

RG 2001-14

GEOLOGIE DE LA REGION DES LACS PIQUET ET MESPLET (32G/04 ET 32B/13)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

RG 2001-14

Géologie de la région
des lacs Piquet et Mesplet
(32G/04 et 32B/13)

Daniel Bandyayera
Luc Théberge
Francine Fallara

Accompagne les cartes

SI32B13A-C4G-02C, SI32B13B-C4G-02C, SI32B13C-C4G-02C, SI32B13D-C4G-02C
SI32G04A-C4G-02C, SI32G04B-C4G-02C, SI32G04C-C4G-02C, SI32G04D-C4G-02C



Indice Barry IV Minéralisation aurifère de type veine (QZ-CB-SF). La photo montre les types de recouplement des veines principales et le développement des veines d'extension.

Géologie de la région des lacs Piquet et Mesplet (32G/04 et 32B/13)

Daniel Bandyayera¹
Luc Théberge¹
Francine Fallara²

RG 2001-14

Accompagne les cartes:

32B13-200-0101	LAC MESPLET	SI32B13A-C4G-02C
32B13-200-0102	LAC SAINT-CYR	SI32B13B-C4G-02C
32B13-200-0201	LAC AUX LOUTRES	SI32B13C-C4G-02C
32B13-200-0202	LAC BARRY	SI32B13D-C4G-02C
32G04-200-0101	LAC THUBIÈRE	SI32G04A-C4G-02C
32G04-200-0102	LAC WINDFALL	SI32G04B-C4G-02C
32G04-200-0201	LAC PRÉVERT	SI32G04C-C4G-02C
32G04-200-0202	LAC PICQUET	SI32G04D-C4G-02C

(à l'échelle 1:20 000; cartographie géologique à l'échelle 1:50 000)

1. Géologie Québec (MRN).

2. Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction

Alain Simard

Service géologique du Nord-Ouest

Robert Marquis

Responsable des inventaires géoscientifiques

Robert Marquis

Lecture critique

Pierre Pilote et Rémy Morin

Édition et mise en pages

Claude Dubé ing.

Dessin assisté par ordinateur

Charlotte Grenier et Daniel Bandyayera

Supervision technique

André Beaulé

Document accepté pour publication le 2001/11/23

RÉSUMÉ

La région des lacs Picquet (32G/04) et Mesplet (32B/13) est située dans la partie centre-est de la Sous-province de l'Abitibi, à 120 km à l'est de la ville de Lebel-sur-Quévillon. Les travaux de cartographie ont été effectués à partir de nouveaux chemins forestiers dans des endroits antérieurement difficiles d'accès. Avec la découverte récente d'importants indices aurifères, la région constitue un nouveau secteur d'exploration en Abitibi, dont les aspects géologiques, lithostratigraphiques, métallogéniques et structuraux méritent d'être revus. Il est envisagé de poursuivre les travaux vers l'est et vers l'ouest, pour éventuellement couvrir toute la *Ceinture d'Urban-Barry*.

Nous avons défini trois principales formations lithostratigraphiques qui constituent la Ceinture d'Urban-Barry : 1) la Formation d'Urban, 2) la Formation de Macho et 3) la Formation de Roméo.

La *Formation d'Urban* représente le premier cycle volcanique. Elle est essentiellement orientée E-W. Elle est caractérisée par la présence de basaltes gloméroprophyriques, d'affinité tholéiitique, massifs à coussinés, localement, bréchiques. L'épaisseur apparente maximale de la Formation d'Urban est de 6 km.

La *Formation de Macho*, ainsi nommée de par la rivière Macho qui la traverse, se trouve en contact de faille avec la Formation d'Urban. Son épaisseur atteint 7 km, par endroits. Elle est composée d'une séquence de basaltes et d'andésites, contenant près de 30 % de volcanoclastites felsiques. La Formation de Macho se distingue essentiellement de la Formation d'Urban par l'absence de basaltes gloméroprophyriques, son orientation ENE-WSW, la présence d'importantes unités de volcanites et de volcanoclastites felsiques dont le Membre de Windfall et le Membre de Rouleau. Géochimiquement, les basaltes tholéiitiques de la Formation de Macho sont relativement plus enrichis en Ti et en Zr que ceux de la Formation d'Urban. Le *Membre de Windfall* est formé de volcanites felsiques d'affinité calco-alkaline, d'un dôme endogène d'affinité calco-alkaline, de volcanoclastites felsiques d'affinité tholéiitique et d'andésite et de tufs intermédiaires d'affinité tholéiitique à transitionnelle. Un échantillon de volcanites felsiques du Membre de Windfall a livré un âge de 2717 Ma, ce qui suggère la présence d'un deuxième cycle volcanique. Cette date suggère également que le Membre de Windfall est l'équivalent de la Formation de Blondeau observée dans le Segment de Chibougamau. Le *Membre de Rouleau* est formé de volcanites et de tufs felsiques d'affinité calco-alkaline.

La *Formation de Roméo*, située au contact entre la Formation d'Urban et le Pluton d'Hébert, est formée d'une séquence de métasédiments fortement déformés. Elle est séparée de la Formation d'Urban par la *Zone de Déformation d'Urban*.

Toute la séquence volcano-sédimentaire de la Ceinture d'Urban-Barry est affectée par une série de failles E-W et NE-SW. Un jeu de ces failles a probablement entraîné une répétition structurale de certaines séquences volcaniques au niveau du *Synclinal d'Urban*, une structure régionale déduite des sommets stratigraphiques opposés, au milieu de la Formation de Macho.

La Ceinture d'Urban-Barry est recoupée au nord, par le Pluton d'Hébert et le Pluton de Father, et au sud, par le Pluton de Souart et le Complexe de Barry. Le *Pluton de Father* est composé essentiellement de granodiorite. Le *Pluton d'Hébert* se compose de diorite et de tonalite synvolcaniques. Le *Pluton de Souart* est formé essentiellement de granodiorite, de tonalite et de diorite. Le *Complexe de Barry* est représenté par des gneiss de composition tonalitique à granodioritique, dans lesquels on rencontre des unités de paragneiss, de diorite, et des enclaves de basalte et d'amphibolite.

Le métamorphisme régional est au faciès des schistes verts. Il atteint le faciès inférieur des amphibolites autour des plutons. Toutes les roches de la région ont été déformées lors de l'Orogenèse kénoréenne qui a produit le grain tectonique E-W. La base de la Ceinture d'Urban-Barry est traversée d'est en ouest par la *Zone de cisaillement d'Urban*, subverticale et orientée E-W. Plusieurs failles tardives, fragiles-ductiles, orientées NE-SW, recoupent les roches de la région. La partie centrale de la Ceinture d'Urban-Barry montre des structures orientées NNE-SSW. Elle fait partie d'un important synclinal régional, le Synclinal d'Urban, plongeant vers le NE, et dont le cœur est occupé par les basaltes de la Formation de Macho.

Les types de minéralisations rencontrés dans le secteur étudié sont les suivants :

- 1) Sulfures massifs volcanogènes (SMV) aurifères (type I); 2) SMV en Cu-Au ± Ag (type II);
- 3) Veines aurifères volcanogènes (type III); 4) Minéralisations aurifères associées aux zones de cisaillement (type IV); 5) Minéralisations en Au-Cu-Zn associées aux métapélites tourmalinisées (type V);
- 6) Minéralisations en molybdène associées à des intrusions felsiques ou à des dykes de pegmatite (type VI).

INTRODUCTION	5
OBJECTIFS	5
Localisation et accès	5
Méthode de travail	5
Travaux antérieurs	6
Remerciements.....	6
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	6
STRATIGRAPHIE	6
Formation d'Urban (Aurb)	7
Unité de basalte glomérophyrique (Aurb1)	7
Unité de gabbro massif (Aurb2)	7
Unité de volcanites felsiques (Aurb3)	10
Formation de Macho (Amac).....	10
Unité de basalte aphyrique (Amac1)	10
Unité de gabbro massif (Amac2).....	11
Unité de volcanites felsiques (Amac3).....	11
Unité de wacke, de mudrock et de conglomérats (Amac4)	11
Unité de métapélites tourmalinisées, wacke, tufs indifférenciés et schistes (Amac5)	11
Membre de Windfall (Awin)	11
Membre de Rouleau (Arou)	15
Formation de Roméo (Arom).....	18
Roches intrusives	18
Complexe de Barry (Abry)	18
Pluton de Souart (Asou)	19
Pluton de Father (Afat).....	20
Pluton d'Hébert (Aheb).....	20
Granitoïde, porphyre à quartz et feldspath (II)	21
Dykes de diabase (I3B)	21
Gabbro (I3A)	21
Amphibolite (M16).....	21
LITHOGÉOCHIMIE	21
Roches volcaniques mafiques	21
Roches volcaniques du Membre de Windfall	22
Roches intrusives	26
GÉOCHRONOLOGIE	27
GÉOLOGIE STRUCTURALE	27
Schistosité régionale et plissements	27
Failles et zones de déformation	30
Failles tardives	30
MÉTAMORPHISME	31
MÉTALLOGÉNIE	31
Sulfures massifs volcanogènes aurifères (type I)	31
Sulfures massifs volcanogènes en Cu-Au ± Ag (type II).....	35
Veines aurifères volcanogènes (type III)	35
Minéralisations aurifères associées aux zones de cisaillement (type IV).....	36
Minéralisations en Au-Cu-Zn associées aux métapélites tourmalinisées (type V).....	37
Minéralisations en molybdène (type VI)	37
Quantification des altérations pour le Membre de Windfall	37
DISCUSSION ET CONCLUSION	38
RÉFÉRENCES	38
ANNEXE 1 : PHOTOGRAPHIES	41
ANNEXE 2 : TABLEAUX	43

INTRODUCTION

Objectifs

Le projet Urban-Barry, prévu en deux phases, s'inscrit dans le plan d'intervention triennal 2000-2003 de l'Abitibi. Il consiste en une révision de la géologie et de la métallogénie de la *Ceinture d'Urban-Barry* (figure 1), suite à la construction de nouveaux chemins forestiers dans les endroits antérieurement difficiles d'accès et à la découverte d'importants indices aurifères dans la région. Les objectifs de la première phase du projet sont : 1) cartographier à l'échelle 1:50 000 la région des lacs Picquet (SNRC 32G/04) et Mesplet (SNRC 32B/13), 2) définir l'importance du volcanisme felsique et 3) définir les différents contextes métallogéniques du secteur.

Localisation et accès

Les feuillettes des lacs Picquet (SNRC 32/G04) et Mesplet (SNRC 32B/13) occupent la partie centrale du *Segment d'Urban-Barry* (figure 1), situé à 135 km au SW de Chibougamau et à 120 km à l'est de Lebel-sur-Quévillon. La région couverte par la présente étude est comprise entre les longitudes 75°30'00" et 76°00'00" et, les latitudes 48°45'00" et 49°15'00". On y accède par la route 113 reliant les villes de Val-d'Or et de Lebel-sur-Quévillon. À partir de la ville

de Lebel-sur-Quévillon, on suit la route secondaire qui mène vers la papeterie Domtar, puis les routes forestières 101 et 105. La route 105 traverse d'est en ouest le *Segment d'Urban-Barry* qui est actuellement parcouru par le nouveau réseau de chemins forestiers construits par les compagnies forestières Domtar et Donohue. La plupart des chemins sont carrossables, bien qu'un véhicule tout-terrain soit nécessaire sur plusieurs tronçons. L'accès est encore difficile dans les secteurs des lacs Barry et Rouleau, situés au centre-est de la région étudiée (figures 2 et 3). On y accède par bateau, par hydravion ou par hélicoptère. Cette zone est marécageuse ou couverte par des dépôts glaciaires (sable).

Méthode de travail

Les travaux de terrain effectués à l'été 2000 ont consisté en un levé de cartographie géologique à l'échelle 1:50 000, l'échantillonnage lithogéochimique des unités lithologiques, la description détaillée et l'échantillonnage des zones minéralisées. Un échantillon de laves felsiques a été prélevé pour une analyse géochronologique. Les cheminements suivent essentiellement le tracé de chemins forestiers, avec par endroits des traverses complémentaires. La maille du levé est resserrée dans les zones de séquences volcano-sédimentaires. Une compilation des affleurements de la région a été réalisée avant la campagne de terrain, à partir des rapports des travaux géologiques antérieurs et des travaux statutaires des compagnies minières. La compilation métallogénique régionale de la compagnie Géologica

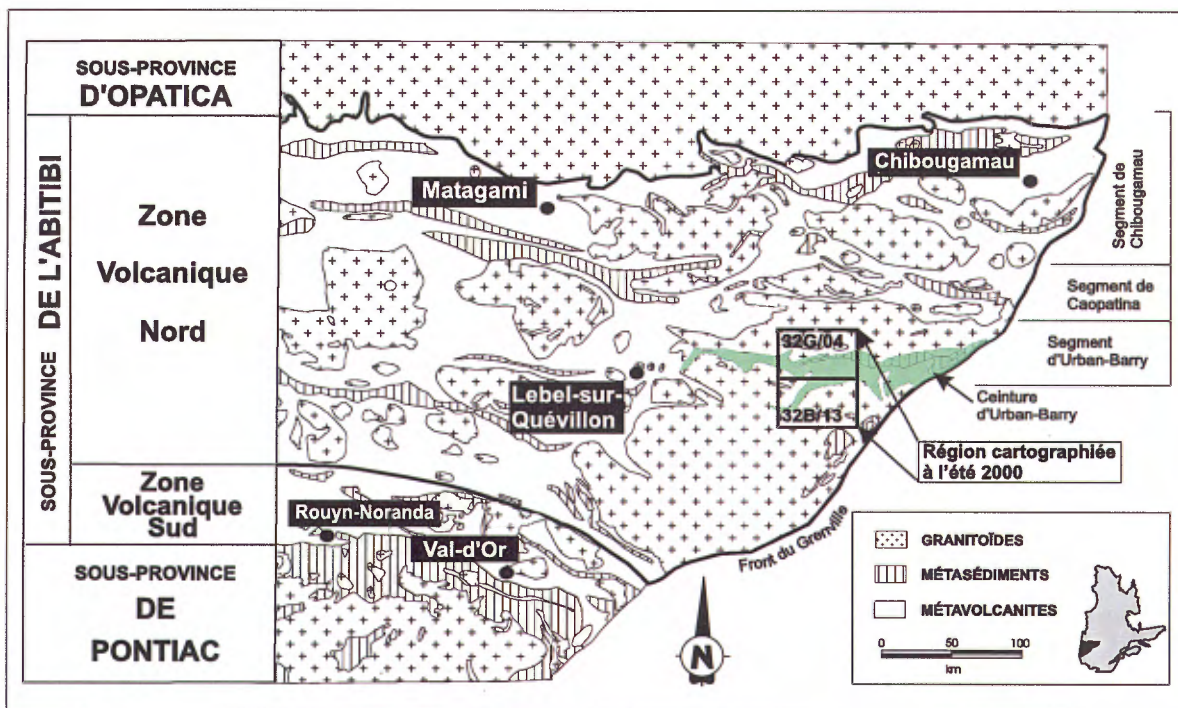


FIGURE 1 - Carte de localisation de la région étudiée dans la Sous-province de l'Abitibi et contexte géologique régional.

est également intégrée aux nouvelles données recueillies. L'ensemble des données est versé au SIGÉOM (Système d'information géominère du Québec). En 1983, la région a été couverte par un levé électromagnétique et magnétique de type Input dont la hauteur de vol était de 120 mètres et l'espacement entre les lignes de 200 mètres. Les cartes de ces levés géophysiques régionaux ont été utilisées dans l'interprétation des structures régionales ou des contacts géologiques dans des zones pauvres en affleurements. La caractérisation géochimique des principales unités lithologiques et des zones minéralisées est basée sur les résultats analytiques (éléments majeurs et éléments en traces) de 166 échantillons. Pour compléter les observations macroscopiques et lithogéochimiques, l'examen de 170 lames minces ordinaires et de 30 lames minces polies a été réalisé. Une centaine d'échantillons à caractère économique ont été également analysés pour l'or et les métaux de base.

Travaux antérieurs

Au cours des années 1940, la région a été couverte par des levés géologiques de reconnaissance à l'échelle de 1:63 000 (Freeman, 1940; Milner, 1943; Fairbairn, 1946; Graham, 1947; Charré, 1973). Récemment, les travaux de Joly (1990) ont couvert la *Ceinture d'Urban-Barry* dans la région des lacs aux Loutres et Lacroix. Tous ces travaux soulignent le potentiel aurifère, cuprifère et zincifère du secteur. La rareté des affleurements a toutefois rendu difficile les corrélations des différentes unités lithologiques. Aucune stratigraphie n'a été proposée dans tous ces travaux.

Remerciements

Nous tenons tout d'abord à remercier les compagnies minières (Urbana Corporation, Alto Minerals, Murgor Resources, SOQUEM, Xémac) qui nous ont donné libre accès à leurs propriétés et aux carottes de forages. Nous remercions en particulier Daniel Gaudreault et Mario Joly de Geologica International pour leur excellente introduction aux problématiques géologiques et métallogéniques de la région. Nous remercions les assistants-géologues Marie-Pierre Carignan, Pierre Nadeau et David Hamel pour leur excellent travail tout au long de la campagne de terrain. Kamal N. Sharma est particulièrement remercié pour son active implication dans l'analyse des lames minces. Nous remercions également Pierre Pilote de Géologie Québec pour sa visite sur le terrain et ses nombreux conseils et Mathieu Piché pour le calcul des indices d'altération. Nous remercions également Denis-Jacques Dion (Géologie Québec) qui a fourni les cartes géophysiques du *Segment d'Urban-Barry*. Don W. Davis du Royal Ontario Museum est remercié pour la datation du *Membre de Windfall*. Ce rapport a été réalisé grâce à l'assistance technique irréprochable de Laurent Deraïche, Charlotte Grenier et Pascal Perron.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Le *Segment d'Urban-Barry* occupe la partie centre-est de la *Zone Volcanique Nord* de la Sous-province de l'Abitibi, selon les divisions proposées par Chown *et al.* (1992) (figure 1). Il est limité au nord par le *Segment de Caopatina*, à l'est par le *Front de Grenville*, au sud par le *Complexe de Barry*, et à l'ouest par le *Groupe de Quévillon*. On reconnaît, dans le *Segment d'Urban-Barry*, deux systèmes de failles, orientés E-W et NE-SW. En marge du *Front de Grenville*, une zone de déformation et un réseau de failles tronquent la séquence archéenne en direction NNE (Daigneault et Allard, 1994). La *Ceinture d'Urban-Barry* est localisée au centre du *Segment d'Urban-Barry* (figure 1). Elle s'étend, d'est en ouest, sur 135 km de long et 4 à 20 km de large. Les unités volcano-sédimentaires de la *Ceinture d'Urban-Barry* sont généralement considérées comme faisant partie du *cycle volcanique I* (2720-2730 Ma), cycle qui a été observé pour la première fois dans le *Segment de Chibougamau* (Chown *et al.*, 1992). Le *cycle volcanique I* est caractérisé par une vaste plaine sous-marine de basaltes et de complexes felsiques isolés, interstratifiés avec, ou recouverts d'assemblages volcanoclastiques. Nos travaux de cartographie ont également révélé la présence d'unités appartenant au *cycle volcanique II* (2705-2720 Ma), au sud et à l'est du lac Windfall, au milieu de la *Ceinture d'Urban-Barry*. Les roches volcaniques de la *Ceinture d'Urban-Barry* sont métamorphisées au faciès des schistes verts à amphibolite inférieur. Le faciès amphibolite inférieur à moyen est également observé dans les zones de déformation ou de contact avec les plutons (Joly, 1990).

STRATIGRAPHIE

À l'exception des dykes de diabase d'âge Protérozoïque, la région est formée de roches d'âge Archéen. Une première tentative de corrélation lithostratigraphique avait été effectuée par Simard et Morin (1998) à partir d'une compilation géoscientifique à l'échelle 1:50 000, et en se basant sur la stratigraphie mieux connue du *Segment de Chibougamau*. Ces auteurs avaient assigné toutes les roches volcaniques de la *Ceinture d'Urban-Barry* à la Formation d'Obatogamau (Groupe de Roy). Le feuillet SNRC 32B/13 n'avait pas été couvert par cette compilation.

Les résultats de nos travaux de cartographie dans les régions des lacs Picquet (32G/04) et Mesplet (32B/13) font ressortir une nouvelle subdivision stratigraphique, qui exclut la *Ceinture d'Urban-Barry* du Groupe de Roy. La

Ceinture d'Urban-Barry est subdivisée en trois principales formations lithostratigraphiques : 1) la *Formation d'Urban (Aurb)*, constituée de basalte tholéïtique massif ou coussiné, caractérisée par la présence de glomérophyres de plagioclase; 2) la *Formation de Macho (Amac)*, constituée de basalte massif ou coussiné, généralement aphyrique, et d'importants horizons de volcanites felsiques dont les *membres de Windfall (Awin)* et de *Rouleau (Arou)*; 3) la *Formation de Roméo (Arom)* composée de métasédiments.

Les corrélations lithostratigraphiques de la nouvelle nomenclature proposée avec celle du *Segment de Chibougamau* sont présentées au tableau 1 (annexe 2). La Formation de Roméo, qui n'a pas de formation équivalente dans le Segment de Chibougamau, n'a pas été incluse dans ce tableau. Nous suggérons de la corrélérer avec les métasédiments du *Segment de Caopatina*. Des coupes stratigraphiques illustrant les relations stratigraphiques entre les différentes formations de la Ceinture d'Urban-Barry sont présentées plus loin sur la figure 6 (voir leur localisation sur la figure 2).

Formation d'Urban (Aurb)

La *Formation d'Urban (Aurb)* forme la base de l'empilement stratigraphique de la région cartographiée (figures 2 et 6). Elle occupe près de 40 % de la superficie de la Ceinture d'Urban-Barry, au milieu de la région du lac Picquet (SNRC 32G/04; figure 2). La Formation d'Urban se trouve en contact intrusif avec le Pluton d'Hébert (*Aheb*), au nord, et en contact de faille avec la Formation de Macho (*Amac*), au sud. Son épaisseur apparente varie de 1 à 6 km. Cependant, nous n'avons pas tenu compte de l'aplatissement des objets et des zones de déformation dans l'estimation des épaisseurs. Sur le flanc nord du Synclinal d'Urban (voir aussi chapitre sur la « Géologie structurale »), les basaltes coussinés de la Formation d'Urban (*Aurb1*) montrent constamment des sommets stratigraphiques vers le sud. Dans la partie sud de la Ceinture d'Urban-Barry, sur le flanc sud du Synclinal d'Urban, on n'observe plus d'unités de basaltes glomérophyriques typiques de la Formation d'Urban (figures 3 et 6). Ceci suggère une troncature de la base de l'empilement stratigraphique de la Ceinture d'Urban-Barry, au niveau du Complexe de Barry (*Abry4*).

La Formation d'Urban comprend trois unités lithostratigraphiques : 1) le basalte glomérophyrique (*Aurb1*), 2) les filons-couches de gabbros massifs (*Aurb2*), 3) les volcanites felsiques (*Aurb3*). Les unités *Aurb2* et *Aurb3* sont observées à différents niveaux stratigraphiques dans la séquence de basaltes glomérophyriques (*Aurb1*).

UNITÉ DE BASALTE GLOMÉROPORPHYRIQUE (*Aurb1*)

L'unité de basalte glomérophyrique (*Aurb1*) est une unité repère qui constitue à la fois la base de la Formation d'Urban et celle de l'empilement stratigraphique de la

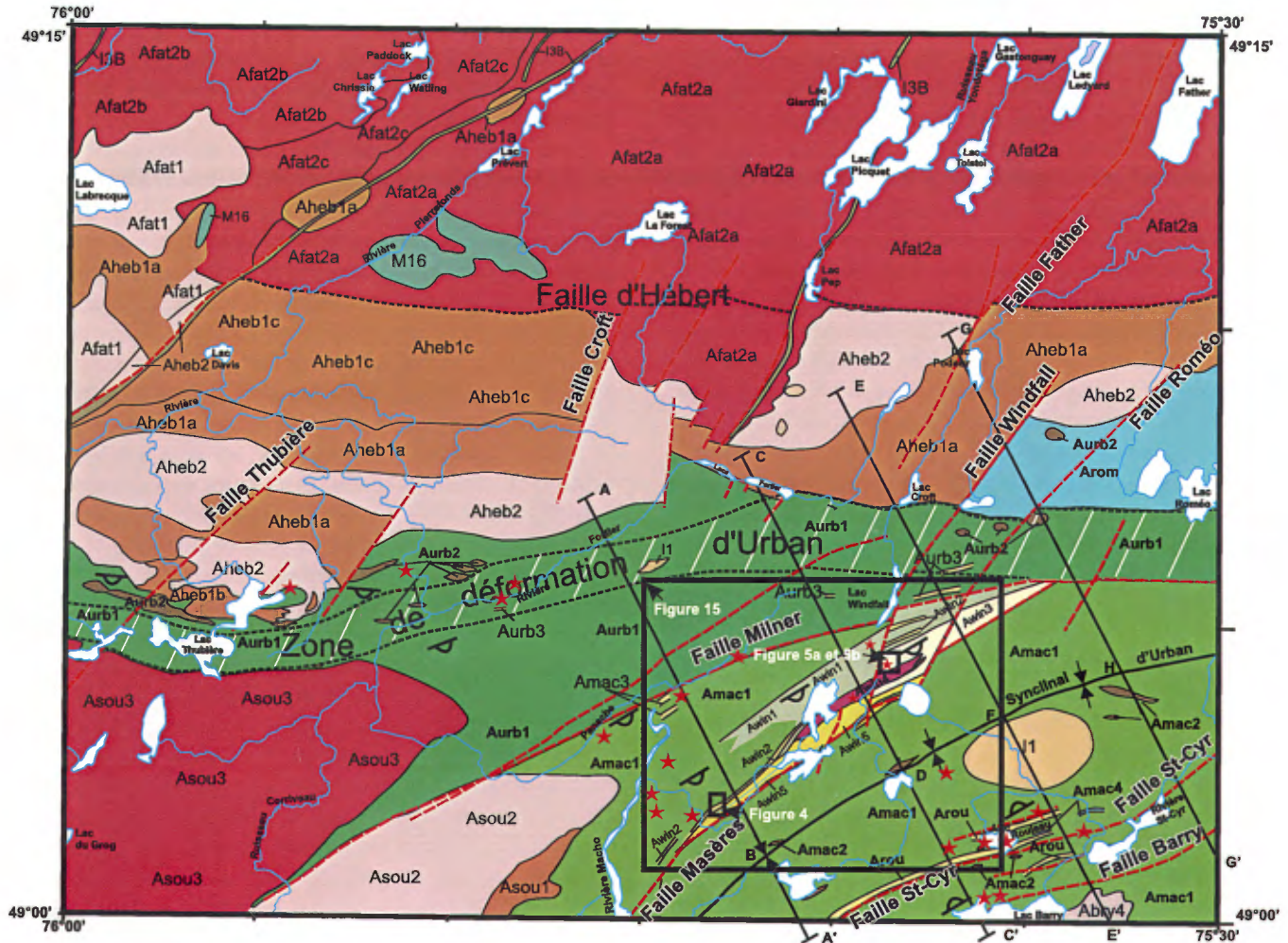
région étudiée. Elle couvre, d'est en ouest, la partie nord de la Ceinture d'Urban-Barry, au milieu du feuillet 32G/04, sur une étendue de 37 km de longueur et de 1 à 6 km de largeur (figure 2).

Cette unité se compose de coulées de laves essentiellement glomérophyriques, massives à coussinées, localement bréchiques. Ces laves contiennent 5 à 60 % de phénocristaux de plagioclase, idiomorphes ou arrondis, mesurant 0,1 à 5 cm sur l'axe le plus long, et baignant dans une matrice aphanitique (annexe 1, photo 1). La distribution des plagioclases est souvent aléatoire. Dans certains cas, la partie sommitale d'une lave est plus enrichie en plagioclase que la 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 qui séparent différents coussins. Certains coussins montrent uniquement des phénocristaux de plagioclase dans les zones de bordure. Il arrive fréquemment que les laves coussinées soient interlitées avec les laves massives, les laves porphyriques avec les laves aphanitiques, massives ou bréchiques. 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 rarement minéralisées, pouvant atteindre quelques centimètres d'épaisseur. En lames minces, les basaltes sont constitués d'actinote aciculaire ou subautomorphe, de plagioclase (andésine ou labradorite), de carbonates, de chlorite, de quartz et d'épidote. La biotite, le sphène et les minéraux opaques forment le cortège de minéraux accessoires.

On arrive facilement à déterminer la polarité des laves à partir de la morphologie des coussins non déformés. L'unité de basalte glomérophyrique montre à plusieurs endroits un sommet stratigraphique vers le sud ou le SE. Dans la partie nord de la Ceinture d'Urban-Barry, proche du contact avec le Pluton d'Hébert, la plus grande partie de l'unité de basalte porphyrique est située dans la *Zone de Déformation d'Urban* (figure 2). L'unité présente une schistosité subverticale pénétrative. Les coussins sont fortement aplatis, étirés et cisailés, à peine reconnaissables par endroits (annexe 1, photo 2).

