

# RG 2003-07

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC HEBERT (32G/03)

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

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

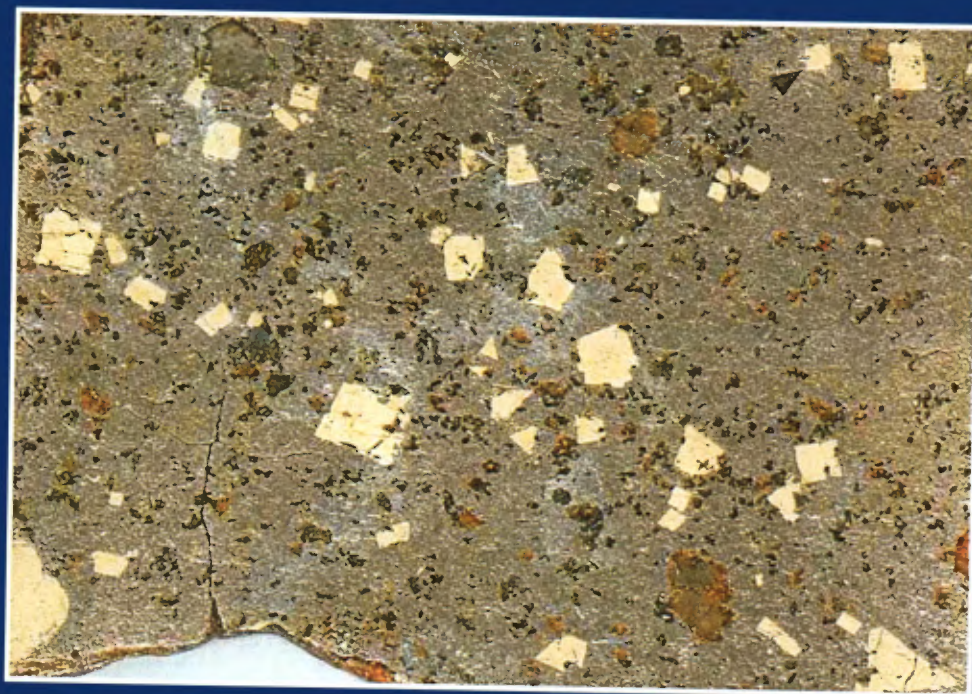
Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 

RG 2003-07

Géologie de la région  
du lac Hébert (32G/03)

Daniel Bandyayera  
Pierre Rhéaume  
Julie Doyon  
Kamal N. M. Sharma



Pyrrhotine massive de la Formation de Fecteau (Afec) contenant de la pyrite détritique et cubique de dimension millimétrique.

# Géologie de la région du lac Hébert (32G/03)

Daniel Bandyayera  
Pierre Rhéaume  
Julie Doyon<sup>1</sup>  
Kamal N. M. Sharma

RG 2003-07

## RÉSUMÉ

Les travaux de cartographie réalisés à l'été 2002 couvrent la région du lac Hébert (SNRC 32G/03), située dans la partie est de la Zone volcanique Nord de la Sous-province de l'Abitibi, à 60 km au sud de la ville de Chapais. Les travaux ont été effectués à partir de nouveaux chemins forestiers dans des endroits autrefois difficiles d'accès. Les objectifs principaux du projet sont : 1) la mise à jour de la carte géologique de la région du lac Hébert dont la plupart des données datent des années 1940; 2) l'évaluation de l'importance du volcanisme felsique; 3) l'évaluation du potentiel métallifère de la région.

Les roches volcaniques archéennes cartographiées appartiennent à la *Ceinture d'Urban-Barry* (CUB). La CUB est divisée ici d'est en ouest en deux grands ensembles lithotectoniques séparés par la Faille Milner, qui fait chevaucher la moitié sud sur la moitié nord avec une composante dextre. La moitié nord consiste en une séquence homoclinale à fort pendage et à sommet stratigraphique vers le sud, constituée principalement de roches volcaniques mafiques de la *Formation d'Urban*. Cette unité est une séquence monotone de basaltes tholéitiques massifs, coussinés ou bréchiques, et typiquement gloméroporphyriques en plagioclase. Au sein de la *Formation d'Urban*, nous avons défini le *Membre de Freeman*, constitué de laves et de tufs à lapilli ou à blocs, polygéniques ou monogéniques, de composition rhyodacitique à rhyolitique et d'affinité transitionnelle à calco-alcaline. Le *Membre de Freeman* est interdigité avec les basaltes gloméroporphyriques de la *Formation d'Urban*. Il atteint une épaisseur maximale de 5 km et peut être suivi sur une distance latérale de 30 km. Ces roches sont traversées d'ouest en est par la *Zone de déformation d'Urban*, une zone de déformation majeure marquée par une schistosité d'orientation E-W subverticale et par une linéation d'étirement subverticale.

La moitié sud de la CUB est traversée par un réseau de failles arquées et ramifiées de direction principalement E-W. Ces failles induisent au sein des roches volcaniques et intrusives un chevauchement général du sud vers le nord et divisent la CUB en une série de blocs structuraux. Chacun de ces blocs structuraux contient sa propre séquence volcano-sédimentaire. Tous les blocs sont traversés en leur centre par des synclinaux P, E-W faiblement plongeants vers l'est ou vers l'ouest. Le bloc le plus au nord, traversé par le *Synclinal d'Urban*, contient des roches de la *Formation de Macho*. Celle-ci est formée par des basaltes tholéitiques principalement aphyriques et des alternances de sédiments détritiques et de roches volcanoclastiques intermédiaires mal exposées. Le bloc central, traversé par le *Synclinal de Chanceux*, contient la *Formation de Chanceux* constituée de basaltes tholéitiques. Le quart de cette unité est dominée par des alternances de roches volcaniques felsiques (transitionnelles à calco-alcalines) et de sédiments détritiques. Le bloc structural le plus au sud contient des roches de la *Formation de Fecteau*. Il est traversé par le *Synclinal de Fecteau*, bordé au sud par l'*Anticlinal de Marceau*. La *Formation de Fecteau* est un ensemble diversifié de roches volcaniques mafiques tholéitiques, intermédiaires (transitionnelles à calco-alcalines) et felsiques (calco-alcalines), marqué par la présence d'importantes unités de tufs intermédiaires.

Les roches de la région du lac Hébert sont d'âge Archéen, à l'exception des dykes mafiques à ultramafiques, d'âge Protérozoïque. Ces dykes, orientés ENE-WSW, traversent le sud-est de la région.

Les datations U-Pb ont donné un âge de mise en place de 2707,0 ± 3,2 Ma pour le *Membre de Freeman*, de 2727,0 ± 1,0 Ma pour la *Formation de Chanceux* et de 2791,0 ± 1,0 Ma pour la *Formation de Fecteau*. Ces nouveaux résultats indiquent que les failles de la région du lac Hébert font chevaucher vers le nord des unités qui sont de plus en plus vieilles en allant vers le sud. En particulier, l'âge de la *Formation de Fecteau* se démarque du reste des datations de la *Zone volcanique Nord* (2730 à 2680 Ma) et s'apparente davantage à celui des roches volcaniques de la Sous-province d'Opatika. La région est également traversée par des failles inverses grenvilliennes de direction NNE-SSW. Elles représentent les dernières manifestations de la déformation régionale.

Un nouvel indice minéralisé, l'indice Laberge, a été découvert au cours des travaux de cartographie. Il s'agit d'une minéralisation de type Cu-Ni-Co-ÉGP associée aux intrusions ultramafiques tarditectoniques. La région est aussi favorable aux gîtes aurifères de type orogénique. Une activité exhalative régionale et plusieurs indices d'altération indiquent également la présence d'un potentiel pour les gîtes en or ou en métaux de base de type volcanogène.

<sup>1</sup>Université du Québec à Chicoutimi

**DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**

**Direction**

Alain Simard

**Service géologique du Nord-Ouest**

Robert Marquis

**Responsable des inventaires géoscientifiques**

Robert Marquis

**Lecture critique**

Jean-Yves Labbé

Pierre Verpaelst

**Édition et mise en pages**

Denis L. Lefebvre, ing.

**Dessin assisté par ordinateur**

Johanne Jobidon

**Supervision technique**

Charlotte Grenier

Document accepté pour publication le 2003/09/30

---

**TABLE DES MATIÈRES**


---

INTRODUCTION .....	5
Objectifs .....	5
Localisation et accès .....	5
Méthode de travail .....	5
Travaux antérieurs .....	9
Remerciements .....	9
CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL .....	9
STRATIGRAPHIE .....	9
Archéen .....	9
Sous-province de l'Abitibi .....	9
Formation de Fecteau (Afec) .....	11
Formation de Chanceux (Achx) .....	12
Formation de Macho (Amac) .....	14
Formation d'Urban (Aurb) .....	15
Roches intrusives d'âge Archéen .....	17
Unités lithologiques d'âge Archéen .....	20
Province de Grenville .....	22
Amphibolite (M16a) .....	22
Tonalite à biotite (I1D) .....	22
Protérozoïque .....	22
Dykes mafiques et ultramafiques (I3a) .....	22
LITHOGÉOCHIMIE .....	22
Roches volcaniques mafiques .....	23
Roches volcaniques felsiques et intermédiaires .....	25
Roches intrusives .....	29
Roches intrusives ultramafiques .....	29
Roches intrusives felsiques .....	30
Dykes mafiques et ultramafiques (I3a) .....	31
GÉOCHRONOLOGIE .....	31
Formation de Fecteau (Afec) .....	31
Formation de Chanceux (Achx) .....	34
Formation d'Urban (Aurb) .....	34
GÉOLOGIE STRUCTURALE .....	34
Fabriques planaires, linéaires et plissements .....	34
Corridor de déformation régional .....	36
Failles régionales .....	36
Domaines structuraux .....	37
Coupes structurales .....	39

---

MÉTAMORPHISME .....	39
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE .....	40
Veines aurifères orogéniques .....	40
Sulfures massifs volcanogènes .....	42
Minéralisations de Cu ± Ni ± Co ± ÉGP associées aux intrusions ultramafiques .....	42
Minéralisations d'affinité indéterminée .....	43
Patrons d'altération régionaux .....	43
DISCUSSION ET CONCLUSION .....	45
RÉFÉRENCES .....	47
ANNEXE 1 : PHOTOGRAPHIES .....	51
ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES .....	53
ANNEXE 3 : INDICES MINÉRALISÉS .....	56
ANNEXE 4 : SITES AVEC TENEURS ANOMALIQUES EN MÉTAUX .....	57
HORS-TEXTE	
Géologie 1 : 20 000, 32G03-101 – Lac Lacroix .....	carte RG 2003-07-C001
Géologie 1 : 20 000, 32G03-102 – Lac de l'Île Rocheuse .....	carte RG 2003-07-C002
Géologie 1 : 20 000, 32G03-201 – Lac Hébert .....	carte RG 2003-07-C003
Géologie 1 : 20 000, 32G03-202 – Rivière de l'Aigle .....	carte RG 2003-07-C004

## INTRODUCTION

### Objectifs

La cartographie de la région du lac Hébert (feuillelet SNRC 32G/03) constitue la dernière phase du projet Urban-Barry qui s'inscrit dans le plan d'intervention triennal 2000-2003 de l'Abitibi. Les deux premières phases du projet ont couvert la région des lacs Picquet (feuillelet SNRC 32G/04), Mesplet (feuillelet SNRC 32B/13) et la Ligne (feuillelet SNRC 32F/01) (figure 1; Bandyayera *et al.*, 2002 et 2003). Le projet vise à actualiser la géologie et la métallogénie de la *Ceinture d'Urban-Barry* (figure 1). Les travaux ont permis de mieux définir la stratigraphie, le style structural et le contexte métallogénique des régions ciblées.

### Localisation et accès

La région du lac Hébert (SNRC 32G/03) est située à 130 km au SW de Chibougamau, entre les longitudes 75°30' et 75°00'W, et les latitudes 49°00' et 49°15'N (figure 2 et cartes hors texte). On y accède par la route 113 reliant les villes de Chibougamau-Chapais et de Lebel-sur-Quévillon. À partir de la ville de Chapais, on emprunte la route forestière L209-sud. La région cartographiée est parcourue par un important réseau de chemins forestiers aménagés par la compagnie

forestière Barrette-Chapais. La plupart des chemins sont carrossables bien qu'un véhicule tout-terrain soit nécessaire sur plusieurs tronçons.

### Méthode de travail

Les travaux de terrain effectués à l'été 2002 sont un levé géologique à l'échelle de 1 : 50 000, l'échantillonnage et l'analyse des unités lithologiques et des zones minéralisées. Les cheminements, faits en camion et en VTT, se concentrent le long des chemins forestiers. La maille du levé est plus serrée là où affleurent les roches volcano-sédimentaires. Au total, 1379 affleurements ont été décrits, incluant les carottes de certains sondages. Une compilation des affleurements visités lors des travaux antérieurs complète ce levé.

En 1983, les trois quarts de la région ont fait l'objet de levés électromagnétiques de type Input® (Dion et Lefebvre, 1997). Un levé plus récent couvre une grande partie du quart SE de la région (Chakridi, 1994). Comme aide à la cartographie, les cartes du champ magnétique total résiduel et du gradient magnétique vertical (figure 3) ont aussi été utilisées.

La caractérisation des principales unités lithologiques est basée sur l'analyse lithogéochimique de 160 échantillons de roches et sur l'étude pétrographique sommaire de 200 lames minces. Nous avons aussi référé au besoin à une banque de données lithogéochimiques de 300 échantillons

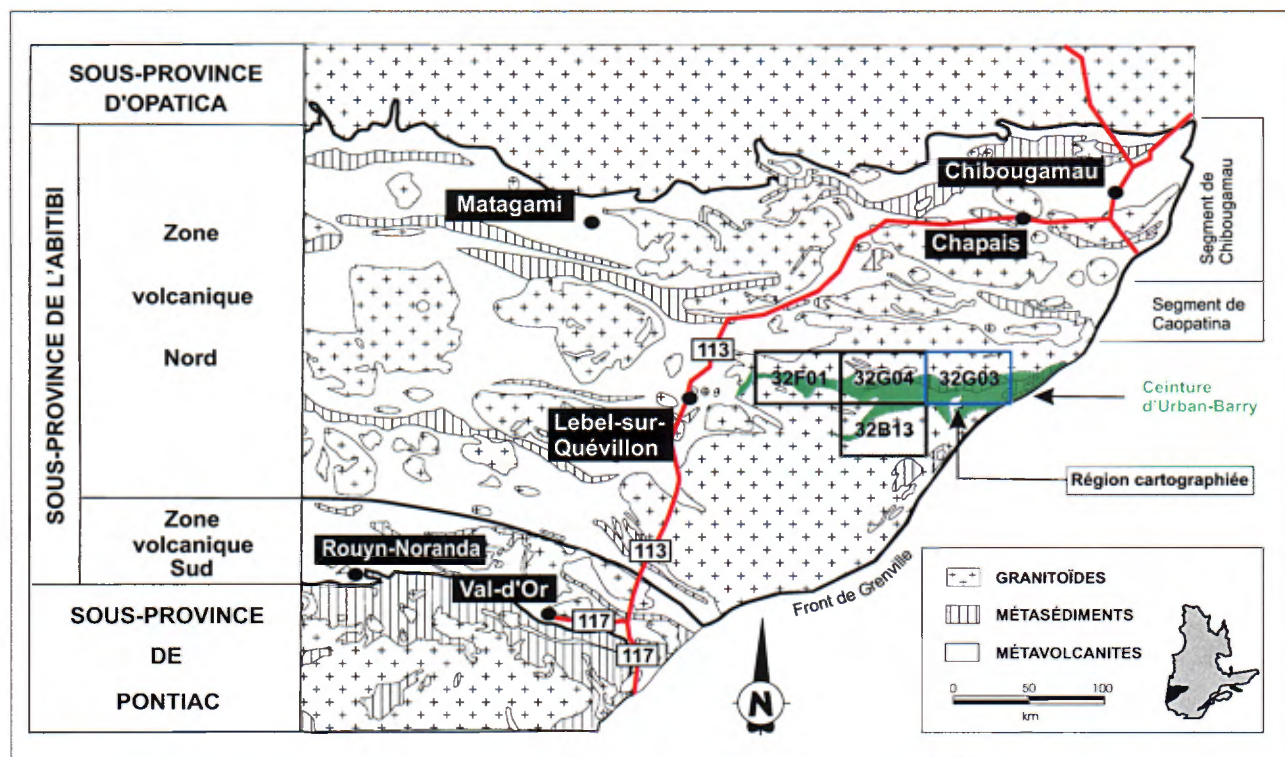
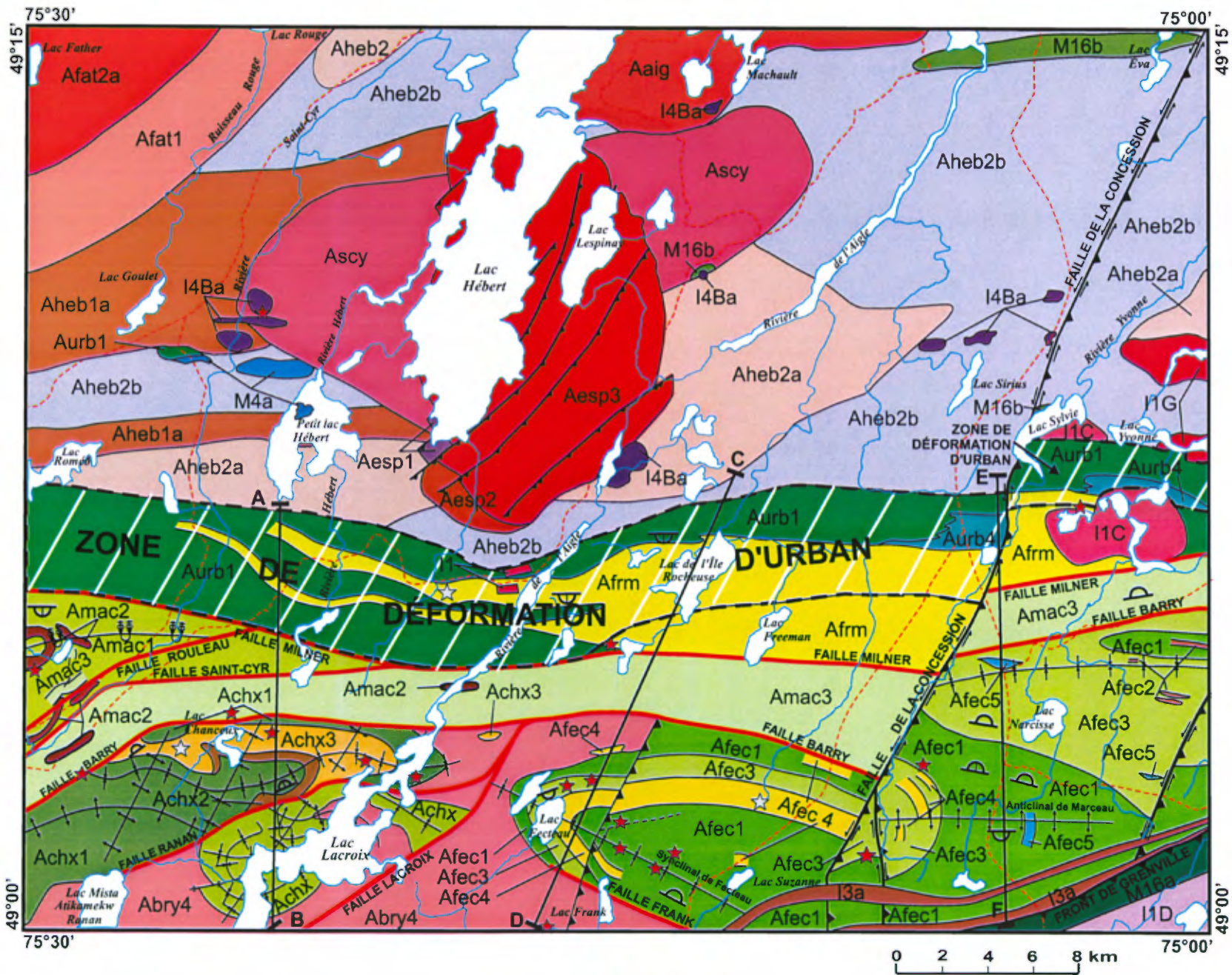


Figure 1 – Carte de localisation de la région étudiée et contexte géologique régional de la Sous-province de l'Abitibi.





# LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE

## ARCHÉEN

### PROVINCE DU SUPÉRIEUR

#### Pluton d'Espinay

<b>Aesp3</b>	Granodiorite à magnétite ±hornblende±épidote
<b>Aesp2</b>	Diorite
<b>Aesp1</b>	Pyroxénite

#### Pluton d'Aigle

<b>Aaig</b>	Monzodiorite
-------------	--------------

#### Pluton de Father

<b>Afat2a</b>	Granodiorite porphyrique (feldspath potassique)
<b>Afat1</b>	Tonalite foliée à hornblende et à biotite

#### Pluton de Saint-Cyr

<b>Ascy</b>	Tonalite à hornblende +biotite±épidote
-------------	---

#### Pluton d'Hébert

<b>Aheb2</b>	Tonalite, tonalite gneissique, granodiorite, pegmatite et tonalite à biotite et magnétite
<b>Aheb2b</b>	Tonalite massive à foliée
<b>Aheb2a</b>	Tonalite gneissique
<b>Aheb1a</b>	Diorite massive à foliée

#### Complexe de Barry

<b>Abry4</b>	Tonalite à biotite +hornblende+épidote
--------------	---

#### Formation d'Urban

<b>Aurb4</b>	Métasédiments
<b>Aurb1</b>	Basalte gloméroporphyrrique

#### Membre de Freeman

<b>Afrm</b>	Tuf felsique (2707 Ma)
-------------	---------------------------

#### Formation de Macho

<b>Amac3</b>	Tuf intermédiaire; andésite; basalte andésitique et basalte
<b>Amac2</b>	Filon-couche de gabbro
<b>Amac1</b>	Basalte aphyrique

#### Formation de Chanceux

<b>Achx</b>	Volcanites et métasédiments indifférenciés
<b>Achx3</b>	Tuf felsique et mudstone (2727 Ma)
<b>Achx2</b>	Filon-couche de gabbro
<b>Achx1</b>	Basalte

#### Formation de Fecteau

<b>Afec5</b>	Métasédiments
--------------	---------------

<b>Afec4</b>	Tuf felsique (2791 Ma)
<b>Afec3</b>	Tuf intermédiaire; andésite; basalte andésitique et basalte
<b>Afec2</b>	Filon-couche de gabbro ou de pyroxénite
<b>Afec1</b>	Basalte

# LÉGENDE LITHOLOGIQUE

## PROTÉROZOÏQUE

<b>I3a</b>	Dyke mafique et ultramafique
------------	------------------------------

## ARCHÉEN

### PROVINCE DE GRENVILLE

<b>I1D</b>	Tonalite à biotite
<b>M16a</b>	Amphibolite à grenat

### PROVINCE DU SUPÉRIEUR

<b>I1</b>	Porphyre à quartz et feldspath
<b>I1C</b>	Granodiorite
<b>I1G</b>	Pegmatite
<b>I4Ba</b>	Pyroxénite
<b>M4a</b>	Paragneiss à grenat±biotite
<b>M16b</b>	Amphibolite



Figure 2 – Carte géologique simplifiée de la région du lac Hébert (SNRC 32G/03).

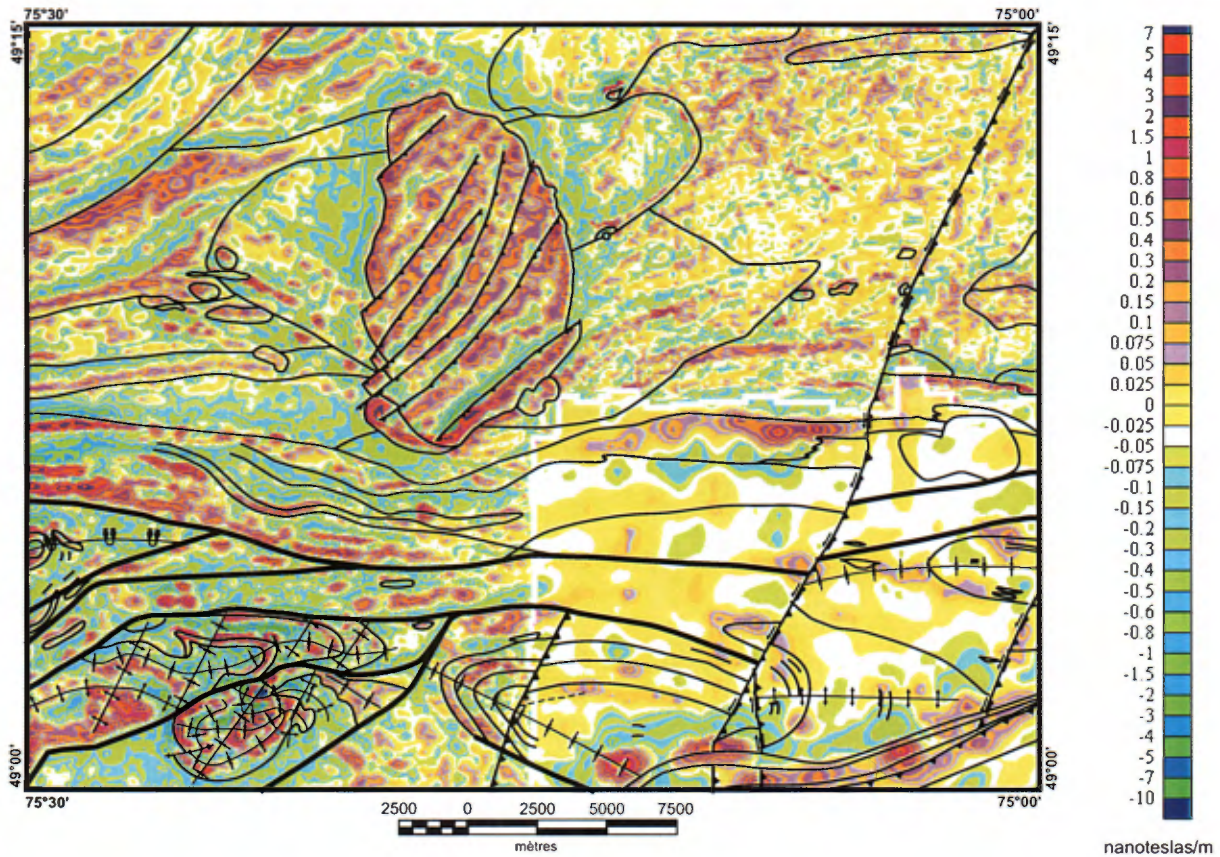
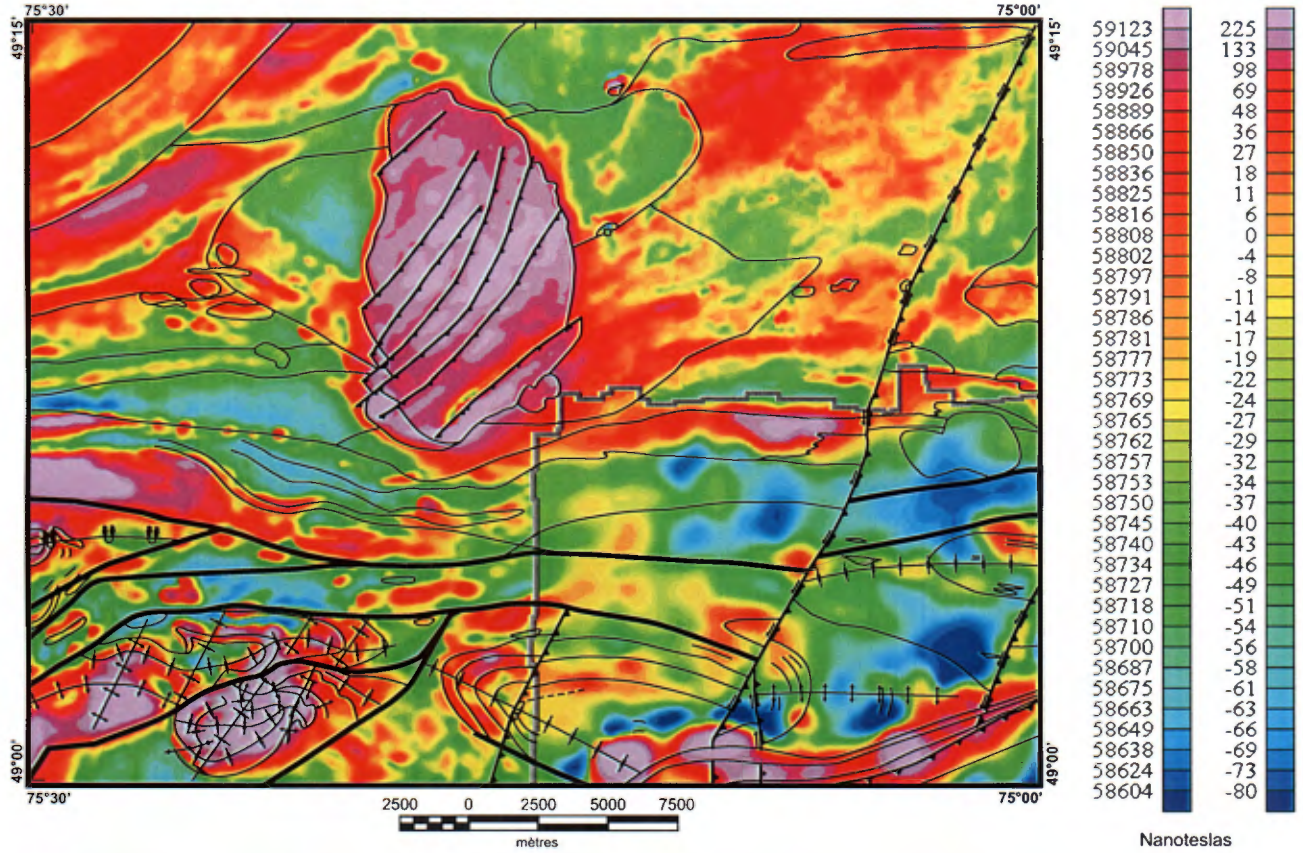


Figure 3 – Carte du champ magnétique total et du gradient magnétique vertical de la région du lac Hébert (SNRC 32G/03).

compilées à partir des travaux statutaires. Cent échantillons ont également été analysés pour des éléments présentant un intérêt économique. Les données recueillies ont été versées dans le SIGÉOM (Système d'information géominère du Québec).

### Travaux antérieurs

Les premiers levés géologiques de la région ont été réalisés dans les années 40 et 50 à l'échelle de 1 : 63 360 par Freeman (1943), Milner (1943), Deland (1955) et Deland et Grenier (1959). En 1989, Joly (1990) a cartographié la moitié ouest de la Ceinture d'Urban-Barry. En 1983, la région a été couverte de façon systématique par des levés électromagnétiques et magnétiques. Plusieurs travaux d'exploration minière ont été effectués, principalement dans le canton de Belmont (Plante, 1998; Cloutier et Lapointe, 1998; Lapointe, 1999), dans le canton de Lacroix (Côté *et al.*, 1977, Duplessis et Guimond, 1984; Houle et Houle, 1984) et dans le canton de Buteux (Riopel, 1998).

### Remerciements

Nous tenons à remercier le géologue Justin Laberge ainsi que les assistants-géologues Jean-Daniel Blouin, Marc-André Brulotte, Pascal Lehouiller et Gabriel Legault pour l'aide qu'ils ont apportée tout au long de la campagne de terrain. Nous remercions également Denis-Jacques Dion pour les cartes géophysiques, Michel Hocq et Kamal Sharma pour la pétrographie et Don W. Davis (Royal Ontario Museum) pour le traitement et l'analyse des échantillons de géochronologie. Les figures du présent rapport ont été réalisées avec l'aide de Johanne Jobidon et de Gabriel Morin. Nous remercions également la Compagnie Barrette-Chapais pour l'hébergement de l'équipe. SOQUEM, les compagnies minières Ressources Aur et Noranda et les prospecteurs Jean Descarreaux, Larry Desgagné et Gilbert Lamothe sont remerciés pour leur excellente collaboration; ils nous ont donné libre accès à leurs données inédites et à leurs carottes de forage.

## CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La Ceinture d'Urban-Barry (CUB) occupe le centre-est de la Zone volcanique Nord de la Sous-province de l'Abitibi (Chown *et al.*, 1992; figure 1). Elle s'étend d'est en ouest sur 135 km et mesure de 4 à 20 km de largeur. Elle est limitée au nord par le Segment de Caopatina, à l'est par le Front du Grenville, au sud par le Complexe de Barry et le Pluton de Souart, et à l'ouest par le Groupe de Quévillon. Les unités volcano-sédimentaires de la CUB ont été considérées jusqu'à présent comme un équivalent du cycle volcanique I (2720 - 2730 Ma) du Segment de Chibougamau

(Chown *et al.*, 1992 et 2002). Ce cycle correspond à une plaine sous-marine où dominent les basaltes gloméroporphyrifères (Formation d'Obatogamau) et ponctuée de centres felsiques isolés (p. ex. la Formation de Waconichi) recouverts de volcanoclastites.

Les travaux de Joly (1990) et de Bandyayera *et al.*, (2002 et 2003) ont permis de subdiviser la CUB en deux formations : la Formation d'Urban, au nord, et la Formation de Macho, au sud. La Formation d'Urban est une unité repère de basaltes gloméroporphyrifères similaire à la Formation d'Obatogamau. Elle a été tracée sur 150 kilomètres, du Front du Grenville au lac Wilson. La Formation de Macho est surtout formée de basaltes aphyriques interstratifiés avec un ensemble diversifié de roches volcaniques et sédimentaires, incluant de petits centres felsiques. À la suite de l'analyse des faciès volcaniques et des sommets stratigraphiques, ainsi qu'à la suite de l'étude géochimique sommaire des principales unités de la CUB, ces auteurs avaient conclu que les formations d'Obatogamau et d'Urban étaient géochimiquement et pétrographiquement comparables et que la Formation d'Urban constituait la base de l'empilement volcanique de la région.

La datation U/Pb ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) des centres felsiques des formations d'Urban (2714 Ma et 2707 Ma), de Macho (2717 Ma), de Chanceux (2727 Ma) et de Fecteau (2791 Ma) révoque ce modèle stratigraphique. La Formation d'Urban constitue le sommet et non la base de la CUB (figure 2 et cartes hors textes; figure 4). Les principales unités lithostratigraphiques sont délimitées par des blocs structuraux imbriqués par des failles régionales et dont les âges augmentent du nord vers le sud.

## STRATIGRAPHIE

### Archéen

#### Sous-province de l'Abitibi

La région du lac Hébert (SNRC 32G/03) est située dans la partie centrale de la Zone volcanique Nord de la Sous-province de l'Abitibi (Chown *et al.*, 1992). Les unités qui la composent sont d'âge Archéen (Province du Supérieur), à l'exception des dykes de diabase d'âge Protérozoïque. Les roches volcaniques qui occupent 95 % de la moitié sud de la région appartiennent à la Ceinture d'Urban-Barry (CUB). Le coin sud-est (5 % de la région) fait partie du domaine parautochtone du Front du Grenville. La CUB est bordée, au nord, par les plutons de Father, d'Hébert, de Saint-Cyr et d'Espinay, et au sud, par le Complexe de Barry et la Province de Grenville (Bandyayera *et al.*, 2002; Midra *et al.*, 1994a et b; Moukhsil, 1996; Chown *et al.*, 1992). D'après les résultats de nos travaux de cartographie et de datation, la Ceinture d'Urban-Barry est subdivisée

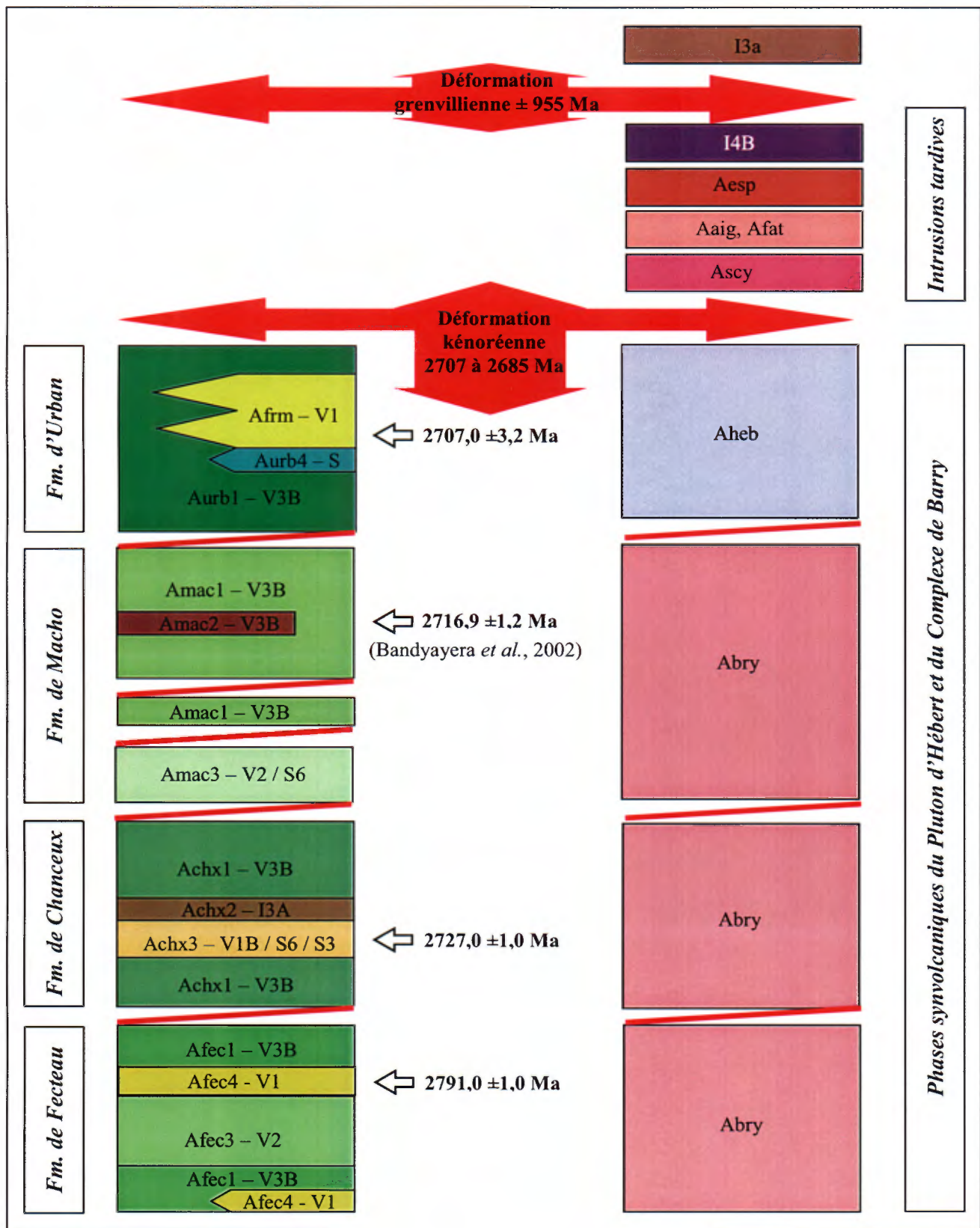


Figure 4 – Relations stratigraphiques schématiques des unités de la région du lac Hébert (SNRC 32G/03).

en quatre formations lithostratigraphiques : 1) la Formation de Fecteau ( $2791,0 \pm 1,0$  Ma); 2) la Formation de Chancaux ( $2727 \pm 1,0$  Ma); 3) la Formation de Macho (2717 Ma); et 4) la Formation d'Urban ( $2707 \pm 3,2$  Ma à  $2714 \pm 1,0$  Ma).

