

RG 97-11

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC BERMEN (23F)

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

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC BERMEN

(SNRC 23F)

Alain Leclair
Daniel Lamothe

Jean Choinière
Martin Parent

RG 97-11

Accompagne la carte
SI-23F-G2P-98B

1998



Vue panoramique de la Taïga dans le complexe d'Ashuanipi

Géologie de la région du lac Bermen (23F)

Alain Leclair¹

Daniel Lamothe²

Jean Choinière²

Martin Parent³

RG 97-11

(Accompagne la carte SI-23F-G2P-98B)

RÉSUMÉ

Les roches archéennes de la région du lac Bermen (et du lac Shabogamo) appartiennent au complexe métamorphique-plutonique d'Ashuanipi qui se trouve dans le prolongement des ceintures métasédimentaires de l'Opinaca. On identifie trois domaines lithotectoniques majeurs à partir des cartes aéromagnétiques et de la géologie régionale : 1) l'Ashuanipi sud, 2) l'Ashuanipi nord, et 3) le domaine de Caniapiscau. Les domaines sud et nord du complexe d'Ashuanipi sont constitués d'un ensemble de roches supracrustales (groupe de Hublet) contenant des paragneiss et des gneiss mafiques à intermédiaires (ca. 2,71 Ga) qui ont été injectées d'intrusions précoces (ca. 2,69 Ga) de tonalite et de gabbro (suite de Desliens). Ces roches supracrustales et intrusives ont été déformées et métamorphisées au faciès des granulites précédant la mise en place d'une série d'intrusions volumineuses de diatexites syn-tectoniques (suite d'Opiscotéo, ca. 2,66-2,68 Ga), homogènes et hétérogènes, composées de granodiorite à orthopyroxène-biotite±grenat. Des roches intrusives felsiques (suites de Lignerion et de Gamart) coupent les diatexites et leurs gneiss encaissants. Ces intrusions tardives forment des plutons homogènes, bien circonscrits, de dimensions hectométriques à kilométriques et composés de tonalite, de granodiorite et de granite. Le domaine d'Ashuanipi nord se distingue de celui du sud par son magnétisme faible et par la prédominance de diatexites contenant du grenat. Les deux domaines sont séparés par une zone de déformation (zone de Chambeaux). Celle-ci est caractérisée par des failles ductiles-cassantes orientées E-W, parallèles à une série de plis serrés qui sont déversés vers le sud. La portion sud-ouest de la région est caractérisée par une diminution de la proportion de mobilisat. Elle présente plusieurs unités pluri-kilométriques stratifiées constituées de paragneiss, de formation de fer et de métavolcanites de composition mafique à intermédiaire. Ces unités sont traversées par un pluton de granite alcalin mégaporphyrique (batholite de Delmothe, ca. 2,64 Ga). Il est possible qu'elles soient une continuité latérale des unités métasédimentaires de l'Opinaca à l'intérieur de l'Ashuanipi. La zone de déformation de Guichen, qui s'étend sur au moins 100 km dans une direction nord-est, sépare le complexe d'Ashuanipi à l'est du domaine de Caniapiscau à l'ouest. Cette structure ductile-cassante est associée à une linéation d'éirement sub-horizontale indiquant un mouvement en décrochement. Le domaine de Caniapiscau contient des séquences métavolcaniques bimodales et métasédimentaires (groupe de Raynouard, ca. 2,705 Ga) ainsi que des roches intrusives felsiques contenant de la biotite±hornblende (suite de Marquiset). Il se distingue de l'Ashuanipi par son métamorphisme régional au faciès des amphibolites et par la présence de nombreuses anomalies aéromagnétiques proéminentes associées à des intrusions de granite anorogénique (suite de Viau, ca. 2,57 Ga).

(suite à la page 3)

1 - Centre d'études sur les ressources minérales (UQAC).

2 - Service géologique de Québec (MRN).

3 - GÉOTOP (UQAM).

DIRECTION DE LA GÉOLOGIE

Directeur : J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DE QUÉBEC

Chef : A. Simard

Accepté pour publication le 97/09/25

Lecture critique

A. Simard

Éditeur

J.-P. Lalonde

Dessin assisté par ordinateur

A. Leclair

Supervision technique

A. Beaulé

Préparé par la Division de l'Édition (Service de la Géoinformation, DG)

Ce projet a été financé par Ressources naturelles Canada et le ministère des Ressources naturelles du Québec dans le cadre de l'Entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral.

(suite de la page 1)

Le patron d'affleurement des unités dans la région cartographiée résulte de l'agencement d'au moins trois phases de déformation. La phase D₁ est associée au développement de la foliation principale et du litage migmatitique et elle est responsable d'une imbrication des roches supracrustales. En général, la foliation est orientée E-W avec un pendage dirigé vers le N. La phase D₂ affecte la foliation et génère des plis serrés à isoclinaux, orientés E-W et plongeant vers le NE. Ces plis métriques à kilométriques sont communément tronqués le long de leurs flancs par des failles orientées parallèles à la trace des surfaces axiales. Les structures D₃ résultent possiblement d'un chevauchement vers le sud. La phase D₄ correspond à des plis ouverts à ondulés, orientés N-S à NE-SW.

La région contient un potentiel minéral prometteur notamment à cause de la découverte de plusieurs minéralisations sulfurées dont certaines sont aurifères. Les minéralisations aurifères les plus intéressantes sont associées à des formations de fer silicatées et sulfurées qui sont interlitées avec des unités métavolcaniques mafiques à felsiques et des unités métasédimentaires. La minéralisation comprend de la pyrite, de la pyrrhotite, de l'arsénopyrite et de la magnétite et les teneurs obtenues à l'analyse vont jusqu'à 3000 ppb Au, 9600 ppm As, 606 ppm Cu et 480 ppm W. Des enclaves de roches métavolcaniques ont également donné des teneurs anomalies en Cu (1600 ppm), en Ni (2400 ppm), en Zn (447 ppm) et en Au (29 ppb). D'autre part, une zone rouillée contenant de faibles disséminations de pyrrhotite et reposant au sein d'une unité de métabasalte coussiné a donné 1200 ppm W et 602 ppm Zn. Des sulfures disséminés sont également associés à des enclaves de paragneiss et à des intrusions de gabbro ou de pyroxénite. Plusieurs indices minéralisés sont situés à proximité de dispersions anomalies observées dans les sédiments de lac.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	5
Localisation et accès	5
Objectifs	5
Travaux antérieurs	5
Approche intégrée et multidisciplinaire	5
Remerciements	7
CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	8
SUBDIVISION LITHOTECTONIQUE	9
Méthode	9
Domaines lithotectoniques	9
DESCRIPTION LITHOLOGIQUE	11
Complexe d'Ashuanipi	11
Groupe de Hublet	11
Suite de Desliens	13
Suite d'Opiscotéo	13
Suite de Gamart	14
Suite de Lignerol	15
Domaine de Caniapiscau	15
Groupe de Raynouard	15
Suite de Marquiset	16
Roches intrusives tardi-à post-tectoniques	17
Batholite de Delmothe	17
Suite de Viau	17

Pluton de Vignal	17
Essaim de Preissac (?)	18
MÉTAMORPHISME	18
Complexe d'Ashuanipi	18
Domaine de Caniapiscau	19
GÉOLOGIE STRUCTURALE	19
Contexte régional	19
Éléments structuraux et déformation	19
Évolution structurale	20
GÉOCHRONOLOGIE	21
Gneiss felsique du lac Opiscotéo	21
Diatexite du lac Barolet	24
Granite mégaporphyrique du batholite de Delmothe	24
Rhyolite de Raynouard	24
Granite à fluorine du pluton du lac Viau	24
LITHOCHIMIE	24
Caractérisation lithochimique	24
Paragneiss	25
Métatalonalite	25
Diatexite à orthopyroxène-biotite	25
Tonalite	25
Granite du batholite de Delmothe	25
Monzogranite	26
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	28
Sulfures disséminés associés à des unités de formations de fer silicatées	28
Sulfures disséminés associés à des enclaves ou à des ceintures de roches métavolcaniques	32
Sulfures disséminés associés à des enclaves ou à des intrusions de gabbro ou de pyroxénite	37
Sulfures disséminés dans des paragneiss migmatitiques	37
GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE LACS	37
RÉFÉRENCES	38

INTRODUCTION

L'information géoscientifique disponible pour plusieurs régions du Moyen Nord québécois vient de levés géologiques de reconnaissance datant des années 50 et 60 et de levés géochimiques, aéromagnétiques et gravimétriques régionaux. La cartographie systématique à l'échelle 1: 250 000, précédée d'une interprétation multidisciplinaire des données disponibles, est un moyen efficace de dresser le cadre géologique régional et de mettre rapidement en valeur le potentiel minéral de vastes territoires peu connus. C'est donc dans cette optique d'une approche intégrée que des nouvelles connaissances géologiques ont été acquises sur la partie sud-est de la province du Supérieur.

Le Service géologique de Québec a amorcé, à l'automne 1995, un important projet de compilation et de cartographie géologique régionale des roches archéennes de la sous-province (ou complexe) d'Ashuanipi et des domaines lithotectoniques environnants (projet Ashuanipi ; figure 1). Le territoire visé comprend la partie sud du complexe métamorphique-plutonique d'Ashuanipi. À l'ouest, il chevauche la transition avec la sous-province métasédimentaire d'Opinaca (ou bassin de Laguiche ; Chartrand et Gauthier, 1995) et la sous-province volcano-plutonique de La Grande (Card et Ciesielski, 1986). Le projet Ashuanipi vise à cartographier à l'échelle de 1 : 250 000, sur une période de trois ans, les roches archéennes qui se trouvent dans le territoire couvert par les cartes SNRC 23B, 23C, 23E, 23F et 23G (figure 1). Le projet a impliqué l'analyse et la compilation des ensembles de données géoscientifiques et de télédétection disponibles dans ce secteur afin de mieux planifier les travaux sur le terrain (Leclair *et al.*, 1996).

Ce rapport contient les résultats et les interprétations qui découlent des levés géologiques effectués dans la région du lac Bermen (SNRC 23F). Les résultats des travaux complémentaires effectués dans la région adjacente du lac Shabogamo (SNRC 23G) sont également présentés dans ce rapport. Il contient aussi quelques faits marquants provenant des études thématiques qui sont en cours.

Localisation et accès

La région des lacs Bermen et Shabogamo se situe au centre de la province de Québec près de la frontière du Labrador. Elle est localisée au nord-ouest de la ville de Fermont et au sud du réservoir Caniapiscau et elle est limitée par les latitudes 53°00' et 54°00' et les longitudes 66°50' et 70°00'. La région cartographiée couvre une superficie d'environ 18 000 km², comprenant le feuillet SNRC 23F (Lac Bermen) et la partie ouest du feuillet SNRC 23G (Lac Shabogamo) (figure 1).

Le centre de la région cartographiée se situe approximativement à 100 km au nord-ouest du réseau d'infrastructures qui relient les villes de Fermont, de Wabush et de

Labrador City. La région est facilement accessible par hydravion à partir de Fermont ou par hélicoptère à partir de l'aéroport de Wabush. De plus, l'infrastructure routière du territoire de la Baie James donne accès à la partie nord de la région, à partir de la route qui relie LG-4 au réservoir Caniapiscau.

Objectifs

Le projet Ashuanipi s'inscrit dans le cadre du programme d'exploration minière du Moyen-Nord qui fut conçu dans le but d'ouvrir des nouveaux territoires à l'exploration. Ce programme vise, entre autres, à assurer la pérennité de l'industrie minière par l'entremise de la recherche géoscientifique dans des secteurs peu explorés. Les objectifs du projet Ashuanipi sont de cartographier à l'échelle de 1: 250 000 la partie orientale du secteur de la Baie James et d'étudier les différents contextes géologiques de cette région afin de mettre en évidence ceux qui sont les plus favorables à la découverte de gîtes métallifères.

Travaux antérieurs

La majeure partie du complexe d'Ashuanipi n'a été cartographiée qu'à l'échelle de 1: 1 000 000 lors de travaux de reconnaissance effectués à la fin des années 50 (Eade, 1966). Seules la partie centrale et l'extrémité est du complexe ont fait l'objet de levés géologiques plus détaillés (figure 2 ; Duffel et Roach, 1959 ; Frarey, 1961 ; Stevenson, 1964 ; Fahrig, 1967 ; Sharma et Dubé, 1980 ; Lapointe, 1989 ; Percival, 1993 ; James, 1993 ; Perreault, 1994 ; Chevé et Brouillette, 1995). La carte géologique couvrant la région du lac Bermen se superpose à une partie de l'extrémité est de la carte au 1 : 1 000 000 de Eade (1966). La région adjacente du lac Shabogamo chevauche une bonne partie de la carte au 1 : 253 440 de Stevenson (1964) (figure 2).

La région couverte par le projet Ashuanipi a aussi été couverte par deux levés de géochimie des sédiments de lacs effectués par le MRN en 1987 (Beaumier, 1989) et par la SDBJ en 1978 (Gleeson, 1978 ; figure 3). Les résultats ont permis de déceler plusieurs anomalies multi-éléments pouvant devenir des cibles d'exploration (Choinière *et al.*, 1995). Certaines de celles-ci se superposent à des structures géologiques et à des anomalies magnétiques (Leclair *et al.*, 1996).

Approche intégrée et multidisciplinaire

Une approche intégrée a été adoptée pour l'acquisition de nouvelles connaissances géologiques sur le complexe d'Ashuanipi dans la région des lacs Bermen et Shabogamo. Avec cette approche, une compilation et une évaluation des données existantes (géologie, géophysique, géochimie et télédétection) ont précédé les levés géologiques sur le ter-



FIGURE 1 - Localisation et contexte géologique régional du projet Ashuanipi du programme d'exploration minière du Moyen Nord.

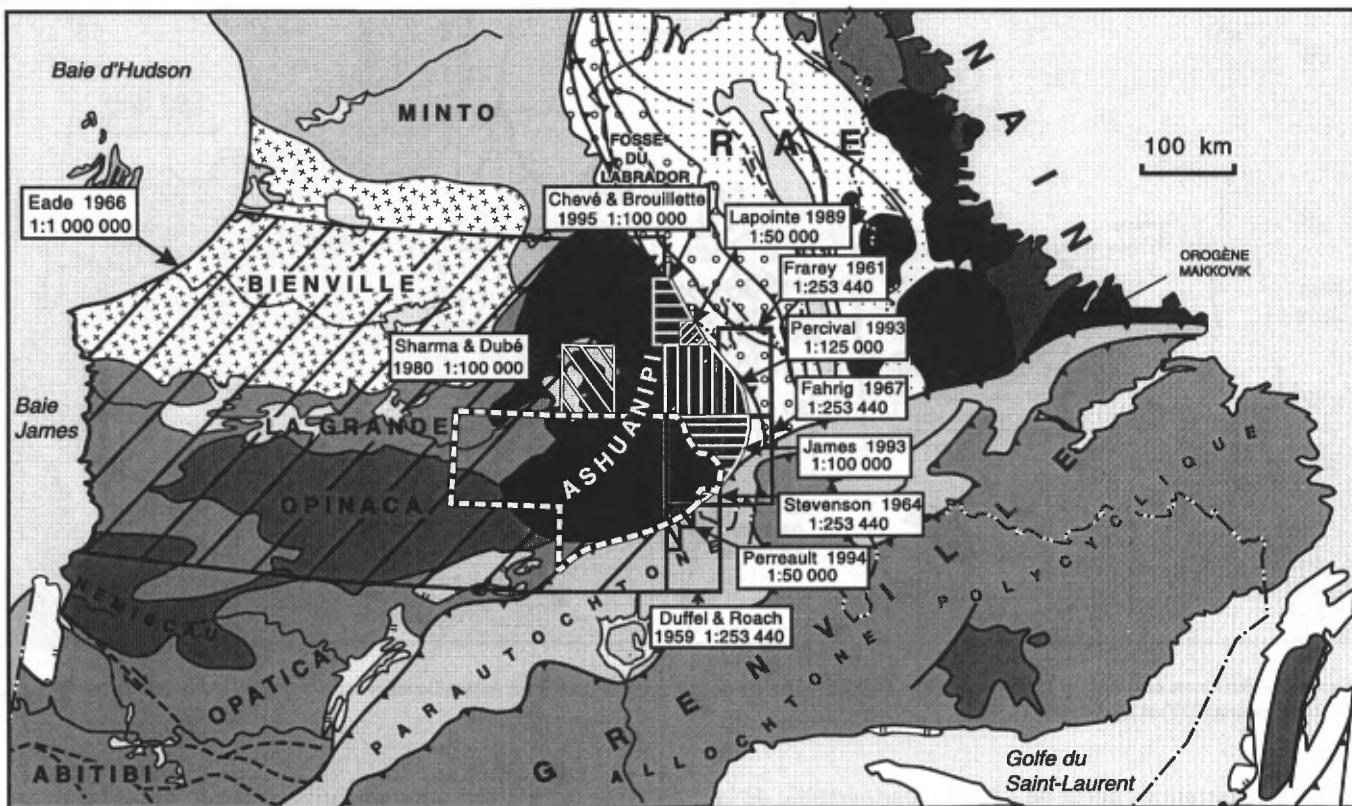


FIGURE 2 - Couverture des divers projets de cartographie géologique effectués dans le complexe d'Ashuanipi. Le tireté en blanc indique le périmètre du projet Ashuanipi.

rain. Les travaux de cette première phase du projet ont été effectués au cours de l'automne 1995 et de l'hiver 1996. L'intégration des données de sources multiples permet d'obtenir des synthèses géologiques de qualité. Une partie des résultats, obtenus dans celles-ci, ont été publiés dans le PRO 96-05 (Leclair *et al.*, 1996). La planification de la campagne de cartographie s'est inspirée des compilations et des interprétations de cette première phase. Ces dernières ont permis d'orienter nos interventions sur le terrain vers les secteurs d'intérêt en termes de géologie et de potentiel minéral et de vérifier certaines hypothèses géologiques.

La cartographie géologique au 1: 250 000 a été réalisée par une équipe de six géologues pendant les cinq premières semaines de l'été 1996 et par quatre géologues durant les cinq semaines suivantes. La cartographie de la partie nord des feuillets 23F et 23G a été complétée au début de l'été 1997. Un hélicoptère Long Ranger du type 206-L assurait le transport des équipes à partir d'un camp de base situé aux abords du lac Lapointe, au centre de la région cartographiée. Les levés géologiques ont été réalisés à l'aide de traverses dont la longueur variait entre 8 et 12 km. L'espace-ment entre les traverses variait entre 5 et 10 km selon la complexité de la géologie et la densité des affleurements. Les affleurements localisés en bordure de plusieurs grands lacs ont été visités par bateau pneumatique. Cette méthode de travail a permis de cartographier un territoire d'environ

200 km de longueur par 110 km de largeur localisé dans la région des lacs Bermen et Shabogamo.

Plusieurs études thématiques multidisciplinaires permettront de mieux connaître l'évolution géologique de la région des lacs Bermen et Shabogamo et son potentiel minéral. Des échantillons de roches minéralisées et de sédiments de ruisseaux ont été analysés pour les éléments économiques. Un programme de datation des événements géologiques majeurs par la méthode U-Pb a été réalisé dans le laboratoire de GÉOTOP (Université du Québec à Montréal). Des résultats de ce programme sont présentés dans le chapitre qui porte sur la Géochronologie. Quatre images radars provenant du satellite canadien RADARSAT ont été analysées en collaboration avec Benoit Rivard (Université d'Alberta). Un projet de géologie du Quaternaire et de prospection glacio-sédimentaire a été réalisé par Michel Parent (Commission géologique du Canada) en complémentarité avec le projet Ashuanipi.

