
	Zircon	traces	traces	traces	traces
	Muscovite			traces	traces
	Hornblende			traces	
Granulométrie	Équigranulaire			X	X
	Porphyrique	X	X		
Textures	Rapakivique	X	X	traces	traces
	Antirapakivique	X	X	traces	traces
	Perthitique	X	X	X	X
	Myrmékitique	X	X	X	
	Équigranulaire			X	X
	Homogène			X	X

de Wakeham est obscurcie par la Zone de cisaillement de Natashquan (figure 1). Le granite à fluorine est rose pâle, texturalement homogène et équigranulaire. Il se compose principalement de microcline, de quartz et de plagioclase. Les textures perthitique et myrmékitique sont abondantes à travers tout le pluton. La biotite est le minéral mafique dominant, mais elle est chloritisée à plusieurs endroits. La caractéristique principale de ce granite est la présence de cristaux de fluorine mauve distribués aléatoirement. Ces cristaux hypidiomorphes ou allomorphes peuvent former jusqu'à 1 % de la minéralogie. La titanite, l'ilménite, l'apatite et le zircon sont les autres minéraux accessoires présents.

Granite à quartz bleu

Malgré le nombre limité d'affleurements, il est suggéré que le granite à quartz bleu est en contact graduel avec le granite à fluorine. Le granite à quartz bleu est rosé, texturalement homogène et équigranulaire. Il se compose principalement de microcline, de quartz et de plagioclase. Les cristaux de quartz sont hypidiomorphes et ont une couleur bleutée. Cette couleur pourrait provenir d'inclusions d'ilménite (Zolensky *et al.*, 1988). La biotite est encore une fois le minéral mafique principal. Elle peut former jusqu'à 5 % des constituants et elle est partiellement chloritisée. La titanite, la fluorine, le zircon et l'ilménite sont les minéraux accessoires les plus souvent observés. Les textures et la minéralogie de ce granite sont très semblables à celles du granite à fluorine.

Principales caractéristiques pétrographiques

Les principales différences pétrographiques entre les deux suites felsiques sont les suivantes : (1) la présence d'orthose et de quartz bipyramidal dans la Suite felsique de Kataht, suggérant un refroidissement rapide du magma ou une cristallisation à de hautes températures; (2) la présence des textures rapakivique et antirapakivique dans la Suite felsique de Kataht; et (3) la présence de fluorine et de quartz bleu dans la Suite felsique d'Olomane (tableau 2).

Géochimie

Plusieurs échantillons prélevés sur les quatre intrusions des suites felsiques de Kataht et d'Olomane ont été analysés. Les éléments majeurs ont été dosés par fluorescence X

TABLEAU 3 - Résultats des analyses géochimiques des différents types de roche des suites felsiques de Kataht et d'Olomane.

Unité	Suite felsique de Kataht				Suite felsique d'Olomane			
Lithofaciès	Porphyre à quartz et feldspath		Granite rapakivi		Granite à fluorine		Granite à quartz bleu	
n	14		10		20		7	
	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type
(%)								
SiO_2	73,34	3,69	71,13	3,78	73,20	2,14	73,07	2,19
TiO_2	0,36	0,19	0,41	0,21	0,28	0,15	0,28	0,07
Al_2O_3	13,31	1,26	13,56	1,04	13,31	1,05	13,21	0,86
Fe_2O_3(total)	2,34	1,30	3,05	1,45	2,40	1,08	2,81	0,82
MnO	0,05	0,02	0,06	0,04	0,04	0,02	0,05	0,02
MgO	0,39	0,25	0,60	0,34	0,22	0,21	0,19	0,11
CaO	1,40	0,61	1,98	1,11	0,88	0,62	0,79	0,48
Na_2O	3,58	0,47	3,50	0,30	3,50	0,52	3,45	0,24
K_2O	4,64	1,19	4,85	0,60	5,47	1,33	5,57	0,35
P_2O_5	0,08	0,06	0,10	0,08	0,04	0,03	0,04	0,02
PAF	0,62	0,18	0,68	0,21	0,68	0,15	0,71	0,19
TOTAL	100,09	0,42	99,93	0,42	100,02	0,67	100,18	0,71
(ppm)								
Ba	877,1	459,8	1020,0	353,4	517,7	402,7	482,9	338,6
Rb	153,1	41,5	168,8	37,4	289,7	132,9	255,7	46,9
Sr	139,6	82,2	182,6	93,8	98,1	78,8	68,0	63,4
Cs	2,8	1,6	5,3	1,5	5,2	2,6	3,8	1,9
Ga	15,0	3,0	13,0	2,9	20,1	7,3	26,1	6,3
Ta	1,4	0,9	1,2	0,4	2,7	1,5	4,2	1,7
Nb	19,6	11,1	18,2	3,2	43,2	20,7	55,7	23,9
Hf	7,7	2,9	8,2	2,5	10,0	3,8	13,2	4,9
Zr	254,4	110,8	293,0	107,4	280,7	135,8	428,6	210,8
Y	43,4	15,0	38,9	13,3	51,5	27,5	102,9	33,0
Th	16,1	4,3	13,8	4,7	24,1	10,1	24,7	7,8
U	3,8	1,4	3,0	1,3	5,2	2,8	4,8	0,5
Sc	15,0	17,4	9,4	4,5			3,4	1,3
F	513,3	206,7	698,0	610,3	638,4	542,1	1223,3	501,7
La	63,0	21,4	41,9	15,0	67,1	31,1	115,9	58,5
Ce	94,2	44,2	85,2	22,0	133,7	61,7	233,1	102,3
Nd	39,9	24,6	36,3	12,7	56,1	26,4	99,6	40,0
Sm	7,3	4,6	7,0	2,2	11,2	5,2	20,2	6,8
Eu	1,2	0,7	1,3	0,7	1,1	0,7	1,3	0,3
Tb	1,2	0,5	1,0	0,3	1,5	0,7	3,0	1,0
Dy			2,4	1,8				
Ho	1,5	1,2	1,1	0,5	2,6	0,8	4,2	1,4
Tm					0,2	0,3	0,0	0,0
Yb	5,1	2,0	4,4	0,9	6,7	2,5	11,1	3,4
Lu	0,7	0,3	0,6	0,1	1,0	0,3	1,5	0,4

au Centre de recherches minérales du ministère des Ressources naturelles du Québec (CRM). Les éléments mineurs ont été déterminés par activation neutronique, également au Centre de recherches minérales (CRM). Les analyses pour le fluor ont été effectuées par la méthode de l'électrode ionique spécifique, au laboratoire d'ALS Chemex de Toronto. Les moyennes des résultats d'analyses sont présentées au tableau 3. Les analyses des isotopes stables ont été faites à la Commission géologique du Canada, à Ottawa, et les mesures du Sm-Nd, au GEOTOP à Montréal.

Éléments majeurs et éléments en traces

Les éléments majeurs montrent que la Suite felsique de Kataht est surtout métalumineuse (figure 2a) tandis que la Suite felsique d'Olomane varie de métalumineuse à peralumineuse (figure 2b). L'environnement tectonique où se trouvent généralement les granites de type méta-alumineux est une zone de subduction continentale ou un arc volcanique. Par contre, le milieu tectonique des granites hyperalumineux est de type continental, relié à une collision entre continents.

Un graphique des éléments alcalins ($CaO+Na_2O+K_2O$) en fonction de $SiO_2+Al_2O_3$ permet de comprendre le rôle du fractionnement des feldspath lors de la cristallisation (figure 3). Sur la figure 3, les vecteurs de fractionnement pour certains minéraux sont aussi montrés. L'extrémité du vecteur indique ce que serait la composition du magma après la cristallisation d'un certain minéral. Pour chacune des deux suites, un échantillon a été choisi pour représenter les échantillons les moins évolués. La direction et la longueur des vecteurs sont directement liées au choix de ces échantillons. Ces vecteurs ont été calculés, pour 20 % d'albite, 20 % de microcline et 20 % d'anorthite, en utilisant des compositions chimiques moyennes (Deer *et al.*, 1970). À la figure 3, les échantillons de la Suite felsique d'Olomane (figure 3b) se situent plus près des vecteurs que ceux de la Suite felsique de Kataht (figure 3a). Il apparaît donc que le fractionnement des feldspaths a joué un plus grand rôle dans la différenciation de la Suite felsique d'Olomane que dans celle de la Suite felsique de Kataht.

Les éléments des terres rares

Les éléments des terres rares sont intéressants car ils sont peu affectés par le fractionnement du quartz ou des micas, mais ils sont par contre très sensibles au fractionnement des feldspaths. La Suite felsique de Kataht (figure 4) est enrichie en éléments des terres rares légères par rapport aux éléments des terres rares lourdes et montre une anomalie négative en Eu. La Suite felsique d'Olomane (figure 5) est aussi enrichie en éléments des terres rares légères par rapport aux éléments des terres rares lourdes et montre une anomalie négative en Eu. La quantité des éléments des terres rares et l'anomalie négative en Eu sont plus grandes

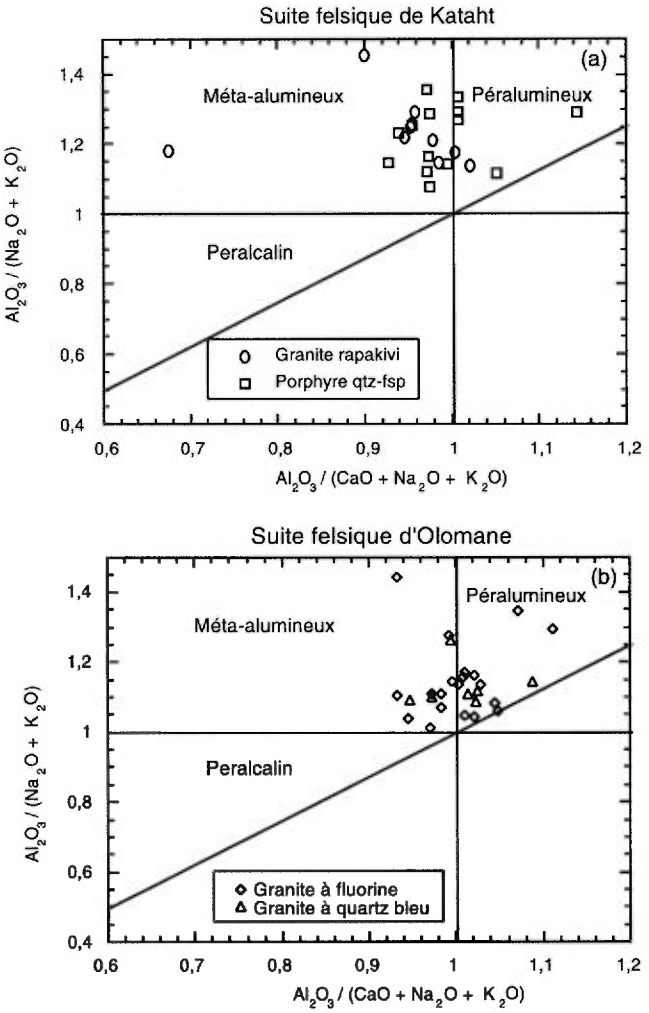


FIGURE 2 - Indice d'alcalinité, en quantité molaire, de Shand pour les suites felsiques de Kataht et d'Olomane.

dans la Suite felsique d'Olomane que dans la Suite felsique de Kataht, suggérant que la Suite felsique d'Olomane provient d'un magma plus évolué que celui dont origine la Suite felsique de Kataht. Le calcul du rapport Eu/Eu*[1] (figure 6) suggère que les deux suites se sont formées par fractionnement des feldspaths. Cette caractéristique est plus marquée dans la Suite felsique d'Olomane. Il semblerait donc que la Suite felsique d'Olomane se soit formée lors d'un processus continu de fractionnement des feldspaths.

Diagramme de Pearce

Les diagrammes de discrimination de Pearce *et al.* (1984) ont été suggérés pour l'identification du cadre tectonique probable des granites. Pearce *et al.* (1984) croyaient que ces diagrammes n'étaient pas applicables à des roches fractionnées mais Förster *et al.* (1997) ont démontré le contraire. Les vecteurs se trouvant à la figure 7 illustrent les effets que pourraient avoir 50 % de fractionnement sur

1. $\ln(Eu^*) = \ln(Sm)-((\ln(Sm)-\ln(Tb))/3)$

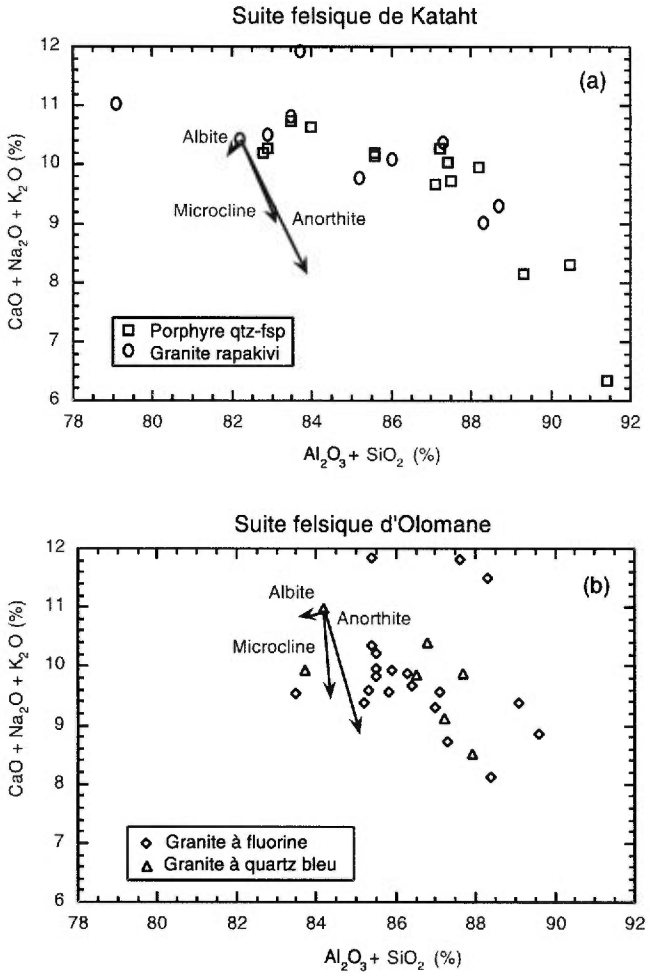


FIGURE 3 - Graphique des éléments alcalins ($CaO+Na_2O+K_2O$) en fonction de $SiO_2+Al_2O_3$. Les vecteurs de fractionnement sont tracés pour 20 % d'albite, 20 % d'anorthite ou 20 % de microcline.

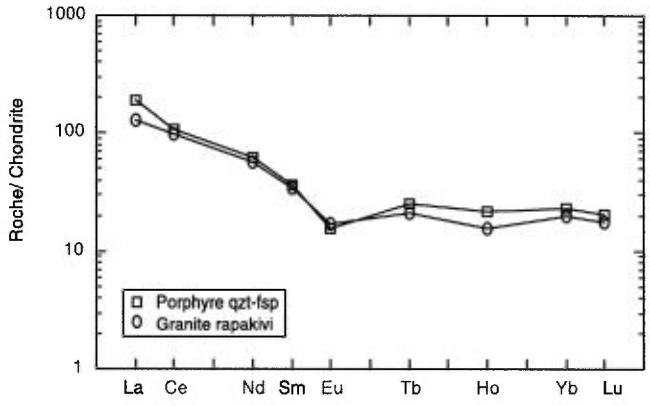


FIGURE 4 - Diagramme des valeurs moyennes des éléments des terres rares pour les composantes de la Suite felsique de Kataht. Les valeurs sont normalisées par rapport aux chondrites.

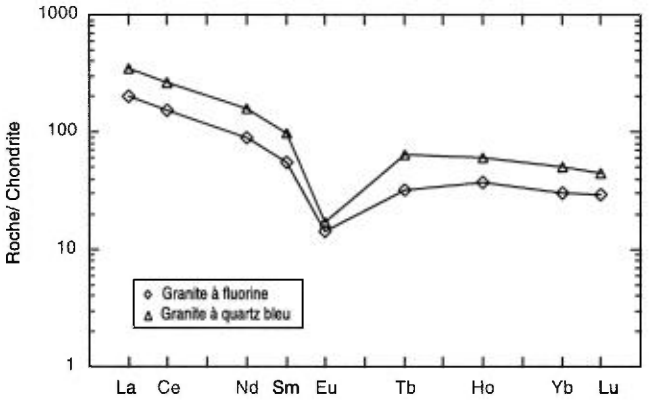
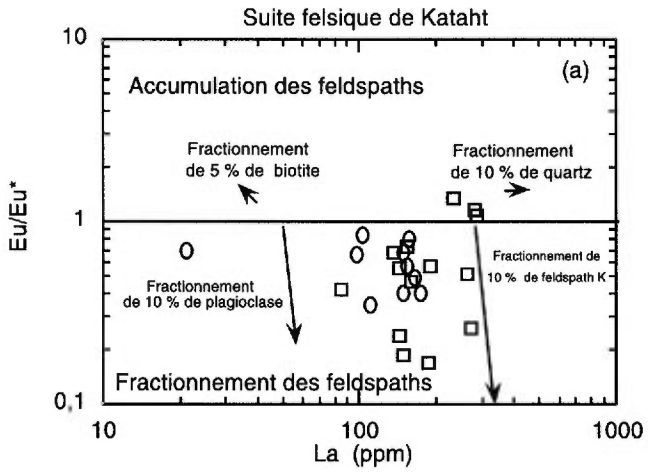


FIGURE 5 - Diagramme des valeurs moyennes des éléments des terres rares pour les granites de la Suite felsique d'Olomane. Les valeurs sont normalisées par rapport aux chondrites.



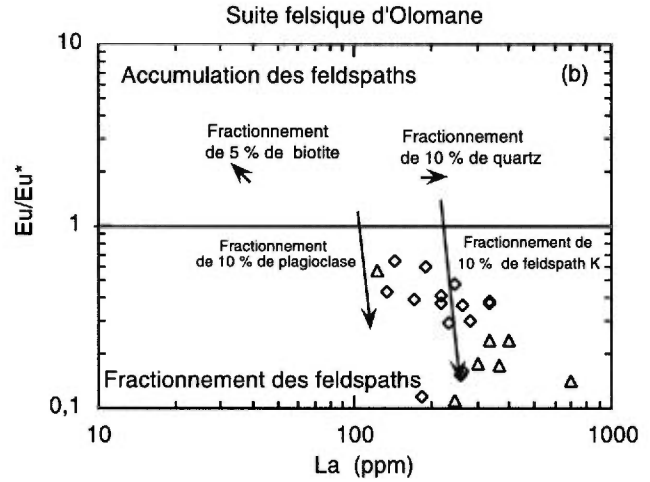


FIGURE 6 - Graphique de Eu/Eu* en fonction du La pour les suites felsiques de Kataht et d'Olomane. Les vecteurs de fractionnement ont été calculées à l'aide des coefficients de distribution compilés par Rollinson (1994). (* voir la note à la page précédente)

le magma. La différentiation causée par le fractionnement pourrait expliquer la dispersion des points. Les échantillons de la Suite felsique de Kataht se situent dans les champs VAG et WPG (figure 7a). Le chevauchement entre les deux champs peut-être expliqué par les effets de la différenciation. En effet, si on soutire du magma par fractionnation, les premiers granites formés seront de type VAG tandis que les granites plus évolués seront de type WPG. Il est donc probable que la Suite felsique de Kataht provienne d'un milieu VAG. Quant aux échantillons de la Suite felsique d'Olomane, ils se situent en majorité (figure 7b) dans le champ WPG et ce, même en tenant compte des effets de la différenciation, les échantillons demeurent dans le champ WPG. D'après ces diagrammes, la Suite felsique de Kataht se serait mise en place dans un environnement d'arc volcanique et la Suite felsique d'Olomane dans un environnement intraplaque.

Abondance du fluor

Le fluor n'est pas habituellement un élément abondant dans les roches granitiques. Les teneurs typiques varient entre 600 et 900 ppm (Bailey, 1977). Le fait que des quantités appréciables de fluorine aient été trouvées dans les roches des deux suites nous a incité à mesurer la quantité exacte de fluor présent. Les teneurs en fluor pour la Suite felsique de Kataht ainsi que pour le granite à fluorine (tableau 3) se situent près des teneurs moyennes définies par Bailey (1977). Seules les teneurs obtenues pour le granite à quartz bleu de la Suite felsique d'Olomane sont plus élevées.

Il semble donc que le fluor dans les magmas n'ait pas été assez abondant pour permettre la cristallisation magmatique de la fluorine ou du topaze. Le fluor dans les magmas se concentrerait alors dans la structure atomique de la biotite magmatique. La fluorine des deux suites doit donc avoir une autre origine que magmatique. Il sera proposé subséquemment que l'apparition de la fluorine serait probablement le résultat de l'altération de la biotite en chlorite.

Isotopes de l'oxygène

Des analyses isotopiques de l'oxygène ont été réalisées sur des échantillons de roches totales ainsi que sur des cristaux de quartz, de feldspath et de biotite de certains échantillons (tableau 4). Elles ont été effectuées par la méthode du BrF_5 décrite par Clayton et Mayeda (1963).

Les résultats des analyses sur les minéraux sont présentés à la figure 8. Les lignes droites sur les figures représentent les différentes températures d'équilibre et elles sont fonction des paires de minéraux choisis (Faure, 1986). La figure 8a permet de constater que le système isotopique quartz-feldspath pour la Suite felsique de Kataht a atteint l'équilibre entre 200 et 300 °C. Le même système, pour la Suite felsique d'Olomane, montre que cet équilibre a été

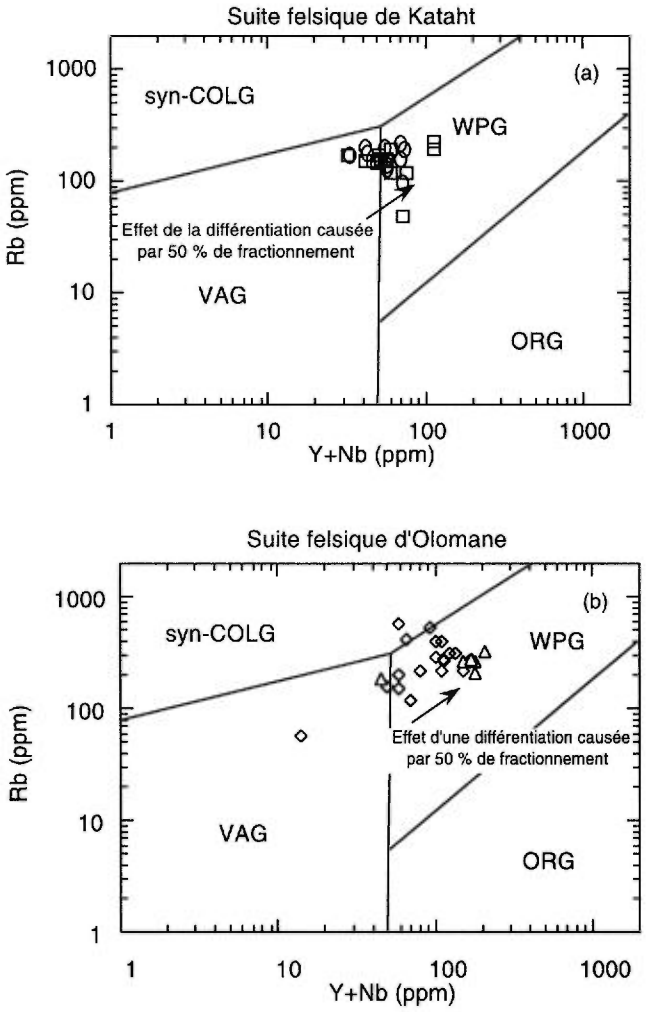


FIGURE 7 - Diagrammes de discrimination de Pearce *et al.* (1984) pour les suites felsiques de Kataht et d'Olomane. Syn-COLG= granite synchrone à une collision; VAG= granite d'arc volcanique; ORG= granite de dorsale océanique; WPG= granite intraplaque.

atteint vers 500 °C. Un des points de la Suite felsique d'Olomane est en déséquilibre avec les autres. Il semblerait qu'un événement postérieur à la cristallisation (peut-être une interaction avec un liquide) aurait contribué à modifier la composition isotopique de ce feldspath. Les températures d'équilibre isotopique ne représentent pas les températures de cristallisation car il peut y avoir échange isotopique entre les minéraux après leur formation. Les températures d'équilibre pour les systèmes isotopiques quartz-biotite et feldspath-biotite sont très variables et généralement irréalistes (figures 8b et 8c). Ce fait montre que, pour les deux suites felsiques, la biotite est en déséquilibre isotopique avec le quartz et le feldspath. Un métamorphisme de basse température (300 °C) pourrait avoir altéré les valeurs isotopiques de la biotite sans affecter celles du quartz et du feldspath. Ce genre d'événement pourrait être associé à l'une des orogenèses ayant affecté la Province de Grenville.

La figure 9 est un histogramme des résultats des analyses pour l'oxygène isotopique sur roches totales. Les champs pour les granites de type « I »[2] et de type « S » (O'Neil *et al.*, 1977) y sont indiqués. Le fait que la valeur en oxygène isotopique de la biotite aurait changé après la mise en place des deux suites pourrait rendre les résultats obtenus lors des analyses peu crédibles. Mais comme la biotite forme au maximum 10 % des roches cela change, dans le pire des cas, les valeurs sur roches totales de plus ou moins 1 ‰. Les valeurs mesurées sont donc assez près de la réalité et peuvent être utilisées pour caractériser les granites des deux suites felsiques. La plupart des échantillons ont des valeurs en $\delta^{18}O$ variant entre 7 et 10 ‰, se situant ainsi dans la catégorie des granites de type « I ». Trois des échantillons du granite à fluorine ont des valeurs en $\delta^{18}O$ supérieures à 10 ‰, suggérant un protolithe de type « S ». Cependant, comme ces échantillons proviennent d'une zone située près du contact entre le granite à fluorine et les roches du Groupe de Wakeham, il est possible que ces échantillons aient assimilé plus de roches sédimentaires et crustales que les autres, amenant ainsi leurs valeurs de $\delta^{18}O$ au dessus de 10 ‰. Trois échantillons ont des valeurs inférieures à 7 ‰. Ce fait suggère que certaines roches de la région étudiée ont réagi avec une eau météorique. Par contre, cet effet semble avoir été très restreint.

Pour la Suite felsique de Kataht, les valeurs en $\delta^{18}O$ obtenues lors d'analyses sur roches totales du porphyre à quartz et feldspath sont généralement plus élevées que celles du granite rapakivi. Cette particularité pourrait s'expliquer par le fractionnement isotopique durant la cristallisation de la Suite felsique de Kataht car, le ^{18}O se concentre dans les premières phases cristallisées. Les valeurs associées à la Suite felsique d'Olomane sont généralement plus élevées que celles associées à la Suite felsique de Kataht. Ce fait suggère un apport plus grand des roches crustales au magma source de la Suite felsique d'Olomane qu'au magma source de la Suite felsique de Kataht.

Isotopes du samarium-néodyme

Les résultats des analyses pour les isotopes du samarium-néodyme sont présentés au tableau 5. Ils permettent de mieux cerner la source du magma responsable de la formation des deux suites felsiques. Pour la Suite felsique de Kataht, les valeurs de εNd varient entre 0,11 et 0,52 et celles du T_{DM} entre 1789 et 1863 Ma. Les échantillons de la Suite felsique d'Olomane ont des valeurs de eNd situées entre –0,2 et 1,08, tandis celles du T_{DM} varient entre 1606 et 1867 Ma. Des valeurs de εNd positives ou près du zéro indiquent que le porphyre et les granites proviennent d'une source similaire au manteau appauvri ou bien d'une jeune croûte inférieure n'ayant subie que peu de fusion.

Ces isotopes confirment que les suites de Kataht et d'Olomane se sont mises en place durant un intervalle de 250 Ma et proviendraient d'une source appauvrie, probablement de la croûte inférieure.

DISCUSSION

Histoire géologique de la Suite felsique de Kataht

L'étude géochimique suggère que la Suite felsique de Kataht s'est mise en place soit dans un environnement d'arc volcanique, soit dans un environnement de marge continentale active. Les isotopes d'oxygène ne supportent pas l'environnement d'arc volcanique, car un granite dans ce genre d'environnement aurait probablement une signature de type « S » et non celle de type « I ». Aussi, comme les sédiments du Groupe de Wakeham se sont déposés dans un environnement de marge continentale (Gobeil *et al.*, ce volume), un environnement de marge continentale active est plus probable pour la Suite felsique de Kataht. Cet environnement est suggéré par les isotopes d'oxygène et par le εNd. Le mixage entre un magma mafique et une croûte jeune a probablement produit la Suite felsique de Kataht.

Le porphyre à quartz et feldspath possède une mésostase aphanitique et s'est mis en place à de faibles profondeurs (Verpaelst *et al.*, 1997a). Il représente la première phase de cristallisation de la Suite felsique de Kataht. Le granite rapakivi se serait mis en place à de plus grandes profondeurs, sous le porphyre. Ces deux phases de cristallisation expliqueraient le fractionnement isotopique de l'oxygène retrouvé dans la Suite felsique de Kataht.

Après sa mise en place, la Suite felsique de Kataht a probablement été affectée par les orogenèses elzevirienne et ottawaienne, ainsi que par la mise en place de la Suite felsique d'Olomane, de la Suite felsique de La Galissonnière et des suites mafiques. Un ou plusieurs de ces événements pourraient être responsables de la recristallisation et de la réouverture du système isotopique de la biotite. Ces événements pourraient expliquer la présence de fluorine, si cette dernière n'est pas d'origine magmatique.

Les deux possibilités les plus probables pour expliquer la présence de la fluorine sont : une interaction des roches avec un liquide météorique ou bien une remobilisation de la biotite déjà présente dans la roche. Les résultats obtenus avec les isotopes de l'oxygène n'appuient pas l'hypothèse d'un liquide météorique externe réagissant avec les suites felsiques; donc une telle hypothèse n'est pas vraiment fondée. La remobilisation de la biotite lors de l'une des orogenèses apporterait une explication plus logique. Lorsque la biotite est altérée en chlorite, elle relâche du fluor qui peut alors se lier à d'autres éléments pour former de la fluorine. Ce genre de réaction a été observé en Angleterre dans le granite de St. Austell (Manning et Exley, 1984).

2. Les granites de type « I » proviennent de la refonte de roches ignées tandis que les granites de type « S » viennent de la fonte de roches sédimentaires.

TABLEAU 4 - Résultats des analyses isotopiques de l'oxygène effectuées sur les roches des suites felsiques de Kataht et d'Olomane.

Échantillon	Type de roche	$\delta^{18}O$ (SMOW)		
		Roche totale	Quartz	Biotite
			(‰)	
95-1179-a	1	8,66		
95-2208	1	9,53		
95-5194	1	8,24	9,2	7,9
95-1190-a	2	8,28		
95-3224-a	2	7,96	8,0	8,3
95-3228-a	2	8,04		
96-1187-b	2	5,94		
96-2066	2	7,86		
96-2079	2	7,89	9,2	5,4
96-3025-a	2	8,10		
96-5018	2	8,47		
96-5075	2	7,92		
96-6065-a	2	8,40		
96-6078-a	2	7,80	7,9	3,1
96-6219	2	7,91		
95-1030-a	3	1,29		
95-1060-a	3	9,88		
95-1074-a	3	9,76	10,4	14,2
95-1075-a	3	9,07		
95-1110-b	3	6,25		
95-1121	3	9,17		
95-2058-a	3	10,45		
95-2142-a	3	9,55		
95-3169	3	10,23		
95-4076-a	3	10,02		
95-5009-a	3	9,14		
95-5015-a	3	9,70	11,0	7,3
95-5045-a	3	8,35		
95-5095-a	3	8,04		
95-5165-a	3	9,21		
95-1097	4	9,19		
95-1158	4	9,64		
95-3113-a	4	9,02		
95-3128-a	4	9,33		
95-5138-a	4	8,76		
95-5145-a	4	8,70	9,8	10,0
95-5151-a	4	8,79		

Légende pour les types de roche :

1. Porphyre à quartz et feldspath (Kataht);
2. Granite rapakivi (Kataht);
3. Granite à fluorine (Olomane);
4. Granite à quartz bleu (Olomane).

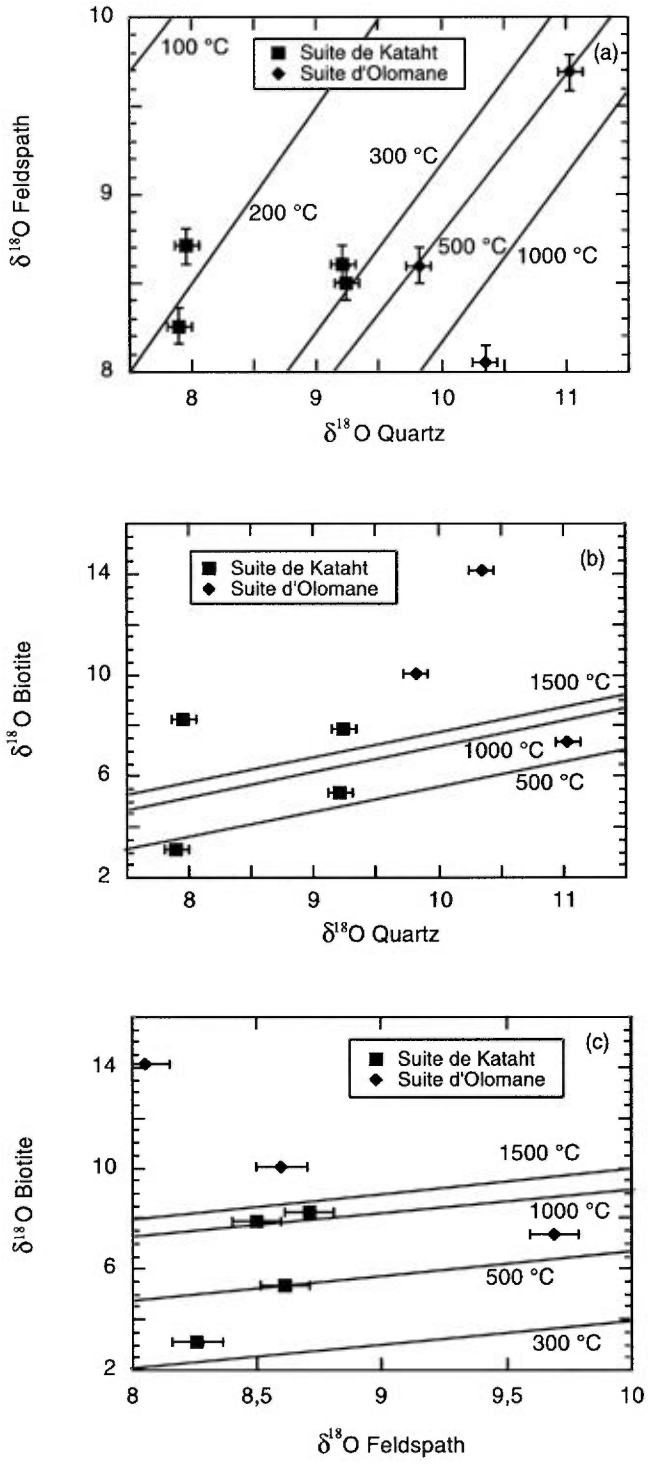


FIGURE 8 - Résultats des analyses isotopiques de l'oxygène pour différentes paires de minéraux : en (a) quartz-feldspath; en (b) quartz-biotite; et en (c) feldspath-biotite. Quelques barres d'erreurs verticales sont plus petites que les symboles, donc pas visibles. Les barres d'erreur représentent l'erreur analytique.

TABLEAU 5 - Résultats des analyses pour les isotopes du samarium et du néodyme (Sm-Nd) des différents types de roches des suites felsiques de Kataht et d'Olomane.

Échantillon	Lithofaciès	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ε_{Nd}	Âge (Ga)	T_{DM} (Ma)	T_{CHUR} (Ma)
95-1030-a	granite à fluorine	8	38	0,134541	0,512133	0,50	1,3	1 748	1 236
95-1074	granite à fluorine	14	74	0,111554	0,511966	1,08	1,3	1 606	1 202
95-5015-a	granite à fluorine	10	57	0,088052	0,511700	-0,20	1,3	1 628	1 313
95-5145-a	granite à quartz bleu	11	42	0,158944	0,512370	0,16	1,3	1 867	1 080
95-5194	porphyre à qz-fp	5	30	0,109464	0,511786	0,13	1,5	1 838	1 486
95-3224	granite rapakivi	8	43	0,106343	0,511775	0,52	1,5	1 800	1 453
96-2079	granite rapakivi	6	28	0,124382	0,511950	0,50	1,5	1 863	1 447
96-6078-a	granite rapakivi	8	39	0,120410	0,511892	0,11	1,5	1 789	1 487

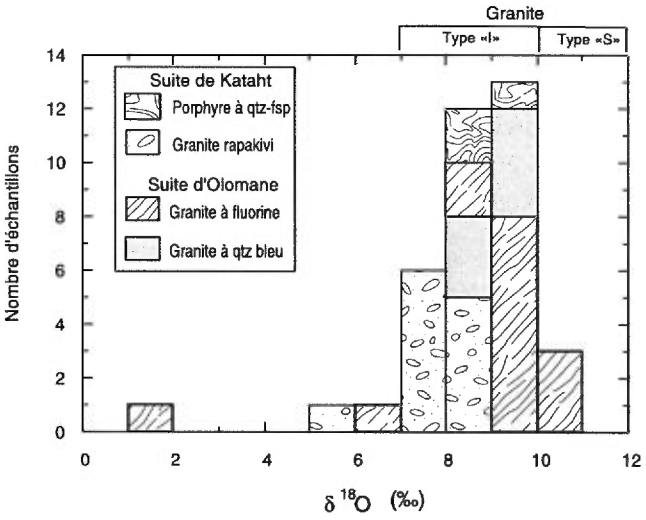


FIGURE 9 - Histogramme des résultats des analyses de l'oxygène isotopique ($\delta^{18}O$) des suites de Kataht et d'Olomane pour les échantillons de roches totales.

Histoire géologique de la Suite felsique d'Olomane

Les diagrammes de discrimination indiquent que la Suite felsique d'Olomane se serait formée dans un environnement intraplaque, comme par exemple un rift continental. D'autres unités du Domaine de Natashquan ayant des âges similaires à la Suite felsique d'Olomane se seraient aussi mises en place dans ce genre d'environnement. Parmi ces roches se trouve : un porphyre felsique daté à 1246 ±5 et 1253 ±6 Ma (Clark et Machado, 1995) et une rhyolite de 1271 +13/-3 Ma (Loveridge, 1986). Les résultats de l'étude géochimique de ces roches suggèrent aussi un environnement de rift terrestre lors de leur formation (Martignole *et al.*, 1994).

La source du magma ayant généré la Suite felsique d'Olomane est aussi incertaine. Une hypothèse plausible voudrait que la Suite felsique d'Olomane soit le résultat de la fusion partielle de la Suite felsique de Kataht. Par contre, les isotopes du samarium-néodyme suggèrent que la Suite felsique d'Olomane ne peut avoir pour seule source la Suite felsique de Kataht (figure 10). Une autre interprétation est que la Suite felsique d'Olomane proviendrait de la fusion de roches mafiques et que le magma aurait subi une contamination par la Suite felsique de Kataht. Cette hypothèse pourrait expliquer les similitudes entre les deux suites et tiendrait compte des résultats obtenus lors des analyses des isotopes du samarium-néodyme.

Après la mise en place de la Suite felsique d'Olomane dans un environnement de rift continental, une partie de la biotite a été remobilisée pour former de la fluorine. Cet événement a probablement eu lieu durant l'orogenèse ottawaienne, car l'orogenèse elzevirienne a été restreinte à la partie sud-ouest de la Province de Grenville (Davidson, 1998). L'orogenèse ottawaienne et la mise en place un peu plus tard de la Suite felsique de La Galissonnière auraient pu générer assez d'énergie pour remobiliser la biotite en fluorine.

Relations entre le Domaine de Natashquan et le terrane de Pinware

Il existe probablement un lien génétique entre le Domaine de Natashquan et le terrane de Pinware, car plusieurs types de roches semblables se retrouvent dans les deux entités. Voici la liste de quelques-unes des similitudes entre les deux :

De 1600 à 1530 Ma – Dans un environnement d'une marge continentale passive :

· Domaine de Natashquan : Sédimentation de grès, d'arkoses, etc., formant le Groupe de Wakeham. La maturité des sédiments suggère un environnement de marge continentale (Madore *et al.*, 1997b).

· Terrane de Pinware : Sédimentation de quartzites et de schistes pélitiques associés à des roches volcaniques felsiques supracrustales dans un environnement de marge continentale (Gower, 1996).

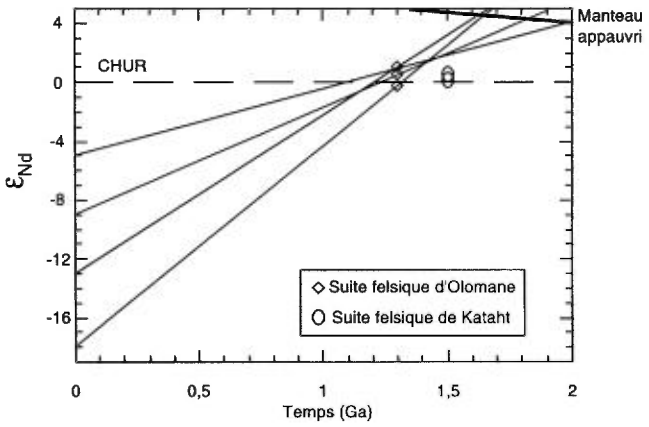


FIGURE 10 - Isotopes du samarium-néodyme (εNd) en fonction du temps. Ce diagramme montre que la Suite felsique d'Olomane ne provient pas de la fusion de la Suite felsique de Kataht.

De 1530 à 1450 Ma – Orogenèse pinwarienne (marge continentale active) :

· Domaine de Natashquan : Mise en place des granites de la Suite felsique de Kataht aux alentours de 1500 Ma.

· Terrane de Pinware : Mise en place de granites, syénites et monzonites (Gower, 1996).

De 1300 à 1230 Ma – Rifting intermittent d'une marge continentale passive :

· Domaine de Natashquan : Mise en place, dans un rift continental, des granites de la Suite felsique d'Olomane aux alentours de 1240 Ma.

· Terrane de Pinware : Aucune roche de cet âge n'y est présent, mais Gower (1996) indique un événement géologique possible.

De 1200 à 1100 Ma – Environnement d'extension :

· Domaine de Natashquan : Mise en place possible de la Suite mafique de Lillian aux alentours de 1177 Ma (Martignole *et al.*, 1994).

· Terrane de Pinware : Mise en place de granites, syénites et monzonites, ainsi que de dykes mafiques aux alentours de 1 145 Ma (Gower, 1996).

De 1050 à 970 Ma – Orogenèse ottawaienne :

· Domaine de Natashquan : Mise en place des granites et pegmatites de la Suite felsique de La Galissonnière aux alentours de 993 Ma (Bourne, 1991) et mise en place possible du Gabbro de Le Doré et du Gabbro de Kapanien.

· Terrane de Pinware : Mise en place, entre 966 et 956 Ma, de monzonites, de granites et de syénites similaires aux roches trouvées dans la Suite felsique de La Galissonnière (Gower, 1996).

CONCLUSIONS

Les suites felsiques de Kataht et d'Olomane présentes dans le Domaine de Natashquan ont fait l'objet d'études pétrographiques, géochimiques et isotopiques. La Suite felsique de Kataht est composée du porphyre à quartz et feldspath ainsi que du granite rapakivi. Elle se serait mise en place dans un environnement de marge continentale et proviendrait de la fusion d'une croûte jeune de type « I ». La Suite felsique d'Olomane, composée du granite à fluorine et du granite à quartz bleu, serait de 250 Ma plus jeune que la Suite felsique de Kataht et se serait mise en place dans un environnement de rift continental. La Suite felsique d'Olomane proviendrait du résultat de la fusion d'une croûte mafique jeune ayant subi une contamination par la Suite felsique de Kataht.

Ces résultats apportent de nouvelles données sur une région méconnue de la Province de Grenville. Les suites de Kataht et d'Olomane ont des équivalents dans le Terrane de Pinware au Labrador. Ce terrane et le Domaine de Natashquan sont très semblables et pourraient n'appartenir qu'à une seule et même entité géologique.

REMERCIEMENTS

Nous voudrions remercier B.E. Taylor de la Commission géologique du Canada et R. Stevenson du GEOTOP pour leur aide et pour l'utilisation des laboratoires lors des analyses isotopiques. Nous voudrions aussi remercier le ministère des Ressources naturelles du Québec pour son aide apportée lors des travaux de terrain et pour les données fournies. Ce travail a aussi été rendu possible grâce à la bourse accordée par le Conseil de recherches en sciences naturelles et génie du Canada (CRSNG) à G. Machado ainsi qu'à l'octroi de recherche offert également par le CRSNG à M. Higgins.

RÉFÉRENCES

BAILEY, J.C., 1977 – Fluorine in granitic rocks and melts: a review. Chemical Geology; volume 19, pages 1-42.

BOURNE, J., 1991 – The geochemistry of the La Galissonnière Pluton: a middle Proterozoic late-orogenic intrusion from the eastern Grenville Province, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 28, pages 37-43.

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 transect; Report 49, pages 29-35.

CLAYTON, R.N. – MAYEDA, T.K., 1963 – The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 29; pages 43-52.

DAVIDSON, A., 1998 – An overview of Grenville Province geology, Canadian Shield; Chapter 3. In: Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America. S.B. Lucas and M.R. St-Onge, editors. Geological Survey of Canada; pages 205-270.

DEER, W.A. – HOWIE, R.A. – ZUSSMAN, J., 1970 – An Introduction to the Rock Forming Minerals. Longman Scientific and Technical, John Wiley and Sons Inc.; 528 pages.

FAURE, G., 1986 – Principles of Isotope Geology. 2nd edition. Wiley; 589 pages.

FÖRSTER, H.-J. – TISCHENDORF, G. – TRUMBULL, R.B., 1997 – An evaluation of the Rb vs (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. Lithos; volume 40, pages 261-293.

GOWER, C.F., 1996 – The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. In: Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. T.S. Brewer, editor. Geological Society of America Bulletin; Special Publication number 112, pages 197-218.

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.

LOVERIDGE, W.D., 1986 – U-Pb ages on zircon from rocks of the lac Morhiban map area, Québec. 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., 1997b – Géologie de la région du lac Cormier (12N/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-08, 32 pages.

MADORE, L. – VERPAELST, P. – CHOINIÈRE, J. – HOCQ, M. – DION, D.J. – LEFEBVRE, D. – DAVID, J. – MARQUIS, R., 1997a – Géologie du Lac Briend (feuillet 12N/05). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-05, 30 pages.

MANNING, D.A.C. – EXLEY, C.S., 1984 – The origin of late-stage rocks in the St. Austell granite – a re-interpretation. Journal of the geological Society of London; volume 141, pages 581-591.

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.

O'NEIL, J.R. – SHAW, S.E. – FLOOD, R.H., 1977 – Oxygen and hydrogen isotope compositions as indicators of granite gneiss in the New England Batholith, Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 62, pages 313-328.

PEARCE, J.A. – HARRIS, N.B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology; volume 25, pages 956-983.

RIVERS, T. – MARTIGNOLE, J. – GOWER, C.F. – DAVIDSON, A., 1989 – New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast canadian shield. Tectonics; volume 8, pages 63-84.

ROLLINSON, H. R., 1994 – Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, John Wiley and Sons Inc., New York; 352 pages.

VERPAELST, P. – MADORE, L. – CHOINIÈRE, J. – DION, D.J. – DAVID, J. – LÉPINE, I. – PERRAULT, S. – LEFEBVRE, D. – HOCQ, M., 1997a – Géologie de la région du lac Le Doré, feuillet 12N/06. Ministère des Ressources Naturelles, Québec; RG 96-02, 30 pages.

VERPAELST, P. – MADORE, L. – BRISEBOIS, D. – CHOINIÈRE, J. – DION, D.J. – DAVID, J., 1997b – Géologie de la région du lac Bohier (12N/03). Ministère des Ressources Naturelles, Québec; RG 97-07, 29 pages.

ZOLENSKY, M.E. – SYLVESTER, P.J. – PACES, J.B., 1988 – Origin and significance of blue coloration in quartz from Llano rhyolite (llanite), north-central Llano County, Texas. American Mineralogist; volume 73, pages 313-323.

Caractérisation isotopique (Sm-Nd) et géochimique du Groupe de Wakeham : un bassin sédimentaire protérozoïque dans la Province de Grenville

Larbi, Y.[1]
Stevenson, R.[1]
Verpaelst, P.[2]
Brisebois, D.[2]
Madore, L.[2]

RÉSUMÉ

Des études isotopiques Sm-Nd ont été réalisées sur des roches sédimentaires mésoprotérozoïques du Groupe de Wakeham et sur des roches intrusives qui coupent ces séquences sédimentaires. Le Groupe de Wakeham, localisé dans le segment oriental de la Province de Grenville, est principalement composé d'arénites, d'arkoses, de shales et d'un petit volume de roches volcaniques felsiques et mafiques. Le Groupe de Wakeham se distingue de la plupart des autres unités lithostratigraphiques de la Province de Grenville par une déformation peu prononcée et par un degré de métamorphisme relativement faible (au faciès des schistes verts et au faciès moyen des amphibolites).

La géochimie des éléments majeurs indique que le bassin sédimentaire du Groupe de Wakeham était formé d'un mélange de sédiments matures (SiO_2 élevé et MgO faible) et de sédiments immatures (SiO_2 faible et MgO élevé). Ses roches sont potassiques et sont constituées essentiellement d'arénite et d'arkose reflétant la composition de la roche mère qui était essentiellement granitique. Les profils des terres rares montrent une grande similitude entre la composition des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham et celle des shales nord-américains (NASC).

Les analyses du Sm et du Nd, réalisées sur des arénites, des arkoses et des shales de la partie est du Groupe de Wakeham, révèlent des valeurs de εNd (1,6 Ga) variant entre –5 et +6. Les histogrammes des âges modèles définissent trois pics d'âge à 1800-1900, 2300 et 2700 Ma, suggérant que ces roches se sont formées à partir de sources protérozoïques et archéennes. La partie ouest du Groupe de Wakeham est caractérisée par des valeurs initiales de εNd (1,6 Ga) variant entre +1 et +5 et des pics d'âge modèle de 1700, 1900, 2000 et 2200 Ma, indiquant des sources essentiellement protérozoïques. Ces données suggèrent que les deux parties du Groupe de Wakeham auraient probablement les mêmes sources à l'exception de la source archéenne qu'on ne retrouve que dans la partie est.

Les sédiments possèdent en majorité des valeurs initiales de εNd (1,6 Ga) comprises entre 0 et +5,5. Leurs âges modèles moyens font ressortir un important pic d'âge centré sur 1800 Ma (âge du plutonisme labradorien) et à 1900 Ma (âge du Bouclier scandinave). Ces roches sédimentaires possèdent donc une source à prédominance protérozoïque. Les deux autres pics de moindre importance correspondent pour l'un (2300 Ma) au Craton baltique et pour l'autre (2700 Ma) aux cratons archéens (provinces du Supérieur, de Rae et de Nain).

Une partie des intrusions granitiques dans les sédiments du Groupe de Wakeham (Suite felsique de Kataht) possèdent des âges U-Pb qui varient entre 1495 et 1510 Ma, des valeurs de εNd (1,5 Ga) autour de +2 et des rapports Sm/Nd variables. Ces données indiquent que ces intrusions ont pour origine la fusion d'une croûte protérozoïque et que leurs âges de mise en place déterminent l'âge minimum du dépôt des sédiments détritiques dans le Bassin sédimentaire de Wakeham.

1. UQAM/GÉOTOP
2. Géologie Québec

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 249
GÉOLOGIE 249
Géologie générale 249
Géologie du Groupe de Wakeham 251
MÉTHODE ANALYTIQUE 253
RÉSULTATS 254
Roches sédimentaires 254
DISCUSSION 262
Roches sédimentaires du Groupe de Wakeham 262
CONCLUSION 265
REMERCIEMENTS 265
RÉFÉRENCES 265

INTRODUCTION

Le Protérozoïque est un éon géologique pendant lequel la stabilisation et la croissance de la croûte continentale ont été très importantes (par exemple, Taylor et McLennan, 1985). Le Protérozoïque a aussi été le théâtre d'importants événements tectoniques qui ont remobilisé les cratons archéens, y compris des parties du Bouclier canadien. La présente étude géochimique et isotopique est consacrée aux séquences sédimentaires protérozoïques du Groupe de Wakeham. Ce dernier est situé dans la partie est de la Province de Grenville et a été affecté par les événements tectonomagmatiques protérozoïques.

Le Bouclier canadien est constitué d'un ensemble de terrains archéens bordés par des ceintures orogéniques protérozoïques. La Province du Supérieur, qui constitue la majeure partie du territoire, est longée au nord-est et au nord-ouest par l'orogène transhudsonien dont les événements tectonométamorphiques sont datés à environ 1,8 Ga. Au sud, la Province du Supérieur est limitée par la Province de Grenville (Wynne-Edwards, 1972).

Dans l'est du continent nord-américain, la Province de Grenville, avec ses 200 à 600 kilomètres de largeur et ses 2 000 kilomètres de longueur, est l'une des plus larges ceintures protérozoïques (figure 1). Elle est composée de roches archéennes remaniées par des événements protérozoïques : l'Orogenèse labradorienne à 1710-1600 Ma, l'événement tectonomagmatique pinwarien à 1530-1450 Ma ainsi que les orogenèses elzévirienne à 1300-1200 Ma et ottawaienne à 1100-1000 Ma (Wynne-Edwards, 1972; Gower, 1996a). Ces roches ont été déformées et métamorphisées par l'Orogenèse grenvillienne à 1080-970 Ma (Gower, 1996b). Malgré de nombreuses études, l'évolution tectonique de la Province de Grenville est très peu comprise en raison du haut degré de métamorphisme et de la déformation qui ont fait disparaître beaucoup d'informations permettant de comprendre ses origines. Le cycle orogénique grenvillien est responsable, en grande partie, du haut degré de métamorphisme et de la déformation ductile des roches de la Province de Grenville (Gower, 1996a et 1996b). Généralement, le grade du métamorphisme y est élevé, à l'exception de quelques secteurs isolés qui sont caractérisés par un grade métamorphique relativement faible, comme par exemple le Groupe de Hastings en Ontario (Martignole *et al.*, 1994) et le Groupe de Wakeham au Québec (Martignole *et al.*, 1987; Rivers *et al.*, 1989; Camion, 1990).

Le Groupe de Wakeham présente une excellente opportunité pour l'étude de terrains protérozoïques faiblement métamorphisés, car il contient des roches peu déformées appartenant au faciès des schistes verts. De telles caractéristiques préservent les informations relatives aux événements géologiques qui sont normalement masquées par un haut degré de métamorphisme et par une intense déformation (comme cela est observé généralement dans le reste de la Province de Grenville). En effet, jusqu'à ce jour, de nombreuses incertitudes demeuraient quant à la provenance du matériel détritique accumulé dans ce bassin sédimentaire et quant à l'âge du dépôt.

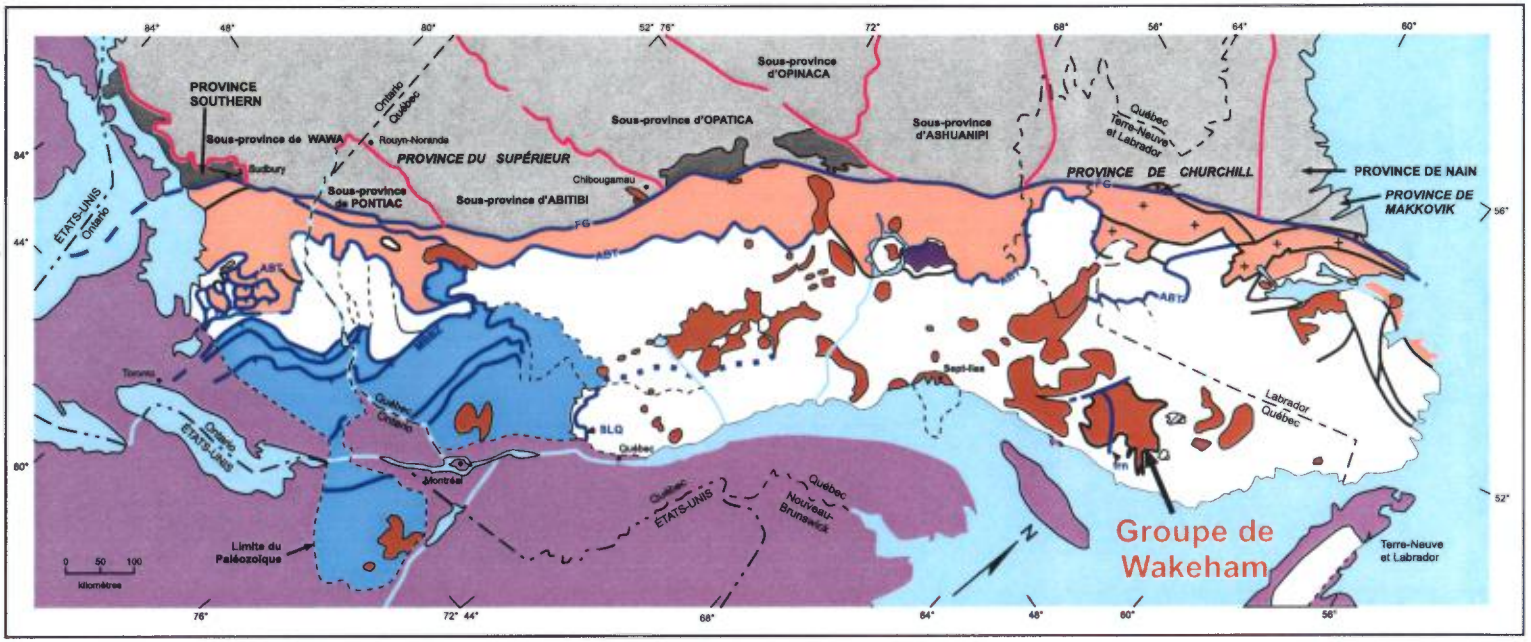
La présente étude se propose comme but d'améliorer la connaissance du Groupe de Wakeham à l'aide de la combinaison de la géochimie des éléments majeurs et des éléments en traces, et celle du système isotopique Sm-Nd qui a prouvé son utilité pour déterminer la source des roches sédimentaires (par exemple, McCulloch et Wasserburg, 1978; McLennan, 1990). Ces deux méthodes permettront donc : 1) de caractériser la ou les sources ainsi que les processus de formation associés aux bassins sédimentaires protérozoïques; et 2) de présenter de nouvelles idées sur l'évolution au Mésoprotérozoïque de la Province de Grenville.

GÉOLOGIE

Géologie générale

La Province de Grenville, dans l'Est canadien, forme un long couloir NE-SW limité au nord par les provinces archéennes du Supérieur et de Nain, et par les provinces protérozoïques de Churchill-SE et de Makkovik, et par une discontinuité métamorphique et structurale connue sous le nom de Front du Grenville (figure 1). Sa limite sud est la plate-forme paléozoïque du Saint-Laurent. En se basant sur la structure et la composition des roches, Rivers *et al.* (1989) ont subdivisé la Province de Grenville en trois entités : la Ceinture parautochtone (au nord-ouest); la Ceinture allochtone polycyclique (au centre); et la Ceinture allochtone monocyclique (au sud-est) (figure 1). Cependant, les limites entre ces ceintures sont mal définies à cause du grade élevé du métamorphisme et de la déformation intense (Rivers *et al.*, 1989).

La Ceinture parautochtone, située entre le Front du Grenville et le Front de chevauchement de la Ceinture allochtone polycyclique, est caractérisée dans différents secteurs par une lithologie continue et similaire à celle des provinces géologiques du Supérieur, de Rae et de Nain qui la bordent au nord (Rivers *et al.*, 1989). La Ceinture allochtone polycyclique consiste en des terrains chevauchés sur le Parautochtone. Elle est décrite comme polycyclique, car les roches supracrustales montrent des évidences de cycles orogéniques précoces avant celui de l'Orogenèse grenvillienne. En général, l'Allochtone polycyclique contient des intrusions granitiques, gabbroïques et anorthositiques, ainsi que des gneiss présentant un métamorphisme variant entre le faciès des amphibolites et celui des granulites (Rivers *et al.*, 1989). L'Allochtone monocyclique, incluant le Groupe de Wakeham, ne semble pas affecté par les déformations prégrenvilliennes (Rivers *et al.*,



Paléozoïque

Couverture protérozoïque

Provinces et sous-provinces de l'Autochtone

Allochtone monocyclique

Anorthosite

Ultramafite

Allochtone polycyclique

Batholite Trans-Labradorien

Parautochtone

FG — Front du Grenville

Frn — Faille de la Rivière Nabissipi
Limite tectonique (faille ductile)

MBBZ — Limite tectonique de l'Allochtone monocyclique
(mouvement inverse)

Limite de province et
de sous-province tectonique

SLQ — Suture du Laurentia/Québecia (Rondot, 1979)

ABT — Faille de chevauchement
de l'Allochtone polycyclique

Frontières géographiques

FIGURE 1 - Subdivisions tectoniques de la Province de Grenville (modifiée d'après Rivers *et al.*, 1989).

1989). Cette ceinture est composée de roches supracrustales, de massifs anorthositiques et de granitoïdes contenant parfois des orthopyroxènes.

Géologie du Groupe de Wakeham

Le Groupe de Wakeham est localisé dans l'est du Québec, dans la Ceinture allochtone monocyclique de la Province de Grenville (figure 1). Les travaux de cartographie situent le Groupe de Wakeham dans le Domaine de Natashquan (figure 2; voir aussi Gobeil *et al.*, ce volume). Le Groupe de Wakeham a été décrit dans différents rapports géologiques du ministère des Ressources naturelles du Québec (Madore *et al.*, 1997a et 1997b; Verpaelst *et al.*, 1997a et 1997b; Gobeil *et al.*, ce volume). Le Groupe de Wakeham contient une séquence de plus de 1000 mètres d'épaisseur de roches métasédimentaires et de roches métavolcaniques peu déformées et métamorphisées au faciès des schistes verts (Wynne-Edwards, 1972; Bourne *et al.*, 1977; Rivers *et al.*, 1989; Martignole *et al.*, 1994; Verpaelst *et al.*, 1996). Il est en contact avec deux suites intrusives felsiques hypabyssales prégrenvilliennes : la Suite felsique de Kataht (1,5 Ga) d'affinité d'arc magmatique et la Suite felsique d'Olomane (1,2 à 1,3 Ga) d'affinité anorogénique intraplaque. Il est traversé par des sills et des dykes mafiques de la Suite mafique de Robe Noire (1177 Ma) et de la Suite mafique de Lillian (que l'on présume être du même âge que la Suite mafique de Robe Noire). Des granites post-tectoniques (990 Ma) (Bourne *et al.*, 1977; Martignole *et al.*, 1994) sont injectés dans les unités précédentes. Se fondant sur l'association de roches volcaniques felsiques, de granitoïdes hypabissaux et de roches sédimentaires détritiques riches en quartz, Martignole *et al.* (1994) suggèrent que les sédiments se sont déposés dans un environnement de rift. Gobeil *et al.* (ce volume) proposent un environnement d'arrière arc comme étant le plus probable.

Le Groupe de Wakeham est constitué surtout d'arénites quartzitiques et de subarkoses avec des intercalations de shale, de roches carbonatées, de conglomérat et d'un faible volume de basalte et de roches volcaniques felsiques. Martignole *et al.* (1987) ont assigné les roches sédimentaires et volcaniques au Supergroupe de Wakeham qu'ils ont divisé en deux groupes limités par la Faille de Nabisipi : le Groupe d'Aguanus situé à l'est de la faille et le Groupe de Davy situé à l'ouest de la faille et qui est formé de matériaux résultant en partie de l'érosion du Groupe d'Aguanus. Les roches volcaniques felsiques et mafiques sont absentes du Groupe de Davy (Martignole *et al.*, 1994). Cependant, une cartographie subséquente et plus détaillée de ces roches (voir Gobeil *et al.*, ce volume pour une liste des travaux de cartographie dans cette région) ne montre pas de différences significatives sur le terrain entre les roches du Groupe de Davy et celles du Groupe d'Aguanus de sorte que Madore *et al.* (1997a) ont abandonné les termes Groupe de Davy et Groupe d'Aguanus et réassigné ces roches au Groupe de Wakeham, pratique que nous adopterons ici.

Les arénites quartzitiques et les subarkoses sont les lithologies les plus abondantes du Groupe de Wakeham (figure 3). En dépit de la recristallisation qui confère à la roche une texture granoblastique polygonale, on observe que le grès est à grain fin ou très fin, bien arrondi à très bien arrondi, et subsphérique. Par endroits, on observe des grains d'une taille supérieure à 0,25 mm, dispersés ou concentrés dans des lamines. Les feldspaths constituent de 25 % à moins de 5 % de la fraction principale. Ce sont surtout des microclines, mais certains échantillons contiennent davantage de plagioclase. La plupart des échantillons contiennent un cortège de minéraux accessoires : actinote, épidote, zircon, apatite, sphène et tourmaline. Les minéraux opaques, dont l'hématite et la pyrite, sont parfois remplacés par le leucoxène et sont disséminés dans la roche ou concentrés dans des lamines atteignant un centimètre d'épaisseur. Ces lamines peuvent constituer jusqu'à 50 % de la roche. La « matrice » est composée de matériaux quartzofeldspathiques finement recristallisés, de petits feuillets de muscovite généralement parallèles au litage et de porphyroblastes de biotite qui coupent les structures sédimentaires. La chlorite qui remplace partiellement la biotite est disséminée dans la matrice. Un ciment de silice ou de carbonate est présent dans certaines parties de la séquence.

Les grès se présentent généralement en lits épais à très épais. Les lits minces ou moyens représentent moins de 5 % de la séquence. Les lits sont pour la plupart tabulaires, mais on observe aussi des strates lenticulaires. La structure sédimentaire la plus commune est la lamination oblique tangentielle. On observe aussi des lamines obliques planaires et abruptes de plus de un mètre d'amplitude. Des laminations parallèles planaires (plus rarement ondulantes), des laminations entre-croisées mamelonnées (*hummocky cross-beds*) avec un granoclassement grossier, des rides de courant, des cupules (*dish structures*), des rides d'oscillation, de petits chenaux d'érosion et des lits convolutés ont été observés par endroits. Des galets arrachés (*rip-up clasts*) de shale sont présents à quelques endroits à la base de lits de grès épais.

Le matériel argileux constitue généralement moins de 1 % de la séquence observée. Cependant, par endroits, notamment dans la partie nord-est du Groupe de Wakeham (échantillon YL-5211, tableau 2), les couches de shale peuvent atteindre dix mètres d'épaisseur. Les shales sont de couleur gris très foncé, parfois verdâtres, et ils forment des lits ayant généralement entre un et cinq centimètres d'épaisseur. Les couches de shale sont principalement composées de matériel quartzofeldspathique, de muscovite, de biotite et d'amphibole. La muscovite, sous la forme de petits feuillets, est orientée parallèlement au litage ou à la schistosité de plan axial. La biotite prend la forme de porphyroblastes et la chlorite remplace partiellement la

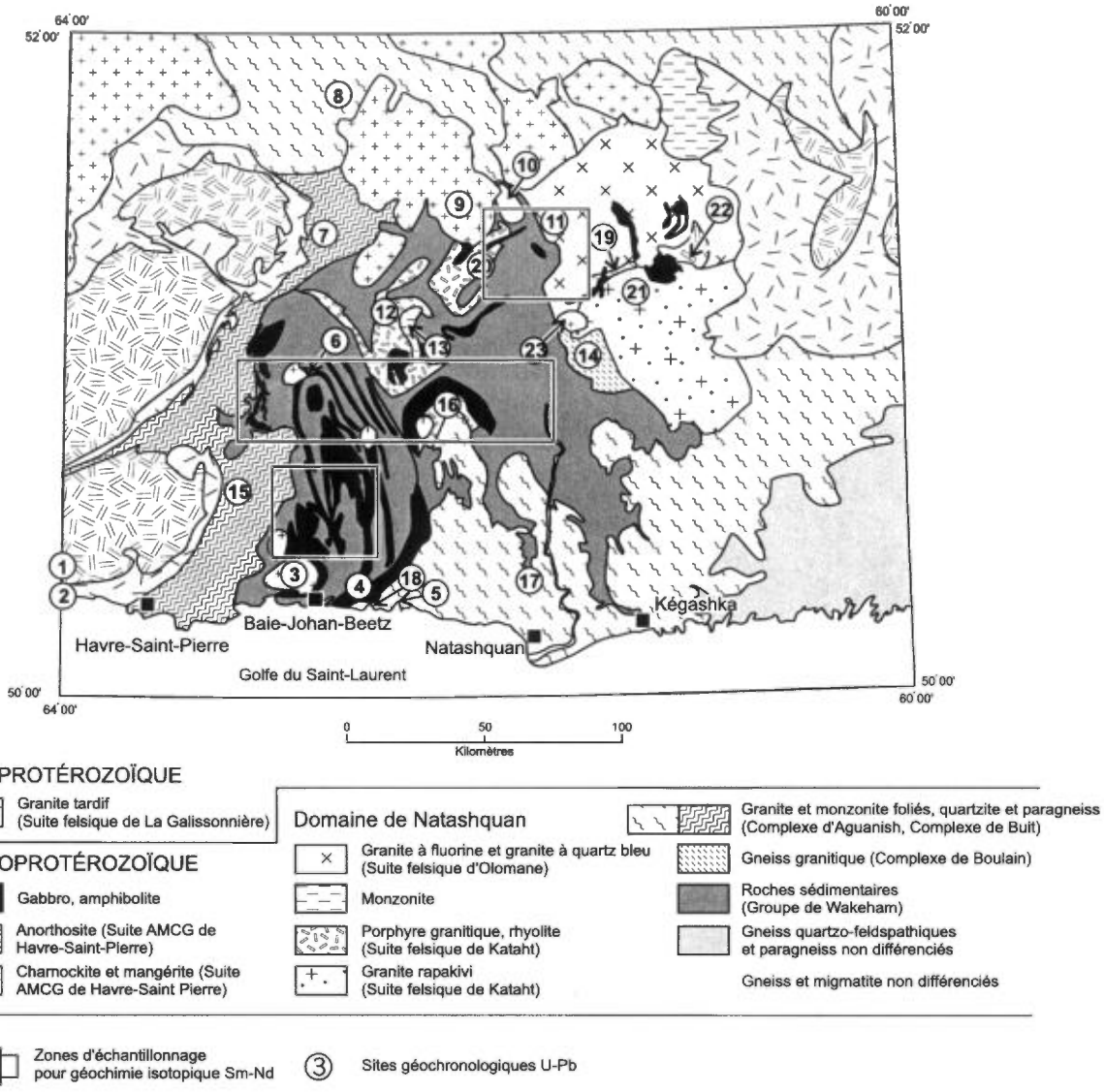


FIGURE 2 - Carte géologique simplifiée du Groupe de Wakeham, tirée d'Avramtchev (1983) et d'Indares et Martignole (1993), montrant la localisation des échantillons de géochimie isotopique Sm-Nd et de géochronologie Pb-Pb et U-Pb. Les numéros se trouvant à l'intérieur de cercles correspondent aux sites de prélèvement des 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 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 Ma (Indares et Martignole, 1993); (12) rhyolite, 1271 +13/-3 Ma (Loveridge, 1986); (13) monzonite porphyrique, 1322 ±7 Ma (Martignole *et al.*, 1992); (14) gneiss granitique, 1515 ±30 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume); (15) gneiss granitique, 1535 ±5 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume); (16) granite gris, 1498 +4/-3 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume); (17) granite gneissique, 1485 +63/-31 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume); (18) granite porphyrique, 1496 +8/-7 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume); (19) porphyre felsique du lac Le Doré, 1510 ±10 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume); (20) porphyre felsique du lac Porphyre, 1503 +6/-4 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume); (21) granite rapakivique, 1497 +15/9 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume); (22) porphyre felsique de la rivière Olomane, 1495 ±2 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume); (23) granite tardif, 981 ±2 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume).

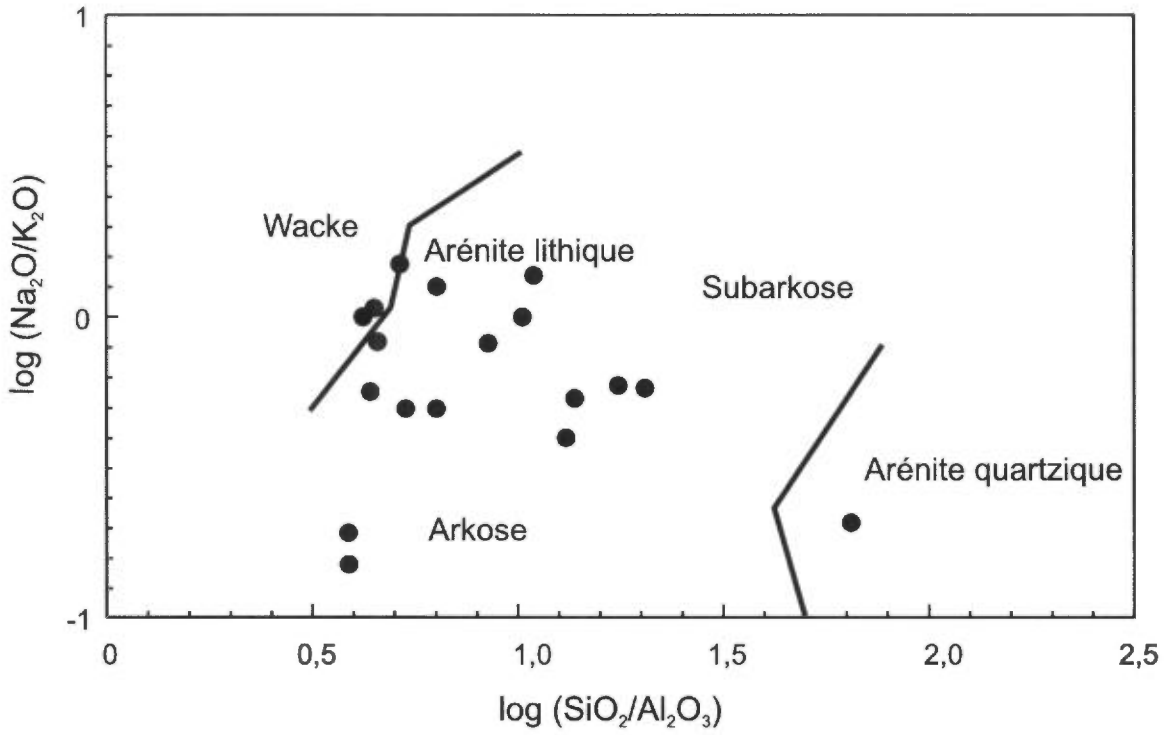


FIGURE 3 - Diagramme de classification des sédiments terrigènes (Pettijohn *et al.*, 1972) adapté aux roches sédimentaires du Groupe de Wakeham.

biotite. On observe aussi des minéraux disséminés ou parsemés dans la fraction quartzofeldspathique, tels l'épidote, l'hématite, la pyrite et des cristaux idiomorphes de tourmaline verte. Les shales contiennent parfois une fraction carbonatée qui varie de 1 jusqu'à 50 % de la roche.

Le conglomérat est un lithofaciès rare mais important du Groupe de Wakeham. Certains parmi ces conglomérats ont été interprétés comme une preuve de la présence d'une discordance dans la séquence du Groupe de Wakeham (Martignole *et al.*, 1994). Trois types de conglomérat y sont présents : un conglomérat monogénique intraformationnel à fragments de mudrock ou de grès à grain fin dont l'épaisseur des lits n'excède pas un mètre et dont la matrice est généralement gréseuse; un conglomérat monogénique à cailloux et à galets de quartzite, peu abondant mais qui se retrouve sur l'ensemble de l'aire d'affleurement du Groupe de Wakeham; et, enfin, un conglomérat polygénique à cailloux et à galets de quartzite et de granitique porphyrique à phénocristaux de quartz bleuté.

Les roches carbonatées sont très peu abondantes dans le Groupe de Wakeham. Elles sont concentrées en majeure partie dans un niveau de quelques dizaines de mètres d'épaisseur qui affleure dans le secteur entre le lac Cormier et la rivière Natashquan (Madore *et al.*, 1997b). Les carbonates se présentent aussi en lamines de mudstone carbonaté de couleur grise très foncée. Quelques autres niveaux de roches carbonatées ont été trouvés ailleurs (Claveau, 1949; Cooper, 1957).

Le Groupe de Wakeham est coupé par des intrusions prégrenvilliennes : la Suite felsique de Kataht (1,5 Ga), la Suite felsique d'Olomane (1,2-1,3 Ga), la Suite mafique de Robe Noire (1,2 Ga) et la Suite mafique de Lillian (probablement équivalente à la Suite mafique de Robe Noire); et par des intrusions postgrenvillienne : la Suite felsique de La Galissonière (1,0 Ga) et des dykes mafiques néoprotérozoïques ou paléozoïques (voir Gobeil *et al.*, ce volume).

MÉTHODE ANALYTIQUE

Des échantillons de chaque lithologie (shale, arénite et arkose) des parties est et ouest du Groupe de Wakeham (figure 2) ont été analysés pour des éléments majeurs, des éléments en traces, et leur composition en Nd isotopique.

Les vingt analyses pour les éléments majeurs et les éléments en traces ont été effectuées au Centre de recherche minérale (ministère des Ressources naturelles du Québec) et au laboratoire des Services analytiques de l'Université du Québec à Chicoutimi. Les éléments majeurs et quelques éléments en traces ont été déterminés par fluorescence X avec une précision de ±1 %. Les éléments des terres rares (ÉTR) ont été analysés par activation neutronique avec une précision meilleure que ±5 %. Pour les représentations graphiques, les concentrations en ÉTR ont été normalisées

par rapport à la composition des chondrites présentée par Sun et McDonough (1989).

Trente-cinq échantillons de shale, d'arénite et d'arkose provenant du Groupe de Wakeham et six échantillons de granite intrusif ont été analysés pour le Sm-Nd. Les roches ont été pulvérisées dans un mortier dont les anneaux et la rondelle sont en agate. De 100 à 200 mg d'échantillon ont été dissous sous haute pression et à 150 °C dans une solution de HF-HNO_3 dans des contenants en téflon (bombes), et dopés par une solution enrichie en ^{149}Sm-^{150}Nd (*spike*).

Une première séparation a été réalisée en utilisant la résine cationique « AGX8 ». Celle-ci a permis de séparer l'ensemble des ÉTR des autres éléments en traces. Le Sm et le Nd ont été séparés individuellement, par élution, à travers des colonnes échangeuses d'ions « HDEHP » (éthyl-di-hexyl orthophosphate; Cerai et Testa, 1973) selon la procédure de Richard *et al.* (1976). Les rapports isotopiques du Nd et du Sm ont été mesurés à l'aide d'un spectromètre de masse « *VG Sector-54* » sur doubles filaments (filament latéral en Ta et filament central en Re). Durant la présente étude, seize mesures du standard « La Jolla » ont produit un rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,511860±19 (2d). La précision sur les concentrations et le rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ sont inférieurs à 0,5 % et le blanc total pour le Nd ou le Sm était inférieur à 100 pg.

RÉSULTATS

Roches sédimentaires

Éléments majeurs et éléments en traces

Les concentrations en éléments majeurs et en éléments en traces sont présentées dans le tableau 1. La géochimie des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham reflète la diversité des roches échantillonnées et indique la variabilité des sources présentes dans la région. Toutefois, on note une prédominance des lithologies riches en quartz. La quantité de SiO_2 varie de 98 % dans les arénites quartzifères à 18 % dans les shales carbonatés (tableau 1). Le pourcentage en MgO est très élevé et peut atteindre 4 % dans certains échantillons de la partie est du Groupe de Wakeham (figure 4a). Dans un diagramme SiO_2 en fonction de Na_2O+K_2O (figure 4b), le pourcentage de SiO_2 augmente avec la diminution du pourcentage de Na_2O+K_2O, ce qui reflète une tendance vers la maturité, c'est-à-dire d'un matériel immature faible en SiO_2 à un matériel mature riche en SiO_2. La majorité des échantillons matures affleurent dans la partie est du Groupe de Wakeham (figures 4a et 4b). La proportion de matériel carbonaté est faible (< 4 %; tableau 1). La teneur maximale en CaO atteinte est de 42 % dans un échantillon provenant de la partie est du Groupe de

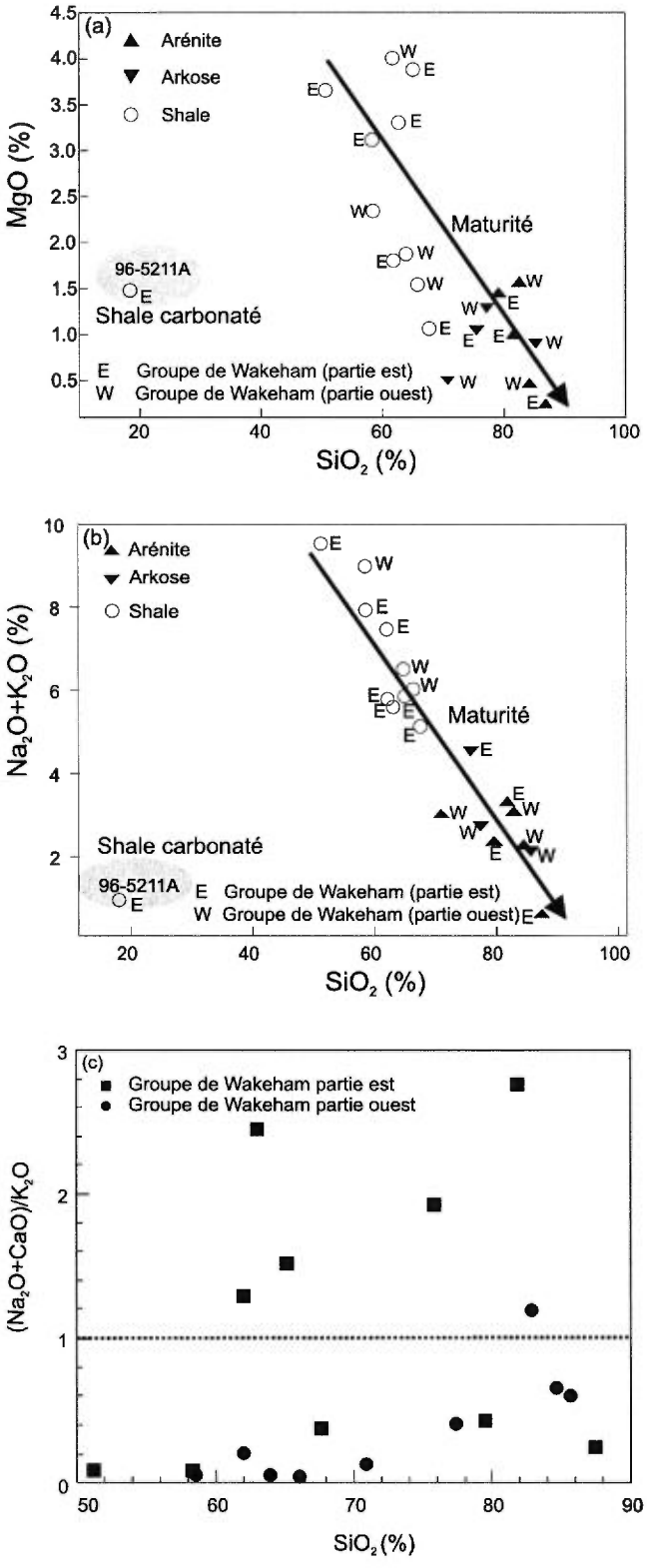


FIGURE 4 - En (a), diagramme MgO en fonction de SiO_2 montrant la maturité du matériel sédimentaire du Groupe de Wakeham; en (b), diagramme Na_2O+K_2O en fonction de SiO_2 montrant la maturité du matériel sédimentaire du Groupe de Wakeham; en (c), diagramme $(Na_2O+CaO)/K_2O$ en fonction de SiO_2 montrant le caractère potassique du matériel sédimentaire du Groupe de Wakeham.

TABLEAU 1 - Données lithogéochimiques des éléments majeurs et des éléments en traces pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham.

Échantillon	ZR5	96-YL-5211F	97-YL-5400	96-LM-2124	97-YL5405	97-YL-5432B	ZR2
Lithologie	Arénite	Arénite	Arénite	Arénite	Arénite	Arénite	Arénite
				(%)			
SiO_2	82,80	79,50	70,90	81,80	84,60	85,60	87,40
Al_2O_3	6,01	6,54	5,82	7,48	4,81	4,19	1,35
Fe_2O_3t	3,16	4,34	12,80	2,38	3,07	2,56	0,46
MgO	1,52	1,39	0,42	0,93	0,39	0,83	0,05
CaO	1,31	0,76	0,14	1,93	0,09	0,02	0,02
Na_2O	1,08	0,17	0,23	1,91	0,84	0,77	0,10
K_2O	2,00	2,18	2,78	1,39	1,41	1,32	0,48
TiO_2	0,55	1,65	5,46	0,62	0,71	0,64	0,04
MnO	0,10	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01
P_2O_5	0,11	0,14	0,09	0,09	0,09	0,13	0,02
Cr_2O_3	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
				(ppm)			
La	13,53	10,75	18,99	6,07	2,86	35,39	19,00
Ce	46,28	29,55	63,96	20,54	12,33	74,86	56,15
Nd	24,50	16,64	30,96	9,71	4,31	42,87	21,19
Sm	4,16	1,91	4,69	1,41	0,67	7,11	5,03
Eu	1,30	0,57	1,38	0,52	0,16	1,71	1,01
Ho	1,09	0,49	0,87	0,58	0,41	1,63	2,53
Tb	1,12	0,33	1,04	0,46	0,19	1,00	1,09
Yb	2,60	0,97	2,47	1,77	1,14	3,78	4,00
Lu	0,48	0,18	0,42	0,28	0,21	0,52	0,58
Ba	660,1	199,1	528,5	186,8	85,12	253,0	1014
Co	15,59	7,36	16,61	5,64	2,28	12,49	13,74
Cr	82,74	21,56	53,22	22,75	1,14	52,70	75,10
Cs	3,87	1,73	6,27	0,82	0,74	1,53	7,57
Hf	11,30	3,64	5,70	5,09	6,56	14,68	5,44
Ni	12,00	6,77	15,46	6,00	2,00	19,79	18,00
Rb	240,2	76,91	134,8	31,04	24,33	65,55	266,2
Sc	12,03	4,13	14,45	3,78	0,56	5,99	20,00
Ta	1,17	0,33	0,89	0,47	0,37	1,18	1,05
Th	10,89	3,94	8,23	3,71	6,62	7,39	12,32
U	2,92	1,14	1,99	0,65	0,97	2,19	5,40
Zr	630,0	180,6	182,2	279,6	354,5	942,6	109,3

Wakeham (échantillon YL-5211A). Le diagramme $(Na_2O+CaO)/K_2O$ en fonction de SiO_2 (figure 4c) montre que les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham sont en majorité potassiques Les échantillons les plus riches en Na_2O+CaO (rapport Na2O+CaO/K2O supérieur à 1) proviennent de la partie est du Groupe de Wakeham. Les rapports $(Na_2O+CaO)/K_2O$ augmentent avec la teneur en SiO_2. Cette augmentation pourrait être le reflet de la composition arkosique d'une partie des roches sédimentaires et le résultat du tri par le transport, sur une faible distance, à partir de la roche source. Ce type de transport préserve les minéraux résistants, tels le quartz et le plagioclase, et se traduit par une corrélation positive entre $(Na_2O+CaO)/K_2O$ et SiO_2 et des valeurs élevées pour ces deux variables.

Les profils ÉTR des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham marquent un enrichissement en terres rares légères (ÉTRl) et un profil plat des terres rares lourdes (ÉTRL). Ces profils sont similaires à ceux du composite des shales nord-américains (NASC) (Taylor et McLennan, 1985; McLennan, 1989; Girty *et al.*, 1994; Garver et Scott, 1995). Comparativement à ces derniers, les échantillons du Groupe de Wakeham présentent généralement de faibles anomalies en Eu (zones grisées, figure 5a et 5b). Ces anomalies sont probablement aussi caractéristiques de la roche mère, car ce sont les patrons des ÉTR les plus communs pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham. Les échantillons 97-YL-5428B et 97-YL-5405, prélevés dans la partie ouest du Groupe de Wakeham, sont plus pauvres en ÉTRL et présentent des anomalies négatives en Eu plus accentuées que la majorité des profils des ÉTR (zones grisées, figure 5c). L'anomalie en Eu s'explique par le fractionnement des plagioclases pendant le transport du

TABLEAU 1 (suite) - Données lithogéochimiques des éléments majeurs et des éléments en traces pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham.

Échantillon	97-YL-5431B	97-YL-5408B	97-YL5426B	ZR3	97-YL-5403B	96-YL-5211G
Lithologie	Arkose	Arkose	Arkose	Arkose	Arkose	Shale
			(%)			
SiO_2	77,40	66,10	58,60	75,80	64,00	63,10
Al_2O_3	5,90	15,20	17,50	8,95	16,80	14,10
Fe_2O_3t	4,52	5,82	9,00	4,03	6,16	6,15
MgO	1,22	1,48	2,29	0,97	1,82	3,31
CaO	0,02	0,19	0,36	2,73	0,26	3,76
Na_2O	0,77	0,10	0,12	2,04	0,10	2,91
K_2O	1,93	5,88	8,77	2,48	6,29	2,72
TiO_2	1,74	1,20	0,93	0,85	1,34	1,12
MnO	0,01	0,04	0,03	0,05	0,05	0,03
P_2O_5	0,16	0,21	0,17	0,12	0,23	0,25
Cr_2O_3	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
			(ppm)			
La	16,59	12,81	17,21	12,28	25,88	20,20
Ce	42,79	36,63	59,30	37,27	53,48	67,72
Nd	22,92	15,35	27,40	20,53	25,04	32,65
Sm	2,82	3,84	4,45	3,03	4,50	4,99
Eu	0,76	0,87	1,42	1,05	0,80	1,66
Ho	0,37	2,65	1,08	0,95	1,28	0,90
Tb	0,31	0,93	1,06	0,71	0,75	1,15
Yb	1,12	4,78	2,18	2,21	3,03	2,29
Lu	0,25	0,72	0,37	0,35	0,46	0,41
Ba	764,8	285,0	606,0	363,9	1427	443,9
Co	15,75	2,07	13,60	6,23	8,10	15,07
Cr	59,97	126,74	51,60	34,13	65,96	55,71
Cs	4,19	0,78	4,95	2,35	4,93	3,49
Hf	6,80	25,13	4,77	8,25	5,63	7,34
Ni	16,05	7,76	n.a	4,00	9,62	10,86
Rb	263,8	111,5	108,0	79,42	280,6	90,86
Sc	18,74	8,34	14,05	6,74	19,77	14,29
Ta	0,77	3,48	0,98	0,63	0,96	0,98
Th	7,27	28,06	7,33	6,47	10,66	8,73
U	1,64	6,39	2,16	1,84	2,27	2,00
Zr	235,9	1505,7	94,0	544,3	81,5	219,3

matériel formant les roches sédimentaires ou par l'érosion de l'une des sources les plus différenciées. On peut aussi noter que quelques échantillons (par exemple, 97-YL-5428B, 97-YL-5405 et 97-YL-5431B, prélevés dans la partie ouest du Groupe de Wakeham) présentent des anomalies positives en ÉTRL. Ces anomalies sont l'expression de l'abondance des minéraux lourds dans ces roches, tels le grenat ou le zircon (figure 5a et 5b). Ces concentrations de minéraux lourds sont observées, soit sous la forme de minuscules minéraux dans les shales, soit en petits lits d'épaisseur centimétrique dans les arkoses (surtout de grenat).

Isotopes du Nd

Les données isotopiques du Sm-Nd sont présentées au tableau 2. Tous les εNd ont été calculés à 1600 Ma (âge proposé pour le dépôt des roches sédimentaires; Larbi *et al.*, 1997) et l'âge modèle a été déterminé par rapport à la courbe du manteau appauvri de DePaolo (1980). Les concentrations en Nd varient généralement de 1 à 45 ppm. Les arkoses des échantillons 97-YL-5420A et ZR3, respectivement des parties est et ouest du Groupe de Wakeham, montrent les concentrations en Nd les plus élevées (78 ppm pour l'échantillon 97-YL-5420A et 220 ppm pour l'échantillon ZR3). Le rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham varient de 0,07 à 0,16, ce qui est comparable à celui obtenu des données des roches granitiques qui constituent la croûte continentale supérieure (Allègre et Ben Othman, 1980; De Paolo, 1980; DeLaeter *et al.*, 1981; Dia *et al.*, 1990; McCulloch et Chappel, 1982; Halliday, 1984; Nelson et DePaolo, 1985). La valeur moyenne de 0,12 (figure 6) est légèrement supé-

TABLEAU 1 (suite) - Données lithogéochimiques des éléments majeurs et des éléments en traces pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham.

Echantillon	BR-3255	NB-7001B	97-YL-5428B	96-YL-5211B	ZR1	96-YL-5211D	96-YL-5211A
Lithologie	Shale	Shale	Shale	Shale	Shale	Shale	Shale carbonaté
				(%)			
SiO_2	58,40	51,20	62,00	65,20	67,70	62,10	18,30
Al_2O_3	17,70	20,70	16,00	14,30	17,50	14,20	2,88
Fe_2O_3t	8,28	9,81	8,97	5,37	4,89	7,50	1,30
MgO	3,09	3,63	1,76	3,86	0,99	4,00	1,42
CaO	0,10	0,16	0,33	2,19	0,80	2,67	42,00
Na_2O	0,53	0,64	0,98	2,66	0,83	2,08	0,53
K_2O	7,40	8,89	6,48	3,20	4,31	3,67	0,42
TiO_2	0,91	1,04	1,10	0,95	0,71	0,97	0,25
MnO	0,04	0,03	0,03	0,02	0,37	0,03	0,12
P_2O_5	0,17	0,17	0,22	0,23	0,16	0,24	0,09
Cr_2O_3	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
				(ppm)			
La	9,26	9,39	4,27	14,69	11,46	56,67	12,26
Ce	29,42	33,66	10,97	27,14	25,35	114,86	36,37
Nd	15,72	15,99	2,77	15,36	12,84	52,56	20,30
Sm	2,24	2,41	1,39	2,52	2,65	7,46	3,10
Eu	0,66	0,99	0,10	0,31	0,97	1,60	1,13
Ho	0,90	0,58	2,01	0,46	1,16	3,15	0,86
Tb	0,47	0,58	0,62	0,28	0,52	1,03	0,73
Yb	2,38	1,64	4,02	1,13	1,71	4,84	2,51
Lu	0,39	0,28	0,59	0,17	0,24	0,68	0,41
Ba	554,3	246,7	1159	326,5	72,42	888,2	306,0
Co	9,83	6,03	19,12	6,84	1,68	6,66	7,39
Cr	76,69	23,84	69,32	27,39	12,28	43,78	51,01
Cs	2,65	0,49	7,49	0,74	0,03	4,33	4,43
Hf	9,82	3,83	6,22	5,44	1,68	6,71	12,66
Ni	6,00	4,00	12,82	8,00	4,00	7,00	12,43
Rb	188,8	49,12	328,5	37,77	6,87	159,4	84,69
Sc	11,43	4,57	23,92	6,87	3,48	13,16	6,79
Ta	1,00	0,45	1,11	0,45	0,21	1,34	0,92
Th	9,44	3,72	14,48	4,74	2,30	19,23	6,63
U	1,42	1,01	3,30	0,83	1,95	5,48	1,82
Zr	536,2	243,7	118,2	245,7	31,00	357,4	624,0

rieure aux valeurs moyennes de la croûte supérieure actuelle telles que définies par Taylor et McLennan (1985) à partir de shales et de sédiments plus grossiers. Nos rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$, un peu plus élevés que la valeur moyenne de la croûte supérieure, pourraient être dus à la contribution d'une source mafique à faiblement felsique, comme peuvent le suggérer les valeurs en MgO des sédiments du Groupe de Wakeham ou une abondance plus forte de minéraux lourds riches en Sm, comme le suggèrent certaines concentrations en ÉTRL dans ces mêmes roches sédimentaires.

Les valeurs de εNd présentent une grande variation, entre -5 et +6 (figure 7). D'un point de vue géographique, on peut noter que les échantillons provenant de la partie ouest du Groupe de Wakeham possèdent des compositions isotopiques positives et comprises entre +1,0 et +5,5 (barre noire verticale, figure 7), tandis que les échantillons provenant de la partie est ont des valeurs de εNd comprises entre –5,0 et +3,5 (barre grise verticale, figure 7). Cette grande variation des valeurs de εNd des sédiments de la partie est du Groupe de Wakeham pourrait indiquer la contribution de vieilles sources, peut-être archéennes. Les âges modèles (T_{DM}) présentés dans l'histogramme de la figure 8 mettent en évidence la prédominance de sources d'âge paléoprotérozoïque à 1800 et 1900 Ma. Néanmoins, en séparant les roches de la partie ouest de celles de la partie est du Groupe de Wakeham, on s'aperçoit que les pics d'âges modèles les plus importants dans la partie ouest (figure 8) sont de 1700 Ma, 1900-2000 Ma et 2200 Ma, tandis que pour la partie est (figure 8) les pics d'âge sont de 1800-1900 Ma, 2300 Ma et 2700 Ma. On peut donc envisager la présence de sources archéennes plus anciennes à l'est. Ces âges modèles sont comparables à ceux de cratons

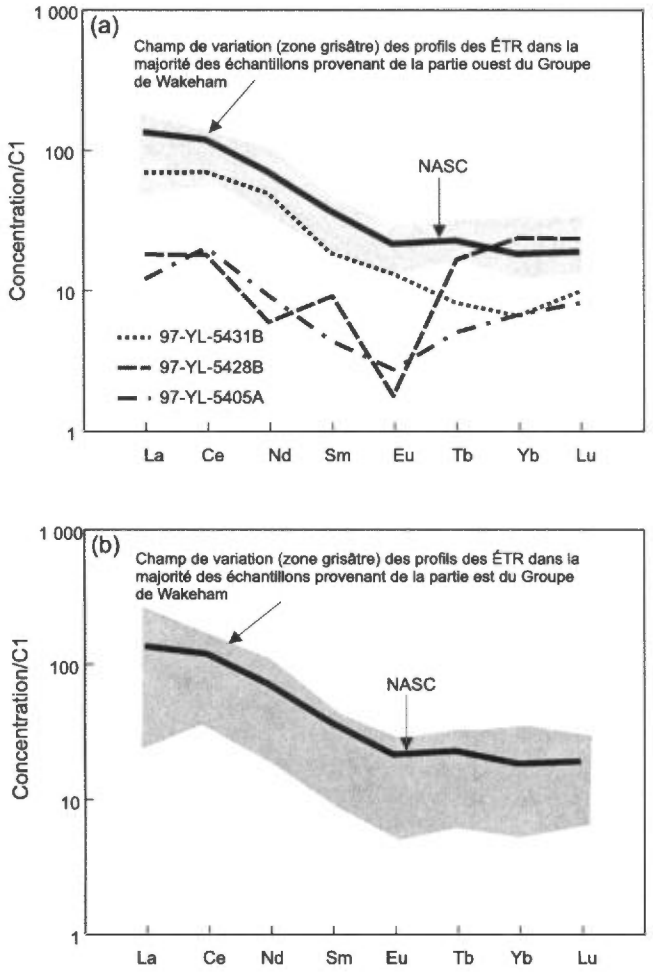


FIGURE 5 - Abondance des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) montrant le profil des NASC (North American Shale Composite; ligne foncée) : en (a), profils des roches sédimentaires de la partie ouest du Groupe de Wakeham; et en (b), profils des roches sédimentaires de la partie est du Groupe de Wakeham.

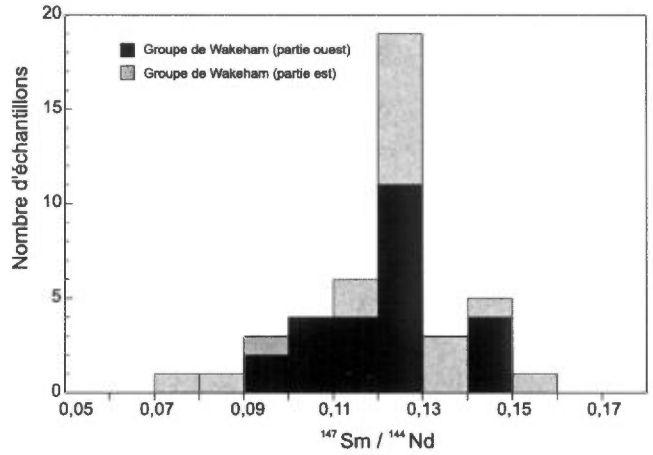


FIGURE 6 - Distribution des rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham.

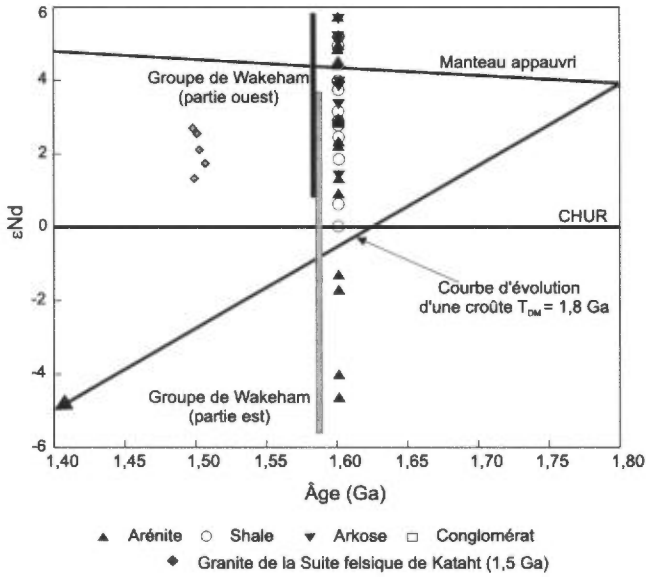


FIGURE 7 - εNd en fonction de l'âge montrant l'évolution isotopique Sm-Nd des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham et des granites qui les coupent.

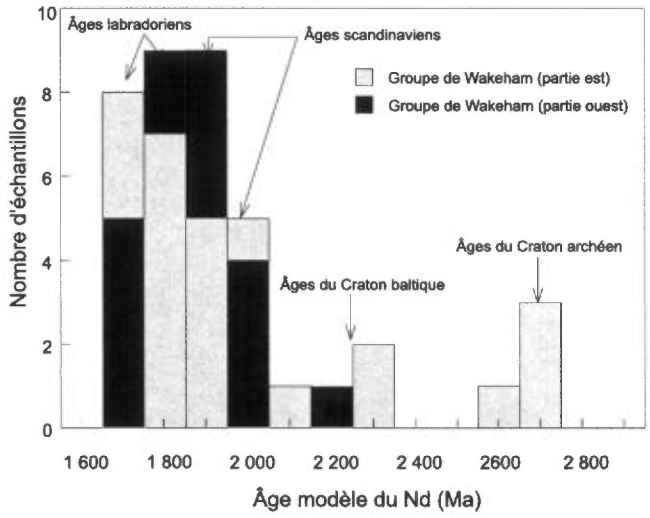


FIGURE 8 - Distribution des âges modèles du Nd des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham.

TABLEAU 2 - Résultats analytiques Sm-Nd sur roche totale des sédiments du Groupe de Wakeham et de quelques granites.