Le style tectonostratigraphique présenté dans ce chapitre est sensiblement différent de celui rapporté dans les travaux antérieurs (Bandyayera *et al.*, 2002 et 2003; Chown *et al.*, 1992), grâce aux nouvelles données géochronologiques et structurales recueillies au cours du présent projet de cartographie. L'agencement des principales unités est caractérisé par une série de blocs structuraux plus vieux du nord vers le sud, imbriqués par des failles inverses à composante dextre et à pendage vers le sud. Chacun des blocs structuraux délimité par ces failles a sa stratigraphie propre. Les implications de ce patron de relations structurales et stratigraphiques seront explorées plus à fond à la section « Discussion et conclusion ».

### **Formation de Fecteau (*Afec*)**

La Formation de Fecteau (*Afec*) est une nouvelle unité lithostratigraphique, limitée au nord par la Faille Barry et au sud, par le Complexe de Barry (*Abry*) et la Province de Grenville. Elle s'étend sur 22 km de longueur et 9 km de largeur, et elle comprend les roches archéennes de la partie sud-est du secteur cartographié. La localité type de l'unité *Afec* se trouve au NE du lac Fecteau, un secteur d'accès plutôt difficile. Des coupes de bonne qualité et d'accès facile sont exposées le long des chemins forestiers à l'ouest du lac Narcisse et dans les chemins forestiers avoisinants. Le sommet stratigraphique indiqué par la géométrie des coussins, les changements de direction de la schistosité régionale  $S_2$  et du grain magnétique régional confirment la présence de plis régionaux  $P_3$  dans la Formation de Fecteau. Les roches volcaniques de la Formation de Fecteau ont été subdivisées en cinq unités lithostratigraphiques : 1) une unité de basalte (*Afec1*); 2) une unité de filon-couche de gabbro (*Afec2*); 3) une unité de tuf intermédiaire (*Afec3*); 4) une unité de tuf felsique (*Afec4*); et 5) une unité de métasédiments (*Afec5*). Toutes ces unités sont affectées par le plissement et le cisaillement associés à la Faille Barry, au Synclinal de Fecteau et à l'Anticlinal de Marceau.

#### *Unité de basalte (*Afec1*)*

L'unité de basalte (*Afec1*) représente environ 45 % de la surface de la Formation de Fecteau. Elle est bien exposée au nord des lacs Frank et Suzanne, et au sud du lac Narcisse. Elle est séparée du Front du Grenville par un dyke mafique orienté NNE-SSW. Le degré de métamorphisme augmente au fur et à mesure que l'on s'approche du Front du Grenville, en passant progressivement du faciès des schistes verts au faciès moyen des amphibolites.

L'unité *Afec1* se compose de basaltes massifs, coussinés ou bréchiques, généralement aphanitiques, typiquement carbonatés et épidotisés (photo 1 en annexe 1). L'unité

*Afec1* contient localement de minces niveaux de grès quartzeux et de mudstone. Certains horizons de basaltes sont vésiculaires à amygdalaires; les plus grandes concentrations de vésicules se retrouvent au sommet des coussins. Les faciès amygdalaires contiennent jusqu'à 20 % d'amygdules (quartz ou carbonates) mesurant 2 à 5 mm de diamètre. Les vésicules et les coussins sont légèrement allongés. Le rapport entre l'axe le plus long et l'axe le plus court est de 1,5 à 3.

Les basaltes de cette unité contiennent, localement, de la pyrite, de la chalcopyrite, de la magnétite et de l'ankérite. Les sulfures et les carbonates sont sous forme disséminée ou de veinules. Au contact avec le Complexe de Barry, les basaltes de la Formation de Fecteau sont localement coupés par des apophyses de tonalite ou des dykes felsiques. L'unité *Afec1* est généralement peu déformée et typiquement coupée par une schistosité faiblement pénétrative. Le basalte est de couleur vert pâle en cassure fraîche et gris verdâtre en surface altérée. Les fragments de laves bréchiques sont anguleux, subanguleux ou amiboïdes. Leur taille varie de quelques millimètres à quelques centimètres pour l'axe le plus long. Les basaltes coussinés alternent avec des basaltes massifs. Les bordures de coussins ou de laves sont souvent coupées par des veines de quartz  $\pm$  carbonates  $\pm$  sulfures. Les coussins sont allongés, étirés et aplatis. Ils atteignent 2,5 m de longueur et 60 cm d'épaisseur. L'analyse de la géométrie des coussins a permis, à plusieurs endroits, de déterminer le sommet stratigraphique de la séquence basaltique. Elle est basée sur la présence de pédoncules, de chambres de quartz et sur la concentration d'amygdules au sommet des coussins (voir la section « Géologie structurale »).

Au Front du Grenville, l'unité *Afec1* est formée de basaltes amphibolitisés, massifs à coussinés et à grenat  $\pm$  carbonates, et d'amphibolites à grenat, localement rubanées. Le grenat (2 à 30 %; 1 à 3 cm de diamètre) est disséminé dans tous les niveaux amphibolitisés. Les amphibolites sont constituées de 30 à 50 % de plagioclase, de 50 à 70 % d'amphibole et, localement, de 30 à 60 % de gros cristaux d'amphibole (0,3 à 2 cm de diamètre).

#### *Unité de filon-couche de gabbro (*Afec2*)*

L'unité de filon-couche de gabbro (*Afec2*) représente moins de 1 % de la Formation de Fecteau. Elle affleure au nord-est du lac Narcisse (figure 2 et cartes hors texte). Elle est observée à différents niveaux stratigraphiques au sein de l'unité de basalte (*Afec1*). Elle consiste en petits corps lenticulaires de gabbro localement pyroxénitiques dont l'épaisseur varie de quelques mètres à une centaine de mètres. La couleur du gabbro varie de vert pâle à vert foncé en cassure fraîche et de vert pâle à gris verdâtre en surface altérée. Le gabbro est généralement équigranulaire et moyennement à finement grenu avec, localement, une texture subophitique distinctive. En lames minces, on observe que les gabbros sont généralement formés d'actinote, de

trémolite, de plagioclase saussuritisé et de carbonates. Les minéraux accessoires les plus communs sont la biotite, l'épidote, la magnétite, la titanite, la pyrite et le quartz.

#### *Unité de tuf intermédiaire (Afec3)*

L'unité de tuf intermédiaire (*Afec3*) représente environ 40 % de la surface de la Formation de Fecteau. Elle affleure abondamment dans le secteur du lac Narcisse et au sud-est de la Faille de la Concession (figure 2 et cartes hors texte). Elle s'étend sur plus de 8 km de longueur et son épaisseur atteint 3 km. La roche est gris clair à blanchâtre en surface altérée et gris moyen en cassure fraîche. L'unité *Afec3* se compose de tufs à cristaux, de tufs à lapilli, de tufs à lapilli et à blocs, de tufs à blocs et à lapilli (photos 2 et 3 en annexe 1). Les fragments forment jusqu'à 80 % de la roche. Ils mesurent en moyenne de 2 à 5 cm de longueur. Cependant, 10 % d'entre eux mesurent de 15 à 45 cm de longueur, et de 6 à 20 cm de largeur. Des mégablocs (1 %) de 50 à 80 cm de longueur et de 20 à 40 cm de largeur sont également observés. Les fragments sont monogéniques à polygéniques, étirés et arrondis à subarrondis. L'étirement des fragments et des grains montre, par endroits, une linéation minérale et une linéation d'étirement sur le même affleurement (photo 3 en annexe 1). Les fragments porphyriques, de composition andésitique, forment jusqu'à 60 % de l'unité *Afec3*. La proportion des fragments felsiques varie de 0 à 50 %, celle des fragments intermédiaires de 30 à 80 % et celle des fragments mafiques de 5 à 30 % de la roche. Ils sont localement supportés par la matrice. Celle-ci est également riche en amphibole ± grenat ± biotite ± tourmaline. Elle peut contenir jusqu'à 40 % de phénocristaux de plagioclase, de dimensions millimétriques.

L'unité *Afec3* contient également, en moindres proportions, des niveaux coussinés, massifs ou bréchiés de basalte, de basalte andésitique et d'andésite, d'épaisseur métrique à décimétrique. Ces laves alternent avec les niveaux tufacés. Elles sont moyennement grenues, vésiculaires (0 à 20 %) et riches en hornblende (1 à 10 %), en grenat (2 à 30 %) et en carbonates (10 %). Elles sont de couleur grisâtre à gris blanchâtre en surface altérée et gris verdâtre en cassure fraîche. Les vésicules sont étirées et remplies par de la calcite ou du quartz. Les coussins atteignent 2 m de longueur et 50 cm d'épaisseur. On observe, par endroits, des horizons lenticulaires de laves ou de tufs felsiques, dont les épaisseurs ne dépassent pas une dizaine de mètres. Le tuf intermédiaire est fortement carbonaté, séricitisé et silicifié. À l'est de la Faille de la Concession, l'unité *Afec3* est fortement amphibolitisée. La roche contient de 10 à 20 % de hornblende et de 20 à 40 % de grenat.

#### *Unité de tuf felsique (Afec4)*

L'unité de tuf felsique (*Afec4*) constitue 15 % de la Formation de Fecteau. Les affleurements les plus représentatifs de l'unité se trouvent à l'est du lac Fecteau et à 2 km au nord

du lac Suzanne. L'unité *Afec4* est formée de lentilles de 2 à 4 km de longueur et d'une dizaine de mètres à 500 mètres d'épaisseur.

L'unité *Afec4* est constituée de tufs à lapilli, de tufs à lapilli et à blocs, monogéniques à polygéniques, ankéritisés, séricitisés et chloritisés, de composition rhyodacitique à rhyolitique. Les blocs constituent, localement, jusqu'à 40 % de la roche. Tous les fragments sont étirés dans des proportions de 10 à 1. La roche contient, par endroits, de la pyrite (0 à 5 %) et de la magnétite (1 à 10 %) fortement disséminées. Les tufs à lapilli contiennent de 1 à 10 % de phénocristaux de quartz gris (5 mm de diamètre) et 3 % de chlorite noire sous forme de veinules. La matrice est chloritisée et carbonatée. La patine d'altération de ces tufs felsiques est pâle et similaire à celle des volcanoclastites intermédiaires.

À l'est de la Faille de la Concession, l'unité *Afec4* est fortement cisailée et laminée. Elle contient des alternances de lits mafiques amphibolitisés, à grenat (2 à 15 %) et à magnétite (0 à 10 %), avec des tufs felsiques laminaires à phénocristaux de quartz. Les niveaux felsiques se caractérisent par la présence de lamines à sillimanite ou kyanite aciculaire et de lamines à staurotide, suggérant un métamorphisme à haute température et à basse pression.

Des niveaux de laves rhyolitiques porphyriques ont été observés dans les horizons tufacés au nord du lac Suzanne. Ces laves contiennent 30 % de phénocristaux de quartz bleu, 40 % de petits phénocristaux de plagioclase et 5 % de magnétite. La rhyolite est ankéritisée, séricitisée, chloritisée et fortement cisailée. Elle est de couleur gris blanchâtre en surface altérée et gris verdâtre en cassure fraîche. L'unité *Afec4* contient, localement, des enclaves ou des niveaux de basaltes ou de tufs intermédiaires, formant jusqu'à 5 % du volume de la roche.

#### *Unité de métasédiments (Afec5)*

De petites lentilles de métasédiments (*Afec5*) sont observées à différents niveaux stratigraphiques au sein de l'unité de basalte aphyrique (*Afec1*). Leur épaisseur atteint rarement 100 m, tandis que leur extension est inférieure à 1 km. L'unité *Afec5* est formée de wacke et de grès, localement stratifiés et, par endroits, cisailés et schisteux. À l'est de la Faille de la Concession, ces métasédiments sont métamorphisés au faciès des amphibolites. Ils contiennent, dans des proportions variables, de la biotite (1 à 30 %), du quartz (20 à 60 %), du plagioclase (10 à 50 %), de la hornblende (5 à 15 %) et de l'épidote (1 à 5 %).

#### *Formation de Chanceux (Achx)*

La Formation de Chanceux (*Achx*) est une nouvelle unité lithostratigraphique qui correspond à la séquence volcanosédimentaire située entre les failles Barry et Lacroix (figure 2 et cartes hors texte). Elle forme un bloc structural qui se distingue par son degré élevé de déformation, marqué par la superposition d'au moins trois systèmes de plis et par

l'importance du cisaillement dans l'entièreté du bloc structural. La Formation de Chanceux (*Achx*) est bien exposée à l'ouest du lac Chanceux. Toutes les unités exposées dans ce secteur sont fortement affectées par le plissement et le cisaillement associés à la Faille Barry et au Synclinal de Chanceux (photo 4 en annexe 1). Nous subdivisons la Formation de Chanceux (*Achx*) en trois unités lithostratigraphiques : 1) une unité de basalte (*Achx1*); 2) une unité de filon-couche de gabbro (*Achx2*); et 3) une unité de tuf felsique (*Achx3*).

#### *Unité de basalte (Achx1)*

L'unité *Achx1* représente 70 % de la Formation de Chanceux. Elle est constituée de basaltes massifs à coussinés généralement aphyriques, fortement déformés. Elle a une épaisseur apparente de 2 km et elle s'étend sur 6 à 7 km. Le basalte est typiquement aphanitique, localement porphyrique (1 à 15 % de phénocristaux de plagioclase) ou vésiculaire (2 à 10 %). Les phénocristaux sont généralement prismatiques et rarement arrondis, mesurant moins d'un centimètre de longueur. Ils ne ressemblent en rien aux gloméroporphyrés des basaltes de la Formation d'Urban (*Aurb1*). L'unité de basalte (*Achx1*) est présente de part et d'autre de l'unité de tufs felsiques (*Achx3*), ses contacts avec cette unité sont toujours nets et abrupts. Dans la zone de contact avec la Faille Barry, le basalte est mylonitique, schisteux et marqué par un clivage de crénulation.

Le basalte est typiquement ankérisé, épidotisé, chloritisé et contient localement de la pyrite, de la fuchsite et de la magnétite. Par endroits, on observe des réseaux de veines de quartz - carbonates ± pyrite, contenant des valeurs anormales en Au et en Ag. Ces veines sont souvent boudinées, cisailées, démembrées et transposées dans les plans de la schistosité régionale E-W.

L'examen pétrographique de ces basaltes permet de constater que leur minéralogie est dominée par l'assemblage de minéraux d'altération. On note des carbonates (20 à 70 %), du quartz (5 à 20 %), du plagioclase séricitisé (20 à 50 %), de la chlorite (5 à 15 %) et de l'épidote (1 à 5 %). Les carbonates remplacent le plagioclase ou se présentent sous forme de veinules. Le quartz est omniprésent, sous forme de veinules ou de grains disséminés, étirés et subarrondis. Dans les zones cisailées, le basalte est transformé en schiste à chlorite - carbonates.

Au contact avec la Faille Barry, l'unité *Achx1* est coupée par des dykes felsiques finement à moyennement grenus, fortement fracturés, de couleur blanc clair en surface altérée et beige moyen en cassure fraîche.

#### *Unité de filon-couche de gabbro (Achx2)*

L'unité de filon-couche de gabbro (*Achx2*) forme 5 % de la Formation de Chanceux. Elle affleure au sud-est et au sud-ouest du lac Chanceux. L'extension de l'unité *Achx2* est

facilement circonscrite grâce à sa signature magnétique fortement positive (figure 3). Le filon-couche de gabbro (*Achx2*) cartographié est plissé. Il se retrouve sur les flancs nord et sud du Synclinal de Chanceux. Le gabbro est très homogène, massif, moyennement à grossièrement grenu, localement cisailé et à texture ophitique. Il contient, par endroits, de 2 à 5 % de quartz bleu. Il est de couleur gris verdâtre en surface altérée et verdâtre en cassure fraîche.

En lames minces, le gabbro de l'unité *Achx2* est constitué de hornblende bleue ou verte (50 à 70 %), de plagioclase séricitisé ou chloritisé (30 à 50 %), de quartz (2 à 10 %) et de carbonates (1 à 3 %). Les minéraux accessoires sont l'épidote et les minéraux opaques. Le quartz est localement pœcilitique et englobe du pyroxène amphibolitisé. La hornblende est le produit métamorphique du pyroxène.

#### *Unité de tuf felsique et de mudstone (Achx3)*

Le tuf felsique interstratifié avec le mudstone (unité *Achx3*) forme l'unité la plus déformée et la plus affleurante de la Formation de Chanceux, à l'ouest du lac Chanceux (photo 4 en annexe 1). Elle représente 25 % de la Formation de Chanceux. À l'est du lac Chanceux, la compilation des travaux de forage des compagnies Mines Camchib inc. (Duplessis et Guimond, 1984; Houle et Houle, 1984) et Southwest Potash Corporation (Gallagher et Londry, 1965) a permis de prolonger jusqu'à 5 km l'extension de l'unité *Achx3*. Son épaisseur apparente maximale est de 800 m. On observe de fortes anomalies de type *Input* localisées sur la limite nord de l'unité *Achx3*, au contact avec les basaltes de l'unité *Achx1* ou avec la Faille Barry. En affleurement, le contact entre les tufs de l'unité *Achx3* et le basalte de l'unité *Achx1* est net et abrupt.

L'unité *Achx3* se compose d'alternances de lits de tufs fins, de tufs à lapilli, de tufs à lapilli et à blocs, de tufs à blocs et à lapilli, avec des mudstones noirs graphiteux et des grauweekes. Les épaisseurs de lits varient de millimétriques à centimétriques. L'unité *Achx3* contient, en moindres proportions, des niveaux de lave rhyolitique gris blanchâtre à phénocristaux de quartz bleu. On observe également dans la séquence des tufs, des niveaux de basaltes massifs ou coussinés, fortement ankérisés. Toute l'unité *Achx3* est coupée par des veines de quartz bleu ou gris. Les différents faciès de tufs sont essentiellement de composition rhyolitique et représentent 70 % de l'unité *Achx3*. Ils contiennent de 1 à 20 % de phénocristaux de quartz bleu ou gris, mesurant en moyenne 5 mm de diamètre. Les tufs sont typiquement séricitisés, chloritisés, épidotisés et carbonatés. Ils contiennent localement de 1 à 5 % de tourmaline, de 1 à 5 % de pyrite, de 0 à 3 % de fuchsite et de 2 à 15 % d'ankérite. Les tufs à lapilli contiennent un matériel fin brunâtre à verdâtre qui semble correspondre à une forte altération en séricite et en chlorite noire. Les lapilli et les blocs identifiés dans la séquence tufacée sont polygéniques et d'origine volcanique. Les fragments (2 mm à 15 cm de diamètre) sont

subanguleux à arrondis, généralement étirés. Le faciès de tuf à blocs (photo 5 en annexe 1) peut présenter une ressemblance superficielle avec un conglomérat, mais l'association spatiale étroite avec des rhyolites, la provenance exclusivement volcanique des fragments et l'absence de schistosité antérieure dans les clastes de roches volcaniques nous font préférer une origine volcanoclastique. Les tufs et les mudstones sont, par endroits, laminaires et granoclassés, permettant localement de déduire la polarité. Ils présentent une base massive à grains moyens, de couleur beige, et un sommet à grains fins, schisteux, à patine d'altération noire. La schistosité régionale et le clivage de crénulation sont mieux développés dans la partie sommitale des mudstones.

Les mudstones ne forment que 30 % de l'unité *Achx3*. Ils sont typiquement laminaires et de couleur noire. Ils se caractérisent également par un fort développement d'un clivage de crénulation. Les mudstones sont généralement pyritisés, dolomités ou graphiteux. La pyrite (jusqu'à 5 %) se présente sous forme disséminée.

Dans les sondages de Descarreaux (2002), la séquence des tufs contient également des wackes argileux d'épaisseur métrique à décimétrique. La roche est de couleur brunâtre ou grisâtre, finement litée ou rubanée (bandes millimétriques à centimétriques) et coupée, par endroits, par des veinules de quartz déformées. En lames minces, le wacke est constitué de grains feldspathiques granoblastiques, de carbonates et de sulfures sous forme de lamines ou finement disséminés. La roche contient également de 5 à 10 % de chloritoïde porphyroblastique.

L'examen pétrographique des tufs felsiques montre qu'ils sont constitués de plagioclase (20 à 40 %), de quartz (20 à 60 %), de séricite ± muscovite (20 à 50 %), de carbonates (20 à 40 %) et de chloritoïde (5 à 40 %). Ces tufs felsiques sont porphyriques, porphyroblastiques ou granoblastiques. La matrice est finement grenue, quartzofeldspathique et fortement altérée en séricite, en chlorite et en carbonates. Le plagioclase et le quartz se trouvent sous forme de phénocristaux ou de fragments anguleux, subanguleux à arrondis. Les phénocristaux de quartz sont, par endroits, profondément corrodés par la matrice et présentent des structures de résorption qu'on n'observe nulle part dans les sédiments adjacents. La concentration en minéraux opaques est de 30 % dans les lamines riches en séricite, de 10 % dans les lamines riches en quartz-carbonates et moins de 5 % dans les autres lamines ou rubans riches en quartz. Les rubans ou lamines riches en séricite sont également les plus riches en chloritoïde. Le chloritoïde se présente en cristaux idiomorphes de forme prismatique, en baguettes disséminées ou en rosettes qui coupent la schistosité principale  $S_2$  et le clivage de crénulation  $S_1$ . Leur apparition est postcinématique, postérieure au plissement de la schistosité principale. La proportion de chloritoïde atteint localement 50 % dans certaines lamines riches en séricite. On considère souvent que les protolithes des schistes à chloritoïde sont des métasédiments (Allard, 1988). Cependant, les meilleures

occurrences de chloritoïde sont observées dans les séquences de roches volcaniques felsiques auxquelles sont associés des camps miniers de sulfures massifs volcanogènes (Allard, 1988).

#### *Unité de volcanites et de métasédiments indifférenciés; intrusions mafiques (Achx)*

La partie est de la Formation de Chanceux, située entre les failles Ranan et Lacroix, n'affleure pas. Les roches de ce secteur ont été regroupées sous l'unité de volcanites et de métasédiments indifférenciés, injectée localement d'intrusions mafiques, grâce aux fortes similitudes entre sa signature magnétique et celle des unités volcanosédimentaires identifiées à l'ouest de la Faille Ranan (figure 3). Le seul affleurement du secteur montre des roches volcaniques intensément altérées en carbonates en association avec des roches intrusives alcalines (carbonatite et/ou syénite). Le patron complexe de l'unité *Achx* (figure 2 et cartes hors texte; figure 3) est basé uniquement sur l'interprétation de la signature du gradient magnétique vertical, indiquant que cette unité est affectée, au même niveau que les unités *Achx1*, *Achx2* et *Achx3*, par des plis P2, P3 et P4.

#### *Formation de Macho (Amac)*

La Formation de Macho (*Amac*) a été définie la première fois dans la région du lac Picquet (SNRC 32G/04; Bandyayera *et al.*, 2002) située à l'ouest de la région cartographiée. Elle se caractérise par la présence de basaltes typiquement aphyriques et par l'abondance des roches volcaniques felsiques tels les membres de Windfall et de Rouleau.

Dans la région du lac Hébert, la Formation de Macho (*Amac*) est confinée à deux blocs structuraux contigus limités du nord au sud par les failles Milner, Rouleau, Saint-Cyr et Barry. Le Synclinal d'Urban, qui plisse régionalement la Formation de Macho dans la région du lac Picquet, se prolonge vers l'est dans le bloc structural nord jusqu'à l'intersection des failles Milner et Rouleau. Au nord, la Formation de Macho (*Amac*) est juxtaposée à la Formation d'Urban (*Aurb*) par la Faille Milner. Au sud, la Formation de Macho (*Amac*) est séparée à la Formation de Chanceux (*Achx*), du Complexe de Barry (*Abry*) et de la Formation de Fecteau (*Afec*) par la Faille Barry (figure 2 et cartes hors texte).

Dans la région du lac Picquet, la Formation de Macho (*Amac*) a été subdivisée en cinq unités lithostratigraphiques (Bandyayera *et al.*, 2002) : 1) une unité de basalte aphyrique (*Amac1*); 2) une unité de filon-couche de gabbro (*Amac2*); 3) une unité de tuf intermédiaire (*Amac3*); 4) une unité de roches volcaniques et volcanoclastiques felsiques (*Amac4*); et 5) une unité de métasédiments (*Amac5*). Ces mêmes unités ont été reconnues dans la région du lac Hébert. Cependant, les roches volcaniques felsiques de l'unité *Amac4* et les métasédiments de l'unité *Amac5* forment des niveaux trop minces et discontinus pour apparaître sur une carte à l'échelle 1 : 50 000.



### *Unité de basalte aphyrique (Amac1)*

L'unité de basalte aphyrique (*Amac1*) affleure à l'ouest de la région du lac Hébert (SNRC 32G/03). Elle représente 95 % du bloc structural bordé par les failles Milner et Saint-Cyr (figure 2 et cartes hors texte). Dans la région cartographiée, ce bloc structural de 12 km de longueur par 4 km de largeur se termine à l'intersection de ces deux failles bordières près de la rivière de l'Aigle.

L'unité *Amac1* se compose de basalte coussiné (photo 6 en annexe 1) ou massif, peu ou pas déformé, ainsi que de niveaux de basalte andésitique massif, bréchique et, par endroits, coussiné. La roche est de couleur vert pâle en cassure fraîche, grisâtre à gris verdâtre en surface altérée. Le basalte andésitique contient, localement, de 1 à 15 % de phénocristaux de plagioclase. Les laves basaltiques sont typiquement carbonatées et épidotisées. L'unité *Amac1* contient, par endroits, des veines de quartz ± séricite ± pyrite. Des coussins de basalte aphyrique (les dimensions maximales des coussins sont de 2 m de longueur et 60 cm de largeur) affleurant de part et d'autre de la projection du Synclinal d'Urban dans l'unité *Amac1* indiquent des sommets stratigraphiques convergents, confirmant l'extension du Synclinal d'Urban de la région du lac Picquet (Bandyayera *et al.*, 2002) à la région du lac Hébert.

### *Unité de filon-couche de gabbro (Amac2)*

L'unité de filon-couche de gabbro (*Amac2*) n'est pas affleurante dans la région cartographiée. Elle est rapportée dans les sondages de Ressources Aur inc. à l'ouest de la rivière Saint-Cyr (Lapointe, 1999), et elle est associée à une signature géophysique caractérisée par des anomalies magnétiques positives. L'unité *Amac2* est formée de filons-couches discontinus de gabbro massif; on retrouve ces filons-couches à différents niveaux au sein des unités *Amac1* et *Amac3*. Les niveaux de filons-couches de gabbro présents sur la trace axiale du Synclinal d'Urban, sont plissés. Le gabbro est moyennement à grossièrement grenu, de couleur vert grisâtre en cassure fraîche et vert bleuâtre en surface altérée.

### *Unité de tuf intermédiaire, d'andésite, de basalte andésitique et de basalte (Amac3)*

L'unité *Amac3* se retrouve exclusivement dans un bloc structural limité, au nord, par la Faille Saint-Cyr et, au sud, par la Faille Barry. Elle est formée d'une alternance de plusieurs horizons de tuf intermédiaire (70 %), d'andésite (5 %), de basalte andésitique (15 %) et de basalte (10 %), d'épaisseur décimétrique à hectométrique. Tous ces horizons sont, localement, coupés par des veines ou veinules de quartz ± carbonate ± sulfures. Le contact entre le tuf intermédiaire et la lave andésitique ou basaltique est souvent abrupt ou cisailé; il est typiquement rouillé et contient de 30 à 50 % de grenat. Le tuf intermédiaire est de couleur grisâtre en

cassure fraîche et gris blanchâtre en surface altérée; il se compose de tuf à blocs et à lapilli, de tufs à lapilli et à blocs, et de tufs fins. Les blocs (7 à 30 cm de diamètre) et les lapilli (5 mm à 6 cm de diamètre) forment de 40 à 70 % de la roche. Les fragments sont monogéniques à polygéniques, de composition intermédiaire à mafique, localement felsique; ils sont généralement écrasés et étirés dans des rapports de 2 : 1 à 5 : 1. La matrice est riche en amphibole ± grenat ± biotite; sa composition est typiquement intermédiaire. Le basalte andésitique et le basalte sont massifs, coussinés ou bréchiques, moyennement grenus, riches en amphibole et grenat. Ils sont de couleur gris verdâtre au centre des coussins et vert foncé en bordure des coussins. Le grenat se concentre préférentiellement dans les espaces entre les coussins ou entre les fragments. L'apparition du grenat commence en bordure des coussins ou des coulées et s'étend progressivement vers l'intérieur du faciès donné. Les faciès basaltiques déformés sont les plus riches en grenat (jusqu'à 30 %). Des sulfures disséminés ou massifs sont également observés en bordure des coussins. Leur pourcentage est directement proportionnel à celui du grenat. Les coussins sont généralement aplatis et allongés. Ils mesurent jusqu'à 3 m de longueur et 50 cm de largeur. Le basalte andésitique contient, localement, de 5 à 10 % de phénocristaux de plagioclase.

L'unité *Amac3* contient, localement, des lentilles de volcanoclastites felsiques. Celles-ci sont constituées de tuf à blocs et lapilli ou de tuf à lapilli et à blocs, monogéniques à polygéniques. Certains blocs sont porphyriques en plagioclase. Les fragments forment 40 à 80 % de la roche. Ils sont majoritairement subarrondis. Leur taille varie de 10 à 30 cm pour les blocs, et 5 mm à 5 cm pour les lapilli. La matrice est finement grenue et amphibolitisée.

### *Formation d'Urban (Aurb)*

La Formation d'Urban (*Aurb*) a été décrite pour la première fois dans la région du lac Picquet (SNRC 32G/04; Bandyayera *et al.*, 2002), située à l'ouest de la région cartographiée. Elle désigne une unité de basaltes massifs ou coussinés, contenant de 3 à 60 % d'agrégats gloméroporphyriques de plagioclase mesurant de 0,1 à 5,0 cm sur l'axe le plus long et baignant dans une matrice aphanitique. Dans la région cartographiée, la Formation d'Urban (*Aurb*) couvre le tiers de la Ceinture d'Urban-Barry (figure 2 et cartes hors texte). Elle s'étend sur 36 km de longueur et son épaisseur apparente varie de 8 à 10 km. Elle est bordée au nord par le Pluton d'Hébert (*Aheb*) dont elle est séparée par la limite nord de la Zone de déformation d'Urban (ZDU). Au sud, la Formation d'Urban (*Aurb*) est séparée de la Formation de Macho (*Amac*) par la Faille Milner, reconnue plus à l'ouest dans la région du lac Picquet (SNRC 32G/04; Bandyayera *et al.*, 2002; Milner, 1943). Au contact avec le Pluton d'Hébert, les roches de la Formation d'Urban (*Aurb*) sont fortement amphibolitisées, schisteuses et, par endroits, mylonitiques. À l'ouest du lac Sylvie, le contact est injecté de granodiorite

et de pegmatite très peu déformées. Des enclaves de basaltes glomérophyriques sont également observées dans le Pluton d'Hébert (*Aheb*).

La Formation d'Urban (*Aurb*) comprend trois unités lithostratigraphiques : 1) le basalte glomérophyrique (*Aurb1*); 2) les métasédiments (*Aurb4*); et 3) le Membre de Freeman (*Afrm*).

#### *Unité de basalte glomérophyrique (Aurb1)*

L'unité de basalte glomérophyrique (*Aurb1*) est une unité repère, tracée en continuité stratigraphique, d'ouest en est, sur toute la longueur de la Ceinture d'Urban-Barry. Au milieu du feuillet 32G/03 (figure 2 et cartes hors texte), cette unité représente environ 60 % de la Formation d'Urban. L'unité *Aurb1* se compose de coulées de laves basaltiques essentiellement glomérophyriques, massives à coussinées, localement bréchiques, d'épaisseur décamétrique. Le basalte glomérophyrique est de couleur vert pâle à vert foncé en cassure fraîche et vert pâle à gris verdâtre en surface altérée. Il contient de 1 à 50 % de phénocristaux de plagioclase idiomorphes, prismatiques ou arrondis, mesurant de 0,1 à 5,0 cm sur l'axe le plus long et baignant dans une matrice finement grenue (photo 7 en annexe 1). La distribution des plagioclases est souvent aléatoire. Dans certains cas, la partie sommitale d'une coulée de lave est plus riche en plagioclase que sa base. Dans les laves glomérophyriques coussinées, on observe des phénocristaux de plagioclase à la fois à l'intérieur des coussins, au sein des zones de bordure de refroidissement et dans les espaces intercoussins constitués de laves hyaloclastiques. Certaines laves coussinées contiennent des phénocristaux de plagioclase uniquement dans les espaces intercoussins. Les coussins mesurent de 50 cm à 2 m de longueur et de 1 cm à 60 cm de largeur. Dans les laves massives, on observe occasionnellement des niveaux (d'épaisseur < 1 m) plus enrichis que d'autres en plagioclase. L'unité *Aurb1* comprend aussi les laves aphyriques coussinées, massives et bréchiques, interstratifiées avec les laves glomérophyriques et d'une épaisseur variant de 2 à 10 mètres. Les laves aphyriques sont souvent vésiculaires ou amygdalaires (5 %). Le quartz, les carbonates, l'épidote et la chlorite sont les minéraux qui remplissent le plus souvent les amygdales. Les basaltes de l'unité *Aurb1* sont de couleur vert pâle à vert foncé en surface fraîche et vert pâle à gris verdâtre en surface altérée. Ils sont souvent carbonatés, chloritisés et silicifiés. On note, par endroits, des veines de quartz ± carbonate ± tourmaline ± épidote ± pyrite, pouvant atteindre quelques centimètres d'épaisseur. En lames minces, les basaltes de l'unité *Aurb1* sont constitués d'actinote aciculaire, de hornblende, de plagioclase, de carbonates, de chlorite, de quartz et d'épidote. La biotite, le quartz, le sphène, la magnétite et la pyrite sont les minéraux accessoires les plus communs.

L'unité *Aurb1* est presque totalement située dans la Zone de déformation d'Urban, caractérisée par une schistosité

pénétrative subverticale orientée E-W. Les coussins sont fortement aplatis, étirés, transposés et cisailés (photo 8 en annexe 1). L'allongement des objets géologiques varie de 1/5 à 1/20. Les glomérophyres sont également, par endroits, aplatis, étirés et allongés. Localement, on observe de nombreux petits plis isoclinaux, des niveaux fortement crénelés et des *kinks*. Dans la zone de contact avec le Pluton d'Hébert, les basaltes sont généralement recristallisés et amphibolitisés, schisteux ou rubanés. Dans le secteur au sud du Pluton d'Espinay, les basaltes sont mylonitiques, schisteux et, par endroits, crénelés.

La morphologie des coussins non déformés indique systématiquement des polarités vers le sud. Le sommet stratigraphique vers le sud est également indiqué par les lits entrecroisés dans de petits horizons de métasédiments. Ceux-ci sont observés à différents niveaux stratigraphiques du basalte glomérophyrique. De façon générale, l'unité *Aurb1* présente une homogénéité lithologique et structurale qui suggère une séquence homoclinale délimitée, au nord, par le Pluton d'Hébert et, au sud, par la Faille Milner.