Remerciements

Les auteurs de ce rapport ont été assistés sur le terrain par Pierre Amyot, Eve Bourgault, Karine Dallaire, Gaston Fontaine, Pablo Gonzalez, Ehouman N'Dah, Pierre Riopel et Pierre Vincent, qui se sont tous acquittés consciencieusement de leurs tâches. Lise Michel-Ambroise, Jean-Pierre Pinette et Richard St-Onge ont également participé aux

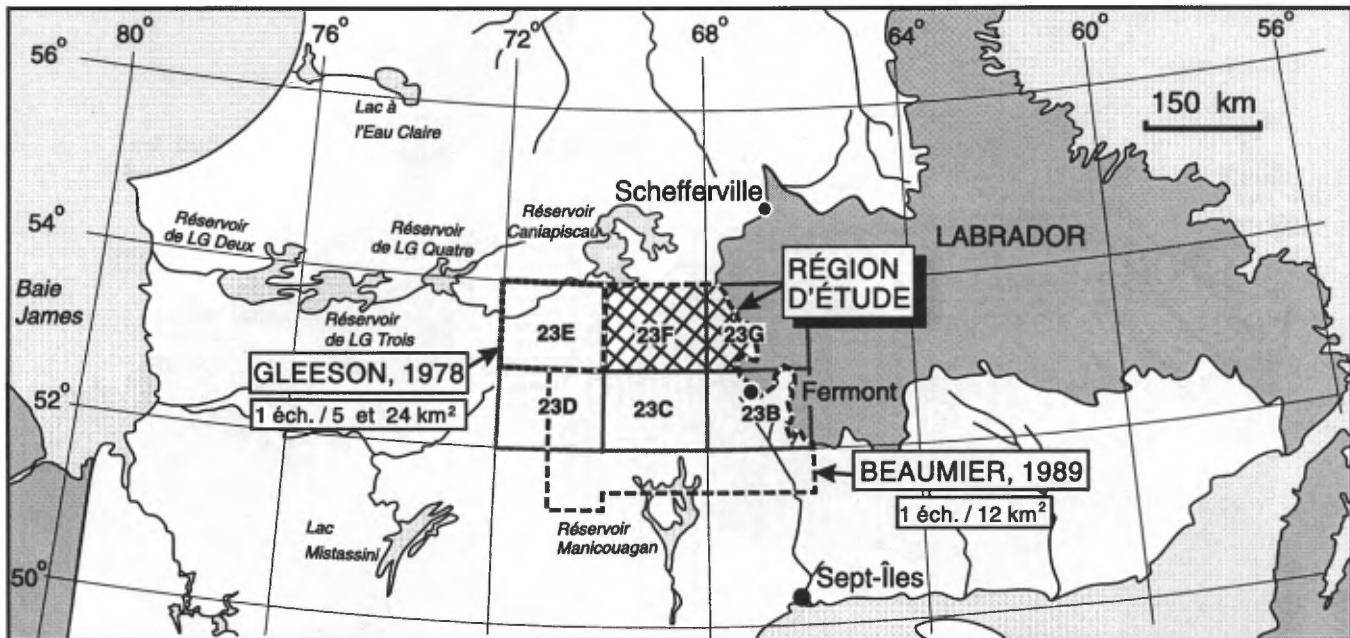


Figure 3 - Territoires couverts par les levés géochimiques de sédiments de lacs (avec les mailles d'échantillonnage utilisées) et la localisation de la région des lacs Bermen (23F) et Shabogamo (23G).

travaux de terrain au début de l'été. La cartographie de la partie nord de la région a été complétée au début de l'été 1997 grâce à la participation de Cédric Boisvert, Sandrine Cadéron, Alexandre Coulombe, Souad Guernina, Adamo Hervieux, David Ishpatao, Dominic Jacques, Cheuk-Sang Lee et Bronislaw Popiela. Denis-Jacques Dion et Véronique Vézeau ont préparé les cartes aéromagnétiques de la région. Jacques Fournier, Nelson Leblond et Ehouman N'Dah ont travaillé à la réalisation des cartes géologiques numériques. Les pilotes d'hélicoptères, Westly Kay et Jules Léonard (Héli-Transport inc.), ont assuré le transport de façon efficace et sécuritaire entre le camp et les sites de départ et d'arrivée des cheminements. François Gauthier a agi comme pilote intérimaire pendant une période de deux semaines. Le chef cuisinier, Norbert Tremblay, a su présenter une excellente cuisine aux équipes de terrain. Michel Tremblay du Centre d'études sur les ressources minérales a participé à l'ensemble de la gestion des travaux. Tout au long de l'été, la compagnie d'aviation Air Saguenay inc. a assuré l'approvisionnement du camp avec célérité. Les analyses géochimiques ont été effectuées par le Centre de Recherche minérale.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Les roches archéennes de l'angle sud-est de la province du Supérieur (qui appartiennent au complexe d'Ashuanipi) se composent principalement de roches métamorphiques du faciès des granulites et de roches plutoniques. Le com-

plexe qui s'étend approximativement sur 90 000 km² est bordé à l'est par les séquences paléoprotérozoïques de la fosse du Labrador et il est séparé de la province de Grenville au sud par le front de Grenville. Il se trouve dans le prolongement des ceintures métasédimentaires et métavolcaniques des sous-provinces d'Opinaca et de La Grande, respectivement (Card et Ciesielski, 1986) (figure 1). Ces ceintures orientées est-ouest sont bordées au nord par les roches plutoniques de la sous-province de Bienville. Au nord du complexe d'Ashuanipi, on trouve les terrains gneissiques et plutoniques de la sous-province de Minto qui est formée de domaines lithotectoniques ayant un grain structural et aéromagnétique d'orientation nord-sud (Percival *et al.*, 1992).

Le complexe d'Ashuanipi est fait surtout de paragneiss, d'orthogneiss, de granitoïde à orthopyroxène (diatexite), ainsi que de plutons de tonalite, de granodiorite, de granite, de diorite et de syénite (Eade, 1966 ; Stevenson, 1964 ; Fahrig, 1967 ; Lapointe, 1989 ; Percival, 1993 ; Chevè et Brouillette, 1995 ; James, 1997). Il comprend localement des formations de fer et des unités de gneiss mafique qui sont intercalées avec des paragneiss. Il contient aussi des filons et des filons-couches(?) boudinés de pyroxénite et de gabbro qui traversent les paragneiss du complexe. Les unités lithologiques les plus anciennes observées dans le complexe sont les unités de paragneiss migmatitique dont le protolite serait un grauwacke déposé il y a environ 2,7 Ga (Mortensen et Percival, 1987 ; Percival *et al.*, 1992). Les intrusions précoces de tonalite et de granodiorite qui sont intercalées avec ces unités donnent à l'analyse des âges entre 2,70 et 2,69 Ga (Chevè et Brouillette, 1991 ; Percival, 1991a). Les diatexites (Brown, 1973) qui forment

les unités les plus répandues du complexe sont des roches ignées à orthopyroxène ± grenat ± biotite dont la composition varie de granodioritique à granitique (Percival, 1993 ; Chev  et Brouillette, 1995 ; James, 1997). Les plutons et les batholites de diatexite contiennent des enclaves de paragneiss et d'orthogneiss métamorphisées au faci  des granulites. Les relations sur le terrain indiquent une mise en place des diatexites qui serait synchrone à tardive par rapport à cet  v nement métamorphique-migmatitique, c'est- dire qu'elle serait produite dans l'intervalle entre 2,68 et 2,65 Ga (Percival *et al.*, 1992 ; Chev  et Brouillette, 1991, 1995 ; James, 1997). Selon les âges obtenus à partir de la monazite, le déclin thermique s'étalerait sur environ 30 Ma (2,67-2,64 Ga, Mortensen et Percival, 1987; Percival, 1990; Chev  et Brouillette, 1991, 1995). Un cortège de roches intrusives syn- et post-tectoniques composé de tonalite, de granodiorite, de granite, de diorite et de sy n ite définit des plutons ovales et des bandes irrégulières de dimensions variables. Un leucogranite massif et un filon tardif de pegmatite de même composition ont donné des âges de 2,65 Ga (Mortensen et Percival, 1987 ; Percival *et al.*, 1992), tandis qu'une sy n ite foliée   néphéline a été dat e à 2,625 Ga (Chev  et Brouillette, 1991, 1995). Le dernier  v nement ign  dans le complexe est représenté par de rares filons de diabase, de direction NE et NNE, qui semblent contrôlés par un réseau de fractures conjuguées (Percival, 1993 ; Chev  et Brouillette, 1995 ; James, 1997).

Le grain structural est orienté NW-SE dans le secteur nord-est du complexe d'Ashuanipi alors qu'il varie de NE-SW   E-W dans le secteur sud (Eade, 1966 ; Stevenson, 1964 ; Percival, 1993 ; Chev  et Brouillette, 1995 ; James, 1997). Ce patron structural est exprimé par la signature magnétique, telle que définie sur les cartes du champ total et du gradient vertical. Un fort contraste magnétique de direction nord-ouest pourrait marquer la limite ouest de l'Ashuanipi au contact avec les sous-provinces d'Opinaca et de La Grande (Hocq, 1994). Toutefois, dans la partie méridionale, l'absence de brisure dans la signature magnétique au contact de ces grandes subdivisions lithotectoniques suggère une continuité des roches métasédimentaires de l'Opinaca à l'intérieur de l'Ashuanipi. La bordure ouest du complexe a été interprétée comme une zone de transition graduelle du faci  des amphibolites au faci  des granulites avec des composantes progrades et rétrogrades (Percival, 1990). Le complexe d'Ashuanipi pourraient être l'équivalent métamorphique des ceintures sédimentaires (sous-province de Quetico, Percival *et al.*, 1992) et volcano-sédimentaires de la partie centrale du Supérieur.

L'évolution tectonique du complexe d'Ashuanipi est marquée par le dépôt de grauwacke immature dans un prisme d'accrétion. Celui-ci est suivi d'un magmatisme tonalitique d'arc précoce et d'une phase de déformation (Percival *et al.*, 1992). L'emplacement de magmas mafiques dans la croute profonde serait à l'origine d'une activité magmatique intracrustale importante. Le réchauffement rapide au faci  des granulites de la croute serait accompa-

gn  de l'intrusion de diatexite (Percival, 1991a ; Percival *et al.*, 1992). Les roches de l'Ashuanipi ont subi des conditions métamorphiques de 0,35-0,65 GPa et de 700-835  C, ce qui correspond à un niveau d'exposition de 15-20 km de profondeur et à un refroidissement lent suivi d'un métamorphisme rétrograde (Percival *et al.*, 1992 ; Chev  et Brouillette, 1995).

SUBDIVISION LITHOTECTONIQUE

Méthode

Dans la première phase du projet Ashuanipi, la compilation et l'analyse des ensembles de données géologiques, géophysiques, géochimiques et de télédétection ont permis de dresser un portrait géologique préliminaire de la région. Les résultats de cette étude ont été exploités de deux façons : dans une interprétation structurale et tectonique, ainsi que dans une évaluation préliminaire des contextes géologiques et de leurs associations métallogéniques potentielles (Leclair *et al.*, 1996). L'intégration des anomalies aéromagnétiques et des images satellites Landsat-5 TM a permis de générer une interprétation structurale du sud-est de la province du Supérieur, incluant la région d'étude (figure 4). La procédure d'intégration comportait simplement à superposer les cartes aéromagnétiques en couleurs sur la mosaïque de composé colorés Landsat-TM (Leclair, 1996). L'utilisation conjointe de ces planches d'information permet de faire une bonne interprétation préliminaire, car il s'en dégage une image fidèle et quasi complète des structures présentes. Cette interprétation fournit des renseignements sur la localisation et l'orientation des structures ductiles et cassantes, tout en donnant un aper  général du caractère régional de la déformation. La relation qui existe entre la structure et la signature magnétique permet de déceler la présence de plusieurs grands domaines lithotectoniques.

Domaines lithotectoniques

La présence de grands domaines géologiques possédant des signatures magnétiques distinctes et des patrons structuraux contrastants permet d'établir une nouvelle subdivision lithotectonique du sud-est de la province du Supérieur. Les contacts entre les différents domaines suivent des discontinuités aéromagnétiques proéminentes qui coïncident avec des changements dans les directions structurales. Ces discontinuités marquent probablement la position d'importantes zones de déformation. On reconnaît, entre autres, une structure majeure d'au moins 10 km de largeur qui traverse la partie nord-ouest de la région cartographiée

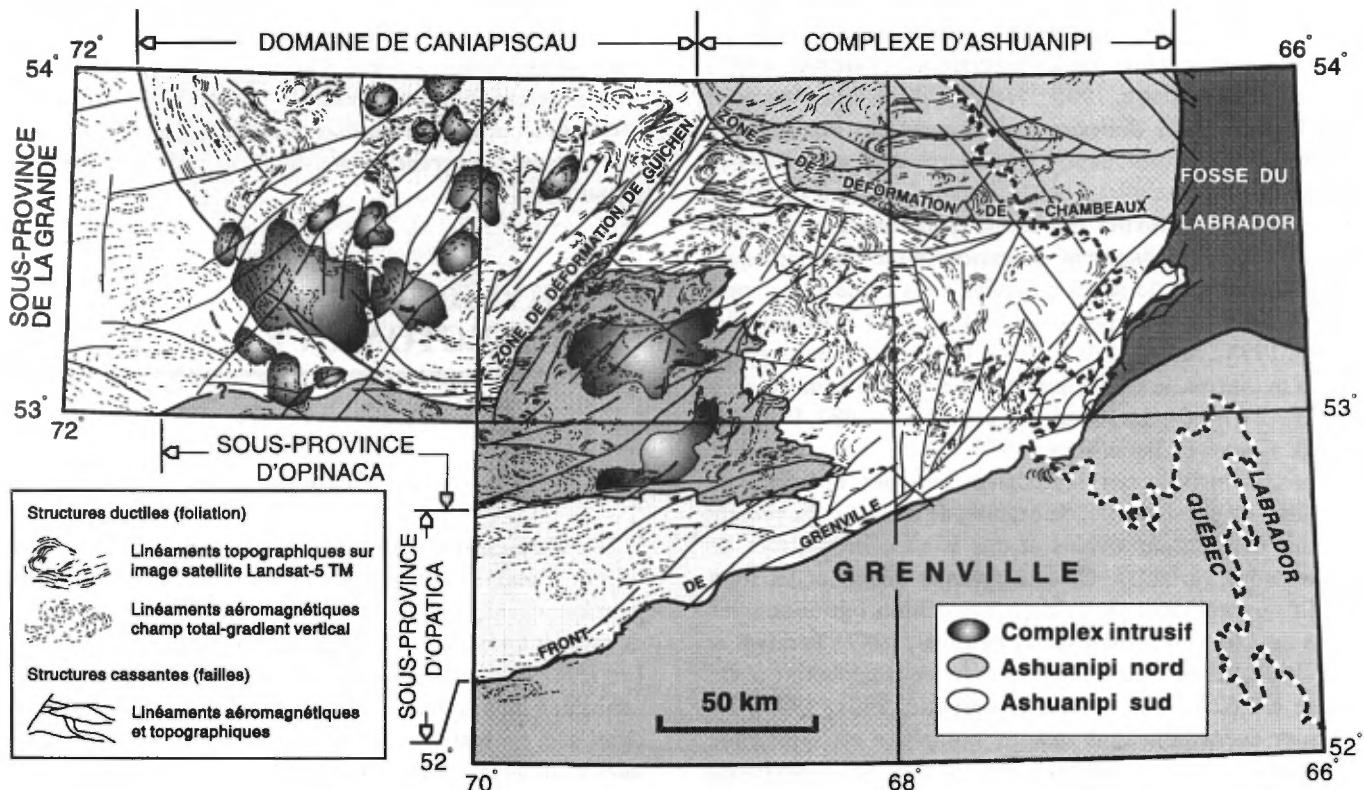


FIGURE 4 - Nouvelle subdivision lithotectonique et interprétation structurale du sud-est de la province du Supérieur.

dans une direction nord-est. Cette structure est interprétée comme une zone de cisaillement ductile-cassante (zone de déformation de Guichen, figure 4) sur la base d'une série de linéaments topographiques et aéromagnétiques. Elle définit la bordure entre deux domaines lithotectoniques principaux possédant des patrons structuraux et des signatures magnétiques distinctes (Leclair *et al.*, 1996).

Au moins trois domaines lithotectoniques majeurs ont été identifiés dans la région cartographiée à partir de la géophysique et de la géologie régionale : 1) l'Ashuanipi sud, 2) l'Ashuanipi nord, et 3) le domaine de Caniapiscau (figure 4 ; Leclair *et al.*, 1997). À l'ouest et au sud, on trouve les sous-provinces de La Grande, d'Opinaca et d'Opatica. La région cartographiée comprend la majeure partie de l'Ashuanipi sud, la bordure sud de l'Ashuanipi nord, et l'extrémité est du domaine de Caniapiscau. Elle inclut aussi le prolongement vers l'est de la sous-province d'Opinaca à l'intérieur de l'Ashuanipi.

La signature magnétique de l'Ashuanipi sud est d'intensité modérée et généralement uniforme (Leclair *et al.*, 1996). Ceci est attribué à la présence d'immenses unités lithologiques homogènes telles que des intrusions volumineuses de diatexites. Ces diatexites qui sont à orthopyroxène-biotite traversent des assemblages de paragneiss et de métatonalite (Leclair *et al.*, 1997). Le grain structural est orienté principalement E-W et la foliation a un pendage faible à modéré vers le nord. Les structures dominantes qui se présentent en «dômes et bassins» sont typiques des ter-

rains plutoniques-gneissiques. Vers le nord, ces structures sont coupées par la zone de Chambeaux (figure 4), d'orientation est-ouest, composée de plis isocliniaux et de failles caractérisant la bordure commune avec l'Ashuanipi nord.

L'Ashuanipi nord se distingue de l'Ashuanipi sud par son intensité magnétique relativement faible, par son style de déformation et par la prédominance de diatexites à orthopyroxène-biotite contenant du grenat. Il est caractérisé par une ceinture irrégulière de paragneiss interstratifié avec de la métatonalite. Cette ceinture est orientée vers le NW et coupée à l'est et à l'ouest par des complexes platoniques composés principalement de diatexites (Percival *et al.*, 1992). De plus, les résultats des levés géochimiques de sédiments de lacs (Beaumier, 1989 ; Choinière *et al.*, 1995) révèlent des différences significatives entre les domaines nord et sud. Ces différences en plusieurs éléments peuvent correspondre à des lithologies particulières.

Le «nouveau» domaine de Caniapiscau est caractérisé par de nombreuses structures arrondies associées à des anomalies magnétiques de forte intensité mises en évidence sur un fond magnétique d'intensité plus faible. Ces anomalies se comparent à celles qui sont associées à certains plutons de granite et de syénite dans les régions adjacentes. Là elles ont été interprétées comme étant causées par des complexes intrusifs relativement jeunes. Une différence lithologique fondamentale observée dans le domaine de Caniapiscau est la présence d'intrusions de granoïdes à hornblende-biotite coupant des assemblages vol-

cano-sédimentaires métamorphisés au faciès des amphibolites. La zone de déformation de Guichen, sépare le domaine de Caniapiscau du complexe d'Ashuanipi (figure 4).

La partie ouest de la région couverte par le projet Ashuanipi (figure 1) est interprétée comme faisant partie des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. Sa signature magnétique relativement faible est ponctuée d'anomalies linéaires intenses, dont plusieurs correspondent à des bandes de roches métavolcaniques et à des formations de fer (Sharma, 1978 ; Chartrand et Gauthier, 1995 ; Gauthier, 1996). Le grain structural, qui s'étend ininterrompu vers l'ouest, est tronqué à l'est par une zone de déformation marquant la bordure du domaine de Caniapiscau (Leclair *et al.*, 1996). Plus au sud, l'absence de brisure dans le patron structural, et la présence d'unités stratifiées de paragneiss, de métavolcanites et de formations de fer témoignent d'une continuation des ensembles lithologiques de l'Opinaca vers l'intérieur du complexe d'Ashuanipi.

DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

La description lithologique de la région cartographiée est divisée en trois parties : 1) complexe d'Ashuanipi (domaines sud et nord), 2) le domaine de Caniapiscau, et 3) les roches intrusives post-tectoniques. Dans ce rapport, les unités qui peuvent correspondre au prolongement vers l'est de l'Opinica (figure 4) sont décrites avec celles de l'Ashuanipi. Toutes les unités sont classées comme des unités lithodémiques dans la légende de la carte.

Complexe d'Ashuanipi

La cartographie géologique dans le complexe d'Ashuanipi de la région des lacs Bermen et Shabogamo présente des difficultés à cause de l'existence d'au moins trois phases de déformation et de la fusion partielle des roches lors du métamorphisme régional au faciès des granulites. Néanmoins, plusieurs unités de roches ont été identifiées sur la base de leur minéralogie, de leur texture, ainsi que des relations géologiques qui ont permis d'établir leur chronologie relative.

Le complexe d'Ashuanipi (domaines sud et nord) dans la région cartographiée est composé de quatre ensembles lithologiques principaux : a) le groupe de Hublet qui comprend un ensemble de gneiss précoce composé principalement de paragneiss et de gneiss mafique et intermédiaire, b) la suite intrusive de Desliens qui est composée de métatonalite et de métagabbro, c) une masse importante de granodiorite à orthopyroxène-biotite±grenat (diatexite), appelée la suite d'Opiscotéo, et d) un cortège de roches felsiques intrusives tardives comprenant les suites intrusi-

ves de Lignerons et de Gamart. Les roches du groupe de Hublet et de la suite de Desliens ont été déformées et métamorphisées au faciès des granulites avant la mise en place d'intrusions volumineuses de diatexites massives à foliées de la suite d'Opiscotéo. Les diatexites forment des corps hétérogènes à homogènes qui couvrent la majorité (~60 %) du complexe d'Ashuanipi. Par contre, les intrusions tardives forment des plutons homogènes, bien circonscrits, de dimensions variables (hectométrique à kilométrique) et composés de tonalite, de granodiorite et de granite.

Groupe de Hublet

Ce groupe désigne l'assemblage de roches supracrustales qui forment l'encaissant des roches intrusives de la suite de Desliens. Les roches supracrustales (gneiss précoce) sont vraisemblablement dérivées surtout de grauwacke et elles contiennent des roches d'origine volcanique. Les gneiss précoce appartenant au groupe de Hublet ressemblent à ceux qui ont été décrits ailleurs dans le complexe d'Ashuanipi (cf. Percival *et al.*, 1992 ; James, 1997).