Échantillons	Roches	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd^{*}$	εNd (1,6 Ga)	T_{DM} (Ma)	f(Sm/Nd)	Estant**	Nordant**
LM-2124	Arénite	3,84	17,8	0,1300	0,512130±12	4,0	1854	-0,3389	591 000	5 681 392
97-5423B	Arénite	3,35	16,1	0,1263	0,512007±11	2,3	1988	-0,3580	502 500	5 653 025
YL-5211E	Arénite	4,71	22,6	0,1259	0,512115±6	4,5	1794	-0,3599	462 750	5 722 750
YL-5211F	Arénite	5,83	27,4	0,1288	0,512140±8	4,4	1810	-0,3452	462 750	5 622 750
YL-5211I	Arénite	1,72	7,90	0,1321	0,512240±13	5,7	1698	-0,3283	462 750	5 722 750
97-5405	Arénite	2,79	16,3	0,1036	0,511853±12	3,9	1792	-0,4734	505 000	5 642000
12L4A	Arénite	1,27	9,31	0,0824	0,511573±9	2,8	1826	-0,5813	601 198	5 600 029
ZR5	Arénite	3,82	19,6	0,1179	0,512046±11	4,8	1753	-0,4008	509 948	5 640 205
YL-5213	Arénite	0,61	2,33	0,1584	0,512160±14	-1,3	2720	-0,1945	595 208	5 665 529
YL-5212	Arénite	1,77	8,42	0,1272	0,511684±12	-4,2	2574	-0,3532	596 150	5 661 525
BR-3139A	Arénite	1,94	10,4	0,1133	0,511800±16	0,9	2044	-0,4241	579 767	5 671 722
ZR2	Arénite	1,10	4,99	0,1329	0,511722±19	-4,6	2682	-0,3245	586 400	5 693 700
12L4	Arénite	1,34	9,90	0,0815	0,511531±22	2,2	1862	-0,5858	602 150	5 665 529
NB-7001A	Arénite	1,27	4,97	0,1542	0,512093±14	-1,7	2699	-0,2158	581 250	5 668 900
97-5430	Arénite	3,16	15,7	0,1212	0,512100±9	5,2	1728	-0,3838	524 100	5 595 100
97-5400	Arkose	3,96	16,4	0,1466	0,512173±14	1,4	2213	-0,2548	512 500	5 637 500
97-5420A	Arkose	12,91	78,9	0,0989	0,511666±7	1,3	1964	-0,4974	531 500	5 668 025
ZR3	Arkose	47,4	220	0,1300	0,512097±13	3,3	1913	-0,3393	584 250	5 660 750
YL-5215	Arkose	3,37	16,4	0,1240	0,512008±8	2,8	1937	-0,3696	591 198	5 665 600
97-5432A	Arkose	2,61	13,4	0,1181	0,512000±11	3,8	1830	-0,3995	505 220	5 595 000
97-5332B	Arkose	2,19	10,3	0,1288	0,512200±13	5,6	1703	-0,3453	507 000	5 596 500
97-5431B	Arkose	8,13	43,6	0,1127	0,512000±7	5,0	1733	-0,4271	517 500	5 592 500
NB-7001B	Shale	2,61	12,6	0,1255	0,512039±11	3,1	1915	-0,3622	581 250	5 668 900
97-5428B	Shale	4,54	26,4	0,1041	0,511800±11	2,8	1874	-0,4706	511 500	5 607 500
97-5429	Shale	3,36	15,8	0,1286	0,512100±14	3,7	1877	-0,3462	521 530	5 600 025

TABLEAU 2 (suite) - Résultats analytiques Sm-Nd sur roche totale des sédiments du Groupe de Wakeham et de quelques granites.

Échantillons	Roches	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$*	εNd (1,6 Ga)	T_{DM} (Ma)	f(Sm/Nd)	Estant**	Nordant**
YL-5211B	Shale	6,90	32,9	0,1268	0,512156±10	5,1	1741	-0,3554	462 750	5 622 750
YL-5211D	Shale	7,28	34,9	0,1261	0,512136±7	4,9	1762	-0,3589	462 750	5 622 750
97-5426B	Shale	5,6	28,5	0,1180	0,511938±7	2,7	1926	-0,4000	515 000	5 612 500
BR-3255	Shale	5,31	22,8	0,1411	0,512074±10	0,6	2253	-0,2827	576 500	5 655 750
YL-5211A	Shale carbonaté	3,02	13,6	0,1344	0,512222±9	4,9	1781	-0,3167	462 750	5 622 750
97-5408B	Shale	3,7	18,1	0,1249	0,511966±10	1,8	2027	-0,3651	517 500	5 645 000
ZR1	Shale	8,71	54,5	0,0966	0,511580±7	0,0	2038	-0,5090	577 650	5 696 200
YL-5211G	Shale	7,72	37,1	0,1259	0,512145±9	5,1	1737	-0,3599	462 750	5 622 750
97-5403B	Shale	6,3	27,1	0,1401	0,512166±7	2,4	2049	-0,2879	511 000	5 641 500
97-5407B	Conglomérat	8,7	41,1	0,1276	0,512048±9	2,9	1944	-0,3513	506 500	5 641 740

Échantillons	Roches	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$*	εNd (1,5 Ga)	T_{DM} (Ma)	f(Sm/Nd)	Longitude est**	Latitude nord**
Granite rapakivi *(1231)*		9,3	48,9	0,1153	0,511846±5	1,4	2016	-0,4137	620 744	5 677 249
Granite du sud *(1230)*		11,5	58,4	0,1197	0,511961±14	2,8	1923	-0,3917	611 119	5 653 623
Porphyre de la rivière Olomane		6,5	38,6	0,1012	0,511777±11	2,9	1856	-0,4857	578 000	5 698 500
Porphyre du lac Le Doré		9,2	51,3	0,1081	0,511794±11	1,9	1953	-0,4504	606 000	5 694 550
Porphyre du lac Porphyre		8,4	47,9	0,1058	0,511791±6	2,3	1915	-0,4622	577 100	5 687 125

* L'erreur est calculée à deux fois l'écart-type (2σ).

** Coordonnées du NAD27.

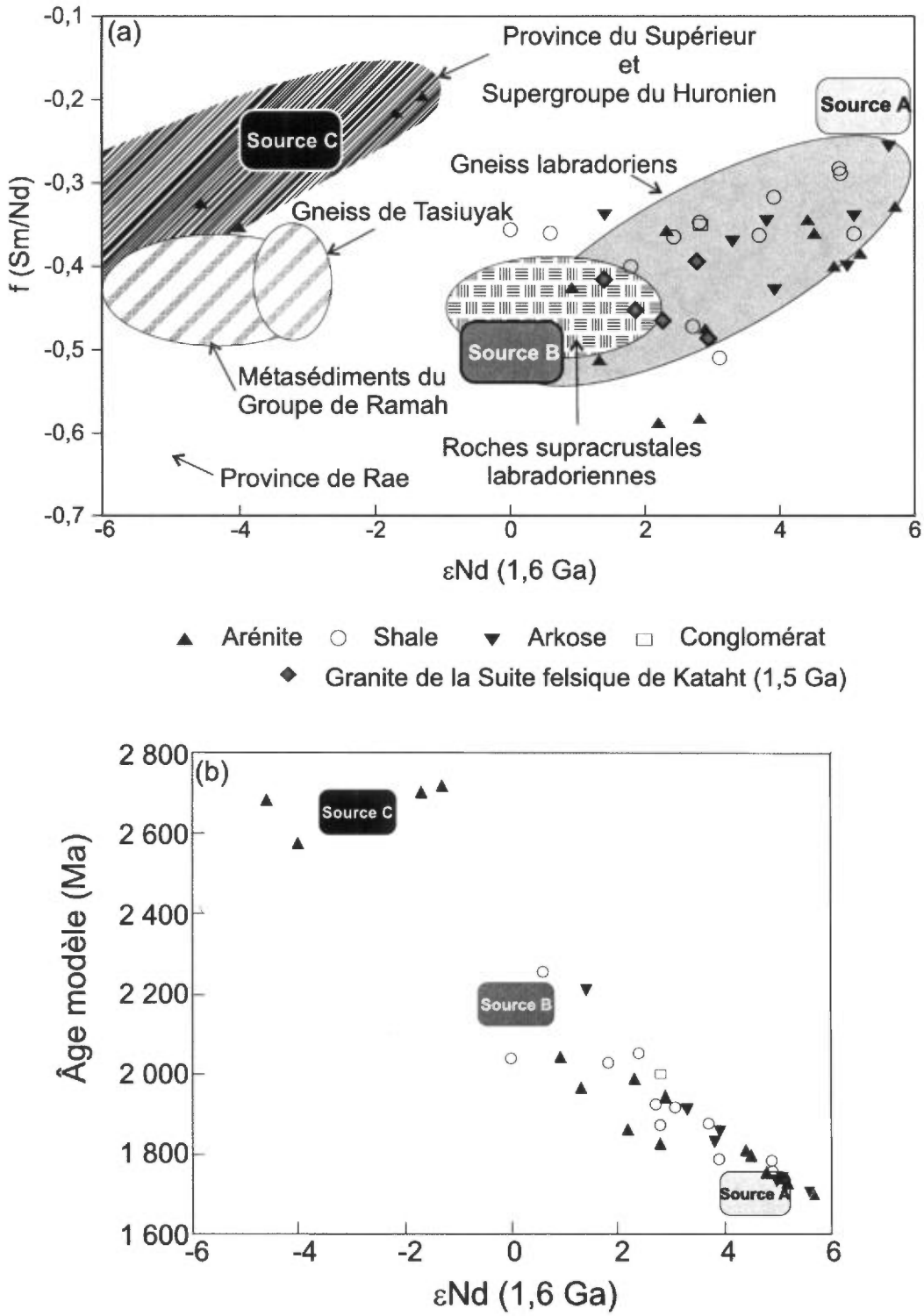


FIGURE 9 - En (a), diagramme f(Sm/Nd) en fonction de εNd (1,6 Ga) montrant les différentes sources possibles pour le matériel sédimentaire du Groupe de Wakeham. Le champ gris représente la variation isotopique des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham échantillonnées pour la présente étude. Le champ rayé représente la variation isotopique de la Province du Supérieur (McCulloch et Wasserburg, 1978; Stevenson et Patchett 1990) et des roches sédimentaires du Supergroupe du Huronien (McLennan *et al.*, 2000). Le champ rayé formé de petits points représente la variation isotopique des gneiss de Tasiuyak, de la Province de Rae, et les métasédiments du Groupe de Ramah (Thériault et Ermanovics, 1997). Le champ contenant des petits groupements de barres horizontales et verticales représente le batholite et les sédiments labradoriens (Dickin, 1998). Les granites intrusifs de Kataht dans les séquences sédimentaires du Groupe de Wakeham sont représentés par des losanges (présente étude). En (b), diagramme εNd (1,6 Ga) en fonction de l'âge modèle montrant la nature et la localisation dans le temps des différentes régions-sources (définies dans (a)) du matériel sédimentaire du Groupe de Wakeham.

et de ceintures vertes qui sont en contact avec le Front du Grenville actuel et qui l'étaient probablement aussi entre 1,7 et 0,8 Ga, selon la reconstitution du Supercontinent Rodinia de Brookfield (1993).

Une compilation des âges U-Pb dans les différentes régions du Bouclier canadien (provinces du Supérieur, de Rae et de Nain) avoisinant la Province de Grenville, permet d'envisager que plusieurs de ces régions archéennes et paléoprotérozoïques ont pu être des sources potentielles du Groupe de Wakeham. La source la plus jeune (entre 1600 et 1650 Ma) par contre est labradorienne et appartient à la Province de Grenville (Schärer et Gower, 1988; Gower *et al.*, 1992; Bussy *et al.*, 1995; Connely et Heaman, 1993). On peut d'ailleurs noter au nord du Groupe de Wakeham la grande abondance de roches appartenant au Batholite translabradorien.

La figure 9a illustre qu'il existe une corrélation positive de f(Sm/Nd) en fonction de εNd pour le Groupe de Wakeham et la Suite felsique de Kataht : en ce qui concerne les sédiments, cette corrélation montre une tendance allant d'une « source A » jeune (εNd et f(Sm/Nd) élevés) d'âge modèle mésoprotérozoïque (environ 1,7 Ga; figure 9b), à une « source B » plus ancienne (εNd autour de zéro et faible f(Sm/Nd)) d'âge modèle probablement paléoprotérozoïque (environ 2,2 Ga; figure 9b). Ces sources possèdent une composition isotopique comparable à celle des roches supracrustales et à celle des gneiss labradoriens (Dickin, 1998). Cependant, une autre source, la « source C » (εNd faible), dont l'âge modèle est archéen (environ 2,7 Ga; figure 9b), a contribué, bien que pour un moindre volume, à la formation du Groupe de Wakeham. Cette dernière source, quoique faiblement représentée, possède une signature isotopique semblable à celle des roches granitiques et sédimentaires de la Province du Supérieur (McCulloch et Wasserburg, 1978; Stevenson et Patchett 1990; figure 9a) et à celle des roches sédimentaires du Supergroupe du Huronien (McLennan *et al.*, 2000; figure 9a). Il faut toutefois noter que les échantillons de la « source C », contrairement à tous les autres échantillons, ont des valeurs de εNd très faibles, jusqu'à –6, et des rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ élevés, jusqu'à –0,20. Les valeurs de εNd suggèrent que la source est vieille (archéenne) mais les valeurs du f(Sm/Nd) indiquent par contre, que la source est relativement jeune ou indifférenciée. Ces variations des rapports $^{147}Sm/^{144}Nd$ sont probablement attribuables à la présence de zircons anciens dans les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham, ce qui entraine un enrichissement en Sm par rapport au Nd

Granites

Des granites de la Suite felsique de Kataht, intrusifs dans la séquence sédimentaire du Groupe de Wakeham, ont été échantillonnés pour tenter d'établir une relation génétique ou de contamination avec la roche hôte. Les granites échantillonnés sont le granite rapakivique, le granite du sud, le pophyre felsique de la rivière Olomane, le porphyre felsique du lac Le Doré et le porphyre felsique du lac Porphyre (figure 2). Ces granites sont généralement massifs à peu foliés et possèdent des âges U-Pb très semblables, autour de 1500 Ma. Ils sont calco-alcalins et montrent des caractéristiques de roches très différenciées et riches en minéraux lourds, tels le zircon et le grenat. Ils sont peralumineux, du type « S », et leur mise en place est rattachée à un contexte tectonique de collision intraplaque (voir les profils des ÉTR et le diagramme de discrimination dans Verpaelst *et al.*, 1997b).

Le granite rapakivique est caractérisé par sa texture et par son aspect non déformé. Il a été daté par la méthode U-Pb sur zircon qui a livré un âge de 1497 +15/-9 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume). Le granite du sud est le plus déformé, il peut même être gneissique par endroits. Son âge est évalué à environ 1500 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume). Le granite de la rivière Olomane présente une texture porphyrique; il est peu folié et possède un âge U-Pb sur zircons de 1495 ±2 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume). Le granite du lac Le Doré, à texture porphyrique, est massif et a été daté à 1510 ±10 Ma par la méthode de datation U-Pb sur zircons (Wodicka *et al.*, ce volume). Finalement, le granite porphyrique du lac Porphyre semble un peu folié et a livré un âge U-Pb sur zircons de 1503 +6/-4 Ma (Wodicka *et al.*, ce volume).

Les analyses du Sm-Nd, effectuées sur ces granites et présentées au tableau 2, montrent des valeurs εNd aux environs de +2 (figure 7). En général, les concentrations en Sm et en Nd varient de 6 à 9 ppm et de 38 à 51 ppm respectivement, et le rapport Sm/Nd correspondant est compris entre 0,10 et 0,12 (tableau 2). Les âges modèles du Nd de ces granites varient entre 1856 et 2016 Ma (tableau 2), ils sont similaires à ceux des roches sédimentaires détritiques du Groupe de Wakeham. Ils suggèrent que les sources des granites sont probablement les mêmes que celles des sédiments du Groupe de Wakeham.

DISCUSSION

Roches sédimentaires du Groupe de Wakeham

Évolution chimique

La caractéristique géochimique principale du Groupe de Wakeham consiste en la présence, aussi bien dans sa partie est que dans sa partie ouest, de roches riches en SiO_2 et en Al_2O_3, mais généralement pauvres en MgO (figure 4a et 4b). Cette observation est en accord avec la contribution d'une source mature riche en quartz ou avec un matériau

qui aurait acquis sa maturité durant le transport. Les faibles valeurs en silice et en alumine dans les autres échantillons suggèrent que le matériau formant ces roches proviendrait de sources moins riches en quartz et contenant une quantité importante de matériel mafique. La partie est du Groupe de Wakeham contient les roches les plus matures du bassin sédimentaire et des roches contenant une quantité significative de Mg. Cette observation suggère qu'une partie du matériel ayant formé le bassin sédimentaire du Groupe de Wakeham est le résultat d'un mélange entre une source relativement mafique et une autre felsique. Dans la partie ouest, les roches sédimentaires semblent être plus homogènes et sont caractérisées par une maturité modérée. Les roches sédimentaires sont majoritairement potassiques (figure 4c), suggérant ainsi que les sources l'étaient aussi.

Le principal facteur pouvant influencer les profils des ÉTR est leur provenance (McLennan, 1989). Ceci est dû au caractère insoluble des ÉTR et à leur présence en faibles concentrations dans l'eau de mer et de rivière. Les ÉTR sont donc transportés sans perturbation, de leur lieu de provenance jusqu'à leur lieu de dépôt. L'érosion, l'altération et la diagenèse n'ont qu'une faible influence sur leur comportement chimique.

L'analyse des éléments en traces dans les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham témoigne d'une similitude avec les NASC, ce qui suggère que les sédiments étaient bien mélangés dans le bassin sédimentaire du Groupe de Wakeham. L'analyse démontre également la présence de composantes essentiellement felsiques dont la composition est semblable à celle de la moyenne de la croûte continentale (par exemple, McLennan, 1989). La faible anomalie en Eu est probablement due à la nature des sources. Ces dernières peuvent être soit des roches ignées indifférenciées, soit une croûte jeune s'étant trouvée à des distances variables du bassin de déposition et qui présentait des reliefs différents (par exemple, McLennan *et al.*, 2000). La différenciation sédimentaire durant le transport ne semble pas avoir été significative étant donné l'absence d'une anomalie importante en Eu.

Le matériau sédimentaire contient des sédiments archéens matures (figure 4a et 4b) ayant été remaniés au Protérozoïque. Cette observation est en accord avec l'existence de zircons archéens, démontrée par les isotopes du Nd.

Évolution isotopique

Dans les roches du Groupe de Wakeham, les isotopes du Nd montrent une grande hétérogénéité, présentant des valeurs de εNd très élevées (+6) à très faibles (–5). Ces valeurs représentent un mélange de sources d'âges différents, relativement jeunes à anciennes, différenciées et/ou mafiques. Entre ces différents pôles se trouvent des roches présentant des valeurs moyennes, ce qui reflète la présence de sources variées à prédominance protérozoïque. Les parties est et ouest du Groupe de Wakeham présentent une composition isotopique généralement semblable, mise à part la présence de sources plus anciennes et plus différenciées dans la partie est du Groupe de Wakeham,. En se basant sur les âges modèles du Nd, l'absence dans la partie ouest de matériel aussi vieux que celui de la partie est pourrait s'expliquer par une érosion préférentielle des sédiments à partir d'une roche mère ayant formé une topographie plus élevée ou s'étant trouvée dans un environnement facilitant l'érosion.

Les granites de la Suite felsique de Kataht présentent des valeurs de εNd qui se situent aux environs de +2 (figure 7). Ces caractéristiques suggèrent que les granites proviennent de sources essentiellement protérozoïques et que leurs signatures isotopiques sont reliées d'une façon significative à celles des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham. Ces dernières possèdent des valeurs de εNd majoritairement comprises entre 0 et +6. Les âges modèles des granites étudiés sont similaires aux âges labradoriens enregistrés dans les roches sédimentaires encaissantes. Les granites se seraient probablement formés par la fusion des matériaux ayant constitué le substratum du Groupe de Wakeham et d'une partie du Groupe de Wakeham. Ces observations sont concordantes avec les données de Machado (1999) sur les granites à fluorine qui suggèrent que ces granites ont probablement été contaminés lors de leurs mises en place. De plus, nos données sont en accord avec la formation des ces granites par l'assimilation des sédiments du Groupe de Wakeham.

Contraintes sur l'âge des sources

Le Groupe de Wakeham provient de matériaux de sources majoritairement protérozoïques, bien que les données du Sm-Nd suggèrent aussi la présence de sources archéennes. Les isotopes du Nd présentent donc la signature d'un mélange de sources jeunes et anciennes. Les âges modèles des échantillons de roches sédimentaires du Groupe de Wakeham montrent quatre importants pics (maximum) qui correspondent aux sources décrites par Karlstrom *et al.* (1999; figure 10). La plus jeune des sources correspond à un ensemble d'échantillons datés à 1,8 Ga (cet âge est obtenu dans les roches plutoniques felsiques de l'Orogène labradorien). Un second pic à 1,9 Ga suggère une source dont les âges sont semblables à ceux de la ceinture orogénique kétilidéenne et/ou les ceintures ignées transscandinaves. La troisième source, et la plus ancienne source protérozoïque, est représentée par un pic autour de 2,3 Ga qui est semblable aux âges du Bouclier baltique (l'équivalent de la Fosse du Labrador). La quatrième et plus ancienne source est archéenne et est indiquée par un pic autour de 2,7 Ga, équivalent à l'âge de nombreuses roches archéennes de Laurentia.

Environnement de dépôt du Groupe de Wakeham

En plus des résultats géochimiques et isotopiques (Sm-Nd), des généralisations sur les associations

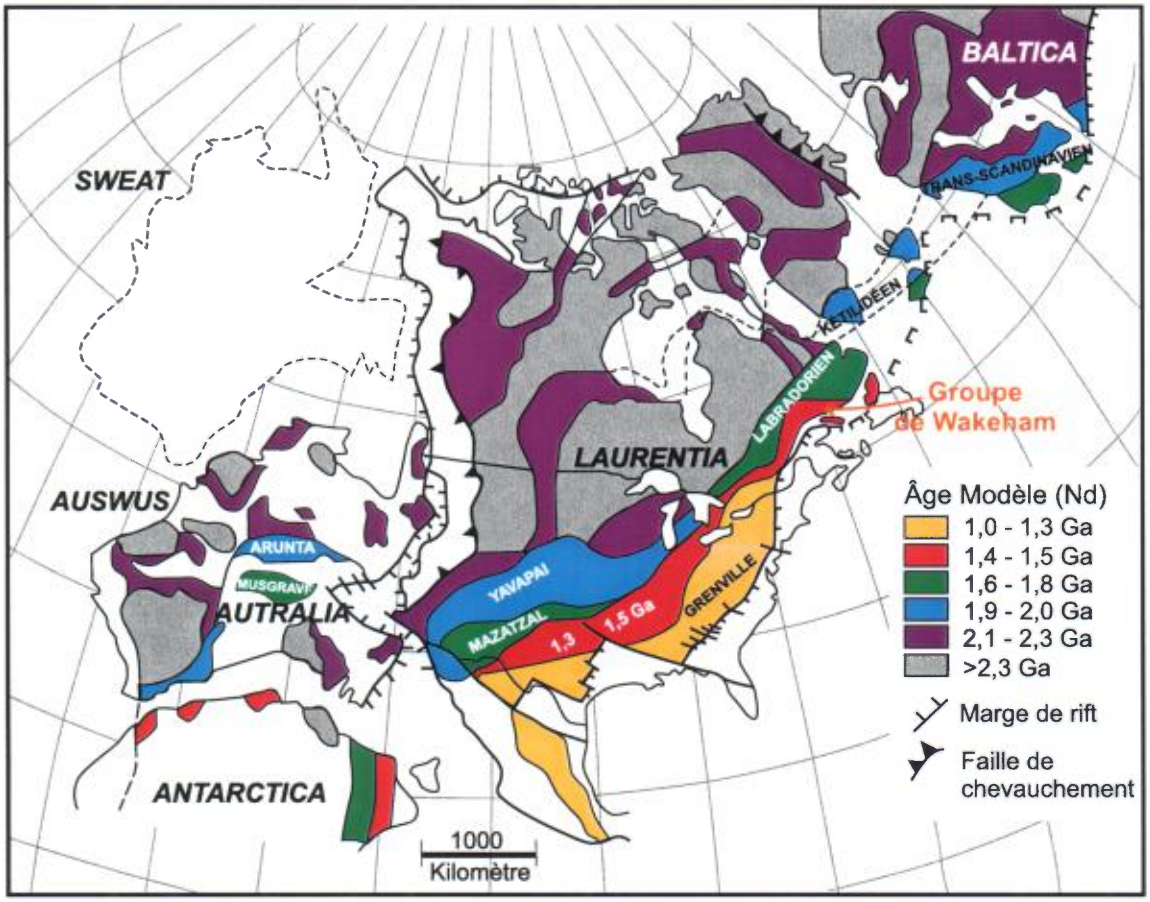


FIGURE 10 - Reconstitution du Supercontinent protérozoïque Rodinia, nommé aussi AUSWUS (Australia-Southwest U.S.), d'après Karlstrom *et al.* (1999), montrant les âges modèles (Nd) de différentes entités lithostratigraphiques qui pourraient être corrélées avec les âges modèles des sédiments du Groupe de Wakeham.

lithologiques et les structures sédimentaires ont permis à Madore *et al.* (1997b) et à Gobeil *et al.* (ce volume) de suggérer un environnement de dépôt probable pour le Groupe de Wakeham. Nous reprenons ici l'essentiel de leurs conclusions. La grande uniformité des grès du Groupe de Wakeham, leur épaisseur considérable (plus de 1 000 m) et la rareté des shales suggèrent un milieu de dépôt stable, mais subsident (Blatt *et al.*, 1972); leur composition indique quant à elle une source cratonique granitique. La maturité des sédiments et la rareté des conglomérats indiquent une source au relief faible ou éloignée du milieu de dépôt. L'assemblage des structures sédimentaires des grès et la présence des conglomérats suggèrent un milieu de dépôt à haute énergie, où le taux de sédimentation était élevé (cupules et piliers, dykes clastiques, rides de chevauchement; Tuker, 1982) et où le dépôt était périodiquement instable (présence de plis intracouche). Ce milieu était, par périodes, peu profond (rides d'oscillations) et soumis à l'action de tempêtes (stratification entre-croisée et mamelonnée et galets arrachés; Tuker, 1982).

De telles conditions se retrouvent dans une mer épicontinentale ou sur une plate-forme continentale en marge d'un craton. Un front deltaïque, soumis à l'action des courants marins, et une série de cordons littoraux ou de grands bancs de sable, soumis à l'action périodique de tempêtes, sont des environnements probables de sédimentation pour le Groupe de Wakeham. Les shales et les calcaires de la bande située dans la partie est du Groupe de Wakeham indiquent que, par période ou dans certaines zones restreintes, l'environnement possédait une moins grande énergie. Un lagon protégé (probablement par des cordons littoraux ou par une transgression qui aurait enfoncé la surface du dépôt sous la zone de haute énergie) aurait permis ce type de sédimentation. Ces différentes conditions sont généralement réunies dans des environnements de marge continentale passive ou des bassins d'arrière arc (Blatt *et al.*, 1972).

Mise en place des intrusions granitiques

Les granites étudiés sont peralumineux et semblent s'être mis en place dans un contexte tectonique de collision intraplaque (Verpaelst *et al.*, 1997a). Ils possèdent un âge U-Pb sur zircons autour de 1500 Ma (Wodicka, ce

volume). Les valeurs de εNd (1500 Ma) des échantillons de granites se situent autour de +2 (figure 7). Ces caractéristiques suggèrent que les granites ont une source et une origine essentiellement protérozoïques et que leur signature isotopique est reliée à celle des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham qui les encaissent. Ces roches hôtes ont des valeurs de εNd essentiellement comprises entre 0 et +6. Les âges modèles des granites étudiés sont semblables aux âges labradoriens trouvés dans les roches sédimentaires. Ces observations lient les roches intrusives à leur roche hôte. Les granites ont pu être contaminés par les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham lors de leur mise en place. Ces observations suggèrent aussi que les liquides formant les granites proviendraient de la fusion d'un matériel sédimentaire semblable à celui qui a formé le Groupe de Wakeham.

CONCLUSION

La géochimie, les isotopes du Nd, la minéralogie et les textures des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham indiquent que ces sédiments proviennent essentiellement d'une source protérozoïque mais avec une composante archéenne significative. Les patrons des ÉTR sont similaires à ceux du NASC, ce qui suggère que les matériaux du Groupe de Wakeham sont très bien homogénéisés. Il y a peu de différence dans la composition géochimique et isotopique entre les parties est et ouest du Groupe de Wakeham bien que les isotopes du Nd suggèrent l'apport d'une source archéenne aux sédiments de la partie orientale du groupe. Les âges modèles et les datations U-Pb indiquent que la sédimentation du groupe s'est faite entre 1510 Ma, l'âge du granite le plus ancien qui le coupe, et 1650 Ma, l'âge modèle de la plus jeune des sources des sédiments.

Les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham présentent des affinités géochimiques et isotopiques avec des roches mésoprotérozoïques et paléoprotérozoïques d'autres terrains grenvilliens : les granites translabradoriens et le Supergroupe du Huronien, et les plutons tardi-archéens (2,6 Ga) des provinces du Supérieur, de Nain et de Rae.

Les sédiments du Groupe de Wakeham ont été déposés sur une marge passive ou un bassin d'arrière-arc, en marge de l'arc magmatique pinwarien. Les intrusions granitiques de la Suite felsique de Kataht (1,5 Ga) font probablement partie de cet arc magmatique.

REMERCIEMENTS

Les auteurs voudraient remercier Philippe Henry, de l'Université de Franche-Comté à Besançon (France), pour ses judicieuses interventions concernant le contenu du présent article. Nous voudrions remercier également, pour leurs intéressantes discussions sur les problématiques du Groupe de Wakeham, James Bourne (de l'Université du Québec à Montréal, une petite pensée toute particulière pour James qui nous a quitté et dont les travaux m'ont été d'une grande inspiration), Charles Gower (du Département des Mines et de l'Énergie à Terre-Neuve), Toby Rivers (de l'Université Memorial à Terre-Neuve), Michel Hocq et Robert Marquis (du ministère des Ressources naturelles du Québec), et Hélène Isnard (du GÉOTOP de l'Université du Québec à Montréal). Les auteurs voudraient également exprimer leur gratitude à Geneviève Leblanc pour l'aide fournie lors de la préparation des échantillons et à Raynald Lapointe pour l'assistance technique sur les spectromètres de masses. Des remerciements amicaux sont également adressés à Kamal Sharma, à Claude Dion et à James Moorhead (du ministère des Ressources naturelles du Québec) pour leurs commentaires positifs et constructifs qui ont grandement contribué à améliorer le présent article.

RÉFÉRENCES

ALLÈGRE, C.J. – BEN OTHMAN, D., 1980 – Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development; a chemical approach to orogenesis. Nature; number 286, pages 335-342.

AVRAMTCHEV, L., 1983 – Carte des gîtes minéraux du Québec, feuillet Rivière Natashquan (12N). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 83-14, carte M-361.

BLATT, H. – MURRAY, R.C. – MIDDLETON, G.V., 1972 – Origin of sedimentary rocks. In: Englewood Cliffs, N.J.; Prentice-Hall; page 634.

BOURNE, J.H., 1986 – Geochemistry of the felsic metavolcanics rocks of the Wakeham Group: a metamorphosed peralkaline suite from the eastern Grenville Province, Québec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; number 23, pages 978-984.

BOURNE, J.H., 1991 – The geochemistry of the La Galissonnière Pluton: a middle Proterozoic late-orogenic intrusion from the eastern Grenville Province, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; number 28, pages 37-43.

BOURNE, J.H. – STOTT, G. – BORDUAS, B. – LALONDE, A., 1977 – Lac de Morhiban and Natashquan river map-areas, Québec. Geological Survey of Canada; Report of activities, Part A, Paper 77-1A.

BROOKFIELD, M.E., 1993 – Neoproterzoic Laurentia-Australia fit. Geology; number 21, pages 683-686.

BUSSY, F. – KROGH, T.E. – WARDLE, R.J., 1995 – Late Labradorian metamorphism and anorthosite-granitoid intrusion, Cape Caribou River Allochthon, Grenville Province, Labrador; evidence from U-Pb geochronology. Canadian Journal of Earth Sciences; number 32, pages 1411-1425.

CAMION, E., 1990 – Évolution métamorphique et tectonique du Supergroupe de Wakeham (Province de Grenville, Québec). Thèse de maîtrise, Université de Montréal; 99 pages.

CERAI, E. – TESTA, C., 1973 – Separation of rare earths by means of small columns of Kel-F supporting di(2-ethylhexyl) orthophosphoric acid. Journal of Inorganic Nuclear Chemistry; number 25, pages 1045-1050.

CLARK, T. – MACHADO, N., 1995 – New U-Pb dates from the Wakeham Terrane and its basement: preliminary results. In: Lithoprobe, Abitibi-Grenville Project, Results from a combined meeting on the Grenville province with the ECSOOT transect; Report number 49, pages 29-35.

CLAVEAU, J., 1949 – La région du lac Wakeham, Comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG-37, 57 pages.

CONNELLY, J.N. – HEAMAN, L.M., 1993 – U-Pb geochronological constraints on the tectonic evolution of the Grenville Province, western Labrador. Precambrian Research; number 63, pages 123-142.

COOPER, G.E., 1957 – Région de Johan-Beetz, district électoral de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 74, 69 pages

DeLAETER, J.R. – FLETCHER, I.R – ROSSMAN, J.R. – WILLIAMS, I.G. – GEE, R.D. – LIBBY, W.G., 1981 – Early Archean gneisses from the Yilgarn Block, Western Australia. Nature (London); number 292, pages 322-323.

DePAOLO, D.J., 1980 – Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes. Geochimica Cosmochimica Acta; number 44, pages 1185-1196.

DIA, A. – DUPRÉ, B. – GARIÉPY, C. – ALLÈGRE, C.J., 1990 – Sm-Nd and trace-element characterisation of shales from the Abitibi Belt, Labrador Trough, and Appalachian Belt: consequences for crustal evolution through time. Canadian Journal of Earth Sciences; number 27, pages 758-766.

DICKIN, A.P., 1998 – Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom; 490 pages.

DUCHARME, Y. – STEVENSON, R. – MACHADO, N., 1997 – Sm-Nd geochemistry and U-Pb geochronology of the Preissac and Lamotte leucogranites, Abitibi Subprovince. Canadian Journal of Earth Sciences; number 34, pages 1059-1071.

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; number 98, pages 213-231.

FOWLER, A.D. – DOIG, R., 1983 – The age and origin of Grenville Province uraniferous granites and pegmatites. Canadian Journal of Earth Sciences; number 20, pages 92-104

GARVER, J.I. – SCOTT, T.J., 1995 – Trace elements in shale as indicators of crustal provenance and terrane accretion in the southern Canadian Cordillera. Geological Society of America Bulletin; number 107, volume 4, pages 440-453.

GIRTY, G.H. – HANSON, A.D. – KNAACK, C. – JOHNSON, D., 1994 – Provenance determined by REE, Th, and Sc analyses of metasedimentary rocks, Boyden Cave roof pendant, central Sierra Nevada, California. Journal of Sedimentary Research, Section B: Stratigraphy and Global Studies; number 64, volume 1, pages 68-73.

GOWER, C.F., 1996a – The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. Geological Society; Special Publication number 112, pages 197-218.

GOWER, C.F., 1996b – U-Pb geochronology of labaradorian and later events in the Grenville Province, eastern Labrador. Precambrian Research; number 80, pages 239-260.

GOWER, C.F. – SCHÄRER, U. – HEAMAN, L.M., 1992 – The Labradorian Orogeny in the Grenville Province, eastern Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences; number 29, pages 1944-1957.

HALLIDAY, A.N., 1984 – Coupled Sm-Nd and U-Pb systematics in late Caledonian granites and the basement under northern Britain. Nature (London); number 307, pages 229-233.

HOFFMAN, P.F., 1989 – Precambrian geology and tectonic history of North America. The geology of North America, volume A, The geology of North America - An overview. The Geological Society of America; pages 447-512.

HOFFMAN, P.F., 1988 – Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). Geology; number 17, pages 135-138.

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.

KARLSTROM, K.E. – HARLAN, S.S. – WILLIAMS, M.L. – McLELLAND, J. – GEISSMAN, J.W. – ÅHÄLL, K-I., 1999 – Refining Rodinia: Geologic Evidence for the Australia-Western U.S. connection in the Proterozoic. Geological Society of America; volume 9, number 10, pages 1-7.

LARBI, Y. – STEVENSON, R. – LAFLÈCHE, M. – VERPAELST, P. – MADORE, L., 1997 – Nd isotope studies of the Wakeham Group, NE Quebec: A mid-Proterozoic sedimentary basin within the Grenville Province. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada; Program with Abstracts, number 22, page A85.

LARBI, Y. – STEVENSON, R. – BREAKS, F. – MACHADO, N. – GARIÉPY, C., 1999 – Age and isotopic composition of late Archean leucogranite: implications for continental collision in the western Superior Province. Canadian Journal of Earth Sciences; number 36, pages 495-510.

LOVERIDGE, W.D., 1986 – U-Pb ages on zircon from rocks of the lac Morhiban map area, Québec. Commission Géologique du Canada; Current research, part A, Paper 86-1A, pages 523-530.

McCULLOCH, M.T. – CHAPPEL, B.W., 1982 – Nd isotopic characteristics of S and I-type granites. Earth and Planetary Science Letters; number 58, pages 51-64.

McCULLOCH, M.T. – WASSERBURG, G.J., 1978 – Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. Science; number 200, pages 1003-1011.

McLENNAN, S.M., 1989 – Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. B.R. Lipin and G.A. McKay, editors. Reviews in Mineralogy; number 21, pages 169-200

McLENNAN, S.M., 1990 – Geochemistry of sedimentary rocks and crust/mantle evolution. In: Geological Society of America,

Northeastern Section, 25th annual meeting; Abstracts with programs, volume 2, number 22, 55 pages.

McLENNAN, S.M. – SIMONETTI, A. – GOLDSTEIN, S.L., 2000 – Nd and Pb isotopic evidence for provenance and post-depositional alteration of Paleoproterozoic Huronian Supergroup, Canada. Precambrian Research; number 102, pages 263-278.

MACHADO, G., 1999 – Étude géochimique et pétrologique de quatre intrusions granitiques dans le Terrane de Wakeham, Province de Grenville, Québec. Mémoire de Maîtrise (non publié), Université du Québec à Chicoutimi; 129 pages.

MADORE, L. – VERPAELST, P. – CHOINIÈRE, J. – DION, D.J. – DAVID, J. – LEFEBVRE, D. – MARQUIS, R. – HOCQ, M., 1997a – Géologie de la région du lac Briend (12N/05). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-05, 30 pages.

MADORE, L. – VERPAELST, P. – BRISEBOIS, D. – CHOINIÈRE, J. – DION, D.J. – DAVID, J., 1997b – Géologie de la région du lac Cormier (12N/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-08, 32 pages.

MARTIGNOLE, J. – INDARES, A. – KISH, L., 1987 – Le Supergroupe de Wakeham dans la partie nord-est de la Province de Grenville. In : Exploration au Québec; études géoscientifiques récentes. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; pages 91-94.

MARTIGNOLE, J. – INDARES, A. – DESJARDINS, D., 1992 – Géologie de la région des lacs Arthur et Ruffin, Moyenne-Côte-Nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-20, 74 pages.

MARTIGNOLE, J. – MACHADO, N. – INDARES, A., 1994 – The Wakeham Terrane: a Mesoproterozoic terrestrial rift in the eastern part of the Grenville Province. Precambrian Research; number 68, pages 291-306.

NELSON, B.K. – DePAOLO, D.J., 1985 – Rapid production of continental crust 1.7-1.9 b.y. ago: Nd and Sr isotopic evidence from the basement of the North American midcontinent. Geological Society of America Bulletin; number 96, pages 746-754.

PETTIJOHN, F.J. – POTTER, P.E. – SIEVER, R., 1972 – Sand and Sandstone. Springer-Verlag; 600 pages.

RICHARD, P. – SHIMIZU, N. – ALLÈGRE, C.J., 1976 – $^{143}Nd / ^{146}Nd$, a natural tracer; an application to oceanic basalts. Earth and Planetary Science Letters; number 31, pages 269-278.

RIVERS, T. – MARTIGNOLE, J. – GOWER, C.F. – DAVIDSON, A., 1989 – New tectonic divisions of the Grenville province, southeast canadian shield. Tectonics; number 8, pages 63-84.

RONDOT, J., 1979 – Région du Saint-Maurice. Ministère des Richesses naturelles; DVP-594, 85 pages.

SCHÄRER, U. – GOWER, C.F., 1988 – Crustal evolution in eastern Labrador; constraints from precise U-Pb ages. Precambrian Research; number 38, pages 405-421.

STEVENSON, R.K. – PATCHETT, P.J., 1990 – Implications for the evolution of continental crust from Hf isotope systematics of Archean detrital zircons. Geochimica et Cosmochimica Acta; number 64, pages 1683-1697.

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.

TAYLOR, S.R. – McLENNAN, S.M., 1985 – The continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications; Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne, 312 pages.

THÉRIAULT, A.J. – ERMANOVICS, V., 1997 – Sm-Nd isotopic and geochemical characterisation of Paleoproterozoic Torngat orogen, Labrador, Canada. Precambrian Research; number 81, pages 15-35.

TUKER, M.E., 1982 – The field description of sedimentary rocks. Geological Society of London; Handbook Series number 2, page 121.

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; number 30, pages 1453-1457.

VERPAELST, P. – MADORE, L. – BRISEBOIS, D. – DAVID, J. – DION, D.J. – CHOINIÈRE, J. – LÉPINE, I. – TRZCIENSKI, W. – HOCQ, M., 1996 – Géologie de la partie nord-est du Groupe de Wakeham, Province de Grenville. Projet Abitibi-Grenville Lithoprobe, Québec.

VERPAELST, P. – MADORE, L. – CHOINIÈRE, J. – DION, D.J. – DAVID, J. – LÉPINE, I. – PERREAULT, S. – LEFEBVRE, D. – HOCQ, M., 1997a – Géologie de la région du lac Le Doré, feuillet 12N06. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-02, 30 pages.

VERPAELST, P. – MADORE, L. – BRISEBOIS, D. – CHOINIÈRE, J. – DION, D.J. – DAVID, J., 1997b – Géologie de la région du lac Bohier, feuillet 12N03. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-07, 29 pages.

WYNNE-EDWARDS, H.R., 1972 – The Grenville Province. In: Variations in Tectonic Styles in Canada. R.A. Price and R.J.W. Douglas, editors. Geological Association of Canada; Special Paper number 11, pages 263-334.

Métallogénie des métaux usuels et précieux, des éléments radioactifs et des éléments des terres rares, région de la moyenne Côte-Nord

Thomas Clark[1]

RÉSUMÉ

La Province géologique de Grenville de la Moyenne-Côte-Nord recèle une variété impressionnante de gîtes minéraux. Cinq types de minéralisations parmi les plus communes et intéressantes de la Côte-Nord sont : 1) minéralisations d'origine magmatique en Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au); 2) minéralisations d'origine hydrothermale en Fe-Cu-ÉTR du type « Olympic Dam / Kiruna »; 3) minéralisations en Zn-Cu-Au-Ag, d'origine incertaine, localisées dans les roches supracrustales, métasédimentaires et métavolcaniques (incluant les types « SEDEX » et « SMV »); 4) minéralisations en métaux usuels et précieux d'origine épigénétique; et 5) minéralisations en U ± Th ± ÉTR dans les granites et les pegmatites.

Les **minéralisations d'origine magmatique en Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au)** incluent les indices Lac Volant, Ann, AB-7 et Lac Méchant. Les indices Lac Volant, Ann et AB-7 sont localisés dans des dykes mafiques, d'épaisseur décamétrique à hectométrique, dans le secteur du lac Nipisso. L'indice Lac Méchant, au sud du lac Nipisso, se trouve dans une intrusion de dimension et de forme inconnues. Les indices contiennent des sulfures disséminés, matriciels (en filets), semi-massifs et massifs dans des proportions variables. L'indice Lac Volant, le plus important, consiste en une zone principale minéralisée sur une distance d'environ 300 m et contient des amas de sulfures massifs pouvant atteindre 95 m de longueur. Les teneurs moyennes des sulfures massifs de l'indice Lac Volant ont été estimées à 2,3 % Cu, 2,0 % Ni et 0,1 % Co; les teneurs en Pd+Pt varient entre 200 et 800 ppb. Les zones de bordure des suites anorthositiques de Havre-Saint-Pierre et de Tortue contiennent plusieurs minéralisations en sulfures, disséminés et massifs, associées à des niveaux et des amas d'orthopyroxénite. Les amas de sulfures massifs sont décimétriques à métriques et présentent des teneurs pouvant atteindre 5 % Cu; toutefois, les teneurs en Ni sont généralement inférieures à 1 %. Les différents indices de Cu-Ni magmatiques de la région possèdent certaines des caractéristiques nécessaires à la formation d'un gisement économique. La minéralisation qu'on trouve à l'indice Lac Volant possède la plupart de ces caractéristiques importantes; ce type de minéralisation semble donc offrir le meilleur potentiel économique. Toutefois, les teneurs en ÉGP des différents indices connus sont faibles à modérées. Ce fait suggère que les magmas n'étaient pas fertiles en ces éléments.

Les **minéralisations d'origine hydrothermale en Fe-Cu-ÉTR-Y-P-F-Ag**, qui sont également anomales en Th, U, Mo, W, Zr et Au, sont caractérisées par une grande abondance de magnétite. Elles sont généralement associées à des structures bréchiques ou filoniennes. Les minéralisations les plus importantes, par exemple celles des indices Josette, Fluorine et Malachite localisés dans le secteur Kwyjibo, au nord du lac Manitou, sont encaissées dans une unité de largeur kilométrique de roche quartzofeldspathique (leucogranite) faiblement foliée. D'autres minéralisations ferrifères, communément stériles (par exemple le gîte Lac Marmont), se situent plus au sud dans des niveaux de leucogranite de taille plus restreinte et dans des gneiss. Les minéralisations contiennent diverses combinaisons des minéraux suivants : magnétite, fluorine, quartz, biotite, apatite, titanite, andradite, hématite, sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite et molybdénite), ilménite, allanite et autres minéraux à terres rares. À titre d'exemple, un sondage foré pour SOQUEM dans l'indice Josette contenait 1,83 % Cu et 0,96 % La+Ce+Sm sur 9,4 m; des échantillons choisis (MRN) de cet indice contenaient également 5700 à 8100 ppm Y et jusqu'à 13 g/t Ag. Les altérations observées sont : une altération calcosilicatée, une altération potassique, l'hématitisation, la silicification et l'albitisation. Elles sont liées particulièrement à l'ajout de Fe, Ca, P, Ti, F, K, Na et S. Une grande partie de la magnétite a été affectée par une déformation ductile (plissement, cisaillement), suggérant un âge syngrenvillien à tardigrenvillien. L'âge maximal des minéralisations ferrifères est l'âge des zircons dans le leucogranite hôte, soit 1174 ±3 Ma. Des titanites provenant de l'indice Josette ont donné un âge U/Pb postgrenvillien de 972 ±5 Ma. Ces minéralisations montrent des similitudes avec celles des gisements d'Olympic Dam et de Kiruna. Elles sont interprétées comme étant associées à des fluides hydrothermaux canalisés dans des zones de faille et probablement liés à un magmatisme granitique, peut-être alcalin, semblable à celui qui est à l'origine des plutons granitiques du type « A » abondants dans la région (granites à biotite ±hornblende de Canatiche). La minéralogie des minéralisations reflète principalement les variations dans le temps de la composition et de la température des fluides. Ainsi, les minéraux skarnoïdes, comme la hornblende et le clinopyroxène, seraient associés à des fluides précoces et chauds. La magnétite, la titanite et la biotite se seraient formées à partir de ces fluides précoces et de ceux plus évolués. Au fur et à mesure que les fluides refroidissaient, la fluorine et les métaux rares se seraient alors précipités. Le mélange des fluides magmatiques et des eaux météoriques aurait, par endroits, accéléré la précipitation des métaux rares. Les sulfures et les minéraux radioactifs se seraient quant à eux formés à partir de fluides tardifs et plus froids. La magnétite précoce aurait peut-être agi comme piège chimique pour les métaux à venir plus tard.

Les **minéralisations en Zn-Cu-Au-Ag**, d'origine incertaine, se trouvent dans des séquences supracrustales composées de quantités variables de paragneiss et d'orthogneiss felsique ou mafique. Des indices de Zn-Cu-Ag ont été découverts dans les gneiss quartzofeldspathiques, les métapélites, les gneiss quartzeux et les quartzites graphiteux appartenant au Complexe de Manitou, au nord du

1. Géologie Québec

lac Brézel. Les niveaux sulfurés sont d'épaisseur décimétrique à plurimétrique et sont composés de sphalérite, de pyrite, de pyrrhotite et de chalcopyrite. Deux indices contiennent jusqu'à 1,2 et 1,1 % Zn. L'indice Lac Sanson consiste en une importante minéralisation en Cu-Au-Ag logée dans un gneiss à hornblende-grenat-anthophyllite. Ce gneiss fait partie d'une zone de paragneiss et d'amphibolite enclavée dans les roches granitiques du Complexe de Buit. La minéralisation est composée de chalcopyrite et de pyrite, sous forme de disséminations (jusqu'à 0,9 % Cu), de lentilles irrégulières (*stringers*) et de veines. Les paragneiss minéralisés à l'indice Lac Bernard sont caractérisés par un assemblage d'anthophyllite-cordiérite-grenat et ont retourné jusqu'à 0,4 % Cu. Le rapport Zn/Cu des différents indices semble varier en fonction de la composition des roches encaissantes; le Zn est plus abondant dans les séquences contenant une quantité faible de roches mafiques et le Cu est plus abondant là où les amphibolites sont communes. L'origine de ces minéralisations est incertaine, mais leur composition ainsi que le contexte géologique dans lequel elles se sont mises en place suggèrent un lien avec les minéralisations de type « SMV », dans un environnement principalement sédimentaire, ou encore avec celles de type « SEDEX ».

Les **minéralisations en métaux usuels et métaux précieux d'origine épigénétique** sont nombreuses dans la région étudiée et possèdent une bonne variété de styles et de compositions. Elles se sont formées sous des conditions de métamorphisme prograde ou rétrograde, et sont généralement localisées dans des failles ductiles ou ductiles-fragiles, ou encore dans des zones de fracturation fragile. Les indices Corolam, Yoron, Ruisseau de l'Épinette et Rivière Magpie Ouest sont associés à des roches ignées variant de mafiques à ultramafiques. Les concentrations en cuivre et nickel atteignent 2,5 % Cu et 1 % Ni, et celles en Zn, Pb, Ag et Au sont souvent anomales. Les indices Manitou et Bottine sont localisés dans des paragneiss quartzofeldspathiques à biotite appartenant au Complexe de Manitou. Ces indices contiennent des minéralisations en Cu (jusqu'à 4 %) et comptent également, par endroits, des teneurs élevées en Zn (jusqu'à 6 %) et en Ag (jusqu'à 13 g/t), ainsi que des teneurs anomales en Pb, Mo et Au. On attribue une origine épigénétique à ces minéralisations, bien que certaines d'entre elles présentent des caractéristiques suggérant qu'elles sont en partie syngénétiques ou diagénétiques. Le Groupe de Wakeham contient plusieurs minéralisations filoniennes en Cu-Au-Ag, par exemple celles des indices Lac Véronique, BJB, Luc 1, Mark et Lac Wakeham. Les indices BJB et Mark, les plus importants, sont associés à des veines de quartz localisées dans des métasemipélites, des métapélites et des quartzites du Groupe de Wakeham. Ces veines de quartz se sont mises en place dans des cisaillements anastomosés (indice BJB) ou dans un stockwerk coupant les paragneiss (indice Mark). La tourmaline est présente dans plusieurs veines de quartz et est disséminée dans les paragneiss quartzeux; par endroits, elle forme aussi des niveaux pluridécimétriques massifs. Les teneurs obtenues par le MRN atteignent, à l'indice BJB, 4,9 % Cu, 2 g/t Au et 27 g/t Ag, et à l'indice Mark, 4,3 % Cu, 2 g/t Au et 57 g/t Ag. La région étudiée recèle aussi d'autres types de minéralisations épigénétiques, comme par exemple celles des indices Lac du Canot (Pb-Ag), Luc 2 (Cu-Pb-Ag), Petite Île (Cu-Bi-Ag-Au) et Pelletier (Cu).

Plusieurs **minéralisations radioactives en U ±Th ±ÉTR** ont été décelées dans le pluton granitique tarditectonique à posttectonique du lac Turgeon et dans les granites et les pegmatites immédiatement au sud-est du Groupe de Wakeham près d'Aguanish. Le secteur du lac Turgeon est l'un des districts les plus radioactifs au Québec. La minéralisation au lac Turgeon est concentrée principalement dans le faciès pegmatitique du granite et est typiquement associée à la présence de quartz enfumé et de feldspath rouge brique. Des teneurs moyennes entre 0,01 % et 0,23 % U_3O_8 ont été obtenues. Quelques teneurs ponctuelles et élevées en éléments des terres rares, niobium et yttrium ont également été obtenues. Au lac Costebelle, on observe une minéralisation radioactive associée à un granite rose à grain grossier; la minéralisation contient 0,014 % U_3O_8 en moyenne et des concentrations anomales en terres rares et Y. La minéralisation uranifère à la rivière Nabisipi est logée dans un granite rouge à grain grossier à pegmatitique.

L'exploration dans le Grenville est un défi majeur à cause de l'intensité et de la complexité de la déformation, du métamorphisme généralement élevé et du niveau de connaissances souvent limité. Toutefois, la moyenne Côte-Nord est un lieu favorable à la découverte de gîtes exploitables, en raison de la diversité des contextes paléogéographiques et paléotectoniques. Des gîtes importants, comme au lac Volant et dans le secteur Kwyjibo, ont déjà été découverts.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 273
MINÉRALISATIONS D'ORIGINE MAGMATIQUE EN CU-NI (-CO-ÉGP-AU) LOCALISÉES DANS LES INTRUSIONS MAFIQUES-ULTRAMAFIQUES 273
Minéralisations dans les dykes et autres intrusions mafiques 273
Minéralisations dans l'orthopyroxénite associée aux massifs anorthositiques 280
Caractéristiques chimiques comparées 281
Discussion 283
Conclusions 288
MINÉRALISATIONS EN FE-CU-ÉTR-Y-P-F-AG D'ORIGINE HYDROTHERMALE 288
Distribution et contexte des minéralisations 288
Description des indices 290
Zones de fracturation et de brèches 293
Altérations 294
Caractéristiques chimiques des minéralisations 295
Roches granitiques associées aux minéralisations : Complexe de Canatiche et Suite felsique d'Olomane 299
Géochronologie 303
Discussion 303
Potentiel régional 306
MINÉRALISATIONS EN ZN-CU-AU-AG LOCALISÉES DANS LES ROCHES SUPRACRUSTALES MÉTASÉDIMENTAIRES ET MÉTAVOLCANIQUES 308
Distribution, contextes et descriptions 308
Caractéristiques chimiques 309
Discussion 310
MINÉRALISATIONS URANIFÈRES DANS LES INTRUSIONS GRANITIQUES 311
Distribution, contextes, descriptions 311
MINÉRALISATIONS EN MÉTAUX USUELS ET PRÉCIEUX D'ORIGINE ÉPIGÉNÉTIQUE 311
Minéralisations épigénétiques associées aux roches ignées mafiques-ultramafiques (indices Corolam, Yoron, Ruisseau de l'Épinette et Rivière Magpie Ouest) 312
Minéralisations épigénétiques associées aux gneiss quartzofeldspathiques (indices Manitou et Bottine) 313
Minéralisations épigénétiques associées aux veines de quartz (indices Lac Véronique, BJB, Luc 1, Mark, Lac Wakeham Nord, Lac Wakeham Sud et Pelletier) 314
Minéralisations épigénétiques diverses (indices Lac du Canot, Luc 2 et Petite Île) 315
CONCLUSIONS 316
REMERCIEMENTS 316
RÉFÉRENCES 316
ANNEXE I : CLASSIFICATION DES MINÉRALISATIONS DE LA MOYENNE CÔTE-NORD 321
ANNEXE II : PHOTOGRAPHIES 323
ANNEXE III : RÉSULTATS DE GÉOCHRONOLOGIE PROVENANT DES TITANITES DE L'INDICE JOSETTE 325

INTRODUCTION

La partie de la Province géologique de Grenville qui se trouve sur le territoire de la moyenne Côte-Nord recèle une variété impressionnante de gîtes minéraux de qualité[1]. À titre d'exemple, la mine Tio (lac Allard), localisée dans un massif anorthositique de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (SAHPS) (Gobeil *et al.*, ce volume) contient le plus gros gisement d'hémo-ilménite (titane) au monde (Giroux, 1998). En 1996, dans le secteur du lac Volant, la découverte d'une minéralisation en Cu-Ni magmatique localisée dans un dyke mafique du Domaine de Saint-Jean (DSJ) a provoqué une importante poussée d'exploration (Perreault *et al.*, 1996). Également, les indices de Fe-Cu-ÉTR, découverts en 1991 et localisés au nord du lac Manitou dans des granites du DSJ, suscitent beaucoup d'intérêt pour leur potentiel en minéralisations de type « Olympic Dam / Kiruna » (Perry et Raymond, 1996).

La présente étude traite de cinq types de minéralisations parmi les plus communes et les plus intéressantes de la Côte-Nord : 1) minéralisations d'origine magmatique en Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au); 2) minéralisations d'origine hydrothermale en Fe-Cu-ÉTR du type « Olympic Dam / Kiruna »; 3) minéralisations en sulfures de métaux usuels et précieux peut-être exhalatifs (Zn-Cu ± Pb ± Ni-Au-Ag) localisées dans les roches supracrustales métasédimentaires et métavolcaniques (incluant les types « SEDEX » et « SMV »); 4) minéralisations en métaux usuels et précieux d'origine épigénétique; et 5) minéralisations en U ± Th ± ÉTR dans les granites et les pegmatites. La localisation des indices mentionnés dans le présent rapport est présentée à la figure 1.

La classification développée pour l'ensemble des minéralisations de la moyenne Côte-Nord est présentée à l'Annexe I. Des photos de terrain représentatives des minéralisations principales sont présentées à l'Annexe II. Les résultats d'une datation U/Pb sur des titanites provenant d'un indice de Fe-Cu-ÉTR sont fournis à l'Annexe III. Un album de photos illustrant plusieurs des structures et textures charactéristiques de l'ensemble des minéralisations est présenté à l'Annexe IV, sous forme d'un Cédérom accompagnant le présent volume. Pour une description de la géologie de la région, le lecteur est prié de se référer au texte de Gobeil *et al.* dans la présente publication.

La figure 2 présente un profil synoptique de l'histoire géologique de la partie est de la Province de Grenville et de la partie sud de la Province de Churchill. Le profil est basé sur la compilation et l'interprétation de Gower (1996). Plusieurs minéralisations en Cu-Ni-Co ± ÉGP d'origine magmatique et en Fe-Cu ± ÉTR d'origine hydrothermale y sont mentionnées avec leurs intrusions hôtes. Les minéralisations en Cu-Ni-Co ± ÉGP sont localisées dans des intrusions mafiques ou anorthositiques et possèdent des âges divers allant du Paléoprotérozoïque jusqu'à la fin du Mésoprotérozoïque (Clark, 2000). La plupart des intrusions sont associées à une tectonique d'extension, peut-être reliée à un rifting d'arrière-arc. La seule minéralisation en Fe-Cu ± ÉTR indiquée est logée dans une intrusion felsique mésoprotérozoïque (il s'agit donc de l'âge maximum pour la minéralisation) qui est peut-être aussi reliée à un épisode de rifting d'arrière-arc.

MINÉRALISATIONS D'ORIGINE MAGMATIQUE EN CU-NI (-CO-ÉGP-AU) LOCALISÉES DANS LES INTRUSIONS MAFIQUES-ULTRAMAFIQUES

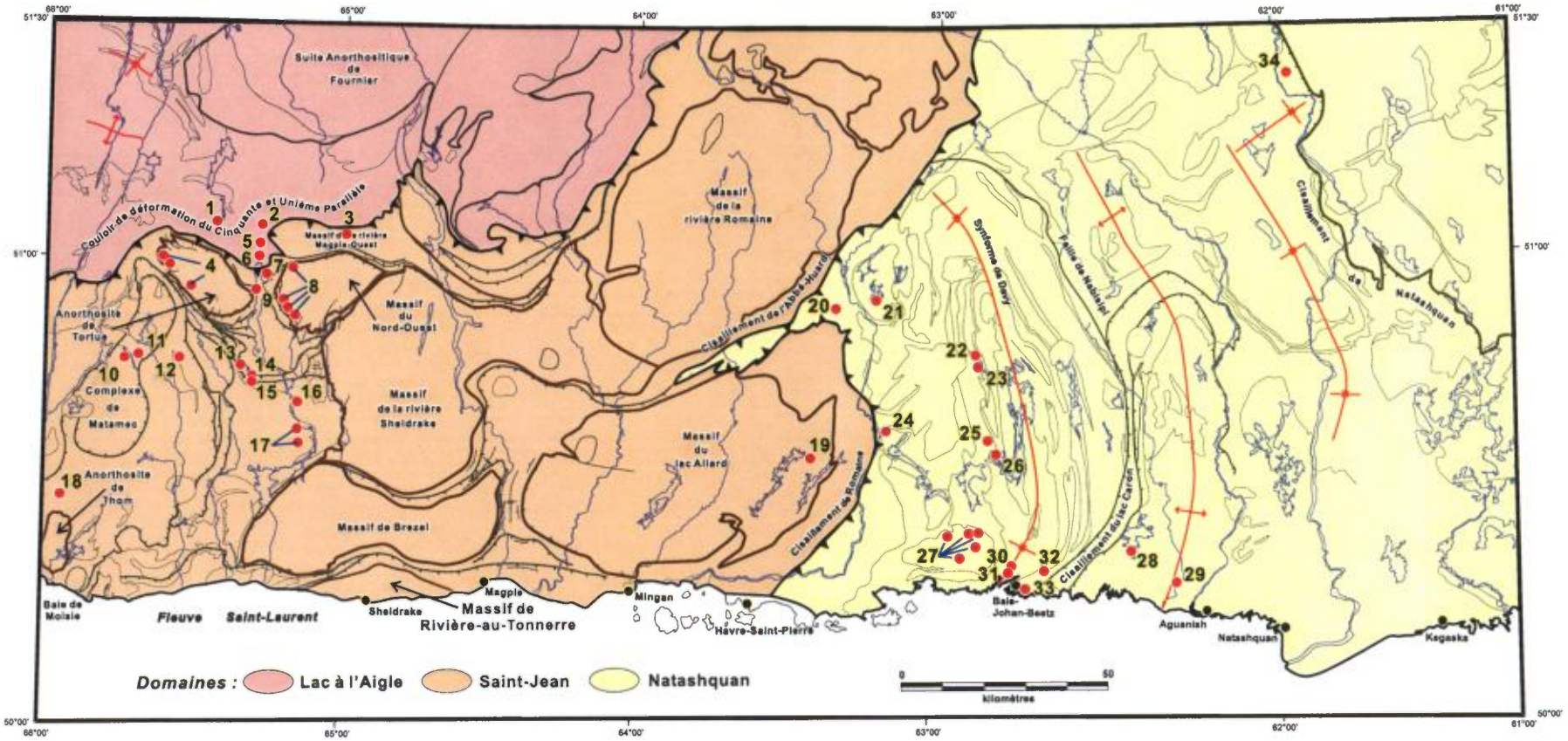
Les minéralisations d'origine magmatique en Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) les plus importantes sont situées soit dans des filons-couches ou dans des dykes mafiques coupant le Complexe de Matamec du DSJ, soit dans des niveaux d'orthopyroxénite, de gabbronorite ou de gabbro localisés en bordure des massifs intrusifs de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (lobe NW) ou de l'Anorthosite de Tortue (figure 3; Gobeil *et al.*, 1999, ce volume). D'autres minéralisations ont été découvertes dans le Gabbro de Baune (DSJ), dans les filons-couches de la Suite mafique de Robe Noire ou dans le Gabbro de Le Doré (domaine de Natashquan).

Minéralisations dans les dykes et autres intrusions mafiques

Indice Lac Volant

L'indice Lac Volant est localisé dans une intrusion de gabbronorite datée à 1351 ±6 Ma (Gobeil *et al.*, 1999) et se trouve près de la bordure ouest du Complexe de Matamec (figure 3). Avec une orientation NE-SW, l'intrusion présente une direction parallèle à celle des unités locales (figure 4). Toutefois, son pendage subvertical (Perry et Roy, 1997b) est plus fort que celui des roches encaissantes (55 à 80° vers le SE) et vient donc confirmer qu'il s'agit d'un dyke (Perreault *et al.*, 1996; Nabil, 1999; Nabil *et al.*, 2003, ce volume). Sur le lieu de l'indice, l'épaisseur horizontale du dyke est de 20 à 25 m. Il s'amincit vers le SW, mais au NE il atteint une épaisseur de 90 m. Il est possible qu'il y ait une brisure dans la direction du dyke immédiatement au SW de l'indice. Également, aucune chambre magmatique associée au dyke n'a pu être identifiée, bien que l'on soupçonne sa présence en profondeur. Un dyke mafique subsidiaire, non déformé et montrant une texture trachytique, coupe une bande de granite très déformé adjacente et parallèle au dyke principal (figure 4).

1. Un document numérique comprenant des photographies des différentes unités lithologiques est accessible via la base de données SIGEOM-Examine que vous pouvez atteindre à l'adresse suivante : sigeom.mrn.gouv.qc.ca. Il peut aussi être acheté sous forme de cédérom.



- *Indice*
- 1 Lavaivre
- 2 Kwyjibo
- 3 R. Magpie-Ouest
- 4 Tortue
- 5 Manitou
- 6 Bottine
- 7 Pelletier
- 8 Lobe Nord-Ouest
- 9 R. de l'Épinette
- 10 Lac Volant
- 11 Ann
- 12 AB-7
- 13 Lac Marmont
- 14 Guido
- 15 Lac Gad
- 16 Lac du Canot
- 17 Lac Brézel
- 18 Lac Méchant
- 19 Mine Tio
- 20 Lac Bernard
- 21 Lac Sanson
- 22 Lac Wakeham-Nord
- 23 Lac Wakeham-Sud
- 24 Bassin des Murailles
- 25 Corolam
- 26 Yoron
- 27 Lac Turgeon
- 28 Lac Costebelle
- 29 Rivière Nabisipi
- 30 Luc1, Mark
- 31 BJB, Luc2
- 32 Lac Véronique
- 33 Petite Île
- 34 Natashquan

FIGURE 1 - Localisation des indices minéralisés mentionnés dans le présent article. Les limites des domaines et les autres éléments géologiques sont tirés de Gobeil *et al.* (ce volume).

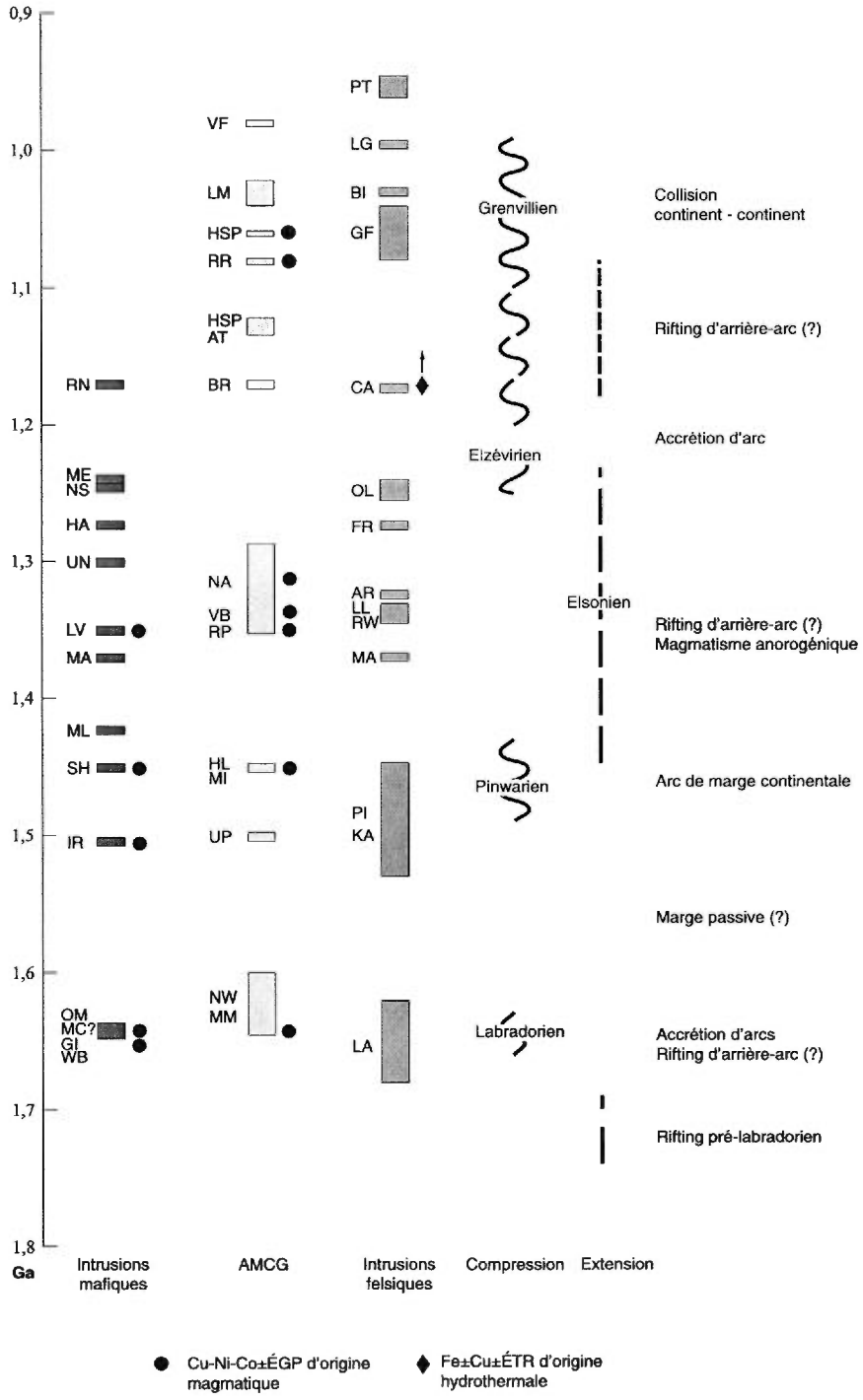


FIGURE 2 - Profil synoptique de l'histoire géologique de la partie est de la Province de Grenville et de la partie sud de la Province de Churchill. Les éléments suivants sont illustrés : les intrusions mafiques et felsiques, les suites anorthosite-mangérite-charnockite-granite (AMCG), les événements tectoniques et les minéralisations d'origine magmatique en Cu-Ni-Co±ÉGP et d'origine hydrothermale en Fe±Cu±ÉTR. Les données sont d'après Gower (1996), avec ajouts. Abréviations utilisées : AR : Porphyre du lac Arthur; AT : Suite intrusive d'Atikonak; BI : Granite de Bigot; BR : Anorthosite de Brien; CA : Complexe de Canatiche; FR : Suite ignée de Flowers River; GF : Granites foliés du Terrane de Pinware; GI : Intrusion de Grady Island; HA : Dykes de Harp; HSP : Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre; HL : Suite intrusive de Harp Lake; IR : Intrusion du Réservoir; KA : Suite felsique de Kataht; LA : Batholite Trans-Labrador et autres intrusions felsiques; LG : Granite de La Galissonnière; LL : Groupe de Letitia Lake; LM : Suite intrusive de Lac Michel (Long Range, Terre-Neuve); LV : Dyke du lac Volant; MA : Métagabbronorite et monzonite de Matamec; MC : Gabbronorite du Complexe métamorphique de Manicouagan; ME : Dykes de Mealy; MI : Suite intrusive de Michikamau; ML : Gabbro de Michael; MM : Suite intrusive de Mealy Mountains; NA : Suite intrusive de Nain; NS : Filons-couches de Naskaupi (Groupe de Seal Lake); NW : Suite intrusive de North West River; OL : Suite felsique d'Olomane; OM : Suite intrusive d'Ossok Mountain; PI : Intrusions granitiques pinwaréennes; PT : Intrusions grenvilliennes posttectoniques; RN : suites mafiques de Robe Noire et de Lillian; RP : Suite intrusive de Rivière-Pentecôte; RR : Massif de la rivière Romaine (SAHSP); RW : Suite intrusive de Red Wine; SH : Gabbro de Shabogamo; UN : Intrusion de Upper North River; UP : Suite intrusive de Upper Paradise River; VB : Intrusion de Voisey's Bay; VF : Anorthosite de Vieux-Fort; WB : Intrusion de White Bear Arm.

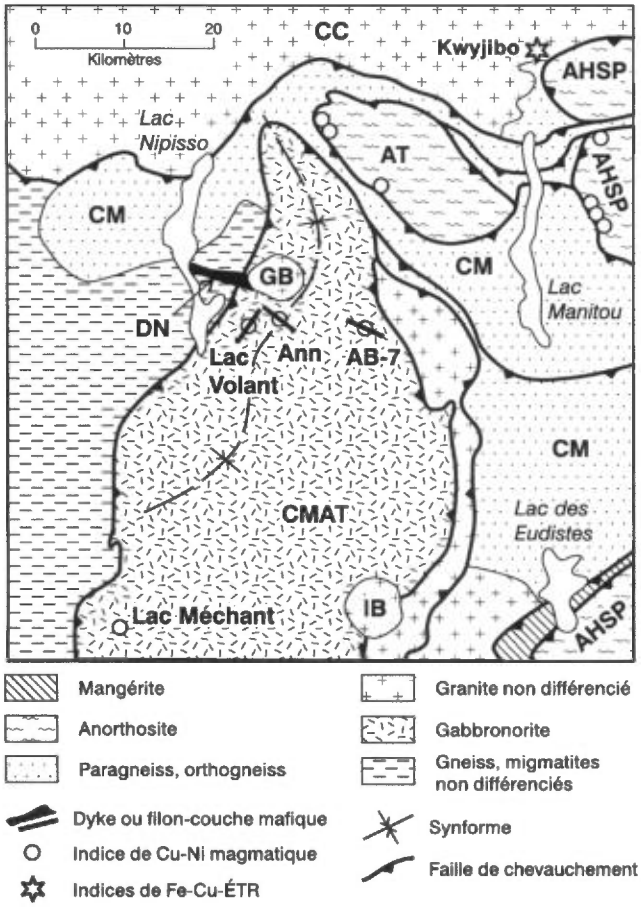


FIGURE 3 - Géologie du secteur situé entre les lacs Nipisso et Manitou, et localisation des indices en Cu-Ni d'origine magmatique. L'orientation des symboles indique la direction des dykes minéralisés. Abréviations utilisées : AHSP : Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre; AT : Suite anorthositique de Tortue; CC : Complexe de Canatiche; CM : Complexe de Manitou; CMAT : Complexe de Matamec; DN : Dyke de Nipisso; GB : Granite de Bigot; IB : Intrusion de Boutereau. Le secteur Kwyjibo (Fe-Cu-ÉTR) est également indiqué.

Il est probable que les feuillets intrusifs qui composent le Complexe de Matamec se sont formés subhorizontalement (Saint-Germain *et al.*, ce volume). Le basculement des feuillets a pu se produire par un effondrement synmagmatique de la séquence en feuillets ou par un plissement tectonique lors de l'orogénie grenvillienne, ou encore par une combinaison de ces deux processus (Saint-Germain *et al.*, ce volume). Dans le premier cas, le dyke du lac Volant se serait injecté subverticalement à travers les feuillets à fort pendage. Dans le deuxième cas, le dyke se serait mis en place subparallèlement à la stratification subhorizontale locale, et le fort pendage actuel du dyke serait donc le résultat du plissement grenvillien.

Le dyke du lac Volant est composé principalement de plagioclase (andésine), d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de hornblende verte, de biotite brun-rouge, de sulfures, d'ilménite et de magnétite (Perreault *et al.*, 1996). Les plagioclases se présentent sous la forme de baguettes violacées. Des agrégats millimétriques composés de grains d'ilménite poecilitiques entourés de biotite brun rougeâtre, de hornblende, de plagioclase limpide, d'apatite, de quartz et de feldspath potassique sont les produits de la cristallisation d'un liquide résiduel évolué. Ici et là, le gabbronorite contient des cristaux intratelluriques centimétriques de plagioclase. Le gabbronorite est recristallisé seulement en bordure du dyke.

Le dyke du lac Volant possède la composition d'une tholéiite du type « MORB-N » contaminée par l'ingestion de matériel crustal. Le magma provenait d'une source mantellique appauvrie (Nabil, 1999 et ce volume). Le dyke présente une valeur moyenne du rapport atomique $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ de 0,59, soit une composition légèrement moins primitive qu'un type « MORB » et plus primitive qu'un basalte de plateau (Wilson, 1989). Sur le diagramme de discrimination Ti-Zr-Y (figure 5), le gabbronorite montre une grande variation de composition. Toutefois, un envi-ronnement intraplaque semble exclu. Les rapports Y/Nb et les teneurs en TiO_2 sont semblables à ceux et celles obtenus pour le type « MORB » (figure 6; Floyd et Winchester, 1975). Notons que l'assimilation crustale ou un mélange avec un autre magma a pu avoir un effet sur la composition du magma du dyke du lac Volant. Cette dernière est presque identique à celle de l'encaissant gabbronoritique, ce qui suggère une lien parental (Clark, données non publiées; Perry et Roy, 1997b).

Sur le lieu de l'indice, le dyke est minéralisé sur une distance d'environ 300 m. Des amas de sulfures massifs[2], atteignant 95 m de longueur et plusieurs mètres d'épaisseur verticale, sont entourés d'une enveloppe de sulfures fortement disséminés ou en filets (de 5 à 65 %) (Perreault *et al.*, 1996; Perry et Roy, 1997b). Une structure bréchique caractérise autant les sections stériles que les sections minéralisées, témoignant ainsi d'une mise en place du magma par injections multiples. La zone minéralisée contient de nombreux fragments anguleux, variant de centimétriques à décimétriques, d'un gabbronorite minéralisé ou stérile provenant en partie des épontes (photo 1)[3]. Ces fragments sont logés dans une matrice de gabbronorite à sulfures disséminés. Ailleurs, les fragments et la matrice sont stériles. Dans certains fragments, l'orientation préférentielle des grains de sulfures correspond probablement à une foliation magmatique. Les sulfures massifs, probablement complètement recristallisés, sont composés de pyrrhotite (75 % et plus, en gros grains atteignant 20 cm), de pentlandite (~5 %), de chalcopyrite (3-10 %, en amas irréguliers ou sous la forme de crêpes) et de pyrite (~5 %, en cubes centimétriques baignant dans de la chalcopyrite). Les sulfures massifs sont coupés par de rares veines droites pluricentimétriques de chalcopyrite, dont une contient des veinules de galène dans une gangue verte (peut-être de mica et de carbonate). De plus, dans de rares échantillons de sulfures massifs, on observe des traces de galène finement disséminée. La sphalérite n'a pas été identifiée lors de nos études, bien

2. D'après les conventions du SIGÉOM respectées dans le présent texte, les termes « sulfures semi-massifs » et « sulfures massifs » signifient respectivement la présence de 30 à 65 % de sulfures et > 65 % de sulfures.

3. Les photographies en couleurs sont regroupées à l'Annexe II.

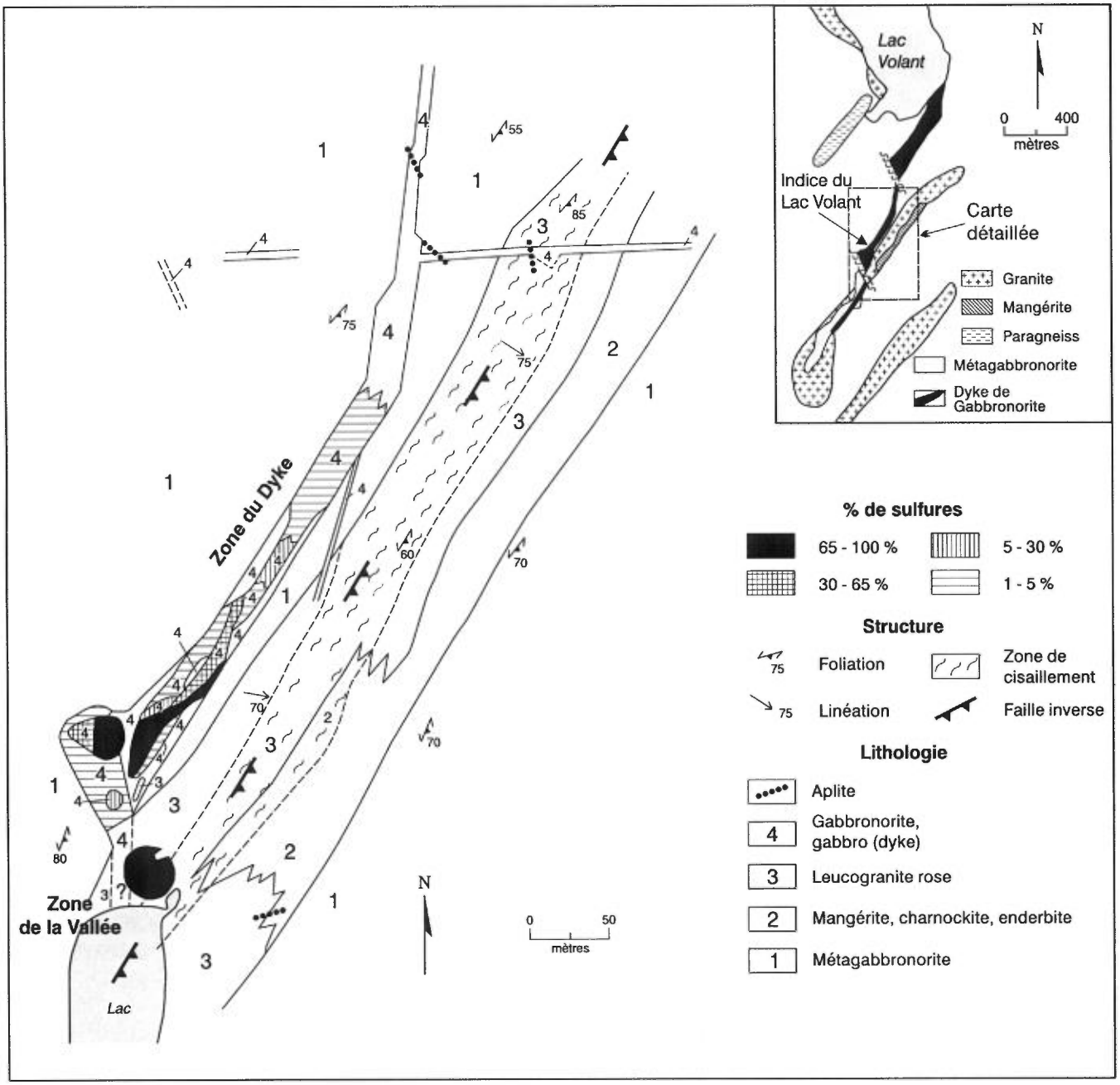


FIGURE 4 - Géologie de l'indice Lac Volant (d'après Perreault *et al.*, 1996, avec modifications).

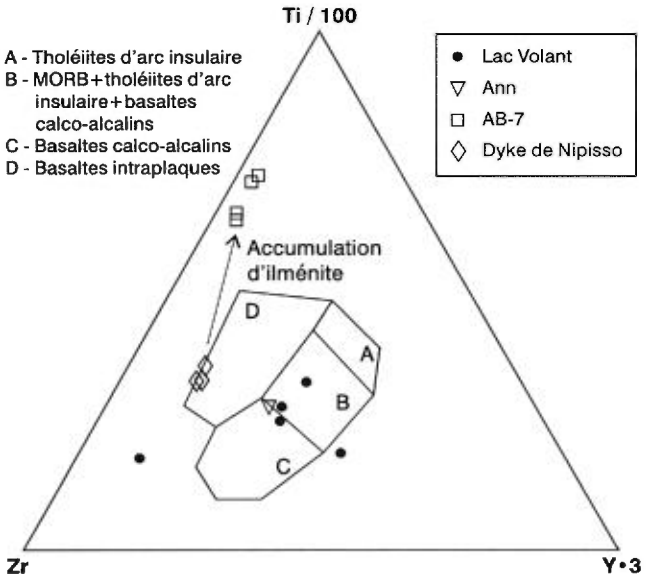


FIGURE 5 - Diagramme de discrimination Ti - Zr - Y (Pearce et Cann, 1973) pour différentes intrusions mafiques minéralisées de la région étudiée.

qu'elle soit probablement présente en faibles quantités. La magnétite compte pour environ 5 % des minéraux opaques.

La composition moyenne des sulfures massifs a été estimée à 2,3 % Cu, 2,0 % Ni et 0,1 % Co (Perreault *et al.*, 1996). Les teneurs en ÉGP[4] et en Au sont modérées, soit entre 200 et 800 ppb Pt+Pd et généralement < 100 ppb Au. Cependant, certains échantillons choisis de sulfures massifs contiennent jusqu'à 1 700 ppb Pt, 670 ppb Pd et 760 ppb Au (Nabil, 1999). Plusieurs échantillons de sulfures massifs sont enrichis en argent, contenant entre 5 et 75 g/t Ag; la teneur maximale obtenue est de 220 g/t Ag dans un échantillon de chalcopyrite massive (Perreault *et al.*, 1996). Une veine de chalcopyrite massive n'a retourné que 45 ppb Pd et 163 ppb Au (Nabil, 1999). La teneur en Pb des sulfures massifs est généralement inférieure à 150 ppm, bien que certains échantillons atteignent 300 à 325 ppm (données de Perreault *et al.*, 1996). La teneur en Zn est typiquement inférieure à 300 ppm. Toutefois, trois échantillons de sulfures massifs ont retourné des teneurs entre 1 100 et 1 200 ppm. Les teneurs relativement élevées en zinc et faibles en Pb proviennent d'échantillons riches en cuivre. Cependant, les échantillons contenant les fortes teneurs en zinc sont différents de ceux dans lesquels l'on obtient les fortes teneurs en plomb.

Le dyke du lac Volant s'est formé à partir de pulsations multiples de magma différencié provenant d'une chambre magmatique localisée en profondeur (Perreault *et al.*, 1996). Les sulfures sont beaucoup trop abondants et leur distribution trop variable pour qu'ils se soient formés in situ. Cette observation suggère qu'ils ont été préconcentrés dans un conduit ou dans une chambre magmatique. Par la suite, les différentes pulsations de magma auraient mobilisé des quantités variables de sulfures disséminés, ce qui est indiqué par l'abondance variable des sulfures dans les fragments des brèches. Les observations suggèrent que les pulsations tardives de magma portaient davantage de sulfures que les premières (Perreault *et al.*, 1996; Perry et Roy, 1997b). Ces interprétations sont semblables à celles développées pour le gîte de Voisey's Bay. À ce dernier site, la saturation en sulfures s'est produite dans une chambre magmatique localisée à une plus grande profondeur que le gîte, là où les magmas contenant des quantités variables de sulfures ont été générés. Les sulfures ont été transportés vers le haut dans un système de conduits magmatiques dynamiques (Evans-Lamswood *et al.*, 2000).

Si le dyke du lac Volant s'est mis en place subverticalement comme mentionné plus haut, la concentration des sulfures en lentilles massives aurait dû s'effectuer dans un conduit magmatique à fort pendage, là où l'effet de la gravité était réduit. Un tel scénario a été imaginé pour certaines concentrations de sulfures dans le gîte de Voisey's Bay (Evans-Lamswood *et al.*, 2000). Dans un tel cas, les mécanismes ayant occasionné la concentration des sulfures comprennent le blocage partiel du conduit par une accumulation de brèches, la présence de cavités (pièges) ou de flexures dans le mur du conduit, ou encore l'élargissement du conduit. Tous ces mécanismes ont pu jouer un rôle au lac Volant. Dans l'hypothèse où le dyke se serait mis en place subhorizontalement, sa localisation par rapport à la structure du Complexe de Matamec laisserait supposer que le contact NW du dyke serait la base de ce dernier. La protubérance observée le long de ce contact (figure 4) aurait contribué à l'accumulation des gouttelettes de sulfures pour la formation de corps massifs.

Indice Ann

L'indice Ann est situé dans un dyke de gabbronorite de 75 m d'épaisseur (Maisonneuve et Roy, 1998). Son orientation NW-SE est très discordante par rapport au plan axial de la grande synforme allongée formée par les unités du Complexe de Matamec (figure 3). Le dyke est localisé près de la charnière de cette synforme. Il recoupe la foliation des encaissants. À cause de similitudes minéralogiques et chimiques avec le dyke du lac Volant et, à l'instar de celui-ci, le dyke de l'indice Ann peut être plus ancien que ce plissement ouvert.

Le dyke est stérile ou faiblement minéralisé, sauf sur une longueur d'au moins 110 m où il est coupé par un stockwerk de dykes étroits de gabbronorite, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, probablement cogénétiques et qui contiennent une quantité variable de sulfures variant de disséminés à massifs (photo 2). Les dykes minéralisés sont bréchiques et contiennent des fragments anguleux non

4. Éléments du groupe du platine : Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd

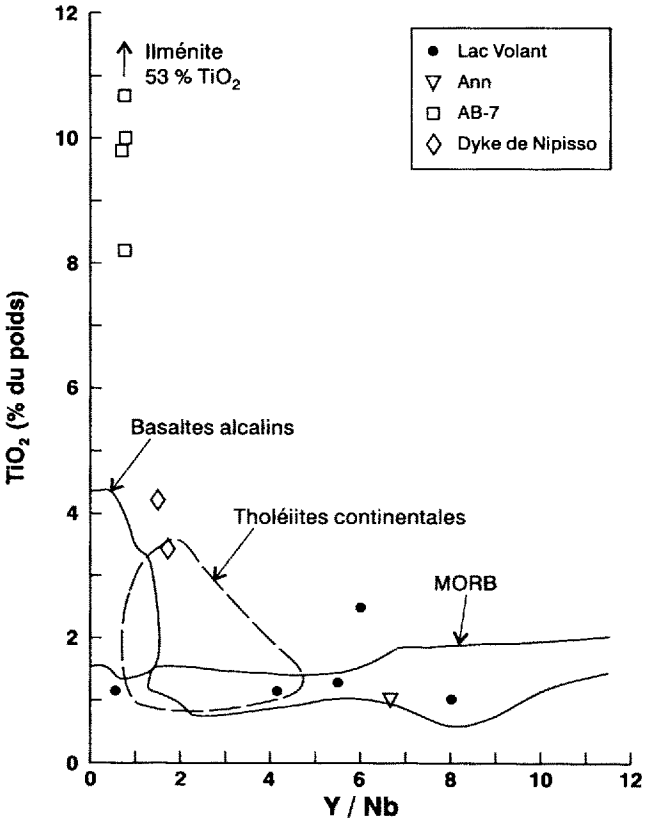


FIGURE 6 - Diagramme de discrimination TiO_2 - Y/Nb (Floyd et Winchester, 1975) pour différentes intrusions mafiques minéralisées de la région étudiée.

foliés des épontes ainsi que de rares enclaves d'orthopyroxénite et de gros cristaux intratelluriques d'orthopyroxène.

La valeur du rapport atomique $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ pour le gabbronorite stérile de l'indice Ann est de 0,41, soit une composition plus évoluée que celle du dyke du lac Volant dont la valeur est de 0,59. Sur le diagramme discriminant Ti-Zr-Y (figure 5), le gabbronorite non minéralisé possède une affinité chimique problématique : il se situe à la limite des basaltes calco-alcalins, des « MORB » et des tholéiites d'arc insulaire. Sur un diagramme TiO_2 en fonction de Y/Nb (figure 6), l'échantillon de gabbronorite se situe dans le champ des « MORB ».

Des échantillons ponctuels ainsi que d'autres prélevés par rainurage ont retourné jusqu'à 2,7 % Cu et 0,3 % Ni (échantillons choisis) (Maisonneuve et Roy, 1998; Brassard, 1998). Le meilleur résultat en forage a été de 0,2 % Cu et de 0,5 % Ni sur 0,57 m (Maisonneuve et Roy, 1998). Nos échantillons choisis de sulfures disséminés atteignent 21 ppb pour l'ensemble des ÉGP et < 5 ppb pour l'or, tandis que les échantillons de sulfures semi-massifs contiennent 65 ppb ÉGP et 10 ppb Au.

Tout comme pour le dyke du lac Volant, le dyke de l'indice Ann s'est formé à partir des pulsations multiples d'un magma mafique chimiquement semblable au gabbronorite du dyke du lac Volant. Les pulsations tardives étaient les plus riches en sulfures et ces derniers ont probablement été préconcentrés en profondeur. Contrairement au grand volume de magma minéralisé de l'indice du lac Volant, celui de l'indice Ann était faible. Le stockwerk de dykes minéralisés coupe un dyke de gabbronorite plus ou moins stérile qui avait rempli le conduit auparavant.

Indice AB-7

L'indice AB-7 est localisé dans un dyke mafique d'orientation NW-SE situé près de la bordure orientale du Complexe de Matamec (figure 3). Le dyke mafique et d'autres de la même famille, tel le dyke de Nipisso qui recoupe la faille bordant le Complexe de Matamec du côté ouest et également orienté NW-SE, ressortent sur la carte du champ magnétique (voir Gobeil *et al.*, ce volume). Ces dykes tardifs coupent les failles et le grain régional, et sont coupés à leur tour par le Granite de Bigot daté à 1030 Ma. Le dyke de l'indice AB-7 n'a pas subi de basculement lors de la déformation et son attitude fortement inclinée (environ 70° vers le NE) correspond à son attitude initiale.

Le dyke mafique est composé de norite à biotite et de gabbronorite à biotite à grain moyen à grossier. Par endroits, il contient des enclaves cogénétiques centimétriques. Il est constitué principalement des minéraux suivants : plagioclase (~An50, andésine-labradorite), magnétite titanifère, ilménite, biotite, orthopyroxène, clinopyroxène et sulfures. Les minéraux accessoires sont l'apatite (parfois turbide) et le zircon. Les sulfures comprennent la pyrrhotite, la pentlandite, la chalcopyrite et la mackinawite cuprifère (l'identification de cette dernière est incertaine). Le plagioclase, qui possède une foliation magmatique, se trouve sous la forme de phénocristaux nébuleux, allongés et zonés, variant de millimétriques à centimétriques. La magnétite titanifère, intratellurique, forme des cristaux idiomorphes, subidiomorphes ou arrondis avec d'abondantes lamelles d'exsolution (peut-être l'ilménite). La richesse du dyke mafique en magnétite titanifère (pouvant atteindre 45 %) explique sa signature magnétique prononcée. L'ilménite varie d'idiomorphe à xénomorphe. Une grande partie de l'ilménite est synchrone avec la magnétite titanifère. Par endroits, d'après les textures en carie et d'enrobage, l'ilménite remplace la magnétite titanifère. La biotite, l'orthopyroxène et le clinopyroxène présentent une texture poecilitique, englobant des cristaux de plagioclase et de magnétite, et se sont cristallisés in situ. D'après les données provenant de notre examen du forage AB-7-1, le rapport clinopyroxène / orthopyroxène augmente en direction du contact inférieur du dyke. Les sulfures sont interstitiels et se moulent aux oxydes. La pentlandite forme des amas irréguliers dans la pyrrhotite; les lamelles ou les flammes de pentlandite sont rares.

La valeur moyenne du rapport atomique $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ de 0,28 du dyke de Nipisso suggère une composition évoluée. Les données chimiques suggèrent une tendance alcaline et un environnement tectonique intraplaque pour sa mise en place (figures 5 et 6; Gobeil *et al.*, ce volume). Sur les figures 5 et 6, on peut observer l'effet de l'accumulation de la magnétite titanifère et de l'ilménite intratelluriques lorsqu'on compare le dyke de Nipisso aux roches mafiques de l'indice AB-7; cet effet est beaucoup plus prononcé dans le dyke de l'indice AB-7 que dans le dyke de Nipisso. Comparé aux dykes des indices Ann et Lac Volant, le dyke AB-7 se distingue nettement par son rapport Y/Nb plus faible.

Trois sondages effectués dans l'indice montrent que les sulfures sont disséminés à travers toute l'épaisseur du dyke (de 1 à 15 %; Maisonneuve et Francoeur, 1998), mais plus concentrés dans sa partie inférieure, probablement en raison de la gravité. Une petite zone de sulfures semi-massifs a été observée dans le sondage AB-7-1. Leur texture ainsi que leur association à un cortège de minéraux d'altération (scapolite, biotite, actinote, titanite, carbonate, apatite, quartz) suggèrent une remobilisation hydrothermale.

Les teneurs moyennes de 280 échantillons ponctuels de carotte minéralisée (Maisonneuve et Francoeur, 1998) sont de 0,14 % Cu, 0,13 % Ni et 0,01 % Co. Les sulfures semi-massifs contiennent 1,5 % Cu, 0,69 % Ni et 0,04 % Co sur 1,2 m. Nos analyses indiquent que les teneurs en ÉGP et en or dans les échantillons de sulfures disséminés sont très faibles, soit moins de 10 ppb pour le total des ÉGP et moins de 11 ppb pour l'or. La zone de sulfures semi-massifs est légèrement plus riche avec 20 ppb ÉGP et 29 ppb Au.[5]

Lors de sa mise en place, le magma mafique était abondamment chargé de cristaux de plagioclase et de magnétite. Ces cristaux se sont probablement formés en profondeur, dans une chambre magmatique où le plagioclase, la magnétite titanifère et peut-être les sulfures (sous forme liquide) s'accumulaient. Une importante quantité de plagioclase, de magnétite et de gouttelettes de sulfures aurait été incorporée lors d'une pulsation du magma mafique et éjectée vers le haut, le long d'un conduit (dyke). Les silicates mafiques ont cristallisé *in situ* pour former la matrice des cristaux intratelluriques.

Indice Lac Méchant

L'indice Lac Méchant est localisé dans une intrusion mafique d'orientation incertaine qui coupe les métagabbronorites du Complexe de Manitou près de sa bordure ouest (figure 3). L'intrusion est composée de norite, de gabbronorite et de gabbro à olivine. La répétition des lithofaciès suggère que l'intrusion est stratifiée ou qu'elle possède plusieurs phases. La minéralisation sulfurée s'étend sur environ 50 m dans les norites et les leuconorites. À l'ouest, l'intrusion est en contact avec un paragneiss quartzitique laminé contenant des paillettes de graphite et un peu de sulfures finement disséminés.

La minéralisation de l'indice consiste en sulfures finement disséminés, en sulfures sous forme de filets et en sulfures semi-massifs ou massifs (jusqu'à 75 %). Les sulfures comprennent la pyrrhotite, la chalcopyrite et la pentlandite; la pyrite est absente. La chalcopyrite disséminée forme jusqu'à 10 % des sulfures. Les sulfures sont intimement mélangés avec du graphite à grain fin, qui forme des « poches » de 1 cm de diamètre par endroits. Les sulfures disséminés et les sulfures en filets sont communément coupés par des veinules ou des « *stringers* » plurimillimétriques composés de sulfures (pyrrhotite et chalcopyrite), de graphite et, par endroits, d'amas de quartz gris bleuté. La norite, peu ou pas minéralisée, est également coupée par des veinules de sulfures et graphite. Enfin, l'intrusion est injectée par de rares veines de quartz et graphite.

Six échantillons choisis provenant des sulfures disséminés à semi-massifs contiennent jusqu'à 0,48 % Ni, 0,42 % Cu et 0,06 % Co (Clark, données non publiées). La seule analyse des ÉGP dont nous disposons mentionne des teneurs faibles : 14 ppb Pd, 5 ppb Pt, 1,2 ppb Rh, 1,0 ppb Os, 0,38 ppb Ir et 2,6 ppb Ru, pour un échantillon contenant 6,77 % S. Du point de vue de l'exploration, trois analyses sur les six ont décelé des teneurs élevées et intéressantes en carbone provenant du graphite : 2,05 %, 7,23 % et 8,14 % C(graphitique) (Clark, données non publiées).

Les sulfures disséminés et les sulfures en filets sont peut-être d'origine magmatique. La présence du quartz et du graphite pourrait s'expliquer par une contamination du magma mafique résultant de l'assimilation partielle des métasédiments encaissants et/ou par une altération hydrothermale importante. Une telle contamination a pu contribuer à la saturation du magma mafique en sulfures. La distribution très variable des sulfures disséminés et en filets, la présence de veinules ou de « *stringers* » de sulfures semi-massifs et massifs, l'abondance importante de graphite filonien associé à tous les sulfures ainsi que la présence locale de veinules de quartz et graphite suggèrent que la minéralisation primaire a été profondément affectée par des événements mobilisateurs ultérieurs.

Minéralisations dans l'orthopyroxénite associée aux massifs anorthositiques

Distribution, description et composition chimique

Plusieurs minéralisations sulfurées sont présentes dans les bordures de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre et de l'Anorthosite de Tortue (Chevé *et al.*, 1999). Ces zones sont composées majoritairement de leuconorite, de leucogabbronorite, de norite, de gabbronorite, d'orthopyroxénite et d'anorthosite. Les niveaux minéralisés, typiquement dans l'orthopyroxénite, forment des bandes métriques à décamétriques, plissées ou démembrées (boudinées ou faillées) et fortement recristallisées. Étant donné

5. Les teneurs obtenues pour les différents indices, recalculées à 100 % de sulfures, sont traitées à la section « Caractéristiques chimiques comparées ».

que ces bandes sont presque parallèles au rubanement des encaissants, il s'agit probablement de filons-couches pour la plupart.

Les sulfures se présentent sous forme disséminée, en filets ou en amas semi-massifs à massifs. Ils incluent la pyrrhotite, la chalcopyrite, la pentlandite et la pyrite. La relation spatiale étroite entre les sulfures et l'orthopyroxénite ou le gabbro, ainsi que les textures variant de disséminées à réticulées suggèrent que les sulfures sont d'origine magmatique et liés à la mise en place d'un magma mafique. Les amas de sulfures massifs possèdent des dimensions décimétriques à métriques. Ils présentent des contacts nets (photo 3) et contiennent par endroits des enclaves, parfois foliées, d'encaissants leucocrates. Des veines de sulfures massifs sont par endroits injectées dans les épontes. La forme filonienne et en amas discontinus des sulfures semi-massifs à massifs est interprétée comme une évidence de remobilisation locale à l'état solide, facilitée par une grande ductilité des sulfures à haute température (Kelly et Clark, 1975). Ces effets seraient principalement le résultat de contraintes tectoniques tardiplissement ou postplissement. Certaines veines contenant de la pyrite sont probablement d'origine hydrothermale.

Dans le secteur du lac Manitou, les teneurs en nickel d'échantillons choisis sont généralement inférieures à 1 % (Chevé *et al.*, 1999). Par contre, les teneurs en cuivre peuvent atteindre 5 %. Le rapport Cu/(Cu+Ni) est très variable, entre 0,13 et 0,96, pour une moyenne de 0,6. Le cobalt atteint une teneur de 0,24 % et la valeur moyenne du rapport Co/Ni est de 0,4. Bien que généralement pauvres en ÉGP et en Au (< 100 ppb), les minéralisations peuvent par endroits devenir plus riches et atteindre 1 ppm Pt et 400 ppb Au (Villeneuve, 1996).

Caractéristiques chimiques comparées

Pour mieux comparer les teneurs des sulfures provenant d'indices contenant des quantités variables de sulfures, les résultats d'analyse ont été recalculés à 100 % de sulfures (figure 7; Naldrett, 1981). Parmi les différents indices, on constate une variation assez marquée des teneurs en Ni et Cu des sulfures. Les sulfures les plus riches en Ni et Cu (exception faite de quelques rares échantillons de l'indice Lac Volant) sont ceux provenant de l'indice AB-7, suivis dans l'ordre de l'indice Lac Volant, de l'indice Ann, de l'indice Lac Méchant, des indices présents dans l'orthopyroxénite associée aux massifs anorthositiques et, enfin, des indices épigénétiques. Pour les indices d'origine magmatique, la valeur du rapport Ni/Cu se situe en moyenne autour de 1. Cependant, on observe une variation importante de ce rapport dans les indices Lac Volant et Ann, ainsi que dans l'orthopyroxénite. Par contre, les sulfures de l'indice AB-7 ont un rapport Ni/Cu peu variable. Pour l'indice Lac Volant, on observe une augmentation importante des teneurs en Cu accompagnée de faibles changements des teneurs en Ni, tant dans les sulfures disséminés que dans les sulfures massifs (figure 7). Des caractéristiques semblables ont été remarquées dans d'autres gîtes de Cu-Ni (Ebel et Naldrett, 1996). Comme mentionné plus loin, ces caractéristiques pourraient être le résultat du fractionnement du liquide sulfuré. On remarque également que les sulfures disséminés définissent un champ plus riche en nickel que celui des sulfures massifs. Cet enrichissement aurait pu être causé par la réaction des sulfures avec un magma plus nickélifère (voir plus loin dans le texte).

La figure 8 montre les teneurs moyennes des sulfures des différents indices normalisées au manteau. Lorsque comparés au manteau, on constate que les sulfures de tous les indices montrent un patron en forme de creux, étant donné qu'ils sont enrichis en Cu et Ni par rapport aux ÉGP. Une telle caractéristique est typique des sulfures magmatiques relativement moins riches en métaux (Barnes *et al.*, 1997). La figure 8 montre également que les sulfures analysés sont effectivement moins riches en métaux que ceux provenant de certains gisements d'importance majeure, comme par exemple Medvezhy Creek (Noril'sk), Katiniq (Ungava), Minamax (Duluth) et Little Stobie #1 (Sudbury). Les sulfures qui ont réagi avec une quantité relativement petite de magma silicaté (faible valeur du facteur R; Campbell et Naldrett, 1979) tendent à être moins riches en métaux usuels et précieux et à avoir des rapports Ni/ÉGP et Cu/ÉGP relativement élevés. Ce phénomène s'explique par des coefficients de partage « liquide sulfuré/magma silicaté » beaucoup plus élevés pour les ÉGP que pour le Ni ou le Cu. Les ÉGP sont donc beaucoup plus sensibles à un petit facteur R.