#### *Unité de métasédiments (Aurb4)*

Dans la région du lac Picquet située à l'ouest du secteur cartographié, les métasédiments (*Aurb4*), quoiqu'observés à différents endroits, ne formaient pas une unité cartographique à l'échelle 1 : 50 000. Dans la région du lac Hébert, l'unité *Aurb4* affleure au nord du lac Annette et à l'est du lac Marie, au sommet du basalte glomérophyrique (*Aurb1*). Son épaisseur apparente varie de 50 m à 1 km. Les métasédiments sont formés de wacke, de grès et de mudrock. Il s'agit de roches typiquement laminaires, localement granoclassées, contenant de 5 à 30 % de biotite, de 1 à 20 % de grenat et de 1 à 10 % de magnétite. Les lits possèdent une épaisseur millimétrique à centimétrique. Les grès sont caractérisés par une alternance de bandes riches en biotite (10 à 30 %) ou en quartz (40 à 60 %). Les horizons les plus grenatifères sont ceux qui contiennent plus de minéraux mafiques. Les métasédiments contiennent des niveaux ou des enclaves de basalte glomérophyrique massif à coussiné, d'amphibolite à grenat, de tufs à blocs et à lapilli. Le grenat (1 à 15 %) se trouve généralement dans les espaces intercoussins ou entre les blocs. Au contact entre les métasédiments et les basaltes, on observe souvent des niveaux minéralisés en pyrrhotite ± pyrite ± chalcopyrite ± magnétite d'épaisseur centimétrique à métrique.

L'unité *Aurb4* est déformée et cisailée. Elle est coupée par la Zone de déformation d'Urban. Le litage observé à plusieurs endroits est transposé par la schistosité régionale E-W. Les veines de quartz sont souvent boudinées et démembrées.

#### *Membre de Freeman (Afrm)*

Le Membre de Freeman (*Afrm*) est une nouvelle unité stratigraphique interstratifiée avec les basaltes gloméro-

porphyriques (*Aurb1*) et située stratigraphiquement au-dessus des métasédiments (*Aurb4*) de la Formation d'Urban. Elle est séparée de la Formation de Macho par la Faille Milner et représente environ 40 % de la Formation d'Urban. Le Membre de Freeman (*Afrm*) s'étend sur 25 km de longueur et 4 km de largeur. Les affleurements les plus représentatifs de l'unité *Afrm* sont situés au nord du lac Freeman et aux abords du lac de l'Île Rocheuse (figure 2 et cartes hors texte). La présence de roches volcaniques felsiques dans ce secteur est rapportée pour la première fois par Shell Canada Ltée (Côté *et al.*, 1977). En 1989, les travaux d'exploration effectués par SOQUEM confirment la continuité de pyroclastites felsiques entre les lacs Freeman et Buteux (Racine, 1989).

Nos travaux indiquent que l'unité *Afrm* comprend des alternances de tufs à lapilli et à blocs, de tufs à blocs et à lapilli, de tufs à cristaux et de tufs fins à patine d'altération blanche et à cassure fraîche grisâtre. Leur composition est essentiellement rhyodacitique et, par endroits, rhyolitique. Des niveaux de tufs andésitiques sont observés au nord du lac de l'Île Rocheuse. Les tufs à lapilli et à blocs ainsi que les tufs à blocs et à lapilli sont typiquement monogéniques, quoique localement polygéniques (photo 9 en annexe 1). Ils contiennent de 20 à 80 % de fragments felsiques, de 1 à 10 % de fragments mafiques à intermédiaires et de 10 à 80 % de matrice. Les blocs et les lapilli sont à grains fins. Ils peuvent contenir de 2 à 10 % de phénocristaux de quartz bleu ou gris et de 2 à 20 % de phénocristaux de feldspath. Tous les fragments sont légèrement à fortement aplatis, subarrondis ou étirés (photo 9 en annexe 1). Leurs dimensions atteignent 35 cm pour l'axe long et 5 cm pour l'axe court. Les tufs à cristaux et les tufs fins (tufs à cendres) sont typiquement laminaires. Par endroits, le sommet stratigraphique vers le sud est indiqué par des laminations entrecroisées ou par le granoclassement qui représentent des textures bien préservées et couramment observées dans les tufs fins à l'ouest du lac à l'Île Rocheuse. Les tufs à cristaux contiennent de 1 à 15 % d'yeux de quartz bleu (1 à 5 mm de diamètre) et de 5 à 40 % de phénocristaux de plagioclase (1 à 8 mm de diamètre). Il est possible que certains tufs à cristaux soient en réalité des dykes porphyriques, puisque les structures primaires sont fréquemment oblitérées par la schistosité régionale  $S_2$  très pénétrative. L'assemblage ankérite  $\pm$  tourmaline  $\pm$  grenat  $\pm$  magnétite est souvent observé dans les tufs fins et à cristaux et, localement, dans la matrice. Toutes ces roches sont chloritisées et séricitisées. Leur composition varie de rhyodacitique à rhyolitique. Les tufs felsiques laminaires sont de couleur blanchâtre en surface altérée et grise en cassure fraîche. Ils contiennent, par endroits, des niveaux mafiques, des horizons de wacke lithique et des lits d'argilites plus ou moins graphiteuses, d'épaisseur millimétrique à centimétrique. La pyrite fine est régulièrement observée dans les plans de schistosité ou disséminée dans les couches de tufs felsiques. Les niveaux mafiques sont caractérisés par la présence de 2 à 10 % de grenat, de 10 à 15 % d'amphibole et de 1 à 5 % de pyrite. Localement, les niveaux mafiques grenatifères coupent la

stratification. Il s'agit de sills de gabbro fortement altéré en carbonates. L'unité *Afrm* est également coupée, à différents niveaux, par des veines de quartz  $\pm$  tourmaline  $\pm$  pyrite.

Au contact avec la Zone de déformation d'Urban, l'unité *Afrm* est fortement cisailée, schisteuse ou mylonitisée. Les fragments sont fortement étirés et arrondis dans des proportions pouvant atteindre 15 : 1. La foliation régionale orientée E-W est, par endroits, affectée par de nombreux plis en S, en Z et en M, montrant des *kinks* et des crénelations. Les veines de quartz  $\pm$  tourmaline qui coupent l'unité *Afrm* sont boudinées, plissées ou transposées parallèlement à la foliation. On observe, localement, des zones rouillées contenant des sulfures finement disséminés (pyrite et pyrrhotite), en amas, en veines ou en fragments.

En lames minces, les tufs felsiques montrent beaucoup plus de phénocristaux de plagioclase que de quartz, contenus dans une matrice finement grenue. Celle-ci est formée de quartz, de plagioclase, de muscovite, de chlorite, d'épidote, de biotite et de séricite. Les phénocristaux de plagioclase sont localement mâclés (microcline). Les phénocristaux de quartz sont, localement, corrodés par la matrice. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et les carbonates.

### *Roches intrusives d'âge Archéen*

Dans la région cartographiée, la Ceinture d'Urban-Barry est bordée, au nord, par un ensemble de roches principalement intrusives, appartenant aux plutons d'Hébert (*Aheb*), de Saint-Cyr (*Ascy*), de Father (*Afat*), d'Aigle (*Aig*) et d'Espinay (*Aesp*), et au sud, par le Complexe de Barry (*Abry*). Ces masses intrusives n'ont fait l'objet d'aucune publication quant à leur géochronologie. Elles couvrent 60 % de la région du lac Hébert (SNRC 32G/03). En bordure de ces plutons, on observe, localement, des intrusions tarditectoniques d'âge inconnu et de composition pyroxénitique (*I4B*). Dans la zone de contact entre la Ceinture d'Urban-Barry et le Pluton d'Hébert (*Aheb*), nous avons également cartographié des intrusions tarditectoniques de granodiorite (*I1C*) et de pegmatite (*I1G*).

Finalement, les unités les plus jeunes de la région cartographiée sont des dykes mafiques ou ultramafiques (*I3/I4*) d'âge Protérozoïque, d'attitude ENE. L'un des deux dykes se trouve sur la limite entre la Province du Supérieur et les roches paraautochtones de la Province de Grenville.

### *Complexe de Barry (Abry)*

Le Complexe de Barry (*Abry*) a été identifié pour la première fois par Milner (1943) dans la région du lac Mesplet (SNRC 32B/13), au sud de la Ceinture d'Urban-Barry. Des travaux ultérieurs (Joly, 1990; Bandyayera *et al.*, 2002) définissent le Complexe de Barry comme un ensemble hétérogène de paragneiss, de diorite, de gneiss tonalitique migmatisé et de tonalite massive à foliée. Dans la région du lac Hébert (SNRC 32G/03), seule l'unité de tonalite massive à foliée (*Abry4*) est observée au sud des formations de

Chanceux, de Macho et de Fecteau. La tonalite massive à foliée (*Abry4*) est observée au sud des formations de Chanceux, de Macho et de Fecteau. La tonalite massive à foliée (*Abry4*) se trouve en contact intrusif ou faillé avec les unités volcanosédimentaires de la Ceinture d'Urban-Barry. Au centre, la Formation de Macho est séparée de l'unité *Abry4* par la Faille Barry. Au sud-ouest, la Formation de Chanceux est partiellement séparée de l'unité *Abry4* par les failles Ranan et Lacroix. L'unité *Abry4* désigne un assemblage de roches intrusives de composition essentiellement tonalitique, localement granodioritique, de couleur blanc grisâtre en surface altérée et gris blanchâtre en cassure fraîche. Le faciès granodioritique a été observé au nord du lac Fecteau, au contact avec la Formation de Fecteau (*Afec*). Ces roches sont moyennement grenues, généralement massives ou foliées, localement gneissiques. Elles contiennent de 5 à 15 % d'enclaves de diorite ou d'amphibolite. Près du contact avec la Faille Barry, l'unité *Abry4* contient 1 % d'enclaves de volcanites felsiques de la Formation de Macho. L'unité *Abry4* est la moins foliée et la plus homogène du Complexe de Barry. Toutefois, elle est injectée, localement, de mobilisat granitique ou pegmatitique. Typiquement, l'unité *Abry4* contient moins de 5 % de feldspath potassique, de 20 à 35 % de quartz, de 5 à 20 % de biotite, de 2 à 10 % de hornblende, de 5 à 15 % d'épidote et de 1 à 5 % d'hématite. Les minéraux accessoires sont la magnétite, l'ilménite, le zircon, le sphène et l'apatite.

#### Pluton d'Hébert (*Aheb*)

Le Pluton d'Hébert (*Aheb*) forme 70 % des roches intrusives de la moitié nord de la région cartographiée. Il a été suivi en continuité cartographique depuis le Front du Grenville jusqu'à l'est de la région du lac de la Ligne (SNRC 32F/01). Son contact avec la Ceinture d'Urban-Barry coïncide avec la limite nord de la Zone de déformation d'Urban. Le Pluton d'Hébert (*Aheb*) est décrit pour la première fois comme un ensemble d'intrusions de granite gneissique et de granite constituant le sous-sol de la région cartographiée (Deland, 1955). Les travaux récents de cartographie (Midra *et al.*, 1994a et b; Moukhsil, 1996; Bandyayera *et al.*, 2002) définissent le Pluton d'Hébert (*Aheb*) comme une intrusion synvolcanique par rapport à la Formation d'Urban. Il est constitué principalement de diorite (*Aheb1*) et de tonalite (*Aheb2*). Dans le secteur cartographié (figure 2 et cartes hors texte), la diorite massive à foliée (*Aheb1a*), la tonalite gneissique (*Aheb2a*) et la tonalite massive à foliée (*Aheb2b*) sont les extensions de faciès identifiés plus à l'ouest, dans la région du lac Picquet (Bandyayera *et al.*, 2002).

La diorite massive à foliée (*Aheb1a*) forme 20 % du Pluton d'Hébert. Dans le coin NW de la carte géologique (figure 2 et cartes hors texte), elle se trouve en bordure du Pluton de Father (*Afat*), ou forme un horizon lenticulaire entre la tonalite gneissique (*Aheb2a*) et la tonalite massive à foliée (*Aheb2b*). La diorite est gris blanchâtre à verdâtre en surface

altérée et gris moyen en cassure fraîche. La roche est généralement massive, moyennement grenue, avec une texture subophitique bien préservée. Elle devient fortement foliée dans la zone de contact avec les unités tonalitiques environnantes. La diorite est constituée de 40 à 60 % de minéraux mafiques (amphibole, pyroxène et biotite) et contient, par endroits, des enclaves de basalte porphyrique ou aphyrique et d'amphibolite.

La tonalite gneissique (*Aheb2a*) forme 30 % du Pluton d'Hébert. Elle affleure au sud du Petit lac Hébert et à l'est du Pluton d'Espinay (*Aesp*). Au sud du Petit lac Hébert, la tonalite gneissique est coïncée entre la diorite massive à foliée (*Aheb1a*), au nord, et le basalte gloméroporphyrique (*Aurb1*) de la Formation d'Urban, au sud. Le contact intrusif déformé entre la tonalite gneissique (*Aheb2a*) et le basalte gloméroporphyrique (*Aurb1*) est marqué par la limite nord de la Zone de déformation d'Urban. La tonalite gneissique (*Aheb2a*) est moyennement grenue, de couleur gris blanchâtre en surface altérée et gris moyen en cassure fraîche. Les rubans sont d'épaisseur millimétrique à centimétrique, de composition homogène. Les rubans felsiques sont généralement plus étroits que les rubans mafiques. Ces derniers sont riches en hornblende + biotite ± épidote. L'unité *Aheb2a* est injectée de plusieurs générations de tonalite, ainsi que de veines de granite, de pegmatite et d'aplite qui occupent entre 5 et 30 % du volume de la roche. Les veines sont, localement, boudinées ou plissées. L'unité *Aheb2a* contient aussi entre 5 et 15 % d'enclaves de basalte gloméroporphyrique, d'amphibolite, de paragneiss, de gabbro ou de diorite. Dans les basaltes gloméroporphyriques en enclaves, les phénocristaux de plagioclase sont allongés et peuvent atteindre une taille de 1 à 1,5 cm. La forme prismatique du plagioclase est localement préservée. La composition de la roche est variable : quartz (10 à 40 %), feldspath (30 à 70 %) et minéraux mafiques (5 à 30 %). À l'est du Pluton d'Espinay, l'unité *Aheb2a* contient, localement, des niveaux à magnétite ± grenat. Les minéraux accessoires sont l'épidote, le grenat et le sphène.

La tonalite massive à foliée (*Aheb2b*) forme 50 % du Pluton d'Hébert et couvre toute la partie NE du secteur cartographié. Au centre et à l'est du secteur cartographié, le contact entre les unités de tonalite massive à foliée (*Aheb2b*) et de basalte gloméroporphyrique (*Aurb1*) marque la limite nord de la Zone de déformation d'Urban. Ce contact est, localement, injecté d'intrusions tardives de pegmatite (*IIG*) et de granodiorite (*IIC*). La tonalite massive à foliée (*Aheb2b*) est moyennement grenue, homogène, de couleur gris blanchâtre en surface altérée et gris moyen en cassure fraîche. Au NE de la rivière de l'Aigle l'unité *Aheb2b* est typiquement porphyrique. La taille des phénocristaux de plagioclase varie de 5 mm à 2 cm. Les niveaux porphyriques sont généralement hématisés et épidotisés. Dans le coin NW de la région cartographiée, entre le lac Rouge et le lac Hébert, l'unité *Aheb2b* contient des enclaves hectométriques de tonalite foliée à gneissique, fortement magnétique, dont la teneur en magnétite atteint 15 %.

L'unité *Aheb2b* contient de 5 à 15 % de dykes de pegmatite et de 15 à 30 % de faciès tonalitiques tabulaires et discontinus à haute susceptibilité magnétique. Elle renferme, localement, entre 5 et 20 % d'enclaves de tonalite gneissique, de basalte, d'amphibolite, de métasédiments, de gabbro ou de diorite. La plupart des enclaves sont allongées et parallèles aux plans de schistosité. La foliation observée dans les enclaves est parallèle à la foliation régionale de l'unité tonalitique encaissante.

Les principaux minéraux constituant de la tonalite massive à foliée (*Aheb2b*) sont : le quartz (10 à 40 %), le feldspath (30 à 60 %), la hornblende (5 à 15 %), la biotite (2 à 10 %), l'épidote (5 à 15 %) et la magnétite (1 à 5 %). Les minéraux accessoires sont la chlorite, la muscovite, le grenat, le zircon et le sphène.

#### *Pluton de Saint-Cyr (Ascy)*

Le Pluton de Saint-Cyr (*Ascy*) est localisé au sud du lac Hébert. Il est scindé en deux masses par le pluton tarditectonique d'Espinay (figure 2 et cartes hors texte). Il se caractérise par un gradient magnétique faible et par une schistosité tangentielle à son contact avec le Pluton d'Hébert. Il est formé de tonalite à hornblende + biotite ± épidote, de couleur grisâtre en cassure fraîche et blanchâtre en surface altérée. La roche est hétérogène, moyennement grenue, fortement foliée et localement rubanée ou gneissique. La foliation est marquée par des rubans d'amphibole ou par l'alignement des grains de biotite et de quartz. Les minéraux constituant de la tonalite du Pluton de Saint-Cyr sont le quartz (20 à 30 %), le plagioclase (40 à 60 %), la hornblende (20 à 30 %) et la biotite (2 à 15 %). Les minéraux accessoires sont l'hématite, la magnétite, l'épidote, l'apatite et le zircon. L'unité *Ascy* contient de 2 à 10 % d'enclaves étirées d'amphibolite foliée, de 2 à 5 % de dykes mafiques souvent boudinés et moins de 5 % de veines de pegmatite ou d'aplite. Dans la partie de l'unité *Ascy* située à l'ouest du lac Hébert, on observe localement des méga-enclaves d'amphibolites gloméroporphyriques (les phénocristaux sont fortement étirés) et de gneiss rubanés et plissés (plis en « Z »).

#### *Pluton de Father (Afat)*

Le Pluton de Father (*Afat*), initialement identifié dans la région du lac Father (Chown *et al.*, 1992), fait partie d'une série d'intrusions syntectoniques, localisées à l'intérieur de la Sous-province de l'Abitibi. Des datations U/Pb effectuées sur des zircons provenant de ces intrusions indiquent un âge variant entre 2700 et 2695 Ma (Chown *et al.*, 1992; Moukhsil, 1996). Moukhsil (1996) propose une zone de « pull-apart » pour la mise en place du Pluton de Father. L'injection des différents faciès granodioritiques du Pluton de Father se fait sous forme de feuillets à travers un réseau de failles secondaires en échelon. Dans la région cartographiée, le Pluton de Father (*Afat*) occupe la partie NW de la carte (figure 2 et cartes hors texte). Il est

principalement constitué de tonalite à biotite ± hornblende (*Afat1*) et de granodiorite porphyrique (*Afat2a*). Ces faciès ont été initialement définis à l'ouest du secteur cartographié, dans la région du lac Picquet (SNRC 32G/04; Moukhsil, 1996; Bandyayera *et al.*, 2002).

La tonalite à biotite ± hornblende (*Afat1*) affleure entre le ruisseau Rouge et la rivière Saint-Cyr. Elle constitue le faciès le plus ancien du Pluton de Father (Moukhsil, 1996). La roche est de couleur gris blanchâtre en surface altérée et gris clair en cassure fraîche. Elle est foliée et contient plusieurs poches ou dykes de pegmatite et d'aplite. Elle montre, localement, des enclaves de diorite ou d'amphibolite aplaties dans les plans de foliation. La présence de gros cristaux allongés de biotite (jusqu'à 20 % de la roche), dont la taille peut atteindre 1,5 cm de longueur, caractérise cette tonalite. Le plagioclase (35 à 45 %) est souvent présent sous forme de cristaux allongés, au contact de la biotite et de la hornblende. La disposition de ces derniers minéraux souligne la foliation magmatique dans tout le Pluton de Father (Moukhsil, 1996). Les autres minéraux constituant de cette tonalite sont le quartz (25 à 30 %), le feldspath potassique (< 5 %) et la hornblende (8 à 10 %). Les minéraux accessoires sont l'apatite, l'épidote et le zircon.

La granodiorite porphyrique (*Afat2a*) affleure dans le coin NW de la région cartographiée, à l'est du lac Father. Elle forme le faciès principal du Pluton de Father, le cœur autour duquel se moule le faciès tonalitique (unité *Afat1*). La granodiorite porphyrique se distingue généralement des unités tonalitiques par une susceptibilité magnétique élevée. La roche est massive, de couleur rose clair à blanchâtre en surface altérée et rose moyen en surface fraîche. Parfois sa couleur est rouge, due à une hématite intense. La granodiorite porphyrique (*Afat2a*) est localement à grains grossiers ou à grains moyens. Les principaux minéraux de la roche sont le quartz (20 à 30 %), le plagioclase (20 à 40 %), le feldspath potassique (10 à 20 %) et la biotite (1 à 3 %). La hornblende est absente de ces roches. La magnétite, la titanite et l'épidote sont les minéraux accessoires les plus fréquents. L'unité *Afat2a* est caractérisée par la présence de phénocristaux de feldspath potassique (microcline), dont la taille peut atteindre 5 cm de longueur et pouvant constituer jusqu'à 20 % de la roche. En lames minces, ces phénocristaux sont pœcilitiques. Ils contiennent des inclusions de plagioclase, de quartz et de biotite.

#### *Pluton d'Aigle (Aaig)*

Le Pluton d'Aigle (*Aaig*), initialement identifié au nord de la région cartographiée, au sud du lac Doda (Midra *et al.*, 1994a et b), fait partie d'une série d'intrusions syntectoniques de la Ceinture d'Abitibi (Chown *et al.*, 1992 et 2002). Dans le secteur cartographié, le Pluton d'Aigle affleure au NE du lac Hébert (figure 2 et cartes hors texte). Il est formé de roches dont la composition varie de la monzodiorite à la diorite. Tout comme dans la région du lac Doda, le faciès monzodioritique forme plus de 70 % du Pluton d'Aigle. La

diorite est de couleur gris blanchâtre en surface altérée et vert grisâtre en cassure fraîche. Elle est coupée par 2 à 3 % de dykes d'aplite ou de pegmatite. La diorite est foliée à gneissique, moyennement grenue. La roche n'est pas magnétique. Elle contient jusqu'à 10 % d'enclaves d'amphibolites.

La monzodiorite est une roche massive à légèrement foliée, moyennement à grossièrement grenue, de couleur gris blanchâtre à gris verdâtre en surface altérée et grisâtre à rosâtre en cassure fraîche. Elle contient moins de 3 % d'enclaves d'amphibolite. Des dykes de pegmatite forment jusqu'à 5 % du volume de la monzodiorite. En affleurement, la monzodiorite affiche une texture hypidiomorphe granulaire. Les grains de hornblende verte, prismatiques et idiomorphes, souvent maclés et agglomérés, forment des amas noirs qui soulignent fréquemment la foliation magmatique. En lames minces, la roche contient jusqu'à 15 % de feldspath potassique, de 40 à 50 % de plagioclase, de 50 à 60 % de hornblende, 5 % de quartz, 10 % d'épidote et 15 % de chlorite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la titanite et la biotite.

#### *Pluton d'Espinay (Aesp)*

Le Pluton d'Espinay (*Aesp*) est localisé au sud du lac Hébert et autour du lac L'Espinay (figure 2 et cartes hors texte). Le Pluton d'Espinay (*Aesp*) est une intrusion tardi- ou posttectonique qui coupe, en direction nord-sud, le cœur de la masse intrusive située au nord de la Ceinture d'Urban-Barry. Sur la carte du champ magnétique (figure 3), le Pluton d'Espinay (*Aesp*) est coiffé d'une forte anomalie positive de forme ovale, dont le petit axe (orienté E-W) mesure 7 km et le grand axe (orienté N-S) 13 km. Contrairement aux masses intrusives synvolcaniques ou syntectoniques, le Pluton d'Espinay (*Aesp*) n'est pas affecté par la déformation kéno-réenne. Cependant, il est compartimenté en plusieurs blocs par des failles tardives inverses, sub-parallèles, orientées NNE à NE. Le Pluton d'Espinay (*Aesp*) est constitué de trois unités : la pyroxénite (*Aesp1*), la diorite (*Aesp2*) et la granodiorite à magnétite ± hornblende (*Aesp3*).

La pyroxénite (*Aesp1*) correspond à une zone de forte anomalie aéromagnétique, située en bordure SW du pluton (figure 2 et cartes hors texte; figure 3). Un seul affleurement de pyroxénite a été décrit sur la rive sud-ouest du lac Hébert (figure 2 et cartes hors texte). La roche est de couleur gris verdâtre en surface altérée et verdâtre en cassure fraîche. La pyroxénite est massive, homogène, moyennement à grossièrement grenue, magnétique. Les grains de pyroxène atteignent localement 2 cm sur l'axe le plus long. Tous les grains de pyroxène sont transformés en trémolite-actinote ou en hornblende. La roche contient de 2 à 5 % d'épidote et d'apatite qui remplissent les espaces interstitiels entre les pyroxènes amphibolisés ou qui remplacent le plagioclase. La pyroxénite (*Aesp1*) renferme, localement, de 4 à 8 % d'enclaves de diorite magnétique. L'unité est traversée par

de nombreuses veines de plagioclase et de dykes de pegmatite.

La diorite (*Aesp2*) est située au sud du Pluton d'Espinay, en continuité SE avec la pyroxénite (*Aesp1*) dont elle est séparée par une faille normale inverse. La roche est de couleur grisâtre à verdâtre en surface altérée et verdâtre à brunâtre en cassure fraîche. Elle est massive, hétérogène et hétérogranulaire, avec une texture subophitique bien préservée. Des veines d'épidote constituent de 5 à 10 % de la roche. Sa granulométrie varie de moyenne à grossière. L'unité *Aesp2* est typiquement magnétique, au même titre que l'unité de pyroxénite (*Aesp1*). Elle contient, localement, des enclaves de pyroxénite, de gabbro et d'amphibolite. En lames minces, la diorite (*Aesp2*) ressemble à un métagabbro. Elle est formée de plagioclase, de hornblende verte, d'amphibole, d'épidote, de séricite, de chlorite, d'apatite, de clinozoisite et de biotite. Les minéraux mafiques forment de 30 à 70 % de la roche. La concentration en quartz est inférieure à 5 %.

La granodiorite à magnétite ± hornblende (*Aesp3*) forme 90 % du Pluton d'Espinay. Elle est de couleur rose blanchâtre en surface altérée et gris rosé en cassure fraîche. La roche est homogène, massive, moyennement à grossièrement grenue, localement porphyrique. L'unité *Aesp3* renferme typiquement de la magnétite et de la hornblende. Les autres constituants de la roche sont le plagioclase, la microcline, la biotite et l'épidote. Les phases minérales accessoires sont le sphène, l'apatite, le zircon. Quelques grains de muscovite sont associés à la biotite et la séricite, affectée par une faible chloritisation.

#### *Unités lithologiques d'âge Archéen*

##### *Amphibolite (M16b)*

Dans la partie NE de la région, on trouve une importante lentille d'amphibolite (*M16b*) rubanée, encaissée dans le Pluton d'Hébert (*Aheb*). Elle a été cartographiée pour la première fois par Deland (1955), entre la rivière de l'Aigle et le lac Éva. Deland (1955) définit cette unité d'amphibolite (*M16b*) comme un assemblage d'amphibolites, de schistes à hornblende et de gneiss à hornblende, dérivés des andésites et des basaltes soumis à un métamorphisme de haut grade.

Sur les affleurements visités, l'amphibolite (*M16b*) se compose de hornblende (40 à 60 %), de plagioclase (10 à 20 %), de quartz (10 à 15 %), de biotite (2 à 5 %) et d'épidote (2 à 10 %). Les minéraux accessoires sont la zoisite, la chlorite, la séricite, le grenat, le zircon, l'apatite et les sulfures. L'amphibolite est moyennement à finement grenue, localement porphyrique (5 à 10 % de phénocristaux de feldspath). Par endroits, l'amphibolite est rubanée ou gneissique, faiblement à fortement plissée (plis en S et en Z). Elle contient fréquemment des enclaves de métasédiments et dykes de pegmatite ou de tonalite. Les enclaves de métasédiments sont riches en

grenat (2 à 10 %), en biotite (5 à 30 %) et en épidote (5 à 15 %). Les dykes de pegmatite atteignent, localement, 3 m d'épaisseur. L'épaisseur des niveaux métasédimentaires ne dépasse pas 5 m. Au contact avec les roches intrusives, l'amphibolite est de couleur vert foncé à noir, moyennement à grossièrement grenue.

#### *Paragneiss à grenat ± biotite (M4a)*

Des enclaves de paragneiss à grenat ± biotite (*M4a*) ont été observées dans les unités tonaliques du Pluton d'Hébert (*Aheb*). Les affleurements les plus représentatifs se trouvent au NW du Petit lac Hébert. La roche est rubanée, hétérogène, de couleur grisâtre en cassure fraîche et gris blanchâtre en surface altérée. Elle est composée de quartz (20 à 40 %), de plagioclase (10 à 20 %), d'amphibole (5 à 40 %), de biotite (20 %) et de grenat (2 à 10 %) et d'un assemblage kyanite-staurotide-sillimanite. De larges grains de grenat contiennent, occasionnellement, des inclusions de quartz, de plagioclase, de biotite, de kyanite et de staurotide. Les rubans représentent localement des injections de roches felsiques, de diorite ou de veines de quartz réorientées dans le sens du rubanement. Toute l'unité *M4a* est coupée par des veines tardives de quartz blanc qui renferment, par endroits, des enclaves de métasédiments. Le contact entre les veines tardives et l'encaissant métasédimentaire est rouillé sur une épaisseur de plus de 3 mètres. La zone rouillée contient de la pyrite (5 à 10 %), de la pyrrhotite (5 %) et de la chalcoppyrite (2 %). Les sulfures sont sous forme disséminée ou concentrée dans les plans de rubanement. La pyrrhotite est, par endroits, grossière (0,7 cm de diamètre) et magnétique.

Sur la carte de compilation géologique d'Avramtchev et Lebel-Drolet (1981), l'unité *M4a* correspond à une imposante formation de roches sédimentaires clastiques indifférenciées, de 3 à 4 km d'épaisseur, située au nord de la Formation d'Urban, et qui s'étend depuis le Front du Grenville jusque dans la région du lac Picquet (SNRC 32G/04). Dans cette région, l'unité *M4a* est décrite sous le nom de Formation de Roméo (Bandyayera *et al.*, 2002). Dans la région cartographiée, on ne retrouve pas la continuité de la Formation de Roméo ou de l'unité de roches sédimentaires clastiques indifférenciées. Ces formations sont plutôt représentées par des enclaves ou de méga-enclaves de métasédiments (unité *M4a*) dans le Pluton d'Hébert (*Aheb*).

#### *Pyroxénite (I4Ba)*

Dix intrusions ultramafiques ont été reconnues dans la région du lac Hébert. Elles sont localisées principalement au contact entre le Pluton d'Hébert (*Aheb*) et les plutons qui le coupent tels que le Pluton de Saint-Cyr (*Ascy*), le Pluton d'Espinay (*Aesp*) et le Pluton d'Aigle (*Aaig*). On en retrouve, occasionnellement, au sein du Pluton d'Hébert (*Aheb*), non loin de la Faille de la Concession. Ces roches possèdent une très forte susceptibilité magnétique et sont généralement

coiffées d'anomalies aéromagnétiques positives, de forme circulaire ou elliptique. Certaines intrusions circulaires ont fait l'objet de forage au diamant (Gauthier, 1994). La taille de ces intrusions ultramafiques varie de quelques dizaines de mètres à une centaine de mètres de largeur, sur une longueur pouvant atteindre 2 km. Leur composition est essentiellement pyroxénitique. Des masses de clinopyroxénite à olivine sont observées à l'est du lac Goulet, au NW du Petit lac Hébert. La pyroxénite (*I4Ba*) est généralement massive, homogène, moyennement grenue, de couleur olive à grisâtre en surface altérée et gris noirâtre en cassure fraîche. La roche est coupée de veines de plagioclase. Les intrusions ultramafiques n'ont pas été affectées par la déformation kénoréenne régionale.

La pyroxénite est formée de trémolite-actinote (50 à 80 %), de clinopyroxène (50 à 90 %), d'orthopyroxène (10 à 20 %), d'olivine (0 à 5 %), de plagioclase (2 à 5 %), de talc (5 %), de carbonate (< 5 %) et de 1 à 5 % d'épidote. Les minéraux secondaires sont la magnétite, la biotite, la phlogopite, la chromite, la pyrrhotite, la pyrite et la chalcoppyrite. Plusieurs grains d'orthopyroxène contiennent des inclusions d'olivine fraîche ou remplacée par l'assemblage talc + carbonate ± magnétite ± iddingsite. Le clinopyroxène, de son côté, peut contenir des inclusions d'orthopyroxène. Des textures coronitiques sont, localement, mises en évidence par le développement de lisérés d'orthopyroxène autour des grains d'olivine.

#### *Pegmatite (IIG) et granodiorite (IIC)*

Les intrusions tarditectoniques de pegmatite (*IIG*) et de granodiorite (*IIC*) affleurent à l'est du secteur cartographié, dans les environs des lacs Yvonne et Sylvie. Elles sont généralement localisées au contact entre la Ceinture d'Urban-Barry et le Pluton d'Hébert. Elles forment également de petits plutons au sein de la Formation d'Urban (*Aurb*) ou du Pluton d'Hébert (*Aheb*), de part et d'autre du contact entre ces deux unités.

La pegmatite (*IIG*) s'identifie par sa couleur rouge ou rose foncé en surface altérée et rose moyen en cassure fraîche. La roche est massive, grossièrement grenue ou porphyrique. Elle renferme de 2 à 3 % d'enclaves de tonalite foliée. La pegmatite (*IIG*) se compose d'orthose ou de microcline (30 %), de plagioclase (35), de quartz (30 %), de biotite (1 à 5 %), de magnétite grossière (1 à 2 %). En affleurement, on observe des intercroissances d'orthose et du quartz, formant une texture graphique typique.

La granodiorite (*IIC*) est massive, moyennement à grossièrement grenue, de couleur rose clair en surface altérée et gris rosâtre en cassure fraîche. Elle est, localement, injectée de pegmatite et d'aplite. Elle renferme de 2 à 3 % d'enclaves de basaltes gloméroporphyriques amphibolitisés. Elle contient, localement, une faible foliation magmatique, orientée EW à NW, soulignée par l'alignement des grains de biotite et de feldspath. La granodiorite (*IIC*) se compose principalement de quartz (30 %), de plagioclase (50 %), de feldspath

potassique (17 %), de hornblende (3 %), de biotite (3 %) et d'épidote (2 %). Les minéraux accessoires sont la chlorite, la séricite, la magnétite, la titanite et le zircon.

### Province de Grenville

Dans le coin sud-est de la région du lac Hébert, la Province du Supérieur est séparée de la Province de Grenville par un dyke de diabase orienté NE. Un linéament aéromagnétique régional, orienté également NE, met en évidence la limite entre les deux provinces géologiques (Faure, 2002, communication personnelle). Les unités cartographiées dans la Province de Grenville sont l'amphibolite (*M16a*) et la tonalite à biotite (*I1D*). Ces deux unités font partie de la Ceinture parautochtone de la Province de Grenville (Daigneault et Allard, 1994).

#### *Amphibolite (M16a)*

L'amphibolite (*M16a*) est l'unité du Parautochtone, située directement au contact avec les roches archéennes de la Province du Supérieur. Elle forme une bande homoclinale, orientée NE, de 1 km d'épaisseur et de 7 km de longueur. La roche est de couleur vert grisâtre en surface altérée et gris verdâtre en cassure fraîche. Elle est massive à fortement foliée, moyennement à grossièrement grenue, équi-granulaire à porphyroblastique. L'unité *M16a* se compose de basaltes et de sédiments fortement métamorphisés. On reconnaît, localement, des restes de coussins avec des bordures hyaloclastiques et qui renferment des boules d'épidote. L'amphibolite (*M16a*) contient des porphyroblastes de grenat (15 %) et d'amphibole (50 %) d'un diamètre de 1 à 5 cm. Les lits métasédimentaires, mylonitisés par endroits, contiennent les plus gros porphyroblastes de grenat.

#### *Tonalite à biotite (I1D)*

La tonalite à biotite (*I1D*) affleure à l'extrémité sud-est de la carte. Elle est de couleur gris blanchâtre en surface altérée et grisâtre en cassure fraîche. La roche est massive à foliée, homogène, moyennement à grossièrement grenue. Elle se compose de quartz (10 à 40 %), de feldspath (30 à 60 %) et de minéraux mafiques (5 à 20 %). Les phases minérales accessoires sont la muscovite, le grenat et le sphène. L'unité *I1D* est injectée de dykes ou de veines de pegmatite et d'aplite qui occupent 5 à 10 % du volume de la roche. La pegmatite est constituée de feldspath potassique (55 %), de plagioclase (15 %), de quartz (25 %) et de muscovite (5 %).