Paragneiss à orthopyroxène-biotite±grenat (Ahu1 et Ahu2)

Le paragneiss, comme le gneiss mafique, est intercalé avec la métatonalite. Il se trouve en unités discontinues ayant une largeur pouvant atteindre dix kilomètres. On le trouve aussi en enclaves centimétriques à kilométriques dans la diatexite et les plutons de granitoïdes. Le paragneiss est une roche migmatitique rubanée qui contient a) un paléosome de couleur gris-brun ou brun rouille, riche en biotite et en orthopyroxène, et b) de 5 à 50 % de leucosome blanc à gris pâle de composition granitique à tonalitique. Le paléosome a une granulométrie fine à moyenne et il possède une texture granoblastique définie par le quartz, le plagioclase et le feldspath potassique. Il contient des assemblages communs de biotite-orthopyroxène±grenat et plus rarement de biotite-grenat±cordiérite±sillimanite. Les porphyroblastes de biotite et d'orthopyroxène donnent à la roche une apparence de « sel et poivre ». Le leucosome, qui est de grain moyen à grossier, contient des quantités minimales d'orthopyroxène, de biotite et de grenat. Au moins deux générations de leucosome ont été observées. La plus commune concorde avec la foliation et elle produit un rubanement migmatitique d'épaisseur millimétrique à décimétrique. L'alternance du paléosome et du leucosome occasionne une érosion différentielle qui est visible sur de nombreux affleurements. Le leucosome de la seconde génération est moins répandu et il est plus jeune que le leucosome de la première génération qu'il traverse.

Le paragneiss est divisé en deux unités : a) l'*unité Ahu1* qui est un paragneiss migmatitique dont le paléosome est

dépourvu de grenat, et b) l'*unité Ahu2* qui est un paragneiss migmatitique dont le paléosome contient du grenat. Le mobilisat de cette dernière contient localement du grenat. Les deux unités sont de proportion à peu près égale et elles sont intercalées par endroits. Leur différence de composition reflète probablement un changement latéral de faciès dans la séquence sédimentaire d'origine. L'*unité Ahu2* contient des lits de quartzite de moins de 20 centimètres d'épaisseur ainsi que des zones rouillées minéralisées. Ces zones, de dimensions métriques à décamétriques, contiennent de la biotite altérée, du grenat et de la pyrite. Elles peuvent être des reliques démembrées de formations de fer.

Le paragneiss est une roche quartzofeldspathique, dont la composition peut varier de psammitique à pélitique. À plusieurs endroits, il possède un litage compositionnel qui est vraisemblablement hérité d'un litage primaire associé à une séquence sédimentaire rythmique. Le protolite est interprété comme étant une séquence de sédiments clastiques, composée principalement de grauwacke, avec un peu de shale et de quartzite.

Les unités de paragneiss contiennent des formations de fer silicatées qui forment des zones rouillées, facilement repérables en survol, qui sont localement associées à des anomalies aéromagnétiques linéaires. Les formations de fer apparaissent en unités boudinées pouvant atteindre environ 30 mètres de puissance et une extension longitudinale décamétrique. Elles se présentent en lits homogènes et rubanés qui sont communément plissés et cisaillés. Un rubanement régulier, millimétrique à centimétrique est défini par des variations dans les proportions de clinopyroxène, de grenat, de hornblende, de titanite, d'épidote, de quartz et de plagioclase. La minéralisation observée contient de la pyrite, de l'arsénopyrite, de la marcasite, de la pyrrhotite, de la magnétite, de l'hématite et de la chalcopyrite. Dans un cas particulier, de l'or natif associé à de l'arsénopyrite a été identifié.

Gneiss intermédiaire (Ahu3)

Des unités kilométriques de gneiss intermédiaire ont été cartographiées à seulement deux endroits, aux abords du lac Opiscotéo et à l'extrémité ouest de la carte. Le gneiss intermédiaire apparaît aussi dans les unités de puissance métrique intercalées avec des unités de paragneiss et de gneiss mafique et des formations de fer. Les contacts entre ces différents types de roches semblent stratigraphiques et leur association spatiale suggère une origine volcanique.

Le gneiss intermédiaire comprend moins de 20 % de minéraux mafiques (orthopyroxène, clinopyroxène, hornblende, biotite) dans une matrice granoblastique de quartz et de feldspath. Il est de couleur gris-vert et son rubanement centimétrique, qui est bien défini, peut refléter une variation compositionnelle primaire dans la roche d'origine volcanique.

Gneiss mafique (Ahu4)

Le gneiss mafique se trouve généralement en association avec le paragneiss (*unités Ahu1 et Ahu2*). Il forme des unités lenticulaires pouvant atteindre une puissance d'environ 1 kilomètre, ainsi que des inclusions centimétriques à décamétriques dans la diatexite et les plutons felsiques. Ce gneiss est de couleur vert foncé à noir et il est finement à moyennement grenue. Il est composé de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de hornblende et de plagioclase, avec ou sans biotite et quartz. Le gneiss mafique est généralement plus réfractaire au processus de fusion partielle que le paragneiss. Il contient moins de 20 % de mobilisat tonalitaire. Le leucosome, blanchâtre et à grain grossier, contient du pyroxène et forme de minces (<10 cm) couches ou lentilles parallèles à la foliation.

La gneissosité dans le gneiss mafique est définie par des horizons contenant des proportions variables de minéraux mafiques et de plagioclase. La texture gneissique peut être le résultat de l'accentuation d'un litage volcanique ou magmatique original. L'absence à certains endroits d'une texture gneissique permet d'observer une roche mafique relativement homogène n'ayant qu'une faible foliation. Suivant la terminologie proposée par Ashton et Leclair (1990), cette roche est un *folié* mafique.

Une découverte intéressante fut l'observation de bandes étroites (<50 mètres) de roches métavolcaniques dans le gneiss mafique. Ces roches sont des laves basaltiques cossinées ayant des bordures figées qui sont remplacées par des assemblages composés de différentes proportions de pyroxène-biotite-hornblende-plagioclase-quartz. Le métabasalte possède une minéralogie similaire à celle du gneiss mafique et, pour cette raison, il est regroupé avec les unités de ce dernier. Des roches felsiques et intermédiaires, interprétées comme étant d'origine volcanique ou volcanosédimentaire (coulée ou tuf dacitique à rhyolitique), sont communément associées au métabasalte. Des horizons discontinus et légèrement minéralisés se trouvent au contact entre les roches felsiques et les laves basaltiques. La minéralisation y est composée de pyrrhotite, de pyrite et de chalcopyrite. Ces horizons suggèrent un potentiel pour des gîtes exhalatifs volcanogènes. Des enclaves de gneiss mafique minéralisé en pyrite et en chalcopyrite ont aussi été observées dans la diatexite.

Des séquences de roches volcaniques pourraient avoir été métamorphisées en certaines bandes de gneiss mafiques, intermédiaires et felsiques dans cette partie du complexe d'Ashuanipi. L'une de ces séquences, qui est exposée dans une quille synclinale sur la rive sud du lac Opiscotéo, a été étudiée en détail (Bourgault, 1997). La présence de plusieurs bandes de roches métavolcaniques dans le secteur cartographié, ainsi que la continuité d'ouest en est du patron structural, permettent d'anticiper une extension des ensembles géologiques des sous-provinces de

l'Opinaca et de l'Opatica vers l'est, à l'intérieur du complexe d'Ashuanipi. Ceci demeure cependant une hypothèse de travail qui sera vérifiée à l'aide des nouvelles données cartographiques provenant des secteurs au sud et à l'ouest.

Suite de Desliens

La suite intrusive de Desliens est une unité lithodémique qui a été définie originellement par Percival (1991b) pour référer aux intrusions précoce de tonalite, de gabbro et de pyroxénite de l'Ashuanipi nord. Dans la région des lacs Bermen et Shabogamo, la suite de Desliens englobe les intrusions calco-alcalines précoce qui ont été mises en place dans les paragneiss et les gneiss mafiques et intermédiaires (groupe de Hublet) avant le métamorphisme régional et l'intrusion des diatexites. Cette suite de composition tonalitique, varie de la leucotonalite à gabbro et à pyroxénite jusqu'à la diorite et la diorite quartzifère. Les intrusions de tonalite forment des feuillets injectés dans les gneiss. L'échelle de ceux-ci varie de métrique à kilométrique.

Métatonalite (Ades1)

L'unité Ades1 est un orthogneiss précoce dont la composition est surtout tonalitique, et plus rarement dioritique. Cette unité forme des grandes masses irrégulières de plusieurs kilomètres et des feuillets concordants, de puissance métrique à décamétrique, à l'intérieur des paragneiss (*unités Ahu1 et Ahu2*). La métatonalite est hétérogène, foliée à gneissique, finement à moyenement grenue, de couleur gris-brun à beige, et elle peut contenir jusqu'à 20 % de leucosome tonalitique. Elle est composée d'orthopyroxène-biotite-plagioclase-quartz±clinopyroxène±feldspath potassique coexistants dans des proportions variables. Le clinopyroxène est moins abondant que l'orthopyroxène et il est absent dans plusieurs cas. La présence de grenat fut observée à certains endroits dans la métatonalite. De nombreux affleurements ont une texture mouchetée produite par des cristaux poeciloblastiques d'orthopyroxène (<2 cm), sphériques ou irréguliers, logés dans une matrice granoblastique de quartz et de plagioclase. L'origine des grains d'orthopyroxène demeure problématique. Ailleurs dans le complexe d'Ashuanipi, des grains semblables d'orthopyroxène ont été interprétés comme des reliques de cristaux ignés ou comme des cristaux d'origine métamorphique (*voir* Percival, 1991b ; James, 1997).

Des unités de métatonalite et de paragneiss intercalées à l'échelle métrique ont été observées à plusieurs endroits dans la région cartographiée. Dans de tels cas, les unités sont cartographiées selon la lithologie dominante. Dans certains cas, il est difficile de distinguer la métatonalite des roches quartzofeldspathiques appartenant aux unités de paragneiss, à cause de leurs similitudes minéralogiques et du grade métamorphique élevé. La présence de rares en-

claves de paragneiss dans la métatonalite indique une relation intrusive.

Métagabbro et métapyroxénite (Ades2)

Deux unités d'étendue kilométrique de gabbro métamorphisé ont été cartographiées. Des unités de métagabbro d'épaisseur métrique sont aussi associées avec la métatonalite et le gneiss mafique. De la pyroxénite est présente comme composante lithologique secondaire. Le métagabbro et la métapyroxénite sont de couleur gris-vert foncé à noir, de granulométrie grossière à moyenne et ils contiennent moins de 10 % de mobilisat. Ils sont massifs à foliés et relativement homogènes. La texture ignée y est rarement préservée. Le métagabbro est composé d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de hornblende et de plagioclase maclé, et il contient des zones riches en magnétite et en sulfures. Localement, il passe à de la diorite et à de la diorite quartzifère. La métapyroxénite est composée d'orthopyroxène, de clinopyroxène, d'olivine, de spinelle et de magnétite. Le métagabbro et la métapyroxénite pourraient représenter des xénolites de roches mafiques à ultramafiques incorporées à la diatexite et aux roches plutoniques plus jeunes.

Suite d'Opiscotéo

La masse rocheuse de la région des lacs Bermen et Shabogamo est faite majoritairement de roches ignées intrusives à grains grossiers. Leur composition varie de granodioritique à granitique et elles contiennent de l'orthopyroxène, de la biotite et par endroits du grenat. Ces roches intrusives sont classées comme des diatexites, suivant la terminologie utilisée par Brown (1973). Pour cet auteur, une diatexite est une roche produite par diatexie dans laquelle il n'existe pas de bande migmatitique continue. La diatexie est une anatexie de haut grade dans laquelle la fusion peut être complète. La granodiorite vert jaunâtre à pyroxène décrite par Eade (1966) et Stevenson (1964) correspond probablement à nos diatexites. La suite intrusive d'Opiscotéo désigne l'ensemble des intrusions de diatexites présentes dans la région cartographiée.

Diatexite (Aopi1 à Aopi6)

Généralement, les diatexites sont de couleur gris-brun à blanc jaunâtre et d'apparence homogène en échantillon. Elles sont composées d'orthopyroxène, de biotite, de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique et parfois de clinopyroxène. Elles contiennent aussi du grenat dans les intrusions de la partie nord (Ashuanipi nord). Les minéraux mafiques composent 10 à 25 % de la roche. On y note des textures et des structures variables. Dans l'ensemble, elles sont caractérisées par une texture ignée phanéritique définie par des xénomorphes dendritiques de feldspaths et de

quartz. La granulométrie varie de grossière à moyenne sur une distance de quelques centimètres, produisant une texture hétérogranulaire distincte. La présence de phénocristaux de feldspath potassique (1 à 3 cm de longueur) à plusieurs endroits fait que la roche a une apparence porphyritique. La diatexite est massive ou foliée, et rarement gneissique. La foliation est définie par l'alignement de la biotite et la présence de schlieren de biotite. À certains endroits, des lentilles pegmatitiques associées à d'étroites enclaves gneissiques qui sont alignées produisent une structure migmatitique.

La diatexite forme des masses irrégulières, de dimensions hectométriques à kilométriques, ainsi que des feuillets de moins d'un kilomètre de puissance dans les gneiss encaissants. Les unités de diatexite peuvent contenir jusqu'à 50 % d'inclusions de roches gneissiques provenant du groupe de Hublet et de la suite de Desliens. Les enclaves de paragneiss migmatitique (*unités Ahu1 et Ahu2*) et de métatonalite (*unité Ades1*) sont les plus communes. La diatexite a été divisée en six unités selon les critères suivants : a) la présence ou l'absence de grenat, b) la quantité d'inclusions de roches gneissiques, et c) la lithologie prédominante des inclusions. Les unités contenant moins de 25 % d'enclaves sont dites homogènes et celles contenant entre 25 à 50 % d'enclaves sont dites hétérogènes. Les deux premiers critères sont conformes à ceux utilisés par Percival (1993) et James (1993) pour la subdivision des diatexites dans la partie nord et est du complexe d'Ashuanipi. Le troisième critère tient compte de la prépondérance d'enclaves de gneiss mafique dans la diatexite. Ce critère a été ajouté à cause du potentiel économique du gneiss mafique. Les contacts entre les différentes unités de diatexite sont graduels et donc approximatifs. Ils marquent des zones de changements progressifs dans la minéralogie de la diatexite, ainsi que dans l'abondance des différentes lithologies qu'elle englobe.

Les unités de diatexite dépourvues de grenat (*unités Aopi2 et Aopi5*) sont les plus répandues, tandis que les unités avec grenat (*unités Aopi1 et Aopi4*) sont relativement rares. Le contraire a été noté dans la partie nord du complexe d'Ashuanipi (Percival, 1993). La diatexite grenatifère forme moins de 15 % du volume total des unités de diatexite dans la région cartographiée. Elle est concentrée dans l'extrême nord de la région cartographiée et elle fait partie de l'Ashuanipi nord. Par ailleurs, les unités contenant une prédominance d'enclaves de gneiss mafique (*unités Aopi3 et Aopi6*) sont plus dispersées et elles semblent se limiter à l'Ashuanipi sud. Ceci dénote des différences fondamentales entre les parties nord et sud du complexe d'Ashuanipi.

La diatexite forme communément des zones hybrides avec le paragneiss encaissant. À quelques endroits, on peut observer une transition entre la diatexite et le paragneiss car la proportion du mobilisat augmente graduellement. De

plus, la minéralogie et la composition de la diatexite sont comparables à celles du paragneiss (Percival, 1991a). La fusion partielle d'un protolite d'origine sédimentaire semblable à celui du paragneiss pourrait être à l'origine de la diatexite. Toutefois, la majorité des contacts entre la diatexite et les roches plus vieilles sont abrupts et communément marqués par des zones où les diatexites contiennent de nombreuses inclusions des roches encaissantes. Ceci suggère que les contacts sont intrusifs et non des zones de transition marquant une migmatisation *in situ* progressive de la roche encaissante. Par ailleurs, les enclaves de migmatite contiennent une structure gneissique qui est discordante par rapport à la foliation observée dans la diatexite. Cette relation indique que le métamorphisme régional a précédé la mise en place de la diatexite.

Suite de Gamart

La suite intrusive de Gamart groupe toutes les roches intrusives de composition granitique injectées dans les diatexites et leurs gneiss encaissants. Cette suite comprend les plutons de granite de même que tous les dykes de granite pegmatitique.

Monzogranite (Agam)

Le monzogranite a été observé dans des plutons semi-circulaires atteignant 15 km de diamètre, ainsi que dans quelques masses irrégulières plurikilométriques. Les plutons de monzogranite contiennent communément une phase pegmatitique de même composition. Le monzogranite se présente également sous la forme de dykes pegmatitiques de puissance centimétrique à décimétrique injectés dans les autres unités du complexe d'Ashuanipi. La relation entre les plutons et les dykes de monzogranite est incertaine. Il est possible qu'il existe plusieurs générations d'intrusions granitiques. Les intrusions groupées dans la lithologie Agam contiennent une proportion importante de syénogranite. Le monzogranite a des teintes variant de blanchâtre à rougeâtre. Il est généralement massif à faiblement folié, homogène et sa granulométrie varie de grossière à pegmatitique. Le monzogranite est de prédominance leucocrate et il contient généralement moins de 10 % de minéraux mafiques. La biotite, la clinopyroxène, le grenat et la magnétite sont les minéraux mafiques les plus communs. L'orthopyroxène est présente à certains endroits.

L'intrusion de monzogranite observée dans le sud-est de la région, près de la frontière avec le Labrador, est la partie ouest du pluton de Walsh River cartographié par James (1993). Ce pluton a été défini comme une intrusion de leucogranite à biotite ± muscovite ; il est l'unité archéenne la plus jeune de ce secteur. Les quelques affleurements de cette intrusion qui ont été examinés étaient formés de leuco-monzogranite massive, homogène et généralement

pegmatitique. La roche contient moins de 10 % de biotite, et localement d'épidote, d'actinote et de séricite là où elle est altérée le long des fractures.

Suite de Lignerons

La suite intrusive de Lignerons désigne le cortège des roches plutoniques felsiques qui coupent l'ensemble des unités du complexe d'Ashuanipi. Elle est une unité lithodémique qui comprend des plutons tardifs de tonalite et de granodiorite.

Tonalite (Alig1)

La tonalite a été observée dans des plutons isolés, de forme ovale et arrondie, qui peuvent atteindre environ 25 km de diamètre. Elle est homogène, de couleur gris pâle à rosée, massive à foliée et de granulométrie moyenne devenant grossière localement. De plus, elle est leucocrate, car elle ne contient que 5 à 20 % de biotite, de clinopyroxène et d'orthopyroxène. La hornblende et la magnétite sont présentes en petites quantités dans certaines roches. La texture de la tonalite est généralement équigranulaire et elle varie de subophitique à localement granoblastique. Contrairement à la métatonalite (*unité Ades1*), elle possède ni texture mouchetée, ni de rubanement migmatitique. La tonalite se transforme localement en diorite quartzifère ou en diorite.

Granodiorite (Alig2)

La granodiorite a été observée également en petits plutons (<20 km de diamètre) bien espacés et de forme arrondie. À certains endroits, les intrusions de granodiorite forment des unités lenticulaires plurikilométriques. La granodiorite est généralement homogène, massive à foliée, de granulométrie moyenne et sa couleur peut être grise, blanche ou rosée. Sa texture est clairement ignée et elle contient des phénocristaux de quartz enfumé et de feldspath potassique rosé. Elle est leucocrate, rarement méso-cratre, avec des quantités variables de biotite, de magnétite, de clinopyroxène et localement d'orthopyroxène. La granodiorite se transforme progressivement en tonalite. À quelques endroits, elle contient des enclaves de roches mafiques à ultramafiques et elle est traversée par des dykes de pegmatite.

Domaine de Caniapiscau

La région cartographiée couvre seulement la portion sud-est du domaine de Caniapiscau telle que délimitée par la géophysique (figure 4). La zone de déformation de Guichen, qui coïncide avec un creux topographique, sépare le domaine de Caniapiscau à l'ouest du complexe d'Ashuanipi à l'est. Le degré de métamorphisme régional est généralement moins élevé dans le domaine de Caniapiscau

que dans le complexe d'Ashuanipi. Les résultats des travaux préliminaires indiquent qu'il se caractérise par la présence de séquences métavolcaniques bimodales et de roches plutoniques à hornblende et à biotite (calco-alkali-niques). Ces roches se retrouvent seulement à de rares endroits dans le complexe d'Ashuanipi. De plus, le domaine de Caniapiscau contient des unités de paragneiss et une série d'intrusions post-tectoniques associées à des anomalies magnétiques de forte intensité. L'ensemble géologique du domaine de Caniapiscau semble s'étendre plus au nord dans la région du réservoir Caniapiscau (Sharma et Dubé, 1980). De façon générale, le domaine de Caniapiscau se distingue du complexe d'Ashuanipi par son caractère plutôt volcano-sédimentaire et plutonique et son métamorphisme régional au faciès des amphibolites.

Groupe de Raynouard

Le groupe de Raynouard est instauré afin de désigner l'ensemble des roches métasédimentaires et métavolcaniques du domaine de Caniapiscau. Ces roches sont traversées par les intrusions de la suite de Marquiset. Elles sont provisoirement considérées comme les plus vieilles du domaine de Caniapiscau. Les résultats des analyses géochronologiques préliminaires indiquent que les roches métavolcaniques du groupe de Raynouard possèdent un âge semblable à celui obtenu pour les roches métavolcaniques du groupe de Hublet dans le complexe d'Ashuanipi.