UNITÉ DE GABBRO MASSIF (*Aurb2*)

Cette unité est formée de filons-couches de gabbros (*Aurb2*) qui constituent près de 5 % de la Formation d'Urban. Ces filons-couches sont de forme lenticulaire, variant de quelques mètres à une centaine de mètres d'épaisseur. On les retrouve à différents niveaux stratigraphiques à l'intérieur de la Formation d'Urban. Ils sont de couleur gris ou vert sombre en cassure fraîche, et vert moyen à gris verdâtre en surface altérée. Le gabbro est généralement équi-granulaire, massif, moyennement à finement grenu avec, localement, une texture subophitique distinctive. En lames minces, le gabbro est essentiellement formé de horn-



PROTÉROZOÏQUE

- Dykes de diabase

ARCHÉEN

Pluton d'Hébert

- Aheb2 Tonalite
- Aheb1c Diorite quartzifère et diorite, déformées; injections de dykes de granite à biotite
- Aheb1b Diorite quartzifère foliée
- Aheb1a Diorite massive

Pluton de Father

- Afat2c Granodiorite à grains moyens
- Afat2b Granodiorite à grains grossiers
- Afat2a Granodiorite porphyrique
- Afat1 Tonalite

Pluton de Souart

- Asou3 Granodiorite
- Asou2 Tonalite
- Asou1 Diorite

Complexe de Barry

- Abry4 Tonalite

ARCHÉEN (suite)

Formation de Roméo

- Arom Wacke et mudrock

Formation de Macho

- Amac4 Wacke, mudrock et conglomérats
- Amac3 Volcanites felsiques
- Amac2 Gabbro
- Amac1 Basalte aphyrique

Membre de Windfall

- Awin5 Andésite porphyrique et tufs intermédiaires
- Awin4 Porphyre à quartz et/ou à feldspath (dôme endogène)
- Awin3 Tufs et laves rhyolitiques
- Awin2 Volcanites felsiques
- Awin1 Andésite, basalte andésitique et trachyandésite

Membre de Rouleau

- Arou Tufs et volcanites felsiques

ARCHÉEN (suite)

Formation d'Urban

- Aurb3 Volcanites felsiques
- Aurb2 Gabbro
- Aurb1 Basalte glomérporphyrique

Lithologies







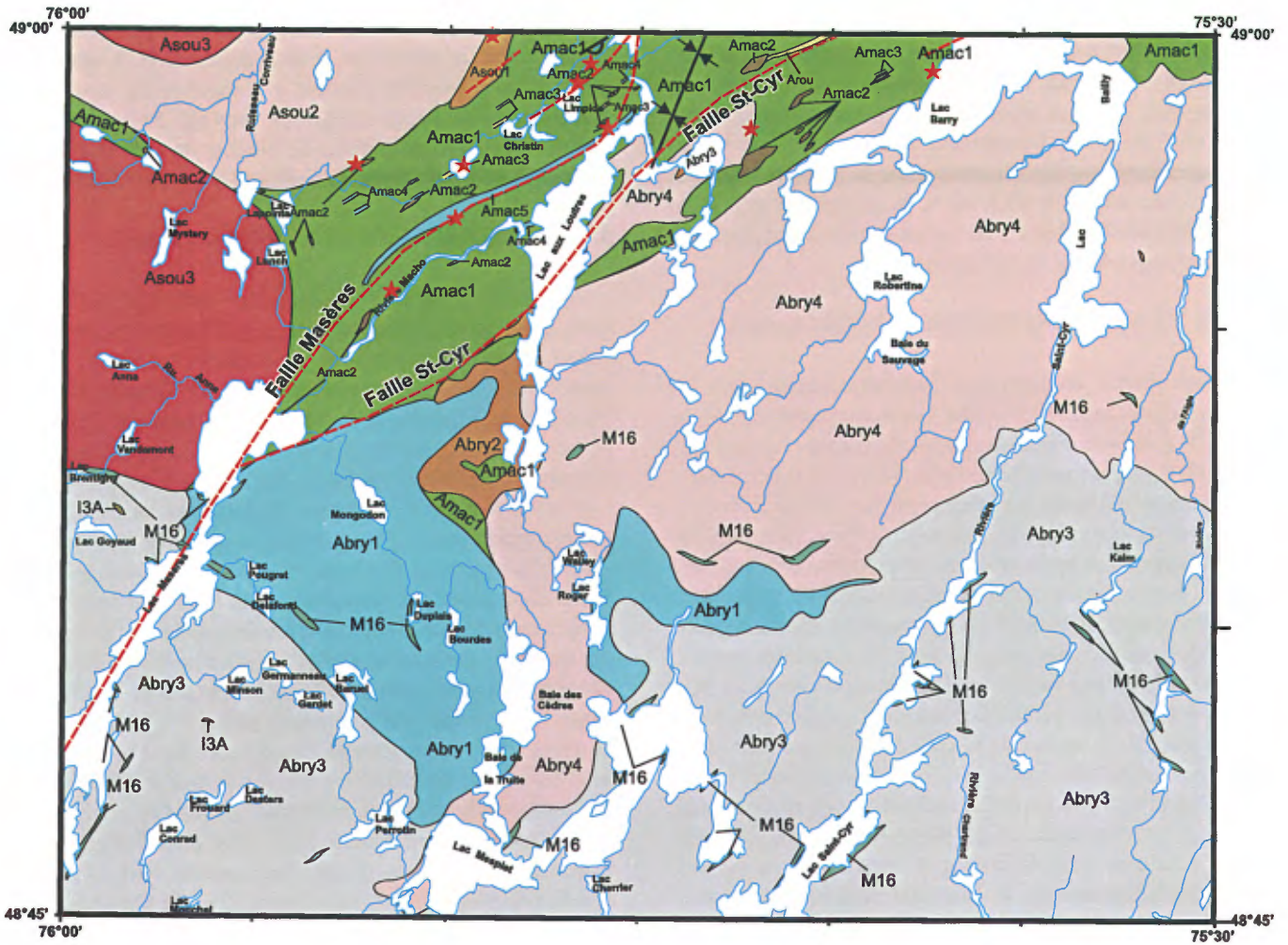
- I1 Granitoïde, porphyre à quartz et feldspath
- M16 Amphibolite
- Indice
-  Pli synclinal
-  Zone de déformation d'Urban
-  Faille précoce
-  Faille tardive et cisaillements
-  Polarité
-  Coupe décrite à la figure 6.

FIGURE 2 - Carte géologique simplifiée de la région du lac Picquet (SNRC 32G/04).



PROTÉROZOÏQUE

ARCHÉEN

Pluton de Souart

- Asou3** Granodiorite
- Asou2** Tonalite
- Asou1** Diorite

Complexe de Barry

- Abry4** Tonalite
- Abry3** Gneiss tonalitique migmatisé, localement grahamodioritique
- Abry2** Diorite
- Abry1** Paragneiss, paraschiste

ARCHÉEN (suite)

Formation de Macho

- Amac5** Métapélites tourmalinisées, wacke, tufs indifférenciés, schistes
- Amac4** Wacke, mudrock et conglomérats
- Amac3** Volcanites felsiques
- Amac2** Gabbro
- Amac1** Basalte aphyrique

Membre de Rouleau

- Arou** Tufs et volcanites felsiques

Lithologies

- I3A** Gabbro
- M16** Amphibolite

- ★ Indice
- ↔ Pli synclinal
- - - Faille et cisaillements

FIGURE 3 - Carte géologique simplifiée de la région du lac Mesplet (SNRC 32B/13).

blende verte, de plagioclase damouritisé et de carbonates. La biotite, l'épidote, la magnétite, la pyrite et le quartz forment le cortège des minéraux accessoires. La biotite et la magnétite sont les minéraux secondaires les plus fréquemment observés. Localement, l'unité Aurb2 est également représentée par des filons-couches de gabbros gloméroporphyriques contenant 40 à 60 % de gloméroporphyres de plagioclase, semblables à ceux qu'on retrouve dans les coulées gloméroporphyriques de l'unité Aurb1.

UNITÉ DE VOLCANITES FELSIQUES (Aurb3)

L'unité Aurb3 englobe des horizons lenticulaires de volcanites felsiques, de 50 à 200 m d'épaisseur et de 300 m à 2 km de longueur. Plusieurs niveaux très minces de laves et de tufs felsiques ont été notés en forages à travers toute la Formation d'Urban. La plupart de ces niveaux ont été cartographiés ou compilés par Joly (1990). Les descriptions présentées ci-après sont essentiellement tirées de son rapport. Nous avons exclu de cette unité de volcanites felsiques (Aurb3) l'unité de métapélite tourmalinisée (Amac5), aussi connue sous le nom de « rhyolite noire ». Les résultats de nos travaux et l'étude de Gaboury (1991) montrent qu'il s'agit plutôt d'un assemblage de métapélites tourmalinisées, de wacke et de schistes d'origine sédimentaire. Les volcanites felsiques de la Formation d'Urban (Aurb3) sont constituées de laves dacitiques à rhyolitiques, massives, porphyriques, localement vacuolaires, de couleur gris pâle en cassure fraîche et blanchâtre en surface altérée. En lames minces, la dacite est constituée de quartz, de plagioclase, d'amphibole, de carbonates, de chlorite et d'épidote. La rhyolite est formée de 20 à 40 % de phénocristaux de quartz ou de plagioclase et, dans de moindres proportions, de biotite, d'amphibole, de carbonates, de chlorite et d'épidote.

Formation de Macho (Amac)

La Formation de Macho (Amac) englobe la séquence volcano-sédimentaire située au sud de la Faille Milner et entre le Pluton de Souart (Asou) et le Complexe de Barry (Abry) (figures 2, 3 et 6). La Faille Milner et la Zone de Déformation d'Urban marquent le contact entre les formations d'Urban (Aurb) et de Macho (Amac). La Formation de Macho (Amac) est caractérisée par la présence d'unités basaltiques ne contenant pas de gloméroporphyres, par son orientation ENE-WSW et par l'abondance de volcanites et de volcanoclastites felsiques dont le Membre de Windfall (Awin) et le Membre de Rouleau (Arou). Son épaisseur atteint 7 km par endroits. Dans sa partie centrale, la Formation de Macho (Amac) est traversée en direction ENE-WSW par le Synclinal d'Urban, déduit des sommets stratigraphiques opposés (voir chapitre sur « la Géologie structurale »).

Outre les unités des membres de Windfall (Awin) et de Rouleau (Arou), la Formation de Macho (Amac) comprend cinq unités lithostratigraphiques : 1) une unité de basalte

aphyrique (Amac1), 2) une unité de gabbro massif (Amac2), 3) une unité de volcanites felsiques (Amac3), 4) une unité de roches métasédimentaires constituées de wacke, de mudrock et de conglomérats (Amac4) et 5) une unité de métapélites tourmalinisées, de wacke, de tufs indifférenciés et de schistes (Amac5).

UNITÉ DE BASALTE APHYRIQUE (Amac1)

Les basaltes de la Formation de Macho (Amac1) sont bien exposés de part et d'autre de la rivière Macho, aux alentours du lac Rouleau et au nord du lac Barry (SE du feuillet 32G/04). Dans la région du lac Mesplet (feuillet 32B/13), la Formation de Macho est observée aux alentours des lacs Lapointe, Limpide et Christin, à l'ouest du lac aux Loutres et à l'ouest du lac Barry.

L'unité Amac1 se compose de basaltes ou de basaltes andésitiques, massifs à coussinés, et généralement aphyriques. Par endroits, les laves massives alternent avec les laves fragmentaires. Les fragments de laves bréchiques sont monogéniques, anguleux à subanguleux et amiboïdes par endroits. Leur taille varie de quelques millimètres à 50 centimètres pour l'axe le plus long. La matrice est aphanitique et/ou formée de fragments millimétriques de même composition que les gros fragments. Les basaltes sont souvent fortement silicifiés et carbonatés, épidotisés, chloritisés, foliés et, localement, schisteux. Ils sont de couleur gris verdâtre en cassure fraîche, avec une patine d'altération blanchâtre. En lames minces, les basaltes sont constitués d'actinote aciculaire ou subautomorphe, de phénocristaux de plagioclase, de carbonates, de chlorite, de quartz et d'épidote. La biotite, le sphène et la magnétite forment le cortège des minéraux accessoires.

La texture du basalte est microcristalline, gloméroporphyrique, intersertale ou lépidoblastique. Localement, on observe des passées lenticulaires de tufs à lapillis (45 %) et à blocs (55 %), massifs, très vésiculaires, monogéniques, silicifiés et fortement chloritisés, de composition de basalte ou de basalte andésitique.

Au bord de la rivière Macho, l'unité Amac1 est recoupée par des petits dykes felsiques à phénocristaux de quartz et feldspath, d'extension décamétrique, contenant de la pyrite disséminée ou en veinules centimétriques. À l'est de la rivière Macho et au nord des lacs Christin et Limpide, des coussins peu déformés de basalte aphyrique montrent une polarité stratigraphique vers le sud ou le sud-est. Au nord du lac Barry, la polarité serait vers le nord (Rougerie, 1999). Des unités de komatiites sont observées au contact de la Formation de Macho avec le Pluton de Barry (Abry). Aux environs du lac Rouleau, au sud du feuillet 32G/04, les basaltes coussinés montrent également une polarité stratigraphique vers le nord. On en a déduit une structure synclinale régionale, le Synclinal d'Urban, orienté ENE-WSW (figures 2 et 3; voir aussi le chapitre sur la « Géologie structurale »).

UNITÉ DE GABBRO MASSIF (*Amac2*)

L'unité *Amac2* se compose de filons-couches de gabbro massif, d'épaisseur métrique (jusqu'à 10 m), que l'on retrouve à différents niveaux au sein de l'unité basaltique *Amac1*. Le gabbro massif est légèrement déformé, finement à moyennement grenu, de couleur vert grisâtre en cassure fraîche et vert blanchâtre à bleuâtre en surface altérée.

UNITÉ DE VOLCANITES FELSIQUES (*Amac3*)

Mis à part les membres felsiques de Windfall et de Rouleau décrits plus bas, la compilation des travaux statistiques (Joly, 1990; Simard et Morin, 1998) met en évidence de minces niveaux de volcanites felsiques (unité *Amac3*) observés en forage. L'unité *Amac3* se compose essentiellement de laves et de tufs rhyodacitiques à rhyolitiques, de couleur gris pâle en cassure fraîche et blanchâtre en surface altérée.

UNITÉ DE WACKE, DE MUDROCK ET DE CONGLOMÉRATS (*Amac4*)

Dans la région du lac Picquet (feuillet 32G/04, figure 2), l'unité de wacke, de mudrock et de conglomérats (*Amac4*) est observée au niveau du lac Rouleau et à l'ouest de la rivière Saint-Cyr. Elle se compose de petits niveaux de wacke, de siltstone et de mudstone et d'argilite interdigités, d'une épaisseur de 10 à 200 m. Ces niveaux sont observés en affleurement et en forage, au-dessus de l'unité de tufs rhyodacitiques, ou interstratifiés avec des coulées de laves mafiques (Coyle, 1998; Tremblay, 1998). L'unité sédimentaire *Amac4* comprend également un mince banc de conglomérat polygénique (non cartographiable à l'échelle 1:50 000) que l'on observe au nord-ouest du lac Rouleau. Le conglomérat est formé de fragments subarrondis à anguleux (2 à 60 cm de diamètre) de basalte, de gabbro et de roches felsiques (volcanites ou dyke felsique), supportés par une matrice gréseuse (<2 mm). Tous les fragments montrent une orientation préférentielle suivant la schistosité régionale NE.

Dans la région du lac Mesplet (feuillet 32B/13, figure 3), l'unité *Amac4* est observée à l'ouest du lac aux Loutres et à l'est du lac Lapointe. L'assemblage wacke-mudrock-siltstone-argilite a été observé en forage, interstratifié avec des coulées de laves mafiques. Cet assemblage forme des niveaux de 10 à 100 m d'épaisseur. De minces bancs de conglomérat monogénique à fragments d'origine volcanique, associé à l'unité *Amac4*, sont observés à l'est du lac Limpide, au nord-ouest du lac aux Loutres, et au bord de la rivière Macho, près de l'embouchure avec le lac aux Loutres. Ils ont été décrits par Joly (1990) et Ewert (1999) comme un conglomérat volcanique, composé de fragments allongés à arrondis, dont le diamètre varie de 4 à 60 cm. Le conglomérat est constitué de 20 % de fragments

de basalte massif aphyrique et de 60 % de fragments de basalte porphyrique, le tout baignant dans une matrice clastique de même composition que le basalte porphyrique. Il est probable que le basalte porphyrique provienne des unités sous-jacentes de la Formation d'Urban.

UNITÉ DE MÉTAPÉLITES TOURMALINISÉES, WACKE, TUF S INDIFFÉRENCIÉS ET SCHISTES (*Amac5*)

L'unité *Amac5* forme une bande orientée ENE-WSW, qui affleure au nord du lac aux Loutres sur plus de 10 km de longueur et fait de 200 à 300 m d'épaisseur. Elle est affectée par une zone de déformation d'intensité moyenne à forte, et montre une schistosité régionale S_2 orientée $N075^\circ/60^\circ$. Elle renferme l'*indice Sauder* (Au) à son extrémité nord-est et l'*indice Souart* (Au-Cu-Zn) au sud-ouest de la séquence (voir aussi le chapitre sur la « Métallogénie »). L'unité *Amac5* est également connue sous le nom de « rhyolite noire » ou « rhyolite tourmalinisée », d'après les travaux de Joly et Tait (1989), Joly (1990) et des rapports inédits des compagnies Vior et Mazarin. Ces auteurs l'ont décrite comme une séquence rhyolitique de couleur noire, contenant jusqu'à 40 % de tourmaline microcristalline. L'unité présente une partie centrale massive, qui passe latéralement à une brèche et/ou à une argilite noire.

L'étude ultérieure de Gaboury (1991), ainsi que l'analyse des lames minces des échantillons de la présente étude, indiquent que la « rhyolite noire » correspond en fait à une unité de métapélites dans laquelle se sont mises en place des tourmalinites. Cette séquence sédimentaire est essentiellement formée de métapélites, de schistes, de tourmalinites, d'amphibolites et, par endroits, de tufs indifférenciés. Les métapélites sont homogènes, finement grenues, montrant des assemblages de biotite-chlorite-muscovite \pm cordiérite \pm grenat, des traces de tourmaline et de graphite, dans une matrice de quartz. On note plusieurs lentilles de calcite-quartz, concordantes avec la foliation. La texture des schistes est lépidoblastique. On note, par endroits, l'apparition de porphyroblastes de grenats dans les métapélites, ce qui donne à la roche une texture porphyroblastique. En plusieurs endroits, la tourmalinite est formée par le remplacement de la métapélite par un assemblage de tourmaline-séricite-chlorite-actinote-quartz. En affleurement, la tourmalinite se présente sous la forme de veines, de nodules, de brèches, d'amas ou de globules coalescents de tourmaline. Les cristaux de tourmaline sont parfois en inclusions dans le quartz. Le niveau de la tourmalinite est généralement caractérisé par une texture bréchiue.

MEMBRE DE WINDFALL (*Awin*)

La localité type du Membre de Windfall (*Awin*) est située au sud du lac Windfall, sur le flanc nord du Synclinal d'Urban. Le Membre de Windfall est tronqué au nord par la Faille Milner et la Zone de Déformation d'Urban, et au

sud, par la Faille Masères. Son épaisseur apparente maximale est de 2 km. Le Windfall (*Awin*) comprend de la base au sommet : 1) l'unité d'andésite, de basalte andésitique et de trachyandésite (unité *Awin1*), 2) l'unité de volcanites felsiques (unité *Awin2*), 3) l'unité de tufs et de laves rhyolitiques (unité *Awin3*), 4) l'unité de porphyre à quartz et/ou feldspath (dôme endogène; unité *Awin4*) et 5) l'unité d'andésite porphyrique et de tufs intermédiaires (unité *Awin5*).

Unité d'andésite, de basalte andésitique et de trachyandésite (*Awin1*)

L'apparition, au-dessus des basaltes de la Formation de Macho (unité *Amac1*), du premier horizon continu formé d'un assemblage d'andésite, de basalte andésitique et de trachyandésite (unité *Awin1*), marque la base du Membre de Windfall. L'unité *Awin1* est observée sur 13 km de longueur, et 1,2 km de largeur.

L'andésite est formée de laves massives à coussinées, de tufs à lapillis et à blocs et de tufs chertoux. Elle contient par endroits des horizons lenticulaires de laves ou de tufs felsiques dont les épaisseurs ne dépassent pas une dizaine de mètres. La roche est de couleur vert moyen à vert foncé en surface fraîche, et gris verdâtre à blanchâtre en surface altérée. L'andésite ne montre aucune déformation et les textures primaires des roches sont bien préservées. Une polarité consistante vers le sud-est a été interprétée de la géométrie de coussins. L'andésite massive à coussinée est caractérisée par une texture amygdalaire et un aspect poreux en surface altérée. Par endroits, l'andésite massive est porphyrique, avec près de 50 % de phénocristaux de plagioclase. Les amygdules (3 mm de diamètre en moyenne) qui forment 5 à 30 % de la roche, sont remplies de quartz, de carbonates, et localement de chlorite et d'épidote. Les tufs à lapillis et à blocs sont caractérisés par des fragments anguleux à subanguleux, millimétriques à décimétriques, baignant dans une matrice aphanitique. En lames minces, les andésites sont constituées d'actinote aciculaire ou subautomorphe, de reliques de cristaux de plagioclase, de carbonates, de chlorites, de quartz et d'épidote. La biotite, le sphène, la tourmaline et les minéraux opaques forment le cortège des minéraux accessoires.

Les basaltes andésitiques sont constitués de laves porphyriques ou aphanitiques, par endroits amygdalaires, souvent massives, localement coussinées, fortement carbonatées et chloritisées, interstratifiés avec des niveaux métriques de laves basaltiques. Par endroits, la roche est recoupée par plusieurs veinules de quartz et de carbonates. Les basaltes andésitiques coussinées montrent une polarité stratigraphique vers le sud. Les coussins atteignent cinq mètres de diamètre. Les laves porphyriques sont de couleur vert moyen en surface altérée, et vert bleuté en cassure fraîche. Elles sont constituées de 30 à 40 % de phénocristaux de feldspath, xénomorphes à hypidiomorphes, pouvant atteindre 2 cm de longueur et 0,7 cm de largeur. On observe dans les

laves porphyriques des fragments décimétriques de croûte de lave figée, avec ou sans phénocristaux de feldspath. Ces fragments sont anguleux, subarrondis, localement amiboïdes et forment jusqu'à 15 % de la roche, par endroits.

Un niveau de *trachyandésite*, interstratifié avec les basaltes andésitiques, a été observé dans la zone de contact entre l'andésite et le basalte andésitique, grâce au décapage effectué par les compagnies Murgor-Freewest. Les dimensions de ce niveau sont estimées à 1,5 km de longueur par 200 m de largeur. La roche est de couleur beige grisâtre en surface altérée et gris blanchâtre à verdâtre en surface fraîche. Elle est caractérisée par une texture porphyrique et trachytique. Les porphyres de feldspath sont trapus ou allongés, automorphes à hypidiomorphes, et mesurent trois millimètres à deux centimètres sur l'axe le plus long. La roche montre jusqu'à 10 % d'amygdules remplies de quartz et/ou de carbonates avec, accessoirement, du grenat, de la pyrite et de la chalcopyrite. La trachyandésite contient par endroits des fragments de basalte, anguleux à amiboïdes, de 15 à 60 cm d'épaisseur. Géochimiquement, cette roche se classe parmi les basaltes andésitiques. En lames minces, la trachyandésite est constituée de séricite, de quartz, de feldspath, de carbonates, de chlorite et d'épidote. Les porphyres de feldspath sont partiellement à complètement séricitisés.

Unité de volcanites felsiques (*Awin2*)

Dans le secteur SW du Membre de Windfall (*Awin*), l'unité *Awin2* forme une étroite bande de 5 km de longueur par 100 à 300 m de largeur (figure 2), entre les basaltes aphyriques massifs, coussinés ou fragmentaires de la Formation de Macho (*Amac1*) et les andésites porphyriques (*Awin5*). Son épaisseur maximale est de 150 m. La figure 4 montre un levé détaillé à l'échelle 1:200 de la localité type de l'unité *Awin2*. On y retrouve des laves et des brèches autoclastiques rhyodacitiques, d'affinité calco-alcaline. Ces brèches sont à phénocristaux de quartz bleu (10-20 %) et de feldspath (15-30 %), fortement séricitisées, ankéritisées et chloritisées, et montrent une patine d'altération blanchâtre et une cassure fraîche gris blanchâtre (annexe 1, photo 4). On observe, par endroits, quelques minces horizons de tufs felsiques (<1 m d'épaisseur). Des niveaux de basaltes d'épaisseur décamétrique sont intercalés avec les volcanites felsiques. Par endroits, les laves felsiques sont caractérisées par des laminations de quelques millimètres d'épaisseur, définies par des variations de concentration de séricite et de chlorite. L'unité *Awin2* est injectée de dykes felsiques porphyriques synvolcaniques (voir unité *Awin4*), d'affinité calco-alcaline, massifs, à phénocristaux de quartz et feldspath, dont le pourcentage atteint localement 50 % de la roche. Dans de moindres proportions, des dykes synvolcaniques de composition intermédiaire sont également injectés dans la séquence volcanoclastique.

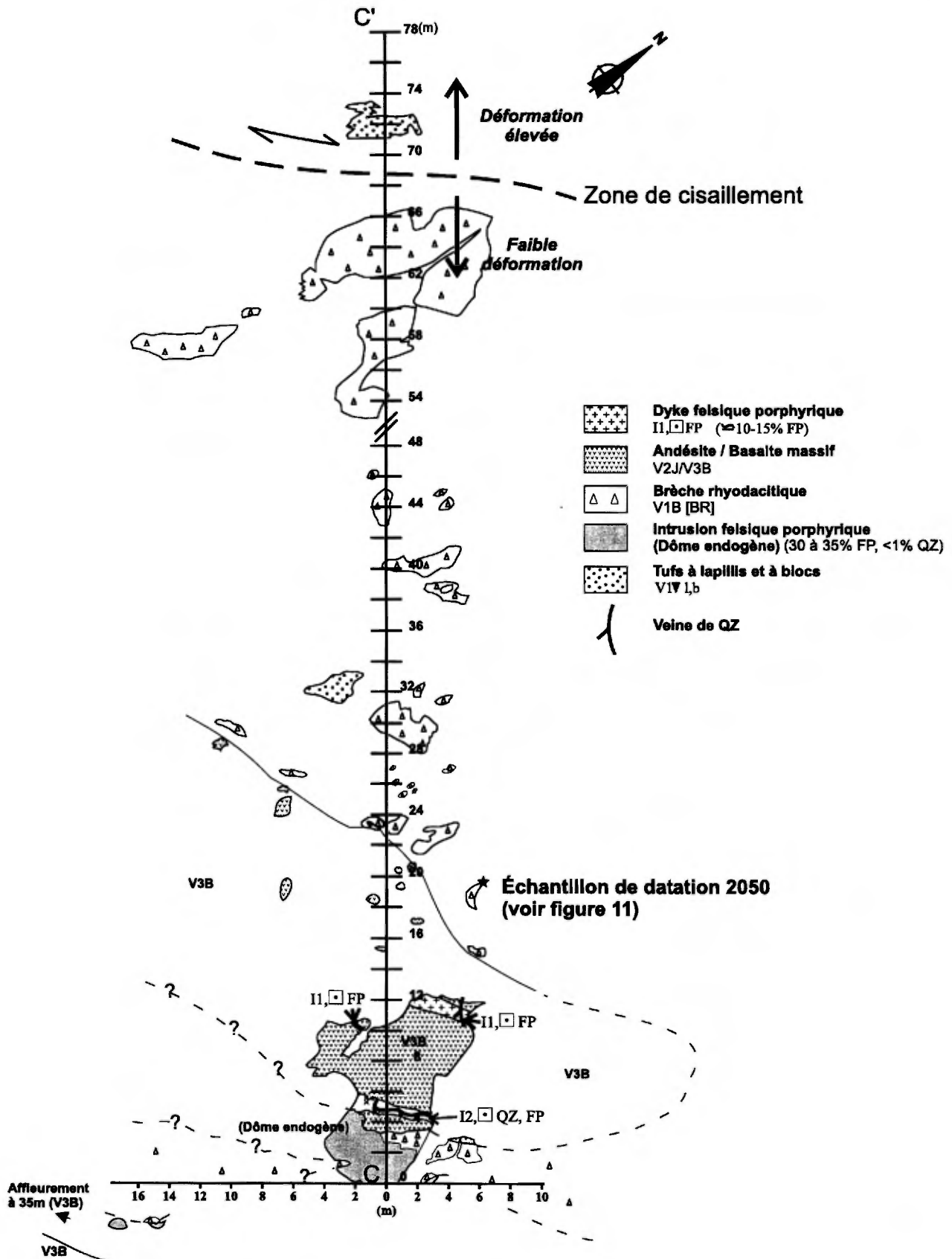


FIGURE 4 - Levé géologique détaillé C-C' (échelle 1:200) d'une tranchée montrant les volcanites felsiques (unité *Awin2*) à la base du Membre de Windfall (voir localisation sur les figures 2 et 15a). La tranchée est orientée N310°.