Les diagrammes (a) et (b) de la figure 9, tirés de Barnes (1990), de Barnes *et al.* (1993) et de Barnes et Maier (1999), montrent les variations de certains rapports entre éléments reflétant les processus qui ont affecté les magmas silicatés et les sulfures reliés à ces magmas. Dans chacun des diagrammes de cette figure, la ligne foncée « Fusion partielle » représente, entre autres, l'effet du degré de fusion partielle dans le manteau sur la génération des différents types de magma primaire. Pour bien comprendre cet effet, il est nécessaire de savoir que les komatiites sont générées lorsque le taux de fusion partielle du manteau atteint environ 25 %, tandis que les basaltes de plateau le sont à un taux d'environ 10 % ou moins (Barnes et Maier, 1999). La cristalisation de l'olivine et du pyroxène, par exemple, a pour effet de modifier d'abord les rapports entre les éléments du magma résiduel (Pd/Ir et Ni/Cu) et ensuite la composition des sulfures qui se séparent de celui-ci, puisque l'iridium et le nickel sont compatibles avec les silicates mafiques (Naldrett et Barnes, 1986). Sur le diagramme Pd/Ir en fonction de Ni/Cu (figure 9a), les échantillons minéralisés provenant de la plupart des indices étudiés se situent sur ou près de la ligne de fusion partielle et entre les champs des basaltes riches en MgO et des basaltes de plateau. Les échantillons de l'indice Lac Volant sont relativement riches en Pd par rapport à Ir et se

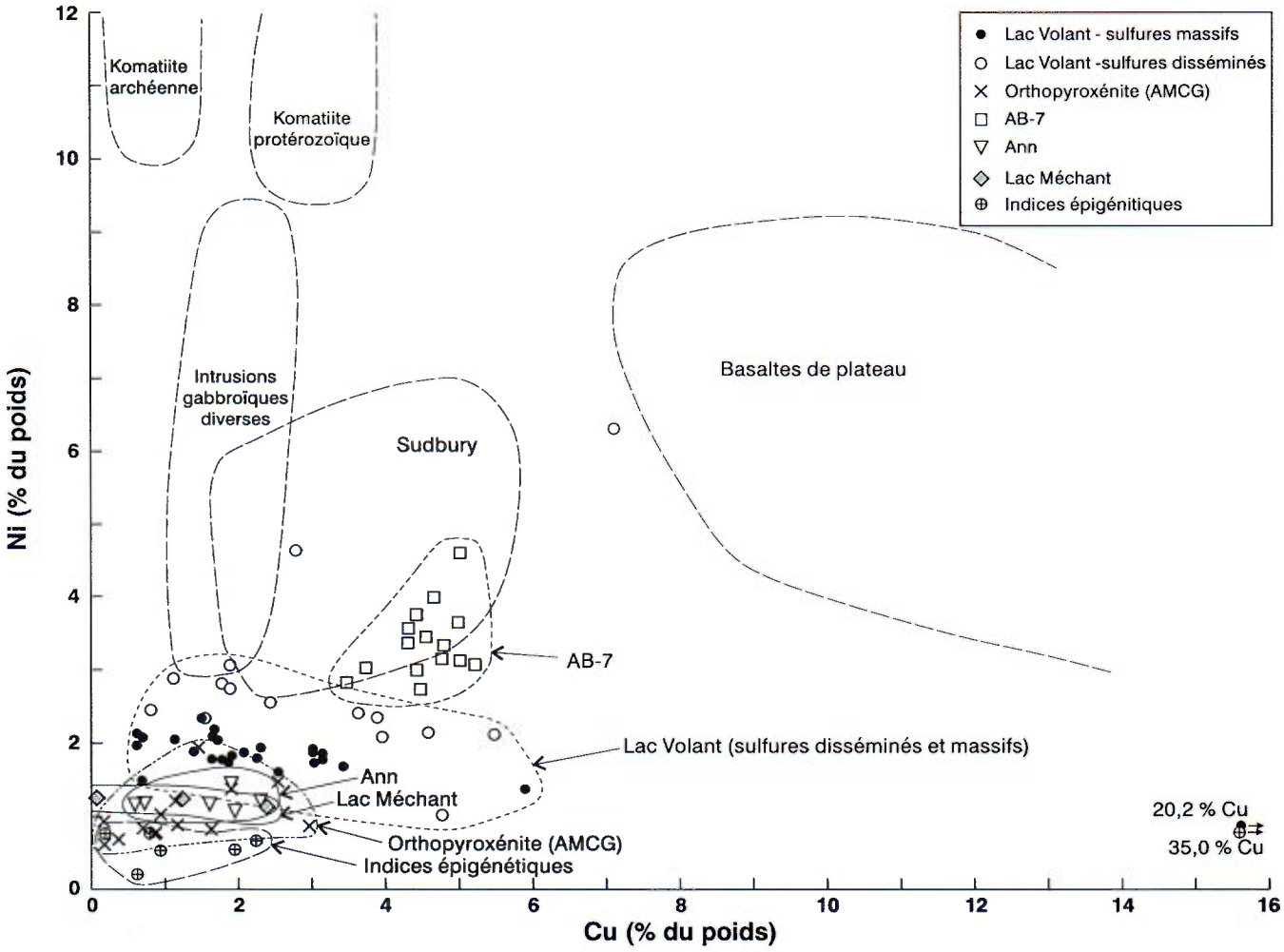


FIGURE 7 - Teneurs en Ni et Cu de sulfures provenant des indices de Cu-Ni d'origine magmatique ou épigénétique, recalculées à 100 % de sulfures. Les champs pour les différents types de gîtes de Cu-Ni d'origine magmatique sont tirés de Naldrett (1989).

situent généralement au-dessus de la ligne de fusion partielle dans la figure 9a, tandis que les échantillons de l'indice AB-7 se situent nettement sous cette ligne.

L'effet des sulfures est particulièrement évident sur le graphique Ni/Pd en fonction de Cu/Ir (figure 9b), étant donné que les sulfures contrôlent le rapport entre le Ni ou le Cu et les ÉGP. Sur ce diagramme, les sulfures de tous les indices étudiés se situent bien au-dessus de la ligne de fusion partielle du manteau. Les explications possibles sont qu'une partie des sulfures est restée dans le manteau lors de la fusion partielle ou qu'une quantité de sulfures s'est fractionnée du magma pendant l'ascension vers le site final de mise en place (Barnes et Maier, 1999). Chacun de ces deux mécanismes aurait eu pour conséquence une augmentation des rapports Ni/Pd et Cu/Ir dans le magma et dans les sulfures éventuellement formés. Une partie de l'augmentation du rapport Pd/Ir (figure 9a) peut s'expliquer si le Pd possède une préférence plus grande que l'Ir pour le liquide sulfuré que pour le magma silicaté, comme certaines observations empiriques le suggèrent (Barnes et Maier, 1999). Il est possible aussi qu'une accumulation importante de phénocristaux de magnétite titanifère ait pu diminuer le rapport Pd/Ir, étant donné que l'Ir, l'Os et le Ru ont une affinité pour les spinelles (Barnes et Maier, 1999; Capobianco et Drake, 1994).

Ces mécanismes peuvent également expliquer le fait que le rapport Cu/Pd_{nm} de tous les indices (c'est-à-dire, le rapport Cu/Pd des sulfures normalisé au rapport Cu/Pd du manteau) est >1, comme indiqué par la pente positive entre Pd et Cu sur la figure 8. Les valeurs moyennes des rapports Cu/Pd_{nm} augmentent dans l'ordre suivant : indice Lac Volant (9), indices dans l'orthopyroxénite (17), indice Ann (23) et indice AB-7 (213).

Le diagramme $\delta^{34}S$ en fonction de (Se/S) x 10^6 peut fournir une indication de la provenance du soufre (figure 10). Le soufre du manteau possède typiquement des valeurs de $\delta^{34}S$ et de (Se/S) x 10^6 se situant respectivement entre -3 et +3 et entre 230 et 350, (Ripley *et al.*, 1999; Eckstrand et Hulbert, 1987). Des variations substantielles du $\delta^{34}S$ peuvent être causées par l'incorporation de soufre crustal dans

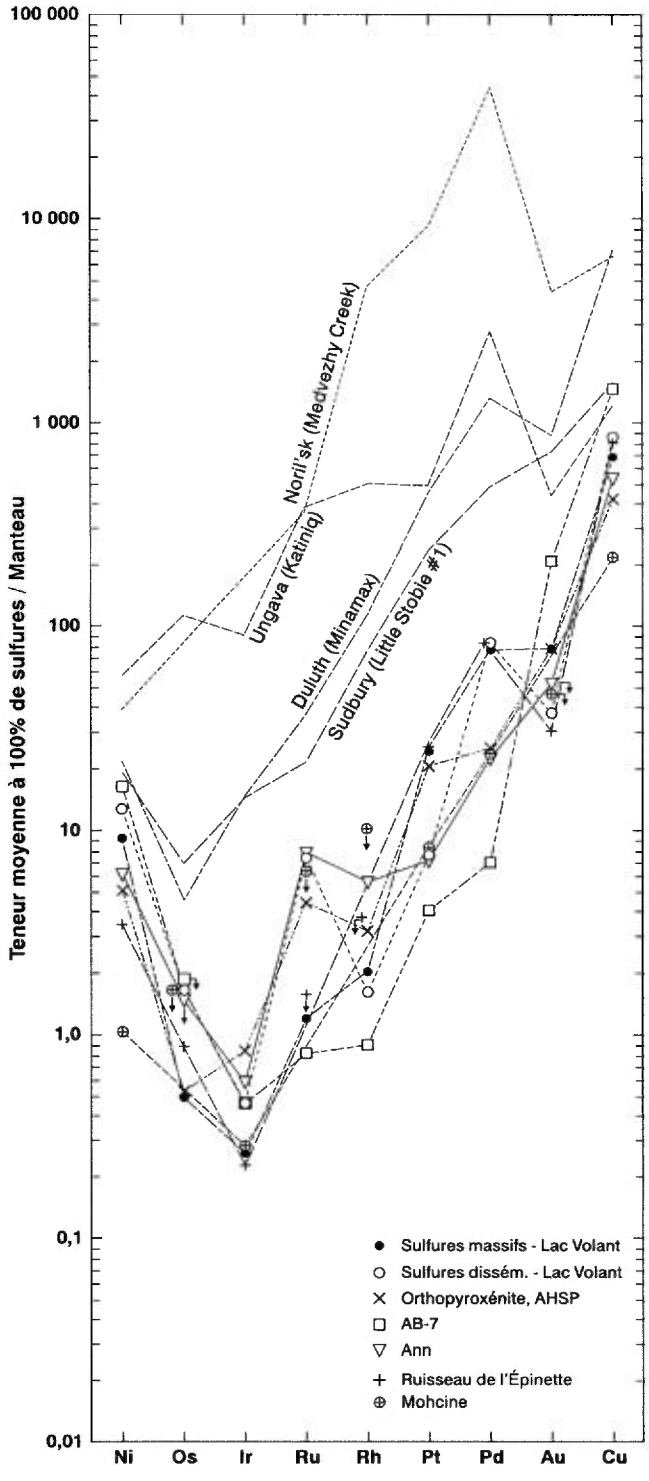


FIGURE 8 - Teneurs moyennes en ÉGP, Ni, Cu et Au, normalisées au manteau pour les indices de Cu-Ni d'origine magmatique (Lac Volant, Orthopyroxénite, AB-7 et Ann) et d'origine épigénétique (Ruisseau de l'Épinette et Mohcine) de la région étudiée. Pour fins de comparaison, le diagramme montre aussi la composition normalisée de certains gisements représentatifs de Cu-Ni-ÉGP. Les données sur Noril'sk, Ungava et Duluth proviennent de Barnes *et al.* (1997) et sur Sudbury de Naldrett (1989). Les valeurs mantelliques sont tirées de Barnes *et al.* (1988).

le manteau ou par le métasomatisme du manteau par des fluides possédant une composante crustale (Ripley, 1999). On observe que les minéralisations en Cu-Ni d'origine magmatique de la région étudiée ont des valeurs de $\delta^{34}S$ semblables à celles du manteau. Cependant, elles montrent des valeurs de (Se/S) x 10^6 généralement inférieures à 100, ce qui est typique des roches sédimentaires clastiques (Eckstrand et Hulbert, 1987). Une seule analyse d'un paragneiss provenant du lac Volant a donné une valeur de $\delta^{34}S$ légèrement au-dessus de la valeur mantellique et une valeur de (Se/S) x 10^6 inférieure à 100 (Nabil, 1999). Ces résultats suggèrent que le soufre des indices étudiés provient en grande partie de la croûte.

Discussion

Plusieurs facteurs jouent un rôle dans la formation d'un gisement économique de Cu-Ni±Co±ÉGP (par exemple : Naldrett, 1997; Barnes *et al.*, 1993) :

- Une fracture ou une suture d'envergure crustale favorise la mise en place d'un grand volume de magma.
- Un magma relativement chaud (comme le suggère la présence d'olivine) favorise une érosion thermique de ses épontes. Un magma chaud est également relativement riche en nickel.
- Le magma possède son complément mantellique en ÉGP, permettant la formation éventuelle d'un gîte de sulfures de Ni-Cu avec les ÉGP comme coproduits.
- Le magma silicaté devient saturé en sulfures, souvent à cause d'une interaction avec des roches crustales [par ajout de soufre crustal ou par augmentation du contenu felsique (felsification) du magma par assimilation crustale] ou par un mélange de magmas.
- Les sulfures réagissent avec suffisamment de magma silicaté pour concentrer les éléments chalcophiles (Cu, Ni et ÉGP) à une teneur économique (grand facteur R; Campbell et Naldrett, 1979).
- Les sulfures s'accumulent en quantités suffisantes, par exemple dans un piège situé sur le plancher ou dans le mur d'un conduit; dans un lieu où le régime d'écoulement change (par exemple là où un conduit change de direction ou débouche dans une chambre magmatique); ou à l'endroit où le conduit devient obstrué par une accumulation de fragments (brèche).
- Le liquide sulfuré est fractionné lors de sa cristallisation.

Plusieurs de ces facteurs ont joué lors de la formation des minéralisations de la moyenne Côte-Nord comme mentionné dans les sections suivantes.

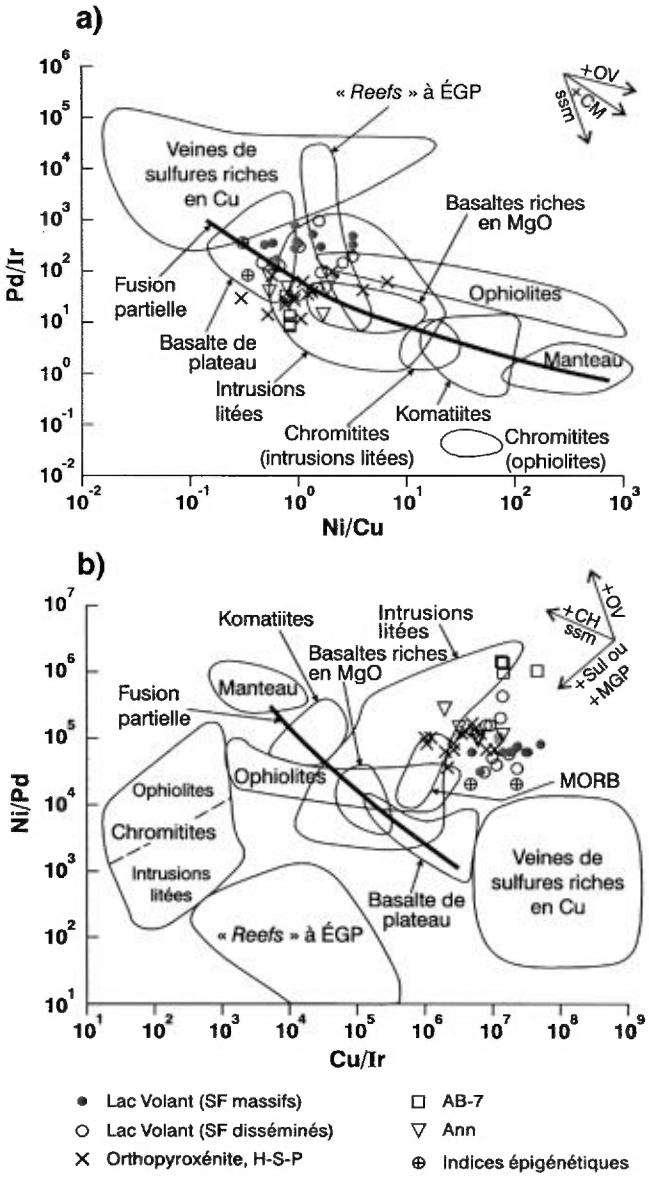


FIGURE 9 - En (a), diagramme Pd/Ir en fonction de Ni/Cu et en (b), diagramme Ni/Pd en fonction de Cu/Ir, pour les indices de Cu-Ni d'origine magmatique et d'origine épigénétique de la région étudiée. Les champs compositionnels sont tirés de Barnes (1990). La ligne foncée souligne l'effet des différents degrés de fusion partielle dans le manteau (d'après Barnes et Maier, 1999). Les flèches (tracées en haut et à droite des diagrammes) indiquent l'effet produit par l'accumulation d'olivine (OV), de chromite (CM), d'une solution solide monosulfurée (ssm), de sulfures (Sul) et de minéraux du groupe du platine (MGP) (Barnes, 1990).

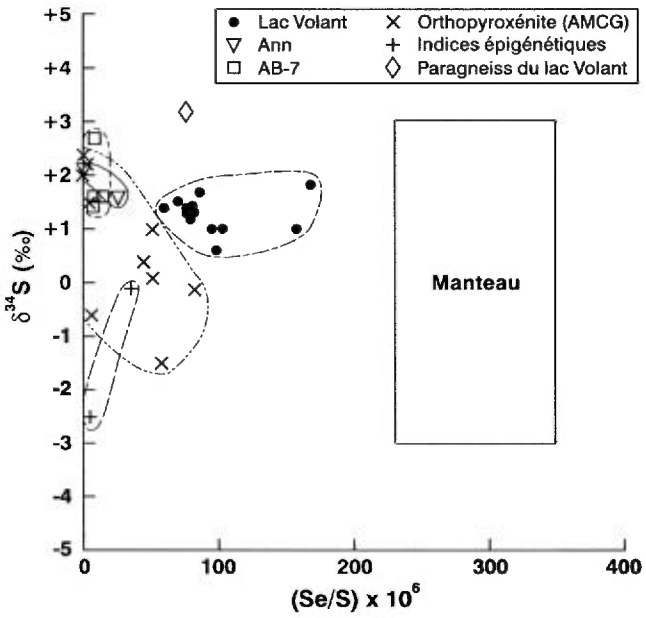


FIGURE 10 - Diagramme $\delta^{34}S$ en fonction de (Se/S) x 10^6 pour les indices de Cu-Ni d'origine magmatique et d'origine épigénétique de la région étudiée. Un échantillon de paragneiss à biotite du Complexe de Matamec prélevé près du lac Volant est également montré (Nabil, 1999). Le champ mantellique est tiré de Ripley *et al.* (1999) et d'Eckstrand et Hulbert (1987).

Fractures et sutures crustales

Le Complexe de Matamec est constitué d'un volume énorme de magma mafique en provenance du manteau qui a pénétré dans la croûte en empruntant une faille ou une suture importante. Le magma s'est mis en place dans un environnement de croûte en extension, peut-être dans un bassin d'arrière-arc. Un régime tectonique en extension était caractéristique de la partie orientale de la Province de Grenville entre 1,5 et 1,2 Ga (Gower, 1996). Tout le Complexe de Matamec appartient à une nappe de charriage grenvillienne (Gobeil *et al.*, ce volume). Il est possible que la faille de chevauchement présente sous le complexe soit une faille synmagmatique réactivée lors de l'orogénie grenvillienne. Concernant les indices Lac Volant et Ann, il est possible que des magmas mafiques de composition très semblable et probablement contemporains se soient infiltrés dans des fractures secondaires relativement tardives par rapport à la plus grande partie du magmatisme mafique; ces failles auraient été subparallèles ou bien auraient formé un grand angle avec la stratification. Les magmas mafiques responsables des indices situés dans les zones de bordure des complexes anorthositiques semblent avoir profité des zones de faiblesse localisées près des contacts externes des anorthosites. Le dyke de l'indice AB-7 est le résultat d'un magma de composition différente de celui des indices Lac Volant ou Ann et a emprunté une fracture subverticale coupant la nappe du Complexe de Matamec. Ce magma serait donc tardi- à post-tectonique (entre 1085 et 1030 Ma; voir Gobeil *et al.*, ce volume).

Magma chaud

L'olivine est absente des roches ignées des indices étudiés et les magmas semblent être plutôt évolués, avec un rapport $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ situé entre 0,59 et 0,28, suggérant que les températures n'étaient pas anormalement élevées. Les variations chimiques observées à l'indice Lac Volant (données non publiées) peuvent suggérer que l'olivine s'est fractionnée du magma pendant le stade précoce de son évolution. De plus, un dyke subsidiaire contient 20 % d'olivine normative (Perry et Roy, 1997b). La saillie observée dans le mur NW du dyke du lac Volant et la présence de brèches ignées traduisent la capacité dynamique du magma d'éroder mécaniquement ses épontes.

Contenu en ÉGP du magma

Les indices étudiés possèdent des teneurs variant de faibles à modérées en ÉGP. Les valeurs des rapports Ni/Pd et Cu/Ir (figure 9b) suggèrent que les magmas parents étaient appauvris en ÉGP comparés au manteau (Barnes *et al.*, 1993). Deux possibilités se présentent. Premièrement, les magmas mafiques ont pu être générés dans le manteau lors d'un épisode de fusion partielle qui aurait laissé une certaine quantité de sulfures dans le résidu mantellique, appauvrissant ainsi les magmas en ÉGP à cause de la grande affinité de ces derniers pour les sulfures. Deuxièmement, les sulfures ont pu se séparer des magmas pendant leur montée dans la croûte, ce qui aurait aussi provoqué une perte en ÉGP. De plus, les échantillons minéralisés de l'indice Lac Volant ont des rapports Pd/Ir élevés (figure 9a). Cela aurait pu être causé par un enrichissement en Pd dû à la présence de liquide sulfuré différencié ou par l'appauvrissement en Ir du magma silicaté initial lors du fractionnement de la chromite (voir plus loin la section intitulée « Accumulation des sulfures »). Les types de minéralisations représentés par les indices échantillonnés semblent donc ne pas être de bonnes cibles pour des ÉGP à des teneurs de co-produits.

Saturation en sulfures

Il est probable que tous les magmas mafiques aient été saturés en sulfures à un stade précoce de leur évolution ou encore que des sulfures soient restés dans le manteau après la fusion partielle. Ces possibilités sont suggérées par un appauvrissement des sulfures en ÉGP par rapport au métaux usuels, particulièrement à l'indice AB-7, produisant ainsi des rapports Cu/Pd et Ni/Pd élevés (figures 8 et 9b; Barnes *et al.*, 1993 et 1997).

L'apport de soufre crustal a été un facteur important dans la saturation des magmas mafiques en sulfures et dans la formation éventuelle des indices. Cette conclusion est appuyée par les valeurs du rapport Se/S typiques des sédiments clastiques (figure 10), par la présence de métasédiments à sulfures à proximité de certains indices (Lac Volant et Lac Méchant), par les évidences chimiques de contamination du magma au lac Volant (Nabil, 1999) et par la présence de contaminants, comme le quartz et le graphite, dans les sulfures de l'indice du Lac Méchant.

Interaction des sulfures avec le magma

L'enrichissement des sulfures en métaux dépend en grande partie de l'interaction des sulfures avec de grandes quantités de magma (grand facteur R). Les sulfures des indices étudiés ont des teneurs faibles ou modestes en métaux de base et en ÉGP, ce qui témoigne d'un taux d'enrichissement faible à modéré (figure 7). Une valeur d'environ 200 a été déterminée par Nabil (1999) pour le facteur R à l'indice Lac Volant. Les sulfures de l'indice AB-7 ont subi le plus fort enrichissement en Cu et Ni, mais sont très pauvres en ÉGP (figures 7 et 8).

À l'indice Lac Volant, les sulfures disséminés ont une plus grande teneur en Ni que les sulfures massifs (figure 7). Pour expliquer ce fait, nous proposons l'hypothèse que les sulfures disséminés ont réagi avec un magma possédant une teneur en Ni plus élevée. Nous suggérons que, dans un premier temps, des sulfures disséminés se sont séparés d'un magma mafique précoce, peut-être dans une chambre magmatique plus profonde comme le laissent supposer les faibles valeurs du rapport Cu/Zr pour le gabbronorite pas ou très faiblement minéralisé. De fait, la valeur du rapport Cu/Zr est égale ou inférieure à l'unité pour quatre des cinq échantillons, révélant ainsi l'appauvrissement du magma en éléments chalcophiles (Li et Naldrett, 1999). Par la suite, la venue dans la chambre magmatique profonde d'une deuxième pulsation de magma, plus nickélifère que la première, aurait poussé vers le haut le premier magma ainsi que les sulfures en suspension dans le magma. Ces derniers se seraient accumulés dans un piège pour former les sulfures massifs. La montée ininterrompue du deuxième magma aurait fini par incorporer les sulfures disséminés. Leur réaction avec ce nouveau magma plus nickélifère aurait provoqué leur enrichissement en Ni. Ce mécanisme est semblable à celui suggéré par Li et Naldrett (1999) et Li *et al.* (2001) pour expliquer la composition de la minéralisation disséminée de Voisey's Bay. Toutefois, l'enrichissement à l'indice Lac Volant est considérablement moins prononcé.

Le volume restreint de magma minéralisé à l'indice Ann est peut-être la cause du faible enrichissement en métaux usuels et précieux des sulfures (petit facteur R). Cependant, il est possible, qu'ailleurs dans le système magmatique, le conduit ait été d'orientation différente et que le volume de magma minéralisé ait été plus grand.

Les sulfures de l'indice AB-7 montrent un enrichissement en Ni et en Cu qui se compare favorablement à celui des gisements de la région de Sudbury (figures 7 et 8; Naldrett, 1989). Ce fait suggère que les sulfures ont réagi avec une quantité relativement élevée de magma silicaté (facteur *R* plus élevé); toutefois, l'absence d'ÉGP dans le magma aurait empêché leur enrichissement.

Accumulation des sulfures

Les évidences de terrain suggèrent que la concentration des sulfures dans les indices a été facilitée par leur préconcentration, peut-être dans une chambre magmatique profonde, tout comme à Voisey's Bay (Evans-Lamswood *et al.*, 2000). Les sulfures se sont ensuite accumulés dans un piège localisé plus haut dans le conduit magmatique pour former des amas de sulfures massifs. À l'indice Lac Volant, une préconcentration des sulfures est suggérée par l'abondance des sulfures disséminés dans le dyke ainsi que dans les fragments des brèches, la quantité des sulfures disséminés étant ainsi beaucoup plus grande que celle des sulfures qui peuvent se séparer *in situ* d'un magma mafique. Les injections multiples de magma qui ont transporté les sulfures ont été puissantes, comme en témoignent les brèches dans le dyke. L'accumulation des sulfures sous la forme d'amas de sulfures massifs a pu être provoquée par un creux présent dans le plancher du dyke (si le dyke était subhorizontal à l'origine) ou encore dans le mur (si le dyke était fortement incliné). L'accumulation aurait pu aussi être provoquée par la présence d'une brèche faisant obstruction à l'écoulement des gouttelettes de sulfures dans le conduit. Des changements d'épaisseur et d'orientation du filon-couche ont peut-être aussi contribué à la formation des sulfures massifs en modifiant les conditions dynamiques du milieu.

À l'indice Ann, l'attitude du dyke suggère que le conduit n'était pas subhorizontal à l'origine. La mise en place du dyke se serait effectuée par pulsations multiples, mais la venue magmatique qui portait les sulfures (probablement préconcentrés) était de faible volume. La distribution en *stockwerk* des veines minéralisées a pu causer la formation de petits amas de sulfures massifs par obstruction des passages.

À l'indice AB-7, en se basant sur l'abondance des phénocristaux de plagioclase, de magnétite titanifère et d'ilménite, on peut supposer que le magma à l'origine de la minéralisation est passé par une chambre magmatique profonde dans laquelle les minéraux mentionnés plus haut s'accumulaient en grand nombre. À l'indice, la quantité élevée de sulfures dans le dyke suggère qu'ils ont été préconcentrés, possiblement dans cette chambre profonde. Même si le magma devait contenir beaucoup de sulfures disséminés, aucun mécanisme ne semble avoir agi pour les concentrer, du moins selon les évidences observées à ce jour. Le potentiel pour la découverte de sulfures massifs serait meilleur à l'endroit où l'attitude du dyke serait plus près de l'horizontale, ou encore là où un changement dans la direction ou l'épaisseur du dyke aurait pu modifier la dynamique d'écoulement et ainsi provoquer une accumulation de sulfures. Si l'on se fie aux caractéristiques chimiques des sulfures présents à l'indice AB-7, une telle accumulation aurait pu former un gîte intéressant riche en Cu et Ni, bien que pauvre en ÉGP.

Cristallisation fractionnée du liquide sulfuré

La cristallisation fractionné du liquide sulfuré est une explication possible pour la grande variation du rapport Ni/Cu des sulfures de l'indice Lac Volant et, à un moindre degré, des sulfures de l'indice Ann et des indices de l'orthopyroxénite (figure 7). Nous interprétons les amas irréguliers centimétriques à décimétriques de chalcopyrite dispersés dans les sulfures massifs de l'indice Lac Volant comme les témoins d'un liquide fractionné. La distribution des amas indique que le liquide fractionné est resté, pour sa plus grande part, emprisonné dans les sulfures massifs. Ce manque de mobilité a pu être causé par la tendance du liquide sulfuré initial à se cristalliser rapidement en raison de ses teneurs modestes en Ni et Cu (~2 % Ni et ~2 % Cu comme composition moyenne des sulfures). Avec une telle composition du liquide initial et sous des conditions de cristallisation en équilibre, l'intervalle thermique maximal entre les températures du liquidus et du solidus pour la composition moyenne des sulfures de l'indice Lac Volant est d'environ 40 °C (Ebel et Naldrett, 1996, 1997). D'après les résultats de Ebel et Naldrett (1996 et 1997), à la température du solidus, la teneur en Cu du liquide différencié aurait été d'environ 9 % (en assumant une cristallisation en équilibre et une absence de Ni). Nous pensons que la cristallisation fractionnée du liquide sulfuré initial aurait permis le développement d'un liquide différencié suffisamment riche en cuivre pour former des amas composés essentiellement de chalcopyrite. La variation du rapport Cu/Ni dans les échantillons de sulfures massifs résulterait de la présence de différentes quantités de chalcopyrite, témoin du dernier liquide cuprifère. Ainsi, les sulfures massifs pauvres en Cu seraient relativement pauvres en liquide différencié (*dry* dans la terminologie de Naldrett *et al.*, 1996 et de Ebel et Naldrett, 1997), tandis que ceux plus riches en Cu seraient relativement riches en liquide différencié (*wet* dans la même terminologie). Sauf pour quelques échantillons exceptionnellement riches en Cu, les sulfures massifs à l'indice Lac Volant contiennent jusqu'à 3,5 % Cu (figure 7), suggérant que le dernier liquide cuprifère est responsable de la formation d'au maximum 10 % des sulfures environ.

La variation du rapport Cu/Ni dans les sulfures disséminés à l'indice Lac Volant est également interprétée comme le résultat de la cristallisation fractionnée d'un liquide sulfuré. Nous avons déjà établi que les sulfures avaient subi une préconcentration avant leur mise en place finale dans le dyke. Nous émettons l'hypothèse que cette accumulation de liquide sulfuré s'est fractionnée et que les sulfures disséminés observés dans le dyke représentent des échantillons de ce liquide extraits à des moments différents pendant le fractionnement.

Les coefficients de partage des métaux entre la solution solide monosulfurée et le liquide sulfuré indiquent que le

liquide différencié devrait être plus riche en Pd, en Pt, en Au et (comme mentionné plus haut) en Cu, comparé aux sulfures solides (Naldrett *et al.*, 1994 et 1996). Inversement, les sulfures solides devraient être relativement enrichis en Ir. De fait, dans les sulfures massifs de l'indice Lac Volant, les teneurs en Pd et Au augmentent légèrement en fonction du Cu (toutefois, avec respectivement de faibles coefficients de corrélation de 0,33 et de 0,26). Une faible corrélation négative existe entre Pt et Cu (coefficient de -0,24). Par contre, dans les sulfures disséminés, l'augmentation du Pd et de l'Au en fonction du Cu est plus évidente (les coefficients de corrélation sont modérés, soit respectivement de 0,62 et de 0,47). Un nombre insuffisant d'analyses pour le Pt ne permet pas de conclure à une corrélation possible avec le Cu. Ces observations laissent croire que dans les sulfures massifs les teneurs en Pt et, à un degré moindre en Pd et Au, ont été modifiées (homogénéisées) par rapport au Cu par des processus post-solidification. Toutefois, dans les sulfures disséminés, les relativement bonnes corrélations de Pd et Au avec Cu suggèrent que les teneurs en Pd et en Au n'ont pas été ou n'ont été que peu modifiées relativement au Cu. La présence de liquide sulfuré différencié dans les échantillons de l'indice Lac Volant et la préférence du Pd pour le liquide sulfuré et de l'Ir pour les sulfures solides peuvent expliquer les rapports Pd/Ir élevés dans les échantillons minéralisés de cet indice (figure 9a). Par contre, à l'indice AB-7 les échantillons minéralisés ont des rapports Pd/Ir beaucoup plus faibles, ce qui pourrait s'expliquer si un liquide sulfuré différencié s'était échappé de cette minéralisation. Une autre explication pour les rapports Pd/Ir élevés pour l'indice Lac Volant est que la cristallisation précoce de la chromite, qui a une affinité pour Ir, Os et Ru, aurait appauvri le magma initial en Ir (Barnes *et al.*, 1985).

Une grande variation des teneurs en Cu, Pd, Pt et Au a également été observée dans les sulfures disséminés à Noril'sk et a été attribuée au fractionnement du liquide sulfuré (Naldrett *et al.*, 1994 et 1996). Selon ces auteurs, les sulfures disséminés retiennent mieux les caractéristiques chimiques du fractionnement que les sulfures massifs, parce que les sulfures disséminés se sont cristallisés en système relativement fermé (voir plus loin la section intitulée « Modifications postmagmatiques »).

Toutefois, on observe que dans les sulfures disséminés le rapport Ni/Cu varie en fonction inverse de l'abondance (non montré sur un graphique), c'est-à-dire que plus il y a de sulfures disséminés, plus il y a de cuivre par rapport au nickel. Les sulfures disséminés, lorsqu'ils sont abondants, sont plus riches en Cu et Pd que lorsqu'ils sont moins abondants, comme cela est montré par leur composition recalculée à 100 % de sulfures. Une explication possible pour cette relation entre la composition des sulfures disséminés et leur abondance est que les sulfures disséminés ont localement été enrichis par des quantités variables de liquide sulfuré évolué qui s'était échappé de la masse principale des sulfures. Un tel processus a été proposé par Naldrett *et al.* (1994) pour certaines zones de sulfures disséminés à Noril'sk.

Modifications postmagmatiques

Les sulfures massifs de l'indice Lac Volant sont coupés à certains endroits par des veines rectilignes pluricentimétriques de chalcopyrite. L'une de ces veines est très pauvre en Pd (46 ppb) comparée à la teneur en Cu (29 %). Cette observation suggère que la veine de chalcopyrite ne s'est pas formée à partir d'un liquide sulfuré cuprifère différencié, lequel aurait été normalement plus riche en Pd (Naldrett *et al.*, 1996). La forme rectiligne de la veine de chalcopyrite suggère une mise en place postérieure à la solidification des sulfures. Elle serait ainsi le résultat d'une remobilisation du cuivre lors d'un processus postmag-matique. Dans ce cas, le processus aurait mobilisé le zinc (2 700 ppm), l'argent (161 ppm) et l'or (163 ppb), mais pas les ÉGP (données de Nabil, 1999).

Les données chimiques concernant le plomb et le zinc appuient l'hypothèse mentionnée plus haut stipulant que les sulfures massifs de l'indice Lac Volant aient évolué en système ouvert, contrairement aux sulfures disséminés. Pour les sulfures disséminés, les teneurs en plomb et en zinc corrèlent de façon linéaire avec les teneurs en soufre, indiquant que les teneurs de ces métaux de base sont contrôlées par l'abondance de sulfures (figures 11a et 11b). D'après les données des figures 11a et 11b, le gabbronorite dépourvu de sulfures contient environ 25 ppm de Pb et 100 ppm de Zn, tandis que la gabbronorite à sulfures disséminés contient (sauf exception) jusqu'à 155 ppm de Pb et 225 ppm de Zn. Les sulfures massifs contiennent à quelques exceptions près moins de 125 ppm de Pb et moins de 350 ppm de Zn, teneurs de beaucoup inférieures à ce qu'on serait en droit de s'attendre si on assume que les sulfures massifs se sont formés par accumulation de sulfures disséminés. Ces relations laissent croire que la pauvreté des sulfures massifs en Pb et Zn est causée par une perte postmagmatique de ces éléments. Les veines tardives à chalcopyrite et galène, avec une gangue verte (peut-être mica et carbonate) par endroits, pourraient représenter une partie du cuivre et du plomb remobilisés.

Les cristaux idiomorphes centimétriques de pyrite baignant dans de la chalcopyrite, si caractéristiques des sulfures massifs de l'indice Lac Volant, se sont probablement formés au stade métamorphique. Bien que très évidente à l'indice Lac Volant, la même texture peut être observée à l'échelle microscopique sur des échantillons de plusieurs autres indices de Cu-Ni de la région étudiée, y compris ceux associés aux massifs anorthositiques. On pense également que la formation des cristaux pluricentimétriques à pluridécimétriques de pyrrhotite dans les sulfures massifs,

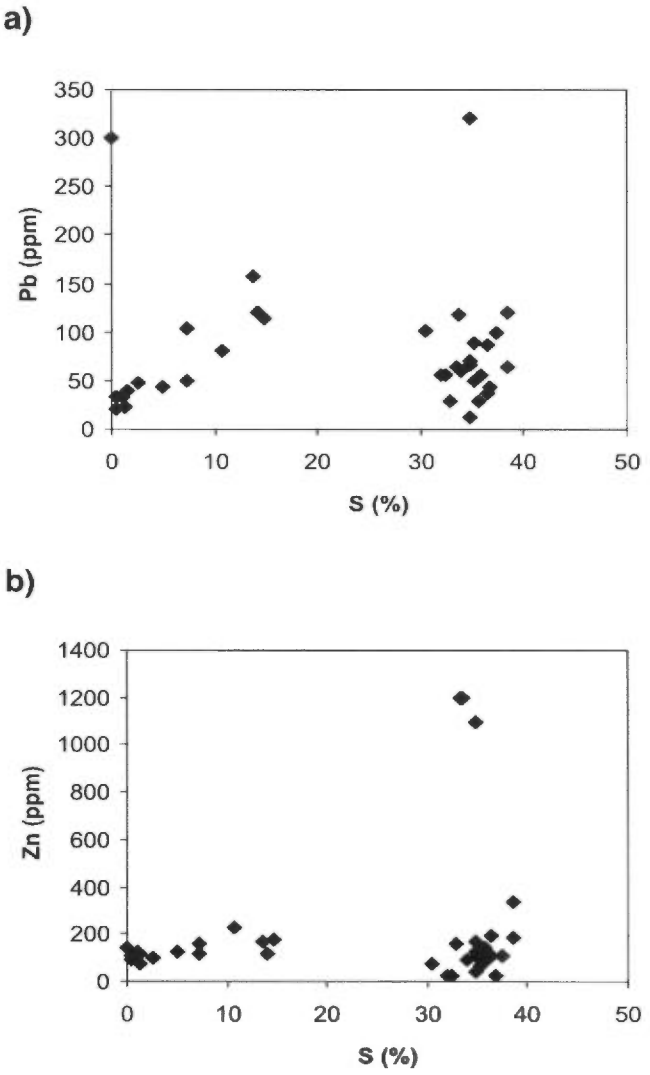


FIGURE 11 - En (a) diagramme Pb-S et en (b) diagramme Zn-S pour les sulfures disséminés et massifs de l'indice Lac Volant (données tirées de Perreault *et al.*, 1996).

également observée à l'indice Lac Volant et dans des échantillons de plusieurs autres indices, est un effet de la recristallisation métamorphique.

Conclusions

Les différents indices de Cu-Ni (±Co±ÉGP±Au) d'origine magmatique de la région étudiée possèdent plusieurs des caractéristiques nécessaires à la formation d'un gisement économique. Ces caractéristiques suggèrent qu'un modèle magmatique similaire à ceux proposés pour les gros gisements présents ailleurs dans le monde est applicable aux indices de la moyenne Côte-Nord. La difficulté sera de trouver une minéralisation qui regroupe, au même endroit, toutes les caractéristiques essentielles. Une minéralisation du type Lac Volant, qui possède la plupart des facteurs importants, semble offrir le meilleur potentiel économique. Cependant, lors de l'exploration, on doit tenir compte des effets remobilisateurs de l'orogénie grenvillienne et des épisodes tectonométamorphiques antérieurs (Clark, 2000).

MINÉRALISATIONS EN FE-CU-ÉTR-Y-P-F-AG D'ORIGINE HYDROTHERMALE

Distribution et contexte des minéralisations

Les indices appartenant à ce type de minéralisation sont localisés principalement dans la région du lac Manitou, à environ 100 km au NE de Sept-Îles ou à 150 km au NW de Havre-Saint-Pierre (figures 1 et 12). Il s'agit de minéralisations ferrifères caractérisées, en premier lieu, par une concentration élevée de magnétite. Les indices possédant le plus grand potentiel sont localisés près de la rivière Kwyjibo, au nord du lac Manitou, et appartiennent au Complexe de Canatiche du domaine de Lac-à-l'Aigle (DLA). Ils se distinguent par leurs teneurs intéressantes en Cu, éléments des terres rares (ÉTR), Y, P, F et Ag. Ils sont également anomaux en Th, U, W, Mo, Zr et Au. D'autres indices ferrifères, tels ceux de Lac Marmont, Guido et Lac Gad, sont localisés près de l'extrémité sud du lac Manitou dans le Complexe de Manitou du DSJ. Ils sont généralement pauvres en éléments mentionnés précédemment, sauf pour quelques enrichissements locaux en ÉTR légères, en Zr ou en Ag. En fait, le gîte Lac Marmont a déjà été évalué pour son potentiel en fer. L'indice Natashquan (Ag, Cu et Mo) est, quant à lui, situé à 250 km à l'est du lac Manitou dans le Groupe de Wakeham du domaine de Natashquan (figure 1).

En 1993-94, plusieurs minéralisations en Fe-Cu ou en Fe-Cu-ÉTR ont été découvertes près de la rivière Kwyjibo par la SOQUEM, dans une zone s'étendant sur au moins 10 km le long d'une anomalie magnétique curviligne (Perry, 1994; Perry, 1995a; Perry et Raymond, 1996; Perry et Roy, 1997a; Clark, 1998; Chevé *et al.*, 2001). Les indices dans ce secteur portent les noms Malachite, Josette, Andradite, Fluorine, Grabuge et Lavaivre (figure 12). Ils appartiennent à trois bandes ferrifères en échelon, concordantes avec les structures régionales. Ils sont encaissés dans une masse de leucogranite située le long de la bordure sud du Complexe de Canatiche. Les minéralisations ferrifères ont été interprétées comme des formations de fer hydrothermales qui montrent des similitudes avec les gisements d'Olympic Dam en Australie ou de Kiruna en Suède (Perry, 1994; Perry, 1995a; Perry et Raymond, 1996; Perry et Roy, 1997a).

Les trois bandes ferrifères de la propriété Kwyjibo partagent certaines caractéristiques communes et se distinguent

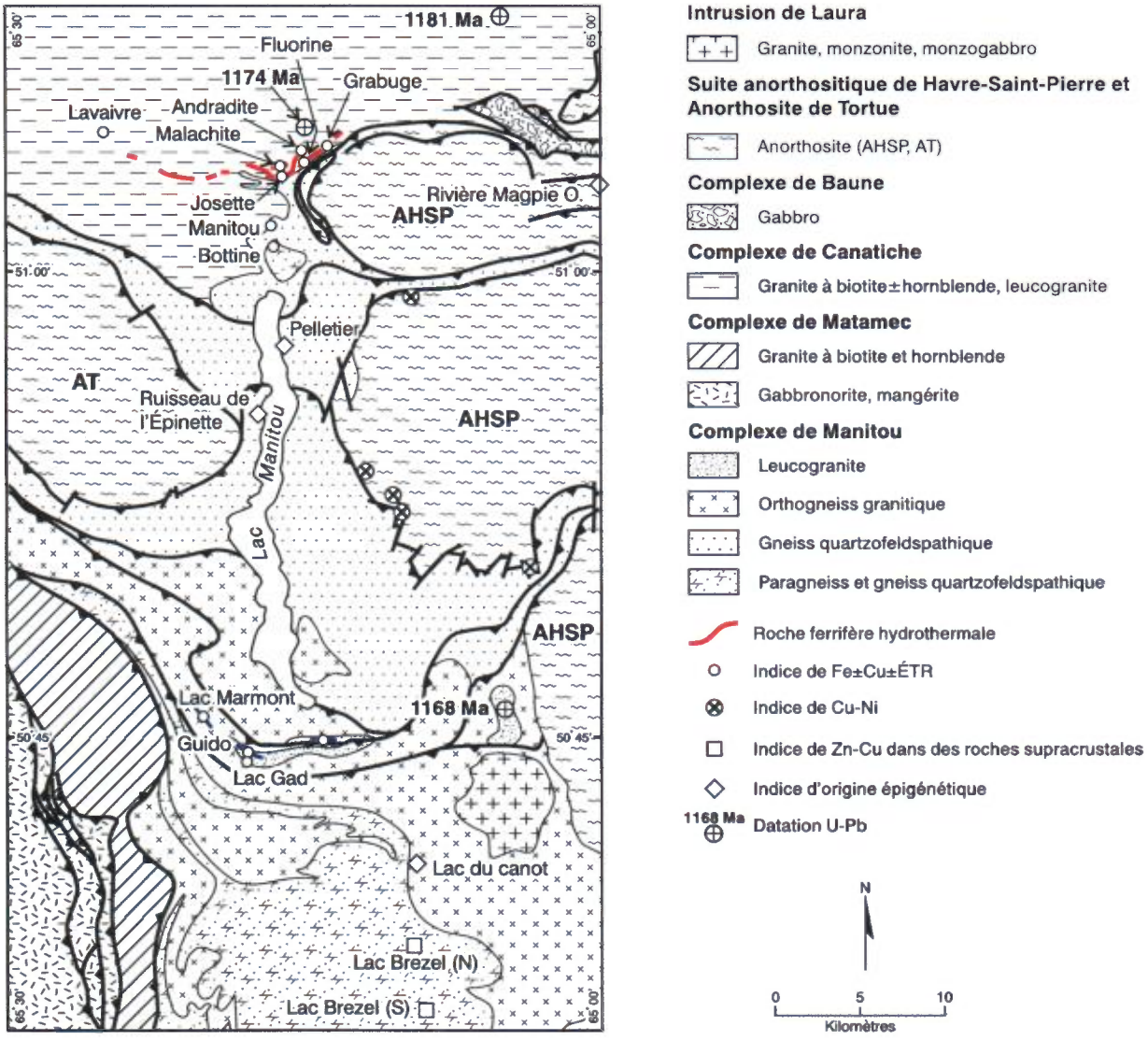


FIGURE 12 - Géologie et localisation des indices du secteur des lacs Manitou et Brézel. Géologie d'après Perry et Roy (1997a), Chevé *et al.* (2001) et Gobeil *et al.* (1999).

par d'autres. Selon Perry et Roy (1997a), les caractéristiques communes sont la présence de magnétite, d'apatite et d'andradite, ainsi qu'une texture bréchique. La bande ferrifère la plus au nord, (la zone Malachite), comprend l'indice Malachite (figure 12) et se distingue des autres bandes par son épaisseur d'environ 50 m à un endroit (peut-être moins ailleurs) et par son contenu faible en sulfures qui se situe généralement à moins de 2 %. Dans cette zone, la fluorine est absente ou rare et les teneurs en ÉTR ne sont généralement pas anomales. De plus, la magnétite est le seul oxyde de fer (Perry et Roy, 1997a). Selon ces auteurs, la bande ferrifère du centre (la zone Josette), qui comprend les indices Josette et Andradite, se distingue par la présence de quantités élevées de sulfures et par des teneurs économiquement intéressantes en Cu et en ÉTR. Les oxydes de fer présents sont la magnétite et, en quantités mineures, la spécularite. La bande ferrifère du sud (la zone Fluorine) comprend les indices Fluorine, Lingis, Rodrigue et Grabuge. Perry et Roy (1997a) ont rapporté que dans la zone Fluorine, la spécularite est le principal oxyde de fer (observation qui diffère toutefois de la nôtre) et que les teneurs en ÉTR et en cuivre sont fortement anomales par endroits. Les zones Josette et Fluorine présentent en général une épaisseur variant de 5 à 10 m, pouvant atteindre 20 m par endroits, et présentent également une radioactivité particulièrement élevée. L'indice Lavaivre est localisé à une dizaine de kilomètres à l'ouest des indices mentionnés plus haut, à l'extérieur de la propriété de SOQUEM.

Description des indices

Indice Malachite

L'indice Malachite est caractérisé par un fort enrichissement en magnétite sous forme de veines ou d'amas massifs ainsi que par une structure bréchique (Perry, 1995a). Certaines zones décimétriques à métriques contiennent un peu de minéraux radioactifs et de sulfures; toutefois, ces derniers sont rares comparés à leur abondance, par exemple à l'indice Josette. Les veines riches en magnétite sont millimétriques à décimétriques, anastomosées, majoritairement parallèles ou subparallèles à la foliation et plissées par endroits (photo 4). Les amas massifs sont de forme irrégulière et possèdent une largeur variant de métrique à plurimétrique. Les veines et les amas sont composés de magnétite granoblastique (50-95 %), avec des quantités variables de microcline, de biotite, de titanite, de hornblende, de quartz et, par endroits, de sulfures (chalcopyrite et pyrite), de plagioclase, d'allanite et de fluorine (rare). La texture granoblastique typique est probablement due à une recristallisation tectonométamorphique.

Nous avons identifié au moins trois types de brèches contenant des fragments de leucogranite porphyroïde : (1) une brèche fine avec une matrice filonienne quartzofeldspathique à magnétite disséminée (*clast-supported crackle breccia*); (2) une brèche avec des fragments anguleux pluricentimétriques supportés par une matrice quartzofeldspathique à magnétite disséminée; et (3) une brèche à fragments anguleux pluridécimétriques supportés par une matrice de magnétite massive (photo 5). Les fragments sont généralement allongés dans la direction de la foliation. La forme des fragments, leur texture laminée, la présence de magnétite disséminée dans les lamines et le recoupement de la foliation par des veines de magnétite massive suggèrent que le protolithe avait été déformé (mylonitisé par endroits) et légèrement minéralisé en magnétite avant qu'il ne soit bréchifié et avant que la plus grande partie de la minéralisation ne se soit mise en place. La minéralisation ferrifère matricielle (en filets), disséminée ou massive, s'est probablement mise en place en même temps que s'est produite la bréchification. La nature disséminée de la magnétite dans la matrice et le fait que certains fragments semblent être imprégnés partiellement par de la magnétite disséminée suggèrent que la magnétite s'est formée par remplacement hydrothermal. Ultérieurement, la roche minéralisée a été complètement recristallisée en texture granoblastique. Ici et là, les veines ou les bandes de magnétitite sont recoupées par des veinules de minéralogie variée, comme par exemple l'actinote, l'épidote, la biotite, la titanite, le clinopyroxène, le quartz ou les sulfures. Le secteur de l'indice contient plusieurs niveaux de schiste à biotite-quartz-microcline-clinopyroxène-hornblende-épidote-allanite ou à biotite-hornblende-plagioclase. La minéralisation ferrifère est coupée par des dykes de pegmatite blanche et de roche ignée mélanocrate; les pegmatites et les dykes mafiques sont probablement contemporains et cogénétiques. Par endroits, les pegmatites sont plissées avec la roche minéralisée attenante.

La minéralisation montre une linéation minérale (de biotite et de magnétite) plongeant avec un angle faible vers le sud. Cette linéation est probablement d'âge grenvillien. Toutefois, la minéralisation filonienne semble moins déformée que le protolithe granitique.

Un rainurage à travers une zone à magnétite massive a retourné 0,45 % Cu sur 3,1 m. Un forage a donné 0,26 % Cu sur 63 m, mais n'a pas révélé de teneurs anomales en terres rares (Perry, 1995a). Toutefois, un échantillon choisi prélevé par le MRN dans un niveau décimétrique à sulfures-fluorine a retourné 0,23 % Cu, 409 ppm La+Ce+Sm, 105 ppm Y et 650 ppm Th. L'échantillon choisi le plus ferrifère prélevé par le MRN a retourné 93,7 % Fe_2O_3t et 2,48 % TiO_2.

Indice Josette

L'indice Josette, le plus intéressant du point de vue économique, est mis en évidence par un affleurement décapé mesurant environ 12 m sur 13 m (Perry, 1995a; Clark, 1998). Cet affleurement montre clairement que la minéralisation dans son ensemble s'est formée en plusieurs étapes dont les effets se superposent les uns aux autres. Au moins une partie de la minéralisation semble avoir été affectée par le tectonisme, puisqu'on a rapporté la présence d'un dyke mafique déformé qui recoupe les niveaux de magnétitite sous l'indice (forage 98-44, Roy, 1999).

La minéralisation montre un rubanement fruste; des bandes décimétriques riches en magnétite très fine (jusqu'à 90 % ou plus) et en fluorine violette ou incolore (magnétitite à fluorine) alternent avec des bandes riches en sulfures (photo 6). Les bandes sont communément laminées à l'échelle millimétrique à cause des variations de composition minéralogique. Les bandes riches en magnétite et fluorine sont composées de minéraux accessoires comme le quartz, l'apatite, l'allanite (et/ou la britholite), la titanite et les sulfures. Ces minéraux accessoires sont disséminés en proportions variables à l'échelle d'une lame mince ou bien forment de petites masses ou poches irrégulières dans la magnétitite. La magnétitite à grain très fin (< 0,1 mm) contient aussi des masses ou des *stringers* millimétriques, discordants, de magnétite xénomorphe à idiomorphe plus grossière (0,2-0,8 mm), témoignant d'une recristallisation partielle de la magnétite très fine. Ces petits amas contiennent des sulfures (chalcopyrite et pyrrhotite), de la fluorine et de la biotite (paillettes jusqu'à 1 mm). Les bandes riches en sulfures (jusqu'à 50 % de la roche) comprennent principalement de la chalcopyrite (jusqu'à 20 %), de la pyrrhotite et de la pyrite. La molybdénite et la sphalérite sont présentes par endroits. Les sulfures sont accompagnés de magnétite, de quartz, d'apatite, de fluorine, d'allanite (et/ou de britholite) et de grenat (andradite). Ces bandes sont généralement plus

grenues que les bandes de magnétitite à grain très fin. Les sulfures ainsi que les autres minéraux associés s'infiltrent de façon irrégulière dans et à travers les bandes attenantes riches en magnétite pour créer une structure d'allure bréchique. La zone la plus riche en sulfures, d'une largeur d'environ 5 m en affleurement, est également celle qui montre la plus forte radioactivité (Clark, 1998). Le subparallélisme des masses et des *stringers* riches en sulfures crée une fabrique dans la roche minéralisée. La minéralisation à magnétite-sulfures contient des bandes intercalées, de puissance centimétrique à métrique, riches en biotite. Cette dernière est accompagnée principalement de fluorine, d'apatite et de minéraux radioactifs. Ces bandes sont foliées et laminées. La foliation est parallèle ou subparallèle au rubanement dans la minéralisation à magnétite-sulfures.

La minéralisation à magnétite-sulfures est recoupée par de nombreuses structures minéralisées tardives non déformées. On observe un grand nombre de petites veines, lentilles et masses irrégulières, discordantes par rapport à la fabrique ou se recoupant mutuellement, composées de combinaisons diverses de fluorine, quartz, sulfures, biotite, apatite, titanite, allanite et magnétite; cette dernière est plus grenue que la magnétite encaissante. Certaines veines, veinules et poches tardives de sulfures, de fluorine et de magnétite, zonées par endroits, se sont formées par remplissage de cavités. Quelques lentilles et veines de quartz gris translucide ou rose recoupent la magnétitite. La molybdénite est associée à des bandes pluricentimétriques riches en fluorine, qui sont peut-être des veines recoupant la roche à magnétite-sulfures. La pyrite forme généralement des poeciloblastes et des porphyroblastes millimétriques à centimétriques tardifs, disséminés dans la roche à grain fin riche en magnétite.

Un échantillonnage par rainurage a retourné sur une section de 9,4 m des teneurs moyennes de 1,83 % Cu et 0,96 % La+Ce+Sm (Perry, 1995a). La teneur en Cu varie de façon importante parallèlement à la foliation, ce qui suggère selon Perry (1995a) que la minéralisation est discordante par rapport à cette structure. Des échantillons choisis, prélevés par le MRN, contiennent des teneurs maximales de 2,8 % Cu, 900 ppm Th, 440 ppm U, 1 800 ppm W et 13 g/t Ag. Plusieurs échantillons choisis contiennent entre 1,0 et 1,7 % ÉTR totaux (dont environ 0,1 % de terres rares moyennes et lourdes) et entre 5 700 et 8 100 ppm Y. À l'indice Josette, les principaux minéraux des terres rares sont l'apatite, l'allanite et la britholite (T. Birkett, dans Roy, 1999).

Un âge U/Pb de 972 ±5 Ma a été obtenu sur des titanites provenant d'un échantillon riche en magnétite, apatite et quartz, avec des quantités moindres de fluorine, titanite, allanite, grenat, biotite, chalcopyrite et pyrrhotite (David, Annexe III du présent rapport). Cet âge contraste fortement avec celui de 1174 ±3 Ma obtenu sur des zircons provenant du leucogranite hôte des minéralisations et laisse planer un doute sur l'âge de la minéralisation (voir plus loin la section intitulée Géochronologie).

Indice Andradite

D'après nos observations, l'indice Andradite (tranchée FB-95-35; Perry et Roy, 1997a) est formé de rubans de roche massive à magnétite-sulfures-quartz-biotite (environ 15 cm d'épaisseur; la puissance peut être augmentée par le plissement; photo 7), de roche laminée à fluorine-magnétite-sulfures (1,2 m d'épaisseur), de roche à quartz-magnétite-spécularite (75 cm d'épaisseur), de schiste à biotite (deux rubans dont un de 20 cm et un autre de 50 cm), de brèche à fragments quartzofeldspathiques déformés (au minimum 1,5 m d'épaisseur), et de dykes décimétriques de pegmatite qui recoupent la minéralisation. Du grenat noir (andradite) est présent par endroits. La chalcopyrite et la pyrite sont les principaux sulfures. Un pli mésoscopique en « S » plongeant à 30° vers le SE affecte la bande à magnétite-sulfures-quartz-biotite et occasionne un épaississement de la minéralisation dans la zone de charnière. Le plissement de l'unité ferrifère a été accompagné du développement d'une foliation de plan axial. Les pegmatites recoupant la minéralisation montrent des plis et des structures de boudinage ou de « pinch and swell » dans les plans de la foliation (photo 7). Les pegmatites sont postminéralisation et prédéformation à syndéformation. Dans la brèche, les fragments quartzofeldspathiques sont lenticulaires, à grain très fin, saccharoïdes, granoblastiques, de 0,5 cm à 2,0 cm d'épaisseur et jusqu'à 30 cm de longueur. Les fragments ne se touchent pas et sont supportés par une matrice de magnétite-quartz. Les fragments et leur matrice ont été étirés, cisaillés et recristallisés. Des fragments lenticulaires et leur matrice ont également été déformés pendant le boudinage d'un dyke de pegmatite. Une linéation minérale localisée dans le plan de la foliation de la brèche, et formée de traînées d'hématite rougeâtre et d'épidote, est parallèle à l'axe du pli affectant le niveau de magnétite-sulfures. L'encaissant immédiat de la minéralisation est un leucogranite à spécularite, laminé à lenticulaire, et recristallisé en texture granoblastique. La présence de petits poeciloblastes d'albite témoigne d'une altération sodique tardive. Ces observations confirment l'âge précoce de la minéralisation ferrifère par rapport à la déformation souple (plis et cisaillement). Nous émettons l'hypothèse que la minéralisation ferrifère s'est mise en place dans une zone de déformation évolutive caractérisée au début par une déformation cassante (brèche) et plus tard par une déformation ductile (cisaillement et plissement).

Dans la tranchée FB-95-36, localisée à environ 100 m à l'est de celle décrite ci-dessus, un stockwerk de veines millimétriques à centimétriques de magnétite recoupe un leucogranite granoblastique à grain fin, légèrement porphyrique en quartz. Plusieurs veines sont parallèles à la foliation; d'autres forment un grand angle par rapport à celle-ci et sont plissées. Des poches riches en andradite et magnétite semblent avoir une origine prédéformation. Le leucogranite contient de nombreuses enclaves centimétriques à décimétriques à bordures de réaction. On y voit

aussi une brèche moins déformée que dans la première tranchée : les fragments centimétriques à décimétriques sont allongés, anguleux et supportés par une matrice riche en magnétite.

Un échantillonnage par rainurage dans la tranchée FB-95-35 a permis de déceler 0,9 % La+Ce+Sm sur 0,6 m, principalement dans une roche à magnétite-sulfures, et 1,5 % Cu sur 1,9 m ainsi que 4,58 % Cu sur 0,45 m, dans une roche à magnétite-quartz (Perry et Roy, 1997a). Les résultats analytiques du MRN ont été plus faibles : des échantillons choisis de la roche à magnétite-sulfures et de la roche à fluorine-magnétite-sulfures contiennent respectivement 0,19 % Cu et 0,17 % La+Ce+Sm et 0,03 % Cu et 0,31 % La+Ce+Sm. Les mêmes échantillons comprennent également 0,18 et 0,22 % Mo, 0,16 et 0,04 % Y ainsi que 6 g/t Ag chacun.

Indice Fluorine

L'indice Fluorine, mis en évidence par trois tranchées et des forages, est constitué de plusieurs lithofaciès montrant divers types d'altérations. On y observe une transition entre un encaissant de leucogranite folié à phénocristaux de quartz, très déformé et peu minéralisé, et une roche fortement altérée et minéralisée. L'encaissant est coupé par endroits par des veines de magnétitite pluricentimétriques plissées. Dans les tranchées, on observe : (1) une roche rubanée et laminée composée de fluorine et de magnétite contenant des lentilles (peut-être des boudins) de longueur pluricentimétrique de roche silicatée verdâtre (peut-être à clinopyroxène, photo 8); (2) un granitoïde pyritifère à phénocristaux de quartz; (3) un schiste à magnétite-fluorine-biotite ± pyrite ± chalcopyrite; (4) une roche rubanée riche en magnétite, fluorine, chalcopyrite et pyrite; (5) une roche quartzofeldspathique, granoblastique et saccharoïde à magnétite, pyrite et chalcopyrite (par endroits, cette roche est silicifiée et contient de la fluorine). La radioactivité la plus forte est dans les zones riches en sulfures (Clark, 1998). Un échantillonnage par rainurage a retourné 0,69 % Cu sur 3,0 m et des valeurs atteignant 1,84 % La+Ce+Sm (Perry, 1995a).

Indice Grabuge

L'indice Grabuge est constitué d'un stockwerk de veines de magnétite massive et d'une zone quartzifère enrichie en chalcopyrite. Il est logé dans un leucogranite granoblastique à grain fin composé de microcline et de quartz. La minéralisation ferrifère peut être observée sur une distance d'environ 50 m et est parallèle à la foliation locale. D'après nos observations, les veines de magnétite, d'épaisseur millimétrique à pluricentimétrique, s'orientent dans toutes les directions, mais elles favorisent la direction parallèle à la foliation (photo 9). Les veines isolent des fragments anguleux in situ de leucogranite, formant une texture bréchique. La plupart des veines sont composées de l'assemblage magnétite-quartz-hornblende ± clinopyroxène ± titanite ± apatite ± allanite ± sulfures.

L'abondance des sulfures (chalcopyrite et pyrite) dans les veines atteint 10 % sur quelques centimètres. Toutefois, la plupart des veines sont stériles. Le leucogranite et les veines de magnétite sont coupés par des veinules, des veines et des amas de quartz qui contiennent la majorité des sulfures (chalcopyrite et pyrite). Certaines veines de quartz injectées parallèlement à la foliation ou dans les veines de magnétite ont été affectées par une déformation cisaillante. D'autres veines et veinules de quartz, celles-ci discordantes, semblent être plus jeunes. Une poche de sulfures contenant jusqu'à 90 % de chalcopyrite et 10 % de pyrite est logée dans un amas de taille métrique de quartz gris translucide. Les meilleures teneurs obtenues à partir d'échantillons choisis de surface sont 15,6 % Cu, 1,6 g/t Au, 28,7 g/t Ag et 741 ppm Zn (Perry, 1995a). Des teneurs anomales en La et en Ce ont aussi été obtenues dans un forage.

Indice Lavaivre

Ce petit indice, localisé dans le prolongement ouest de la zone Kwyjibo et situé à environ 10 km à l'ouest de cette dernière, est constitué de lamines et de rubans millimétriques à centimétriques de magnétite dans une bande d'amphibolite de 1 m d'épaisseur. Certaines lamines contiennent jusqu'à 25 % de sulfures, principalement la pyrite. L'amphibolite est composée de hornblende vert bleuté actinolitisée et de 3 % d'apatite. Elle est en contact net avec un niveau métrique de roche quartzofeldspathique rubanée, à grain fin, contenant de la magnétite disséminée. L'amphibolite pourrait représenter une altération liée à la mise en place de la minéralisation ferrifère, semblable au cas du gîte Lac Marmont. Les analyses d'échantillons choisis ont donné jusqu'à 1,5 % Cu, mais les teneurs en ÉTR sont très faibles (Perry, 1995b; Chevé *et al.*, 2001).

Gîte Lac Marmont

Le gîte de Fe-Ti Lac Marmont est localisé dans les gneiss du Complexe de Manitou et est situé à 6 km à l'ouest de l'extrémité sud du lac Manitou. Il se trouve dans l'axe d'une anomalie magnétique d'orientation NW-SE d'envergure régionale, qui inclut également l'indice Guido (voir plus loin). Le gîte est composé de plusieurs grosses lentilles de magnétite massive (Dufresne, 1953; Boerner, 1954; Chevé *et al.*, 1999) encaissées dans des gneiss granitiques. Ces gneiss sont composés de bandes centimétriques à métriques d'un leucogranite faiblement à modérément magnétique et intercalé « lit-par-lit » avec des niveaux mélanocrates de gneiss à hornblende-biotite-magnétite. Des niveaux de gneiss mafique (roche à clinopyroxène-hornblende-biotite) se trouvent au contact ou à proximité

des lentilles de magnétitite et semblent représenter une altération liée à l'épisode minéralisateur. Ces roches sont traversées par des dykes non déformés de pegmatite. Les lentilles de magnétite massive mesurent entre 200 et 425 m de longueur et de 1 à 10 m de largeur, et sont plissées de façon isoclinale. Elles sont rubanées et consistent principalement en magnétite avec un peu d'ilménite. Les minéraux oxydés sont accompagnés d'une quantité variable de clinopyroxène vert, de hornblende, de plagioclase (?), de biotite et de traces de pyrite (photo 10). Par endroits, des veinules de quartz s'injectent parallèlement au rubanement. Les teneurs moyennes du minerai massif sont de 54,58 % Fe, 0,87 % TiO_2, 0,047 % P et 0,24 % Mn (Boerner, 1954). Un échantillon choisi de magnétite massive prélevé par le MRN contient 50,6 % Fe, 15,8 % SiO_2, 2,38 % TiO_2, 1,04 % Al_2O_3, 0,24 % Mn, 0,01 % P_2O_5, 347 ppm Zn, 297 ppm V, 191 ppm Zr, 181 ppm Y, 92 ppm Nb, 22 ppm La, 75 ppm Ce et 1 ppm U. Par certains aspects de sa minéralogie (absence de fluorine et de sulfures) et de sa composition chimique (faibles teneurs en ÉTR), le gîte Lac Marmont contraste fortement avec les indices du secteur Kwyjibo, au nord. Toutefois, on remarque certaines similitudes avec l'indice Malachite (abondance de magnétite plus ou moins stérile, teneurs élevées en TiO_2 et faibles en ÉTR).

Indice Guido

L'indice Guido se trouve à l'intérieur d'une bande de largeur kilométrique de leucogranite folié à grain fin à grossier; cette bande est associée à une forte anomalie magnétique (Gobeil *et al.*, 2000). L'indice est localisé dans le prolongement du niveau où se trouve le gîte Lac Marmont, situé à 3 km au NW. Le granitoïde est composé de feldspath potassique, de plagioclase, de quartz, de minéral mafique vert pâle (peut-être du clinopyroxène) et de magnétite. L'indice consiste en un niveau de 3,1 m d'épaisseur de magnétitite massive, composée à ~95 % de magnétite et, accessoirement, d'apatite, de monazite et d'allanite. L'encaissant granitique immédiat de l'indice est folié, laminé et à grain fin. Il est composé de plagioclase sodique (~An 5-10), de clinopyroxène, de quartz, de hornblende, de magnétite, de microcline et de traces de titanite, d'allanite et de monazite (?). L'encaissant est coupé par une veine pegmatitique de un mètre d'épaisseur composée d'albite (An 0-5), de clinopyroxène, d'antiperthite, de biotite (en paillettes orientées aléatoirement), de magnétite, d'ilménite, de titanite et de hornblende (qui remplace partiellement le clinopyroxène). Dans la pegmatite, l'allanite, l'épidote et les sulfures sont présents en traces, mais le quartz est absent. La magnétitite est très enrichie en terres rares légères et relativement pauvre en terres rares lourdes. Un échantillon choisi a retourné des teneurs de 7 400 ppm Ce, 5 800 ppm La et 1 600 ppm Nd (c'est-à-dire 1,74 % Ce_2O_3+ La_2O_3+Nd_2O_3 comparé à 1,75 % TR_2O_3 totales). L'indice contient des teneurs importantes en Ag (7 ppm) ainsi que des teneurs anomales en Y, Th, W et Au.

Indice Lac Gad

L'indice Lac Gad est localisé à environ 1 km au sud de l'indice Guido. Des veines de quartz-magnétite se sont mises en place dans une zone de cisaillement métrique affectant un leucogranite rose et folié. Le leucogranite est fortement altéré et est composé de plagioclase (oligoclase), de clinopyroxène, de hornblende (qui remplace le clinopyroxène), de magnétite, d'apatite et de titanite. Le clinopyroxène et la hornblende sont poeciloblastiques et englobent des grains d'apatite. Une analyse de la veine de quartz-magnétite a permis de déceler 11 g/t Ag, 1,27 % Zr_2O_3 et des teneurs anomales en Hf (270 ppm). Le Hf est probablement concentré dans le zircon. Les terres rares totalisent 110 ppm.

Indice Natashquan

L'indice Natashquan consiste en une minéralisation de petite taille qui est localisée dans le secteur NE du Groupe de Wakeham, à 125 km au nord de Natashquan (figure 1). Le contexte est favorable à la découverte de minéralisations de type « Olympic Dam / Kiruna » (Clark et Gobeil, 1992). L'indice est composé de disséminations de chalcopyrite (variant de traces jusqu'à 3 %), de fluorine (5 %), de pyrite et de pyrrhotite (s'échelonnant de traces jusqu'à 2 %) dans un gneiss quartzofeldspathique à biotite-grenat-amphibole (?). À l'échelle de la carte, l'indice est encaissé dans des paragneiss quartzitiques et localisé près d'une faille NE-SW (Roy, 1996; Madore *et al.*, 1997). L'indice contient jusqu'à 0,65 % Cu, 0,29 % Mo et 117 g/t Ag. Même si une campagne de prospection n'a pas révélé de minéralisation importante, Roy (1996) considère que ce secteur pourrait contenir un système minéralisant d'envergure, étant donné les similitudes radiométriques, gravimétriques et géochimiques avec la région bien minéralisée au nord du lac Manitou.

Zones de fracturation et de brèches

Plusieurs minéralisations de la région étudiée sont caractérisées par des zones de fracturation, soulignées par des veines de magnétite massive coupant un leucogranite ou par des niveaux de brèche felsique (par exemple, les indices Malachite, Andradite et Grabuge). L'origine des brèches est un problème. Nous les interprétons comme étant le résultat de la surpression des fluides minéralisateurs, surpression ayant causé la fracturation, parfois explosive, du leucogranite. L'intensité de la fracturation et de la désagrégation du leucogranite était très variable. Aux endroits où les veines de magnétite deviennent très nombreuses et sont orientées dans tous les sens, la minéralisation se présente sous la forme d'un stockwerk, les veines délimitant des fragments anguleux de leucogranite. Cette roche ressemble à une brèche formée in situ, sans complète dislocation du leucogranite, comme par exemple à l'indice Grabuge

et à l'indice Malachite (photo 9). À plusieurs endroits, les fragments sont anguleux, ne se touchent pas et n'ont pas de lien physique évident avec les fragments avoisinants. Dans ces cas, ils sont supportés par une matrice formée de matériel quartzofeldspathique contenant de la magnétite fortement disséminée à massive, comme par exemple aux indices Malachite et Andradite. Les fragments de ce style ont probablement subi une rotation ou un certain transport.

Nous pensons que la magnétite s'est mise en place pendant la bréchification du leucogranite. On a noté en lames minces certaines évidences suggérant que le leucogranite avait été déformé et légèrement minéralisé en magnétite avant ou pendant la bréchification. Par exemple, certains fragments montrent une foliation interne qui contient un peu de magnétite disséminée. Dans certains cas, les fragments sont relativement peu déformés, comme par exemple à l'indice Grabuge et, par endroits, à l'indice Malachite. Dans d'autres cas, les fragments sont fortement étirés (indice Andradite), résultat d'une déformation ductile ultérieure qui semble avoir affecté les roches le long de certains plans de façon non pénétrative.

On peut aussi émettre l'hypothèse que ces brèches ont une origine volcanique et que les protolithes étaient des tufs à lapilli ou des tufs à blocs. De tels tufs seraient spécifiques au secteur Kwyjibo, étant donné qu'aucun autre tuf n'a pu être identifié ailleurs dans ce secteur lors de la cartographie effectuée par le MRN. Toutefois, il n'est pas exclu que certains gneiss quartzofeldspathiques ou granitiques, présents dans le Complexe de Manitou plus au sud, soient des équivalents métamorphisés et déformés de métavolcanites felsiques. Selon l'hypothèse volcanique, la matrice riche en magnétite serait syngénétique ou épigénétique et formée par remplacement métasomatique d'une matrice non ferrifère.

Même si les textures observées suggèrent une mise en place hypabyssale pour les leucogranites de Canatiche, nous n'appuyons cependant pas l'hypothèse de l'origine volcanique des brèches, pour les raisons suivantes :

1. Les fragments des brèches s'apparentent au leucogranite que l'on trouve partout dans le secteur Kwyjibo.
2. Il semble y avoir un continuum entre les veines isolées, les stockwerks de veines et les brèches.
3. Les brèches sont généralement observées là où l'on constate les effets de cisaillements ductiles (ayant affecté les brèches et leurs encaissants granitiques), suggérant que les brèches, les cisaillements et les minéralisations sont des manifestations de zones de déformation importantes et actives peut-être sur une longue période.
4. Certains fragments possèdent une fabrique planaire qui contient de petits grains de magnétite disséminée, suggérant une déformation et une altération prébréchification.
5. Aucun autre type de roche volcanique n'a pu être identifié à proximité.

Altérations

La majorité des indices ont été formés par le remplacement métasomatique d'un protolithe leucogranitique. Toutefois, au gîte Lac Marmont, le protolithe semble avoir été un gneiss à hornblende-biotite. La grande variabilité des paragenèses résulte probablement des diverses compositions des encaissants et des fluides minéralisateurs, ainsi que du caractère épisodique de la minéralisation. Les caractéristiques des différentes altérations sont résumées ci-dessous :

Gîte Lac Marmont et indices Guido et Lac Gad :

Encaissants : gneiss à hornblende-biotite et leucogranite (Lac Marmont); ou leucogranite (Guido et Lac Gad).

Minéralogie : magnétite + clinopyroxène + hornblende ± quartz ± apatite ± allanite ± albite.

Éléments ajoutés : Fe, Ca (Lac Marmont); Fe, Na, Ca, P, ÉTR légères (Guido); et Fe, Zr (Lac Gad).

Altérations : silicification (Lac Marmont et Lac Gad); altération calcosilicatée (Lac Marmont); et albitisation (Guido).

Lithofaciès : magnétitite, gneiss à clinopyroxène-hornblende-biotite, gneiss à hornblende-biotite-magnétite, pegmatite, et veines de quartz-magnétite.

Indices Malachite, Grabuge et Lavaivre :

Encaissants : leucogranite.

Minéralogie : magnétite + hornblende ± quartz ± clinopyroxène ± titanite ± apatite ± allanite ± épidote ± sulfures ± albite.

Éléments ajoutés : Fe, Ca, SiO_2, Ti, (K, ÉTR, S, P, F, Na).

Altération : altération calcosilicatée.

Lithofaciès : veines de magnétite; schiste à biotite-hornblende-plagioclase ou schiste à clinopyroxène-biotite-quartz-microcline-hornblende-épidote-sulfures (Malachite); schiste à hornblende-actinote-apatite (Lavaivre); brèches variées (par exemple, fragments de leucogranite à bordures rosées baignant dans une matrice de magnétitite à l'indice Malachite); veines de quartz; et dykes de pegmatite.

Indices Josette, Fluorine et Andradite :

Encaissants : leucogranite.

Minéralogie : magnétite + apatite + fluorine + biotite + grenat (andradite) + ulfures + allanite + titanite + quartz ± hématite ± épidote ± albite.

Éléments ajoutés : Fe, F, P, ÉTR, Y, Ti, K, S, (Na).

Altérations : hématitisation (spécularite) (Andradite); épidotisation et hématitisation (à l'est de Josette); silicification (Fluorine); et altération calcosilicatée précoce préservée dans des boudins (Fluorine).

Lithofaciès : magnétitite à fluorine, magnétitite à sulfures, magnétitite à fluorine et sulfures, niveaux très riches en fluorine, schiste à biotite, veines de quartz-spécularite-magnétite (à l'est de Josette), veines de quartz, et pegmatite.

Dans la majorité des indices, l'altération a permis la cristallisation de silicates calciques et de phosphates calciques comme la hornblende, le clinopyroxène, la titanite et l'apatite. L'épidote est un minéral d'altération présent par endroits dans les encaissants. Les assemblages riches en Fe et Ca (c'est-à-dire riches en magnétite-clinopyroxène-andradite-hornblende) ressemblent à des assemblages skarnoïdes. C'est le cas principalement dans les indices Lac Marmont, Lavaivre, Malachite, Guido, Lac Gad et Fluorine (altération précoce). Étant donné que des roches calcosilicatées et des marbres sont présents ici et là dans la région, il est possible que par endroits un remplacement métasomatique de roches calcareuses ait pu se produire. Toutefois, nous considérons que la majorité des roches à magnétite-silicates calciques-apatite de la région sont le résultat d'une altération de protolithes ignés quartzo-feldspathiques par des fluides riches en Fe, Ca et P.

À l'intérieur d'un rayon de quelques kilomètres autour des indices du secteur Kwyjibo, les encaissants granitiques sont par endroits altérés en magnétite. Cette altération se présente sous la forme de disséminations, qui donnent une couleur grise aux lamines ou aux rubans d'épaisseur millimétrique à centimétrique. De plus, des lamines millimétriques ou des veines centimétriques à décimétriques de magnétite massive sont présentes par endroits.

Le rapport K_2O/Na_2O très élevé (figure 13) de certains leucogranites pourrait être le résultat d'une altération potassique. Le fait que deux autres échantillons de leucogranite altéré prélevés à proximité d'un indice montrent aussi un rapport K_2O/Na_2O élevé vient appuyer cette hypothèse.

L'hématitisation est assez restreinte dans les indices étudiés. Elle semble souvent d'origine tardive. Toutefois, l'hématite spéculaire est commune à l'indice Andradite, où elle forme des grains granoblastiques disséminés et de minces lentilles parallèles à la foliation du leucogranite. Ces grains et ces lentilles se sont formés avant ou pendant la recristallisation granoblastique.

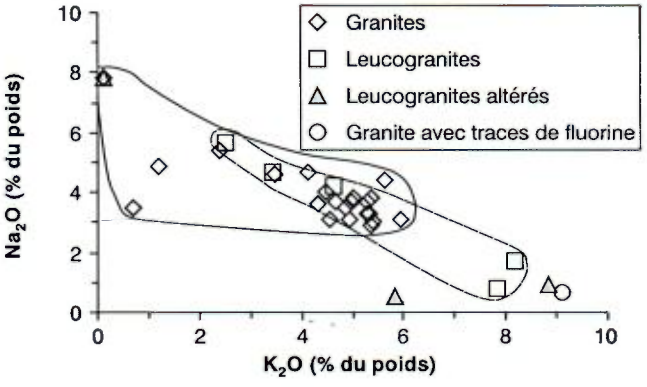


FIGURE 13 - Diagramme binaire Na_2O/K_2O pour les granites à biotite ± hornblende et les leucogranites du Complexe de Canatiche, ainsi que pour certains granites altérés et pour un pluton de granite contenant des traces de fluorine (SE du lac Manitou).

Aux indices Josette, Malachite, Andradite et Fluorine, des niveaux centimétriques à métriques de schiste à biotite sont intercalés avec les roches riches en magnétite. À l'indice Josette, la biotite est accompagnée de fluorine, d'apatite et de minéraux radioactifs. À l'indice Malachite, il s'agit d'un schiste à biotite-quartz-microcline-clinopyroxène-hornblende-épidote-allanite ou à biotite-hornblende-plagioclase. À l'indice Andradite, le schiste est composé de biotite et de titanite, et contient aussi du plagioclase interstitiel remplacé par de l'épidote et de la muscovite. À l'indice Fluorine, le schiste à biotite contient aussi de la magnétite, de la fluorine et des sulfures. Ces schistes pourraient représenter des zones d'altération métasomatique et de cisaillement.

L'albitisation du leucogranite est généralement une altération tardive et de faible intensité. Elle est caractérisée par la formation de quelques porphyroblastes idiomorphes d'albite. Elle ne semble pas avoir eu un effet marqué sur la teneur en Na_2O (figure 13).

Caractéristiques chimiques des minéralisations[6]

La composition des minéralisations est illustrée dans les diagrammes multi-éléments de la figure 14. En s'appuyant sur les similitudes entre les spectres multi-éléments, les indices peuvent être regroupés en trois catégories : (1) indices Josette, Fluorine et Andradite (figure 14a); (2) indices Malachite, Grabuge, Lavaivre et Lac Marmont (figure 14b); et (3) indices Guido et Lac Gad[7] (figure 14b). La première catégorie se distingue de la seconde principalement par son contenu plus élevé en ÉTR légères et en ÉTR lourdes, en Y, en U, en Th et en P. L'indice Guido est semblable aux indices de la première catégorie quant à son contenu en ÉTR légères, en U et en Th, mais à ceux de la deuxième catégorie en ce qui concerne les autres éléments. L'indice Lac Gad est semblable au deuxième groupe sauf pour le Zr et le Hf. Des diagrammes binaires pour différentes paires de substances sont présentés à la figure 15.

Fe_2O_3, TiO_2, V et P_2O_5

La quantité de magnétite dans les minéralisations varie énormément, passant de faibles disséminations à des concentrations massives (magnétitite). C'est ainsi que dans les échantillons choisis, les teneurs en fer total (rapporté comme Fe_2O_3t) se situent entre 10 et 100 %. Les teneurs en TiO_2, attribuables à la présence de titanite et d'ilménite, sont faibles et typiquement inférieures à 2,5 % dans les roches les plus riches en fer (figure 15a). Les échantillons provenant

6. Dans le texte qui suit, la discussion porte sur des échantillons prélevés par le MRN, à moins d'indications contraires.

7. L'indice Natashquan n'est pas mentionné, faute d'analyses.

du gîte Lac Marmont et de l'indice Malachite sont parmi les plus riches en Fe_2O_3t et en TiO_2. Ceux de l'indice Josette ont des teneurs intermédiaires, tandis que ceux de l'indice Fluorine sont les plus pauvres. Les teneurs en V les plus élevées appartiennent aux indices Lac Marmont et Malachite. Elles atteignent 420 ppm dans un échantillon provenant du gîte Lac Marmont (figure 15b). On observe une corrélation modérée entre Fe_2O_3t et TiO_2 et une bonne corrélation entre TiO_2 et V.

Les teneurs en P_2O_5 sont très faibles (< 0,6 %) dans tous les indices ferrifères, sauf dans les indices Fluorine et Josette (figure 15c). Elles se situent à près de 16 % dans deux échantillons choisis provenant de l'indice Fluorine, bien qu'elles soient faibles dans d'autres échantillons du même indice. L'indice Josette a fourni plusieurs échantillons contenant entre 2 et 5 % P_2O_5. On n'observe aucune corrélation entre P_2O_5 et Fe_2O_3t. Les principaux porteurs de P_2O_5 sont probablement l'apatite [$Ca_5(PO_4)_3(F,OH,Cl)$], la monazite [$(La,Ce,Nd)PO_4$], le xénotime (YPO_4) et peut-être la britholite [$(Y,Ce,Ca)_5(SiO_4,PO_4)_3(OH,F)$].

ÉTR et Y

Les teneurs en éléments des terres rares (ÉTR) et en Y seront importantes pour la viabilité économique d'une exploitation éventuelle dans la région de minéralisations hydrothermales. Les minéraux accessoires communs susceptibles de porter des ÉTR sont l'allanite [$(La,Ca)_2(Al,Fe_2+,Fe_3+)_3(SiO_4)_3(OH)$], l'apatite, le zircon ($ZrSiO_4$), le grenat et la monazite. Les terres rares légères (La, Ce et Nd) montrent une nette affinité pour l'allanite (Rollinson, 1993) et la monazite (Keppler, 1993). Les éléments des terres rares moyennes (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy et Ho) ont une faible préférence pour l'apatite et la titanite (Rollinson, 1993). Les éléments des terres rares lourdes (Er, Tm, Yb et Lu) préfèrent fortement le zircon, le grenat et le xénotime (Rollinson, 1993; Keppler, 1993). Les porteurs possibles de l'Y sont l'apatite, le xénotime, le grenat, la britholite et l'allanite. Dans l'indice Josette, les études minéralogiques menées par la SOQUEM ont montré que les principaux minéraux des terres rares sont l'allanite, l'apatite, la kainosite et la britholite (T. Birkett, dans Roy, 1999). L'allanite est le principal minéral des ÉTR légères (La et Ce), tandis que l'apatite, la kainosite [$Ca_2(Y,Ce)_2(SiO_3)_4(CO_3).H_2O$], et la britholite contiennent la plus grande partie des ÉTR lourdes et l'Y.

Les indices Fluorine, Josette et Andradite sont les plus riches en ÉTR et Y (figures 15d, 15e et 15f). Les échantillons choisis provenant de l'indice Fluorine montrent une grande variation des teneurs en ÉTR totales (ÉTRt), soit entre 1 000 et 20 000 ppm (0,1 et 2,0 %). L'indice Josette a fourni des échantillons contenant entre 5 000 et 17 000 ppm ÉTRt et l'indice Andradite, quant à lui, jusqu'à 2 326 ppm ÉTRt. Dans les autres indices, les teneurs des terres rares sont inférieures à 500 ppm. L'indice Guido fait exception : un échantillon comprend 15 000 ppm en ÉTR. Cet indice est parmi les plus riches en ÉTR légères, ayant retourné des teneurs de 5 800 ppm La et 7 400 ppm Ce dans un échantillon choisi. Les indices Fluorine et Josette sont notablement riches en ÉTR lourdes et comprennent entre 200 et 300 ppm Yb et entre 20 et 30 ppm Lu. On observe une bonne corrélation entre les teneurs en ÉTRt et en P_2O_5 (figure 15e), suggérant un contrôle important des minéraux phosphatés. Il n'y a aucune corrélation entre ÉTRt et

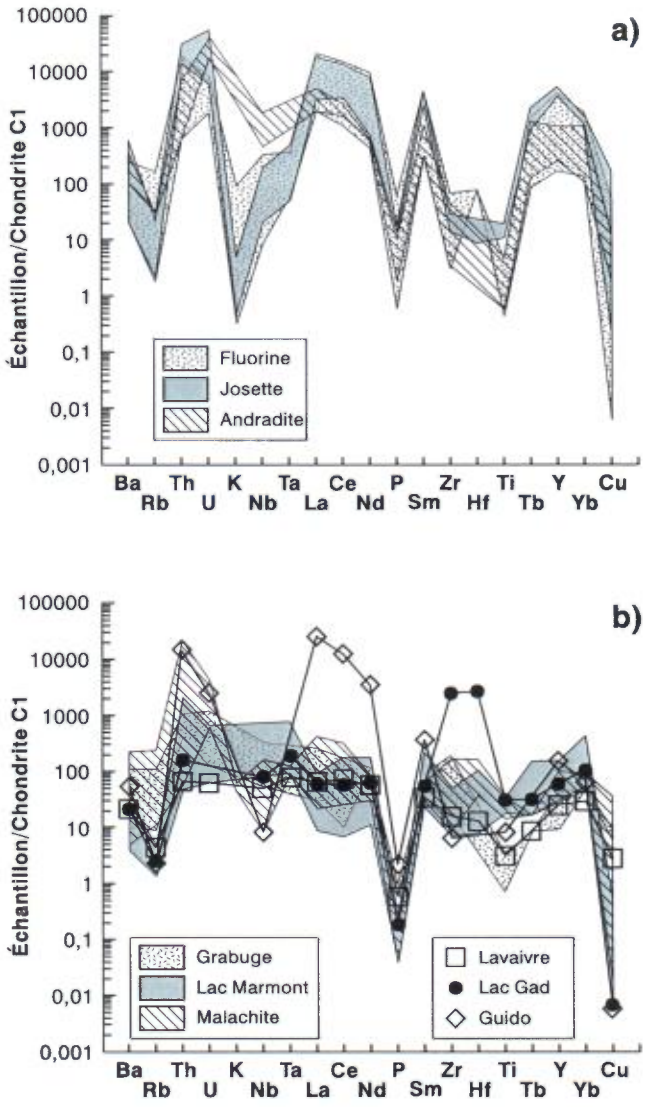


FIGURE 14 - Diagrammes multi-éléments pour les indices de Fe ± Cu ± ÉTR du secteur du lac Manitou. Les teneurs sont normalisées aux chondrites (teneurs de normalisation tirées de Sun et McDonough, 1989). Le nombre d'analyses ayant servi pour le calcul des divers indices de chacun des diagrammes est : en (a) indice Josette (6), indice Fluorine (4) et indice Andradite (2); en (b) indice Malachite (5), indice Grabuge (2), gîte Lac Marmont (5), indice Lavaivre (1), indice Guido (1) et indice Lac Gad (1). Pour certains échantillons, les analyses ne comprennaient pas tous les éléments mentionnés.

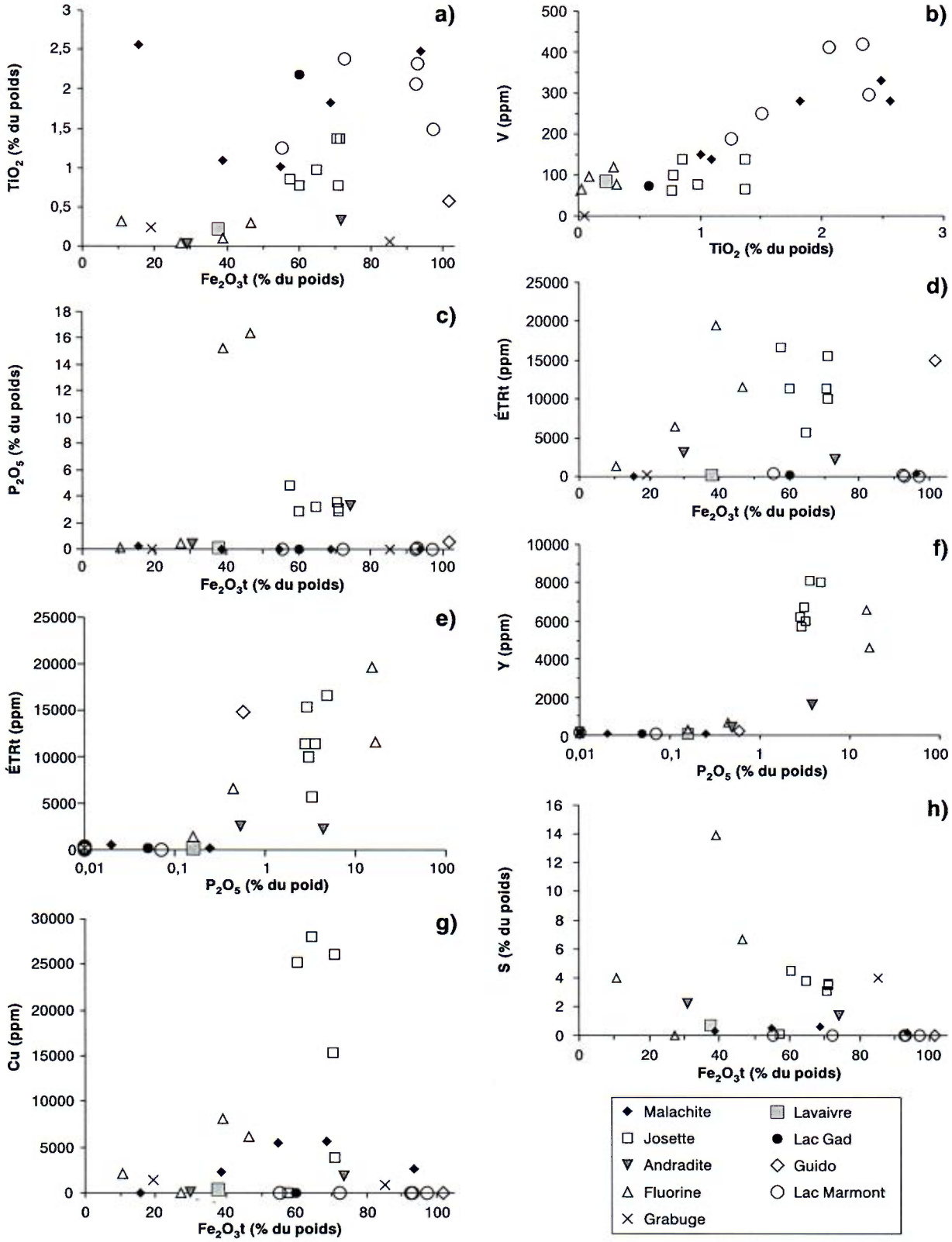


FIGURE 15 - Diagrammes binaires pour les indices de Fe ± Cu ± ÉTR du secteur du lac Manitou.

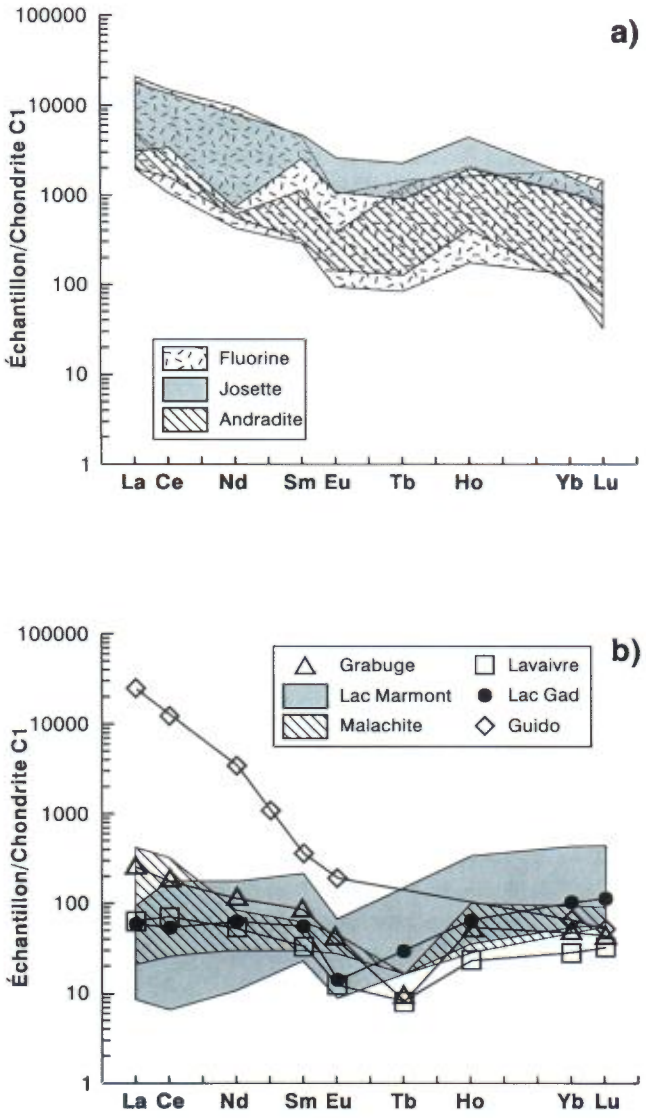


FIGURE 16 - Teneurs en éléments des terres rares dans les indices de Fe ± Cu ± ÉTR du secteur du lac Manitou. Les teneurs sont normalisées aux chondrites (teneurs de normalisation tirées de Sun et McDonough, 1989). Le nombre d'analyses utilisées pour calculer les divers indices de chacun des diagrammes est : (a) indice Josette (6), indice Fluorine (4) et indice Andradite (2); en (b) indice Malachite (5), indice Grabuge (2), gîte Lac Marmont (5), indice Lavaivre (1), indice Guido (1) et indice Lac Gad (1). Pour certains échantillons, les analyses n'ont pas nécessairement été effectuées pour tous les éléments mentionnés.

Fe_2O_3t (figure 15d). Quant à l'Y, les échantillons choisis bien minéralisés provenant des indices Fluorine et Josette ont retourné respectivement entre 635 et 6 600 ppm et entre 5 700 et 8 100 ppm. Un échantillon de l'indice Andradite contient 1 600 ppm Y. Les échantillons riches en Y sont également riches en P_2O_5 (figure 15f).

Les terres rares montrent différents degrés de fractionnement. Lorsque les analyses sont normalisées aux chondrites, le fractionnement des ÉTR légères par rapport aux ÉTR lourdes est généralement plus prononcé dans les indices les plus enrichis en ÉTR, soit dans les indices Fluorine, Josette et Andradite (le rapport La_N/Lu_N se situe entre 6 et 84; figure 16a). Les spectres des terres rares pour les indices Malachite, Lavaivre et Grabuge sont plutôt plats (le rapport La_N/Lu_N se situe entre 1 et 5; figure 16b). Le gîte Lac Marmont et l'indice Lac Gad sont parmi les plus déficients en ÉTR et montrent des teneurs normalisées en ÉTR légères plus faibles que celles en ÉTR lourdes (le rapport La_N/Lu_N se situe entre 0,1 et 0,5). Pour l'ensemble des indices, on observe un fossé peu profond dans les patrons au niveau des ÉTR moyens. L'indice Guido est très différent des autres indices, les ÉTR y étant très fortement fractionnés (le rapport La_N/Lu_N est égal à 480).

Cu, Mo et W

L'indice Josette est bien minéralisé en Cu, plusieurs échantillons ayant retourné entre 1,5 et 2,8 % Cu (figure 15g). Un rainurage indique un enrichissement en Cu sur des épaisseurs substantielles (1,83 % Cu sur 9,4 m; Perry, 1995a). Les échantillons minéralisés provenant des indices Fluorine et Malachite contiennent respectivement jusqu'à 0,8 % et 0,6 % Cu. Un forage effectué à l'indice Malachite comprend 0,26 % Cu sur 63 m (Perry, 1995a). L'indice Grabuge contient les plus fortes concentrations en cuivre : jusqu'à 6,7 % Cu dans un de nos échantillons choisis (non montré sur la figure 15g) et jusqu'à 15,6 % Cu dans un échantillon de la SOQUEM. Toutefois, la minéralisation cuprifère est de petite taille. Les teneurs en Cu et en S ne varient pas systématiquement en fonction du Fe_2O_3t (figures 15g et 15h). Ce résultat appuie l'hypothèse (voir plus loin) stipulant que les sulfures sont tardifs comparés à la plus grande partie de la magnétite.

À l'indice Josette, qui contient un peu de molybdénite, des échantillons prélevés par rainurage renferment entre 0,05 et 0,65 % Mo. Des échantillons choisis de l'indice Andradite comprennent jusqu'à 0,22 % Mo. Les indices Josette et Fluorine se distinguent par leurs teneurs élevées en W. Des teneurs entre 600 et 900 ppm W ont été décelées dans plusieurs échantillons choisis. Un échantillon de l'indice Josette a atteint 1 800 ppm W. La minéralogie du tungstène dans ces indices est inconnue.

Ag et Au

L'argent et l'or sont présents en quantités anomales dans tous les indices de ce type étudiés par l'auteur. Les échantillons choisis provenant de l'indice Josette contiennent entre 5 et 13 g/t Ag, et ceux de l'indice Grabuge entre 2 et 11 g/t Ag. Les autres indices comprennent entre 2 et 7 g/t Ag. Le petit indice Lac Gad a retourné 11 g/t Ag. L'or présente des teneurs variables, allant de négligeables aux indices Fluorine, Lavaivre, Lac Marmont et Lac Gad, jusqu'à des teneurs maximales de 20 ppb à l'indice Malachite, de 43 ppb à l'indice Andradite, de 75 ppb à l'indice Grabuge, de 87 ppb à l'indice Guido et de 150 ppb à l'indice Josette. L'échantillonnage de la SOQUEM a retourné des teneurs pouvant atteindre 19,6 g/t Ag (sur

0,2 m) et 72 ppb Au (sur 0,6 m) à l'indice Fluorine (par rainurage), 398 ppb Au (sur 0,7 m) à l'indice Josette (par rainurage), et 29 g/t Ag et 1,6 g/t Au dans des échantillons choisis à l'indice Grabuge (Perry, 1994 et 1995a).

U, Th, Nb et Zr

Les indices Josette, Fluorine et Malachite sont les plus riches en U et en Th, ayant retourné respectivement jusqu'à 440, 54 et 28 ppm U, et jusqu'à 900, 540 et 650 ppm Th, dans des échantillons choisis. L'indice Guido a retourné 430 ppm Th.

Le petit indice Lac Gad, constitué d'une veine de quartz-magnétite dans une mince zone de cisaillement, a retourné 9 402 ppm Zr, de loin la plus forte concentration en Zr obtenue et confirmant que le Zr peut, sous certaines conditions, être très mobile. Les échantillons choisis de l'indice Malachite ont retourné jusqu'à 630 ppm Zr, tandis que ceux de l'indice Josette atteignent 109 ppm Zr. Il est à remarquer que la plupart des minéralisations ferrifères sont moins riches en Zr que les granites à biotite ± hornblende du Complexe de Canatiche, dont la teneur moyenne (pour 11 échantillons) se situe à 600 ppm Zr.

Le gîte Lac Marmont a retourné les valeurs en Nb les plus élevées, soit entre 68 et 138 ppm Nb. Les échantillons choisis des indices Grabuge, Fluorine, Josette et Malachite atteignent respectivement 82, 81, 49 et 40 ppm Nb.

Fractionnement isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}O$)

La figure 17 montre la variation dans le fractionnement isotopique de l'oxygène tel que déterminé par l'analyse d'échantillons choisis de magnétitite provenant de plusieurs indices. Ainsi, les résultats reflètent principalement la composition isotopique de la magnétite dans les échantillons. On observe que les valeurs de $\delta^{18}O$ se situent entre +2 et +9 ‰, avec une valeur moyenne de +5,3 ‰, ce qui est très proche de la valeur mantellique (environ +5,7 ‰; Ripley, 1999). En général, l'indice Josette (+3,6 ‰) donne des valeurs moins élevées en $\delta^{18}O$ que le gîte Lac Marmont (+7,2 ‰). Les autres indices (Fluorine, Andradite, Malachite et Guido) présentent des valeurs moyennes situées entre les valeurs extrêmes des indices mentionnés précédemment. Les résultats suggèrent que les fluides hydrothermaux minéralisateurs étaient composés en grande partie d'eau d'origine magmatique, dont la composition isotopique varie entre +5,5 et +9,0 ‰ (données compilées par Rollinson, 1993). Cependant, l'indice Josette possède une composition isotopique qui se situe à l'extérieur des limites de l'eau magmatique et à l'intérieur de celles des eaux météoriques (valeurs plus faibles que ~ +6 ‰). Ainsi, il apparaît que le type de minéralisation de l'indice Josette, minéralisation la plus prometteuse découverte à ce jour, s'est formée à partir de fluides contenant de l'eau magmatique mélangée avec une quantité variable d'eau météorique. Cette observation est importante étant donné que le

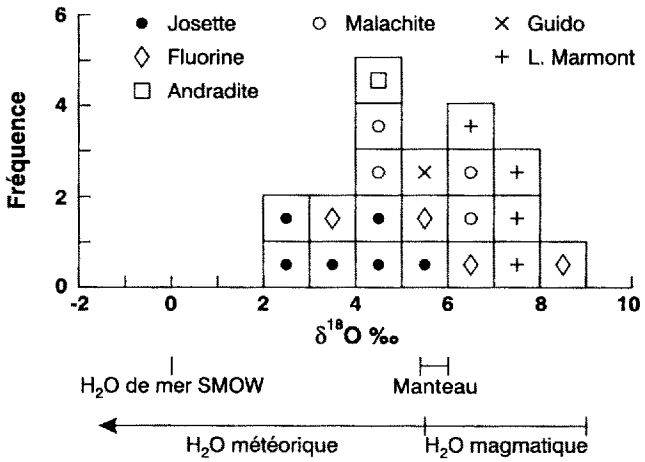


FIGURE 17 - Histogramme permettant d'observer la variation de la valeur de $d^{18}O$ dans des échantillons de magnétitite provenant des indices de Fe ± Cu ± ÉTR du secteur du lac Manitou. Les données sur la valeur de $d^{18}O$ pour les différents types d'eau et pour le manteau sont d'après Rollinson (1993). SMOW signifie *standard mean ocean water*.

mélange d'un fluide magmatique riche en F avec de l'eau météorique riche en Ca peut augmenter la quantité de fluorine précipitée (Richardson et Holland, 1979). Ce phénomène peut provoquer le dépôt des métaux rares à cause de la baisse des solubilités des minéraux accessoires porteurs. Ailleurs au monde, par exemple à Olympic Dam et à Emmie Bluff, en Australie (Oreskes et Einaudi, 1992; Gow *et al.*, 1994), les minéralisations d'intérêt économique sont souvent associées à des eaux de surface ayant circulé en particulier dans les parties supérieures et moins chaudes des systèmes hydrothermaux.