### Protérozoïque

#### **Dykes mafiques et ultramafiques (I3a)**

Dans la zone de contact avec les roches parautochtones du Front du Grenville, l'unité de basalte (*Afec1*) est coupée par deux dykes constitués de diabase ou de roches

ultramafiques (unité *I3a*), très magnétiques, orientés NE, dont l'un forme la limite entre les roches du Supérieur et celles du Grenville. Dans la région cartographiée, ces dykes apparaissent en relief positif. Ils se sont mis en place dans des failles ou des fractures cassantes, postérieures à la déformation et au métamorphisme régional archéens. Ils sont probablement d'âge Protérozoïque et constituent les unités les plus jeunes de la région. Leur épaisseur varie de 100 m à 200 m. Au niveau du lac de la Concession, l'épaisseur du dyke de diabase atteint exceptionnellement 250 m. La diabase est de couleur gris verdâtre en surface altérée et gris moyen en cassure fraîche. Elle montre typiquement une bordure finement grenue et un cœur moyennement grenu, avec une texture subophitique à ophitique. En lames minces, la roche est formée de phénocristaux de clinopyroxène, de baguettes de plagioclase, de biotite rouge-brun, de quartz interstitiel et de sulfures disséminés (< 2 %). Le clinopyroxène est altéré partiellement en hornblende de couleur verte à vert bleuté, tandis que le plagioclase est saussuritisé. Les minéraux accessoires sont la magnétite, le zircon, l'apatite, la muscovite et l'apatite.

La roche ultramafique est observée dans le prolongement sud du dyke de diabase situé en dehors de la limite entre les unités du Supérieur et celles du Parautochtone grenvillien. Elle est de couleur brun grisâtre en surface altérée et gris moyen foncé en cassure fraîche. La roche est homogène, massive, moyennement à finement grenue, de composition péridotitique à pyroxénitique.

Trois dykes de lamprophyre mafique ont été notés. Les deux premiers recoupent les roches au faciès des amphibolites de la Formation de Fecteau à l'est de la Faille de la Concession. Ces lamprophyres ne sont ni déformés, ni métamorphisés. Le troisième dyke affleure à l'indice Sigouin-Griffith où il recoupe les tonalites de l'unité *Abry4*.

## LITHOGÉOCHIMIE

---

Le volet lithogéochimie du présent rapport vise à classer et à caractériser les différentes lithologies de la région du lac Hébert (SNRC 32G/03) sur une base géochimique. Il permet d'établir une meilleure corrélation des différentes unités lithostratigraphiques. Les 160 échantillons utilisés dans ce chapitre ont été analysés par *ACME Analytical Laboratories Ltd.* Les éléments majeurs et les éléments en traces traditionnels sont analysés par la méthode ICP-ES (spectrométrie d'émission atomique à source plasma). Les terres rares et les éléments de faible abondance sont analysés par la méthode ICP-MS (spectrométrie de masse à source plasma). Les poudres de roche analysées par ICP-ES ou par ICP-MS ont été préalablement fondues à l'aide du métaborate de lithium. Tous les résultats analytiques sont intégrés à la base de données du SIGÉOM.



Le traitement et l'interprétation géochimiques se font à partir des résultats d'analyses normalisés à 100 % anhydre. L'annexe 2 contient les résultats d'analyses chimiques représentatifs des principales lithologies de la région cartographiée. La classification et la caractérisation géochimique des roches volcaniques sont basées sur les concentrations en éléments des terres rares et en traces (Zr, Y, Ti, Th, Nb) réputés peu mobiles lors de l'altération hydrothermale ou supergène. Les échantillons dont la perte au feu est supérieure à 5 % poids n'ont pas été retenus pour la caractérisation lithogéochimique. Les résultats analytiques des échantillons de la Formation de Macho étaient trop altérés ou non représentatifs de l'unité. Ils n'ont donc pas pu être intégrés dans cette étude. Une caractérisation géochimique de cette unité est toutefois disponible dans le rapport de la compagnie Ressources Aur inc. qui a exploré le secteur du canton de Belmont (SNRC 32G/03 et 32G/04; Lapointe, 1999). Les roches intrusives sont classifiées en utilisant les proportions modales des minéraux (Streckeisen, 1976). L'échantillonnage des roches intrusives est toutefois aléatoire et limité. Leur affinité géochimique est déterminée à partir des rapports moléculaires  $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ . L'environnement géodynamique des unités lithologiques est déduit des différents diagrammes (Pearce et Cann, 1973; Wood, 1980; Pearce, 1983; Pearce *et al.*, 1984; Gorton et Schandl, 2000) illustrant la variation lithogéochimique des roches ignées dans les domaines tectoniques récents (Cénozoïque). En effet, plusieurs études menées ces dix dernières années indiquent que les basaltes tholéiitiques des ceintures de roches vertes archéennes se sont mis en place dans des environnements géodynamiques similaires à ceux des plateaux océaniques modernes (Abouchami *et al.*, 1990; Kimura *et al.*, 1993; Arndt *et al.*, 1997).

### Roches volcaniques mafiques

Selon les diagrammes de classification de Maclean et Barrett (1993), de Winchester et Floyd (1977) et de Jensen (1976), les basaltes des formations d'Urban (unité *Aurb1*; 10 échantillons), de Chanceux (unité *Achx1*; 9 échantillons) et de Fecteau (unité *Afec1*; 14 échantillons) ont des compositions subalcalines et basaltiques qui s'étendent des tholéiites magnésiennes aux ferrotholéiites (10 échantillons; figures 5, 6, 7 et 8). Ils affichent des rapports  $Al_2O_3/TiO_2$  allant de 10 à 24,  $Ti/Zr$  de 80 à 150,  $Zr/Y$  de 1,8 à 3 et  $Th/Nb$  de 0,05 à 0,28. On n'observe pas de ferrotholéiites au sens strict, caractérisées par des concentrations élevées en  $TiO_2$  (> 2 %), en Zr (150 à 180 ppm), en Y (30 à 60 ppm) et des rapports  $Fe_2O_3(\text{total})/MgO$  supérieur à 3. Les basaltes tholéiitiques de ces trois formations possèdent des concentrations en  $TiO_2$  variant de 0,5 à 1,25 %, en Zr de 20 à 70 ppm, en Y de 11 à 35 ppm et des rapports  $Fe_2O_3(\text{total})/MgO$  inférieur à 2,5. Sous l'effet de la silicification, certains échantillons de basalte glomérophyrique (unité *Aurb1*) se placent dans le domaine des andésites, tout en gardant

un rapport  $Zr/TiO_2$  ( $Zr/TiO_2 = 0,04$ ) constant et similaire à celui des basaltes moins altérés. Les basaltes les plus altérés de la Formation de Chanceux (unité *Achx1*) ont des teneurs en  $TiO_2$  proche de 2 % poids et des rapports  $Al_2O_3/TiO_2$  d'environ 6, les plus faibles de tous les autres basaltes. Deux des échantillons sélectionnés de basaltes coussinés de l'unité *Achx1* possèdent une composition de basalte komatiitique, avec des teneurs en  $MgO$  de 18 à 21 % poids.

Sur les diagrammes des éléments des terres rares et les diagrammes multiéléments normalisés aux chondrites (figures 6a, 6b, 6c et 6d), les basaltes tholéiitiques peuvent être subdivisés en 6 types : les basaltes tholéiitiques avec des anomalies négatives en Nb (*type I* pour l'unité *Aurb1* (3 échantillons), *type III* pour l'unité *Achx1* (5 échantillons) et *type V* pour l'unité *Afec1* (6 échantillons)) et les basaltes tholéiitiques avec des anomalies positives en Nb (*type II* pour l'unité *Aurb1* (7 échantillons), *type IV* pour l'unité *Achx1* (4 échantillons) et *type VI* pour l'unité *Afec1* (8 échantillons)).

Les basaltes de *type I*, *III* et *V* se caractérisent par un spectre des terres rares plat [ $(La/Yb)_n = 0,6$  à  $2$ ; où « n » signifie normalisé par rapport aux chondrites; les valeurs de normalisation sont tirées de Sun et McDonough (1989)] et une absence d'anomalie négative en Eu (mis à part les basaltes de *type I* de l'unité *Aurb1* qui ont une anomalie faible à prononcée en Eu), une faible anomalie négative en Ce et un léger enrichissement en La. L'ensemble des terres légères (La, Ce, Pr, Nd, Sm) est légèrement appauvri par rapport aux terres rares lourdes et montre une très faible anomalie positive. Sur les diagrammes multiéléments, les basaltes de *type I*, *III* et *V* se caractérisent par une forte anomalie négative en Nb, un net enrichissement en Th, en La, en Sr et par de faibles anomalies négatives en Zr et en Ti. Leurs rapports  $Th/Nb$  sont de 0,13 à 0,28 se démarquent sensiblement de ceux des basaltes générés par une plume mantellique ( $Th/Nb = 0,118$ ). Ces caractéristiques géochimiques sont souvent interprétées comme étant associées à une génération de magma en contexte de subduction, ou comme une conséquence de l'assimilation de la croûte continentale par un magma parent (Wilson, 1989; Kelemen *et al.*, 1993; Kerrich et Wyman, 1997).

Les basaltes de *type II*, *IV* et *VI* se caractérisent par un spectre des terres rares plat [ $(La/Yb)_n = 0,8$  à  $1,9$ ], une absence d'anomalie en Eu et un léger enrichissement en La (figures 6c et 6d). Sur les diagrammes multiéléments, les basaltes de *type II*, *IV* et *VI* montrent un net enrichissement en Nb par rapport au Th ( $Th/Nb = 0,03$  à  $0,28$ ), un léger enrichissement en La et des anomalies positives en Sr. Ce profil d'éléments en traces suggère l'absence d'une interaction entre le magma parent et une composante crustale. Par ailleurs, leurs rapports  $Th/Nb$  variant entre 0,04 et 0,28 sont similaires à ceux du manteau primitif ( $Th/Nb = 0,118$ ). Ces caractéristiques indiquent que les basaltes de *type II*, *IV* et *VI* possèdent des compositions comparables à celles du plancher océanique issu d'une plume mantellique non contaminée (Wilson, 1989).

TABLEAU 1 - Principales caractéristiques géochimiques des roches volcaniques de la région du lac Hébert.

	Fm. d'Urban	Fm. de Chanceux	Fm. de Fecteau
	Aurb1	Achx1	Afec1
TiO <sub>2</sub> (%)	0,8 – 1,25	0,70 – 1,00	0,7 – 1,5
Zr (ppm)	20 – 70	27 – 60	25 – 50
Y (ppm)	11 – 35	10 – 35	11 – 25
Ti/Zr	80 – 140	90 – 110	90 – 150
Zr/Y	1,8 – 3	2 – 3	1,8 – 2,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	10 – 20	14 – 23	10 – 24
Th/Nb	0,08 – 0,18	0,05 – 0,28	0,08 – 0,18
Th/Nb ( <i>types I-III-V</i> )	0,16 – 0,24	0,13 – 0,28	0,16 – 0,24
Th/Nb ( <i>types II-IV-VI</i> )	0,04 – 0,12	0,05 – 0,85	0,04 – 0,12
(La/Yb) <sub>n</sub> ( <i>types I-III-V</i> )	0,8 – 2,00	0,6 – 1,25	0,9 – 1,4
(La/Yb) <sub>n</sub> ( <i>types II-IV-VI</i> )	0,8 – 1,5	0,7 – 1,9	0,8 – 1,2

## Caractéristiques géochimiques des roches volcaniques mafiques

	Mb. de Freeman	Fm. de Chanceux	Fm. de Fecteau
	Afrm	Achx3	Afec3
TiO <sub>2</sub> (%)	0,3 – 1,0	0,7 – 1,4	0,6 – 1,0
Zr (ppm)	100 – 200	100 – 200	100 – 200
Y (ppm)	10 – 26	19 – 34	14 – 31
Th (ppm)	2 – 4	1 – 10	1 – 7
Ti/Zr	10 – 30	10 – 70	30 – 75
Zr/Y	5 – 10	3 – 10	3 – 8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	10 – 40	10 – 15	18 – 21
CaO/ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,3 – 0,4	0,4 – 0,6	0,3 – 0,8
Th/Ta	3 – 8	1 – 15	3 – 16
(Th/La) <sub>n</sub>	0,5 – 1,3	0,4 – 1,3	0,7 – 2
(Nb/Th) <sub>n</sub>	0,08 – 0,78	0,05 – 0,7	0,08 – 0,74
(La/Yb) <sub>n</sub>	8 – 15	3 – 38	1 – 10

## Caractéristiques géochimiques des roches volcaniques intermédiaires

	Mb. de Freeman	Fm. de Chanceux	Fm. de Fecteau
	Afrm	Achx3	Afec3
TiO <sub>2</sub> (%)	0,2 – 0,7	0,1 – 0,7	0,1 – 0,6
Zr (ppm)	75 – 200	100 – 200	70 – 350
Y (ppm)	3 – 16	2 – 22	8 – 22
Th (ppm)	1,5 – 6	0,5 – 8	3 – 16
Ti/Zr	22 – 50	5 – 50	1 – 37
Zr/Y	8 – 29	2 – 20	5 – 21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	25 – 75	10 – 120	20 – 160
CaO/ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1 – 0,7	0,01 – 0,3	0,03 – 0,4
Th/Ta	1 – 10	1 – 15	3 – 16
(Th/La) <sub>n</sub>	0,5 – 2,2	0,6 – 2	1 – 3
(Nb/Th) <sub>n</sub>	0,08 – 0,78	0,1 – 0,4	0,08 – 0,3
(La/Yb) <sub>n</sub>	8 – 40	7 – 14	8 – 22

## Caractéristiques géochimiques des roches volcaniques felsiques

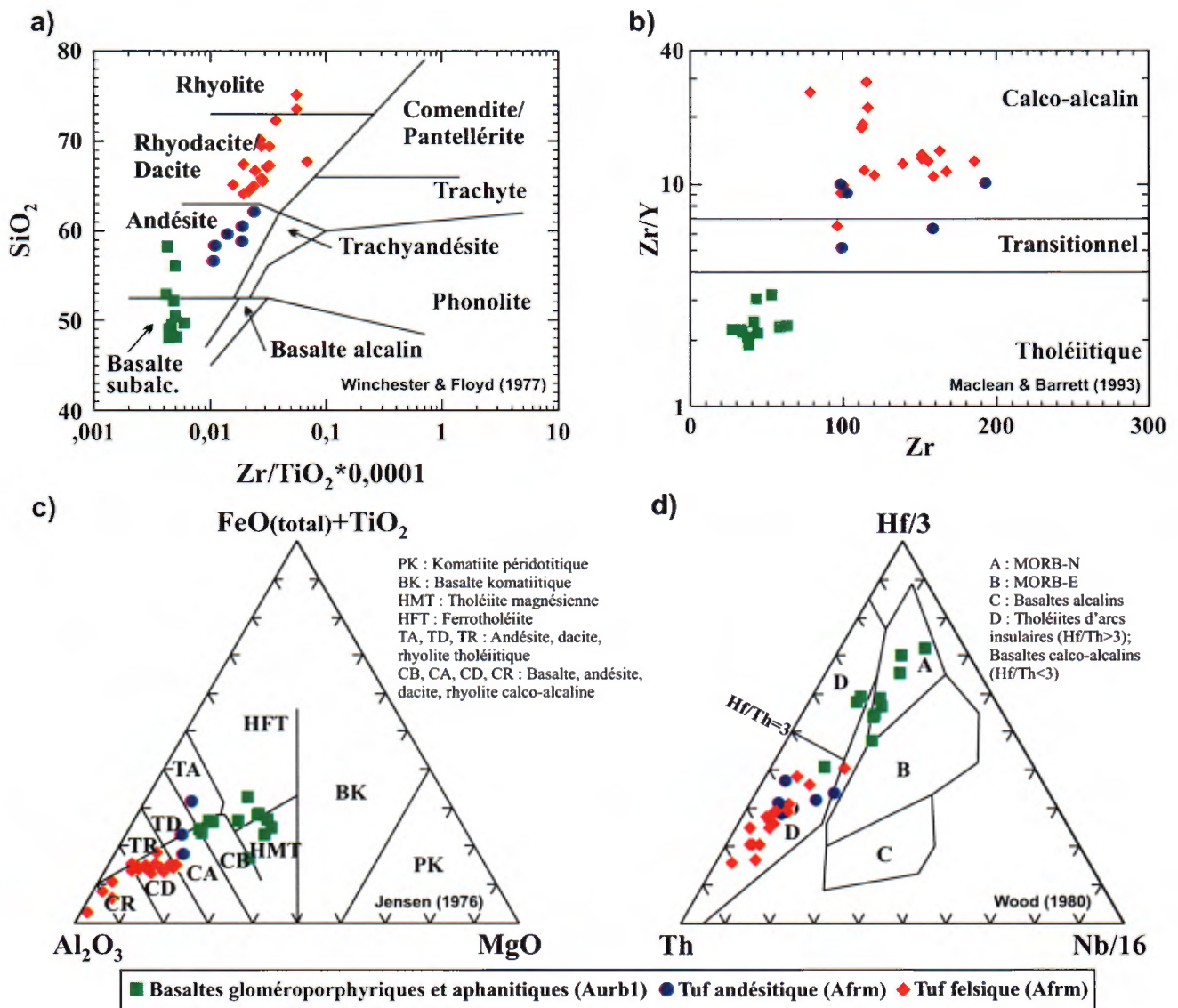
Sur le diagramme discriminant d'environnements géodynamiques de Wood (1980) (figures 5d, 7d et 8d), les basaltes tholéiitiques de *type II, IV et VI* (à anomalie positive en Nb), se situent dans le champ des basaltes de *type N-MORB*, manifestement distinct du champ des basaltes intraplaques. Les basaltes de *type I, III et V* (à anomalie négative en Nb) se placent dans le champ des tholéiites d'arcs insulaires (tholéiites d'arc primitifs) et ils ont un rapport Hf/Th supérieur à 3.

### Roches volcaniques felsiques et intermédiaires

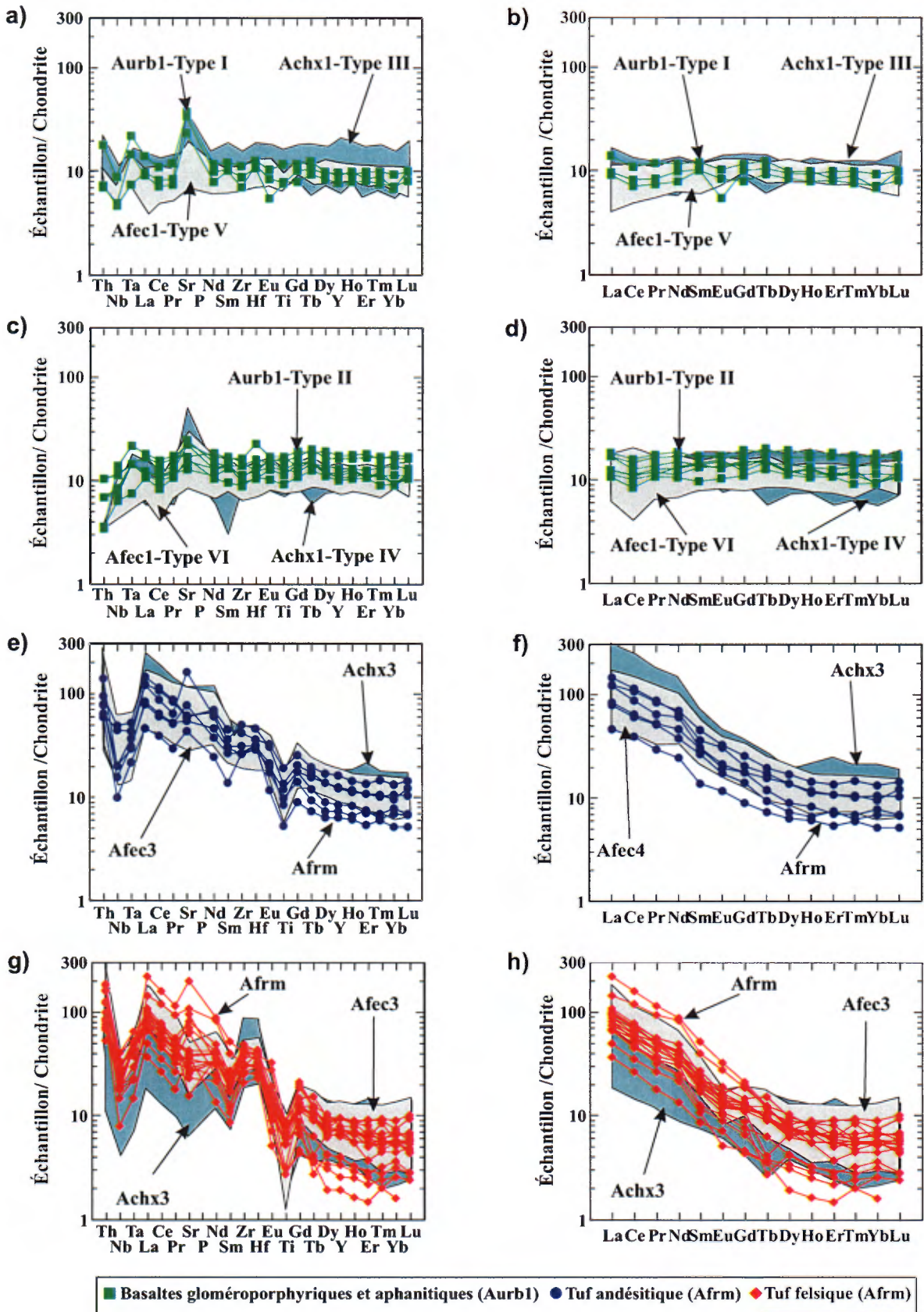
Les résultats analytiques des échantillons de roches volcaniques felsiques et intermédiaires traités dans cette

section proviennent du Membre de Freeman (*Afrm*), de la Formation de Chanceux (unité *Achx3*) et de la Formation de Fecteau (unités *Afec3* et *Afec4*). Les principales caractéristiques géochimiques de ces unités sont compilées dans le tableau 1.

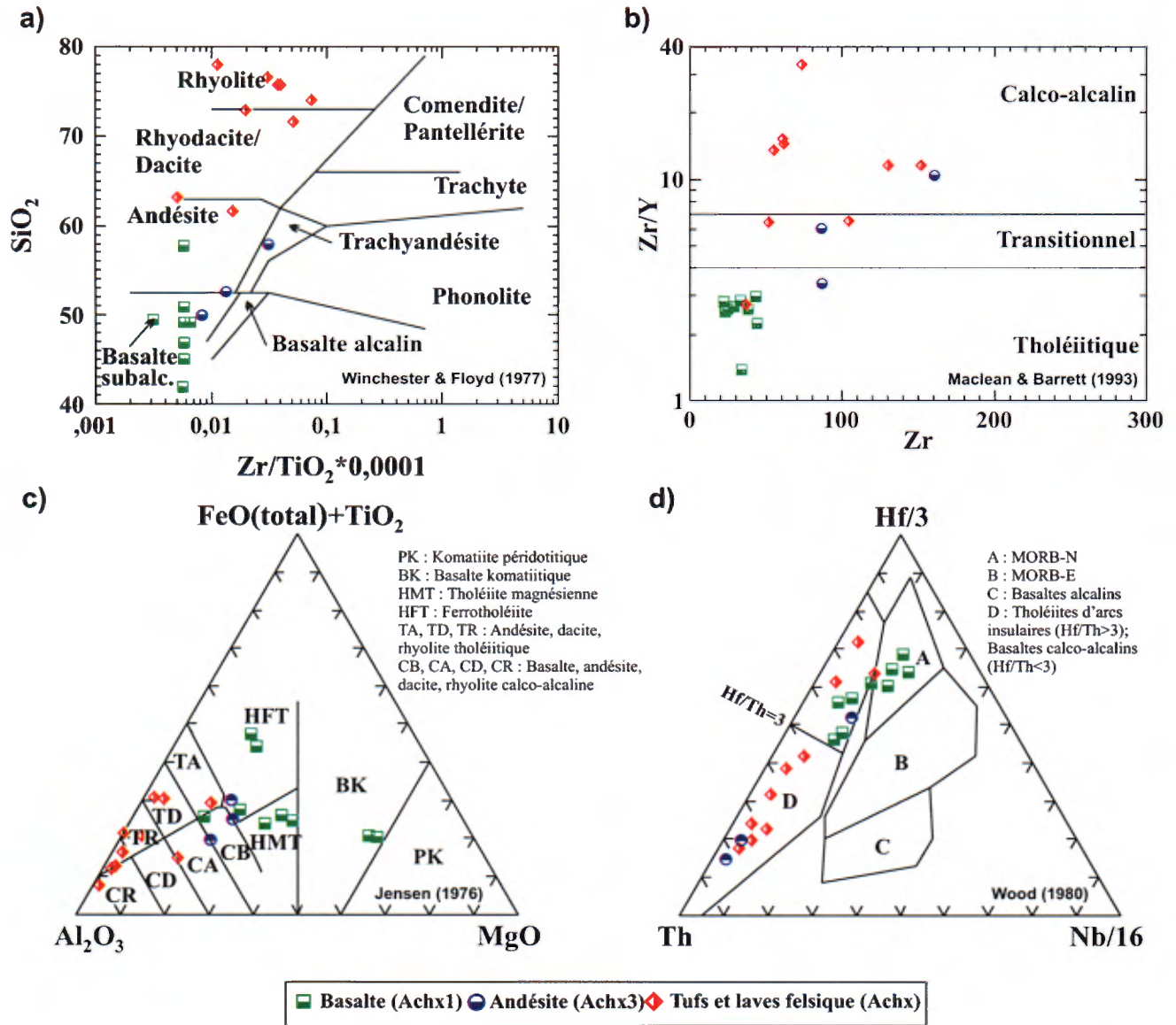
Selon les informations comprises sur les diagrammes de classification de Maclean et Barrett (1993), de Winchester et Floyd (1977) et de Jensen (1976), le Membre de Freeman (*Afrm*) est formée d'andésites (6 échantillons), de dacites et de rhyolites (19 échantillons; figures 5a, 5b et 5c). L'unité *Achx3* de la Formation de Chanceux comprend essentiellement des tufs felsiques de composition rhyodacitique à rhyolitique (9 échantillons) et, dans des proportions mineures, des laves andésitiques (3 échantillons; figures 7a, 7b et 7c).



**Figure 5** – Diagrammes de caractérisation géochimique des roches volcaniques de la Formation d'Urban (*Aurb*) et du Membre de Freeman (*Afrm*): **a**) Diagramme de classification  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  (Winchester et Floyd, 1977); **b**) Diagramme d'affinité  $\text{Zr}/\text{Y}$  versus  $\text{Zr}$  (Maclean et Barrett, 1993); **c**) Diagramme cationique  $\text{FeO}(\text{total})+\text{TiO}_2$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{MgO}$  (Jensen, 1976); **d**) Diagramme de discrimination géotectonique  $\text{Hf}/3$  -  $\text{Th}$  -  $\text{Nb}/16$  (Wood, 1980).



**Figure 6** – Diagrammes des éléments des terres rares et diagrammes multi-éléments normalisés par rapport aux chondrites, illustrant la caractérisation géochimique des unités basaltiques *Aurb1*, *Achx1*, *Afec1* (a, b, c, d), des tufs andésitiques *Afrm*, *Achx3*, *Afec3* (e, f) et des unités felsiques *Afrm*, *Achx3* et *Afec4* (g, h).

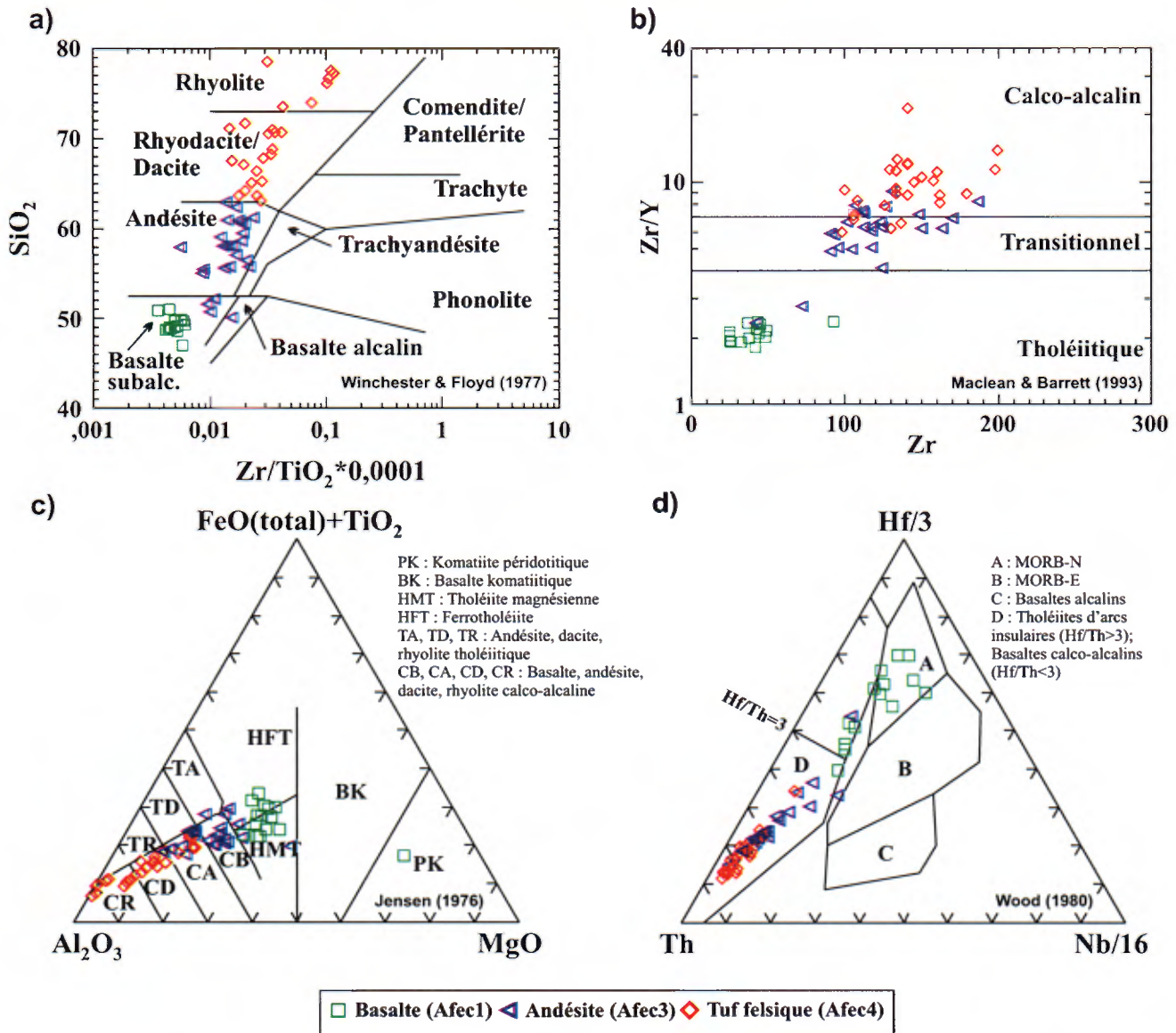


**Figure 7** – Diagrammes de caractérisation géochimique des roches volcaniques de la Formation de Chanceux (Achx) : a) Diagramme de classification  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  (Winchester et Floyd, 1977); b) Diagramme d'affinité  $\text{Zr}/\text{Y}$  versus  $\text{Zr}$  (Maclean et Barrett, 1993); c) Diagramme cationique  $\text{FeO}(\text{total}) + \text{TiO}_2$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{MgO}$  (Jensen, 1976); d) Diagramme de discrimination géotectonique  $\text{Hf}/3$  -  $\text{Th}$  -  $\text{Nb}/16$  (Wood, 1980); e) Diagramme de discrimination géotectonique  $\text{Ti}$  versus  $\text{Zr}$  (Pearce et Cann, 1973); f) Diagramme de discrimination géotectonique  $\text{Th}/\text{Yb}$  versus  $\text{Ta}/\text{Yb}$  (Pearce, 1980; Gorton et Shandl, 2000).

Les unités *Afec3* (28 échantillons) et *Afec4* (16 échantillons) de la Formation de Fecteau sont formées d'andésites, de rhyodacites et de rhyolites (figures 8a, 8b et 8c).

Les andésites sont d'affinité transitionnelle à calco-alcaline, tandis que les dacites et les rhyolites sont d'affinité typiquement calco-alcaline. Sur les diagrammes des éléments des terres rares et les diagrammes multiéléments normalisés aux chondrites, les andésites et les rhyolites des unités *Afrm*, *Achx3* et *Afec3* ont des profils similaires (figures 6e, 6f, 6g et 6h). Ces profils se caractérisent par un net enrichissement en terres rares légères, un appauvrissement en terres rares lourdes et moyennes, des anomalies négatives prononcées en  $\text{Nb} + \text{Ta}$ , en  $\text{Sm}$  et en  $\text{Ti}$ , et des teneurs en

$\text{Th}$  variant de 2 à 16 ppm. Les rhyolites ont des rapports  $(\text{Th}/\text{La})_n$  variant de 0,5 à 3 et  $(\text{Nb}/\text{Th})_n$  de 0,08 à 0,78. Pour les andésites, ces mêmes rapports varient respectivement de 0,4 à 2 et de 0,05 à 0,80. Les rhyolites sont typiquement plus appauvries en terres rares lourdes [ $(\text{La}/\text{Yb})_n = 7$  à 40] que les andésites [ $(\text{La}/\text{Yb})_n = 3$  à 15] et elles montrent de faibles anomalies négatives en  $\text{Eu}$ . Cependant, les enrichissements en éléments des terres rares et en éléments incompatibles des rhyolites de la Formation de Fecteau (unité *Afec4*) sont les plus élevés de toutes les unités volcaniques de la région cartographiée. Les anomalies en  $\text{Nb} + \text{Ta}$ , en  $\text{Sr}$  et en  $\text{Ti}$  sont également les plus prononcées de toutes les unités volcaniques discutées dans cette section. Ces caractéristiques

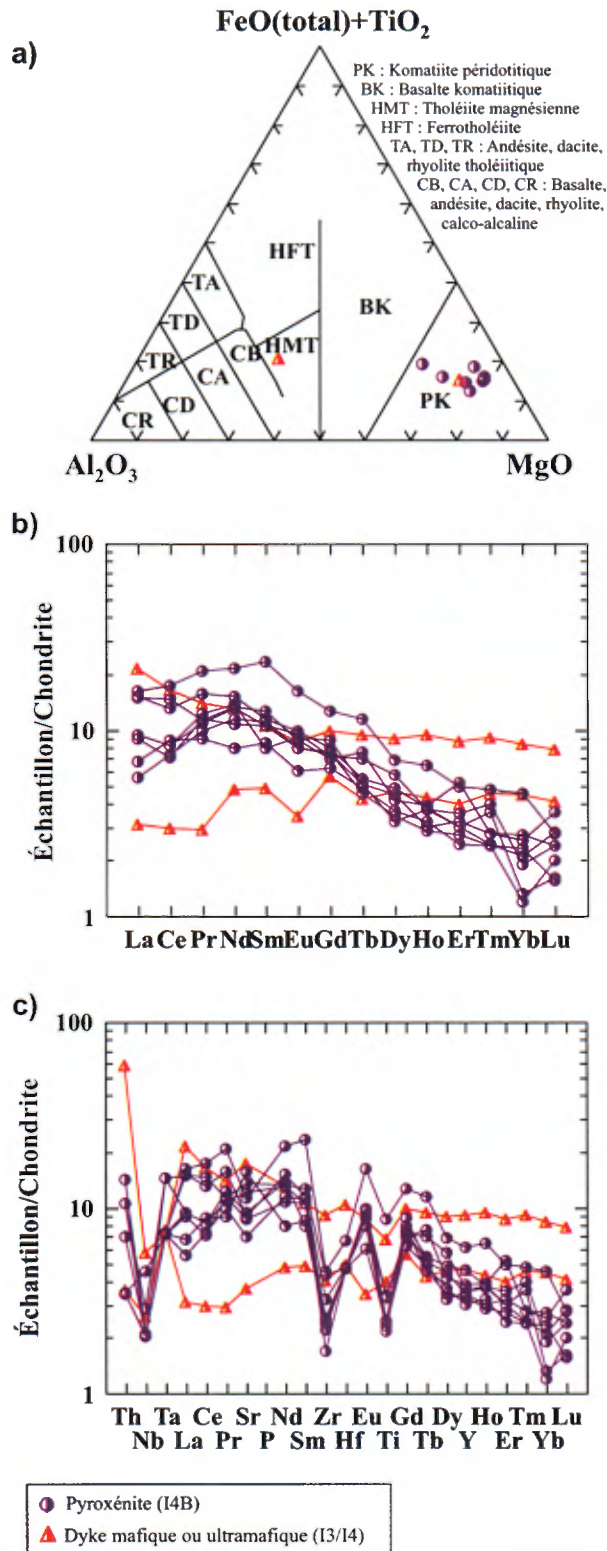


**Figure 8** – Diagrammes de caractérisation géochimique des roches volcaniques de la Formation de Fecteau (*Afec*) : a) Diagramme de classification  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  (Winchester et Floyd, 1977); b) Diagramme d'affinité  $\text{Zr}/\text{Y}$  versus  $\text{Zr}$  (Maclean et Barrett, 1993); c) Diagramme cationique  $\text{FeO}(\text{total})+\text{TiO}_2$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{MgO}$  (Jensen, 1976); d) Diagramme de discrimination géotectonique  $\text{Hf}/3$  -  $\text{Th}$  -  $\text{Nb}/16$  (Wood, 1980).

géochimiques suggèrent fortement un environnement d'arc insulaire pour la mise en place des volcanites intermédiaires et felsiques de la région. Les mécanismes de différenciation, faisant intervenir la fusion partielle d'une source asthénosphérique ou la cristallisation fractionnée des magmas issus d'une source asthénosphérique, ne permettent pas le niveau élevé d'enrichissement en La et Th dans les magmas felsiques et intermédiaires (Wilson, 1989; Laflèche, 2000).