Unité de tufs et de laves rhyolitiques (Awin3)

L'unité *Awin3* est située au sud-est du lac Windfall (partie NE du Membre de Windfall). Elle est observée sur 5 km de longueur par 1 km de largeur. Son épaisseur maximale est de 850 m. L'unité *Awin3* est formée de tufs et de laves de composition rhyolitique et d'affinité tholéiitique. Au centre du Membre de Windfall, l'unité *Awin3* est injectée par une importante intrusion felsique subvolcanique à phénocristaux de quartz et de feldspath d'affinité calco-alcaline (unité *Awin4*). Le tout forme ainsi une géométrie de « dôme ».

Les figures 5a et 5b illustrent la géologie détaillée (échelle 1:200) et la colonne stratigraphique de l'unité *Awin3* dans la *tranchée I* et la *tranchée II* qui ont été décapées par les compagnies Murgor et Freewest. L'unité *Awin3* comprend des horizons de laves felsiques porphyriques, de tufs polygéniques à lapillis et à blocs (annexe 1, photo 5) et de tufs fins et chertoux montrant une patine d'altération orange. Les tufs rhyolitiques à lapillis et à blocs forment la base de la séquence volcanoclastique. Ils contiennent 50 % de cristaux de quartz bleu ou gris (1 à 8 mm de diamètre), 50 % de fragments monogéniques (<10 cm de diamètre) et 3 % de fragments de sulfures (<2 cm). La roche montre une déformation faible à moyenne avec, par endroits, une schistosité (S2) moyenne, orientée N295°. On observe, par endroits, des microfractures de chlorite noire, localement plissées.

La colonne stratigraphique détaillée de la *tranchée II* de l'indice J&B (figure 5b) montre que l'unité *Awin3* est formée de dépôts pyroclastiques. Il s'agit de tufs massifs, fins à très fins, interstratifiés, qui correspondent aux dépôts turbiditiques, montrant les divisions Ta, Tb, Tc, Td et Te de la séquence de Bouma (Walker, 1992; annexe 1, photos 7 et 8). La nature pyroclastique est indiquée par des textures en « flammes » bien préservées, au-dessus de l'unité Ta (annexe 1, photos 7 et 8). La majorité de la séquence est rythmique, avec une alternance des lits Ta et Td. À la base de la séquence de Bouma, l'unité Ta contient entre 10 et 15 % de cristaux de quartz (0,03 à 1 mm) et 1 à 5 % de lapillis (≤ 5 cm). Vers le sommet, on observe le passage des lits Ta à Tb, Tc, Td et Te. L'unité Tb (granulométrie de 1,0 mm à la base et de 0,03 mm au sommet) est granoclasée et montre des laminations parallèles diffuses. L'unité Tc (granulométrie moyenne de 0,02 mm) montre des laminations convolutées. L'unité Td (granulométrie $\leq 0,5$ mm) est très fine et bien laminée. L'unité Te (granulométrie $\leq 0,03$ mm) représente la boue très fine et noire qui ne montre aucune lamination. Les unités Tb et Tc correspondent à une période initiale de sédimentation, tandis que les unités Td et Te correspondent à la déposition de grains très fins par traction ou par suspension. Toute la séquence de Bouma est hématisée. Elle montre une patine d'altération rosâtre et une cassure fraîche gris bleuté. Elle contient souvent jusqu'à 5 % de pyrite fine disséminée ou en veinules. La séquence de Bouma est peu ou pas déformée, avec une stratification S_0 orientée N62°/60° et une polarité vers le sud (N155°).

L'unité *Awin3* est recoupée par plusieurs dykes felsiques (porphyres à quartz et feldspath) et mafiques (gabbro et/ou diorite) faiblement déformés, parallèles aux contacts très irréguliers. Certains dykes mafiques sont orientés N105° à N110°, franchement sécants à la schistosité S_0 (50 à 60°). Les dykes montrent souvent des réseaux aléatoires de fractures tardives remplies de quartz, de carbonates, de chlorite \pm tourmaline \pm épidote \pm sulfures. Il est souvent difficile de distinguer un dyke felsique à phénocristaux de quartz-feldspath d'une lave felsique à phénocristaux de quartz. Comme les tufs et les laves qu'ils recoupent, tous les dykes synvolcaniques sont généralement ankéritisés, séricitisés, chloritisés et, par endroits, silicifiés et minéralisés.

Unité de porphyre à quartz et/ou à feldspath (dôme endogène) (Awin4)

La localité type de l'unité *Awin4* est située au sud du lac Windfall (figure 2), sur la propriété des compagnies Alto Minerals et Noront Resources. Les dykes synvolcaniques de porphyre à quartz et/ou à feldspath sont systématiquement observés à travers toutes les séquences volcaniques felsiques et, localement, dans les séquences volcaniques mafiques. Dans le Membre de Windfall, les porphyres à quartz et/ou à feldspath font partie intégrante de la stratigraphie volcanique felsique. Au milieu de la séquence volcanique, ils forment un « dôme endogène » de 4 km de longueur et 400 m d'épaisseur, montrant des enclaves hyaloclastiques aux dimensions centimétriques. En tant qu'intrusions synvolcaniques, ces porphyres ont subi la déformation observée dans les roches volcaniques. Ils sont schisteux par endroits, fortement ankéritisés (carbonates de fer) et porteurs de sulfures plus ou moins aurifères. Ils montrent une patine d'altération blanchâtre et une cassure fraîche gris blanchâtre. En lames minces, les porphyres sont constitués de phénocristaux de quartz et/ou de feldspath automorphes, dans une matrice finement grenue. La matrice est formée de grains quartzo-feldspathiques, de séricite, de muscovite, de chlorite et de carbonates. Une foliation nette est indiquée par l'alignement de la séricite et de la chlorite. On observe également plusieurs grains de pyrite cubique et de magnétite dispersés dans la roche.

Unité d'andésite porphyrique et de tufs intermédiaires (Awin5)

L'unité d'andésite porphyrique et de tufs intermédiaires (*Awin5*) forme le sommet du Membre de Windfall. Elle s'étend sur 8 à 10 km de longueur par 1 km d'épaisseur. L'unité se compose d'andésites massives, communément porphyriques, de couleur vert moyen en surface altérée, et vert bleuté en cassure fraîche. Les tufs intermédiaires se composent principalement de tufs à lapillis, ponceux par endroits, et de tufs massifs fins ou à cristaux. Ces tufs sont fortement carbonatés, chloritisés et silicifiés, de couleur brunâtre en surface altérée et gris bleuâtre en surface fraî-

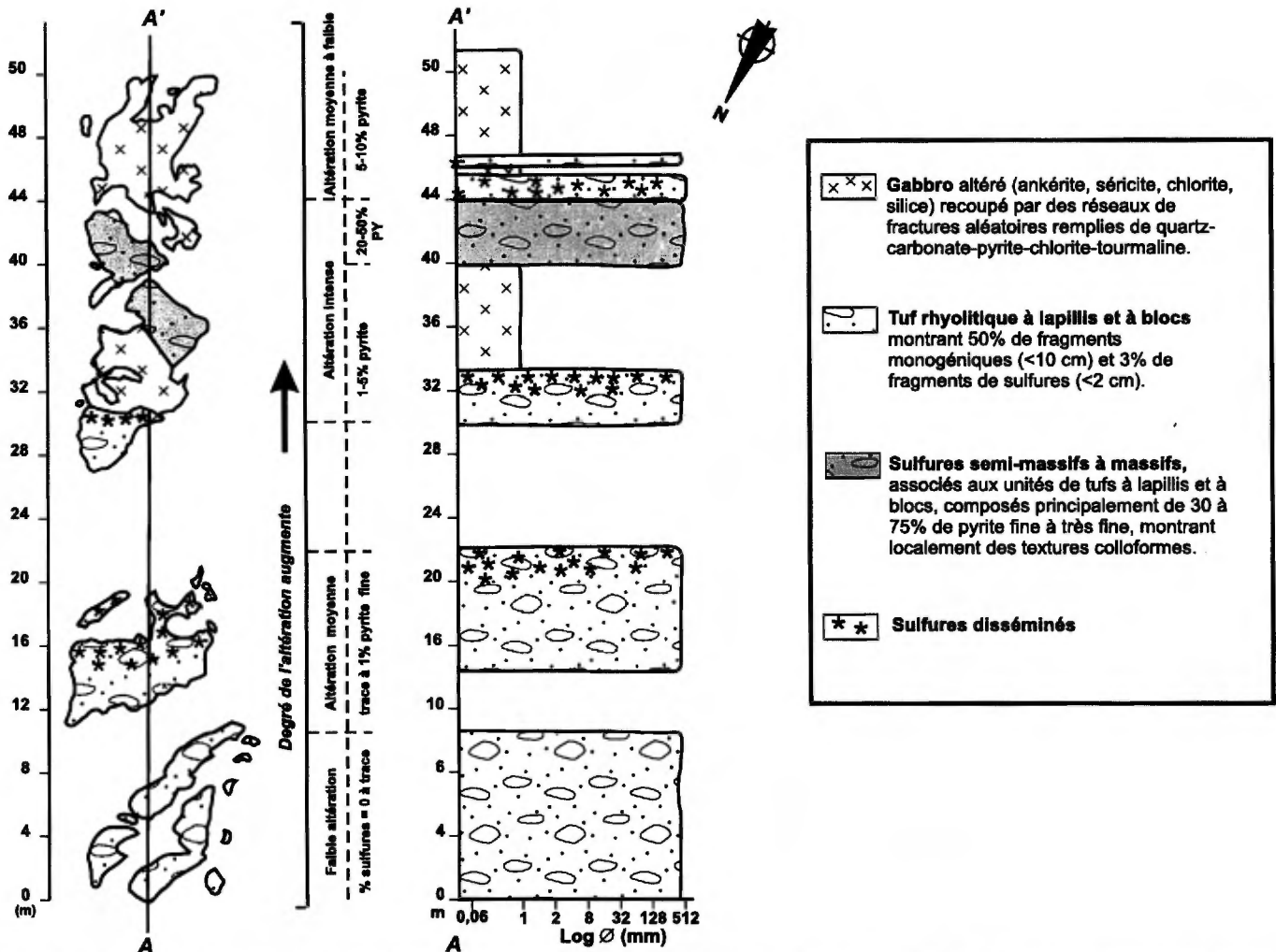


FIGURE 5a – Levé géologique détaillé et colonne stratigraphique A-A' (échelle 1:200) de la tranchée I de l'indice J&B (Murgor Resources et Freewest Resources) dans les tufs rhyolitiques du Membre de Windfall (*Awin3*). La tranchée est orientée N155°. La localisation de l'indice J&B est indiquée sur les figures 2 et 15a.

che. En lames minces, les tufs intermédiaires sont constitués de carbonates, de quartz, de séricite, de chlorite, d'épidote, de rutile, de microlites de plagioclase et de biotite. La roche présente également des veinules de carbonates ± quartz ± épidote. L'unité tufacée (*Awin5*) a connu des processus de remplacement volcanogène (carbonates-chlorites-hydroxydes de fer ± chloritoïdes) qui ont abouti à la formation de roches fortement remaniées, parmi lesquelles on retrouve des formations de fer silicatées, carbonatées et sulfurées (annexe 1, photo 6). L'altération a créé dans la formation de fer un aspect vésiculaire ou ponceux. En lames minces, les formations de fer carbonatées sont constituées d'ankérite, de séricite, de quartz, de chloritoïdes, de chlorite, de rutile et d'hydroxydes de fer. Le quartz et la séricite sont de forme allongée à fibreuse. Les chloritoïdes en « rosettes » sont clairs et mieux développés dans les bandes riches en quartz et en séricite que dans les bandes riches en carbonates. Les tufs porphyriques massifs contiennent, par endroits, jusqu'à 20 % de chloritoïdes. En lames minces, ces tufs massifs sont constitués de quartz, de

séricite, de carbonates, de chloritoïdes, de chlorites (de couleur bleu ou brun). Les tufs intermédiaires (± formation de fer) contiennent, par endroits, une minéralisation en pyrrhotite, pyrite et chalcopryrite, sous forme disséminée ou en veinules.

MEMBRE DE ROULEAU (*Arou*)

Notre compilation indique la présence, aux environs du lac Rouleau, de plusieurs lentilles de volcanites felsiques de composition dacitique à rhyodacitique et de tufs felsiques indifférenciés, orientées ENE-WSW. Leur épaisseur varie de 50 à 100 m. Nous assignons ces unités au Membre felsique de Rouleau (*Arou*), stratigraphiquement situé vers la base de la Formation de Macho (figure 2). À l'aide de données de forages compilées par Joly (1990), un des horizons de volcanites felsiques peut être retracé de façon plus ou moins continue sur une douzaine de kilomètres, en contact irrégulier avec des niveaux de métasédiments (*Amac4*) (figures 2 et 3). Les volcanites felsiques autour

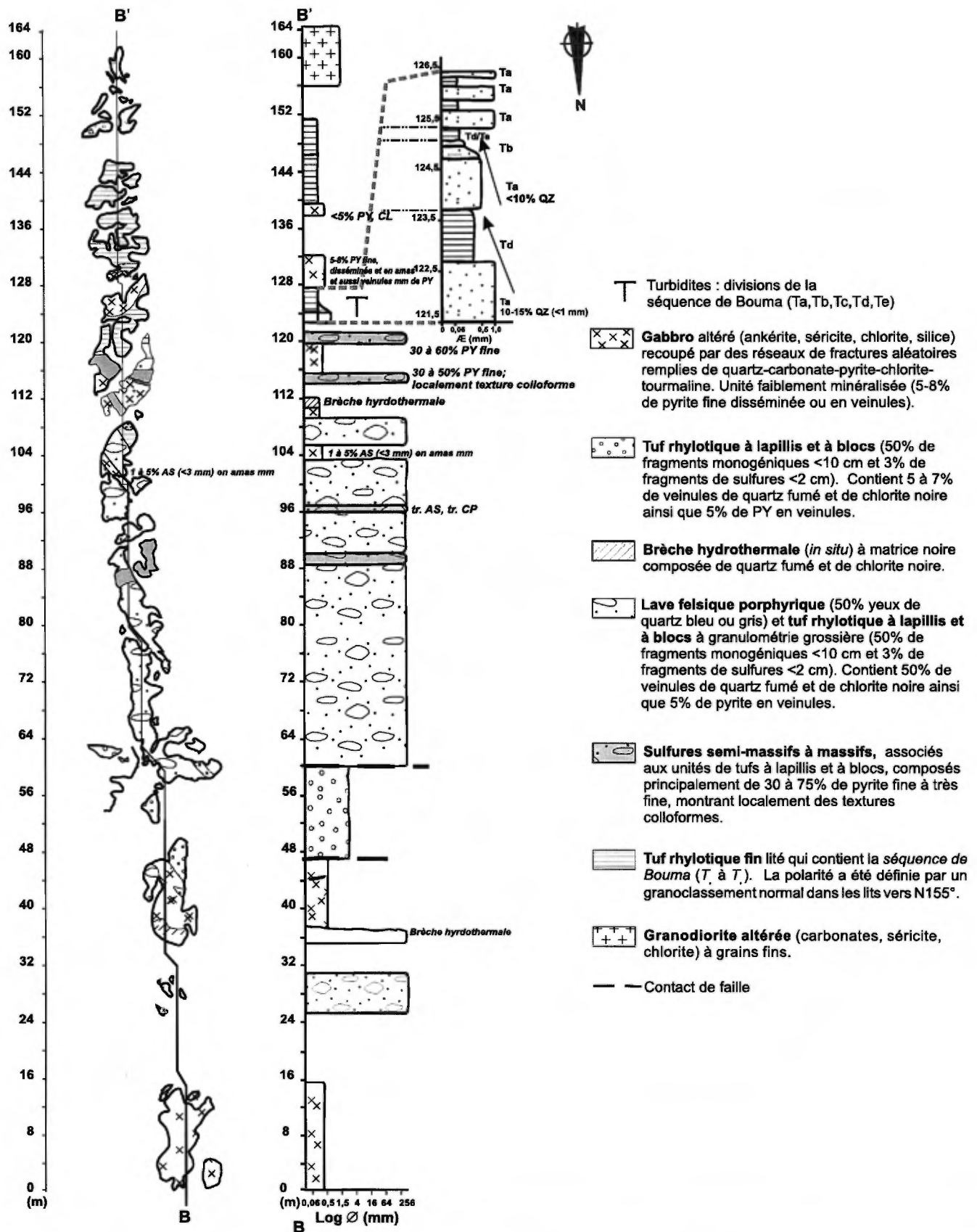


FIGURE 5b - Levé géologique détaillé et colonne stratigraphique B-B' (échelle 1:200) de la tranchée II de l'indice J&B (Murgor Resources et Freewest Resources) dans les tufs et laves rhyolitiques du Membre de Windfall (*Awin3*). La tranchée est orientée N180°. La localisation de l'indice J&B est indiquée sur les figures 2 et 15a.

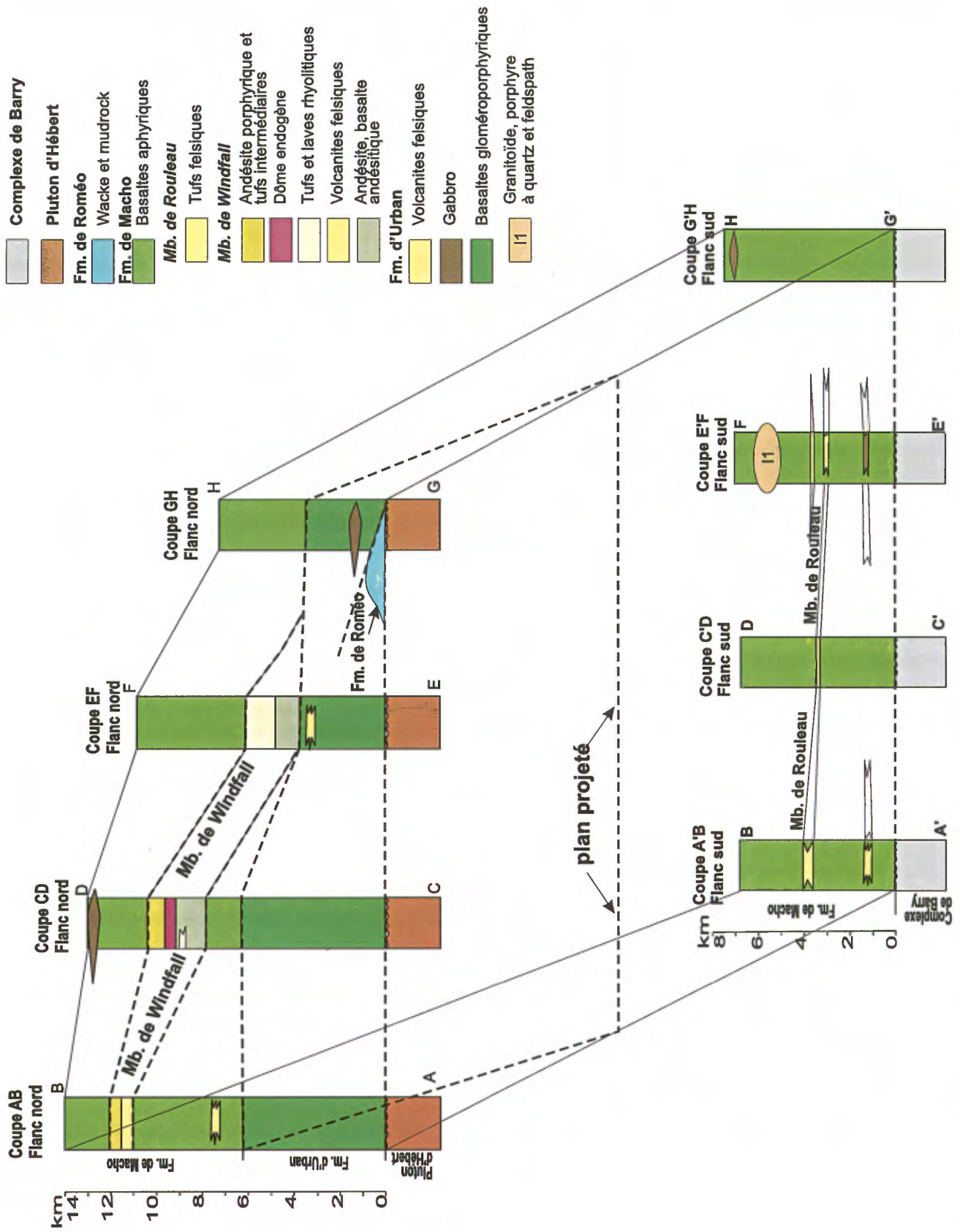


FIGURE 6 - Coupes stratigraphiques de la Ceinture d'Urban-Barry montrant les flancs nord et sud du Syncinal d'Urban. Voir la localisation sur la figure 2.

du lac Rouleau sont fortement cisailées et, par endroits, minéralisées (annexe 1, photo 3). Les données de travaux statistiques indiquent que l'unité est souvent recoupée par des dykes mafiques ou felsiques synvolcaniques (Coyle, 1989).

Formation de Roméo (Arom)

La Formation de Roméo (*Arom*) affleure aux abords du lac Roméo, au centre-est du feuillet 32G/04, dans les cantons d'Urban et de Belmont (figure 2). Cette bande sédimentaire, orientée E-W, s'étend sur plus de 10 km de longueur par 3 à 4 km d'épaisseur. L'unité sédimentaire est formée de faciès hétérogènes de wacke quartzitique, feldspathique ou lithique et de mudrock, en niveaux de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur avec, par endroits, des niveaux d'amphibolite ou de gabbro amphibolitisé. Les roches sédimentaires de la Formation de Roméo (*Arom*) se distinguent de celles retrouvées à l'intérieur de la Ceinture d'Urban-Barry par leur degré élevé de déformation et par les nombreux plissements. Des structures de « *shearbands* » et des « écaillés de poisson », un rubanement métamorphique et une linéation subhorizontale sont communément observés. La roche est de couleur grisâtre à blanchâtre en surface altérée, et gris moyen en cassure fraîche. En lames minces, elle est formée de quartz, de feldspath, de biotite, d'amphibole et, accessoirement, de grenat.

Sur la carte de compilation géologique d'Avramtchev et Lebel-Drolet (1981), l'unité de wacke et de mudrock (*Arom*) correspond à une imposante formation de roches sédimentaires clastiques indifférenciées, au nord de la Ceinture d'Urban-Barry et qui s'étend depuis le Front de Grenville (SNRC 32G/02, canton de Chambalon) jusqu'au lac Thubièrre (SNRC 32G/04, canton de Carpiquet). La carte de compilation de Joly (1990) indique plutôt la présence de gneiss tonalitiques, mais sur une base de deux affleurements. Notre levé montre que la bande sédimentaire s'arrête à l'est du lac Croft, au contact de faille avec la tonalite du Pluton d'Hébert (Aheb1a). L'extension de cette bande sédimentaire à l'est du lac Roméo, dans le canton de Belmont, a été cartographiée par la compagnie Ressources Aur (Plante, 1998; Lapointe 1999). La limite nord de la Formation d'Urban (*Aurb*) et la Formation de Roméo (*Arom*).

Roches intrusives

La Ceinture d'Urban-Barry est bordée au nord et au sud par d'importantes masses intrusives archéennes, de composition dioritique, tonalitique à granodioritique, couvrant 70 % de la superficie de la région. Au nord, les intrusions cartographiées font partie des plutons de Father (*Afat*) ou d'Hébert (*Aheb*) (Moukhsil, 1996). Au sud, nous avons défini formellement le Pluton de Souart (*Asou*) et le Complexe de Barry (*Abry*). On observe également au sein des unités volcaniques felsiques et localement dans les volcanites mafiques, des intrusions subvolcaniques constituées

de sills ou de dykes felsiques à phénocristaux de quartz et de feldspath d'une épaisseur de 2 à 400 m, des dykes de granite et de monzonite, et des intrusions dioritiques. Finalement, les unités les plus jeunes de la région consistent en une série de dykes de diabase d'âge Protérozoïque. Ces dykes, observés surtout au nord du feuillet SNRC 32G/04, ont une attitude NE-SW et sont discontinus à l'échelle régionale. Ils possèdent une forte susceptibilité magnétique que met en évidence la carte aéromagnétique.

COMPLEXE DE BARRY (Abry)

Le Complexe de Barry (*Abry*), aussi nommé de façon informelle « Pluton de Barry » ou « Batholite Baie des Cèdres – Lac Robertine » (Milner, 1943; Joly, 1990; Simard et Morin, 1998), occupe 70 % du feuillet 32B/13, au sud de la Ceinture d'Urban-Barry (figure 3). Il désigne un ensemble de roches intrusives variées (tonalite et granodiorite), généralement gneissiques ou foliées, dans lesquelles se retrouvent des unités de paragneiss et de diorite. Le tout est recoupé par des familles de dykes ou de veines aplitiques à pegmatitiques.

Des enclaves d'amphibolite (*M16*) sont observées dans toutes les unités du Complexe de Barry. Elles forment communément des bandes pouvant atteindre une centaine de mètres à près de quatre kilomètres de longueur, sur quelques dizaines de mètres de largeur. Les amphibolites sont de couleur verte en surface altérée et gris verdâtre en cassure fraîche. Elles sont fortement déformées et recoupées par des dykes de granite ou de pegmatite à grenat. Dans certaines enclaves d'amphibolite, on observe des coussins de laves fortement déformés, suggérant une origine volcanique pour la majorité des amphibolites cartographiées. En lames minces, ces amphibolites sont constituées d'amphibole, de plagioclase séricitisé et chloritisé, de grenat et d'hématite.

L'unité de paragneiss et de paraschiste (*Abry1*) affleure à l'ouest de la baie des Cèdres et à l'est du lac Roger (figure 3). Elle couvre ainsi une importante superficie de plus de 100 km². L'unité *Abry1* est fortement déformée, localement schisteuse, injectée de granite ou de pegmatite à magnétite ± grenat ± tourmaline, contenant jusqu'à 5 % d'enclaves d'amphibolites (*M16*). Elle montre souvent un rubanement tectonométamorphique. Les paragneiss sont généralement de couleur gris moyen à gris blanchâtre en surface altérée et gris foncé en cassure fraîche. Ils se composent essentiellement d'une matrice quartzofeldspathique à texture granoblastique. La biotite (10 à 35 %), l'amphibole (10 à 50 %) et le grenat (3 à 30 %) sont des minéraux assez communs dans l'unité de paragneiss. En lames minces, le paragneiss contient, dans des proportions variables, de la biotite, de l'amphibole, du grenat et, accessoirement, de la sillimanite, de la muscovite, de la tourmaline et du rutile. Le grenat est, par endroits, pœcilitique, contenant de petites inclusions de quartz, de plagioclase et de biotite.

L'unité *dioritique* (*Abry2*) affleure au SW du lac aux Loutres, entre l'unité de paragneiss (unité *Abry1*) à l'ouest et l'unité tonalitique (unité *Abry4*) à l'est. L'unité *Abry2* désigne un assemblage de roches de composition dioritique à monzodioritique, caractérisé par une mylonitisation ou une schistosité prononcée. La roche montre une patine d'altération gris rosé et une cassure fraîche gris blanchâtre. Par endroits, on observe une texture porphyrique, avec des grains d'amphibole baignant dans une matrice finement grenue, riche en feldspath. L'unité *Abry2* montre très souvent des enclaves ou des niveaux de basaltes massifs à coussinés, d'amphibolites et de métasédiments foliés, cisailés ou plissés. Les enclaves montrent souvent de 2 à 15 % de grenat. La diorite est recoupée, par endroits, par des dykes de pegmatite rose avec, localement, de 1 à 3 % de molybdénite disséminée ou en amas.

L'unité de *gneiss tonalitique migmatisé, localement granodioritique* (*Abry3*) occupe toute la partie sud du feuillet 32B/13. La roche est de couleur blanc grisâtre en surface altérée et gris blanchâtre en cassure fraîche. L'unité *Abry3* est fortement déformée, avec 2 à 10 % d'enclaves plissées d'amphibolite (M16) ou de diorite. Elle exhibe une gneissosité ou une foliation avec des *schlierens* riches en amphibole et en biotite, et des rubans de quartz bien développés. Le gneiss tonalitique migmatisé contient 1 à 20 % de mobilisat, de composition granitique ou pegmatitique et, par endroits, de la magnétite. En lames minces, la tonalite est constituée de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique (<10 %), de biotite et de hornblende. Les minéraux accessoires sont la muscovite, le grenat, le zircon, le sphène et l'épidote. Les roches les moins déformées montrent, par endroits, des plagioclases antiperthitiques idiomorphes qui sont préservés de la déformation et de la recristallisation.

L'unité *tonalitique* (*Abry4*) affleure au sud de la Ceinture d'Urban-Barry et de la Formation de Macho (*Amac*). L'unité *Abry4* désigne un assemblage de roches intrusives de composition essentiellement tonalitique, de couleur blanc grisâtre en surface altérée et gris blanchâtre en cassure fraîche. Ces tonalites sont moyennement grenues, souvent massives, localement foliées ou gneissiques et contiennent 5 à 15 % d'enclaves de diorite (*Abry2*) et d'amphibolite (M16). L'unité tonalitique (*Abry4*) est la moins déformée et la plus homogène du Complexe de Barry bien que, par endroits, elle soit injectée de mobilisat granitique ou pegmatitique contenant 1 à 3 % de magnétite. Typiquement, la tonalite contient moins de 10 % de feldspath potassique, 20 à 35 % de quartz, 5 à 20 % de minéraux ferromagnésiens (biotite et hornblende), 5 à 15 % d'épidote et 1 à 5 % d'hématite. Les minéraux accessoires sont la magnétite, l'ilménite, le zircon, le sphène et l'apatite.