Roches granitiques associées aux minéralisations : Complexe de Canatiche et Suite felsique d'Olomane

Les indices du secteur du lac Manitou montrent un lien spatial serré avec les roches granitiques du Complexe de Canatiche (voir Chevé *et al.*, 2001; Gobeil *et al.*, ce volume) ou avec d'autres corps granitiques. De plus, les granites du Complexe de Canatiche sont relativement riches en plusieurs des éléments qui composent les minéralisations hydrothermales du secteur Kwyjibo. Plus à l'est, la Suite felsique d'Olomane et la Suite felsique de Kataht (Gobeil *et al.*, ce volume) couvrent de vastes superficies du domaine de Natashquan.

Dans le secteur Kwyjibo, les minéralisations sont logées dans une masse de leucogranite (alaskite), d'au moins 3,5 km de largeur et d'extension longitudinale inconnue, située le long de la bordure sud du Complexe de Canatiche. Ce complexe est composé principalement de granite à biotite ± hornblende à grain moyen à grossier. Des dykes de leucogranite coupent le granite à biotite folié près de la bordure de la masse de leucogranite. Des enclaves de schiste à biotite (peut-être du Complexe de Manitou) ont été

observées par endroits dans le leucogranite. Le leucogranite est rose pâle, de composition homogène, de granulométrie fine à moyenne et faiblement folié. Il est communément porphyroïde en quartz, en microcline ou en plagioclase (oligoclase). Ces caractéristiques suggèrent que le leucogranite est plus évolué que le granite à biotite ±hornblende et qu'il s'est mis en place à un niveau crustal relativement élevé, peut-être même à un niveau hypabyssal.

Près des minéralisations, le leucogranite est en plusieurs endroits plus déformé, voire mylonitique, et montre un rubanement ou une forte foliation (par exemple, à l'est et au nord-est de l'indice Josette et à l'indice Fluorine). Le rubanement est communément souligné par des disséminations de magnétite. Le leucogranite bien folié peut être composé de lamines, de lentilles ou de masses de quartz, de microcline ou de plagioclase polygonisés dans une matrice feldspathique fine (0,05 - 1,0 mm) contenant par endroits quelques paillettes orientées de biotite brune et de magnétite disséminée. Les lamines, les lentilles, les masses et la matrice (y compris la magnétite disséminée) sont complètement recristallisées en texture granoblastique. Des poecioloblastes tarditectoniques de grenat jaunâtre, de biotite, de hornblende, de titanite, de muscovite ou d'albite peuvent être présents.

La zone au nord des indices du secteur de Kwyjibo contient de très nombreux dykes et masses de pegmatite granitique à biotite postminéralisation, possédant une minéralogie simple. Les pegmatites postminéralisation sont généralement non déformées. Toutefois, elles sont affectées par endroits par la déformation (par exemple à l'indice Andradite : plissement, *pinch and swell* et boudinage). À l'indice Andradite, un dyke de pegmatite contient des concentrations importantes de magnétite, peut-être remobilisée.

Étant donné le lien génétique possible entre les minéralisations et les granitoïdes, il convient d'examiner la composition minéralogique et chimique des granitoïdes afin d'évaluer ce lien hypothétique et ses conséquences sur la composition des minéralisations.

Le granite à biotite ± hornblende du Complexe de Canatiche est composé typiquement de feldspath potassique, de plagioclase, de quartz et de biotite (partiellement altérée en chlorite); la hornblende est présente par endroits. Le leucogranite est composé principalement de microcline, de quartz et de plagioclase. Par endroits, le leucogranite contient aussi du clinopyroxène. La composition du plagioclase (déterminée optiquement) dans les deux types de granite varie entre An_1 et An_{20} (albite à oligoclase). Les minéraux accessoires communs sont la titanite, le zircon, l'allanite, l'apatite et la magnétite. À proximité des indices, le leucogranite contient des quantités variables (fortes par endroits) de minéraux qui sont probablement liés à l'altération accompagnant la minéralisation : magnétite, hornblende bleu-vert, fluorine, biotite, quartz, grenat jaune-orange, clinopyroxène vert pâle, épidote, allanite, titanite, hématite et albite poeciloblastique.

La majorité des granites du Complexe de Canatiche sont méta-alumineux, les autres étant hyperalumineux (Gobeil *et al.*, ce volume). Ce sont des granites intraplaques du type « A » (Gobeil *et al.*, ce volume). Les diagrammes de Harker montrent que les granites de Canatiche sont différenciés (figure 18). Les teneurs en SiO_2 pour la plupart des granites de Canatiche varient entre 65 et 77 %; deux échantillons ont une teneur intermédiaire en SiO_2 (57 % et 61 %). Avec une augmentation du SiO_2 dans les granites à biotite ± hornblende, les teneurs de la plupart des éléments majeurs (figure 18a à 18d) et de plusieurs éléments en traces (figure 18e à 18i) diminuent progressivement. Toutefois, le K_2O montre peu de corrélation avec le SiO_2 (non montré en graphique). Les granites de Canatiche sont généralement enrichis en Ba, Th, U, Nb, La, Ce, Nd, Zr, Y et Yb, comme montré par un diagramme multi-éléments (figure 19). Sur un diagramme des terres rares normalisées (figure 20), les granites à biotite ± hornblende du Complexe de Canatiche montrent un enrichissement en ÉTR légères et un patron plat pour les ÉTR lourdes. Une anomalie négative en Eu témoigne du fractionnement antérieur du plagioclase. Les variations chimiques sont interprétées comme le résultat de la cristallisation fractionnée. Les teneurs en éléments mineurs et en traces sont affectées par le fractionnement des minéraux accessoires, tels l'allanite (Ce, La, Y), la monazite (Ce, La, P), le xénotime (Y, La, Ce, P), l'apatite (ÉTR, P) et le zircon (Zr, Yb, Lu). Le petit pluton de granite contenant des traces de fluorine, localisé au SE du lac Manitou, possède une teneur élevée en SiO_2 (figure 18), un rapport K_2O/Na_2O très élevé (figure 13) et des teneurs en éléments en traces très semblables à celles des granites à biotite ± hornblende de Canatiche (figure 19). Comme les granites de Canatiche, les granites de la Suite felsique d'Olomane varient de méta-alumineux à hyperalumineux et sont du type intraplaque (Machado, 1999). La Suite felsique de Kataht est différente et possède une chimie qui s'apparente à celle des granites d'arc volcanique (Machado, 1999). Les spectres des ÉTR des granites d'Olomane, de Kataht et de Canatiche sont semblables, mais les granites d'Olomane et de Kataht sont progressivement moins riches en ÉTR et moins fractionnés vers les ÉTR légères (figure 21).

Les leucogranites sont parmi les granites les plus riches en SiO_2, suggérant qu'ils sont relativement évolués (figure 18). Deux échantillons de leucogranite sont à la fois riches en K_2O (5,8 - 8,9 % K_2O) et pauvres en Na_2O (0,5 - 1,7 % Na_2O), produisant ainsi un rapport K_2O/Na_2O élevé (figure 13). Cette caractéristique chimique pourrait être le résultat d'une différenciation du magma granitique ou d'une altération potassique (voir plus haut la section intitulée « Altérations »). Comparés aux granites à biotite ± hornblende, les leucogranites sont déficients dans la plupart des éléments majeurs, en ÉTR légères et ÉTR moyennes et en Sr, P, Ti et Tb (figures 18, 19 et 20). Les leucogranites ont des spectres normalisés des ÉTR qui sont plus plats que ceux des granites à biotite (figure 20).

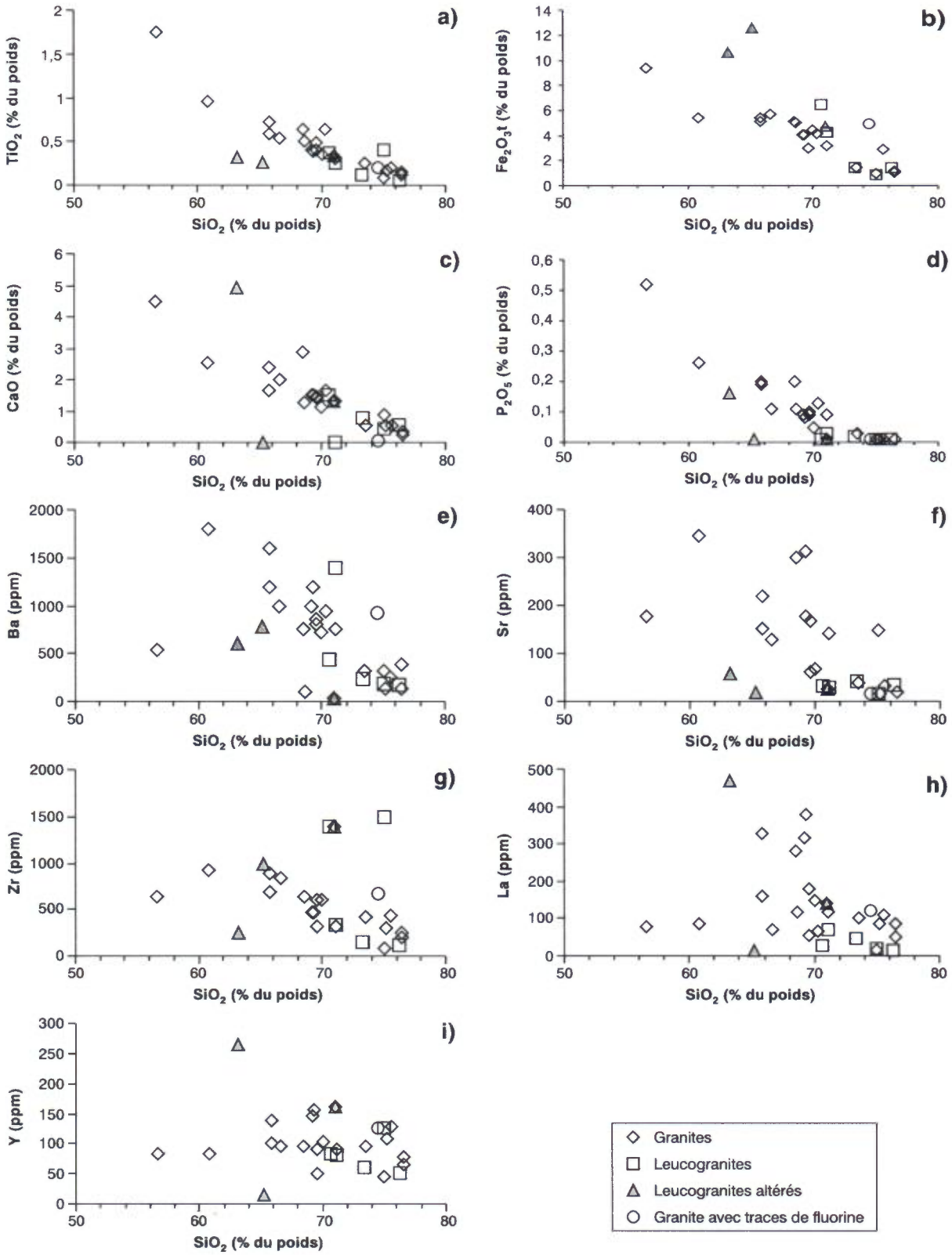


FIGURE 18 - Diagrammes binaires de type Harker pour les granites à hornblende ± biotite et les leucogranites du Complexe de Canatiche, pour certains granites altérés et pour un granite contenant des traces de fluorine (SE du lac Manitou).

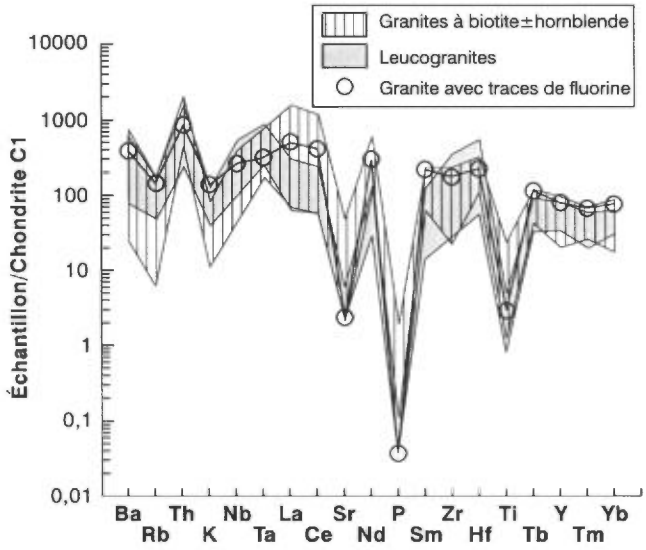


FIGURE 19 - Diagramme multi-éléments pour les granites à biotite ± hornblende et les leucogranites du Complexe de Canatiche, ainsi que pour un granite contenant des traces de fluorine (SE du lac Manitou). Les teneurs sont normalisées aux chondrites (teneurs tirées de Sun et McDonough, 1989).

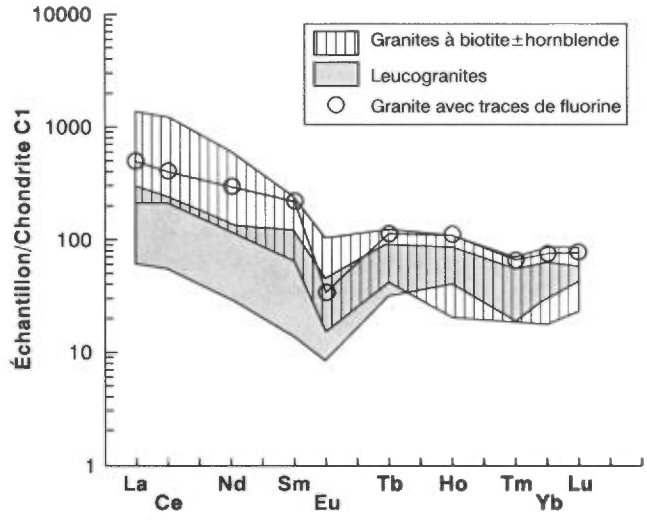


FIGURE 20 - Diagramme des éléments des terres rares normalisées aux chondrites (teneurs tirées de Sun et McDonough, 1989). Le nombres d'analyses pour chacun des types de roches est : pour les granites à biotite ± hornblende (11), pour les leucogranites du Complexe de Canatiche (5), et pour le granite avec traces de fluorine localisé au SE du lac Manitou (1).

L'appauvrissement relatif en ÉTR légères peut s'expliquer par le fractionnement des minéraux accessoires (telles l'allanite, le xénotime et la monazite) pour lesquels les ÉTR légères ont une grande affinité. Les leucogranites sont en général relativement riches en éléments mobiles, comme le Rb et le K. Les leucogranites ont pu se cristalliser à partir d'un magma relativement différencié, dont le magma parent aurait eu une composition semblable à celle du granite de Canatiche.

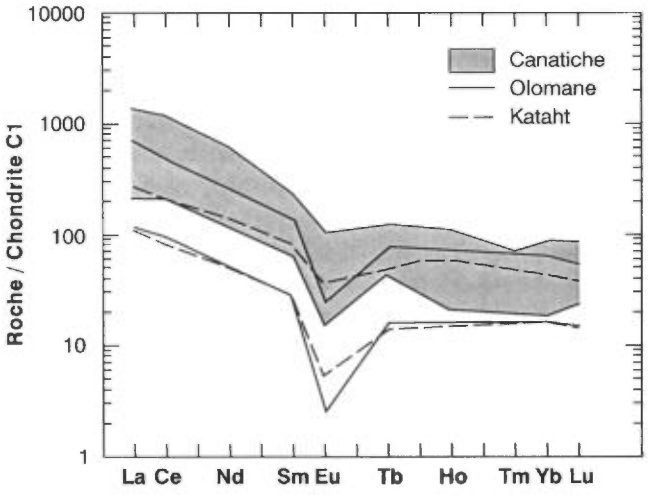


FIGURE 21 - Diagramme des éléments des terres rares normalisées aux chondrites (teneurs tirées de Sun et McDonough, 1989) comparant les granites des suites felsiques d'Olomane et de Kataht avec les granites du Complexe de Canatiche. Les données pour les granites d'Olomane et de Kataht ont été tirées de Machado (1999).

Deux leucogranites altérés, associés à la minéralisation, donnent un rapport K_2O/Na_2O élevé. Par contre, un troisième échantillon de leucogranite altéré donne un rapport K_2O/Na_2O très faible; il provient d'une zone cisaillée altérée en carbonate et ne semble pas relié à la minéralisation. Les leucogranites altérés associés à la minéralisation sont relativement riches en Fe_2O_3t (figure 18b), en raison de la présence de magnétite, mais ils montrent des teneurs très disparates en certaines substances d'intérêt économique, tels le La (figure 18h) et l'Y (figure 18i).

Comparés à d'autres granites du type « A » (Christiansen et Keith, 1996), les granites à hornblende ± biotite du Complexe de Canatiche sont particulièrement riches dans les éléments suivants (moyennes des teneurs) : Ba (580 ppm), La (130 ppm), Ce (300 ppm), Zr (600 ppm) et Nb (70 ppm). La valeur du rapport Ce/Yb normalisé pour les granites de Canatiche est d'environ 10 (figure 20), valeur plus élevée que celles variant entre 2,2 et 5,5 typiques des granites du type « A » (Whalen *et al.*, 1987). En fait, les teneurs mentionnées en Ba, La, Ce, Zr et Nb sont typiques des granites peralcalins (Taylor *et al.*, 1981) et ce, même si d'après les éléments majeurs les granites de Canatiche sont subalcalins.

Une contradiction semblable entre les éléments majeurs et les éléments en traces, comme le Zr et les ÉTR, a été constatée par Bourne (1986) pour les roches felsiques du domaine de Nathasquan. Les teneurs des éléments en traces, relativement immobiles, ont mené cet auteur à conclure que les volcanites étaient hyperalcalines à l'origine. Il a attribuée la composition apparemment hyperalumineuse des volcanites à une perte d'alcalis (K et Na), peut-être pendant le métamorphisme grenvillien régional.

Dans le domaine de Natashquan, les granites à fluorine de la Suite felsique d'Olomane sont chimiquement semblables

aux granites du Complexe de Canatiche. La présence de fluorine disséminée suggère que ce sont des granites évolués dérivés de magmas assez riches en F et qui n'ont pas perdu leur F par cristallisation de minéraux mafiques ou par dévolatilisation.

Géochronologie

Des datations U-Pb sur zircons suggèrent que le leucogranite (1174 ±3 Ma) est un peu plus jeune que le faciès massif du Complexe de Canatiche (1181 ±2 Ma) (Chevé *et al.*, 2001). Ainsi, 1174 ±3 Ma représente un âge maximum pour les minéralisations dans ce secteur. Les minéralisations ferrifères au SW et au sud du lac Manitou sont associées à des bandes de granite à biotite et de leucogranite, qui sont toutefois moins puissantes et continues que le leucogranite au nord du lac. Une petite intrusion de granite contenant des traces de fluorine est située juste à l'est des minéralisations dans le secteur sud. Elle a été datée à 1168 ±6 Ma (Chevé *et al.*, 1999). Des titanites provenant de l'indice Josette ont donné un âge U/Pb de 972 ±5 Ma, suggérant une formation tardive pour au moins une partie de la minéralisation (David, Annexe III du présent rapport). La Suite felsique d'Olomane, dont l'âge est d'environ 1,24 Ga, est composée de granites à fluorine qui sont porphyriques par endroits et qui contiennent de l'allanite et du quartz bleu (Madore *et al.*, 1997). La Suite felsique de Kataht, formée de porphyre et de granite rapakivique, est beaucoup plus vieille et a été datée à ~1,5 Ga (Madore *et al.*, 1997).

Discussion

La nature disséminée ou filonienne des minéralisations ferrifères du secteur du lac Manitou et la nature des altérations qui les accompagnent laissent supposer une mise en place par des fluides hydrothermaux. En fait, l'étendue plurikilométrique de la zone minéralisée du secteur Kwyjibo témoigne du passage d'une très grande quantité de fluide. Le secteur des lacs Marmont et Gad, à quelque 35 km au sud, contient également un grand volume de minéralisation ferrifère. La grande quantité de fluide nécessaire pour produire ces minéralisations a pu être générée par un magma lors de sa cristallisation et sa différenciation. Les granites du Complexe de Canatiche sont enrichis en plusieurs substances présentes dans les minéralisations. Ce fait suggère un lien génétique entre les granites et la minéralisation, mais les données radiométriques et de terrain sont ambiguës quant à cette possibilité (voir plus loin). Si les minéralisations étaient liées à la mise en place d'un granite, il s'agirait d'un granite enfoui et caché qui, étant donné que les minéralisations coupent les leucogranites de Canatiche, serait plus jeune que ces derniers. Ce granite source pourrait être chimiquement semblable aux granites de Canatiche et aurait pu être généré dans une région source semblable. Toutefois, il aurait probablement été plus riche en fluor, comme il sera mentionné plus loin. Il est possible aussi qu'un granite relativement alcalin soit impliqué, étant donné que l'abondance de certains éléments dans les granites de Canatiche, tels le Ba, le La, le Ce, le Zr et le Nb, sont typiques des granites hyperalcalins (voir plus loin).

La composition et les propriétés des fluides générés par un magma granitique en cours de cristallisation, qu'il soit apparenté au Complexe de Canatiche ou à un autre épisode magmatique, ont des conséquences majeures sur le transport des métaux et la composition des minéralisations. Depuis longtemps, on sait que la formation de complexes ioniques est un mécanisme efficace pour le transport des métaux dans un fluide hydrothermal (par exemple Krauskopf, 1967). Les complexes de chlorure sont capables de transporter des quantités énormes de fer (Holland, 1972; Chou et Eugster, 1977). Ils facilitent aussi le transport des métaux usuels, comme le Cu (Candela et Holland, 1984; Keppler et Wyllie, 1991). D'autres types de complexes assurent le transport d'autres substances. Les ÉTR, l'Y, le Zr, le Nb, l'U et le Th peuvent probablement être transportés dans un fluide sous la forme de complexes de fluorure; le W par des complexes de OH^-; le Mo par des complexes de OH^- ou de fluorure; et l'U par des complexes de chlorure, de fluorure ou de carbone (Keppler et Wyllie, 1991).

La grande abondance de fluorine dans certains indices (par exemple les indices Josette et Fluorine) indique que certains fluides étaient riches en fluor. La présence de fluor dans un magma a des conséquences très importantes pour la formation des minéralisations hydrothermales riches en ÉTR et en éléments HFS (*high field strength*), par exemple Y, Ti, Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U et P. Les ÉTR et les éléments HFS sont concentrés dans les minéraux accessoires comme le zircon, le rutile, la monazite, le xénotime, la titanite et l'allanite (Keppler, 1993). Une augmentation de la teneur en F dans un magma augmente les solubilités de plusieurs minéraux accessoires et mène à la concentration des ÉTR et des éléments HFS dans le magma résiduel (Keppler, 1993). Toutefois, cet auteur a remarqué que la solubilité des phosphates de terres rares n'est pas affectée par le F. La présence de F dans un magma augmente également les solubilités du Cl et de l'H_2O (Webster et Rebbert, 1998). De plus, le fluor baisse la température du solidus de façon importante, permettant une différenciation magmatique plus prononcée et l'atteinte des températures du domaine hydrothermal (Wyllie et Tuttle, 1961; Tingle et Fenn, 1984). Ainsi, un magma riche en F demeure mobile plus longtemps (phénomène favorisé également par le fait que le F diminue la viscosité) que les parties du pluton plus pauvres en F et qui se sont déjà cristallisées.

Un fluide hydrothermal se forme lorsque les éléments volatils dans le magma atteignent les limites de leur solubilité. Le magma perd ses éléments volatils de façon différentielle, perdant en premier le CO_2, le HCl et le H_2O. Par contre, le F se concentre dans le magma parce qu'il est relativement plus soluble (coefficient de partage de ~0,33),

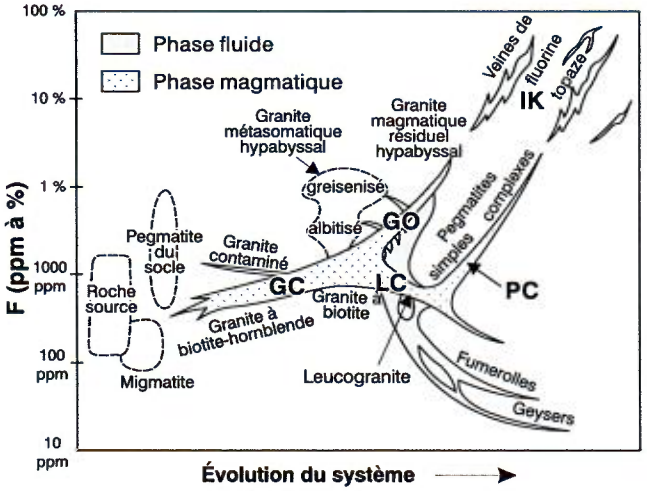


FIGURE 22 - Évolution des magmas granitiques à fluor et de leurs fluides hydrothermaux (d'après Bailey, 1977). Abréviations utilisées : GC : granites du Complexe de Canatiche; LC : leucogranites du Complexe de Canatiche; PC : pegmatites du Complexe de Canatiche; IK : indices du secteur Kwyjibo; GO : granites de la Suite felsique d'Olomane.

mais éventuellement des minéraux riches en F, telle la fluorine, peuvent cristaliser (Bailey, 1977; Carroll et Webster, 1994). Toutefois, dans des conditions géologiques raisonables, de grandes quantités de fluor peuvent passer dans une phase fluide à partir d'un magma granitique en voie de cristallisation (Keppler, 1993; Bailey, 1977; Carroll et Webster, 1994). En fait, le fluor commence à se concentrer de préférence dans un fluide aqueux lorsque la teneur en F du magma dépasse 8 % (Carroll et Webster, 1994).

Bailey (1977) a présenté un schéma évolutif pour les magmas granitiques à fluor et les fluides qui se forment pendant la différenciation (figure 22). Dans ce modèle, les granites à hornblende et biotite ainsi que les granites à biotite sont les produits de la fusion partielle d'une région source relativement riche en éléments présents dans les minéralisations. Lors du fractionnement et aidés par la richesse inhérente en fluor des magmas, les granites s'enrichissent graduellement en F, en ÉTR, en Y, en Nb, etc., aussi longtemps que les solubilités des minéraux accessoires ne sont pas atteintes. Pendant ce temps, une partie du F peut entrer dans la structure des micas et des amphiboles, en se substituant pour le OH^- (Bailey, 1977). Dans le cas des magmas pauvres en Fe et Mg, le F peut se cristalliser sous la forme de fluorine (CaF_2). D'après ce modèle, les leucogranites deviennent appauvris en F, suite à la formation de magmas hypabyssaux enrichis en F. Lorsque la concentration en F dans les magmas évolués devient suffisamment élevée, le F s'intègre aux fluides minéralisateurs (veines de fluorine dans la figure 22).

Ce modèle est valable pour la région étudiée. Un magma semblable à celui des granites du Complexe de Canatiche aurait été une excellente source en ÉTR et en éléments HFS. La fluorine n'a pu être observée dans les granites à biotite ± hornblende ou dans les leucogranites non minéralisés du Complexe de Canatiche, suggérant que la plus grande partie du fluor est demeurée dans le magma évolué résiduel. Toutefois, de la fluorine a cristallisé dans un petit pluton au SE du lac Manitou et dans les granites de la Suite felsique d'Olomane. Les magmas des granites à biotite ± hornblende du Complexe de Canatiche n'étaient probablement pas suffisamment riches en F pour garder en solution les minéraux accessoires. La cristallisation fractionnée aurait causé la ségrégation des minéraux accessoires porteurs des métaux rares. On peut conclure que le magma à l'origine des minéralisations dans le secteur Kwyjibo était en général plus riche en volatiles, surtout en F, que les magmas du Complexe de Canatiche et ont éventuellement produit une phase fluide riche en F et en métaux rares (figure 22).

Les relations texturales et minéralogiques dans plusieurs indices de la région étudiée suggèrent que les fluides se sont injectés par pulsations et que la composition des fluides était variable dans le temps. La composition des fluides aurait changé lors de la cristallisation fractionnée et du refroidissement des magmas. Les fluides ont probablement été canalisés dans des zones de faille, produisant un rapport fluide/roche très élevé, ce qui aurait permis un fort enrichissement des substances transportées en relativement petites quantités par les fluides. Par endroits, nous pensons que la surpression du fluide a pu conduire à la bréchification (fracturation hydraulique) de l'encaissant et à la formation d'un stockwerk de veines.

À partir des relations texturales et minéralogiques, on peut interpréter la paragenèse des principaux minéraux. Les premiers magmas granitiques auraient été relativement primitifs et chauds et auraient produit des fluides aqueux riches en fer complexé au chlore. Ces fluides auraient engendré des paragenèses skarnoïdes composées de silicates de fer et de calcium, tels la hornblende et le clinopyroxène. De plus, la magnétite, la titanite et la biotite auraient commencé à se former à partir de ces fluides et auraient continué à se former pendant le développement des indices. Dans les indices composés presque exclusivement d'oxydes de fer et de titane (par exemple Lac Marmont et Lac Gad), l'évolution des fluides n'aurait guère progressé au-delà de ce point. L'indice Guido, qui fait exception, est très riche en ÉTR légères, mais pauvre en ÉTR lourdes. À un moment donné, des fluides riches en fluor et en métaux rares complexés au fluor ont été générés. Le refroidissement des fluides et les réactions entre les fluides et la roche auraient diminué la solubilité de la fluorine et des métaux rares, provoquant ainsi leur précipitation. Il y a eu par endroits, à l'indice Josette par exemple, un mélange de fluides magmatiques chauds avec des eaux météoriques plus froides, ce qui a produit des enrichissements plus marqués en ÉTR, Cu, F, etc. (Richardson et Holland, 1979). Dans des environnements semblables à l'indice Josette, qui est riche en sulfures et qui donne des valeurs intéressantes en Mo et en W, des complexes du OH^- et du S ont probablement été formés. Les sulfures, qui sont localement

associés à beaucoup de quartz (par exemple les indices Grabuge et Fluorine) et qui montrent des textures suggérant une formation tardive par rapport à l'encaissant magnétitifère, se seraient formés à partir des fluides tardifs plus froids. La cristallisation tardive des sulfures peut s'expliquer par un manque de soufre réduit dans les fluides oxydés précoces de haute température (Arancibia et Clark, 1996). L'hypothèse selon laquelle les sulfures seraient tardifs par rapport à la plus grande partie de la magnétite est conforme aux observations faites ailleurs (par exemple Barton *et al.*, 1991; Oreskes et Hitzman, 1995; Arancibia et Clark, 1996). Ainsi, la minéralogie des minéralisations ferrifères du lac Manitou reflète principalement les variations temporelles de la composition et de la température des fluides.

L'application de ce modèle aux indices de la région est rendue difficile étant donné que l'âge de mise en place de la minéralisation ou de toutes les parties de la minéralisation est incertain. En vertu de sa nature filonienne, la minéralisation du secteur Kwyjibo s'est mise en place après la solidification de son encaissant leucogranitique; l'âge maximum de la minéralisation ferrifère est donc de ~1,17 Ga (Chevé *et al.*, 2001). On a noté en lames minces quelques évidences suggérant que le leucogranite avait été déformé et légèrement minéralisé en magnétite avant ou pendant la bréchification et la mise en place de la minéralisation ferrifère principale. Par exemple, certains fragments à l'indice Malachite montrent une foliation interne qui contient un peu de magnétite disséminée. Toutefois, une partie importante de la minéralisation a été affectée par une déformation souple (plissement, foliation, linéation), par exemple les indices Andradite, Fluorine, Malachite et Lac Marmont. Juste au nord de l'indice Malachite, le leucogranite est bien folié et intercalé de niveaux schisteux riches en magnétite et biotite, avec un peu de sulfures. Considérant la direction SE des structures linéaires affectant la minéralisation, cette déformation est grenvillienne (~1,00 - 1,08 Ga dans le Grenville oriental; Gower, 1996)[8]. Par exemple, à l'indice Andradite une brèche riche en magnétite a été fortement étirée, puis injectée de dykes de pegmatite et enfin déformée à nouveau (boudinage et plissement de la pegmatite, photo 7; déformation des fragments étirés et de leur matrice riche en magnétite). Au même indice, un niveau de magnétite-sulfures a été plissé mésoscopiquement et une foliation de plan axial s'est développée. Aux indices Fluorine et Malachite, ainsi qu'à l'ouest de l'indice Josette, on observe des veines de magnétite massive montrant des plis isoclinaux. Aux indices Andradite et Grabuge, un stockwerk de veines de magnétite a subi une légère compaction perpendiculaire au grain tectonique. Dans le secteur Kwyjibo, le leucogranite, qui est en général faiblement folié ailleurs, est ordinairement plus déformé, voire mylonitisé, près des minéralisations. Entre les indices Malachite et Josette, on peut observer, dans certaines veines massives parallèles à la foliation, une élongation préférentielle des grains de magnétite qui définissent une linéation minérale orientée généralement vers le sud. Dans une veine de magnétite boudinée, centimétrique, et parallèle à la foliation présente dans le leucogranite de ce secteur, la foliation se moule aux contours des boudins de magnétite. À partir de ces observations, on peut émettre l'hypothèse que la veine est synchrone à la déformation. Au gîte Lac Marmont, au SW du lac Manitou, des lentilles hectométriques de magnétite massive présentent, à l'échelle de la cartographie, une forme suggérant un plissement isoclinal à l'échelle macroscopique. À cet indice, à une échelle mésoscopique, des rubans centimétriques riches en magnétite intercalés avec des rubans de roche quartzofeldspathique ont été plissottés par la déformation D2 ou D3 (Chevé *et al.*, 1999). La compression régionale ayant affecté la minéralisation magnétitifère se serait terminée avant 1,03 Ga, l'âge du Granite de Bigot (Gobeil *et al.*, 1999 et ce volume). Beaucoup d'évidences nous ont permis de déduire que la mise en place de la plus grande partie de la magnétite s'est effectuée avant cette date.

Toutefois, il apparaît qu'une partie importante de la minéralisation est encore plus jeune. Des titanites provenant d'un échantillon riche en magnétite, apatite, fluorine et sulfures, prélevées à l'indice Josette, ont retourné un âge U/Pb de 972 ±5 Ma (David, Annexe III du présent rapport). De plus, l'indice Josette montre beaucoup de variations texturales suggérant plusieurs épisodes minéralisateurs. Par exemple, la magnétite finement grenue semble plus ancienne que la magnétite plus grossière. Également, l'indice contient de nombreuses veines et veinules minéralisées très rectilignes, non déformées. Dans plusieurs indices, les textures des sulfures indiquent un âge relativement jeune par rapport à celui de la magnétite encaissante. Évidemment, la résolution du problème de l'âge de la minéralisation est fondamentale pour l'exploration de ce type de gîte.

Les observations mentionnées plus haut suggèrent qu'il faudrait envisager une histoire de minéralisation longue et complexe. La mise en place initiale de la minéralisation, sa modification ainsi que sa recristallisation se seraient étendues du tout début de l'orogénie grenvillienne jusqu'aux phases postorogéniques. Les événements minéralisateurs précoces comprendraient la mise en place de la plus grande partie de la magnétite, des altérations skarnoïdes et des roches ferrifères riches en fluorine qui sont plissées. Les événements minéralisateurs tardifs comprendraient la mise en place des veines et veinules non déformées, de certaines minéralisations sulfurées et radioactives et des textures de recristallisation causées par des modifications hydrothermales ou encore par le recuit des minéralisations précoces. Dans un tel scénario, les minéralisations ferrifères précoces et les altérations skarnoïdes observées ici et là pourraient être liées à des fluides hydrothermaux associés à un magmatisme granitique dont l'âge se situerait près de celui

8. La culmination du métamorphisme dans la région étudiée s'est produite à environ 1080 Ma (Gobeil *et al.*, ce volume).

des granites du Complexe de Canatiche. Ces minéralisations auraient été affectées par la déformation grenvillienne, débutant à ~1,08 Ga dans la partie est du Grenville (Gower, 1996). Les minéralisations tardives riches en ÉTR et les modifications aux minéralisations précoces pourraient être liées à un magmatisme postgrenvillien, peut-être d'affinité chimique alcaline. Les intrusions à tendance alcaline présentes dans la région, comme celles du lac Bigot, de Boutereau ou de Laura (Gobeil *et al.*, 1999, 2000 et ce volume), pourraient avoir une grande importance métallogénique, sinon pour la mise en place initiale de la magnétite et d'une partie de la fluorine, du moins pour leur modification ultérieure et peut-être pour l'origine de certaines substances utiles ou rares, tels les éléments des terres rares et les sulfures. Les zones magnétitifères précoces ont pu servir de pièges chimiques pour les minéralisations ultérieures. L'hypothèse selon laquelle les minéralisations précoces et tardives ont été contrôlées par des zones de faiblesse crustale ayant été actives sur une longue période aiderait à expliquer les liens spatiaux entre les deux événements minéralisateurs.

Nous avons déjà suggéré que le leucogranite porphyroïde hôte de la minéralisation ferrifère du secteur Kwyjibo pourrait représenter une intrusion ou des intrusions hypabyssales qui se sont mises en place à une profondeur assez faible. Si on présume qu'une partie de la minéralisation ferrifère est approximativement synchrone à la mise en place du leucogranite, il faut nécessairement que cette minéralisation se soit formée à une profondeur similaire à celle du leucogranite. Cependant, certaines évidences suggèrent qu'une partie de la minéralisation s'est mise en place dans une roche possédant une forte anisotropie et qui a pu être cisaillée. Dans un tel cas, la minéralisation aurait pu être tardive par rapport au leucogranite et s'être alors mise en place à une plus grande profondeur, lors de l'enfouissement tectonique. Le leucogranite aurait donc agi comme hôte passif de la minéralisation. D'après le modèle des minéralisations ferrifères hydrothermales proposé par Oreskes et Hitzman (1993), les gîtes où domine la magnétite se seraient probablement formés à des profondeurs d'environ 2 à 6 km. Les gîtes où domine l'hématite (qui ne semblent pas être présents dans la région étudiée) témoigneraient de profondeurs plus faibles, moins de 2 km environ.

Potentiel régional

Les indices ferrifères du secteur du lac Manitou possèdent plusieurs caractéristiques typiques des gîtes ferrifères protérozoïques appartenant à la famille « Olympic Dam / Kiruna », des skarns ferrifères et certaines autres minéralisations ferrifères hydrothermales liées au magmatisme (voir par exemple Oreskes et Hitzman, 1993; Meinert, 1995; Hildebrand, 1986; Bookstrom, 1977; Vidal C. *et al.*, 1990; Foose et McLelland, 1995). La SOQUEM a rapidement reconnu les similitudes entre les indices du secteur Kwyjibo et les gisements associés aux oxydes de fer protérozoïques (Perry, 1994). Oreskes et Hitzman (1993) ont proposé, comme modèle général, une association entre la minéralisation et des plutons intermédiaires ou felsiques mis en place dans des zones d'extension continentale localisées au-dessus ou à une distance variable d'une zone de subduction. Ce modèle correspond en gros à un environnement d'arrière-arc et d'extension proposé pour la partie est du Grenville pendant la période s'étendant de 1,2 à 1,1 Ga (Gower, 1996), modèle généralement accepté pour la moyenne Côte-Nord par Gobeil *et al.* (ce volume).

Dans le contexte de ce modèle, les granites métaalumineux et hyperalcalins du type « A » sont intéressants du point de vue économique parce qu'ils sont souvent enrichis en Zr, Y, ÉTR, Mo, Sn, W, Nb, Ta, Be, Li, Pb et Zn. Les teneurs en F peuvent être très élevées dans de tels magmas (Collins *et al.*, 1982). Des granites du type « A » ont été reconnus dans le Complexe de Canatiche et dans la famille de granites post-tectoniques (Gobeil *et al.*, ce volume). Le Complexe de Canatiche, composé de granites fertiles et de leucogranites auxquels les minéralisations en Fe-Cu-ÉTR-F du secteur Kwyjibo sont spatialement associées, est très vaste et ses limites n'ont pas été bien définies. De plus, des minéralisations ferrifères faiblement ou non minéralisées en Cu ou en ÉTR (par exemple le gîte Lac Marmont ou l'indice Guido) sont associées à des corps granitiques de taille mineure et d'âge semblable, mis en place en terrain gneissique à 35 km au sud du secteur Kwyjibo. En se basant sur un tel critère d'association, un très grand secteur centré sur le lac Manitou apparaît intéressant. Il correspond probablement à une vaste région source fertile de la croûte où ces magmas granitiques ont été générés. La présence de leucogranite semble être un facteur favorable, même si aucun lien génétique direct avec la minéralisation n'a pu être établi.

En raison de son abondance en roches granitiques du type « A » et en plutons felsiques subvolcaniques, le domaine de Natashquan localisé dans la partie est de la région étudiée possède aussi un potentiel pour ce type de gîte (Clark et Gobeil, 1992). Les granites à fluorine et à quartz bleu de la Suite felsique d'Olomane peuvent représenter des magmas granitiques fertiles. Même si ce type de minéralisation n'est représenté que par le petit indice Natashquan (Ag-Cu), Roy (1996) a néanmoins proposé que la région possède un potentiel élevé.

De nombreux exemples de minéralisations ferrifères pauvres en titane sont reconnus dans l'est de l'Amérique du Nord, en-dehors de la région de la Côte-Nord québécoise. Si on inclut les indices du secteur du lac Manitou, des minéralisations ferrifères sont présentes à divers endroits dans les roches grenvilliennes sur une distance d'environ 2 200 km (figure 23). Certains gîtes ont été assignés au type « Olympic Dam / Kiruna », tandis que plusieurs autres ont été classifiés comme du type « skarn ». Un lien avec des plutons ou des roches volcaniques felsiques subalcalins

ou alcalins a pu être démontré dans quelques cas. Une origine sédimentaire exhalative-métamorphique a été attribuée à d'autres minéralisations ferrifères. Quelques cas sont brièvement mentionnés plus loin.

Dans la région de Hull (figure 23), des gîtes de magnétite pauvres en titane ont été exploités pour le fer pendant les années 1800 (par exemple la mine Forsyth, 4 millions de tonnes à 47,8 % Fe; fiche de gîte 31G/5-10 et les références qui y sont citées; Guilloux *et al.*, 1972). Le gîte de magnétite est encaissé dans une séquence comprenant des marbres, des roches calcosilicatées, des schistes à diopside-scapolite et des gneiss à biotite±grenat±sillimanite, le tout appartenant au Supergroupe de Grenville. Le minerai ferrifère est composé de magnétite (~60 %), de gangue (~35 %), de sulfures (1 à 3 % de pyrrhotite, pyrite et chalcopyrite) et de graphite (2 %). La gangue comprend les minéraux suivants : fayalite, diopside, augite, grenat almandin, hornblende, cummingtonite, biotite, calcite, quartz, feldspath potassique et des minéraux d'altération secondaire. Les concentrés de magnétite contiennent 52 % Fe, 0,11 % Ti, 0,12 % Mn, 50 ppm V, 170 ppm Cu, 10 ppm Ni et 25 ppm Cr (Guilloux *et al.*, 1972). Des analyses sur des échantillons provenant de ce secteur n'ont pas révélé des concentrations en ÉTR (M. Gauthier, communication personnelle, 2000). Le gisement de Forsyth a été classifié comme étant du type « skarn » par Gross (1967 et 1996), tout comme Buddington (1966) l'a fait pour les gîtes de fer dans les Adirondacks de l'État de New York. Toutefois, Guilloux *et al.* (1972) ont considéré que le gisement de Forsyth représente un ancien niveau de sidérose d'origine sédimentaire, transformé en magnétite par un métamorphisme régional au faciès des granulites sous l'effet réducteur du graphite.

D'après une étude des gîtes ferrifères de la Haute-Gatineau (Gauthier *et al.*, 1986), localisés à environ 80 km au nord du gisement de Forsyth, des niveaux de formation de fer d'épaisseur décimétrique à décamétrique sont généralement associés à des marbres dolomitiques. Ces derniers font partie de l'épaisse séquence métasédimentaire du Supergroupe de Grenville. La formation de fer est composée principalement de l'assemblage magnétite-magnésite-forstérite-graphite et contient par endroits des concentrations de phlogopite et de pyrrhotite. Des valeurs mineures en zinc et en cuivre sont dues à la présence locale d'un peu de sphalérite, de chalcopyrite et de spinelle zincifère. D'après Gauthier *et al.* (1986), un horizon de sidérose magnésienne d'origine exhalative aurait été transformé en magnétite-magnésite-forstérite-graphite pendant le métamorphisme. Ces interprétations suggèrent que les gîtes de la région de Hull et de la Haute-Gatineau ne sont pas du même type que ceux de notre région.

Des gîtes de magnétite pauvres en titane, dont plusieurs ont été exploités vers la fin du siècle dernier, ont été découverts dans la Ceinture métasédimentaire centrale du sud-est de l'Ontario (figure 23). La plupart de ces gîtes sont du

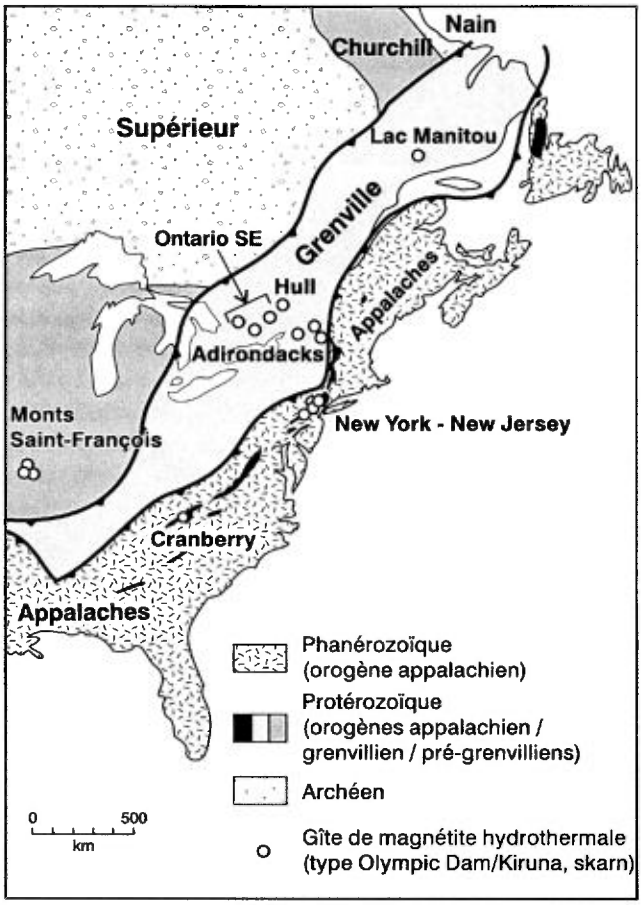


FIGURE 23 - Localisation de gîtes ferrifères hydrothermaux présents dans le Grenville, les Appalaches et le Terrane à « granite-rhyolite » médiocontinental.

type « skarn » et sont associés à des plutons felsiques à mafiques. Plusieurs occurrences de skarn magnétitifère, de sulfures de Fe-Cu et de veines de quartz aurifères se trouvent à proximité du granite hyperalcalin de Deloro, qui contient par endroits des concentrations anomales en fluorine (Easton, 1989). Des teneurs atteignant 3,7 % en terres rares légères ont été obtenues de la mine de magnétite Victoria, dans un skarn calcosilicaté ferrifère associé à une suite d'intrusions dioritiques à gabbroïques (Easton, 1987). La mine de fer « Radenhurst-Caldwell », située dans une amphibolite d'origine incertaine, contient jusqu'à 0,3 % de terres rares légères (Easton, 1988). Easton (1987 et 1989) a mentionné que d'autres concentrations en éléments des terres rares, en niobium et en tantale pourraient être découvertes dans les gîtes de fer pauvres en titane du Grenville ontarien.

Plus de 450 indices de fer pauvres en titane sont présents dans la croûte grenvillienne à l'intérieur de la chaîne appalachienne, dans les États de New York et du New Jersey (figure 23; Buddington, 1966; Foose et McLelland, 1995). Les minéralisations sont situées dans ou à proximité de plutons granitiques du type « A » dont l'âge est d'environ

1,1 Ga. Elles se sont mises en place tardivement par rapport au maximum atteint par la déformation grenvillienne (Foose et McLelland, 1995). Les indices sont composés de magnétite, même si quelques-uns contiennent également de l'hématite. L'apatite est commune et contient par endroits des concentrations en ÉTR suffisamment élevées pour être d'intérêt économique. Certains indices contiennent aussi de l'uranium, des sulfures de cuivre et de fer, ainsi que de l'or. La présence de veines, de skarns, de pegmatites, de textures de remplacement et de teneurs anomales en Ba, Mn, B, F et Cl, a conduit à l'interprétation qu'il s'agissait de minéralisations hydrothermales appartenant à la famille du type « Olympic Dam/Kiruna ». Les variations observées entre les indices ont été attribuées à une mise en place à des profondeurs variables (Foose et McLelland, 1995).

Les gîtes de Fe-Cu-U-Au-ÉTR du Missouri (figure 23) sont localisés dans des complexes ignés annulaires âgés d'environ 1,5 Ga et appartenant au Terrane à « granite-rhyolite » de Saint-François (Kisvarsanyi et Kisvarsanyi, 1990; Einaudi et Oreskes, 1990). Les complexes sont composés de roches granitiques du type « A » ainsi que de volcanites felsiques associées, de composition subalcaline à alcaline; ils peuvent être reliés à un rift avorté. Les gîtes de Fe et de Fe-Cu sont composés de magnétite et d'hématite, avec par endroits des concentrations importantes de sulfures de cuivre, d'apatite ou de monazite à ÉTR. La région contient également des veines quartzifères minéralisées en Sn-W-Ag-Pb-Sb. Les minéralisations ferrifères ont été attribuées à des fluides hydrothermaux tardimagmatiques à postmagmatiques, développés par la dévolatilisation des intrusions subvolcaniques et canalisés par des failles. Elles ont été classifiées comme étant du type « Olympic Dam / Kiruna » (Kisvarsanyi et Kisvarsanyi, 1990; Einaudi et Oreskes, 1990).

MINÉRALISATIONS EN ZN-CU-AU-AG LOCALISÉES DANS LES ROCHES SUPRACRUSTALES MÉTASÉDIMENTAIRES ET MÉTAVOLCANIQUES

Distribution, contextes et descriptions

Le DSJ et le DN renferment des séquences supracrustales composées de quantités variables de paragneiss et d'orthogneiss felsique ou mafique. Ces séquences contiennent ici et là des minéralisations en métaux usuels et précieux d'origine incertaine. Plusieurs indices ont été découverts près du lac Brézel dans le DSJ et dans le secteur NW du DN.

Indices Lac Brézel (N) et Lac Brézel (S)

Plusieurs minéralisations en Zn-Cu-Ag-Au, dont les indices Lac Brézel (N) et Lac Brézel (S), ont été découvertes récemment dans une zone s'allongeant sur environ 4 km en direction nord-sud à environ 10 km au nord du lac Brézel (figure 12). Les indices sont localisés dans une séquence de gneiss quartzofeldspathiques et de paragneiss appartenant au Complexe de Manitou (voir Gobeil *et al.*, ce volume). Les paragneiss comprennent principalement des métapélites, des gneiss quartzeux et des quartzites graphiteux. Ils comprennent aussi un peu de gneiss calcosilicaté et de marbre (Gobeil *et al.*, 2000). L'amphibolite est peu abondante. Les zones minéralisées sont localisées sur le site de conducteurs électromagnétiques reliés au graphite (3 à 5 %). La présence dans le secteur de plusieurs sites anomaux en métaux usuels et de conducteurs suggère que l'exploration mènera éventuellement à la découverte d'autres indices.

Les indices sont localisés dans des paragneiss quartzofeldspathiques sémipélitiques, graphiteux, rouillés, foliés et à grain fin. Les niveaux sulfurés sont probablement d'épaisseur décimétrique à plurimétrique. Les paragneiss sont composés typiquement de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique, de biotite brun pâle et de graphite. Du grenat est présent dans certains niveaux et, par endroits, de la sillimanite. De la cordiérite a été rapportée à l'un des indices par la SOQUEM (Bissonnette, 1998). Les sulfures comprennent la sphalérite, la pyrite, la pyrrhotite et la chalcopyrite. Les abondances relatives des différents sulfures sont variables. Dans un échantillon bien minéralisé, les sulfures sont en contact ou en intercroissance avec des paillettes de graphite.

Des échantillons choisis provenant de deux indices contiennent jusqu'à 1,21 et 1,12 % Zn. Les teneurs en Cu et en Pb, beaucoup plus faibles, ne dépassent pas 0,11 % et 0,04 %, respectivement. Les valeurs en métaux précieux atteignent 7,3 g/t Ag et 533 ppb Au (données du MRN et de la SOQUEM; Bissonnette, 1998). Certains sites minéralisés comptent des teneurs légèrement anomales en ÉTR légères.

Indice Lac Sanson et autres indices semblables

Le secteur NW du domaine de Natashquan, dans le Complexe de Buit et le Groupe de Wakeham, comprend plusieurs minéralisations en Cu-Au-Ag, par exemple l'indice Lac Sanson, l'indice Bassin des Murailles et l'indice Lac Bernard, associées à une séquence de paragneiss et d'amphibolite (figure 24; Verpaelst *et al.*, 1999). La minéralisation la mieux connue est située près de la rive sud du lac Sanson, dans une zone de paragneiss et

d'amphibolite enclavée dans les roches granitiques du Complexe de Buit (Verpaelst *et al.*, 1999; Longley, 1948). La minéralisation est logée principalement dans un gneiss à hornblende-grenat-anthophyllite. La minéralisation à l'indice Bassin des Murailles est disséminée dans un paragneiss migmatisé ou dans des veines de quartz injectées dans une zone de faille. Les paragneiss minéralisés du lac Bernard sont caractérisés par un assemblage d'anthophyllite-cordiérite-grenat (Verpaelst *et al.*, 1999).

À l'indice Lac Sanson, la minéralisation est présente de façon sporadique dans une zone nord-sud sur une distance d'environ 0,4 km. La zone est parallèle à un faible linéament topographique et à la gneissosité locale. Elle est composée principalement de gneiss à hornblende-plagioclase ±biotite, de gneiss pélitiques à biotite-grenat, de gneiss à hornblende-grenat-anthophyllite ±magnétite, de gneiss quartzeux et de gneiss calcosilicaté. Des dykes métriques à décamétriques de pegmatite blanche à biotite-muscovite et de granite ainsi que des veines de quartz d'épaisseur millimétrique à centimétrique ont été injectés dans cette séquence.

La minéralisation de l'indice Lac Sanson est logée principalement dans une bande de gneiss à hornblende-grenat-anthophyllite ±magnétite dont l'épaisseur varie entre 1 et 15 m. Ce gneiss, dont la minéralogie et la texture sont caractéristiques, est porphyroblastique et à grain moyen à grossier, soit plus grossier que les encaissants. La hornblende, qui forme entre 55 et 80 % de la roche, est orientée parallèlement à la foliation. Les grenats (10-25 %), de couleur rouge brunâtre ou violet foncé et poecioblastiques, mesurent typiquement de 0,1 à 3 cm de diamètre. L'anthophyllite forme des prismes atteignant 1 cm de longueur dont l'orientation est, soit parallèle à la foliation, soit aléatoire; ils sont donc syndéformation à tardidéformation. La roche contient également un peu de plagioclase (partiellement séricitisé), de quartz et de biotite. La hornblende, l'anthophyllite et le grenat sont légèrement altérés en chlorite. Les sulfures (1 à 6 %) sont disséminés en grains plurimillimétriques ou se présentent sous forme de *stringers* plutôt flous; ils consistent en chalcopyrite accompagnée d'un peu de pyrite. Les sulfures (pyrite et chalcopyrite) sont remobilisés par endroits dans des fractures discordantes. À un endroit, une veine millimétrique à centimétrique de quartz-chalcopyrite-pyrite est orientée parallèlement à la foliation du gneiss mafique. La foliation contourne une poche décimétrique de chalcopyrite faisant partie de la veine, ce qui suggère que la veine est prédéformation à syndéformation. Un peu de minéralisation (pyrite) est logée aussi dans un « quartzite » composé de l'assemblage quartz-hornblende-staurotide-anthophyllite-grenat-cordiérite-plagioclase.

À l'indice Lac Sanson, l'analyse de plusieurs échantillons choisis de gneiss à hornblende-grenat-anthophyllite a décelé jusqu'à 0,86 % Cu, 0,02 % Zn, 4 g/t Ag et 11 ppb Au (Verpaelst *et al.*, 1999; Clark, données non publiées). L'analyse d'une veine de quartz tacheté de chalcopyrite a donné 1,47 % Cu, 0,002 oz/t Au et 0,21 oz/t Ag (Longley, 1948). À l'indice Bassin des Murailles, des travaux ont révélé des teneurs atteignant 0,5 % Cu et 1,3 g/t Ag. La minéralisation de l'indice Lac Bernard contient jusqu'à 0,43 % Cu (Verpaelst *et al.*, 1999).

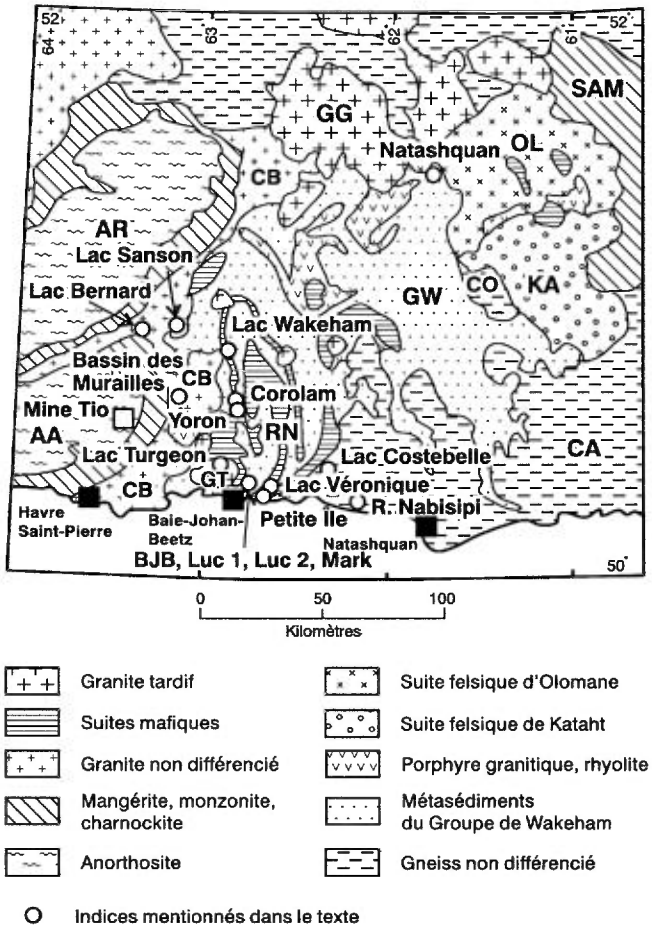


FIGURE 24 - Géologie et indices présents dans le DSJ et le DN. Abréviations utilisées = AA : Anorthosite du lac Allard; AR : Anorthosite de la rivière Romaine; CA : Complexe d'Aguanish; CB : Complexe de Buit; CO : Complexe de Boulain; GG : Granite de La Galissonnière; GO : Suite felsique d'Olomane; GT : Granite de Turgeon; GW : Groupe de Wakeham; KA : Suite felsique de Kataht; RN : Suites mafiques de Robe Noire et de Lillian; SAM : Suite anorthositique de Mécatina. Carte adaptée de Verpaelst *et al.*(1999).

Caractéristiques chimiques

Les indices Lac Brézel (N et S) et Lac Sanson sont très différents au niveau des teneurs en métaux usuels (figure 25). La principale différence réside dans le fait que les échantillons bien minéralisés des indices Lac Brézel (N) et Lac Brézel (S) sont riches en Zn comparés au Cu, tandis que ceux de l'indice Lac Sanson montrent un enrichissement inverse. Tous les échantillons bien minéralisés sont très pauvres en Pb comparés au Cu et au Zn. Les échantillons faiblement minéralisés provenant des indices Lac Brézel (N) et Lac Brézel (S) donnent un rapport Cu/Zn

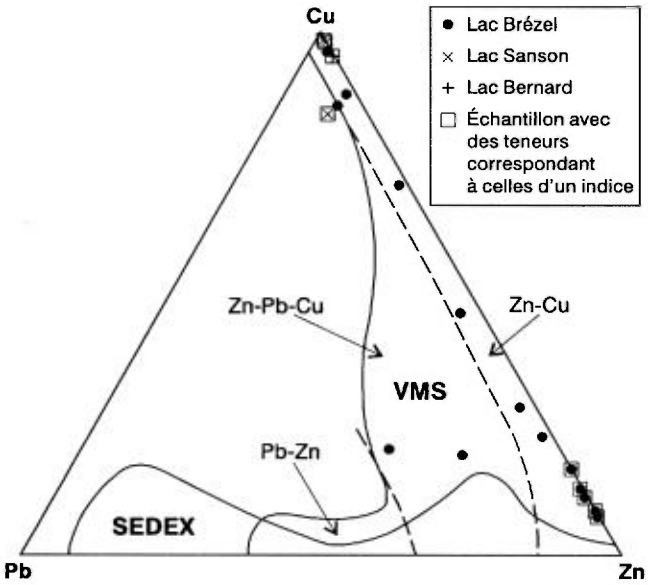


FIGURE 25 - Diagramme ternaire Cu-Zn-Pb pour les minéralisations en métaux usuels et précieux présentes dans les roches supracrustales. Le champ « SEDEX » est déterminé d'après les données de Goodfellow *et al.*, 1993). Le champ « VMS » et les subdivisions Pb-Zn, Zn-Pb-Cu et Zn-Cu de ce champ sont d'après Franklin (1993).

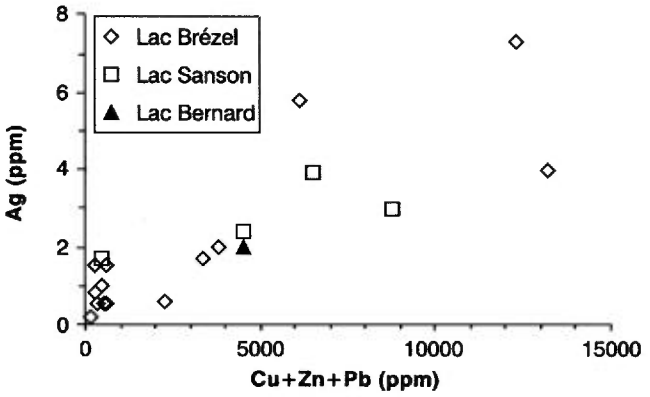


FIGURE 26 - Teneurs en Ag en fonction des teneurs en métaux usuels (Cu+Zn+Pb) pour les minéralisations présentes dans les roches supracrustales.

très variable; certains échantillons faiblement minéralisés montrent un enrichissement relatif en Pb par rapport au Cu+Zn. Les teneurs en Ag augmentent en fonction des teneurs en métaux usuels (Cu+Zn+Pb) pour les trois indices (figure 26).

Discussion

Le contexte géologique des indices du lac Brézel rappelle celui du gisement de graphite du lac Knife (Bonneau, 1988; Mazarin inc., 1989; Murphy, 1960). Ce dernier se situe dans une séquence d'âge paléoprotérozoïque (Formation de Nault/Menihek) à 28 km au sud de Fermont. Cette séquence est composée de gneiss quartzofeldspathique à biotite, avec ou sans graphite, et de schiste à quartz et graphite. Des bandes de gneiss quartzofeldspathique graphiteux sont encaissées dans des gneiss quartzofeldspathiques stériles. Le graphite est typiquement disséminé là où il constitue moins de 10 % de la roche. Il forme également des pochettes plus riches et est accompagné de quantités importantes de sulfures là où il constitue plus de 20 % de la roche. La teneur moyenne du gisement est de 17 % C(graphitique). La minéralisation graphiteuse comprend entre 5 et 20 % de sulfures, notamment de la pyrrhotite, de la pyrite et de la sphalérite (jusqu'à 2 %) (Mazarin, inc., 1989).

En vertu de la nature des gneiss encaissants et de la présence de l'assemblage anthophyllite ± cordiérite, les indices de la région étudiée ont déjà été reliés aux gîtes de sulfures massifs associés aux roches volcaniques du type « SMV » (Verpaelst *et al.*, 1999; Bissonnette, 1998). De fait, la séquence de gneiss présente aux environs des indices du lac Brézel rappelle, selon Bissonnette (1998), l'environnement volcanosédimentaire de la mine Montauban, dans la région de Portneuf. Dans cette optique, les gneiss à anthophyllite ± cordiérite représenteraient l'équivalent métamorphique d'un faciès enrichi en Mg par une altération hydrothermale liée au volcanisme (Franklin, 1993; Smith *et al.*, 1992). Toutefois, nous disposons de peu d'évidences fiables pour appuyer l'hypothèse d'une activité volcanique dans les secteurs des indices. Plusieurs des amphibolites ont été interprétées comme des roches intrusives mafiques métamorphisées. Néanmoins, il est possible que certains gneiss quartzofeldspathiques à grain fin, parfois appelés « quartzites » lors de la cartographie géologique, soient des métavolcanites felsiques.

L'environnement généralement métasédimentaire proposé pour les indices suggère davantage un lien avec les gîtes du type « SEDEX », mais les très faibles teneurs en Pb des indices vont à l'encontre de cette possibilité. Par contre, les conditions réductrices synsédimentaires suggérées par l'abondance élevée de graphite dans plusieurs niveaux de paragneiss minéralisés sont caractéristiques de l'environnement des gîtes du type « SEDEX » (Goodfellow *et al.*, 1993).

En dépit de l'absence apparente de roches métavolcaniques, les variations de composition des sulfures correspondent à celles observées dans les gîtes du type « SMV » (Franklin, 1993). Les échantillons des indices Lac Brézel (N) et Lac Brézel (S) correspondent au sous-type « Zn-Cu »; ceux qui sont bien minéralisés se situent près du pôle « Zn » (figure 25). Les échantillons provenant de l'indice Lac Sanson se situent également dans le champ du sous-type « Zn-Cu », mais près du pôle « Cu ». La différence du rapport Cu/Zn pourrait refléter la composition des encaissants. Le secteur du lac Brézel est riche en paragneiss quartzofeldspathique ou semipélitique et contient peu de roches méta-ignées mafiques, tandis que les amphibolites sont communes dans le Complexe de Buit du secteur du lac Sanson (Verpaelst *et al.*, 1999).

MINÉRALISATIONS URANIFÈRES DANS LES INTRUSIONS GRANITIQUES

Distribution, contextes, descriptions

Dans cette section, nous soulignons la présence de plusieurs minéralisations radioactives associées à des roches granitiques situées dans la partie sud du secteur entre Havre-Saint-Pierre et Aguanish (figures 1 et 24). Kish (1993) a compilé de nombreuses zones radioactives dans cette région. Nous allons décrire brièvement les minéralisations localisées aux trois endroits suivants : lac Turgeon (plusieurs indices, y compris Lac Turgeon, Grandroy-Uranium et Aggressive Mining - Grid 2), Lac Costebelle et Rivière Nabisipi.

Indices du lac Turgeon, du lac Costebelle et de la rivière Nabisipi

Le granite du **lac Turgeon**, localisé à quelques kilomètres au nord-ouest de Baie-Johan-Beetz, contient plusieurs minéralisations uranifères qui ont été explorées pendant les années 1960 et 1970 (Hauseux, 1977). Le secteur du lac Turgeon est considéré comme l'un des districts les plus radioactifs au Québec (Kish, 1993). Le granite du lac Turgeon a 15 km de diamètre et il est composé de granite rose à gris (Cooper, 1957). Avec un âge de 948 ±23 Ma (Fowler et Doig, 1983), il fait partie des granites tarditectoniques à postectoniques de la Suite felsique de La Galissonnière (Gobeil *et al.*, ce volume) qui sont caractéristiques de la partie orientale du Grenville (Gower *et al.*, 1991). C'est un granite (s.l.) à plagioclase et microcline, avec des quantités mineures d'orthose, de biotite, de muscovite, d'apatite et de zircon. Le granite est en grande partie hétérogène et sa composition varie entre celle d'un vrai granite et celle d'une diorite quartzifère (Hauseux, 1977). Sa granulométrie est également très variable, allant de grain moyen à très grossier (pegmatitique), et il contient des enclaves d'arkose et de quartzite. Le granite est coupé par de nombreux dykes métriques à décamétriques de pegmatite blanche ou rose. La minéralisation radioactive est concentrée principalement dans les faciès pegmatitiques du granite riche en plagioclase, mais elle est présente localement dans le granite à grain moyen et les dykes de pegmatite. La minéralisation est typiquement associée à la présence de quartz enfumé et de feldspath rouge brique. Les minéraux suivants ont été rapportés comme constituants du minerais : uraninite, uranothorite, phosphuranylite, uranophane, pechblende, monazite, zircon, magnétite, magnétite uranifère et molybdénite (rapports statutaires du MRN et Hauseux, 1977). Les teneurs moyennes dans les différents indices varient entre environ 0,01 et 0,23 % U_3O_8. Des analyses effectuées par la SOQUEM en 1988 sur les divers indices dans le granite du lac Turgeon ont fourni quelques teneurs ponctuelles élevées en ÉTR, Nb et Y : jusqu'à 0,36 % Ce, 0,17 % La, 0,07 % Nb et 0,17 % Y (Quintin, 1989). On considère que, pendant la cristallisation du magma granitique, l'uranium s'est concentrée dans la phase aqueuse tardive qui est à l'origine des textures pegmatitiques (Fowler et Doig, 1983).

Aux environs du **lac Costebelle** (Blais, 1956), l'exploration a résulté en la découverte de plusieurs zones radioactives (Kish, 1993). On y observe une minéralisation radioactive dans un granite rose à grain grossier et un granite gneissique. La teneur moyenne de la minéralisation est de 0,014 % U_3O_8 et le rapport U/Th est généralement plus élevé qu'à l'indice Rivière Nabisipi, ci-dessous (Tihor, 1978). Les valeurs maximales obtenues par la SOQUEM pour les ÉTR et l'Y sont les suivantes : 0,32 % Ce, 0,14 % La et 0,06 % Y (Quintin, 1989).

La minéralisation à la **rivière Nabisipi** est localisée dans un granite rouge qui forme des masses de forme irrégulière et de taille kilométrique encaissées dans des gneiss granitiques et des paragneiss (Blais, 1956; McPhee, 1959). Le granite est composé d'un faciès à grain moyen-grossier et d'un faciès pegmatitique. La minéralisation disséminée est logée principalement dans le granite à grain moyen et est constituée de bastnaesite, de magnétite, de zircon et d'un peu de molybdénite. L'uranium semble être principalement associé au zircon et à la bastnaesite. La minéralisation a une composition moyenne d'entre 0,005 et 0,007 % U_3O_8, bien que 10 % des échantillons analysés contiennent plus de 0,013 % U_3O_8 (Tihor, 1978).

MINÉRALISATIONS EN MÉTAUX USUELS ET PRÉCIEUX D'ORIGINE ÉPIGÉNÉTIQUE

Les indices de métaux usuels et précieux d'origine épigénétique sont nombreux et possèdent une grande variété de styles et de compositions. Ces variations s'expliquent par les différents contextes tectoniques, les différentes roches porteuses ainsi que les différents fluides minéralisateurs associés aux minéralisations. Les minéralisations épigénétiques, formées sous des conditions métamorphiques prograde ou rétrogrades, sont généralement localisées dans des failles ductiles ou ductiles-fragiles, ou encore dans des zones de fracturation fragile. Les descriptions ci-dessous illustrent la diversité des minéralisations épigénétiques présentes dans la région étudiée.

Minéralisations épigénétiques associées aux roches ignées mafiques-ultramafiques (indices Corolam, Yoron, Ruisseau de l'Épinette et Rivière Magpie Ouest)

Les minéralisations de ce type se présentent sous forme de veines, non déformées ou peu déformées. Celles-ci coupent une roche fortement déformée et métamorphisée qui contient typiquement des sulfures, probablement d'origine magmatique. Les minéralisations épigénétiques se sont formées suite au passage de fluides hydrothermaux, riches par endroits en CO_2 (par exemple l'indice Corolam), qui ont probablement remobilisé des métaux présents dans le protolithe mafique ou les encaissants. Les structures qui ont contrôlé la circulation des fluides sont ductiles ou fragiles. Les minéralisations épigénétiques sont communément associées à une altération rétrograde du protolithe. Les sulfures sont généralement faibles en Cu et en Ni (respectivement moins de 2,5 % et 1 %; figure 7). Le rapport Cu/Ni des sulfures est généralement élevé et des substances comme le Zn, le Pb, l'Ag et l'Au sont souvent présentes. Quelques exemples sont présentés pour illustrer ces descriptions.

L'indice **Corolam** (Arsenault, 1998) consiste en une minéralisation filonienne en Cu-Au-Ag-Co-Ni logée dans un filon-couche de métagabbro de la Suite mafique de Robe Noire mise en place dans le Groupe de Wakeham (Grenier, 1957; figure 24). Le métagabbro encaissant, folié et métamorphisé au faciès des amphibolites, est composé de poeciloblastes prismatiques de hornblende verte ou vert bleuté dans une matrice de plagioclase recristallisée en mosaïque. La minéralisation est localisée dans un réseau de veines centimétriques à décimétriques composées d'un assemblage rétrograde au faciès des schistes verts, qui comprend de la calcite, de la chlorite, du quartz, de la biotite, du plagioclase, de l'actinote, de l'ilménite et des sulfures. Les sulfures sont disséminés à semi-massifs et composés principalement de pyrrhotite, avec de petites quantités de chalcopyrite et de pyrite. Certaines veines sont composées de pyrrhotite massive, avec des poches de chalcopyrite. Les veines sont bréchiques par endroits, les sulfures englobant des fragments de gangue. Des échantillons choisis contiennent jusqu'à 4,6 % Cu. Une veine riche en arsenic de 10 cm de largeur a fourni des échantillons comprennant jusqu'à 457 ppb Au (Arsenault, 1998). Nos analyses ont décelé jusqu'à 0,25 % Cu, 0,07 % Co, 0,05 % Ni, 3 g/t Ag et 3 ppb Au. L'association des sulfures de cuivre avec les éléments Ag, Au, Ni, Co et As dans des veines de calcite suggère qu'il s'agit d'un indice du type « veines à cinq éléments » (Kissin, 1993).

L'indice **Yoron** (Cu-Zn-Ag-Au) est situé à 4 km au SE de l'indice Corolam, dans la même bande de métagabbro (figure 24; Grenier, 1957). Le métagabbro est formé principalement de hornblende vert bleuté, de plagioclase (partiellement altéré en séricite-épidote-biotite) et d'ilménite. Jusqu'à 2 % de sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite et traces de pyrite), probablement d'origine magmatique, sont disséminés par endroits sur des épaisseurs décamétriques. L'indice principal est situé dans une zone d'épaisseur décamétrique qui est très fortement rétrogradée en un mélange feutré d'actinote-séricite-chlorite-épidote. Des veines millimétriques à centimétriques, parallèles au grain structural, sont composées d'épidote (abondante), d'actinote, de titanite et de minéraux opaques disséminés. Ces derniers comprennent la chalcopyrite, la sphalérite, la magnétite et un sulfure inconnu. Des échantillons choisis de la minéralisation filonienne contiennent jusqu'à 2,4 % Cu, 0,5 % Zn et 361 ppb Au (Arsenault, 1998). Un échantillon choisi contenant une veine de 7 mm d'épaisseur et analysé par le MRN comprend 2,0 % Cu, 0,09 % Zn, 0,04 % Ni, 22 g/t Ag et 68 ppb Au.

À l'indice **Ruisseau de l'Épinette** (Chevé *et al.*, 1999), une minéralisation en Cu-Ni avec des traces d'ÉGP est logée dans une unité mafique-ultramafique d'environ 15 m d'épaisseur localisée dans des gneiss quartzofeldspathiques rubanés du Complexe de Manitou (figure 12). L'unité minéralisée consiste en une orthopyroxénite déformée et métamorphisée au faciès des amphibolites (hornblende-épidote). Une partie de la minéralisation se présente sous la forme de sulfures disséminés, en filets ou semi-massifs, qui sont peut-être d'origine magmatique. Ces sulfures sont coupés par un stockwerk de veines pluricentimétriques de sulfures massifs mises en place dans des fractures. La magnétite est l'oxyde commun associé aux sulfures. Les épontes des veines ont subi une altération rétrograde (hornblende verte, amphibole incolore et d'autres minéraux à grain très fin). Des échantillons choisis prélevés par le MRN contiennent jusqu'à 0,6 % Cu, 0,2 % Ni, 0,07 % Co, 160 ppb Pd et 36 ppb Au.

L'indice **Rivière Magpie Ouest** (Zn-Cu-Pb-Ag) se situe dans le massif du Nord-Ouest de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (figure 12; Clark et Gobeil, 1998; Chevé *et al.*, 2001; Gobeil *et al.*, ce volume). L'indice est logé dans un niveau de roche mafique-ultramafique de 4 m d'épaisseur, intercalé dans des gneiss anorthositiques. La roche mafique-ultramafique, métamorphisée au faciès des amphibolites, est composée principalement de hornblende, de grenat et, par endroits, de plagioclase, avec de faibles quantités d'ilménite, de titanite et d'apatite. La minéralisation s'est mise en place dans une zone cisaillée, rétrograde, concordante de 0,5 à 1,5 m d'épaisseur composée d'actinote, de clinozoïsite, de gahnite ($ZnAl_2O_4$; 5 à 50 %), de titanite, de magnétite, d'ilménite, de chlorite, de biotite et de sulfures. Les sulfures sont disséminés à semi-massifs et comprennent la pyrrhotite, la sphalérite, la chalcopyrite, la pyrite, la galène et la covelline. Des veines centimétriques formées de pyrite, de chalcopyrite et de gangue sont

également présentes. Le cisaillement minéralisé pourrait être associé aux failles inverses régionales qui découpent la zone de bordure de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre dans ce secteur. Différents échantillons choisis contiennent des teneurs atteignant 7,3 % Zn (dont la moitié environ provient de la gahnite), 1,3 % Cu, 4,9 % Pb et 43 g/t Ag (Clark et Gobeil, 1998).

Minéralisations épigénétiques associées aux gneiss quartzofeldspathiques (indices Manitou et Bottine)

Les exemples les plus importants de ce type de minéralisation sont l'indice Manitou, situé à environ 3 km au nord du lac Manitou et l'indice Bottine, situé à environ 1 km au sud de l'indice Manitou. Les minéralisations sont logées dans des gneiss quartzofeldspathiques à biotite[9] qui sont interprétés provisoirement comme étant principalement des paragneiss (figure 12; Perry, 1994; Perry et Raymond, 1996; Perry et Roy, 1997; Chevé *et al.*, 2001). Ce sont des indices de cuivre avec, par endroits, des teneurs importantes en zinc et en argent et des teneurs anomales en plomb, en molybdène et en or. Les indices sont classifiés provisoirement comme ayant une origine épigénétique.

La zone minéralisée de **Manitou** (Cu-Zn-Pb-Ag-Au) possède une épaisseur variant de 3 à 8 m et une longueur d'au moins 350 m, bien que ses limites soient mal connues (Perry et Raymond, 1996). Le gneiss quartzofeldspathique est composé de microcline, de quartz, de plagioclase (partiellement séricitisé), de biotite (5 à 15 %), de magnétite et, par endroits, de grenat, avec accessoirement de la titanite, de l'apatite et de l'allanite. La présence de sulfures disséminés dans certains niveaux légèrement rouillés et les variations dans l'abondance de la biotite produisent un rubanement à l'échelle décimétrique à métrique. Des niveaux riches en minéraux calcosilicatés sont intercalés dans le gneiss. Le gneiss quartzofeldspathique préserve, par endroits, des évidences d'une déformation précoce très intense, voire mylonitique. Le gneiss est affecté par une altération calcosilicatée sporadique qui, d'après certaines évidences de terrain, est postérieure au premier épisode de déformation (mylonitisation) et plus vieille ou du même âge que le deuxième épisode de déformation (plis mésoscopiques). Cette altération est caractérisée par les minéraux suivants : hornblende, épidote, biotite, grenat, titanite, allanite, magnétite (concentrée par endroits avec de l'épidote); des sulfures cuprifères sont associés ici et là à l'altération. Le gneiss et les minéralisations sont coupés par de nombreux dykes zonés de pegmatite felsique de minéralogie simple et d'orientation variable.

Les sulfures sont disséminés ou en lamines dans le gneiss quartzofeldspathique et disséminés dans le gneiss calcosilicaté. Ils sont également présents dans des veines de quartz recoupant les gneiss. Les sulfures comprennent la chalcopyrite, la pyrrhotite, la pyrite, la bornite, la covelline (remplaçant la bornite), la sphalérite, la galène et la molybdénite. La distribution des minéraux sulfurés est variable : deux zones sont riches en chalcopyrite et en bornite, tandis qu'une troisième contient de la chalcopyrite, de la sphalérite et de la galène. Dans l'une des zones à bornite, une zonation des sulfures (bornite-chalcopyrite-pyrite) est discordante par rapport à la gneissosité, laissant entrevoir qu'elle est postérieure au premier épisode de déformation. Le gneiss zincifère est moins riche en microcline et plus riche en plagioclase que le gneiss cuprifère. Le gneiss zincifère contient jusqu'à 10 % de sulfures disséminés (sphalérite, chalcopyrite, pyrite et galène) et des veinules de quartz minéralisées (chalcopyrite). La sphalérite et la chalcopyrite sont abondamment disséminées dans des lamines granoblastiques composées de quartz et de feldspath plus grenus que dans le gneiss adjacent. Les lamines sont coupées par la foliation produite par l'orientation préférentielle de la biotite. Ces observations suggèrent que la minéralisation zincifère est plus vieille ou du même âge que la première déformation. Une série d'échantillons choisis prélevés à travers la zone zincifère a permis d'observer que les teneurs en Zn, Cu, Pb, Au et Ag varient considérablement et que les teneurs en zinc sont élevées sur une largeur variant de 1 à 2 m. À titre d'exemple, un échantillonnage par rainurage effectué par la SOQUEM dans une zone à bornite a décelé à l'analyse 1,98 % Cu sur 1,7 m (ouvert à une extrémité) (Perry, 1994). Un échantillon choisi prélevé par le MRN dans cette zone a retourné 3,86 % Cu, 13 g/t Ag et 300 ppb Au (Chevé *et al.*, 2001). Un échantillon choisi de gneiss quartzofeldspathique à chalcopyrite disséminée, prélevé par le MRN, contient 0,80 % Cu, 0,18 % Zn, 0,11 % Pb, 2,2 g/t Ag et 12 ppb Au. La zone zincifère se distingue par ses teneurs élevées en zinc et en cuivre, pouvant atteindre 6,26 % Zn et 2,80 % Cu en échantillons choisis prélevés par le MRN. Ces échantillons ont également retourné des teneurs maximales de 0,32 % Pb, 5,7 g/t Ag et 67 ppb Au.

À l'indice **Bottine** (Cu-Ag), des sulfures (chalcopyrite et bornite) sont logés dans des niveaux centimétriques quartzofeldspathiques situés dans un paragneiss rubané à biotite-hornblende et dans des veines de quartz (Perry, 1995a). Un échantillon choisi comprend 4,21 % Cu, 168 ppm Mo, 24,5 g/t Ag et 63 ppb Au (Perry, 1995a).

L'origine de la minéralisation de l'indice Manitou est problématique. Perry et Raymond (1996) considèrent que la minéralisation pourrait s'apparenter aux gîtes de cuivre stratiforme en milieu sédimentaire. La nature disséminée, granoblastique et stratiforme de la sphalérite et de la chalcopyrite dans certains niveaux appuie cette hypothèse. Toutefois, une remobilisation importante de la minéralisation précoce serait nécessaire pour expliquer certaines zonations minérales et les sulfures associés aux altérations tardives. L'aspect discordant et tardif d'une bonne partie de la minéralisation et son association à des altérations

9. Dans la figure 12, ces gneiss sont indiqués comme faisant partie du Complexe de Manitou; toutefois, leur affiliation est incertaine et ils pourraient faire partie du Complexe de Canatiche.

postgneissosité font penser que la minéralisation possède une origine épigénétique. Elle pourrait représenter, par exemple, un faciès sulfuré distal de la minéralisation ferrifère associée aux leucogranites du Complexe de Canatiche. Les gneiss quartzofeldspathiques immédiatement au nord de l'indice contiennent communément des lamines riches en magnétite parallèlement à la foliation, rappelant les minéralisations de magnétite présentes dans le leucogranite de la zone Kwyjibo. De plus, une altération calcosilicatée est caractéristique des deux zones minéralisées.

Minéralisations épigénétiques associées aux veines de quartz (indices Lac Véronique, BJB, Luc 1, Mark, Lac Wakeham Nord, Lac Wakeham Sud et Pelletier)

Les minéralisations épigénétiques associées aux veines de quartz, enrichies en Cu, en Au et en Ag, sont particulièrement nombreuses dans le Groupe de Wakeham. Plusieurs indices importants (décrits plus loin) sont présents dans les métasédiments de la partie sud du Groupe de Wakeham, à l'est de Baie-Johan-Beetz, cartographiée par Cooper (1957). La découverte en 1968 de l'indice Lac Véronique a été suivie en 1990 de la mise au jour de l'indice BJB. Trois nouveaux indices, Luc 1, Luc 2 et Mark, ont été découverts en 1994 sur une distance d'environ 2 km le long du même niveau en direction NE-SW.

L'indice **Lac Véronique** (Cu-Au-Ag) est situé dans une veine de quartz blanc de 4 m d'épaisseur recoupant une amphibolite foliée, près de la bordure ouest de la zone de déformation du lac Caron (figure 24; Clark, 1995). De la chalcopyrite et de la pyrite sont disséminées par endroits dans la veine de quartz et dans l'éponte amphibolitique. Quelques veinules de calcite-chalcopyrite-pyrite coupent l'éponte. Les sulfures dans l'éponte sont liés à la rétromorphose partielle de l'amphibolite au faciès des schistes verts. Un échantillon choisi de la veine contient 0,24 % Cu, 9,4 g/t Au et 39 g/t Ag (Séguin, 1968). L'infiltration des fluides minéralisateurs était probablement syntectonique à tarditectonique et a causé la rétromorphose de l'encaissant.

L'indice **BJB** (ou indice Rustcliff) (Cu-Au-Ag) est constitué de veines et de veinules de quartz minéralisées en sulfures (photo 11). Les filons, interprétés comme syntectoniques, se sont mis en place dans un réseau de cisaillements subverticaux anastomosés, qui sont concordants à la foliation NE-SW dans les métapélites et les quartzites du Groupe de Wakeham (figure 24; Clark, 1995). Les paragneiss, métamorphisés au faciès moyen à supérieur des amphibolites, sont composés de l'assemblage quartz-feldspath-biotite-grenat-sillimanite-muscovite. Les veines minéralisées contiennent de la chalcopyrite, de la pyrite et un peu d'arsénopyrite disséminées. De la chalcopyrite est également disséminée dans les épontes des veines. Les encaissants sont enrichis par endroits en grenat ou en sillimanite, probablement en raison des altérations synminéralisation. Les encaissants contiennent par endroits des prismes orientés de tourmaline et sont coupés par des veines zonées, stériles, tarditectoniques, composées de quartz dans le centre et de tourmaline en bordure. Divers échantillons choisis de veines minéralisées prélevés par le MRN contiennent jusqu'à 4,9 % Cu, 27 g/t Ag et 2 g/t Au. Des échantillons d'une éponte minéralisée comptent jusqu'à 1,1 % Cu, 1,5 g/t Ag et 97 ppb Au (Clark, 1995 et données non publiées).

L'indice **Luc 1** et l'indice **Mark** (Cu-Au-Ag; figure 24), qui forment des affleurements d'allure spectaculaire, se distinguent par la présence de niveaux de tourmalinite noire et de nombreuses veines de quartz ± tourmaline. Les roches hôtes comprennent des quartzites, des métasemipélites et des métapélites. L'assemblage quartz-biotite-grenat-sillimanite-andalousite-muscovite-staurotide-cordiérite dans un échantillon de métapélite suggère un métamorphisme de basse pression au faciès moyen des amphibolites. La préservation des stratifications entrecroisées indique que les bancs de quartzite sont peu déformés. Par contraste, les niveaux métapélitiques sont beaucoup plus sévèrement déformés et montrent des plis P2 serrés. Les tourmalinites sont d'épaisseur centimétrique à pluridécimétrique, concordantes à la foliation et bien laminées à l'échelle millimétrique à centimétrique; elles montrent par endroits des plis isoclinaux, probablement P2, ainsi que des structures « C-S ». Elles représentent probablement de minces zones de cisaillement qui ont été métasomatisées et replissées pendant la déformation D2. D'autres niveaux laminés riches en tourmaline sont obliques à la foliation dans l'encaissant et sont probablement tardi-D2. Par endroits, les tourmalinites sont injectées par des veines tardives de quartz blanc. Les tourmalinites laminées sont composées principalement de prismes de tourmaline préférentiellement orientés dans le plan de la lamination. Les prismes sont zonés avec un cœur bleuté ou brun et une bordure vert foncée. Les tourmalinites contiennent également du quartz, du rutile, de l'apatite et, par endroits, un peu de chalcopyrite. Les lamines de quartz sont recristallisées en mosaïque granoblastique. Les laminations sédimentaires parallèles et obliques ainsi que les cisaillements concordants mineurs présents dans les quartzites sont communément soulignés par la présence de cristaux de tourmaline noire.

La minéralisation en Cu-Au-Ag aux indices Luc 1 et Mark est liée aux nombreuses veines de quartz qui coupent les paragneiss. Une grande partie de la minéralisation se trouve dans des veines millimétriques à pluridécimétriques de quartz gris translucide qui sont communément (mais pas partout) parallèles à la foliation. Ces veines sont abondantes sur des épaisseurs pouvant atteindre quelques mètres par endroits. De la tourmaline est concentrée dans les épontes de certaines veines minéralisées. Les sulfures, qui atteignent 10 % par endroits, forment des grains, des amas irréguliers millimétriques à centimétriques et des *stringers*

composés de pyrrhotite, de chalcopyrite et de pyrite en proportion variable. Dans les zones riches en veines minéralisées, les quartzites et les semipélites encaissants peuvent contenir jusqu'à quelques pourcentages de chalcopyrite ± pyrite en grains disséminés à grain fin.

Les paragneiss sont également injectés par des veines zonées, concordantes à fortement discordantes, de quartz blanc stérile. Ces veines sont d'épaisseur centimétrique à décimétrique et leurs bordures sont typiquement riches en tourmaline. Plusieurs veines ont été affectées par la déformation D2; d'autres n'ont pas été déformées. Les laminations sédimentaires et les plans de foliation dans l'encaissant adjacent à plusieurs veines de quartz sont soulignés par de la tourmaline hydrothermale sur quelques décimètres (photo 12).

Les échantillons choisis les plus riches en chalcopyrite de l'indice Luc 1 contiennent jusqu'à 2,6 % Cu, 28 g/t Ag et 230 ppb Au et, pour l'indice Mark, jusqu'à 4,3 % Cu, 57 g/t Ag et 2 g/t Au.

Les minéralisations et les tourmalinites se sont mises en place dans des cisaillements et des fractures marquant probablement une zone de déformation d'envergure régionale. Les fluides minéralisateurs, siliceux et riches en bore, étaient prétectoniques, syntectoniques ou tarditectoniques par rapport à la déformation D2. Ils ont peut-être un lien génétique avec les pegmatites à tourmaline qui sont très nombreuses dans ce secteur.

Les indices **Lac Wakeham Nord** et **Lac Wakeham Sud** (Cu-Ag-Au) consistent en des veines de quartz blanc et de carbonate mises en place le long ou près des contacts entre les paragneiss et les amphibolites (Claveau, 1949; figure 24). Ces indices sont représentatifs de plusieurs autres veines minéralisées dans des contextes structuraux semblables, par exemple celles situées aux lacs Cométique et Forgues (Claveau, 1949). À l'indice Lac Wakeham Nord, une veine de quartz-calcite pouvant atteindre 50 cm d'épaisseur s'injecte le long du contact entre un métagrès et un métagabbro fin. La veine contient un peu de chalcopyrite disséminée. Le métagrès de l'éponte a subi une légère altération en épidote tandis que le métagabbro comporte des traces de pyrite. L'indice Lac Wakeham Sud consiste en une veine de quartz-carbonate pouvant atteindre 40 cm d'épaisseur mise en place le long du contact entre un métagabbro et un grès feldspathique. La veine est rubanée et laminée et est composée de quartz, broyé par endroits, avec des lentilles de calcite et des lamines d'épidote-actinote-chlorite-magnétite. Les épontes sont altérées en épidote. Les sulfures forment des veinules longitudinales dans la partie quartzeuse de la veine. L'indice Lac Wakeham Nord comporte 3,7 % Cu, 1,7 oz/t Ag et 0,04 oz/t Au. L'indice Lac Wakeham Sud compte, quant à lui, des teneurs de 5,3 % Cu, 1,2 oz/t Ag et 0,01 oz/t Au (Claveau, 1949). Un échantillon prélevé à l'indice Lac Wakeham Sud, dans le cadre de la présente étude, a retourné 1,1 % Cu, 10 g/t Ag et 54 ppb Au (données non publiées). Selon Claveau (1949), les fluides minéralisateurs, peut-être sodiques et liés à des plutons granitiques tardifs, ont emprunté des failles importantes ou des contacts entre les filons-couches mafiques et les métasédiments. Par endroits, les fluides se sont infiltrés également le long de structures cassantes transverses.

L'indice **Pelletier** (Cu) est un exemple d'une minéralisation sulfurée d'origine épigénétique dans les gneiss du Complexe de Manitou (figure 12). La minéralisation est localisée dans un protolithe gneissique fracturé, cataclasé et fortement rétrogradé au faciès des schistes verts (Chevé *et al.*, 1999). La roche altérée (composée de quartz, plagioclase, chlorite, épidote, titanite et hématite) est envahie par un stockwerk de veines de quartz laiteux qui contiennent la majorité de la minéralisation cuprifère (pyrite et chalcopyrite). Par endroits, la roche altérée contient aussi une minéralisation disséminée. Des échantillons prélevés par le MRN ont retourné des teneurs pouvant atteindre 4,3 % Cu, avec des traces de Ni et de Co.

Minéralisations épigénétiques diverses (indices Lac du Canot, Luc 2 et Petite Île)

À l'indice **Lac du Canot** (Pb-Ag), la minéralisation est localisée dans un gneiss granitique rubané du Complexe de Manitou (figure 12; Gobeil *et al.*, 2000; Jenkins, 1956). Le gneiss est coupé par des dykes de pegmatite et de granite à grain fin. Sur une distance est-ouest d'au moins 40 m, les gneiss et les dykes de granite et de pegmatite sont coupés par plusieurs veines minéralisées de 1 à 4 cm d'épaisseur, généralement rectilignes, de direction variable et de pendage subvertical. Les veines sont composées de galène très grenue, de quartz microcristallin et de calcite. L'analyse d'un échantillon choisi a retourné 61,2 % Pb et des valeurs en argent (Jenkins, 1956). Un échantillon prélevé par l'auteur du présent texte a retourné 10,0 % Pb et 19 g/t Ag (données non publiées). Les veines sont probablement des manifestations d'un hydrothermalisme tardigrenvillien à postgrenvillien.

L'indice **Luc 2** (Cu-Pb-Ag) est localisé tout près de l'indice BJB, dans un métagabbro folié et actinolitisé (figure 24). La minéralisation consiste en disséminations de chalcopyrite, de galène et de pyrite dans une poche fortement fracturée et altérée, d'environ 3 m de diamètre. L'altération est plus jeune que la foliation et est caractérisée par la présence d'épidote, de calcite, d'actinote, de diopside et d'hématite. La galène est relativement riche dans les zones coupées par des veinules de calcite. Des échantillons choisis ont retourné jusqu'à 0,15 % Cu, 0,1 % Pb et 1 g/t Ag.

L'indice **Petite Île** (Cu-Bi-Ag-Au), localisé à l'est de Baie-Johan-Beetz dans le prolongement de la zone de déformation du lac Caron, est logé dans une pegmatite rose à muscovite qui coupe des amphibolites foliées à forte linéation, des porphyres feldspathiques et des quartzites (figure 24; Clark, 1995). Plusieurs veines de quartz

minéralisées en chalcopyrite sont présentes dans une zone qui s'étend vers le NE à partir de cet indice. À l'indice Petite Île, de la bornite et de la chalcopyrite sont présentes dans une zone quartzeuse localisée dans la bordure de la pegmatite. Cette minéralisation, dont la paragenèse reflète une faible sulfurisation, est riche en Cu et comporte des valeurs en métaux précieux; un échantillon choisi contient 6,4 % Cu, 0,11 % Bi, 32 g/t Ag et 120 ppb Au (Clark, 1995).

CONCLUSIONS

La région de la moyenne Côte-Nord est privilégiée en ce qui concerne l'exploration minière en raison du grand nombre, de la variété et de la qualité des minéralisations qu'on y observe. Cette situation s'explique en partie par le volume énorme de roches ignées mafiques, intermédiaires ou felsiques qui s'y trouvent. Toutefois, l'exploration dans le Grenville représente un défi majeur. L'intensité de la déformation et le métamorphisme élevé (faciès des amphibolites et des granulites), qui résultent d'épisodes orogéniques multiples, font en sorte que la nature originale des roches est obscurcie. Les minéralisations formées pendant ou peu après le dépôt des roches hôtes peuvent être sévèrement modifiées par la déformation ou le métamorphisme. Même les sulfures du dyke non déformé ou peu déformé de l'indice Lac Volant ont été complètement recristallisés et certains rapports des métaux ont probablement été affectés. L'effet du métamorphisme s'est également fait sentir dans le grand nombre d'indices d'origine épigénétique, formés à partir de solutions hydrothermales issues de magmas de provenance variée ou générées par la déshydratation métamorphique. Ces solutions ont été modifiées lors de leur passage à travers une croûte épaisse et ont été canalisées par des structures ductiles ou fragiles. Toutefois, la Côte-Nord est favorable à la découverte de gîtes exploitables, justement à cause de la diversité des contextes paléogéographiques et paléotectoniques, et également parce que plusieurs gisements de grande envergure (par exemple, Broken Hill en Australie et Thompson au Manitoba) ont également été découverts dans des terrains fortement déformés et métamorphisés. La déformation peut même accroître la taille d'un gisement et aider à le rendre économique (par exemple Thompson). Enfin, le métamorphisme relativement faible (faciès des schistes verts) rend, dans certaines régions, comme par exemple dans certaines parties du domaine de Natashquan, l'exploration plus facile.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier Michel Gauthier, Charles Gower, Louise Corriveau et Daniel Brisebois pour leurs commentaires judicieux sur l'ensemble ou sur des parties du manuscrit. Je suis également reconnaissant envers la société SOQUEM, qui a bien voulu collaborer pendant les recherches. Je voudrais aussi exprimer ma gratitude envers mes collègues, particulièrement André Gobeil, Serge Chevé et Serge Perreault, pour leur aide et leur appui précieux. Un grand merci va à Hassan Nabil pour sa collaboration à l'étude de l'indice Lac Volant. Les figures dessinées dans cet article ont été préparées par Charlotte Grenier (figures 2, 3 et 5 à 26), Nathalie Drolet (figure 1) et André Beaulé (figure 4) du MRN. Les travaux éditoriaux par MM. Michel Mercier et Jean-Pierre Lalonde ont grandement amélioré la présentation.

RÉFÉRENCES

ARANCIBIA, O.N. - CLARK, A.H., 1996 - Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island Copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia. Economic Geology; volume 91, pages 402-438.

ARSENAULT, L., 1998 - Rapport de prospection pour le projet Noroy. Fonds régional d'exploration minière de la Côte-Nord.

BAILEY, J.C., 1977 - Fluorine in granitic rocks and melts: A review. Chemical Geology; volume 19, pages 1-42.

BARNES, S.-J., 1990 - The use of metal ratios in prospecting for platinum-group element deposits in mafic and ultramafic intrusions. Journal of Geochemical Exploration; volume 37, pages 91-99.

BARNES, S.-J. - MAIER, W.D., 1999 - The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulphide liquids. In: Dynamic processes in magmatic ore deposits and their application in mineral exploration Keays, R.R., Lesher, C.M., Lightfoot, P.C., and Farrow, C.E.G., editors. Association Geological of Canada, Short Course; volume 13, pages 69-106.

BARNES, S.-J. - NALDRETT, A.J. - GORTON, M.P., 1985 - The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. Chemical Geology; volume 53, pages 303-323.

BARNES, S.-J. - BOYD, R. - KORNELIUSSEN, A. - NILSSON, L.-P. - OFTEN, M. - PEDERSEN, R.B. - ROBINS, B., 1988 - The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: examples from Norway. In: Geo-Platinum 87, H.M. Prichard, P.J. Potts, J.F.W. Bowles and S.J. Cribb, editors. Elsevier Applied Science, London; pages 113-143.

BARNES, S.-J. - COUTURE, J.-F. - SAWYER, E.W. - BOUCHAIB, C., 1993 - Nickel-copper occurrences in the Belleterre-Angliers belt of the Pontiac Subprovince and the use of Cu-Pd ratios in interpreting platinum-group element distributions. Economic Geology; volume 88, pages 1402-1418.

BARNES, S.-J. - ZIENTEK, M.L. - SEVERSON, M.J., 1997 - Ni, Cu, Au, and platinum-group element contents of sulphides associated with intraplate magmatism: a synthesis. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 34, pages 337-351.

BARTON, M.D. - HASSANZADEH, J. - MARIKOS, M.A. - BATTLES, D.A., 1991 - Magnetite-apatite-REE mineralization in the Great Basin. Geological Society of America annual meeting; Abstracts with Programs, page A292.

BISSONNETTE, F., 1998 - Projet lac Brézel (1259), Rapport sur les travaux de terrains, été 1998. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-58116.

BLAIS, R.-A., 1956 - Rapport préliminaire sur la région de Pashashibou, cantons de Drucourt et de Costebelle, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RP-316, 8 pages.

BOERNER, A.E., 1954 - Report on Gad Lake claims. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-02718.

BONNEAU, J., 1988 - Projet Fermont, indices de graphite. Rapport de la Société d'exploration minière Mazarin inc.; 11 pages.

BOOKSTROM, A.A., 1977 - The magnetite deposits of El Romeral, Chile. Economic Geology; volume 72, pages 1101-1130.

BOURNE, J.H., 1986 - Geochemistry of the felsic metavolcanic rocks of the Wakeham Group: a metamorphosed peralkaline suite from the eastern Grenville Province, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 23, pages 978-984.

BRASSARD, B., 1998 - Rapport d'évaluation des propriétés du Groupe Ross (Secteur du lac Volant - Côte-Nord), SNRC 22I/12, 22I/13 et 22I/14. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-57162.

BUDDINGTON, A.F., 1966. The Precambrian magnetite deposits of New York and New Jersey. Economic Geology; volume 61, pages 484-510.

CAMPBELL, I.H. - NALDRETT, A.J., 1979 - The influence of silicate: sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides. Economic Geology; volume 74, pages 1503-1505.

CANDELA, P.A. - HOLLAND, H.D., 1984 - The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 48, pages 373-380.

CAPOBIANCO, C.J. - DRAKE, M.J., 1994 - Partitioning of ruthenium, rhodium, and palladium between spinel and silicate melt and implications for platinum group element fractionation trends. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 54, pages 869-874.