Sur le diagramme discriminant de Wood (1980), également applicable aux laves basaltiques, intermédiaires et felsiques, les andésites et les rhyolites du Membre de Freeman, de la Formation de Chanceux et de la Formation de Fecteau se

situent dans le domaine des arcs volcaniques formés de basaltes calco-alcalins ( $\text{Hf}/\text{Th} < 3$ ) (figures 5d, 7d et 8d). Les rapports  $\text{Th}/\text{Ta}$  varient de 1 à 18 pour l'unité *Afrm*, de 1 à 15 pour les unités *Achx3* et *Achx4* et de 6 à 16 pour les unités *Afec3* et *Afec4*. Dans les environnements géotectoniques récents, ces intervalles des rapports  $\text{Th}/\text{Ta}$  suggèrent que les volcanites intermédiaires et felsiques de la région du Membre de Freeman et de la Formation de Chanceux ont été générées dans les environnements des zones volcaniques intraplaques ( $\text{Th}/\text{Ta} = 1$  à 6) ou des marges continentales actives ( $\text{Th}/\text{Ta} = 6$  à 20; Gorton et Schandl, 2000). Ces intervalles des rapports  $\text{Th}/\text{Ta}$  suggèrent également que les roches intermédiaires et felsiques de la Formation de Fecteau



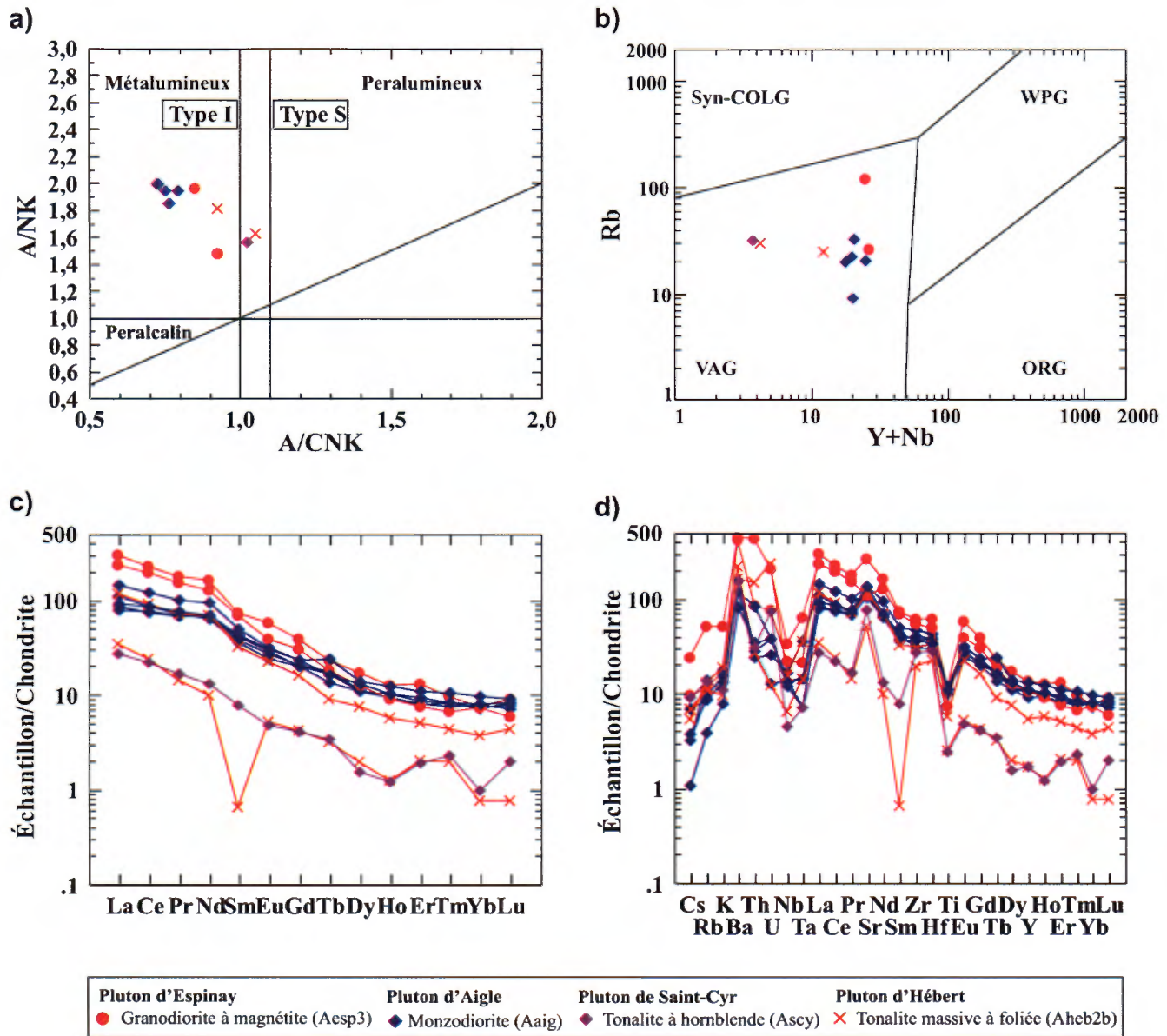
**Figure 9** – Diagrammes de caractérisation géochimique des roches intrusives mafiques et ultramafiques de la région du lac Hébert (32G03) : a) Diagramme cationique  $\text{FeO}(\text{total})+\text{TiO}_2$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{MgO}$  (Jensen, 1976); b) et c) Diagrammes des éléments des terres rares et diagrammes multi-éléments normalisés par rapport aux chondrites pour les intrusions pyroxénitiques (I4B) et les dykes mafiques ou ultramafiques (I3/14).

ont été générées exclusivement dans les environnements des marges continentales actives ( $\text{Th}/\text{Ta} = 6$  à 20; Gorton et Schandl, 2000). De ce fait, les roches intermédiaires et felsiques de la Formation de Fecteau se distinguent clairement de celles du Membre felsique de Freeman. Ces dernières sont très étalées sur les domaines des marges continentales actives et des zones volcaniques intraplaques.

## Roches intrusives

### Roches intrusives ultramafiques

Toutes les intrusions ultramafiques traitées dans cette section sont localisées dans la moitié nord de la région du lac Hébert (figure 2 et cartes hors texte). Les échantillons de roches utilisés dans cette section sont prélevés sur les intrusions ultramafiques situées à l'ouest du Pluton de Saint-Cyr (5 échantillons), au sud du Pluton d'Espinay (1 échantillon) et au nord du lac Sirius (à l'ouest de la Faille de la Concession; 2 échantillons). Géochimiquement, les intrusions ultramafiques rencontrées sont homogènes (figures 9a, 9b et 9c). Elles ont des teneurs en  $\text{MgO}$  variant de 16 à 22 %, en  $\text{SiO}_2$  de 50 à 54 %, en  $\text{TiO}_2$  de 0,12 à 0,26, en Cr de 2000 à 3200 ppm, en Ni de 10 à 50 ppm et des rapports  $\text{Mg}\#$  qui varient de 75 à 88 [où «  $\text{Mg}\#$  » =  $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}(\text{total}))$ , exprimé en % moléculaire], un rapport  $\text{Ti}/\text{Zr}$  variant de 80 à 220,  $\text{Zr}/\text{Y}$  de 1,2 à 2,7 et  $\text{Th}/\text{Nb}$  de 0,1 à 0,8. Sur le diagramme de Jensen, ces intrusions occupent le champ des péridotites komatiitiques (basaltes intraplaques; figure 9a). Sur les diagrammes des éléments des terres rares normalisés aux chondrites (figure 9b), les roches ultramafiques affichent des spectres avec des pentes abruptes, enrichis en terres rares légères [ $(\text{La}/\text{Yb})_n = 2$  à 8]. Cependant la section des terres rares légères sur le diagramme est anormalement plate. Ce fléchissement du profil des terres rares se traduit par un appauvrissement en La, Ce et Pr. Une forte altération météorique, métasomatique ou hydrothermale pourrait être à l'origine du lessivage en terres rares légères. Les spectres multiéléments (figure 9c) présentent de fortes anomalies négatives en Nb, en Zr et en Ti, ce qui suggère soit une signature d'arc, soit une contamination crustale du magma parent. Cependant, les rapports  $\text{Th}/\text{Nb}$  (0,1 à 0,8), nettement plus riches que les rapports mantelliques ( $\text{Th}/\text{Nb} = 0,118$ ), sont incompatibles avec la génération de magmas par une plume mantellique. On peut donc suggérer que les caractéristiques géochimiques des intrusions ultramafiques de la région du lac Hébert indiquent une mise en place dans un environnement d'arc insulaire. Une forte contamination du magma parent des intrusions ultramafiques, jumelée à un appauvrissement en nickel des sulfures (10 à 50 ppm), suggère une présence probable de sulfures magmatiques à la base ou au contact de ces corps intrusifs. En effet, un magma ultramafique, dont les sulfures n'ont pas été ségrégués lors de sa montée et de sa mise en place dans la croûte, conserve des teneurs en Ni qui



**Figure 10** – Diagrammes de caractérisation géochimique des roches intrusives felsiques de la région du lac Hébert (32G03) : **a)** Diagramme A/NK versus A/CNK (Maniar et Picolli, 1989; Shand, 1974; Chappell et White, 1974); A =  $Al_2O_3$  (molaire), N =  $Na_2O$  (molaire), K =  $K_2O$  (molaire), C = CaO (molaire); **b)** Diagramme de discrimination géotectonique Rb versus Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984; Syn-COLG = Granite syncollisionnel; VAG = Granite intraplaque; ORG = Granite de ride océanique); **c)** et **d)** Diagrammes des éléments des terres rares et diagrammes multi-éléments normalisés par rapport aux chondrites.

varient de 0,1 à 0,2 %. Le Ni et le Cu étant des éléments chalcophiles, la saturation en soufre du magma parent non appauvri et la ségrégation gravitationnelle tardive des sulfures entraînent un appauvrissement en Ni et Cu des roches issues de ce magma. Les sulfures ségrégués ont alors tendance à se concentrer à la base du corps ultramafique.

### Roches intrusives felsiques

La caractérisation géochimique des roches intrusives felsiques est basée sur 10 échantillons prélevés sur le

Pluton d'Hébert (2 échantillons), le Pluton de Saint-Cyr (1 échantillon), le Pluton d'Espinay (2 échantillons) et le Pluton d'Aigle (5 échantillons). La monzodiorite du Pluton d'Aigle et la granodiorite du Pluton d'Espinay sont métalumineuses. Les tonalites des plutons d'Hébert et de Saint-Cyr sont métalumineuses à légèrement peralumineuses [figure 10a;  $A/CNK = 0,7$  à  $1,05$  et  $A/NK = 1,4$  à  $2,0$  (où « A », « C », « N » et « K » représentent respectivement les proportions moléculaires de  $Al_2O_3$ , CaO,  $Na_2O$  et  $K_2O$ )]. Les roches, dont le rapport A/CNK est inférieur à 1,1 sont associées à des plutons de *type I* (origine ignée), tandis que les roches dont le rapport A/CNK est supérieur à 1,1 sont soit



le produit de la différenciation magmatique, soit d'origine sédimentaire (c'est-à-dire de *type S*; Maniar et Piccoli, 1989; Shand, 1974; Chappell et White, 1974). Nos résultats analytiques n'ont pas permis de déceler des rapports A/CNK supérieur à 1,1.

Tous les profils des éléments des terres rares des roches intrusives montrent un enrichissement en terres rares légères et un appauvrissement en terres rares lourdes (figures 10c et 10d). Les rapports La/Yb<sub>n</sub> varient de 30 à 46 pour le Pluton d'Hébert, de 30 à 40 pour le Pluton d'Espinay, de 10 à 15 pour le Pluton d'Aigle et indiquent autour de 27 pour le Pluton de Saint-Cyr. Les compositions des tonalites des plutons d'Hébert et de Saint-Cyr sont typiquement plus primitives que celles des autres unités. Elles se distinguent par des valeurs en terres rares légères supérieures de 1 à 30 fois celles des chondrites et par des valeurs en terres rares lourdes inférieures à celles des chondrites.

Sur les diagrammes multiéléments normalisés par rapport aux chondrites, toutes les unités felsiques montrent des profils d'éléments traces bien fractionnés, avec des anomalies négatives en Nb-Ta et en Ti. Elles se caractérisent également par un appauvrissement en Cs+Rb (figure 10d).

Selon les observations effectuées sur le diagramme de classification paléotectonique de Pearce *et al.* (1984), les différents plutons de la région étudiée appartiennent à la classe des granitoïdes d'arc volcanique (VAG; figure 10b). Dans ce diagramme, on observe que les analyses de roches les plus différenciées sont enrichies en Rb et se projettent à proximité du domaine des granites syncollisionnels (SynCOLG). Sur la base des profils des éléments des terres rares et du diagramme de classification paléotectonique, on peut conclure que les tonalites des plutons d'Hébert et de Saint-Cyr représentent les unités les moins différenciées, tandis que les granodiorites du Pluton d'Espinay sont les unités les plus différenciées.

### Dykes mafiques et ultramafiques (I3a)

Au sud-est de la région cartographiée, les dykes protérozoïques injectés dans la zone de contact entre les unités de la Ceinture d'Urban-Barry (Province du Supérieur) et celles du Parautochtone (Province de Grenville), sont de composition mafique (diabase) à ultramafique (péridotite) (figures 9a). Cette conclusion est basée sur un seul échantillon de diabase qui montre des concentrations en MgO de 8 %, en SiO<sub>2</sub> de 52 %, en TiO<sub>2</sub> de 0,51 %, en Cr de 100 ppm, en Ni de 30 ppm, des rapports Mg# de 60 [où « Mg# » = MgO/(MgO + FeO(total)), exprimé en % moléculaire] et un rapport Th/Nb de 1,2. La péridotite montre des concentrations en MgO de 29 %, en SiO<sub>2</sub> de 45 %, en TiO<sub>2</sub> de 0,3 %, en Cr de 2200 ppm, en Ni de 1000 ppm, des rapports Mg# de 82 et Th/Nb de 0,18. Sur le diagramme de Jensen, la péridotite occupe le champ des péridotites komatiitiques (basaltes intraplaques) et la diabase, le champ des tholéiites magnésiennes. Ainsi, la diabase est riche en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(total), et pauvre

en Cr et en Ni, par rapport aux intrusions ultramafiques. Sur les diagrammes des éléments des terres rares normalisés aux chondrites (figure 9b), le dyke ultramafique affiche un spectre plat des terres rares lourdes et intermédiaires, et un appauvrissement en terres légères [(La/Yb)<sub>n</sub> = 0,7]. Par contre, la diabase est légèrement enrichie en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes [(La/Yb)<sub>n</sub> = 2,5]. Le dyke ultramafique affiche des rapports Th/Yb de 0,11 et Ta/Yb de 0,12 similaires à ceux d'un manteau appauvri (Pearce, 1983). La diabase a des rapports Th/Yb de 1 et Ta/Yb de 0,08 comparables à ceux des arcs océaniques. Cependant, une projection orthogonale de la composition du dyke de diabase sur le domaine mantellique (Pearce, 1983) montre que la diabase proviendrait également d'un manteau appauvri.

## GÉOCHRONOLOGIE

Trois échantillons de roches volcaniques felsiques ont été prélevés dans les formations de Fecteau (unité *Afec4*), de Chanceux (*Achx3*) et d'Urban (Membre de Freeman (*Afrm*)) à des fins de géochronologie. Les datations ont été effectuées sur des zircons par la méthode U-Pb traditionnelle dans les laboratoires du Royal Ontario Museum. Les méthodes de traitement et d'analyse des zircons sont exposées dans les articles de Davis (1982) et de Krogh (1982 a et b). L'aspect des zircons analysés et les résultats analytiques sont présentés à la figure 11. Le tableau 2, en page suivante, détaille les données isotopiques uranium - plomb.

### Formation de Fecteau (*Afec*)

L'échantillon (SGNO-02-08) de la Formation de Fecteau provient d'une rhyolite massive à phénocristaux de quartz gris (*Afec4*) située à 6,5 kilomètres à l'est du lac Fecteau (figure 2 et cartes hors texte). Cet échantillon se situe stratigraphiquement près du milieu de la portion de la Formation de Fecteau exposée dans le flanc nord du Synclinal de Fecteau, entre les unités *Afec3* et *Afec1*. Les zircons de cet échantillon sont peu nombreux et forment une population homogène de cristaux brun pâle dépourvus d'inclusions (figure 11a). Ils sont généralement prismatiques, à faces simples et ils ressemblent au *type G1* de Pupin (1980). Aucune évidence de transport détritique, d'abrasion ou d'anneaux de surcroissance n'est notée, ce qui indique la nature primaire et non héritée de ces zircons. Les analyses de quatre zircons individuels, frais et non fracturés donnent des résultats concordants d'âge moyen <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb de 2791,0 ± 1,0 Ma, avec 45 % de probabilité de coïncidence (figure 11b). Cet âge est un juste estimé de l'âge de cristallisation de cette rhyolite et, par extension, des roches encaissantes de la Formation de Fecteau.

TABLEAU 2 - Données isotopiques U-Pb

N°	Description <sup>1</sup>	Poids (mg)	U (ppm)	Th/U <sup>2</sup>	Pb Com. (pg) <sup>3</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2 σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb [Âge (Ma)]	2 σ	Disc. <sup>4</sup> (%)
<b>SGNO-02-08</b>		<b>Rhyolite massive porphyrique à quartz, Fm. de Fecteau (<i>Afec4</i>)</b>											
1	euh, brn pâle, incl, cr <sup>1</sup>	0,0005	457	0,41	0,67	2329	0,5408	0,0014	14,601	0,042	<b>2791,7</b>	1,6	0,2
2	euh, brn pâle <sup>1</sup>	0,0003	306	0,36	0,35	1815	0,5401	0,0024	14,581	0,066	<b>2791,4</b>	2,5	0,3
3	euh, brn pâle <sup>1</sup>	0,0003	291	0,35	0,45	1332	0,5408	0,0018	14,587	0,048	<b>2790,1</b>	2,7	0,2
4	euh, brn pâle <sup>1</sup>	0,0004	271	0,46	0,42	1750	0,5415	0,0024	14,603	0,066	<b>2789,7</b>	2,4	0,0
<b>SGNO-02-07</b>		<b>Rhyolite cisailée porphyrique à quartz, Fm. de Chanceux (<i>Achx3</i>)</b>											
1	rnd, brn pâle, incl <sup>1</sup>	0,0030	79	0,72	0,36	4256	0,5257	0,0018	13,648	0,047	<b>2727,4</b>	2,2	0,2
2	euh, brn foncé <sup>1</sup>	0,0050	85	0,65	0,48	5649	0,5266	0,0035	13,670	0,091	<b>2727,2</b>	1,8	0,0
3	euh, zones brn-clr <sup>1</sup>	0,0030	103	0,64	0,44	4502	0,5266	0,0013	13,666	0,036	<b>2726,8</b>	1,8	0,0
<b>SGNO-02-06</b>		<b>Tuf à lapilli porphyrique à quartz-plagioclase, Mbr. de Freeman (<i>Afrm</i>)</b>											
1	euh, brn pâle <sup>1</sup>	0,0004	118	0,52	0,83	371,2	0,5206	0,0041	13,352	0,103	<b>2707,3</b>	5,8	0,3
2	euh, brn pâle <sup>1</sup>	0,0010	34	0,46	0,43	500,5	0,5221	0,0034	13,388	0,083	<b>2707,0</b>	5,0	0,0
3	euh, brn pâle <sup>1</sup>	0,0003	128	0,61	2,94	97,07	0,5224	0,0024	13,390	0,121	<b>2706,2</b>	10,6	-0,1

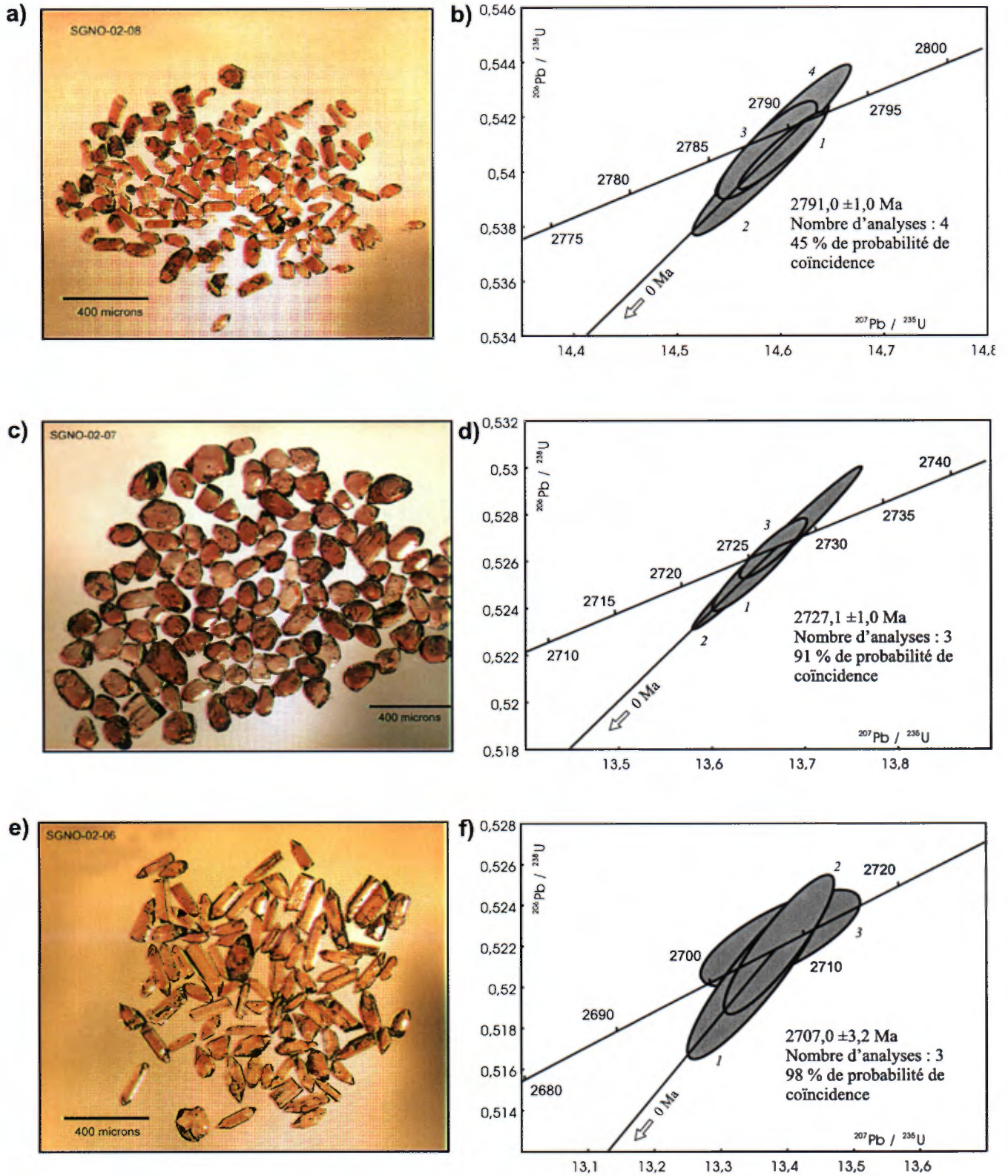
<sup>1</sup> Toutes les mesures ont été faites sur des zircons abrasés selon le protocole de Krogh (1982). Sauf indications contraires, les zircons sélectionnés sont des monozircons clairs, idiomorphes, équidimensionnels et sans inclusions; euh = idiomorphe, brn = brun, rnd = arrondi, incl = inclusions, clr = clair, cr = fêlures.

<sup>2</sup> Le rapport Th/U est calculé à partir du rapport <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb radiogénique et de l'âge <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb.

<sup>3</sup> PbCom. : Pb commun, avec composition isotopique du blanc analytique : 206/204 = 18,221; 207/204 = 15,612; 208/204 = 39,36 (erreur de 2%).

<sup>4</sup> Disc = Discordance par rapport à l'âge <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb.

Constantes de désintégration de l'uranium d'après Jaffey *et al.* (1971).



**Figure 11** – Images des zircons et diagrammes Concordia montrant les résultats d'analyse U-Pb des zircons issus de : **a)** et **b)** du tuf rhyodacitique du Membre de Freeman (*Afrm*); **c)** et **d)** de la rhyolite de la Formation de Chanceux (*Achx3*); et **e)** et **f)** du tuf dacitique de la Formation de Fecteau (*Afec4*).

## Formation de Chanceux (Achx)

Un tuf rhyolitique à lapilli porphyrique à cristaux de quartz bleu (*Achx3*) a été échantillonné à 2 km à l'ouest du lac Chanceux (SGNO-02-07). L'échantillon provient d'une unité marquée par l'abondance de roches volcaniques felsiques dans la moitié inférieure de la Formation de Chanceux, telle qu'elle est exposée sur le flanc nord du Synclinal du lac Chanceux. Les zircons, ici abondants, sont brunâtres, trapus et à faces multiples (figure 11c), présentant souvent une forme subarrondie et des surfaces rugueuses. Dans de telles roches volcanoclastiques, l'arrondissement des grains de zircon peut être dû au transport du matériel tufacé en milieu aqueux ou à une mise en place dans une nuée ardente lors de l'éruption. Trois analyses effectuées sur des zircons individuels, de morphologies et de couleurs diverses, ont donné des résultats concordants qui définissent un âge moyen  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2727,1 \pm 1,0$  Ma (figure 11d). La probabilité de coïncidence est de 91 %. Cet âge représente l'âge d'éruption des tufs felsiques de la Formation de Chanceux.

## Formation d'Urban (Aurb)

Un échantillon de tuf rhyolitique à blocs et à lapilli (SGNO-02-06) du Membre de Freeman (*Afrm*) a été prélevé pour dater la mise en place de la Formation d'Urban. L'affleurement échantillonné est situé à 3 km à l'ouest de la rivière de l'Aigle, dans un secteur où les tufs felsiques du Membre de Freeman sont interstratifiés avec les basaltes glomérporphyriques de la Formation d'Urban. L'échantillon a donné une petite quantité de zircons en cristaux prismatiques longs et en grains trapus à faces multiples (figure 11e). Les analyses de trois zircons individuels représentant ces deux types de zircon ont donné des résultats concordants avec un âge moyen  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $2707,0 \pm 3,2$  Ma (figure 11f). La probabilité de coïncidence est de 98 %. Cet âge est la meilleure estimation de l'âge d'éruption du tuf rhyolitique, et par extension de la Formation d'Urban dans la région du lac Hébert.

## GÉOLOGIE STRUCTURALE

La région du lac Hébert (SNRC 32G/03) est composée des roches volcaniques et sédimentaires de la Ceinture d'Urban-Barry (CUB) et des roches plutoniques avoisinantes. Des éléments structuraux de trois phases de déformation kénoréenne ( $\approx 2700$  Ma) de la Bande volcanique Nord (Chown *et al.*, 1992) ont été identifiés sur le terrain, ainsi que des éléments structuraux plus tardifs d'affinité grenvillienne. Le style structural des roches volcaniques de la moitié sud de la région du lac Hébert est caractérisé par l'imbrication de blocs structuraux d'âge progressivement plus grand du nord vers le sud par une série de failles ductiles fragiles inverses.

## Fabriques planaires, linéaires et plissements

Les unités cartographiées sont généralement affectées par au moins une fabrique planaire pénétrative. Celle-ci consiste en une schistosité ou une foliation minérale selon la nature des roches et le niveau crustal considéré. Elle définit un grain structural principalement E-W à ENE-WSW à pendage abrupt.

Dans les roches plutoniques, on note généralement une foliation et une linéation définies par l'attitude des minéraux ferromagnésiens. Ces éléments de la fabrique sont généralement d'origine tectonique, mais on ne peut exclure la présence d'une foliation ou d'une linéation magmatique dans certaines intrusions tardives, tel le Pluton d'Espinay. L'intensité de la foliation est variable et elle s'accompagne localement d'un rubanement gneissique. Ce rubanement est particulièrement apparent dans l'unité *Aheb2b* du Pluton d'Hébert. L'abondance de hornblende rend certains lithofaciès propices au développement de la linéation minérale. Cette dernière plonge abruptement à l'intérieur des plans de foliation.

Les roches volcaniques de la région sont typiquement marquées d'une schistosité  $S_2$  transposant le litage ( $S_0$ ) et d'une linéation d'étirement  $L_c$  (photo 3, annexe 1). Des plis isoclinaux  $P_2$  d'échelle centimétrique à décimétrique avec des zones de charnière épaissies sont visibles en affleurement. Ces plis sont isoclinaux et marqués par un épaississement des zones de charnière. La schistosité  $S_2$  et le litage  $S_0$  sont affectés par de grands plis subcylindriques  $P_3$  à plongée modérée vers l'est ou vers l'ouest. Les axes de plis  $P_3$  montrent une continuité latérale d'est en ouest de l'ordre de 5 à 10 km. Ils se manifestent sur le terrain par des répétitions stratigraphiques, des inversions de polarité et par des attitudes de  $S_0$  et de  $S_2$  orthogonales au grain structural régional dans les zones de charnière  $P_3$ . Ils se manifestent aussi par le plissement des signatures magnétiques associées à certaines lithologies comme les gabbros (figure 2 et cartes hors texte; figure 3). En affleurement, la schistosité  $S_3$  associée aux plis  $P_3$  n'est que localement apparente; elle est peu pénétrative et forme un clivage de crénulation espacé (Powell, 1979) développé sélectivement dans certaines lithologies, tels les tufs fins granoclassés.

Les plis  $P_3$  régionaux occupent le centre des blocs structuraux délimités par le réseau de failles régionales (figure 2 et cartes hors texte; figure 12). Les synclinaux régionaux les plus importants sont le Synclinal d'Urban, le Synclinal du lac Chanceux et le Synclinal du lac Fecteau. Ils s'accompagnent quelquefois d'anticlinaux importants, tel l'Anticlinal de Marceau.

Le prolongement du Synclinal d'Urban de la région du lac Picquet (Bandyayera *et al.*, 2002) à la région du lac Hébert est confirmé par la présence de deux zones d'affleurement dans l'unité *Amac1* marquées par la présence de coussins (photo 6 en annexe 1) indiquant des sommets stratigraphiques convergents, ainsi que par le plissement apparent du grain

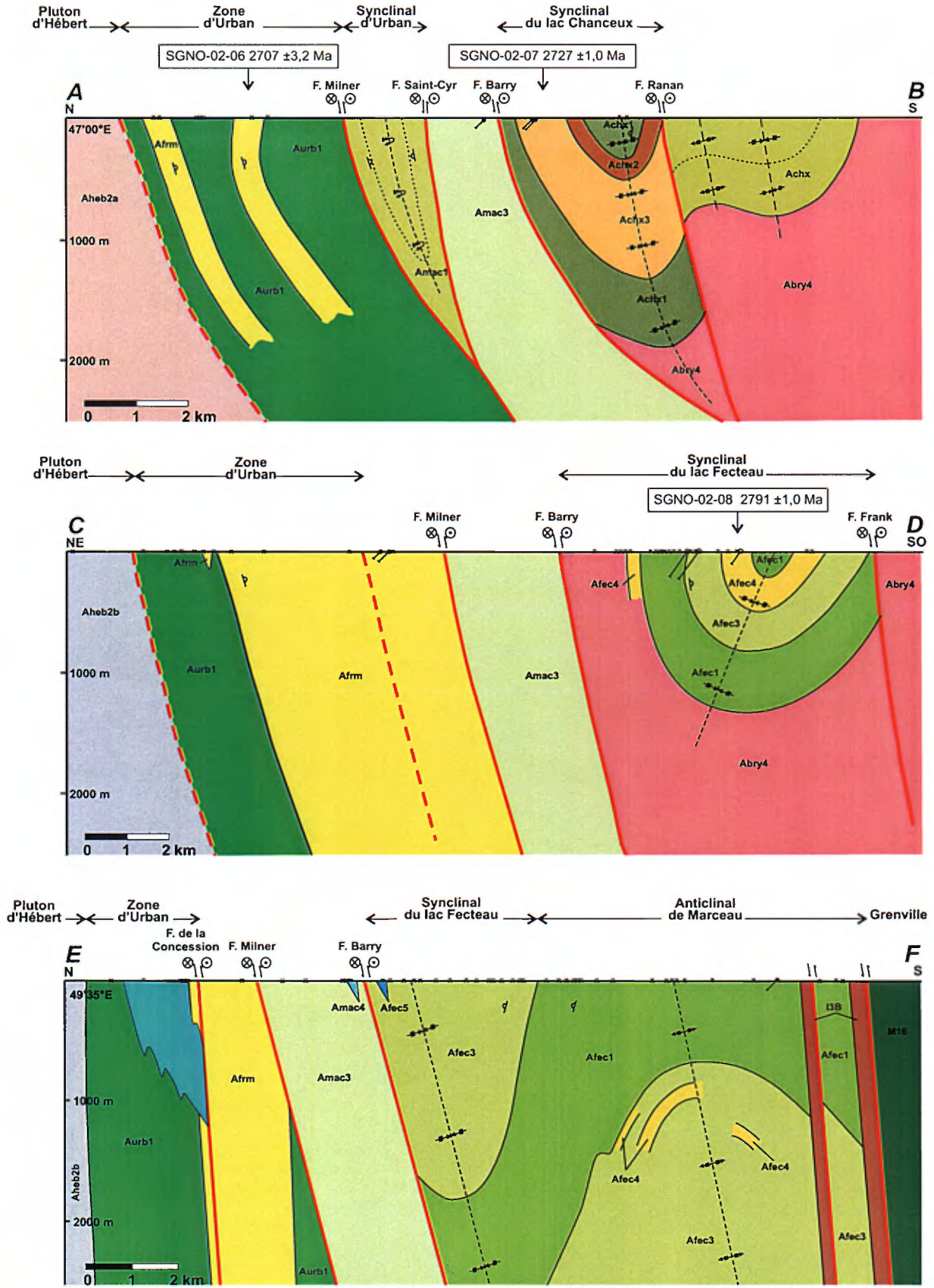


Figure 12 – Coupes structurales A-B, C-D et E-F (regard vers l'est). Le tracé de ces coupes est localisé sur la carte géologique simplifiée (figure 2). L'échelle verticale est exagérée pour mieux illustrer les structures régionales.

magnétique (De Carle, 1997). Ce synclinal est un pli  $P_3$  majeur qui a été défini dans le canton d'Urban, à l'ouest de la région cartographiée (figure 2 et cartes hors texte). L'orientation de la trace du plan axial du Synclinal d'Urban change progressivement de  $N045^\circ$  à  $N090^\circ$  de la région du lac Picquet à celle du lac Hébert.

Le Synclinal du lac Chanceux affecte les roches de la Formation de Chanceux (*Achx*). Il se manifeste par le plissement conjoint de la schistosité  $S_2$  et d'un important sill de gabbro entre les lacs Chanceux et Lacroix ainsi que par les polarités indiquées par les coussins dans les basaltes du même secteur. Ce pli est aussi apparent sur le levé aéromagnétique (De Carle, 1997).

Le Synclinal du lac Fecteau plonge modérément vers le sud-est à partir du lac Fecteau. Il est révélé par les levés aéromagnétiques (Chakridi, 1994) ainsi que par les indications de polarité sous forme d'empreintes de charge (photo 11 en annexe 1) et de coussins de part et d'autre de la trace de son plan axial.

La demi-longueur d'onde et le degré d'ouverture de ces systèmes de plis  $P_3$  sont proportionnels à l'écart entre les failles qui les bordent. Ainsi, au lac Chanceux, où les failles bordières sont séparées de 1,4 à 2,0 km, les plis  $P_3$  sont relativement fermés et leur demi-longueur d'onde est de 1,2 km. À l'est de la Faille de la Concession, où nous n'avons pas identifié de faille importante à moins de 8 km au sud de la Faille Barry, les plis  $P_3$  sont presque cylindriques et leur demi-longueur d'onde est de 4,5 km.

Dans le secteur du lac Chanceux, les plis  $P_3$  sont affectés par de grands plis ouverts  $P_4$  de direction NE. Les plis  $P_4$  sont localement notés à petite échelle en affleurement où ils reprennent les plis  $P_3$  et les structures qui leur sont antérieures. Ils se manifestent régionalement par de grandes ondulations affectant les contacts géologiques, les axes de plis  $P_3$  et le grain magnétique régional (figure 2 et cartes hors texte; figure 3). Leur expression la plus commune demeure cependant une forte schistosité  $S_4$ ,  $N045^\circ/90^\circ$  qui recoupe toutes les autres structures. Aucune autre structure ne semble déformer cette schistosité  $S_4$ , qui a l'aspect d'un clivage ardoisier. La demi longueur d'onde des plis  $P_4$  est d'environ 2,0 km. La superposition des plis  $P_3$  et  $P_2$  en affleurement (photo 4 en annexe 1) donne naissance à des patrons d'interférence coaxiaux de type convergent divergent (*type 3* de Ramsay, 1967; *types F, G et H* de Thiessen et Means, 1980).