PLUTON DE SOUART (*Asou*)

Le Pluton de Souart (figures 2 et 3) affleure au sud-ouest de la région du lac Picquet (feuillet 32G/04) et au nord-ouest de

la région du lac Mesplet (feuillet 32B/13). Il a été nommé d'après le canton de Souart où il est localisé. Il divise la Ceinture d'Urban-Barry en deux branches : la branche nord, orientée E-W, et la branche sud, orientée NE-SW.

Le Pluton de Souart (*Asou*) se compose de trois phases intrusives distinctes : la phase dioritique (unité *Asou1*), la phase tonalitique (unité *Asou2*) et la phase granodioritique (unité *Asou3*).

L'unité *dioritique* (*Asou1*) est observée dans la zone de contact entre la Ceinture d'Urban-Barry et l'unité tonalitique (*Asou2*) qui affleure à l'ouest de la rivière Macho (SW du feuillet 32G/04) et au nord du lac Christin (NW du feuillet 32B/13). L'unité *Asou1* est observée dans trois tranchées de la Compagnie Goldhawk. Elle se compose de diorite de couleur gris pâle en surface altérée et gris moyen en cassure fraîche, fortement déformée et cisailée, contenant des enclaves de granodiorite et d'amphibolite. En dehors de la zone de déformation, la diorite se présente sous la forme d'une brèche d'intrusion, ou d'un faciès massif sans aucune déformation. L'unité est injectée par des veines de quartz, avec localement de 2 à 6 % de sulfures. À l'ouest de la rivière Macho, l'unité *Asou1* ne montre aucune déformation. Elle se compose d'un faciès plutôt massif, moyennement à grossièrement grenu, de couleur gris verdâtre en surface altérée et verdâtre en cassure fraîche, avec des textures subophitiques.

L'unité *tonalitique* *Asou2*, dont le corps intrusif principal est orienté NE-SW, affleure de part et d'autre du ruisseau Corriveau. Elle est moyennement à grossièrement grenue, par endroits porphyrique, avec une patine d'altération blanchâtre et une cassure fraîche gris blanchâtre. La roche est fortement foliée et/ou schisteuse, souvent hématisée. En lames minces, la roche est formée de feldspath potassique, de plagioclase, de quartz, de biotite, d'amphibole, d'épidote et, dans de moindres proportions d'épidote, de chlorite, de zircon et de grenat, avec des textures ignées équi-granulaires ou métamorphiques granoblastiques.

La *granodiorite* du Pluton de Souart (*Asou3*) affleure dans le coin SW du feuillet 32G/04 et au NW du feuillet 32B/13. Elle est de couleur généralement gris rosâtre en cassure fraîche et rose blanchâtre en surface altérée. La roche est massive, légèrement foliée localement, moyennement à finement grenue, de composition homogène, souvent fracturée et hématisée, présentant par endroits des dykes ou veines de pegmatite rose. La granodiorite montre généralement une texture hypidiomorphe granulaire à localement porphyrique. En lames minces, la granodiorite est caractérisée par l'omniprésence de biotite et d'épidote, en plus du plagioclase, du feldspath potassique et du quartz. Le plagioclase se présente souvent en cristaux hypidiomorphes mâclés (types Carlsbad et albite), légèrement zonés, souvent séricitisés et saussuritisés. Des excroissances myrmékinitiques sont communément observées en bordure des cristaux de feldspaths.

PLUTON DE FATHER (Afat)

Le Pluton de Father (*Afat*) a été défini dans la région du lac Father (Chown *et al.*, 1992; Midra *et al.*, 1994; Moukhsil, 1996) et classé parmi les intrusions syntectoniques de la Sous-province de l'Abitibi. Ces intrusions se caractérisent par leur forme allongée et tabulaire. Des datations U/Pb sur les zircons indiquent un âge variant entre 2700 et 2695 Ma (Chown *et al.*, 1992; Moukhsil, 1996). Dans le secteur cartographié, le Pluton de Father (*Afat*) occupe toute la partie nord du feuillet 32G/04 (figure 2). Il affleure entre le lac Labrecque au NW du feuillet 32G/04 et le lac Picquet à l'est. Le secteur entre les lacs Picquet et Father qui est recouvert de dépôts glaciaires est dépourvu d'affleurements. Dans la région du lac Picquet, le Pluton de Father est principalement constitué de tonalite (unité *Afat1*) et de granodiorite (unité *Afat2*). Ces roches, exemptes de toute déformation régionale à l'état solide, contiennent des poches ou des dykes de pegmatite et d'aplite.

L'unité tonalitique *Afat1* forme à peine 10 % du Pluton de Father dans la région étudiée. Elle affleure surtout aux environs du lac Labrecque. Elle est constituée d'une tonalite non déformée à hornblende et à biotite, de couleur gris blanchâtre en surface altérée et gris clair en cassure fraîche. En lames minces, l'unité *Afat1* est formée de plagioclase, de quartz, de hornblende, de biotite, d'épidote, d'apatite et de zircon. Ce faciès est considéré comme le plus ancien du Pluton (Moukhsil, 1996).

L'unité *Afat2* est formée de *granodiorite massive*, de couleur rose clair à blanchâtre en surface altérée et rose moyen en surface fraîche. La roche affiche parfois une couleur rouge, due à une intense hématitisation. Elle contient, localement, des enclaves d'amphibolite, de diorite et de tonalite. L'unité *Afat2* est formée par trois faciès de granodiorite : la granodiorite massive porphyrique (*Afat2a*), la granodiorite massive à grains grossiers (*Afat2b*) et la granodiorite massive à grains moyens (*Afat2c*), le tout recoupé, par endroits, par des dykes ou des veines de pegmatite et d'aplite.

La *granodiorite massive porphyrique* (*Afat2a*) forme 70 % du Pluton de Father dans la région du lac Picquet. Elle constitue le faciès principal du Pluton de Father. La roche est composée de 70 à 80 % de feldspath potassique et de plagioclase, de 15 à 25 % de quartz, de 2 à 7 % de biotite et de hornblende. La magnétite, la titanite, le zircon, le sphène, la chlorite, l'épidote et l'apatite forment le cortège des minéraux accessoires. L'unité *Afat2a* est caractérisée par la présence de phénocristaux de feldspath potassique (microcline), dont la taille peut atteindre cinq centimètres de longueur et, pouvant constituer jusqu'à 20 % de la roche. En lames minces, ces phénocristaux sont poëcilitiques. Ils contiennent des inclusions de plagioclase, de quartz et de biotite.

La granodiorite à grains grossiers (*Afat2b*) et la granodiorite à grains moyens (*Afat2c*) sont observées à l'ouest de la rivière Pierrefonds qui traverse le Pluton de Father du

nord au sud. Elles sont semblables et ne diffèrent que par leur granulométrie.

PLUTON D'HÉBERT (Aheb)

Le Pluton d'Hébert (*Aheb*), identifié à l'ouest du lac Hébert (Midra *et al.*, 1994; Moukhsil, 1996), forme une masse allongée de 1 à 6 kilomètres de largeur, coincée entre le Pluton de Father (*Afat*) au nord, et la Ceinture d'Urban-Barry au sud (figure 2). Il est bordé par deux structures majeures de direction est-ouest : la Faille d'Hébert au nord et la *Zone de Déformation d'Urban* au sud. Le Pluton d'Hébert (*Aheb*) se compose principalement de diorite (*Aheb1*) et de tonalite (*Aheb2*). L'unité dioritique *Aheb1* comprend trois faciès importants : a) la diorite massive (*Aheb1a*), b) la diorite quartzifère foliée (*Aheb1b*), c) la diorite quartzifère et la diorite déformées, injectées de dykes de granite à biotite (*Aheb1c*).

La *diorite massive* (*Aheb1a*) affleure bien entre les lacs Podeur et Fortier (figure 2) et se trouve en contact avec les basaltes porphyriques de la Formation d'Urban (*Aurb1*). Elle montre une patine d'altération généralement gris blanchâtre à verdâtre et une cassure fraîche gris moyen. La roche est généralement massive, moyennement grenue, avec des textures subophitiques bien préservées. Elle devient fortement foliée dans la zone de contact avec les basaltes. Elle contient 40 à 60 % de minéraux mafiques et, par endroits, des enclaves de basalte porphyrique ou aphyrique et des amphibolites.

L'unité *Aheb1b* affleure au nord du lac Thubière (figure 2), proche de la *Zone de Déformation d'Urban*. Elle est constituée essentiellement de *diorite quartzifère* communément foliée, contenant jusqu'à 15 % de quartz et 55 % de minéraux mafiques. Elle renferme souvent des enclaves déformées de basaltes aphyriques ou porphyriques, de tonalites et d'amphibolites, de dimensions métriques à plurimétriques, qui forment par endroits jusqu'à 10 % de la roche.

L'unité *Aheb1c* est observée à l'est du lac Davis (figure 2), une zone encore difficile d'accès. Les travaux de compilation incluant les données de Remick (1959) indiquent que l'unité est formée de *diorite quartzifère déformée* composée de 15 à 35 % de hornblende et 5 à 10 % de quartz, avec 10 à 15 % d'enclaves d'amphibolites. Elle contient localement des *diorites déformées*. L'unité se caractérise également par l'omniprésence d'injections de dykes de granite à biotite.

L'unité de *tonalite* (*Aheb2*) est injectée au travers de la diorite massive et de la diorite quartzifère. La roche est moyennement grenue, gneissique par endroits, de couleur gris blanchâtre en surface altérée et gris moyen en cassure fraîche. Elle contient 10 % d'enclaves de diorite ou de gabbro. La composition de la roche montre une importante variation du contenu en quartz, en feldspath et en minéraux mafiques. Au nord du lac Thubière (figure 2), cette tonalite

montre jusqu'à 30 % de minéraux mafiques. Au contact avec la diorite quartzifère (Aheb1b), la tonalite présente une foliation subverticale bien développée, orientée est-ouest, parallèle à la *Zone de Déformation d'Urban*. En lames minces, la roche présente une texture granolépidoïdoplastique. Les cristaux de quartz et de feldspath sont souvent aplatis, en raison de la déformation régionale post-magmatique. Les constituants principaux sont le plagioclase, le quartz, l'amphibole et la biotite. Les minéraux accessoires sont la chlorite, l'épidote, la muscovite, le grenat et le sphène.

GRANITOÏDE, PORPHYRE À QUARTZ ET FELDSPATH (I1)

Un important bas magnétique de forme elliptique, tronquant le grain magnétique de la séquence volcano-sédimentaire et localisé au milieu de l'unité *Amac1*, au nord du lac Rouleau (figure 2), a été interprété comme une intrusion granitique (I1). Cette interprétation se retrouve également dans la plupart des travaux antérieurs de compilation géologique (Simard et Morin, 1998).

Nous avons également assigné à l'unité I1 toutes les intrusions granitiques subvolcaniques constituées de sills ou de dykes felsiques à phénocristaux de quartz et de feldspath, observées à travers les différentes unités stratigraphiques de la Ceinture d'Urban-Barry. Pétrographiquement, ces roches ressemblent aux dykes synvolcaniques du dôme endogène (porphyre à quartz et/ou à feldspath) observé dans la Formation de Windfall (Awin4), et décrit plus haut.

DYKES DE DIABASE (I3B)

Les dykes de diabase (I3B), d'âge Protérozoïque, constituent les unités les plus jeunes et les moins déformées de la région. Ces dykes empruntent des structures cassantes et montrent une attitude NE-SW. Ils ont une forte susceptibilité magnétique qui les rend visibles sur les cartes aéromagnétiques. On les observe surtout dans la partie nord du feuillet 32G/04. Leur épaisseur varie de quelques mètres à une centaine de mètres. La diabase se caractérise par une granulométrie moyenne et une texture subophitique à ophitique.

GABBRO (I3A)

De rares injections lenticulaires de gabbros (I3A), d'extension métrique à décamétrique, sont observées dans le Complexe de Barry (*Abry*). La roche est souvent déformée et contient par endroits jusqu'à 5 % de pyrite ± chalcopyrite.

AMPHIBOLITE (M16)

Un amas d'amphibolite (M16) de 4 km de longueur sur 1 à 2 km de largeur a été cartographié au sein de la granodiorite porphyrique du Pluton de Father (*Afat2a*). Elle se caractérise par la présence de boules d'épidote et de fragments de coussins isolés. Plusieurs lambeaux d'amphibolite

(M16) sont également cartographiés dans le Complexe de Barry (*Abry*). Ils forment jusqu'à 2 % des unités gneissiques (tonalitique ou granodioritique) et de paragneiss.

LITHOGÉOCHIMIE

Le but de ce chapitre est la caractérisation géochimique des roches volcaniques et volcanoclastiques permettant une meilleure classification des roches et une meilleure corrélation des unités lithologiques. Le traitement se fait sur des analyses normalisées à 100 % anhydre. Le tableau 2 en annexe donne les analyses chimiques représentatives des principales unités lithologiques du secteur étudié. Pour les volcanites felsiques, les teneurs anhydres de certains échantillons dépassent 80 % de SiO₂ (% poids), suggérant soit un processus de silicification pour ces roches, soit une altération intense produisant un lessivage des autres oxydes. Nous nous sommes donc basés sur les éléments en traces (Zr, Y, Ti, Nb) pour la classification des roches volcaniques. Ces éléments sont réputés peu mobiles lors de l'altération hydrothermale associée aux minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes. L'affinité géochimique des roches volcaniques est déterminée à partir des rapports Zr/Y, une méthode communément utilisée pour les ensembles lithologiques associés aux sulfures massifs (Barrett et MacLean, 1997; Barrie *et al.*, 1993; Leshner *et al.*, 1986). Le Zr et l'Y se substituent adéquatement et respectivement aux terres rares légères et lourdes dans les systèmes magmatiques. Les distinctions communément utilisées avec les rapports des terres rares et Th sont donc reproductibles en utilisant les diagrammes Zr/Y versus Y (Barrie *et al.*, 1993).

Au cours des travaux de terrain de l'été 2000, 166 échantillons de roches ont été sélectionnés pour des analyses lithogéochimiques, dont 40 échantillons pour les analyses des éléments en traces et des terres rares. Les éléments majeurs et certains éléments traces (Ga, Nb, Rb, Sr, Y, Zr) sont analysés par la méthode de Fluorescence-X (XRF) au COREM.

Roches volcaniques mafiques

Dans cette section, nous nous limitons à la caractérisation géochimique de l'unité *Aurb1* (basaltes gloméroporphyriques) de la Formation d'Urban et de l'unité *Amac1* (basaltes aphyriques, basaltes andésitiques, andésites) de la Formation de Macho.

Les diagrammes de discrimination de Winchester et Floyd (1977), d'Irvine et Baragar (1971), de Jensen (1976) et de Maclean et Barret (1993) montrent que les basaltes gloméroporphyriques de l'unité *Aurb1* sont d'affinité tholéiitique (Zr/Y < 3) (figures 7a, 7b, 7c, 7d et 7e). Les teneurs en oxydes des éléments majeurs de ces basaltes (*Aurb1*) sont

de 1 à 9 % MgO, 12 à 17 % Fe₂O₃, 14 à 20 % Al₂O₃, 0,3 à 2 % TiO₂. Ces basaltes glomérporphyriques ont subi une carbonatation d'envergure régionale, avec des teneurs en CO₂ de 0,5 à 4 %. Sur des diagrammes binaires, on observe une corrélation négative modérée entre SiO₂ en fonction de MgO, de Fe₂O₃, de TiO₂, de MnO et de CaO; une corrélation positive entre TiO₂ et Fe₂O₃ et entre SiO₂ et K₂O. Ces tendances sont typiques des systèmes basaltiques tholéiitiques. Les basaltes tholéiitiques de l'unité *Aurb1* montrent des rapports Ti/Zr (80 à 240), FeO_T/TiO₂ (10 à 18), Zr/Y (<3) et des teneurs en Zr (50 ppm en moyenne) semblables à ceux du manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). Le diagramme paléotectonique Ti vs Zr de Pearce (1975) situe la majorité des tholéiites de la Formation d'Urban dans le champ des basaltes tholéiitiques pauvres en potassium et des basaltes tholéiitiques des planchers océaniques (figures 7f).

L'unité *Amac1* est formée de basaltes aphyriques tholéiitiques (Zr/Y<4), de basaltes andésitiques et d'andésites d'affinité transitionnelle (Zr/Y=4 à 7), qui évoluent du pôle magnésien au pôle ferrifère (figures 8a, 8b, 8c, 8d, et 8e). Ces roches sont caractérisées par des teneurs en MgO comprises entre 2 et 9 %. Des concentrations supérieures à 10 % sont uniquement enregistrées dans des faciès de basaltes massifs moyennement grenus, souvent magnétiques, montrant des reliques d'olivine et de pyroxène en lames minces. Ce faciès de basaltes massifs représente probablement des cumulats plutôt que des laves. Les teneurs en oxydes des autres éléments majeurs sont de 6 à 18 % Fe₂O₃, 12-20 % Al₂O₃, 0,4-2 % TiO₂. Toutes les roches mafiques ont subi une carbonatation d'envergure régionale, avec des teneurs en CO₂ de 0,5 à 4 % pour les basaltes, et de 2 à 12 % pour les basaltes andésitiques et les andésites. Sur les diagrammes binaires, on observe les mêmes corrélations que celles observées dans les basaltes glomérporphyriques (*Aurb1*). Les basaltes et les andésites de la Formation de Macho (*Amac1*) sont relativement plus riches en Ti et en Zr que ceux de la Formation d'Urban (*Aurb1*). Les basaltes andésitiques et les andésites sont généralement les plus riches en Zr (>80 ppm). Cependant, on n'observe pas de ferrotholéiites au sens stricte, avec des teneurs élevées en TiO₂ (>2 %), en Zr (30-90 ppm) et en Y (11-35 ppm). Le diagramme paléotectonique Ti vs Zr de Pearce (1975) situe la majorité des tholéiites de la Formation de Macho dans le champ des basaltes tholéiitiques pauvres en potassium et des basaltes tholéiitiques des planchers océaniques (figures 8f). Les andésites et les basaltes andésitiques de la Formation de Macho se situent dans le champ des basaltes calco-alcalins (figure 8f), tandis que leurs rapports Zr/Y se situent entre 4 et 7 (figure 8e).

Roches volcaniques du Membre de Windfall

Les roches volcaniques du Membre de Windfall (*Awin*; Formation de Macho) ont fait l'objet d'un échantillonnage

détaillé au cours de nos travaux de cartographie, avec un total de 50 échantillons recueillis pour fins d'analyses géochimiques. Les roches volcaniques intermédiaires et felsiques du Membre de Windfall montrent des compositions allant des andésites basaltiques aux rhyolites (figures 9a et 9b). La moyenne des teneurs anhydres en SiO₂ est de 52 % pour les basaltes andésitiques, 60 % pour les andésites, 70 % pour les rhyodacites et 78 % pour les rhyolites. Lorsque le SiO₂ augmente, les roches s'appauvrissent en Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, MgO, MnO, CaO, P₂O₅ et s'enrichissent en K₂O et en Zr. Les volcanites et les volcanoclastites felsiques affichent des teneurs de 5 à 300 ppm en Zr et de 10 à 85 ppm en Y. La figure 9b suggère que la plupart des unités intermédiaires à felsiques sont silicifiées.

Stratigraphiquement, de la base au sommet du Membre de Windfall, la distribution des échantillons sur les diagrammes de discrimination magmatique (figures 9a, 9b, 9c, 9d et 9e) montre les variations suivantes :

a) l'unité *Awin1* est formée de basalte andésitique porphyrique et de trachyandésite, d'affinité tholéiitique à transitionnelle (Zr/Y=2,7 à 5). La trachyandésite est très riche en Al₂O₃ (27 % poids). Elle montre une affinité magmatique franchement calco-alcaline sur le diagramme AFM d'Irvine et Bargar et sur le diagramme de Jensen (figures 9c et 9d), et tholéiitique à transitionnelle (Zr/Y=3,5 à 4,8) sur le diagramme Zr/Y de MacLean et Barrett (figure 9e). Sur les diagrammes de classification de Winchester et Floyd, la trachyandésite se place dans le champ des andésites basaltiques ou des andésites (figures 9a et 9b). L'enrichissement en Al₂O₃ des roches à texture trachytique est probablement le résultat d'une contamination crustale du magma basaltique ayant généré les basaltes andésitiques.

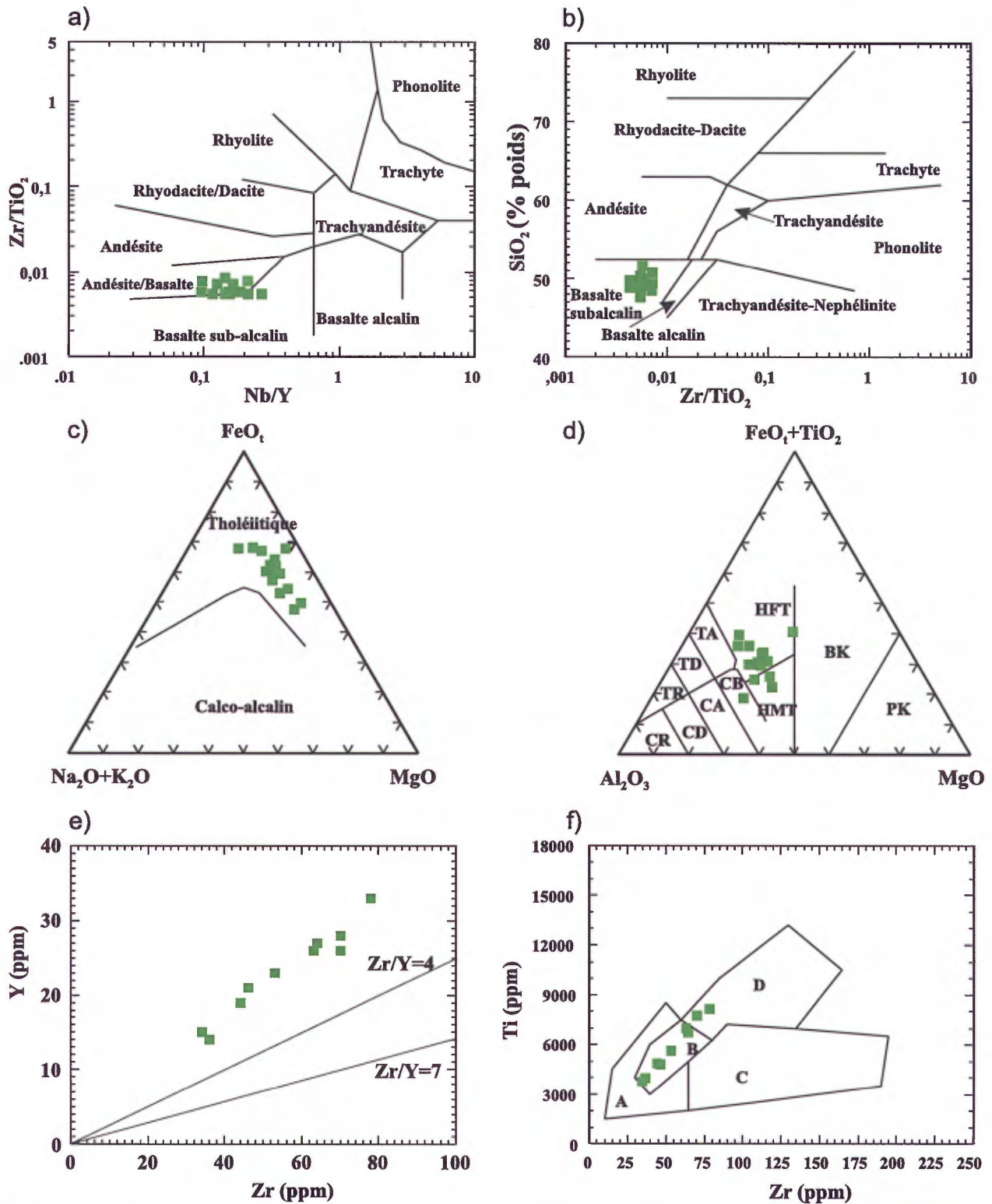
b) l'unité *Awin2* est formée de brèche autoclastique et de tufs dacitiques à rhyodacitiques, d'affinité calco-alcaline (Zr/Y=13 à 25), interdigités avec l'unité *Awin1*.

c) l'unité *Awin3* est formée de tufs ou de laves rhyolitiques, d'affinité tholéiitique (Zr/Y=2,2 à 4,5) et, localement, de tufs rhyodacitiques d'affinité transitionnelle (Zr/Y=4,5 à 8).

d) l'unité *Awin4* de porphyre à quartz et feldspath, d'affinité calco-alcaline (Zr/Y=12 à 20), plus rarement d'affinité tholéiitique (Zr/Y=2,7 à 3,4), est intimement associée aux laves et aux tufs felsiques de l'unité *Awin3*.

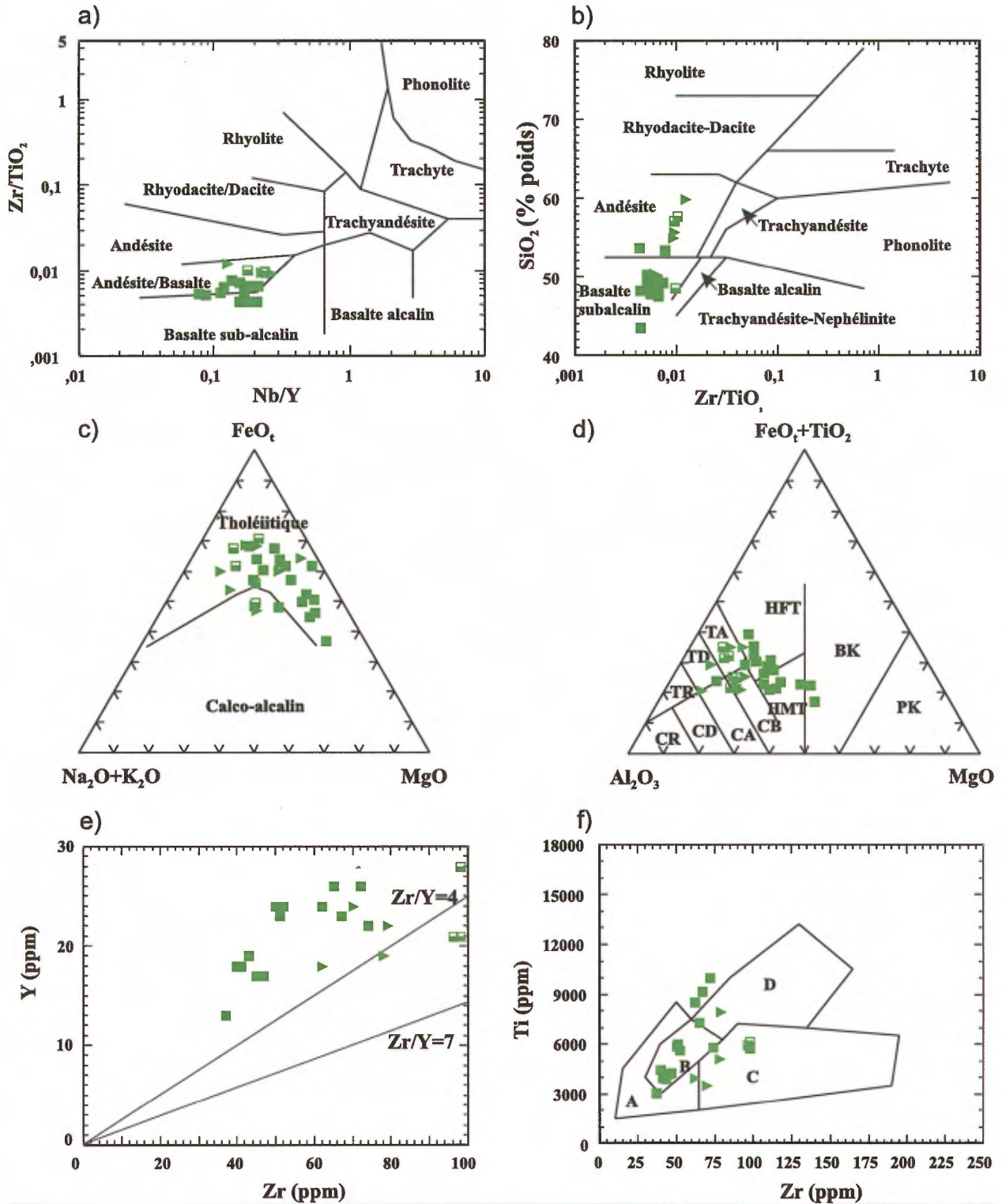
e) l'unité *Awin5* est formée d'andésites porphyriques d'affinité tholéiitique à transitionnelle (Zr/Y=2,7 à 6) et de tufs andésitiques fortement remaniés, d'affinité tholéiitique (Zr/Y=2,7 à 3,7).