Basalte amphibolitique (Ara1)

Les roches les plus vieilles décelées dans le domaine de Caniapiscau sont des roches métavolcaniques qui sont localement intercalées avec le paragneiss (*Ara2 ci-bas*). Elles sont métamorphisées aux faciès des amphibolites et des amphibolites supérieur et elles sont coupées par une séries de roches plutoniques felsiques. À plusieurs endroits, les séquences de roches métavolcaniques sont composées d'une alternance de roches mafiques avec des roches felsiques à intermédiaires. Ces séquences renferment aussi des formations de fer silicatées. Une ceinture de roches métavolcaniques bimodales, d'une puissance atteignant 5 km, s'étend latéralement sur plus de 50 km vers le nord-est. Des roches métavolcaniques apparaissent également en petits lambeaux dans les intrusions de tonalite et de monzogranite. Elles se composent de laves basaltiques coussinées et de lentilles rhyolitiques à dacitiques. Des coulées massives de basalte faisant de 7 à 12 mètres d'épaisseur ont été identifiées à quelques endroits. De l'amphibolite d'apparence homogène sont possiblement dérivées des coulées de basalte semblables. Les lentilles rhyolitiques de puissance centimétrique à décimétrique sont intercalées avec les basaltes en quelques endroits. Elles peuvent représenter des horizons de tufs felsiques et/ou des coulées massives. Des dykes felsiques sub-volcaniques(?) traversent les séquences de roches métavolcaniques.

Le basalte amphibolitique, de couleur vert foncé à gris verdâtre, est composé de hornblende et de plagioclase avec ou sans clinopyroxène et titanite. Localement, il est rétrogradé au faciès des schistes verts et il contient des fractures remplies d'épidote, de carbonate et de chlorite. Les lentilles rhyolitiques (à dacitiques), de couleur beige à vert pâle, se composent de hornblende, de biotite, d'épidote, de titanite, de plagioclase et de quartz. Les basaltes et les rhyolites ont une texture granoblastique et une foliation qui est définie par l'alignement des grains de hornblende et de biotite. Localement, ils possèdent une fabrique mylonitique.

L'existence dans la région de métavolcanites de composition bimodale n'a pas été documentée par les travaux de reconnaissance antérieurs (Eade, 1966). En plus des bandes de métavolcanites observées dans le complexe d'Ashuanipi, les enclaves de gneiss mafique observées dans les diatexites peuvent être des lambeaux de basalte métamorphisé. Ces lambeaux pourraient provenir de ceintures de roches volcaniques semblables à celles décrites dans le domaine de Caniapiscau. Cependant, aucun lien n'a encore été établi entre les métavolcanites du domaine de Caniapiscau et celles du complexe d'Ashuanipi, à l'exception d'une relation temporelle possible (*voir Géochronologie*).

Paragneiss (Ara2)

Le paragneiss du domaine de Caniapiscau est présent seulement dans la partie nord-ouest de la région cartographiée. Il forme des unités plurikilométriques et se retrouve également en enclaves dans la bordure des intrusions de tonalite et de monzogranite. Les unités de paragneiss sont intercalées de basalte amphibolitique et de rares formations de fer. Le paragneiss possède une composition variant de pélitique à psammitique et se transforme localement en schiste avec des porphyroblastes de grenat. Il contient des assemblages minéralogiques, tel grenat-sillimanite-biotite-muscovite-quartz-plagioclase-feldspath potassique, indiquant un métamorphisme régional au faciès des amphibolites.

Les formations de fer encaissées dans les séquences de paragneiss apparaissent en unités atteignant 30 mètres d'épaisseur. Elles sont du type silicaté avec des assemblages de clinopyroxène-hornblende±grunerite-quartz. On peut apercevoir un rubanement millimétrique à centimétrique défini par des bandes contenant des proportions variables de quartz et de clinopyroxène.

Suite de Marquiset

La suite intrusive de Marquiset est faite de roches intrusives felsiques contenant de la biotite et de la hornblende. Elle comprend des intrusions calco-alcalines de diorite, de tonalite et de monzogranite qui occupent une grande partie

du domaine de Caniapiscau. Ces intrusions sont possiblement associées aux épanchements volcaniques dans cette région.

Diorite, diorite quartzifère (Amar1)

Des roches intrusives de composition intermédiaire, variant de diorite à diorite quartzifère, ont été observées à deux endroits dans le domaine de Caniapiscau. Les diorites semblent former des enclaves plurikilométriques à l'intérieur des intrusions de monzogranite. À l'échelle mésoscopique, elles sont traversées par des dykes de pegmatite granitique. De couleur vert foncé à gris verdâtre, la diorite est soit massive, foliée ou gneissique et d'apparence homogène à hétérogène. Elle est généralement mésocrate, contenant environ 30 à 50 % de hornblende, de biotite, de clinopyroxène et de magnétite. La diorite se transforme localement en tonalite mafique.

Tonalite (Amar2)

La tonalite forme quelques plutons bien circonscrits ainsi que des grandes masses irrégulières qui occupent une partie importante du domaine de Caniapiscau. Sa composition d'affinité calco-alcaline est marquée par la présence de hornblende, de biotite, d'épidote et de titanite. La roche, de couleur grise à blanchâtre, est généralement foliée et homogène. Elle contient entre 10 et 40 % de minéraux mafiques incluant de la magnétite. La tonalite se transforme localement en granodiorite. À certains endroits dans la zone de déformation de Guichen, la tonalite possède une fabrique mylonitique avec une linéation d'étirement subhorizontale. Cette fabrique est coupée par des dykes de pegmatite granitique.

Monzogranite (Amar3)

Tout comme la tonalite, le monzogranite forme des intrusions plurikilométriques qui coupent les séquences volcaniques et sédimentaires du domaine de Caniapiscau. Toutefois, la hornblende n'est pas omniprésente dans les intrusions de monzogranite. La biotite est le minéral mafique le plus commun. On peut également observer le clinopyroxène dans certains affleurements, ainsi que l'épidote et la titanite. Le monzogranite est de couleur blanchâtre à rosée, de granulométrie moyenne à grossière, et il est localement pegmatitique. Il est leucocrate, massif à folié et généralement d'apparence homogène. Le monzogranite apparaît également dans des dykes pegmatitiques de puissance centimétrique à décamétrique. De la syénogranite est communément associée au monzogranite. À plusieurs endroits, on remarque une linéation définie par des grains de quartz de couleur gris pâle, ainsi que d'étroites zones (<10 mètres) mylonitiques et cataclastiques.

Roches intrusives tardi-à post-tectoniques

Les roches intrusives considérées tardi-tectoniques par rapport à la déformation pénétrative comprennent celles du batholite de Delmothe. La région d'étude contient également des roches intrusives qui n'ont pas subi les effets de la déformation et du métamorphisme de l'événement orogénique archéen. Ces roches post-tectoniques contiennent trois groupes : a) un cortège de plutons de syénogranite appelé la suite de Viau, b) des petites masses de roches intrusives ultramafiques (e.g. platon de Vignal), et c) un essaim de dykes de diabase. Les données radiométriques indiquent un âge archéen pour le batholite de Delmothe et la suite de Viau. Le platon de Vignal et l'essaim de dykes de diabase sont provisoirement considérés comme étant d'âge Protérozoïque.

Batholite de Delmothe

Le batholite de Delmothe occupe une superficie de plus de 800 km² dans le sud-ouest de la région cartographiée. Il correspond à une anomalie aéromagnétique positive distincte ayant une texture plutôt isotrope. Les contacts entre le batholite et les roches encaissantes sont généralement abrupts avec de rares zones hybrides. L'intrusion contient des enclaves de paragneiss, de gneiss mafique et de métatonalite. L'âge du batholite de Delmothe par rapport aux plutons de tonalite, de granodiorite et de monzogranite est incertain. Le patron d'affleurement du batholite suggère une mise en place approximativement synchrone à celle des roches plutoniques felsiques (suites de Gamart et de Lignerion). D'autre part, des dykes tardifs de leucogranite pegmatitique traversent les roches du batholite.

Granite alcalin mégaporphyrique (Adlm)

Le batholite de Delmothe est composé de granite alcalin. Ce dernier est caractérisé par une texture mégaporphyrique produite par des phénocristaux de feldspath potassique de 1 à 5 cm de longueur. À certains endroits, ces phénocristaux sont alignés dans le plan de la foliation défini par la biotite. Le granite est fortement magnétique et il a une apparence homogène et généralement massive. Il est de couleur brun jaunâtre à blanc rosé et de granulométrie grossière à localement très grossière. La biotite et la magnétite sont omniprésentes et l'orthopyroxène est présent à certains endroits.

La grande étendue, la signature magnétique intense, la composition granitique et la texture mégaporphyrique du batholite de Delmothe font de cette intrusion un élément géologique unique dans la région cartographiée. La minéralogie du batholite s'approche de celle des diatexites de l'Ashuanipi. Par ailleurs, sa signature magnétique ressem-

ble à celle des intrusions post-tectoniques (suite de Viau) observées plus à l'ouest dans le domaine de Caniapiscau. Le batholite de Delmothe est intrusif dans les diatexites mais plus vieux que les intrusions de la suite de Viau. L'origine du batholite de Delmothe ainsi que la formation des diatexites et des différents cortèges intrusifs de la région présentent des problèmes géochronologiques et pétrogénétiques intéressants. La géochronologie et la lithochimie de certaines roches plutoniques sont présentées plus loin dans ce rapport.

Suite de Viau

La suite intrusive de Viau désigne l'ensemble des intrusions post-tectoniques de syénogranite. Celles-ci sont associées à des anomalies aéromagnétiques proéminentes localisées surtout dans le domaine de Caniapiscau.

Syénogranite (Avia)

Le syénogranite est homogène, massif à faiblement folié et sa couleur varie de grisâtre à rosée. Il possède une texture porphyritique définie par des phénocristaux de quartz et de feldspath potassique pouvant atteindre 1 à 2 cm de longueur. La granulométrie varie de grossière à localement pegmatitique. Le syénogranite est leucocrate car il contient moins de 15 % de biotite, de titanite, de fluorine et de magnétite. Il contient également des quantités mineures de molybdénite et de pyrite.

Deux plutons isolés et bien circonscrits de syénogranite à fluorine-biotite-magnétite ont été cartographiés dans le domaine de Caniapiscau. Ils coïncident avec des anomalies aéromagnétiques positives ponctuelles qui coupent le grain structural régional. Le plus grand de ces plutons est associé à une anomalie possédant une forme elliptique (10 x 8 km) et une intensité plusieurs fois plus élevée que la signature magnétique produite par les roches encaissantes. D'autres anomalies aéromagnétiques semblables, mais de dimensions différentes, ont été décelées au dessus du Caniapiscau plus à l'ouest, ainsi que dans la prolongation vers l'est des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. Elles traversent la zone de déformation séparant le Caniapiscau de La Grande. Il semblerait que ces anomalies sont associées à un cortège d'intrusions anorogéniques mises en place après la juxtaposition des différents éléments lithotectoniques de la région.

Platon de Vignal

Le platon de Vignal est une intrusion allongée de roche ultramafique non déformée localisée aux abords du lac Vignal. Ce dernier est situé au centre de la région cartographiée.

Péridotite (Pvg)

En plus de la péridotite du platon de Vignal, d'autres roches intrusives ultramafiques ont été notées à quelques rares endroits dans la région cartographiée. Elles apparaissent comme des petites masses allongées dont les dimensions sont insuffisantes pour qu'elles soient représentées sur la carte. En général, les roches ultramafiques sont de couleur vert moyen à noir, massives et généralement d'apparence homogène, avec une granulométrie moyenne à grossière. Elles se composent de hornblende, d'olivine, de clinopyroxène, d'orthopyroxène et de spinelle et elles contiennent des quantités variables de minéraux d'altération tels la serpentine, la chlorite, la phlogopite et la séricite. Un métamorphisme au faciès des schistes verts inférieur est possiblement lié à un effet local d'altération hydrothermale.

Essaim de Preissac (?)

Un petit nombre de dykes de diabase, d'orientation NE-SW, complète la série des roches intrusives dans la région des lacs Bermen et Shabogamo. Ils sont post-orogéniques par rapport à la déformation et au métamorphisme régional élevé de l'événement archéen ; mais ils sont d'âge inconnu. En se basant uniquement sur leur orientation, ils semblent faire partie de l'essaim de dykes paléoprotérozoïques lesquels étaient autrefois désignés comme les dykes de Preissac (Fahrig et West, 1986). Des études récentes de paléomagnétisme révèlent des directions paléomagnétiques possiblement associées aux essaims de Senneterre (ca. 2215 Ma ; Buchan *et al.*, 1993) et de Matachewan (2450-2500 Ma) (Ernst *et al.*, 1998).

Diabase, gabbro (Ppre)

La plupart des dykes de diabase sont discontinus et ils ont moins de 50 mètres de largeur, tandis que certains d'entre eux sont suffisamment larges pour être représentés sur la carte. Les dykes d'au moins 100 à 200 mètres de largeur produisent des anomalies magnétiques linéaires distinctes. Le plus épais atteint environ 300 mètres et il traverse la région cartographiée. La diabase est fraîche et son grain est fin à moyen. Elle contient des cristaux de plagioclase allongés ainsi que du clinopyroxène interstitiel et de la magnétite. Elle est communément minéralisée en pyrite et en pyrrhotite. Une texture subophitique a été observée à plusieurs endroits. Les dykes ont une structure isotrope et des bordures figées bien développées.

Un petit platon de gabbro ayant une texture ophitique caractéristique a été cartographié dans la partie nord-est de la région. Une autre intrusion, trop petite pour être reproduite sur la carte, a également été observée dans le même secteur. Ces intrusions de gabbro sont associées aux dykes de diabase. Le gabbro est massif et à grain grossier. Il est constitué de xénomorphes de pyroxène encaissés dans une

maille de cristaux prismatiques de plagioclase. Des sulfures disséminés (pyrrhotite, pyrite) sont présents.

MÉTAMORPHISME

Complexe d'Ashuanipi

L'orthopyroxène, qui est caractéristique du faciès des granulites, est très répandu dans le paragneiss, le gneiss mafique, la métatalonite et la diatexite du complexe d'Ashuanipi dans la région cartographiée. Dans le paragneiss migmatitique, l'orthopyroxène est en association avec la biotite, le grenat et la cordiérite. Les assemblages minéralogiques communs sont les suivants :

- a) biotite-orthopyroxène-plagioclase-quartz±feldspath potassique;
- b) biotite-orthopyroxène-plagioclase-quartz-feldspath potassique-grenat;
- c) biotite-orthopyroxène-plagioclase-quartz-feldspath potassique-grenat-cordiérite.

Le gneiss mafique et la métatalonite contiennent des assemblages métamorphiques d'orthopyroxène-clinopyroxène-plagioclase-quartz±(hornblende, biotite). L'assemblage le plus commun observé dans la diatexite est biotite-orthopyroxène-plagioclase-quartz-feldspath potassique±grenat. Cet assemblage est identique à celui observé dans les paragneiss. La diatexite à orthopyroxène-biotite est plus abondante que la diatexite à orthopyroxène-biotite-grenat. Les diatexites ont une texture à grain grossier, hypidiomorphe ou automorphe, typique d'une cristallisation magmatique (Percival, 1991a). La formation et la mise en place des diatexites sont interprétées comme coïncidantes au métamorphisme régional (*voir ci-dessous*). Les assemblages minéralogiques observés dans les granulites ne semblent pas indiquer de variation importante du grade métamorphique à l'intérieur du complexe.

En général, les granulites se forment à des températures entre 700 et 1000 °C et des pressions entre 0,4 et 1,2 GPa (Newton et Perkins, 1982 ; Newton, 1987 ; Harley, 1989 ; Bohlen, 1991). Des estimés de l'intensité du degré du métamorphisme dans l'Ashuanipi peuvent être obtenus à partir de diagrammes pétrogénétiques qui délimitent les champs de stabilité des assemblages minéralogiques dans les granulites (Bohlen *et al.*, 1983 ; Hensen et Harley, 1990 ; Carrington et Harley, 1995). Les granulites de la région ne contiennent pas l'assemblage caractéristique des conditions de haute-pression qui est « clinopyroxène-grenat » (Hansen, 1981). Ceci suggère que les granulites ont été formées dans des conditions de pression relativement basse. De plus, l'absence d'associations minéralogiques caractéristiques de conditions de haute pression/haute température (e.g. orthopyroxène-sillimanite-quartz, sapphiri-

ne-quartz) limite les conditions métamorphiques à moins de 0,9 GPa et moins de 950 °C (Hensen et Harley, 1990 ; Carrington, 1995). La limite inférieure de la stabilité de l'orthopyroxène coexistant avec le feldspath potassique se situe à environ 750 °C pour un écart de pression entre 0,5 et 1,0 GPa (Peterson et Newton, 1990 ; Bégin et Pattison, 1994). Percival (1991a) a obtenu des températures entre 700 et 835 °C à partir d'études thermobarométriques sur les assemblages de biotite-orthopyroxène-grenat-plagioclase-quartz dans les roches métamorphiques et ignées de l'Ashuanipi nord. Il a rapporté des estimés de pressions qui sont plus élevés (0,6 à 0,65 GPa) pour les paragneiss que pour les diatexites (0,35 à 0,55 GPa). Cependant, des températures plus élevées pourraient être obtenues pour ces deux types de roches à partir du thermomètre basé sur la solubilité de Al_2O_3 dans l'orthopyroxène (Aranovich et Berman, 1997).

Domaine de Caniapiscau

Les roches mafiques formant les séquences métavolcaniques dans le domaine de Caniapiscau contiennent l'assemblage hornblende-plagioclase±clinopyroxène qui est caractéristique du métamorphisme au faciès des amphibolites jusqu'à celui des amphibolites supérieur (Turner, 1981). L'assemblage grenat-sillimanite-biotite-muscovite-feldspath potassique-quartz-plagioclase est présent dans le paragneiss. La coexistence de la muscovite et du feldspath potassique dans ces assemblages indique des conditions métamorphiques équivalentes à celles qui sont attribuées à la disparition de la muscovite (650 °C à 0,5 GPa). À plusieurs endroits, la présence de liquide granitique *in situ* indique que le degré de métamorphisme a atteint le taux de fusion partielle équivalant à la formation de migmatite. Par contre, l'absence d'orthopyroxène dans le paragneiss indique que le degré de métamorphisme n'a pas atteint celui du faciès des granulites dans le domaine de Caniapiscau.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Contexte régional

Le grain structural de la partie est de la province du Supérieur, tel qu'illustré sur les cartes aéromagnétiques et observé lors de travaux de reconnaissance et de compilation, possède deux orientations prédominantes. Ce grain structural est suggéré par l'orientation est-ouest des sous-provinces métavolcaniques et métasédimentaires de La Grande et d'Opinaca, et par l'orientation NNW-SSE des domaines lithotectoniques du bloc de Minto au nord. Le complexe d'Ashuanipi se trouve approximativement à la jonction de ces deux orientations structurales contrastantes, soit dans le prolongement vers l'est des sous-provinces

de La Grande et d'Opinaca, soit dans le prolongement vers le sud du bloc de Minto. La partie sud du complexe d'Ashuanipi est caractérisée par des orientations structurales et aéromagnétiques à prédominance E-W, tandis que sa partie nord est marquée par des orientations NW-SE (Percival, 1993 ; Leclair *et al.*, 1997). Les anomalies aéromagnétiques sur l'ensemble du domaine de Caniapiscau sont orientées surtout nord-sud.

Le patron d'affleurement des unités dans la région des lacs Bermen et Shabogamo reflète un contexte structural complexe réunissant au moins trois phases de déformation ductile et d'une phase de déformation cassante. L'évolution structurale est ponctuée d'événements intrusifs pré- à post-tectoniques qui viennent modifier ou masquer de façon importante l'aspect général de la structure. Le degré de métamorphisme élevé, l'absence d'horizon stratigraphique repère, ainsi que le manque de structures primaires imposent des limites à une analyse structurale détaillée. Néanmoins, les structures kilométriques, qui sont responsables du patron d'affleurement à l'échelle de la carte, permettent une interprétation de la structure qui convient à une cartographie régionale à l'échelle de 1 : 250 000. Dans cette section du rapport, les principaux éléments structuraux sont décrits et un scénario de l'évolution structurale de la région est présenté. Ce scénario a été élaboré à partir des relations structurales observées sur le terrain dans la région des lacs Bermen et Shabogamo.

Éléments structuraux et déformation

En général, les structures primaires (S_0) sont extrêmement rares dans la région cartographiée. Elles ont été largement oblitérées par la déformation et par le métamorphisme. Les structures S_0 les mieux préservées sont des laves en coussins qui apparaissent dans les séquences de métavolcanites de l'Ashuanipi et du Caniapiscau. Un litage compositionnel dans le paléosome des paragneiss et dans certaines formations de fer est interprété comme un litage sédimentaire primaire. Dans certains cas, le litage compositionnel observé dans le gneiss mafique, la métatonalité et la métapyroxénite pourrait représenter un litage (ignée) primaire. La rareté des structures primaires ne permet pas d'obtenir une analyse structurale cohérente des surfaces et des polarités stratigraphiques à l'échelle de la carte.