CARROLL, M.R. - WEBSTER, J.D., 1994 - Solubilities of sulfur, noble gases, nitrogen, chlorine, and fluorine in magmas. In: Volatiles in Magmas. M.R. Carroll and J.R. Holloway, editors, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy; volume 30, pages 231-279.

CHEVÉ, S. - GOBEIL, A. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - PERREAULT, S. - DION, D.-J. - DAIGNEAULT, R., 1999 - Géologie de la région du lac Manitou (SNRC 22I/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-02.

CHEVÉ, S. - GOBEIL, A. - CLARK, T. - TOGOLA, N., 2001 - Géologie de la région de la rivière Baune et des lacs à l'Aigle et Canatiche (22P/02, 22P/03, 22P/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-03, 58 pages.

CHOU, I.-M. - EUGSTER, H.P., 1977 - Solubility of magnetite in supercritical chloride solutions. American Journal of Science; volume 277, pages 1296-1314.

CHRISTIANSEN, E.H. - KEITH, J.D., 1996 - Trace element systematics in silicic magmas: a metallogenic perspective. In: Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Wyman, D.A., editor. Geological Association of Canada, Short Course Notes; volume 12, pages 115-151.

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., 1998 - Minéralisations de Cu-Ni-Co ±ÉGP et de Fe-Cu-ÉTR dans la région des lacs Nipisso et Manitou, Côte-Nord. Dans : Livret-guide, excursion héliportée, 2ème Sommet sur l'Exploration minière de la Côte-Nord du 1 au 4 octobre 1998, pages 25-43.

CLARK, T., 2000 - Le potentiel en Cu-Ni ±Co ±EGP du Grenville québécois : exemples de minéralisations magmatiques et remobilisées. Chronique de la Recherche minière; volume 539, pages 85-100.

CLARK, T. - GOBEIL, A., 1992 - Potentiel du Terrane de Wakeham pour des gîtes de Cu-U-Au-Ag de type Olympic Dam, et de Pb-Zn stratiformes en milieux gréseux. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; PRO 92-05, 7 pages.

CLARK, T. - GOBEIL, A., 1998 - Nouvel indice de Zn-Cu-Pb-Ag épigénétique sur la rivière Magpie Ouest, Côte-Nord (22P/02). Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 98-03, 5 pages.

CLAVEAU, J., 1949 - La région du lac Wakeham, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG-37, 57 pages.

COLLINS, W.J. - BEAMS, S.D. - WHITE, A.J.R., CHAPPELL, B.W., 1982 - Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 80, pages 189-200.

COOPER, G.E., 1957 - La région de Johan Beetz, comté ce Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG-74.

DUFRESNE, C., 1953 - Report on the Gad Lake claims, Saguenay County, Quebec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-2247.

EASTON, R.M., 1987 - Geology of the Howland area, Haliburton, Peterborough, and Victoria Counties. Ontario Geological Survey; Open File Report 5639, 188 pages.

EASTON, R.M., 1988 - Geology of the Darling area, Lanark and Renfrew Counties. Ontario Geological Survey; Open File Report 5693, 206 pages.

EASTON, R.M., 1989 - Regional alteration patterns and mineralization associated with the Deloro Granite, Grenville Province, Madoc area. In: Summary of Field Work and Other Activities, 1989, Ontario Geological Survey; Miscellaneous Paper 146, pages 158-168.

EBEL, D.S. - NALDRETT, A.J., 1996 - Fractional crystallization of sulfide ore liquids at high temperature. Economic Geology; volume 91, pages 607-621.

EBEL, D.S. - NALDRETT, A..J., 1997 - Crystallization of sulfide liquids and the interpretation of ore composition. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 34, pages 352-365.

ECKSTRAND, O.R. - HULBERT, L.J., 1987 - Selenium and the source of sulphur in magmatic nickel and platinum deposits. In : Program and Abstracts, Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada annual meeting; volume 12, page 40.

ECKSTRAND, R. - SIINCLAIR, W.D. - THORPE, R.I., 1996 - Introduction. In: Geology of Canadian Mineral Deposit Types. O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair and R.I. Thorpe, editors. Geological Survey of Canada; Geology of Canada, number 8, pages 1-7 (also Geological Society of America, The Geology of North America, volume P-1).

EINAUDI, M.T. - ORESKES, N., 1990 - Progress toward an occurrence model for Proterozoic iron oxide deposits - a comparison between the ore provinces of South Australia and Southeast Missouri. In: The Midcontinent of the United States - permissive terrane for an Olympic Dam-type deposit ? W.P. Pratt and P.K. Sims, editors. U.S. Geological Survey Bulletin 1932, pages 58-69.

EVANS-LAMSWOOD, D.M. - BUTT, D.P. - JACKSON, R.S. - LEE, D.V. - MUGGRIDGE, M.G. - WHEELER, R.I. - WILTON, D.H.C., 2000 - Physical controls associated with the distribution of sulfides in the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador. Economic Geology; volume 95, pages 749-769.

FLOYD, P.A. - WINCHESTER, J.A., 1975 - Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and Planetary Science Letters; volume 27, pages 211-218.

FOOSE, M.P. - McLELLAND, J.M., 1995 - Proterozoic low-Ti iron-oxide deposits in New York and New Jersey: Relation to Fe-oxide (Cu-U-Au-rare earth element) deposits and tectonic implications. Geology; volume 23, pages 665-668.

FOWLER, A.D. - DOIG, R., 1983 - The age and origin of Grenville Province uraniferous granites and pegmatites. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 20, pages 92-104.

FRANKLIN, J.M., 1993 - Volcanic-associated massive sulphide deposits. In: Mineral Deposit Modeling. R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe and J.M. Duke, editors. Geological Association of Canada; Special Paper 40, pages 315-334.

GAUTHIER, M. - BROWN, A.C. - MORIN, M., 1986 - Small iron-formation as a guide to base- and precious-metal deposits in the Grenville Province of southern Québec. In: The Precambrian Iron-Formations. R.W. Appel and G.L. Laberge, editors, Theophrastus Publishing, Athens, pages 297-327.

GIROUX, J., 1998 - Gisement de la mine Tio, Côte-Nord : source de TiO_2 d'envergure mondiale. Dans : Actes du 33e Forum sur la géologie des minéraux industriels. M. Bélanger, T. Clark, et H.-L. Jacob, éditeurs. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 50, pages 221-225.

GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - PERREAULT, S. - DION, D.-J. - NABIL, H., 1999 - Géologie de la région du lac Nipisso (SNRC 22I/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-19, 60 pages.

GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H. - TOGOLA, N. - ST-GERMAIN, P., 2000 - Géologie de la région des lacs Brézel et Cacaoni (22I/11 et 22I/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-09, 45 pages.

GOODFELLOW, W.D. - LYDON, J.W. - TURNER, R.J.W., 1993 - Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (SEDEX) zinc-lead-silver sulphide deposits. In: Mineral Deposit Modeling. R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe and J.M. Duke, editors, Geological Association of Canada; Special Paper 40, pages 201-251.

GOW, P.A. - WALL, V.J. - OLIVER, N.H.S. - VALENTA, R.K., 1994 - Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: further evidence of hydrothermal origins. Geology; volume 22, pages 633-636.

GOWER, C.F., 1996 - The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. In: Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. T.S. Brewer, editor, Geological Society; Special Publication number 112, pages 187-218.

GOWER, C.F. - HEAMAN, L.M. - LOVERIDGE, W.D - SCHÄRER, U. - TUCKER, R.D., 1991 - Grenvillian magmatism in the eastern Grenville Province, Canada. Precambrian Research; volume 51, pages 315-336.

GRENIER, P.-E., 1957 - Région du lac Beetz, district électoral de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG-73, 88 pages.

GROSS, G.A., 1967 - Iron deposits in the Appalachian and Grenville regions of Canada. Geological Survey of Canada; Economic Geology Report 22, 111 pages.

GROSS, G.A., 1996 - Skarn iron. In: Geology of Canadian Mineral Deposit Types. O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair and R.I. Thorpe, editors. Geological Survey of Canada, Geology of Canada; number 8, pages 489-495 (and The Geology of North America. Geological Society of America; volume P-1).

GUILLOUX, L, BLAIS, R.A., COY-YLL, R., 1972 - L'origine métasédimentaire du gisement de magnétite de Forsyth, Province de Québec, Canada. Mineralium Deposita; volume 7, pages 154-179.

HAUSEUX, M.A., 1997 - Mode of uranium occurence in a migmatitic granite terrain, Baie Johan Beetz, Québec. Canadian Institute of Mining and Metalorgy Bulletin, april, pages 110-116.

HILDEBRAND, R.S., 1986 - Kiruna-type deposits: their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear Magmatic Zone, Northwest Canada. Economic Geology; volume 81, pages 640-659.

HOLLAND, H.D., 1972 - Granites, solutions and base metal deposits. Economic Geology; volume 67, pages 281-301.

JENKIINS, J.T., 1956 - Rapport préliminaire sur la région de la rivière Manitou, district électoral de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RP-326, 8 pages.

KELLY, W.C. - CLARK, B.R., 1975 - Sulfide deformation studies: III. Experimental deformation of chalcopyrite to 2000 bars and 500°C. Economic Geology; volume 70, pages 431-453.

KEPPLER, H., 1993 - Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 114, pages 479-488.

KEPPLER, H. - WYLLIE, P.J., 1991 - Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U, and Th between melt and aqueous fluid in the systems haplogranite-H_2O-HC_l and haplogranite-H_2O-HF. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 109, pages 139-150.

KISH, L., 1993 - Géologie de la région Nabisipi, Moyenne-Côte-Nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 93-66, 4 pages, 1 carte.

KISSIN, S., 1993 - Five-element (Ni-Co-As-Ag-Bi) veins. In: Ore Deposit Models, Volume II. P.A. Sheahan and M.E. Cherry, editors. Geological Association of Canada, Geoscience Canada; Reprint Series 6, pages 87-98.

KISVARSANYI, E.B. - KISVARSANYI, G., 1990 - Alkaline granite ring complexes and metallogeny in the Middle Proterozoic St. Francois Terrane, southeastern Missouri, U.S.A. In: Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica. C.F. Gower, T. Rivers and B. Ryan, editors, Geological Association of Canada; Special Paper 38, pages 433-446.

KRAUSKOPF, K.B., 1967 - Introduction to geochemistry. McGraw-Hill Book Company, New York; 721 pages.

LI, C. - NALDRETT, A.J., 1999 - Geology and petrology of the Voisey's Bay intrusion: reaction of olivine with sulfide and silicate liquids. Lithos; volume 47, pages 1-31.

LI, C. - NALDRETT, A.J. - RIPLEY, E.M., 2001 - Critical factors for the formation of a nickel-copper deposit in an evolved magma system: lessons from a comparison of the Pants Lake and Voisey's Bay sulfide occurrences in Labrador, Canada. Mineralium Deposita; volume 36, pages 85-92.

LONGLEY, W.W., 1948 - La région du lac Forget, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG-36, 28 pages.

MACHADO, G., 1999 - Étude géochimique et pétrologique de quatre intrusions granitiques dans le Terrain de Wakeham, Province de Grenville, Québec. Thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi; 129 pages.

MADORE, L. - VERPAELST, P. - CHOINÈRE, J. - DION, D.-J. - DAVID, J. - LEFEBVRE, D. - MARQUIS, R. - HOCQ, M., 1997 - Géologie de la région du lac Briend (SNRC 12N/05). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-05, 30 pages.

MAISONNEUVE, S. - FRANCOEUR, G., 1998 - Projets Volant et Matamec : Rapport final des travaux d'exploration Ni-Cu réalisés par Mines d'Or Virginia inc. dans le secteur du lac Volant (Sept-Îles) au cours de l'été 1997. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-56328.

MAISONNEUVE, S. - ROY, P., 1998 - Rapport géologique des propriétés Ann, Volant et Volant-Nord (Groupes Ross et Arseneault). Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-56115.

MAZARIN, inc., 1989 - Mazarin inc. et le graphite du lac Knife. Rapport de la Société d'exploration minière Mazarin inc.; 12 pages plus annexes.

McPHEE, D.S., 1959 - Rapport préliminaire sur la région d'Aguanish, district électoral de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RP-403, 6 pages.

MEINERT, L.D., 1995 - Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits - chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: Magmas, Fluids, and Ore Deposits. J.F.H. Thompson, editor. Mineralogical Association of Canada; Short Course volume 23, pages 401-418.

MURPHY, D.L., 1960 - Région des lacs Carheil et Le Gentilhomme, District électoral de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RP-412, 11 pages.

NABIL, H., 1999 - Caractérisation de la minéralisation en Ni-Cu-Co de l'indice de Lac-Volant, région de Sept-Îles, Québec. Thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 178 pages.

NALDRETT, A.J., 1981 - Platinum-group element deposits. In: Platinum-Group Elements: Mineralogy, Geology, Recovery. L.J. Cabri, editor. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Montréal; Special Volume 23, pages 197-231.

NALDRETT, A.J., 1989 - Magmatic Sulfide Deposits. Oxford University Press Inc., Oxford; 186 pages.

NALDRETT, A.J., 1997 - Key factors in the genesis of Noril'sk, Sudbury, Jinchuan, Voisey's Bay and other world-class Ni-Cu-PGE deposits: implications for exploration. Australian Journal of Earth Sciences; volume 44, pages 283-315.

NALDRETT, A.J. - ASIF, M. - GORBACHEV, N.S. - KUNILOV, V. Ye. - STEKHIN, A.I. - FEDORENKO, V.A. - LIGHTFOOT, P.C., 1994 - The composition of the Ni-Cu ores of the Oktyabr'sky deposit, Noril'sk region. In: Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium. P.C. Lightfoot and A.J. Naldrett, editors. Ministry of Northern Development and Mines, Ontario; Special Volume 5, pages 357-371.

NALDRETT, A.J. - FEDORENKO, V.A. - ASIF, M. - LIN, S. - KUNILOV, V.E. - STEKHIN, A.I. - LIGHTFOOT, P.C. - GORBACHEV, N.S., 1996 - Controls on the composition of the Ni-Cu sulfide deposits as illustrated by those at Noril'sk, Siberia. Economic Geology; volume 91, pages 751-773.

NALDRETT, A.J. - BARNES, S.-J., 1986 - The behaviour of platinum group elements during fractional crystallization and partial melting with special reference to the composition of magmatic sulfide ores. Fortschritte der Mineralogie; volume 64, pages 113-133.

ORESKES, N. - EINAUDI, M.T., 1992 - Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam: preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes. Economic Geology; volume 87, pages 64-90.

ORESKES, N. - HITZMAN, M.W., 1993 - A model for the origin of Olympic Dam-type deposits. In: Mineral Deposit Modeling. R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe and D.M. Duke, editors. Geological Association of Canada; Special Paper 40, pages 613-633.

PEARCE, J.A. - CANN, J.R., 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters; volume 19, pages 290-300.

PERREAULT, S. - CLARK, T. - GOBEIL, A. - DION, D.-J. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H. - LORTIE, P. (1996) - Le potentiel en Cu-Ni-Co de la région de Sept-Îles : l'indice Lac Volant. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 96-06, 12 pages.

PERRY, C., 1994 - Projet Nipissis, Rapport sur les travaux de 1993. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-54889.

PERRY, C., 1995a - Projet Nipissis/Propriété Manitou 1088-1, Rapport des travaux menés en 1994 sur la partie est de la propriété, Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-54187.

PERRY, C., 1995b - Rapport Nipissis, reconnaissance 94. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-54890.

PERRY, C. - RAYMOND, D., 1996 - Le projet Nipissis de SOQUEM-IOC : un nouveau type de minéralisation cuprifère

sur la Côte-Nord. Dans : Programme et résumés 1996. Séminaire d'information sur la recherche géologique. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 96-02, page 16.

PERRY, C. - ROY, I., 1997a - Propriété Manitou 1088-1. Rapport sur les travaux menés en 1995. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-55005.

PERRY, C. - ROY, I., 1997b - Projet lac Volant 1204, Rapport sur les travaux d'exploration, hiver 1997. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-55933.

RICHARDSON, C.K. - HOLLAND, H.D., 1979 - Fluorite deposition in hydrothermal systems. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 43, pages 1327-1335.

QUINTIN, P., 1989 - Rapport de travaux d'exploration, projet Saint-Augustin (101049). Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-48348.

RIPLEY, E.M., 1999 - Systematics of sulphur and oxygen isotopes in mafic igneous rocks and related Cu-Ni-PGE mineralization. In: Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and Their Application in Mineral Exploration. R.R. Keays, C.M. Lesher, P.C. Lightfoot and C.E.G. Farrow, editors, Geological Association of Canada; Short Course, volume 13, pages 133-158.

RIPLEY, E.M. - PARK, Y.-R. - LI, C. - NALDRETT, A.J., 1999 - Sulfur and oxygen isotopic evidence of country rock contamination in the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador, Canada. Lithos; volume 47, pages 53-68.

ROLLINSON, H., 1993 - Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Addison Wesley Longman Limited, Essex, Angleterre; 352 pages.

ROY, I., 1996 - Projet Natashquan, résultats de la campagne d'exploration 1996. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-56876.

ROY, I., 1999 - Projet Kwyjibo 1088-2, rapport sur les travaux d'exploration, campagne 1998. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-58046.

SÉGUIN, E., 1968 - Rapport sur des levés de scintillomètre et de géochimie effectués sur les claims miniers de North Shore Uranium dans les cantons Johan Beetz et Drucourt. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-23779.

SMITH, M.S. - DYMEK, R.F. - SCHNEIDERMAN, J.S., 1992 - Implications of trace element geochemistry for the origin of cordierite-orthoamphibole rocks from Orijärvi, SW Finland. The Journal of Geology; volume 100, pages 545-559.

SUN, S.S. - McDONOUGH, W.F., 1989 - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in Ocean Basins. A.D. Saunders and M.J. Norry, editors, Geological Society of London; Special Publication 42, pages 313-345.

TAYLOR, R.P. - STRONG, D.F. - FRYER, B.J., 1981 - Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 77, pages 267-271.

TIHOR, S.L., 1998 - Essex Minerals Company, Lac Costebelle project, 1978 field work, summary report. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-33904.

TINGLE, T.N. - FENN, P.M., 1984 - Transport and concentration of molybdenum in granite molybdenite systems: Effects of fluorine and sulfur. Geology; volume 12, pages 156-158.

VERPAELST, P. - MADORE, L. - BRISEBOIS, D. - HOCQ, M. - DION, D.-J., 1999 - Géologie de la région du lac Jérôme, du lac Sanson et de la Petite rivière de l'Abbé-Huard (SNRC 12L/13, 12L/14, 12M/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-02, 38 pages.

VIDAL C., C.E. - INJOQUE-ESPINOZA, J. - SIDDER, G.B. - MUKASA, S.B., 1990 - Amphibolitic Cu-Fe skarn deposits in the central coast of Peru. Economic Geology; volume 85, pages 1447-1461.

VILLENEUVE, S., 1996 - Rapport de travaux, propriétés Petite rivière Manitou, bloc 2 et bloc 3, Côte-Nord, Québec, Canada par GéoNova Explorations Inc. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-55425.

WEBSTER, J.D. - REBBERT, C., 1998 - Experimental investigation of H_2O and Cl- solubilities in F-enriched silicate liquids; implications for volatile saturation of topaz rhyolite magmas. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 132, pages 198-207.

WHALEN, J.B. - CURRIE, K.L. - CHAPPEL, B.W., 1987 - A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 95, pages 407-419.

WILSON, M., 1989 - Igneous Petrogenesis. Chapman & Hall, Londres; 466 pages.

WYLLIE, P.J. - TUTTLE, O.F., 1961 - Experimental investigations of silicate systems containing two volatile components. American Journal of Science; volume 259, pages 128-143.

Annexe I

Classification des minéralisations de la moyenne Côte-Nord

La classification utilisée dans les différents rapports publiés par le MRN pour les indices et les sites minéralisés de la région de Manitou-Wakeham est donnée ci-dessous avec des exemples. Plusieurs types de minéralisations de cette liste n'ont pas été mentionnés dans le présent rapport. Les types équivalents ou approximatifs, utilisés dans le système de classification proposé par Eckstrand *et al.* (1996) pour les gîtes minéraux du Canada, apparaissent entre parenthèses. Les différents types sont présentés par ordre décroissant de la température de formation de la minéralisation et/ou de la profondeur de la mise en place.

Type 1 : Minéralisations en Cu-Ni (-Co-ÉGP-Au) d'origine magmatique présentes dans les intrusions mafiques-ultramafiques (*tholeiitic intrusion-hosted magmatic Ni-Cu-PGE deposits*).
- Lac Volant, Ann, AB-7, GéoNova, Chantal, Lac Tortue, Lac Méchant, Corolam, Gabbro de Le Doré, etc.

Type 2 : Minéralisations en Fe-Ti ± P ± V ± Zn d'origine magmatique présentes dans les intrusions mafiques (*mafic intrusion-hosted Ti-Fe deposits*).
- Mine Tio (lac Allard), Rivière Magpie Ouest, Mingan Centre, Abbé-Huard 1-2-3, Lac Ménascouagama (Suite mafique de Lillian).

Type 3 : Minéralisations en ÉTR ± P présentes dans les intrusions mafiques et felsiques (*peralkaline rock-associated rare metal deposits*).
- Lac Boutereau.

Type 4 : Minéralisations en Fe ± Ti ± P ± Cu ± ÉTR ± F ± Mo ± Au ± Ag d'origine hydrothermale (*Kiruna/Olympic Dam-type Fe-Cu-U-Au-Ag déposits*).
- Josette, Fluorine, Andradite, Grabuge, Malachite, Lac Gad, Guido, Natashquan, Lac Marmont.

Type 5 : Minéralisations en U ± ÉTR présentes dans les pegmatites granitiques (*granitic pegmatite horted deposits*).
- Lac Turgeon, Rivière Nabisipi, Lac Costebelle.

Type 6 : Minéralisations en Zn-Cu ± Pb ± Ni-Au-Ag présentes dans les roches supracrustales métasédimentaires et métavolcaniques (*exhalative base metal sulfide deposits)*, incluant les types « SEDEX » et « VMS ».
- Lac Brézel, Lac Sanson, Bassin des Murailles, Lac Bernard.

Type 7 : Minéralisations en métaux usuels et précieux d'origine épigénétique (*vein Cu deposits*).
- Pelletier, Ruisseau de l'Épinette, Lac Albany, Rivière Magpie Ouest, Lac du Canot, BJB, Luc 1, Luc 2, Mark, Lac Véronique, Lac Wakeham, Corolam, Manitou (?).

Type 8 : Minéralisations en Fe présentes dans la formation de fer (*stratiform Fe deposits*).
- Lac à l'Aigle, Wakeham.

Type 9 : Minéralisations non classifiées.

Annexe II : Photographies



Photo 1 - Structure bréchique des sulfures dans l'indice du Lac Volant (zone du Dyke). Certains fragments de gabbronorite contiennent des sulfures disséminés montrant une foliation magmatique; d'autres sont stériles. La matrice est relativement riche en sulfures disséminés.



Photo 2 - Stucture filonienne et bréchique des sulfures dans l'indice Ann. Des veines de sulfures massifs isolent des fragments anguleux de gabbronorite stérile.



Photo 3 - Amas de sulfures massifs (visible sur 50 cm à droite du marteau dans un trou dynamité), indice Fuji (également appelé indice Hassan). L'amas de sulfures à grain grossier est au contact entre une orthopyroxénite (brune) à grain fin à grossier, légèrement minéralisée en sulfures, et une leuconorite stérile (claire). Une veine de sulfures massifs s'injecte dans la leuconorite, juste à droite de la tête du marteau. Dans cet affleurement, les bandes d'orthopyroxénite sont fortement déformées et démembrées.



Photo 4 - Veines très riches en magnétite dans l'indice Malachite. Les veines sont anastomosées, englobant des lentilles de granitoïde folié. La plupart des veines sont parallèles ou subparallèles à la foliation et certaines sont foliées dans la même direction. L'échelle est parallèle à la foliation dans le granitoïde et le crayon est parallèle aux axes (direction SE) d'un plissottement qui affecte la foliation et les veines.



Photo 5 - Brèche, indice Malachite. Le leucogranite tacheté et folié est injecté d'un stockwerk de veines de magnétite massive de < 1 cm à 5 cm d'épaisseur, peu ou pas déformées.

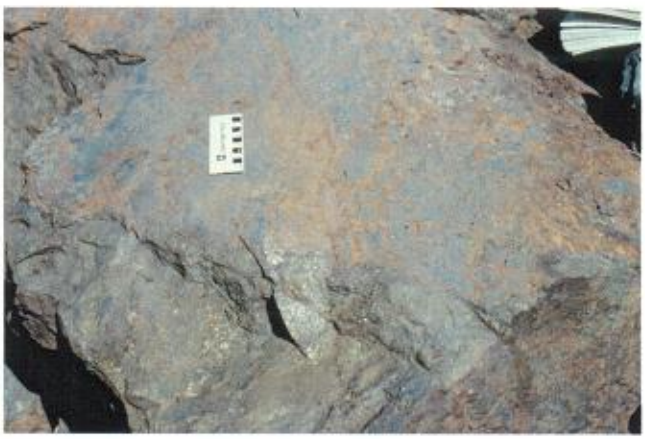


Photo 6 - Rubanement fruste et structure bréchique dans la minéralisation, indice Josette. Les bandes grisâtres sont composées surtout de magnétite et fluorine tandis que les bandes brunâtres sont riches en sulfures. Les sulfures semblent s'infiltrer dans la roche riche en magnétite pour créer une structure bréchique.

Annexe II : Photographies



Photo 7 - Rubanement et pegmatites, indice Andradite. Le niveau brunâtre, de 10-20 cm d'épaisseur, est riche en magnétite et sulfures; juste à droite de la photo, ce niveau est plissé en S, l'axe du pli étant orienté à N141°/29°. En-dessous de ce niveau, une unité de schiste à biotite est recoupée par un dyke décimétrique, plissé et boudiné, de pegmatite.



Photo 8 - Schiste laminé riche en fluorine et magnétite, indice Fluorine. Les lamines gris foncé à noires sont riches en magnétite, tandis que les lamines blanches ou violettes sont riches en fluorine. Noter la lentille (boudin ?) de roche verdâtre (calcosilicatée ?).

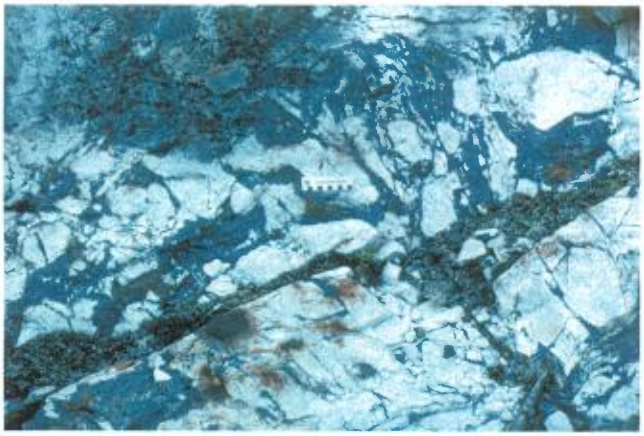


Photo 9 - Stockwerk de veines de magnétite massive recoupant un leucogranite, indice Grabuge.

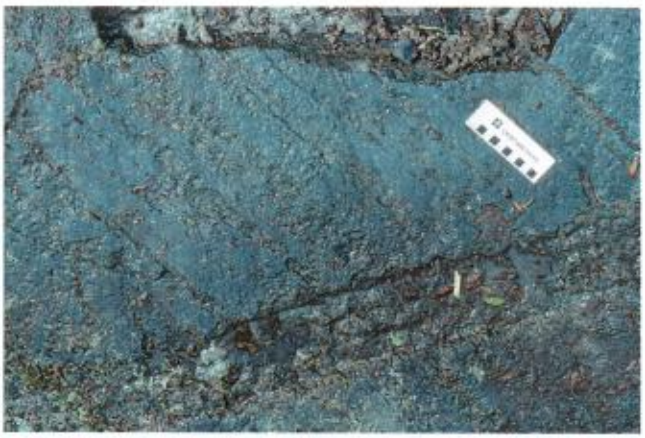


Photo 10 - Magnétitite rubanée à l'échelle de 1 à 10 cm, indice du lac Marmont. Le rubanement est causé par des variations dans les proportions d'oxydes (magnétite, avec un peu d'ilménite) et de silicates (clinopyroxène, hornblende, plagioclase, biotite, quartz, pyrite (rare). Les rubans grisâtres en relief positif sont relativement riches en oxydes, tandis que les rubans brunâtres et recessifs sont composées principalement de silicates. Noter la vieille cannelure servant à l'analyse lors de la prospection précoce.

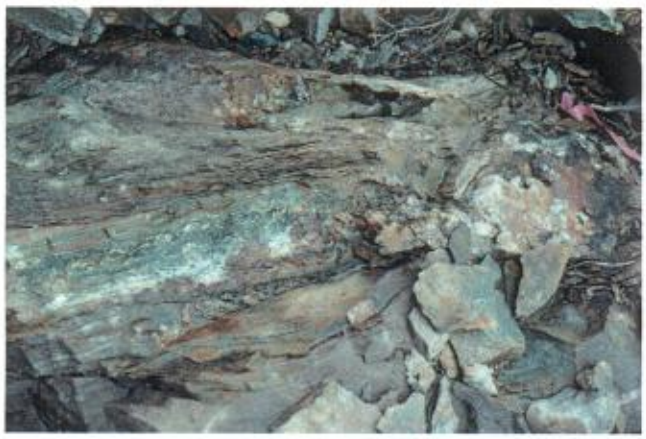


Photo 11 - Veines quartzifères (blanches, centre de la photo) minéralisées en chalcopyrite, indice BJB. La chalcopyrite est enrichie dans la partie marginale de la veine principale. Les veines montrent une structure en *pinch and swell* qui est épousée par la foliation dans l'éponte semipélitique. La largeur de la photo est d'environ 1 m.



Photo 12 - Veines fortement déformées de quartz blanc coupant la foliation dans des paragneiss (pélite, semipélite, quartzite). Les paragneiss sont enrichis en tourmaline (gris foncé à noir) en bordure de la veine au centre de la photo et le long des plans de foliation adjacents à la veine. Indice Mark.

Annexe III

Résultats de géochronologie provenant des titanites de l'indice Josette

Par Jean David (Géologie Québec)

Les résultats analytiques obtenus sur des titanites dans un échantillon minéralisé (TC-96-5179C5) provenant de l'indice Josette sont présentés dans le tableau 1 et la figure 27.

Les concentrations en U sont relativement faibles, env. 30 ppm, tandis qu'en Pb commun total, elles sont élevées, variant entre 14 et 55 picogrammes. Il en découle des rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$ comportant des imprécisions importantes lors du traitement des résultats pour obtenir les âges $^{207}Pb/^{206}Pb$. De plus, les faibles concentrations en U ont pour effet de ne produire qu'un signal de ^{207}Pb de faible intensité et par conséquent imprécis. Pour ces raisons, il est préférable de faire la moyenne pondérée des âges $^{206}Pb/^{238}U$ afin d'établir l'âge de cristallisation des titanites. La fraction analytique 1T (tableau 1) était constituée de titanites légèrement brunâtres et elle a livré un âge plus ancien (1069,5 ±5,6 Ma) et distinct de celui défini par les autres analyses. Les trois autres fractions étaient constituées de petits fragments de cristaux incolores. L'âge obtenu pour la cristallisation de la titanite à partir de ces trois fractions analytiques similaires est de 972 ±5 Ma (figure 27).

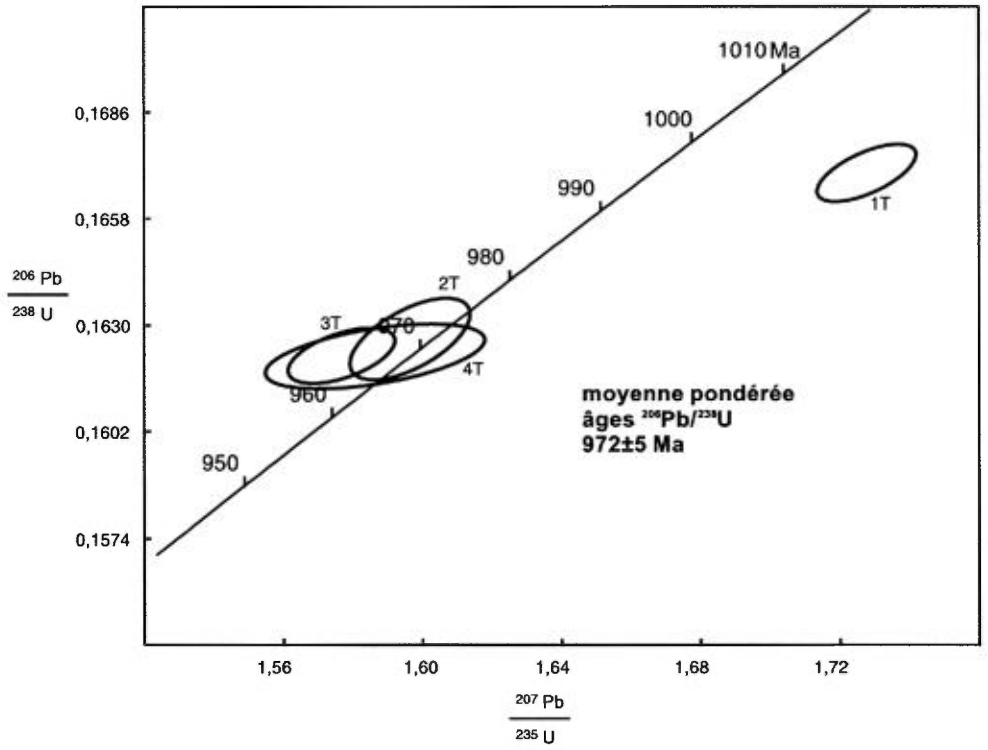


FIGURE 27 - Diagramme concordia pour des titanites (T) provenant de l'indice Josette (échantillon TC-96-5179C5).

Tableau 1 - Résultats analytiques d'une datation U-Pb effectuée sur des titanites (T) de l'échantillon TC-96-5179C5. L'échantillon minéralisé provient de l'indice Josette.

No. de fraction	Description	Poids (mg)	U (ppm)	Th/U	Pb com (pg)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	2s (absolu)	$^{206}Pb/^{238}U$	2s (absolu)	$^{207}Pb/^{206}Pb$ Âge (Ma)	2s (Ma)	Disc. (%)
1T	4t, br pale, incl.	0,038	31,74	1,845	55,4	254	1,728	0,003	0,1670	0,0002	1069,5	5,6	7,5
2T	5t, incol., ± incl.	0,038	30,59	1,674	49,8	263	1,586	0,006	0,1622	0,0002	955,8	14,0	-1,5
3T	3t, incol., limp.	0,027	33,71	2,164	18,4	529	1,577	0,003	0,1622	0,0002	942,8	6,1	-3,0
4T	4t, incol., limp.	0,019	29,60	1,689	13,7	446	1,597	0,004	0,1626	0,0002	963,2	6,6	-0,9

Abréviations : br - brun; incl. - inclusions; incol. - incolore; limp. - limpide; disc. - discordant

Distribution du nickel, du cuivre et des éléments du groupe du platine dans les sulfures de l'indice du lac Volant, région de Sept-Îles

Hassan Nabil[1]
Sarah-Jane Barnes[1]
Thomas Clark[2]

RÉSUMÉ

L'indice de Ni-Cu-Co du lac Volant est un exemple de sulfures magmatiques associés à un magma mafique dans un contexte de métamorphisme de haut grade. Les sulfures disséminés et massifs sont localisés à l'intérieur d'un dyke de gabbronorite de 20 à 25 m d'épaisseur encaissé dans un métagabbronorite du Complexe de Matamec dans la partie orientale de la Province de Grenville. L'âge du dyke est de 1351 ± 6 Ma (U/Pb sur zircon). Selon les résultats de la cartographie géologique et des investigations pétrographique et géochimique, le dyke présente des phénomènes de mise en place par injections multiples de magmas et de sulfures. Le magma du dyke est tholéiitique et provient d'une source appauvrie de type MORB-N. La variation géochimique observée à l'intérieur du dyke est due à la cristallisation fractionnée des silicates mafiques (orthopyroxène, clinopyroxène et plagioclase) et à la contamination. Le dyke présente des similitudes chimiques avec le métagabbronorite encaissant. Ces similitudes nous indiquent que les magmas parents sont semblables. La présence de fragments de granite et de métasédiment dans le dyke, l'enrichissement en Rb, Th, Ba, ÉTRL, ainsi que l'anomalie négative en Ta nous suggèrent que le magma du lac Volant a assimilé les roches encaissantes. Un taux de contamination de 15 % peut expliquer la composition du dyke. Cette contamination a eu lieu en profondeur avant que le magma ne commence à cristalliser les minéraux mafiques. Les sulfures de l'indice du lac Volant ont une origine magmatique et sont de trois types : massif, matriciel et disséminé. La minéralogie de ces trois types de sulfures est similaire. Les sulfures comprennent la pyrrhotite comme phase principale (75 %), la pentlandite transformée en bravoïte et en violarite, la chalcopyrite et la pyrite. Les sulfures sont caractérisés par une structure bréchique. La présence de xénolites de métasédiment dans le dyke et le rapport élevé de S/Se (9 000 à 16 000) suggèrent que la saturation du magma en soufre est due à la contamination. Le liquide sulfuré semble être en interaction avec un faible volume de magma (R = liquide silicaté/liquide sulfuré = 200). Les différents types de sulfures sont caractérisés par un appauvrissement en ÉGP par rapport au Ni et Cu. La composition moyenne (n = 29) des sulfures a été estimée à 2,0 % Cu, 1,5 % Ni, 0,12 % Co, 67 ppb Pt et 256 ppb Pd. Il semble que le magma a perdu ses ÉGP lors d'une ségrégation précoce des sulfures en profondeur. La composition des trois types de sulfures est semblable, suggérant un faible fractionnement des sulfures du lac Volant. En dernier lieu, un événement métamorphique a affecté la texture des sulfures et a provoqué une recristallisation complète des phases sulfurées. L'altération météorique a permis la transformation de la pentlandite en bravoïte et en violarite. L'indice du lac Volant présente des similitudes de composition, de contexte de mise en place, de nature du magma et d'âge avec certains dépôts norvégiens (Ertelien et Flât dans la province svéconorvégienne) et avec celui de Voisey's Bay au Labrador.

1. Université du Québec à Chicoutimi
2. Géologie Québec

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 329
GÉOLOGIE RÉGIONALE 329
PÉTROGRAPHIE 329
Le dyke de gabbronorite 329
Sulfures 332
GÉOCHIMIE 334
Silicates 334
Sulfures 339
DISCUSSION 342
Les différents facteurs 342
Modèle de mise en place 344
Relations entre les gîtes Lac Volant (Grenville), Voisey's Bay (Labrador), Ertelien et Flåt (Norvège) 346
CONCLUSIONS 346
RÉFÉRENCES 347

INTRODUCTION

Les gîtes de sulfures magmatiques sont généralement associées à certaines intrusions ou coulées volcaniques de composition mafique à ultramafique. Dans ces gisements, le nickel, le cuivre, le cobalt et les éléments du groupe du platine (ÉGP) sont les principales substances économiques récupérées, alors que l'or, l'argent et le soufre constituent parfois des sous-produits.

Les gisements de Ni-Cu-Co-ÉGP se présentent sous une variété de formes et de compositions selon le contexte de leur mise en place. Ce dernier peut être un impact météoritique, des basaltes de plateau associés à un rift continental, ou encore des coulées volcaniques komatiitiques. Il s'agit donc généralement d'une mise en place près de la surface.

La découverte récente, à Voisey's Bay au Labrador, d'un gisement de 32 X 10^6 tonnes de Ni-Cu-Co avec des teneurs de 2,83 % Ni, 1,68 % Cu et 0,12 % Co dans un dyke de troctolite (Naldrett *et al.*, 1997; Ryan *et al.*, 1995) nous amène à examiner de plus près les intrusions anorthositiques et troctolitiques de la Province de Grenville. Notre recherche porte sur un des gisements de même type mais situé dans un contexte un peu plus profond de la croûte. En effet, certaines intrusions anorthositiques grenvilliennes présentent des similitudes avec celles du Nain (entre autre l'intrusion hôte de Voisey's Bay) en ce qui concerne le cadre tectonique et les roches hôtes.

Dans le but d'y trouver un gisement de type Voisey's Bay, des travaux ont été effectués sur les intrusions mafiques grenvilliennes au cours de l'été 1996. Un levé géologique à l'échelle de 1 : 50 000, couvrant les feuillets SNRC 22I/13 (demie est) et 22I/14 (demie est), a été réalisé dans le cadre du programme du Moyen-Nord du ministère des Ressources naturelles. Ce levé a résulté en la découverte d'un indice important de Ni-Cu-Co-ÉGP dans le secteur du lac Volant.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région du lacVolant fait partie de la ceinture allochtone polycyclique de la province géologique de Grenville (Rivers *et al.*, 1989). L'intégration des résultats des levés géologiques récents et anciens (Jenkins, 1957; Hogan et Grenier, 1971) et leur comparaison avec les données aéromagnétiques a permis de discriminer quatre ensembles géologiques (Gobeil *et al.*, 1996; Gobeil *et al.*, 1999) : le Complexe de Manitou, le Complexe de Matamec et les suites anorthositiques de Tortue et de Havre-Saint-Pierre (Gobeil *et al.*, ce volume).

Le secteur du lac Volant est constitué principalement de métagabbronorite appartenant au Complexe de Matamec. Le métagabbronorite granoblastique d'apparence poivre et sel et à grain fin à moyen possède une signature magnétique élevée définissant un patron orienté NNE-SSW. L'unité métagabbro-noritique renferme quelques bandes de gneiss et/ou de paragneiss et des intrusions de monzonite à pyroxène porphyrique, de monzonite quartzifère porphyrique et de granite porphyrique faiblement à fortement déformées dont l'orientation définit le grain tectonique régional. Les observations de terrain suggèrent que le gabbronorite et les intrusions de monzonite ont pu se former à partir de magmas contemporains. Les interruptions dans le patron magnétique indiquent de la présence de plusieurs failles qui correspondent, pour la plupart, à des linéaments régionaux majeurs orientés NNE-SSW, N-S et NW-SE. Certains linéaments NNE-SSW et N-S sont caractérisés par la présence de dykes de gabbro et de gabbronorite à grain fin à moyen. Un de ces dykes gabbronoritiques est l'hôte de l'indice du lac Volant (figure 1). Gobeil *et al.* (1996) classent le gabbronorite du lac Volant dans les unités intrusives tardives. La datation du dyke par la méthode U/Pb sur zircon donne un âge de 1351 ± 6 Ma (Gobeil *et al.*, 1999). La minéralisation consiste en amas de sulfures massifs et semi-massifs. Ces sulfures sont répartis en deux zones identifiées dans cette étude comme étant la zone de la vallée et la zone du dyke proprement dit (figure 1).

PÉTROGRAPHIE

Le dyke de gabbronorite

Le dyke de gabbronorite peut être découpé en trois sections (figure 1) : *i)* une section centrale de 20 à 25 m de largeur et d'une longueur de 300 m, orientée N35°E, parallèlement au grain structural local du Complexe de Matamec; *ii)* une section nord-est où le dyke s'incurve vers le nord selon une direction N05°E à N10°E, recoupant la foliation locale, pour repartir ensuite vers le NE; et iii) une section sud-ouest où le dyke présente un renflement d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur et où il semble amorcer un changement de direction vers le sud pour disparaître sous un lac. Le dyke est en contact avec le métagabbronorite du Matamec.

Le dyke est à grain fin à moyen et possède une texture granulaire (figure 2). Il est composé de plagioclase (30 à 35 %), de pyroxène (orthopyroxène et clinopyroxène, 35 à 40 %), de hornblende verte (5 à 10 %), de biotite (< 5 %) et de quartz (< 5 %). L'ilménite est l'oxyde le plus commun. Malgré le fait que les roches du secteur du lac Volant aient

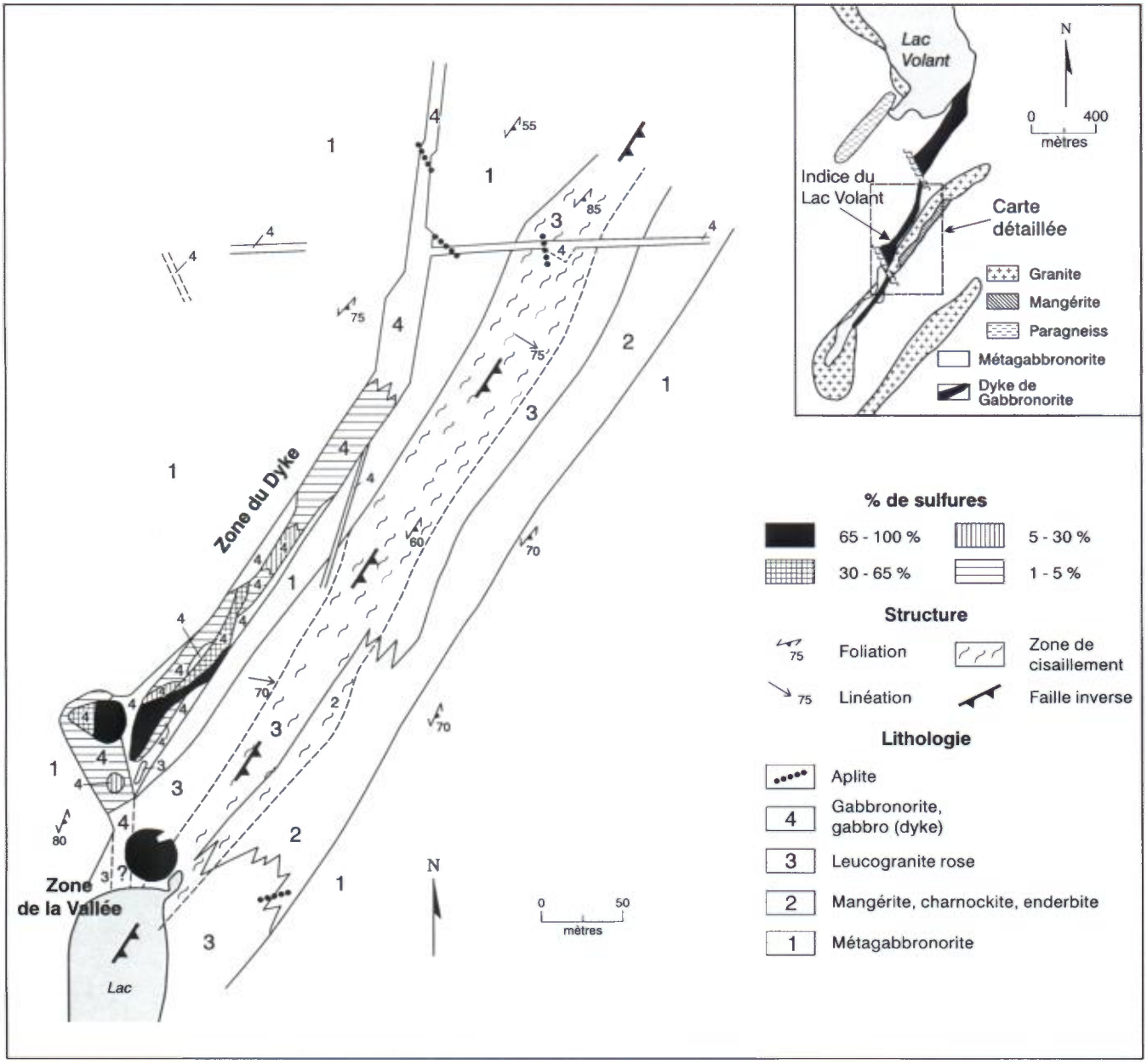


FIGURE 1 - Géologie détaillée de l'indice du lac Volant (Perreault *et al.*, 1996).

été affectées par une ou plusieurs déformations antérieures à l'orogenèse grenvillienne, le grabbronorite conserve encore les textures ignées primaires. La bordure du dyke est déformée, mais il est très difficile d'apercevoir cette déformation à l'intérieur du dyke.

Minéraux silicatées

À l'œil nu, les plagioclases possèdent une couleur gris violacé. En lame mince, ces plagioclases, généralement équidimensionnels, ont une taille de 1 à 7 mm de diamètre. Ils forment un agrégat de grains maclés, partiellement suturés et à extinction roulante. Les lattes de plagioclases sont soit cassées, soit ondulées sous l'effet de la déformation. Les orthopyroxènes, représentés par l'hypersthène (25 %), d'une taille de 1 à 4 mm, présentent une forme subautomorphe à xénomorphe. Par endroits, ils sont altérés et ont subi divers degrés d'ouralitisation. Les clinopyroxènes comprennent l'augite maclée, la pigeonite et le diopside (10 à 15 %). Les cristaux de pigeonite, de forme subautomorphe à xénomorphe, peuvent atteindre 1 cm de diamètre. La taille et la forme des cristaux de pigeonite suggèrent que ceux-ci étaient suspendus dans un magma stagnant où ils ont cristallisé lentement. La hornblende forme jusqu'à 5 % de la roche. Elle possède une forme subidiomorphe à xénomorphe

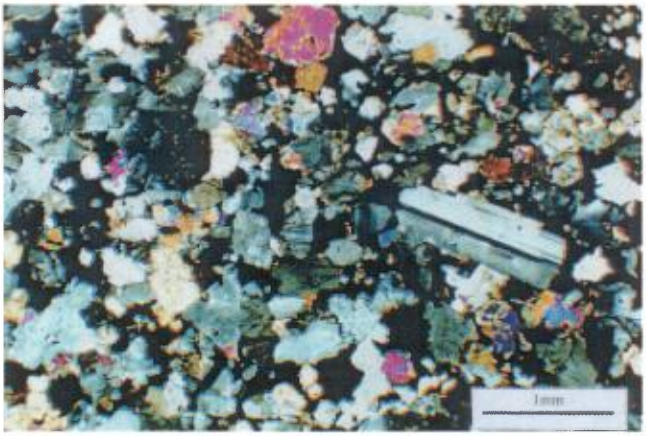


FIGURE 2 - Photomicrographie de la texture granulaire du dyke de gabbronorite et présence d'un phénocristal de plagioclase (lumière polarisée).

et elle est généralement altérée. Elle remplace partiellement ou complètement les pyroxènes. La biotite (< 5 %), de forme subidiomorphe à xénomorphe, se développe généralement autour des oxydes opaques. Par endroits, elle englobe l'ilménite. Des grains d'ilménite, de pyrite et de chalcopyrite se trouvent souvent en traces disséminées dans la masse silicatée.

Structure bréchique

Le dyke du lac Volant est caractérisé par une structure bréchique remarquable. Cette dernière est constituée de fragments de gabbro, anguleux ou arrondis et de tailles variées, généralement pluricentimétriques, voire décimétriques, sertis dans une matrice elle-même bréchique (figure 3). Une enclave décimétrique de section rectangulaire de quartzite laminée a été observée dans la section centrale du dyke (figure 4). Elle est isolée du gabbronorite par une pellicule millimétrique de pyrite. Le dyke de gabbronorite renferme localement des cristaux intratelluriques de plagioclase non déformés, centimétriques (figure 5) à décimétriques. Quelques petites enclaves plurimillimétriques de pyroxénite, d'anorthosite et de granite ont aussi été observées à l'intérieur d'un dyke subsidiaire. Les fragments granitiques ont une taille millimétrique à centimétrique et une forme anguleuse à arrondie (figure 6). Plusieurs de ces fragments sont mylonitiques.



FIGURE 3 - Enclaves de gabbro de taille et de forme variables dans une matrice gabbroïque (échelle centimétrique), section sud-ouest.

Sommaire des observations

L'étude géologique et les observations pétrographiques du dyke gabbronoritique et des roches encaissantes mafiques et felsiques de l'indice du lac Volant, ont permis de constater les points suivants :

* L'assemblage minéralogique formant le dyke de gabbronorite nous indique que celui-ci est évolué. Le magma parent a, par conséquent, subi une cristallisation fractionnée des phases mafiques (orthopyroxène, clinopyroxène et plagioclase et probablement de l'olivine) dans une chambre magmatique en profondeur.

* La structure bréchique du dyke est indicatrice d'une mise en place par injections multiples de magma.



FIGURE 4 - Enclave de quartzite de taille décimétrique et de section rectangulaire.

* La présence de gros cristaux centimétriques (jusqu'à 8 cm) de plagioclase ainsi que d'enclaves de pyroxénite et d'anorthosite sont caractéristiques d'une cristallisation lente du magma en profondeur, probablement dans une chambre magmatique.

* La présence locale d'enclaves de métasédiment quartzeux dans le dyke et aussi la présence de paragneiss sulfuré dans le secteur du lac Volant nous proposent la possibilité d'une contamination du magma.

* La présence de fragments de granite dans le dyke subsidiaire met en évidence la contamination du magma du lac Volant.

* Le dyke est très peu déformé. Le caractère cassant de la déformation est suggéré par les cristaux brisés de plagioclase et la forme anguleuse des enclaves.

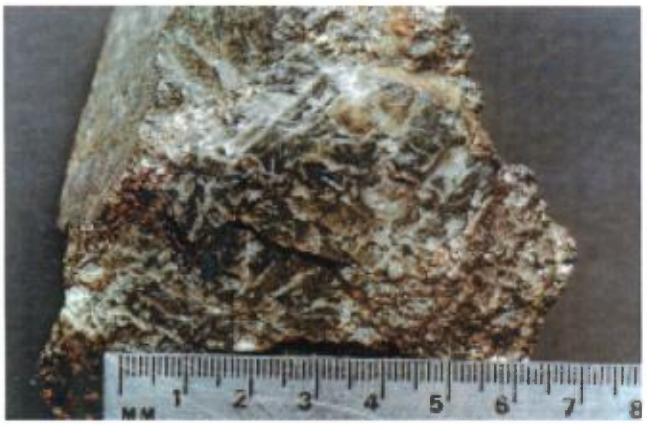


FIGURE 5 - Phénocristal intratellurique de plagioclase (8 cm) non déformé avec des mâcles polysynthétiques visibles à l'œil nu dans une matrice de sulfures matriciels.

Sulfures

L'indice du lac Volant est constitué de deux zones à sulfures massifs, semi-massifs et disséminés. La zone de la vallée (figure 1) comprend uniquement des sulfures massifs. Cette zone forme une butte approximativement circulaire de 23 m (direction NE-SW) sur 28 m (direction NW-SE), et d'environ 2 m de haut. La zone du dyke est constituée de sulfures massifs, semi-massifs et disséminés. L'épaisseur du dyke varie d'environ 25 m près de la zone minéralisée à quelques centaines de mètres plus au NE. La minéralisation massive et disséminée s'étend sur une distance d'environ 300 m. Le renflement près de la zone de sulfures massifs peut représenter une dépression dans le plancher du dyke qui aurait eu un impact positif sur l'accumulation des sulfures massifs. L'amas allongé de sulfures massifs (figure 1) est d'environ 75 m de long et de 4 à 10 m de large et est orienté subparallèlement au dyke de gabbronorite.

Sulfures massifs (65-100 %)

La minéralogie des trois corps de sulfures massifs (figure 1) est similaire. Les sulfures sont constitués de pyrrhotite comme phase principale (figure 7). Celle-ci est accompagnée de pentlandite (généralement transformée en bravoïte), de chalcopyrite, et de pyrite (généralement entourée de chalcopyrite). La magnétite est en quantité importante (5 à 10 %) alors que la galène est généralement en trace dans les sulfures massifs.

Pyrrhotite

La pyrrhotite constitue de 75 à 80 % des sulfures. La taille des cristaux est d'ordre centimétrique à décimétrique et elle peut même atteindre localement plus de 20 cm. La pyrrhotite possède une texture poecilitique englobant la plupart des phases (chalcopyrite, pyrite, magnétite, pentlandite). Les cristaux sont généralement fracturés, avec un clivage fléchi, et localement leur extinction est ondulante. Les résultats d'analyse à la microsonde électronique montrent que la pyrrhotite est monoclinique (Fe_7S_8). Les grains contiennent des traces de Ni, Co et Cu (Nabil, 1999). Dans les dépôts de Ni-Cu (Pikwe, Strathcona, Voisey's Bay), on distingue deux types de pyrrhotite : hexagonale (Fe_9S_{10}) et monoclinique (Fe_7S_8). Selon les auteurs, la pyrrhotite monoclinique est appauvrie en Ni par rapport à la pyrrhotite hexagonale.

Chalcopyrite

La chalcopyrite constitue 5 à 10 % des sulfures massifs. Elle forme des amas irréguliers millimétriques à pluricentimétriques. Les cristaux sont généralement xénomorphes. Les amas de chalcopyrite développent des contacts irréguliers (figure 7) et englobent par endroits de la pyrrhotite (figure 8). La chalcopyrite a également été observée sous forme de veines rectilignes logées dans des fractures développées dans les sulfures massifs. La chalcopyrite développe



FIGURE 6 - Fragments de granite, dont certains sont mylonitiques, de taille et de forme variables, dans une matrice gabbroïque (échelle centimétrique).



FIGURE 7 - Surface polie de sulfures massifs constitués de pyrrhotite (PO), chalcopyrite (CP) et pyrite (PY). La pièce de 25 cents mesure 2,5 cm de diamètre.

souvent une texture poecilitique en englobant des cristaux idiomorphes de pyrite, de magnétite et de pyrrhotite. La composition de la chalcopyrite possède une stœchiométrie constante (Nabil, 1999). Elle contient des teneurs faibles en Ni et en Zn.

Pentlandite

La pentlandite constitue entre 5 à 8 % des sulfures massifs. Elle est généralement transformée en bravoïte. Elle se présente sous forme d'amas de taille millimétrique à centimétrique formant des chaînes. Celles-ci occupent les fractures développées à l'intérieur de la pyrrhotite (figure 9) à cause de la déformation ou de la contraction thermique. Par endroits, on observe des cristaux idiomorphes à subidiomorphes de bravoïte. Le développement de la bravoïte peut être le résultat d'une perte de nickel et de fer dans la pentlandite par une altération météorique (Nabil, 1999). Dans certains dépôts de Ni, comme ceux de Sudbury (Naldrett, 1984) et de Noril'sk (Genkin *et al.*, 1973), la pentlandite prend la forme de flammes à l'intérieur de la pyrrhotite. Elle sont interprétées comme le résultat d'exsolution. Cette texture rend difficile l'extraction du nickel. Au lac Volant, comme à Voisey's Bay, la pentlandite prend rarement cette forme. Les résultats analytiques obtenus à la microsonde électronique sur des grains de pentlandite sont caractéristiques d'une composition variable. Les teneurs en Ni varient entre 23 et 38 % (Nabil, 1999).

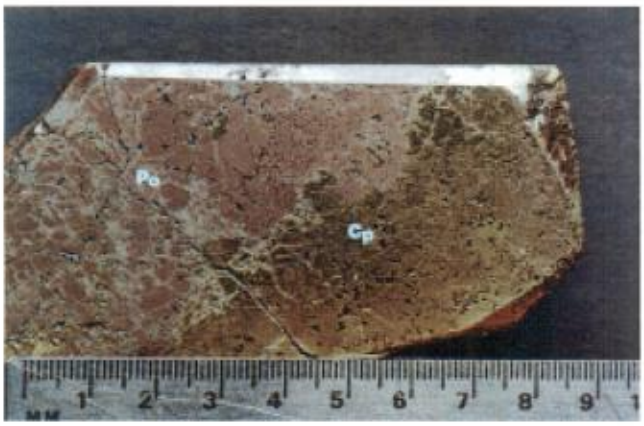


FIGURE 8 - Contact irrégulier d'un amas de chalcopyrite (CP) avec de la pyrrhotite (PO). Les taches noires sont de la magnétite en intercroissance avec de la pyrrhotite.

Magnétite

La magnétite est présente en quantité importante (5 à 10 %) dans la masse sulfurée. Elle forme de petits amas amiboïdes et arrondis, submillimètriques à millimétriques, disséminés dans la pyrrhotite et la chalcopyrite (figure 8). Dans les sulfures massifs, on observe parfois des amas sphériques de pyrrhotite, de chalcopyrite et de pentlandite en inclusion dans les cristaux de magnétite. Cette texture suggère une cristallisation de la magnétite à partir du liquide sulfuré (Lightfoot *et al.*, 1984).

Pyrite

La pyrite représente moins de 5 % des sulfures massifs. Sa forme est idiomorphe à subidiomorphe. La taille des cristaux est millimétrique à pluricentimétrique (figure 10). La pyrite est généralement englobée par les amas de chalcopyrite. Trois mécanismes peuvent produire la pyrite : i) l'oxydation de la pyrrhotite, où la pyrrhotite se décompose en magnétite et en pyrite; ii) la réaction de la pyrrhotite avec du soufre d'origine externe qui peut être introduit après que la pentlandite ait commencé à se séparer; ou iii) la réaction de la pyrrhotite à de basses températures avec un liquide riche en soufre pour former de la pyrite (Naldrett et Gasparrini, 1971). L'association étroite de la pyrite avec la chalcopyrite suggère l'apport de soufre et de cuivre et par conséquent la formation de la pyrite en conformité avec l'un des deux derniers mécanismes signalés ci-dessus. La présence de la même texture dans d'autres indices de la région suggère que le mécanisme n'est pas particulier au gîte du lac Volant.

Galène

La galène est généralement en trace dans la masse sulfurée. Elle se présente soit en grains disséminés et associés à la pyrite, soit en grains subidiomorphes à xénomorphes dans des veines de chalcopyrite.

Sulfures disséminés et semi-massifs

Selon nos observations de terrain, les sulfures disséminés et semi-massifs forment plus de 70 % des sulfures du lac Volant. Les sulfures occupent les interstices entre les phases silicatées (figure 11). La pyrrhotite est la phase principale et

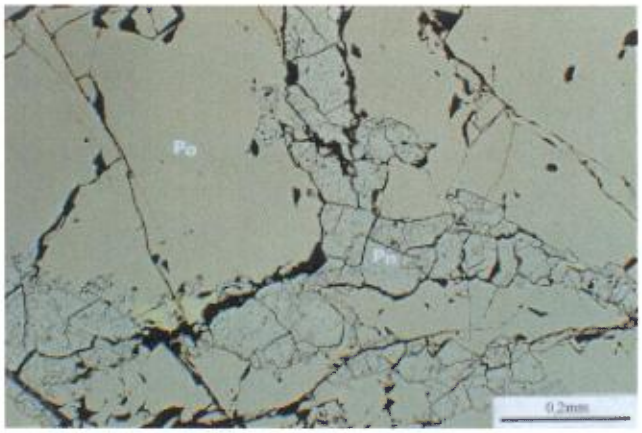


FIGURE 9 - Photomicrographie en lumière réfléchie de la pentlandite (Pn) altérée en bravoïte (formant des chaînes situées dans la pyrrhotite (Po)).

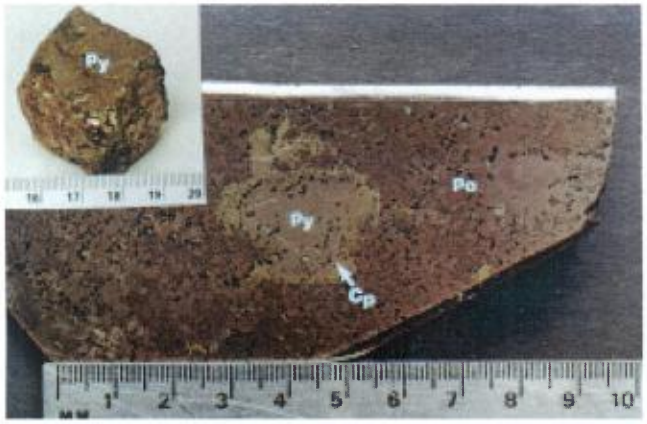


FIGURE 10 - Cube de pyrite (médaillon) de taille centimétrique ainsi que de la pyrite (PY) entourée de chalcopyrite (CP) dans une masse de pyrrhotite (PO). Les petits amas noirs sont de la magnétite.

elle constitue plus de 85 % de la masse sulfurée. Elle possède une forme xénomorphe et est généralement fracturée. La chalcopyrite forme 5 % de la masse sulfurée et présente une forme xénomorphe; elle englobe par endroits de la pyrite. La pentlandite (< 5 %) est généralement altérée en bravoïte. Cette dernière occupe les fractures développées dans la pyrrhotite. La magnétite et l'ilménite forment de 3 à 5 % de la masse opaque. Par endroits les sulfures disséminés sont coupés par des veinules de pyrrhotite et de chalcopyrite. Des amas globulaires de sulfure accompagnent les sulfures disséminés (Nabil, 1999). Ces amas sont formés essentiellement de la pyrrhotite. Ils peuvent représenter des gouttelettes de liquide sulfuré piégées lors de la cristallisation des silicates (Naldrett, 1981). Ces gouttelettes impliquent des processus d'immiscibilité entre un liquide silicaté et un liquide sulfuré.

Structure bréchique de la minéralisation

La minéralisation est caractérisée par une structure bréchique (figure 12). Le gabbronorite à sulfures disséminés



FIGURE 11 - Texture matricielle des sulfures semi-massifs dans le dyke gabbronoritique du lac Volant. Le plagioclase forme des baguettes d'orientation aléatoire.

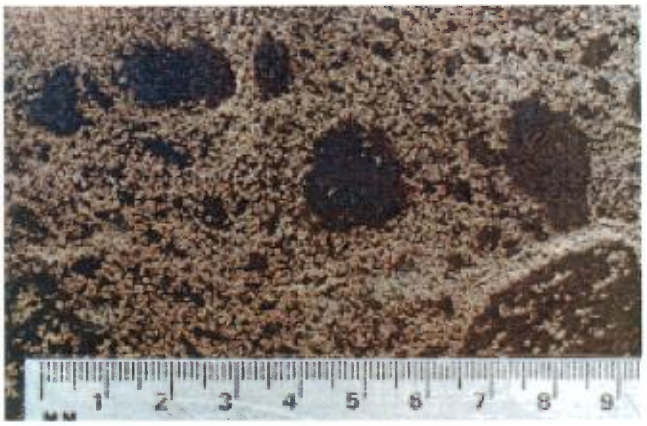


FIGURE 12 - Structure bréchique de la minéralisation formée de petits fragments stériles ou minéralisés dans une matrice très riche en sulfures.

englobe des fragments de gabbronorite, minéralisés ou non, de taille et de forme variables. La taille des fragments est millimétrique à décimétrique. Les fragments présentent une forme arrondie à subarrondie. Les contacts des fragments sont nets et réguliers. Les fragments sont soit stériles, soit à minéralisation disséminée ou matricielle (figure 12). Ces relations mettent en évidence au moins deux événements minéralisateurs. Le plus tardif apparaît plus riche en sulfures. Parallèlement au caractère bréchique du dyke, on note que les bordures du dyke sont stériles. Ce fait suggère que la première injection du magma était dépourvue de sulfures.

GÉOCHIMIE

Silicates

Composition des silicates

Le tableau 1 présente la composition moyenne des roches gabbronoritiques du dyke porteur de la minéralisation. Les teneurs en éléments majeurs varient entre 45,6 et 52,6 % pour le SiO_2 et entre 12 et 16,5 % pour le Al_2O_3. La variation du MgO est considérable, soit entre 3,92 et 9,49 %. Le TiO_2 varie entre 2,01 et 4,81 %. Le Na_2O et le P_2O_5 varient entre 2,01 et 4,81 % et entre 0,14 et 0,61 %, respectivement. La composition d'un échantillon provenant du dyke subsidiaire contenant des enclaves de leucogranite se distingue nettement de celle des autres échantillons. Il est moins riche en MgO, CaO et MnO et est plus riche en Fe_2O_3, TiO_2, Na_2O, K_2O et P_2O_5. La variation de composition dans ce dernier échantillon suggère une différenciation plus poussée du magma et/ou une contamination par l'assimilation des roches granitiques de l'encaissant. Selon les teneurs en alcalins et en silice, le dyke gabbronoritique est subalcalin

(Nabil, 1999). Dans le diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971; figure 13), on observe un enrichissement en fer des échantillons, une tendance typique des roches tholéiitiques. La dispersion de quelques échantillons dans le domaine calco-alcalin pourrait être attribuée au caractère mobile de Na et K.

Les courbes de distributions des terres rares associées aux gabbronorites du lac Volant sont horizontales (figure 14). Ces courbes présentent des similitudes avec celles des MORB-E et des basaltes de plateaux, tandis qu'elles mettent en évidence un léger enrichissement en terres rares légères par rapport aux tholéiites des îles en arc (figure 14). Toutefois, les gabbronorites du lac Volant présentent des différences par rapport à ces roches au niveau d'autres éléments en traces (figure 15). Le diagramme de Shervais (1982; figure 16) permet d'observer que la composition des roches mafiques du lac Volant coïncide avec celle des MORB et des basaltes d'arrière arc. L'étude des données chimiques nous permet donc de conclure que le magma du lac Volant est tholéiitique et que l'environnement géotectonique probable est de type bassin océanique ou d'arrière-arc.

En utilisant certains diagrammes discriminants (figure 17), on constate que les gabbronorites du lac Volant tombent dans le champ calco-alcalin. La contamination crustale (voir Contamination ii) aurait probablement eu un effet sur la teneur en Th et par conséquent sur la position des échantillons dans le diagramme Th/Yb vs Ta/Yb. En l'absence de contamination, ces roches pourraient coïncider respectivement avec une source appauvrie ou un environnement de type MORB-N.

Contamination

La contamination d'un magma se fait lors de son ascension à travers la croûte. Cette contamination sera d'autant plus évidente que la composition de la roche incorporée est

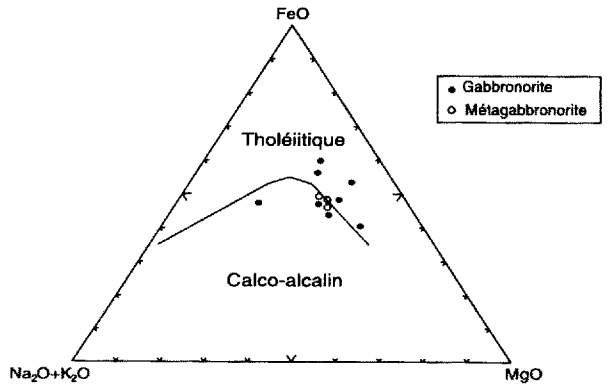


FIGURE 13 - Diagramme AFM montrant l'affinité tholéitique de l'encaissant mafique (métagabbronorite) et des dykes gabbronoritiques du lac Volant. L'échantillon riche en Na_2O et K_2O provient d'un dyke aux enclaves de granite.

TABLEAU 1 - Teneurs moyennes des éléments majeurs et traces pour les échantillons du dyke gabbronoritique du lac Volant (n = 8).

Éléments	Gabbronorite
unité en %	
SiO_2	49,23
TiO_2	1,91
Al_2O_3	15,10
FeO	8,98
Fe_2O_3	2,92
MnO	0,19
MgO	7,02
CaO	9,08
Na_2O	2,90
K_2O	0,92
P_2O_5	0,26
S	0,12
ppm	
Cr	98
Ni	135
Co	59
Sc	24
V	229
Cu	107
Zn	143
S	1150
As	0,9
Ag	0,4
Se	3,5
Sb	0,11
Rb	31
Cs	1,2
Ba	414
Ta	0,63
Hf	3,86
Th	1,95
U	0,76
La	17,4
Ce	41
Nd	33
Sm	5,68
Eu	1,77
Ho	1,02
Tb	0,63
Yb	2,60
Lu	0,38
ppb	
Os	< 0,5
Ir	< 0,01
Ru	< 5
Rh	< 0,20
Pt	< 1,1
Pd	< 0,4
Au	< 0,3
Re	< 0,19

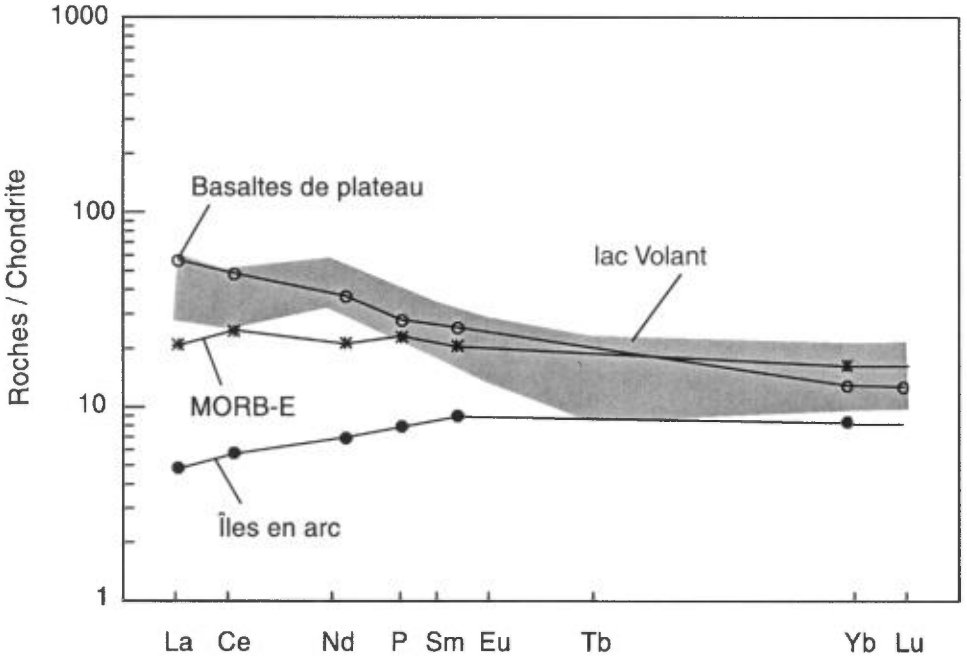


FIGURE 14 - Teneurs en terres rares normalisées aux chondrites des gabbronorites du lac Volant et comparaison avec celles des basaltes de plateau, des MORB-E et des basaltes d'îles en arc. Les données de référence sont tirées de Wilson (1989).

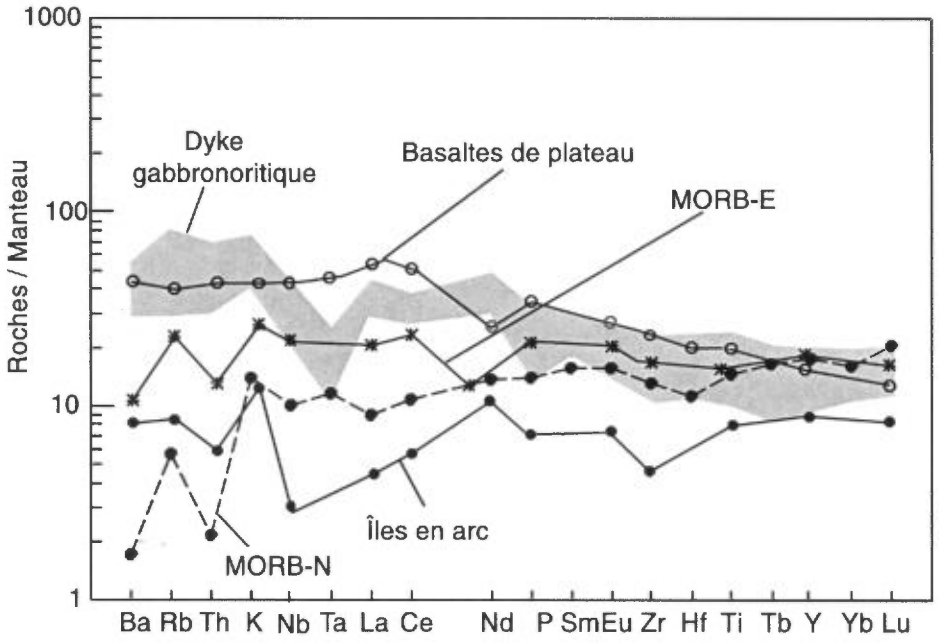


FIGURE 15 - Comparaison des teneurs normalisées au manteau des roches gabbronoritiques et métagabbronoritiques du lac Volant avec celles d'autres types de basaltes. Les données de référence sont tirées de Thompson (1982) et de Viereck *et al.* (1989).

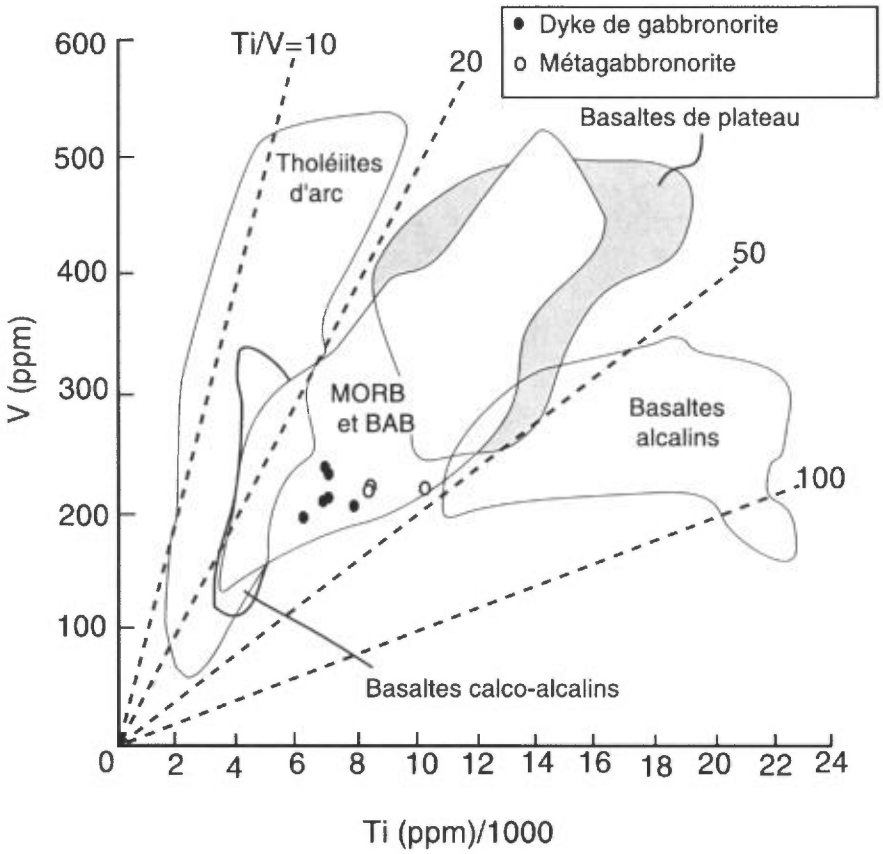


FIGURE 16 - Diagramme de Shervais (1982) permettant d'établir l'affinité géochimique des roches mafiques du lac Volant.

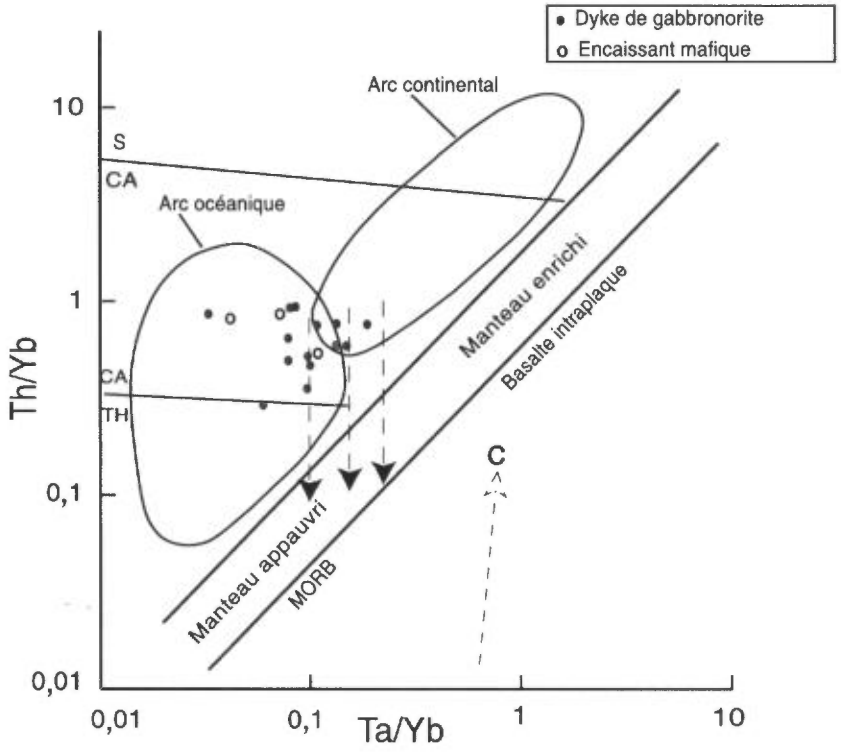


FIGURE 17 - Diagramme Th/Yb en fonction de Ta/Yb sur lequel des échantillons gabbronoritiques du lac Volant sont localisés dans le champ calco-alcalin (Pearce, 1983). (S, shoshonitique; CA, calco-alcalin; TH, tholéiitique; C, contamination).

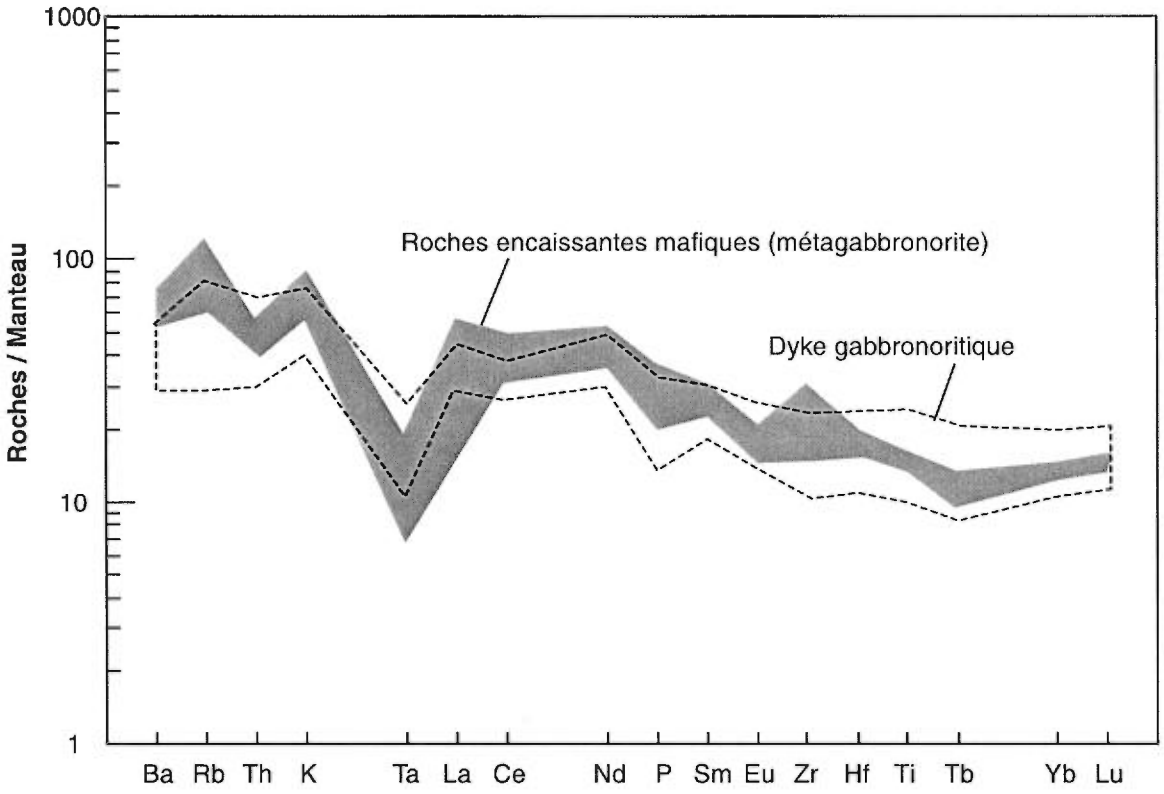


FIGURE 18 - Spectre multi-éléments pour les roches mafiques du secteur du lac Volant. On note des signatures géochimiques semblables pour le dyke de gabbronorite et l'encaissant métagabbronoritique. Les valeurs de normalisation sont tirées de Thompson (1982).

très différente de celle du magma. La contamination peut s'effectuer soit par assimilation des roches sédimentaires et/ou felsiques, soit par un mélange du magma ascendant avec d'autres magmas. L'assimilation de croûte continentale par un magma mafique affecte principalement les teneurs en SiO_2, Sr, Ba, Rb, Cs, Th et terres rares légères. En effet, ces éléments sont fortement enrichis dans la croûte continentale tout en présentant de faibles teneurs dans les magmas tholéiitiques.

Deux types de roches forment l'encaissant du dyke gabbronoritique du lac Volant :

i) Métagabbronorite. Trois échantillons ont été analysés pour les oxydes majeurs, les éléments en traces et les ÉGP. À l'exception des teneurs plus élevées en K_2O, Ba et Rb, ces roches possèdent une composition similaire à celle du dyke gabbronoritique (figure 18). Le métagabbronorite a une composition tholéitique et montre un rapport $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ moyen de 0,59 (3 échantillons). Cette similitude suggère que les magmas parents du dyke gabbronoritique et de son encaissant mafique (métagabbronorite) ont des origines semblables.

ii) Paragneiss. Cette roche (1 échantillon analysé) a une composition très riche en silice (71 %), en alumine (13,6 %) et en éléments incompatibles. L'enrichissement en nickel (117 ppm), en cuivre (176 ppm) et en zinc (1,3 %) du paragneiss est expliqué par la présence de sulfures (3,4 % S). La composition en éléments incompatibles du paragneiss est comparable à celle d'un granite (Nabil, 1999). En effet, le granite et le paragneiss possèdent des teneurs élevées en thorium, rubidium et barium. La composition du paragneiss est similaire à celle de la croûte continentale (Taylor et McLennan, 1985) et aussi à la composition moyenne des granites protérozoïques (Condie, 1993; Nabil, 1999). Cette similitude de composition du paragneiss du lac Volant avec celle du granite protérozoïque et de la croûte continentale nous permet de l'utiliser dans la modélisation.

Le magma mafique du lac Volant semble avoir subi une contamination crustale. Selon le diagramme de Th/Yb vs Ta/Yb (figure 17), les gabbronorites ont une affinité calco-alcaline. Cependant, cette possibilité est rejetée parce que, en considérant les éléments majeurs, le magma du lac Volant est tholéiitique (figure 13). Dans le diagramme multi-éléments, on constate un enrichissement des roches gabbronoritiques du lac Volant en éléments incompatibles et une anomalie négative en tantale (figure 15). Une telle signature géochimique pourrait être le résultat de contamination (figure 18).

Les résultats de la modélisation (figure 19) nous portent à croire que le dyke gabbronoritique du lac Volant pourrait être le produit de la contamination d'un magma de type

MORB-N par des paragneiss de la région. Les proportions respectives de ces deux sources seraient de 85 et de 15 %. La plupart des oxydes, des éléments incompatibles et des éléments des terres rares sont présents dans les roches gabbronoritiques du dyke à des teneurs semblables à celles calculées pour un mélange de MORB-N avec 15 % de paragneiss à l'exception de P_2O_5, de Ba et des ÉTRL.

Cristallisation fractionnée du magma mafique

Durant la mise en place du magma dans une chambre magmatique ou dans les conduits, le magma commence à fractionner suite à la cristallisation des phases silicatées. Selon les résultats de la modélisation de la cristallisation fractionnée (Nabil, 1999), la variation géochimique observée dans les roches gabbronoritiques du lac Volant est attribuable à environ 40 à 50 % de cristallisation fractionnée de clinopyroxène et de plagioclase. Cette cristallisation serait dans des proportions de 46 % de plagioclase et de 54 % de clinopyroxène en commençant avec la composition d'un magma mafique évolué (échantillon TC.96.157). L'absence de l'olivine dans les résultats de la modélisation s'explique par le caractère évolué du liquide initial supposé utilisé dans la modélisation. Donc, l'olivine a pu exister et elle s'est probablement fractionnée durant les premiers stades de cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique.

Les résultats de la modélisation de la contamination combinés à ceux de la cristallisation fractionnée sont présentés dans un diagramme de Th vs Cr (figure 20). Le chrome est un élément sensible à la cristallisation fractionnée alors que le thorium est sensible à la contamination et à la cristallisation fractionnée. D'après ce diagramme, la variation des teneurs en Th et Cr du gabbronorite peut être expliquée par 10 % de contamination provenant d'un magma de type MORB-N. Cette contamination serait suivie du fractionnement des minéraux silicatés (plagioclase et pyroxène). Le diagramme permet aussi d'observer l'effet de la présence de sulfures disséminés et massifs.

Sulfures

Composition des sulfures

Les roches minéralisées du lac Volant sont divisées en trois groupes d'après l'abondance et l'habitus des sulfures,

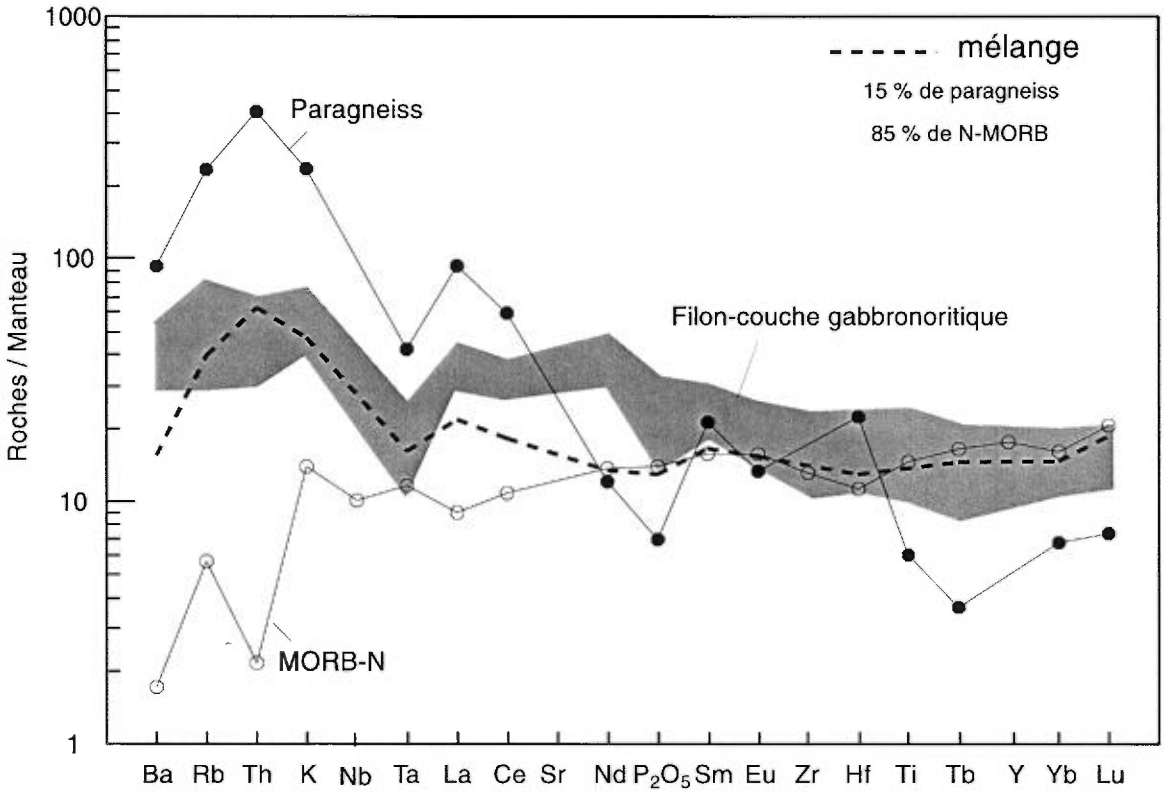


FIGURE 19 - La composition multi-éléments des roches gabbronoritiques du lac Volant peut être expliquée par la contamination d'un magma de type MORB-N par 15 % de paragneiss. Le résultat de la modélisation (ligne tiretée) se compare assez bien avec la composition du dyke de gabbronorite (zone grise tramée).

soit massifs, matriciels ou disséminés. Le tableau 2 contient les résultats du calcul à 100 % de sulfures pour les roches gabbronoritiques minéralisées.

TABLEAU 2 - Teneurs moyennes en ÉGP et en métaux chalcophiles pour les sulfures massifs (SM; n = 19), les sulfures disséminés (SD; n = 6) et les sulfures matriciels (MT; n = 4) du lac Volant. Les teneurs sont recalculées sur la base de 100 % de sulfures pour les sulfures matriciels et disséminés.

Éléments	SD	MT	SM
	%		
S	40,00	39,78	36,76
Fe(S)	54,3	53,5	50,96
Ni	2,78	2,42	1,74
Cu	1,77	3,31	3,24
Co	0,13	0,13	0,14
	ppm		
As	3	2	0,08
Se	29	32	31
Sb	0,50	0,33	0,04
Ag	14,9	22	16,2
	ppb		
Os	4	11	2
Ir	1,20	3,43	1,07
Ru	52	30	6
Rh	1,85	3,90	3,10
Pt	74	52	173
Pd	305	487	309
Re	22	22	97
Au	87	65	20

Fe (S) = Fer lié au soufre

Contamination

Les données sur le soufre isotopique, les rapports Se/S et la présence de xénolites ont permis de conclure que certains gisements magmatiques de nickel-cuivre, comme ceux de Noril'sk, de Sudbury et de Thompson (Eckstrand *et al.* 1989), du Complexe de Duluth (Ripley et Alawi, 1988; Thériault *et al.*, 1997), de Kambalda (Lesher et Arndt, 1995) et de Muskox (Barnes et Francis, 1995) ont été générés suite à la contamination d'un magma mafique par du soufre provenant des roches crustales. Ces roches sont généralement des roches sédimentaires sulfurées ou des paragneiss sulfurés.

Sélénium (Se) et le rapport S/Se

Des études sur le comportement géochimique du sélénium dans les environnements naturels ont permis de conclure que cet élément trace chalcophile est concentré dans les environnements volcaniques et magmatiques (Auclair et Fouquet, 1987). Les roches sédimentaires crustales sont généralement pauvres en Se par rapport aux roches dérivées du manteau (Eckstrand and Hulbert 1987). Pour cette raison, le rapport S/Se est utilisé pour identifier la source du soufre dans les dépôts magmatiques, surtout lorsque l'assimilation des roches encaissantes est impliquée dans la genèse de la minéralisation (Paktunc, 1989; Eckstrand et Cogulu, 1986). Les sulfures du lac Volant ont un rapport S/Se qui varie entre 9 000 et 16 000 (figure 21). Ces valeurs sont supérieures à celles du manteau (environ 2 000 à 5 000). Les rapports élevés du lac Volant sont semblables à ceux des norites minéralisées et contaminées ainsi que des roches sédimentaires (argilites) du Complexe de Duluth (Thériault *et al.*, 1997). La position des échantillons dans la figure 21 peut être expliquée par la contamination et par le facteur R. Les résultats de la modélisation (Nabil, 1999) permettent d'avancer que la composition des sulfures du lac Volant peut être expliquée par une valeur du facteur R entre 100 et 200. C'est à dire que le magma silicaté qui a interagi avec le liquide sulfuré est 200 fois plus abondant que ce dernier, contrairement aux gisements riches où le liquide sulfuré est en interaction avec un plus grand volume de magma (R entre 1 000 et 10 000). Un faible facteur R engendre de faibles valeurs en ÉGP (Pt + Pd) et un grand rapport S/Se alors que la contamination peut incorporer du soufre dans le magma et par conséquent augmenter le rapport S/Se.

L'arsenic (As), l'antimoine (Sb) et l'argent (Ag)

Les éléments arsenic, antimoine et argent sont très enrichis dans les roches sédimentaires crustales. Ce sont de bons indicateurs de la contamination. La teneur en ces éléments peut être élevée dans certains dépôts magmatiques. En effet, à Duluth, la teneur en arsenic varie de 8 ppm dans les sulfures disséminés à 300 ppm dans les sulfures massifs (Theriault *et al.*, 1997). À Pechenga en Russie, les teneurs en arsenic et argent peuvent atteindre 300 et 15 ppm, respectivement (Verreault, 1996). Contrairement à ces teneurs élevées, les sulfures du lac Volant contiennent des teneurs faibles en arsenic (1,19 ppm), en antimoine (0,19 ppm) et en argent (11,69 ppm). Ces teneurs sont semblables à celles des sulfures de la mine Lorraine, au Témiscamingue (Bouchaïb, 1992). Les teneurs faibles en ces éléments peuvent être liées soit à une pauvreté originale des métasédiments du lac Volant (As = 20 ppm, Ag = 12 ppm, Se = 35 ppm et Sb = 3 ppm), soit à une perte de ces éléments dans le système lors de l'événement métamorphique.

Cristallisation fractionnée des sulfures

Selon Barnes *et al.* (1988), la composition du magma parent a un effet sur la courbe dans un diagramme des teneurs en ÉGP normalisés par rapport au manteau. Un

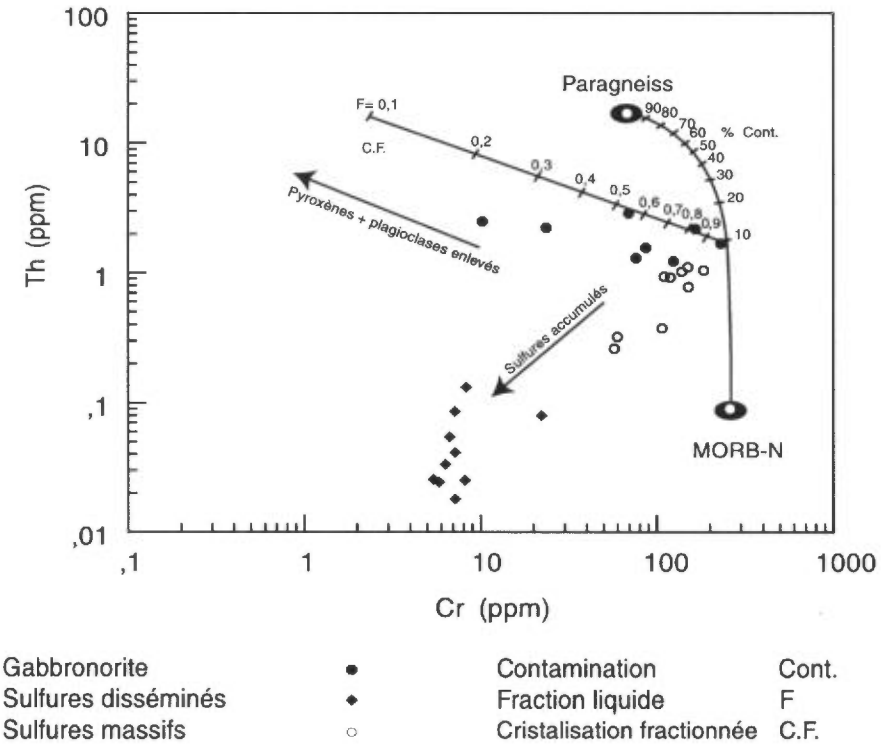


FIGURE 20 - Relation du Th en fonction du Cr illustrant les effets sur la composition d'un magma de type MORB-N occasionnés par la contamination par des paragneiss et par la cristallisation fractionnée du magma contaminé.

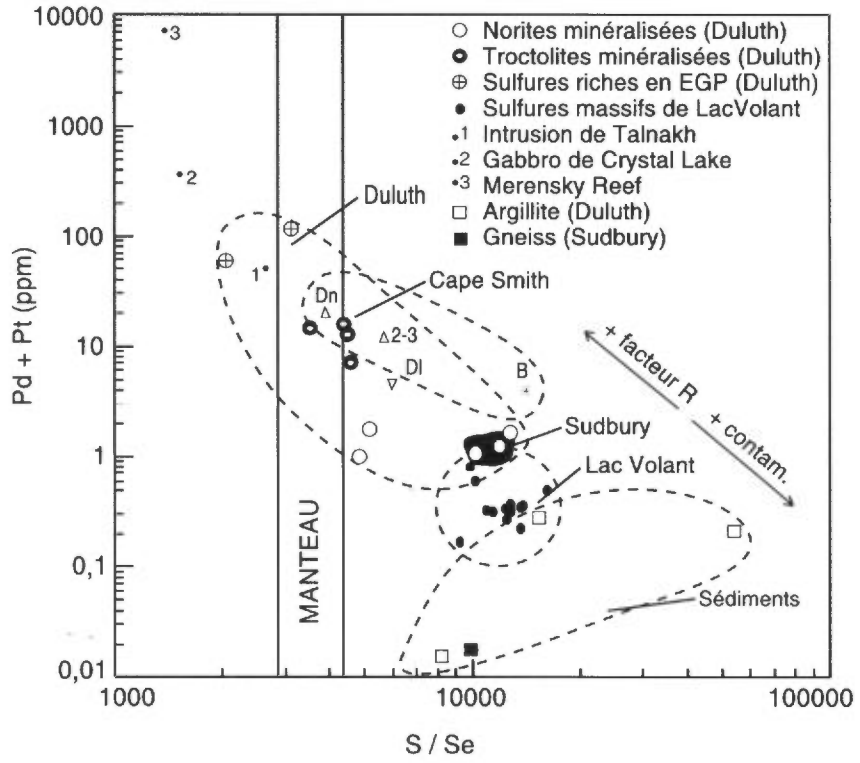


FIGURE 21 - Relation de Pt + Pd en fonction de S/Se. Sont ici comparés les résultats provenant des sulfures du lac Volant à ceux des sulfures provenant d'autres gisements. Les effets d'une augmentation du facteur R et d'une augmentation de la contamination du magma sont indiqués par les flèches.

magma plus riche en MgO produira des roches moins fractionnées (donc avec un rapport Pd/Ir plus bas) et vice versa. Dans le cas du lac Volant, les roches sont fortement fractionnées (Pd/Ir = 79 à 746) et par conséquent on considère que les ÉGP sont issus d'un magma évolué (moins riche en MgO).

Les profils des trois types de sulfures sont presque identiques (figure 22). Les profils montrent que les sulfures du lac Volant sont appauvris en ÉGP par rapport au Ni et Cu. Leurs compositions presque identiques peuvent être expliquées par une homogénéisation des sulfures lors de leur transport et lors des processus post-magmatiques. Les sulfures du lac Volant coïncident tous avec le champ de la solution solide monosulfurée (SSM) à 1100 °C. Ce fait suggère un faible fractionnement des sulfures du lac Volant. Toutefois, les amas de chalcopyrite dispersés à l'intérieur de la pyrrhotite peuvent être indicatifs d'un liquide différencié riche en Cu qui n'a pas pu migrer de son point d'origine et est resté en contact avec les sulfures solides. Une corrélation positive observée entre le Pd et l'Au en fonction du Cu des sulfures disséminés peut être expliquée par la cristallisation fractionnée dans un système fermé, contrairement aux sulfures massifs où les teneurs en Pt, Pd et Cu ont été modifiées lors du transport et des processus post-solidification (Clark, ce volume). Les sulfures du lac Volant sont coupés par des veines de chalcopyrite. La pauvreté de l'une d'elle en Pd (46 ppb) comparé au Cu (29 %) suggère qu'elle n'a pas été formée à partir d'un liquide sulfuré différencié. Ces veines ont probablement une origine post-magmatique.

DISCUSSION

La formation d'un gisement de Ni-Cu-ÉGP met en jeu plusieurs facteurs fondamentaux : 1- La nature du magma (sources de métaux et de chaleur); 2- Le type de conduits magmatiques (failles / fractures); 3- Les phénomènes d'assimilation et de contamination (saturation du magma en soufre); 4- L'interaction des sulfures avec le magma (facteur R); 5- La cristalisation fractionnée des sulfures; 6- Le processus d'accumulation.

Les différents facteurs

1) La nature du magma

Barnes *et al.* (1985) ont démontré qu'un taux de fusion de 20 à 25 % peut fondre la totalité des sulfures du manteau et, par conséquent, le liquide qui en résulte est enrichi en métaux. Un tel taux de fusion partielle entraîne aussi la formation d'un magma riche en MgO. Comme le magma du lac Volant est pauvre en MgO, il semble que le gabbronorite du dyke du lac Volant ait été formé par un magma mafique légèrement évolué. En effet, il n'est pas en équilibre avec le manteau dont le Mg# est supérieur à 0,66 (Wilson, 1989). Le magma du dyke ne représente donc pas un magma primaire car son Mg# est de 0,52. Les données pétrographiques ont permis de constater l'absence d'olivine dans le dyke. Il se peut que l'olivine ait fractionné précédemment pour former le liquide du lac Volant. La bréchification importante du dyke suggère que celui-ci résulte de la mise en place de pulsations multiples de magma provenant d'une chambre magmatique en profondeur. L'existence de cette dernière est suggérée par des données pétrographiques (présence des phénocristaux intratelluriques de plagioclase de 8 cm de longueur et de xénolites de pyroxenite). Selon l'abondance des éléments majeurs, on peut conclure que le magma est d'une affinité tholéiitique. L'affinité calco-alcaline suggérée par les éléments lithophiles peut être expliquée par la contamination d'un magma de type MORB-N auquel seront ajoutés de 10 à 15 % de matériel de la croûte continentale.