Les unités *Awin2* et *Awin4* affichent un degré d'altération modéré à fort en chlorite, en séricite et en carbonates. Elles montrent des indices d'altération d'Ishikawa (33 %), de la chlorite (24 %) et de la séricite (44 %) qui sont comparables. L'unité de tufs felsiques *Awin3* est nettement plus altérée que les unités précédentes, avec des maxima d'indices d'altération d'Ishikawa (84 %), de la chlorite (70 %) et de la séricite (87 %) très élevés. Les andésites porphyriques (*Awin5*) montrent des indices d'altération de



■ Basalte glomérporphyrique (Aurb1)
 PK=Komatiites pyroxénitiques; BK=Basaltes komatiitiques; HFT=Ferrotholéiites; HMT=Thoéiites magnésiennes
 TA, TD, TR=Andésite, dacite et rhyolite tholéiitiques; CB, CA, CD, CR=Basalte, andésite, dacite et rhyolite calco-alcalins; A et B=Basaltes tholéiitiques pauvres en K₂O; B et C=Basaltes calco-alcalins; B=Basaltes des planchers océaniques; D=Basaltes intraplaques.

FIGURE 7 - Diagrammes de caractérisation géochimique pour les roches mafiques de la Formation d'Urban (Aurb) : a) diagrammes de classification Zr/TiO₂ versus Nb/Y et b) SiO₂ versus Zr/TiO₂ (Winchester et Floyd, 1977); c) diagramme ternaire AFM d'Irvine et Baragar (1971); d) diagramme cationique de Jensen (1976); e) diagramme Y versus Zr (Maclean et Barret, 1993); f) diagramme paléotectonique Ti versus Zr (Pearce, 1975).



■ Basalte aphyrique (Amac1) □ Basalte andésitique (Amac1) ► Andésite (Amac1)

PK=Komatiites pyroxénitiques; BK=Basaltes komatiitiques; HFT=Ferrotholéiites; HMT=Thoéiites magnésiennes
 TA, TD, TR=Andésite, dacite et rhyolite tholéiitiques; CB, CA, CD, CR=Basalte, andésite, dacite et rhyolite calco-alcalins; A et B=Basaltes tholéiitiques pauvres en K_2O ; B et C=Basaltes calco-alcalins; B=Basaltes des planchers océaniques; D=Basaltes intraplaques.

FIGURE 8 - Diagrammes de caractérisation géochimique pour les roches mafiques de la Formation de Macho (Amac) : a) diagrammes de classification Zr/TiO_2 versus Nb/Y et b) SiO_2 versus Zr/TiO_2 (Winchester et Floyd, 1977); c) diagramme ternaire AFM d'Irvine et Baragar (1971); d) diagramme cationique de Jensen (1976); e) diagramme Y versus Zr (Maclean et Barret, 1993); f) diagramme paléotectonique Ti versus Zr (Pearce, 1975).

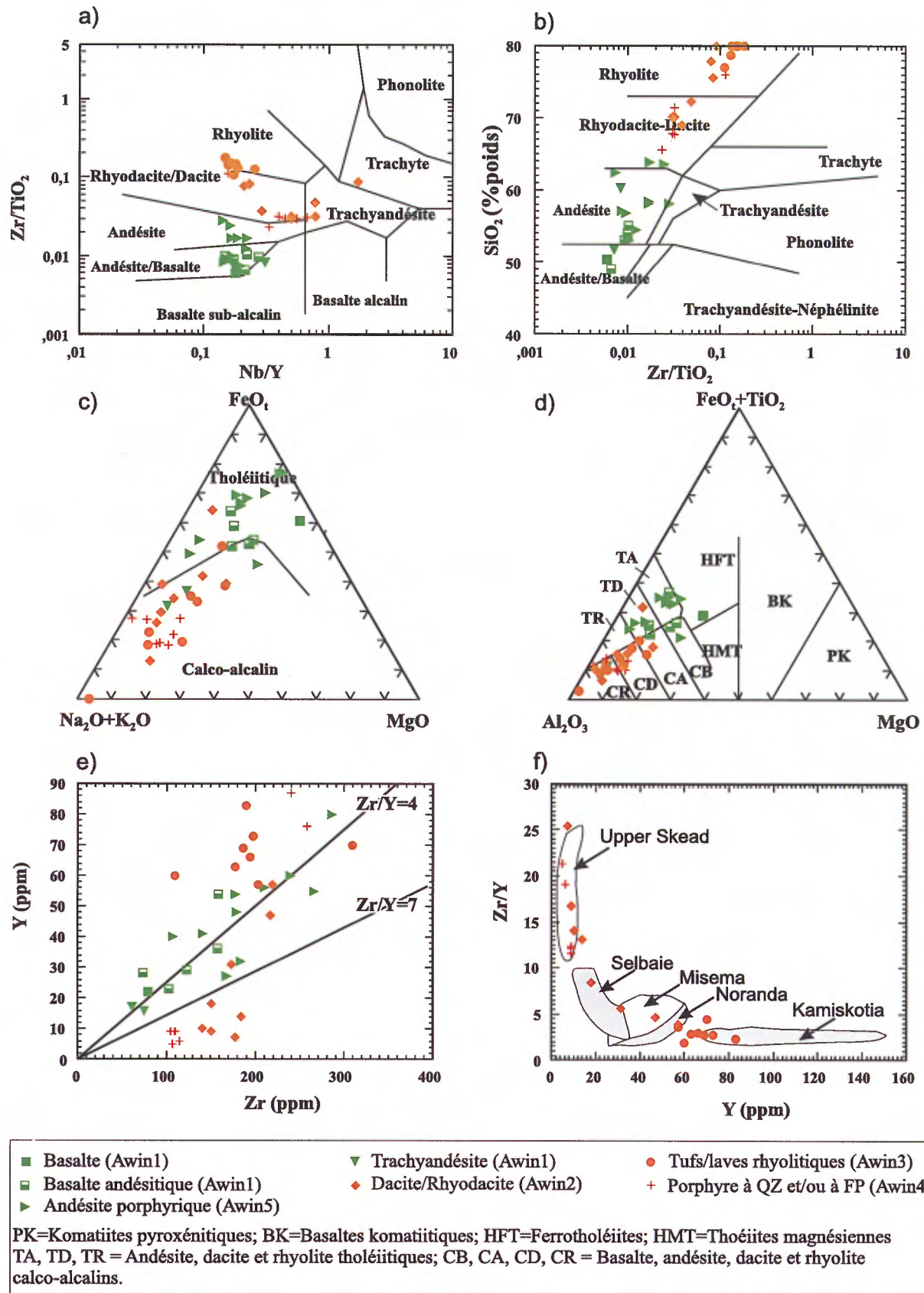


FIGURE 9 - Diagrammes de caractérisation géochimique pour les volcanites du Membre de Windfall (Awin) : a) diagrammes de classification Zr/TiO_2 versus Nb/Y et b) SiO_2 versus Zr/TiO_2 (Winchester et Floyd, 1977); c) diagramme ternaire AFM d'Irvine et Baragar (1971); d) diagramme cationique de Jensen (1976); e) diagramme Y versus Zr (Maclean et Barret, 1993); f) diagramme Zr/Y versus Y (Leshner *et al.*, 1986; Barrie *et al.*, 1993).

l'ordre de 50 % Ishikawa, 64 % chlorite et 50 % séricite. Les tufs intermédiaires et les formations de fer associées (*Awin5*) sont nettement plus séricitisés que toutes les roches intermédiaires de la Formation de Windfall, avec un indice de la séricite de 83 %.

En se basant sur les caractéristiques géochimiques, Barrie *et al.* (1993) et Leshner *et al.* (1986) sont arrivés à discriminer les laves stériles des laves fertiles en sulfures massifs dans la Sous-province d'Abitibi. Leurs travaux montrent que les roches les plus favorables aux sulfures massifs volcanogènes sont des rhyolites d'affinité tholéïtique et fortement différenciées ($Zr=170$ à 600 ppm, $SiO_2 > 73$ %, $Y=25$ à 170 ppm). Sur le diagramme Zr/Y versus Y (figure 9f), une portion importante des tufs et des laves felsiques rhyolitiques de l'unité *Awin3* se place entre les champs (en partie à l'intérieur des champs) des volcanites fertiles du type Kamiskotia, Noranda et Misema. Ces roches affichent des teneurs de 170 à 300 ppm Zr , 50 à 90 ppm Y et plus de 75 % de SiO_2 . Ceci suggère que la probabilité de découvrir des minéralisations de sulfures massifs volcanogènes dans les laves et les tufs rhyolitiques de l'unité *Awin3* est élevée.

Les unités *Awin2* et *Awin4* affichent, par contre, des rapports Zr/Y (13 à 25) et des teneurs en Y (>15) qui les placent dans le champ des volcanites stériles du type *Upper Skead* (figure 9f). La probabilité de découvrir dans les unités *Awin2* et *Awin4* des sulfures massifs volcanogènes comparables à ceux exploités en Abitibi est donc faible.

Roches intrusives

Les roches intrusives ont été classées en utilisant l'estimation visuelle des proportions modales des minéraux et le diagramme de classification de Strekeisen (1976). Sur le diagramme normatif de classification d'O'Connor (1965) (figure 10a), les dykes porphyriques forment un champ continu englobant des trondhjémites, des tonalites, des granodiorites et plus rarement des granites. Les échantillons du Pluton de Souart se placent essentiellement dans le champ des trondhjémites et, en partie, dans celui des granodiorites ou des granites. Les échantillons des autres plutons, quoique peu nombreux, montrent une suite continue entre les trondhjémites et les tonalites. Toutes les roches intrusives échantillonnées sont subalcalines, méta-alumineuses à peralumineuses (figure 10b; $A/CNK =$ rapport moléculaire $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O = 0,8$ à $1,5$). Les roches dont le rapport d'aluminosité A/CNK est inférieur à $1,1$ représentent 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 de *type S* (origine sédimentaire) (figure 10b; Maniar et Piccoli, 1989; Shand, 1974; Chappell et White, 1974). Les rapports

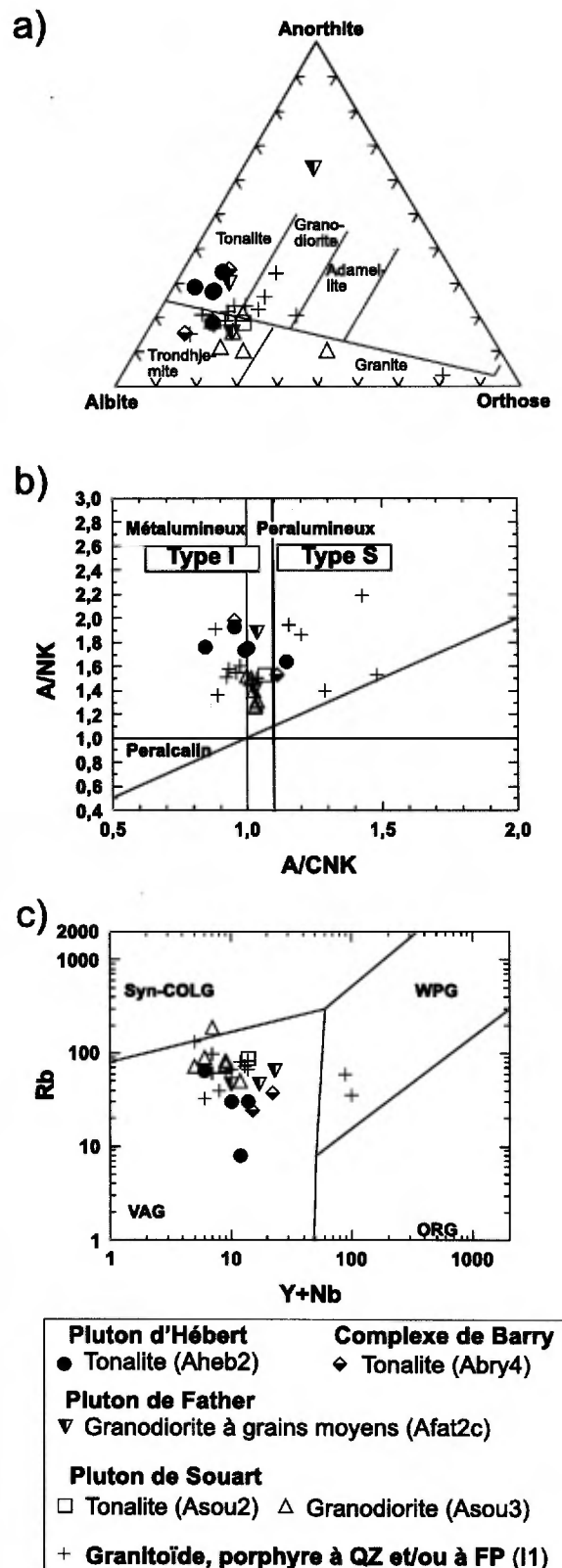


FIGURE 10 - Diagrammes de caractérisation géochimique pour les roches intrusives felsiques du secteur étudié (SNRC 32G/04 et 32B/13) : a) diagramme normatif de classification anorthite-albite-orthose d'O'Connor (1965); b) diagramme A/NK versus A/CNK (Maniar et Piccoli, 1989; Shand, 1974; Chappell et White, 1974); $A = Al_2O_3$ (molaire), $N = Na_2O$ (molaire), $K = K_2O$ (molaire), $C = Ca_2O$ (molaire)) montrant le caractère méta- à peralumineux et le type d'environnement de mise en place des plutons; c) diagramme de discrimination paléotectonique de Pearce *et al.* (1984) (Syn-COLG = Granite syncollisionnel; WPG = Granite intraplaque; VAG = Granite d'arc volcanique; ORG = Granite de ride océanique).

$A/CNK > 1,15$ sont surtout observés dans les intrusions porphyriques subvolcaniques. Cependant, nous n'attribuons pas à ces dykes porphyriques à quartz et/ou à feldspath une origine sédimentaire, à cause de la rareté de la biotite primaire dans ces roches. Seule la muscovite est omniprésente en lames minces, sous la forme de paillettes parfois centimétriques. Le diagramme de classification paléotectonique de Pearce *et al.* (figure 10c) suggère que les différents plutons du Segment d'Urban-Barry appartiennent à la classe des granitoïdes d'arc volcanique (VAG). Dans ce diagramme, certains échantillons des dykes porphyriques semblent former une classe à part en se situant dans le domaine des granites intraplaques (WPG). Pour les mêmes raisons invoquées plus haut, il s'agit probablement d'un simple effet de différenciation du magma parent.

GÉOCHRONOLOGIE

Une étude géochronologique a été entreprise en collaboration avec le Royal Ontario Museum pour dater la mise en place du volcanisme felsique dans le Membre Windfall de la Formation de Macho (figures 2,). L'échantillon daté est une lave bréchique autoclastique, de composition rhyodacitique et d'affinité calco-alcaline (unité *Awin2*; figures 2, 4 et 15a). L'échantillon contient peu de zircons. Les grains sont généralement trapus et subarrondis, de couleur rose à brunâtre. Certains zircons montrent des zonations ou des fractures alignées qui donnent l'apparence de noyaux. Les méthodes de traitement et d'analyse des zircons sont exposées dans les articles de Davis (1982) et de Krogh (1982a et 1982b). Les analyses de quatre zircons individuels s'accordent et donnent un âge de $2716,9 \pm 1,2$ Ma, tandis qu'un cinquième grain a donné une analyse concordante mais avec un âge inattendu de 2586 ± 2 Ma (figure 11, tableau 3 en annexe). Le grain plus jeune était comparable aux autres en forme et en couleur. Il montre également un rapport Th/U normal. Cet âge est comparable aux âges hydrothermaux ou métamorphiques mesurés sur des grains de rutile et de titanite pour certains gisements aurifères de la Sous-province de l'Abitibi (Wong *et al.*, 1991; Jemielita *et al.*, 1990). L'explication la plus probable pour le grain qui a livré un âge de 2586 ± 2 Ma, est que celui-ci soit d'origine hydrothermale, bien que dans ce cas, on s'attendrait à un rapport Th/U plus bas. L'âge de $2716,9 \pm 2$ Ma défini par les autres grains est celui qui est retenu et interprété comme l'âge du volcanisme felsique du Membre de Windfall.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les roches de la région étudiée ont été déformées lors de l'Orogénie kénoréenne qui a généré le grain tectonique

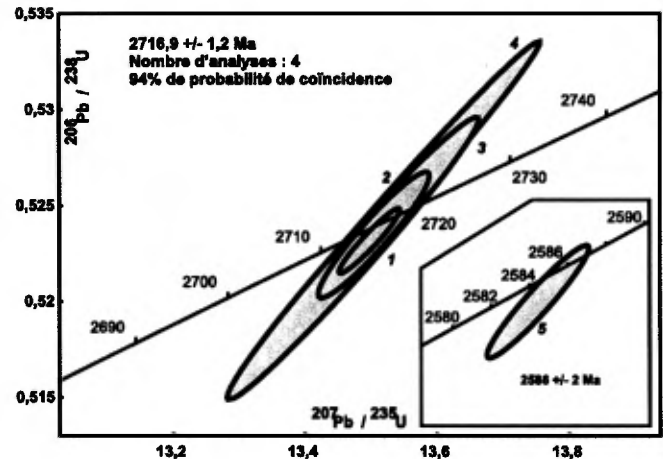


FIGURE 11 - Diagramme Concordia montrant les résultats d'analyses U-Pb de zircons d'un échantillon de brèche rhyodacitique du Membre de Windfall (figure 15a, échantillon 2050). L'âge du volcanisme est estimé à $2716,9 \pm 1,2$ Ma. L'âge de 2586 ± 2 Ma est probablement l'âge d'un événement hydrothermal tarditectonique.

E-W (Chown *et al.*, 1992). La déformation régionale est faible, excepté le long des zones de cisaillement et à proximité des plutons syntectoniques où la déformation devient intense avec un aspect mylonitique. Au SW de la Ceinture d'Urban-Barry, ces plutons ont perturbé l'attitude des couches et de la schistosité régionale qui passe d'une orientation E-W dans la partie nord à une orientation NE-SW dans la partie sud. Par endroits, le litage primaire est préservé dans les coulées de laves coussinées faiblement déformées et dans les unités de tufs fins.

Schistosité régionale et plissements

Trois domaines structuraux (domaines 1, 2, et 3) ont été définis dans la région cartographiée. Ils sont présentés sur la figure 12, à l'aide d'une carte d'analyse spatiale de la schistosité régionale S_2 combinée à une carte du gradient magnétique vertical. La figure 13 montre les projections stéréographiques équaires du litage S_0 , de la schistosité S_2 et des linéations L_2 . Ces domaines structuraux délimitent des secteurs possédant une orientation homogène du grain tectonique (litage S_0 et schistosité régionale S_2) et des linéations minérales et d'étirement (L_2).

Le domaine 1 comprend le Pluton de Father, le Pluton d'Hébert et la partie nord de la Ceinture d'Urban-Barry. Il montre des couches stratigraphiques et une schistosité S_2 subparallèles, orientées E-W, et des linéations d'étirement généralement à forts plongements. La polarité de la séquence volcano-sédimentaire est facilement interprétée à partir des laves coussinées, qui montrent systématiquement des sommets stratigraphiques vers le sud. La majeure partie de la Ceinture d'Urban-Barry est affectée par une déformation moyenne à forte.

Le domaine 2 couvre le centre et le SW de la Ceinture d'Urban-Barry. Le litage primaire S_0 est observé à plusieurs endroits dans les laves coussinées qui montrent sys-

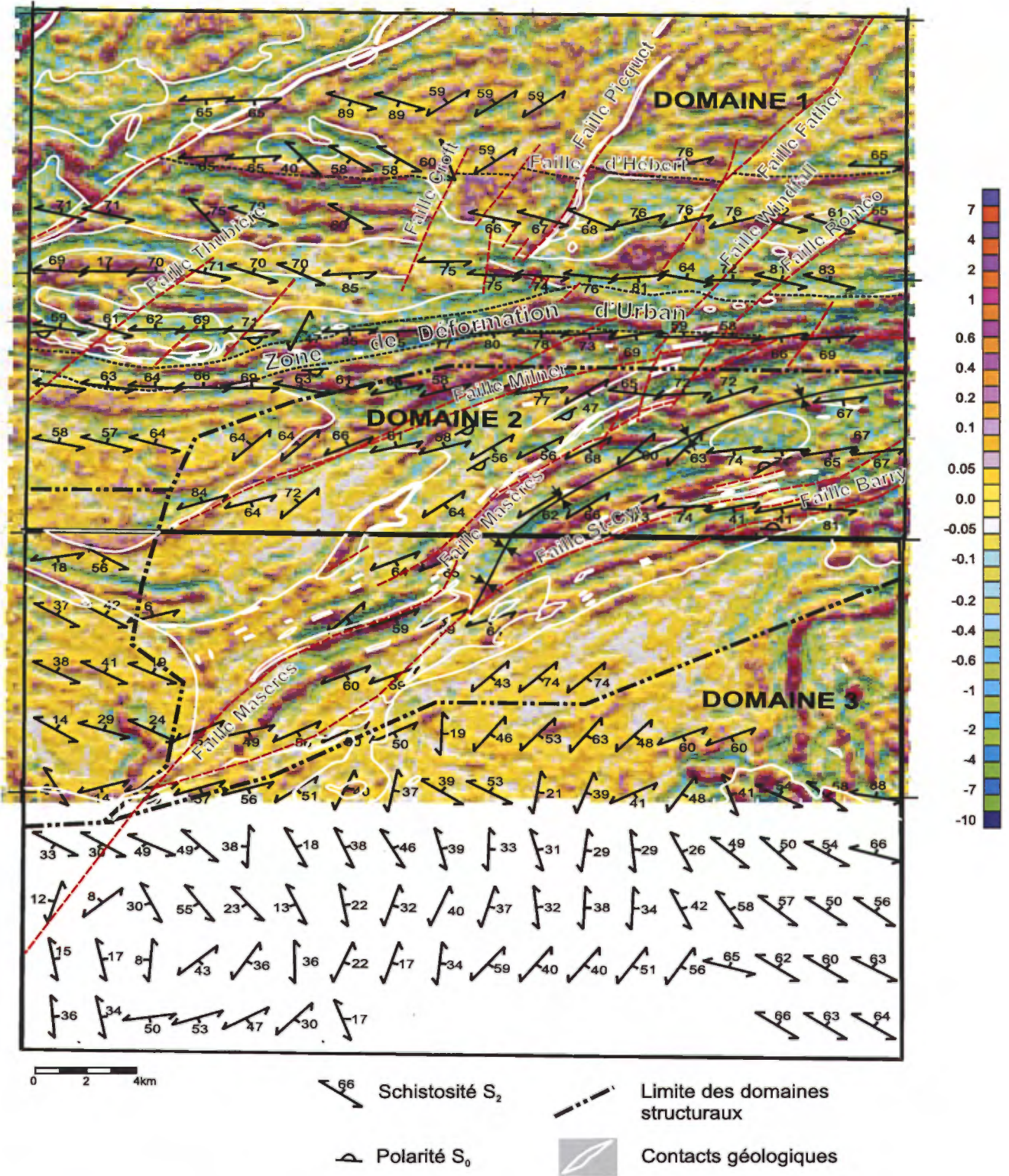


Figure 12

FIGURE 12 - Carte du gradient magnétique vertical et des trajectoires de la schistosité principale S_2 de la région des lacs Picquet (SNRC 32G/04) et Mesplet (SNRC 32B/13), Segment d'Urban-Barry.

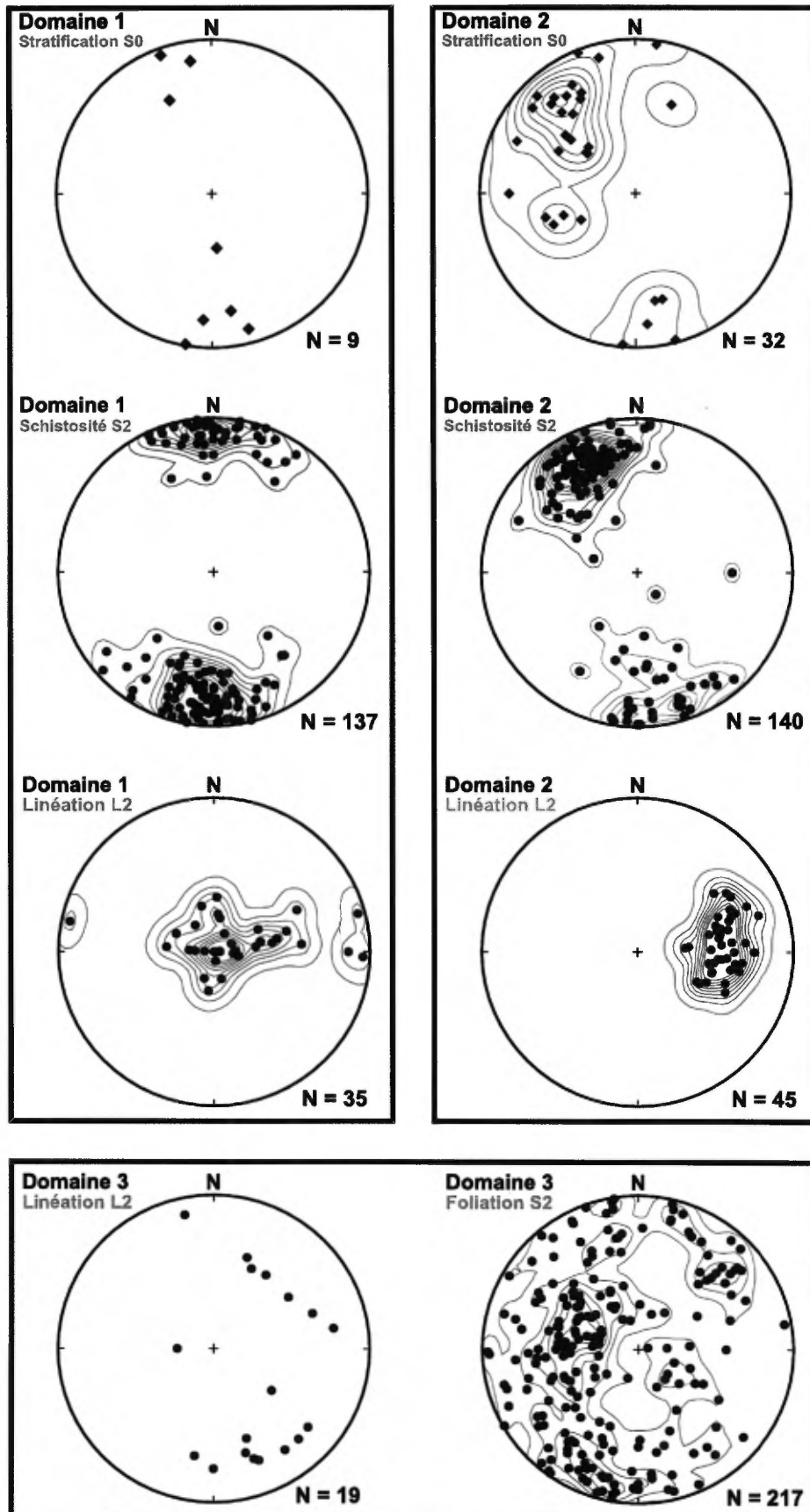


FIGURE 13 - Projections stéréographiques équiangles des schistosités, des foliations et des linéations des roches de la région des lacs Picquet (SNRC 32G/04) et Mesplet (SNRC 32B/13).

tématiquement des sommets stratigraphiques vers le sud-est. En moyenne, le S_0 est orienté N049/66 (figure 13). Au nord du *domaine 2*, dans le Membre de Windfall, les sommets stratigraphiques sont facilement interprétés vers le sud-est, à partir d'un granoclassement bien visible dans les horizons de tufs felsiques fins et cherteux et dans les tranchées de l'indice J&B. Au niveau du lac Rouleau, plusieurs affleurements de laves coussinées indiquent des sommets stratigraphiques vers le nord. Des travaux des compagnies Falconbridge (Tremblay, 1988) aux environs du lac Rouleau, de Minnova (Coyle, 1989) et d'Exploration Kerr Addison (Coyle, 1988) aux environs du lac Morissette, rapportent également des sommets stratigraphiques vers le nord dans les tufs felsiques et les laves coussinées. De ces sommets stratigraphiques opposés, nous avons déduit la présence d'un pli synclinal régional, le Synclinal d'Urban, orienté ENE-WSW. La trace axiale de ce synclinal est interprétée comme passant entre le lac Rouleau et le Membre de Windfall. Elle se prolonge au SW jusqu'au niveau du lac aux Loutres et, au NE, dans le canton de Belmont, où elle a été interprétée à partir des travaux de forage et de polarisation provoquée de la compagnie Ressources Aur (Plante, 1998; Lapointe, 1999). Le Synclinal d'Urban plonge légèrement vers le NE.

Le *domaine 2* se caractérise également par une schistosité S_2 orientée en moyenne à N065/67. Dans le NE du *domaine 2*, le litage S_0 et la schistosité S_2 sont plutôt orientées E-W. Les linéations minérales montrent un plongement moyen de 40° vers l'est sur le plan de schistosité S_2 . On observe, par endroits, dans les zones de cisaillement orientées NE-SW, une schistosité S_3 . Celle-ci se présente sous la forme de crénulations qui se superposent sur la schistosité régionale S_2 . La schistosité S_3 montre une direction générale N-S, avec un pendage abrupt vers l'est.