La structure planaire principale dans la région cartographiée est représentée par une foliation minérale et un litage migmatitique. La foliation est définie par la biotite, l'orthopyroxène et la hornblende qui résultent du métamorphisme régional (S_1). Le litage migmatitique formé par l'alternance irrégulière du leucosome et du paléosome se développe parallèlement à la foliation minérale dans le paragneiss, le gneiss mafique et la métatonalité. Le litage compositionnel (primaire) dans ces gneiss précoces est complètement transposé dans la foliation. L'attitude de la foliation ou la gneissosité (S_1) est très variable à cause de la

superposition des structures ultérieures. À l'échelle de la carte, S_1 a une orientation surtout est-ouest avec un pendage faible à modéré vers le nord (figure 5). L'attitude de la surface S_1 , dans son ensemble, indique une structure monoclinale sur près de 200 km parallèlement au grain structural. Au moins deux générations de plis de grandes amplitudes ainsi qu'un effet d'interférence dû aux grandes masses intrusives viennent affecter cette structure monoclinale.

Des plis intrafoliaux démembrés ont été observés à quelques endroits dans les paragneiss. Ces plis, qui sont isoclinaux, affectent le litage compositionnel des paragneiss. La surface axiale de ces plis est parallèle à la foliation S_1 , alors que leurs axes de plis sont normalement orientés le long de la direction du pendage de S_1 . Les plis de cette génération (P_1) sont provisoirement corrélés avec la déformation D_1 . Des plis couchés dont les charnières atténues ont été observées seulement à quelques endroits pourraient être la cause de la répétition des unités de gneiss précoce.

Deux types de linéations ont été identifiées : une linéation minérale formée par des cristaux alignés de pyroxène et de hornblende et localement une linéation d'étirement formée de cristaux de quartz étirés. Elles apparaissent de façon sporadique et elles possèdent un plongement faible à modéré vers le nord-est (figure 5). Leur développement est interprété comme étant lié à la déformation pénétrative (D_1). La dispersion des linéations L_1 résulte probablement d'une réorientation causée par les effets de la déformation D_2 . Dans la zone de déformation de Guichen séparant le domaine de Caniapiscau et le complexe d'Ashuanipi, une linéation d'étirement qui plonge vers le nord-est entre 20 et 30° fut observée à de rares endroits. Cette linéation s'associe à un cisaillement qui précède la déformation cassante associée à la zone de Guichen.

L'orientation initiale des structures (foliation, linéation et pli) qui sont associées à la déformation D_1 est inconnue à cause de l'effet marqué des structures D_2 . Cependant, l'orientation généralement E-W de la foliation principale S_1 correspond au grain structural régional de l'ensemble des unités du territoire de la Baie James plus à l'ouest. L'absence de brisure dans le grain structural d'ouest en est suggère une continuité latérale des unités métasédimentaires de l'Opinaca à l'intérieur de l'Ashuanipi.

La deuxième phase de déformation (D_2) affecte la foliation S_1 et génère des plis isoclinaux à ouverts dont l'orientation varie à l'échelle régionale. La plupart des plis et des axes de plis dans la région (figure 5) appartiennent à cette génération de plis (P_2). En général, ils ont des surfaces axiales modérément inclinées à subverticales, avec des axes de plis (L_2) qui plongent vers le nord-est ou l'est à moins de 45°. Les petits plis asymétriques qui sont communément développés dans les gneiss précoce seraient des structures parasites par rapport aux plis P_2 de dimension plurikilométrique. Les plis P_2 définissent le patron d'affleurement des unités dans plusieurs parties de la région. Dans la partie nord, de grands plis P_2 orientés est-ouest sont déversés vers le sud et ils sont tronqués le long de

leurs flancs par des failles qui sont parallèles à la trace des surfaces axiales. L'orientation des plis P_2 est plus variable dans le secteur sud.

Une troisième phase de déformation (D_3) a produit des plis (P_3) serrés à ondulés avec des axes de plis (L_3) qui plongent faiblement vers le nord-nord-est. Cette seconde génération de plissement est responsable du changement d'orientation et de plongement des axes de plis P_2 , ainsi que du développement d'un patron d'interférence. Les plans axiaux sont généralement subverticaux et orientés vers le nord-est. À l'échelle de l'affleurement, les plis P_3 les mieux développés se trouvent dans les séquences de gneiss précoce. Les plis kilométriques orientés vers le nord-est sur la figure 5 sont interprétés comme étant des plis P_3 . Certaines culminations et dépressions structurales sont probablement dues à la superposition des plis P_3 sur les plis P_2 . Cependant, plusieurs structures en «dômes et bassins» (figure 4) résultent probablement de l'effet d'amoncellement des masses intrusives les unes dans les autres.

La zone de déformation de Guichen s'étend sur au moins 100 km dans une direction nord-est. Une déformation ductile associée à cette structure majeure a causé une réorientation progressive de la foliation S_1 vers la direction nord-est. La présence d'une linéation d'étirement de cristaux de quartz à plongement sub-horizontale indique un mouvement en décrochement (senestre). Des failles cassantes orientées NE-SW se superposent à la déformation mylonitique et semblent faire partie de la zone de Guichen.

Une déformation cassante tardive se manifeste par la présence de nombreuses failles (et fractures) qui découpent toutes les unités du complexe d'Ashuanipi et du domaine de Caniapiscau. Une série de failles orientées principalement NE-SW forme un réseau régional conjugué avec une autre série de failles orientées NW-SE. Cependant, ces dernières sont moins bien développées. Les failles sont marquées par des linéaments topographiques proéminents et elles apparaissent comme des zones cataclastiques à pendages raides. Ces zones sont représentées par un impressionnant réseau de fractures pouvant contenir du quartz, de l'épidote, de la chlorite, de la magnétite et de l'hématite. À quelques endroits, on note de minces zones cisaillées, des brèches, des décalages cassants et de la pseudotachylite. Certaines fractures sont minéralisées en pyrite et en pyrrhotite.

Évolution structurale

Une interprétation préliminaire de la structure des roches archéennes dans la région des lacs Bermen et Shabogamo est fondée sur les levés géologiques et en partie sur les travaux de compilation antérieurs (Leclair *et al.*, 1996). La chronologie relative des événements structuraux, métamorphiques et intrusifs est basée sur les relations observées sur le terrain. La plupart des relations utilisées proviennent du complexe d'Ashuanipi qui a été le plus étudié. Le scénario proposé pour l'évolution structurale est une

hypothèse de travail qui sera mise à jour lorsque de nouvelles données géologiques seront disponibles.

Les structures primaires (S_0) dans les gneiss précoce sont complètement réorientées par rapport à la foliation principale (S_1) qui résulte de la première phase de déformation (D_1). Les structures S_0 sont localement déformées par des plis isoclinaux (P_1) dont la schistosité de plan axial est apparemment représentée par S_1 . Si cette relation est exacte, les plis P_1 font partie de la déformation D_1 . Cette déformation pénétrative s'ajoute au métamorphisme régional au faciès des granulites car S_1 est définie par des minéraux (e.g. orthopyroxène et biotite) appartenant à ce faciès. La formation du leucosome dans les gneiss précoce est approximativement synchrone à la déformation pénétrative. Ceci est indiqué par l'orientation du litage migmatitique parallèle à S_1 et par la présence d'assemblages de biotite-orthopyroxène±grenat dans le leucosome. Ces assemblages se retrouvent également à l'intérieur d'une seconde phase de leucosome qui est discordante par rapport à S_1 et coupe la première phase. Le deuxième leucosome, qui est relativement rare, peut indiquer une seconde épisode métamorphique au faciès des granulites.

Les enclaves à l'intérieur de la diatexite contiennent également la foliation et le litage migmatitique (S_1) indiquant qu'elles ont été déformées et métamorphisées précédent la mise en place des diatexites. La diatexite contient localement une foliation définie par la biotite et l'orthopyroxène, ainsi que par l'alignement d'inclusions allongées de gneiss. Cette foliation est interprétée comme étant plus jeune que celle observée dans les roches encaissantes. L'intrusion des diatexites est donc tardive à post-tectonique par rapport à la déformation D_1 et elle précède la déformation D_2 , puisque la diatexite contient des enclaves portant S_1 et qu'elle est plissée dans les plis P_2 . Des dykes de leucogranite coupant S_1 sont également déformés par les plis P_2 . Les assemblages de minéraux dans les diatexites se sont cristallisés au faciès des granulites. Par conséquent, les relations géologiques indiquent que le métamorphisme régional de haut degré a persisté depuis la migmatisation durant D_1 jusqu'à la fin de la cristallisation des diatexites. L'implication est que la déformation et le métamorphisme régional font partie d'un événement prolongé qui s'est terminé avec la mise en place des diatexites.

La zone de déformation de Chambeaux, séparant les parties sud et nord du complexe d'Ashuanipi (figure 4), est caractérisée par des failles orientées est-ouest, parallèles à une série de plis P_2 qui sont isoclinaux à serrés et déversés vers le sud. Ces structures résultent possiblement d'un chevauchement du nord vers le sud. Par ailleurs, la superposition des plis P_3 sur les plis P_2 , ainsi que la mise en place des masses intrusives syn- à post-tectoniques semblent être responsables pour la création des patrons d'interférences observés. La mise en place de plutons tardifs de tonalite, de granodiorite et de granite, qui sont massifs à faiblement foliés, semble coïncider avec la fin de la déformation duc-

tile à l'échelle régionale. Les structures ductiles et cassantes associées à la zone de déformation de Guichen postdatent cet événement plutonique.

Toutes les unités dans la région cartographiée sont déformées par un réseau conjugué de failles et de fractures tardives qui découpent le socle archéen dans les directions NE-SW et NW-SE. Les failles forment d'étroites zones d'altération qui se sont formées sous des conditions métamorphiques équivalentes au faciès des schistes verts. La série de failles orientées NE-SW a imposé un contrôle structural sur la mise en place des dykes de diabase. L'âge des failles demeure incertain.

GÉOCHRONOLOGIE

Les zircons de cinq échantillons ont été analysés par la méthode conventionnelle s'appuyant sur les rapports isotopiques en U-Pb. Ces analyses ont permis de déterminer l'âge de différentes unités dans la région cartographiée. La monazite et la titanite ont également été analysées dans certains échantillons. Les sites d'échantillonage géochronologique sont indiqués sur la carte géologique. Trois échantillons proviennent du complexe d'Ashuanipi (sud) et deux du domaine de Caniapiscau :

- 1) gneiss felsique du lac Opiscotéo (Ashuanipi sud)
- 2) diatexite du lac Barolet (Ashuanipi sud)
- 3) granite mégaporphyrique du batholite de Delmothe (Ashuanipi sud)
- 4) rhyolite de Raynouard (Caniapiscau)
- 5) granite à fluorine du lac Viau (Caniapiscau)

Les méthodes analytiques et les résultats obtenus sont décrits en détail dans un rapport distinct (David et Parent, 1997). Dans cette section, nous présentons une brève description du contexte géologique des échantillons, ainsi qu'une interprétation préliminaire des datations à la lumière des relations géologiques connues.

Gneiss felsique du lac Opiscotéo

L'unité de gneiss felsique échantillonnée fait partie d'une séquence volcanique métamorphisée au faciès des granulites. Cette séquence comprend des basaltes coussinés et un horizon d'exhalite mince minéralisé en sulfures (*voir Bourgault, 1997*). La séquence volcanique forme une quille synclinale qui est coupée par la diatexite et la tonalite. Un âge préliminaire de 2711+7-5 Ma est défini par seulement deux résultats d'analyses de zircon. Cet âge est provisoirement interprété comme étant celui du volcanisme felsique. Des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ fortement discordants de 2708, 2842 et 2868 Ma obtenus à partir de zircons hérités impliquent la participation d'un segment crustal plus ancien lors de l'activité volcanique.

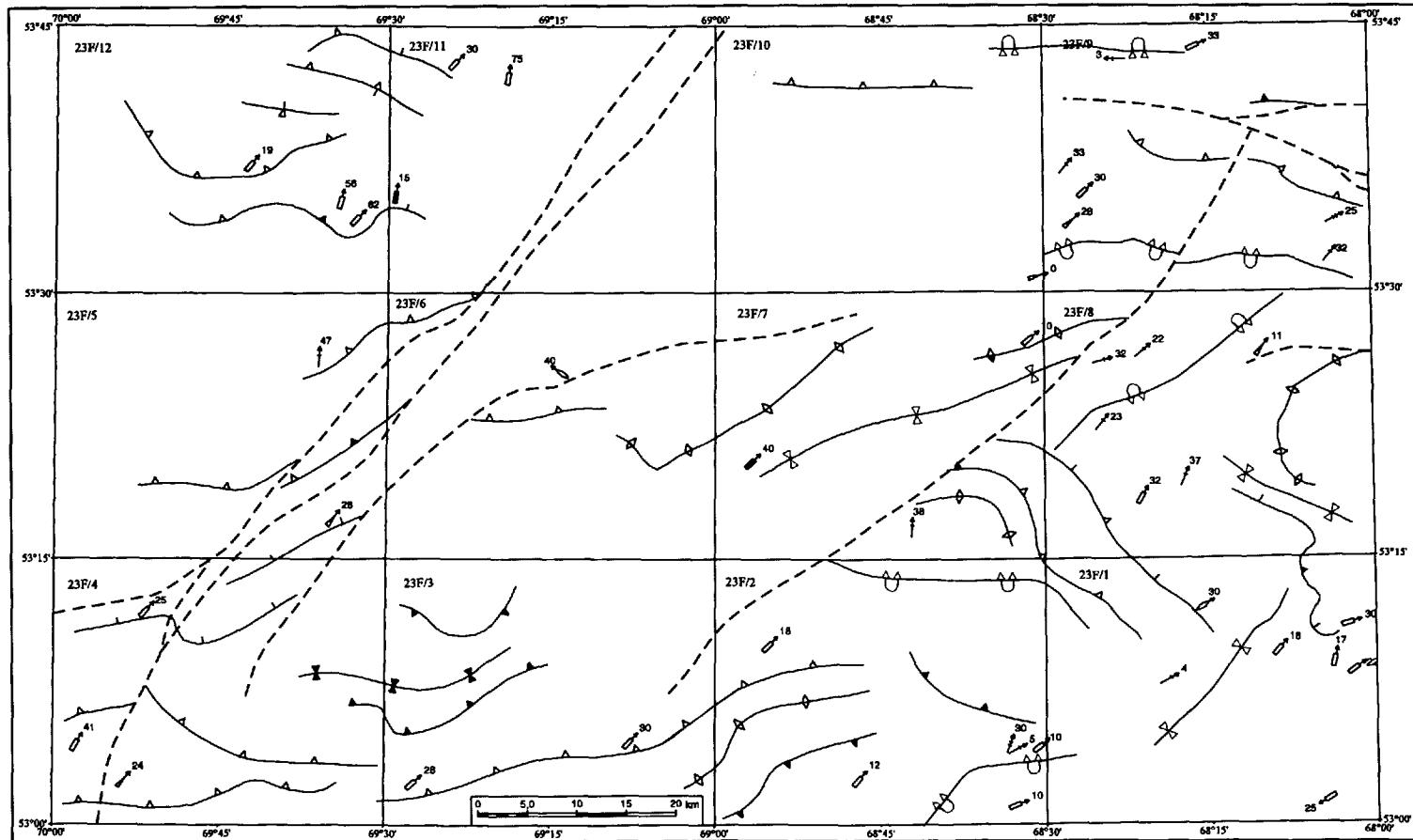


Figure 5a - Éléments structuraux dans la région du lac Bermén (23F). Voir la figure 5b pour la légende.

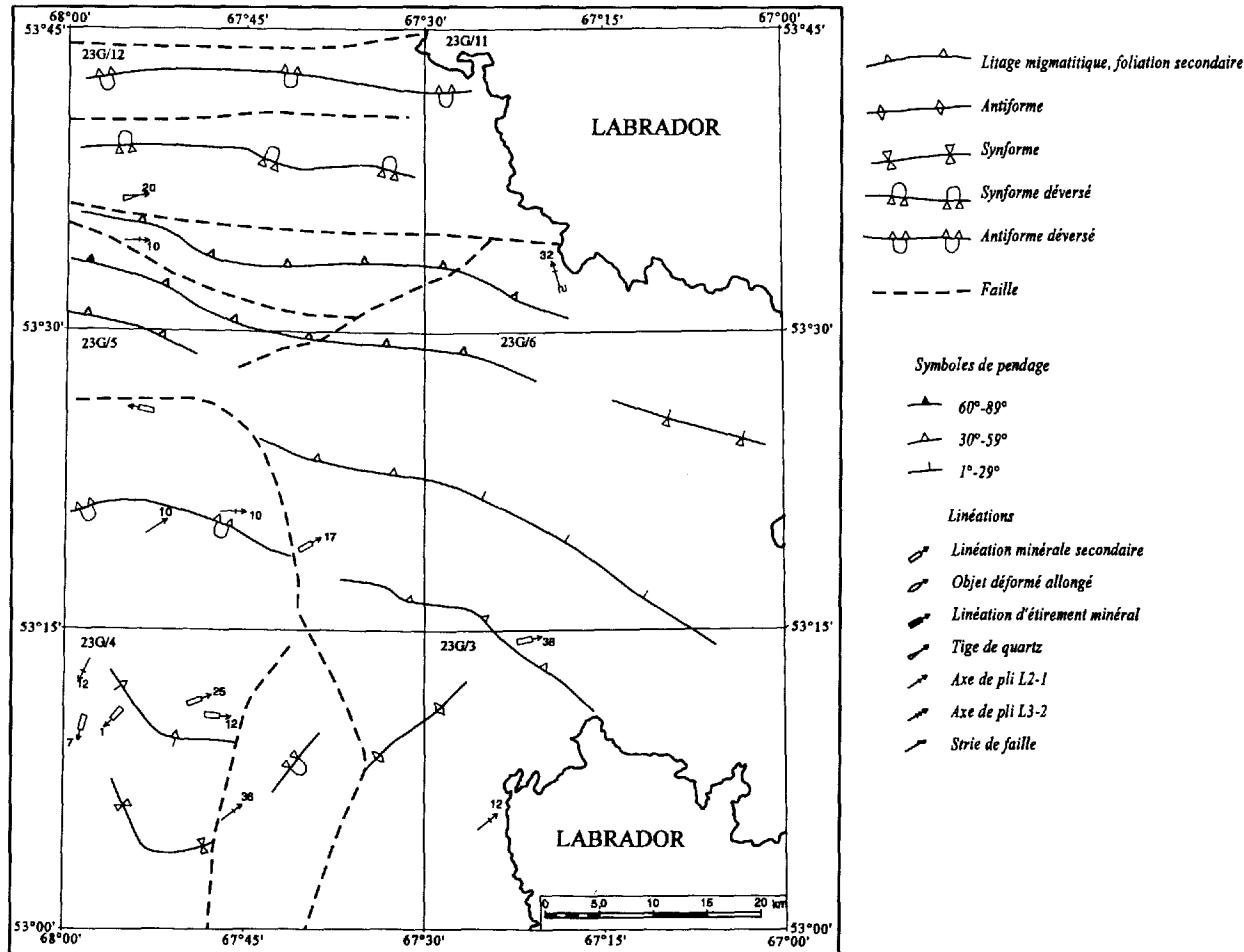


Figure 5b - Éléments structuraux dans la région du lac shabogamo (23G).

Diatexite du lac Barolet

L'unité de diatexite homogène choisie pour la datation est située au nord du lac Barolet. Elle est en contact intrusif avec l'unité de paragneiss et coupée par une intrusion de monzogranite au sud. La diatexite à orthopyroxène-biotite de granulométrie grossière contient moins de 15 % d'enclaves de paragneiss. Cette diatexite est affectée par une foliation définie par des schlieren de biotite. L'échantillon de diatexite révèle des populations complexes de zircons. Une population de zircons équidimensionnels, à multiples faces cristallines présente des caractéristiques similaires à celles des zircons métamorphiques. Trois analyses de cristaux provenant de cette population livrent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2632 et 2629 Ma. Une droite de régression calculée pour ces trois prismes définit un intercepte à 2633+6/-4 Ma. Ce dernier est interprété comme l'âge d'un épisode métamorphique (Leclair *et al.*, 1998). Une seconde population de zircons, possédant des caractéristiques morphologiques de zircons magmatiques, livre un âge concordant de 2675 ± 6 Ma. Celui-ci pourrait être l'âge de la cristallisation de la diatexite. Ailleurs dans l'Ashuanipi, la formation des diatexites s'étendrait sur un intervalle de 2682 à 2668 Ma selon Percival *et al.* (1992) et de 2670 à 2650 Ma selon Chev   et Brouillette (1991).

Granite mégaporphyrique du batholite de Delmothe

Le batholite de Delmothe coupe les unités de paragneiss, de métatalonite et de diatexite. Le granite du batholite est localement affecté par la foliation régionale et sa mise en place coïncide approximativement avec la fin de la période de déformation. L'échantillon de granite provient de la bordure nord du batholite à environ 4 km du contact avec une unité de diatexite homogène. Ce granite qui est à grain grossier contient des phénocristaux (2 à 5 cm) de feldspath potassique. Les zircons extraits de cet échantillon ont un âge de cristallisation évalué à 2638 ± 2 Ma. Cependant, l'analyse de deux monazites a livré des âges concordants à 2598 ± 3 Ma, soit environ 40 Ma de moins que celui des zircons. L'âge de cristallisation du granite demeure donc incertain.