2) Le type de conduits magmatiques

Afin de prévenir une ségrégation prématurée des sulfures en profondeur, il faut une ascension rapide du magma une fois que celui-ci est généré dans le manteau (Barnes *et al.*, 1988). Cette ascension est favorisée par l'existence d'une zone d'extension crustale (rift) et/ou de zones de failles profondes comme c'est le cas dans les zones de suture (Voisey's Bay; Ryan *et al.*, 1995). Notons d'abord que l'âge du dyke du lac Volant est de 1351 ± 6 Ma (U/Pb) (Gobeil *et al.*, 1999). Cet âge est comparable à celui de la Suite plutonique de Nain (AMCG) (1350-1290 Ma; Gower, 1996), de la monzonite de Havre-Saint-Pierre (1332 ± 7 Ma; Martignole *et al.*, 1994) et de l'anorthosite de Rivière-Pentecôte (1354 ± 3 Ma; Martignole *et al.*, 1993; 1365 +7/-4 Ma; Emslie et Hunt 1990). Cette similarité des âges permet d'émettre l'hypothèse que le magma du lac Volant serait lié à l'activité magmatique qui a généré les intrusions citées ci-dessus. Le Matamec correspond à un volume énorme de magma mafique qui est monté dans la croûte en empruntant une faille ou une suture importante. Selon Gower (1996), le *rifting* a avorté dans la partie est du Grenville. Malgré la faible documentation géochronologique des événements entre 1400 et 1300 Ma dans cette partie du Grenville, il y a quelques preuves de l'existence d'un environnement d'extension tectonique tel qu'indiqué par la présence de failles majeures à travers la région. Plusieurs failles d'envergure régionale ont été observées dans le Matamec. Parallèlement, cette région renferme plusieurs dykes mafiques d'orientation semblable à celle des failles régionales. En effet, le dyke du lac Volant, logé dans une fracture, est subparallèle à un linéament de direction NE-SW. Donc, les magmas mafiques, et particulièrement celui du lac Volant, ont probablement utilisé ces failles comme conduits pour leur ascension vers la surface.

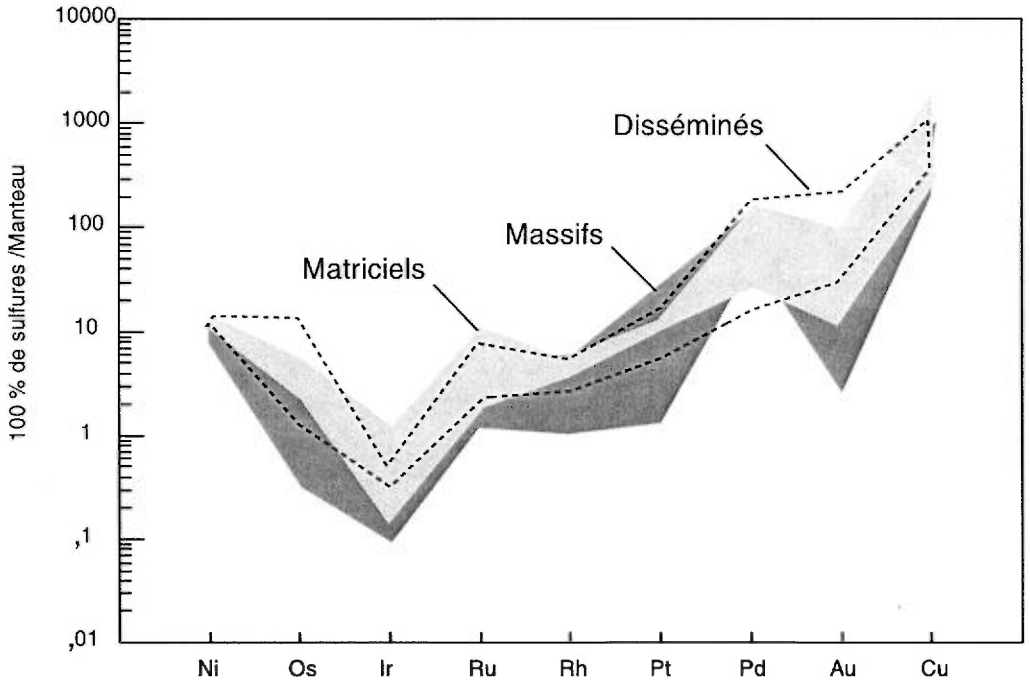


FIGURE 22 - Comparaison des teneurs en métaux usuels et précieux recalculées en fonction de 100 % de sulfures et normalisées par rapport au manteau pour les trois types de sulfures de l'indice du lac Volant.

3) Les phénomènes d'assimilation et de contamination

On considère généralement que le nickel, le cuivre et les ÉGP étaient présents dans les magmas d'origine en quantité suffisante pour produire les concentrations observées de métaux dans les phases sulfurées. Mais y avait-il assez de soufre dans le magma d'origine pour produire les minerais sulfurés ? Cela semble douteux. Les résultats des études faites sur certains gisements magmatiques de nickel laissent supposer que les liquides sulfurés nickélifères ont été générés suite à la contamination du magma mafique par du soufre provenant de roches crustales, généralement des roches sédimentaires ou des paragneiss sulfurés (Eckstrand *et al.*, 1989; Ripley et Alawi, 1988; Lesher et Arndt, 1995; Thériault *et al.*, 1997). Cette hypothèse est fondée sur des données isotopiques de soufre, les rapports S/Se et la présence de xénolites. Les sulfures du lac Volant contiennent des rapports de S/Se qui varient entre 9 000 et 16 000. Ces valeurs sont comparables à celles de certaines roches ignées contaminées (norites de Duluth : Thériault *et al.*, 1997) et aussi à certaines roches crustales; elles sont nettement plus élevées que celles du manteau (figure 21). Ces valeurs suggèrent que le magma du lac Volant a obtenu son soufre d'ailleurs. En contraste, les données isotopiques du soufre obtenues des sulfures du lac Volant varient entre +0,6 et +1,8 ‰ avec une moyenne de +1,3 ‰. Ces valeurs suggèrent une composition mantellique du soufre, contrairement à ce qui a été observé dans certains dépôts magmatiques (Duluth : Thériault *et al.*, 1997; Muskox et Noril'sk : Barnes *et al.*, 1997) qui montrent de grandes valeurs négatives. Certains éléments comme l'arsenic, l'antimoine et l'argent sont de bons indicateurs de contamination. Les sulfures du lac Volant sont pauvres en ces éléments. Cette pauvreté est probablement due soit à la présence de petites teneurs dans les métasédiments de la région, soit à une perte de ces éléments lors d'événements métamorphiques. Parallèlement à cela, les roches gabbronoritiques possèdent des teneurs normalisées légèrement plus élevées en ÉTR légers et en éléments incompatibles (Rb,Th et Ba), et une anomalie négative en tantale. Ces tendances sont interprétés comme étant le résultat de l'assimilation des éléments lithophiles des roches felsiques encaissantes par le magma du dyke. En plus des évidences géochimiques, le dyke du lac Volant renferme des fragments de quartzite et de granite de taille et de forme variables. Les résultats de l'analyse à la microsonde électronique des phases sulfurées nous suggèrent aussi la présence exclusive de la pyrrhotite monoclinique et de la pyrite qui sont des indicateurs d'un apport en soufre du magma. La combinaison des données géologiques, pétrographiques et géochimiques appui l'hypothèse que le dyke du lac Volant a subi une contamination de 10 à 20 %. Cette dernière a suscité un apport de soufre et contribué à la création de la signature géochimique remarquable du dyke.

4) L'interaction des sulfures avec le magma

Malgré la présence des failles, les teneurs faibles en EGP du magma du lac Volant suggèrent que le magma a été retardé par divers obstacles. Le plus important serait l'épaisseur de la croûte. Cette épaisseur a suscité une réduction de

la vitesse d'écoulement du magma, rendant difficile le transport des sulfures de densité élevée et, par conséquent, causant leur ségrégation dans les conduits. L'hypothèse d'une telle ségrégation a été appuyée par les données géochimiques et les résultats de la modélisation (Nabil, 1999). En effet, pour générer un liquide ayant la composition du dyke du lac Volant, il faut ségréguer au moins 0,04 % de sulfures, et ce probablement dans une chambre auxiliaire (Nabil, 1999). Après sa séparation, le liquide sulfuré collecte les métaux du magma silicaté. En effet, des globules de sulfures accompagnent les sulfures disséminés du lac Volant. Ces globules impliquent généralement une immiscibilité entre un liquide silicaté et un liquide sulfuré. L'un des plus importants paramètres qu'il faut considérer lors de la ségrégation des sulfures est le rapport de la proportion du magma silicaté en fonction de celle du liquide sulfuré (facteur R). Ce dernier est responsable de la variation dans l'abondance des métaux dans les dépôts magmatiques (Duluth : Thériault *et al.*, 1997; Muskox, Cape Smith et Noril'sk : Barnes *et al.*, 1997). Les résultats de la modélisation suggèrent qu'un facteur R de 100 à 200 peut expliquer la composition des sulfures du lac Volant (Nabil, 1999). Deux pulsations de magma peuvent être aussi invoquées pour expliquer le fait que les sulfures disséminés du lac Volant sont légèrement plus riches en Ni que les sulfures massifs. Ce fait pourrait être expliqué par une plus grande interaction du liquide source des sulfures disséminés avec le magma du dyke. En effet, les faibles valeurs de Cu/Zr pour le dyke gabbronoritique viennent appuyer cette hypothèse, comme c'est aussi le cas à Voisey's Bay (Li et Naldrett, 1999). La valeur très faible du rapport est une indication de l'appauvrissement du magma en éléments chalcophiles, tels le Cu et le Ni (Li et Naldrett, 1999). Ainsi les sulfures se sont probablement séparés d'un premier magma mafique en profondeur.

5) La cristallisation fractionnée des sulfures

Un fractionnement des sulfures se produit dans les conduits lors de la cristallisation du magma riche en soufre. Idéalement, un liquide sulfuré subit, lors de sa cristallisation, un fractionnement avec la formation précoce d'une solution solide monosulfurée (SSM) qui incorpore Os+Ir+Ru+Rh plutôt que Pt+Pd+Au (Keays et Davidson, 1976; Lightfoot *et al.*, 1984; Barnes et Naldrett, 1986; Barnes *et al.*, 1997). Cette SSM s'établit à la base de la masse de liquide sulfuré en appauvrissant le liquide qui reste en Os+Ir+Ru+Rh et en l'enrichissant en Pt, Pd et Au. Le liquide sulfuré riche en Pt et Pd peut former des sulfures en filets lorsque ce liquide migre dans les encaissants. Au lac Volant, on n'observe pas de zonation dans les sulfures; on ne distingue pas une zone riche en (Pt+Pd+Au) et une zone riche en (Os+Ir+Ru+Rh). La position des sulfures du lac Volant dans le champ SSM à 1 100 °C (figure 4.26 de Nabil, 1999) suggère un faible degré de fractionnement. La cristallisation fractionnée du liquide sulfuré peut être invoquée pour expliquer la variation du rapport Ni/Cu des sulfures du lac Volant (Clark, ce volume). Les portions riches en cuivre sont souvent sous forme de veines de chalcopyrite à contours irréguliers ou réguliers et aussi sous forme d'amas dispersés dans la matrice de pyrrhotite. Ces amas de chalcopyrite peuvent représenter le liquide différencié riche en Cu qui n'a pas migré loin de son origine. La distribution des métaux (Pt, Cu, Au) dans les sulfures massifs peut être expliquée par une homogénéisation des sulfures, soit lors du transport du liquide sulfuré, soit lors de processus de post-solidification. La cristallisation des sulfures disséminés dans un système fermé peut expliquer les corrélations entre le Pd, l'Au et le Cu. Ainsi, les sulfures massifs ou disséminés pauvres en Cu ont pu cristalliser à partir d'un liquide sulfuré pauvre en liquide différencié (Clark, ce volume).

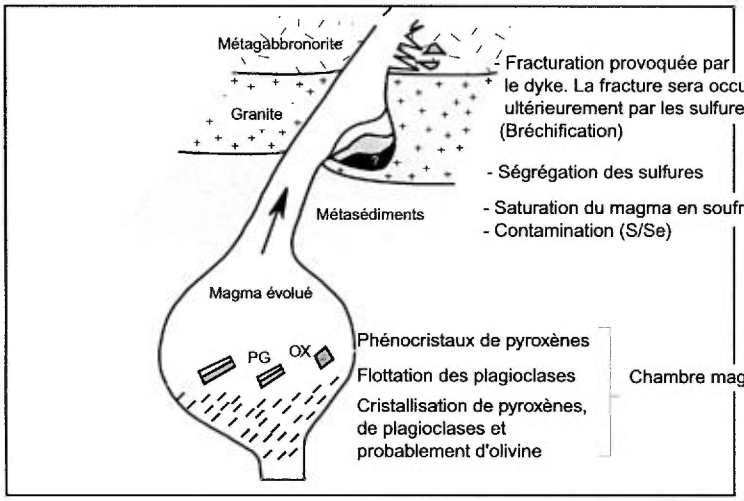
6) Le processus d'accumulation des sulfures

L'abondance à la fois grande et variable des sulfures disséminés dans le dyke et dans les brèches suggère une préconcentration des sulfures probablement dans une chambre magmatique ou dans un autre piège en profondeur. L'accumulation des sulfures massifs au lac Volant a peut-être été favorisée par une dépression dans le plancher du dyke, lequel a pu être initialement subhorizontal (figure 1).

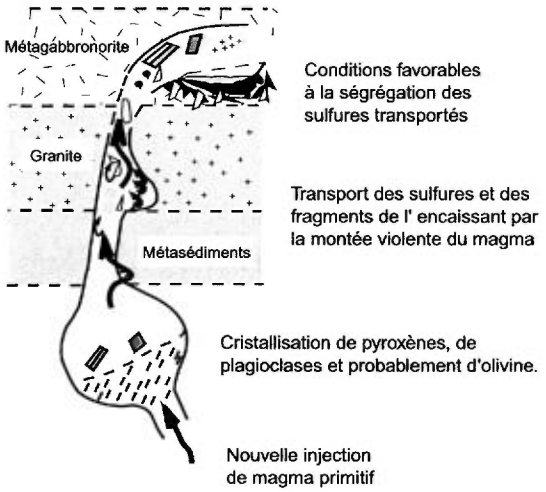
Modèle de mise en place

Plusieurs évidences, autant minéralogiques que géochimiques, suggèrent que les sulfures du lac Volant sont d'origine magmatique. Ils furent formés suite à la ségrégation d'un liquide sulfuré à partir d'un magma tholéiitique, probablement dans une chambre magmatique en profondeur (figure 23a). La présence de cette dernière est indiquée par des données pétrographiques (présence de plagioclases centimétriques et d'enclaves de pyroxénite et d'anorthosite). Le caractère bréchique de la minéralisation et les données géochimiques suggèrent la présence de sulfures disséminés, matriciels et probablement massifs en profondeur (figure 23a).

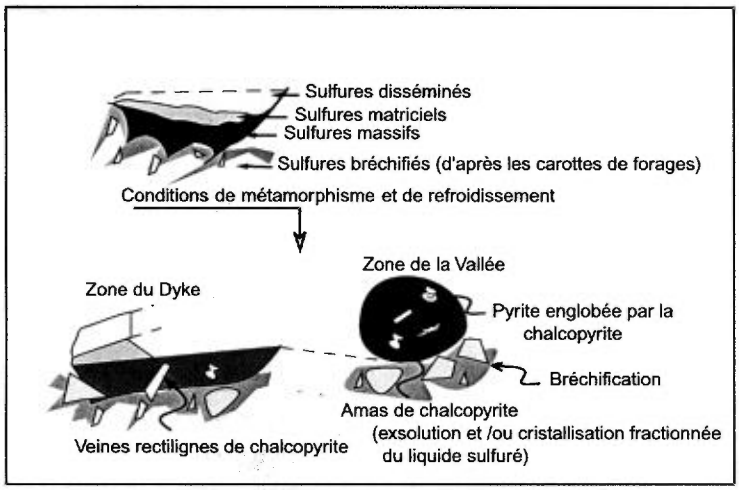
Une nouvelle injection de magma a été violente. Le magma a transporté et assimilé des fragments de roches crustales (granite, quartzite) (figure 23b). L'assimilation a affecté la composition géochimique du dyke et des sulfures en provoquant un apport d'éléments lithophiles et en générant un rapport élevé en S/Se. La montée du magma a permis le transport des sulfures déjà ségrégués en profondeur et leur dépôt dans un endroit favorable à l'accumulation (piégeage dans la courbure du dyke; figure 1). L'injection violente du magma a engendré une fracturation et une érosion des bordures du dyke, permettant le piégeage des sulfures (figure 23b). Plus tard, le métamorphisme a causé la recristallisation complète des phases sulfurées (grands cristaux



A-Évolution du magma et ségrégation des sulfures en profondeur.



B- Nouvelle injection violente de magma qui provoque le transport des sulfures et des roches encaissantes.



C- Sous l'effet du métamorphisme et de la déformation, il y a recristallisation des sulfures.

FIGURE 23 - Modèle de mise en place de la minéralisation du lac Volant.

poeciloblastiques de pyrrhotite). Lors du refroidissement, des amas de chalcopyrite en exsolution et des textures particulières se sont formées (figure 23c), tel que des cristaux centimétriques idiomorphes de pyrite entourés d'amas de chalcopyrite. L'effet de la déformation sur les sulfures n'est pas visible sur la texture, mais on peut poser la question de l'isolement du corps de sulfures massifs de la Vallée (figure 23c). Ce dernier a pu être détaché des sulfures massifs du dyke. En dernier lieu, une altération supergène a transformé la pentlandite en bravoïte et en violarite.

Relations entre les gîtes Lac Volant (Grenville), Voisey's Bay (Labrador), Ertelien et Flåt (Norvège)

Les sulfures du lac Volant présentent des ressemblances avec les dépôts svéconorvégiens de Ertelien et de Flåt, situés dans le sud de la Norvège (Barnes *et al.*, 1988) et avec Voisey's Bay (Naldrett, 2000) (figure 24). Les similitudes entre les gîtes du Lac Volant et de Voisey's Bay se résument au contexte de mise en place (typologie du magma, âge de cristallisation du magma et présence de failles majeures), aux caractères pétrographiques (textures des sulfures, bréchification) et à la géochimie (isotopes de soufre, ÉGP et facteur R).

Le prolongement de la Province de Grenville en Europe semble correspondre à la Province Svéconorvégienne située dans le sud de la Norvège et de la Suède (Max, 1979). À 40 km au nord-ouest d'Oslo (Norvège), il y a une intrusion (600 par 450 m) de norite qui contient deux dépôts de nickel : Ertelien et Flåt. Il s'agit de dépôts à tonnage important qui ont été exploités durant la période de 1849 à 1920. L'intrusion mafique minéralisée s'est mise en place entre 1200 et 1370 Ma, probablement pendant la première phase de rift de l'orogenèse svéconorvégienne (Oftedahl, 1980). Ces dépôts sont caractérisés par leur pauvreté en éléments nobles par rapport au nickel et cuivre (Barnes *et al.*, 1988). Cette dernière caractéristique chimique ainsi que l'âge de mise en place de ces gîtes ressemblent à celles des gîtes du lac Volant et de Voisey's Bay.

CONCLUSIONS

L'étude pétrographique et géochimique a permis d'aboutir aux conclusions suivantes :

1) La minéralisation du lac Volant est liée à un dyke mafique de composition gabbronoritique évolué. La mise en place de ce dernier s'est effectuée par injections multiples de magma et de sulfures. Le magma du dyke est tholéiitique et provient d'une source appauvrie de type MORB-N. La variation géochimique observée à l'intérieur du dyke est due à la cristallisation fractionnée des silicates mafiques (olivine, orthopyroxène, clinopyroxène) et du plagioclase, ainsi qu'à la contamination.

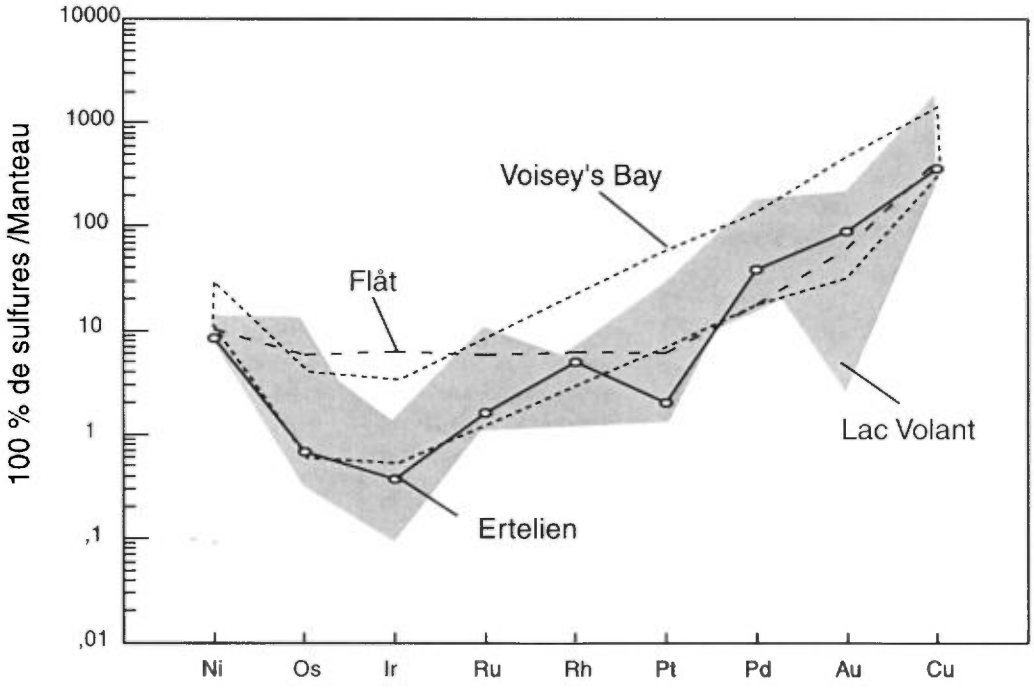


FIGURE 24 - Comparaison de l'abondance des métaux associée à trois exemples de gîtes de sulfures de Ni-Cu±ÉGP : Sudbury, Flåt et Ertelien (Barnes *et al.*, 1988); Voisey's Bay (Naldrett, 2000) et l'indice du lac Volant.

2) Le dyke présente des similitudes chimiques avec le métagabbronorite encaissant, suggérant des magmas de composition et d'origine semblables.

3) Selon les données pétrographiques (présence de fragments de granite et de métasédiments) et les données géochimiques (enrichissement en Rb, Th, Ba, ÉTR légers, l'anomalie en Ta et la modélisation), le magma du lac Volant a assimilé des roches encaissantes. Un taux de contamination de 15 % a suffi pour générer la composition gabbronoritique du dyke à partir d'un MORB-N. Cette contamination a eu lieu en profondeur avant que le magma ne commence à cristalliser ses phases mafiques.

4) Au lac Volant, les sulfures sont d'origine magmatique. Il y en a trois types : massif, matriciel et disséminé. La minéralogie de ces trois types de sulfures est similaire. Ils sont formés de pyrrhotite comme phase principale (75 %), de pentlandite transformée en bravoïte et en violarite, de chalcopyrite et de pyrite. Les sulfures sont caractérisés par une structure bréchique. Le magma injecté tardivement semble être plus riche en sulfures que le magma précoce.

5) Les xénolites de métasédiments observés dans le dyke et le rapport élevé de S/Se (9 000 à 16 000) nous suggèrent que la saturation du magma en soufre est due à la contamination. Le liquide sulfuré semble être en interaction avec un faible volume de magma (R = 100 à 200).

6) Les profils associés aux différents types de sulfures du lac Volant sont caractérisés par une pauvreté en ÉGP par rapport au Ni et Cu. Il semble que le magma ait perdu ses ÉGP lors d'une ségrégation précoce des sulfures en profondeur. La variation du rapport Ni/Cu des sulfures du lac Volant est probablement due à la cristallisation fractionnée.

7) Un événement métamorphique a affecté la texture des sulfures en provoquant une recristallisation complète des phases sulfurées. L'altération météorique a permis la transformation de la pentlandite en bravoïte et en violarite.

8) L'indice du lac Volant présente des similitudes de composition, de contexte de mise en place, de nature du magma et d'âge avec certains gîtes norvégiens (Ertelien et Flåt dans la province Svéconorvegienne) et avec le gîte de Voisey's Bay au Labrador.

RÉFÉRENCES

AUCLAIR, G. - FOUQUET, Y., 1987 - Distribution of selenium in high-temperature hydrothermal sulfide deposits at 13° north, East Pacific Rise. Canadian Mineralogist; volume 25, pages 577-587.

BARNES, S.-J. - FRANCIS, D., 1995 - The distribution of platinum-group elements, nickel, copper and gold in the Muskox layered intrusion, Northwest Territoires, Canada. Economic Geology; volume 90, pages 135-154.

BARNES, S.-J. - GIOVENAZZO, D., 1990 - Platinum-group elements in the Bravo intrusion, Cape Smith Fold Belt, Northern Quebec. Canadian Mineralogist; volume 28, pages 431-449.

BARNES, S.-J. - NALDRETT, A.J., 1986 - Variations in platinum group element concentrations in the Alexo mine komatiite, Abitibi greenstone belt, northern Ontario. Geological Magazine; volume 123, pages 515-524.

BARNES, S.-J. - BOYD, R. - KORNELIUSSEN, A. - NILSSON, L. P. - OFTEN, M. - PEDERSEN, R. B. - ROBINS, B., 1988 - The use of mantle normalisation in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulfide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: examples from Norway. In: Geoplatinum 87. H.M. Prichard, P.J. Potts, J.F.W Bowles and S.J. Cribb, editors. Elsevier, Amsterdam; pages 113-143.

BARNES, S-J. - PICARD, C. - GIOVENAZZO, D. - TREMBLAY, C., 1992 - The composition of nickel-copper sulphide deposits and their host rocks from the Cape Smith Fold Belt, Northern Quebec. Australian Journal of Earth Sciences; volume 39, pages 335-347.

BARNES, S.-J. - NALDRETT, A. J. - GORTON, M. P., 1985 - The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. Chemical Geology; volume 53, pages 303-323.

BARNES, S.-J. - ZEIENTEK, M.L. - SEVERSON, M.J., 1997 - Ni, Cu, Au and platinum element contents of sulfides associed with intraplate magmatism: a synthesis. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 34, pages 337-351.

BOUCHAÏB, C., 1992 - Distribution du Cu, Ni, Co, ÉGP, Au et Ag dans les sulfures de la Mine Lorraine. Thèse de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi.

CONDIE, K.C., 1993 - Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. Chemical Geology; volume 104, pages 1-37.

ECKSTRAND, O.R. - GRINENKO, L.N. - KROUSE, H.R. - PAKTUNC, A.D. - SCHWANN, P.L. - SCOATES, R.F.J., 1989 - Preliminary data on sulphur isotopes and Se/S ratios, and the source of sulphur in magmatic sulphides from the Fox River Sill, Molson Dykes and Thompson nickel deposits, northern Manitoba. Geological Survey of Canada; Current Research, Part C, Paper 89-1C: pages 235-242.

ECKSTRAND, O. R. - COGULU, E., 1986 - Se/S evidence relating to genesis of sulphides in the Crystal Lake Gabbro, Thunder Bay, Ontario. Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada; Program with Abstracts, page 66.

ECKSTRAND, O.R. - HULBERT, L.J., 1987 - Selenium and the source of sulphur in magmatic nickel and platinum deposits. Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada; Program with Abstracts, volume 12, page 40.

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.

FARROW, C.E.G. - WATKINSON, D.H., 1996 - Geochemical evolution of the Epidote Zone, Fraser Mine, Sudbury, Ontario; Ni-Cu-PGE remobilization by saline fluids. Exploration and Mining Geology; volume 5, pages 13-31.

GENKIN, A.D. - DISTLER, V.V. - LAPUTINA, I.P. - FLIMONOVA, A.A., 1973 - Geochemistry of palladium in

copper-nickel ores. Geochemistry International; volume 10, pages 1007-1013.

GIOVENAZZO, D, 1991 - Géologie et caractéristiques géochimiques des minéralisations Ni-Cu-EGP de la région Delta ceinture de Cape Smith. Nouveau Québec. Geoscience Canada; volume 16, pages 137-139.

GOBEIL, A. - PERREAULT, S. - CLARK, T. - CHEVÉ, S. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H., 1996 - Cadre géologique et potentiel minéral de la région de Manitou-Nipisso. Ministère des Ressources naturelles, Québec; Séminaire d'information sur la recherche géologique : Vers de nouvelles découvertes. Programme et résumés, page 15, DV 97-03.

GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - PERREAULT, S. - DION, D.J., 1999 - Géologie de la région du lac Nipisso. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-19.

GOWER, C.F., 1996 - The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada. Precambrien crustal evolution in the North Atlantic Region. Geological Society Special Publication; volume 112, pages 197-218.

HOGAN, H. R. - GRENIER, P. A., 1971 - Rivière Nipissis-lac Nipisso, comté de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-142.

IRVINE, T. N. - BARAGAR, W. R. A., 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 8, pages 523-548.

JENKINS, J.T., 1957 - Région du lac Manitou. Comté de Saguenay; Ministère des Mines, Québec; RP 349, 8 pages.

KEAYS, R.R. - DAVIDSON, R.M., 1976 - Palladium, irridium and gold in the ores and hostrocks of nickel sulfide deposits in Western Australia. Economic Geology; volume 71, pages 1214-1228.

LESHER, C. M. - ARNDT, N.T.,1995 - REE and Nd isotope geochemistry, petrogenesis and volcanic evolution of contaminated komatiites at Kambalda, Western Australia. Lithos; volume 34, pages 127-157.

LI, C. - NALDRETT, A.J., 1999 - Geology and petrology of the Voisey's Bay intrusion: reaction of olivine with sulfide and silicate liquids. Lithos; volume 47, pages 1-31.

LIGHTFOOT, P. C. - NALDRETT, A. J. - HAWKESWORTH, C. J., 1984 - The geology and geochemistry of the Waterfall Gorge section of the Insizwa complex with particular reference to the origin of nickel sulfide deposits. Economic Geology; volume 79, pages 1857-1879.

MARTIGNOLE, J. - MACHADO, N. - NANTEL, S., 1993 - Timing of intrusion and deformation of the Rivière-Pentecôte anorthosite (Grenville Province). Journal of Geology; volume 101, pages 652-658.

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.

MAX, M. D., 1979 - Extent and disposition of Grenville tectonism in the Precambrian continental crust adjacent to the North Atlantic craton. Geology; volume 7, pages 76-78.

NABIL, H., 1999 - Caractérisation de la minéralisation en Ni-Cu-Co de l'indice de Lac-Volant, région de Sept-Îles, Québec. Thèse de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi; 189 pages.

NALDRETT, A. J.,1981 - Nickel sulfide deposits: classification, composition and genesis. Economic Geology; 75th anniversary volume, pages 628-685.

NALDRETT, A.J., 1984 - Mineralogy and composition of Sudbury ores. Ontario Geological Survey Special; volume 1, pages 309-326.

NALDRETT, A.J., 1997 - Key factors in the genesis of Noril'sk, Sudbury, Jinchuan, Voisey's Bay and other world-class Ni-Cu-PGE deposits: Implications for exploration. Australian Journal of Earth Science; volume 44, pages 283-315.

NALDRETT, A.J. - GASPARRINI, E.L., 1971 - Archean nickel sulphide deposits in Canada: Their classification, geological setting and genesis with some suggestions as to exploration. Geological Society of Australia; Special Publication, volume 3, pages 201-226.

OFTEDAHL, C., 1980 - The geology of Norway. Norges Geologiske Undesokelse Bulletin; volume 54, pages 3-114.

PAKTUNC, A.D.,1989 - Petrology of the St. Stephen intrusion and the genesis of related nickel-copper sulfide deposits. Economic Geology; volume 84, pages 817-840.

PEARCE, J. A., 1983 - The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Continental basalts and mantle xenoliths. C.J. Hawkesworth and M.J. Norry, editors. Nauttwich: Shiva; pages230-249.

PERREAULT, S. - CLARK, T. - GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - DION, D.-J. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H. - LORTIE, P., 1996 - Le potentiel en Cu-Ni-Co de la région de Sept-Îles : l'indice du lac Volant. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 96-06.

RIPLEY, E.M. - ALAWI, J.A., 1988 - Petrogenesis of pelitic xenoliths at the Babbitt Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota, U.S.A. Lithos; volume 21, pages 143-159.

RIPLEY, E.M. - ALAWI, J.A., 1988 - Petrogenesis of pelitic xenoliths at the Babbitt Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota, U.S.A. Lithos; volume 21, pages 143-159.

RIVERS, T. - MARTIGNOLE, J. - DAVIDSON, A., 1989 - New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. Tectonics; volume 8, pages 63-84.

RYAN, B. - WARDLE R. J. - GOWER C. F. - NUNN G. A. G., 1995 - Nickel-copper sulphide mineralisation in Labrador: the Voisey's Bay discovery and its exploration implications. Geological Survey, Department of Natural Resources, Government of Newfoundland and Labrador; Current Research Report 95-1, pages 177-204.

SHERVAIS, J. W. 1982 - Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters; volume 57, pages 101-118.

TAYLOR, S.R. - McLENNAN, S.M., 1985 - The continental crust; its composition and evolution. Blackwell, Oxford, England.

THÉRIAULT, R.D. - BARNES, S.-J. - SEVERSON, M.J., 1997 - The influence of country rock assimilation and silicate to sulfide ratios (R factors) on the genesis of the Dunka Road

Cu-Ni-PGE deposit, Duluth Complex, Minnesota. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 34, pages 373-389.

THOMPSON, R.N., 1982 - Magmatism of the British Tertiary volcanic province. Scotland Journal of Geology; volume 93, pages 603-608.

VIERECK, L.G. - FLOWER, M.F.J. - HERTOGEN, J. - SCHMINCKE, H.U. - JENNER, G.A., 1989 - The genesis and significance of N-MORB sub-types. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 102, pages 112-126.

VERREAULT, N., 1996 - La formation du gisement de nickel-cuivre de Pechenga en Russie. Projet de fin d'études en sciences de la Terre. Manuscrit, Université du Québec à Chicoutimi.

WILSON, M., 1989 - Igneous Petrology. Chapman and Hall, London; 466 pages.

Géochimie des sédiments de lacs de la moyenne Côte-Nord

Marc Beaumier[1]

RÉSUMÉ

Les différentes caractéristiques géologiques d'une région ou d'un secteur exercent une influence directe sur les résultats d'analyse des sédiments de lacs. Une telle influence s'exerce aussi bien à l'échelle des grands domaines géologiques, qu'à celle des diverses lithologies ou des zones minéralisées.

Le Groupe de Wakeham est caractérisé par des sédiments de lacs possédant des teneurs élevées en Sb, en As, en Ca et en U. En subdivisant le Domaine de Natashquan, on observe que les sédiments de lacs provenant du secteur appartenant au Groupe d'Aguanus présentent près de deux fois plus d'uranium, d'antimoine et d'arsenic que les sédiments de lacs provenant d'un secteur plus au sud et appartenant au Groupe de Davy.

Le Domaine de Saint-Jean – et plus particulièrement les suites AMCG – est caractérisé par de très faibles teneurs en uranium. Quant aux Complexes de Matamec et de Manitou, leurs caractéristiques se situent à mi-chemin entre celles du Groupe de Wakeham et du domaine de Saint-Jean.

Les éléments chimiques les plus caractéristiques de la population d'échantillons ayant subi l'influence des intrusions felsiques sont les ÉTR, l'yttrium, l'uranium et le thorium. Ces éléments peuvent être regroupés de façon à définir sept sous-populations ou classes caractérisées par diverses augmentations ou diminutions des teneurs des assemblages.

La population d'échantillons localisée dans les migmatites se distingue des intrusions felsiques par des teneurs plus faibles (d'environ 30 %) en ÉTR (Ce, Eu, La Sm, Th et Y) et en uranium, allant de pair avec une augmentation en Ca, Cr, V, Ni et Fe.

Parmi la population d'échantillons de gneiss granitiques, on trouve les sous-populations suivantes : 1) la sous-population d'échantillons prélevés dans les Gneiss du Complexe de Boulain qui se distingue des autres sous-populations (des sous-populations d'échantillons prélevés dans les complexes de Buit et d'Aguanish) par des teneurs en U de 17,8 ppm ainsi que par un contenu plus élevé en ÉTR auxquels s'associent de faibles teneurs en Fe; 2) la sous-population d'échantillons prélevés dans les Gneiss du Complexe d'Aguanish qui se distingue des autres sous-populations (des sous-populations d'échantillons prélevés dans les complexes de Boulain et de Buit) par des teneurs plus élevées en K, en Mg, en Fe et en Mn; 3) la sous-population d'échantillons prélevés dans les Gneiss du Complexe de Buit qui se distingue par des teneurs élevées en Cr et en Sr, et particulièrement faibles en Mn et en ÉTR, par rapport aux autres sous-populations (sous-populations d'échantillons prélevés dans les complexes d'Aguanish et de Boulain).

La population d'échantillons prélevés dans les Paragneiss de Kégaska est caractérisée par une augmentation des teneurs en éléments sidérophiles (Fe, Mg, Mn, Zn et Sc), allant de pair avec une baisse des teneurs en U et en ÉTR. Le rapport « Zn/U » permet de discriminer les teneurs associées aux intrusions felsiques, qui sont plus élevées en Zn, U et ÉTR (par exemple, la population d'échantillons prélevés dans le Complexe de Canatiche), de celles qui sont reliées aux paragneiss. Ce rapport permet donc de distinguer les différentes séquences de paragneiss présentes dans le Grenville. Le produit « Zn x U », quant à lui, permet de mettre en évidence les intrusions anorogéniques.

Par rapport aux autres populations, la population d'échantillons prélevés dans le Complexe de Matamec (Domaine de Saint-Jean) est caractérisée par des teneurs plus élevées en Al, en Cr, en V, en P et en Pb, ainsi que par des teneurs plus faibles en Zn et en U.

La population d'échantillons localisée dans le Complexe de Manitou se distingue de l'ensemble des populations attenantes par des teneurs plus élevées en Al et en Cr, et nettement faibles en manganèse.

L'influence glaciaire est particulièrement facile à délimiter, révélant ainsi que la composition des sédiments de lac est, pour une part importante, influencée par la remobilisation hydromorphique du till. À partir de la distribution des sédiments de lac, les distances mesurées pour le déplacement glaciaire sont d'environ 10 kilomètres dans la région étudiée.

La présence de brome dans les sédiments de lacs met en évidence les transgressions marines et les dépôts marins à l'intérieur des terres ou encore sa mobilisation sous forme d'aérosol le long des côtes.

La subdivision en domaines géochimiques permet de définir des populations et sous-populations d'échantillons plus faciles à évaluer. Chacune d'entre elles présente une distribution des teneurs, un écart-type ou des coefficients de corrélation qui sont caractéristiques. Par conséquent, la définition du seuil de l'anomalie doit tenir compte des différentes populations d'échantillons. En fait, la différence entre les divers seuils anomaux peut atteindre un facteur de 20.

1. Géologie Québec

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 353
La région étudiée 353
Méthodologie 353
Travaux antérieurs 354
PRINCIPALES POPULATIONS D'ÉCHANTILLONS 354
Groupe de Wakeham 354
Suites anorthositiques (suites AMCG) 357
Intrusions felsiques 360
Migmatites et gneiss granitiques 367
Paragneiss de Kégaska (Domaine de La Romaine) 371
L'aluminium, le chrome et le manganèse dans les Complexes de Matamec et de Manitou 371
Influence de la glaciation 374
Influence de la transgression postglaciaire de la Mer de Goldthwait 378
Importance des domaines géochimiques pour l'exploration 378
CONCLUSION 380
REMERCIEMENTS 383
RÉFÉRENCES 383

INTRODUCTION

La géochimie, qu'il s'agisse de sédiments de lacs ou d'un autre médium d'échantillonnage, est une technique couramment utilisée en exploration pour détecter des secteurs dits anomaux, considérés généralement comme étant le résultat de concentrations de minéraux pouvant s'avérer intéressantes d'un point de vue économique. Ainsi, pour détecter ces secteurs anomaux, l'utilisateur compare les données locales avec celles de l'ensemble du levé. C'est le contraste entre les teneurs qui permettra de définir l'anomalie géochimique et la façon dont elle se démarque de la population. Ailleurs, dans d'autres régions, des inventaires géochimiques régionaux similaires ont révélé comment les variations lithologiques engendrent des sous-populations d'échantillons dont les teneurs en certains éléments varient grandement, engendrant par le fait même un seuil anomal propre à chaque sous-population (Choinière, 1982, Beaumier, 1987a). De telles variations attribuées aux lithologies sont d'une importance primordiale, car elles comptent pour 80 à 90 % des variations de teneurs observées dans les inventaires géochimiques. Elles constituent donc la trame de fond de la composition des sédiments de lacs à laquelle se superposent plus localement de nombreuses dispersions ponctuelles dues essentiellement à la présence de minéralisations, de phénomènes glaciaires (par exemple une transgression marine) ou encore d'effets anthropogéniques qui, ensemble, viennent parfaire l'image géochimique régionale.

De telles relations entre les formations géologiques et la distribution des différents éléments présents dans les sédiments de lacs ont rarement été établies dans la province de Grenville. Les principales raisons qui empêchent le plus souvent d'établir ce lien sont : un manque de connaissances géologiques, un manque de recul nécessaire pour englober l'ensemble de la Côte Nord et une gamme inadéquate d'éléments analysés (par exemple, lors des premiers inventaires de sédiments de lacs effectués sur la Côte Nord). En effet, à cause de leur importance pour l'exploration des métaux de base, les éléments chalcophiles sont les plus couramment utilisés en géochimie d'exploration. Malheureusement, dans le Grenville, ces éléments ne sont pas les meilleurs pour établir une corrélation entre les teneurs obtenues à partir de l'analyse des sédiments de lacs et les différents types de substratum rocheux. En fait, le contraste que ces éléments présente d'une lithologie à l'autre n'est pas très marqué. Cependant, l'approche des multiéléments, utilisée plus récemment dans les inventaires géochimiques (effectués selon une méthodologie similaire d'un levé à l'autre) ainsi que la cartographie géologique permettent de remédier à ces lacunes.

La région étudiée

La région de la moyenne Côte-Nord, qui s'étend depuis Sept-Îles jusqu'à Natashquan, est connue mondialement pour ses gisements magmatiques de titane et a, au cours des années 1960, fait l'objet d'une exploration pour des gisements uranifères. Depuis lors, elle suscite de plus en plus d'intérêts pour des gisements de sulfures massifs magmatiques du type cuivre-nickel-cobalt-ÉGP, ainsi que pour des gîtes de cuivre-uranium-ÉTR du type « Olympic Dam ».

Elle est située entre les longitudes 60° 00' et 67° 00', à partir du fleuve Saint-Laurent au sud, jusqu'à la latitude 52° 00' au nord. Ce territoire couvre environ 93 000 km^2.

La région de la moyenne Côte-Nord appartient à la Province géologique du Grenville. Elle est peu explorée, notamment en raison des difficultés d'accès à l'arrière pays. Ainsi, la majorité des indices minéralisés connus se trouvent le long d'une bande de quelques dizaines de kilomètres située en bordure de la côte.

Méthodologie

Récemment, la région étudiée a fait l'objet de trois campagnes d'inventaire géochimique de sédiments de lacs (Beaumier, 1989a, 1989b et 1992; Pelletier, 1986). Au total, plus de 12 400 échantillons (population globale) ont été prélevés sur le territoire de la moyenne Côte-Nord.

La densité de l'échantillonnage du levé effectué en 1989 ainsi qu'une partie de celui effectué en 1992 était de un échantillon par 13 km^2, soit l'équivalent d'un levé à l'échelle de 1 : 500 000. Le levé géochimique effectué dans le secteur du Domaine de Natashquan (Gobeil *et al.*, ce volume) est plus détaillé et représente une maille d'échantillonnage de un échantillon par 4 km^2 (Pelletier, 1986; Beaumier, 1992). L'accroissement de la maille d'échantillonnage dans ce secteur a été effectué pour ajuster l'échelle du levé géochimique à celle de la cartographie géologique et également pour mieux circonscrire les anomalies, généralement plus locales, associées aux minéralisations (Pelletier, 1986). Ce levé détaillé a aussi fait l'objet d'une nouvelle analyse des échantillons par activation neutronique (Choinière, 1994) pour l'or ainsi que pour ses éléments traceurs (As, Au, Br, Cs, W, U et Sb), permettant ainsi d'uniformiser la banque de données avec celle des autres levés effectués en périphérie.

En raison de cette plus forte densité d'échantillonnage pour le Domaine de Natashquan, ce dernier fournira donc à la population globale d'échantillons utilisée pour la présente étude quatre fois plus d'échantillons que les autres secteurs situés en périphérie. De plus, tous ces échantillons proviennent d'un substratum volcanosédimentaire appartenant au Groupe de Wakeham. Il s'ensuit donc nécessairement que la géochimie reliée à ce type de roche aura une influence disproportionnée sur la composition moyenne de

la population globale. Ce déséquilibre se traduit par une plus forte proportion d'anomalies positives ou négatives en certains éléments dans ce secteur.

Cependant, afin de définir les seuils d'anomalie, il importe avant tout : 1) d'établir les relations existant entre les divers ensembles lithologiques et la distribution des teneurs dans les sédiments de lacs; 2) de définir les populations et sous-populations d'échantillons ainsi impliquées; 3) de caractériser ces populations (étendue, éléments impliqués, ampleur des variations analytiques, seuils anomaux respectifs, etc.)

Travaux antérieurs

Outre les rapports présentant les résultats des levés géochimiques des sédiments de lacs préparés par Beaumier (1989a, 1989b et 1992), par Pelletier (1986) et par Choinière (1994), c'est le travail de Bellehumeur et Jebrak (1995) qui offre une première interprétation assez détaillée de la géochimie des sédiments de lacs dans le secteur.

En plus de révéler un bon nombre de cibles tactiques d'exploration, les analyses factorielles (Bellehumeur et Jebrak, 1995) effectuées sur les données des sédiments de lacs du Domaine de Natashquan ont permis d'observer de grandes variations dans les teneurs ainsi que dans l'association des divers éléments concernés. Lors de leur étude, Bellehumeur et Jebrak ont obtenu cinq « facteurs » qui contrôlent les variations de la composition des sédiments de lacs. Ces cinq facteurs sont :

- Facteur « lithique » caractérisé par la domination des éléments lithophiles et déterminé par une forte corrélation des ÉTR;
- Facteur « ferrique » caractérisé par la domination des éléments sidérophiles et déterminé par l'association Fe, Cr, Mg, Ni, Ti et V;
- Facteur « calcique » caractérisé par la domination des éléments Ca, Ba et Sr;
- Facteur « potassique » caractérisé par la domination des éléments K et Pb;
- Facteur « carbonique » caractérisé par la quantité de carbone ou encore de matière organique présente dans l'échantillon et mesurée par la perte au feu.

Ces cinq facteurs se retrouvent à divers niveaux d'importance et ce, quels que soient les critères utilisés pour définir les sous-populations. Une telle approche semble donc fournir une information reliée aux caractéristiques même de l'échantillon.

PRINCIPALES POPULATIONS D'ÉCHANTILLONS

Dans la présente section seront analysées les principales observations faites sur les données géochimiques des sédiments de lacs de la région étudiée, en commençant par les observations les plus marquantes en ce qui concerne le nombre d'échantillons impliqués, la superficie couverte ou encore les contrastes obtenus.

Groupe de Wakeham[1]

Constituée de 4 538 échantillons essentiellement centrés sur le Groupe de Wakeham, la première population d'échantillons couvre près de 19 % de la superficie totale de la région étudiée. À cause de l'influence des glaciers, les limites de cette population sont légèrement décalées par rapport au Groupe de Wakeham.

On peut observer dans les sédiments de lacs prélevés sur les roches du Groupe de Wakeham une augmentation des teneurs moyennes en Ca, U, Sb et As d'au moins 25 % (tableau 1) par rapport aux seuils obtenus des sédiments de lacs provenant de l'ensemble des domaines de Saint-Jean et de Lac-à-l'Aigle. Parmi ces éléments, c'est l'antimoine qui présente le signal géochimique le plus marqué, à cause de son écart type très faible. Cette réponse s'apparente à celle observée par Kerr et Davenport (1990) dans les sédiments de lacs prélevés sur les roches sédimentaires du Groupe de Seal Lake au Labrador. Donc, les teneurs anomales en arsenic et en antimoine obtenues pour les domaines de Saint-Jean et de Lac-à-l'Aigle sont des teneurs considérées comme moyennes pour les échantillons provenant de certains secteurs du Domaine de Natashquan.

La répartition des échantillons possédant des teneurs élevées en antimoine (figure 1) illustre particulièrement bien la correspondance entre les teneurs élevées et les différentes lithologies du Groupe de Wakeham, ainsi que le contraste avec les domaines adjacents plus pauvres en Sb.

Les concentrations en antimoine sont d'un ordre de grandeur plus élevé dans les roches sédimentaires faiblement métamorphosées que dans les roches ignées (Hawkes et Webb, 1962). Une telle augmentation s'observe aussi dans les sédiments de lacs de la Côte-Nord et de la Fosse du Labrador (MRN, 1998), ainsi que dans les sédiments de ruisseau de l'ensemble des Appalaches du Québec (Choinière et Leduc, 1989). Même si une telle augmentation se produit sur des roches essentiellement supracrustales, elle ne peut pas être considérée comme un indice de minéralisation, puisque cette augmentation est liée à un bruit de fond plus élevé qui ne peut être relié à des activités minéralisantes.

Les sédiments de lacs provenant du secteur nord du Groupe de Wakeham (Groupe d'Aguanus[2], selon Martignole *et al.*, 1992) contiennent près de deux fois plus d'uranium, d'antimoine et d'arsenic que ceux provenant des lacs situés plus au sud (Groupe de Davy, selon Martignole, op. cit.). Cette différence (tableau 1) vient appuyer la nature distincte des deux secteurs que certains chercheurs ont mentionnée (Indares et Martignole, 1993).

À cette première population d'échantillons se superposent plus localement de nombreuses sous-populations dont les caractéristiques sont directement influencées par les

1. Les domaines géologiques sont décrits par Gobeil *et al.* dans le présent volume.

2. Dans le présent volume, Gobeil *et al.*, abandonnent les termes Aguanus et Davy et ramènent le Supergroupe de Wakeham au rang de groupe.

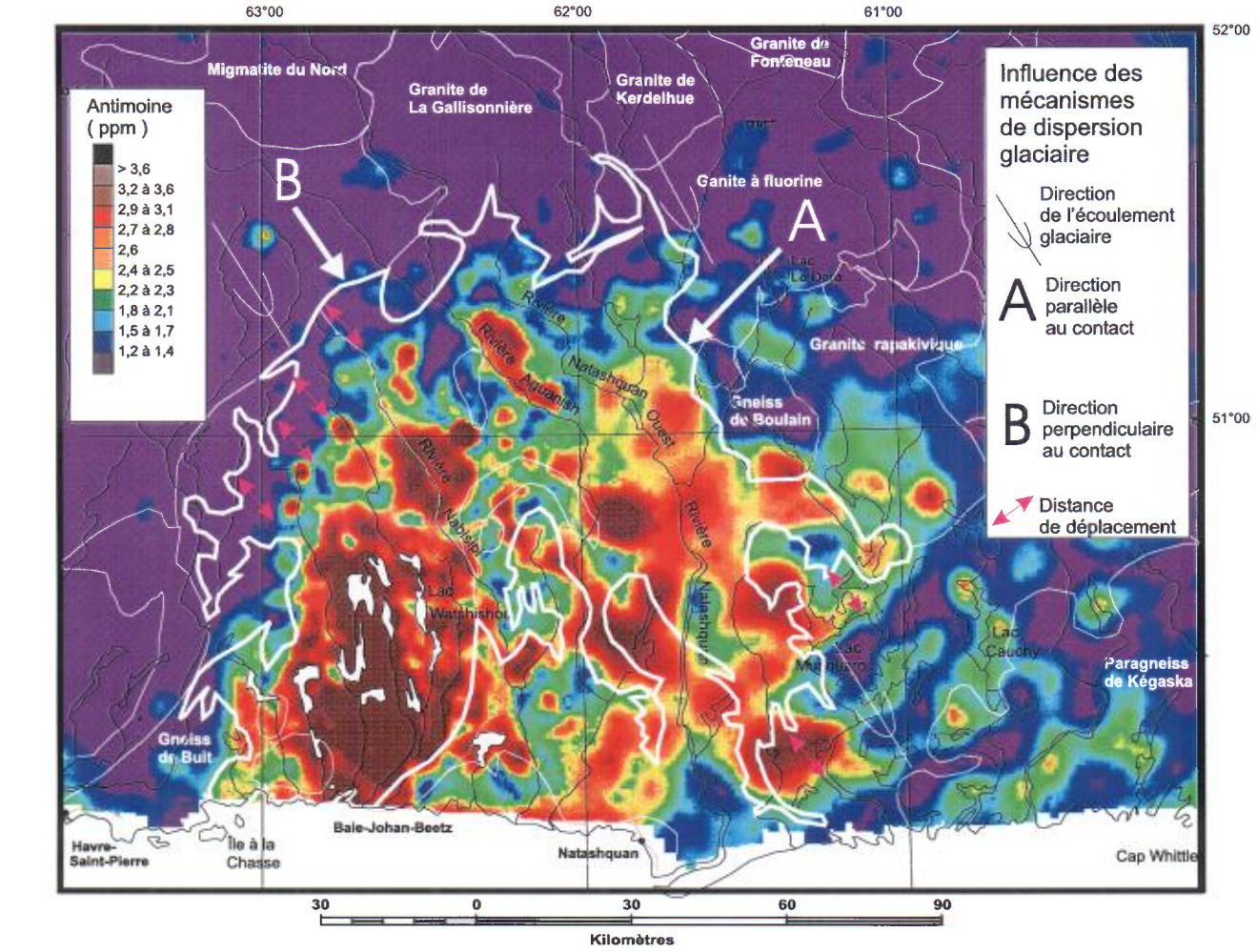


FIGURE 1 - L'antimoine (Sb) dans les sédiments de lacs, région de la moyenne Côte-Nord.

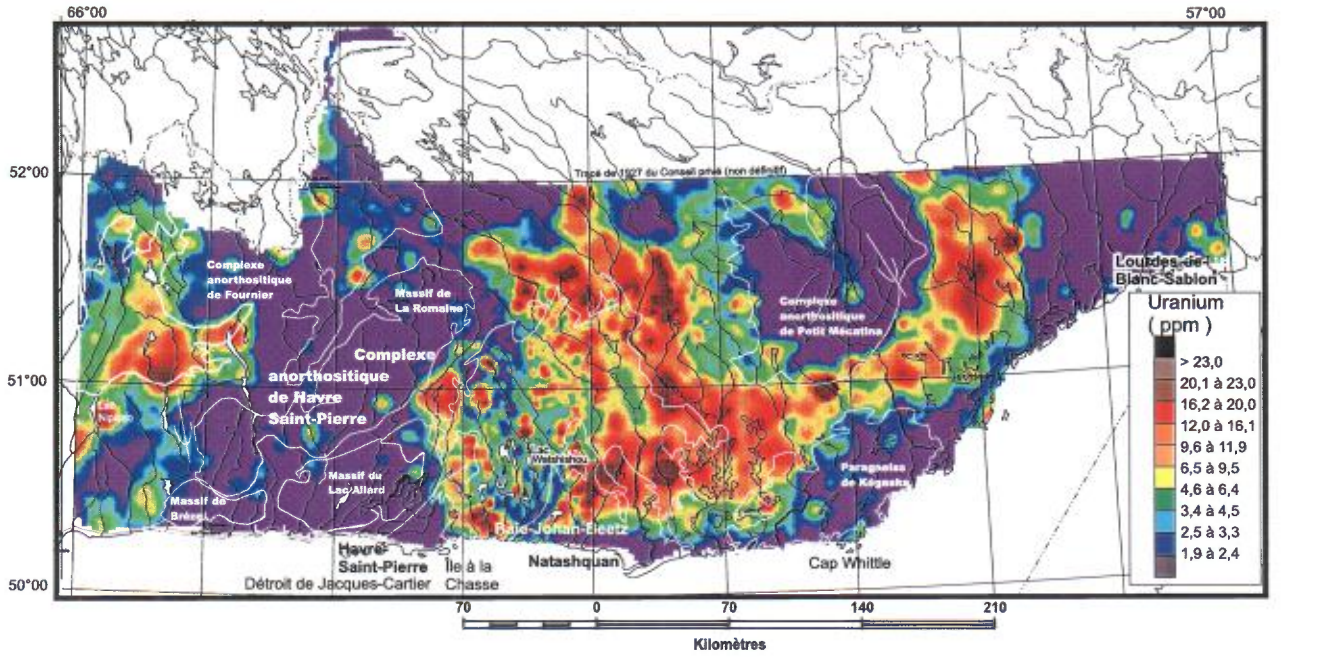


FIGURE 2 - L'uranium (U) dans les sédiments de lacs, région de la moyenne Côte-Nord.

TABLEAU 1 - Teneurs moyennes et seuils des anomalies pour les sédiments de lacs prélevés dans les secteurs du Groupe de Wakeham (groupes de Davy et d'Aguanus).

Teneur moyenne	Calcium (%)	Uranium (ppm)	Antimoine (ppm)	Arsenic (ppm)
Groupe de Wakeham				
Seuil anomal (90e percentile)	7,6	14,1	5,0	3,0
Groupe de Wakeham ‡ *	3,8	6,9	2,3	1,7
Groupe de Davy ‡	4,3	5,8	3,2	2,1
Groupe d'Aguanus ‡	4,2	9,9	2,0	1,7
Ensemble de la Côte-Nord	3,4	5,8	1,4	2,2
Domaines de Saint-Jean et de Moisie	3,1	5,2	1,2	1,1

‡ Tel que défini par Martignole *et al.* (1992).

* Données tirées de Bellehumeur et Jebrak (1995).

TABLEAU 2 - Influence des diverses lithologies sur les teneurs moyennes des différents éléments observables dans la population d'échantillons de sédiments de lacs prélevés dans le Groupe de Wakeham et dans le domaine de Saint-Jean. (Modifié de Bellehumeur et Jebrak, 1995).

Lithologie causant la variation dans les teneurs	Éléments présentant des teneurs moyennes >25 %*	Éléments présentant des teneurs moyennes <25 %*
Arénite carbonatée (Groupe d'Aguanus)‡	Ba, Ca, Mn, P	K, Mo
Amphibolite	V	Pb
Rhyolite	Cu, Fe, Ce, Eu, Sm	K
Mangérite (Anorthosite de La Romaine)	P, La, Sm, Y	Mg, Ti, Cr, Ni, Sr
Monzonite (Abbé-Huard)	Sr	
Gabbro et basalte	Cr, Ni, Mg, Mn	
Granite et pegmatite	Ce, La, Th, Zn	
Arénite (Groupe de Davy)‡	Ca, Ni	

* Comparées avec la moyenne des teneurs de tous les sédiments de lacs prélevés dans le Groupe de Wakeham.

‡ Tel que défini par Martignole *et al.* (1992).

TABLEAU 3 - Principales associations des éléments anomaux observées dans les sédiments de lacs prélevés dans le Groupe de Wakeham ainsi que le type de minéralisation suggéré. (Modifié de Bellehumeur et Jebrak, 1995).

Association d'éléments	Type de minéralisation suggéré
Cu-Zn-Pb-La-Y-U	« Olympic Dam »
Cu-Zn-Pb-La-Y-U-Be	Granite peralcalin et/ou peralumineux (ex. : lac Brisson)
Pb	Galène disséminée dans des grès (ex. : Laisvall en Suède)
U	Uranium de bassins sédimentaires intracratoniques
U-Y	Associée au Granite à fluorine (plus particulièrement au faciès à quartz bleu)
As	Pyrite et chalcopyrite disséminées dans les basaltes et les gabbros
Mo	Associée aux granites et surtout aux pegmatites
Cu	Cuivre stratiforme (ex. : Seal Lake au Labrador)
Zn-Pb	Zone de faille et dépôt au fond de bassins sédimentaires (ex. : type Sullivan)

diverses lithologies (tableau 2). Notons, entre autres, les arénites et les arénites calcareuses qui sont à l'origine d'une augmentation des teneurs en calcium dans les sédiments de lacs prélevés dans les secteurs où elles sont présentes (tableau 2). Pour leur part, les gabbros et les basaltes occasionnent une augmentation en Cr, Ni, Mg et Mn dans les sédiments de lacs qui en sont dérivés.

Ces caractéristiques, attribuées aux « gabbro et basalte », « granite et pegmatite » et « mangérite », et identifiées par Bellehumeur et Jebrak (1995), sont considérées ici comme des sous-populations par rapport à la population définie par l'As, le Ca, le Sb et l'U.

Le signal des multi-éléments relié à l'influence des minéralisations se reflète de façon encore plus ponctuelle que celui relié à la composition des diverses lithologies. À partir des données concernant le Domaine de Natashquan, Bellehumeur et Jebrak (1995) ont identifié neuf signaux associés à de telles minéralisations (tableau 3).

Ces signaux représentent 330 sites d'échantillonnage, soit environ 7 % du total des échantillons de ce domaine. Ce pourcentage est sensiblement plus élevé que les 2 % d'échantillons généralement considérés comme anomaux en géochimie d'exploration.

Lors d'un examen plus global de l'ensemble de la Côte-Nord, ces signaux viendront s'ajouter aux autres, venant ainsi brouiller une image déjà complexe.

Suites anorthositiques (suites AMCG)

La seconde population d'échantillons est celle qui est influencée par les suites anorthosite-mangérite-charnockite-granite (suites AMCG). Les 1 795 échantillons de cette population sont répartis sur une superficie de 26 738 km^2, soit près de 29 % du territoire étudié. Cette population est principalement centrée sur le Domaine de Saint-Jean, notamment au-dessus des complexes anorthositiques de Havre Saint-Pierre, de La Romaine et de Fournier (voir Gobeil *et al.* dans le présent document pour la description de ces domaines géologiques). Une partie de ces échantillons provient d'un secteur situé à la limite est du territoire, localisé au-dessus de la Suite anorthositique de Petit Mécatina. Cette dernière s'étend sur 7 792 km^2, pour sa plus grande part à l'extérieur du territoire étudié (voir Perreault et Heaman, ce volume).

L'examen de la carte de distribution de l'uranium (figure 2) montre que les faibles teneurs en cet élément sont intimement liées aux suites AMCG. Des observations similaires ont été faites dans la Province géologique de Makkovik, au Labrador (Kerr et Davenport, 1990). La géochimie des sédiments de lacs montre que les échantillons prélevés dans le Domaine de Saint-Jean contiennent moins d'uranium que ceux des domaines de Lac-à-l'Aigle et de Natashquan. Il en est de même pour les terres rares. Cette tendance peut également être observée dans les données des autres suites anorthositiques : Fournier, Petit Mécatina ainsi que dans les divers massifs de la Suite anorthositique de Havre Saint-Pierre (La Romaine, Lac Allard, Sheldrake, Brézel, Rivière au Tonnerre et Rivière Magpie Ouest).

Contrairement à notre approche, Bellehumeur et Jebrak (1995) ont considéré les couronnes de mangérite et de charnockite comme génétiquement associées aux anorthosites en tant que sous-population. Ramenée à l'échelle régionale, ce que nous considérons comme une seule et unique population d'échantillons occupe 11 % de la superficie du territoire étudié. Les sédiments de lacs provenant des couronnes de mangérite et de charnokite montrent de légères variations des teneurs en La, P, Sm et Y. Ces variations sont statistiquement peu significatives et ne forment pas de contraste apparent avec les teneurs associées aux anorthosites. L'interprétation de Bellehumeur et Jebrak (1995) provient d'une observation très locale. En général, le signal géochimique qu'on observe dans les sédiments provenant de ces roches est très semblable à celui obtenu pour la population d'échantillons provenant des anorthosites (tableau 4). La différence entre ces deux groupes d'échantillons est si subtile qu'il n'est pas nécessaire de les différencier.

Les éléments généralement présents sous la forme de gîtes associés aux complexes anorthositiques (c'est-à-dire le fer, le titane, le phosphore et le vanadium) présentent un bruit de fond local faible par rapport aux complexes de Matamec, de Magpie et de Natashquan (tableau 4). Il se présente ici un exemple qui montre une relation inverse à ce qui a été observé dans le cas de l'arsenic et de l'antimoine dans le secteur du Domaine de Natashquan. En effet, un secteur présentant un bruit de fond faible en fer, titane, phosphore et vanadium se trouve être l'endroit où le potentiel minéral en ces mêmes éléments est le meilleur. Cette observation peut justement être une indication du processus de différenciation qui prévaut dans ces complexes et de la ségrégation des éléments à une échelle plutôt locale que régionale.

La population d'échantillons directement influencée par la composition des suites AMCG présente une teneur moyenne (tableau 4), un mode et une norme sensiblement plus faibles en titane et en fer. De ce fait, le seuil des anomalies doit donc être ajusté à un niveau de teneurs plus faibles (comme dans le cas mentionné dans la section précédente pour le Domaine de Natashquan où Bellehumeur et Jebrak présentent un seuil qui s'apparente au 93e percentile, soit 7 % d'anomalies). Ainsi, les éléments les plus influencés par les suites AMCG sont ceux qui nécessitent un plus grand ajustement. Un tel ajustement à la baisse devrait atteindre plus de 1 % pour le fer, alors qu'à l'autre extrême il ne devrait pas dépasser 2 ou 3 ppm dans le cas du titane.

Un tel ajustement à la baisse du seuil des anomalies permet d'identifier les subtiles réponses géochimiques ponctuelles, notamment celles en fer-chrome du secteur où se trouve le gisement de Magpie (figure 3).

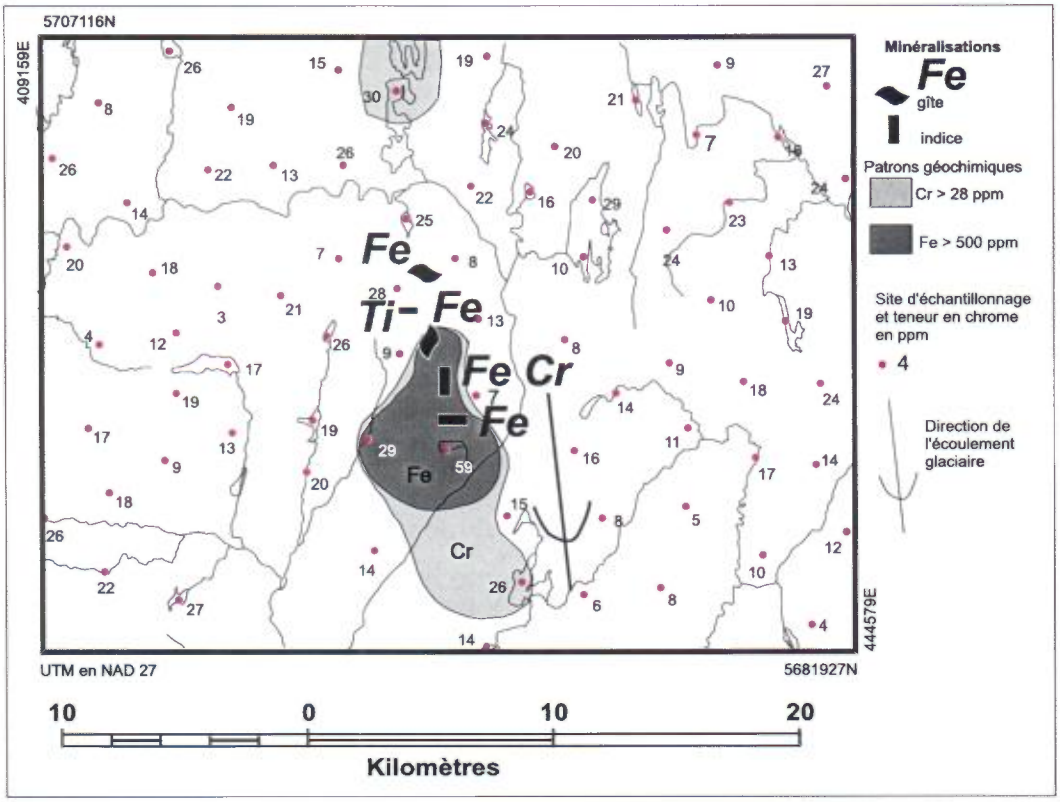


FIGURE 3 - Le chrome (Cr) et le fer (Fe) dans les sédiments de lacs, secteur du lac Magpie.

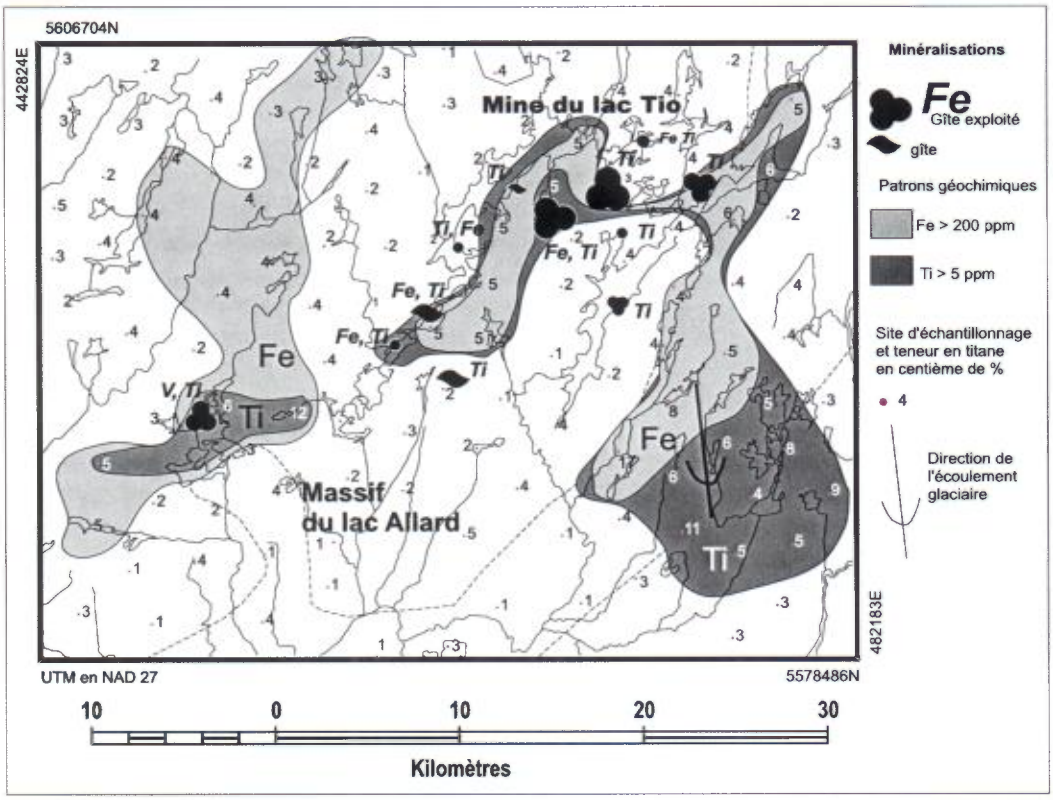


FIGURE 4 - Le titane (Ti) et le fer (Fe) dans les sédiments de lacs, secteur du Massif du lac Allard.

TABLEAU 4 - Comparaison des teneurs moyennes versus les écarts types observés entre les différentes populations d'échantillons de sédiments de lacs provenant des diverses suites anorthositiques, des unités de mangérite et charnockite, ainsi que les complexes limitrophes.

Unité lithologique	U (ppm)	Ti (ppm)	Ce (ppm)	Eu (ppm)	P (ppm)	Y (ppm)	Ca (%)	Fe (%)	V (ppm)	La (ppm)
Suites anorthositiques										
Lac Fournier n = 275	2,5/4,9*	3/1,3	81/66	1,0/0,6	991/336	12/7	3,3/1,7	2,17/2,6	44/25	47/40
Havre-Saint-Pierre n = 244	0,9/1,5	3/1,7	35/25	0,8/0,5	1 401/812	12/9	3,6/2,5	1,73/1,91	28/17	18/12
Massif de La Romaine n = 68	1,6/2,11	3/1,5	68/46	1,1/0,6	1 434/868	15/9	4,1/2,2	2,22/2,63	39/21	37/25
Petit Mécatina n = 63	1,7/1,1	3/1,2	66/41	1,1/0,6	1 290/791	19/11	2,5/1,0	1,74/2,14	36/24	40/25
Couronnes de mangérite et charnockite										
Couronne du Massif du lac Allard n = 203	1,7/1,8	3/2,2	53/40	1,1/0,7	1 697/905	16/9	3,8/2,2	1,99/2,9	32/22	28/21
Couronne du Massif de La Romaine n = 263	2,3/3,1	3/1,4	88/55	1,3/0,7	1 400/721	23/19	3,4/1,8	1,91/2,26	41/23	45/29
Couronne de la Suite de Petit Mécatina n = 747	1,9/3,5	3/1,5	72/59	1,3/0,8	1 590/1 033	23/9	2,6/1,3	2,25/2,98	35/23	46/39
Complexes de Matamec, Magpie et Natashquan (ensemble)										
n = 3 703	7,3/210	5/2,5	120/141	1,9/1,4	1399/713	31/48	42/2,7	2,02/5,38	36/19	62/68

* 2,5/4,9 = Teneur moyenne / Écart Type.

Dans le cas des zones minéralisées en titane-fer du secteur du gisement d'ilménite du lac Tio (67 mt à 52 % FeO et 95 mt à 34 % TiO_2), il est nécessaire d'abaisser le seuil des anomalies jusqu'à 2 % Fe dans les sédiments de lacs afin d'observer un signal géochimique en fer et en titane clairement associé à la zone minéralisée (figure 4).

Cet exemple illustre jusqu'à quel point la détermination du « seuil des anomalies » peut être arbitraire. Également, il montre que les niveaux généralement fixés au 90e, au 95e ou encore au 98e percentiles pour la détermination du seuil des anomalies d'une population sont subjectifs et beaucoup trop élevés. Dans son travail initial, Beaumier (1989) qui utilisait alors une simple représentation des teneurs par des symboles en fonction des percentiles n'a pas détecté d'anomalies dans le secteur du gisement du lac Tio. Ce fait vient donc confirmer l'importance des subdivisions d'une population globale en sous-populations.

Dans les deux exemples vus jusqu'ici (le Groupe de Wakeham et les Suites anorthositiques), on peut noter une influence des glaciers particulièrement visible, montrant que la composition des sédiments de lacs résulte pour une part importante d'une remobilisation hydromorphique des éléments dans le till.

Également, à la population d'échantillons déterminée par les Suites anorthositiques viennent se superposer de nombreuses sous-populations d'échantillons dont les caractéristiques chimiques sont, soit plus locales lorsque reliées à l'influence de lithologies, soit vraiment ponctuelles lorsque reliées à la présence de minéralisations. Ces sous-populations se caractérisent dans les sédiments de lacs par des teneurs encore plus élevées en divers éléments (tableau 5).

Intrusions felsiques

La troisième population en importance est formée de 1 503 échantillons de sédiments de lacs dont la composition a subi l'influence de diverses intrusions felsiques. Cette population couvre 13 483 km^2, soit environ 14 % du territoire de la moyenne Côte-Nord. Contrairement aux deux populations précédentes, cette troisième population d'échantillons se répartit en plusieurs secteurs dans la région étudiée.

Les éléments chimiques qui caractérisent cette population d'échantillons sont les ÉTR, l'yttrium et l'uranium. Ces éléments présentent le plus fort contraste (figure 5) lorsque comparés à ceux des échantillons influencés par les autres lithologies. Cette population a été définie en sélectionnant plus de 15 secteurs possédant des teneurs élevées en ÉTR, en Y et en U et qui sont centrées sur des intrusions dont la superficie est d'au moins 35 km^2. Cependant, cette façon de faire accorde plus d'importance aux intrusions tarditectoniques à post-tectoniques dont les caractéristiques chimiques s'apparentent souvent aux intrusions anorogéniques.

La composition moyenne des sédiments de lacs associés à ces intrusions felsiques s'apparente à la composition moyenne des sédiments prélevés au-dessus du Granite de Kerdelhue (51°45', 61°45') localisé dans la partie centrale de la Suite felsique de La Gallissonnière. Nous pouvons donc considérer la composition moyenne des échantillons prélevés sur le Granite de Kerdelhue comme représentative de la composition moyenne des sédiments de lacs associés aux roches intrusives felsiques. La sous-population du Granite de Kerdelhue ne comprend que 75 échantillons distribués sur une superficie d'environ 1 000 km^2.

En normalisant les données provenant des autres intrusions felsiques sur celles du Granite de Kerdelhue, il est possible de faire ressortir différents types de variations dans les teneurs des diverses intrusions felsiques. Afin de présenter des exemples caractérisant ces types de variations, nous avons étendu la région étudiée vers l'est afin d'inclure le territoire s'étendant jusqu'à Blanc-Sablon.

Comme mentionné plus haut, les éléments chimiques les plus caractéristiques de la population d'échantillons ayant subi l'influence des intrusions felsiques sont les ÉTR, l'yttrium, l'uranium et le thorium. La normalisation des données permet de différencier sept sous-populations (figure 6) définies par des regroupements de ces éléments et caractérisées par diverses augmentations ou diminutions des leurs teneurs. Cependant, il s'agit ici d'une façon parmi d'autres de classifier les divers signaux géochimiques observés. Comme on le verra plus loin, dans certains cas il est possible d'établir une relation directe entre la lithochimie de certaines intrusions et la chimie des sédiments de lacs qui y sont prélevés. Les sept sous-populations définies sont les suivantes :

1) sous-population présentant une augmentation des teneurs en Th, U, La, Ce, Sm, Eu et Y par rapport au granite de composition moyenne :

- le granite à fluorine du lac Wapustagamau (51°30' et 59°05') et le Complexe de Canatiche (65°30' et 51°15');

2) sous-population présentant une diminution des teneurs en Th, U, La, Ce, Sm, Eu et Y par rapport au granite de composition moyenne :

- le granite du lac Gellet (51°45' et 58°30')

3) sous-population présentant une augmentation des teneurs en U et en Y par rapport au granite de composition moyenne :

- le granite à fluorine ou le granite à quartz bleu de la Suite felsique d'Olomane, et le granite de la Suite felsique de La Galissonnière (51°30' et 62°30');

4) sous-population présentant une diminution des teneurs en U et en Y par rapport au granite de composition moyenne :

- le granite du lac Guernesé (51°45' et 58°00');

5) sous-population présentant une augmentation des teneurs en U par rapport au granite de composition moyenne :

- le Granite du lac Turgeon (50°20' et 63°00');

6) sous-population présentant une diminution des teneurs en U par rapport au granite de composition moyenne :

- le granite de Fonteneau (51°50' et 61°30') et le granite du lac Kennedy (51°35',58°30');

7) sous-population formée du granite de composition moyenne :

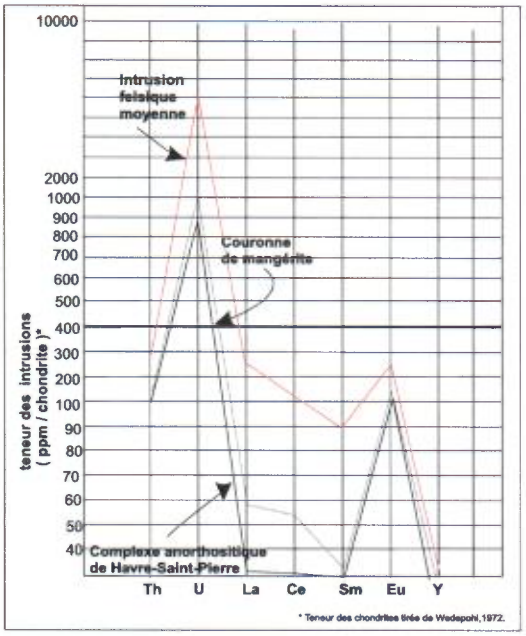


FIGURE 5 - Augmentation des teneurs (en U et en ÉTR) dans les sédiments de lacs prélevés au-dessus des intrusions felsiques lorsque comparées à celles obtenues des échantillons prélevés sur les complexes anorthositiques.

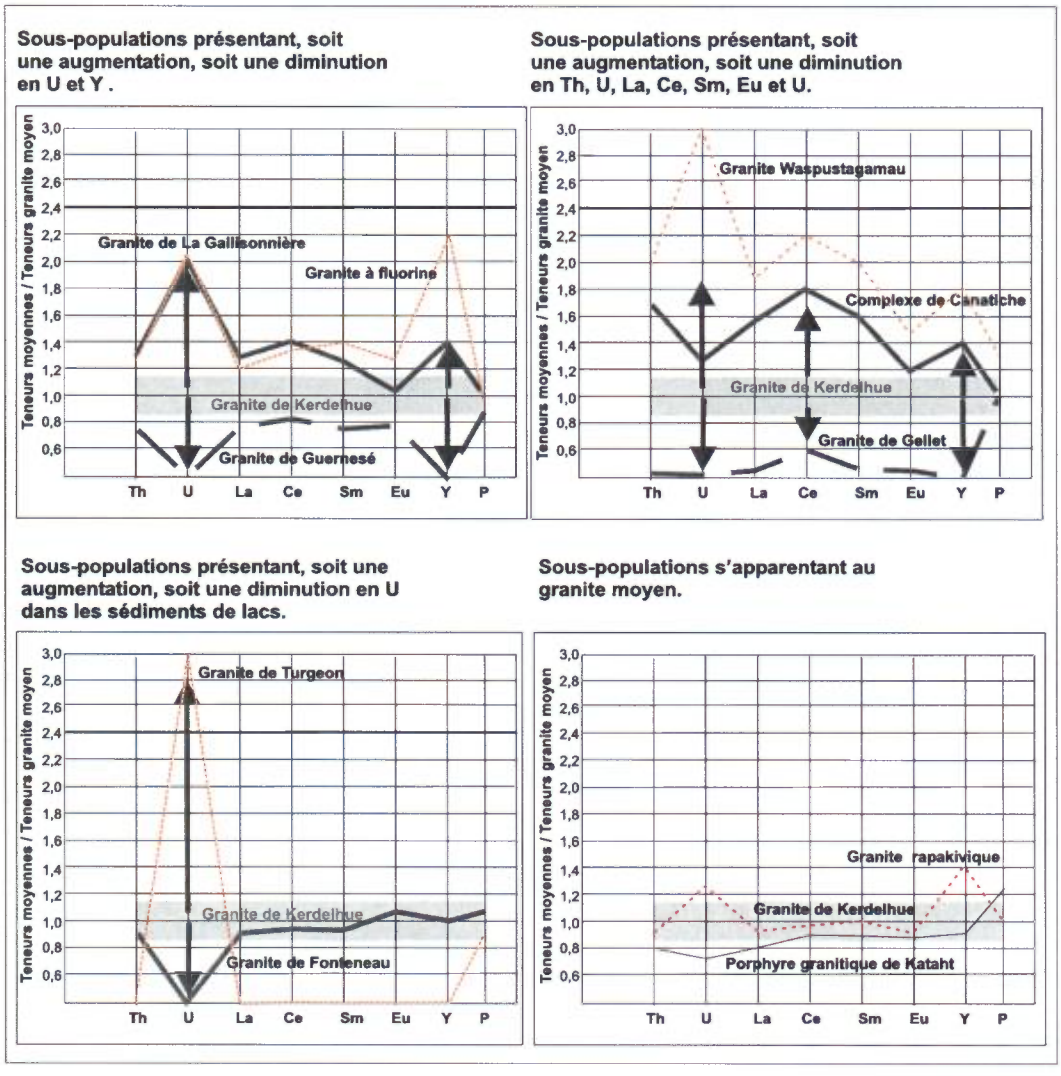


FIGURE 6 - Signal moyen observé dans diverses populations d'échantillons prélevées sur les intrusions felsiques.

TABLEAU 5 - Pour les suites AMCG, éléments présentant une augmentation > 25 % des teneurs moyennes dans les diverses sous-populations d'échantillons de sédiments de lacs comparés à la population globale.

Unité lithologique et/ou minéralisation causant une augmentation des teneurs	Éléments présentant une augmentation des teneurs de plus de 25 %	Exemples provenant de la moyenne Côte-Nord
Lithologie plus mafique (ex. : pyroxénite)	Mg, Ti, Ca, Cr	Lobe ouest du Massif de Sheldrake
Anorthosite à apatite (telle qu'observée dans l'Anorthosite du lac Saint-Jean et décrite par Hébert et Beaumier, 1999)	P, Ca	Lobe ouest du Massif de Sheldrake
Magnétitite (à chrome et/ou à vanadium)	Fe, V, Cr.	Gîtes Magpie (figure 3)
Minéralisation en Cu, Ni, Co	Cu, Ni, Co, Fe	Indice « H3 » (1,33 % Cu, 0,12 % Ni, 211 ppm Co). Tiré de Clark *et al.* (1996)
Minéralisation en titane (parfois vanadifère)	Ti, Fe, V	Gisement du lac Tio (figure 4)

- le granite de Kerdelhue, le granite à texture rapakivique de la Suite felsique d'Olomane et le granite de la Suite felsique de Kataht.

Les cas où les sous-populations sont caractérisées par une diminution des teneurs regroupent les intrusions de très faible superficie (par exemple, le Granite de Gellet, le Granite de Guernesé et le Granite du lac Kennedy). Les basses teneurs dans les sédiments de lacs peuvent provenir soit d'un effet de dilution des teneurs par les lithologies attenantes (effet de dispersion glaciaire), soit d'une caractéristique lithochimique de ces intrusions.

En tenant compte de l'effet de la glaciation et de la dispersion des teneurs qui en résulte, on observe que les lacs situés près de la bordure des intrusions se retrouvent dans des aires où la composition de leurs sédiments est le résultat d'un mélange de matériel provenant des lithologies encaissantes, notamment de celles qui situées en amont, et d'un matériel provenant de l'intrusion elle-même. Compte tenu de la distance mesurable des dispersions glaciaires, ces zones de mélange couvrent, dans le cas des intrusions de faible superficie, une grande partie - et parfois la totalité - de la superficie de ces mêmes intrusions. Dans un tel cas, l'appauvrissement ne serait donc pas quelque chose d'inhérent au granite lui-même, mais plutôt une caractéristique de la roche encaissante.

Sous-population présentant une augmentation des teneurs en Th, U, La, Ce, Sm, Eu et Y

La sous-population située dans le Granite à fluorine de Wapustagamau est celle qui présente la plus forte augmentation (200 %) en ÉTR par rapport à la population du Granite de Kerdelhue considérée comme moyenne. Le secteur le meilleur pour la représenter se situe sur le Complexe de Canatiche. Elle comprend 332 échantillons (près de 3 % de l'ensemble de tous les échantillons) et couvre à elle seule un territoire de 5 056 km^2, soit environ 5 % du territoire étudié.

Cette sous-population présente des concentrations nettement élevées (entre 20 à 200 % d'augmentation) en ÉTR par rapport à la composition moyenne des sédiments de lacs qui auraient été prélevés sur une intrusion felsique (tableau 6). Une telle augmentation systématique et très élevée exerce une influence sur la représentation géochimique régionale. Ainsi, les échantillons prélevés sur le Complexe de Canatiche représentent à eux seuls la quasi-totalité des sites anomaux en ÉTR de la région étudiée. De plus, ce secteur est ceinturé par des terrains dont les teneurs en ÉTR sont très faibles, créant ainsi un contraste visuel très marqué (figure 7).

En plus d'un bruit de fond élevé en ÉTR et en uranium, les sédiments de lacs prélevés sur le Complexe de Canatiche présentent également un bruit de fond élevé en zinc (moyenne en Zn de 82 ppm). Une telle augmentation des teneurs en zinc contraste (teneurs plus élevées de 33 %) avec les teneurs dans les sédiments de lacs prélevés aux alentours (tableau 6). Les teneurs élevées en zinc associées à celles du Ce et de l'Y sont, selon Whalen *et al.* (1987), une caractéristique des granites anorogéniques, tout particulièrement de ceux qui présentent un excès d'alcalis par rapport à l'alumine. Cette caractéristique pourrait être utilisée ailleurs, notamment dans les secteurs de Baie-Comeau et de Sept-Îles, secteurs où les ÉTR n'ont pas été analysés. On pourrait donc identifier les intrusions felsiques similaires en jumelant les teneurs élevées en zinc aux teneurs élevées en uranium, et ainsi cibler des secteurs à potentiel minéral intéressant.

Le signal géochimique de cette sous-population s'apparente à celui des roches ignées d'affinité peralcaline qu'on trouve dans la partie nord de la Ceinture de granitoïdes Trans-Labradorienne (Kerr et Davenport, 1990). Davenport (1982) montre l'importance économique de tels granites

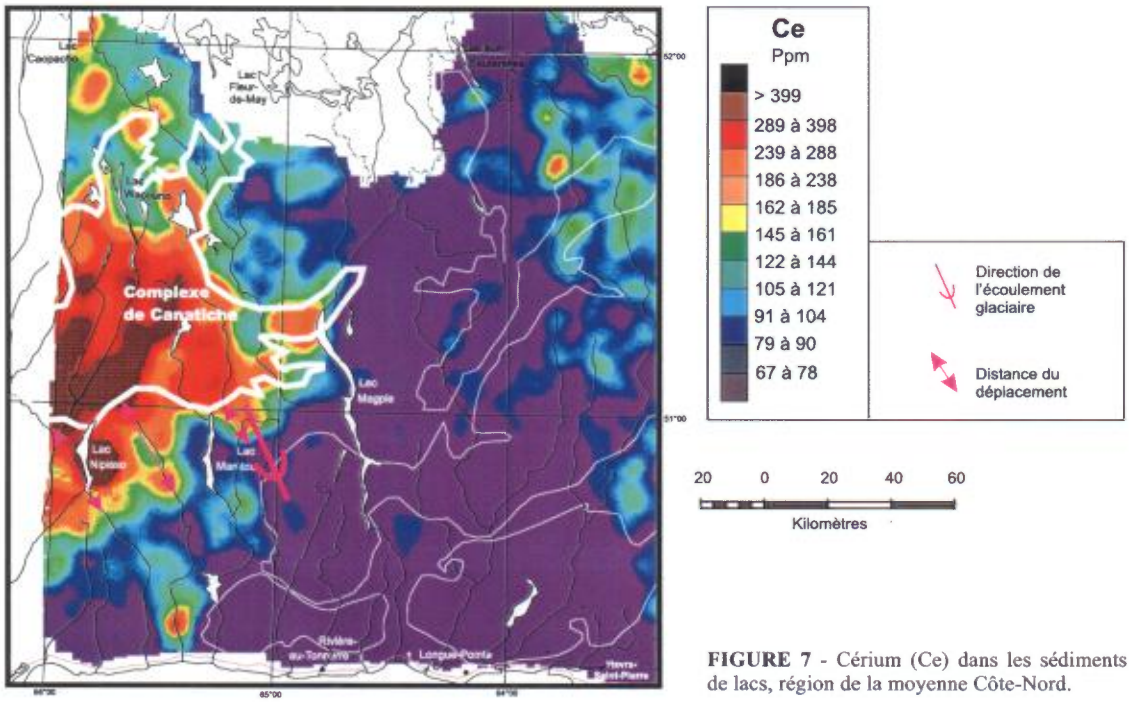


FIGURE 7 - Cérium (Ce) dans les sédiments de lacs, région de la moyenne Côte-Nord.

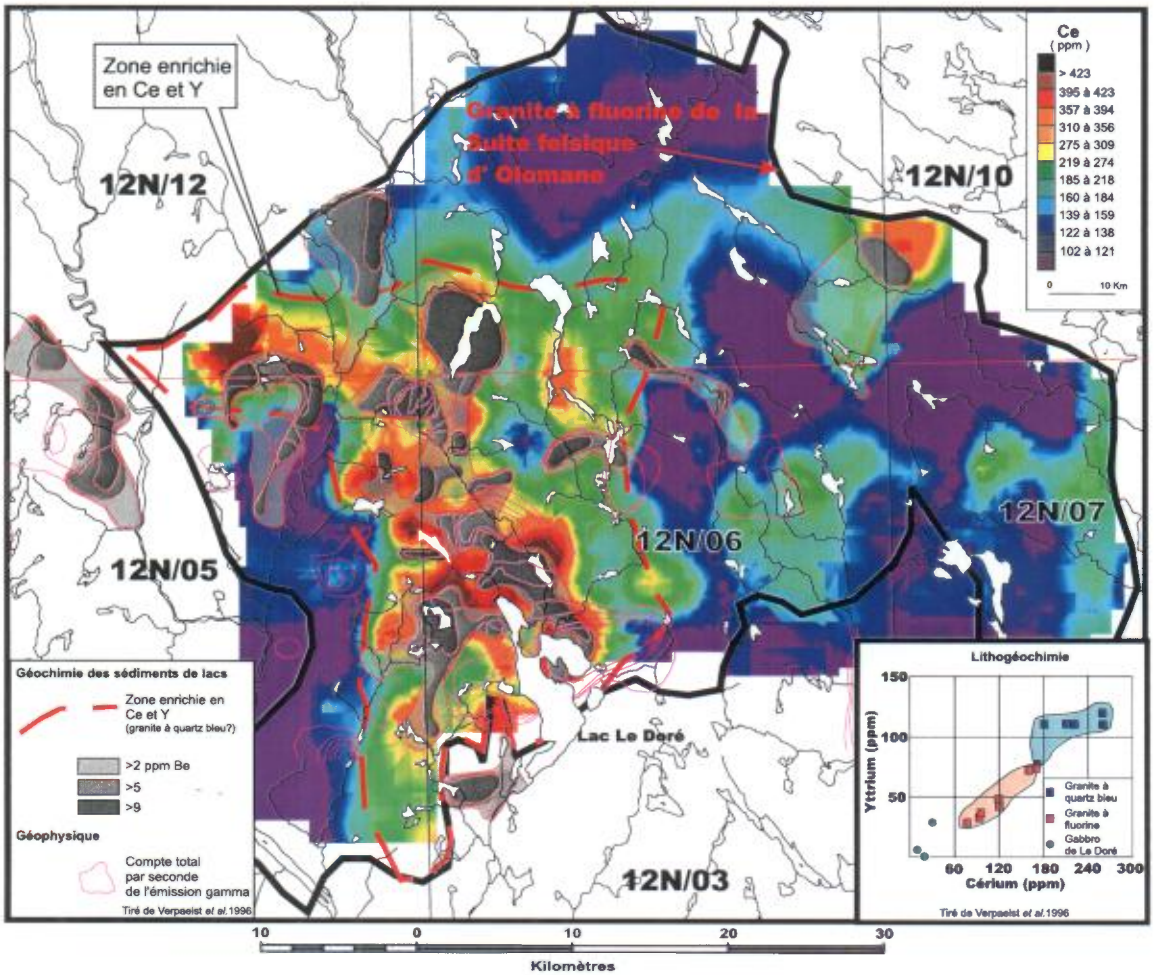


FIGURE 8 - Distribution du cérium (Ce) dans les sédiments de lacs superposée à celle du béryllium (Be) dans des sédiments de ruisseaux dans la région correspondant au granite à fluorine de la Suite felsique d'Olomane.

TABLEAU 6 - Teneurs moyennes et écarts-types pour l'ensemble des populations d'échantillons prélevés dans le domaine de Saint-Jean, pour la population du Groupe de Wakeham ainsi que pour les sous-populations du granite de composition moyenne, du Complexe de Canatiche et du Granite du lac Gellet. (a = granite de composition moyenne; b = Complexe de Canatiche; c = granite du lac Gellet)

Unités lithologiques	Th (ppm)	U (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Y (ppm)	Zn (ppm)
Domaine de Saint-Jean n = 5 704	12/13*	4,3/11	55/61	100/122	10/11	1,4/1,1	23/39	54/39
Groupe de Wakeham n = 3 033	13/8	7,7/22	53/42	101/80	11/8	1,9/1,2	29/23	54/36
Granite de composition moyenne (a) (Granite de Kerdelhue) n = 75	20/13	6,4/8,7	93/64	150/105	16/10	2,2/1,5	32/24	61/34
Sous-population avec augmentation								
Complexe de Canatiche (b) n = 340	30/23	7,5/8,5	142/114	274/221	25/18	2,7/1,6	48/41	82/57
Pourcentage d'augmentation (b-a)/(a x 100)	+55 %	+17 %	+56 %	+88 %	+56 %	+22 %	+53 %	+34 %
Sous-population avec diminution								
Granite du lac Gellet (c) n = 4	11/4	0,9/,4	53/20	75/34	9/2	1,2/,2	13/4	125/99
Pourcentage de diminution (c-a)/(a x 100)	-45 %	-85 %	-43 %	-50 %	-43 %	-45 %	-59 %	+104 %

* 12/13 = Teneur moyenne / Écart Type.

à Terre-Neuve et le fait que le fluor est mobilisé dans l'environnement secondaire pour se fixer dans les sédiments de lacs. Ce type d'intrusion semble avoir joué un rôle déterminant dans la création de minéralisations en Cu, en U, en ÉTR, et en fluorine, tels les indices Josette et Fluorine du secteur du lac Manitou (voir Clark, ce volume).

Sous-population présentant une diminution des teneurs en Th, U, La, Ce, Sm, Eu et Y

Un signal géochimique inverse, soit une diminution marquée des teneurs en Th, U, La, Ce, Sm, Eu et Y, peut être observé dans les sédiments de lacs prélevés au-dessus du Granite du lac Gellet (tableau 6).

Sous-population présentant une augmentation des teneurs en U et en Y

Cette sous-population de 565 échantillons prélevés dans la région du granite à fluorine et du granite à quartz de la Suite felsique d'Olomane couvre une superficie de 2 525 km^2 et est caractérisée par des teneurs moyennes en uranium et en yttrium deux fois plus élevées que dans le granite de composition moyenne (tableau 7). Ce type de signal géochimique s'apparente à celui observé sur les granites anorogéniques décrits par Scheepers (2000). Par contre, dans le présent cas, l'enrichissement caractéristique en zinc observé sur le Complexe de Canatiche est complètement absent (moyenne en Zn de 60 ppm). Ce phénomène est vraisemblablement le résultat de la faible proportion (< 3 %) des minéraux ferromagnésiens présents dans ce granite (Verpaelst *et al.* 1997).

Verpaelst *et al.* (1997) indiquent que le granite à quartz bleu de la Suite felsique d'Olomane présente des teneurs élevées en Ce et en Y. Compte tenu de ce lien étroit observé entre certaines lithologies et la composition des sédiments de lacs qui y sont prélevés, nous pouvons donc présumer que, dans la région étudiée, la partie de la Suite felsique d'Olomane ayant retourné les teneurs les plus élevées en Ce et en Y serait le granite à quartz bleu (figure 8). Cette observation peut également s'avérer utile pour inférer la position de ce granite dans le secteur nord, secteur où il affleure peu. La présence de la fluorine dans le granite ne semble pas influencer de manière importante le profil des ÉTR dans les sédiments de lacs dérivés de ces roches.

La zone enrichie en Ce et en Y (délimitée par des tirets rouges sur la figure 8) dans les sédiments de lacs coïncide avec d'importantes anomalies plus ponctuelles en Be, Y, La, Pb et U, auxquelles s'ajoutent par endroits des anomalies en As, Mn, Co, Zn, Cu, Ni, Sb (Verpaelst *et al.*, 1997).

TABLEAU 7 - Teneurs moyennes et écarts types pour l'ensemble des populations d'échantillons prélevés dans la région du domaine de Saint-Jean, ainsi que pour les sous-populations du granite de composition moyenne et du granite à fluorine de la Suite felsique d'Olomane. (a = granite de composition moyenne; b = graite de fluorine; c = granite du lac Guernesé)

Unités lithologiques	Th (ppm)	U (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Y (ppm)
Domaine de Saint-Jean n = 5 104	12/13*	4,3/11	55/61	100/122	10/11	1,4/1,1	23/39
Granite de composition moyenne (a) (Granite de Kerdelhue)	20/13	6,4/8,7	93/64	150/105	16/10	2,2/1,5	32/24
Sous-population avec augmentation							
Granite à fluorine de la Suite felsique d'Olomane (b) n = 505	26/22*	13,02/22	118/104	195/176	23/23	3,0/11	74/94
Pourcentage d'augmentation (b-a)/(a x 100)	30 %	+103 %	26 %	30 %	43 %	36 %	+131 %
Sous-population avec diminution							
Granite du lac Guernesé (c) n = 6	15/5	6/2	74/50	126/76	12/5	1,8 (1,0)	17/9
Pourcentage de diminution (c-a)/(a x 100)	-25 %	-0 %	-20 %	-16 %	-25 %	-18 %	-46 %

* 12/13 = Teneur moyenne / Écart Type.

Ces anomalies se superposent également à des anomalies radiométriques (délimitées par des lignes fines en rouge sur la figure 8).

Ces signaux géochimiques ne sont pas sans rappeler ceux observés en bordure du gîte de Zr-Y-Nb-Be-ÉTR du lac Brisson, au Labrador, tant par l'association des éléments que par les niveaux des teneurs (Verpaelst *et al.*, 1997). Des analyses de minéraux lourds effectuées sur des échantillons de sédiments de ruisseau du secteur n'ont pas révélé la présence de columbite-tantalite, minéral qu'on retrouve habituellement à proximité de ce type de gîte (Paré et Bilot, 1995).

La figure 8 montre aussi les différentes sources de dispersion pour les diverses anomalies en Be. Ces anomalies sont particulièrement rares dans les sédiments de lacs partout au Québec. Ce phénomène résulte plutôt d'un problème analytique, étant donné que l'analyse partielle effectuée à la suite d'une mise en solution à l'acide nitrique (10 %) met très peu de Be en solution. Le béryl est réputé insoluble dans l'acide (Kraus *et al.*, 1959). Les nombreuses anomalies en Be (en différents tons de gris sur la figure 8) suivent la limite des anomalies en « Ce+Y » et, par le fait même, le granite à quartz bleu. Ces anomalies nous semblent beaucoup trop nombreuses et trop étendues pour être le résultat de minéralisations provenant de sources ponctuelles.

Verpaelst *et al.* (1997) notent que les minéraux accessoires dans ce granite sont le zircon, l'allanite ainsi que la fluorine interstitielle. D'après Boyle (1974), l'allanite et même la fluorine peuvent contenir jusqu'à 4 % de Be. Ceci pourrait expliquer les anomalies. Par ailleurs, Whalen *et al.* (1987) indiquent que le zinc et le gallium forment souvent des complexes avec le fluor, ce qui pourrait expliquer la présence de zinc dans certains secteurs.

Sous-population présentant une diminution des teneurs en U et en Y

Le signal géochimique inverse, soit une diminution marquée en U et en Y seulement, peut être observé dans les sédiments de lacs prélevés sur le granite de Guernesé (tableau 7).

Sous-population présentant une augmentation des teneurs en U

Le meilleur exemple de cette sous-population se trouve dans le secteur du Granite du lac Turgeon situé au nord-ouest de Baie-Johan-Beetz. Elle s'étend sur une faible superficie (100 km^2) et ne représente que 75 échantillons et ce, malgré une forte densité d'échantillons dans le secteur. Comme on peut l'observer sur la figure 9, l'anomalie en uranium se limite au Granite du lac Turgeon. Les dispersions orientées dans la direction de la glaciation sont de l'ordre de 3 km. Elles se manifestent par une diminution graduelle des teneurs (par exemple, 122,3 ppm U, puis 32,4 ppm U, puis encore 8,6 ppm U).