Le *domaine 3* comprend le Complexe de Barry situé au sud de la région du lac Mesplet. Il se caractérise par une importante variation de l'orientation des foliations (principalement les gneissosités; figure 13). Les assemblages lithologiques y sont caractérisés par le développement d'une fabrique planaire intense, orientée N-S au milieu du domaine 3, et NW-SE à l'est et à l'ouest. Ces variations sont interprétées comme étant dues à des structures en dômes et bassins.

Failles et zones de déformation

Dans la région étudiée, le Segment d'Urban-Barry a été remodelé par une série de failles synvolcaniques et de cisaillements qui forment les contacts entre les différentes formations de la Ceinture d'Urban-Barry (figure 12). Les structures les plus importantes sont : la *Zone de Déformation d'Urban*, la Faille d'Hébert, la Faille Milner, la Faille Masères et la Faille Saint-Cyr (Milner, 1943; Daigneault et Archambault, 1990; Moukhsil, 1996).

La *Zone de Déformation d'Urban* se trouve au sud du *domaine 1*, proche du contact ou occupant localement le contact entre la Formation d'Urban et le Pluton d'Hébert.

Elle est orientée E-W et se caractérise par des linéations d'étirement subverticales. Elle correspond à une zone de cisaillement d'envergure régionale (1 à 4 km de large), marquée par une schistosité mylonitique pénétrative S_2 (annexe 1, photo 2). Elle montre un mouvement principal en composante pendage, avec un léger réajustement directionnel dextre qui est tardif.

La Faille d'Hébert, localisée principalement au contact entre le Pluton d'Hébert et le Pluton de Father, a été signalée pour la première fois par Moukhsil (1996). Elle se caractérise par une foliation de direction E-W à pendage subvertical, montrant une linéation d'étirement à plongement subhorizontal vers l'est (10° à 14°). Le type de mouvement suggéré est dextre. Dans la région du lac Picquet (SNRC 32G/04), la Faille d'Hébert est interprétée à partir de données aéromagnétiques (figure 12).

Nous n'avons pas observé sur le terrain la *Zone de cisaillement de Milner* (Milner, 1943) rapportée dans plusieurs travaux de compilation (Joly, 1990). Elle coïncide, néanmoins, avec les changements du grain magnétique observés le long de sa trace sur les cartes du gradient magnétique vertical (figure 12) et du champ magnétique total ombragé. En effet, ces cartes montrent que la Formation d'Urban est plissée à l'approche de la Faille Milner. Cependant, les données structurales et les polarités recueillies lors de ce levé ne permettent pas de discuter de la nature de ce plissement.

Dans le *domaine 2*, les failles Milner, Masères, Saint-Cyr et Barry correspondent à des zones de cisaillement plus ou moins importantes. Ces zones de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de largeur et d'extension hectométrique à kilométrique, sont orientées N070° (figures 2, 3 et 12). Elles se caractérisent par une schistosité prononcée et, localement, par une bréchification et une silicification. Pour certains cisaillements dont celui de Masères - Windfall, on a interprété un mouvement principal précoce dextre-inverse, suivi d'un coulissage senestre (épisode fragile-ductile).

L'analyse de ces failles suggère que le Synclinal d'Urban représente une structure tronquée. Le jeu de ces failles au contact entre les différentes formations a eu pour résultat d'amener une répétition des unités lithologiques. Ainsi, en tenant compte du jeu des failles Milner, Masères et Saint-Cyr, il devient possible d'expliquer la présence de la Formation de Macho sur les flancs et au cœur du Synclinal d'Urban.

Failles tardives

Plusieurs failles tardives de type cassant, orientées NE-SW ou N-S, recoupent les unités lithologiques, en particulier, dans la région du lac Picquet (SNRC 32G/04). Les plus importantes sont : la Faille Thubière, la Faille Croft, la Faille Picquet, la Faille Father, la Faille Windfall et la Faille Roméo (figure 12). Elles sont interprétées à partir de levés géophysiques sur lesquels apparaît un déplacement senestre et, par endroits, en s'appuyant sur le déplacement des unités

lithologiques. Joly (1990) note que les stries de glissement et les linéations d'étirement ou minérales sont orientées NE, avec un plongement moyen à 45° et des déplacements centimétriques à métriques horizontaux ou verticaux.

MÉTAMORPHISME

Le métamorphisme régional de la Ceinture d'Urban-Barry est au faciès des schistes verts. Il affecte les roches volcaniques et sédimentaires décrites plus haut. Les textures et les structures sont, par endroits, bien préservées, sauf dans quelques zones de déformation intense. Les laves et les tufs felsiques sont caractérisés par la présence de chlorite, de séricite, d'épidote et de muscovite, tandis que les laves mafiques et intermédiaires ne contiennent plus de minéraux primaires préservés. En marge des intrusions felsiques syntectoniques, le métamorphisme régional peut atteindre le faciès des amphibolites. Les roches montrent l'assemblage hornblende + actinote + chlorite + biotite ± grenat. Les wackes et les mudrocks développent un grain plus grossier et une foliation plus ou moins prononcée. Les métapélites observées au sommet de la Formation de Macho montrent un assemblage à biotite-chlorite-muscovite ± cordiérite ± grenat, caractéristique du faciès schiste vert supérieur. L'apparition de la cordiérite et du grenat dans les paragenèses des schistes verts indique une légère augmentation de température. Les amphibolites associées aux métapélites tourmalinisées montrent un assemblage hornblende-oligoclase-biotite dans une matrice de quartz polygonal, qui indique le faciès amphibolite inférieur (Gaboury, 1991). Dans le Complexe de Barry, les paragneiss et les gneiss tonalitiques et granodioritiques sont affectés par un métamorphisme au faciès des amphibolites supérieurs.

MÉTALLOGÉNIE

La Ceinture d'Urban-Barry est surtout connue pour son potentiel aurifère (figures 14a et 14b). La région est cependant restée longtemps inexplorée, à cause de l'accès difficile et du manque d'affleurements. En effet, les découvertes aurifères dans la région datent des années 1920. Entre 1936 et 1938, les compagnies Barry Lake, Rouleau Mines et Megiscane Mining Corporation ont effectué plusieurs décapages dans la recherche d'indices minéralisés. En 1950, la prospection et l'exploration ont principalement été concentrées dans le secteur du lac Rouleau, le long de la rivière Macho (32G/04 et 32B/13), et près des lacs aux Loutres et Barry, par des prospecteurs et des compagnies minières dont Rouleau Mines, Macho River Gold et Roybar Uranium. En 1955, Roybar Uranium compléta le fon-

çage d'un puits d'exploration d'une cinquantaine de mètres (puits Nubar) sur l'*indice Souart* situé au nord-ouest du lac aux Loutres (figure 14b). Dans les années 1980, les compagnies majeures ont commencé à s'intéresser au secteur, avec la découverte des *indices Souart* et *Lac Rouleau* par les compagnies Oasis Ressources et Falconbridge, respectivement. Toutefois, ce n'est qu'à partir de 1994 que l'exploration minière dans la région connaît un véritable essor. Cet essor faisait suite à l'annonce par Murgor Ressources de résultats d'analyses d'échantillons de surface dans des tranchées sur l'*indice Barry IV* (11,3 g/t Au sur 9,6 m, 14,4 g/t Au sur 1,6 m et 7,22 g/t Au sur 5,8 m). La plupart des indices minéralisés du secteur sont décrits en détail dans le rapport de Joly (1990).

Dans le présent rapport, seuls les indices visités et documentés en détail lors de notre campagne de terrain sont discutés. Le tableau 4 (annexe 2) indique la localisation et les teneurs des indices minéralisés ou des anomalies échantillonnées au cours de l'été 2000. Les minéralisations rencontrées dans la région des lacs Picquet et Mesplet peuvent être classées en six types : 1) Sulfures massifs volcanogènes aurifères (type I), 2) Sulfures massifs volcanogènes en Cu-Au ± Ag (type II), 3) Veines aurifères volcanogènes (type III), 4) Minéralisations aurifères associées aux zones de cisaillement (type IV), 5) Minéralisations en Au-Cu-Zn associées aux métapélites tourmalinisées (type V), 6) Minéralisations en molybdène associées à des intrusions felsiques ou à des dykes de pegmatite (type VI).

Sulfures massifs volcanogènes aurifères (type I)

Le concept de sulfures massifs volcanogènes (SMV) est relativement nouveau dans la région cartographiée. Le Membre de Windfall (*Awin*), dont la minéralisation aurifère a été longtemps associée aux zones de cisaillement NE-SW ou N-S, constitue présentement le meilleur exemple d'un système de minéralisations volcanogènes aurifères (figure 15), probablement plus important que le système associé aux zones de cisaillement. Nos travaux de détail montrent que les sulfures massifs volcanogènes aurifères sont associés soit aux volcanites felsiques (*Awin2*), soit aux tufs à lapillis de composition andésitique (*Awin3*). Généralement, les dykes mafiques (gabbroïques ou dioritiques), partiellement minéralisés, montrent une étroite association spatiale et probablement génétique avec les zones minéralisées. Ils se sont mis en place dans des failles synvolcaniques et ont probablement agi comme barrière imperméable canalisant les fluides minéralisateurs.

SULFURES MASSIFS VOLCANOGÈNES AURIFÈRES ASSOCIÉS AUX VOLCANITES FELSIQUES (TYPE IA)

Les tranchées I et II de l'*indice J&B* de la compagnie Murgor Ressources (figures 5a et 5b) ont été choisies pour

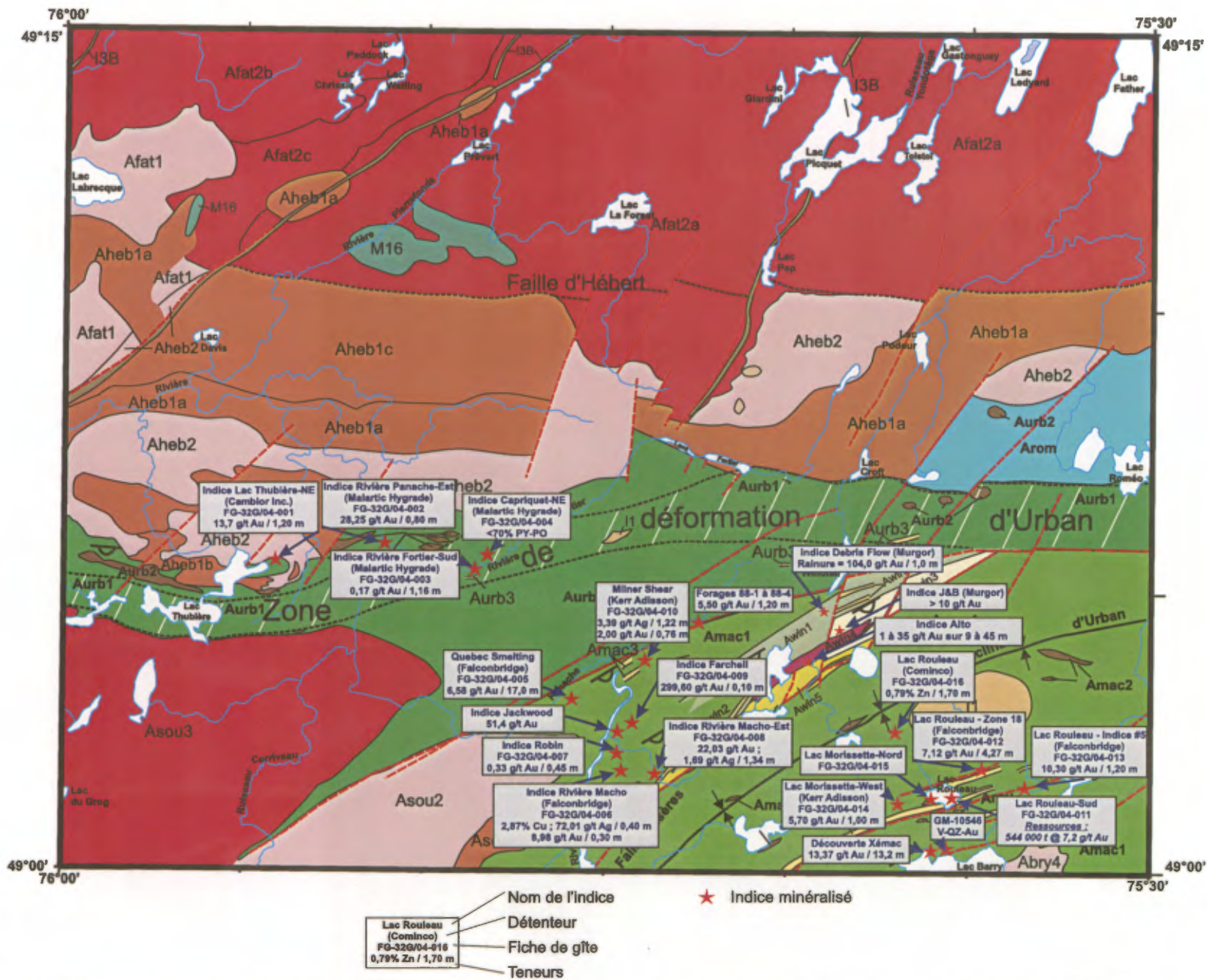


FIGURE 14a - Carte montrant la localisation des principaux indices minéralisés de la région du lac Picquet (SNRC 32G/04). Pour la légende géologique voir la figure 2.

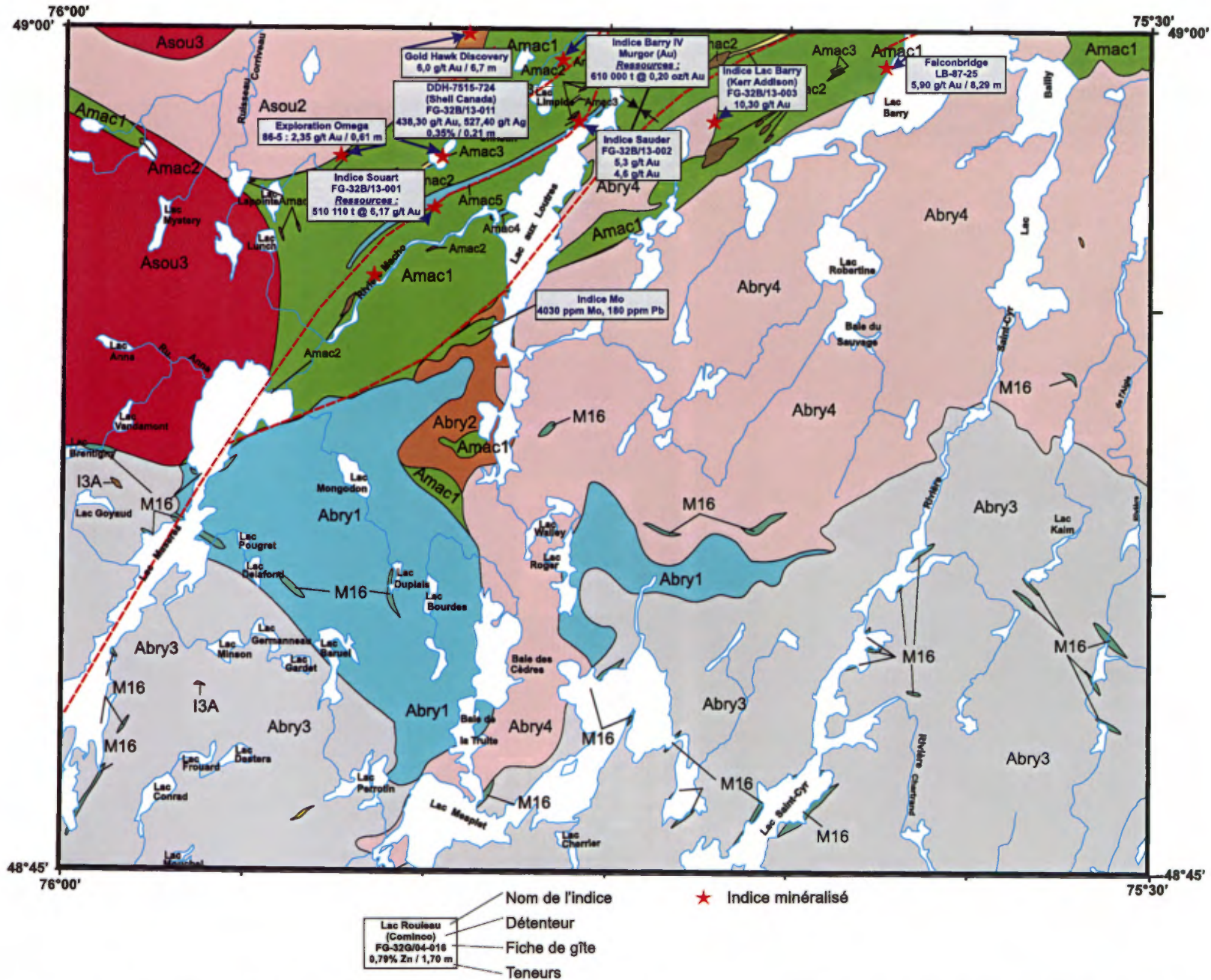


FIGURE 14b - Carte montrant la localisation des principaux indices minéralisés de la région du lac Mesplet (SNRC 32B/13). Pour la légende géologique voir la figure 3.

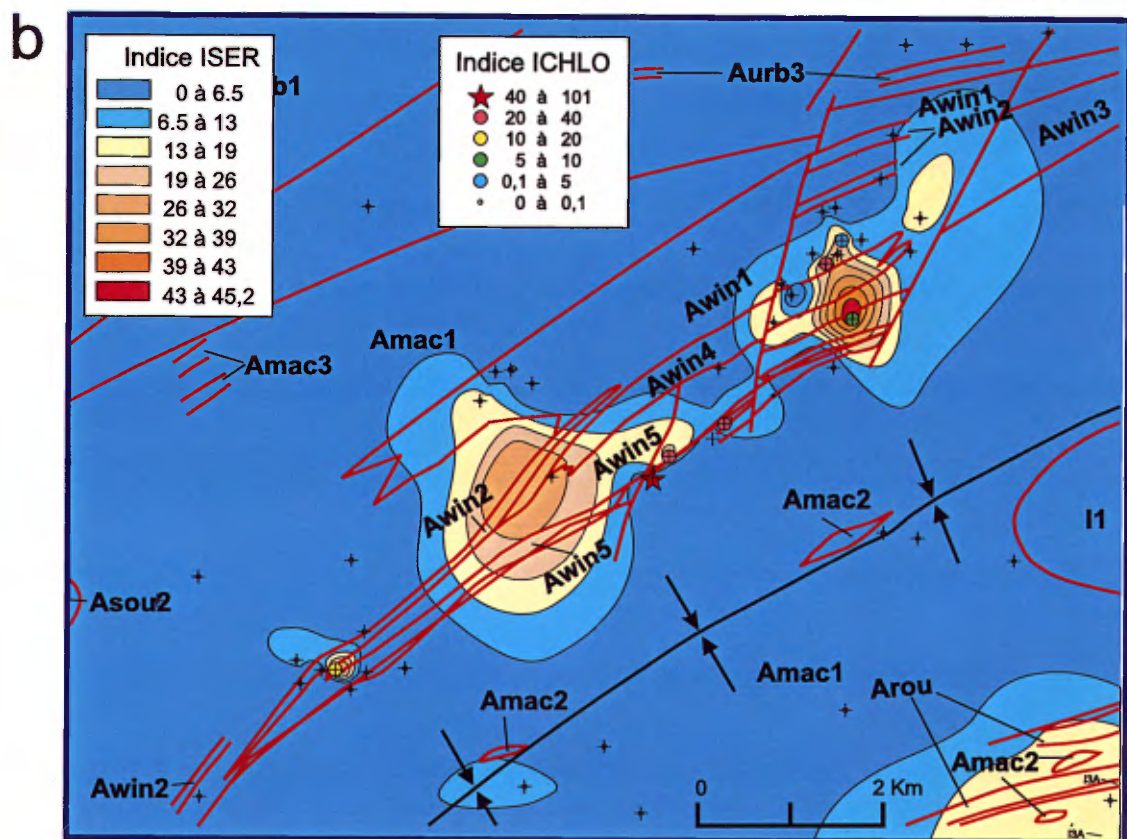
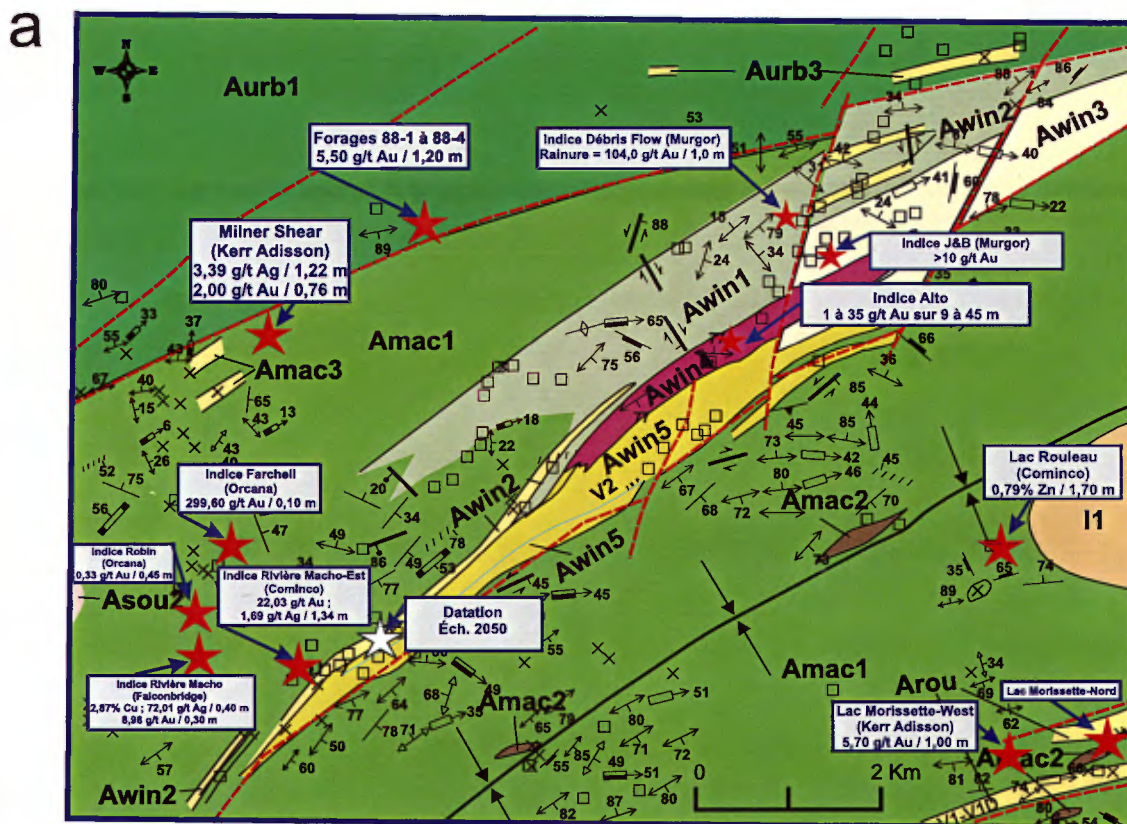


FIGURE 15 - a) Carte géologique montrant un agrandissement du Membre de Windfall (Awin) et b) carte des isocontours d'altération séricite-chlorite (Piché, 2000) pour le Membre de Windfall (Awin). ISER = indice d'altération en séricite, ICHLO = indice d'altération en chlorite. Voir localisation à la figure 2.

illustrer ce contexte. L'indice *J&B* est constitué de sulfures disséminés (>30 % sulfures), semi-massifs (30-70 % sulfures) et massifs (<70 % sulfures). Il est encaissé dans des tufs rhyolitiques (*Awin3*), recoupés par des dykes de gabbro. À la base, les tufs à cristaux, à lapillis et à blocs contiennent généralement 3 % de fragments de sulfures (5 mm à 2 cm) avec 5 % de pyrite ± chalcopyrite en veinules ou en amas. Ils contiennent en outre trois types de veines minéralisées : a) veinules de quartz fumé ± chlorite noire ± pyrite, b) veines de carbonate ± pyrite-magnétite, c) veines de chlorite noire ± pyrite ± magnétite. La plupart de ces veines ont 1 mm à 1 cm d'épaisseur. Les fragments de sulfures sont souvent subarrondis et étirés parallèlement au plan de schistosité. Les sulfures massifs et semi-massifs sont composés de 95 % de pyrite, 5 % de chalcopyrite, de 1 % de pyrrhotite et de traces d'arsénopyrite. La chalcopyrite est souvent observée sous la forme d'inclusions dans la pyrite. Par endroits, les sulfures montrent des textures colloformes bien développées, qui indiquent la nature volcanogène de la minéralisation (annexe 1, photo 10). Les sulfures massifs sont préférentiellement associés aux failles synvolcaniques qui recoupent les unités de tufs rhyolitiques (*Awin3*). Ils forment des lentilles de 1 à 2,5 m d'épaisseur, sur plus de 5 m de longueur dans les zones décapées. L'extension latérale des lentilles minéralisées n'est pas connue. Elle pourrait cependant atteindre une centaine de mètres entre les tranchées I et II de l'indice *J&B*. En lames minces, la pyrite qui forme 90 % des sulfures, montre des grains automorphes ou hypidiomorphes de 1 mm à 1 cm de diamètre, souvent dispersés, parfois agglomérés, avec 3 à 5 % d'inclusions de chalcopyrite. Celle-ci est également observée en veinules. La pyrrhotite est rare et n'est observée qu'en inclusions dans la pyrite. Les sulfures ne montrent aucune déformation ni évidence de broyage. Nos échantillons de sulfures massifs, recueillis dans les tranchées I et II de la compagnie Murgor, ont rapporté plus de 10 g/t Au et 240 ppm As (tableau 4, annexe 2).

SULFURES MASSIFS VOLCANOGÈNES AURIFÈRES ASSOCIÉS AUX TUF ANDÉSITIQUES (TYPE IB)

Ce type de minéralisation est observé dans la partie sommitale du Membre de Windfall (*Awin*). Il est associé à la zone de contact entre les horizons d'andésite porphyrique et ceux de tufs intermédiaires (*Awin5*). La partie sommitale de l'andésite porphyrique, fortement altérée en carbonates, en chlorite et en magnétite, montre un réseau serré de veines minéralisées, formées de l'assemblage pyrite-quartz-ankérite-chlorite. Les sulfures massifs sont encaissés dans les tufs à lapillis et les roches volcanoclastiques remaniés, sous la forme de remplacement volcanogène à des horizons altérés en quartz-séricite (annexe 1, photo 9). L'unité *Awin5* montre souvent plusieurs niveaux carbonatés, silicifiés et pyritisés, contenant 5 à 30 % de chloritoïdes. Ces niveaux sont interprétés par endroits comme étant

des formations de fer carbonatées et sulfurées (annexe 1, photo 6). L'épaisseur des niveaux minéralisés varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Nos échantillons n'ont malheureusement pas rapporté de valeurs anormales.

Sulfures massifs volcanogènes en Cu-Au ± Ag (type II)

Ce type de minéralisation est observé au NE de la rivière Macho, dans les unités de basaltes aphyriques massifs ou coussinés de la Formation de Macho (*Amac1*, figure 2), sur les propriétés de la compagnie Urbana Corporation. Il englobe les indices *North*, *Farchell*, *Jackwood*, *Gosselin* et *Robin* (figures 14a et 15a). La minéralisation est associée à deux types d'environnements :

1) Des fractures conjuguées, probablement synvolcaniques, sans bordure d'altération notable, remplies de quartz blanc (jusqu'à 30 cm d'épaisseur) et de petits amas (10 à 12 cm de diamètre) de chalcopyrite-pyrite aurifères (>200 g/t Au). Certaines veines de quartz-chalcopyrite-pyrite sont soit synvolcaniques, soit associées à une remobilisation tardive des sulfures des zones de lessivage;

2) Des zones de lessivage dans les basaltes, définies par des « gossans » constitués de chalcopyrite-pyrrhotite-pyrite sous la forme disséminée, en veinules ou en amas. Les zones lessivées sont en contact faillé et net avec les basaltes coussinés non altérés et pauvres en sulfures. Les zones lessivées et les failles associées semblent de nature synvolcanique.

L'analyse d'une lame mince provenant des sulfures disséminés de l'indice *Jackwood* montre que la minéralisation est formée de 60 % de chalcopyrite, 30 % de pyrite et 10 % de pyrrhotite. Les grains de pyrite sont souvent millimétriques à centimétriques, fracturés ou broyés. Ces grains sont déformés et altérés, mais montrent par endroits une structure interne concentrique qui rappelle une zonation colloforme. On observe souvent des inclusions de pyrrhotite dans les grains de pyrite. Nos analyses ont rapporté des teneurs de 0,5 % Cu et de faibles teneurs en or. La meilleure teneur fournie à ce jour pour l'indice *Jackwood* est de 51,4 g/t Au (Duplessis, 1981).