Rhyolite de Raynouard

La partie est du domaine de Caniapiscau est caractérisée par la présence d'une ceinture de roches métavolcaniques bimodales. Cette ceinture s'étend latéralement sur au moins 50 km et elle atteint une puissance maximale de 5 km. Une lentille de rhyolite, qui est à l'intérieur de cette séquence composée principalement de basaltes coussin  s, a été échantillonnée au sud du lac Raynouard. Les zircons tirés de cet échantillon ont un âge de 2707 ± 5 Ma, ce qui représente l'âge de mise en place de la rhyolite. Ceci indique que l'activité volcanique dans le domaine de Caniapiscau est

contemporaine à celle dans le complexe d'Ashuanipi (ca. 2711 Ma). Les âges obtenus des roches volcaniques de ces deux domaines permettent de conclure que le volcanisme bimodal est corrélé dans le temps avec des év  nements similaires qui se sont produits dans la sous-province de La Grande.

Granite à fluorine du pluton du lac Vieu

Des intrusions post-tectoniques associées à une série d'anomalies aéromagnétiques positives ont été cartographiées dans le domaine de Caniapiscau. Ces intusions traversent la zone de déformation qui sépare ce domaine de la sous-province de La Grande. Un échantillon de syénogranite à fluorine provenant du pluton du lac Vieu, qui est situé dans le partie ouest de la région cartographiée, a été prélevé afin de définir l'âge de cet   v  nement magmatique. Le syénogranite, qui est à grain grossier, massif et leucocrate, contient moins de 10 % de biotite, de fluorine et de magnétite. Les zircons ont des caractéristiques morphologiques qui indiquent qu'ils sont issus de la cristallisation d'un magma (David et Parent, 1997). Ils permettent d'obtenir un âge de 2571 ± 2 Ma pour la mise en place du pluton du lac Vieu. Donc, l'âge du pluton du lac Vieu est celle de l'activité magmatique archéenne la plus jeune jamais décelée dans le sud-est de la province du Supérieur.

LITHOCHIMIE

Ce chapitre traite des caractéristiques lithochimiques des métasédiments et des roches plutoniques felsiques observées dans le complexe d'Ashuanipi. La lithochimie des autres lithologies présentes dans le complexe d'Ashuanipi et dans le domaine de Caniapiscau sera traitée dans les phases ultérieures du projet.

Les études lithochimiques actuelles et futures visent à répondre aux questions suivantes : 1) les diatexites de l'Ashuanipi résultent-elles de la fusion partielle des métasédiments ? Si oui, dans quelles conditions ? Si non, quelle serait une source alternative ? 2) Des liens cogénétiques existent-ils entre les diverses suites intrusives de l'Ashuanipi ? 3) Quelle est la nature du plutonisme dans le Caniapiscau et le potentiel métallogénique qui pourrait lui être associé ? A cette étape-ci, seule une caractérisation sommaire des unités est possible. Toutefois, cette étape permet de dégager quelques conclusions qui orienteront les travaux futurs.

Caractérisation lithochimique

Le tableau 1 présente les valeurs minimales, moyennes et maximales pour environ 40 paramètres déterminés dans

les métasédiments ainsi que dans les divers types d'intrusions felsiques décrits ci-dessous.

Paragneiss

Le paragneiss contient une teneur en silice variant entre 59 et 65 %. Les teneurs moyennes en Al_2O_3 (16,05 %) et Fe_2O_3 (6,89 %) sont légèrement supérieures à celles des autres unités, alors que les teneurs moyenne en Ba (477 ppm), en Rb (58 ppm) et en Sr (418 ppm) sont relativement faibles. Les teneurs en MgO (2,85 à 4,64 %), en Ni (45 à 142 ppm) et en Co (14 à 30 ppm) sont sensiblement similaires à celles qui ont été publiées par Percival (1991a) pour des paragneiss de l'Ashuanipi nord. En plus, elles correspondent à celles d'un grauwacke moyen d'âge archéen (Taylor et McLennan, 1985). Selon Percival (1991a), les hautes teneurs en Co, Cu, Ni et Zn caractérisant ces paragneiss indiquerait la contribution d'une composante mafique à la source du matériel détritique.

Métatalonite

Les divers plutons de métatalonite échantillonnés contiennent des teneurs en SiO_2 variant entre 62 et 68 % avec une moyenne à 65 %. La quantité de Na_2O est en moyenne plus élevée que celle du K_2O et du CaO . Le nombre Mg ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) se situe en moyenne à 0,48, faisant de la métatalonite la moins évoluée de toutes les intrusions felsiques. Le fait, que la teneur moyenne en nickel des plutons de métatalonite est supérieure à celle de toutes les autres unités intrusives, supporte aussi cet énoncé. Les teneurs moyennes en Ba (1107 ppm) et en Sr (740 ppm) sont élevées. Elles sont généralement plus fortes et elles présentent moins de variations que celles des autres types de roches. Les teneurs en Zr et en Y sont faibles. Celles de ce dernier sont même inférieures au seuil de détection (3 ppm).

Dans un diagramme de classification mésotonormative selon Le Maître (1989), la métatalonite chevauche les champs des tonalites et des granodiorites. Elle présente une signature calco-alcaline (figure 6b) de composition peralumineuse (figure 6c et 6d). La figure 6e (Whalen *et al.*, 1987) suggère une appartenance aux granitoïdes de type I ou S qui sont peu fractionnés. L'abondance relative des terres rares normalisée aux chondrites permet de percevoir un enrichissement prononcé des terres rares légères (figure 7a).

Diatexite à orthopyroxène-biotite

Cette unité se caractérise par une teneur en SiO_2 variant de 58,0 % à 72,3 % et sa teneur moyenne est de 66,7 %. Sa teneur en MgO (0,55 à 3,89 %) est un peu plus faible que celle des unités décrites plus haut. En ce qui concerne les éléments traces, la diatexite et la métatalonite possèdent une composition pratiquement similaire (tableau 1). Ceci

est illustré sur les diagrammes de la figure 7. La différence principale se situe au niveau des terres rares qui sont un peu plus abondantes dans la métatalonite. Cet écart explique les différences de comportement observées sur les diagrammes des figures 6e et 7a. Une autre différence importante se perçoit dans le diagramme multi-éléments (figure 7b). La diatexite, relativement à la métatalonite, est appauvrie en Th et en Zr. Dans l'ensemble toutefois, la grande ressemblance entre les deux compositions suggère que les deux lithologies résultent de la fusion, peut-être à des degrés légèrement différents, de roches provenant d'une source commune.

Tonalite

La composition en éléments majeurs de la tonalite est très proche de celle de la métatalonite et de la diatexite. Elle diffère seulement par sa teneur moyenne qui est plus faible en K_2O (1,59 %). Cependant, elle se distingue de celles-ci au niveau des éléments traces lithophiles car elle contient des teneurs moyennes relativement faibles en Ba (583 ppm), en Rb (31 ppm) et en Th (0,5 ppm), comme on peut le voir sur la figure 7b. Le Nb (6 ppm), le Ni (25 ppm), le Co (9 ppm) et le Cu (14 ppm) sont aussi appauvris dans la tonalite.

Les résultats de la tonalite coïncident avec le champ de la tonalite du diagramme de Le Maître (1989 ; figure 6a). La tonalite a une signature calco-alcaline (figure 6b) peralumineuse (figure 6c). Celle-ci est confirmée dans le diagramme de classification de Sylvester (1989 ; figure 6d). La disposition très étalée des analyses dans ce dernier diagramme illustre la variation en MgO , FeO et TiO_2 des diverses intrusions de tonalite.

L'abondance des éléments traces et des terres rares dans la tonalite est pratiquement identique à leur abondance dans la diatexite. Tous deux se démarquent par la présence d'un léger pic positif en Eu (figure 7a) et en Sr (figure 7b). Ce pic suggère une accumulation de plagioclase dans le magma. Inversement, l'appauvrissement en éléments lithophiles dans la tonalite pourrait résulter du fractionnement du feldspath alcalin.

Le complexe d'Ashuanipi est injecté en phase tardimétamorphique par des intrusions granitiques aux caractéristiques lithochimiques divergentes, reflétant probablement des pétrogénèses distinctes. Les deux prochains chapitres décrivent ces caractéristiques. Les données concernant le granite du batholite de Delmothe et le monzogranite doivent être vérifiées car peu d'échantillons de ces unités ont été analysés.

Granite du batholite de Delmothe

L'unité de granite formant le batholite de Delmothe diffère de l'unité de monzogranite (*ici-bas*) par une valeur moyenne en silice plus faible (68,4 %) et par des teneurs en MgO , P_2O_5 et Fe_2O_3 plus fortes. La teneur relativement

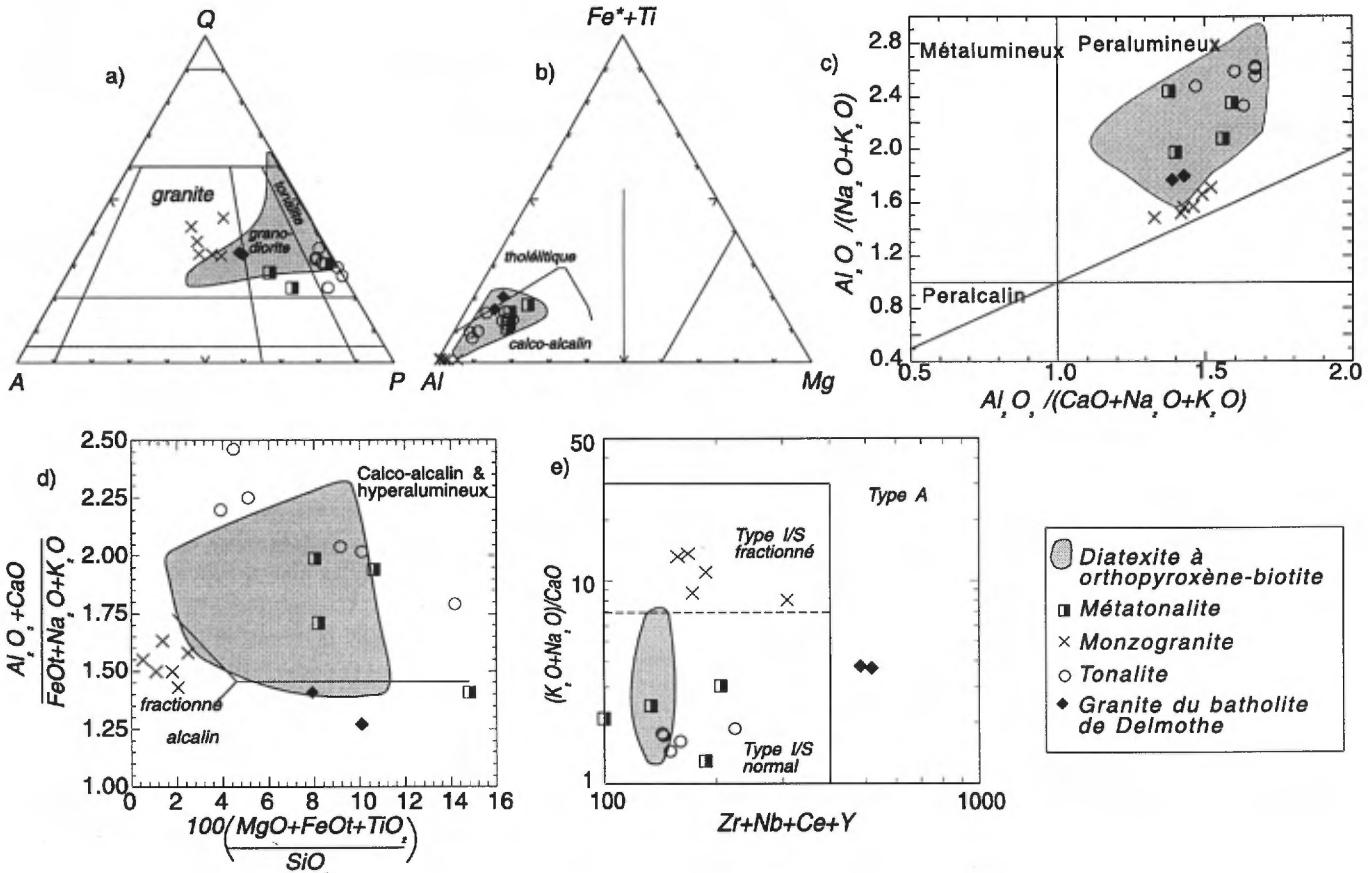


FIGURE 6 - Typologie des roches plutoniques felsiques du complexe d'Ashuanipi : a) classification mésonormatrice Q-A-P de Le Maître (1989) ; b) diagramme cationique $Al\text{-}Fe^*\text{+Ti}\text{-Mg}$ (Fe^* = Fe total) de Jensen (1976) ; c) indice de saturation d'alumine de Maniar et Piccoli (1989) ; d) diagramme discriminant de Sylvester (1989) ; e) diagramme $Zr\text{+Nb}\text{+Ce}\text{+Y}$ vs $(K_2O\text{+Na}_2O)/CaO$ de Whalen *et al.* (1987).

élevée en fer s'explique par l'abondance de magnétite dans le granite. En ce qui concerne les éléments traces, des valeurs moyennes substantielles en Rb (260 ppm) et en Zr (330 ppm) ont été obtenues. Son nombre Mg est bas (0,30), ce qui indique un magma plutôt évolué. Par contre, le rapport Zr/Y est très élevé.

La composition des roches du batholite de Delmothe se situe sur la limite des champs granitiques et granodioritiques sur le diagramme QAP de Le Maître (figure 6a ; 1989). Les teneurs en Fe et en Ti relativement élevées du granite placent la composition de celui-ci sur la bordure entre les champs calco-alcalin et tholéitique (figure 6b). Sa signature semble faiblement peralumineuse (figure 6c) ou nettement alcaline sur un diagramme tenant compte des teneurs en Fe et en Mg (figure 6d). Les teneurs relativement élevées en Zr et en Ce de ce granite situent celui-ci dans le champ des granites du type A (alcalin ou anorogénique ; figure 6e), dont les teneurs en ces deux éléments sont particulièrement élevées (Whalen *et al.*, 1987).

Les teneurs en terres rares de cette unité sont les plus élevées de toutes les unités intrusives étudiées (figure 7a). Les terres rares légères sont enrichies jusqu'à 200 fois la norme des chondrites. L'anomalie négative en Eu couplée à une perte en Sr (figure 7b) signalent probablement un fractionnement du plagioclase.

La figure 7b permet d'observer que le batholite de Delmothe a une composition similaire à celle du monzogranite en ce qui concerne la présence d'une anomalie négative prononcée en Sr, P et Ti. Le batholite se distingue par des teneurs plus élevées en Nd, P, Sm, Zr, Hf et Ti.

Monzogranite

Le monzogranite est l'unité intrusive dont la composition est la plus felsique. Sa teneur moyenne en silice oscille entre 73,9 et 78,3 %. Le K_2O y est aussi relativement abondant avec une valeur moyenne de 5,22 %. Inversement, le TiO_2 , le Fe_2O_3 , le MgO , le CaO et le P_2O_5 présentent des faibles teneurs (tableau 1). Le monzogranite se distingue aussi des unités décrites précédemment par des valeurs moyennes relativement élevées en Rb (158 ppm), en Y (10 ppm) et en Th (15,1 ppm). Son nombre Mg est faible (0,28 en moyenne).

Dans tous les diagrammes des figures 6 et 7, le monzogranite a une composition qui est distincte des autres unités. Les analyses de celui-ci se groupent dans le champ des granites sur le diagramme QAP de Le Maître (1989 ; figure 6a). Les très faibles teneurs en Mg, en Ti et en Fe font que ses points se concentrent autour du pôle Al du diagramme de Jensen (1976 ; figure 6b), c'est-à-dire dans le champ des

TABLEAU 1 - Composition moyenne, minimale et maximale des paragneiss et des divers types d'intrusions felsiques.

	Paragneiss		Métatonalite		Diatexite à OX-BO*		Tonalite		Monzogranite		Granite
n=	4		4		6		6		3		2
	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.	min.-max.	moy.
SiO ₂	61,50	59,3 - 64,8	65,4	62,2 - 67,7	68,3	65,3 - 72,3	67,0	62,0 - 71,9	75,3	74,1 - 76,9	68,4
TiO ₂	0,57	0,5 - 0,64	0,46	0,3 - 0,60	0,36	0,06 - 0,50	0,38	0,12 - 0,63	0,12	0,08 - 0,14	0,81
Al ₂ O ₃	16,05	15,5 - 16,4	15,7	15,0 - 16,4	15,6	14,4 - 16,9	16,3	15,5 - 16,9	13,3	12,1 - 14,0	14,1
Fe ₂ O ₃ t	6,89	6,2 - 7,6	4,35	3,2 - 6,18	2,99	0,83 - 4,74	3,42	1,9 - 5,69	0,96	0,63 - 1,28	4,68
MnO	0,12	0,1 - 0,16	0,08	0,1 - 0,10	0,05	0,03 - 0,08	0,05	0,02 - 0	0,02	0,01 - 0,03	0,08
MgO	3,81	2,9 - 4,6	2,37	2 - 3,06	1,62	0,55 - 2,57	1,66	0,82 - 3,04	0,37	0,17 - 0,62	1,14
CaO	4,55	3,2 - 7,10	3,48	2,6 - 5,00	2,50	1,44 - 4,22	3,67	2,87 - 4,57	0,74	0,67 - 0,88	2,11
Na ₂ O	3,82	2,7 - 4,4	4,20	3,8 - 4,87	3,84	3,07 - 4,57	4,86	4,35 - 5,22	3,31	3,11 - 3,57	3,27
K ₂ O	1,49	0,9 - 1,9	2,96	1,8 - 4,11	3,54	1,50 - 6,66	1,59	1,32 - 2,26	5,06	3,96 - 5,87	4,64
P ₂ O ₅	0,15	0,1 - 0,2	0,15	0,1 - 0,22	0,16	0,09 - 0,22	0,13	0,04 - 0,22	0,03	0,03 - 0,04	0,35
Ba	477	401 - 540	1107	855 - 1600	1147	828 - 1900	583	295 - 1000	616	544 - 675	881
Rb	58	54 - 62	107	69 - 150	97	39 - 200	31	3 - 66	149	96 - 190	260
Sr	418	310 - 530	740	410 - 980	622	450 - 980	727	510 - 1100	170	120 - 240	250
Zr	112	86 - 120	92	60 - 120	65	18 - 100	110	66 - 190	137	76 - 240	330
La	38	21 - 76	31	17 - 39	18	14 - 30	20	10 - 28	33	28 - 39	77
Ce	68	40 - 130	57	34 - 72	34	24 - 57	35	15 - 55	63	51 - 80	145
Nd	26	17 - 44	25	16 - 31	14	7 - 23	16	6 - 26	23	18 - 30	57
Sm	4,0	3,1 - 5,3	4,2	2,6 - 5,6	2,7	1,1 - 4,5	2,8	0,9 - 4,8	4,2	3,0 - 6,4	9,5
Eu	0,8	n/d* - 1,2	1,1	0,8 - 1,4	0,8	n/d - 1,0	0,9	0,5 - 1,2	0,6	0,5 - 1,5	1,3
Tb	0,3	0,2 - 0,4	0,3	0,2 - 0,4	0,2	0,10 - 0,4	0,2	0,1 - 0,3	0,3	0,2 - 0,4	0,7
Dy	0,50	n/d - 1	1	n/d - 3	2	n/d - 4	2	n/d - 2	3	3 - 3	3
Ho	0,20	n/d - n/d	0,7	n/d - 0,8	0,8	n/d - 0,8	0,6	n/d - 0,6	n/d	n/d - 2,4	0,9
Tm	0,3	0,2 - 0,4	0,2	0,2 - 0,2	0,2	0,20 - 0,2	0,2	0,2 - 0,2	0,2	0,2 - 0,2	0,2
Yb	1,08	0,4 - 1,6	0,7	n/d - 1,2	0,5	0,20 - 0,9	0,5	0,2 - 0,9	0,2	0,2 - 0,2	1,3
Lu	0,14	0,1 - 0,2	0,12	0,1 - 0,15	0,06	0,05 - 0,09	0,07	0,05 - 0,1	0,09	0,05 - 0,14	0,20
Nb	12	12 - 13	8	5 - 16	9	3 - 14	6	4 - 8	12	11 - 13	20
Hf	3,0	3 - 4	3,2	2,7 - 3,6	2,0	1,00 - 3,0	3,0	2 - 5	4,0	3 - 7	8,3
Ta	0,7	0,3 - 1,8	0,3	n/d - 0,4	0,4	n/d - 0,4	0,2	n/d - 0,5	0,2	0,2 - 0,2	0,6
Th	10,60	3,6 - 26	7,70	2,3 - 13	2,50	0,40 - 7,70	0,50	0,1 - 1,4	21,70	10 - 36	21,00
Ni	98	45 - 142	66	44 - 107	41	12 - 85	25	12 - 49	10	6 - 14	17
Co	24	14 - 30	17	13 - 24	11	4 - 19	9	3 - 17	3	3 - 3	12
Cu	74	17 - 173	17	8 - 36	21	9 - 40	14	7 - 29	10	4 - 18	15
V	126	104 - 146	76	55 - 118	57	8 - 94	57	26 - 107	13	8 - 20	71
Zn	123	84 - 177	65	52 - 87	63	27 - 147	61	26 - 97	14	10 - 22	80
Y	9	n/d - 11	n/d	n/d - n/d	4	n/d - 4	4	n/d - 4	n/d	n/d - n/d	5
# Mg	0,44		0,48		0,49		0,44		0,38		0,30
La/Sm)n	6,0		4,6		4,2		4,5		4,9		5,1
(La/Lu)n	28,2		26,6		31,1		29,7		38,1		40,7
Rb/Sr	0,14		0,14		0,16		0,04		0,88		1,04
K/Rb	214		234		340		1108		292		304
Zr/Y	12		n/d		16		28		-		66

* OX - orthopyroxène ; BO - biotite ; n/d = non décelé

roches calco-alcalines. La figure 6c permet d'observer le faible rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{(alcalins)}$ résultant de l'appauvrissement des teneurs en Al_2O_3 et de l'enrichissement en K_2O dans les intrusions de monzogranite dont la signature reste malgré tout faiblement peralumineuse. Les points sur un diagramme de Sylvester (1989) se concentrent dans une portion du champ des intrusions granitiques alcalines pouvant aussi correspondre aux granites calco-alcalins fortement fractionnés. Cette tendance au fractionnement est aussi suggérée dans la figure 6e où les points se groupent dans le champ des granites de type I (source ignée) ou de type S (source sédimentaire) fortement fractionnés (Whalen *et al.*, 1987).