### Corridor de déformation régional

La Zone de déformation d'Urban (ZDU) est le seul corridor de déformation régional du secteur du lac Hébert. Les travaux de cartographie récents de Géologie Québec ont établi que la ZDU peut être tracée en continuité cartographique sur environ 150 km du lac Wilson au lac Annette (Bandyayera *et al.*, 2003; Bandyayera *et al.*, 2002). Sa largeur moyenne dans la région du lac Hébert est de trois kilomètres et sa direction moyenne est-ouest. La ZDU est confinée aux

roches de la Formation d'Urban incluant le Membre de Freeman dont elle coupe les contacts sans les déplacer. Les roches affectées par la ZDU sont caractérisées par une forte schistosité  $S_2$ , E-W sub-verticale ainsi que par une linéation ( $L_2$ ) définie par l'alignement des aiguilles de hornblende et l'étirement subvertical des objets géologiques. Les indicateurs cinématiques indiquent un chevauchement du sud au nord. Cette fabrique se traduit par un fort degré d'aplatissement N-S et d'étirement vertical résultant en un rubanement marqué de la roche (photos 8 et 9 en annexe 1). Localement, cette schistosité est affectée par des *kinks* ou par une forte crénulation dont les axes montrent un plongement subvertical.

### Failles régionales

Les roches des formations de Macho, de Chanceux et de Fecteau sont coupées par une série de failles ductiles fragiles régionales de direction E-W à ENE-WSW (figure 2 et cartes hors texte). Ces failles divisent l'empilement de roches volcaniques au sud de la Faille Milner en une série de blocs structuraux. Ces blocs diffèrent les uns des autres par la nature de leurs lithologies, le détail de leur stratigraphie et l'âge de leurs roches volcaniques. Ils diffèrent également par l'accroissement progressif de la proportion des roches plutoniques relativement aux roches volcaniques du nord vers le sud. Certaines de ces failles étaient dans une certaine mesure déjà identifiées et caractérisées à l'ouest de la région du lac Hébert sur le SNRC 32G/04 (Bandyayera *et al.*, 2001) où leur direction est principalement NE-SW. Leur extension vers l'est sur le SNRC 32G/03 a été rendue possible par l'identification de zones de roches déformées, par la troncature structurale d'assemblages lithologiques ainsi que par la continuité de leurs signatures magnétiques typiquement négatives sur la carte du gradient vertical aéromagnétique (figures 3a et 3b). Le centre des blocs structuraux délimités par ces failles est habituellement occupé par un axe de synclinal sub-parallèle aux failles qui les bordent. Ces failles sont en général associées à des zones de déformation de moins de 100 mètres de largeur à pendage vers le S, le SW ou le SE. On y note une intense schistosité ENE-WSW à E-W, une forte linéation d'étirement à plongée variable vers l'E ou le SE, des veines d'extension N-S subverticales, des veines de cisaillement E-W subverticales et des *kinks*. Les indicateurs cinématiques associés à ces failles montrent toujours un mouvement inverse à composante dextre similaire à celui documenté plus à l'ouest dans les SNRC 32B/13 et 32G/04 (Tessier, 1996).

La plus septentrionale de ces failles est la Faille de Milner qui assure le contact entre les formations de Macho et d'Urban. Elle a été tracée en continuité cartographique sur 65 km, du coin SW du SNRC 32G/04 jusqu'à la limite est du SNRC 32G/03. La Faille de Milner fait chevaucher les roches volcaniques des unités *Amac1* et *Amac3* datées à 2717 Ma (Bandyayera *et al.*, 2002) sur la Formation d'Urban (*Aurb1*) et le Membre de Freeman (*Afrm*) daté à 2707 Ma

(présente étude). Des roches affectées par la Faille de Milner sont exposées au SW du lac Émélie. Elles sont intensément déformées et affectées par une schistosité d'attitude  $N095^{\circ}/72^{\circ}$  et par une linéation d'étirement plongeant à environ  $70^{\circ}$  vers le sud. Ces roches montrent une forte altération en ankérite et localement de fortes concentrations de grenat et de pyrite.

La Faille Rouleau a été définie à l'ouest du SNRC 32G/03 (Bandyayera *et al.*, 2002), où elle est bien documentée en affleurement et en sondage. Aucune roche affectée par cette faille n'a été notée dans la région du lac Hébert puisque son extension vers l'est traverse une région dépourvue d'affleurements et de sondages. Son tracé a été prolongé jusqu'à la Faille Milner sur la base des levés aéromagnétiques où elle sépare deux secteurs marqués par un relief et un grain magnétiques différents (figure 3).

La Faille Saint-Cyr a été prolongée vers l'est jusqu'à la Faille Milner sur laquelle elle se termine 1 km à l'ouest de la rivière de l'Aigle. Elle sépare deux assemblages de roches de la Formation Macho : des roches volcaniques mafiques (*Amac1*) au nord et un assemblage diversifié de volcanites mafiques, intermédiaires et felsiques entrecoupées de sédiments graphitiques (*Amac3*) au sud. Elle n'est pas exposée dans la région du lac Hébert, mais elle affecte des roches coupées en sondage (Fournier, 1997).

La Faille Barry traverse la région d'ouest en est. Elle accole l'unité *Amac3* de la Formation de Macho (2717 Ma), aux formations de Chanceux (2727 Ma), de Fecteau (2791 Ma) et au Complexe de Barry (*Abry*) au sud. Des roches affectées par la Faille Barry sont notées au nord du lac Chanceux et au sud du lac Émélie. Ces roches sont intensément déformées, montrant une schistosité pénétrative E-W subverticale localement associée à une crénulation, à une linéation d'étirement ( $L_e$ ) plongeant de  $15^{\circ}$  à  $65^{\circ}$  vers l'est, à des veines de quartz E-W foliées et boudinées ainsi qu'à des veines de tension N-S. Les relations entre ces éléments structuraux ( $S_2$ ,  $L_e$ ,  $L_c$ , veines) sont comparables à celles rapportées sur la Faille Mazères (Tessier, 1996) à l'ouest de la région étudiée. Les roches en périphérie de la Faille Barry montrent une altération pervasive souvent intense en ankérite, localement accompagnée de calcite, de chlorite ou de quartz.

Les autres failles plus au sud (Ranan, Lacroix et Frank) n'affleurent pas dans le SNRC 32G/03. Leur tracé est essentiellement inféré de la géophysique et de la géologie. Elles montrent une signature magnétique négative sur le levé du gradient vertical aéromagnétique et tronquent localement le grain magnétique dans le Complexe de Barry. Ces failles font chevaucher un pourcentage progressivement plus important de roches plutoniques du Complexe de Barry (*Abry*) sur les formations de Chanceux (*Achx*) et de Fecteau (*Afec*). Les failles Ranan et Lacroix se ramifient à partir de la Faille Barry. La Faille Lacroix, en particulier, sépare la Formation de Fecteau (*Afec*; 2790 Ma) de la Formation de Chanceux (*Achx*; 2727 Ma). Il est possible que ces trois failles aient des extensions sur les SNRC 32B/13 et 32B/14.

Dans le SNRC 32G/03, Moukhsil (1996) introduit le terme de « Faille d'Hébert » pour désigner une faille ductile dextre ENE affectant la partie nord du pluton d'Hébert. Il suggère que l'extension de cette faille dans la région du lac Hébert traverse les environs de la limite nord du Pluton d'Espinay en direction des lacs Machault et Eva. Nous n'avons rien remarqué dans ce secteur indiquant un degré de déformation ou un style structural distinct du reste du Pluton d'Hébert.

Une série de failles tardives d'attitude NNE est notée à l'échelle locale et régionale. Ces failles sont fréquentes dans la Bande volcanique Nord et elles sont considérées comme étant d'affinité grenvillienne (Daigneault et Allard, 1994). La plus extensive est la Faille de la Concession qui traverse la moitié est de la région cartographiée. Il s'agit d'une zone de faille inverse à composante senestre. Le mouvement senestre se traduit par un décalage apparent de l'ordre de 2 kilomètres des contacts géologiques et des failles kénoréennes tandis que le mouvement inverse se manifeste par le passage d'ouest en est du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites, indiquant une remontée du compartiment est.

## Domaines structuraux

La région du lac Hébert a été divisée en onze domaines d'homogénéité structurale (figure 13a). Une projection stéréographique des principaux éléments planaires et linéaires a été produite pour chacun de ces domaines (figure 13b).

Les domaines 1 à 7 sont principalement constitués de roches volcaniques. Leurs limites dans une grande mesure coïncident avec les limites des blocs structuraux décrits à la section précédente. Les principaux éléments de la fabrique y sont le litage  $S_0$ , la schistosité  $S_2$  et la linéation  $L_e$ .

Le domaine 1 correspond à la Zone de déformation d'Urban (ZDU) qui forme une séquence homoclinale à sommet vers le sud. La schistosité et le litage y sont principalement subverticaux et de direction E-W, les linéations y sont subverticales.

Le domaine 2 correspond aux roches comprises entre la ZDU et la Faille de Barry. Il s'agit d'un secteur relativement peu exposé combinant la portion du Membre de Freeman à l'extérieur de la ZDU, l'extension est du Synclinal d'Urban et les autres roches de la Formation de Macho bordées au sud par la Faille de Barry. La structure interne des copeaux bordés au nord par les failles Rouleau, Saint-Cyr et Milner et au sud par la Faille de Barry est particulièrement mal définie; la dispersion des plans  $S_0$  et  $S_2$  de ces copeaux peut aussi bien s'expliquer par une séquence homoclinale à vergence sud que par un système de plis isoclinaux E-W déversés vers le nord similaire à celui du Synclinal d'Urban.

Le domaine 3 correspond aux roches de la Formation de Chanceux comprises entre les failles Barry et Lacroix. La distribution des principaux éléments structuraux est illustrée à la figure 13 et elle est compatible avec les relations structurales observées en affleurement (voir la section « Formation de Chanceux » dans le chapitre « Géochronologie » et la photo 4 en annexe 1). Le litage  $S_0$  est transposé

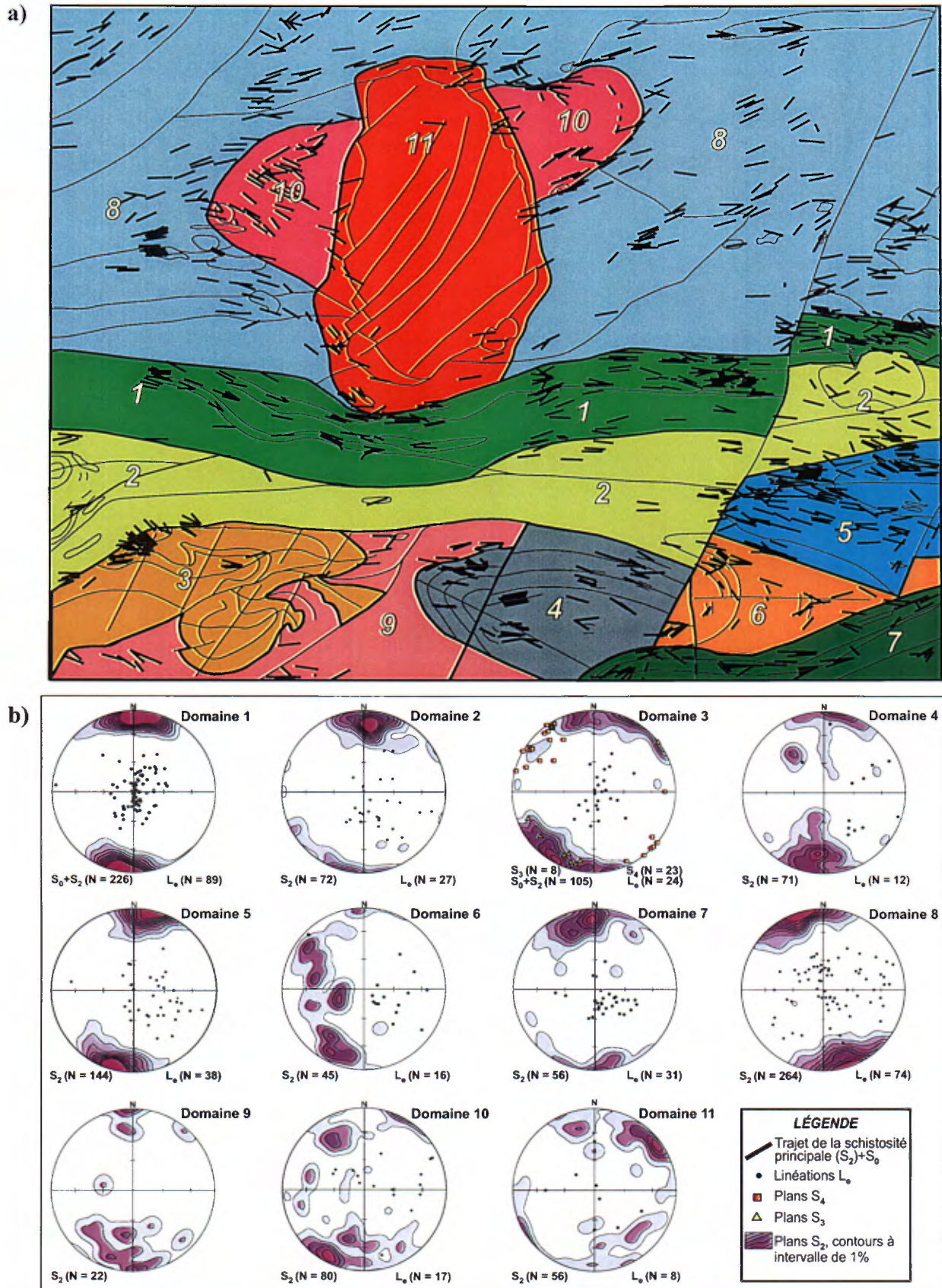


Figure 13 – a) Cartes des domaines structuraux de la région du lac Hébert (SNRC 32G03) et b) Projections stéréographiques équaires des schistosités et des linéations des 12 domaines structuraux de la région du lac Hébert. La schistosité principale  $S_2$  est contourée, les pôles aux schistosités  $S_3$  et  $S_4$  ainsi que les linéations  $L_c$  sont indiqués ponctuellement.



sur  $S_2$  sur les flancs de plis  $P_2$ . Ces plis  $P_2$  sont replissés par les plis  $P_3$ , ici de direction SE-NW et de forme isoclinale. Les plis  $P_3$  sont à leur tour coupés par la schistosité  $S_4$  subverticale de direction NE.

Les domaines 4 et 5 correspondent respectivement aux moitiés ouest et est du Synclinal de Fecteau, séparées par la Faille de la Concession. La moitié ouest forme un synclinal relativement ouvert à plongée modérée vers l'ESE, tandis que la moitié est de forme isoclinale et à plongée plus faible.

Le domaine 6 correspond à l'Anticlinal de Marceau, la distribution de  $S_0$  et de  $S_2$  (figure 13) montre un pli très ouvert, de forme quasi cylindrique, à plongée modérée vers l'est. Le domaine 7 correspond aux amphibolites du SE de la région du lac Hébert, où les effets du Front du Grenville deviennent plus importants. La schistosité  $S_2$  y est intense, de direction E-W et à pendage abrupt vers le sud. La linéation minérale plonge aussi abruptement vers le sud.

Les domaines 8, 9, 10 et 11 sont principalement constitués de roches plutoniques avec un pourcentage variable, mais généralement faible d'enclaves de roches supracrustales. Ces domaines coïncident avec les principaux corps intrusifs de la région du lac Hébert et leur style structural reflète l'âge relatif de l'emplacement de ces diverses intrusions. Les principaux éléments structuraux y sont la foliation  $S_2$  et la linéation minérale.

Le domaine 8 correspond au Pluton synvolcanique d'Hébert et occupe la plus grande partie de la moitié nord de la région du lac Hébert. La foliation du Pluton d'Hébert montre une attitude ENE subverticale assez homogène. Par contre, la distribution de la linéation minérale se disperse fortement de part et d'autre de la verticale.

Le domaine 9, peu exposé, correspond au Complexe de Barry dont les contacts sont plissés et faillés avec les roches des formations de Fecteau et de Chanceux. La foliation y est principalement E-W.

Les domaines 10 et 11 correspondent respectivement aux plutons de Saint-Cyr et d'Espinay. Ces deux intrusions tarditectoniques sont marquées par des foliations possiblement primaires tangentiellées à leurs contacts respectifs. Dans le cas du Pluton d'Espinay, la foliation minérale est grossière et nous avons inclus dans le domaine 11 des éléments structuraux préexistants des roches encaissantes réorientés par la mise en place de cette intrusion. Les pôles à ces foliations se distribuent sur un grand cercle légèrement incliné vers l'est (domaine 10) ou horizontal (domaine 11).

### Coupes structurales

Nous avons établi une série de trois coupes structurales schématiques à travers la Ceinture d'Urban-Barry dans la région du lac Hébert (figure 2 et cartes hors texte; figure 13). Ces coupes mettent en évidence le style structural particulier de la CUB, en particulier :

- Le niveau crustal progressivement plus profond des blocs structuraux les plus au sud, indiqué notamment par

l'importance progressivement plus grande du Complexe de Barry (*Abry*) d'un bloc à l'autre;

- L'âge des lithologies est progressivement plus vieux du nord au sud;
- La séquence homoclinale à sommet vers le sud formée par la Formation d'Urban;
- La structure interne des copeaux bordés de failles au sud de la Faille de Milner enserrant généralement un synclinal;
- Le degré d'ouverture plus grand des plis bordés de failles plus espacées, tel l'anticlinal de Marceau.

## MÉTAMORPHISME

Les caractéristiques du métamorphisme régional de la région du lac Hébert sont les mêmes que celles observées dans l'ensemble de l'Abitibi (Dimroth *et al.* 1983) et dans la région de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1994). Ce métamorphisme régional va du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites et est associé à l'orogénèse kénoréenne. Le métamorphisme atteint son maximum le plus souvent dans des auréoles périphériques aux intrusions granitoïdes. Dans la région de Chibougamau, un second style métamorphique associé à l'orogénèse grenvillienne se superpose graduellement au premier dans les roches archéennes attenantes au domaine paraautochtone de la province de Grenville. Ce second style métamorphique est marqué par le passage au faciès des amphibolites moyen à supérieur dans un régime à forte pression, tel qu'indiqué par la présence de kyanite et de staurotide dans des roches autrement caractérisées par un assemblage à plagioclase + hornblende + grenat (Daigneault et Allard, 1994). Les porphyroblastes de hornblende associés au métamorphisme grenvillien ont révélé des âges  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de 1105 à 953 Ma à l'est de Chibougamau (Baker, 1980).

Dans la région cartographiée, le métamorphisme des roches volcaniques et sédimentaires de la Ceinture d'Urban-Barry est généralement au faciès des schistes verts et s'apparente au métamorphisme kénoréen décrit par Dimroth *et al.* (1983). Ce métamorphisme régional est caractérisé ici par un assemblage d'actinote + chlorite + épidote + albite dans les volcanites mafiques et par un assemblage de quartz + albite + muscovite + biotite + épidote + carbonate dans les roches volcaniques felsiques et sédimentaires. Les roches felsiques de la Formation de Chanceux contiennent localement l'assemblage chloritoïde + chlorite + albite + carbonates. Il est possible que la présence du chloritoïde résulte du métamorphisme d'une zone d'altération volcanogène. L'intensité du métamorphisme croît progressivement jusqu'au faciès moyen des amphibolites près des contacts intrusifs et en progressant de l'ouest vers l'est jusqu'à la Faille de la Concession. En marge des masses intrusives felsiques, le métamorphisme de contact

atteint le faciès moyen des amphibolites caractérisé par l'assemblage hornblende + biotite + grenat. Les basaltes affichent localement une ségrégation tectonométamorphique marquée par une alternance de zones riches en hornblende verte à olive et en plagioclase ± grenat ± magnétite.

La Faille de la Concession sépare les roches volcaniques de la CUB en deux domaines métamorphiques : celui à l'ouest est principalement au faciès des schistes verts et celui à l'est au faciès des amphibolites. Cette division est apparente dans les roches de la Formation de Fecteau. À l'ouest de la Faille de la Concession, les unités basaltiques et andésitiques de la Formation de Fecteau contiennent l'assemblage actinote + trémolite + chlorite + épidote + carbonates du faciès des schistes verts. À l'est de la Faille de la Concession, ces mêmes unités présentent l'assemblage hornblende + clinozoïsite + biotite ± actinote ± grenat ± épidote du faciès moyen des amphibolites. Les roches volcaniques felsiques de la Formation de Fecteau dans l'Anticlinal de Marceau présentent un assemblage à quartz + albite + staurotite + sillimanite + biotite. Cet assemblage de la partie supérieure du faciès des amphibolites est indicatif d'un régime métamorphique à haute température et à pression moyenne à faible (< 5 Kbar), très différent du métamorphisme grenvillien à haute température et haute pression associé au domaine parautochtone (Daigneault et Allard, 1994).

Au sud-est de l'Anticlinal de Marceau, les roches affectées par l'orogénèse grenvillienne sont typiquement au faciès moyen des amphibolites. On y trouve surtout des amphibolites à grenat foliées et grenues marquées par un assemblage hornblende + grenat + clinozoïsite + épidote + biotite.

## GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les indices minéralisés connus se concentrent dans la moitié sud de la région étudiée (figure 14 et annexe 3). La plupart des découverts minéralisés ont été visités et les carottes disponibles pour les indices non affleurants ont été examinées. Les indices restants ont été décrits à partir des documents d'origine. Les travaux de cartographie de Géologie Québec ont également mené à la découverte d'un nouvel indice minéralisé (indice **Laberge**) et de plusieurs échantillons avec des teneurs anormales en métaux (annexes 3 et 4). Trois grandes catégories de minéralisation ont été reconnues dans la région du lac Hébert : les veines aurifères orogéniques, les sulfures massifs volcanogènes et les minéralisations en Cu ± Ni ± Co ± ÉGP associées aux roches ultramafiques. Un certain nombre d'indices n'ont pu être classifiés à cause de la nature fragmentaire et vague de l'information disponible.

### Veines aurifères orogéniques

Plusieurs indices aurifères orogéniques sont notés dans la région; ils sont associés aux failles kénoréennes E-W, aux failles grenvilliennes NNE et à des zones de cisaillement locales diverses. Leurs caractéristiques minéralogiques, texturales et structurales les apparentent aux veines de quartz mésothermales (Robert, 1996). Elles consistent en veines de quartz et de sulfures pouvant aussi contenir des carbonates, de la tourmaline, de la chlorite et de la fuchsite. Les principaux sulfures sont la pyrrhotite et la pyrite, quelquefois accompagnés de chalcopryrite, de sphalérite et d'arsénopyrite. Ces veines se localisent aussi bien dans les zones de faille régionales que dans des zones de cisaillement secondaires et sont associées à des zones altérées en séricite et en carbonates près de contacts entre des lithologies de compétences contrastées, comme des gabbros et des basaltes.

L'indice de ce type le mieux documenté de la région du lac Hébert est l'indice **77-16** à 1,8 km à l'est du lac Fecteau. Il a été découvert en 1987 quand un ré-échantillonnage du sondage 7575-77-16 a indiqué une teneur de 2,42 g/t Au sur 2,65 m, incluant une section de 1 m à 6,59 g/t Au (Hussey, 1987; Coté *et al.*, 1977). Une série de sondages sur les extensions de cette zone minéralisée ont permis de tracer une série rapprochée de zones de cisaillement ENE-WSW associées à des veines de quartz, de carbonates, de tourmaline et de sulfures. La meilleure teneur moyenne pondérée de ces sondages est de 1,82 g/t sur 4,9 m, dans le sondage 111036-88-16 (Racine, 1989). Le principal sulfure est la pyrrhotite, localement accompagnée de traces de chalcopryrite et d'arsénopyrite bréchique. Les veines sont déformées, plissées et démembrées par boudinage, formant des crochons. L'encaissant consiste en roches volcaniques intermédiaires massives, bréchiques et coussinées de la Formation de Fecteau altérées en carbonate + chlorite + séricite + silice.

Parmi les autres minéralisations de ce type, notons les suivantes :

- Le sondage **BUL-97-02** a révélé une teneur de 1,38 g/t Au sur 0,81 m (Fournier, 1997) dans des basaltes cisailés et séricitisés parcourus de veinules de quartz et de carbonates le long de la Faille Barry. D'autres sections du même sondage indiquent des teneurs allant de 107 à 689 ppb Au;
- L'indice du **Lac Pistolet** qui consiste en une veine de quartz + carbonate + chlorite de 5 à 10 cm d'épaisseur avec des traces de sulfures. Elle est associée à une zone de cisaillement mineure d'attitude 265°/60° coupant des gabbros et des basaltes de la Formation de Fecteau. Un échantillon choisi a montré une teneur de 1,08 g/t Au et 1,91 % Cu (Racine, 1989);
- L'indice **Belmont** (1,73 g/t Au sur 0,65 m) qui consiste en une section riche en veines de quartz dans une large zone de cisaillement coupée par le sondage 13501-10 (Lapointe, 1999). Elles contiennent de 4 % à 5 % de pyrite fine disséminée accompagnée d'or visible;

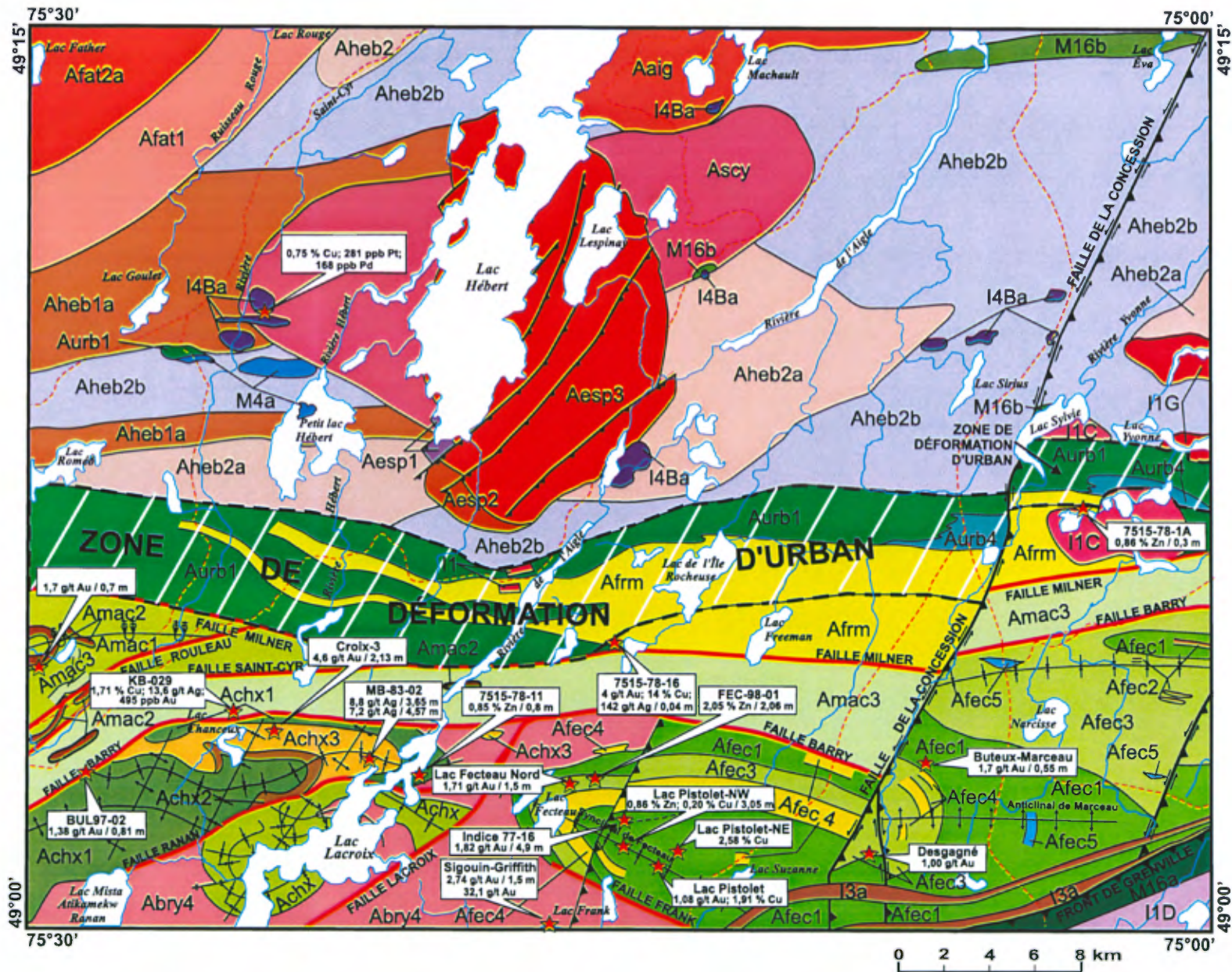


Figure 14 – Localisation des principaux indices minéralisés de la région du lac Hébert (SNRC 32G03). Pour la légende géologique, voir la figure 2.

- L'indice **Sigouin-Griffith** qui consiste en une série de veines de quartz + albite + carbonate dans des petites zones cisailées et silicifiées de 30 cm de largeur. Ces zones sont principalement E-W et elles affectent les roches intrusives felsiques du Complexe de Barry qui sont ici entrecoupées de minces dykes mafiques. Les teneurs rapportées atteignent 2,74 g/t Au sur 1,5 m et sont associées à de la pyrite et à de l'or visible (Freeman, 1943). Deux échantillons choisis ont récemment révélé des teneurs de 35,9 et de 3,74 g/t Au (Desgagné L., 2003 - Communication personnelle);

- L'indice **Buteux-Marceau** qui consiste en une série de courtes sections de veines de quartz aurifères indiquant des teneurs allant de 1,1 à 1,7 g/t Au sur des épaisseurs de l'ordre de 0,4 m (Racine, 1989).

### Sulfures massifs volcanogènes

Les roches volcaniques de la région du lac Hébert sont associées à de nombreux horizons de sulfures massifs à semi-massifs. Ces niveaux sulfurés sont des formations de fer de type Algoma et constituent des précipités chimiques associés à l'exhalaison de fluides hydrothermaux volcanogènes (exhalites). Ils sont fréquemment associés aux gîtes volcanogènes exhalatifs dont ils peuvent être la partie sommitale ou l'équivalent latéral (Spry *et al.*, 2000; Lydon, 1984). Dans la région du lac Hébert, ils forment des niveaux centimétriques à métriques présentant quelquefois une continuité kilométrique. Les principaux sulfures sont la pyrrhotite ou la pyrite accompagnées de traces de chalcopryrite, de sphalérite et d'arsénopyrite. Ces sulfures occupent localement une position interstitielle dans des basaltes coussinés ou des tufs à blocs. Ces exhalites contiennent souvent des concentrations anormales en Cu (0,1 à 0,2 %), en Zn (0,1 à 0,3 %), en Ag (2 à 8 ppm), en Au (100 à 800 ppb) et en As (100 à 585 ppm); un sommaire de ces valeurs est présenté à l'annexe 4.

Ces sulfures massifs sont souvent associés à des chapeaux de fer limonitiques de moins d'un mètre d'épaisseur. Ces chapeaux de fer consistent en matériel glaciaire Pléistocène non déformé et cimenté par des oxydes orangés de fer et de manganèse pulvérulents et parcourus de racines fossilisées.

La minéralisation en sulfures massifs la mieux documentée est située à 1 km au NE du lac Fecteau. On trouve là une série de décapages exposant des zones de pyrite et de pyrrhotite massives de 1 à 2 mètres d'épaisseur et anormales en métaux de base (photos 10 et 11 en annexe 1). Des teneurs significatives en métaux de base sont indiquées dans le sondage **FEC-98-01** (Riopel, 1998). La teneur de la meilleure section en sondage est de 2,05 % Zn sur 2,06 m dans un intervalle dont la teneur moyenne pondérée est de 0,81 % Zn, de 0,17 % Cu et de 106 ppb Au sur 12,6 m. Ces exhalites anormales en Cu, en Zn et en As ont été tracées sur au moins 5 km au contact entre les roches volcaniques mafiques et intermédiaires de la Formation de Fecteau. Les sulfures du sondage 98-FEC-01 consistent principalement en pyrrhotite + pyrite + sphalérite ± chalcopryrite ± arsénopyrite.

Les nombreux décapages en surface montrent une série de niveaux de pyrrhotite et de pyrite massive associés à des teneurs anormales en Cu, en Zn et en As (Bussièrès, 1994; Beaugard et Gaudreault, 1993). En affleurement, les sulfures massifs sont associés à des argilites graphitiques pyriteuses et à un mince (< 2 m) horizon de roches pyroclastiques felsiques au contact entre les unités *Afec1* et *Afec3* (photo 10 en annexe 1). Ces exhalites contiennent des structures sédimentaires primaires telles des laminations parallèles et des empreintes de charge indiquant un sommet stratigraphique au sud (photo 11 en annexe 1). On note aussi des clastes arrondis de pyrite détritique localement colloforme atteignant 1 cm dans les sulfures massifs bréchiques. De tels faciès se développent relativement près des gîtes de type SMV (Large, 1992; Lydon, 1984) et des événements hydrothermaux contemporains (Petersen *et al.*, 2000).

Les autres indices d'affinité exhalative volcanogène sont les suivants :

- L'indice du **Lac Pistolet-NW** a été coupé par deux sondages en 1987 (Hussey, 1987). Le sondage 101036-87-02 a montré une teneur de 0,86 % Zn et 0,20% Cu sur 3,05 m dont 1,23 m à 1,60 % Zn, 0,26 % Cu et 2,6 g/t Ag. Le sondage 101036-87-03 indique une teneur de 0,46 % Zn et 0,22 % Cu sur 2,45 m et une section avec 1,12 % Zn et 2,1 g/t Ag sur 1,62 m. Ces sections minéralisées consistent en interlaminations de sulfures massifs à semi-massifs dans des argilites graphiteuses associées à des roches volcaniques felsiques et intermédiaires de la Formation de Fecteau. Les sulfures consistent principalement en amas équigranulaires de pyrrhotite accompagnés de sphalérite xénomorphe et de traces de chalcopryrite. L'assemblage de sulfures supporte et remplace partiellement de nombreuses esquilles d'argilite (*rip-up clasts*);

- L'indice **Croix-3** a été découvert en 1983 par le sondage MB-83-04 (Duplessis et Guimond, 1984). Ce sondage a coupé une séquence composée principalement de claystones et de siltstones et localement entrecoupée de roches volcaniques felsiques de la Formation de Chanceux. Un de ces niveaux d'argilite contenant 15 % de pyrrhotite et de sphalérite laminaires a révélé une teneur de 4,6 g/t Au sur 2,13 m. Les sondages ultérieurs (Houle et Houle, 1984) n'ont indiqué que des teneurs anormales en or, en argent et en métaux de base dans des claystones graphiteux entrecoupés de dykes mafiques et de roches volcaniques intermédiaires (p. ex. le sondage MB 84-15 : 0,12 % Cu, 0,27 g/t Au et 5,1 g/t Ag sur 1,52 m).

### Minéralisations de Cu ± Ni ± Co ± ÉGP associées aux intrusions ultramafiques

Un nouvel indice minéralisé (Indice **Laberge**) a été identifié par l'équipe de Géologie Québec au nord du Petit lac Hébert. Un échantillon de pyrite semi-massive dans la zone bordière d'une intrusion tardive de pyroxénite (photo 12 en annexe 1) a révélé des teneurs de 0,5 % Cu, de 332 ppb ÉGP (212 ppb Pt et 120 ppb Pd), de 0,75 % Cu, de 0,2 % Co et de

449 ppm ÉGP (281 ppb Pt et 168 ppb Pd). Cette intrusion de pyroxénite est associée à la zone de contact du Pluton de Saint-Cyr avec le Pluton d'Hébert; elle coupe des tonalites contenant de grandes zones d'enclaves de métasédiments.

La présence de globules de pyrrhotite interstitielle a également été constatée dans un cumulat pyroxénitique à la base d'une coulée de basaltes gloméroporphyriques dans l'unité *Aurb1* au SW du petit lac Hébert. Un échantillon contenant moins de 1 % de pyrrhotite a indiqué de faibles teneurs en métaux de base.

### Minéralisations d'affinité indéterminée

Un certain nombre d'indices minéralisés ne peuvent être facilement classifiés, le plus souvent par manque d'information :

- L'indice **KB-029** consiste en un échantillon choisi prélevé dans des basaltes altérés en périphérie de la Faille de Barry (Cloutier et Lapointe, 1998) qui a donné des teneurs de 1,71 % Cu, 13,6 g/t Ag et 495 ppb Au. La visite de cet affleurement n'a pas permis de retrouver des quantités significatives de sulfures ou de reproduire les teneurs rapportées;

- L'indice du **Lac Fecteau Nord** correspond à une teneur de 1,71 g/t Au sur 1,5 m dans le sondage 7515-77-12 (Coté *et al.*, 1977). Une section anormale de 0,82 g/t Au sur 1,5 m est aussi rapportée dans le même sondage. Cette minéralisation consiste en bandes de pyrite et de pyrrhotite semi-massives à massives de 1 cm à 3 m dans des roches volcaniques felsiques bréchiques de la Formation de Fecteau;

- L'indice du **Lac Pistolet-NE** consiste en un échantillon prélevé dans une veine de QZ-CP subhorizontale de 30 cm d'épaisseur qui a révélé une teneur de 2,58 % Cu (Racine, 1989);

- L'indice **Desgagné** est un indice aurifère dans des tufs intermédiaires de la Formation de Fecteau près de la Faille de la Concession. On y rapporte une teneur de 1,00 g/t Au (McNichols, 2000) dans des sulfures massifs exhalatifs coupés par une faille NNE. Il n'est pas clair si l'or est associé à l'activité exhalative ou à la déformation.

### Patrons d'altération régionaux

Les patrons régionaux d'altération ont été évalués à partir d'une banque de données lithogéochimiques combinant 168 échantillons analysés au cours de nos travaux à 308 échantillons de compilation. Ces données ont été traitées par le logiciel NORMAT v3.0 (Piché, 2000) permettant le calcul d'indices reflétant l'abondance des minéraux d'altération normatifs et mis en carte par le logiciel Gocad™. Les indices de séricite (ISER) et de chlorite (ICHLO) ont été considérés les plus pertinents pour l'évaluation du contexte en minéralisations volcanogènes, tandis que l'indice de carbonates (ICAR) a été retenu pour son association aux

minéralisations de type or orogénique. Cette démarche a permis d'identifier d'importantes zones d'altération en séricite, en chlorite et en carbonates dans les roches volcaniques de la région.

L'activité exhalative volcanogène dans la région se manifeste également par la présence de niveaux de sulfures massifs et de clastes de sulfures détritiques. Une telle activité est typiquement accompagnée de patrons d'altération zonés associés aux conduits nourriciers du système hydrothermal. Ces zones d'altération peuvent être concordantes ou discordantes. La zonalité classique consiste en une zone proximale à quartz et/ou chlorite ferrifère entourée d'une zone distale plus large à séricite et à chlorite magnésienne (Franklin, 1993; Lydon, 1988; Lydon, 1984). En considérant la distribution régionale de patrons d'altération il est important de tenir compte de la présence de trous plurikilométriques dans la distribution des affleurements, particulièrement dans les unités felsiques à l'est des lacs Chanceux, Freeman et Fecteau. L'arrêt d'une zone d'altération en bordure de ces zones non affleurantes reflète les dimensions minimales de ces zones en fonction de la couverture d'affleurement disponible plutôt que ses dimensions réelles. Les minéralisations aurifères associées aux corridors de déformation régionaux, quant à elles, sont typiquement associées à des zones d'altération en carbonates et en séricite (Robert, 1990).

Les principales zones d'altération en séricite ont été notées dans les roches felsiques du Membre de Freeman, des formations de Chanceux et de Fecteau (figure 15a). La plus grande est celle du lac Freeman qui peut être tracée sur 5 km dans le Membre de Freeman (*Afrm*). Une seconde zone d'altération en séricite a été tracée sur 2 km dans l'unité felsique *Achx3* de la Formation de Chanceux. Les autres zones présentant un fort indice de séricite affectent des roches felsiques de la Formation de Fecteau (*Afec*) à l'est du lac Fecteau et au nord du lac de la Concession. Ces zones d'altération en séricite sont à divers degrés coïncidentes avec des zones d'altération en chlorite normative (ICHLO) (figure 15b). Ces dernières sont quelquefois plus restreintes que les zones à séricite. Ces zones d'altération volcanogènes sont, de plus, géographiquement associées à des indices d'affinité SMV connus, en particulier dans les formations de Chanceux et de Fecteau (indice **Croix-3** et indice **FEC-98-01**; figure 14).

De larges zones d'altération en carbonates normatifs (ICARB) ressortent dans toutes les unités de roches volcaniques dans la moitié sud de la région (figure 15c), notamment le long des grandes failles régionales. Les concentrations maximales en carbonates normatifs se retrouvent le long de la Faille Barry dans le secteur à l'est du lac Chanceux, dans le secteur de l'indice **77-16** au lac Fecteau et à l'intersection de la Faille de la Concession avec le Membre de Freeman. La présence de ces carbonates normatifs coïncide bien avec l'abondance et la distribution des carbonates observés sur le terrain ainsi qu'avec la perte au feu souvent élevée dans les roches de la région.

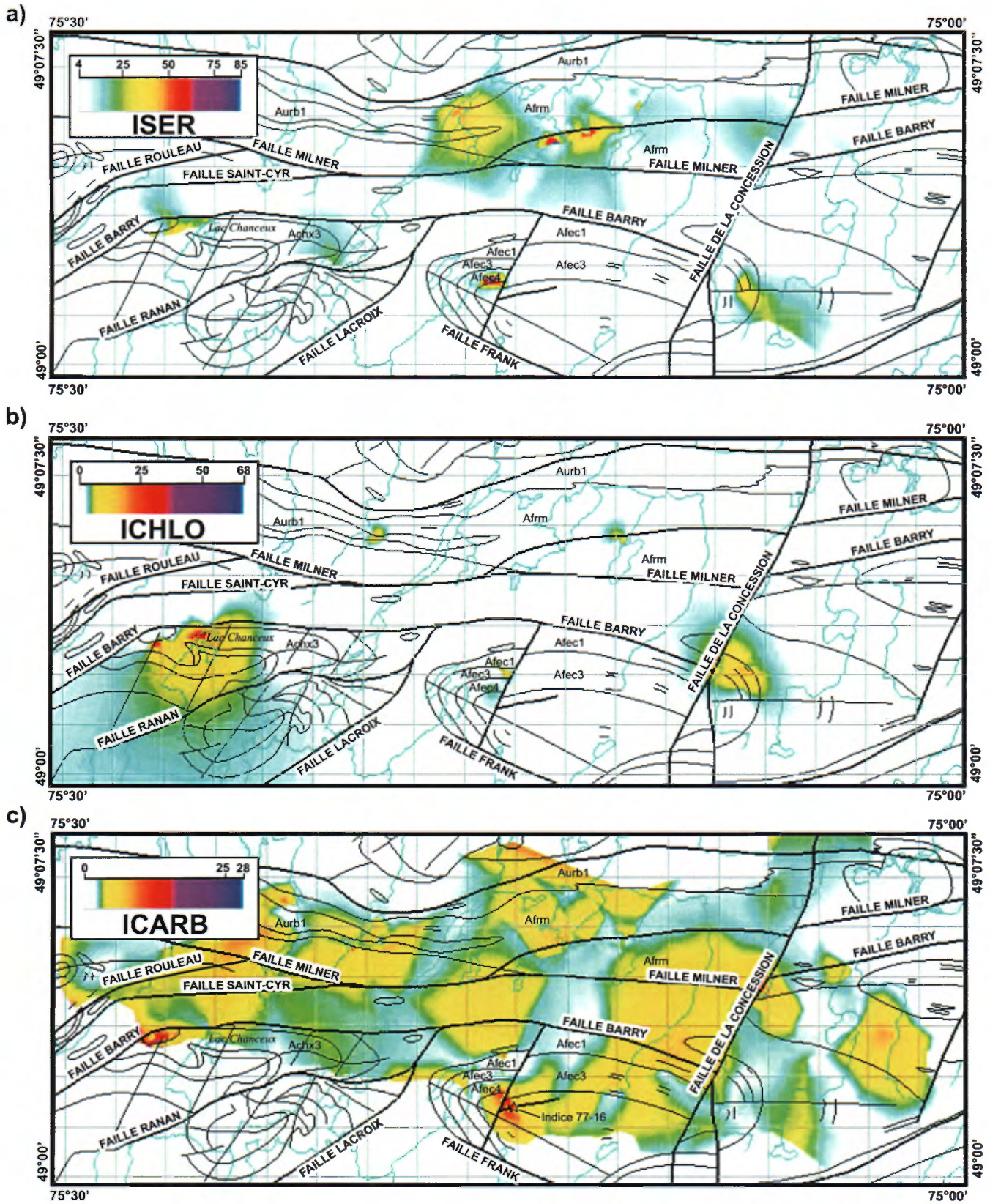


Figure 15 – Distribution des minéraux d'altération normatifs dans la moitié sud de la région du lac Hébert (SNRC 32G/03) : a) ISER = indice de séricite; b) ICHLO = indice de chlorite; et c) ICARB = indice de carbonate.

En addition à ces zones d'altération basées sur les minéraux normatifs, on constate aussi en pétrographie la présence de nombreuses rosettes de chloritoïde dans des tufs rhyolitiques de l'unité *Achx3* de la Formation de Chanceux, en association avec des carbonates et de la séricite. Le traitement des données lithogéochimiques de ces mêmes échantillons dans NORMAT a fait ressortir la présence de pyrophyllite normative, un minéral normalement associé aux systèmes hydrothermaux lorsque présent dans des roches volcaniques felsiques. La transformation métamorphique de la pyrophyllite en chloritoïde est bien documentée au faciès des schistes verts (Frey, 1978). Il est possible que la présence de chloritoïde dans l'unité *Achx3* indique une zone d'altération volcanogène marquée par la présence de pyrophyllite métamorphisée au faciès des schistes verts (Allard, 1988).

## DISCUSSION ET CONCLUSION

Nous proposons un nouveau modèle lithotectonique applicable à l'ensemble des roches de la CUB. Ce modèle implique la subdivision des roches volcaniques de la CUB en quatre formations : la Formation d'Urban, la Formation de Macho, la Formation de Chanceux et la Formation de Fecteau.

L'unité volcanique la plus au nord est la Formation d'Urban qui constitue une séquence homoclinale à sommet vers le sud. Le contact inférieur de la Formation d'Urban avec le Pluton d'Hébert est intrusif. Ce dernier est vraisemblablement en relation synvolcanique avec la Formation d'Urban. Cette unité monotone et très continue est marquée par la dominance de roches volcaniques mafiques glomérophyriques massives à coussinées. L'unité est également caractérisée par une faible vésicularité, par une rareté de roches pyroclastiques intermédiaires et par un spectre des éléments des terres rares plat. Ces caractéristiques pétrographiques et géochimiques suggèrent que le volcanisme mafique de la Formation d'Urban s'est produit dans un environnement de type plancher océanique. Les tholéiites de *type II* ont des compositions en éléments des terres rares et en éléments à fort champ ionique (Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) compatibles avec une pétrogénèse dominée par la fusion partielle d'une source asthénosphérique analogue à celle impliquée dans la pétrogénèse des N-MORBs (Wilson, 1989; Viereck *et al.*, 1989). Dans les environnements modernes, ce type de basalte est essentiellement associé aux dorsales médio-océaniques. Les faibles anomalies négatives en Nb-Ta et l'absence d'anomalie négative en Ti dans les tholéiites de *type I* peuvent être expliquée par la contamination du magma parent par une composante crustale ou par la génération de magmas tholéiitiques dans des environnements d'arcs primitifs. La concentration des basaltes de *type I* à

proximité du Membre felsique de Freeman, leur absence de continuité cartographique, leur faible importance volumétrique (moins de 10 % de l'unité *Aurb1*) et la faiblesse des anomalies Nb-Ta, suggèrent que ces lithologies sont le produit d'une contamination crustale locale du magma parent de la Formation d'Urban.

La Formation d'Urban contient localement d'importants centres de roches pyroclastiques felsiques dont le Membre de Freeman, daté à  $2707 \pm 3,2$  Ma. Ce dernier constitue un excellent marqueur stratigraphique dont les contacts avec la Formation d'Urban font ressortir la nature légèrement oblique du contact entre la Formation d'Urban et la Faille Milner, laquelle tronque le contact sud du Membre de Freeman. Dans la région du lac de la Ligne (Bandyayera *et al.*, 2003; SNRC 32F/01), la Formation d'Urban est traversée par un grand synclinal E-W et contient un autre centre felsique, le Membre de Novellet, daté à  $2714 \pm 1,1$  Ma.

Le Membre de Freeman est formé essentiellement de tufs rhyodacitiques à rhyolitiques d'affinité calco-alcaline. Le Membre de Novellet (SNRC 32F/01) contient également, dans de moindres proportions, des tufs intermédiaires, d'affinité transitionnelle à calco-alcaline. L'enrichissement considérable des éléments des terres rares légères (LREE) par rapport aux terres lourdes (HREE), le fort enrichissement en Th, le fort appauvrissement en Nb-Ta par rapport aux LREE et les fortes anomalies négatives en Nb-Ta, Zr et Ti ne peuvent pas s'expliquer par la simple cristallisation fractionnée d'un magma parent issu d'une fusion partielle d'une source asthénosphérique. Nous proposons pour le Membre de Freeman un modèle de *type ACF* (assimilation et cristallisation fractionnée) qui implique l'assimilation progressive d'une composante crustale au cours de la cristallisation fractionnée des magmas basaltiques vers des magmas felsiques. Ce modèle permet d'expliquer le fort enrichissement en LREE et les fortes anomalies négatives en Nb-Ta et en Ti.

Au sud de la Formation d'Urban se trouve la Formation de Macho. Cette unité désignait initialement (Bandyayera *et al.*, 2002) toutes les unités volcaniques au sud de la Formation d'Urban. Nous restreignons ici ce terme aux roches volcaniques et sédimentaires comprises entre les failles Milner et Barry. La Formation de Macho est divisée en deux blocs structuraux importants. Le plus au nord est bordé par les failles Milner et Rouleau. Il correspond au Synclinal d'Urban et consiste en roches volcaniques mafiques formées sur le plancher océanique en eau profonde. Ces mêmes roches sont interstratifiées à l'ouest de la région du lac Hébert avec le Membre de Windfall, un centre felsique daté à 2717 Ma (Bandyayera *et al.*, 2002). L'autre bloc structural contenant des roches de la Formation de Macho consiste en une série de minces écaillés structurales bordées par les failles Rouleau, Saint-Cyr et Barry. On note ici un assemblage diversifié et hétérogène de roches volcaniques mafiques, intermédiaires et felsiques avec des niveaux de sédiments. Ces roches n'ont pas été datées directement et sont en continuité cartographique avec les

volcanites du lac Rouleau (SNRC 32G/04). Leurs caractéristiques lithologiques et géochimiques les apparentent à un assemblage d'arc insulaire.

Au sud de la Formation de Macho et de la Faille Barry se trouvent les formations de Chanceux (à l'ouest) et de Fecteau (à l'est), en contact intrusif avec le Complexe de Barry. Ce contact est plissé, donc pré- à synkénoréen. Nous présumons que le Complexe de Barry comporte plusieurs phases intrusives dont certaines sont synvolcaniques par rapport aux formations de Chanceux ou de Fecteau.

Les trois quarts de la Formation de Chanceux consistent en basaltes de plancher océanique (*type IV*) ou d'arc insulaire (*type III*). Les basaltes tholéitiques de *type III* présentent de petites anomalies négatives en Nb-Ta, Zr et Ti, et ils se projettent clairement dans le domaine des tholéites d'arcs insulaires (Pearce, 1983; Wood, 1980).

La Formation de Chanceux renferme une importante unité felsique (*Achx3*) constituée essentiellement de volcanoclastites rhyolitiques ou dacitiques, interstratifiées avec des sédiments clastiques. L'âge de la mise en place de l'unité *Achx3* à 2727 Ma rappelle le premier cycle volcanique dans la Zone volcanique Nord de l'Abitibi. Les unités intermédiaires et felsiques de la Formation de Chanceux sont profondément diversifiées quant à leur environnement géotectonique. Cependant, la majorité est associée à l'environnement d'arc insulaire.

Les basaltes tholéitiques de la Formation de Fecteau (*types V et VI*) sont nettement plus diversifiés pétrographiquement et géochimiquement que ceux des formations d'Urban, de Macho et de Chanceux. Ils sont massifs, cossinés ou bréchiques et ils occupent 45 % de la Formation de Fecteau, comparativement à 40 % pour les roches volcanoclastiques associées. Ils contiennent souvent un pourcentage élevé d'amygdules ou de vésicules, évoquant une déposition à une profondeur relativement modérée (Jones, 1969). Ces données indiquent que le volcanisme mafique de la Formation de Fecteau est essentiellement sous-marin et qu'il s'est produit dans un bassin peu profond. L'analyse des données géochimiques des basaltes tholéitiques de la Formation de Fecteau montre qu'ils sont générés dans deux environnements distincts : un environnement de *type N-MORB* pour les tholéites de *type VI* et un environnement d'arc insulaire pour les tholéites de *type V*. Contrairement aux tholéites de *type I* de la Formation d'Urban, les tholéites de *type V* ont des spectres multiéléments montrant des anomalies négatives en Ti et en Zr, qui viennent confirmer l'environnement des îles en arcs.

La Formation de Fecteau est marquée par l'importance considérable des roches volcanoclastiques intermédiaires auxquelles sont associés des horizons de tufs felsiques. Une des unités felsiques de la Formation de Fecteau a été datée à 2791 Ma, un âge qu'on associe davantage aux ceintures de roches vertes de la Sous-province d'Opatca plutôt qu'aux roches vertes de la Sous-province de l'Abitibi. Nous considérons cette date comme un âge de cristallisation, en raison de l'uniformité des résultats analytiques et

de l'aspect juvénile des zircons. Ces derniers sont clairs, idiomorphes, pointus et ne montrent aucun des signes texturaux normalement associés aux phénomènes d'héritage comme un indice d'éroussé élevé et la présence d'anneaux de surcroissance.

Géochimiquement, des rapports  $(Th/La)_n$ ,  $(Nb/Th)_n$  et  $Ti/Zr$  très similaires pour les andésites, les rhyodacites et les rhyolites de la Formation de Fecteau, suggèrent que ces roches sont comagmatiques. Tout comme pour le Membre de Freeman, l'enrichissement des éléments des terres rares légères par rapport aux terres lourdes, le fort enrichissement en Th et les fortes anomalies négatives en Nb-Ta, Zr et Ti, ne peuvent pas s'expliquer par une simple cristallisation fractionnée d'un magma parent issu d'une fusion partielle d'une source asthénosphérique. Nous proposons également un modèle de *type ACF* (assimilation et cristallisation fractionnée) qui implique l'assimilation progressive d'une composante crustale au cours de la cristallisation fractionnée des magmas basaltiques vers des magmas felsiques. Contrairement au Membre de Freeman qui occupe à la fois les domaines de marges continentales actives et de zones volcaniques intraplaques, les unités intermédiaires et felsiques de la Formation de Fecteau se classent nettement parmi les roches associées aux marges continentales actives.

Les quatre formations de la CUB sont imbriquées par une série de failles inverses kénoréennes NNE-SSW à E-W qui superposent des roches d'un âge et d'un niveau crustal progressivement plus grand du nord au sud. Cet approfondissement du niveau crustal se manifeste par l'accroissement progressif du degré métamorphique ainsi que par la participation plus importante des roches intrusives du Complexe de Barry dans la tectonique de chevauchement.

Les éléments de la fabrique reconnus dans les roches volcaniques de la région du lac Hébert correspondent aux phases  $P_2$ ,  $P_3$  et  $P_4$  de l'orogénèse kénoréenne (Chown *et al.*, 1992) et sont similaires à ceux qui ont été définis ailleurs en Abitibi. La superposition et le plissement des schistosités  $S_1$ ,  $S_2$  et  $S_3$  sont localement très clairement illustrés, notamment dans la Formation de Chanceux.

La Faille de Milner divise donc la CUB en deux ensembles distincts : 1) au nord, se trouve la Formation d'Urban (2707 à 2714 Ma) qui constitue, au moins dans la région du lac Hébert, une séquence homoclinale à sommet vers le sud; et 2) au sud, se trouve une série de blocs structuraux d'un âge (2717 à 2791 Ma) et d'un niveau crustal progressivement plus grands du nord vers le sud. Chacun de ces blocs structuraux est traversé en son centre par un synforme  $P_3$  E-W. L'environnement de formation des roches volcaniques de ces blocs varie sans ordre particulier entre des faciès de plancher océanique et d'arc insulaire. Nous suggérons que les roches au sud de la Faille Milner résultent de l'imbrication structurale par chevauchement d'un arc insulaire et de certaines parties du plancher océanique qui lui sont attenantes. De plus, l'éruption des roches du Membre de Freeman (2707 Ma) et, par extension, de la Formation



d'Urban est synchronique avec la phase de déformation D<sub>2</sub> (2707 à 2700 Ma) de l'orogénèse kénoréenne en Abitibi (Chown *et al.*, 1992). Ceci laisse un intervalle temporel tellement court pour accomplir la translation et le chevauchement des lithologies au sud de la faille de Milner sur la Formation d'Urban qu'il est nécessaire de conclure à leur formation dans un contexte de forte proximité relative.

Des études récentes de la Ceinture d'Abitibi mettent l'accent sur le développement autochtone de certains ensembles de roches supracrustales accolées tectoniquement (Ayer *et al.*, 2002; Thurston, 2002). Ce modèle ne contredit pas la nature principalement accrétoire de la Ceinture d'Abitibi; il permet par contre d'expliquer certains phénomènes d'héritage isotopique, l'accolement d'unités formées dans des contextes géotectoniques très différents et d'accommoder certaines discordances. Thurston (2002) en particulier distingue deux scénarios où les roches de la Ceinture d'Abitibi montrent des évidences de développement autochtone : 1) sur des séquences de plate-forme et de tonalite de 2,9 à 3,0 Ga (p. ex. les terranes de North Caribou et de Marmion); et 2) sur des roches volcaniques plus vieilles tel le Pacaud (2,75 Ga) ou possiblement de la croûte sialique plus vieille.

La présence de lithologies très vieilles (2791 Ma) dans la Formation de Fecteau au sud de l'Urban n'est pas sans rappeler la Formation de Pacaud (2745 Ma) dans le sud de l'Abitibi ontarien (Ayer, 2002). Les caractères texturaux des zircons du Membre de Freeman sont ceux que l'on associe normalement aux zircons primaires plutôt qu'aux zircons hérités. Des zircons arrondis avec des âges allant de 2756,9 à 2805 Ma ont déjà été rapportés dans les roches felsiques du lac des Vents, à 40 km au NE de la Formation de Fecteau (Mortensen, 1993). Ces zircons âgés avaient été interprétés comme représentant deux populations de xénocristaux hérités d'une source inconnue, la première avec un âge de 2802 à 2805 Ma et la seconde avec un âge de 2766 à 2770 Ma.

Le développement autochtone de l'Urban et, potentiellement, d'une portion des roches du Domaine volcanique Nord sur un socle constitué de roches volcaniques plus anciennes telle la Formation de Fecteau s'accorderait avec l'héritage de zircons au lac des Vents. Notons que l'âge de la Formation de Fecteau (2791 Ma) s'apparente davantage à celui de la ceinture de roches vertes de Frotet-Evans (2755 à 2793 Ma) dans la Sous-province d'Opatica (Davis *et al.*, 1995; Dion *et al.*, 2000) qu'à celui des roches de la Sous-province de l'Abitibi (2730 à 2690 Ma). Nous proposons que la Formation de Fecteau et les phases connexes du Complexe de Barry constituent un fragment crustal ancien détaché de la Sous-province d'Opatica lors de l'ouverture du bassin de la Sous-province de l'Abitibi. Ces roches anciennes constitueraient localement des fragments de socle démembrés et maintenant isolés lors d'un épisode de rift contemporain à l'épanchement des phases les plus anciennes du plancher océanique et des faciès d'îles en arc du Domaine Nord de la Sous-province de l'Abitibi (≈2730 Ma). Par la suite, elles auraient été démembrées par l'activité

extensive accompagnant la production de nouvelle croûte océanique. Durant la phase de contraction associée à l'orogénèse kénoréenne, ce petit bloc crustal serait entré en collision avec les roches plus jeunes du plancher océanique de la Sous-province de l'Abitibi, d'abord dans un mode de chevauchement (Phase D<sub>2</sub> : 2707 à 2700 Ma), puis dans un mode de décrochement dextre transpressif (Phases D<sub>3</sub> et D<sub>4</sub> : 2702 à 2690 Ma) en accord avec le modèle de Chown *et al.*, 1992.

Nos travaux ont permis de prolonger dans la région du lac Hébert les roches volcaniques, les failles kénoréennes et les environnements métallogéniques déjà définis dans la région du lac Picquet (SNRC 32G/04). Nous avons pu confirmer directement la présence de veines de quartz aurifères mésothermales dans les roches volcaniques et plutoniques de la moitié sud de la région du lac Picquet SNRC 32G/03, notamment aux indices **77-16, Belmont et Buteux-Marceau**. Nous avons aussi constaté que le potentiel en minéralisations exhalatives volcanogènes, tant en métaux de base qu'en métaux précieux, est lui aussi très favorable. L'évidence d'un contexte favorable aux gîtes de type SMV se manifeste par la superposition d'importantes unités volcaniques felsiques, de zones de minéraux d'altération normatifs tels la séricite, la chlorite et les carbonates (et localement le chloritoïde) et de niveaux extensifs de sulfures massifs. Ces sulfures massifs contiennent fréquemment des concentrations anormales et, localement, indicielles (p. ex. le sondage 98-FEC-01), en Au, Ag, As, Cu et Zn. Ces travaux ont aussi permis d'ajouter au potentiel minéral de la région des gîtes de Cu-Ni-Co-ÉGP associés aux roches ultramafiques. Un nouvel indice minéralisé de ce type, l'indice **Laberge**, a été identifié dans la bordure d'une intrusion tardive de pyroxénite et des sulfures disséminés formés par ségrégation magmatique ont été identifiés dans un cumulat pyroxénitique dans la Formation d'Urban.

## RÉFÉRENCES

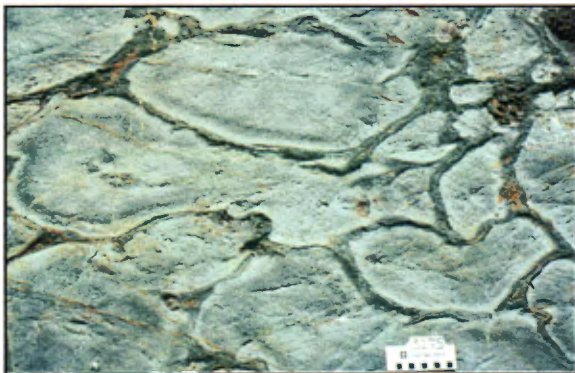
- ABOUCAMI, W. - BOHER, M. - MICHARD, A. - ALBARÈDE, F., 1990 - A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in west Africa. *Journal of Geophysical Research*; volume 95, pages 17605-17629.
- ALLARD, G.O., 1988 - Mineralogical anomalies in metamorphosed terrains, a neglected but promising exploration tool. *International Conference « Geochemical evolution of the continental crust »*; pages 229-236.
- ARNDT, N.T. - ARBARÈDE, F. - NISBET, E.G., 1997 - Mafic and ultramafic magmatism. In: *Greenstone belts* (M.J. De Wit and L.D. Ashwal, editors). Oxford Science Publications, Oxford; pages 233-254.
- AVRAMTCHEV, L. - LeBEL-DROLET, S., 1981 - Catalogue des gîtes minéraux du Québec, Région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-744, échelle 1 : 250 000.

- AYER, J. - AMELIN, Y. - CORFU, F. - KAMO, S. - KETCHUM, J. - KWOK, K. - TROWELL, N., 2002 - Evolution of the Southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Research*; volume 115, pages 63-95.
- BAKER, D. J., 1980 - The metamorphic and structural history of the Grenville Front near Chibougamau, Quebec. Unpublished Ph.D. thesis, University of Georgia, Athens, Ga., U.S.A.; 335 pages.
- BANDYAYERA, D. - THÉBERGE, L. - FALLARA, F., 2002 - Géologie de la région des lacs Piquet et Mesplet (32G/04 et 32B/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-14, 48 pages.
- BANDYAYERA, D., - DAIGNEAULT, R. - SHARMA, K.L., 2003 - Géologie de la région du lac de la Ligne (32F/01). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-12, 33 pages.
- BEAUREGARD, A.J. - GAUDREAULT, D., 1993 - Report on a detailed geological survey and power stripping program, project 495 (Fecteau Lake Option). Placer Dome Canada Ltd. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-52630, 134 pages.
- BUSSIÈRES, Y., 1994 - Report on the 1994 Winter program from PDC properties in the Urban-Barry segment of the Abitibi greenstone belt. Placer Dome Canada Ltd. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-52734, 30 pages.
- CHAKRIDI, R., 1994 - High sensitivity electromagnetic and magnetic survey, Buteux project. Placer Dome Canada Ltd. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-52735, 12 pages.
- CHAPPELL, B.W. - WHITE, A.J.R., 1974 - Two Contrasting Granite Types. *Pacific Geology*; volume 8, pages 173-174.
- CHOWN, E.H. - DAIGNEAULT, R. - MUELLER, W. - MORTENSEN, J.K., 1992 - Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2211-2225.
- CHOWN, E.H. - HARRAP, R. - MOUKHSIL, A., 2002 - The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. *Precambrian Research*; volume 115, pages 261-310.
- CLOUTIER, P. - LAPOINTE, M., 1998 - Rapport sur la campagne d'exploration 1997, Propriété Belmont. Ressources Aur inc. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-56322, 133 pages.
- COTÉ, R. - BEAULIEU, J.R. - WANLESS, P., 1977 - Summary report on geology, Barry Lake Project. Shell Canada Ltd. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-38828, 42 pages.
- DAIGNEAULT, R. - ALLARD, G.O., 1994 - Transformation of Archean structural inheritance at the Grenville Foreland Parautochthon Transition zone, Chibougamau, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 31, pages 470-488.
- DAVIS, W. J. - MACHADO, N. - GARIÉPY, C. - SAWYER, E.W. - BENN, K., 1995 - U-Pb geochronology of the Opatca tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 32, pages 113-127.
- DAVIS, D. W., 1982 - Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 2141-2149.
- DE CARLE, R. J., 1997 - Report on a combined helicopter-borne magnetic, electromagnetic and VLF-EM survey. Ressources Aur inc. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 56327, 95 pages.
- DELAND, A.N., 1955 - Rapport préliminaire sur la région de Gradis - Machault, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-312, 10 pages.
- DELAND, A.-N. - GRENIER, P.-E., 1959 - Région d'Hazeur-Druillettes, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines du Québec; RG-87, 84 pages.
- DESCARREAU, J., 2002 - Rapport des travaux de forage 2002, Projet Lacroix. Jean Descarreaux et associés ltée. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 60038, 12 pages.
- DIMROTH, E. - IMREH, L. - GOULET, N. - ROCHELEAU, M., 1983. - Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 20, pages 1374-1388.
- DION, C. - DAVID, J. - GOUTIER, J. - MOUKHSIL, A. - BANDYAYERA, D. - PARENT, M. - DAVIS, D.W., 2000 - Recent U-Pb age dating in the James Bay area. In: *Exploring in Quebec : Rediscover Abitibi - Geological Information Seminar, program with abstract 2000*. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DV 2000-04, page 60.
- DION, D.-J. - D. LEFEBVRE, 1997 - Données numériques (profils) des levés géophysiques aéroportés du Québec, SNRC 32F. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DP 96-04, 1 cédérom.
- DUPLESSIS, D. - GUIMOND, J.L., 1984 - Rapport des levés géologique, magnétique, électromagnétique et de sondage avec 11 journaux des trous, Projet Marin-Barry, Propriétés LOU-1, URB 1 & 2, CROIX-1 à CROIX-5. Mines Camchib inc. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-41250, 122 pages.
- FOURNIER, A., 1997 - Diamond drill record, Lac Rouleau project. Kinross Gold Corporation. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-56118, 34 pages.
- FRANKLIN, J.M., 1993 - Volcanic-associated massive sulphide deposits. In: *Mineral deposit modeling* (Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M., editors). Geological Survey of Canada; special paper 40, pages 315-334.
- FREEMAN, B.C., 1943 - Région de Buteux, Compté et Territoire d'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RG-015, 48 pages.
- FREY, M., 1978 - Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. *Journal of Petrology*; volume 19, pages 95-135.
- GALLAGHER, J. - LONDRY, J., 1965 - 2 DDH Logs. Lacroix Township. Southwest Potash Corporation. Ministère des ressources naturelles, Québec; GM-16784, 3 pages.
- GAUTHIER, N., 1994 - Campagne de forages, Projet Diamant-Abior. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-53327, 54 pages.

- GORTON, M. P. - SCHANDL, E. S., 2000 - From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*; volume 38, pages 1065-1073.
- HOULE, P. - HOULE, C., 1984 - 6 journaux de sondage, Propriété Croix-3. Mines Camchib inc. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-41498, 49 pages.
- HUSSEY, J. 1987 - Rapport géologique, Propriété Freeman-Buteux. SOQUEM. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-46447, 307 pages.
- IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.A., 1971 - A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 523-548.
- JAFFEY, A.H. - FLYNN, K.F. - GLENDENIN, L.E. - BENTLEY, W.C. - ESSLING, A.M., 1971 - Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of  $^{235}\text{U}$  and  $^{238}\text{U}$ . *Physical Review*; volume 4, pages 1889-1906.
- JENSEN, L.S., 1976 - A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Ontario Division of Mines; miscellaneous paper 66, 22 pages.
- JOLY, M., 1990 - Géologie de la région du lac aux Loutres et du lac Lacroix. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 90-42, 55 pages.
- JONES, J.G., 1969 - Pillow lavas as depth indicators. *American Journal of Science*; volume 267, pages 181-195.
- KELEMEN, P.B. - SHIMIZU, N. - DUNN, T., 1993 - Relative depletion on niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 120, pages 111-134.
- KERRICH, R. - WYMAN, D.A., 1997 - Review of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*; volume 44, pages 465-487.
- KIMURA, G. - LUDDEN, J.N. - DESROCHERS, J.P. - HORI, R., 1993 - A model of ocean crust accretion for Superior Province, Canada. *Lithos*; volume 30, pages 337-355.
- KROGH, T.E., 1982a - Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 46, pages 637-649.
- KROGH, T.E., 1982b - Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant systems using a high gradient magnetic separation technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 46, pages 631-636.
- LAFLÈCHE, M.R., 2000 - Géochimie des roches volcaniques et des formations de fer du Groupe de Yasinski, Sous-province de La Grande. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2000-13, 67 pages.
- LAPOINTE, M. 1999 - Résultats de la campagne de forage 1998, Propriété Belmont, Projet No. 13501. Volume 1 et 2. Ressources AUR Inc. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-57568, 260 pages.
- LARGE, R.R., 1992 - Australian volcanic-hosted Massive Sulfide Deposits: features, styles and genetic models. *Economic Geology*; volume 87, pages 471-510.
- LYDON, J.W., 1984 - Volcanogenic Massive Sulphide Deposits Part 1: A descriptive model. *Geoscience Canada*; volume 11, pages 195-202.
- LYDON, J.W., 1988 - Volcanogenic Massive Sulphide Deposits Part 2: Genetic models. *Geoscience Canada*; volume 15, pages 43-65.
- MACLEAN, W.H. - BARRETT, T.J., 1993 - Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 48, pages 109-133.
- MANIAR, P.D. - PICCOLI, P.M., 1989 - Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MCNICHOLS, D., 2000 - Prospection phase 2, projet Buteux. Claims Desgagné, Claims Tremblay. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-58907, 23 pages.
- MIDRA, R. - LAUZIÈRE, K. - CHOWN, E.H. - TAIT, L., 1994a - Géologie du secteur du lac Doda (Feuillet 32 G/06), Bande Caopatina-Desmaraisville (Sous-province de l'Abitibi). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 91-05, 4 cartes.
- MIDRA, R. - LAUZIÈRE, K. - CHOWN, E.H. - TAIT, L., 1994b - Géologie du secteur du lac Doda (Feuillet 32 G/06), Bande Caopatina-Desmaraisville (Sous-province de l'Abitibi). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 93-12, 88 pages.
- MILNER, R.L., 1943 - Région du lac Barry, comté et territoire d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; RG-14, 27 pages.
- MORTENSEN, J. K., 1993 - U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 11-28.
- MOUKHSIL, A., 1996 - Géochimie, pétrologie structurale et mode de mise en place du Pluton de Father, Zone volcanique Nord, Sous-province de l'Abitibi, Québec, Canada. Thèse de doctorat inédite, Université du Québec à Chicoutimi; 247 pages.
- PEARCE, J.A., 1983 - The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate boundaries. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (C.J. Hawkesworth and M.J. Norry, editors). Nantwich, Shiva; pages 230-249.
- PEARCE, J.A. - CANN, J.R., 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 19, pages 290-300.
- PEARCE, J.A. - HARRIS, N.B.W. - TINDEL, A.G., 1984 - Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- PETERSEN, S. - HERZIG, P.M. - HANNINGTON, M.D., 2000 - Third dimension of a presently forming VMS deposit: TAG hydrothermal mound, Mid-Atlantic Ridge, 26° N. *Mineralium Deposita*; volume 35, pages 233-259.
- PICHÉ, M., 2000 - Quantification de l'altération hydrothermale des roches du camp minier de Joutel à partir d'analyses d'éléments majeurs. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 2000-06, 27 pages.
- PLANTE, L., 1998 - Projet Belmont, cantons Belmont et Lacroix. Levé de polarisation provoquée pour Ressources Aur inc. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-56185, 12 pages.

- POWELL, C. MCA., 1979 - A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*; volume 58, pages 21-34.
- PUPIN, J.P., 1980 - Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 73, pages 207-220.
- RACINE, M., 1989 - Rapport géologique, Propriété Freeman-Buteux. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-48455, 258 pages.
- RAMSAY, J. G., 1967 - Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New-York; 568 pages.
- RIOPEL, J., 1998 - Rapport technique d'une campagne de sondage 1998, Option Lac Fecteau. Mines et Exploration Noranda inc. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-56272, 88 pages.
- ROBERT, F., 1990 - An overview of gold deposits in the Eastern Abitibi belt. Dans : *La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: Synthèse de 60 ans d'exploration minière* ( Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.M., Riverin, G. et Simard, A., éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial numéro 43, pages 93-105.
- ROBERT, F., 1995 - Filons de quartz-carbonates aurifères. Dans : *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada* (Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D. et Thorpe, R.I., rédacteurs). Commission Géologique du Canada; *Géologie du Canada*; numéro 8, pages 387-405.
- SHAND, S.J., 1974 - *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore-Deposits*. John Wiley and Sons, New York; 488 pages.
- SHARMA, K.N.M., 1996 - Légende générale de la carte géologique - Édition revue et augmentée. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-28, 89 pages.
- SPRY, P.G. - PETER, J.M. - SLACK, J.F., 2000 - Meta-Exhalites as exploration guides to ore. In: *Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits* (Spry, P.G., Marchall, B. and Vokes, F.M., editors). Society of Economic Geologists; *Reviews in Economic Geology*; Volume 11, pages 163-201.
- STRECKEISEN, A., 1976 - To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*; volume 12, pages 1-33.
- SUN, S.S. - MCDONOUGH, W.F., 1989 - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (A.D. Saunders and M.J. Norry, editors). Geological society of London; special publication, volume 42, pages 313-345.
- TESSIER, A.C., 1996 - Geology of the surface trench and structural controls of the gold mineralization, Barry 1 gold property. Murgor Ressources inc. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-54613, 124 pages.
- THIESSEN, R.L. - MEANS, W.D., 1980 - Classification of fold interference patterns: a reexamination. *Journal of Structural Geology*; volume 2, pages 311-316.
- THURSTON, P. C., 2002 - Autochthonous development of Superior Province greenstone belts? *Precambrian Research*; volume 115, pages 11-36.
- VIERECK, L.G. - FLOER, M.F.J. - HERTOGEN, J. - SCHMINCKE, H.V. - JENNER, G.A., 1989 - The genesis and significance of N-MORB sub-types. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 102, pages 112-126.
- WILSON, M., 1989 - *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Unwin Hyman, London; 466 pages.
- WINCHESTER J.A. - FLOYD, P.A., 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-343.
- WOOD, D.A., 1980 - The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 50, pages 11-30.

## ANNEXE 1 : PHOTOGRAPHIES



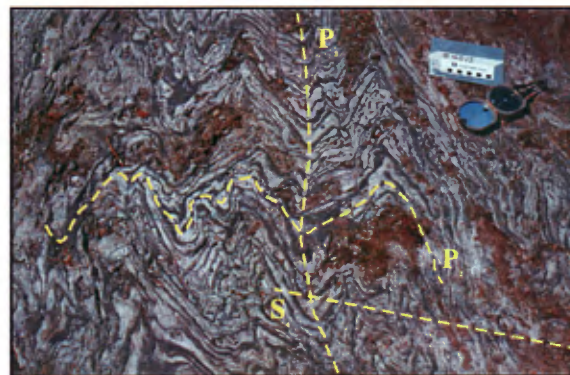
**PHOTO 1** - Basalte coussiné de la Formation de Fecteau (*Afec1*). Ces coussins peu déformés sont diversement lobés et montrent localement des formes en molaire. Le métamorphisme régional au faciès des amphibolites se traduit par l'abondance de la hornblende et du grenat.



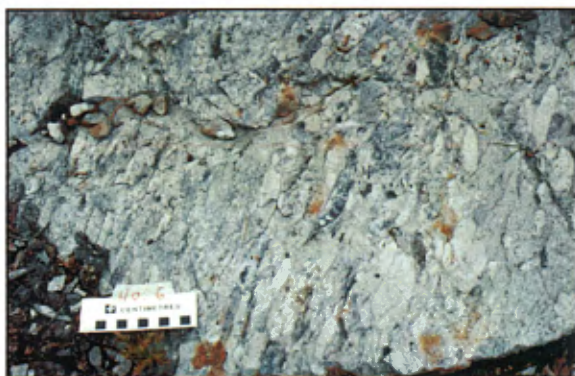
**PHOTO 2** - Tuf à blocs et à lapilli intermédiaire de la Formation de Fecteau (*Afec3*). La patine blanche mouchetée de noir en surface altérée est typique de ce faciès; elle résulte de la formation de cristaux grossiers de plagioclase et de hornblende sous l'effet du métamorphisme régional au faciès des amphibolites.



**PHOTO 3** - Tuf à blocs et à lapilli intermédiaire de la Formation de Fecteau (*Afec3*) marquée par un fort étirement des fragments vers le sud-est ( $L_c = 132^\circ/36^\circ$ ).



**PHOTO 4** - Alternance de tuf à cendres rhyolitique et de mudstone graphitique de l'unité felsique de la Formation de Chanceux (*Achx3*). L'affleurement est marqué par des patrons d'interférence résultant de la superposition de plis  $P_3$  ( $290^\circ/75^\circ$ ) sur des plis  $P_2$  ( $\approx 045^\circ$ ). La schistosité  $S_4$  ( $040^\circ/90^\circ$ ), non-déformée, a été observée ailleurs sur cet affleurement.



**PHOTO 5** - Tuf à blocs et à lapilli rhyolitique de l'unité felsique de la Formation de Chanceux (*Achx3*). Ce faciès se distingue par la présence de fragments de rhyolite d'apparence variée selon leur couleur, leur granulométrie et la présence ou l'absence de phénocristaux.



**PHOTO 6** - Basaltes coussinés aphyriques de la Formation de Macho (*Amac1*) sur le flanc nord du Synclinal d'Urban montrant un sommet stratigraphique vers le sud. L'allongement des coussins ( $S_0$ ) =  $080^\circ/80^\circ$ .

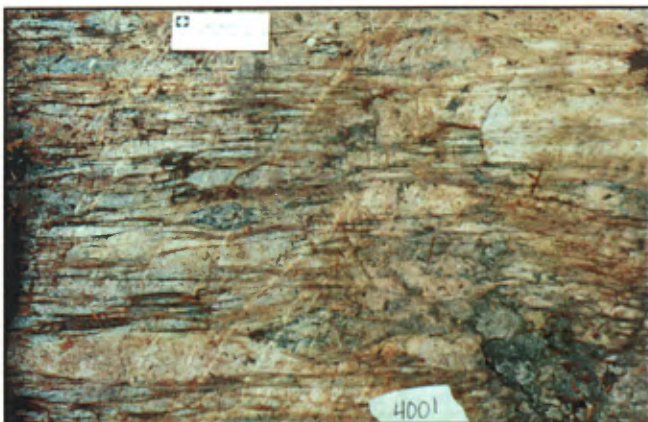
## ANNEXE 1 : PHOTOGRAPHIES (SUITE ET FIN)



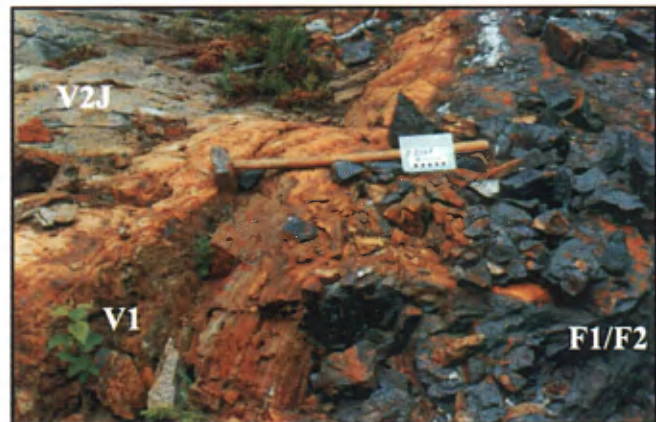
**PHOTO 7** - Basaltes glomérporphyriques massifs de la Formation d'Urban (*Aurb1*). Le pourcentage d'agrégats glomérporphyriques de plagioclase est très variable.



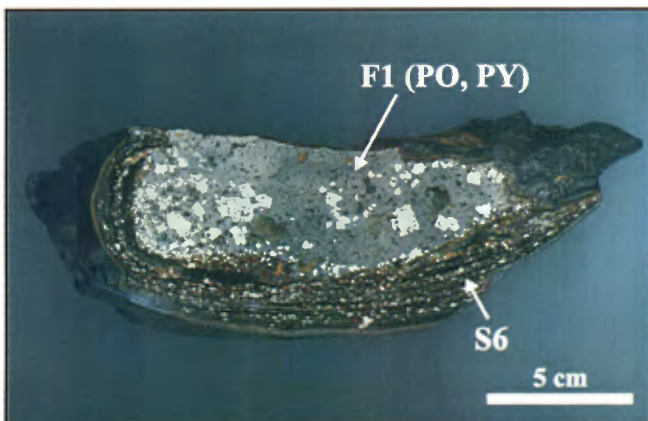
**PHOTO 8** - Basalte coussiné aphyrique de la Formation d'Urban (*Aurb1*) dans la Zone de déformation d'Urban ( $S_2 = 284^\circ/76^\circ$ ;  $L_c = 080^\circ/56^\circ$ ). Les coussins sont fortement aplatis et étirés.



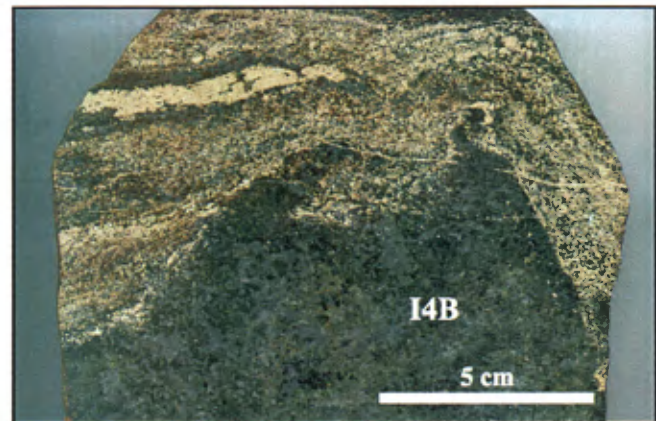
**PHOTO 9** - Tuf à blocs rhyolitique du Membre de Freeman (*Afrm*) dans la Zone de déformation d'Urban. Les blocs montrent un fort degré d'aplatissement et d'étirement ( $S_2 = 120^\circ/71^\circ$ ;  $L_c = 200^\circ/50^\circ$ ).



**PHOTO 10** - Tranchée au nord-est du lac Fecteau montrant un niveau de pyrrhotine massive à semi-massive associée à un mince niveau de tuf felsique altéré au contact entre des andésites et des basaltes (absents de cette photo) de la Formation de Fecteau (*Afec*). Ce niveau de sulfures massifs contient des clastes centimétriques de pyrite détritique et des teneurs anormales en Ag, en Zn, en As et en Cu.



**PHOTO 11** - Empreinte de charge (« load cast») au contact entre des sulfures massifs et des mudstones pyriteux dans la Formation de Fecteau (*Afec*).



**PHOTO 12** - Pyrite semi-massive de l'indice Laberge (0,75 % Cu + 0,2 % Co + 281 ppb Pt + 168 ppb Pd) dans une pyroxénite grossière.

## ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES

Analyses chimiques d'échantillons représentatifs des principales unités de la région du lac Hébert

Echan.	200235046	200235059	200235199	200235108	200235047	200235080	200233409	200233469
Station	1012 A	2013 A	1108 A	4001 A	1015 A	4017 A	4020 A	2057 C
Fm.	Fm. d'Urban (Aurb)		Mbr. de Freeman (Afrm)		Fm. de Chanceux (Achx)			
Unité	Aurb1-Type I	Aurb1-Type II	Afrm	Afrm	Achx1-TypeIII	Achx1-TypeIV	Achx3	Achx3
Litho.	V3B [CO, GH]	V3B (M16)	V1B [TZ]	V1B [TM]	V3B [CO]	V3B [MA]	V1B [TL]	V1B [TU]
SiO <sub>2</sub> (%pds)	48,10	47,39	72,12	65,84	48,12	44,05	71,10	73,82
TiO <sub>2</sub>	0,57	1,13	0,20	0,48	0,64	0,61	0,64	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,94	14,98	14,31	15,68	12,83	11,49	12,34	16,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (tot)	11,20	13,91	1,92	4,37	11,31	9,99	7,53	3,27
MgO	8,15	7,39	0,36	1,52	8,49	8,76	0,42	0,34
MnO	0,18	0,18	0,04	0,06	0,12	0,14	0,06	0,08
Na <sub>2</sub> O	1,77	2,19	3,59	3,40	3,21	3,34	0,94	1,51
K <sub>2</sub> O	0,13	0,18	2,76	1,20	0,19	0,04	1,76	0,96
CaO	12,77	10,76	2,45	5,19	8,60	7,58	0,51	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,10	0,07	0,13	0,07	0,08	0,08	0,01
PAF	2,0	1,7	2,0	2,0	6,3	13,6	4,4	2,5
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,045	0,036	0,002	0,005	0,078	0,063	0,008	0,004
S	0,03	0,07	0,01	0,01	0,01	0,22	3,32	0,01
C	0,16	0,11	0,32	0,01	0,95	3,31	0,46	0,01
<b>Total</b>	<b>99,87</b>	<b>99,91</b>	<b>99,82</b>	<b>99,87</b>	<b>99,88</b>	<b>99,68</b>	<b>99,78</b>	<b>99,88</b>
Ni (ppm)	---	---	2,4	---	---	---	39,6	2,9
Cu	139,2	90,2	1,6	20,5	2,6	84,6	50,7	2,9
Co	56,4	53,5	3,1	13,2	52,1	38,2	27,9	1,2
As	1,5	0,7	0,5	0,6	0,5	28,7	47,5	12,9
Au	2,9	0,5	0,5	1,3	2,5	1,2	15,2	0,5
Zn	19	63	31	73	31	61	52	6
Ga	15,7	19,4	18,5	19,8	12,5	12,3	16,6	21,3
W	1,1	0,6	4,1	7,6	0,5	7,5	7,4	1,3
V	224	328	11	56	235	219	78	35
Sc	35	40	2	7	32	29	13	7
Cs	0,1	0,3	1,7	1,4	3,0	0,1	2,6	1,1
Rb	1,5	2,6	56,5	30,1	11,3	1,6	54,1	27,7
Ba	38	46	508	449	52	17	341	118
Th	0,2	0,3	2,8	2,0	0,3	0,1	6,0	0,3
U	0,1	0,1	0,9	0,5	0,1	0,1	2,0	0,3
Nb	1,2	2,8	5,2	6,9	1,6	1,8	7,7	1,0
Ta	0,2	0,2	0,6	0,6	0,1	0,2	0,7	0,1
La	2,1	3,9	15,9	17,2	1,8	3,3	24,5	4,3
Ce	4,3	8,8	29,4	34,1	3,9	7,4	50,2	8,6
Pr	0,69	1,54	2,98	4,07	0,74	1,05	5,39	1,09
Sr	166	161,6	205,7	202,5	102,6	320,5	138,5	95,3
P	262	437	306	567	306	349	349	44
Nd	3,6	7,7	11,2	15,2	4,2	5,0	21,2	5,3
Sm	1,5	2,6	1,8	2,6	1,6	1,6	3,9	1,1
Zr	26,6	58,0	115,0	160,6	37,0	39,9	339,9	80,6
Hf	1,2	1,3	3,1	4,1	1,1	1,4	9,1	2,8
Eu	0,48	0,92	0,51	0,70	0,59	0,52	0,87	0,35
Gd	1,60	3,46	1,32	2,31	1,96	2,15	3,52	0,95
Tb	0,34	0,74	0,14	0,37	0,40	0,45	0,51	0,13
Dy	2,08	4,10	0,86	1,68	2,13	2,18	3,14	0,93
Y	12,0	25,4	5,2	11,4	13,9	14,1	19,6	5,2
Ho	0,44	0,92	0,16	0,38	0,53	0,52	0,64	0,18
Er	1,32	2,76	0,42	0,97	1,38	1,72	1,88	0,39
Lu	0,20	0,41	0,06	0,15	0,29	0,20	0,30	0,06
Tm	0,19	0,43	0,05	0,14	0,21	0,19	0,29	0,05
Yb	1,19	2,77	0,43	0,85	1,46	1,22	1,81	0,43
Zr/Y	2	2	22	14	3	3	17	16
Ishikawa	---	---	34	24	---	---	60	43
Séricite	7	8	43	26	6	1	65	39
Chlorite	40	45	16	26	46	46	73	51

Les éléments majeurs et les éléments en traces conventionnels sont analysés par ICP-ES. Les terres rares et les éléments de faible abondance sont analysés par ICP-MS. Les symboles et abréviations proviennent de la légende générale de la carte géologique (Sharma, 1996).

## ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES (SUITE)

Analyses chimiques d'échantillons représentatifs des principales unités de la région du lac Hébert

Échan.	200235171	200233418	200235065	200235073	200233441	200235179	200235161	200235106
Station	1152 A	2117 A	2060 A	3135 A	2069 C	3002 C	1104 A	3148 A
Fm.	Fm de Fecteau (Afec)							
Unité	Afec1-TypeV	Afec1-TypeV	Afec1-TypeVI	Afec1-TypeVI	Afec3	Afec3	Afec4	Afec4
Litho.	V3B (M16)	V3B [CO,VE]	V3B [MA]	V3B	V2J [MA,PO]	V2 [TZ]	V1B	V1B [TD,LA]
SiO <sub>2</sub> (%pds)	50,22	47,59	47,73	47,63	61,69	59,44	80,13	77,61
TiO <sub>2</sub>	1,04	0,67	0,92	0,79	0,47	0,61	0,20	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,67	13,35	14,59	14,87	14,92	14,46	10,57	12,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (tot)	13,08	11,66	13,99	12,51	7,30	6,46	1,45	3,48
MgO	7,20	7,72	6,43	7,70	2,92	4,25	0,74	1,47
MnO	0,18	0,17	0,17	0,18	0,08	0,11	0,03	0,05
Na <sub>2</sub> O	2,15	1,20	1,49	2,05	2,85	4,24	0,67	0,15
K <sub>2</sub> O	0,09	0,12	0,15	0,13	2,12	0,46	2,55	0,04
CaO	10,84	12,88	11,57	11,44	4,91	6,93	1,25	2,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,09	0,09	0,08	0,10	0,20	0,01	0,07
PAF	1,3	4,3	2,8	2,5	2,4	2,5	2,3	1,4
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,002	0,070	0,022	0,057	0,004	0,048	0,002	0,008
S	0,01	0,01	0,15	0,01	0,09	0,01	0,01	0,15
C	0,12	0,88	0,29	0,40	0,29	0,36	0,13	0,17
<b>Total</b>	<b>99,80</b>	<b>99,75</b>	<b>99,93</b>	<b>99,88</b>	<b>99,76</b>	<b>99,66</b>	<b>99,90</b>	<b>99,80</b>
Ni (ppm)	16,1	37,3	---	---	37,9	53,8	7,3	---
Cu	160,3	73,8	86,9	168,2	13,7	49,0	3,1	225,8
Co	48,3	59,8	51,3	51,8	23,4	22,6	2,1	13,5
As	0,5	0,7	9,7	0,5	1,7	0,5	0,5	2,8
Au	3,3	0,5	1,6	4,5	1,5	1,1	0,5	3,2
Zn	20	16	54	19	180	29	17	4
Ga	17,4	14,6	16,6	15,2	17,3	17,2	11,1	15,7
W	1,5	2,6	0,9	1,0	3,0	3,1	4,3	12,0
V	388	221	286	268	113	127	10	30
Sc	45	33	38	44	17	14	3	4
Cs	0,1	0,2	0,1	0,1	4,2	1,2	2,9	0,6
Rb	1,3	2,6	0,9	1,0	74,7	13,8	68,9	1,6
Ba	52	35	24	14	488	549	442	60
Th	0,3	0,2	0,1	0,1	7,9	3,1	9,2	5,7
U	0,1	0,1	0,2	0,1	2,2	0,6	1,3	2,5
Nb	1,6	1,6	1,4	2,1	7,0	4,9	6,6	6,8
Ta	0,1	0,1	0,1	0,2	0,7	0,4	0,6	0,8
La	2,4	2,6	2,5	2,6	28,8	18,9	33,8	29,4
Ce	6,4	6,0	5,6	5,5	49,3	38,4	61,1	50,6
Pr	1,00	0,98	0,97	1,10	5,49	4,75	6,65	5,69
Sr	83,3	114	119,7	88,6	286	715	153,6	133,6
P	131	393	393	349	437	873	44	306
Nd	5,6	4,7	5,8	5,1	20,2	21,2	23,9	22,7
Sm	1,7	1,6	2,0	1,8	3,9	3,9	3,9	5,4
Zr	37,1	41,9	43,2	41,4	135,0	110,0	139,1	132,9
Hf	1,3	1,4	1,3	1,2	3,8	3,0	3,8	5,0
Eu	0,74	0,64	0,66	0,85	0,75	1,13	0,73	0,83
Gd	2,43	2,44	3,06	3,05	3,47	3,49	2,67	3,58
Tb	0,41	0,43	0,62	0,51	0,52	0,49	0,42	0,50
Dy	3,14	2,85	3,38	3,08	3,20	3,08	2,77	2,77
Y	18,5	17,7	20,5	19,0	20,7	17,7	16,0	15,0
Ho	0,61	0,63	0,71	0,76	0,65	0,57	0,49	0,58
Er	1,90	1,73	2,09	2,02	2,04	1,62	1,50	1,29
Lu	0,27	0,24	0,33	0,28	0,37	0,24	0,24	0,20
Tm	0,28	0,26	0,32	0,32	0,31	0,26	0,23	0,24
Yb	1,86	1,63	1,95	1,89	2,20	1,62	1,66	1,49
Zr/Y	2	2	2	2	7	6	9	9
Ishikawa	---	---	---	---	---	---	63	36
Séricite	4	9	9	6	43	10	79	21
Chlorite	44	41	44	43	40	32	36	48

Les éléments majeurs et les éléments en traces conventionnels sont analysés par ICP-ES. Les terres rares et les éléments de faible abondance sont analysés par ICP-MS. Les symboles et abréviations proviennent de la légende générale de la carte géologique (Sharma, 1996).



## ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES (SUITE ET FIN)

Analyses chimiques d'échantillons représentatifs des principales unités de la région du lac Hébert

Échan.	200235061	200233427	200233411	200235176	200235103	200235115	200235163	200235053
Station	2040 A	3201 A	1221 A	1194 A	3070 A	4035 A	1113 A	1066 A
Fm.								
Unité	I4B	I4B	I3B	I4	Aheb2b	Asey	Aesp3	Aaig
Litho.	I4B [MA]	I4B [MA]	I3B [MA,SO]	I4 [MA,SO]	I1D [FO]	I1D [FO]	I1C [MA]	I2H [FO]
SiO <sub>2</sub> (%pds)	49,56	52,47	51,76	42,81	72,00	72,03	65,76	51,32
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,18	0,50	0,28	0,19	0,18	0,55	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,21	2,18	15,05	5,35	15,04	15,82	15,41	17,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (tot)	9,56	7,59	9,74	11,16	2,19	1,70	4,23	9,34
MgO	19,80	20,42	7,70	27,41	0,51	0,34	1,55	5,63
MnO	0,16	0,15	0,16	0,17	0,03	0,02	0,06	0,14
Na <sub>2</sub> O	0,48	0,43	1,61	0,36	4,81	5,67	4,09	4,53
K <sub>2</sub> O	0,10	0,08	0,31	0,02	1,23	0,72	3,41	1,00
CaO	15,88	12,84	12,20	5,94	2,74	2,92	3,39	8,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,07	0,06	0,04	0,05	0,05	0,24	0,36
PAF	1,6	3,0	0,7	5,9	0,9	0,4	0,9	1,3
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,287	0,442	0,032	0,304	0,004	0,004	0,002	0,018
S	0,01	0,01	0,05	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01
C	0,16	0,23	0,10	0,05	0,04	0,01	0,01	0,03
<b>Total</b>	<b>99,62</b>	<b>99,41</b>	<b>99,79</b>	<b>99,44</b>	<b>99,69</b>	<b>99,85</b>	<b>99,59</b>	<b>99,80</b>
Ni (ppm)	---	48,6	30,7	984,9	---	---	8,4	---
Cu	9,4	7,9	94,5	28,6	3,4	5,8	12,0	22,2
Co	75,7	56,7	46,9	101,7	3,4	1,7	9,6	32,6
As	0,5	0,5	1,3	0,5	0,6	0,6	0,5	1,1
Au	0,5	0,5	4,2	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Zn	18	11	14	33	46	33	70	38
Ga	3,3	4,4	15,2	6,5	18,5	17,7	22,2	24,5
W	0,7	1,2	2,5	0,5	12,4	12,1	2,2	1,2
V	132	96	221	94	17	11	64	186
Sc	41	29	34	20	2	3	5	18
Cs	0,4	0,1	0,6	0,1	1,0	1,7	4,5	0,6
Rb	2,9	1,1	12,7	0,8	30,2	31,4	119,1	22,1
Ba	23	29	84	8	538	377	1075	387
Th	0,2	0,4	1,7	0,1	0,8	0,9	12,7	0,8
U	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,6	1,7	0,3
Nb	0,5	0,5	1,4	0,6	1,6	1,1	8,3	3,2
Ta	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,9	0,2
La	2,2	3,5	5,1	0,7	8,3	6,5	55,7	18,7
Ce	5,0	7,8	10,0	1,7	14,8	13,4	120,9	47,5
Pr	1,02	1,46	1,33	0,26	1,37	1,58	14,62	6,71
Sr	86	63,7	125,1	25	376,5	561,6	806,8	966
P	87	306	262	175	218	218	1048	1571
Nd	6,0	6,9	6,1	2,1	4,6	6,2	59,3	30,8
Sm	1,6	1,7	1,6	0,7	0,1	1,2	10,6	6,4
Zr	9,7	12,1	35,4	14,7	75,4	107,2	212,6	117,9
Hf	0,5	0,5	1,1	0,5	2,4	3,0	5,3	3,2
Eu	0,55	0,56	0,50	0,19	0,30	0,28	2,27	1,65
Gd	1,48	1,61	2,01	1,09	0,87	0,85	6,37	4,10
Tb	0,26	0,20	0,35	0,15	0,12	0,13	0,69	0,63
Dy	1,44	1,10	2,27	1,11	0,50	0,40	3,24	2,77
Y	5,7	7,1	14,3	6,9	2,7	2,7	16,6	16,3
Ho	0,21	0,21	0,53	0,23	0,07	0,07	0,52	0,57
Er	0,58	0,49	1,44	0,62	0,34	0,32	1,26	1,42
Lu	0,06	0,07	0,20	0,10	0,02	0,05	0,15	0,20
Tm	0,10	0,06	0,23	0,11	0,05	0,06	0,17	0,21
Yb	0,32	0,35	1,43	0,72	0,13	0,17	1,23	1,24
Zr/Y	2	2	2	2	28	40	13	7
Ishikawa	---	---	---	---	---	---	---	---
Séricite	17	16	16	5	20	11	45	18
Chlorite	47	51	39	75	15	11	28	37

Les éléments majeurs et les éléments en traces conventionnels sont analysés par ICP-ES. Les terres rares et les éléments de faible abondance sont analysés par ICP-MS. Les symboles et abréviations proviennent de la légende générale de la carte géologique (Sharma, 1996).

## Indices minéralisés de la région du Lac Hébert

Indice	Typologie	Sondage	Estant (NAD 83)	Nordant (NAD 83)	Numéro SGDAC*	Longueur m	Description	Au ppb	Cu ppm	Zn ppm	Ag ppm	As ppm	
Indice 77-16	Or orogénique	111036-88-16	481923	5430930	2002033462	4,6	V[AE], R1 (QZ)	2104	-----	-----	-----	-----	
		101036-88-17	481890	5430976		0,45		4603	1890	1890	-----	2	
Buteux Marceau	Or orogénique	111036-88-19	491132	5432629		0,4		1530	-----	-----	-----	-----	
						0,4		1100	-----	-----	-----	-----	
						0,55		1700	-----	-----	-----	-----	
Sigouin-Griffith	Or orogénique		479580	5427577		1,5		2740	-----	-----	-----	-----	
MB-83-02	Or orogénique		473869	5432868		3,65		-----	-----	-----	8,8	-----	
						4,57		-----	-----	-----	7,2	-----	
BUL97-02	Or orogénique	BUL97-02	464780	5432986		0,81		1384	-----	-----	-----	-----	
Lac Pistolet-NW	SMV	101036-87-2	482023	5430223	2002033461	3,05	S6D (GP) + F2	14	1985	24313	2,4	-----	
		101036-87-3	482008	5430161		1,62		80	109	11200	2,1	-----	
		482008	5430156	2002033463		S6D (GP) + F2		88	1820	1820	-----	35	
		482022	5430218			S6D (GP) + F2		53	1340	1340	-----	2	
7515-78-11	SMV	7515-78-11	475486	5432132		0,8		206	140	8500	2,7	-----	
7575-78-16	SMV	7575-78-16	481348	5432365		0,04		4111	141500	1200	142	-----	
Croix-3	SMV	MB-84-15	471098	5433603		1,52		271	1512	-----	5,1	-----	
		MB-83-04	471002	5433624		2,13		4600	-----	-----	-----	-----	
FEC-98-01	SMV	FEC-98-01	481000	5432166	2002033372	12,6	F1	106	1646	8048	-----	-----	
		FEC-98-01	481000	5432166		0,05		84	330	12300	5,9	4	
			481117	5432181		2002033454		V1 + SF	-----	2920	-----	-----	-----
			481354	5432183		2002033449		F1	55	2470	2470	3,3	14
			481354	5432183		2002033451		F1	237	2220	2220	7	15
			481354	5432183		2002033452		F1	178	1950	1950	5,3	6
			481462	5432142		2002035032		F1	-----	2070	-----	8,1	29
			481632	5432146		2002033448		S6D	182	-----	560	3,4	236
Belmont	Indéterminé		463798	5435533		0,7		1700	-----	-----	-----	-----	
Lac Pistolet-NE	Indéterminé		483530	5429927					25800	-----	-----	-----	
Lac Fecteau-N	Indéterminé	13501-10	480020	5431760		1,52		1885	-----	-----	-----	-----	
KB-029	Indéterminé		469821	5434259					17052	-----	13,6	-----	
7515-78-1A	Indéterminé	7515-77-12	496168	5440502		0,3		-----	-----	8600	-----	-----	
Ind.Desgagné	Indéterminé		489509	5429834				1430	-----	-----	1,7	-----	
Indice Laberge	Cu + ÉGP	7515-78-1A	470828	5446534			I4B + F2	0,75% Cu + 0,2% Co + 281 ppb Pt + 168 ppb Pd				-----	

Les échantillons prélevés au cours de nos travaux sont identifiés par un numéro SGDAC et la codification des lithologies est d'après la légende géologique du SIGEOM (MB 96-28).

\* Le numéro SGDAC (Système de gestion des demandes d'analyses chimiques) permet d'accéder aux résultats complets d'une analyse chimique dans SIGEOM à la carte.

## Sites présentant des teneurs anormales en métaux dans la région du Lac Hébert

Sondage	Estant (NAD 83)	Nordant (NAD83)	Numéro SGDAC *	Intervalle (m)	Lithologie	Altération	Au ppb	Cu ppm	Zn ppm	Ag ppm	As ppm
----	466925	5432785	2002035016	----	V3B	PY	----	----	----	0,30	132
----	467390	5433348	2002035081	----	V3B	PY, AK	----	----	----	----	288
----	467614	5433194	2002035003	----	V1B	PY	----	----	----	0,60	105
----	467769	5433402	2002035079	----	V3B	CB	----	----	----	----	185
----	467813	5433201	2002035110	----	V1		----	----	----	----	144
----	467834	5433257	2002035109	----	V1[TL]		----	----	----	----	134
----			2002035111	----	V1	PY	----	----	----	----	115
----	467976	5433293	2002035033	----	V1		----	----	----	0,30	156
	468478	5433658	2002035077	----	V3B	PY, AK	----	----	----	----	226
			2002033464	----	V3B	CB	8	80	----	----	137
			2002035015	----	V3B	PY, AK	----	----	----	0,50	180
----	481070	5432209	2002033453	----	V1	SF	----	1210	----	----	----
101036-89-52	486950	5436160	2002033437	102,2 à 102,6	V1[TL]	SR, QZ	----	----	----	----	442
----	487946	5432077	2002033456	----	S6D		----	----	----	----	360
			2002035039	----	F1		----	----	----	----	357
			2002035040	----	F1		----	----	----	----	129
			2002035041	----	F1		----	----	----	----	434
----	489509	5429834	2002035188	----	V2	PY	119	----	----	----	----
----	491285	5432354	2002035196	----	F2		----	----	----	----	585
----	491771	5440099	2002033455	----	S6D		----	----	----	----	214
			2002035028	----	S6D (GP)	PY	----	----	----	0,30	209
----	492282	5440151	2002035138	----	F2		----	----	1600	----	----
			2002035139	----	F2		----	----	1200	----	----

Tous ces échantillons ont été prélevés au cours de nos travaux de terrain en 2002 et la codification des lithologies est faite d'après la légende géologique du SIGEOM (MB 96-28).

\* Le numéro SGDAC (Système de gestion des demandes d'analyses chimiques) permet d'accéder aux résultats complets d'une analyse chimique dans SIGEOM à la carte.

# Résumé

Les travaux de cartographie réalisés à l'été 2002 couvrent la région du lac Hébert (SNRC 32G/03), située dans la partie est de la Zone volcanique Nord de la Sous-province de l'Abitibi, à 60 km au sud de la ville de Chapais. Les travaux ont été effectués à partir de nouveaux chemins forestiers dans des endroits autrefois difficiles d'accès. Les objectifs principaux du projet sont : 1) la mise à jour de la carte géologique de la région du lac Hébert dont la plupart des données datent des années 1940; 2) l'évaluation de l'importance du volcanisme felsique; 3) l'évaluation du potentiel métallifère de la région.

Les roches volcaniques archéennes cartographiées appartiennent à la *Ceinture d'Urban-Barry* (CUB). La CUB est divisée ici d'est en ouest en deux grands ensembles lithotectoniques séparés par la Faille Milner, qui fait chevaucher la moitié sud sur la moitié nord avec une composante dextre. La moitié nord consiste en une séquence homoclinal à fort pendage et à sommet stratigraphique vers le sud, constituée principalement de roches volcaniques mafiques de la *Formation d'Urban*. Cette unité est une séquence monotone de basaltes tholéïtiques massifs, coussinés ou bréchiques, et typiquement gloméroporphyriques en plagioclase. Au sein de la *Formation d'Urban*, nous avons défini le *Membre de Freeman*, constitué de laves et de tufs à lapilli ou à blocs, polygéniques ou monogéniques, de composition rhyodacitique à rhyolitique et d'affinité transitionnelle à calco-alkaline. Le *Membre de Freeman* est interdigité avec les basaltes gloméroporphyriques de la *Formation d'Urban*. Il atteint une épaisseur maximale de 5 km et peut être suivi sur une distance latérale de 30 km. Ces roches sont traversées d'ouest en est par la *Zone de déformation d'Urban*, une zone de déformation majeure marquée par une schistosité d'orientation E-W subverticale et par une linéation d'étirement subverticale.

La moitié sud de la CUB est traversée par un réseau de failles arquées et ramifiées de direction principalement E-W. Ces failles induisent au sein des roches volcaniques et intrusives un chevauchement général du sud vers le nord et divisent la CUB en une série de blocs structuraux. Chacun de ces blocs structuraux contient sa propre séquence volcano-sédimentaire. Tous les blocs sont traversés en leur centre par des synclinaux P3 E-W faiblement plongeants vers l'est ou vers l'ouest. Le bloc le plus au nord, traversé par le

*Synclinal d'Urban*, contient des roches de la *Formation de Macho*. Celle-ci est formée par des basaltes tholéïtiques principalement aphyriques et des alternances de sédiments détritiques et de roches volcanoclastiques intermédiaires mal exposées. Le bloc central, traversé par le *Synclinal de Chanceux*, contient la *Formation de Chanceux* constituée de basaltes tholéïtiques. Le quart de cette unité est dominée par des alternances de roches volcaniques felsiques (transitionnelles à calco-alkalines) et de sédiments détritiques. Le bloc structural le plus au sud contient des roches de la *Formation de Fecteau*. Il est traversé par le *Synclinal de Fecteau*, bordé au sud par l'*Anticlinal de Marceau*. La *Formation de Fecteau* est un ensemble diversifié de roches volcaniques mafiques tholéïtiques, intermédiaires (transitionnelles à calco-alkalines) et felsiques (calco-alkalines), marqué par la présence d'importantes unités de tufs intermédiaires.

Les roches de la région du lac Hébert sont d'âge Archéen, à l'exception des dykes mafiques à ultramafiques, d'âge Protérozoïque. Ces dykes, orientés ENE-WSW, traversent le sud-est de la région.

Les datations U-Pb ont donné un âge de mise en place de  $2707,0 \pm 3,2$  Ma pour le *Membre de Freeman*, de  $2727,0 \pm 1,0$  Ma pour la *Formation de Chanceux* et de  $2791,0 \pm 1,0$  Ma pour la *Formation de Fecteau*. Ces nouveaux résultats indiquent que les failles de la région du lac Hébert font chevaucher vers le nord des unités qui sont de plus en plus vieilles en allant vers le sud. En particulier, l'âge de la *Formation de Fecteau* se démarque du reste des datations de la *Zone volcanique Nord* (2730 à 2680 Ma) et s'apparente davantage à celui des roches volcaniques de la Sous-province d'Opatika. La région est également traversée par des failles inverses grenvilliennes de direction NNE-SSW. Elles représentent les dernières manifestations de la déformation régionale.

Un nouvel indice minéralisé, l'indice Laberge, a été découvert au cours des travaux de cartographie. Il s'agit d'une minéralisation de type Cu-Ni-Co-ÉGP associée aux intrusions ultramafiques tarditectoniques. La région est aussi favorable aux gîtes aurifères de type orogénique. Une activité exhalative régionale et plusieurs indices d'altération indiquent également la présence d'un potentiel pour les gîtes en or ou en métaux de base de type volcanogène.