Veines aurifères volcanogènes (type III)

Les veines aurifères volcanogènes sont subdivisées en deux sous-types :

1) Veines à carbonates-quartz-séricite-tourmaline-pyrite ± pyrrhotite ± chalcopyrite (type IIIa),

2) Veines à quartz-séricite-pyrite ± chalcopyrite ± tourmaline (type IIIb)

L'indice *Debris Flow* des compagnies Murgor Resources et Freewest (figures 14a et 15a) constitue un bel exemple pour les minéralisations de type IIIa, avec par endroits de l'or visible. Les veines sont encaissées dans des andésites ou basaltes andésitiques (*Awin1*). La minéralisation se caractérise par 5 à 25 % de sulfures disséminés, de veinules

de pyrite-tourmaline \pm pyrrhotite \pm chalcopryrite \pm or natif en bordure de la veine principale ou de veines bréchifiées (brèches submétriques) riches en ankérite-quartz-séricite-chlorite. Les veines, les brèches et les disséminations sont associées à des fractures et des failles fragiles orientées principalement N200°/60° ou N090° à N120°. Le niveau de déformation dans les volcanites, à l'intérieur des zones fracturées, est généralement faible et la schistosité régionale (post-minéralisation) y est aussi développée. En bordure des fractures, on distingue un lessivage défini par l'omniprésence de l'ankérite, de la séricite, de la tourmaline et des sulfures disséminés. Par endroits, les fractures sont colmatées et forment une brèche. Les fragments d'ankérite et de séricite baignent dans une matrice de quartz, ankérite, pyrite, chlorite, séricite, tourmaline. Les brèches ont été, par la suite, recoupées par des veines rubanées de quartz, carbonates, tourmaline, pyrite. Les sulfures montrent une distribution irrégulière sous forme disséminée à semi-massive. En lames minces, la pyrite est souvent broyée et contient souvent 2 à 3 % d'inclusions de chalcopryrite et moins de 1 % d'or natif (annexe 1, photo 11). Les grains d'or ont un diamètre de 0,1 mm. Ils sont étroitement associés par endroits à la chalcopryrite dans les veines ou les craquelures qui affectent la pyrite. Ils forment également des grains (0,04 mm) en inclusions isolées dans la pyrite. On observe également des grains dans les espaces interstitiels entre les grains de pyrite. Des échantillons en rainures ont retourné des valeurs de 2,5 à 112 g/t Au sur cinq différentes sections d'un mètre chacune (Murgor, communiqués de presse du 4 mai et du 17 décembre 1998). Parmi six trous de forages, des teneurs de 3,47 g/t sur 1,9 m et 3 à 15,1 g/t sur 1,2 m, ont été obtenues.

L'*indice Alto* (figures 14a et 15a) représente un exemple type pour les minéralisations de type IIIb (veines à quartz-séricite-pyrite \pm chalcopryrite \pm tourmaline). La minéralisation est encaissée dans des laves porphyriques ou dans des porphyres à quartz et feldspath (*Awin4*), d'affinité calco-alcaline. La minéralisation aurifère de l'*indice Alto* montre les mêmes contrôles structuraux que celle de l'*indice Debris Flow*, mais les deux types affichent une nette différence quant à la composition minéralogique de la roche encaissante et des zones minéralisées. Sur l'*indice Alto*, on distingue deux phases de minéralisation. La *première phase* est représentée par de la pyrite disséminée, associée à une altération généralisée et intense en séricite et en quartz. La texture primaire de la roche est encore bien préservée. La *seconde phase* de minéralisation est reliée aux fractures et failles remplies par des veines (submétriques) de quartz-chlorite-pyrite, auxquelles sont associées d'importants fronts d'altérations en séricite qui détruisent et masquent les textures et les minéraux primaires. En général, les altérations de l'*indice Alto* sont principalement constituées de séricite-quartz \pm chlorite noire \pm fuchsite \pm tourmaline avec, par endroits, une faible carbonatation. Les meilleurs teneurs en or ont été obtenues dans le forage 98-05 qui a retourné 35,26 g/t Au sur 9,5 m (White,

1998), tandis que les meilleures teneurs en Zn (8,8 % Zn, 3,4 % Pb, 4,6 % Cu, 64 % Ag et 3 g/t Au sur 0,6 m) ont été obtenues dans une zone bréchifiée et silicifiée, contenant 10 à 15 % de sulfures, recoupée par le forage ATO-98-13 (Tremblay, 1999).

Minéralisations aurifères associées aux zones de cisaillement (type IV)

Les minéralisations aurifères associées aux zones de cisaillement se présentent sous la forme de sulfures disséminés dans des zones riches en carbonates-pyrite-pyrrhotite-arsénopyrite (*indices Lac Rouleau, lac Rouleau - Zone 18, Lac Rouleau # 5, Lac Roule-Sud*; figure 14a), de veines à quartz-carbonates-sulfures (*indices Barry IV et Gold Hawk Discovery*; figure 14b).

Les indices situés aux environs du lac Rouleau (*Lac Rouleau, Lac Rouleau - Zone 18, Lac Rouleau # 5, Lac Rouleau-Sud*; figure 14a), sont associés à des zones de cisaillement orientées N275°/80-85° et localisées dans les volcanites mafiques et les tufs felsiques. Localement, les zones de cisaillement sont rehaussées par des « gossans » bien développés, situés dans des zones riches en ankérite et en sulfures disséminés. Ces zones de cisaillement contiennent des veines de quartz \pm albite \pm carbonates \pm tourmaline \pm fuchsite et des dykes felsiques à intermédiaires. La minéralisation aurifère se présente sous forme de remplacement d'ankérite-pyrite-pyrrhotite-arsénopyrite de type disséminé (5 à 30 % de sulfures), montrant localement des veines de quartz-pyrite-pyrrhotite aurifères. Des forages ont intersecté sur cette propriété des valeurs de 3,4 à 27,12 g/t Au sur 1 à 4,3 m. Les résultats analytiques de l'indice principal de Falconbridge (*Lac Rouleau-Sud*; figure 14a) montrent des teneurs jusqu'à 10 g/t Au, et les réserves sont estimées à 544 000 t à 7,2 g/t Au (Tremblay, 1988).

Les indices situés aux environs du lac Morissette (*Lac Morissette-Nord et Lac Morissette-West*) se trouvent dans le même contexte géologique que les indices du lac Rouleau. Les données des forages indiquent que la propriété autour du lac Morissette est formée principalement de volcanites et de volcanoclastites felsiques à intermédiaires et, dans de moindres proportions, de volcanites mafiques et de métasédiments, le tout recoupé par des dykes ou filons-couches de diorite. La minéralisation est associée aux contacts entre les volcanites et les volcanoclastites felsiques à intermédiaires et aux zones de cisaillement orientées N275°/80-85° qui recoupent ces unités.

L'*indice Gold Hawk Discovery* (figure 14b) est encaissé dans une diorite chloritisée et épidotisée. La zone minéralisée est située dans un couloir de déformation orienté N265°/45° qui contient des veines de quartz-carbonates-sulfures aurifères, boudinées et étirées suivant le plan de schistosité. Les sulfures sont composés de pyrite et de pyrrhotite disséminées (10 % de la roche minéralisée). Les extensions des veines de quartz dans la diorite non-cisaillée sont peu ou pas minéralisées. Par endroits, la diorite

est bréchifiée et injectée tardivement par la granodiorite et de petits dykes de gabbros non minéralisés. Les intersections de forages montrent des teneurs de 6 à 8 g/t Au sur 2,6 à 6,7 m (Fekete et Castonguay, 1998).

L'*indice Barry IV* (figure 14b) est encaissé dans une série de laves basaltiques tholéitiques, coussinées, massives ou bréchiques, recoupées par deux dykes de porphyres à quartz et feldspath à partir desquels émanent plusieurs petits dykes ou sills de moins de deux mètres d'épaisseur. Les coulées basaltiques sont faiblement à moyennement schisteuses. Les dykes de porphyre quartzofeldspathique recoupent les coulées basaltiques à un angle qui varie de 0 à 30°. Ces dykes semblent s'injecter dans les plans préexistants de schistosité, bien que des fractures et une légère fabrique tectonique affectant les dykes suggèrent un âge syntectonique pour la mise en place des intrusions porphyriques. L'ensemble du décapage de l'*indice Barry IV* montre un degré de déformation régional (D2) moyen, avec une schistosité S_2 orientée N065°/60°. Les zones minéralisées (rouillées) et les veines centimétriques de quartz-albite-ankérite définissent clairement des couloirs de fracturation fragile-ductile à fragile tardi-D2 apparentés à un réseau de fractures principales et de Riedel (R & R') associé à un mouvement senestre. Les couloirs de fracturations minéralisés sont observés à la fois dans les basaltes et les porphyres quartzofeldspathiques. La première phase de minéralisation du système de fractures a formé les zones d'altération en albite-ankérite suivie d'une seconde phase en ankérite-albite-pyrite disséminée aurifère. Les veines de quartz-albite-ankérite, pauvres en sulfures, ont par la suite réemprunté le système de fractures formant localement des brèches hydrothermales. Les réserves de l'*indice principal* sont estimées à 610 000 tonnes à 6,86 g/t Au (Martin, 1998a et 1998b). Quatre échantillons choisis analysés au cours de la présente étude ont donné des teneurs maximales de 5,7 g/t Au (tableau 4).

Minéralisations en Au-Cu-Zn associées aux métapélites tourmalinisées (type V)

Les horizons de métapélite tourmalinisée (roche définie antérieurement comme une rhyolite noire), au sommet de la Formation de Macho, renferment deux importants indices à Au-Cu-Zn : l'*indice Sauder* et l'*indice Souart* (figure 14b). La minéralisation est constituée de pyrite-chalcopryrite-sphalérite-galène-pyrrhotite-arsénopyrite-magnétite (annexe 1, photo 12), sous la forme disséminée, en veinules ou en petits amas métriques, dans une matrice d'actinote-chlorite-quartz. Par endroits, des veines de quartz blanc à gris, recoupant les amphibolites et les métapélites, contiennent des fragments de tourmalinite riches en sulfures. Ces veines semblent tardives à cette minéralisation probablement synvolcanique. En lames minces, les échantillons provenant du puits Nubar (*indice Sauder*) montrent que les sulfures forment des agrégats constitués de pyr-

rotite, de pyrite, de chalcopryrite, de sphalérite et de galène. Les inclusions de pyrite et de chalcopryrite dans les plages de pyrrhotite sont communes. La sphalérite est caractérisée par de nombreuses inclusions de pyrrhotite, de chalcopryrite et de pyrite. La galène est observée soit en association ou en inclusions dans la sphalérite, soit en grains dispersés dans la métapélite. La magnétite est toujours présente dans tous les assemblages de sulfures.

L'*indice Souart* montre des teneurs moyennes de 8,9 g/t Au, 741 ppm Zn, 600 ppm Cu et 10 ppm Ag (Joly, 1990). Les réserves du dépôt de Souart sont estimées à 510 000 tonnes à 6,17 g/t Au. Les résultats des analyses de nos échantillons provenant de l'*indice Sauder* n'ont rapporté que des teneurs anormales de 76 ppb Au, 200 ppm As et 294 ppm Zn (tableau 4, en annexe).

Gaboury (1991) relève les facteurs suivants qui suggèrent la possibilité d'une minéralisation en Au-Cu-Zn de type exhalative syngénétique : 1) la distribution spatiale (type *stratabound*) des indices limitée à l'horizon des métapélites; 2) le fait que la minéralisation semble concordante à des niveaux sédimentaires; 3) la présence d'une altération hydrothermale caractéristique (tourmaline-séricite-chlorite); 4) la présence de sulfures et des teneurs appréciables en Au-Cu-Zn.

Minéralisations en molybdène (type VI)

Les minéralisations de molybdène sont observées au SW du lac aux Loutres, associées à des intrusions felsiques ou à des dykes de pegmatite rose qui recoupent les diorites fortement mylonitisées ou des basaltes fortement déformés et amphibolitisés. La molybdénite est sous la forme disséminée ou en amas dans les dykes de pegmatite. Ceux-ci font moins de deux mètres d'épaisseur et sont discontinus en longueur.

Quantification des altérations pour le Membre de Windfall

Le programme de calcul des minéraux normatifs du faciès des schistes verts NORMAT.V3 (Piché, 2000) a été utilisé pour calculer les indices d'altération basés sur des ratios de minéraux normatifs. Les indices normatifs de la séricite, de la chlorite, de la paragonite, permettent de quantifier l'altération hydrothermale associée au lessivage des éléments alcalins de façon absolue, sans référence externe à des protolites frais, à des courbes de différenciation ou à des éléments traces. Ces indices ont également l'avantage d'être peu sensibles à l'hétérogénéité de la qualité des analyses chimiques (Piché, 2000). La carte d'altération (figure 15b) montre la zonalité des indices d'altération de séricite (indice ISER) et de chlorite (indice ICHLO) en fonction des minéraux normatifs pour le Membre de Windfall (*Awin*) (figure 15a). Dans les basaltes, ces deux indices d'altération se situent généralement sous le seuil des valeurs anormales.

Pour le Membre de Windfall, l'indice ISER augmente des basaltes andésitiques (*Awin1*) aux unités intermédiaires (*Awin5*) et felsiques (*Awin2*) pour atteindre ses plus hautes anomalies dans les porphyres à quartz et à feldspath (*Awin4*) et les tufs et laves rhyolitiques (*Awin3*). L'indice ICHLO est uniquement élevé dans les tufs à lapillis de l'unité *Awin5*, montrant une forte altération stratiforme (formation de fer carbonatée) et dans les tufs rhyolitiques (*Awin3*). Ensemble, les indices ISER et ICHLO définissent dans le Membre de Windfall une zonation géochimique typique d'un système hydrothermal, vraisemblablement lié à la mise en place de sulfures massifs volcanogènes (SMV).

DISCUSSION ET CONCLUSION

Nos levés de terrain, la compilation des données géologiques et l'interprétation des données géophysiques nous ont permis de subdiviser les roches volcaniques de la Ceinture d'Urban-Barry en trois formations : 1) la Formation d'Urban formée de basaltes massifs ou coussinés, contenant 2 à 60 % de glomérporphyres de plagioclase, et quelques niveaux lenticulaires de volcanites felsiques, 2) la Formation de Macho constituée de basaltes massifs ou coussinés sans phénocristaux de plagioclase, contenant d'importantes unités de volcanoclastites felsiques dont les Membres de Windfall et de Rouleau, et 3) la Formation de Roméo composée de roches métasédimentaires.

Les contacts entre les différentes formations lithostratigraphiques sont des failles dont les plus importantes sont : la Faille d'Hébert, la *Zone de Déformation d'Urban*, la Faille Milner, la Faille Masères et la Faille Saint-Cyr. Cette subdivision stratigraphique est basée sur une hypothèse structurale selon laquelle, un jeu de ces failles entraîne une répétition des unités lithologiques. La similitude géochimique et lithologique entre les unités au cœur et sur les flancs du Synclinal d'Urban vient appuyer cette hypothèse.

Les cartes du gradient magnétique vertical et du champ magnétique total ombragé suggèrent un plissement de la Formation d'Urban, à l'approche de la Faille Milner. Toutefois, il est possible que ce plissement représente un important crochon à l'approche d'une faille majeure, amplifié par la mise en place du Pluton de Souart. Cependant, les données structurales et les polarités recueillies lors de ce levé ne permettent pas de discuter adéquatement ni de la nature de ce plissement, ni de son importance régionale.

Un échantillon prélevé sur l'unité des volcanites du Membre de Windfall a livré un âge de mise en place de $2716,9 \pm 1,2$ Ma. Cet âge suggère la présence d'un deuxième cycle volcanique correspondant à la Formation de Macho. Il indique également que le Membre de Windfall constitue probablement un équivalent temporel à la Formation de Blondeau. Les études antérieures ont déjà montré que la Formation d'Urban représente un environnement géotectonique de

type plancher océanique (Morin, 1994; Daigneault et Allard, 1990) qui forme le premier cycle volcanique de la Ceinture de l'Abitibi. Pour les autres unités basaltiques, la prédominance de laves coussinées, l'affinité tholéiitique et certains diagrammes de discrimination paléotectonique suggèrent un emplacement d'arc immature ou associé à un bassin d'arrière arc.

Les roches intrusives sont regroupées sous quatre unités lithodémiques : 1) le Pluton de Father, de composition granodioritique, 2) le Pluton d'Hébert, de composition dioritique à tonalitique, 3) le Pluton de Souart, formé de granodiorite et de tonalite et, 4) le Complexe de Barry, constitué essentiellement d'orthogneiss tonalitique, de diorite et de paragneiss.

Trois domaines structuraux ont été définis dans le Segment d'Urban-Barry. Le *domaine 1* est caractérisé par des couches stratigraphiques ou des schistosités orientées E-W. Il englobe également la *Zone de Déformation d'Urban* qui montre un mouvement principal en composante-pendage. Le *domaine 2* se caractérise par un litage et une schistosité orientés $N049^{\circ}/66^{\circ}$ et $N065^{\circ}/67^{\circ}$ respectivement. Il englobe également un pli régional : le Synclinal d'Urban. D'importantes zones de cisaillement, orientées $N070^{\circ}$, sont présentes à plusieurs endroits à l'intérieur du domaine 2. Le *domaine 3* montre des variations importantes au niveau de l'orientation des foliations et des gneissosités, que l'on interprète comme étant associées aux structures en dômes et bassins, produites par une mise en place diapirique d'une série de plutons.

La région présente un potentiel économique important en minéralisations aurifères et en métaux de base. Les contextes de mise en place des minéralisations indiquent une variété de processus minéralisateurs échelonnés sur plusieurs étapes dans l'évolution stratigraphique et tectonique de la Ceinture d'Urban-Barry. Les types de minéralisations rencontrées sont les suivants : 1) Sulfures massifs volcanogènes aurifères, 2) Sulfures massifs volcanogènes en Cu-Au \pm Ag, 3) Veines aurifères volcanogènes, 4) Minéralisations aurifères associées aux zones de cisaillement, 5) Minéralisations en Au-Cu-Zn associées aux métapélites tourmalinisées, 6) Minéralisations de molybdène associées aux intrusions felsiques ou à des dykes de pegmatite.

RÉFÉRENCES

- AVRAMTCHEV, L. – LEBEL-DROLET, S., 1981 – Gîtes minéraux du Québec, Région de l'Abitibi, Feuille Chibougamau (SNRC 32G). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec.
- BARRETT, T.J. – MACLEAN, W.H., 1997 – Volcanic sequences, lithogeochemistry and hydrothermal alteration in some bimodal VMS systems. *In: Volcanic-Associated Massive Sulphide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings* (C.T. Barrie and M.D. Hannington, editors). Geological Association of Canada and the Society of Economic Geologists co-sponsored short course notes. Carleton University, Ottawa, pages 105-133.

- BARRIE, C.T. – LUDDEN, J.N. – GREEN, T.H., 1993 – Geochemistry of Volcanic Rocks Associated with Cu-Zn and Ni-Cu Deposits in the Abitibi Subprovince. *Economic Geology*; volume 88, pages 1341-1358.
- CHAPPELL, B.W. – WHITE, A.J.R., 1974 – Two Contrasting Granite Types. *Pacific Geology*; volume 8, pages 173-174.
- CHARBONNEAU, J.-M. – PICARD, C. – DUPUIS-HÉBERT, L., 1991 – Synthèse géologique de la région de Chapais-Branssat (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 88-01, 189 pages.
- CHARRÉ, R., 1973 – Géologie de la région du Mégiscane, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-166, 10 pages.
- 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.
- CIMON, J., 1977 – Quart SE du canton de Queylus. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-448.
- COYLE, P.T., 1988 – Diamond drilling program with 10 logs of holes KUB-88-10 to KUB-88-19, Lac Rouleau property. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-48334, 34 pages.
- COYLE, P.T., 1989 – Report on a geological mapping program, Lac Rouleau property, Urban township, Northwestern Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-49567, 22 pages.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1990 – Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique (Région de Chibougamau - Sous-province de l'Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec; MM 89-03, 286 pages.
- DAIGNEAULT, R. – ARCHAMBAULT, G., 1990 – Les grands couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. *Dans* : La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois : Synthèse de 60 ans d'exploration minière (M. Rive, P. Verpaest, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard, éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial N° 43, pages 43-64.
- DAIGNEAULT, R. – ST-JULIEN, P. – ALLARD, G.O., 1990 – Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi Greenstone Belt, Chibougamau area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 27, pages 1714-1736.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1994 – Transformation of Archean structural inheritance at the Grenvillian Foreland Parautochthon Transition Zone, Chibougamau, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 31, pages 470-488.
- 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.
- DUPLESSIS, D., 1981 – Rapport annuel, projet Barry (#306-1381-21). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-39750, 29 pages.
- EWERT, W. D., 1999 – Geological field evaluation of the southern portion of Urbana Corporation's urban township property, NW Québec. Urbana Corporation, Toronto; report N° 828, 25 pages.
- FAIRBAIRN, H.W., 1946 – Région de la rivière Wetetnagami, cantons de Carpiquet, de Ralleau, d'Effiat, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG-28, 23 pages.
- FEKETE, M. – CASTONGUAY, R., 1998 – Report of diamond drilling No 2. Barry and Souart Townships, N.T.S sheet 32B/13, Val-d'Or mining district. Consolidated Gold Hawk Resources. Ministère des Ressources naturelles; GM-55486, 9 pages.
- FREEMAN, B.C., 1940 – Région de Buteux, comté et territoire d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; RP-142, 12 pages.
- GABOURY, D., 1991 – Étude pétrographique et géochimique des roches hôtes de l'horizon aurifère tourmalinisé Barry-Or, canton de Barry, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; projet de fin d'études, 44 pages.
- GOBEIL, A. – RACICOT, D., 1983 – Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 83-02, 14 pages.
- GRAHAM, B., 1947 – Région du lac Wetetnagami, cantons de Souart, de Moquin et de Labrie, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG-29, 25 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.
- JENSEN, L.S., 1976 – A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Ontario Division of Mines; Miscellaneous Paper 66, 22 pages.
- JEMIELITA, R.A. – DAVIS, D.W. – KROGH, T.E., 1990 – U-Pb evidence for Abitibi gold mineralization postdating greenstone magmatism and metamorphism. *Nature*; volume 346, pages 831-834.
- JOLY, M. – TAIT, L., 1989 – Géologie de la région du lac aux Loutres. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 89-09.
- 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.
- KROGH, T.E., 1982a – 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.
- KROGH, T.E., 1982b – 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.
- LAPOINTE, M., 1999 – Résultats de la campagne de forage 1998, projet 1350, propriété Belmont, cantons de Belmont, de Buteux et de Lacroix, NTS 32G/03 et 32G/04. Ressources Aur, Québec; rapport 13501-7-1 (rapport interne), 8 pages.
- LESHER, C.M. – GOODWIN, A.M. – CAMPBELL, I.H. – GORTON, M.P., 1986 – Trace-element geochemistry of ore-associated and barren felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 222-237.
- 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.
- MARTIN, L., 1998a – Report on the 1997 exploration program on the Murgor property, Barry and Urban townships, Québec.

- Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-55887, 20 pages.
- MARTIN, L., 1998b – Report on the 1998 diamond drill program on the Murgor property, Barry and Urban townships, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-55903.
- MIDRA, R. – LAUZIÈRE, K. – CHOWN, E.H. – TAIT, L., 1994 – Géologie du secteur du lac Doda (SNRC 32G/06), Bande Caopatina-Desmaraisville (Sous-province de l'Abitibi). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 91-05, 4 cartes.
- MILNER, R.L., 1943 – Région du lac Barry, comté et territoire d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec, RG-14, 27 pages.
- MORIN, R., 1994 – Géologie et compilation géologique de la région de Chapais. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec; MM 91-02, 62 pages, 6 cartes.
- 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. Université du Québec à Chicoutimi; thèse de doctorat (inédiée), 247 pages.
- O'CONNOR, J.T., 1965 – A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. United States Geological Survey; Professional Paper 525-B, pages 79-84.
- PEARCE, J. A., 1975 – Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Journal of Petrology*; volume 17, pages 15-43.
- PEARCE, J.A. – HARRIS, N.B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- PICHÉ, M., 2000 – Quantification de l'altération hydrothermale des roches du camp minier de Joutel à partir d'analyses d'éléments majeurs. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2000-06, 27 pages.
- PLANTE, L., 1998 – Projet Belmont, cantons de Belmont et de Lacroix. Levé de polarisation provoquée pour Ressources Aur. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-56185, 12 pages.
- REMICK, J.H., 1959 – Rapport préliminaire sur la région de Margry - Prévert, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-394, 19 pages.
- ROUGERIE, Y., 1999 – Summary and Results of exploration programs completed to date (1996-1998) on the Lac Barry property of Xemac Resources; Bailly, Barry, Lacroix and Urban townships, Abitibi, Québec. Xemac Resources, Québec; 30 pages.
- SHAND, S.J., 1974 – Eruptive Rocks : Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore-Deposits (John Wiley and Sons), New York; 488 pages.
- SIMARD, M. – MORIN, R., 1998 – Lac Picquet (32G/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; carte SI-32G04-C3G-98B.
- 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 compositions and processes. *IN : Magmatism in the Ocean Basins* (A.D. Saunders and M.J. Norry, editors). Geological Society Special Publication; volume 42, pages 313-345.
- TREMBLAY, L., 1988 – Propriété Lac Rouleau, projet lac Barry (098/101), Canton Urban, Québec (SNRC 32G/03 et 32G/04). Falconbridge, Montréal; GM-47491, 13 pages.
- TREMBLAY, R.J., 1999 – Report on Fall 1998 diamond drilling program, D.D.H. ATO-98-09 to ATO-98-13, Windfall and Alcane properties, Urban Township, Abitibi-East, Québec. Alto Minerals and Noront Resources, Val-d'Or; rapport interne, 14 pages.
- WALKER, R.G., 1992 – Turbidites and submarine Fans. *In : Facies models - Response to sea level change* (R.G. Walker and N.P. James, editors). Geological Association of Canada, Saint. John's, pages 239-263.
- WHITE, M.V., 1998 – Report on phases I and II drilling program, Windfall property, Urban Township. Alto Minerals, Québec; rapport interne.
- 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.
- WONG, L. – DAVIS, D.W. – KROGH, T.E. – ROBERT, F., 1991 – U-Pb zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val d'Or region, Québec. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 104, pages 325-336.

ANNEXE 1 : PHOTOGRAPHIES



PHOTO 1 - Basalte glomérporphyrique de la Formation d'Urban (Aurb1). GH = Cristaux de plagioclase à texture glomérporphyrique.



PHOTO 2 - Basalte glomérporphyrique de la Formation d'Urban (Aurb1) dans la Zone de Déformation d'Urban.



PHOTO 3 - Zone de déformation dans le secteur du lac Rouleau. Photo montrant la schistosité mylonitique S_2 et le clivage de crénulation S_3 , dans des tufs felsiques du Membre de Rouleau (Arou).



PHOTO 4 - Brèche autoclastique (Awin2) et dôme endogène (Awin4) de composition rhyodacitique et d'affinité calco-alcaline du Membre de Windfall.

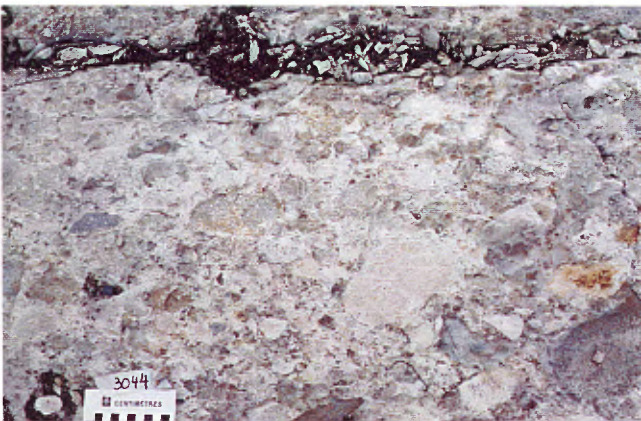


PHOTO 5 - Tuf polygénique à lapillis et à blocs, de composition rhyolitique et d'affinité tholéitique du Membre de Windfall (Awin3).

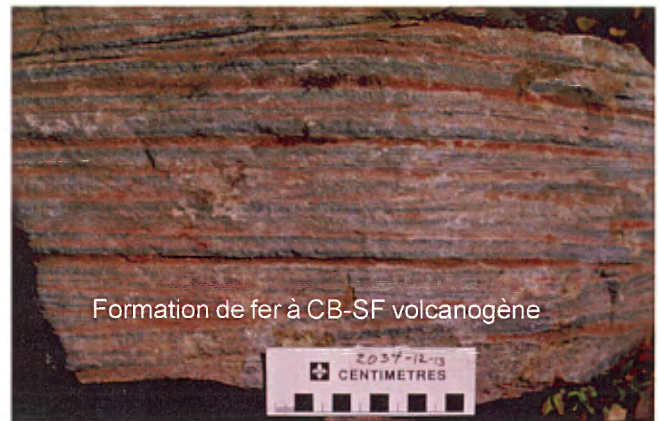


PHOTO 6 - Formation de fer carbonatée et minéralisée associée à une unité de tufs intermédiaires du Membre de Windfall (Awin5).

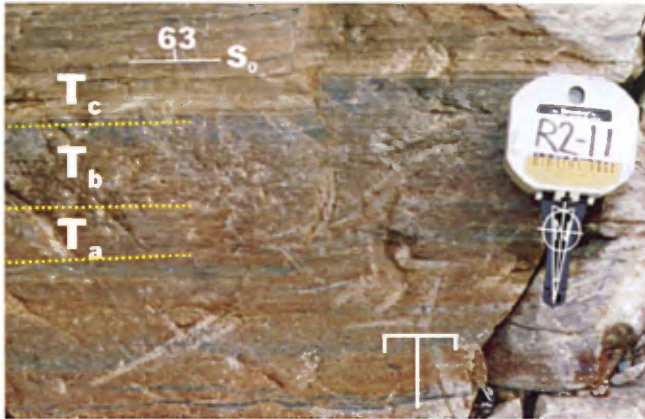


PHOTO 7 - Tuf rhyolitique très fin du Membre de Windfall (Awin3), contenant 1 à 15% de cristaux de quartz (< 2 mm) et 1 à 3% de lapillis.

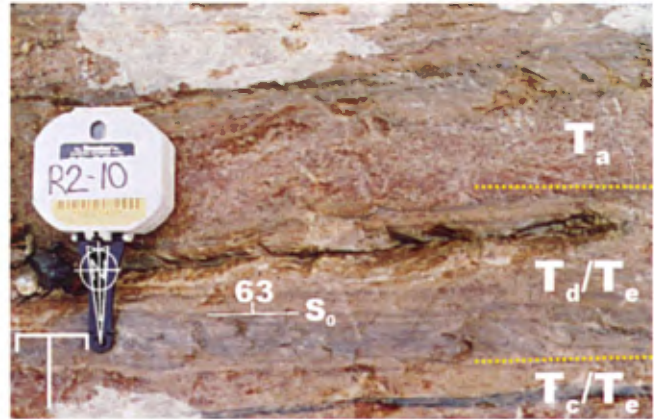


PHOTO 8 - Tuf rhyolitique très fin du Membre de Windfall (Awin3). Partie sommitale de la séquence de Bouma représentée ici par l'alternance des unités Td et Te, et montrant des textures de flammes.

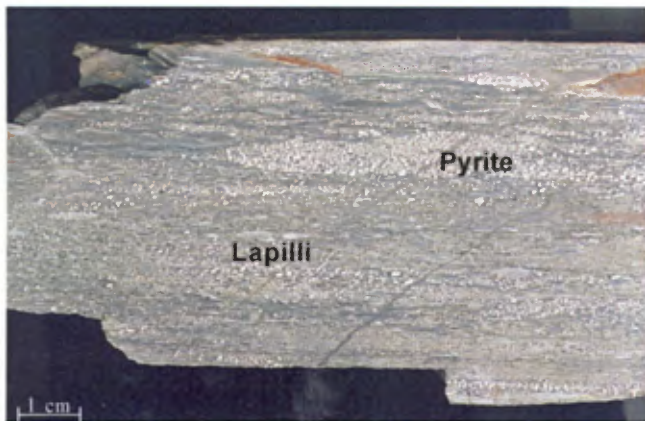


PHOTO 9 - Minéralisations volcanogènes dans un tuf à lapillis de l'unité des tufs intermédiaires du Membre de Windfall (Awin5).



PHOTO 10 - Échantillon poli montrant la texture colloforme de la pyrite dans les minéralisations de sulfures massifs volcanogènes (SMV) associées à l'unité de tufs rhyolitiques du Membre de Windfall (Awin3).

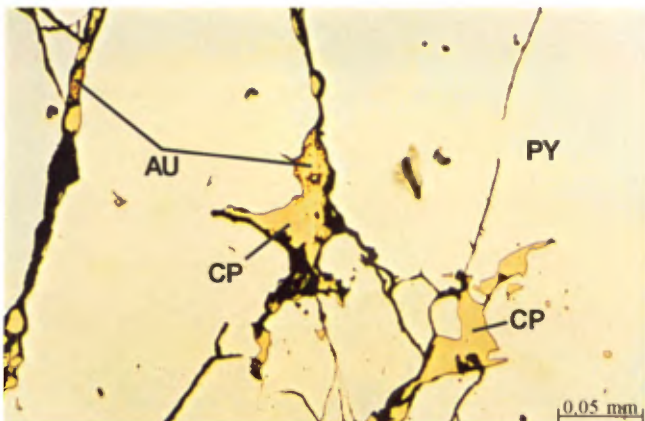


PHOTO 11 - Photomicrographie montrant des grains d'or (0,1mm) en association avec de la chalcopyrite dans des craquelures à l'intérieur des agrégats de pyrite (indice Debris Flow). Minéralisations associées aux unités andésiques du Membre de Windfall (Awin1). Au = Or, CP = Chalcopyrite, PY = Pyrite.

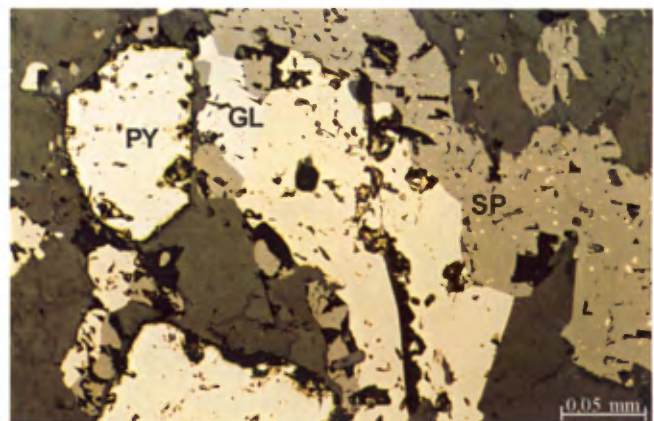


PHOTO 12 - Photomicrographie montrant la minéralisation pyrite-chalcopyrite-sphalérite-galène-pyrrhotite-magnétite dans les métapélites tourmalinisées de la Formation de Macho (Amac5) (indice Souart). PY = Pyrite, GL = Galène, SP = Sphalérite.

ANNEXE 2 : TABLEAUX

TABLEAU 1- Tableau comparatif de la stratigraphie du Segment de Chibougamau et de la Ceinture d'Urban-Barry. Les données sur la stratigraphie du Segment de Chibougamau sont tirées de Cimon (1977), Gobeil et Racicot (1983), Daigneault et Allard (1990), Charbonneau *et al.* (1991), Morin (1994). Les données sur la Ceinture d'Urban-Barry proviennent de la présente étude.

Segment de Chibougamau			Ceinture d'Urban-Barry		
Cycle 2	Fm. de Blondeau (2716 Ma)	<p>Abl3 Grès, silstone, conglomérat, formation de fer</p> <p>Abl2 Basaltes, andésite et tuf</p> <p>Abl1 Tuf felsique, dacite, rhyodacite</p>	Mb. de Windfall (2717 Ma)	<p>Awin5 Andésite, tufs intermédiaires</p> <p>Awin4 Porphyre à QZ et FP (dôme endogène)</p> <p>Awin3 Tufs et laves rhyolitiques</p> <p>Awin2 Volcanites felsiques</p> <p>Awin1 Andésite, basalte andésitique</p>	
	Fm. de Gilman (2727 - 2718 Ma)	<p>Agi6 Andésite, dacite, basalte</p> <p>Agi5 Clayslate et grès lithique</p> <p>Agi4 Tuf felsique</p> <p>Agi3 Tuf mafique/tuf indifférencié</p> <p>Agi2 Filons-couches de gabbro/ferrogabbro</p> <p>Agi1 Basalte massif, coussiné ou bréchique</p>	Fm. de Macho	<p>Amac5 Métapélites tourmalinisées, wacke, tufs</p> <p>Amac4 Wacke, mudrock, conglomérats</p> <p>Amac3 Volcanites felsiques</p> <p>Amac2 Gabbro</p> <p>Amac1 Basalte aphyrique</p>	
Cycle 1	Fm. de Waconichi (2728 Ma)	<p>Awa3 Tuf intermédiaire, métasédiments</p> <p>Awa2 Tuf felsique</p> <p>Awa1 Rhyolite</p>			
	Fm. d'Obatogamau (2720 - 2730 Ma)	<p>Aob5 Mudrock, wacke, schiste, formation de fer, conglomérat</p> <p>Aob4 Rhyolite, tuf rhyolitique</p> <p>Aob3 Tuf intermédiaire</p> <p>Aob2 Filons-couches de gabbro</p> <p>Aob1 Basalte coussiné porphyrique</p>	Fm. d'Urban	<p>Aurb3 Volcanites felsiques</p> <p>Aurb2 Gabbro</p> <p>Aurb1 Basalte massif à coussiné, porphyrique et gloméroporphyrique</p>	

TABLEAU 2 - Analyses chimiques d'échantillons représentatifs des principales unités lithologiques de la région d'Urban-Barry (début)

SNRC	32G/04	32G/04	32G/04	32G/04	32G/04	32B/13	32B/13	32B/13	32G/04	32G/04	32G/04	32G/04
No Baroq (2000)	24902	24935	24955	24962	38001	24971	38007	38002	24995	24906	24929	24910
No Éch.	1017A	3038A2	3077A	3120A	1089A	3188A	2014A	1198A	2050B	1025A	2043A	1036A
Formation	Pl. d'Hébert		Pl. de Father	Pl. de Souart		Complexe de Barry			Membre de Windfall			
Unité	Aheb1a	Aheb1a	Afat2a	Asou1	Asou3	Abry1	Abry3	Abry3	Awin1	Awin1	Awin1	Awin2
Lithologie	diorite	diorite	granodiorite	diorite	granodiorite	paragneiss	granodiorite		andésite	andésite	trachyandésite	rhyodacite
SiO ₂	52,5	51,4	70,5	55	67,8	66,5	70	66	49,2	50,2	57,9	66
Al ₂ O ₃	18	18,4	15,9	14,5	16,1	15,5	15,8	16	14	14,9	25,6	15,1
Fe ₂ O _{3t}	8,03	7,68	1,47	13,4	2,66	4,3	2,03	4,98	14	10,2	3,21	2,24
MgO	5,07	6,02	0,46	2,88	0,93	1,65	0,69	1,83	2,4	4,48	0,96	1,95
CaO	8,13	5,31	2,3	6,81	3,05	4,23	2,47	4,82	6,03	7,54	2,24	3,28
Na ₂ O	5	5,22	5,23	3,62	4,77	2,15	4,59	4,09	4,03	1,82	4,14	1,32
K ₂ O	0,6	1,2	2,51	0,7	2,53	2,63	2,55	1,25	0,33	0,3	1,14	2,52
TiO ₂	0,79	0,99	0,25	1,72	0,41	0,55	0,3	0,53	1,44	0,59	0,86	0,27
MnO	0,13	0,13	0,02	0,2	0,04	0,12	0,04	0,08	0,22	0,15	0,03	0,04
P ₂ O ₅	0,31	0,6	0,04	0,19	0,08	0,12	0,08	0,07	0,22	0,05	0,1	0,07
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
PAF	1,19	2,63	0,31	0,53	0,55	1,39	0,62	0,55	7,88	9,75	3,36	7,06
Total	99,77	99,59	99	99,56	98,93	99,15	99,18	100,21	99,76	99,99	99,55	99,86
CO ₂	0,09	0,19							5,96	6,38	0,46	5
Ga	25	22	21	21	21	17	20	18	21	15	21	19
Nb	4	3	4	8	2	5	6	6	7	4	5	2
Rb	8	15	46	20	72	66	86	38	11	10	34	76
Sr	1000	1000	706	146	577	152	537	249	188	152	219	71
Y	16	24	6	39	3	12	8	16	50	16	15	5
Zr	96	188	100	138	103	142	100	137	146	56	72	103
Zr/Y	6,00	7,83	16,67	3,54	34,33	11,83	12,50	8,56	2,92	3,50	4,80	20,60
Indice d'Ishikawa	30,16	40,68	28,29	25,55	30,67	40,15	31,46	25,69	21,34	33,80	24,76	49,28
Indice de chlorite	33,28	39,41	11,36	43,83	18,67	31,80	16,15	27,65	44,91	43,95	24,63	31,29
Indice de séricite	10,71	18,69	32,43	16,20	34,66	55,02	35,71	23,41	7,57	14,15	21,59	65,63

TABLEAU 2 - Analyses chimiques d'échantillons représentatifs de la région d'Urban-Barry (suite)

SNRC	Membre de Windfall												Formation d'Urban										
	32G/04	32G/04	32G/04	32G/04	32G/04	32G/04	32G/04	32G/04	32G/04	32G/04	32G/04	32G/04	Awin5	Aurb1	Aurb1	Aurb1	Aurb1	Aurb2	32G/04	32G/04	32G/04	32G/04	
No Baroq (2000)	24989	24996	24939	33849	33845	24926	24927	24923	24921	24914	25089	25087	25089	1081A	1082A	1055A	24916	24916	24916	24916	24916	24916	24916
No Éch.	2050A	2056B	3040A2	5001M2	5002M3	2040A	2041A	2039A	2035A	1051A	1081A	1082A	1055A	1081A	1082A	1055A	1081A	1082A	1055A	1081A	1082A	1055A	3122C2
Formation	Membre de Windfall												Formation d'Urban										
Unité	Awin2	Awin2	Awin3	Awin3	Awin3	Awin4	Awin4	Awin4	Awin5	Awin5	Awin5	Awin5	Awin5	Aurb1	Aurb1	Aurb1	Aurb1	Aurb2	32G/04	32G/04	32G/04	32G/04	
Lithologie	rhyodacite	dacite	rhyolite	rhyolite	rhyodacite	dacite	dacite	dacite	andésite	andésite	andésite	andésite	andésite	basalte	basalte	basalte	basalte	gabbro	32G/04	32G/04	32G/04	32G/04	
SiO ₂	65,1	79,2	76,5	79,4	72,4	63,1	67,8	60,6	51,5	48,2	46	47,6	49	76,2									
Al ₂ O ₃	14,7	13	10	10,4	9,1	15,4	15,4	16,8	14,5	15,2	15,3	15,9	15,1	13,8									
Fe ₂ O ₃	3	2,23	4,41	2,81	3,6	2,77	2,52	9,9	12,5	13,4	10,1	9,92	13,2	1,22									
MgO	0,62	0,26	1,2	0,86	1,71	1,37	1,46	1,92	3,08	7,52	8,01	7,57	7,01	0,18									
CaO	4,85	0,15	0,94	0,68	3,24	3,32	2,07	2,03	5,24	9,64	15,2	13,2	10,9	1,03									
Na ₂ O	2,25	1,48	0,5	0,37	0,39	4,75	2,49	1,18	0,25	2,24	0,89	2	1,94	4,58									
K ₂ O	1,58	1,32	1,83	2,35	2,22	2,01	2,73	1,38	1,3	0,19	0,58	0,22	0,12	1,9									
TiO ₂	0,53	0,2	0,13	0,13	0,26	0,34	0,31	1,11	1,49	0,92	0,62	0,63	0,92	0,07									
MnO	0,06	0,01	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,12	0,21	0,22	0,19	0,19	0,22	0,03									
P ₂ O ₅	0,11	0,03	0,01	0,01	0,01	0,16	0,08	0,45	0,26	0,06	0,03	0,02	0,07	0,01									
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,08	0,09	0,03	0,01									
PAF	6,53	1,97	3,66	2,66	5,12	5,57	4,43	4,06	9,17	2,17	2,95	2,48	1,65	1,06									
Total	99,34	99,86	99,25	99,72	98,11	98,85	99,34	99,56	99,51	99,8	99,95	99,82	100,16	100,09									
CO ₂	4,68	0,07	1,38	0,81	4,91	4,91	4,04	1,15	7,53	0,05	1,15	0,88	0,13	0,22									
Ga	19	19	16	17	15	19	20	24	20	17	13	15	16	16									
Nb	10	12	12	12	11	4	2	12	5	3	4	3	4	8									
Rb	44	33	61	84	76	62	83	43	39	14	20	9	4	67									
Sr	249	169	45	48	56	491	128	210	201	104	248	149	76	120									
Y	13	7	66	71	53	6	5	76	37	23	18	18	24	7									
Zr	171	174	178	192	204	107	102	273	127	55	42	40	54	66									
Zr/Y	13,15	24,86	2,70	2,70	3,85	17,83	20,40	3,59	3,43	2,39	2,33	2,22	2,25	9,43									
Indice d'Ishikawa	23,66	49,22	67,79	75,35	51,98	29,52	47,89	50,69	44,38	39,36	34,81	33,88	35,70	27,05									
Indice de chlorite	20,31	43,30	66,08	63,60	42,24	20,41	30,38	64,80	58,66	46,82	36,01	36,52	44,04	11,09									
Indice de séncite	41,25	47,14	78,54	86,40	65,06	29,73	52,30	53,91	83,87	7,82	39,46	9,91	5,83	29,32									

TABLEAU 2 - Analyses chimiques d'échantillons représentatifs de la région d'Urban-Barry (fin)

SNRC	32G/04	32G/04	32B/13	32B/13	32G/04	32B/13
No Baroq (2000)	24918	24919	38009	38010	24933	38005
No Éch.	2030A	2031A	2183A	2184A	3035A	1230C1
Formation	Formation de Macho				Fm. de Roméo	
Unité	Amac1	Amac1	Amac5	Amac5	Arom	I1
Lithologie	basalte	basalte	sédiments	sédiments	sédiments	Porphyre à QZ et FP
SiO ₂	49,8	49,2	49,9	52	61,4	66,8
Al ₂ O ₃	15,8	14,7	16,6	18,5	16,2	16
Fe ₂ O _{3t}	11,9	9,56	10	10	7,23	2,22
MgO	2,52	6,33	3,61	4,22	2,73	1,12
CaO	6,23	7,7	5,57	9,72	4,81	3,42
Na ₂ O	2,32	3,29	3,59	2,49	4,27	6,27
K ₂ O	2,12	0,34	1,04	0,42	1,12	1,35
TiO ₂	1,78	0,89	1,31	1,03	0,8	0,29
MnO	0,29	0,17	0,27	0,17	0,12	0,04
P ₂ O ₅	0,28	0,16	0,33	0,15	0,15	0,1
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
PAF	6,19	7,84	7,37	1,31	0,68	2
Total	99,24	100,19	99,6	100,02	99,52	99,62
CO ₂	4,02	4,67			0,06	
Ga	24	15	20	21	20	21
Nb	7	3	7	5	6	2
Rb	64	9	28	11	24	39
Sr	369	110	333	341	105	752
Y	32	20	27	23	21	6
Zr	171	68	143	106	141	100
Zr/Y	5,34	3,40	5,30	4,61	6,71	16,67
Indice d'Ishikawa	35,18	37,77	33,67	27,54	29,78	20,31
Indice de chlorite	45,75	41,96	42,62	36,80	35,42	14,70
Indice de séricite	47,75	9,37	22,46	14,43	20,78	17,72

TABLEAU 3 - Données isotopiques U-Pb pour les zircons de la brèche rhyodacitique du Membre de Windfall (unité Awin2).

No	Description [1]	Poids (mg)	U (ppm)	Th/U [2]	Pb Com (pg) [3]	Pb 207/204	Pb/U 206/238	2 sigmas	Pb/U 207/235	2 sigmas	Pb 207/206 Age (Ma)	2 sigmas	% Disc. [4]
1	1 Ab zr, cpr, bm	0,0020	69	0,38	0,31	2797,2	0,5232	0,0017	13,498	0,046	2717,1	1,7	0,2
2	1 Ab zr, rose pâle	0,0010	63	0,59	0,51	785,0	0,5235	0,0033	13,505	0,085	2716,9	3,5	0,1
3	1 Ab zr, rose pâle	0,0030	28	0,51	0,72	734,1	0,5223	0,0074	13,473	0,191	2716,8	4,2	0,4
4	1 Ab zr, cpr, bm pâle	0,0040	10	0,39	0,22	1200,5	0,5245	0,0091	13,523	0,233	2715,9	3,4	(-0,1)
5	1 Ab zr, eq, bm pâle	0,0030	41	0,38	0,32	2063,8	0,4928	0,0013	11,747	0,034	2585,9	1,5	0,2

Notes:

[1] Minéraux: Nombre de grains; Ab - traité par abrasion; zr - grain de zircon; eq - équigranulaire; cpr - court et prismatique; lpr - long et prismatique; clr - sans couleur; bm - brunâtre; crk - avec cassures

[2] Th/U est calculé à partir du rapport 208Pb/206Pb radiogénique et l'âge concordant 207Pb/206Pb

[3] Pb Com - Pb commun, avec composition isotopique du blanc

[4] %Disc - Discordance par rapport à l'âge 207Pb/206Pb

Les erreurs sont présentées à 2 écarts-types. La constante de désintégration est d'après Jaffey *et al.* (1971).

TABLEAU 4 - Liste des indices minéralisés et des anomalies de la région d'Urban-Barry. Résultats des échantillons analysés dans la présente étude.

SNRC	Estant	Nordant	No éch.	Roche	Altérations	Au	As	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Mo	Nom de l'indice ou de l'anomalie	No figure
						ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm		
INDICES															
32G04	452817	5435648	2046C	Sulfures massifs		10000	240	26,00	87	8	14	122		J&B	14a
32G04	452693	5435554	2045B1	Rhyolite	ankérite, quartz	5000	130	3,80	16	37	11	72		Debris Flow	14a
32G04	452693	5435554	2045B2	Rhyolite	ankérite, quartz	8700	480	9,69	129	76	57	92		Debris Flow	14a
32G04	451536	5434409	2040B	Basalte		6500	23	23,00	6	12	20	17		Jackwood	14a
32G04	445448	5431849	2099C	Basalte	carbonates			6,50	5900	63	12	28	5	Robin	14a
32G04	447286	5430983	2055B	Basalte		1700	68		75	54	17	76	4	Rivière Macho-Est	14a
32G04	455963	5429778	2185B	Tufs felsiques		390	450	22,20	15400	696	10	94		Morissette-Nord	14a
32B13	443961	5426600	1230B1	Basalte	carbonates, chlorite	5700	1	0,50	49	40	6	17		Barry IV	14b
32B13	440654	5417527	2114A	Pegmatite		20	2	3,80	28	14	180	2	4030	Indice de Mo	14b
32B13	441849	5423315	2182A	Métapélite		740	590	129,00	10500	828	44	24		Souart	14b
ANOMALIES															
32G04	452127	5434910	2041C	Rhyodacite		160	53	1,00	116	33	12	14		Alto	14a
32G04	453078	5435811	2026E	Dyke de diorite	chlorite, ankérite	59	40	0,50	180	69	3	144		J&B	14a
32G04	453078	5435811	2026F	Tufs rhyolitiques	ankérite, séricite	750	110	1,10	143	32	11	55		J&B	14a
32G04	452866	5435805	5001A3	Gabbro	ankérite, séricite	800	55	0,50	120	269	7	122		J&B	14a
32G04	452866	5435805	5001A4	Rhyolite		12	500	0,50	68	101	9	102		J&B	14a
32G04	452866	5435805	5001F	Rhyolite	ankérite, séricite	280	46	0,50	5	16	5	7		J&B	14a
32G04	452866	5435805	5001M1	Rhyolite		330	23	0,50	11	49	9	12		J&B	14a
32G04	452866	5435805	5001O1	Rhyolite	carbonates, sulfures	820	210	3,40	57	55	31	16		J&B	14a
32G04	452866	5435805	5001O3	Rhyolite	carbonates, sulfures	860	430	3,00	45	50	22	65		J&B	14a
32G04	452866	5435805	5001O4	Rhyolite	carbonates, sulfures	240	170	0,50	113	104	6	40		J&B	14a
32G04	452817	5435648	5002O1	Rhyolite	carbonates, sulfures	550	220	3,60	44	21	26	52		J&B	14a
32G04	456613	5429750	2181B	Tufs felsiques		400	19	0,50	39	22	3	44		Lac Rouleau	14a
32B13	443899	5424424	2183B1	Métapélite	pyrite	76	200	0,50	43	294	10	45		Sauder	14b
32G04	439883	5432148	1022B	Andésite		200	1	1,40	1700	60	2	36			14a
32G04	434751	5449637	1074A	Basalte	amphibole	5	1	0,50	401	98	3	26			14a
32G04	457553	5429284	1239B	Paragneiss		150	95	0,50	159	50	4	86			14a
32G04	447942	5431346	2051A	Andésite	pyrite	51	92	0,50	5	75	2	1			14a
32G04	453890	5436091	3045A	Ryolite		36	76	0,50	58	8	2	195			14a
32G04	453890	5436091	3045D	Rhyolite	pyrite semi-massive	49	25	0,50	40	7	2	168			14a
32G04	453221	5436399	3066B	Andésite	silice, ankérite	46	15	0,50	61	217	2	21			14a
32G04	436814	5430714	3122E	Andésite	carbonates, sulfures	7	1	0,50	840	91	2	89			14a
32B13	448457	5409299	2150C	Veines de Quartz		380	1	0,50	736	51	5	15			14b

Résumé

La région des lacs Picquet (32G/04) et Mesplet (32B/13) est située dans la partie centre-est de la Sous-province de l'Abitibi, à 120 km à l'est de la ville de Lebel-sur-Quévillon. Les travaux de cartographie ont été effectués à partir de nouveaux chemins forestiers dans des endroits antérieurement difficiles d'accès. Avec la découverte récente d'importants indices aurifères, la région constitue un nouveau secteur d'exploration en Abitibi, dont les aspects géologiques, lithostratigraphiques, métallogéniques et structuraux méritent d'être revus. Il est envisagé de poursuivre les travaux vers l'est et vers l'ouest, pour éventuellement couvrir toute la Ceinture d'Urban-Barry.

Nous avons défini trois principales formations lithostratigraphiques qui constituent la Ceinture d'Urban-Barry : 1) la Formation d'Urban, 2) la Formation de Macho et 3) la Formation de Roméo.

La Formation d'Urban représente le premier cycle volcanique. Elle est essentiellement orientée E-W. Elle est caractérisée par la présence de basaltes glomérophyriques, d'affinité tholéitique, massifs à coussinés, localement, bréchiques. L'épaisseur apparente maximale de la Formation d'Urban est de 6 km.

La Formation de Macho, ainsi nommée de par la rivière Macho qui la traverse, se trouve en contact de faille avec la Formation d'Urban. Son épaisseur atteint 7 km, par endroits. Elle est composée d'une séquence de basaltes et d'andésites, contenant près de 30% de volcanoclastites felsiques. La Formation de Macho se distingue essentiellement de la Formation d'Urban par l'absence de basaltes glomérophyriques, son orientation ENE-WSW, la présence d'importantes unités de volcanites et de volcanoclastites felsiques dont le Membre de Windfall et le Membre de Rouleau. Géochimiquement, les basaltes tholéitiques de la Formation de Macho sont relativement plus enrichis en Ti et en Zr que ceux de la Formation d'Urban. Le Membre de Windfall est formé de volcanites felsiques d'affinité calco-alcaline, d'un dôme endogène d'affinité calco-alcaline, de volcanoclastites felsiques d'affinité tholéitique et d'andésite et de tufs intermédiaires d'affinité tholéitique à transitionnelle. Un échantillon de volcanites felsiques du Membre de Windfall a livré un âge de 2717 Ma, ce qui suggère la présence d'un deuxième cycle volcanique. Cette date suggère également que le Membre de Windfall est l'équivalent de la Formation de Blondeau observée dans le Segment de Chibougamau. Le Membre de Rouleau

est formé de volcanites et de tufs felsiques d'affinité calco-alcaline.

La Formation de Roméo, située au contact entre la Formation d'Urban et le Pluton d'Hébert, est formée d'une séquence de métasédiments fortement déformés. Elle est séparée de la Formation d'Urban par la Zone de Déformation d'Urban.

Toute la séquence volcano-sédimentaire de la Ceinture d'Urban-Barry est affectée par une série de failles E-W et NE-SW. Un jeu de ces failles a probablement entraîné une répétition structurale de certaines séquences volcaniques au niveau du Synclinal d'Urban, une structure régionale déduite des sommets stratigraphiques opposés, au milieu de la Formation de Macho. La Ceinture d'Urban-Barry est recoupée au nord, par le Pluton d'Hébert et le Pluton de Father, et au sud, par le Pluton de Souart et le Complexe de Barry. Le Pluton de Father est composé essentiellement de granodiorite. Le Pluton d'Hébert se compose de diorite et de tonalite synvolcaniques. Le Pluton de Souart est formé essentiellement de granodiorite, de tonalite et de diorite. Le Complexe de Barry est représenté par des gneiss de composition tonalitique à granodioritique, dans lesquels on rencontre des unités de paragneiss, de diorite, et des enclaves de basalte et d'amphibolite.

Le métamorphisme régional est au faciès des schistes verts. Il atteint le faciès inférieur des amphibolites autour des plutons. Toutes les roches de la région ont été déformées lors de l'Orogenèse kénoréenne qui a produit le grain tectonique E-W. La base de la Ceinture d'Urban-Barry est traversée d'est en ouest par la Zone de cisaillement d'Urban, subverticale et orientée E-W. Plusieurs failles tardives, fragiles-ductiles, orientées NE-SW, recoupent les roches de la région. La partie centrale de la Ceinture d'Urban-Barry montre des structures orientées NNE-SSW. Elle fait partie d'un important synclinal régional, le Synclinal d'Urban, plongeant vers le NE, et dont le cœur est occupé par les basaltes de la Formation de Macho. Les types de minéralisations rencontrés dans le secteur étudié sont les suivants : 1) Sulfures massifs volcanogènes (SMV) aurifères (type I); 2) SMV en Cu-Au ± Ag (type II); 3) Veines aurifères volcanogènes (type III); 4) Minéralisations aurifères associées aux zones de cisaillement (type IV); 5) Minéralisations en Au-Cu-Zn associées aux métapélites tourmalinisées (type V); 6) Minéralisations en molybdène associées à des intrusions felsiques ou à des dykes de pegmatite (type VI).