Cette sous-population présente une teneur moyenne élevée (plus de 3 fois) en uranium par rapport aux teneurs moyennes observées dans les sédiments de lacs provenant

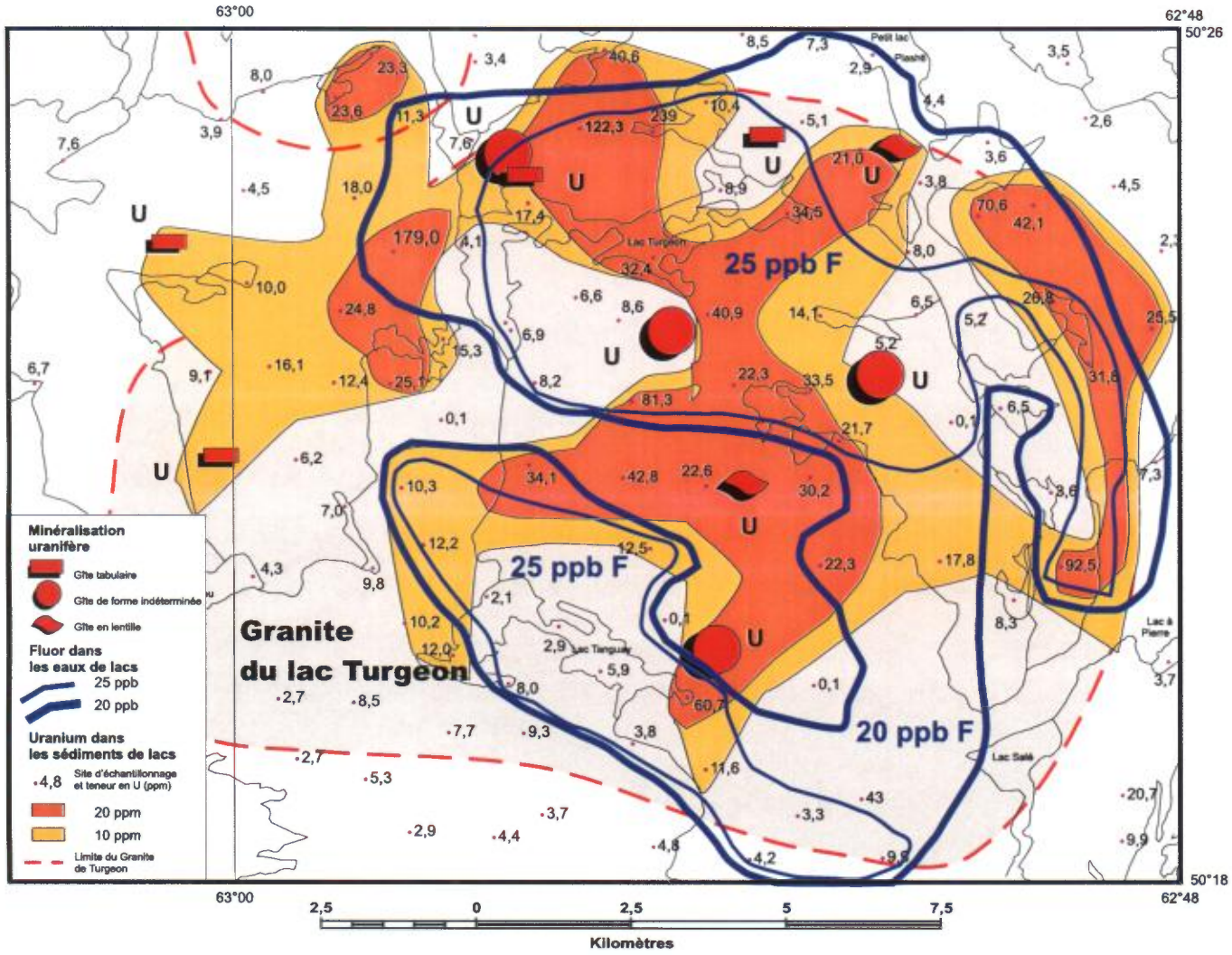


FIGURE 9 - Uranium (U) dans les sédiments et les eaux de lacs prélevés sur le Granite du lac Turgeon.

du granite de composition moyenne ou encore par rapport à ceux provenant du domaine de Saint-Jean ou du Groupe de Wakeham (tableau 8). De par ses teneurs faibles en Ce, en Y et en Zn, et ses teneurs élevées en Ca et en Sr, cette intrusion s'apparente à une intrusion de type « M ».

De plus, cette intrusion injecte aussi du fluor dans les eaux interstitielles jusqu'aux lacs situés en aval (figure 9). La présence de cet élément dans l'eau des lacs laisse supposer une importance économique potentielle pour cette intrusion. Cependant, à ce jour, aucune observation de minéraux à fluor (fluorine, topaze, etc.) n'a pu être faite dans le secteur pouvant expliquer la présence de cet élément dans l'eau des lacs (S. Perreault, communication personnelle).

Ce signal géochimique s'apparente au signal observé dans les sédiments de lacs associés aux roches granitiques évoluées présentes dans la partie supérieure du Groupe d'Aillik au Labrador (Kerr et Davenport, 1990).

Là où le bruit de fond est élevé en uranium, on observe ponctuellement des teneurs très élevées pour ce même élément (c'est-à-dire 179,0 ppm et 92,5 ppm), et ces teneurs sont directement reliées à la présence de minéralisations uranifères (figure 9).

Sous-population présentant une diminution des teneurs en U

La sous-population d'échantillons présentant une diminution seulement en uranium provient des sédiments de lacs associés au Granite de Fonteneau. Ce dernier fait partie de la Suite felsique de La Gallissonnière (figure 10). Dans ce cas particulier, les sédiments de lacs présentent des teneurs en uranium de 50 % plus faibles que les teneurs observées dans les sédiments de lacs prélevés sur le granite de composition moyenne (tableau 8). La répartition des teneurs en uranium dans les sédiments de lacs, lorsque

comparée au champ magnétique, suggère une hétérogénéité du Granite de Fonteneau. Une telle hétérogénéité se révèle également dans chacune des masses intrusives de la Suite de La Gallisonnière (granite de Fonteneau, granite de La Gallissonnière et granite de Kerdelhue) (figure 10).

Les teneurs moyennes observées ainsi que les diverses associations d'éléments dans les sédiments de lacs prélevés au-dessus des trois masses intrusives mentionnées plus haut sont très différentes (tableau 9). Sur le granite de La Gallissonnière, on trouve plus d'ÉTR, tandis que sur le massif voisin, le granite de Kerdelhue, les teneurs en ÉTR sont nettement plus faibles. Finalement, dans le granite de Fonteneau, on observe très peu d'uranium (moyenne de 3,3 ppm). Ces différences observées dans la composition des sédiments de lacs pourraient prendre leur origine dans les caractéristiques lithochimiques inhérentes à ces trois grandes masses, indiquant par le fait même leur grande hétérogénéité. Le tableau 9 montre comment ces trois sous-populations se démarquent, soit de l'ensemble du domaine de Saint-Jean, soit des autres intrusions, ou encore entre elles. Sur la base de ces informations, il serait souhaitable de ne pas réunir ces trois intrusions à l'intérieur d'une même suite felsique.

Sous-population du granite de composition moyenne

Comme cela a été mentionné précédemment, la composition moyenne des sédiments de lacs associés aux intrusions felsiques s'apparente à la composition moyenne des sédiments prélevés au-dessus du granite de Kerdelhue (51°45' et 61°45') localisé dans la partie centrale de la Suite felsique de La Gallissonnière. Nous pouvons donc considérer la composition moyenne des échantillons prélevés sur le granite de Kerdelhue comme représentative de la composition moyenne des sédiments de lacs associés aux roches intrusives felsiques. La sous-population du granite de Kerdelhue ne comprend que 75 échantillons distribués sur une superficie d'environ 1 000 km^2. Appartiennent également à cette sous-population, le granite à texture rapakivique de la Suite felsique d'Olomane ainsi que le granite de la Suite felsique de Kataht. Dans le présent texte, cette sous-population est donc l'unité de référence utilisée pour la caractérisation des différentes sous-populations d'intrusions felsiques.

Migmatites et gneiss granitiques

La population d'échantillons de sédiments de lacs prélevés sur les migmatites et/ou sur les gneiss granitiques couvre une superficie de 13 511 km^2, soit près de 16 % du territoire étudié. Elle est surtout concentrée dans les parties nord et est de la région étudiée. Cette population se subdivise en quatre sous-populations :

1) sous-population des migmatites;
2) sous-population des gneiss granitiques du Complexe de Boulain;
3) sous-population des gneiss du Complexe d'Aguanish;
4) sous-population des gneiss du Complexe de Buit.

Sous-population des migmatites

La sous-population d'échantillons prélevés sur les migmatites, situées au nord et au nord-est du secteur étudié, comprend 413 échantillons répartis sur une superficie de plus de 6 100 km^2. Nous disposons de très peu d'informations géologiques concernant ces migmatites. Cette sous-population se différencie de celle de composition moyenne des intrusions felsiques (le Granite de Kerdelhue mentionné précédemment) par le fait qu'elle présente une diminution des teneurs en ÉTR (Ce, Eu, La Sm, Th et Y) et en U d'environ 30 % (tableau 10). Le signal géochimique qu'on observe dans les sédiments de lacs de ce secteur s'apparente à celui de la sous-population présentant une diminution des teneurs en Th, U, La, Ce, Sm, Eu, et Y décrite plus haut et qui inclut le granite du lac Gellet. Cette sous-population se distingue toutefois de celles des intrusions felsiques par une augmentation des teneurs en Ca, Cr, V, Ni et Fe. Elle se distingue également des trois autres sous-populations prélevées sur les différents gneiss (gneiss granitique du Complexe de Boulain, gneiss du Complexe d'Aguanish et gneiss du Complexe de Buit) par son contenu en U qui est de 3,9 ppm comparé à 7,7 ppm pour la sous-population prélevée sur les gneiss du Complexe de Buit, à 11,1 ppm pour celle prélevée sur les gneiss du Complexe d'Aguanish et à 17,8 ppm pour celle prélevée sur les gneiss du Complexe de Boulain.

Sous-population des gneiss granitiques du Complexe de Boulain

La sous-population des gneiss granitiques du Complexe de Boulain est située à proximité du granite rapakivique de la Suite felsique d'Olomane, dans la partie est du Domaine de Natashquan. Elle n'est représentée que par 34 échantillons répartis sur une superficie d'à peine 431 km^2. Elle se distingue des autres sous-populations situées sur les gneiss granitiques (celles des complexes de Buit et d'Aguanish) par des teneurs de 17,8 ppm en U (tableau 10) ainsi que par un contenu plus élevé en ÉTR auquel s'associent de faibles teneurs en Fe.

Sous-population des gneiss du Complexe d'Aguanish

La sous-population prélevée sur les gneiss du Complexe d'Aguanish, à l'extrémité est du territoire étudié et au nord des paragneiss de Kégaska (Domaine de La Romaine), comprend 819 échantillons répartis sur 7 664 km^2. Elle se distingue des autres sous-populations prélevées sur les gneiss granitiques des complexes de Boulain et de Buit par des teneurs moyennes plus élevées en K, Mg, Fe et Mn (tableau 10).

TABLEAU 8 - Teneurs moyennes et écarts types pour l'ensemble des populations d'échantillons prélevés dans le domaine de Saint-Jean, pour la population du Groupe de Wakeham, ainsi que pour les sous-populations du granite de composition moyenne et du Granite du lac Turgeon. (a = granite de composition moyenne; b = granite du lac Turgeon; c = granite tardif du Fonteneau)

Unités lithologiques	Th (ppm)	U (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Y (ppm)
Domaine de Natashquan n = 3 033	13/8*	7,7/22	53/42	101/80	11/8	1,9/1,2	29/23
Domaine de Saint-Jean n = 5 704	12/13	4,3/11	55/01	100/122	10/11	1,4/1,1	23/39
Granite de composition moyenne (granite de Kerdelhue) (a) n = 75	20/13	6,4/8,7	93/64	150/105	16/10	2,2/1,5	32/24
Sous-population avec augmentation							
Granite du lac Turgeon (b) n = 73	10/6	20,1/28	26/17	55/37	5/3	1,0/,6	13/9
Pourcentage d'augmentation (b-a)/(a x 100)	-50 %	+233 %	-72 %	-63 %	-68 %	-54 %	-59 %
Sous-population avec diminution							
Granite tardif de Fonteneau (c) n = 45	18/11	3,3/2,7	85/63	149/108	15/10	2,6/1,7	32/24
Pourcentage de diminution (c-a)/(a x 100)	-10 %	-48 %	-8 %	-0 %	-6 %	-18 %	-0 %

* 13/8 = Teneur moyenne / Écart-type

TABLEAU 9 - Teneurs moyennes et écarts-types pour l'ensemble des populations d'échantillons prélevés dans le domaine de Saint-Jean, ainsi que pour les sous-populations du granite de composition moyenne, du granite de Kerdelhue, du granite de Fonteneau, du granite de La Galissonnière, du Complexe de Canatiche, du granite à fluorine d'Olomane et du granite du lac Turgeon.

Unités lithologiques	Th (ppm)	U (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Y (ppm)
Domaine de Saint-Jean n = 5 704	12/13*	4,3/11	55/61	100/122	10/11	1,4/1,1	23/39
Suite felsique de La Gallissonnière							
Granite de composition moyenne (granite de Kerdelhue) n = 75	20/13	6,4/8,7	93/64	150/105	16/10	2,2/1,5	32/24
Granite tardif de Fonteneau n = 45	18/11	3,3/2,7	85/63	149/108	15/10	2,6/1,7	32/24
Granite de La Gallisonnière n = 282	25/18	13,7/26	121/96	216/173	20	2,6/2,0	45/36
Complexe de Canatiche n = 340	30/23	7,5/8,5	142/114	274/221	25/18	2,7/1,6	48/41
Granite à fluorine d'Olomane n = 565	26/22	13,2/22	118/104	195/176	23/23	3,0/11	74/94
Granite tardif de Turgeon n = 73	10/6	20,1/28	26/17	55/37	5/3	1,0/,6	13/9

* 12/13 = Teneur moyenne / Écart type

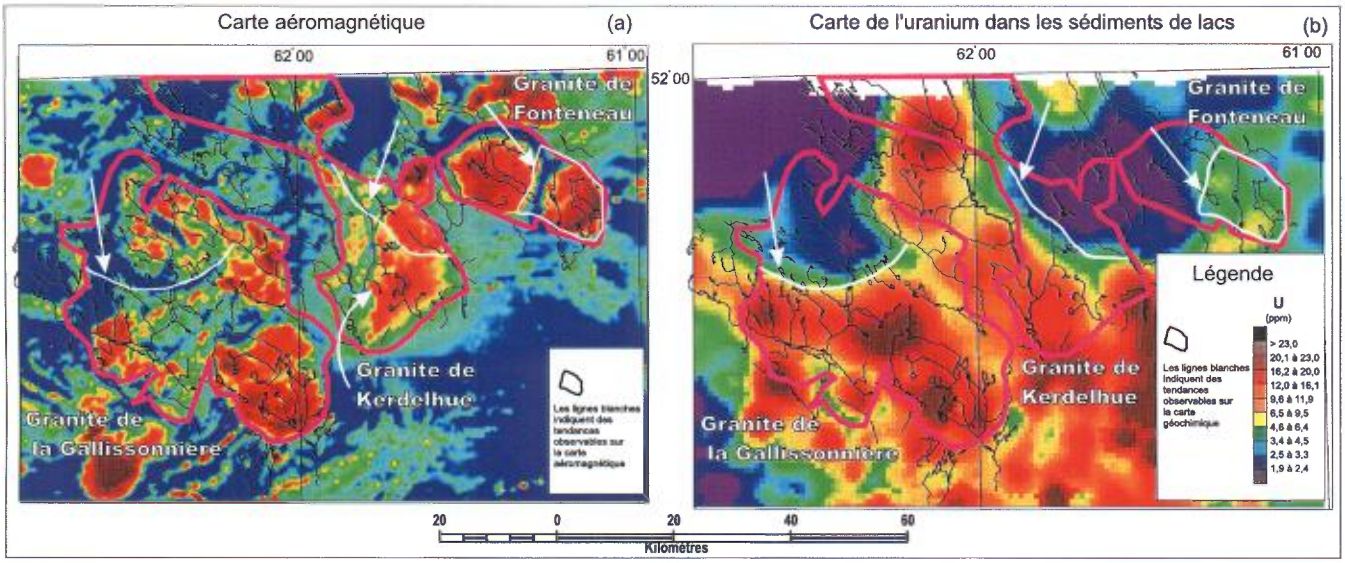


FIGURE 10 - En (a), carte aéromagnétique et en (b) carte de l'uranium dans les sédiments de lacs. Ces deux cartes permettent de comparer des données sur le granite de La Galissonnière, le granite de Fonteneau et le granite de Kerdelhue et de reconnaître l'hétérogénéité de ces masses granitiques, le lien entre certaines parties de celles-ci et les teneurs en uranium dans les sédiments de lacs.

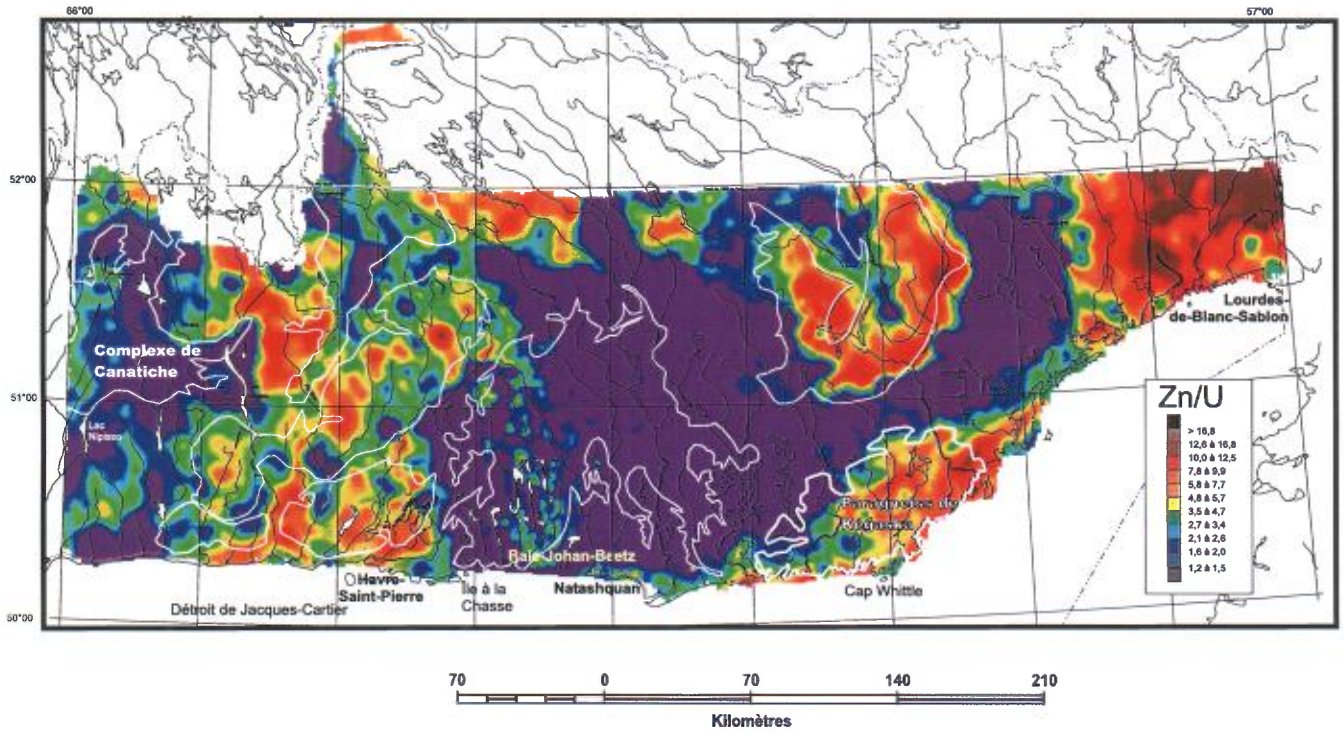


FIGURE 11 - Rapport « Zn/U » dans les sédiments de lacs, région de la moyenne Côte-Nord. Les limites du Complexe de Canatiche, des anorthosites, du Groupe de Wakeham et des paragneiss de Kégaska sont en blanc.

TABLEAU 10 - Teneurs moyennes et écarts types des sous-populations d'échantillons prélevés sur le granite de composition moyenne (Granite de Kerdelhue) ainsi que sur les migmatites et les diverses unités de gneiss granitique.

Unités lithologiques	Mn (ppm)	Ce (ppm)	Sr (ppm)	Eu (ppm)	La (ppm)	Sm (ppm)	Th (ppm)	Y (ppm)	U (ppm)	K (%)	Zn (ppm)	Mg (%)
Granite de composition moyenne (b) n = 75	282/601*	150/105	17/15	2,2/1,5	93/64	16/10	20/13	32/24	6,4/8,7	0,06/0,02	61/34	,08/,03
Migmatites (a) n = 413	274/710	108/84	19/20	1,4/1,0	63/49	10/8	13/8	21/20	(3,9)/6,1	0,06/0,04	60/39	,08/,05
Différence	-2%	-28 %	11%	-36%	-32 %	-37 %	-35 %	-34 %	-39 %	-	-	-
Gneiss granitiques												
Complexe de Boulain n = 34	234/413	149/140	15/17	2,0/1,4	88/63	17/13	21/15	56/47	17,8/16,4	0.03/,01	50/58	,06/,04
Complexe d'Aguanish n = 819	352/715	96/78	16/16	1,4/1,0	53/45	10/8	15/10	29/25	11,1/23,7	1,4/0,23	53/39	1,5/1,7
Complexe de Buit n = 150	(129)/188	(76)/60	25/18	1,3/1,0	(39)/32	8/7	(9)/6	22/22	(7,7)/13,2	0,05/0,07	(37)/27	1,4/1,9

* Teneurs moyenne/Écart-type.

Unités lithologiques	V (ppm)	Cr (ppm)	Fe (ppm)	Ni (ppm)	Ca (ppm)
Granite de composition moyenne	35/24	9/6	2,11/4,04	7/6	0,27/0,23
Migmatites	49/30	14/8	2,40/2,97	9/11	0,27/0,14
Différence	-	-	-	-	-
Gneiss granitiques					
Complexe de Boulain n = 34	27/19	8/4	1,74/2,34	6/4	0,22/0,16
Complexe d'Aguanish n = 819	30/21	10/6	2,10/2,84	7/6	0,25/0,16
Complexe de Buit n = 150	33/25	14/10	1,84/2,54	9/6	0,36/0,36

* 282/601 = Teneur moyenne / Écart type.

TABLEAU 11 - Teneurs moyennes et écarts-types pour l'ensemble des populations d'échantillons prélevés dans le domaine de Saint-Jean, ainsi que pour la sous-population du granite de composition moyenne et la population située en périphérie des paragneiss de Kégaska (gneiss d'Aguanish). (a = paragneiss de Kégaska; b = Domaine de Saint-Jean)

Unités lithologiques	Éléments présentant les teneurs les plus élevées						Éléments présentant les teneurs les plus faibles						
	Fe (%)	K (%)	Mg (%)	Mn (ppm)	Sc (ppm)	Zn (ppm)	U (ppm)	Ce (ppm)	Eu (ppm)	La (ppm)	Sm (ppm)	Sr (ppm)	Y (ppm)
Paragneiss de Kégaska (a) n = 475	2,98/3,77*	0,28/0,34	2,2/,23	487/1033	5/3	81/35	2,6/4,6	83/62	1,1/0,7	47/34	8/5	17/12	22/16
Domaine de Saint-Jean (b) n = 5704	2,24/2,81	0,06/0,13	1,1/1,1	289/636	3/2	54/39	43/11	100/122	1,4/1,1	55/61	10/12	26/45	23/39
Différence (a-b)/(b x 100)	+26	+250	+100	+44	+66	+32	-50	-23	-26	-24	-27	-26	-18
Granite de composition moyenne n = 75	2,11/4,04	0,06/0,02	0,8/0,03	282/601	3/2	61/34	6,4/8,7	150/105	2,2/1,5	93/64	16/10	17/15	32/24
Gneiss d'Aguanish (population limitrophe) n = 819	2,10/2,84	1,4/,23	1,5/0,17	352/715	4/2	53/39	11,1/23,7	96/78	1,4/1,0	53/45	10/8	16/16	29/25

* 2,98/3,77 = Teneur moyenne / Écart-type.

Sous-population des gneiss du Complexe de Buit

Le Complexe de Buit est situé dans la partie ouest du Domaine de Natashaquan. La sous-population de 150 échantillons répartis sur 1 307 km^2 qui y a été prélevée présente des teneurs moyennes élevées en Cr et en Sr, et particulièrement faibles en Mn et en ÉTR (tableau 10) par rapport aux autres sous-populations prélevées sur les gneiss granitiques des complexes d'Aguanish et de Boulain.

Paragneiss de Kégaska (Domaine de La Romaine)

La population de 475 échantillons de sédiments de lacs prélevés sur les paragneiss de Kégaska, dans le Domaine de La Romaine, a été échantillonnée essentiellement le long de la côte, dans la partie est du territoire visé par la présente étude. Elle couvre une superficie de 4 700 km^2, dont approximativement la moitié se situe dans le territoire étudié, ce qui représente environ 2,5 % de sa superficie.

Cette population se caractérise surtout par des teneurs élevées en éléments sidérophiles (Fe, Mg, Mn, Zn et Sc) ainsi que par des teneurs faibles en U et en ÉTR (tableau 11).

En utilisant le rapport « Zn/U », on peut discriminer entre les teneurs en zinc élevées associées aux intrusions felsiques (dont les teneurs en U et en ÉTR sont également élevées, comme par exemple dans les sous-populations prélevées sur le Complexe de Canatiche ou le granite à fluorine de la Suite felsique d'Olomane) et celles qui seraient reliées aux paragneiss de Kégaska (figure 11). Il est ainsi possible de distinguer entre les échantillons donnant un signal positif et les échantillons donnant un signal négatif. Évidemment, les sédiments de lacs influencés par les complexes anorthositiques, plus particulièrement les couronnes de mangérite, présentent aussi un signal positif (figure 11). Par contre, dans ce dernier cas, le niveau moyen des teneurs en zinc n'est que de 54 ppm (voir tableau 6).

Le rapport « Zn/U » dans les sédiments de lac peut donc servir dans le Grenville pour identifier les séquences de paragneiss qui constituent des environnements favorables à la présence de minéralisations, tandis que le produit « Zn x U » peut servir à mettre en évidence les intrusions anorogéniques.

L'aluminium, le chrome et le manganèse dans les Complexes de Matamec et de Manitou

Deux secteurs possèdent une superficie et un nombre d'échantillons suffisamment importants pour être l'objet d'une attention particulière. Il s'agit du Complexe de Matamec et du Complexe de Manitou. Les teneurs en uranium sont intermédiaires entre celles du Complexe de Canatiche et celles des complexes anorthositiques.

Population située essentiellement sur le Complexe de Matamec

La population de 169 échantillons de sédiments de lacs prélevés sur le Complexe de Matamec, bordé au nord et à l'est par la population d'échantillons prélevés sur le

TABLEAU 12 - Teneurs moyennes et écarts types pour les éléments dans les sédiments de lacs prélevés sur le Complexe de Manitou par rapport à ceux prélevés sur les unités géologiques adjacentes.

Unités lithologiques	Teneurs plus élevées					Teneurs plus faibles					
	Al (%)	Cr (ppm)	P (ppm)	Pb (ppm)	V (ppm)	U (ppm)	Zn (ppm)	Ba (ppm)	K (%)	Mn (ppm)	Ce (ppm)
Complexe de Manitou n = 173	1,82/0,95*	17/9	1369/715	8/4	41/22	3,4/3,7	55/37	73/43	0,030,/03	186/199	118/,34
Complexe de Matamec n = 169	1,82/0,97	18/8	1521/738	11/28	42/29	3,1/8,4	43/30	75/37	0,03/0,03	192/379	134/389
Mangérite‡ n = 29	1,65/0,82	15/8	1686/651	8/2	36/20	3,4/2,5	60/99	87/36	0,05/0,07	158/129	98/79
Domaine de Saint-Jean n = 5 706	1,42/0,90	14/8	1327/825	6/4	37/23	4,3/11,0	54/39	70/60	0,06/0,03	289/636	100/123
Massif anorthositique du lac Allard n =244	1,82/0,90	10/5	1401/812	6/4	28/17	0,9/1,5	32/22	55/96	0,03/0,04	167/224	35/25
Complexe de Canatiche n = 340	1,58/0,91	14/6	1407/781	8/7	38/20	7,4/8,5	82/57	94/63	0,03/0,03	410/652	274/221

* 1,82/,95 = Teneur moyenne / Écart type.

‡ Petites masses de mangérite présentes dans le Complexe de Matamec et dans le Complexe de Manitou.

Complexe de Manitou, correspond à un territoire de 2 038 km^2, soit environ 3 % du territoire étudié.

Cette population d'échantillons est caractérisée par des teneurs plus élevées en Al, Cr, V, P et Pb et plus faibles en Zn et en U que celles des populations adjacentes et appartenant au Domaine de Saint-Jean (tableau 12).

On peut distinguer la population située sur le Complexe de Matamec de celle du massif du lac Allard et du Complexe anorthositique de Havre-Saint-Pierre par les teneurs en uranium qui sont trois fois moins élevées. À ce signal géochimique se superpose localement l'influence de diverses sous-populations. Ces influences sont soit d'origine lithologique, soit reliées à la présence de minéralisations. Parmi ces influences apparaissent les facteurs suivants :

a) La présence de petites intrusions felsiques (mangérite et monzonite) qui contrastent avec les lithologies plus mafiques (gabbronorites) par des teneurs plus faibles en Ba et en Al, et plus élevées en P, en Zn, en Mn et en ÉTR.

b) Plusieurs petites masses intrusives felsiques tardives du type anorogénique, tel le Granite de Bigot, forment une masse circulaire d'environ 5,5 km de diamètre (Gobeil *et al.* 1999). Les sédiments de lacs prélevés sur ce granite présentent un signal géochimique très contrasté en ÉTR par rapport aux secteurs avoisinants. Ce signal est similaire à celui qu'on observe dans les sédiments de lacs prélevés sur le Complexe de Canatiche. Les teneurs en ÉTR y atteignent 0,50 % Ce, 0,26 % Eu, 0,19 % La, 0,056 % Sm, 0,0049 % Th et 0,25 % Y (Beaumier, 1989a).

c) Des minéralisations en Cu-Ni-Co sont associées aux gabbronorites (par exemple, à l'indice Lac Méchant 1,10 % Ni, 0,25 % Cu et 0,11 % Co, ou à l'indice Ann 0,14 % Cu, 0,11 % Ni, 0,01 % Co, ou encore à l'indice Lac Volant 2,96 % Cu, 1,97 % Ni, 0,14 % Co) et des dispersions glaciaires sont associées à ces minéralisation (figure 12).

Population située essentiellement sur le Complexe de Manitou

La population de 173 échantillons de sédiments de lacs prélevés sur le Complexe de Manitou correspond à un secteur de 2 319 km^2, soit environ 2,5 % du territoire étudié. Il est bordé, au nord, par la sous-population d'échantillons prélevés sur le Complexe de Canatiche et, à l'est, par la population d'échantillons prélevés sur le Complexe anorthositique de Havre-Saint-Pierre.

La population située sur le Complexe de Manitou se distingue de l'ensemble des populations adjacentes par des teneurs légèrement plus élevées en Al et en Cr, et nettement moins élevées en manganèse (tableau 12). Elle contient nettement moins de P et de Ce que la population située sur le Complexe de Matamec (tableau 12). On la différencie aussi de la sous-population située sur le Complexe de Canatiche par des teneurs plus faibles en Zn, en Ba, en Mn ainsi qu'en ÉTR. Finalement, elle se démarque du Complexe anorthositique de Havre Saint-Pierre (massif du lac Allard) par des teneurs sensiblement plus élevées en Ba, Cr, Cu, V, Zn, U et ÉTR.

Ce signal caractéristique de la population d'échantillons de sédiments de lacs influencés par les roches du Complexe de Manitou est partiellement voilé par la superposition de divers signaux géochimiques plus locaux reliés, soit à des lithologies, soit à des minéralisations, ou encore aux phénomènes de dispersion glaciaire. Parmi ces divers signaux apparaissent l'influence des facteurs suivants :

a) minéralisations magmatiques en Cu-Ni-Co présentes dans les roches ignées ou encore dans le gabbronorite à olivine coronaire (par exemple, l'indice Hassan avec 0,98 % Cu, 0,51 % Ni et 0,12 % Co);

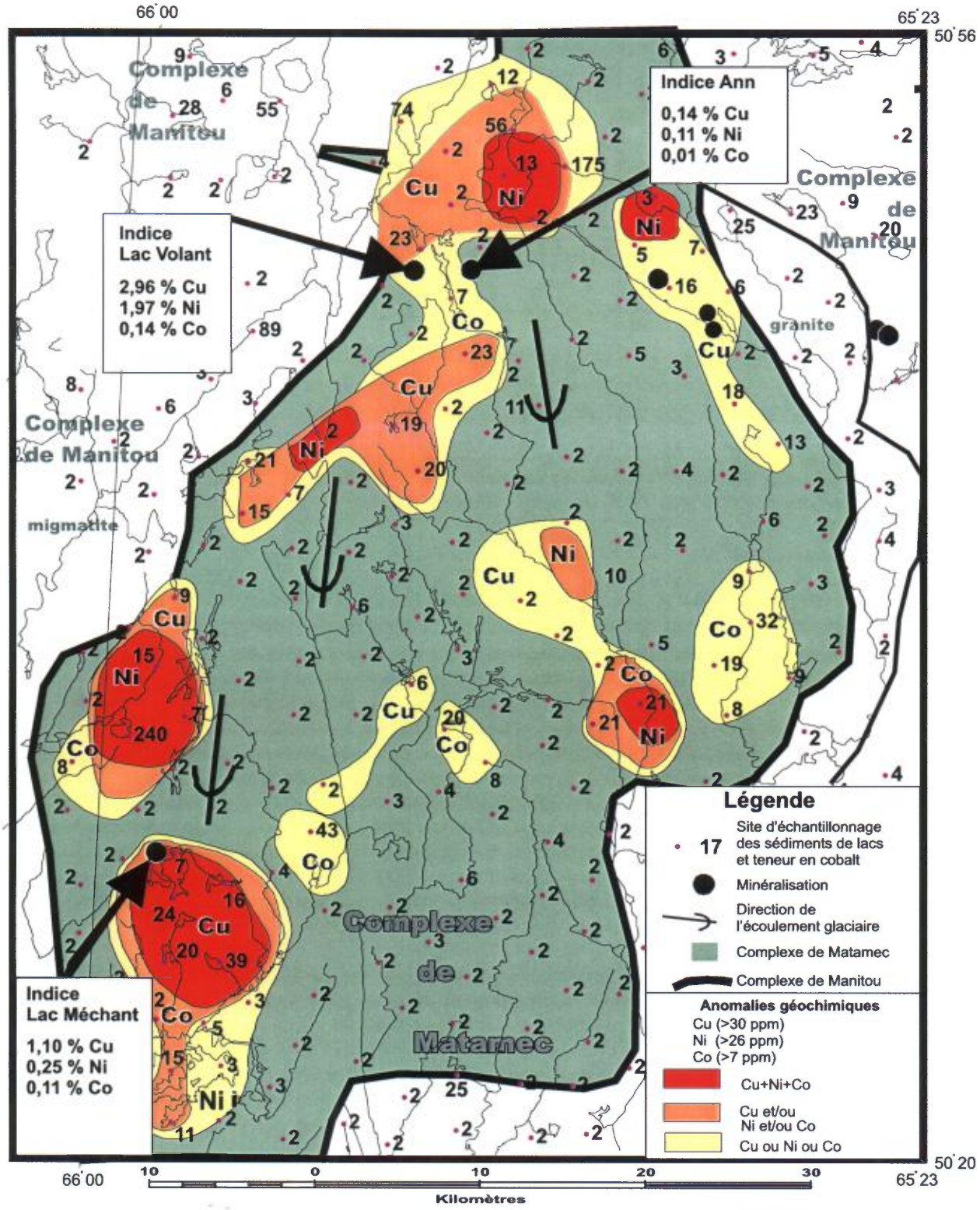


FIGURE 12 - Distribution du cobalt (Co) dans le secteur du Complexe de Matamec à laquelle a été superposée une compilation des teneurs en Cu, en Ni et en Co.

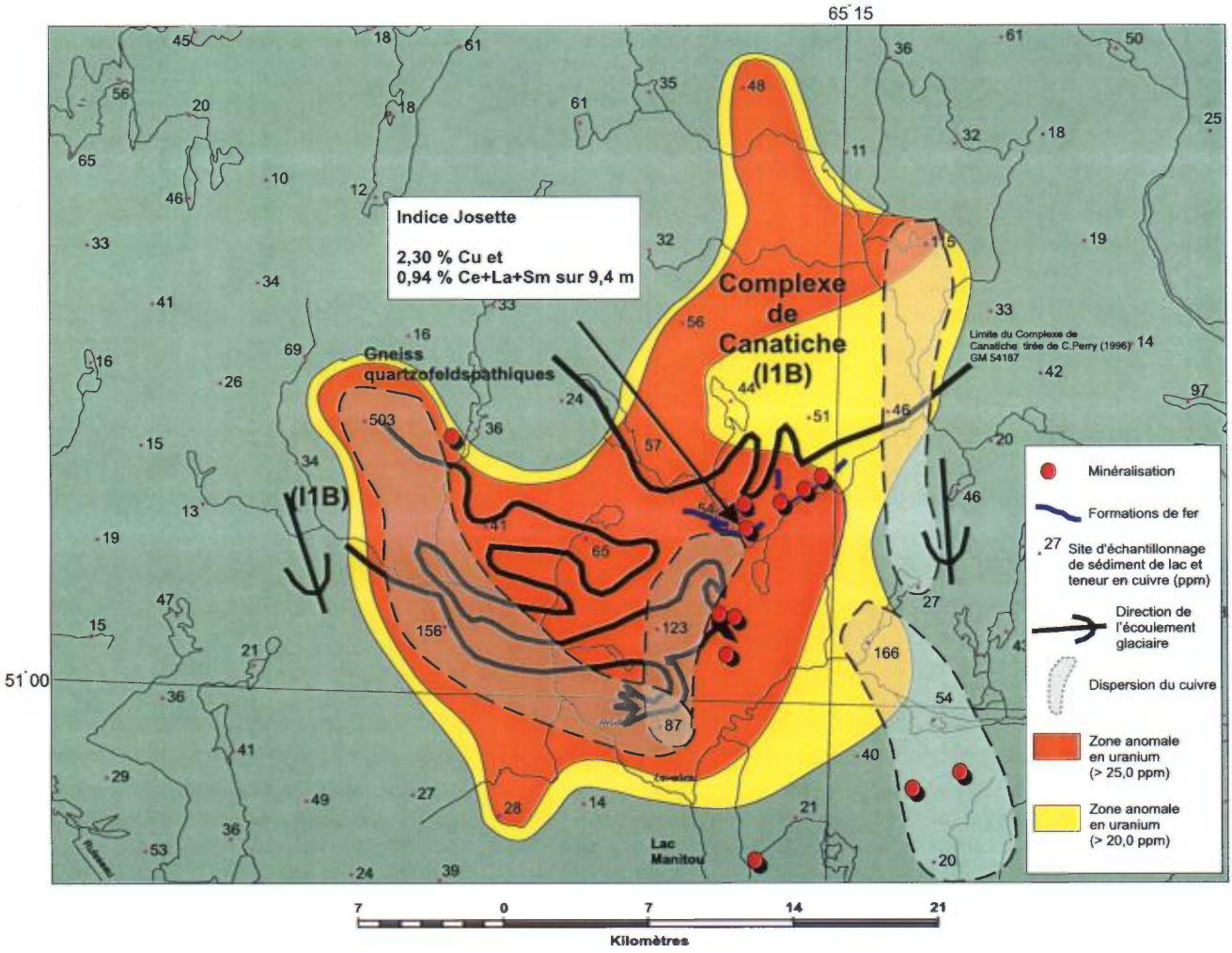


FIGURE 13 - Cuivre (Cu) et uranium (U) dans les sédiments de lacs prélevés dans le secteur de l'indice Josette.

b) minéralisations en Fe-Cu-ÉTR-F-Mo-Au localisées près de la rivière Kwyjibo (figure 13) dans un leucogranite (par exemple, l'indice Josette avec 2,30 % Cu sur 4,55 m et 0,94 % Ce+La+Sm sur 9,4 m);

c) minéralisations en Cu-Zn dans les paragneiss quartzofeldspatiques;

d) petites masses de mangérite (Chevé *et al.*,1999) fournissant aux sédiments de lacs du Ba (86 ppm), du Zn (64 ppm) et environ 25 % moins de ÉTR que la moyenne (tableau 12).

Influence de la glaciation

Aux patrons géochimiques observés, dont l'origine est imputable aux variations lithochimiques du socle, vient se superposer l'influence de dispersions glaciaires. Dans la région du gisement de Voisey's Bay au Labrador, Davenport *et al.* (1997) ont observé que la composition des sédiments de lacs est en partie le résultat d'une remobilisation de la dispersion glaciaire. Il en est de même pour le gisement du lac Brisson (Hornbrooke, 1989). Dans le secteur de Seal Lake au Labrador, Kerr et Davenport (1990) mentionnent que l'influence glaciaire sur les sédiments de lacs serait importante à l'échelle locale.

La direction de la glaciation dans la région étudiée varie selon les secteurs : dans le secteur le plus à l'ouest, la direction d'écoulement se situe entre le sud et le sud-ouest; dans le secteur le plus à l'est, la direction varie de sud à sud-est (Grant, 1989). Dans la région étudiée, on retrouve peu de blocs glaciaires. De plus, le recouvrement glaciaire est de faible épaisseur et est essentiellement de source locale (voir Martineau, ce volume).

Le transport glaciaire géochimiquement mesurable s'effectue sur de faibles distances lorsqu'il s'agit d'une source ponctuelle, comme dans les cas du gîte Magpie, du gîte Lac Volant ou encore de l'indice Josette (figures 3, 12 et 13). La distance mesurable du transport dans les sédiments de lacs est aussi directement reliée au volume de roche d'où origine l'élément mesuré ainsi qu'à la concentration de cet l'élément dans la source. Une petite source,

TABLEAU 13 - Comparaison des teneurs en U, en ÉTR et en Sb provenant des sources de dispersions avec le matériel diluant celles-ci.

Unités lithologiques	U (ppm)	Ce (ppm)	Eu (ppm)	La (ppm)	Sm (ppm)	Th (ppm)	Y (ppm)	Sb (ppm)
Suite felsique d'Olomane								
Granite à fluorine n = 565	13,2/22*	195/176	3,0/11,1	118/104	23/23	26/22	74/94	1,1/0,5
Granite rapakivique n = 208	8,6/8,7	145/118	2,1/1,4	87/64	16/12	19/13	47/39	1,5/1,0
Charnokite de Havre-Saint-Pierre n = 203	1,7/1,8	53/40	1,1/17	28/21	6/5	6/4	16/12	1,2/0,6
Groupe de Wackeham n = 3 033	7,7/22	101/80	1,9/1,2	53/42	11/8	13/8	29/23	2,6/2,2
Gneiss d'Aguanish n = 819	11,1/22,7	11,1/22,7	1,4/1,0	53/45	10/8	15/10	29/25	2/1,3

* 13,2/22 = Teneur moyenne / Écart-type.

tel un gîte minéralisé comme celui du lac Magpie (figure 3), présentera une distance de transport relativement faible (inférieure à la distance entre les sites d'échantillonnages, soit inférieure à 3,4 km). Par contre, une lithologie pouvant fournir un important tonnage de matériel et qui présente un bon contraste chimique ainsi qu'une grande surface d'exposition aux glaciers produira une distance de transport mesurable beaucoup plus grande (> 13 km). La distance de transport mesurable sera plus grande s'il s'agit de la dispersion d'un matériel riche en certains éléments, transporté sur un autre matériel riche dans les mêmes éléments. Ainsi, l'effet de dilution sera atténué. Ce phénomène s'observe dans le cas de l'uranium ou encore des ÉTR mobilisés à partir du Granite à fluorine de la Suite felsique d'Olomane qui se dispersent sur le Granite rapakivique de la même suite (tableau 13).

Dans le secteur sud-est du Domaine de Natashquan, la situation inverse peut aussi être observée (figure 1). Là, un matériel, originaire du Groupe de Wakeham et riche en antimoine (tableau 13), est dispersé sur un matériel déficient en antimoine (notamment la Suite felsique d'Olomane ou encore le Complexe d'Aguanish, tous deux situés en aval du Groupe de Wakeham). Il en résulte une zone où les sédiments de lacs contiennent des teneurs nettement plus élevées en antimoine par rapport à ce que l'on devrait s'attendre. Là aussi, la distance de transport mesurable est d'environ 10 km.

Finalement, une partie assez importante de la composition chimique des sédiments de lacs semble imputable à la remobilisation du till par le réseau hydrographique. Ce phénomène a aussi été observé ailleurs, notamment pour le Cu et le Ni dans le secteur du gîte de Ni-Cu de Voisey's Bay au Labrador (McConnell et Davenport, 1996), ou encore pour les éléments des terres rares (Hornbrooke, 1989) ou le plomb (McClenagham *et al.*, 1997) au lac Brisson.

Il est à noter que lorsque la direction de la dispersion glaciaire est subparallèle aux contacts géologiques, la distance de transport semble inexistante (voir « A » sur la figure 1).

Dans le secteur nord-ouest du Domaine de Natashquan, un matériel pauvre en antimoine (originaire du Domaine de Saint-Jean) est dispersé sur un matériel riche provenant du Groupe de Wakeham (tableau 13). Il en résulte dans le secteur nord-ouest du Domaine de Natashquan une zone diluée en antimoine et donc contenant des faibles teneurs en cet élément. Cette zone suit le contact entre les deux domaines et se trouve adjacente à celui-ci en aval, dans la direction de l'écoulement glaciaire. Elle représente un déplacement glaciaire d'environ 10 km (voir « B » sur la figure 1).

Une telle influence s'observe également ailleurs, notamment dans le cas du Complexe de Canatiche. Ce complexe est la source de matériaux riches en cérium. Ces matériaux sont dispersés sur le Complexe de Manitou. Le Complexe de Manitou fournit pour sa part un matériau à teneurs élevées en cérium (figure 7). L'effet de la dilution des teneurs y sera donc moindre.

Comme on a pu le voir plus haut, des teneurs élevées en uranium et en ÉTR retrouvées dans les sédiments de lacs sont causées par les intrusions felsiques. Mais il s'avère particulièrement difficile de reconnaître ces intrusions, surtout si elles sont étroites et orientées perpendiculairement à la direction de la glaciation (par exemple, la Monzonite de l'Abbé-Huard). Les variations géochimiques subtiles reliées à l'intrusion sont diluées par l'influence du Complexe anorthositique de Havre-Saint-Pierre attenant et dispersées sur les intrusions felsiques (figure 14). Sur les trois profils géochimiques présentés à la figure 14, on peut observer la faible distance de la zone de dispersion en uranium (< 3,15 km) et surtout un signal clair fourni par

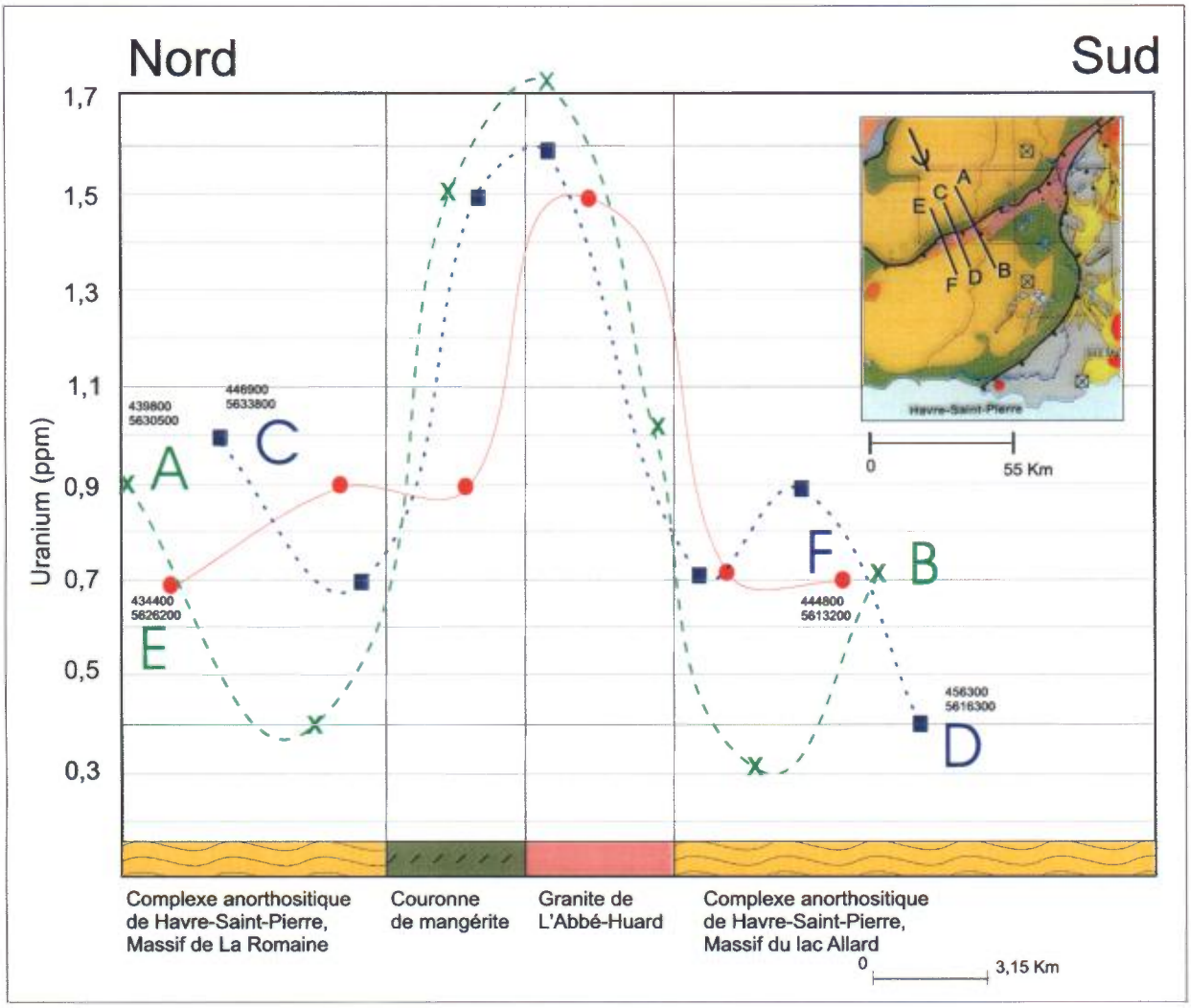


FIGURE 14 - Uranium (U) le long de trois profils géochimiques de sédiments de lacs traversant perpendiculairement la zone de déformation de l'Abbé-Huard.

l'intrusion. La dispersion en uranium se traduit par une dilution des teneurs, c'est-à-dire par de faibles teneurs en uranium fournies par l'encaissant en amont, notamment le Complexe anorthositique de Havre-Saint-Pierre (Massif de La Romaine). Les nuances que présente cette situation se perdent dans l'ensemble des variations observables sur le territoire étudié et leur intensité se situe bien en deçà de la classe inférieure obtenue pour la représentation en carte des teneurs de l'uranium. Ceci implique que ces variations sont invisibles sur la carte géochimique régionale de l'uranium, même si elles présentent une importance capitale pour l'exploration minérale.

Compte tenu de la forte corrélation entre les teneurs des sédiments de lacs et celles du till, nous pouvons donc mesurer, à plusieurs endroits, cette dilution de façon empirique en l'exprimant par une formule générale (Klassen, 1997) utilisée dans les dispersions de till, soit :

$Y = Y_o * e$ ou $Y = Y_o * e^{-ax}$

où « Y_o » est la concentration maximale, « x » est la distance de transport et « a » une constante représentant le rythme de désintégration ou de dilution (decay). À partir de plusieurs sources ponctuelles de dispersion, telles les minéralisations, il est possible d'établir une formule moyenne de dilution (figure 15). Même si elle s'avère quelque peu variable, l'expression de ces dispersions en fonction de la distance s'avère utile et permet de transformer les teneurs mesurées en distance de transport à partir de leur source. Ces formules de transformation sont résumées au tableau 14. De plus, il est important de considérer la direction glaciaire en même temps que la distance de dispersion. La différence entre une courbe linéaire, logarithmique et exponentielle n'est que de quelques centaines de mètres tout au plus (figure 15).

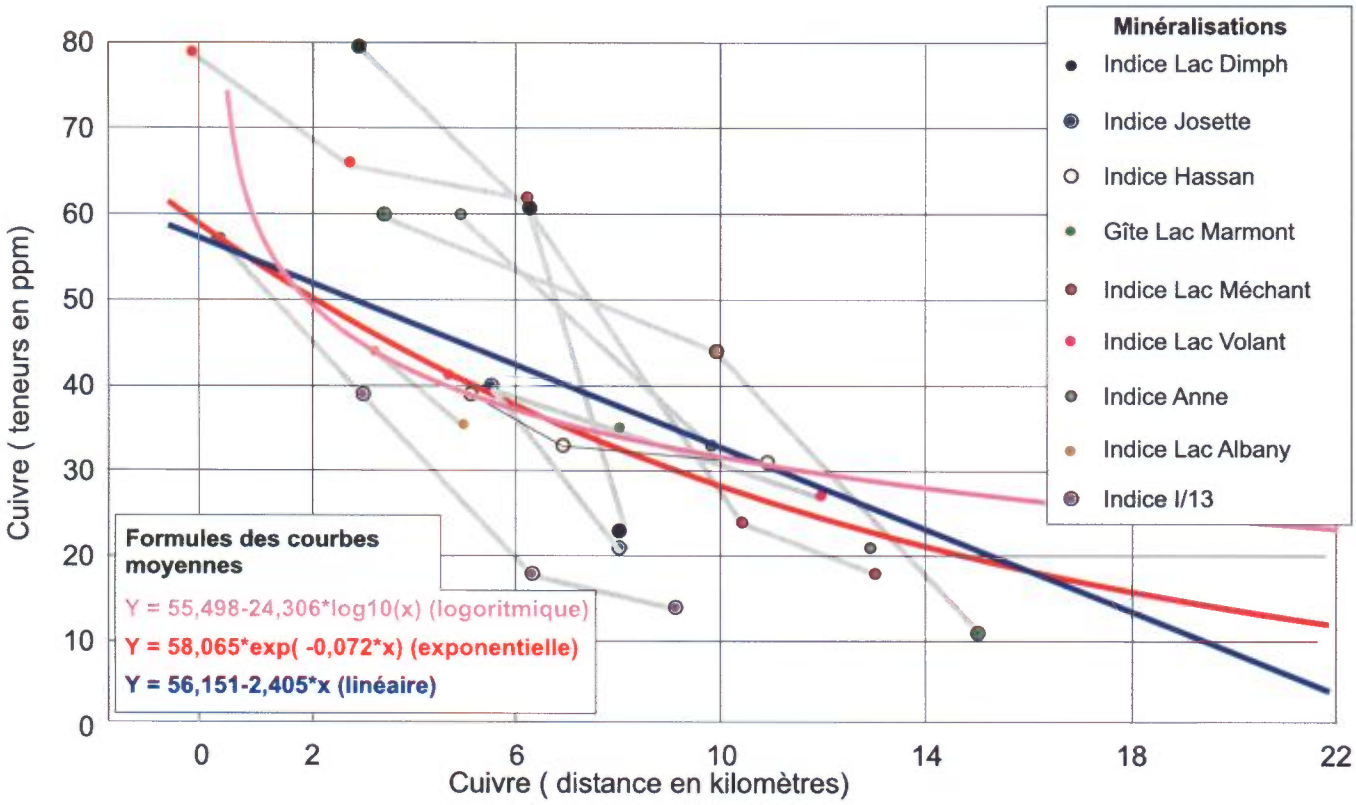


FIGURE 15 - Dilution observée dans les sédiments de lacs à partir de minéralisations localisées dans le secteur de la carte 22I.

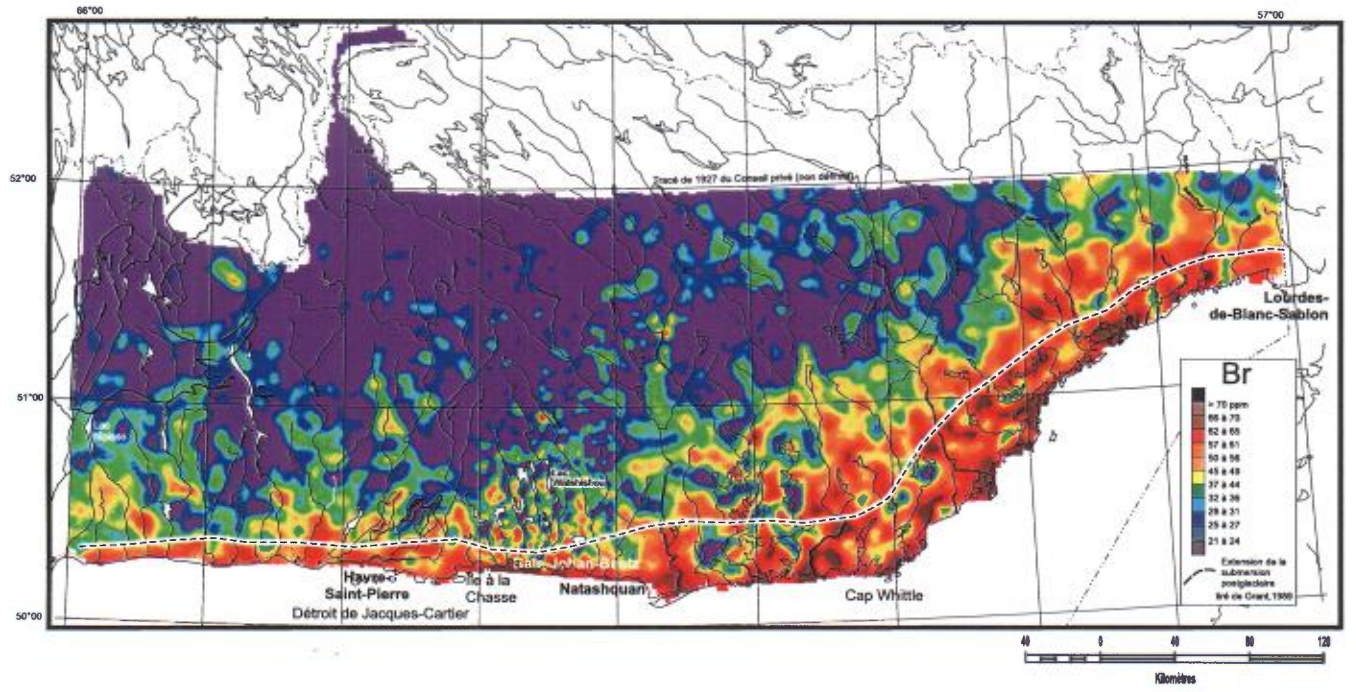


FIGURE 16 - Le brome (Br) dans les sédiments de lacs, région de la moyenne Côte-Nord.

Influence de la transgression postglaciaire de la Mer de Goldthwait

À la suite de la période glaciaire, le niveau de la Mer de Goldthwait (voir Martineau, ce volume) s'est accru pour atteindre 128 m d'élévation dans la région de la rivière Romaine, et jusqu'à 150 m dans les secteurs de Blanc-Sablon, de la Gaspésie et du Nouveau-Brunswick (Vincent, 1989) (figure 16).

La géochimie des sédiments de lacs dans la région de la Basse-Côte-Nord permet de délimiter une zone de 28 000 km^2 s'étendant le long de la côte, où les teneurs en brome sont nettement plus élevées. Le brome (élément hydrophile) provient des eaux de mer (Boyle, 1974). La présence de brome dans les sédiments de lacs met donc en évidence les incursions marines et les dépôts marins à l'intérieur des terres (figure 16), ou encore comme mentionné par Duce *et al.* (1965), la mobilisation du Br sous la forme d'aérosols le long des côtes.

Ce phénomène peut aussi être observé ailleurs dans les sédiments de lacs prélevés à proximité des océans : dans la région de Terre-Neuve (Davenport *et al.*, 1995) ou encore dans les sédiments de lacs prélevés dans le Grand-Nord québécois, en bordure de la baie d'Hudson ou de la baie d'Ungava (MRN, 1998).

Dans son travail, Grant (1989) limitait la présence de ces dépôts à une zone littorale de moins de 20 km de largeur (figure 16). Par contre, nos travaux semblent suggérer que les incursions marines peuvent s'étendre jusqu'à 120 km à l'intérieur des terres, le long des vallées des rivières Olomane, Étamamiou, Petit Mécatina, Saint-Augustin et Saint-Paul. Dans le secteur situé entre Sept-Îles et Natashquan, les teneurs en brome des sédiments de lacs indiquent que la transgression marine a remonté les rivières Manitou, Saint-Jean et Chambers sur une distance de 100 km. Par contre, elle dépasse rarement les 20 km sur les interfluves, ce qui vient corroborer en partie les travaux de Grant.

Les travaux de Mun et Bazilevich (1962) montrent justement que les boues des lacs salins présentent des teneurs en brome beaucoup plus élevées que celles des lacs non salins. Les teneurs en brome sont directement reliées à la présence de halite. Le brome est incorporé en petite quantité dans la halite alors que celle-ci se précipite (Boecke, 1908).

Les travaux de Price *et al.* (1970) ont, pour leur part, permis d'observer qu'il existe un lien étroit entre l'augmentation des teneurs en brome et celles du carbone organique. Ce phénomène s'observe également dans les sédiments de lacs. On y trouve un coefficient de corrélation de 0,51 dans la population globale de 12 400 échantillons. Ce coefficient est parmi les plus élevés observés pour la Côte-Nord. Collins (1969) indique dans ses travaux que certains coraux contiennent des teneurs en brome qui atteignent 14 000 ppm. Certains échantillons de sédiments de lacs sont composés d'une forte proportion de matériel biologique. Ce matériel qui est très fin constitue la masse de gyttja que l'on trouve dans la partie profonde des lacs (figure 17). L'échantillon de la figure 17, même s'il provient d'un secteur de la baie d'Hudson, a retourné 49 ppm en brome (longitude 72°11'26" et latitude 54°74'86"). On peut donc interpréter les fortes concentrations en brome comme étant le résultat de la coprécipitation de ce dernier avec la halite, ou encore d'une étroite relation avec la présence de micro-organismes.

La population d'échantillons affectée par les incursions marines se superpose aux autres populations mentionnées plus haut. Afin de mesurer l'influence que ces incursions peuvent avoir sur les teneurs des autres éléments, nous avons donc comparé les teneurs obtenues des diverses sous-populations d'échantillons prélevés dans divers secteurs affectés par les incursions marines avec celles de secteurs non affectés (tableau 15). À priori, il semble que les teneurs moyennes dans les éléments même les plus sensibles (par exemple Mn) sont inchangées.

Cependant, le Domaine de Natashquan fait exception. Dans ce domaine, les teneurs moyennes montrent une baisse d'environ 20 %. Cette ambivalence reste à expliquer. Il s'agit d'une différence particulièrement importante, compte tenu qu'une grande proportion de l'exploration sur la Côte-Nord s'effectue le long de la côte.

Importance des domaines géochimiques pour l'exploration

De façon générale, en exploration minière, la façon de définir le seuil des anomalies à partir des résultats d'un levé géochimique consiste à prendre, soit le 98e percentile de cette population, soit la somme de la moyenne et de trois fois l'écart-type. Ces façons de faire posent cependant problème lorsque la distribution est bimodale ou encore lognormale. Comme on l'a vu précédemment, la région présente plusieurs populations d'échantillons différentes, chacune de celles-ci ayant sa propre distribution qui n'est pas nécessairement visible sur un histogramme global. La figure 18 présente l'histogramme de l'ensemble des échantillons ainsi que ceux des divers domaines géochimiques. Comme on peut l'observer, l'ensemble des données présente une distribution clairement lognormale, tandis que les diverses lithologies présentent différentes distributions, passant d'une distribution presque normale à une distribution qui s'efface à cause de la limite de détection. La subdivision en domaines géochimiques permet de définir des populations qui ne sont pas visibles sur la distribution globale. La superposition d'un grand nombre de populations donne généralement une distribution lognormale.

Les domaines géochimiques identifiés plus haut ont donc une très grande importance dans la subdivision des populations d'échantillons et par le fait même dans la définition des seuils d'anomalies qui leur sont propres. La carte des domaines identifiés est présentée à la figure 19. Le tableau 16 présente, quant à lui, les teneurs au 90e percentile

TABLEAU 14 - Formules de dilution des teneurs permettant de déterminer la distance de transport à partir des teneurs observées dans les sédiments de lacs. Les variables sont exprimées en ppm, à moins d'indications contraires, et « n » représente le nombre de mesures utilisées pour le calcul.

Éléments	n	Formules de dilution des teneurs
Cu	29	Distance = 64,698 * ? $^{(-0,081 * \text{teneur})}$
Ni	28	Distance = 45,4 * ? $^{(-0,201 * \text{teneur})}$
U[1]	31	Distance = 72,303 * ? $^{(-0,121 * \text{teneur})}$
La	24	Distance = 178,834 * ? $^{(-0,212 * \text{teneur})}$
Fe[2]	20	Distance = 853,233 * ? $^{(-0,192 * \text{teneur})}$
Th	19	Distance = 50,48 * ? $^{(-0,178 * \text{teneur})}$
P	17	Distance = 2 162,13 * ? $^{(-0,086 * \text{teneur})}$
Ce	22	Distance = 305,466 * ? $^{(-0,168 * \text{teneur})}$
Hg[3]	21	Distance = 192,123 * ? $^{(-0,127 * \text{teneur})}$
Ca	15	Distance = 48,283 * ? $^{(-0,175 * \text{teneur})}$
Y	23	Distance = 75,778 * ? $^{(-0,183 * \text{teneur})}$
Ba	39	Distance = 104,771 * ? $^{(-0,073 * \text{teneur})}$

[1] Teneur exprimée en dixième de ppm;
[2] Teneur exprimée en centième de pourcent;
[3] Teneur exprimée en ppb.

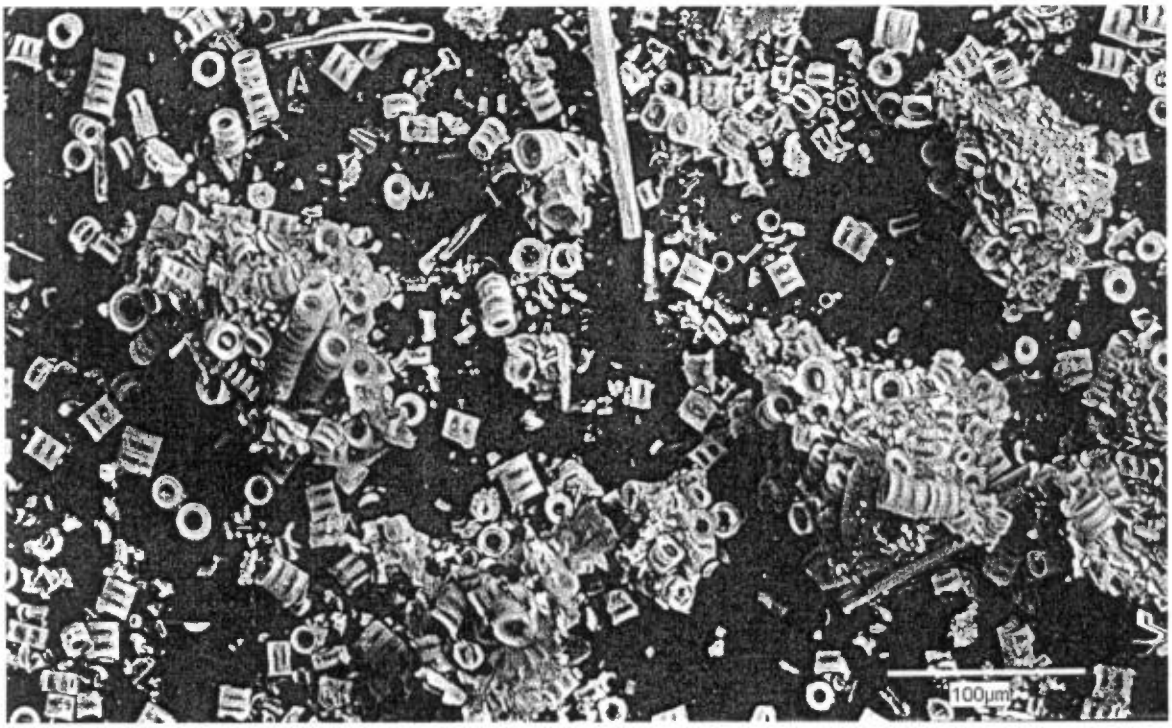


FIGURE 17 - Photomicrographie montrant la forte proportion de matériel biologique très fin constituant la masse de gyttja de certains échantillons de sédiments de lacs.

pour chacun des domaines. Comme on peut l'observer, la différence entre les divers seuils peut être importante et doit être prise en considération (comme dans le cas du gîte de titane du lac Allard vu précédemment).

CONCLUSION

La composition des sédiments de lacs de la moyenne Côte-Nord présente des variations régionales très importantes. Les populations d'échantillons de sédiments de lacs sont essentiellement reliées aux lithologies du substratum des grandes entités géologiques présentes. Ces populations sont caractérisées par la présence d'associations d'éléments avec des teneurs plus élevées en un ou plusieurs éléments (par exemple, la population d'échantillons prélevés sur le Groupe de Wakeham présente des teneurs élevées en Sb et en As). La présence de teneurs particulièrement faibles (anomalies négatives) est une caractéristique aussi importante que la présence de teneurs élevées (par exemple, la population d'échantillons prélevés sur les suites anorthositiques contient des teneurs très faibles en uranium). On observe aussi une combinaison de ces deux caractéristiques (par exemple, la population d'échantillons prélevés sur le Domaine de La Romaine présente une combinaison de teneurs élevées en zinc et de teneurs particulièrement faibles en uranium.

Les populations d'échantillons prélevés soit sur les complexes de Manitou et de Matamec, soit sur les migmatites localisées plus au Nord, peuvent être définies par l'absence des caractéristiques mentionnées précédemment. Les populations d'échantillons prélevés sur les intrusions felsiques (teneurs élevées en ÉTR) ou sur les gneiss granitiques ont pu être subdivisées en diverses sous-populations selon certaines compositions plus locales. Dans le cas de la population d'échantillons prélevés sur les intrusions felsiques, on note une augmentation ou une diminution des teneurs en uranium, en uranium et yttrium ou encore en tous les ÉTR. Dans le cas des gneiss granitiques, selon la localisation des prélèvements sur les complexes de Boulain, de Buit ou d'Aguanish, les teneurs seront plus ou moins élevées en U+ÉTR, en U+Ce+La+Th+Sr, ou en U+ÉTR+K. De 80 à 85 % des variations qui peuvent être observées dans la composition des sédiments de lacs sont reliées à ces grandes populations. À ces grandes populations d'échantillons se superpose l'effet de diverses sous-populations d'envergure plus modeste et dont l'influence est essentiellement reliée à diverses lithologies. Notons parmi celles-ci les couronnes de charnokite et de mangérite, les arénites carbonatées, les amphibolites, les petites intrusions de granite tardif et de pegmatite. Plus localement encore, on observe des variations dans la composition des sédiments de lacs occasionnées par la présence de minéralisations.

Chacune de ces populations ou sous-populations d'échantillons présente une distribution des teneurs, un écart-type

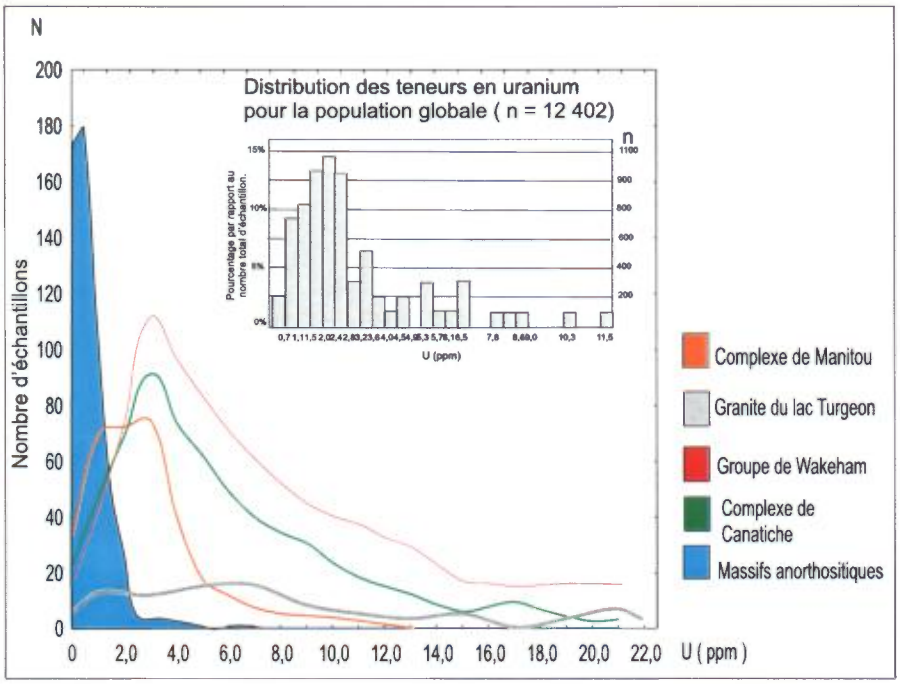


FIGURE 18 - Histogrammes des populations associées aux divers domaines géochimiques et histogramme la population d'ensemble pour l'uranium.

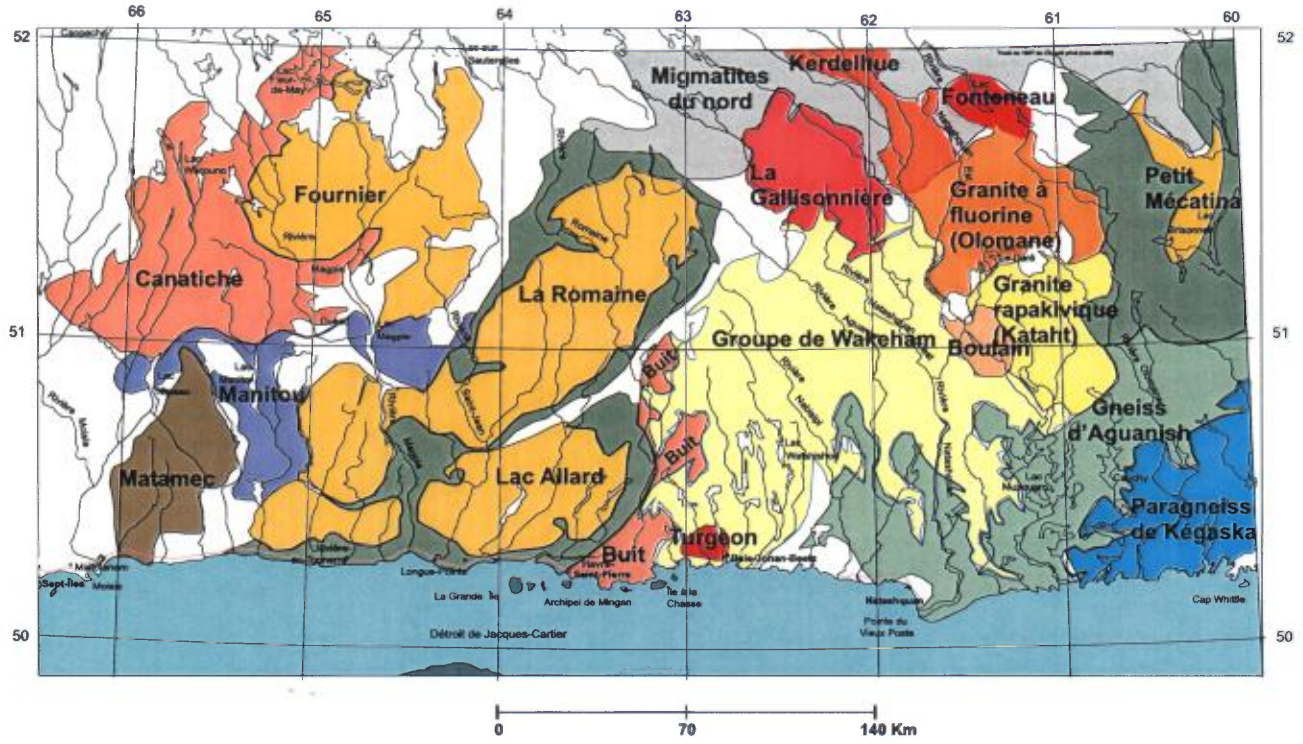


FIGURE 19 - Les domaines géochimiques identifiés dans la région étudiée.

TABLEAU 16 - Les seuils définis au 90e percentile pour les divers domaines géochimiques et pour la population globale d'échantillons.

Unités lithologiques	Ba (ppm)	V (ppm)	Ti (ppm)	Ce (ppm)	Eu (ppm)	P (ppm)	Y (ppm)	Ca (%)	Fe (%)	V (ppm)	La (ppm)	Th (ppm)	Cr (ppm)	Sm (ppm)	Zn (ppm)	Cu (ppm)	Be (ppm)	As (ppm)	M_n (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Sb (ppm)	Sc (ppm)	Pb (ppm)	Sr (ppm)	K (%)	Mg (%)	Al (%)
Ensemble des 12 400 échantillons	131	12,6	7	221	3,2	2508	57	5,8	5,82	68	124	27	23	23	113	41	2	2	756	20	18	3	7	11	40	0,16	0,25	2,6
Domaine de Natashquan (n = 4538)	141	14,1	8	194	3,5	2343	58	0,76	4,5	60	104	23	22	22	100	45	2	3	758	20	19	5	6	10	41	0,14	0,35	2,49
Suites anorthositiques (Havre-Saint-Pierre) (n=244)	82	1,7	5	70	1,6	2530	25	6,1	4,73	51	38	9	19	10	64	31	2	1	458	19	24	1	4	11	52	0,07	0,2	3,13
Ensemble des couronnes de charnockite (Havre-Saint-Pierre) (n = 203)	120	3,5	6	110	2,1	2614	34	6,1	4,55	63	59	13	24	14	92	34	2	1	568	20	26	2	5	12	58	0,07	0,21	2,93
Complexe de Canatiche (n = 332)	169	15,5	7	542	5	2440	104	0,62	7,12	67	297	58	24	49	163	65	2	1	1013	32	24	1	7	15	56	0,07	0,18	2,84
Granite à fluorine (n = 565) (Suite felsique d'Olomane)	93	29,5	6	438	5,5	1941	159	0,44	5,04	58	253	54	14	51	136	40	6	1	504	11	11	2	7	19	23	0,09	0,11	2,21
Granite du lac Turgeon (U élevé) (n = 75)	103	40,9	11	97	1,9	1812	26	0,66	2,63	49	45	17	23	10	79	22	2	3	504	17	18	5	6	8	84	0,27	0,5	2,33
Granite de Fonteneau (U faible) (n = 45)	96	18,1	7	282	4,5	2400	64	0,42	7,89	72	176	38	13	31	117	34	2	1	1363	13	11	1	8	6	31	0,13	0,14	2,12
Granite de composition moyenne (n = 75) (Granite de Kerdelhue)	129	18,1	6	282	4,5	2317	64	0,39	4,7	77	176	38	18	31	117	31	2	1	561	13	11	1	7	9	31	0,1	0,12	1,95
Migmatite (n = 413)	118	7,8	6	199	2,7	2187	43	0,42	6,2	94	120	24	26	20	112	38	2	2	542	18	17	2	6	6	33	0,12	0,16	1,78
Gneiss de Boulain (n =34)	104	32,3	7	332	4,3	1996	135	0,42	5,82	55	178	41	16	42	82	43	2	2	669	11	12	2	7	11	21	0,06	0,13	2,31
Gneiss de Buit (n = 150)	95	18,1	8	160	2,8	2344	44	0,58	4,16	64	85	19	24	17	75	33	2	2	261	16	18	2	5	10	44	0,11	0,29	2,34
Gneiss d'Aguamish (n = 819)	114	21,5	---	207	2,9	2486	63	0,43	5,72	57	110	29	18	21	107	40	2	2	900	15	13	4	7	12	31	0,32	0,4	2,47
Paragneiss de Kegaska (n = 475)	131	49	11	163	2,1	2814	45	0,44	7,86	66	95	25	23	16	126	43	2	2	1292	21	18	2	9	14	35	0,71	0,56	2,91
Complexe de Matamec (n = 169)	134	4,7	9	259	2,4	2588	46	0,74	6,57	81	129	30	29	21	93	49	2	1	413	19	26	2	7	16	---	0,05	0,2	3,24
Complexe de Manitou (n = 173)	125	6,3	9	241	3,1	2459	54	0,7	6,9	76	120	29	28	23	99	64	2	1	462	23	26	2	7	15	53	0,05	0,2	2,99

TABLEAU 15 - Comparaison entre les teneurs moyennes en divers éléments provenant de populations affectées et de populations non affectées par les incursions de la Mer de Goldthwait.

Éléments	Sous-population prélevée sur le Massif de Brézel		Sous-population prélevée sur le Massif du lac Allard		Sous-population prélevée sur le Groupe de Wakeham	
	Affectée	Non affectée	Affectée	Non affectée	Affectée	Non affectée
Al (%)	1,87	1,77	1,92	1,82	1,49	1,40
Br (ppm)	39	21	41	20	49	19
Ce (ppm)	33	33	32	35	77	101
Fe (%)	1,44	1,47	1,79	1,73	1,68	1,91
La (ppm)	19	19	17	18	37	53
Mg (%)	0,08	0,09	0,09	0,10	0,20	0,16
Mn (ppm)	143	160	160	167	342	371
Th (ppm)	4	4	4	4	5	13
Y (ppm)	12	12	11	12	24	29
U (ppm)	1,1	1,3	0,8	0,9	7,2	7,7

et un coefficient de corrélation qui lui est propre. Ainsi, la définition d'un seuil d'anomalie doit tenir compte de ces critères. La différence entre les divers seuils anomaux peut être assez importante et peut même être jusqu'à 20 fois plus élevée d'un domaine à l'autre. Ces écarts, si on n'en tient pas compte, sont suffisants pour masquer une anomalie reliée à la présence d'un gîte de classe mondiale comme celui du lac Tio.

Un bruit de fond régional élevé en un élément donné ne signifie pas nécessairement que cet élément s'y trouve en concentrations économiques. Il importe donc, pour mieux évaluer le potentiel d'un secteur, d'ajuster les seuils, de préférence à la baisse, et de prendre en considération les diverses lithologies afin de mieux définir le signal géochimique.

Les trois levés géochimiques utilisés pour cette synthèse ont été exécutés sur une période de dix années. Durant une telle période, les méthodes analytiques ont eu le temps d'évoluer grandement. Malgré ce fait, nous avons essayé, dans la mesure du possible, de maintenir une même méthodologie d'échantillonnage, de préparation d'échantillons et d'analyse. Il peut cependant y avoir eu des différences entre les analyses effectuées par activation neutronique et celles effectuées par spectrométrie d'émission atomique au plasma. Ces différences devront être examinées de plus près et des corrections de nivellement apportées.

Le lien particulièrement étroit entre la géochimie des sédiments de lacs et la composition du substratum rocheux nous permet d'avancer que la géochimie des sédiments de lacs présente une résolution probablement bien au-dessus de nos espérances. Certaines études prenant en compte les caractéristiques lithogéochimiques pourraient être envisagées. En effet, une étude effectuée par Rio Tinto montre une grande ressemblance entre des analyses effectuées après digestion totale des échantillons et des analyses effectuées après digestion partielle de ces derniers (Y. Bourque, communication personnelle). Cette manière de faire, beaucoup plus économique, permettrait de dégrossir un secteur, tant au niveau du potentiel économique qu'au niveau lithologique et lithogéochimique.

REMERCIEMENTS

L'auteur tient à remercier très sincèrement M. Jebrak, J. Choinière, T. Clark et D. Brisebois pour leurs judicieux conseils.

RÉFÉRENCES

BEAUMIER, M., 1987a - Multielement geochemical domains: an aid to exploration. In: Proceedings of Exploration 87. Third decennial International Conference on geophysical and geochemical exploration for minerals and groundwater. G.D. Garland, editor. Ontario Geological Survey; Special volume 3, 960 pages.

BEAUMIER, M., 1989a - Géochimie des sédiments de lacs de la région de Havre-Saint-Pierre. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 89-19.

BEAUMIER, M., 1989b - Cartes géochimiques des sédiments de lacs, région de Havre-Saint-Pierre. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 89-46.

BEAUMIER, M., 1992 - Géochimie des sédiments de lacs de la région de Blanc-Sablon. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 90-33.

BELLEHUMEUR, C. - JEBRACK, M., 1995 - Géochimie des sédiments de lacs de la Moyenne-Côte-Nord : sélection des composantes anomales. Ministère des Ressources naturelles, Québec, MB 95-02.

BOECKE, H.E., 1908 - Über dos kristallisations schema des chlorides, bromides, jodides von natrium, kalium and magnesium, Sowie Über dos VorKommen des Broms und dos Fehlen van Jod in den Kalisalzlagerstäten. Z. Krist. 45, 346.

BOYLE, R.W., 1974 - Elemental associations in mineral deposits and indicator elements of interest in geochemical prospecting (revised). Geological Survey of Canada; Paper 74-45.

CHEVÉ, S. - GOBEIL, A. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - PERREAULT, S. - DION, D.J. - DAIGNEAULT, R., 1999 - Géologie de la région du lac Manitou (SNRC 22I/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-02.

CHOINIÈRE, J., 1982 - Trace element geochemistry in stream sediments in relation to the bedrock geology in the Gaspe Area, Québec; pages 105-131. In: Prospecting Areas of Glaciated Terrains-1982; P.H. Davenport, editor. CIMM. St John's Newfoundland, Canada August 23-25, 1982.

CHOINIÈRE, J., 1994 - Analyse de l'or, de l'antimoine et du tungstène dans les sédiments de lacs de la région de Baie-Johan-Beetz. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 93-67.

CHOINIÈRE, J. - LEDUC, M., 1989 - Géochimie des sédiments de ruisseau, région de Beauce-Estrie. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 89-12.

CLARK, T. - CHEVÉ, S. - CORRIVEAU, L. - HASSAN, N., 1996 - Nouveaux indices de Cu-Ni-Co dans les complexes anorthositiques de Havre-Saint-Pierre et du lac Tortue (Côte-Nord). Ministère des Ressources naturelles, Québec; Pro 96-07.

COLLINS, A.G., 1969 - Chemistry of some Andarka Basin brines containing high concentration of iodide. Chemical Geology 4, page 169.

DAVENPORT, P.H., 1982 - The identification of mineralized granitoid plutons from ore-element distribution patterns in regional lake sediment geochemical data. CIM Bulletin; volume 75; pages 79-90.

DAVENPORT, P.H. - FRISKE, P.W.B. - BEAUMIER, M., 1997 - The application of lake sediment geochemistry to mineral exploration: recent advances and examples from Canada. In: Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration. A.G. Gubins, editor. GEO F/X, 1 068 pages.

DAVENPORT, P.H. - NOLAN, L.W. - BUTLER, A.J. - WAGENBAUER, H.A. - HONARVAR, P., 1995 - The digital geochemical atlas of Newfoundland. Newfoundland Department of Natural Ressources; Digital Atlas 95-1, version 1.0.

DUCE, R.A. - WINCHESTER, J.W. - van NAHL, T.W. , 1965 - Iodine, bromine and chlorine in the Hawaiian marine atmosphere. Journal of Geophysical Research, volume 70, page 1775.

GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - PERREAULT, S. - DION, D. J. - NABIL, H., 1999 - Géologie de la région du lac Nipisso (SNRC 22I/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-19.

GOBEIL, A. - BRISEBOIS, D. - CLARK, T - VERPAELST, P. - MADORE, L. - WODICKA, N. - CHEVÉ, S., 2003 - Géologie de la région de la moyenne Côte-Nord. Dans : Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville. D. Brisebois et T. Clark, éditeurs. Ministère des Ressources naturelles, Faunes et Parcs; DV 2002-03.

GRANT, D.R., 1989 - Le Quaternaire de la région des Appalaches atlantiques du Canada : Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chapitre 5; sous la direction de R.J. Fulton. Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 1.

HAWKES, H.E. - WEBB, J.S., 1962 - Geochemistry in mineral exploration. Harper & Row, publishers, New York and Evanston.

HÉBERT, C. - BEAUMIER, M., 1999 - Géologie de la région du lac à Paul. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-05.

HORNBROOKE, E.H., 1989. Lake sediments geochemistry: Canadian applications in the eighties. In: Proceedings of Exploration 87. Third decennial International Conference on geophysical and geochemical exploration for minerals and groundwater. G.D. Garland, editor. Ontario Geological Survey; Special volume 3, 960 pages.

INDARES, A. - MARTIGNOLE, J., 1993 - Étude régionale du Groupe de Wakeham, Moyenne-Côte-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 91-21.

KERR, A. - DAVENPORT, P.H., 1990 - Application of geochemical mapping techniques to a complex Precambrian shield area in Labrador, Canada. Journal of Geochemical Exploration; volume 39, pages 225-247.

KLASSEN, R.A., 1997 - Glacial history and Iceflow dynamics applied to drift prospecting and geochemical exploration. In: Proceedings of Exploration 97 : Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration, 1997. A.G. Gubins, editor. pages 221-222.

KRAUS, E.H. - HUNT, W.F. - RAMSDELL,L.S., 1959 - Mineralogy. McGraw-Hill Book Company.

MARTIGNOLE, J. - INDARES, A. - DESJARDINS, D., 1992 - Géologie de la région des lacs Arthur et Ruffin (Moyenne-Côte-Nord). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 91-20.

MARTINEAU, G., 2003 - Géologie du Quaternaire de la moyenne Côte-Nord. Dans : Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville, D. Brisebois et T. Clark, éditeurs. Ministère des Ressources naturelles, Faunes et Parcs; DV 2002-03.

McCONNELL, J. - DAVENPORT, P., 1996 - Lake sediment geochemistry. A guide to mineralization in Newfoundland and Labrador. Newfoundland and Labrador mining magazine; volume 2, number 2, pages 22-23.

McCLENAGHAM, M.B. - THORLEIFSAM, L.H. - DILABIO, R.N.W., 1997 - Till geochemical and indicator mineral methods in Mineral Exploration. In: Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration, 1997. A.G. Gubins, editor. pages 233-248.

MINISTÈRE DES RESSOURCES NATURELLES, 1998 - Résultats d'analyses de sédiments de fond de lacs, Grand-Nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP-98-01.

MUN, A.I. - BAZILEVITHC, Z.A., 1962. Distribution of bromine in lacustine bottom muds. Geochemistry; 199.

PARÉ, D. - BILOT, I., 1995 - Étude de la minéralogie de cinq échantillons de sédiments fluviatiles actifs. Ministère des Ressources naturelles, Québec; rapport interne.

PELLETIER, M., 1986 - Géochimie des sédiments de lacs, région de Baie-Johan-Beetz. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-18.

PERRY, C., 1996 - Projet Nipissis/propriété Manitou, 1088-1. Rapport des travaux menés en 1994 sur la partie est de la propriété, volume 1 de 4. Rapport géologique. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-54187.

PRICE, N.B. - CALVERT, S.E. - JONES, P.G.W., 1970 - The distribution of iodine and bromine in the sediments of the southwestern Barent Sea. Journal of Marine Research; number 28, page 22.

SCHEEPERS, R., 2000 - Granites of the Soldania mobile belt, South Africa radioelements and P as discriminators applied to metallogeny. Journal of Geochemical Exploration; volume 68; pages 68-86.

VERPAELST, P. - MADORE, L. - CHOINIÈRE, J. - DION, D.J. - DAVID, J. - LÉPINE, I. - PERREAULT, S. - LEFEBVRE, D. - HOCQ, M., 1997 - Géologie de la région du lac Le Doré (SNRC 12N/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-02.

VINCENT, J.S., 1989 - Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien. Dans : Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chapitre 5, sous la direction de R. J. Fulton. Commission géologique du Canada; Géologie du Canada, volume 1.

WHALEN, J.B. - KENNETH, L.C. - CHAPPELL, B.W., 1987 - A type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Mineral Petrology; number 95, pages 407-419.

Les minéraux industriels de la moyenne Côte-Nord

Serge Perreault[1]
Henri-Louis Jacob[1]
Pierre Buteau[1]

RÉSUMÉ

Le potentiel minéral en minéraux industriels de la moyenne Côte-Nord est varié et considérable. C'est en moyenne Côte-Nord que l'on trouve la plus grande mine d'ilménite massive au monde (la mine Tio avec des réserves estimées de plus de 60 Mt à 34,2 % TiO_2, 27,5 % FeO, 25,2 % Fe_2O_3, 4,3 % SiO_2, 3,5 % Al_2O_3, 0,9 % CaO, 3,1 % MgO, 0,1 % Cr_2O_3 et 0,41 % V_2O_5), les plus grandes ressources prouvées et géologiques d'ilménite et de magnétite titanifère au Québec ainsi que d'importantes ressources en minéraux lourds (ilménite, magnétite, grenat et zircon) dans les dépôts deltaïques des rivières Moisie, Saint-Jean, Mingan et Natashquan. L'exploitation du feldspath, dans le secteur de Baie-Johan-Beetz, a démontré que le potentiel pour ce minéral industriel est présent. Les réserves y sont importantes avec plus de 11 Mt de minerai contenant en moyenne 14,56 % Al_2O_3, 3,09 % Na_2O, 5,32 % K_2O et 0,55 % Fe_2O_3. Toutefois, étant donné la nature des marchés du feldspath, le démarrage de nouvelles exploitations ne se réalisera pas à court terme. Le secteur de Magpie pourrait occuper une bonne place dans le marché de la pierre de taille architecturale, avec la mangérite brune de Magpie, pourvu que l'on trouve des sites caractérisés par des pierres de bonnes qualités permettant une exploitation continue et une mise en marché de produits uniformes. La dolomie du mont Sainte-Geneviève pourrait bien, à moyen terme, faire l'objet d'un prochain développement minier en moyenne Côte-Nord. En effet, cette dolomie d'une très haute pureté pourrait répondre aux besoins des compagnies qui traitent le minerai de fer par bouletage. Quant à la tourbe, les secteurs de Havre-Saint-Pierre et de Natashquan pourraient devenir, dans un proche avenir, d'importants producteurs.

1. Géologie Québec

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 389
ILMÉNITE ET MAGNÉTITE 389
Veines et dykes d'ilménite massive 389
Magnétite-ilménite-apatite 393
Veines d'ilménite massive associées à une norite à ilménite 393
Magnétite titanifère massive 394
FELDSPATH 395
SILICE 396
PIERRE DE TAILLE 398
SITES MINÉRALOGIQUES 399
CALCAIRE ET DOLOMIE 399
La Formation de Romaine 399
La Formation de Mingan 401
MINÉRAUX LOURDS 401
Les sables à minéraux lourds de Natashquan 402
TOURBE ET TOURBIÈRES 404
Historique et exploitation 404
Superficies et potentiel économique 404
CONCLUSION 405
REMERCIEMENTS 405
RÉFÉRENCES 405

INTRODUCTION

L'importance de la moyenne Côte-Nord pour l'industrie minérale québécoise tient surtout au gisement d'ilménite du lac Tio, au nord de Havre-Saint-Pierre, que la QIT Fer et Titane exploite depuis près de 50 ans (planche 1, photographie A). La compagnie produit des scories de titane destinées à la production de pigments ou de concentrés d'ilménite utilisés comme fondant en sidérurgie. En plus des nombreux autres sites minéralisés en ilménite et en magnétite localisés dans les suites anorthositiques, la moyenne Côte-Nord renferme aussi plusieurs ressources intéressantes en minéraux industriels. La plupart de ces ressources ont été découvertes avant 1940, lors des premiers travaux d'exploration géologique effectués sur la Côte-Nord par la Commission géologique du Canada et le Service des Mines du Québec. Ces ressources, en raison notamment des possibilités d'expédition par bateau vers les grands marchés mondiaux, ont fait l'objet au cours des années subséquentes d'importants travaux de recherche et de mise en valeur et, dans certains cas, d'exploitation. Situées à l'époque dans des secteurs isolés, ces ressources sont maintenant facilement accessibles par la route 138, ce qui en accroît beaucoup l'intérêt.

La présente étude a été préparée afin de mettre en valeur l'importance et la diversité des ressources en roches et en minéraux industriels de la moyenne Côte-Nord (figure 1). Pour chacune des substances identifiées, elle regroupe l'essentiel de l'information disponible sur les principaux gîtes et indices. La présente étude s'appuie également sur une recherche documentaire (rapports géologiques et travaux statutaires) complétée, dans certains cas, par des données de terrain recueillies au cours de l'été 1999.

Une description de la géologie de la région est présentée par Gobeil *et al.* dans ce volume. Rappelons que la région de la moyenne Côte-Nord comprend un socle grenvillien recouvert par endroits d'une mince séquence de roches carbonatées du Paléozoïque inférieur. La région est également recouverte de dépôts glaciaires quaternaires d'épaisseur très variable et, par endroits, de dépôts fluvioglaciaires, deltaïques et marins récents, le long de la frange côtière. Finalement, dans certains secteurs de plaines, les tourbières sont importantes.

ILMÉNITE ET MAGNÉTITE

Les premiers indices de fer et de titane décrits en moyenne Côte-Nord ont été ceux du secteur de Sept-Îles, le long des rivières Rapide (Hunt, 1866) et Sainte-Marguerite (Dulieux, 1912), et ceux situés entre l'embouchure de la rivière Chaloupe et Le Dock, à 7 km à l'est du village de Rivière-au-Tonnerre (de Puyjalon, 1884). La mine Molson, située près de la chute du Cran de Fer, le long de la rivière Rapide, fut la première mine de fer exploitée sur la Côte-Nord. La compagnie Moisie Iron Co. l'a exploitée entre 1870 et 1875. Le minerai de fer était fondu à Moisie avec le sable magnétique exploité à l'embouchure de la rivière Moisie. Par la suite, Dulieux (1912) a démontré que le minerai de magnétite du Cran de Fer avait des teneurs trop élevées en titane pour produire un fer de qualité selon les normes de l'époque.

Les indices et les gîtes de fer et titane qui affleurent sur le territoire couvert par la présente synthèse (figure 1) sont associés aux suites anorthositiques de Havre-Saint-Pierre et de Fournier. Nous les avons divisés en quatre groupes :

- Les veines et les dykes d'ilménite massive associés à l'anorthosite à andésine;
- Les dykes ou les intrusions de jotunite (ou ferrodiorite) à magnétite, ilménite et apatite, généralement mis en place à l'interface anorthosite-mangérite;
- Les dykes et les horizons de norite à ilménite-magnétite avec des veines d'ilménite, mis en place dans l'anorthosite à labradorite;
- Les horizons, les amas et les dykes de magnétite titanifère massive mis en place près des bordures de l'anorthosite à labradorite; par endroits, ils sont associés à une jotunite à oxydes.

Veines et dykes d'ilménite massive

L'exemple classique de ce type de gisement est celui de la mine Tio, localisé à 42 km au nord de Havre-Saint-Pierre et découvert en 1946 par la Kennecott Copper Inc. Ce gisement, situé entre les lacs Allard et Puyjalon, est composé de dykes ou d'intrusions tabulaires d'ilménite massive qui recoupent une anorthosite à andésine. Suite aux premières découvertes d'ilménite massive par Retty (1944) sur les rives du lac Allard, plus d'une vingtaine d'indices d'ilménite massive – dont six gîtes – ont été découverts dans le secteur par les géologues de la Kennecott Copper Inc. et de la QIT Fer et Titane. Le gisement du lac Tio et les gîtes et indices satellites ont été étudiés en détail (Retty, 1944; Bourret, 1949; Hammond, 1949 et 1952; Hargraves, 1959 et 1962; Dearden, 1961; Lister 1966; Rose, 1969; Hocq, 1982; Bergeron, 1986; Force, 1991). Au cours de l'été 1999, nous avons étudié les relations entre la minéralisation en ilménite massive et l'encaissant anorthositique à la mine Tio ainsi qu'à quatre autres gîtes.

La mine Tio (site 1 de la figure 2)

La mine Tio (planche 1, photo A) et ses gîtes satellites font partie de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre (Hargraves, 1962; Hocq, 1982 et Bergeron, 1986). La plupart des gîtes sont localisés au pourtour des lacs Allard et Puyjalon. Le secteur est composé d'anorthosite à andésine avec plusieurs intrusions de norite à oxydes, de ferrodiorite

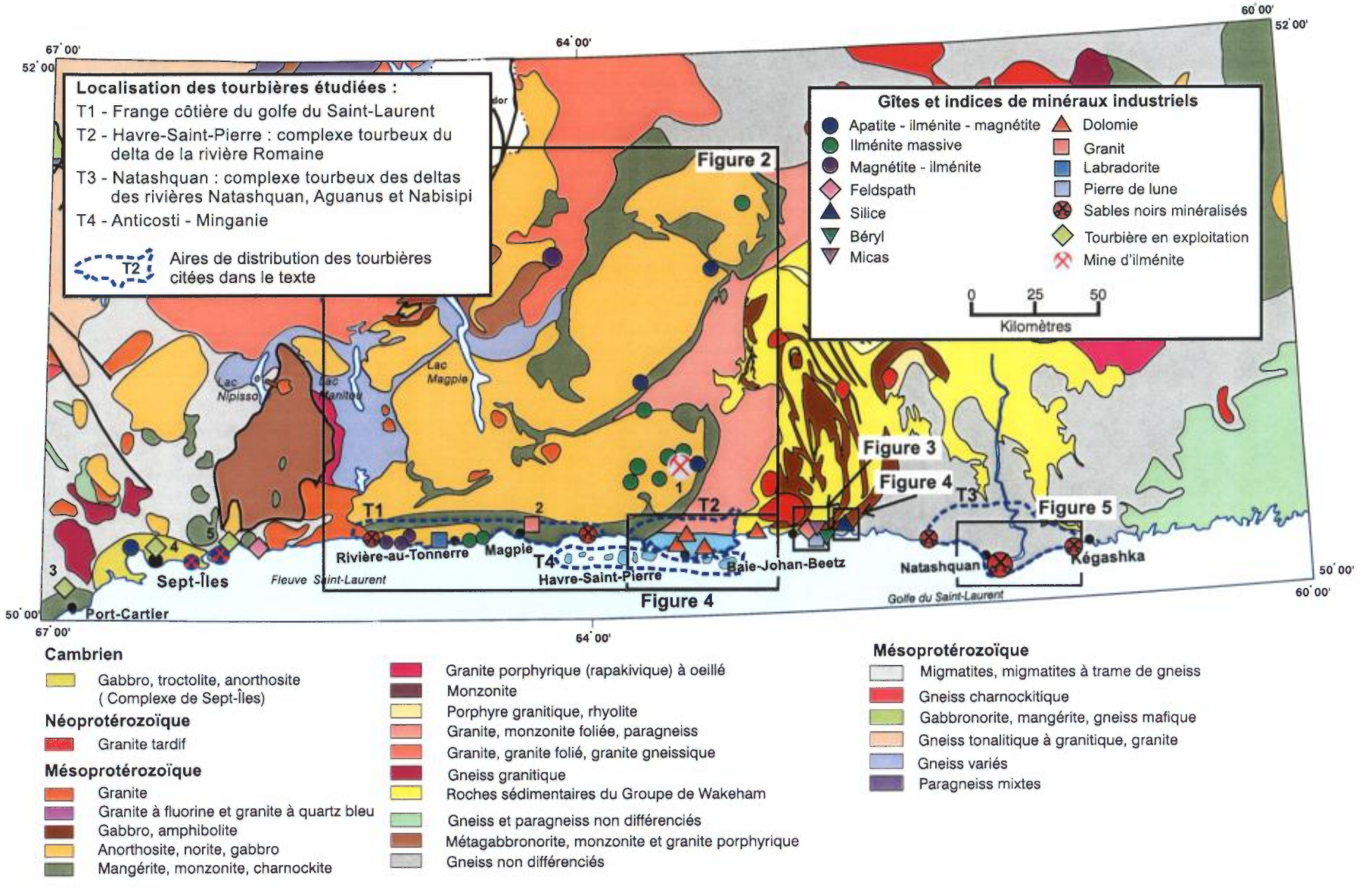


FIGURE 1 - Carte géologique simplifiée montrant les principaux gîtes et exploitations de minéraux industriels dans la partie est de la moyenne Côte-Nord. (Carte modifiée de Verpaeslt *et al.*, 1999).

(Hargraves, 1962; Force, 1991) ou de jotunite (Hocq, 1982; Bergeron, 1986). Ces intrusions se présentent sous la forme de dykes, de sills ou de lentilles stratoïdes. La plupart de ces corps noritiques, ferrodioritiques ou jotuniques montrent un enrichissement en ilménite massive à la base. D'après Hargraves (1962) et Bergeron (1986) les minéralisations massives d'ilménite-hématite sont étroitement associées aux jotunites. La jotunite est composée principalement de plagioclase (An_{41-44}), d'orthopyroxène, d'apatite, d'ilménite et de magnétite. La proportion modale d'apatite peut atteindre 10 % et celle des oxydes 20 % (Hargraves, 1962; Hocq, 1982; Bergeron, 1986; Force, 1991). Les gîtes d'ilménite massive proviendraient de la séparation d'un liquide immiscible de fer et titane à partir d'un magma parent de composition ferrodioritique (Hargraves, 1962; Lister, 1966; Bergeron, 1986; Force, 1991). Ce magma immiscible d'oxydes se serait mis en place dans les zones fracturées et cisaillées de l'anorthosite pour former des dykes, des sills et des intrusions tabulaires telle la mine Tio.

La mine Tio est composée d'une intrusion tabulaire subhorizontale ou faiblement inclinée subdivisée en trois zones ou gisements séparés par des failles normales (Hammond, 1952; Hargraves, 1959; Bergeron, 1986). Le gisement principal, incliné vers l'est de 10°, mesure 1 097 m en direction nord-sud et 1 036 m en direction est-ouest, et son épaisseur est estimée à 110 m. Le gisement « Nord-Ouest » est formé d'une mince bande de 7 à 60 m d'épaisseur de minerai d'ilménite alternant avec des horizons décimétriques à métriques d'anorthosite et il est faiblement incliné vers l'est. Le gisement Cliff forme une colline qui surplombe la mine Tio et possède une forme elliptique. La zone minéralisée en ilménite massive mesure 378 m en direction nord-sud et 225 m en direction est-ouest, et son épaisseur moyenne est de 60 m. La mine Tio est caractérisée par une anomalie magnétique négative (Bourret, 1949; Hargraves, 1959). Le minerai consiste en un agrégat noir et dense d'hémo-ilménite à grain grossier (10 x 10 x 2 mm), tabulaire, formé d'intercroissances lamellaires, dont la longueur moyenne des lamelles est de 5 x 1 x 0,2 micromètres (Rose, 1969), d'ilménite (75 %) et d'hématite (25 %). Les minéraux accessoires observés sont le plagioclase, le spinelle et les sulfures (pyrite et chalcopyrite). Par endroits, la proportion modale des sulfures atteint 2 %. La composition chimique moyenne du minerai est de 34,2 % TiO_2, 27,5 % FeO, 25,2 % Fe_2O_3, 4,3 % SiO_2, 3,5 % Al_2O_3, 0,9 % CaO, 3,1 % MgO, 0,1 % Cr_2O_3 et 0,41 % V_2O_5. Les réserves des trois gisements de la mine Tio sont estimés à plus de 125 Mt pour le gisement principal, à 5,08 Mt avec 37,4 % Fe et 32,32 % TiO_2 pour le gisement « Nord-Ouest » et à 8,39 Mt avec 39,2 % Fe et 33,9 % TiO_2 pour le gisement Cliff. Depuis 1950, QIT Fer et Titane a extrait de ces trois zones plus de 75 Mt à 38,8 % Fe et 33,6 % TiO_2. La zone principale est subdivisée en trois parties : la partie supérieure, composée d'ilménite massive et, par endroits, d'une norite ilménitique; la partie intermédiaire, formée d'une alternance de niveaux d'ilménite massive et d'anorthosite à ilménite; et la partie inférieure, composée d'ilménite massive. On rencontre des enclaves d'anorthosite par endroits dans l'ilménite massive.

Force (1991), sur la base de travaux antérieurs, concluait que la minéralisation de la mine Tio provenait d'un liquide enrichi en oxydes dérivé d'un magma nelsonitique immiscible dans le magma ferrodioritique.

Le gîte du lac Josephis (site 2 de la figure 2)

Le gîte du lac Josephis est localisé à environ 15 km à l'ouest de la mine Tio. Il consiste en un dyke à fort pendage, avec des paliers à faible pendage d'une dizaine de mètres d'épaisseur affleurant à flanc de montagne et surplombant le lac Josephis. Un récent éboulis a dégagé une partie de la paroi de sa végétation et mis au jour une roche toute fraîche. Les contacts, nettement visibles sur cet affleurement, montrent que l'ilménite massive recoupe l'encaissant anorthositique. Des apophyses d'ilménite massive, de 10 à 50 cm d'épaisseur sur une longueur variant de 30 cm à 1 m, quittent le dyke et recoupent l'anorthosite hololeucocrate. Par endroits, sous le contact inférieur du dyke, nous avons observé une alternance entre des niveaux d'épaisseur centimétrique d'ilménite massive et l'anorthosite encaissante. Des enclaves d'anorthosite hololeucocrate et de leuconorite à ilménite peuvent être observées dans le dyke. Dearden (1961) avait également noté une zone à ilménite disséminée dans l'anorthosite au sommet de la crête. Au sud du lac Josephis, plusieurs petites lentilles d'ilménite massive affleurent à flanc de montagne (Dearden, 1961; Hutteri, 1986). L'analyse chimique d'un échantillon représentatif du dyke d'ilménite a décelé des teneurs de 61 % Fe_2O_3, 38,4 % TiO_2, 2,48 % MgO, 0,41 % V_2O_5, 0,41 % MnO, 0,98 % Al_2O_3 et 0,28 % SiO_2 et 0,32 % S.

Le gîte de Big Island (site 3 de la figure 2)

Le gîte de Big Island est très particulier. Localisé à plus de 15 km au SW de la mine Tio, il est formé d'un dyke d'ilménite massive à rutile et saphirine qui recoupe une anorthosite hololeucocrate. Ce gîte a été étudié en détail par la QIT Fer et Titane (Cossette, 1983; Bergeron, 1986). Le dyke possède une épaisseur de 10 m et peut-être suivi sur plus de 500 m en direction E-W. Les contacts entre le dyke et l'anorthosite encaissante sont francs. Le dyke contient des enclaves décimétriques à métriques d'anorthosite hololeucorate, parfois partiellement résorbées, et de leuconorite foliée à ilménite. La foliation observée dans les enclaves de leuconorite est généralement parallèle à la direction du dyke. La minéralisation est constituée d'ilménite et de rutile (jusqu'à 15 %). Les minéraux accessoires sont le spinelle (pléonaste), la saphirine, le plagioclase et l'orthopyroxène (Bergeron, 1986). C'est le seul indice d'ilménite présent dans le massif du lac Allard de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre où se trouve le rutile.

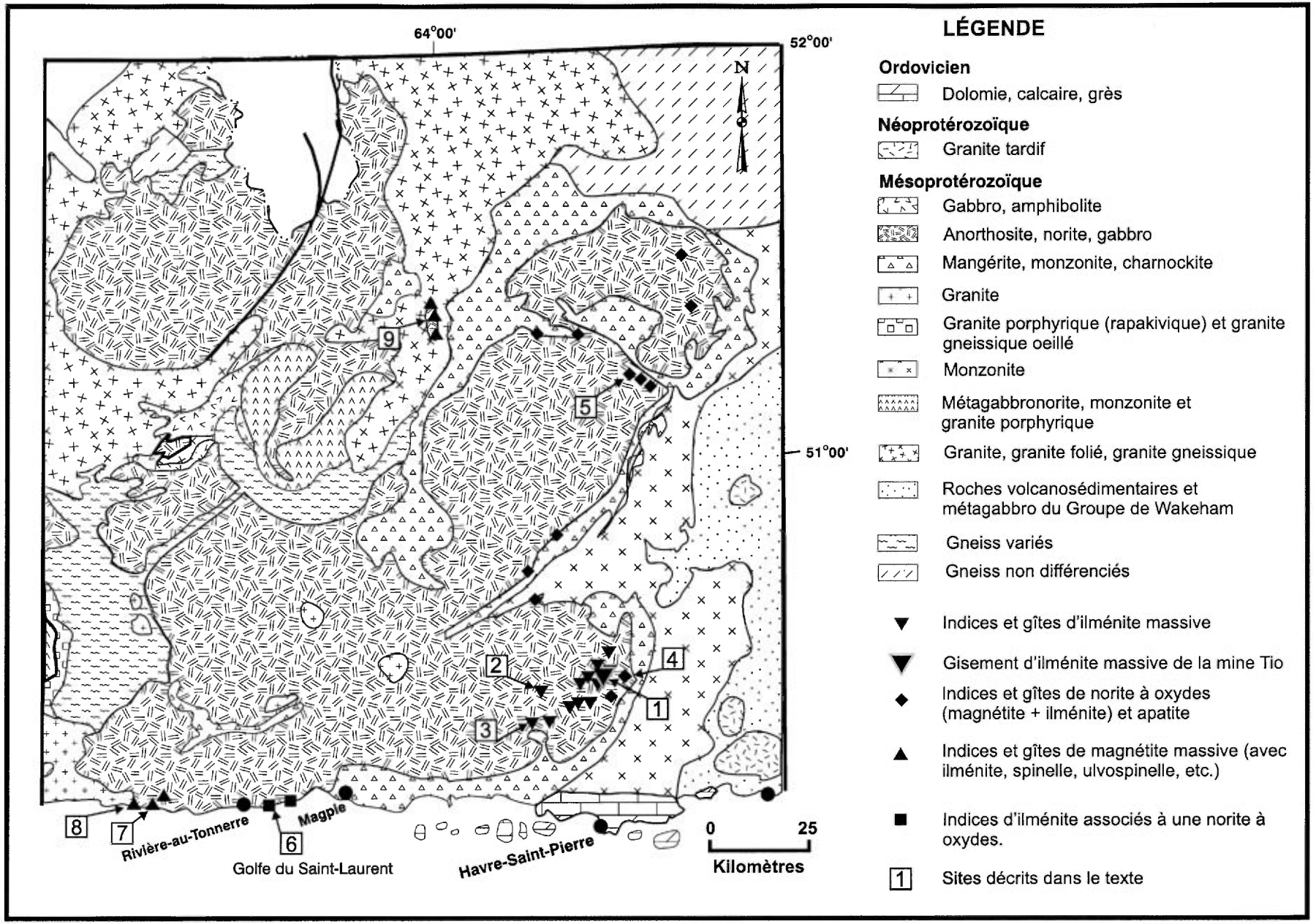


FIGURE 2 - Carte géologique simplifiée et principaux indices et gîtes d'ilménite et de magnétite de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Les numéros réfèrent au texte. (Carte modifiée de Verpaelst *et al.*, 1999).

La granulométrie du rutile varie de 0,5 à 2,0 mm et, d'après Bergeron (1986), ce dernier serait facilement récupérable. Toutefois, la dimension restreinte du gisement rend peu probable son exploitation. Tel que mentionné par Bergeron (1986), un seul autre indice de rutile-sapphirine-hémoilménite est connu et il se trouve dans l'Anorthosite de Saint-Urbain dans Charlevoix. L'analyse chimique de deux échantillons représentatifs du dyke d'ilménite de Big Island a décelé des teneurs de 29,1 % FeO, 58,9 % Fe_2O_3, 38,9 % TiO_2, 2,99 % MgO, 0,39 % V_2O_5, 0,12 % MnO, 1,54 % Al_2O_3, 0,91 % SiO_2 et 0,05 % S pour l'ilméninite massive et de 26,0 % FeO, 47,1 % Fe_2O_3, 40,3 % TiO_2, 3,12 % MgO, 0,36 % V_2O_5, 0,10 % Cr_2O_3, 0,11 % MnO, 4,35 % Al_2O_3 et 6,26 % SiO_2 pour l'ilméninite à rutile et sapphirine.

Magnétite-ilménite-apatite

Les minéralisations en magnétite-ilménite-apatite sont associées à la jotunite qui peut être observée à la bordure est et nord du massif du lac Allard de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. Ces roches peuvent être observées à l'interface entre l'anorthosite et la mangérite qui enveloppe les différents lobes d'anorthosite (Hocq, 1982; Bergeron, 1986). La jotunite ou ferrodiorite est une roche grenue, relativement dense et fortement magnétique à certains endroits (Hocq, 1982). Près du contact avec l'anorthosite, elle présente un rubanement primaire bien défini. Dans cette zone, la jotunite montre des rubans réguliers, de 30 à 60 cm d'épaisseur, riches en oxydes (*op. cit.* Hocq, 1982).

Gîte Everrett (site 4 de la figure 2)

Le gîte Everrett affleure au nord-ouest du lac Puyjalon. Il est associé à une bande de jotunite qui s'étire sur plus de 3 km et dont la largeur moyenne excède 300 m. Sa mise en place s'est effectuée entre l'anorthosite et la mangérite. La minéralisation est composée d'ilménite, d'hématite, de magnétite et d'apatite, à grain moyen et granulaire. Sur le site visité en 1999, la ferrodiorite contient de 20 à 30 % d'oxydes avec des niveaux magnétiques enrichis contenant 50 % d'oxydes. La Gulf Titanium Limited avait estimé des réserves géologiques de l'ordre de 293,76 Mt à une teneur moyenne de 16,2 % Fe, 9,75 % TiO_2 et 4 % P_2O_5. Notre analyse chimique d'un échantillon représentatif de la minéralisation de la jotunite a retourné des teneurs de 39,4 % Fe_2O_3, 19,0 % TiO_2, 6,95 % MgO, 0,22 % V_2O_5, 0,17 % MnO, 5,42 % Al_2O_3, 23,0 % SiO_2, 4,50 % CaO, et 0,87 % S.

Indices Abbé-Huard (site 5 de la figure 2)

Le contexte de la formation et de la mise en place des minéralisations en ilménite-magnétite des indices Abbé-Huard est similaire à celui du gîte Everrett. Mis au jour en 1997 (Verpaelst *et al.*, 1999), ces indices se trouvent dans une ferrodiorite logée entre l'anorthosite et la mangérite. L'indice principal affleure sur une distance de près de 1 km sur 100 m de largeur. La minéralisation se présente sous la forme de niveaux enrichis en oxydes (magnétite + ilménite) dans la ferrodiorite, donnant ainsi un aspect rubané à cette roche foncée et généralement rouillée. L'épaisseur de ces niveaux varie de quelques centimètres à plus de 50 cm. Les constituants principaux de ces bandes sont la magnétite et l'ilménite (de 50 à 60 %), le plagioclase (de 10 à 30 %), l'orthopyroxène (de 10 à 30 %), avec accessoirement de l'apatite et du spinelle. L'analyse chimique d'un échantillon représentatif de la minéralisation de la jotunite a décelé des teneurs de 20,7 % FeO, 54,9 % Fe_2O_3, 11,6 % TiO_2, 3,21 % MgO, 0,34 % V_2O_5, 0,18 % MnO, 12,0 % Al_2O_3, 15,3 % SiO_2, 2,73 % CaO, et 0,87 % S.

Veines d'ilménite massive associées à une norite à ilménite

Ce type de minéralisation a été observé en bordure de la mer, dans l'anorthosite à labradorite du massif de Rivière-au-Tonnerre de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre. La première mention de cette minéralisation a été faite par de Puyjalon en 1884. Dulieux (1912) donne une brève description de la minéralisation observée à Le Dock (site 6 de la figure 2), à 7 km à l'est du village de Rivière-au-Tonnerre. Un autre indice, localisé sur la rive occidentale de la baie de Magpie, près du contact entre l'anorthosite et la mangérite, a également été observé.

La minéralisation se trouve disséminée dans un dyke de norite mis en place suivant le grain tectonique de l'anorthosite encaissante. La norite à ilménite est à grain grossier et elle renferme des phénocristaux d'orthopyroxène ainsi que des gros xénocristaux de labradorite. Ces xénocristaux sont similaires à ceux de l'anorthosite encaissante dont ils semblent provenir. Nous trouvons également dans la norite des enclaves d'anorthosite de toutes les dimensions et, fait à noter, la foliation observée dans les enclaves est généralement parallèle à celle présente dans la roche encaissante. Cette observation implique que la mise en place du dyke est antérieure à la déformation et postérieure (de peu de temps) à la mise en place de l'anorthosite.

L'ilménite est généralement disséminée dans la norite, mais des poches centimétriques à décimétriques d'ilménite massive peuvent être observées dans les zones à accumulation de phénocristaux d'orthopyroxène. Des veines irrégulières et des amas d'ilménite massive, dont l'épaisseur varie de 10 à 60 cm, recoupent la norite à ilménite. Par endroits, ces veines d'ilménite traversent le contact entre la norite et l'anorthosite. Les veines sont constituées principalement d'ilménite granulaire (de 60 à 80 %), avec du plagioclase, de l'orthopyroxène, du spinelle et par endroits de l'apatite. La magnétite semble absente de cet assemblage. L'analyse chimique d'un échantillon représentatif d'une veine d'ilméninite, associée au dyke de leuconorite

et d'une épaisseur de 30 cm, a retourné des teneurs de 56,6 % Fe_2O_3, 33,3 % TiO_2, 2,14 % MgO, 0,33 % V_2O_5, 0,15 % MnO, 2,72 % Al_2O_3, 5,92 % SiO_2, 0,78 % CaO, et 1,10 % S.

Magnétite titanifère massive

Ce type de minéralisation peut être observé à la bordure occidentale du massif de Rivière-au-Tonnerre de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre et sur la marge orientale de la Suite anorthositique de Fournier (gisement de Magpie). Les premières mentions de magnétite massive dans le secteur de la rivière Chaloupe ont été faites par de Puyjalon (1884). Dulieux (1912) et Jenkins (1956) les ont décrits en détail (sites 7 et 8 de la figure 2).

Les indices de magnétite massive de la rivière Chaloupe et du cap Rond

Sur près de 5 km, le long de la côte et à l'intérieur des terres, la minéralisation se présente sous la forme d'horizons de magnétite massive, concordants avec la foliation tectonique de l'anorthosite, ainsi qu'en veines de norites riches en magnétite et en veines de magnétite massive avec des fragments d'encaissant. Ces fragments d'anorthosite rubanée sont caractérisés par une orientation discordante des rubans par rapport au grain tectonique de l'encaissant des veines. Par endroits, des veines tardives de monzonite ou de granite pegmatitiques à magnétite (entre 5 et 20 % de magnétite) recoupent et mobilisent la minéralisation en magnétite.

À l'embouchure de la rivière Chaloupe et dans le secteur du cap Rond, les minéralisations en magnétite massive forment des horizons concordants avec la foliation mylonitique de l'anorthosite. Ces horizons définissent un pseudo-rubanement primaire, plissé par endroits. Toutefois, ces plis sont toujours contenus entre des niveaux où la structure mylonitique de l'anorthosite est bien développée. Les veines de magnétite massive et de norite à magnétite recoupent avec un angle faible les horizons de magnétite. L'épaisseur de ces veines est très variable, allant de quelques centimètres à près de 15 m au cap Rond. Elles contiennent des enclaves de l'anorthosite encaissante, des xénocristaux de labradorite et des enclaves d'anorthosite rubanée à magnétite. La composition de ces veines varie d'une magnétitite (avec moins de 30 % de minéraux silicatés) à une norite magnétitique (de 30 à 50 % de magnétite + ilménite) à grain grossier.

Un échantillon choisi contient des teneurs de 49,5 % Fe[1] et de 16,34 % TiO_2 sur une veine de magnétitite à la rivière Chaloupe, tandis que la moyenne de huit échantillons choisis est de 35,84 % Fe et 11,37 % TiO_2 (Klugman, 1955 et 1956). Dans le secteur du cap Rond, les analyses de plusieurs veines et horizons de magnétitite ont retourné des teneurs qui varient de 27,41 % à 49,52 % Fe et de 3,72 % à 22,42 % TiO_2. Toutefois, un échantillon provenant d'une veine d'ilménite a retourné des teneurs de 42,25 % Fe et 34,15 % TiO_2. Notre analyse chimique d'échantillons représentatifs de la minéralisation de magnétite titanifère, associée à plusieurs veines et lentilles, a retourné des teneurs qui varient de 51,1 à 61,0 % Fe_2O_3, de 10,4 à 17,2 % TiO_2, de 3,23 à 3,72 % MgO, de 0,24 à 0,29 % V_2O_5, de 0,17 à 0,22 % MnO, de 9,16 à 12,4 % Al_2O_3, de 8,29 à 17,0 % SiO_2, de 1,98 à 2,75 % CaO, et de 0,55 à 1,14 % S. Les teneurs obtenues et les épaisseurs des veines et des horizons font en sorte que ces indices ne possèdent pas de valeur commerciale.

Le gisement de Magpie (site 9 de la figure 2)

Le gisement de Magpie, localisé à 130 km au nord de Mingan, est l'un des plus gros gisements de magnétite titanifère au monde. Il n'est accessible que par voie aérienne. La minéralisation a été découverte en 1952 par deux prospecteurs qui avaient noté qu'en survolant les montagnes de cette région la boussole de l'avion « perdait le nord ». En 1953, la compagnie Hollinger Exploration Co. Ltd. a entrepris un important programme d'exploration sur la propriété. Entre 1953 et 1955, les géologues de la Hollinger ont délimité cinq gîtes, séparés les uns des autres par des failles normales (Matthews et Moyat, 1956) et caractérisés par de fortes anomalies magnétiques. La minéralisation se présente en amas tabulaires fortement inclinés sur les sommets des montagnes. Ces amas de magnétite, mis en place dans des granites et des gneiss granitiques, sont enrobés d'une enveloppe d'anorthosite qui peut atteindre 30 m d'épaisseur (Rose, 1969). Entre 1958 et 1968, la Stratmat Ltd. a effectué des essais métallurgiques ainsi que des travaux d'exploration détaillés (Moyat, 1961). Entre 1968 et 1978, la SOQUEM a réalisé un échantillonnage en vrac, des essais métallurgiques, une étude de rentabilité ainsi qu'une étude de marché (Lucas et Ritcey, 1977). Comme le gisement est constitué de magnétite titanifère, il est désavantagé par sa faible valeur en titane et par la présence de métaux, tels le vanadium et le chrome, qui posent beaucoup de problèmes métallurgiques.

La minéralisation se compose de magnétite titanifère à grain fin (~ 75 %) associée avec du spinelle (~10 %) et de l'ilménite (5 à 10 %). Les phases accessoires sont le pyroxène, le plagioclase et l'apatite (~ 10 %). La magnétite contient des lamelles d'ilménite ainsi que des inclusions et des lamelles de spinelle (Rose, 1969). Le tonnage et les teneurs estimés de l'ensemble du gisement Magpie sont de l'ordre de 184,93 Mt pour les réserves prouvées et de 629,67 Mt pour les réserves probables, à une teneur de 43,1 % Fe[1], 10,6 % TiO_2, 1,55 % Cr et 0,19 % V.

1. Les valeurs rapportées sont en % Fe métallique et non pas en % Fe_2O_3(Total).

FELDSPATH

Les dykes ou filons-couches de pegmatite qui affleurent de chaque coté de la baie Quetachou représentent une source potentielle de feldspath et ont fait l'objet de nombreuses études et de nombreux travaux miniers. Ces pegmatites font partie d'un ensemble de dykes et filons de pegmatite ainsi que de plutons tardifs de granite qui se déploie sur près de 20 km de large, le long de la côte, mais qui rétrécit en direction nord, à l'intérieur des terres. Selon Cooper (1957), ces dykes ou filons-couches, dont certains ont plus de 300 m de largeur, sont insérés dans un assemblage de roches métasédimentaires et de filons-couches de gabbro que l'on assigne maintenant au Groupe de Wakeham et à la Suite intrusive de la Robe Noire.

Nous avons identifié deux générations de pegmatites. La première est associée à un granite rose à blanc rosé, à texture graphique, à grain grossier ou très grossier. Ces granites et pegmatites sont constitués principalement de feldspath rose, d'oligoclase, de quartz et de biotite. La muscovite est présente par endroits et les minéraux accessoires sont la magnétite et les minéraux uranifères, et parfois la tourmaline. Par endroits, on trouve de l'oligoclase chatoyant, notamment sur la péninsule de Manicouagan, du côté est de la baie Quetachou. Ces pegmatites et ces granites sont similaires aux différents faciès du Pluton granitique du lac Turgeon (Cooper, 1957; Hauseux, 1976) qui a fait l'objet d'intenses travaux d'exploration minière pour l'uranium entre 1965 et 1978. La seconde génération est associée à un granite gris-blanc, légèrement rosé par endroits, à texture graphique et à grain très grossier, composé principalement de feldspaths blancs (microcline et perthite). En plus des feldspaths, qui constituent 60 % de la roche, les autres composantes majeures sont le quartz et les micas (muscovite et biotite) qui forment environ 5 % de la roche. Le quartz se présente en grains interstitiels de même qu'en inclusions et en excroissances graphiques dans les cristaux de feldspath. Le grenat, finement disséminé dans un faciès quartzitique granuleux à grain moyen, la tourmaline noire du type *schorl*, le béryl et la magnétite sont les minéraux accessoires que l'on peut observer ici ou là. Par endroits, des poches de dimension métrique renferment de gros cristaux de tourmaline qui dépassent 50 % de la proportion modale. Ce type de pegmatite, qui constitue la source de feldspath la plus intéressante, affleure notamment dans la partie sud de la péninsule, en bordure ouest de la baie Quetachou, formant une série de hautes crêtes orientées NE-SW (figure 3). À cet endroit, les pegmatites recoupent les roches encaissantes du Groupe de Wakeham, mais elles se sont mises en place plus ou moins parallèlement au grain tectonique. Dans le secteur du lac Turgeon, nous avons pu observer que cette génération de pegmatite recoupe la première génération.

Les deux types de pegmatite renferment des zones à cristaux métriques de feldspath qui ont fait l'objet de plusieurs tentatives d'exploitation entre 1912 et 1927 (Elenborn, 1925). Les principales carrières furent alors exploitées sur la péninsule de Manicouagan, du côté sud-est de la baie Quetachou, par la compagnie Thelminia Mines, mais de petites carrières furent aussi ouvertes sur la péninsule, à l'ouest de la baie (figure 3). L'exploitation avait pour but de produire un feldspath potassique de haute pureté par abattage et triage à la main des zones à grands cristaux clivés de microcline ou de perthite de couleur blanche ou rosée. Ces cristaux de feldspath potassique, provenant d'échantillons choisis prélevés dans les carrières des deux côtés de la baie, sont d'une grande pureté (tableau 1, analyses 4 à 6). La plupart sont toutefois de faibles dimensions et sont en plus enchevêtrés dans la masse et renferment des inclusions de quartz. C'est ainsi que le feldspath extrait de ces carrières contenait apparemment beaucoup de quartz et nécessitait beaucoup trop de tri manuel pour être exploité avec profit.

À partir du milieu des années 50, ce sont les granites blancs à grain grossier de la partie sud de la péninsule ouest (le site est maintenant connu sous le nom de Spar Mica) qui font l'objet de travaux de mise en valeur. Exception faite de quelques zones à grands cristaux de feldspath ou enrichies en minéraux ferrifères (grenat et tourmaline), le granite graphique blanc présente à cet endroit une composition relativement uniforme comme le montrent au tableau 1 les analyses d'échantillons typiques prélevés à divers endroits sur la propriété. En soumettant la roche finement broyée à une séparation magnétique à haute intensité et à un traitement électrostatique pour éliminer les minéraux ferrifères et une partie du quartz, la compagnie Spar Mica comptait produire un concentré de feldspath pour l'industrie de la céramique. Le concentré de feldspath devait être expédié par bateau vers les marchés de la côte est américaine. La compagnie a construit à cette fin une usine qui a été en opération entre 1956 et 1959 et a extrait le granite graphique des carrières ouvertes sur les crêtes, à proximité de l'usine (planche 1, photo B).

Des forages et de l'échantillonnage en vrac ont été effectués dans le même secteur au début des années 90 par la compagnie Canspar ltée et SOQUEM. Ces travaux ont permis de définir des réserves de plus de 11 Mt de minerai contenant en moyenne 14,56 % Al_2O_3, 3,09 % Na_2O, 5,32 % K_2O et 0,55 % Fe_2O_3. Un échantillon en vrac de pegmatite prélevé dans l'une des carrières a retourné, après séparation magnétique et flottation, un concentré de feldspath présentant les caractéristiques chimiques suivantes : 19,80 % Al_2O_3, 9,18 % K_2O, 4,69 % Na_2O et 0,04 % Fe_2O_3. Ces teneurs sont avantageusement comparables à celles des produits feldspathiques déjà sur le marché.

Les pegmatites de la baie Quetachou contiennent donc de grands amas de granite blanc à grain grossier, de composition très uniforme, qui représentent une source

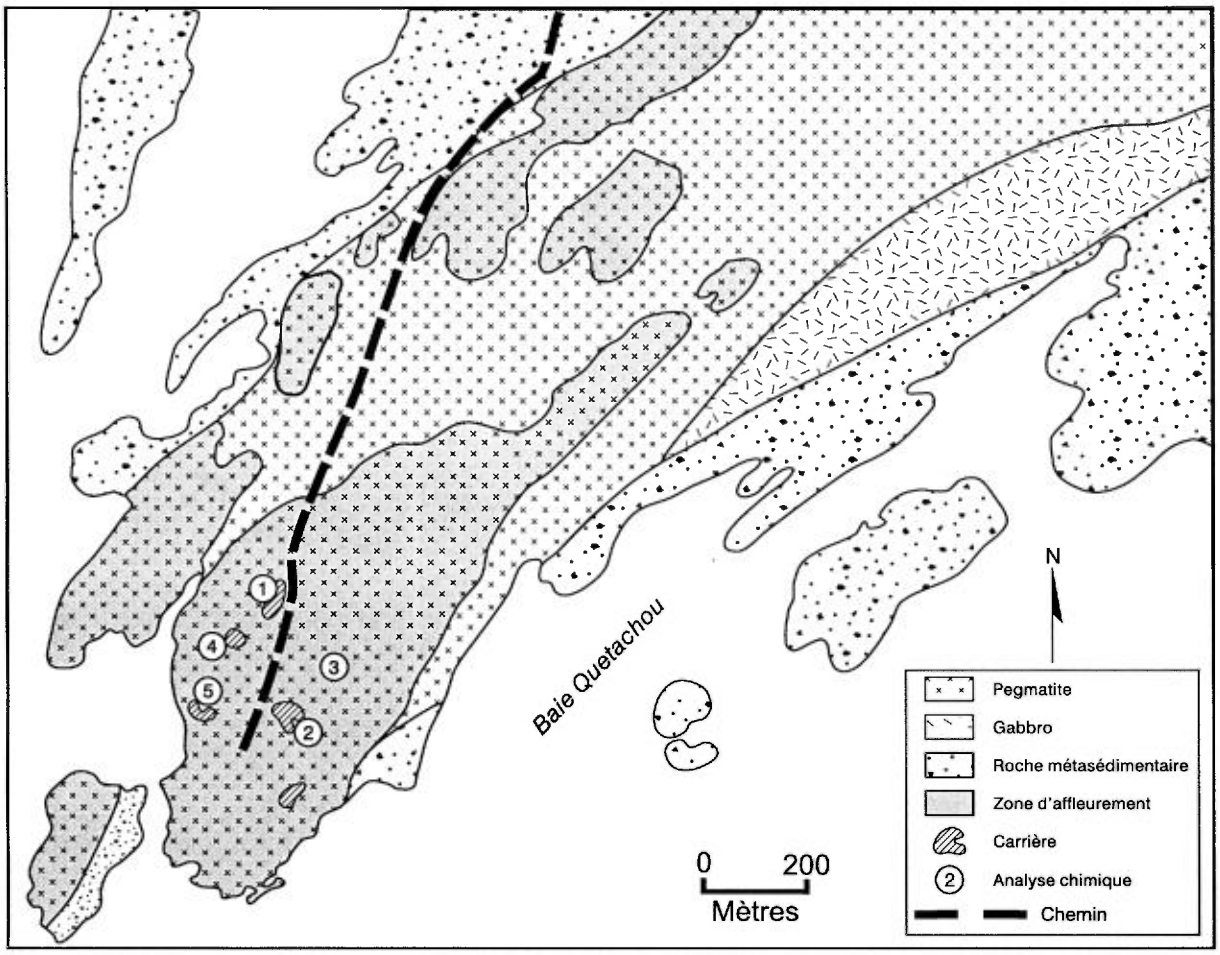


FIGURE 3 - Carte géologique simplifiée de la péninsule à l'ouest de la baie Quetachou. (D'après Cooper, 1957).

potentielle de concentrés de feldspath acceptables pour les industries du verre et de la céramique. Ces gisements pourraient être exploités éventuellement si de meilleures conditions de marché prévalaient.

SILICE

Les principales sources de silice identifiées dans la région consistent en deux veines de quartz de plusieurs dizaines de mètres de largeur et de quelques centaines de mètres de longueur. Celles-ci affleurent dans le secteur de la rivière Watshishou, près de la mer, formant deux collines importantes connues sous les noms de « colline Watshishou » et de « crête White » – ou « mont Blanc ». Ces veines – ou amas lenticulaires de quartz blanc laiteux – sont associées à des pegmatites granitiques roses localisées le long de la zone de cisaillement du lac Caron, laquelle sépare le Groupe de Wakeham des orthogneiss sous-jacents. Ces veines recoupent un quartzite du Groupe de Wakeham et une amphibolite de la Suite intrusive de la Robe Noire.

Le Groupe de Wakeham renferme également de nombreuses unités de quartzite qui, exception faite de quelques minces horizons, sont généralement impurs et ne présentent aucun intérêt comme source de silice.

La « colline Watshishou » et la « crête White », avec leurs sommets d'une blancheur de neige que l'on peut voir de très loin, constituent des affleurements spectaculaires. Les premières mentions du quartz blanc laiteux de la colline Watshishou figurent dans « Géologie du Canada » (Logan, 1863) et dans les deux rapports produits par de Puyjalon (1884 et 1898) Les premières évaluations de ces veines de quartz ne seront effectuées que beaucoup plus tard et porteront essentiellement sur la crête White, laquelle représente la zone ayant le plus grand potentiel économique (Erlenborn, 1925; Greig, 1944; Claveau, 1944; Owens, 1951; Cooper, 1957; Marleau, 1978).

La veine de quartz de la crête White (figure 4) est lenticulaire et mesure 600 m de longueur sur environ 60 m dans sa partie la plus large. Elle affleure sur une superficie d'environ 25 000 mètres carrés. La veine principale est

TABLEAU 1 - Résultats de l'analyse des pegmatites et des feldspaths de la baie Quetachou.

	Échantillons					
	1	2	3	4	5	6
	%	%	%	%	%	%
SiO_2	74,3	75,1	75,5	65,7	65,6	66,5
Al_2O_3	15,1	14,1	14,1	18,9	18,9	19,0
Fe_2O_3	0,41	0,66	0,88	<0,10	<0,10	<0,10
MgO	0,15	0,19	0,18	<0,10	<0,10	<0,10
CaO	0,78	0,71	0,36	<0,02	<0,02	<0,02
Na_2O	4,20	3,63	3,00	2,85	2,96	3,45
K_2O	4,21	5,19	5,71	12,6	12,5	11,7
TiO_2	0,04	0,07	0,11	<0,01	<0,01	0,01
MnO	0,03	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
P_2O_5	0,05	0,05	0,03	0,10	0,14	<0,01
Cr_2O_3	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
PAF	0,60	0,37	0,55	0,11	0,14	0,11

1 : Pegmatite (granite graphique)
2 : Pegmatite (granite graphique)
3 : Pegmatite (granite graphique)
4 : Microcline rose
5 : Microcline blanche
6 : Microcline rosée

accompagnée, à l'ouest, d'une autre veine aux dimensions plus restreintes (30 x 100 m) et, à l'est, par des veines plus petites. Au premier regard, l'amas est constitué de quartz blanc très pur. De près, on note un système de veines de quartz blanc, généralement très pur, qui recoupe une première génération de quartz blanc contenant des impuretés ainsi que des fragments de quartzite et d'amphibolite silicifiés. Au pourtour de l'amas, les roches encaissantes, quartzite et amphibolite montrent une silicification qui décroît au fur à mesure que s'on éloigne de l'amas principal de quartz. Le contact encaissant-veine consiste en un cisaillement mylonitique sur lequel se superpose une fracturation tardive (Owens, 1951) – associée à une silicification et à une feldspathisation – par rapport à la mise en place de veines et veinules de quartz et, par endroits, à une épidotisation et à une hématisation. Dans les zones altérées et fracturées, le quartzite encaissant est poreux et nous y trouvons de 2 à 5 % de pyrite idiomorphe. À l'intérieur de l'amas de quartz, les fragments de quartzite et d'amphibolite sont très altérés et montrent une intense silicification accompagnée d'une feldspathisation. En plus de la silicification, les enclaves d'amphibolite montrent une forte épidotisation. Des dykes d'aplite sont présents en bordure de l'amas et recoupent les roches encaissantes. Des fragments d'aplite peuvent être observés dans l'amas principal de quartz, particulièrement à sa bordure.

Plus au sud, à la colline Watshishou et sur les îles à l'embouchure de la rivière du même nom, le quartz se présente en amas à l'intérieur de grandes masses de pegmatites. Par endroits, le quartz forme des veines d'épaisseur variable qui coupent la pegmatite. Il semble donc que l'amas de la crête White est associé à une migration de fluides riches en silice dans les roches encaissantes cisaillées.

Claveau (1944) a effectué un échantillonnage par rainurage de la crête White sur quatre sites contenant des teneurs variant entre 97,67 et 99,35 % SiO_2 et entre 0,015 et 0,06 % Fe_2O_3 (voir le tableau 2). En 1965, J.M. Yates a jalonné la crête White et a effectué quatre sondages au diamant qui ont traversé la crête sur sa largeur. En 1978, Placements Appalaches ltée a entrepris de nouveaux travaux d'exploration, dont un échantillonnage en vrac sur 12 sites choisis au hasard et le prélèvement de 24 échantillons par rainurage sur une longueur moyenne de 1,5 m. Les résultats obtenus montrent une variation en alumine de 0,03 à 1,97 % (Al_2O_3) et une variation en fer de 0,001 à 0,20 % (Fe_2O_3). La teneur en Ti est très faible (de 10 à 100 ppm). La teneur moyenne de 24 échantillons est de 98,3 % SiO_2, 0,35 % Al_2O_3, 0,005 % TiO_2, 0,014 % CaO et 0,005 % MgO. Toutefois, certains échantillons sont anomaux et présentent des niveaux élevés de contamination. Les teneurs élevées en alumine et en oxyde de fer de certains échantillons rendent le quartz de la crête White difficilement exploitable pour le silicium métal, à moins d'effectuer un minage sélectif et un tri à la main des fragments de quartz (Marleau, 1978).

Le gisement de quartz de la crête White contient donc dans l'ensemble trop d'impuretés pour constituer une source valable de silice pouvant être consacrée aux usages industriels qui exigent un quartz de grande pureté. Le quartz de la crête White pourrait cependant être utilisé dans la production de ferrosilicium, ou encore comme source de

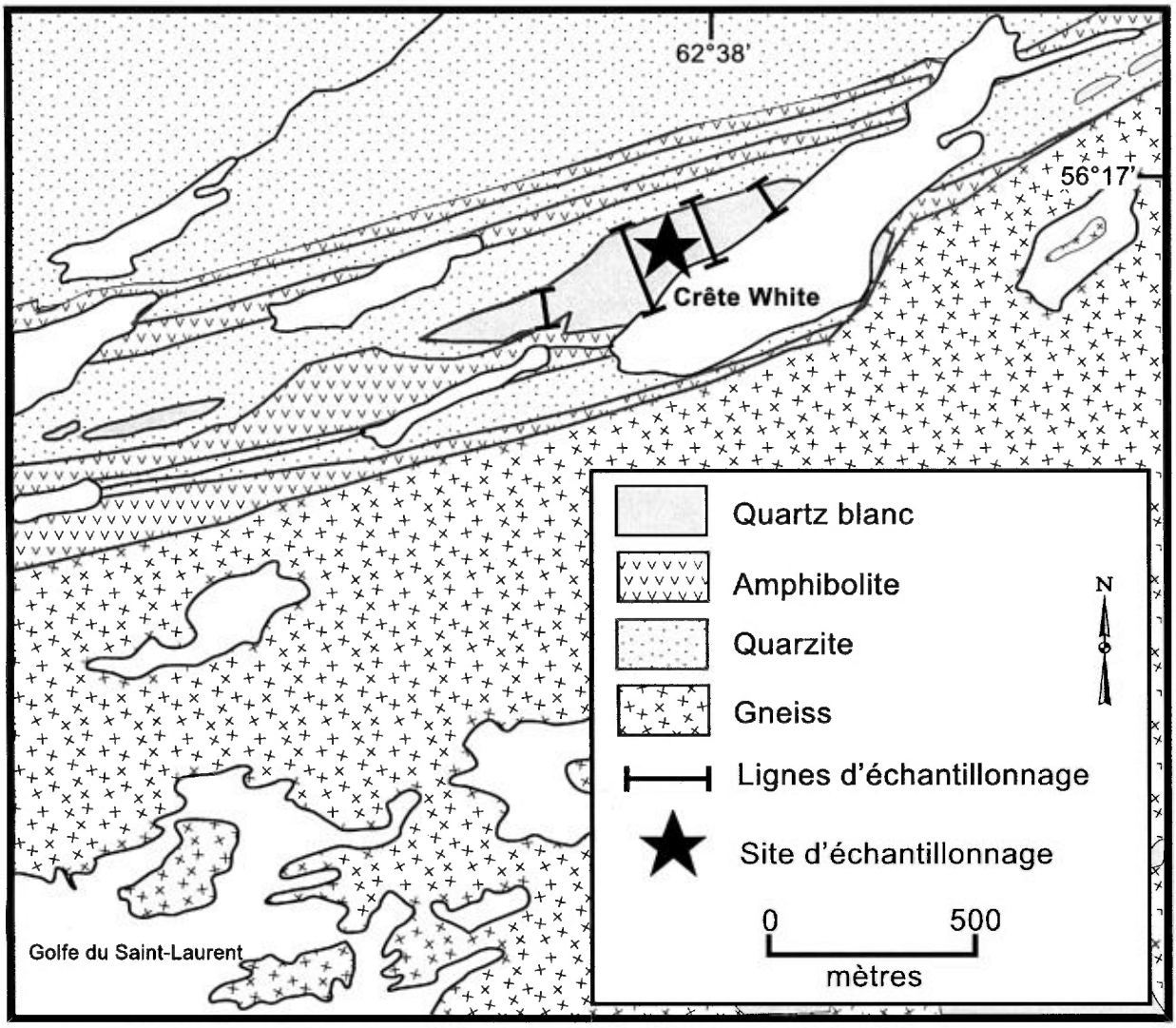


FIGURE 4 - Gîte de silice de la crête White (mont Blanc). (D'après les travaux de Claveau, 1944, et d'Owens, 1951).

granules décoratifs. Les dimensions exceptionnelles de la crête et la proximité de la route 138 rendent ce gisement très attrayant.

PIERRE DE TAILLE

La mangérite brune de Magpie est exploitée pour la pierre de taille depuis 1992 par le Groupe Polycor (figure 1; planche 1, photo C). La pierre exploitée montre des variations de couleur qui vont du brun foncé (variété « Magpie »), au rose brunâtre (variété « Anticosti ») puis au brun orangé (variété « Mingan »). La carrière se compose de plusieurs fronts de taille. Le premier front est situé dans une ancienne carrière de granulats exploitée lors de la construction de la route 138. Le dernier est situé plus au nord-ouest, sur le sommet des collines. Le taux de rejet des blocs est élevé, car les fronts de taille sont traversés par des zones de failles ductiles et par des cassures. De plus, des veines de pegmatites recoupent ici ou là la mangérite. La pierre montre aussi une variabilité dans les teintes de brun. En 1996, la compagnie Nordgranit a entrepris un programme d'exploration qui visait à délimiter de nouvelles zones pour l'exploitation. Les conclusions de leurs travaux montrent que plusieurs variétés de granit pourraient être extraites en plus de celles déjà exploitées, dont une mangérite gris-vert et une syénite rose foliée (Ouellet, 1997).

Dans le secteur de Rivière-au-Tonnerre, l'anorthosite à labradorite présente un aspect intéressant pour la pierre ornementale et décorative. Par endroits, on y trouve de beaux cristaux de labradorite iridescente qui pourraient servir en joaillerie pour la fabrication de bijoux. À d'autres

TABLEAU 2 - Résultats d'analyses de silice de la crête White.

	Échantillons en éclats Numéro de la ligne (Owen, 1951)				A	B (Été 1999,MRN)		
	1	2	3	4		20 E1	20 E2	21 A
	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO_2	98,73	97,67	99,35	98,81	98,3	97,1	98,7	97,1
Fe_2O_3	0,03	0,06	0,015	0,03	0,07	< 0,1	<0,10	0,15
TiO_2	0,009	0,014	0,006	0,007	0,005	0,02	0,01	0,06
CaO	Nil	Nil	Nil	Nil	0,014	<0,02	<0,02	<0,02
MgO	0,02	0,043	0,007	0,02	0,005	< 0,10	<0,10	<0,10
P_2O_5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0,01	<0,01	<0,01
Al_2O_3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,35	1,23	<0,10	1,09

A. Moyenne de 24 échantillons prélevés par Placements Appalache ltée en 1978.
B. (20 E1), échantillon choisi; (20 E2), échantillon en éclats sur 10 mètres; (21 A), échantillon de quartzite (500 m à l'ouest de la crête White).

endroits, sur les mornes côtiers, l'anorthosite possède une couleur gris-beige et elle est truffée de cristaux de labradorite. Lorsque polie, cette pierre possède un joli cachet.

Dans le secteur de Baie-Johan-Beetz, de Puyjalon (1884) mentionne une source de ce qu'il appelle « pierre de lune ». La « pierre de lune » mentionnée par de Puyjalon est en fait un granite blanc rosé à rose associé aux pegmatites décrites à la section Feldspath. Les cristaux d'oligoclase présentent des chatoiements d'un bleu pale nacré qui donnent un cachet particulier à cette roche. Celle-ci, une fois polie, présente une couleur gris pâle tirant, par endroits, sur le rose.

Les divers tons de brun de la mangérite de Magpie rendent cette pierre très attrayante et elle est en demande sur le marché de la pierre ornementale. La compagnie Nordgranit poursuit ses travaux d'exploration en vue de mettre au jour un site où les variations de couleurs et de fracturation seront moindres, ce qui permettrait de réduire les rejets. Quant à la labradorite de Rivière-au-Tonnerre, la distribution de cette dernière est erratique et ne permet pas une exploitation commerciale. Toutefois, certains sites pourraient être exploités de manière artisanale pour la joaillerie. La superficie et la distribution des sites de « pierre de lune » sont inconnues. Des travaux d'exploration plus poussés seront nécessaires dans le but d'évaluer le potentiel économique de cette pierre.

SITES MINÉRALOGIQUES

La région étudiée contient plusieurs sites d'intérêt minéralogique, qui sont surtout concentrés dans les secteurs de Baie-Johan-Beetz et de Rivière-au-Tonnerre. Dans le secteur de Baie-Johan-Beetz, on a pu répertorier plusieurs sites contenant de grands cristaux de tourmaline, de micas et de feldspaths, bien cristallisés dans les pegmatites. Par endroits, de beaux cristaux de béryl peuvent aussi être extraits de ces pegmatites. Dans le secteur de Rivière-au-Tonnerre, la labradorite est certainement le minéral le plus recherché. En effet, dans les affleurements côtiers, l'œil averti trouvera certainement de jolis cristaux d'un bleu chatoyant.

Quoique ces sites ne présentent qu'un faible intérêt économique, ils sont certainement recherchés par les collectionneurs. Plusieurs sites minéralogiques de ces secteurs pourraient être mis en valeur par les communautés locales et être inclus dans des circuits touristiques.

CALCAIRE ET DOLOMIE

Des strates ordoviciennes peu déformées, accusant un très faible pendage vers le sud, forment les assises rocheuses des îles de Mingan et des basses terres littorales qui s'étendent sur plus de 40 km, entre la pointe aux Morts et le mont Sainte-Geneviève (Desrochers, 1988). Ces strates ordoviciennes comprennent les dolomies de la Formation de Romaine – en discordance sur le socle précambrien – recouvertes par les calcaires de la Formation de Mingan.

La Formation de Romaine

La Formation de Romaine comprend un grès de base (Membre de Sauvage), suivi des dolomies à texture saccharoïde du Membre de Sainte-Geneviève et des dolomicrites brun pale en lits moyens du Membre de Grande Île (Desrochers, 1988).

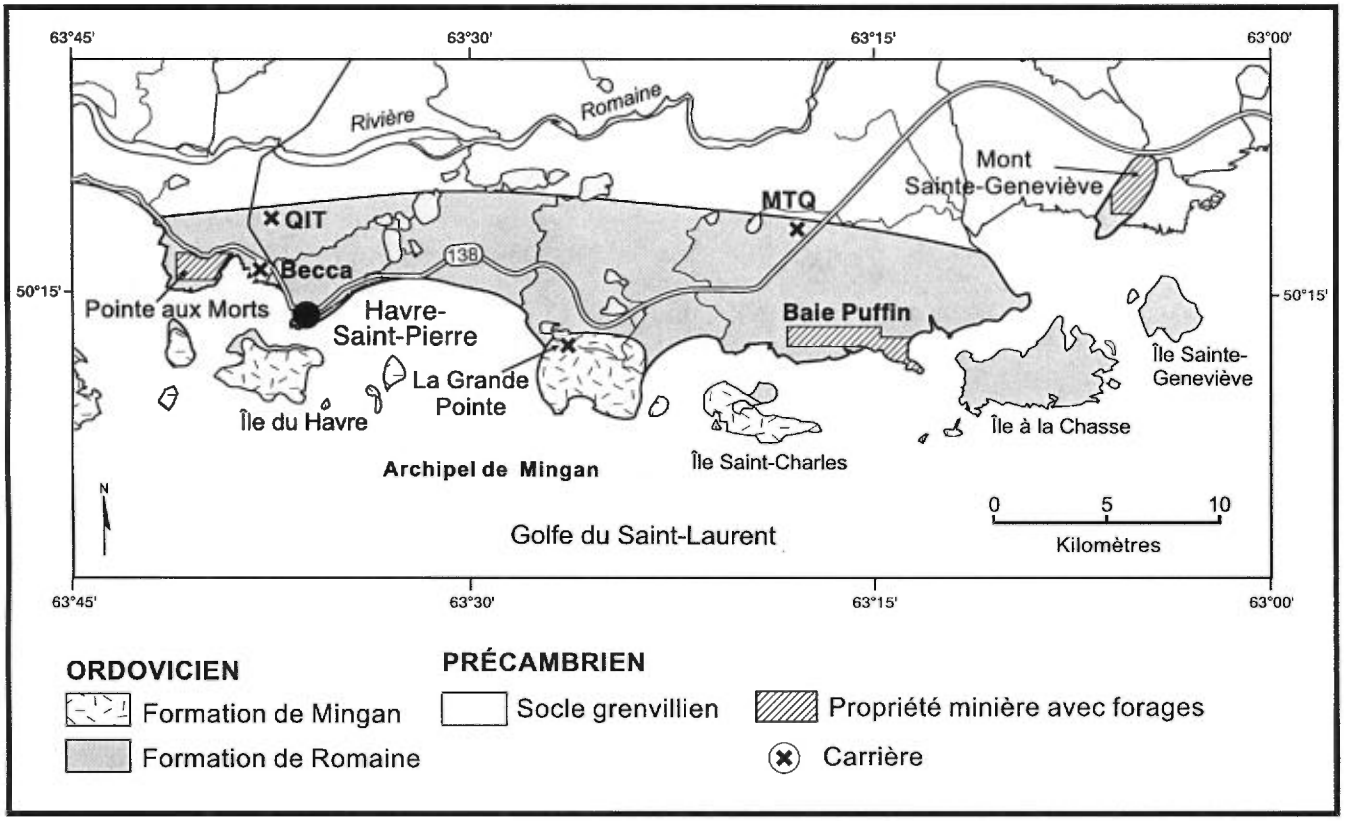


FIGURE 5 - Carrières et sites de forage dans les roches sédimentaires ordoviciennes du littoral dans le secteur de Havre-Saint-Pierre.

À l'exception des dolomies de la Grande Pointe, celles que l'on trouve sur le littoral appartiennent au Membre de Sainte-Geneviève et consistent en dolomies vermiculées de couleur gris-beige ou brun foncé, en lits épais, parsemées ici et là de nodules de chert. Ces dolomies, caractérisées par une texture saccharoïde et une bonne porosité, ont été exploitées comme source de matériaux de voirie dans trois carrières (figure 5). Une première carrière, localisée le long de la voie ferrée à 3 km au nord de Havre-Saint-Pierre, a été exploitée il y a plusieurs années pour la construction du chemin de fer menant au lac Tio. La carrière Becca, localisée à l'ouest de Havre-Saint-Pierre, est exploitée sur une base intermittente par la compagnie QIT Fer et Titane, tandis qu'une autre carrière, localisée à 12 km à l'est de Havre-Saint-Pierre, a été ouverte récemment par le ministère des Transports pour les travaux de prolongement de la route 138.

Au point de vue chimique, les dolomies du Membre de Sainte-Geneviève sont relativement pures. Ainsi, les analyses effectuées sur des échantillons de dolomie prélevés dans chacune des trois carrières (tableau 3) montrent des teneurs en MgO généralement supérieures à 20 % et des teneurs en SiO_2 inférieures à 3 %. Des travaux de forage, effectués dans divers secteurs où la dolomie affleure et où elle n'est recouverte que d'une mince couche de mort-terrain, ont permis de recouper des intervalles stratigraphiques contenant très peu de chert et de délimiter des épaisseurs exploitables de dolomie pure, contenant en moyenne moins de 1,5 % SiO_2. De telles dolomies pourraient se prêter à divers usages industriels, dont le bouletage des minerais de fer.

L'un des principaux gisements de dolomie pure se trouve à la pointe aux Morts à quelques kilomètres à l'ouest de Havre-Saint-Pierre. Des forages effectués au début des années 80 par la compagnie QIT Fer et Titane ont recoupé une couche de dolomie relativement pure, d'une épaisseur moyenne de 9,3 m, faisant place, à sa base, à des dolomies impures contenant des quantités appréciables de chert. Les réserves du gisement sont estimées à plus de 25,8 Mt et présentent des teneurs en MgO variant entre 20,33 et 20,66 %, et des teneurs en SiO_2 variant ente 1,07 et 1,55 %.

La compagnie QIT Fer et Titane a aussi effectué à la même époque des forages dans les environs de la carrière Becca où l'on a recoupé une épaisseur moyenne de 6,1 m de dolomie relativement pure. Les réserves disponibles sur cette propriété sont estimées à 6,8 Mt de dolomie contenant entre 20,31 et 21,00 % MgO et entre 0,76 et 1,86 % SiO_2.

Les dolomies de la Formation de Romaine ont aussi fait l'objet de travaux dans le canton de Beaussier, à l'est de Havre-Saint-Pierre. Les principaux travaux dans ce secteur furent ceux des compagnies Norsk Hydro, en 1986 (Tremblay, 1986), et de Super-Mag Dolomite, en 1991 (Pronovost et Marleau, 1991). Super-Mag Dolomite a effectué 18 forages en vue d'évaluer la qualité des dolomies sous-jacentes à une vaste zone marécageuse localisée immédiatement au nord du havre Saint-Charles. Sous des

TABLEAU 3 - Résultats de l'analyse chimique d'échantillons caractéristiques de dolomie du Membre de Sainte-Geneviève prélevés dans des carrières du secteur de Havre-Saint-Pierre.

Échantillon	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	PAF
	%	%	%	%	%	%	%	%	%
1	2,62	0,48	0,38	20,6	29,9	0,11	0,29	<0,01	15,6
2	1,84	0,40	0,33	20,7	29,9	0,12	0,20	<0,01	16,0
3	1,05	<0,10	0,30	21,0	30,5	<0,10	0,07	<0,01	17,3
4	2,62	0,52	0,32	21,35	29,70	0,11	0,36	<0,01	15,5

1 : Carrière MTQ : banc de 1 m d'épaisseur à la base
2 : Carrière MTQ : 2 m au dessus du banc précédent
3 : Carrière Becca : 4 m de strates au sommet de la carrière
4 : Carrière QIT : échantillon typique (Nissaire, 1981)

épaisseurs de tourbe et de sable variant généralement entre 1 et 4 m, les forages ont recoupé une couche de dolomie pure d'au moins 15 m d'épaisseur contenant en moyenne 20,44 % MgO et 1,09 % SiO_2.

Une couche de dolomie très pure, recouverte de moins de 30 cm de sol, forme la partie sommitale du mont Sainte-Geneviève. Une colline au sommet plat entourée de falaises (du type mesa), cette dernière est localisée au sud de la route 138, à 40 km à l'est de Havre-Saint-Pierre. Les dolomies, bien exposées dans les falaises, correspondent à la partie supérieure du Membre de Sainte-Geneviève. Des forages effectués en 1998 pour le compte de Gaétan Lachambre ont permis d'établir à 7 m l'épaisseur moyenne de la couche de dolomie pure qui contient en moyenne 20,3 % MgO et 0,84 % SiO_2. Les réserves sont estimées à 8 millions de tonnes métriques.

La Formation de Mingan

Les calcaires de la Formation de Mingan, qui reposent en discordance sur les dolomies de la Formation de Romaine, affleurent surtout sur les îles de l'archipel de Mingan. Sur la terre ferme, les calcaires de la Formation de Mingan affleurent dans les falaises côtières de la Grande Pointe. Sur la pointe même, les calcaires de Mingan sont généralement recouverts de sable et ne sont visibles que dans une carrière de pierre concassée ouverte il y a quelques années.

D'après les coupes décrites le long de la côte par Desrochers (1988), la séquence stratigraphique observée à la Grande Pointe comprend un assemblage hétérogène de lithofaciès calcaires composés surtout de wackestones-packstones à bioclastes ainsi que de grainstones et de mudstones. Il s'agit en général de calcaires à grain fin disposés en lits minces, pouvant contenir dans certains niveaux des quantités appréciables d'argile sous la forme de minces interlits de shale, mais qui, dans l'ensemble, constituent une bonne source de pierre concassée. Ces calcaires, comme le montrent les analyses chimiques compilées au tableau 4, sont modérément purs et pourraient fournir au mieux un matériau avec des teneurs de l'ordre de 51 % CaO, ce qui en restreint beaucoup les possibilités pour une utilisation industrielle.

L'exploitation de la dolomie n'est pas encore assurée, car des problèmes liés à l'utilisation du territoire à des fins commerciales (au mont Sainte-Geneviève) sont toujours débatus. Le redémarrage de l'usine de bouletage de la compagnie minière IOC à Sept-Îles pourrait représenter un marché potentiel pour ce matériau. Tout récemment, la carrière de dolomie du kilomètre 18, entre Havre-Saint-Pierre et Baie-Johan-Beetz, a été employée pour la production de granulats utilisés dans la fabrication du recouvrement de macadam de la route 138.

MINÉRAUX LOURDS

Entre les embouchures des rivières Moisie et Natashquan, la côte est parsemée de plages plus ou moins longues le long desquelles on peut apercevoir, sur le haut de l'estran, des couches ou rubans noirâtres ou rougeâtres de minéraux lourds (magnétite, ilménite et grenat principalement) concentrés par l'action des vagues. Des quantités importantes de ces minéraux lourds se trouvent ainsi dans les dépôts de sables deltaïques qui se sont accumulés à l'embouchure des rivières Moisie, Saint-Jean, Mingan et Natashquan. Ces concentrations de minéraux lourds sont à l'origine de la première exploitation minière de la Côte-Nord, celle de la Moisie Iron Co. qui, de 1865 à 1875, a exploité comme source de minerai de fer les sables magnétiques en bordure de la rivière Moisie. Par la suite, ce furent surtout les dépôts de sables à minéraux lourds localisés à l'embouchure de la rivière Natashquan qui ont fait l'objet de nombreux projets d'exploration et de mise en valeur. Ces derniers, de loin les plus importants en termes de volume et de potentiel minier, sont les seuls qui feront l'objet d'une description.

TABLEAU 4 - Résultats de l'analyse chimique de calcaires de la Formation de Mingan à la Grande Pointe.

Échantillons	SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	S	Fe_2O_3
	%	%	%	%	%	%
1	5,83	0,83	0,63	50,46	0,13	0,46
2	2,68	0,35	0,46	53,53	0,06	0,29
3	14,24	3,79	1,06	43,21	0,15	1,05
4	5,31	1,68	0,70	50,56	0,05	0,56
5	4,75	1,32	0,90	47,28	0,06	0,45
6	8,50	2,14	1,24	50,90	0,09	0,71
7	8,83	1,85	1,30	47,5	n.d.	0,51

1. Falaises du côté ouest de la Grande Pointe : 28 pieds de calcaire gris brunâtre au sommet de la coupe (Waddington, 1950).
2. Huit pieds sous-jacents ; calcaire dense, brun pâle.
3. Cinq pieds suivants : calcaire gris brunâtre.
4. Sept pieds suivants : calcaire gris à grain fin.
5. Coupe de la Grande Pointe : calcaires à litage mince du sommet (4 m de strates) (Nissaire, 1981).
6. Coupe de la Grande Pointe : calcaires à litage mince du sommet (4 m suivants vers le bas : calcaires argileux).
7. Carrière de la Grande Pointe : échantillon en éclats prélevé ailleurs sur le front de taille (10 m de strates ; principalement des mudstone / wakestones à bioclastes).

Les sables à minéraux lourds de Natashquan

Les importantes accumulations de sable dans la partie émergée du delta de la rivière Natashquan (planche 1, photo D) ont fait l'objet, à plusieurs reprises, de travaux d'exploration ou de mise en valeur pour leur contenu en minéraux lourds. Ce sable est une source de minéraux ferrifères, mais aussi d'ilménite, de grenat et de zircon. Les premières évaluations qualitatives et quantitatives du sable de Natashquan comme source de minerai de fer ont été effectuées sur la rive, à l'embouchure de la rivière Natashquan (figure 6) entre 1911 et 1913 par le ministère des Mines du Canada (Mackenzie, 1912 et 1915; Parsons, 1913). Les sables ferrifères de la Pointe de Natashquan (dans le canton Duval) ont aussi été échantillonnés en 1944 par J. Claveau du ministère des Mines du Québec (Claveau, 1950). J. Dugas, du même ministère, a quant à lui procédé en 1950 à un levé magnétique en vue de vérifier l'extension des dépôts de la pointe Duval et la présence, ailleurs dans le delta, d'autres concentrations de sable noir.

Les premières tentatives d'exploitation de ces sables, comme source de minéraux ferrifères, ont été effectuées dans les années 50 par la compagnie Aconic Mining Ltd. La compagnie a concentré ses efforts sur les dépôts localisés sur la rive nord de l'embouchure de la rivière Natashquan, y effectuant un grand nombre de forages et y construisant une usine pilote qui a fonctionné entre 1957 et 1959. La propriété et les équipements d'Aconic ont été repris en 1962 par Mines Métallurgies Kebec qui les abandonnera en 1969 sans avoir effectué de travaux importants. Les droits miniers sur les gisements du canton Duval appartenaient à la même époque à la compagnie Olivier Iron & Steel Corporation qui y a effectué des travaux de sondage ainsi que des essais préliminaires de concentration de la magnétite. Dans les années 60, les droits miniers de la propriété furent cédés à diverses compagnies dont Sidbec et Hanna Mining qui ont étudié les possibilités de produire, à partir de ces sables, des concentrés de magnétite pouvant être commercialisés.

L'intérêt pour les sables de Natashquan a refait surface en 1989 avec les travaux de Tiomin Resources Inc. qui, après avoir acquis les droits sur l'ensemble du gisement, a procédé à d'importants travaux d'exploration et d'échantillonnage ainsi qu'à diverses études techniques et économiques visant à produire à partir de ces sables des concentrés de fer (par réduction directe), du rutile synthétique et des concentrés de grenat et de zircon.

Les sables de Natashquan sont des matériaux résultant principalement du lavage par les eaux de fonte glaciaire des dépôts de till laissés par la dernière glaciation et, dans une moindre mesure, par l'action continue de l'érosion du socle rocheux par les eaux de ruissellement et le transport des sédiments dans les rivières. Ces sables ont une composition minéralogique qui reflète celle du socle de l'arrière-pays; ils sont constitués principalement de quartz et de feldspath et contiennent généralement une faible proportion

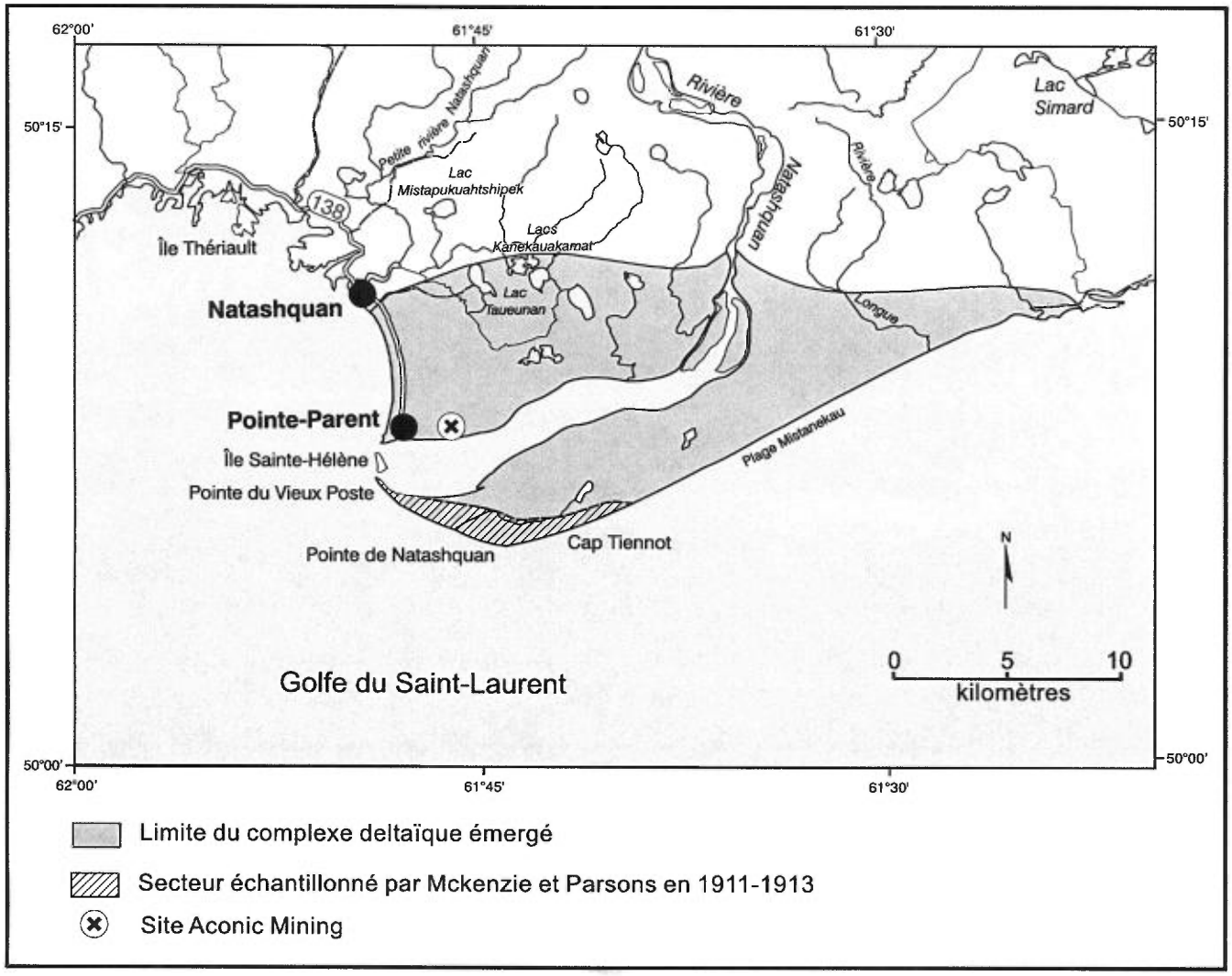


FIGURE 6 - Sables à minéraux lourds de Natashquan.

de minéraux lourds. Ceux-ci sont principalement des minéraux ferrifères et titanifères (magnétite, hématite, hémoilménite et ilménite), mais ils comprennent aussi des minéraux non métalliques comme le grenat et le zircon.

Dans la zone littorale, ces sables ont été soumis à l'action des vagues et du vent, ce qui a eu pour effet de concentrer, par endroits, les minéraux lourds sous la forme de minces couches ou de lentilles irrégulières de sables noirs. Celles-ci sont particulièrement abondantes dans la frange côtière entre le cap Tiennot et la pointe du Vieux Poste, une longue flèche de sable localisée entre la rivière Natashquan et la mer. On peut également observer ces minces couches ou lentilles irrégulières dans les falaises côtières et la zone de dunes herbeuses s'étendant du côté de la mer, depuis la pointe du Vieux Poste jusqu'au cap Tiennot, soit sur une distance d'environ 12 km et sur une largeur maximale de 1 km (figure 6). Sur la rive nord de la rivière Natashquan, des couches de sables noirs peuvent être observées dans la zone de dunes, là où était installée l'usine pilote de l'Aconic Mining, ainsi que dans les falaises de sable en bordure de la rivière. Toutefois, les concentrations de sables y sont moins abondantes, ce qui laisse à penser qu'ils y ont été peu remaniés.

Les sables de Natashquan ont fait l'objet de plusieurs études minéralogiques et minéralurgiques qui nous renseignent sur la composition et les propriétés des minéraux utiles contenus dans la fraction lourde. La magnétite forme généralement entre 3 et 4 % du sable brut, et un peu moins de 50 % de la fraction lourde. La taille moyenne des grains de magnétite se situe entre 106 et 150 micromètres. Les meilleurs concentrés obtenus présentent des teneurs en fer variant de 67 à 72 % et contiennent entre 1,5 et 3,5 % TiO_2.

Les concentrés d'ilménite et d'hématite représentent environ 6 % du sable brut. Ils contiennent généralement entre 20 et 30 % TiO_2 et se composent d'un mélange d'ilménite avec de fines lamelles d'exsolution d'hématite et d'hématite avec des lamelles d'ilménite. Ces concentrés peuvent être enrichis à plus de 40 % TiO_2 en utilisant des techniques de broyage et de grillage. Cependant, le taux de récupération est faible, moins de 30 %.

Les autres minéraux qui peuvent être récupérés sont le grenat et le zircon. Le grenat est surtout du type almandin : il constitue moins de 1 % du sable brut, mais il se trouve à plus de 75 % dans la fraction granulométrique inférieure à 212 micromètres. Le zircon se trouve en très faible quantité. Des échantillons prélevés à Pointe de Natashquan contiennent des teneurs moyennes en poids de zircon de 0,02 % pour le sable brut et de de 0,80 % pour les sables noirs concentrés naturellement par les vagues (Claveau, 1944). Les analyses du zircon présentent un contenu en ZrO_2 de plus de 65 %.

La distribution erratique des sables noirs ainsi que les variations des teneurs rendent difficile le calcul des réserves contenues dans ces gisements. Les premières estimations, effectuées suite aux travaux de Mackenzie (1913 et 1915) et de Parsons (1914), s'appliquent à la partie la plus riche du gisement, celle localisée entre la Pointe de Natashquan et la Pointe du Vieux Poste sur la rive orientale de la rivière Natashquan (figure 6). Ces estimations font état de réserves de 27,3 millions de tonnes contenant en moyenne 6,54 % de magnétite. Les dernières estimations de la compagnie Tiomin Resources Inc. donnent, pour l'ensemble du gisement, des réserves totales de plus de 1,650 millions de tonnes contenant entre 7 et 9 % de minéraux lourds.

L'exploitation de ces sables minéralisés aurait d'importantes retombées économiques pour le secteur de Natashquan et tout particulièrement pour la communauté montagnaise de Pointe-Parent. L'exploitation et le traitement de ces sables permettraient de créer des emplois directs et indirects. Il existe également d'autres importants gîtes de sables minéralisés, notamment à l'embouchure et dans l'ancien delta de la rivière Mingan.

TOURBE ET TOURBIÈRES

La tourbe est un mélange hétérogène de débris de plantes plus ou moins décomposées (humus) et de matières inorganiques qui se sont accumulés dans un environnement saturé en eau, en condition anaérobique. Les dépôts de tourbe font partie des ordres organiques et cryosoliques (Comité canadien de classification des sols, 1978). Le degré de décomposition des sols organiques est généralement estimé de façon qualitative à l'aide de l'échelle Von Post, dont les indices allant de 1 à 10, décrivent les matériaux, des plus fibreux aux plus décomposés. Afin d'être considéré comme dépôt, un horizon de sol organique doit avoir une épaisseur minimale de 60 cm lorsque le matériel est fibrique (Von Post H_{1-4}), et de 40 cm pour les matériaux mésique (Von Post H_{5-6}) et humique (Von Post H_{7-10}).

Historique et exploitation

Trois tourbières sont présentement exploitées sur la moyenne Côte-Nord et ce, depuis le milieu des années 70 : « Les Tourbières Torland », à Port Cartier; « Les Tourbes M.L. », à Sept-Îles; et « Premier Horticulture », à l'est de la rivière Moisie. Ces trois producteurs recueillent la tourbe par aspiration, puis la matière organique est séchée au champ par l'action combinée du vent et du soleil. « Les Tourbières Torland » utilise également une méthode d'exploitation par coupage de la tourbe en blocs, lui permettant ainsi de produire un matériel beaucoup plus fibreux qu'il mélange à la tourbe recueillie par aspiration.

À la fin des années 70, un important projet – portant sur la gazéification de la tourbe afin d'alimenter des centrales de production d'électricité à Natashquan et à l'île d'Anticosti – avait permis d'identifier plusieurs dépôts qui auraient pu être utilisés à cette fin. Ce projet mis en place par la Direction générale de l'Énergie du gouvernement du Québec, a cependant été abandonné dès que la crise énergétique qui avait permis d'envisager une telle utilisation de la tourbe s'est résorbée.

Superficies et potentiel économique

Les modèles physionomiques les plus fréquemment rencontrés dans les tourbières de la plaine côtière sont les « bogs non structurés » et les « bogs uniformes » (modèles physionomiques dont l'alimentation en eau est dominée par les eaux de précipitations). Les plus vastes sont d'immenses complexes tourbeux qui se sont développés sur les sédiments des anciens deltas des rivières Romaine (20 300 hectares), Nabisipi, Aguanus et Natashquan (44 400 hectares). On trouve aussi sur la frange côtière s'étendant entre Sheldrake et Mingan plusieurs dépôts dont la superficie est beaucoup moins importante. La superficie totale de l'ensemble de ces petites unités atteint cependant les 20 000 hectares. Enfin, les tourbières de la Minganie et d'Anticosti représentent une des plus grandes concentrations (76 300 hectares) de « fens » du Québec (tourbières dont l'alimentation en eau est constituée des eaux de précipitation et des eaux de ruissellement et d'infiltration). On y observe des cortèges floristiques riches et diversifiés, en raison de l'assise calcaire où se sont développées ces tourbières (Buteau, 1989).

À l'intérieur des terres, le relief accidenté est peu propice au développement des tourbières. Elles sont généralement confinées au fond des vallées et sont de superficies très réduites. On y trouve surtout des « bogs uniformes », quelques « fens riverains » et de petits « marais riverains ». Les dépôts de tourbe sont surtout formés de résidus de sphaignes, auxquels s'ajoutent en proportion variable des résidus d'espèces herbacées et arbustives. Les horizons

supérieurs sont généralement assez fibreux, mais entrecoupés de minces horizons décomposés de couleur plus foncée, attestant de périodes de sécheresse importante ou du passage d'importants feux de surface. Bien que certains dépôts puissent atteindre jusqu'à 7 m d'épaisseur, leur profondeur moyenne se situe plutôt autour de 2 m dans les « bogs », et à près de un mètre dans les « fens » et les « marais riverains ».

Les secteurs de Havre-Saint-Pierre et de Natashquan possèdent d'importantes réserves de tourbes. La mise en production d'exploitation de tourbe par découpage de bloc aurait certainement des effets économiques bénéfiques pour le secteur de Natashquan. La production de blocs de tourbes peut s'effectuer sur une grande échelle dans ce secteur. La proximité de la mer et d'installations portuaires à Natashquan est un atout.

CONCLUSION

Le potentiel en minéraux industriels de la moyenne Côte-Nord est donc varié et considérable. La région possède la plus grande mine, les plus grandes ressources prouvées et géologiques d'ilménite et de magnétite titanifère au Québec ainsi que d'énormes ressources en minéraux lourds dans les dépôts deltaïques des rivières Moisie, Saint-Jean, Mingan et Natashquan. Quant à la pierre de taille, le secteur de Magpie pourrait occuper une bonne place dans ce marché, pourvu que l'on identifie des sites de bonne qualité permettant une exploitation continue avec des produits uniformes. La dolomie du mont Sainte-Geneviève pourrait bien être, à moyen terme, le prochain développement minier en Minganie. En effet, cette dolomie d'une très haute pureté pourrait répondre à certains besoins des compagnies qui exploitent le minerai de fer, dans leur procédé de bouletage. Les réserves de tourbes des secteurs de Havre-Saint-Pierre et de Natashquan sont importantes et la région est appelée à devenir un important producteur de tourbe dans le futur. L'exploitation du feldspath, dans le secteur de Baie-Johan-Beetz, a démontré que le potentiel pour ce minéral industriel est présent. Toutefois, étant donné la nature des marchés du feldspath, le démarrage d'une nouvelle exploitation n'est pas près de se réaliser.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier Daniel Brisebois et James McCann pour la lecture de notre manuscrit. Leurs commentaires et leurs suggestions ont permis d'améliorer grandement le présent article. Nous tenons à remercier également Karine-Dorothy Pierre, pour son travail de terrain à l'été 1999; Ghislain Tanguay de Baie-Johan-Beetz, pour nous avoir permis de découvrir un site de « pierre de lune » et pour nous avoir guidé sur le golfe du Saint-Laurent dans l'archipel de Watshishou; Serge Genest et Claude Caya, de Cogéma, pour leur excursion héliportée dans le secteur du lac Turgeon; Simon Houle et Yves Bourques, de QIT Fer et Titane, pour la visite de la mine Tio; et finalement André Gobeil et Pierre Verpaelst, de Géologie Québec, pour leur support logistique et les nombreuses heures d'échanges scientifiques.

RÉFÉRENCES

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, 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.

BUTEAU, P., 1989 – Atlas des tourbières du Québec méridional. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 89-02.

CLAVEAU, J., 1944 – North Shore of the St-Lawrence Watshishoo Quartz Hill, Saguenay County. Ministère des Mines, Québec; GM 18301.

CLAVEAU, J., 1950 – La côte nord du Saint-Laurent d'Aguanish à la baie Washicoutai. Ministère des Mines du Québec; RG 43.

COMITÉ CANADIEN DE CLASSIFICATION DES SOLS, 1978 – Le système canadien de classification des sols. Ministère de l'Agriculture, Direction de la recherche, Ottawa, Ontario; Publication n° 1646, 164 pages.

COOPER, G.E., 1957 – Région de Johan-Beetz, District électoral de Saguenay. Ministère des Mines du Québec; RG 74.

COSSETTE, D., 1983 – Rapport sur la chimie et la minéralogie des propriétés du lac au Vent et du lac Big Island. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 40109.

DEARDEN, E.O., 1961 – Report on technical evaluation – Kennco Explorations (Canada) Ltd. and Quebec Iron and Titanium Corporation. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 35767.

de PUYJALON, H., 1884 – Compte rendu. Opérations minières dans la province de Québec durant l'année 1884. Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries, Québec; OM 1884.

de PUYJALON, H., 1898 – Compte rendu. Opérations minières dans la province de Québec durant l'année 1898. Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries, Québec; OM 1898.

DESROCHERS, A., 1988 – Stratigraphie de l'Ordovicien de la région de l'archipel de Mingan. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM-87-01.

DULIEUX, E., 1912 – Les minerais de fer de la province de Québec : gisements et utilisation. Dans : Opérations minières dans la province de Québec durant l'année 1912. Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries, Québec; OM 1912, pages 81-174.

ELENBORN, W., 1925 – Rapport sur les gisements de feldspath de la baie Quetachou-Manicouagan, Québec. Dans : Opérations minières dans la province de Québec durant l'année 1924. Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries, Québec; OM 1924, pages 110-133.

FORCE, E., 1991 - Geology of titanium-mineral deposits. Geological Society of America; Special Paper 259, 112 pages.

GOBEIL, A. - BRISEBOIS, D. - CLARK, T - VERPAELST, P. - MADORE, L. - WODICKA, N. - CHEVÉ, S., 2003 - Géologie de la région de la moyenne Côte-Nord. Dans : Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville, D. Brisebois et T. Clark, éditeurs. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs; DV 2002-03.

GREIG, E.W., 1944 – Quartz mountain Watshishoo river area, Saguenay County, Quebec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 11129.

HAMMOND, P., 1949 – Geology of Allard Lake ilmenite deposits. The Canadian Institute of Mining and Metallurgical, Transactions; volume 52, pages 64-68.

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, Quebec. In: Petrologic studies. A.E.J. Engel *et al.*, editors. Geological Society of America; Buddington Volume, pages 163-189.

HAUSEUX, M., 1976 – Petrology and mineralogy of radioactive granitic rocks near Baie-Johan-Beetz, Quebec. McGill University; M.Sc. thesis.

HOCQ, M., 1982 – Région du lac Allard. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-894.

HUNT, T. S., 1866 – Report of progress, 1866 - 69. Geological Survey of Canada; Report of Progress; page 271.

HUTTERI, H.P., 1986 – Report on the geological survey of Allard Lake Claims Groups. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 43734.

JENKINS, J.T., 1956 – Anorthosite-ilmenite-pegmatite relations on the West banks of the Chaloupe River, Saguenay County, Quebec. McGill University, Montréal; M.Sc. thesis., 96 pages.

KLUGMAN, M.A., 1955 – Charpeney-Coopman-Bailloquet map area (Saguenay County). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 475.

KLUGMAN, M.A., 1956 – The geology of an area between Pigou and Sheldrake rivers, Saguenay County, Quebec, with a detailed study of the anorthosites. McGill University, Montréal; Ph.D. thesis, 203 pages.

LISTER, G.F., 1966 – The composition and origin of selected iron-titanium deposits. Economic Geology; volume 61, pages 275-310.

LOGAN, W.E., 1863 – Geology of Canada, 1863. Geological Survey of Canada; Report of Progress to 1863.

LUCAS, B.H. – RITCEY, C.M., 1977 – Rapport sur les travaux de recherche sur la magnétite (traitement et concentration). Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 33080, 258 pages.

MACKENZIE, G.C., 1912 – The Magnetic Iron Sands of Natashkwan, County of Saguenay, Province of Quebec. Canada Department of Mines; Mines Branch, No. 45.

MACKENZIE, G.C., 1915 – The Magnetic Iron Sands, Natashkwan, Saguenay County, Quebec. Canada Department of Mines; Mines Branch, Summary Report, Number 224, pages 124-130.

MATTHEWS, W.J. – MOYAT , J.R., 1956 – Geological report with certificate analysis, claims Atwater and claims Lapointe, Hollinger Quebec Exploration Co. Ltd. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 07315.

MARLEAU, R.A., 1978 – Étude géologique et géochimique sur la propriété Mont-Blanc, canton de Johan-Beetz, comté de Duplessis, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 34441.

MOYAT, J.R., 1961 – Final report on Magpie project. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 11185.

NISSAIRE, M.L.T., 1981 – Étude qualitative des calcaires dans les régions de Baie-Saint-Paul, La Malbaie, Simard et Havre-Saint-Pierre. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-788.

OUELLET, P., 1997 – Travaux d'exploration réalisés sur la propriété de Magpie. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 54417.

OWENS, O.E ., 1951 – The quartz deposits of the Watshishou Knoll area on the North Shore of the St-Lawrence River. McGill University, Montreal; M.Sc. Thesis.

PARSONS, C.S., 1914 – Rapport sommaire, 1913, Division des Mines. Ministère des Mines, Canada, pages 92-99.

PRONOVOST, J.M. – MARLEAU, R.A., 1991 – Évaluation et définition du gisement de dolomie de havre Saint-Charles, projet sm-d. Ministère des Ressources Naturelles, Québec; GM 51849.

RETTY, J.A., 1944 – Région de la rivière Romaine inférieure, comté de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-19.

ROSE, E.R., 1969 – Geology of titanium and titaniferous deposits of Canada. Geological Survey of Canada; Economic Report, number 25, 177 pages.

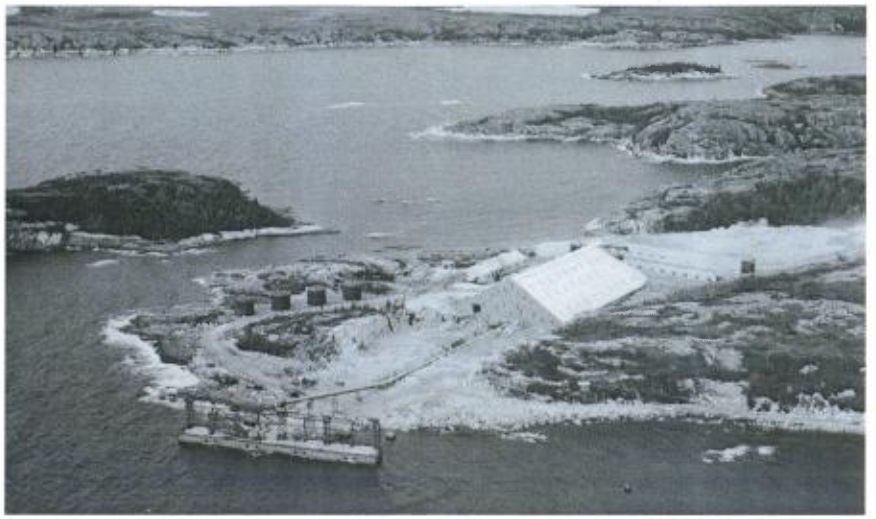
TREMBLAY, A., 1986 – Reconnaissance drilling performed on Norsk Hydro property – Havre-Saint-Pierre east. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 44536.

VERPAELST, P. – MADORE, L. – BRISEBOIS, D. – HOCQ, M. – DION, D.J., 1999 – Géologie de la région du lac Jérôme, du lac Sanson et de la Petite rivière de l'Abbé-Huard. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-02.

WADDINGTON, G.W., 1950 – Les dépôts de calcaire de la région de Mingan. Ministère des Mines du Québec; RG 42, partie 2.



En (**A**), vue aérienne de la mine Tio située à 42 km au nord de Havre-Saint-Pierre. La mine Tio est la plus grosse mine d'ilménite massive au monde. (Photo Serge Perreault).



En (**B**), vue aérienne de l'usine de séparation minéralogique, de l'entrepôt et des installations de la Spar-Mica Limited à Baie-Johan-Beetz entre 1956 et 1959. (Photo provenant de la collection d'archive de Géologie Québec).



En (**C**), vue de la partie supérieure de la carrière de mangérite brune de Magpie, exploitée par la Société minière Polycor. Le granit extrait de cette carrière est commercialisé sous les noms de « Magpie », « Anticosti » et « Mingan ». (Photo Serge Perreault).



En (**D**), horizons de sables noirs (sables minéralisés en ilménite, en magnétite, en grenat et en zircon) du delta de la rivière Natashquan. (Photo Serge Perreault).

Annexe 1

Liste des travaux de cartographie géologique

Les travaux listés ci-dessous sont localisés sur la figure 1 (annexe 3).

RÉFÉRENCES

AVRAMTCHEV, L., 1985 - Carte géologique du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84-02, carte 2000, échelle 1:1 500 000.

BASSAGET, J. P., 1970 - Géologie de la région de Natashquan, comté de Duplessis. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 582.

BASSAGET, J. P., 1970 - Géologie de la région de Kégashka, comté de Duplessis. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 597.

BLAIS, R. A., 1956 - Rapport préliminaire sur la région de Pashashibou, cantons de Drucourt de Costebelle, comté de Saguenay. Ministère des Mines; RP 316, 9 pages, 1 carte.

BLAIS, R., 1960 - Région de Wacouno-Waco, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 96, 63 pages.

BOURNE, J. H. - SCOTT, G. - BORDUAS, B. - LALONDE, A., 1977 - Lac De Morhiban and Natashquan River map-areas, Québec. In: Report of activities, Part A, Geological Survey of Canada; Paper 77-1, pages 199-204.

CHEVÉ, S. - GOBEIL, A. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - PERREAULT, S. - DION, D. J. - DAIGNEAULT, R., 1999 - Géologie de la région du lac Manitou (22I/14). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-02, 69 pages.

CHEVÉ, S. - GOBEIL, A. - CLARK, T. - TOGOLA, N., 2001 - Géologie de la rivière Baune (22P/02) et des lacs à l'Aigle (22P/03) et Canatiche (22P/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-03, 60 pages.

CLAVEAU, J., 1949 - La région du lac Wakeham, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 37, 57 pages.

CLAVEAU, J., 1949 - Région de la rivière Romaine supérieure, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 38, 40 pages.

COOPER, G. E., 1957 - Région de Johan-Beetz, district électoral de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 74, 69 pages.

DÉPATIE, J. J., 1967 - Géologie de la région du lac à l'Ours, comté de Duplessis. Ministère des Richesses naturelles, Québec, RP 559, 16 pages.

DESJARDINS, D., 1988 - Géologie de la région du lac Barrin (moyenne Côte-Nord). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 87-11, 24 pages, 1 carte.

DESROCHERS, A., 1988 - Stratigraphie de l'Ordovicien de l'archipel de la région de Mingan. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 87-01, 80 pages.

GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - NABIL, H. - TOGOLA, N. - ST-GERMAIN, P., 2000 - Géologie de la région des lacs Brézel et Cacaoni (22I/11 et 22I/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-09, 45 pages.

GOBEIL, A. - CHEVÉ, S. - CLARK, T. - CORRIVEAU, L. - PERREAULT, S. - DION, D. J. - NABIL, H., 1999 - Géologie de la région du lac Nipisso (22I/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-19, 60 pages.

GREIG, E.W., 1945 - Région du lac Matamec, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 22; 31 pages.

GRENIER, P.-E., 1957 - Région du lac Beetz, district électoral de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 73, 88 pages.

HOCQ, M., 1982 - Région du lac Allard. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-894, 99 pages.

HOGAN, H. R., 1971 - Rivière Nipissis - lac Nipisso, comté de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 142, 43 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.

JENKINS, J. T., 1956 - Région de la rivière Manitou, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RP 326, 8 pages.

JENKINS, J. T., 1957 - Région du lac Manitou, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RP 349, 8 pages.

KISH, L., 1993 - Géologie de la région de la rivière Nabisipi, moyenne Côte-Nord, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 93-66, 4 pages.

KLUGMAN, M. A., 1954 - Région de Charpeney-Coopman, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RP 296, 8 pages.

KLUGMAN, M. A., 1955 - Région de Bailloquet, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RP 313, 7 pages.

LONGLEY, W. W., 1948 - Région du lac Forget, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 36.

MADORE, L. - VERPAELST, P. - DION, D.-J. - CHOINIÈRE, J. - HOCQ, M. - MARQUIS, R. - LEFEBVRE, D. - DAVID, J., 1997a - Géologie de la région du lac Briend (12N/05). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-05, 30 pages.

MADORE, L. - VERPAELST, P. - BRISEBOIS, D. - CHOINIÈRE, J. - DION, D.-J. - DAVID, J., 1997b - Géologie de la région du lac Cormier (12N/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec;. RG 97-08, 32 pages.

MADORE, L. - VERPAELST, P. - BRISEBOIS, D, - HOCQ, M., DION, D.-J., LAVALLEE, G. - CHOINIERE, J., 1999 - Géologie de la région du lac Allard (12L/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-01, 37 pages.

MARTIGNOLE, J. - INDARES, A. - DESJARDINS, D., 1992 - Géologie de la région des lacs Arthur et Ruffin (moyenne Côte-Nord). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-20, 74 pages, 1 carte.

McPHEE, D. S., 1959 - Rapport préliminaire sur la région d'Aguanish, district électoral de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RP 403, 7 pages.

McPHEE, D. S., 1961 - Preliminary report on Michaud Lake area, comté de Duplessis. Ministère des Mines, Québec DP 230, 16 pages.

RETTY, J. A., 1944 - Région de la rivière Romaine inférieure, comté de Saguenay. Ministère des Mines, Québec; RG 19, 32 pages.

SHARMA, K. N. M. - FRANCONI, A., 1975 - Région des rivières Magpie, Saint-Jean, Romaine (Grenville 1970). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 163, 73 pages.

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.

SHARMA, K. N. M., 1972 – Géologie de la région du lac Victor, comté de Duplessis. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RP 607, 11 pages.

VERPAELST, P. - MADORE, L. - CHOINIÈRE, J. - DION, D.-J. - LÉPINE, I. - DAVID, J. - HOCQ, M. - LEFEBVRE, D. - PERREAULT, S., 1997a - Géologie de la région du lac Le Doré (SNRC 12N/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-02, 30 pages.

VERPAELST, P. - MADORE, L. - BRISEBOIS, D. - CHOINIÈRE, J. - DION, D.-J., - DAVID, J., 1997b - Géologie de la région du lac Bohier (12N/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-07, 30 pages.

VERPAELST, P. - MADORE, L. - BRISEBOIS, D. - HOCQ, M. - DION, D.-J. - LAVALLÉE, G. - CHOINIÈRE, J., 1999 - Géologie des régions du lac Jérome, du lac Sanson et de la Petite Rivière de L'abbé-Huard (12L/13, 12L/14, 12M/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-02, 38 pages.

Annexe 2

Le champ magnétique régional

Dion, D.-J.
Gobeil, A.

LE CHAMP MAGNÉTIQUE RÉGIONAL

D.-J. Dion, A. Gobeil[1]

Données géophysiques disponibles

La région de la moyenne Côte-Nord a été couverte par trois types de levés géophysiques régionaux et détaillés.

- Une couverture aéromagnétique régionale pour le compte des ministères des Ressources naturelles du Canada et du Québec a été effectuée en 1968 à une altitude de vol de 300 m et un espacement moyen entre les lignes de vol de 800 m (Dion et Lefebvre, 2000).
- Trois levés magnétiques/électromagnétiques héliportés ont été effectués en 1981, 1993 et 1997 à une altitude de vol de 45 m et un espacement moyen de 200 m entre les lignes de vol. Ils couvrent une superficie d'environ 9 000 km^2 (Dion et Lefebvre, 1998; Dion et Lefebvre, 1999a, b, c, d et e).
- Une couverture gravimétrique a été établie à partir de levés de deux niveau, soit un levé régional (Commission géologique du Canada, 1994) effectué entre 1963 et 1968, soit des levés détaillés effectués lors de campagnes de cartographie géologique (Dion *et al.*, 1997; Dion *et al.*, en préparation) ou lors d'étu des (Loncarevic *et al.*, 1990).

Magnétisme

La figure 1 (annexe 3) a été produite à partir du champ magnétique total (les zones encadrées) et du champ magnétique total résiduel (en-dehors des zones encadrées) surimposée à l'ombragé du gradient magnétique vertical calculé. Cette carte constitue un outil très utile pour définir les grandes unités géologiques de la région. Dans le cas d'entités à fort contraste magnétique, elle permet d'en préciser les limites lorsque les informations géologiques ne sont pas suffisantes.

Analyse qualitative des données géophysiques

La géologie de la région est décrite en détail ailleurs (Gobeil *et al.*, ce volume). Nous n'aborderons ici que les grandes lignes en caractérisant les grands ensembles par leurs signatures respectives.

La figure 1 (annexe 3) met en évidence une différence marquée de la signature magnétique entre le domaine de Natashquan et les domaines de Lac à l'Aigle et de Saint-Jean. Le domaine de Natashquan est caractérisé par un magnétisme de niveau moyen à faible et assez uniforme (peu de relief), alors que les domaines de Lac à l'Aigle et de Saint-Jean laissent voir une signature magnétique très différente, à paysage magnétique à fort relief, rempli de contrastes qui reflètent la nature plus hétérogène du socle rocheux de ces deux domaines.

Dans le domaine de Natashquan, on observe la présence de nombreux linéaments curvilignes d'orientation variable ainsi que l'alternance des bas et des hauts magnétiques caractérisant le Groupe de Wakeham. Les parties les moins magnétiques correspondent, en général, aux roches sédimentaires du Groupe de Wakeham et les linéaments de signature plus magnétique correspondent aux filons-couches de la Suite mafique de Robe Noire. Le patron magnétique exprimée par la signature différente des roches sédimentaires et des filons-couches de gabbro facilitent grandement l'interprétation structurale du Groupe de Wakeham. Le magnétisme plus intense au nord d'Aguanish et dans le secteur des lacs d'Auteuil et Musquanousse souligne la présence du Complexe d'Aguanish constitué de roches sédimentaires et ignées métamorphisées. Ces roches métamorphiques sont, en général, plus magnétiques que leurs équivalents non-métamorphisés. Les granites des suites de Kataht et d'Olomane, dans la partie nord-est de la région, ont une signature magnétique de faible intensité. Enfin, une série d'anomalies ponctuelles plus ou moins circulaires ou linéaires mettent en évidence la présence d'intrusions felsiques ou mafiques tardi à postgrenvilliennes. Elles appartiennent pour la plupart à la Suite felsique de La Galissonnière; les plus remarquables se trouvent dans le secteur du lac La Galissonnière et à l'ouest de ce dernier, au nord-ouest du lac Poullet et au sud-ouest du lac Gaudreault. L'anomalie magnétique linéaire, au sud du lac Musquanousse, correspond à l'intrusion litée troctolitique de Musquaro (Corriveau *et al.*, 2002).

Les domaines de Lac à l'Aigle et de Saint-Jean ont une signature magnétique très différente. Le paysage magnétique y apparaît beaucoup plus variable et une analyse fine de la facture magnétique permet d'en déduire assez facilement les grands ensembles de la région avec un minimum d'information géologique. La signature magnétique des complexes de Canatiche et de Manitou est tout à fait à l'opposé. Le premier complexe est caractérisé par une signature magnétique très forte et le second par une signature magnétique faible. La nature des roches dans les deux complexes est à l'origine de ce contraste. Le Complexe de Canatiche est constitué principalement d'orthogneiss granitiques ou tonalitiques contenant en général une faible quantité de magnétite. Le Complexe de Manitou est composé de paragneiss ou d'orthogneiss non magnétique. Un seul secteur dans le Complexe de Manitou possède une signature plus intense; situé au sud du lac Manitou, il est composé d'orthogneiss granitique généralement magnétique.

Le Complexe de Matamec possède une signature magnétique d'intensité moyenne si on le compare aux complexes de Manitou et de Canatiche. Son contraste avec le

1. Géologie Québec

Complexe de Manitou, moins magnétique, permet de le discerner facilement dans le paysage magnétique régional. La qualité du levé magnétique permet d'en apprécier la structure interne. Le Complexe de Matamec possède une signature gravimétrique positive (Gobeil *et al.*, 1999). Cette anomalie est causée par le gabbronorite dont la densité moyenne est estimée à 2,90 g/cc comparativement à 2,67 g/cc pour les gneiss du Complexe de Manitou qui l'entoure. Le Complexe de Poisset présente les mêmes caractéristiques lithologiques que le Complexe de Matamec. Il est caractérisé par une forte signature magnétique et une anomalie gravimétrique positive.

Deux éléments caractéristiques retiennent l'attention dans la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre et d'autres massifs anorthositiques. Les différents massifs anorthositiques sont représentés par des dépressions magnétiques. Ces dépressions sont généralement entourées de hauts magnétiques correspondant à la frange de mangérite qui entoure les massifs. L'examen des massifs permet de les regrouper en deux catégories. D'abord, il y a les massifs à bas relief magnétique, sans structure interne apparente. Ils sont constitués presque exclusivement d'anorthosite. Les massifs du Nord-Ouest, de la rivière Magpie-Ouest, de la rivière Sheldrake et du Lac Allard appartiennent à cette catégorie. L'Anorthosite de Tortue présente les mêmes caractéristiques. Un examen plus poussé de la signature interne de ces massifs permet d'y déceler un arrangement interne concentrique suggérant qu'on est en présence d'une structure en dômes. Ensuite, il y a les massifs dont la signature magnétique est hétérogène. Ils sont constitués d'entités à fort relief magnétique et d'entités à faible relief magnétique. La présence de leuconorite ou de norite dans ces massifs est à l'origine de cette structuration interne. Les massifs de Brézel et la partie sud-ouest du massif de la rivière Romaine représentent ce type de massif. L'asymétrie magnétique de l'Anorthosite de Tortue et du massif du Nord-Ouest, c'est-à-dire une bordure nord fortement magnétique (teintes rouges) et une bordure sud faiblement magnétique (teintes bleues), reflète l'attitude de ces massifs qui ont un pendage vers le sud. Ces observations sont valables pour d'autres massifs, en particulier celui du lac Allard dont la signature magnétique suggère, encore une fois, la présence d'un dôme d'anorthosite bordé au nord et au sud par des hauts magnétiques représentés par la frange de mangérite. La signature magnétique de la Suite anorthositique de Fournier est assez révélatrice. Les données géologiques disponibles montrent que la partie est du massif est constituée principalement de leuconorite, de norite et de gabbro alors que la partie ouest est constituée principalement d'anorthosite. Pourtant, la signature magnétique de ces deux entités est similaire. En outre, la frange de mangérite sur le pourtour ouest de l'anorthosite correspond à une dépression magnétique contrairement à la frange de mangérite de la Suite anorthositique de Havre-Saint-Pierre associé par un haut magnétique.

Enfin, comme dans le domaine de Natashquan, une série d'anomalies positives locales plus ou moins circulaires ou rectilignes dans les domaines de Saint-Jean et de Lac à l'Aigle mettent en évidence la présence d'intrusions tardi à postgrenvilliennes. Les intrusions granitiques telles le Granite de Bigot, les intrusions composites telles les deux petites intrusions au nord-est du lac Manitou et le Dyke de Nipisso à l'est du lac Nipisso font partie de cette catégorie. Parmi les éléments linéaires, il faut souligner le Dyke de Nipisso à l'est du lac Nipisso et une anomalie magnétique rectiligne d'une trentaine de kilomètres de longueur coupant le massif de la rivière Romaine. Cette anomalie linéaire est probablement causée par la présence d'un dyke mafique important. Elle s'aligne parfaitement sur l'intrusion litée de Musquaro. Les deux éléments ont pu se mettre en place le long de la même structure cassante probablement comtemporaine à celle qui renferme le dyke de Nipisso et son extension vers le sud-ouest où la société Virginia a localisé des minéralisations cupro-nickelifères (Clark, ce volume).

RÉFÉRENCES

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, 1994 - Base des données gravimétriques. Ministère des Ressources naturelles du Canada; Ottawa, Ontario.

CORRIVEAU, L.- BROUILLETTE, P.- SCHERRER, G.- BONNET, A., 2002 – Extension orientale des roches volcaniques du Groupe de Wakeham et intrusion litée troctolitique de Musquaro, Province de Grenville, Basse-Côte-Nord, Québec. Commission géologique du Canada; Recherches en cours, 2002-C29.

DION, D.-J. - LEFEBVRE, D. L., 1998 - Données numériques (profils) des levés géophysiques aéroportés du Québec - SNRC 12L, 12N. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 96-12.

DION, D.-J. - LEFEBVRE, D. L., 1999a - Données numériques (profils) du levé électromagnétique héliporté (haute résolution) de la région du lac Volant, - SNRC 22I/12 et 22I/13. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 97-09.

DION, D.-J. - LEFEBVRE, D. L., 1999b - Données numériques (profils) du levé électromagnétique héliporté de la région du lac Manitou, - SNRC 22I/14. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 97-08.

DION, D.-J. - LEFEBVRE, D. L., 1999c - Données numériques (profils) du levé électromagnétique héliporté de la région du lac Nipisso, - SNRC 22I/13. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 97-07.

DION, D.-J. - LEFEBVRE, D. L., 1999d - Données numériques (profils) du levé électromagnétique héliporté de la région du lac Cacaoni, - SNRC 22I/12. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 97-06.

DION, D.-J. - LEFEBVRE, D. L., 1999e - Données numériques (profils) du levé électromagnétique héliporté de la région du lac

Brézel, - SNRC 22I/11. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 97-05.

DION, D.-J. - LEFEBVRE, D. L., 2000 – Données numériques (profils) des levés électromagnétiques du Québec. Ministère des Ressources Naturelles, Québec; DP 99-01.

DION, D.-J. - VERPAELST, P. - MADORE, L. - LEFEBVRE, D. L., 1997 - Données gravimétriques dans la région du lac Le Doré. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-03X.

DION, D.-J. - VERPAELST, P. - MADORE, L., en préparation - Données gravimétriques dans la région du lac Allard. Ministère des Ressources naturelles, Québec.

LONCAREVIC, B. D. - FEININGER, T. - LEFEBVRE, D. L., 1990 - The Sept-Îles layered mafic intrusion: geophysical expression. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 27, number 4, pages 749-760.

Annexe 3
Figures hors texte
et carte géologique de la moyenne Côte-Nord

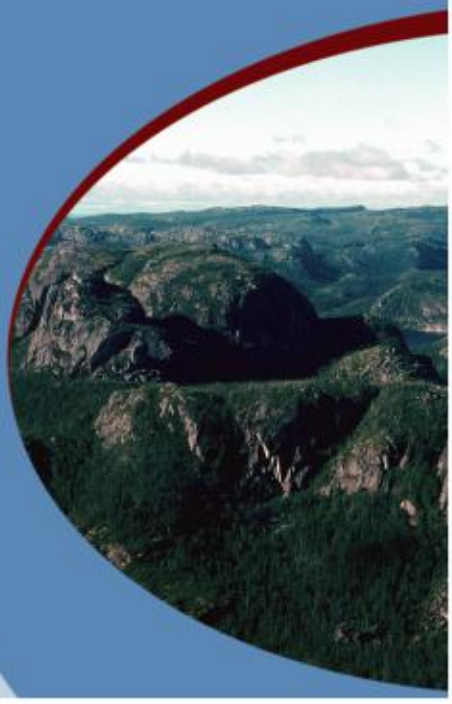
FIGURE 3 - Géologie simplifiée de la région de Sept-Îles – Natashquan (figure tirée de Gobeil *et al.*, ce volume).
Accompagnant : **Géochronologie U-Pb et Pb-Pb de la région de Sept-Îles – Natashquan, Province de Grenville, moyenne Côte-Nord.** Natasha Wodicka, Jean David, Martin Parent, André Gobeil, Pierre Verpaelst

FIGURE 1 - Géologie du Quaternaire, région de la Côte-Nord
Accompagnant : **Géologie du Quaternaire de la moyenne Côte-Nord.** Ghismond Martineau

FIGURE 1 - Localisation des travaux de cartographie géologique dans la région de la moyenne Côte-Nord.
Accompagnant : **Introduction** et **Annexe 1 Liste des travaux de cartographie géologique**

FIGURE 1 - Champ magnétique total résiduel et champ magnétique total (zones encadrées) surimposés à l'ombragé du gradient magnétique vertical calculé.
Accompagnant : **Annexe 2 Le champ magnétique régional**. Denis-Jacques Dion, André Gobeil

FIGURE 3 - Géologie simplifiée de la moyenne Côte-Nord.
Accompagnant : **Géologie de la moyenne Côte-Nord.** André Gobeil, Daniel Brisebois, Thomas Clark, Pierre Verpaelst, Louis Madore, Natasha Wodicka, Serge Chevé



Ressources naturelles, Faune et Parcs
Québec