Le diagramme des terres rares permet d'observer, comme dans toutes les roches étudiées, un enrichissement important des terres rares légères (figure 7a). Cependant le monzogranite se distingue des unités précédentes par une abondance un peu plus faible en Eu. Cette légère dépression indique probablement un fractionnement du plagioclase. Dans le diagramme multi-éléments, l'unité est caractérisée par un appauvrissement relatif important en Sr, P et Ti et un enrichissement en Th, K, Zr et Hf.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Le complexe d'Ashuanipi recèle un potentiel minéral prometteur notamment à cause de la découverte de plusieurs indices d'or dans des formations de fer métamorphisées de type Algoma (Thomas et Butler, 1987 ; McConnell et Newman, 1988 ; Moritz et Chevé, 1992; Lapointe et Chown, 1993), et en raison de l'extension possible vers l'est des ensembles géologiques de la région de La Grande Rivière qui présentent divers types de minéralisations en métaux usuels et précieux (Chartrand et Gauthier, 1995).

Malgré l'importance du métamorphisme ayant affecté les unités de l'Ashuanipi, la présence de minéralisations sulfurées, dont certaines seraient aurifères, a été notée en de nombreux endroits dans la région cartographiée. Dans la plupart des cas, il s'agit de disséminations de pyrite finement grenue formant moins de 1 % du volume de la roche. Leur présence est notée sur les cartes géologique de type GC à l'échelle 1: 50 000 provenant du système SIGÉOM.

Certaines zones minéralisées jugées plus importantes ont été nommées et caractérisées¹. Ces zones constituent des métallotectes-types et sont groupées en quatre grandes catégories² :

Sulfures disséminés associés à des unités de formations de fer silicatées formant :

- a) des horizons stratiformes interlités avec des unités métasédimentaires ;

Zones minéralisées : Adame (GC-23F/02), Gamart-2 (GC-23F/02) et Raynouard-2 (GC-23F/12)

Les zones Adame et Gamart-2 se situent à 1 km à l'est du lac Mercator et 15 km à l'est du lac Gamart respectivement, alors que la zone Raynouard-2 se situe à 1 km au nord-ouest du lac Fricourt. Les formations de fer constituant ces zones forment des couches stratiformes d'une puissance de un à dix mètres s'étirant sur plusieurs dizaines de mètres. Elles sont en général interlitées avec des paragneiss quartzofeldspathiques (grenatifères dans Gamart-2) et localement avec quelques horizons mineurs de gneiss mafique apparemment d'origine volcanique. Les unités ont une attitude sub-horizontale à l'indice Adame, tandis qu'elles ont un pendage moyen et une orientation E-W et NW-SE à Gamart-2 et à Raynouard-2 respectivement.

Les formations de fer se composent à Adame et à Gamart-2 d'un assemblage de clinopyroxène-orthopyroxène-grunérite-plagioclase-magnétite et à Raynouard-2 d'un assemblage contenant les minéraux suivants: fayalite-grunérite-quartz-magnétite-hornblende. L'unité présente en général un litage distinct variant de 2 à 15 cm en épaisseur. La minéralisation est faite de pyrrhotite-pyrrite (+arsénopyrite à Adame) disséminée en grains sub-millimétriques dans un rubannement centimétrique grossier résultant de la présence de proportions variables de sulfures et de silicates. À l'indice Adame, des veinules de pyrrhotite associées à des fractures dans la roche suggèrent une mise en place d'origine épigénétique pour ce minéral.

Aucune de ces trois zones contient des valeurs significatives en métaux économiques (tableau 2 ; Leclair *et al.*, 1996). Toutefois, un échantillon provenant de l'indice Adame contient une teneur de 440 ppm en As.

- b) des horizons stratiformes interlités avec des unités métavolcaniques ;

Indice Biblain (GM-23F04)

Cet indice, le plus prometteur découvert lors de nos travaux en 1996, se situe à 15 km à l'est du lac Bruyères. L'affleurement contient à sa base un horizon de formation

¹ Étant donné l'échelle de cartographie du projet, aucun des indices ou des zones minéralisées n'a été étudié en détail. En conséquence, même en l'absence de valeurs économiques en métaux de base, ces zones ont tout de même été considérées et décrites en espérant que des travaux détaillés auraient plus de succès.

² Les zones décrites ci-après sont localisées sur les cartes SIGÉOM de type GL au 1: 250 000 ainsi que sur les cartes de type GC au 1: 50 000. Par contre les indices Biblain, Bruyères et Gamart-1 ne sont localisés que sur les cartes SIGÉOM de type GM au 1: 50 000. Les teneurs en métaux de minéralisations choisies (tableau 2) sont disponibles dans le document de promotion PRO 96-05 (Leclair *et al.*, 1996).

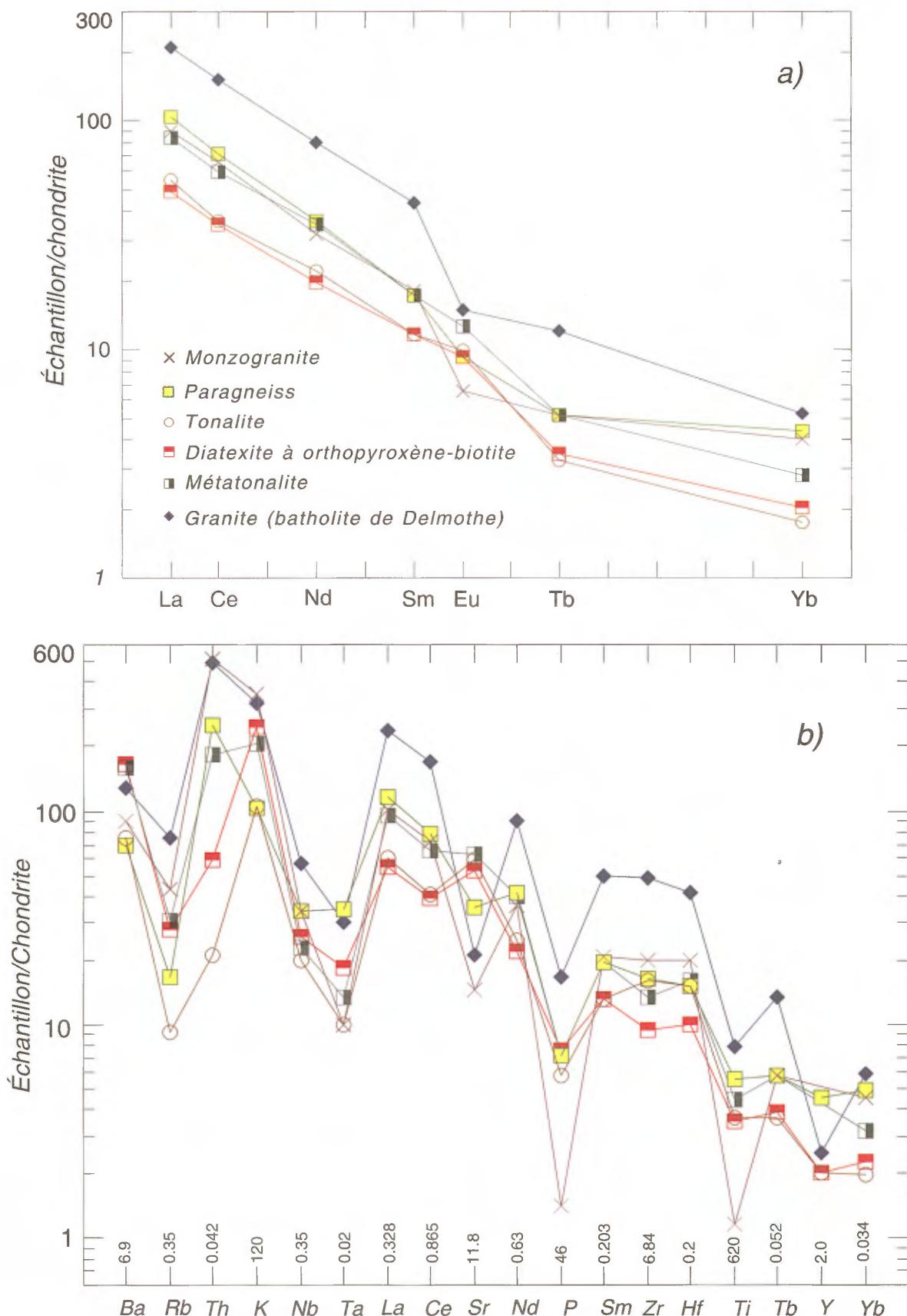


FIGURE 7 - a) Diagramme de terres rares normalisé aux chondrites ; b) diagramme multi-éléments normalisé aux chondrites. (valeurs des chondrites, Thompson, 1982 ; sauf Rb, K, P). Élaboré à partir des valeurs moyennes du tableau 1.

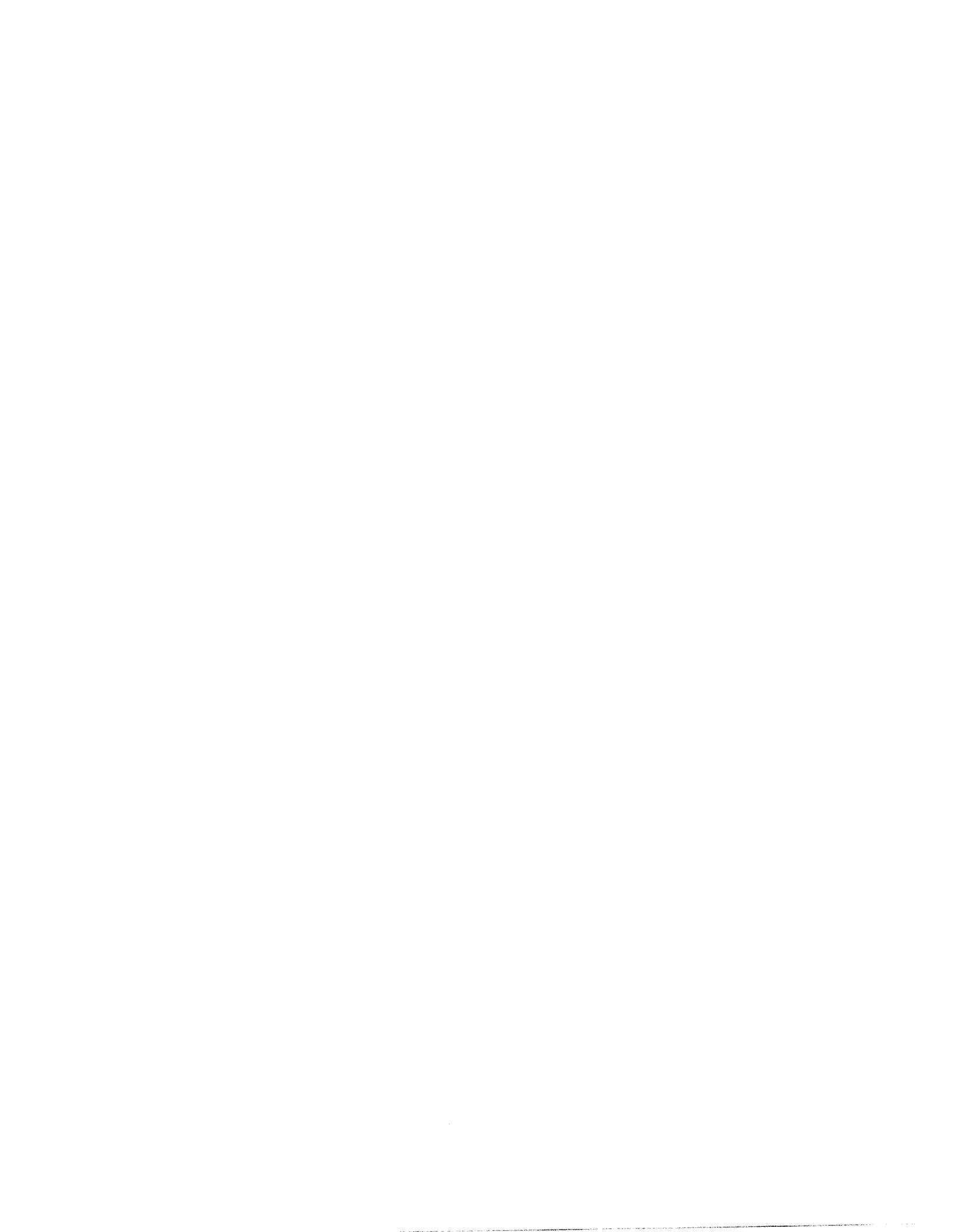


TABLEAU 2 - Teneurs en éléments économiques de quelques indices et zones minéralisés localisés dans les régions couvertes par les feuillets 23F et 23G.

Numéro	Estant	Nordant	Co ppm	Cu ppm	Ni ppm	Mo ppm	Zn ppm	As ppm	Au ppb	W ppm
4	507205	5907976	57	946	44	<4	141	<1	<5	<1
7	456599	5925653	41	356	114	<4	144	1	7	<1
17	561969	5920963	76	89	0,13%	<4	50	<1	<5	<1
66	527869	5921924	43	170	123	<4	13	<1	<5	1
76	606556	5900360	61	242	255	<4	96	<1	<5	<1
79	565226	5955409	54	627	106	<4	186	<1	6	<1
83	531911	5923752	33	467	60	<4	88	<1	<5	<1
88	531762	5926198	19	170	51	<4	205	1	<5	<1
99	564723	5898340	38	119	112	<4	118	<1	<5	<1
100	563767	5896387	35	108	136	<4	120	<1	<5	<1
^a 131	560271	5887455	22	347	75	<4	41	<1	12	260
^a 131	560271	5887455	78	536	302	7	28	<1	6	2
220	462076	5901433	11	44	43	<4	57	<1	13	1
^b 250	458909	5875806	10	98	43	<4	356	240	85	<1
^b 250	458909	5875806	57	218	130	<4	118	0,22%	870	6
^b 250	458909	5875806	178	136	263	<4	87	0,96%	3 ppm	<1
^c 251	455643	5878808	65	356	174	<4	61	92	11	34
1085	590797	5896572	56	232	246	<4	101	<1	<5	1
1086	591172	5896074	32	0,10%	156	<4	30	<1	<5	<1
1099	587515	5910219	82	596	116	<4	8	<1	<5	<1
^d 1104	516547	5890593	59	363	159	<4	134	<1	10	<1
^e 1108	511206	5889975	222	0,16%	0,19%	14	446	<1	29	<1
^e 1108	511206	5889975	257	0,10%	0,24%	5	447	<1	22	2
1113	562351	5885770	66	217	361	<4	60	<1	<5	4
1125	498303	5891449	22	105	209	<4	77	<1	<5	450
1148	538249	5900881	59	589	524	<4	158	<1	71	<1
1198	457992	5909027	40	116	97	<4	74	<1	38	<1
1225	486004	5879943	83	211	490	<4	225	<1	7	<1
1239	455391	5878817	113	288	325	<4	112	2	<5	2
1241	453713	5877692	54	285	128	<4	602	17	<5	0,12%
1255	461723	5876237	27	72	105	<4	93	<1	12	<1
1258	444686	5872678	112	447	518	<4	311	2	19	<1
2075	596007	5894956	42	350	88	<4	95	<1	<5	<1
^f 2213	456269	5876523	64	606	165	<4	180	30	<5	480
^f 2213	456269	5876523	111	571	271	<4	133	130	15	2
3028	520695	5895704	70	26	259	<4	329	<1	<5	<1
3033	554462	5874569	46	285	151	<4	427	<1	<5	<1
3050	575349	5877522	32	349	20	<4	53	<1	<5	86
3050	575349	5877522	60	34	545	<4	80	<1	<5	5
3062	544991	5934726	67	608	316	<4	195	<1	10	2
3144	563383	5891734	65	278	286	<4	64	>1	<5	2
3173	480722	5913430	58	270	176	28	385	<1	<5	1
3179	479616	5915058	29	441	72	<4	50	<1	71	<1
3195	475657	5903518	36	17	76	<4	832	2	<5	7
3241	605245	5879473	23	452	100	8	84	<1	<5	39
3263	605614	5892151	5	31	0,11%	<4	90	<1	7	<1
^g 3316	478949	5950202	51	414	31	392	91	4	150	2
^h 3337	562135	5885327	90	547	624	14	34	<1	<5	96
ⁱ 4019	524492	5912768	30	349	104	<4	243	<1	140	<1
4042	541109	5912420	161	508	0,20%	<4	164	<1	<5	<1
4046	534936	5939154	30	32	68	<4	133	<1	8	<1
4066	526785	5918902	35	141	100	<4	69	<1	6	1
^j 4088	504715	5880174	39	185	106	<4	105	<1	99	38
^j 4088	504715	5880174	47	233	119	<4	69	<1	250	19
4092	504633	5882570	28	217	116	<4	82	<1	<5	<1
4109	486946	5916123	93	229	563	<4	314	1	<5	<1
4162	551624	5910973	65	0,11%	362	9	27	<1	<5	<1
^k 4170	521132	5876753	67	32	490	<4	160	440	6	<1
^k 4170	521132	5876753	56	267	104	<4	315	4	<5	20

Les lettres identifient les indices suivants : a) Opis-2 ; b) Biblain ; c) Evlain ; d) Gamart-2 ; e) Gamart-1 ; f) La Plage ; g) Monluc ; h) Rio ; i) Dah ; j) Yohan ; k) Adame.

de fer silicaté ($\phi > 3$ m, figure 8) surmonté d'un horizon de gneiss métavolcanique de composition intermédiaire ($\phi \approx 5$ m) et d'un horizon de gneiss felsique ($\phi \approx 5$ m). Ce dernier est injecté au sommet de l'affleurement, par un filon-couche de tonalite d'au moins deux mètres d'épaisseur. Ce filon-couche renferme des enclaves décamétriques de formation de fer à rubans formées de chert-magnétite-silicates et provenant probablement du niveau inférieur. Les unités ont un pendage moyen vers le nord.

La formation de fer basale se compose de grenat-clino-pyroxène-grunerite-plagioclase et elle contient moins de 3 % de pyrite-pyrhotite en grains sub-millimétriques mis en place en remplacement des silicates, notamment la grunerite. Une analyse de cette unité a donné 270 ppb en or et 210 ppm en As.

Les enclaves de formation de fer dans la tonalite ont subi de profondes modifications minéralogiques. On y note une introduction substantielle de quartz magmatique et l'apparition de fayalite aux dépens du clinopyroxène et du grenat. L'arsénopyrite accompagne le quartz et forme des veinules et des disséminations concentrées autour de celui-ci. Cinq échantillons provenant de deux enclaves différentes ont été analysés. Les teneurs en Au varient de 84 à 3000 ppb et celles en As varient de 240 à 9600 ppm.

Zone minéralisée Noranda (GC-23F/05)

Cet affleurement, d'abord repéré par Exploration Noranda au début des années '90 à 10 km au sud-est du lac Guichen, forme un important chapeau de fer. Il se compose principalement de 5 à 6 lits de formation de fer silicatée et rubanée ($\phi \approx 5$ m). Ceux-ci sont intervertis avec des horizons métavolcaniques rubanés de composition mafique et intermédiaire. Ces successions présentent un fort pendage vers le sud-est. L'unité ferrifère silicatée se compose de hornblende-plagioclase-grenat-clinopyroxène-magnétite et elle présente des rubans localement fragmentés de pyrigarnite (figure 9) composée de grenat-clinopyroxène-hornblende-magnétite.

La minéralisation est faite de disséminations de grains millimétriques de pyrite-pyrhotite-magnétite-hématite, parfois plus concentrés en bordure des horizons et des fragments de pyrigarnite. Cette minéralisation semble toutefois stérile car la meilleure teneur en Au sur 10 échantillons était de 23 ppb.

c) des enclaves incorporées dans des intrusions felsiques

Zone minéralisée La Plage (GC-23F/04)

À environ 2 km au nord-ouest de l'indice Biblain, on a observé un large chapeau de fer causé par la présence d'enclaves décamétriques de formation de fer silicatée et

d'amphibolite chloritisée. C'est enclaves sont au sein d'un horizon de métatalonite qui est à proximité d'un niveau de tonalite tardive. Les unités présentent un pendage moyen vers le nord-ouest. La minéralisation se compose de pyrite-pyrhotite-chalcopyrite disséminée. Cinq échantillons ont été analysés et des teneurs anomalies en Cu (606 ppm), en As (130 ppm), en Au (15 ppb) et en W (480 ppm) ont été répertoriées.

Sulfures disséminés associés à des enclaves ou à des ceintures de roches métavolcaniques

Indice Gamart-1 (GM-23F/02)

L'indice Gamart-1, localisé à 10 km à l'ouest de Gamart-2, se compose d'un niveau contenant environ 15 % d'enclaves métriques de gneiss mafique (métavolcanique ?) incorporés dans une diatexite granodioritique hétérogène (figure 10). Ce niveau d'épaisseur décimétrique et à pendage faible vers le nord a une continuité latérale d'au moins 100 m. Les enclaves sont minéralisées en pyrite-chalcopyrite disséminée en grains sub-millimétriques. Parmi les six analyses effectuées, plusieurs teneurs anomalies en Cu (1600 ppm), en Ni (2400 ppm) et en Zn (447 ppm) ont été obtenues. L'or est légèrement anomale (29 ppb).

Indice Bruyères (GM-23F/04)

Un affleurement contenant de faibles disséminations de pyrrhotite localisées dans un horizon métrique de gneiss felsique a été noté à 2,5 km au sud-ouest de la zone Evlain (voir ci-dessous). L'horizon minéralisé repose au sein d'une unité de métabasalte coussiné et son pendage est faible vers le nord-ouest. Un échantillon contient 1200 ppm en tungstène et 602 ppm en zinc.

Zones minéralisées : Opis-2 (GC-23F/01), Rio (GC-23F/01), Monluc (GC-23F/11)

Les deux premières zones sont localisées dans la bande volcanique du lac Opiscotéo, sur la rive sud-est du lac. Elles reposent au sein d'une unité de métabasalte coussiné ($\phi > 20$ m) contenant des horizons d'épaisseur décamétrique de volcanites felsiques à texture gneissique. Cette petite ceinture volcanique s'étend sur plusieurs kilomètres et forme apparemment un antiforme serré orienté NE-SW et déversé vers le nord-ouest.

La minéralisation de type exhalite repose à l'interface entre les horizons felsiques et le métabasalte. Elle forme un chapeau de fer continu ($\phi \approx 1$ m) sur plusieurs dizaines de mètres (figure 11). Elle se compose essentiellement de 5 à 10 % de grains millimétriques de pyrrhotite disséminée et d'un peu de pyrite et de chalcopyrite. Les résultats d'ana-



FIGURE 8 - Formation de fer silicatée de l'indice Biblain. À noter les lits quartzitiques centimétriques à la base de l'unité.



FIGURE 9 - Horizon de pyrigamite (zone minéralisée Noranda) minéralisé en pyrite-pyrrhotite disséminées.





FIGURE 10 - Enclave minéralisée de gneiss mafique dans une diatexite hétérogène.



FIGURE 11 - Horizon minéralisé en pyrrhotite-pyrite disséminée de type exhalite entre un horizon de métabasalte coussiné (à droite) et un niveau de gneiss felsique (à gauche).



lyse de huit échantillons se sont avérés stériles, seul le tungstène a donné une teneur anomale (260 ppm).

La zone Monluc se trouve au sein de la bande volcanique du lac Raynouard à environ 5 km à l'est du lac Monluc, dans le domaine de Caniapiscau. La bande présente les mêmes caractéristiques lithologiques que la bande volcanique du lac Opiscotéo et elle lui correspond aussi en âge. Elle s'en distingue toutefois par la présence d'horizons gabbroïques, à pendage fort vers l'est, qui sont minéralisés en pyrrhotite disséminée et par la présence d'horizons rubanés de paragneiss pouvant être d'origine exhalitique. Une analyse a donné 150 ppb en or.

Sulfures disséminés associés à des enclaves ou à des intrusions de gabbro ou de pyroxénite

Zones minéralisées : Evlain (GC-23F/04), Olivin (GC-23F/07)

La zone Evlain se situe à environ 12 km à l'est du lac Bruyères. Elle se présente comme un horizon de pyrrhotite disséminée se trouvant à la base d'un filon-couche de métagabbro qui a été injecté dans une unité de métabasalte coussiné. L'horizon, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, est continu sur au moins soixante mètres et il présente un faible pendage vers le nord-ouest. La roche se compose surtout d'un assemblage de clinopyroxène et de plagioclase contenant de 5 à 15 % de grains de pyrrhotite interstitiellement réticulaire, suggérant une origine primaire syngénétique. La minéralisation semble stérile car aucune teneur significative en métaux n'a été enregistrée sur sept échantillons analysés.

La zone Olivin, située sur la rive sud-est du lac Lapointe, se présente comme une dissémination de pyrite en amas centimétriques accompagnée d'un peu de chalcopyrite qui a été mise en place dans un horizon de métagabbro grossier. La roche se compose de clinopyroxène et de plagioclase. Le clinopyroxène a une texture granoblastique poecilitique à inclusions de plagioclase. Les inclusions et lattes de plagioclase sont fortement saussuritisées et localement elle sont partiellement remplacées par la pyrite qui s'est infiltrée tardivement dans la roche après l'altération du minéral. Tout comme la zone d'Evlain, les deux échantillons analysés sont stériles.

Sulfures disséminés dans des paragneiss migmatitiques

Zone minéralisée Dah (GC-23F/07)

Approximativement à 4 km au sud du lac Lapointe, une zone minéralisée en sulfures a été trouvée au sein d'un lit de biotite-hornblende dans un paragneiss. L'assemblage a

un faible pendage vers le nord. Le seul échantillon analysé a donné 140 ppb en or.

GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE LACS

La totalité de la région cartographiée a été couverte par un levé de géochimie de sédiments de lacs, à la densité de un échantillon par 12 km² (figure 3 ; Beaumier, 1989). On compte 1767 échantillons sur les feuillets 23F et 23G (portion québécoise). De plus, concurremment aux travaux de cartographie, 87 échantillons de sédiments de ruisseaux ont été prélevés.

Les analyses de sédiments de lacs font ressortir un domaine géochimique bien contrasté dans la partie est du territoire correspondant, en grande partie, aux diatexites du complexe d'Ashuanipi. Ce domaine est mis en évidence par des teneurs élevées en Cr, Ni, K, Ti, Ba et des teneurs faibles en U et ÉTR (notamment La et Ce). Ces tendances générales sont confirmées par l'analyse des sédiments de ruisseaux prélevés à l'été 1996. Dans le sud-ouest de la région cartographiée, on trouve des teneurs plus élevées en U et ÉTR. Celles-ci pourraient être attribuées à la plus grande proportion de plutons de composition granitique dans ce secteur. L'un d'entre eux, le granite à fluorine du lac Viau, se démarque par une signature unique sur l'ensemble du territoire. En effet, les teneurs y sont très élevées en Zn, Mo et ÉTR. L'identification de tels domaines géochimiques peut servir de guide pour effectuer un premier dégrossissement des unités lithologiques dans les zones situées plus au nord.

Les résultats ont aussi dévoilé plusieurs anomalies multi-éléments pouvant constituer des cibles d'exploration (Choinière *et al.*, 1995). Certaines de celles-ci se superposent à des structures et/ou à des anomalies magnétiques (Leclair *et al.*, 1996). Au cours de l'été 1996, cinq d'entre elles ont fait l'objet de travaux sur des permis d'exploration. Les résultats n'étaient pas encore connus au moment de la rédaction de ce rapport.

Plusieurs des indices minéralisés décrits dans les pages précédentes sont associés à des dispersions anomalies observées dans les sédiments de lacs. Voici un aperçu des principales anomalies observées à proximité de ces indices :

- Adame : Fe (15 %), As, Mo, U, Cu.
- Gamart-1 et Gamart-2 : U et Pb entre les deux indices ; Ag près de Gamart 2.
- La Plage et Biblain : W, Co, As (3 ppm), Mo.
- Evlain et Bruyères : Mo
- Noranda : Mo

- Olivin : Ni (162 ppm), Fe (12 %), Cu (114 ppm), Cr (194 ppm)
- Raynouard : Ag (0,8 ppm)
- Monluc : W (23 ppm)
- Rio : Ni (214 ppm), U (42 ppm), Cu (211 ppm), Cr (151 ppm)

Ces anomalies ont été sélectionnées en utilisant des seuils anomaux régionaux relativement élevés. Des seuils d'anomalies choisies en fonction de la géologie environnante permettraient de définir des signaux anomaux mieux adaptés aux conditions locales. Finalement, signalons que l'ensemble du territoire contient des teneurs en Au relativement élevées : 10 % des échantillons ont des teneurs supérieures ou égales à 10 ppb et 2 % sont supérieures ou égales à 20 ppb. Ces teneurs élevées en Au (> 10 ppb) sont réparties un peu partout sur le territoire sauf dans la partie est. On note en effet que très peu d'entre elles (4 sur 200) se retrouvent dans la partie est du complexe d'Ashuanipi soit en relation avec le domaine géochimique identifié ci-dessus.

RÉFÉRENCES

- Ashton, K.E. - Leclair, A.D., 1990 - Foliate : a useful term to complement the textural classification of foliated metamorphic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences ; Volume 27, pages 1095-1097.
- Aranovich, L.Y. - Berman, R.G., 1997 - A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al_2O_3 solubility in $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ orthopyroxene. American Mineralogist ; Volume 82, pages 345-353.
- Beaumier, M., 1989 - Géochimie des sédiments de lac, région de Fermont. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MB 89-33.
- Bégin, N.J. - Pattison, D.R.M., 1994 - Metamorphic evolution of granulites in the Minto Block, northern Quebec : extraction of peak P-T conditions taking account of late Fe-Mg exchange. Journal of Metamorphic Geology ; Volume 12, pages 411-428.
- Bohlen, S.R., 1991 - On the formation of granulites. Journal of Metamorphic Geology ; Volume 9, pages 223-229.
- Bohlen, S.R. - Wall, V.J. - Boettcher, A.L., 1983 - Geobarometry in granulites. In Advances in Physical Geochemistry, 3 ; Edited by S.K. Saxena, pages 141-171. Springer-Verlag, New York.
- Bourgault, E., 1997 - Étude pétrographique d'une ceinture volcanosédimentaire métamorphisée, région du lac Opiscotéo, Province du Supérieur. Projet du fin d'étude, Université du Québec à Chicoutimi ; 54 pages.
- Brown, M., 1973 - The definition of metatexis, diatexis and migmatite. Proceedings of the Geologists' Association ; Volume 84, pages 371-382.
- Buchan, K.L. - Mortensen, J.K. - Card, K.D., 1993 - Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province : multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology. Canadian Journal of Earth Sciences ; Volume 30, pages 1286-1296.
- Card, K.D. - Ciesielski, A., 1986 - Subdivisions for the Superior Province of the Canadian Shield. Geoscience Canada ; Volume 13, pages 5-13.
- Carrington, D.P., 1995 - The relative stability of garnet-cordierite and orthopyroxene-sillimanite-quartz assemblages in metapelitic granulites : experimental data. European Journal of Mineralogy, Volume 7, pages 949-960.
- Carrington, D.P.- Harley, S.L., 1995 - Partial melting and phase relations in high-grade metapelites : an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system. Contributions to Mineralogy and Petrology ; Volume 120, pages 270-291.
- Chartrand, F. - Gauthier, M., 1995 - Cadre géologique et potentiel minéral des roches archéennes du bassin de La Grande Rivière, Baie James. Ministère des Ressources naturelles ; PRO 95-06.
- Chevé, S.R.- Brouillet, P., 1991 - Radiogenic age constraints on the geological evolution of the northeastern Ashuanipi complex, Superior Province, New Quebec. Geological Association of Canada, Program with Abstracts ; Volume 16, page A23.
- Chevé, S.R. - Brouillet, P., 1995 - Géologie et métallogénie de la partie nord-est de la sous-province d'Ashuanipi (Nouveau-Québec). Ministère des Ressources naturelles ; MM 95-01.
- Choinière, J. - Lamothe, D. - Clark, T., 1995 - Cibles d'exploration géochimiques dans le Moyen-Nord québécois, secteur Caniapiscau-Ashuanipi. Ministère des Ressources naturelles ; PRO 95-05.
- David, J. - Parent, M., 1997 - Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-nord. Ministère des Ressources naturelles ; Rapport du GÉOTOP, 88 pages.
- Duffel, S. - Roach, R.A., 1959 - Mount Wright, Québec-Newfoundland. Geological Survey of Canada ; Map 6-1959.
- Eade, K.E., 1966 - Fort George River and Kaniapiskau River (west half) Map-Areas, New Quebec. Geological Survey of Canada ; Memoir 339, 84 pages.
- Ernst, R.E. - Buchan, K.L. - Goutier, J. - Leclair, A.D. - Lamothe, D., 1998 - Reconnaissance paleomagnetic study of diabase dykes of James Bay and Ashuanipi regions of Quebec. Geological Association of Canada, Program with Abstracts ; Volume 23, (sous presse).
- Fahrig, W.F., 1967 - Shabogamo Lake map-area, Newfoundland-Labrador and Quebec 23G E½. Geological Survey of Canada ; Memoir 354, 23 pages.
- Fahrig, W.F.- West, T.D., 1986 - Diabase dyke swarms of the Canadian Shield. Geological Survey of Canada ; Map 1627A.
- Frahey, M.J., 1961 - Menihé Lakes, Newfoundland and Québec. Geological Survey of Canada ; Map 1087A.
- Gauthier, M., 1996 - Géologie de la région du lac Sauvolles. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; MB 96-27.
- Gleeson, C.F., 1978 - Report on a lake sediment geochemical survey - 1975. Area "A" and "B", James Bay Territory, Québec (SDBJ). Ministère des Ressources naturelles, Québec ; GM-34038.
- Hansen, B., 1981 - The transition from pyroxene granulite facies to garnet clinopyroxene granulite facies : Experiments in the system $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. Contributions to Mineralogy and Petrology ; Volume 76, pages 234-242.

- Harley, S.L., 1989 - The origins of granulites : a metamorphic perspective. *Geological Magazine* ; Volume 126, pages 215-247.
- Hensen, B.J. - Harley, S.L., 1990 - Graphical analysis of P-T-X relations in granulite facies metapelites. In *High-Temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. Edited by J.R. Ashworth and M. Brown ; pages 19-56. Unwin Hyman, London.
- Hocq, M., 1994 - La Province du Supérieur. *Dans La Géologie du Québec*. Ministère des Ressources Naturelles ; MM 94-01, pages 7-20.
- James, D.T., 1993 - Geology of the Ashuanipi Complex in western Labrador. Newfoundland Department of Mines and Energy ; Open File Maps 93-17 and 93-18.
- James, D.T., 1997 - Geology of the Archean Ashuanipi Complex, Western Labrador. Newfoundland Department of Mines and Energy ; Report 97-2, 27 pages.
- Jensen, L.S., 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines ; Miscellaneous Paper no.66, 22 pages.
- Lapointe, B., 1989 - Géologie de la région du lac Lilois, Territoire du Nouveau Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; ET 88-11, 38 pages.
- Lapointe, B. - Chown, E.H., 1993 - Gold-bearing iron-formation in a granulite terrane of the Canadian Shield : a possible deep-level expression of an Archean gold-mineralizing system. *Mineralium Deposita* ; Volume 28, pages 191-197.
- Leclair, A.D., 1996 - La recherche géoscientifique s'allie à la télédétection. Services des technologies à référence spatiale, Ministère des Ressources naturelles du Québec ; Numérimage, Volume 5, numéro 1, pages 2-3.
- Leclair, A.D. - Lamothe, D. - Choinière, J. - Dion, D.J., 1996 - Perspectives sur la structure et le potentiel minéral des roches archéennes du sud-est de la Province du Supérieur. Ministère des Ressources naturelles ; PRO 96-05.
- Leclair, A.D. - Lamothe, D. - Choinière, J. - Dion, D.J. - Parent, M., 1997 - Regional geological setting of high-grade Archean rocks in the Ashuanipi Subprovince, southeastern Superior Province. Geological Association of Canada, Program with Abstracts ; Volume 22, page A86.
- Leclair, A.D. - Lamothe, D. - Parent, M., 1998 - Événements magmatiques et tectono-métamorphiques dans le sud-est de la province du Supérieur, Canada. Association géologique du Canada, Programme et résumés ; Volume 23, (sous presse).
- Le Maître R.W. (ed.), 1989 - A Classification of Igneous Rocks and a Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 193 pages.
- Maniar, P.D. - Piccoli, P.M., 1989 - Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* ; Volume 101, pages 635-643.
- McConnell, J.W. - Newman, L.A., 1988 - Surficial geochemical surveys of auriferous portions of the Ashuanipi Complex, western Labrador. Newfoundland Department of Mines and Energy ; Mineral Development Division, Report 88-1, pages 397-401.
- Moritz, R.P. - Chevé, S.R., 1992 - Fluid-inclusion studies of high-grade metamorphic rocks of the Ashuanipi complex, eastern Superior Province : constraints on the retrograde P-T path and implications for gold metallogeny. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; Volume 29, pages 2309-2327.
- Mortensen, J.K. - Percival, J.A., 1987 - Reconnaissance U-Pb zircon and monazite geochronology of the Lac Clairambault area, Ashuanipi complex, Quebec. In *Radiogenic age and isotopic studies: Report 1*, Geological Survey of Canada ; Paper 87-2, pages 135-142.
- Newton, R.C., 1987 - Petrological aspects of Precambrian granulite facies terranes bearing on their origins. In *Proterozoic Lithospheric Evolution*. Edited by A. Kröner, Geodynamics Series ; Volume 17, pages 11-26.
- Newton, R.C. - Perkins, D., 1982 - Thermodynamic calibration of geobarometers for charnockites and basic granulites based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene-(clinopyroxene)-quartz with applications to high-grade metamorphism. *American Mineralogist* ; Volume 67, pages 203-222.
- Percival, J.A., 1990 - Archean tectonic setting of granulites terranes of the Superior Province, Canada : A view from the bottom. In *Granulites and Crustal Evolution*. Edited by D. Vielzeuf and P. Vidal. Kluwer, Dordrecht, pages 171-193.
- Percival, J.A., 1987 - Geology of the Ashuanipi granulite complex in the Shefferville area, Quebec; *Dans Recherches en cours, Partie A*, Commission géologique du Canada ; Papier 87-1A, pages 1-10.
- Percival, J.A., 1991a - Granulite-facies metamorphism and crustal magmatism in the Ashuanipi complex, Quebec-Labrador, Canada. *Journal of Petrology* ; Volume 32, pages 1261-1297.
- Percival, J.A., 1991b - Orthopyroxene-poikilitic tonalites of the Desliens igneous suite, Ashuanipi granulite complex, Quebec-Labrador, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; Volume 28, pages 743-753.
- Percival, J.A. - Mortensen, J.K. - Stern, R.A. - Card, K.D. - Bégin, N. J., 1992 - Giant granulite terranes of northeastern Superior Province : the Ashuanipi complex and Minto block. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; Volume 29, pages 2287-2308.
- Percival, J.A., 1993 - Géologie, complexe d'Ashuanipi, région de Schefferville, Terre-Neuve - Québec. Commission géologique du Canada ; Carte 1785A, échelle 1: 125 000.
- Perreault, S., 1994 - Géologie de la région du lac Gensart. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; MB 94-33, 45 pages.
- Peterson, J.W. - Newton, R.C., 1990 - Experimental biotite-quartz melting in the KMASH-CO₂ system and the role of CO₂ in the petrogenesis of granites and related rocks. *American Mineralogist* ; Volume 75, pages 1029-1042.
- Sharma, K.N.M., 1978 - Région de La Grande Rivière (Projet 1977) ; Ministère des Richesses naturelles ; DPV-558, 32 pages.
- Sharma, K.N.M. - Dubé, C.Y., 1980 - Région des lacs Caniapiscau-Clairambault. Ministère de l'Énergie et des Ressources ; DPV-755, 13 pages.
- Stevenson, I.M., 1964 - Lac La Jannaye, Quebec and Newfoundland. *Geological Survey of Canada* ; Paper 64-8 (Report and Map 1-1964), 5 pages.
- Sylvester, P.J., 1989 - Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology* ; Volume 97, pages 261-280.

-
- Taylor, S.R. - McLellan, S.M., 1985 - The Continental Crust : its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford ; 312 pages.
- Thomas, A.- Butler, J., 1987 - Gold reconnaissance in the Archean Ashuanipi Complex of western Labrador. In Current Research, Newfoundland Department of Mines and Energy ; Mineral Development Division, Report 87-1, pages 237-255.
- Thompson, R.N., 1982 - Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. Scottish Journal of Geology ; Volume 18, pages 49-107.
- Turner, F.G., 1981 - Metamorphic Petrology. Mineralogical, Field, and Tectonic Aspects. Second Edition, McGraw-Hill.
- Whalen, 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.



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines