

RG 96-13

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE DESTOR (SNRC 32D/07)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DE DESTOR

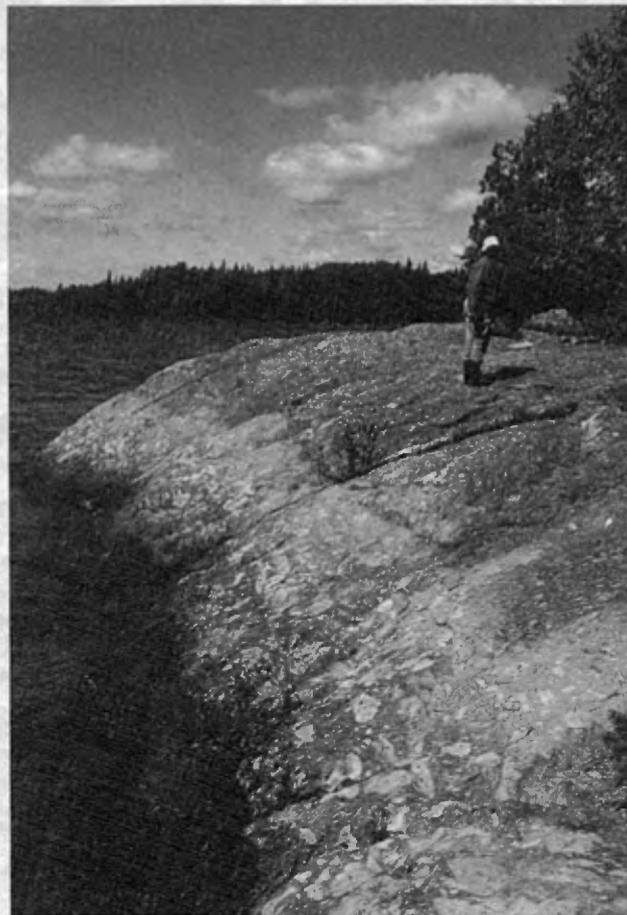
(SNRC 32D/07-200-0201)

Jean Goutier

RG 96-13

Accompagne la carte
SI-32D07C-C4G-97F

1997



Brèche pyroclastique de composition intermédiaire, au lac Dufresnoy.

Géologie de la région de Destor (32D/07-200-0201)

Jean Goutier

RG 96-13

(Ce rapport accompagne la carte SI-32D07C-C4G-97F)

DIRECTION DE LA GÉOLOGIE

Directeur: J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DU NORD-OUEST

Chef: F. Chartrand

Accepté pour publication le 96/11/07

Lecture critique

J. Moorhead et C. Dion

Éditeur

J.-P. Lalonde

Supervision technique

A. Beaulé

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

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

RÉSUMÉ

La cartographie géologique du quart NW du feuillet 32 D/07 a été effectuée à l'échelle de 1:20 000. Le secteur étudié est à l'intérieur de la sous-province de l'Abitibi de la province tectonique du Supérieur. Les roches de la région sont quasiment toutes archéennes et peu métamorphisées. La seule roche plus jeune se trouve dans un dyke de diabase d'âge protérozoïque.

Les roches de la région ont été divisées en trois groupes volcaniques et en deux groupes sédimentaires. Le Groupe de Kinojévis est subdivisé en trois unités volcaniques. La Formation de Deguisier (<2730 Ma) est composée de tholéiites ferrifères et magnésiennes. Elle est suivie par la Formation du lac Lanaudière (2718 Ma) formée de basalte, d'andésite, de rhyolite et de komatiite. La Formation d'Hébécourt (2706-2701 Ma) est une nouvelle unité située au sud de la zone de failles de Porcupine-Destor, qui s'étend de la frontière de l'Ontario jusqu'au secteur des mines Bousquet et LaRonde. Elle est composée de tholéiites ferrifères et magnésiennes ayant des textures variolitiques et gloméroporphyriques. Le Groupe de Blake River (2703-2698 Ma) et la Formation d'Hébécourt sont séparés par une faille dans la région étudiée, alors que plus à l'ouest, le Groupe de Blake River repose en concordance sur la Formation d'Hébécourt. La partie inférieure du Blake River est composée d'andésites aphyriques ou porphyriques intercalées de pyroclastites intermédiaires, tandis que la partie supérieure contient surtout des coulées rhyolitiques et des pyroclastites felsiques, d'affinité transitionnelle à calco-alkaline. On trouve dans la région étudiée qu'une petite partie du Groupe de Malartic composée alors de pyroclastites scoriacées intermédiaires et d'andésites. Celle-ci est bordée par des failles.

Les roches du Kewagama (<2687 Ma) proviennent de sédiments turbiditiques déposés dans des bassins profonds en périphérie des centres volcaniques. Elles sont plus jeunes que les volcanites. Le Kewagama est divisé en trois Formations: de la rivière Dufresnoy, du lac Caste et de Mont-Brun (nouvelle unité). Les turbidites de la rivière Dufresnoy reposent en concordance sur les volcanites du Blake River. Les contacts des Formations du lac Caste et de Mont-Brun sont tous des failles.

Le Groupe de Timiskaming (<2682 Ma) est l'unité stratigraphique la plus jeune de la région. Il est composé de roches sédimentaires grossières, polygéniques et mal triées, déposées dans un environnement alluvionnaire et fluviatile. À plusieurs endroits, le Timiskaming repose en discordance angulaire sur les volcanites déformées. Ce groupe est subdivisé en deux unités: la Brèche de Davangus (une brèche polygénique) et la Formation de Duparquet (un conglomérat et un grès polygéniques).

Une multitude d'intrusions coupent les roches de la région. Les gabbros et les diorites synvolcaniques sont les roches intrusives les plus abondantes. Des dykes de tonalite (aphanitique ou porphyrique), d'albite, de syénite et de lamprophyre se trouvent au voisinage des zones de failles. La plus grande intrusion est un ensemble ultrapotassique de syénite (2682 Ma) et de pyroxénite localisé au centre de la région.

Les grandes structures, orientées E-W à ESE, résultent d'une compression N-S. La zone de failles de Porcupine-Destor est une zone de collision triangulaire avec plusieurs chevauchements ayant une attitude et une vergence différentes. Au nord de la Porcupine-Destor, les volcanites sont plissées en un grand synclinal déversé, tandis qu'au sud, les volcanites et les roches sédimentaires sont plissées comme un accordéon. Au nord de la Porcupine-Destor, le clivage régional, orienté NE à ENE, est tardif, alors qu'au sud, il est orienté vers le ESE et il est parallèle au plan axial des plis. Les structures de décrochement dextre de la région se sont développées après la phase de raccourcissement majeur et après que les strates eurent été redressées.

Les minéralisations principales de la région appartiennent à des systèmes polymétalliques de Cu-Zn-Au-Ag. Elles se présentent sous forme de lentilles de sulfures massifs synvolcaniques (mine Bouchard-Hébert). Les minéralisations aurifères sont des systèmes associés soit à des zones de cisaillement soit à des zones de fractures (mine Yvan Vézina). Ces zones sont souvent associées à des intrusions intermédiaires ou felsiques. La bande de volcanites felsiques (sommet du Blake River), sous-jacentes aux turbidites de la Formation de la rivière Dufresnoy, représente la zone à fort potentiel de minéralisation polymétallique de cette région. La zone à fort potentiel aurifère se trouve dans la zone d'imbrication entre les failles d'Aiguebelle et de La Pause.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	3
INTRODUCTION.....	8
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL.....	8
STRATIGRAPHIE.....	11
Groupe de Kinojévis.....	11
Formation de Deguisier (Adg).....	13
Formation de Lanaudière (Aln).....	13
Formation d'Hébécourt (nouvelle unité: Aht).....	14
Groupe de Malartic (Aml).....	14
Groupe de Blake River et Formation de Reneault-Dufresnoy (Arf).....	14
Intrusions concordantes aux volcanites.....	16
Groupe de Kewagama.....	16
Formation de la rivière Dufresnoy (Ady).....	18
Formation de Mont-Brun (nouvelle unité: Amn).....	18
Formation du lac Caste (Alc).....	18
Dykes felsiques aphyriques et porphyriques.....	18
Pluton syénitique de Cléricy (Acle).....	19
Groupe de Timiskaming.....	19
Brèche de Davangus (Adn).....	20
Gabbro, pyroxénite et brèche monogénique adjacents à la Brèche de Davangus.....	20
Formation de Duparquet (Adp).....	21
Lamprophyres.....	21
Dyke de diabase protérozoïque : Essaim de dykes de Matachewan (Pmaw).....	22
GÉOCHIMIE DES VOLCANITES.....	22
MÉTAMORPHISME.....	22
GÉOLOGIE STRUCTURALE.....	22
Aperçu de la déformation.....	22
Domaine de la séquence plissée de Kinojévis.....	22
Domaine de la zone d'imbrication du Kinojévis-Malartic.....	25
Domaine de la séquence plissée et imbriquée du Kewagama.....	25
Domaine de la séquence monoclinale d'Hébécourt.....	25
Domaine du synclinal tronqué de Cléricy.....	25
Domaine de la séquence mafique plissée.....	25
Interprétation du modèle structural.....	28
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE.....	28
Minéralisation polymétallique Zn-Cu-Au-Ag.....	28
Minéralisation aurifère.....	31
Potentiel minéral.....	31
CONCLUSION.....	31
RÉFÉRENCES.....	32

INTRODUCTION

Objectifs du projet

L'objectif principal de ce projet, amorcé en 1990, était de réévaluer la stratigraphie et la structure des unités bordant la zone de failles de Porcupine-Destor au nord de Rouyn-Noranda. Le second objectif était de déterminer la nature et le style de la faille de Porcupine-Destor au Québec tandis que le troisième était de documenter la nature des divers types d'intrusions et leurs relations avec les roches encaissantes. La synthèse de ces données devrait permettre de déterminer la distribution des zones minéralisées en relation avec la stratigraphie et la structure régionale.

Localisation et accès

Le secteur étudié, d'une superficie de 257 km², est situé dans la région immédiate du village de Destor, à 35 km au nord de la ville de Rouyn-Noranda (figure 1). Il correspond au feuillet SI-32D07C-C4G-97F dans le SIGÉOM. Le secteur couvre en partie les cantons Aiguebelle, Cléricy, Destor et Dufresnoy. Les principales voies d'accès relient la route 101 aux villages de Destor et de Cléricy. De nombreux chemins forestiers et d'exploration minière permettent l'accès dans les secteurs boisés.

Méthode de travail

Les travaux de terrain sur la zone de failles de Porcupine-Destor se sont échelonnés sur plusieurs étés. La partie nord-ouest de la carte a été couverte en 1992 et 1993, tandis que la partie sud-ouest a été couverte en 1994 et 1995. Les travaux sur le terrain ont requis des cheminement de 2 à 5 km de long, espacés de 200 à 600 m. Les photos aériennes (1:15 000) ont servi de base pour la

localisation des affleurements. Le rivage et les îles du lac Dufresnoy ont été levés de façon systématique. Les affleurements localisés sur la demi-ouest de la carte correspondent à ceux que nous avons visités, tandis que ceux de la demi-est correspondent aux affleurements de Hocq (1979) et de MacIntosh (1977) et n'ont pas été systématiquement revisités. Les affleurements visités ont été redessinés directement à l'ordinateur à partir des photos aériennes en utilisant le logiciel Microstation. L'interprétation géologique a été affinée à l'aide des cartes aéromagnétiques (retraitement des données du DV 87-05 par D. J. Dion en 1994) et de la compilation des forages. Les classifications lithologiques et pétrographiques utilisées dans ce rapport sont conformes à la légende générale de la carte géologique du MRN (Géologues du MRN, 1996).

Travaux antérieurs

Les premiers travaux de reconnaissance géologique, réalisées par des membres de la Commission géologique du Canada dans la région abitibienne, remontent à la fin du 19^e siècle et au début du 20^e siècle. La première cartographie systématique du canton de Destor a été réalisée par Buffam (1927) à l'échelle d'un mille au pouce (1: 63 640). Le conglomérat de ce secteur, antérieurement associé à la série de Cobalt, a alors été assigné à une nouvelle série: le *Timiskaming*. Il a aussi observé à l'ouest une discordance entre les sédiments et les volcanites, plusieurs cisaillements et un synclinal qui sera appelé plus tard le synclinal du lac Lépine par Graham (1954).

Les premières cartes géologiques couvrant à la fois les cantons de Destor, d'Aiguebelle, de Dufresnoy et de Cléricy ont été réalisées par les géologues de la Commission géologique du Canada (Gussow *et al.*, 1939; Ambrose, 1941). C'est à cette époque qu'ont été définis les Groupes de Kewagama, de Blake River et de Malartic. Les premières cartes de compilation géologique couvrant les roches de part et d'autre des failles de Porcupine-Destor et de Larder Lake-Cadillac, de l'Ontario au Québec, ont été publiées en 1944 (Ambrose, 1944; Norman, 1944). C'est à cette occasion que le nom de Groupe de Kinojévis est utilisé pour la première fois pour désigner les volcanites au nord de la faille de Porcupine-Destor.

Les travaux des géologues du gouvernement du Québec dans cette région comprennent des cartes de compilation et des cartes géologiques couvrant des quarts de canton (1:12 000 et 1:20 000): Destor SE et SW, Dugas et Gilbert (1955); Aiguebelle SE et SW, Hocq (1977, 1979), Sanschagrín et Leduc (1979); Dufresnoy NE et NW, Dugas (1959, 1964); Cléricy NE et NW, MacIntosh (1977). Bannerman (1940) est le premier à reconnaître la relation directe qui existe entre les zones de carbonatation et de silicification et les zones de cisaillement dans ce secteur. De plus, il a nommé les conglomérats de la région, les *Sédiments de Duparquet*. Il est aussi le premier à utiliser le nom de Destor pour désigner la zone de faille majeure qui

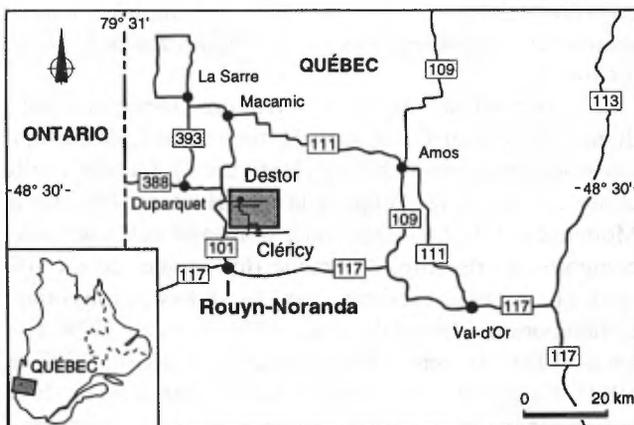


FIGURE 1- Localisation de la région étudiée et accès.

est maintenant connue sous le nom de la zone de failles de Porcupine-Destor. Notons aussi que les travaux de Beullac et Imreh (1987) dans le Groupe de Malartic se terminent à l'extrémité est de notre carte.

Par la suite, des études spécifiques ont été réalisées à partir des années 1970 dans le cadre d'un projet majeur du ministère de l'Énergie et des Ressources sous la direction de E. Dimroth. Boivin (1974) et Larouche (1974) ont étudié en détail la géologie des cantons de Duparquet, de Destor, de Cléricy et d'Aiguebelle. Ils sont les premiers à reconnaître des komatiites dans la région et ils ont redéfini la stratigraphie. Selon Boivin (1974), la faille de Porcupine-Destor serait une faille inverse, doublée d'un décrochement dextre, qui a joué sur de longues périodes, tandis que Larouche (1974) l'interprète comme une faille principalement de décrochement dextre. Trudel (1979) a étudié la stratigraphie, le volcanisme et la géologie structurale des Groupes de Kewagama et de Blake River dans la région de Cléricy. Ses principales conclusions sont que les volcanites du Blake River surmontent les sédiments du Kewagama; que le Blake River se subdivise en deux unités à partir des analyses chimiques: la série tholéitique de Dufresnoy et la série calco-alcaline de Reneault; que les volcanites du Blake River proviennent d'un environnement tectonique comparable à celui des îles en arc modernes; que la région est affectée par deux phases de plissement créant des plis déversés NW-SE et des plis droits E-W. Les travaux de Rocheleau (1980) ont été concentrés sur la stratigraphie et la sédimentologie des conglomérats de Duparquet qu'il interprète comme des sédiments fluviaux. Une série de trois articles de Dimroth *et al.* (1982, 1983a, 1983b) présente une synthèse géologique tirée de ces travaux.

De leur côté, les travaux de Gélinas *et al.* (1976, 1977, 1978, 1982, 1984) ont porté sur la volcanologie et la géochimie du Groupe de Blake River. Ils ont divisé le Blake River en unités caractérisées par leur affinité tholéitique ou calco-alcaline.

Plusieurs études de maîtrise et de doctorat ont aussi été réalisées sur les roches de la région. Les travaux de Beaudoin (1986) ont porté sur la pétrographie et la géochimie de l'altération du gisement de la mine Dest-Or (maintenant Yvan-Vézina). Laflèche (1991) a étudié la pétrologie et la géochimie des éléments en trace du magmatisme archéen en se basant sur des échantillons des volcanites du Blake River de la région, ainsi que de la syénite de Cléricy. Beaudry (1992) a réalisé une analyse structurale des unités bordant la faille de Porcupine-Destor. Elle interprète la déformation de la région comme le résultat d'un raccourcissement N-S accompagné de plissements et d'un décrochement dextre. La mine Bouchard-Hébert (anciennement Mobrùn) a fait l'objet de plusieurs études (Cattalani et Chartrand, 1990; Riopel *et al.*, 1991, 1995; Larocque et Hogson, 1993, 1995; Larocque *et al.*, 1993, 1995) et fait encore l'objet d'études (Carrier *et al.*, 1995, 1996).

Il existe aussi plus de 600 travaux statutaires reliés à l'exploration minière dans la région étudiée. Les résultats de ces travaux, diffusés dans la série GM, sont disponibles sur microfiches dans tous les bureaux du ministère des Ressources naturelles du Québec.

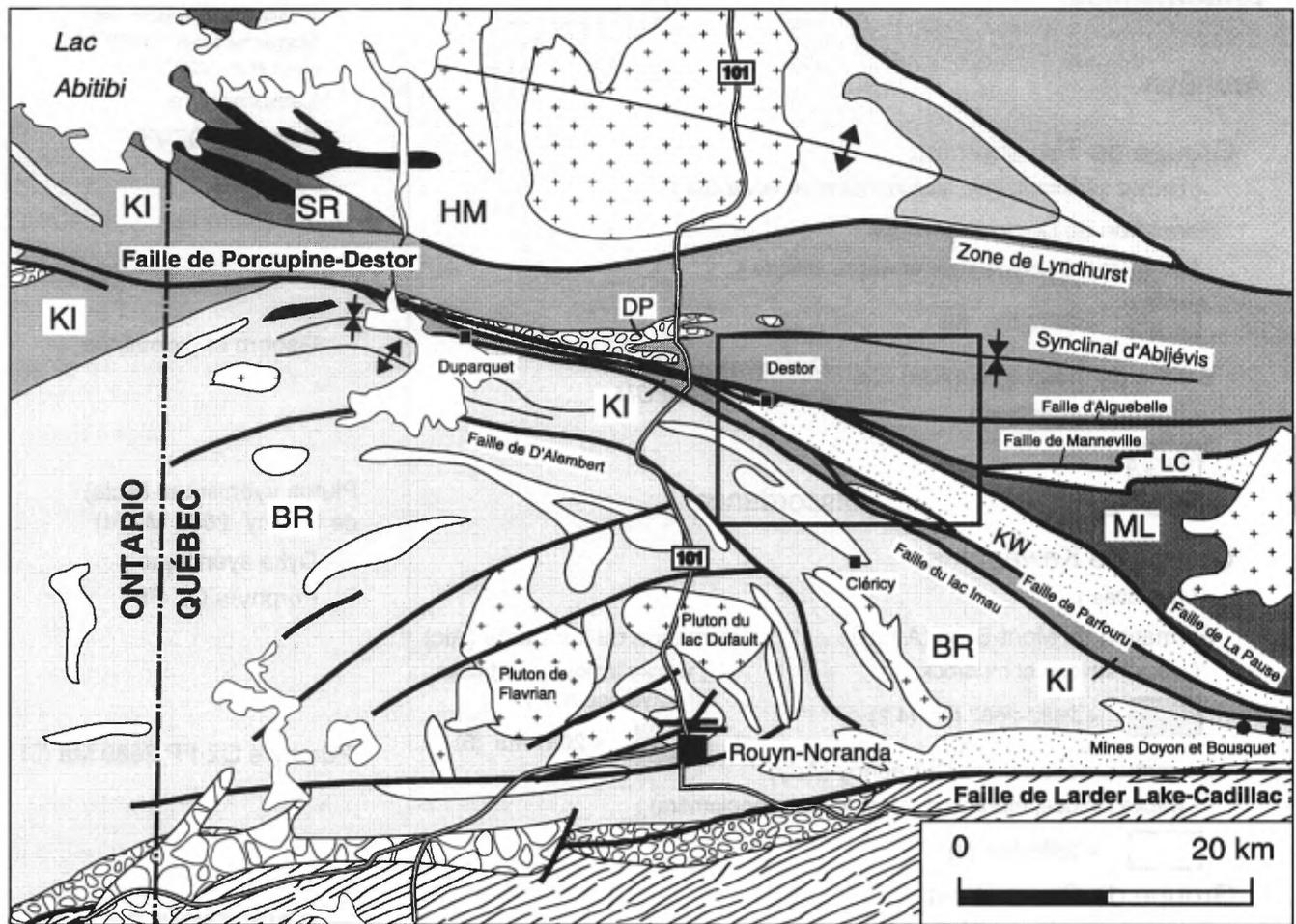
Remerciements

L'auteur tient à remercier les personnes suivantes pour leur aide efficace et leur enthousiasme au cours des travaux d'été: (1992) Robert Moroz, Nadine Carufel, Jovette Godbout; (1994) Denis Vaillancourt, Marilène Larocque, Véronique Houle, Pierre Verpaelst, Sylvain Lacroix; (1995) Jean-Williams Colas, Marie-Josée Bart, Nathalie Bouchard. Nous voudrions remercier Claude Dion, James Moorhead et Jean-Pierre Lalonde pour la lecture critique du rapport et pour leurs commentaires pertinents. Nous voudrions également remercier Mario Melançon, Huguette Boucher, Réjeanne Bourgeois et Joslyne Rioux pour leur support lors de la réalisation de la carte géologique à l'aide du SIGÉOM et Denis-Jacques Dion pour la réalisation de la carte aéromagnétique (figure 9).

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Le secteur étudié se trouve à l'intérieur de la sous-province de l'Abitibi de la province tectonique du lac Supérieur. Cette sous-province, d'âge archéen, est composée de volcanites ultramafiques, mafiques et felsiques, de roches sédimentaires clastiques et d'intrusions tonalitiques et granitiques, pré- à post-tectoniques. Ces roches sont généralement métamorphosées au faciès des schistes verts. Au cœur des secteurs moins déformés, le métamorphisme correspond au faciès de la prehnite-pumpellyite, alors qu'autour de certaines intrusions, il atteint celui des amphibolites (Jolly, 1978). Les différentes unités volcanosédimentaires sont séparées par de longues zones de déformation.

Au nord de la faille de Porcupine-Destor, on trouve du nord au sud les Groupes de la mine Hunter, de Stoughton-Roquemaure et de Kinojévis (figure 2). La plus vieille unité de la région, le Groupe de la mine Hunter (2730 ± 1 Ma; Mortensen, 1993), est une unité d'affinité calco-alcaline, composée de rhyolite, de brèche rhyolitique, de tuf siliiceux et de chert, recoupés par des dykes porphyriques contemporains (Dimroth *et al.*, 1974; Boivin, 1974; Gagnon, 1981; Jensen, 1985; Verpaelst et Hocq, 1987 et 1991). Ce groupe est surmonté dans la partie ouest de la région par le Groupe de Stoughton-Roquemaure caracté-



D'après la carte du MERQ-OGS, DV 83-16

□ Rhyolite

□ Andésite

■ Basalte

■ Volcanites mafiques
et ultramafiques

□+ Intrusions
tonalitiques

■ Gabbro

□ Roches sédimentaires
huronniennes

□ Conglomérat
(Gr. de Timiskaming)

□ Grès et mudstone

□ Roches sédimentaires
métamorphisées
(Groupe de Pontiac)

— Faille

↗ Anticlinal

↘ Synclinal

BR : Gr. de Blake River

DP : Fm. de Duparquet

HM : Gr. de la mine Hunter

LC : Fm. du lac Caste

KW : Gr. de Kewagama

KI : Gr. de Kinojévis

ML : Gr. de Malartic

SR : Gr. de Stoughton-Roquemaure

FIGURE 2 - Géologie régionale. L'encadré représente les limites de la région étudiée.

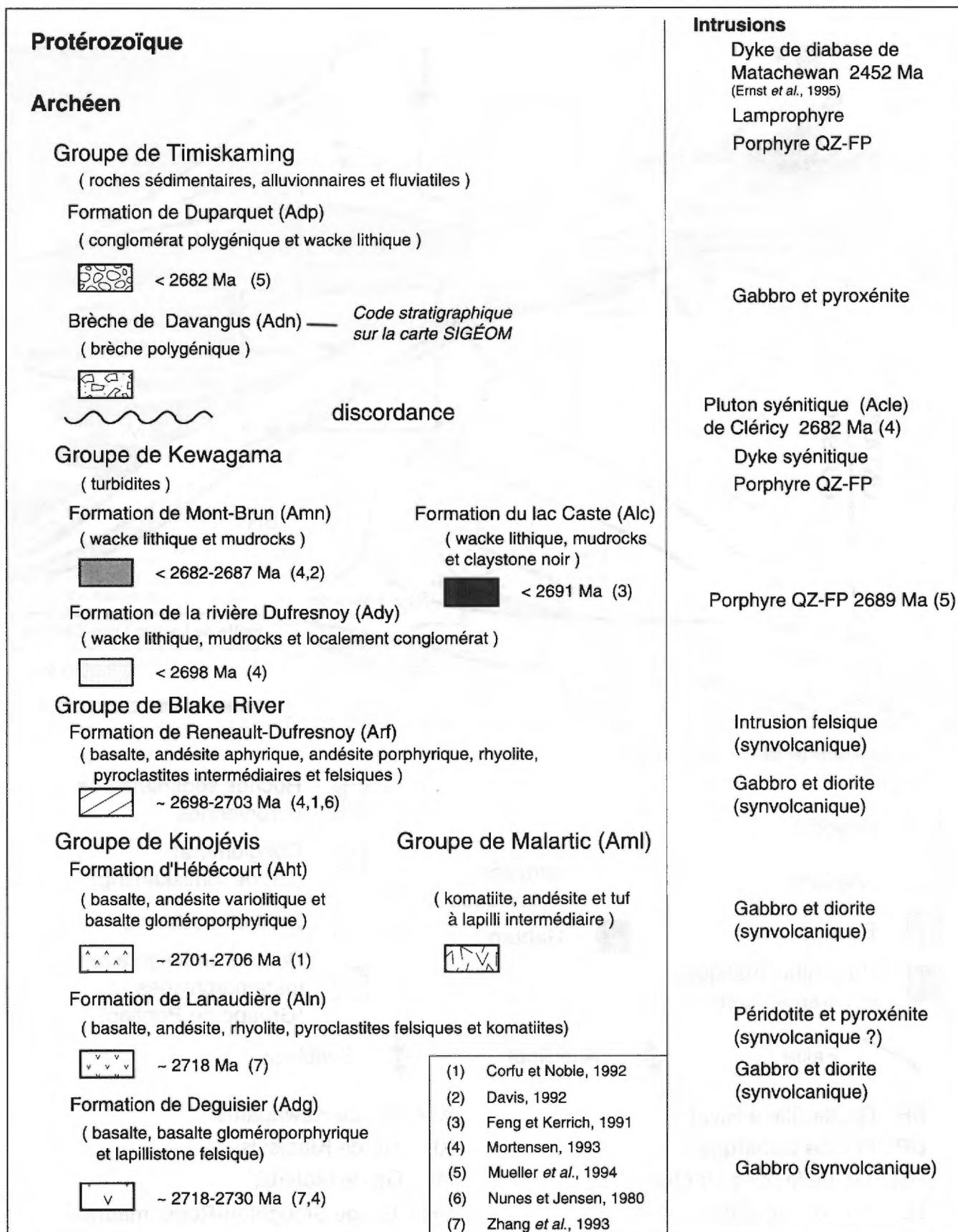


FIGURE 3 - Sommaire stratigraphique de la région de Destor. Les chiffres entre parenthèses correspondent aux références des datations isotopiques dont la liste est dans le bas de la figure.

sé par des tholéiites, des komatiites et des intrusions ultramafiques, s'épaississant d'est en ouest (Eakins, 1972; Jensen, 1978, 1981 et 1985). Ces deux groupes sont en contact stratigraphique normal et il existe une interstratification des lithologies à petite échelle.

Le Groupe de Kinojévis au nord de la faille de Porcupine-Destor a été divisé en deux unités (figure 3): la Formation du ruisseau Deguisier (maintenant la Formation de Deguisier), composée de tholéiites ferrifères et magnésiennes (Boivin, 1974; Jensen, 1978, 1981 et 1985; Letros *et al.*, 1983) et la Formation du lac Lanaudière (maintenant la Formation de Lanaudière), formée de basalte, d'andésite, de rhyolite, de komatiite et de multiples intrusions mafiques (Boivin, 1974; Goutier et Lacroix, 1992).

La Formation de Duparquet, composée d'un conglomérat polygénique de dérivation locale, repose en discordance angulaire sur les Formations de Deguisier et de Lanaudière (Boivin, 1974; Rocheleau, 1980; Mueller *et al.*, 1991; Goutier et Lacroix, 1992). Ces roches, appartenant au Groupe de Timiskaming, représentent des sédiments molassiques dérivés de l'érosion des édifices tectoniques et déposés dans un environnement alluvionnaire et fluvial.

On trouve au sud des failles de Porcupine-Destor et de Manneville, les Groupes de Malartic, de Kewagama, de Blake River et de Kinojévis (figure 2). Le Groupe de Malartic, dont le coeur constitue une structure antiforme complexe, est composé de coulées ultramafiques, de coulées mafiques et de pyroclastites felsiques (Ambrose, 1941; MacIntosh, 1977; Imreh, 1984; Beullac et Imreh, 1987).

Le Groupe de Blake River est composé principalement de basaltes tholéiitiques, d'andésites calco-alcalines et de rhyolites calco-alcalines (Wilson, 1962; de Rosen-Spence, 1976; Dimroth *et al.*, 1982; Gélinas *et al.*, 1984; Péloquin *et al.*, 1990). Il a été séparé en trois domaines structuraux: le domaine nord, le domaine central et le domaine sud (Couture *et al.*, 1996). Les roches du Blake River dans la région étudiée appartiennent au domaine nord. Près de la frontière ontarienne au sud de la faille de Porcupine-Destor, le domaine nord du Blake River repose en concordance sur le Kinojévis. En se dirigeant vers l'est, une faille sépare les deux ensembles. Le domaine nord dans notre secteur est une zone plissée et faillée qui s'est développée à la suite de contraintes tectoniques en présence d'un noyau plus compétent composé de la séquence volcanique des mines et des plutons tonalitiques de Flavrian et de Dufault.

Les roches sédimentaires du Kewagama et les volcanites adjacentes sont généralement séparées par des failles. Une relation normale où les roches du Kewagama reposent en concordance sur les volcanites du Blake River n'a pu être observée en affleurement qu'à un seul endroit dans toute la région étudiée. Ceci confirme les résultats des datations sur zircon indiquant que les roches sédimentaires de la région sont plus jeunes que la majeure partie des volcanites de l'Abitibi (Davis, 1991, 1992). Les roches du

Kewagama représentent des sédiments turbiditiques déposés dans des bassins profonds en périphérie des centres volcaniques.

Les grandes structures, orientées E-W, résultent d'une compression N-S qui a engendré la collision de trois grands blocs tectoniques, chacun correspondant à un grand groupe: Kinojévis, Malartic et Blake River. Le développement de la faille de Porcupine-Destor et de la branche Manneville est associé au chevauchement du nord vers le sud, du bloc Kinojévis sur le bloc Malartic et sur les sédiments du lac Caste. En réponse à cet épisode de compression, les unités du domaine nord du Blake River ont été plissées, un peu comme lorsqu'on écrase un accordéon. Elles ont aussi été imbriquées avec une vergence nord (le bloc Blake River sur le bloc Kinojévis) et avec une vergence sud (une partie du domaine nord sur le domaine central). À cause d'une plus grande compétence, la structure dans le domaine central correspond à un grand anticlinal. Les structures de décrochement dextre de la région se sont développées après le raccourcissement majeur et le redressement des strates.

Le potentiel minéral de la région de Rouyn-Noranda est très important et résulte de la superposition de systèmes hydrothermaux (Couture, 1996). Les minéralisations principales de la région sont soit des systèmes polymétalliques soit des systèmes aurifères. Les systèmes polymétalliques Cu-Zn-Au-Ag correspondant à des lentilles de sulfures massifs synvolcaniques. Les systèmes aurifères sont associés soit à des zones de cisaillement soit à des zones de fractures. Ces systèmes sont souvent associées à des intrusions intermédiaires ou felsiques.

STRATIGRAPHIE

Le cadre stratigraphique régional est bien défini grâce aux récentes datations isotopiques et aux nombreux travaux scientifiques et d'exploration. La grande quantité d'affleurements permet de mettre en relief les relations stratigraphiques entre les unités. La figure 3 résume la stratigraphie de la région et la figure 4 représente la répartition des unités dans la région.

Suivant les recommandations du code stratigraphique nord-américain (DV 86-02, 1986, MER), nous avons simplifiés les noms des Formations du ruisseau Deguisier et du lac Lanaudière en omettant les mots ruisseau et lac.

Groupe de Kinojévis

Au Québec, le Groupe de Kinojévis regroupait à l'origine les volcanites mafiques localisées au nord de la zone de failles de Porcupine-Destor, alors qu'en Ontario le

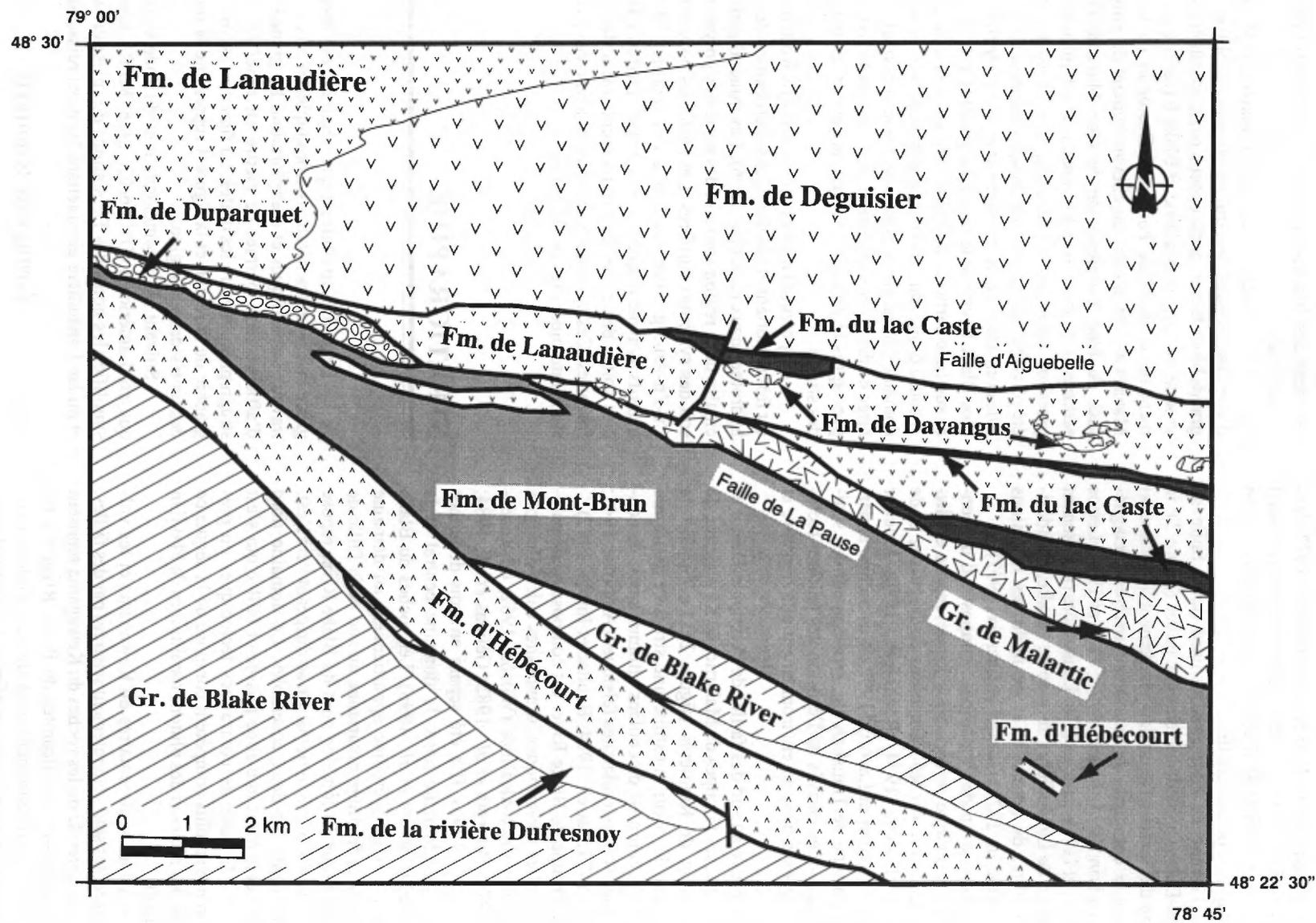


FIGURE 4 - Distribution des unités stratigraphiques dans la région étudiée. La légende des trames est présentée sur la figure 3. Elle correspond aux unités stratigraphiques.

Kinojévis désigne les volcanites au nord et au sud de la zone de failles (Jackson et Fyon, 1991). Géochimiquement, ces ensembles volcaniques représentent des séquences très similaires de tholéiites ferrifères et magnésiennes. Les datations isotopiques indiquent cependant que la séquence au nord de la zone de failles est plus vieille (2718 ± 2 Ma, Zhang *et al.*, 1993) que la séquence au sud (2701 ± 3 Ma- 2706 ± 2 Ma, Corfu et Noble, 1992).

Le Groupe de Kinojévis au nord de la zone de failles de Porcupine-Destor est une séquence épaisse de coulées basaltiques et de filons-couches de gabbros, d'affinité tholéiitique, se terminant par une séquence hétérogène de basalte, d'andésite, de rhyolite et de komatiite, d'affinités tholéiitique, calco-alkaline et komatiitique. L'âge du Kinojévis dans ce secteur se situe entre 2718 ± 2 Ma et 2730 ± 1 Ma (Mortensen, 1993; Zhang *et al.*, 1993).

Le Kinojévis avait été subdivisé en trois unités par Dimroth *et al.* (1974): les Formations de la mine Hunter, du ruisseau Deguisier et du ruisseau Paré. Par la suite, la Formation de la mine Hunter, élevée au rang de groupe, a été considérée comme une unité indépendante et plus ancienne (Dimroth *et al.*, 1982). La Formation du ruisseau Deguisier est l'unité principale du Kinojévis et constitue l'une des unités les plus importantes de la région étudiée.

Le nom de *Formation du ruisseau Paré*, peu utilisé par la suite, correspond en grande partie au complexe volcanique de Destor situé dans les cantons d'Aiguebelle et de Destor (Larouche, 1974; Hocq, 1979; Sanschagrin et Leduc, 1979; Dimroth *et al.*, 1982). Dans les cantons de Destor et de Duparquet, à l'ouest de la route 101, Boivin (1974) décrit l'extension ouest de ce complexe et le nomme la Formation du lac Lanaudière. À cause d'une plus grande déformation et de l'abondance d'intrusions à l'ouest, Goutier et Lacroix (1992) avaient utilisé le nom de complexe de Lanaudière pour désigner cette unité. Les relations de terrain dans la région de Destor, ainsi que les datations indiquant que les intrusions felsiques sont beaucoup plus jeunes (2689 ± 3 Ma, Mueller *et al.*, 1994) que les rhyolites (2718 ± 2 Ma, Zhang *et al.*, 1993), font en sorte qu'il est plus simple d'appeler cette unité la Formation de Lanaudière (figures 3 et 4). Celle-ci est définie comme l'unité sommitale du Kinojévis au nord de la zone de failles de Porcupine-Destor. Elle est composée de basalte, d'andésite, de rhyolite, de lave ultramafique et d'intrusions mafiques et ultramafiques. La base de la formation correspond à l'apparition des premières rhyolites.

À la suite de nos travaux dans les cantons d'Hébecourt, de Duparquet et de Destor, il a été possible de prolonger vers l'est la bande de volcanites mafiques qui est au sud de la zone de failles de Porcupine-Destor et qui est assignée au Kinojévis en Ontario. Cette bande forme une nouvelle unité, la Formation d'Hébecourt dans le Groupe de Kinojévis. Son âge se situe entre 2701 ± 3 Ma et 2706 ± 2 Ma (Corfu et Noble, 1992).

Formation de Deguisier (Adg)

La Formation de Deguisier forme une bande principalement monoclinale de plus de 5 km d'épaisseur stratigraphique, orientée E-W et ayant une polarité vers le nord. Elle est composée d'une séquence de basalte et de basalte andésitique, massif et coussiné, contenant plusieurs horizons de hyaloclastites, de tuf à lapilli et de chert entre les coulées. Ces horizons sont plus abondants dans la partie supérieure de l'unité. La séquence est caractérisée par deux horizons marqueurs de basalte gloméroporphyrrique présents dans les cantons de Duparquet, de Destor et d'Aiguebelle (Buffam, 1927; Bannerman, 1940; Graham, 1954; Hocq, 1979; Sanschagrin et Leduc, 1979; Goutier et Lacroix, 1992). Ces horizons permettent de tracer la charnière du synclinal d'Abijévis dans le quart SE du canton d'Aiguebelle (Sanschagrin et Leduc, 1979). La séquence est aussi injectée de nombreux filons-couches de gabbros. Les faciès volcaniques et la pétrographie des laves ont été décrits de façon détaillée dans les travaux de Sanschagrin et Leduc (1979), Leduc (1981), Sanschagrin (1981).

Formation de Lanaudière (Aln)

Les basaltes sont encore prédominants dans la Formation de Lanaudière qui correspond au sommet du Kinojévis au nord de la zone de failles de Porcupine-Destor. Ils sont intercalés avec des roches felsiques et ultramafiques. La Formation de Lanaudière est caractérisée par l'apparition progressive de pyroclastites felsiques et de coulées rhyolitiques. Les rhyolites forment des bandes de 10 à 150 m d'épaisseur. Elles apparaissent dans le canton de Destor dans le coin NW de la carte. Les textures des rhyolites sont très variées. Elles sont aphanatiques, porphyriques à quartz, à feldspath ou les deux, ou encore



FIGURE 5 - Texture d'écoulement fluidale d'une rhyolite de la Formation de Lanaudière. L'affleurement 93-JG-1593 est situé dans le feuillet 32 D 06 en bordure NW de la carte. La règle de plastique dans le coin inférieur droit mesure 15 cm.

sphérolitiques. Le faciès commun est celui des lobes et brèches qui contient des belles textures d'écoulement fluïdal (figure 5). Ces textures sont indicatrices d'épanchements sous-marins à partir de petits centres felsiques. Une datation isotopique effectuée sur un échantillon de rhyolite prélevé juste à l'ouest de la carte a donné un âge de 2718 ± 2 Ma (Zhang *et al.*, 1993).

Les coulées de laves ultramafiques, des basaltes magnésiens et des komatiites avec des textures de brèches, de cumulats et de spinifex, affleurent au coeur du synclinal d'Abijévis (figure 2), dans le canton de Destor, à l'ouest de la région étudiée (Goutier et Lacroix, 1992). Elles sont en contact normal avec les autres lithologies et sont donc situées au sommet de la séquence. De plus, des intrusions de péridotites et des pyroxénites sont souvent voisines des laves ultramafiques et pourraient être associées génétiquement.

La séquence de basalte-rhyolite-komatiite, contenant des intrusions ultramafiques et localisée au sud de la faille d'Aiguebelle, est similaire à la portion supérieure de la Formation de Lanaudière. C'est pourquoi cette bande de roches est assignée à cette formation.

L'andésite de la Formation de Lanaudière dans la région est située au sud du village de Destor. C'est un ensemble de trois affleurements d'andésite cisailée.

Formation d'Hébécourt (nouvelle unité: Aht)

La grande bande ENE de volcanites mafiques, de 2 km d'épaisseur et située au sud des sédiments de Kewagama (figure 2), a été assignée à la nouvelle Formation d'Hébécourt. Elle est composée principalement de basaltes tholéiitiques coussinés et massifs, intercalés de basaltes gloméroporphyriques et d'andésites variolitiques. Les laves gloméroporphyriques sont caractérisées par la présence de 1 à 15 % de phénocristaux grossiers ou des amas gloméroporphyriques de plagioclase, de 5 à 20 mm de diamètre (figure 1 de MacIntosh, 1977). Les laves variolitiques sont similaires à celles du canton d'Hébécourt où les coussins sont gros, les bordures de coussins sont épaisses et les varioles sont coalescentes vers le coeur des coussins (figure 2 de MacIntosh, 1977). La géochimie indique que la composition du coeur des coussins variolitiques est andésitique avec une affinité tholéiitique magnésienne. Les varioles de ces roches ne sont pas le produit d'un phénomène d'immiscibilité (modèle de Gélinas *et al.*, 1976), mais plutôt d'une cristallisation sphérolitique.

Cette unité, qui s'étend de la frontière de l'Ontario jusqu'à la région des mines Doyon et Bousquet (figure 2), correspond à l'horizon marqueur inférieur et variolitique de Dimroth *et al.* (1982), l'unité tholéiitique de Destor de Gélinas *et al.* (1984), l'unité du D1 de Tourigny *et al.* (1992) ou l'unité LTD 1 de Marquis *et al.* (1992). Ses

roches possèdent les mêmes caractéristiques volcaniques et géochimiques que les roches du Kinojévis au sud de la faille de Porcupine-Destor dans le canton d'Hébécourt.

Groupe de Malartic (Aml)

Les roches du Groupe de Malartic affleurent peu dans la région. On les trouve entre les failles de Manneville et de La Pause, dans le centre-est de la carte (figure 4). La portion la plus à l'est de la carte géologique provient directement des travaux de MacIntosh (1977). Le Malartic de ce secteur est composé d'une alternance de roches ultramafiques (laves et intrusions) et d'andésite. Les quelques affleurements visités le long de la rivière Kinojévis à l'est montrent des roches beaucoup plus déformées et métamorphosées que celles des autres unités de la région. L'extrémité ouest du Malartic, au centre de la carte, se compose d'une séquence de tuf à lapilli ponceux. Les fragments de composition intermédiaire, d'une teinte rosée, sont très vésiculaires et flottent dans une matrice fine vert foncé. Cette unité ne présente aucune ressemblance avec les roches des Groupes de Blake River et de Kinojévis.

Groupe de Blake River et Formation de Renault-Dufresnoy (Arf)

Il existe déjà une nomenclature complexe des unités du Blake River (Spence et de Rosen-Spence, 1975; Goodwin, 1977; Gélinas *et al.*, 1977, 1984; Dimroth *et al.*, 1982; Gibson et Watkinson, 1990; Péloquin *et al.* 1994; Laflèche *et al.*, 1992a, 1992b). La partie orientale du Blake River est l'une des moins bien étudiées. Pour réaliser la compilation géologique du feuillet 32 D 07 dans son entier, nous avons divisé le Groupe de Blake River en formations en regroupant plusieurs unités. Ainsi, la portion du Blake River entre les failles du lac Imau et de D'Alembert (figure 4) dans la région étudiée appartient à la Formation de Renault-Dufresnoy, correspondant antérieurement aux unités de Renault et de Dufresnoy de Trudel (1989).

La stratigraphie générale de cette Formation a été établie lors de la cartographie dans les cantons d'Hébécourt, de Duparquet, de Destor et de Dufresnoy. Il en ressort que les basaltes andésitiques et les andésites du Blake River reposent en concordance sur la Formation d'Hébécourt à l'ouest et progressent vers une séquence plus felsique et calco-alcaline vers le sud et l'est (Goutier, 1995). Le sommet du Blake River est marqué par la déposition des sédiments turbiditiques de la Formation de la rivière Dufresnoy.

Pour faciliter la description des ensembles lithologiques de la Formation de Renault-Dufresnoy, ceux-ci seront décrits du SW au NE pour chacun des blocs structuraux délimités par des failles. La présence de lithologies particulières, observées dans tous les blocs, indiquent que



FIGURE 6 - Brèche de coulée coussinée à texture amiboïdale dans une andésite du Groupe de Blake River sur la rive est du lac Dufresnoy (94-JG-7115).

ceux-ci font tous partie du même groupe stratigraphique et qu'ils représentent des changements stratigraphiques latéraux et non purement tectoniques.

Le premier bloc est bordé par les failles de D'Alembert et du lac Dufresnoy-sud. Il est composé de basalte et de basalte andésitique, coussinés, massifs et bréchiques, d'affinité tholéiitique. On y observe quelques horizons variolitiques, des andésites porphyriques et des dykes dacitiques sphérolitiques. La séquence est injectée de nombreux filons-couches de gabbro et présente un fort plissement.

Le second bloc est délimité par les failles du lac Dufresnoy-sud et de Parfouru. Il est composé à 30 % de basalte andésitique et d'andésite, aphyriques ou porphyriques, surtout abondantes à la base. L'autre 70 % contient des coulées rhyolitiques et des pyroclastites au sommet de la séquence. Les andésites sont souvent vésiculaires, d'un vert pâle ou grisâtre. Les phénocristaux de plagioclase de l'andésite porphyrique sont millimétriques, blanc et en relief positif. En lame mince, ils présentent une texture porphyrique ou gloméroporphyrique dont la taille ne dépasse pas 5 mm de diamètre. Elles contiennent souvent de la calcite dans la matrice, ce qui donne une patine beige à la roche. Les brèches de coussins sont plus épaisses et l'agencement des fragments est plus irrégulier que dans les séquences basaltiques (figure 6). Des horizons de tuf à lapilli et à blocs, de composition intermédiaire, sont inter-

calés avec les laves. Les clastes, aphyriques ou porphyriques, sont similaires aux laves adjacentes. L'affinité géochimique de ces volcanites varie de transitionnelle à calco-alcaline. Les filons-couches mafiques sont plus rares, mais des dykes de composition intermédiaire, décimétriques à métriques abondent sur les rives du lac Dufresnoy en raison de la qualité des affleurements. Cet assemblage d'andésite aphyrique et porphyrique associé à des brèches de coulées épaisses est caractéristique de la Formation de Renault-Dufresnoy, du lac Hébecourt au lac Dufresnoy.

Les rhyolites et les pyroclastites felsiques sont interstratifiées et interdigitées avec les andésites calco-alcalines et des basaltes andésitiques tholéiitiques. Les changements de faciès sont complexes. Le faciès le plus commun est celui des lobes et brèches (figure 7) associé à des volcanoclastites. C'est un mélange de pyroclastites, de brèches autoclastiques et de petits lobes intrusifs (Gélinas *et al.*, 1982). Quelques horizons de pyroclastites à blocs peuvent être suivis sur plusieurs kilomètres (figure 8). La séquence rhyolitique est aussi recoupée par un ensemble de dykes sphérolitiques à joints colonnaires similaires à ceux du bloc décrit précédemment. On retrouve des lentilles de sulfures massifs au sommet de cette séquence.



FIGURE 7 - Lobe de rhyolite dans une matrice de hyaloclastites du Groupe de Blake River. L'affleurement 94-JG-7136 fait parti de la crête entre le Petit lac Dufresnoy et le lac Dufresnoy.



FIGURE 8 - Horizon de brèche pyroclastique et de tuf à blocs et à lapilli du groupe de Blake River à 2 km à l'ouest de la mine Bouchard-Hébert (94-JG-7224).

L'interstratification des coulées coussinées avec les rhyolites et les pyroclastites suggèrent un épanchement volcanique sous-marin. L'apparition d'horizons graphiteux et la déposition de turbidites indiquent la fin du volcanisme du Blake River. Une datation isotopique de pyroclastites prélevées à Cléricy au sud de la région a donné un âge de 2698 ± 1 Ma (Mortensen, 1993).

Le troisième bloc correspond à la séquence d'andésite, de rhyolite et de pyroclastites observée au sud de la syénite de Cléricy. La présence de pyroclastites et des sédiments turbiditiques en contact normal, la polarité vers le SW (MacIntosh, 1977; Trudel, 1979) et une affinité calco-alcaline (Lafèche *et al.*, 1992a et 1992b) suggèrent une forte corrélation avec le Blake River. Ce bloc pourrait alors correspondre au flanc nord du synclinal de Cléricy (voir la carte 1:20 000). Des minéralisations polymétalliques de Zn-Cu-Au-Ag ont aussi été trouvées dans cette bande (GM 29793).

Intrusions concordantes aux volcanites

Le gabbro est la roche intrusive la plus commune de la région. Il est particulièrement abondant dans le Kinojévis au nord de la zone de failles de Porcupine-Destor. Il est massif, avec une patine beige et son grain varie de fin à moyen. Il se différencie des coulées massives par la présence d'enclaves et des contacts intrusifs. Certains filons-couches sont fortement magnétiques et leur présence est bien marquée sur les cartes aéromagnétiques (figure 9). Dans le Blake River, les gabbros et les diorites forment des filons-couches similaires.

Dans le coin NW de la carte affleure un complexe ultramafique composé de péridotite, de pyroxénite et de gabbro à quartz (plus grossier que les autres gabbros). La péridotite est vert pâle, à grains fins à moyens et magnétique. La pyroxénite est une roche vert foncé, grenue et



FIGURE 10 - Séquence de grès (bandes pâles) et de mudrocks (bandes foncées) turbiditiques de la Formation de Mont-Brun. L'affleurement 95-JG-7679 est situé sur la rive sud de la rivière Kinojévis, juste à l'est de la limite du feuillet 32 D 07 NW.

composée à plus de 95 % d'augite hypidiomorphe, à grain moyen et n'est pas magnétique. La roche est légèrement altérée et montre un début d'ouraltisation.

Un autre type de péridotite a aussi été observé à l'extrémité ouest de la carte. Elle est noire avec une patine brune. Elle est composée d'un cumulat de grains arrondis et millimétriques d'olivine, remplacés par des carbonates et de la serpentine, dans une matrice de chlorite, de serpentine et de magnétite. Elle est souvent trouvée à proximité des coulées ultramafiques. Elle est similaire à celle observée à côté de la mine Duquesne et dans le secteur du lac Lanaudière (Goutier et Lacroix, 1992).

Groupe de Kewagama

Le Groupe de Kewagama est composé de grès et de mudrocks interlités, en des lits centimétriques, montrant des laminations parallèles et des granoclassements normaux. Ces roches sédimentaires peuvent être interprétées comme des turbidites. Elles affleurent dans la partie centrale de la carte. Les datations de Feng et Kerrich (1991) et Davis (1991 et 1992) indiquent que l'ensemble des sédiments turbiditiques de la région de Rouyn-Noranda sont sensiblement du même âge et plus jeunes que les volcanites adjacentes (figure 3).

Les différentes bandes de roches sédimentaires turbiditiques montrent plusieurs similitudes entre elles et c'est pourquoi elles sont toutes associées au Groupe de Kewagama (figures 10 et 11). Elles sont regroupées en trois formations en fonction de la nomenclature existante et de leurs caractéristiques propres. La Formation de la rivière Dufresnoy est l'unité la plus vieille puisqu'elle repose en concordance sur les volcanites du Blake River. La Formation de Mont-Brun représente la bande centrale qui a toujours été assignée au Groupe de Kewagama. Cette nouvelle unité a été introduite pour faciliter les corrélations et les comparaisons avec les autres formations. La Formation de

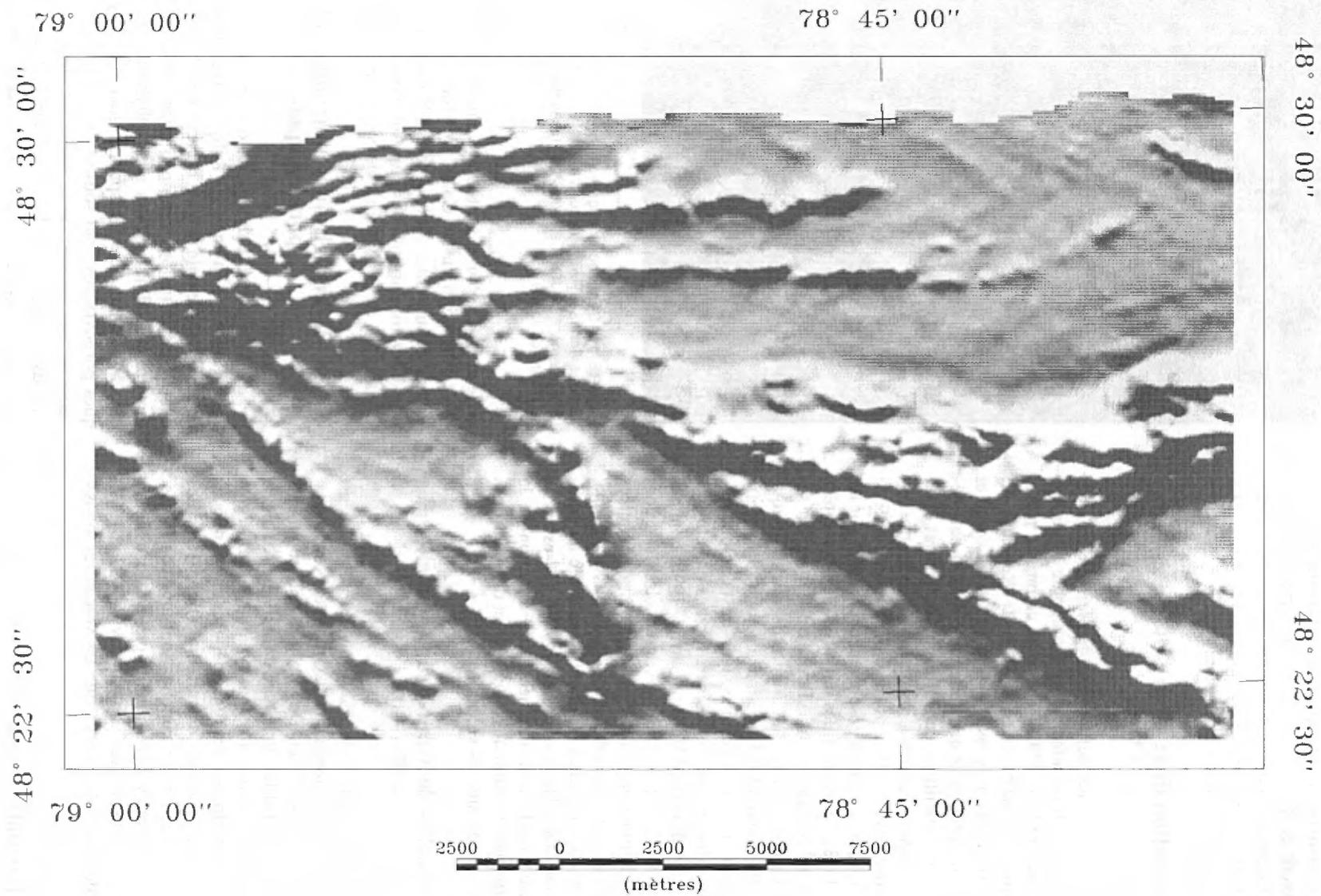


FIGURE 9 - Carte du relief ombragé du champ magnétique total réalisée à partir de données du MB 94-22x (Dion, 1994). Les filons couches dans la partie nord de la carte se démarquent bien et font ressortir la charnière du synclinal d'Abijeis.

Caste, anciennement Groupe du lac Caste (Dimroth *et al.*, 1973; Dimroth et Rocheleau, 1979) ou Formation du lac Caste du Groupe de Malartic (Dimroth *et al.*, 1982) représente trois lentilles tectoniques de sédiments coincées entre les volcanites du Kinojévis et du Malartic.

Formation de la rivière Dufresnoy (Ady)

Cette unité a été définie pour la première fois par Laflèche (1991) qui la rattachait au Groupe de Blake River, alors que Trudel (1979) la décrivait comme la partie pyroclastique de l'unité calco-alcaline de Renault du Groupe de Blake River. Nous avons gardé le nom complet de *rivière Dufresnoy* pour que cette unité ne soit pas mélangée à l'unité tholéiitique de Dufresnoy de Gélinas *et al.* (1984). Les roches sédimentaires de la rivière Dufresnoy affleurent sur la rive est du petit lac Dufresnoy et au SE de la rivière Dufresnoy. Elles reposent en concordance sur les volcanites du Blake River. Elles ont aussi été intersectées par forages au NW de la mine Bouchard-Hébert. La séquence est composée d'une alternance de wacke lithique gris (70%) avec un mudrock gris foncé à noir (30%). Cette séquence contient aussi des passages de conglomérats polygéniques. Ils ont été observés en forages dans le secteur de la mine Bouchard-Hébert (Carrier, 1995: communication orale). Les lits sont minces, granoclassés et contiennent des laminations parallèles suggérant des coulées turbiditiques comme celles des autres unités du Kewagama.

La bande de roches sédimentaires, située au nord-est des volcanites d'Hébécourt dans le coin sud-est de la carte (figure 4) est aussi assignée à la Formation de la rivière Dufresnoy. Ce sont aussi des grès et des mudrocks turbiditiques au-dessus des volcanites.

Formation de Mont-Brun (nouvelle unité: Amn)

La bande centrale de sédiments turbiditiques est assignée à une nouvelle formation du Groupe de Kewagama: la Formation de Mont-Brun. De très beaux affleurements de cette unité sont visibles sur le bord de la rivière Kinojévis au village de Mont-Brun. Ce sont typiquement des grès gris pâle et des mudrocks gris foncé déposés en lits minces à moyens par des courants de turbidité (figure 10). Les contacts avec les unités volcaniques sont tous des failles. Les zircons détritiques de cette unité prélevés dans la région des mines Bousquet et datés par Davis (1991 et 1992) ont donné des âges plus jeunes que les volcanites avoisnantes.

Formation du lac Caste (Alc)

Les bandes de roches sédimentaires turbiditiques, composées de grès et de mudrocks entre les failles d'Aigue-

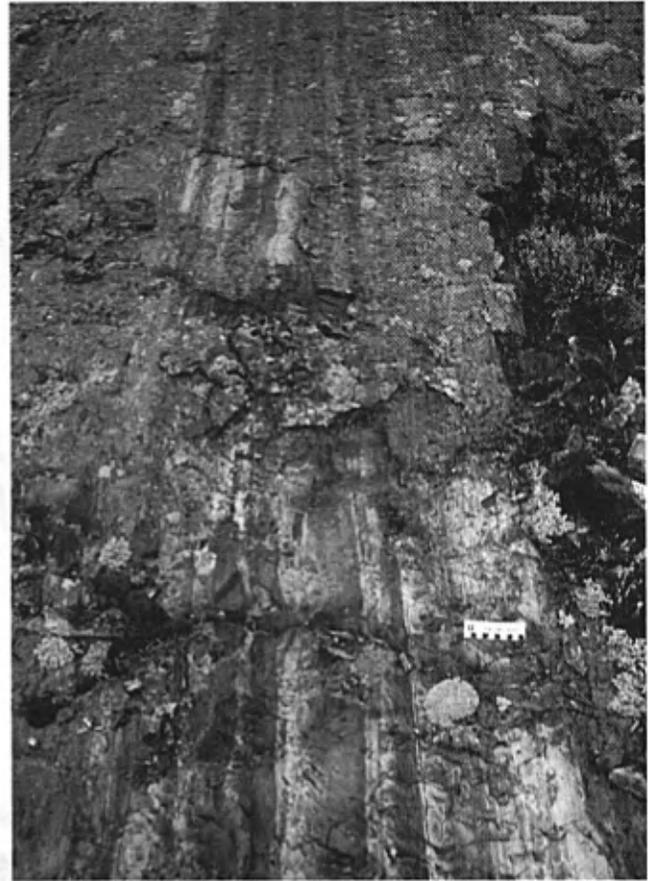


FIGURE 11- Séquence de grès (bandes pâles) et de mudrocks (bandes foncées) turbiditiques de la Formation du lac Caste. L'affleurement 95-JG-7523 est situé au sud de la faille d'Aiguebelle, au centre de la carte.

belle et de La Pause, sont le prolongement des sédiments de la Formation du lac Caste. Ces roches sont similaires aux autres turbidites du Kewagama (figure 11), à l'exception d'horizons argilitiques plus fins, plus siliceux et noirs. Certains lits ont l'apparence de chert noir.

Dykes felsiques aphyriques et porphyriques

De nombreux dykes felsiques se trouvent dans la zone d'imbrication entre les failles d'Aiguebelle et de La Pause et dans le coin NW de la carte. Ces dykes correspondent à des intrusions centimétriques à décimétriques de tonalite et d'albitite. Elles sont aphyriques ou porphyriques à feldspath ou à feldspath et quartz. Les dykes felsiques porphyriques sont souvent appelés des porphyres à cause de leur texture. De la biotite est observée dans certains dykes peu altérés. Les dykes sont de beige à blanc. Ils sont souvent associés à une ankérisation intense et une séricitisation des roches encaissantes. La particularité des intrusions de la région de l'indice de Davangus (figure 19) est leur couleur rouge produite par une hématisation plus

intense, avec pour résultat qu'elles sont souvent confondues avec des syénites.

Comme dans la région plus à l'ouest, ces dykes sont plus jeunes que les volcanites (Goutier et Lacroix, 1992). Elles coupent la plupart des autres lithologies à l'exception des sédiments du Duparquet, des syénites et des lamprophyres. Ceci est aussi confirmé par la datation isotopique de 2689 ± 3 Ma (Mueller *et al.*, 1994). Dans la région de Destor, on observe cependant un cas où la Formation de Duparquet est recoupée par un dyke quartzo-feldspathique.

Pluton syénitique de Cléricy (Acle)

Le pluton syénitique et ultrapotassique du canton de Cléricy est composé principalement de trois phases: une première phase pyroxénitique (2 km^2), une seconde phase syénitique (5 km^2) et une dernière phase granitique moins importante. Ce pluton est situé en plein centre de la carte, recoupant les sédiments du Groupe de Kewagama et les volcanites du Blake River. La pyroxénite est composée de clinopyroxène (70%) à grains moyens dans une matrice d'aegyrine-augite, de magnétite et de biotite. Elle se distingue de la pyroxénite au coin NW de la carte par sa couleur noir à vert foncé, sa texture et la présence importante de magnétite. La syénite recoupe clairement la pyroxénite. La syénite, de couleur rouge, est composée principalement de feldspath alcalin et d'aegyrine-augite, grenus (3 à 20 mm) exhibant fréquemment une texture trachytique (MacIntosh, 1977; Bourne et L'Heureux, 1991; Laflèche *et al.*,

1991). Les dykes décimétriques associés à cette syénite sont grenus et montrent aussi une bonne texture trachytique. Les dykes granitiques coupent la grande masse de syénite. Ils sont à grains fins et d'une teinte rosée. La pétrographie et la géochimie de ce pluton ont été traitées de façon détaillée dans les articles des auteurs cités précédemment. Le pluton de Cléricy montre une signature géochimique ultrapotassique.

L'âge de la syénite de Cléricy est estimé à 2682 ± 3 Ma (Mortensen, 1993). Cet âge est comparable à celui des autres syénites de la sous-province de l'Abitibi (Goutier *et al.*, 1994) et en particulier à celui de la syénite de la mine Beattie à Duparquet (2681 ± 1 Ma, Mueller *et al.*, 1994). Mais la texture de cette syénite s'apparente beaucoup plus à celle observée à la mine Aldermac qu'à celle de la mine Beattie qui est souvent à grain fin.

Nous avons aussi observé un petit dyke de syénite à grains fins et magnétique dans un forage de l'indice Fayolle (figure 19).

Groupe de Timiskaming

Les roches sédimentaires du Groupe de Timiskaming sont les unités archéennes les plus jeunes de la région (figure 3) et de la sous-province de l'Abitibi (Jackson et Fyon, 1991; Hocq et Verpaest, 1994). Elles forment de petits bassins en discordance angulaire sur les autres unités ou des copeaux coincés entre des zones de failles. Ce sont des sédiments grossiers, variant du grès au conglomérat

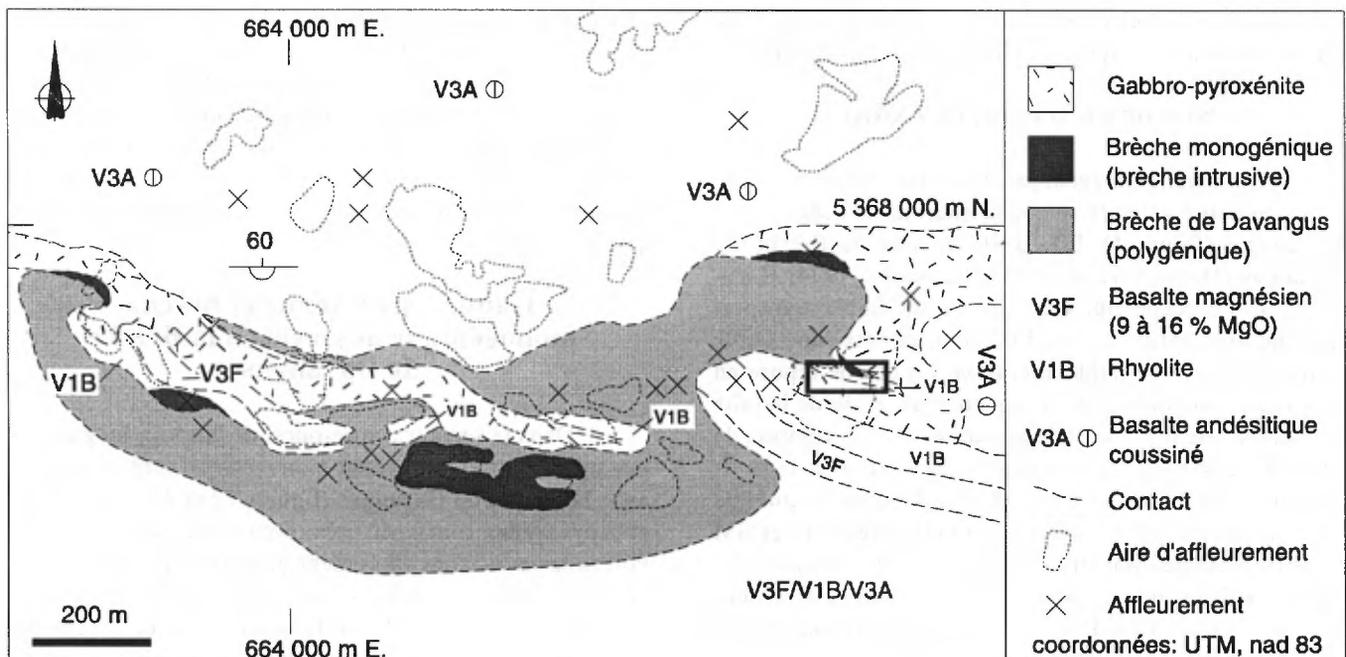


FIGURE 12 - Carte géologique détaillée illustrant la distribution de la Brèche de Davangus, de la brèche monogénique d'origine intrusive et du gabbro. La Brèche de Davangus repose en discordance angulaire sur la séquence déversée de volcanites de Lanaudière. La brèche monogénique se situe principalement entre le gabbro et la Brèche de Davangus. L'encadré représente les limites de la figure 14.

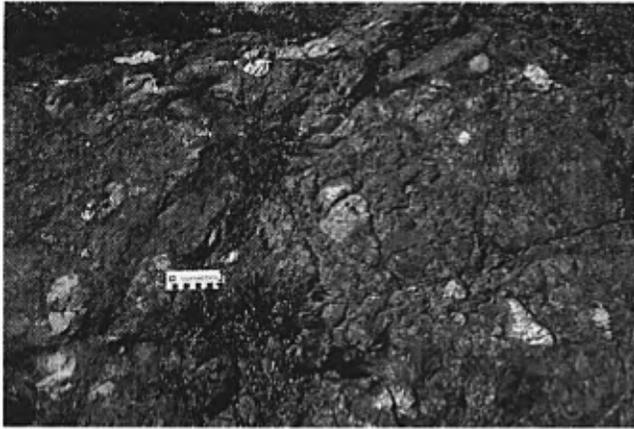


FIGURE 13 - Brèche polygénique de Davangus près de la bordure est de la carte (95-JG-7523). Les fragments en relief, gris pâle, proviennent des rhyolites adjacentes.

qui ont été déposés dans un environnement alluvionnaire et fluviale (Mueller et Donaldson, 1992). Ils sont polygéniques et mal triés.

Le long de la zone de failles de Porcupine-Destor au Québec, la Formation de Duparquet, composée de conglomérat, de grès et de mudrocks, est assignée au Groupe de Timiskaming (Rocheleau, 1980). Nos travaux dans la région de Duparquet et de Destor, nous ont permis d'observer à la base de la Formation de Duparquet des brèches de talus, parfois monogéniques, parfois polygéniques (Goutier, 1996). La Brèche de Davangus a une texture similaire à certaines brèches polygéniques sous-jacentes au conglomérat de Duparquet. Ce fait ainsi que la relation de discordance de la Brèche de Davangus avec les volcanites permettent de la corrélérer avec la base de la Formation de Duparquet et de l'assigner au Groupe de Timiskaming.

Brèche de Davangus (Adn)

Une brèche polygénique, très mal triée, peu déformée et massive, affleure en quatre endroits au centre-ouest de la carte (figure 4). Elle a été appelée la Brèche de Davangus (Dimroth *et al.*, 1973; Larouche, 1974; Hocq, 1977). Cette roche qui n'a subi qu'un faible transport présente une texture de bréchification intense, une faible perméabilité et une faible altération. La brèche repose en discordance angulaire sur la séquence déversée de basalte andésitique, de rhyolite et de komatiite de la Formation de Lanaudière (figure 12). On peut aussi la trouver coincée dans une zone de failles comme l'indiquent les résumés de forages effectués sur l'indice Destorbelle (figure 19 et GM 27). Elle n'est pas interstratifiée avec d'autres roches sédimentaires. Il est très difficile de déterminer une épaisseur de cette unité puisque l'on n'observe que le contact inférieur et que celui-ci est ondulante.

La brèche est composée de fragments anguleux à sub-arrondis dont la taille varie du granule au bloc métrique. Les clastes proviennent de basalte, de rhyolite, de

komatiite, de gabbro, de chert noir, de mudrock et de porphyre quartzo-feldspathique (figure 13). Les fragments sont jointifs et peuvent être directement associés aux lithologies avoisinantes. La surface de la roche présente une patine beige à brune. L'une des caractéristiques de la texture en surface est la présence de blocs de rhyolite et de cailloux arrondis de chert noir, tous deux en relief positifs. La brèche présente des variations d'un affleurement à l'autre au niveau de la granulométrie et de la composition. À certains endroits, la base de la brèche est presque monogénique sur 2 à 3 m, avec une dominance de clastes de la lithologie sous-jacente, puis elle devient polygénique par la suite. La matrice se compose d'une multitude de fins fragments très anguleux de roches et de cristaux de quartz, de feldspath et de pyroxène (peu abondant) dans une pâte microscopique. Généralement, les cristaux de pyroxène dans la matrice et dans les fragments de komatiites sont très peu altérés, indiquant un faible transport. L'altération, généralement très faible, est une carbonatation et une chloritisation fine.

Ambrose (1941) avait décrit la brèche polygénique comme un agglomérat volcanique, Dimroth *et al.* (1973), Larouche (1974) et Hocq (1977) l'ont décrite comme une brèche intrusive alors que Dimroth et Rocheleau (1979) et Leduc et Dimroth (1985) l'interprètent comme une brèche de talus synvolcanique. Les relations de discordance angulaire et la présence de fragments de porphyre quartzo-feldspathique et de mudrock indiquent que la brèche polygénique n'est pas contemporaine au volcanisme du Kinojévis. Elle ne peut donc pas faire partie de la formation du ruisseau Paré comme l'avaient indiqué les auteurs précédents. L'absence d'une matrice argileuse et la grande quantité de fragments anguleux, de taille très variée, ne favorisent pas l'hypothèse d'une mise en place par des processus sédimentaires comme une coulée de boue ou une brèche de talus. La texture s'apparente mieux à une brèche d'intrusion ou volcanique. Mais la nature des contacts et la géométrie de la brèche suggèrent une mise en place à plat, comme si la brèche, produite par une explosion violente, s'était presque redéposée sur place.

Gabbro, pyroxénite et brèche monogénique adjacents à la Brèche de Davangus

Dans le secteur centre-ouest de la carte, un gabbro, une pyroxénite et une brèche monogénique sont en contact avec la Brèche de Davangus (figures 12 et 14). Le gabbro et la pyroxénite sont à peu près corcondants aux strates des volcanites et ils sont clairement intrusifs. Le contact avec la Brèche de Davangus n'est pas toujours francs. Ces intrusions sont à plusieurs endroits séparées de la Brèche de Davangus par une brèche monogénique métrique, composée de fragments de gabbro et de pyroxénite. Le passage des intrusions à la Brèche de Davangus semble alors graduel en affleurement.

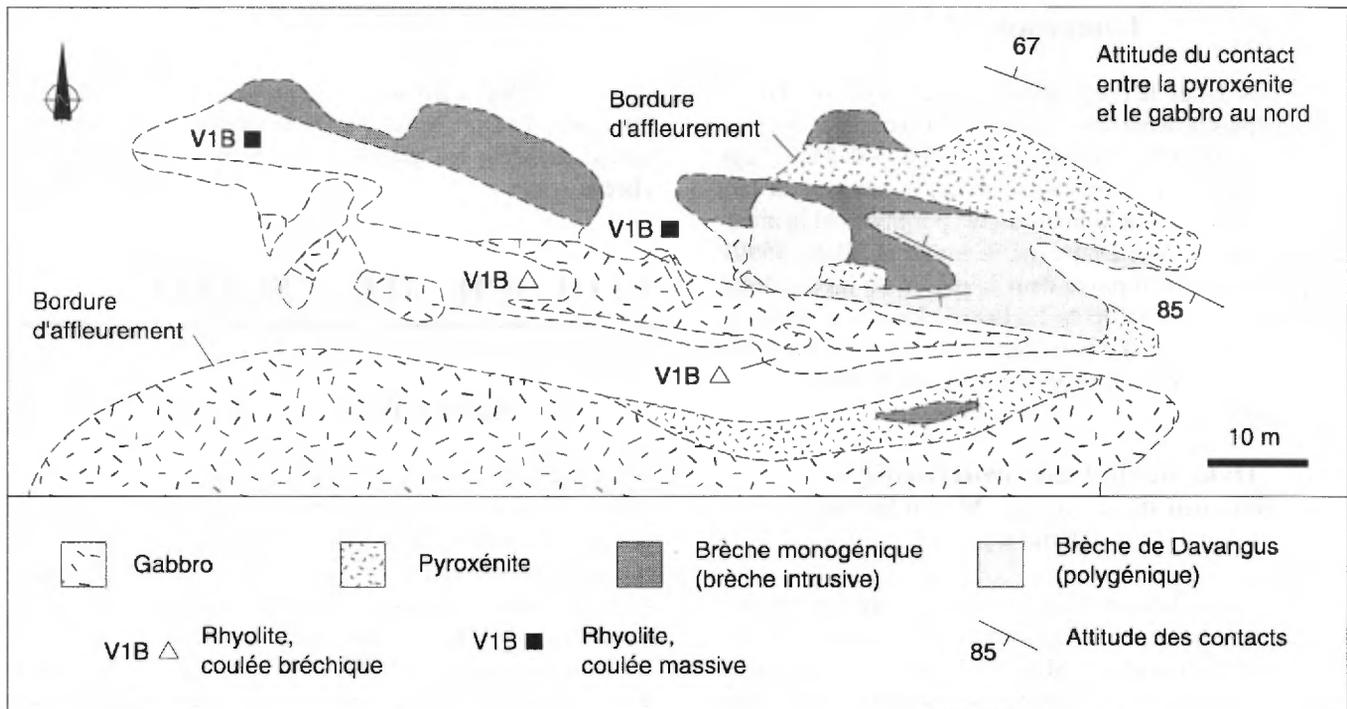


FIGURE 14 - Détail d'un affleurement (95-JG-7580) où la Brèche de Davangus est en contact avec une rhyolite, la brèche monogénique et la pyroxénite. Le pendage du gabbro, de la pyroxénite et de la rhyolite est abrupt alors que celui de la Brèche de Davangus est variable. Celle-ci remplit une dépression. Le contact entre les types de brèches est graduel.

La brèche monogénique n'a pas été dessinée sur la carte au 1:20 000 car elle est trop petite pour cette échelle. Elle est composée de petits fragments sub-arrondis (0,5 à 15 cm) de gabbro et de pyroxénite vert foncé flottant dans une matrice fine, vert pâle, de cristaux de pyroxène trapus et frais. Les relations de terrain et la pétrographie de la brèche monogénique exhibent des caractéristiques d'une brèche intrusive: fragmentation de l'intrusion, matrice fine ressemblant à un verre ou à une bordure de trempe, distribution limitée au contact de l'intrusion et contact graduel entre l'intrusion et la brèche monogénique.

La présence d'enclaves arrondis, de la taille d'un cailloux, de rhyolites dans le gabbro près du contact suggère que le gabbro a en partie digéré la Brèche de Davangus. Ceci indique la mise en place d'intrusions mafiques tardives. La brèche monogénique serait plutôt associée à la mise en place des intrusions qu'à un faciès de la Brèche de Davangus.

Formation de Duparquet (Adp)

La Formation de Duparquet est composée de grès et de conglomérat polygéniques d'origine alluvionnaire et fluviale. Elle fut observée uniquement dans le coin nord-ouest de la région. Les deux petites aires d'affleurements localisées à l'extrémité NW de la carte ont été compilées à partir de la carte de Bannerman (1940) et n'ont pas été revisitées. La bande plus importante, située au coeur du

village de Destor, est un ajout effectué à partir d'affleurements et de forages (GM 9664, GM 9671). Les sédiments de ce secteur étaient anciennement assignés aux sédiments de Cléricy (Bannerman, 1940) ou du Kewagama (Ambrose, 1941; Larouche, 1974; Lafleche, 1991). Ambrose (1941) avait noté une différence majeure entre le conglomérat à Destor et celui qu'on retrouve au NE de Mont-Brun, bien que tous les deux étaient assignés au Groupe de Kewagama (Ambrose, 1941; MacIntosh, 1977). Le conglomérat et le grès à Destor sont très similaires à ceux de la partie médiane de la Formation de Duparquet qui contiennent des fragments de provenance locale et montrent des structures sédimentaires caractéristiques d'environnement de faible profondeur d'eau. Ces sédiments sont donc assignés à la Formation de Duparquet.

Les affleurements de conglomérat sont situés au SE du village de Destor. Le conglomérat est composé de cailloux et de galets polygéniques, sub-anguleux à arrondis. Ces clastes proviennent de volcanites mafiques et felsiques, de formations de fer à jaspe et parfois d'intrusions. Localement, la taille des clastes est supérieure à 25 cm. Les bancs sont massifs et les clastes sont jointifs. Les grès sont polygéniques, massifs et épais. Ce sont des wackes lithiques à la patine beige orangé produite par une altération commune en ankérite. Ils sont interlités avec des mudstones et des claystones dont la proportion n'excède pas 35 % de la surface de l'affleurement. Les lits de claystone sont parfois lenticulaires.

Lamprophyres

Des dykes de lamprophyres ont été observés dans la région depuis le début des travaux de cartographie (Buffam, 1927; Bannerman, 1940; Graham, 1954; GM 25 B). Les lamprophyres, d'une épaisseur ne dépassant pas 20 cm, recourent à la fois les komatiites, les porphyres et la minéralisation de la mine Duquesne (Couture et Pilote, 1990). Les dykes de lamprophyre dans la région du levé se trouvent au nord de la faille de La Pause, dans les cantons de Destor et d'Aiguebelle. Leur patine varie de rosé à pourpre et ils contiennent des phénocristaux de biotite. Ils sont souvent altérés en chlorite et en carbonates.

Dyke de diabase protérozoïque: Essaim de dykes de Matachewan (Pmaw)

Un seul dyke de diabase protérozoïque est présent dans la région. Il apparaît à la bordure est de la carte. Il a été rapporté de la carte de MacIntosh (1977) et correspond à une apophyse d'un dyke nord-sud, plus important et situé plus à l'est. Ce dyke appartient à l'essaim de dykes de Matachewan qui ont une orientation N-S à NW. Leur âge est estimé à 2452 ± 2/-3 Ma (Ernst *et al.*, 1995).

GÉOCHIMIE DES VOLCANITES

Le traitement des données de géochimie est en cours. Les résultats devraient être présentés dans une étude spécifique touchant l'ensemble du Kinojévis et la partie nord du Blake River. Le Groupe de Kinojévis contient surtout des basaltes d'affinité tholéïtite, alors que le Groupe de Blake River est caractérisé par des volcanites mafiques et intermédiaires d'affinité transitionnelle à calco-alcaline.

MÉTAMORPHISME

Toute la région d'étude a été affectée par un métamorphisme régional faible s'étendant du faciès préhnite-pumpellyite au faciès des schistes verts (Jolly, 1978; Gélinas *et al.*, 1977; Trudel, 1979; Dimroth *et al.*, 1983b; Beaudoin, 1986; Powell *et al.*, 1995). En plus, les volcanites localisées au sud de la syénite de Cléricy ont subi un métamorphisme de contact provoquant le développement de la biotite et de l'amphibole (MacIntosh, 1977; Trudel 1979).

Les travaux de Powell *et al.* (1995) indiquent que le métamorphisme dans la région de Destor augmente du

nord au sud. La limite de la zone à actinote-albite et les isogrades de la biotite et de la hornblende traversent les grandes failles régionales comme la zone de failles de Porcupine-Destor. Ainsi, l'apogée du métamorphisme régional postdate les grands mouvements tectoniques archéens.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Aperçu de la déformation

Les lithologies et les grandes failles ont une orientation E-W à ESE, alors que l'orientation du clivage principal varie de NE au nord à SE au sud (figure 15). De plus, la région est traversée par des failles NE et NW, plus jeunes. Il est possible d'observer localement la superposition de structures, mais dans l'ensemble, l'agencement structural est le résultat d'une seule grande convergence N-S. Les grands ensembles structuraux sont du nord au sud, la séquence plissée du Kinojévis au nord de la zone de failles de Porcupine-Destor; la zone d'imbrication du Kinojévis-Marlartie entre les failles d'Aiguebelle et de La Pause; la séquence plissée et imbriquée du Kewagama; la séquence monoclinale d'Hébécourt; le synclinal tronqué de Cléricy et la séquence mafique plissée du Blake River (figure 15).

La région est caractérisée par l'imbrication de séquences volcaniques et sédimentaires archéennes. D'une part, celles au nord de la zone de failles de Porcupine-Destor avaient une vergence sud, alors que celles au sud avaient une vergence nord. Les unités sont rentrées en collision (figure 18), créant une structure triangulaire en plan et en coupe (figure 16). La particularité de la région tient du fait que la zone de failles de Porcupine-Destor se sépare en plusieurs failles secondaires vers l'est. Ces failles ne sont pas nécessairement des structures subsidiaires puisqu'elles n'ont pas la même attitude et la même composante de mouvement. Donc la zone de failles de Porcupine-Destor est la superposition et la convergence de plusieurs failles vers l'ouest.

Domaine de la séquence plissée du Kinojévis

La structure principale de la séquence plissée du Kinojévis est le synclinal d'Abijévis, un pli kilométrique D1, est-ouest, déversé vers le sud. La charnière de ce pli a été tracée par Sanschagrin et Leduc (1979) grâce aux horizons repères de pyroclastites et de basalte glomérophyrique du secteur du lac La Haie. Elle est visible sur les cartes aéromagnétiques (DV 87-05) et sur la figure 9. Le pli plonge à 54° avec un azimuth de 308° et l'axe devient progressivement horizontal vers l'ouest. Le secteur de la mine Yvan Vézina est caractérisé par des plis parasites

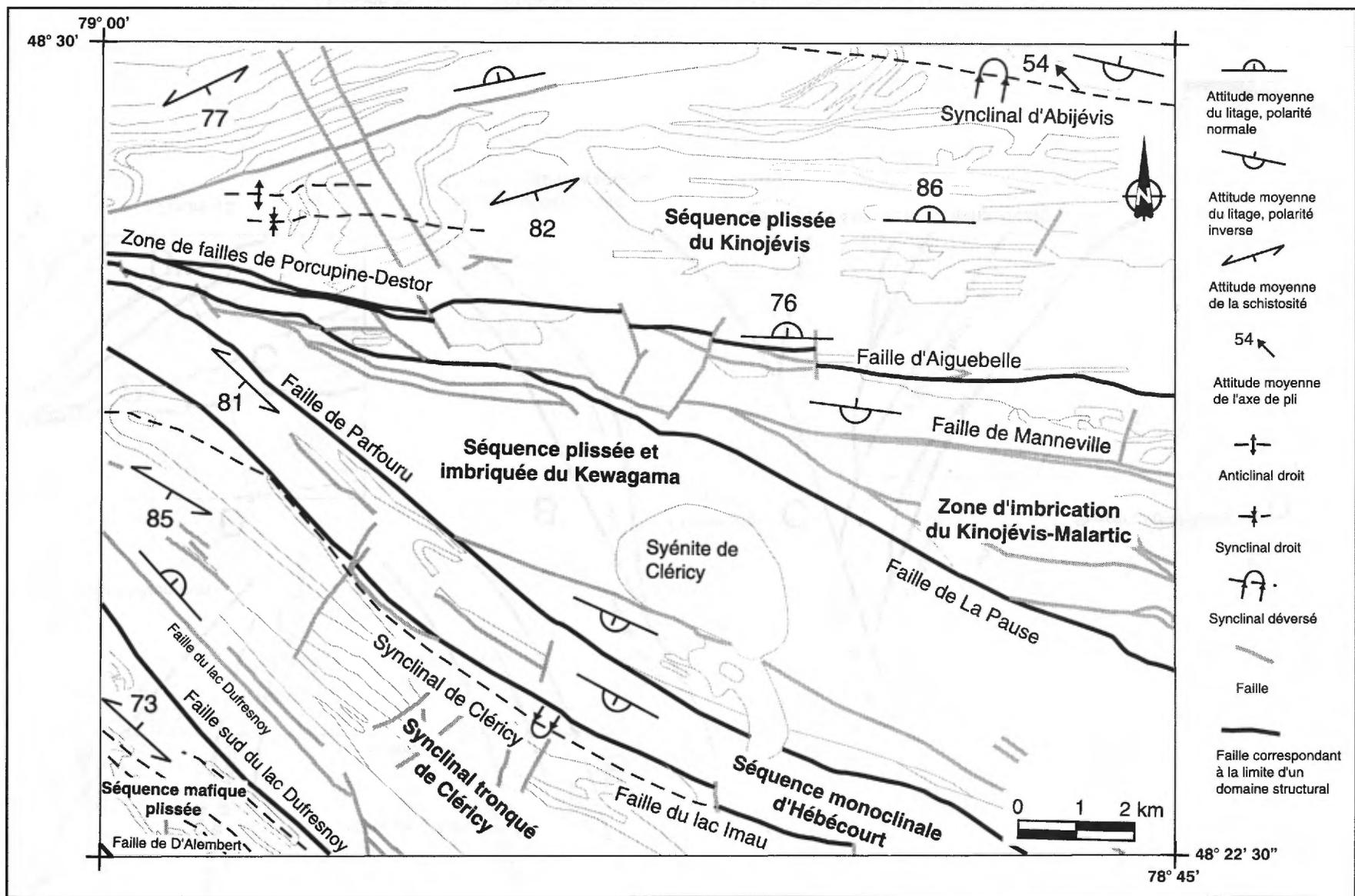


FIGURE 15 - Localisation des domaines structuraux de la région de Destor. Leurs limites tracées en noir correspondent à certaines failles.

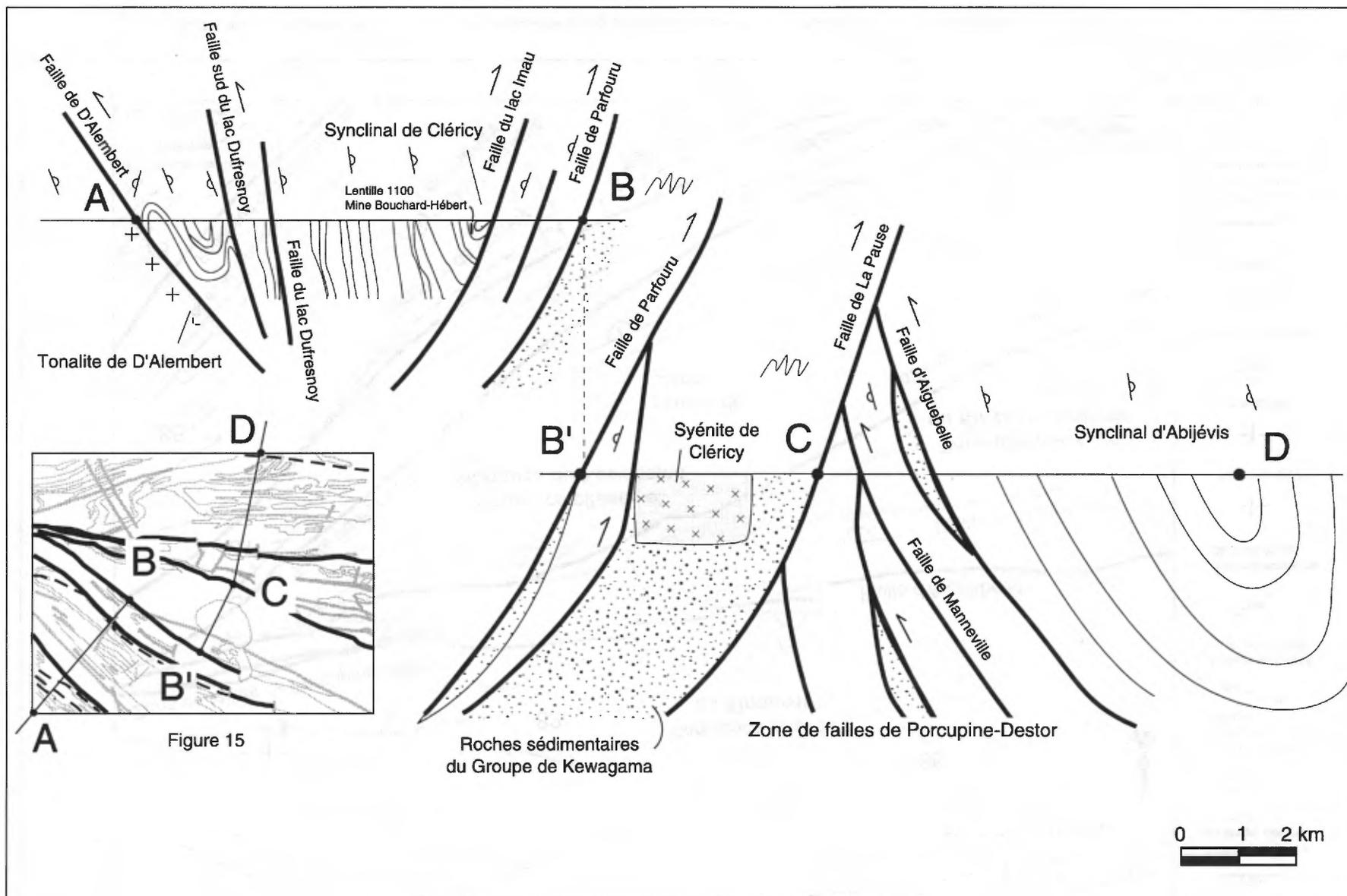


FIGURE 16 - Coupe composite et schématique à travers les roches de la région de Destor.

plongeant aussi vers l'ouest. Le réseau de bréchification aurifère est tardif. Il est orienté à 315° avec un pendage de 50° vers l'ouest (Beaudoin, 1986). Le clivage principal du domaine, orienté ENE à NE (figure 15), est aussi tardif car il intersecte la trace axiale du synclinal D1 d'Abijévis et du synclinal D2 dans le Conglomérat de Duparquet au lac Lanaudière (Goutier et Lacroix, 1992).

Domaine de la zone d'imbrication du Kinojévis-Malartic

La zone d'imbrication du Kinojévis-Malartic s'apparente à un front tectonique associé à des chevauchements E-W, à vergence nord. Elle correspond en partie à l'ancien anticlinal d'Aiguebelle, interprété comme un pli ou un pli-faille (Larouche, 1974; Hocq, 1977 et 1979). C'est en fait une zone beaucoup plus complexe au niveau du nombre de failles et de copeaux tectoniques. La zone résulte de l'imbrication de panneaux de séquences de basalte-rhyolite-komatiite de Lanaudière, de turbidites du lac Caste, de copeaux de conglomérats et de grès de Duparquet, d'une multitude de dykes syn-tectoniques et des volcanites du Malartic. C'est aussi le prolongement des failles du canton de Manneville, peu pentées à l'est (Mueller *et al.*, 1995) qui se redressent vers l'ouest. Le contact nord, la faille d'Aiguebelle, a été tracé à l'aide des discontinuités stratigraphiques et de forages d'exploration. C'est une faille graphiteuse métrique, injectée de dykes porphyriques et inclinée à 75° vers le nord dans le secteur de l'indice Hard Rock (figure 19) qui devient plus complexe et plus large dans le secteur du village de Destor. Elle correspond au chevauchement de la Formation de Deguisier sur la Formation de Lanaudière. Les linéations d'étirement, plongeant abruptement vers l'est, indiquent une composante oblique, inverse et senestre.

Domaine de la séquence plissée et imbriquée du Kewagama

Le domaine de la séquence plissée et imbriquée du Kewagama est caractérisé par les nombreux plis métriques observés sur la plupart des affleurements. Les axes de plis sont souvent abrupts avec un plongement vers le ESE. Les imbrications sont représentées par les copeaux de volcanites retrouvés à travers la séquence. À la suite de l'absence d'horizon repère dans les roches sédimentaires, il est impossible d'établir de façon plus précise la structure régionale du domaine et les répétitions tectoniques à travers la séquence sédimentaire. La faille de La Pause représente la limite nord entre les turbidites de Mont-Brun et les volcanites de Lanaudière et de Malartic. Le pendage varie de 70° vers le sud dans le secteur de la mine Duquesne à 80° vers le SW au SE de la région étudiée, avec un changement de déformation ductile-fragile à ductile dans la même direction.

Domaine de la séquence monoclinale d'Hébécourt

La séquence monoclinale d'Hébécourt (figure 15) est la structure la plus simple de la région. Les strates sont orientées ESE, le pendage est abrupt et la polarité est vers le SW. La schistosité moyenne est SE avec un pendage de 81° et les linéations d'étirement sont dans le sens du pendage. Quelques zones de faille ductile sont observées à l'intérieur de la bande. La limite nord du domaine, la faille de Parfouru, est une zone ductile étroite (~10 m) qui affleure peu. La limite sud correspond à la faille du lac Imau. Elle est plus large et peut atteindre 150 m d'épaisseur. Les affleurements sur le bord du petit lac Dufresnoy et au SW de la rivière Dufresnoy en sont des bons exemples. Ces deux failles sont interprétées comme des failles de chevauchement à vergence NE et redressées.

Domaine du synclinal tronqué de Cléricy

Les domaines du synclinal tronqué de Cléricy et de la séquence mafique plissée sont caractérisés par des plissements D1 en éventail où la schistosité est parallèle aux plans axiaux (figure 15). Dans le domaine du synclinal tronqué de Cléricy, la vergence est vers le NE, alors que dans le domaine de la séquence mafique plissée, la vergence est vers le SW (figures 16 et 17).

La trace du synclinal de Cléricy a été déterminée à partir de nos données de terrain et des données de MacIntosh (1977). Elle passe près de la faille du lac Imau qui vient tronquer le flanc NE du pli. Le synclinal est déversé vers le NE et il a une forme en canot de faible amplitude et un double plongement. Plusieurs zones de cisaillement affleurent sur les rives du lac Dufresnoy, mais elles n'ont pas une grande extension. La faille du lac Dufresnoy et la faille sud du lac Dufresnoy sont plus importantes, car elles marquent le changement de vergence des structures (figures 15, 16 et 17). Les zones de cisaillement à la mine Bouchard-Hébert sont interprétées comme des zones de déformation dont le rôle a été d'accommoder le changement structural de plis serrés au SE à une séquence monoclinale au NW dans la zone immédiate de la mine. Ces cisaillements ne correspondent pas à des structures liées à un déplacement majeur et ils disparaissent vers NW. Leur développement est probablement associé à l'altération hydrothermale syngénétique ayant donné les lentilles de sulfures massifs.

Domaine de la séquence mafique plissée

Dans le domaine de la séquence mafique plissée, les plis D1 sont plus serrés. Ils sont déversés vers le SW dans la portion SW, alors qu'ils sont droits dans la portion NE.

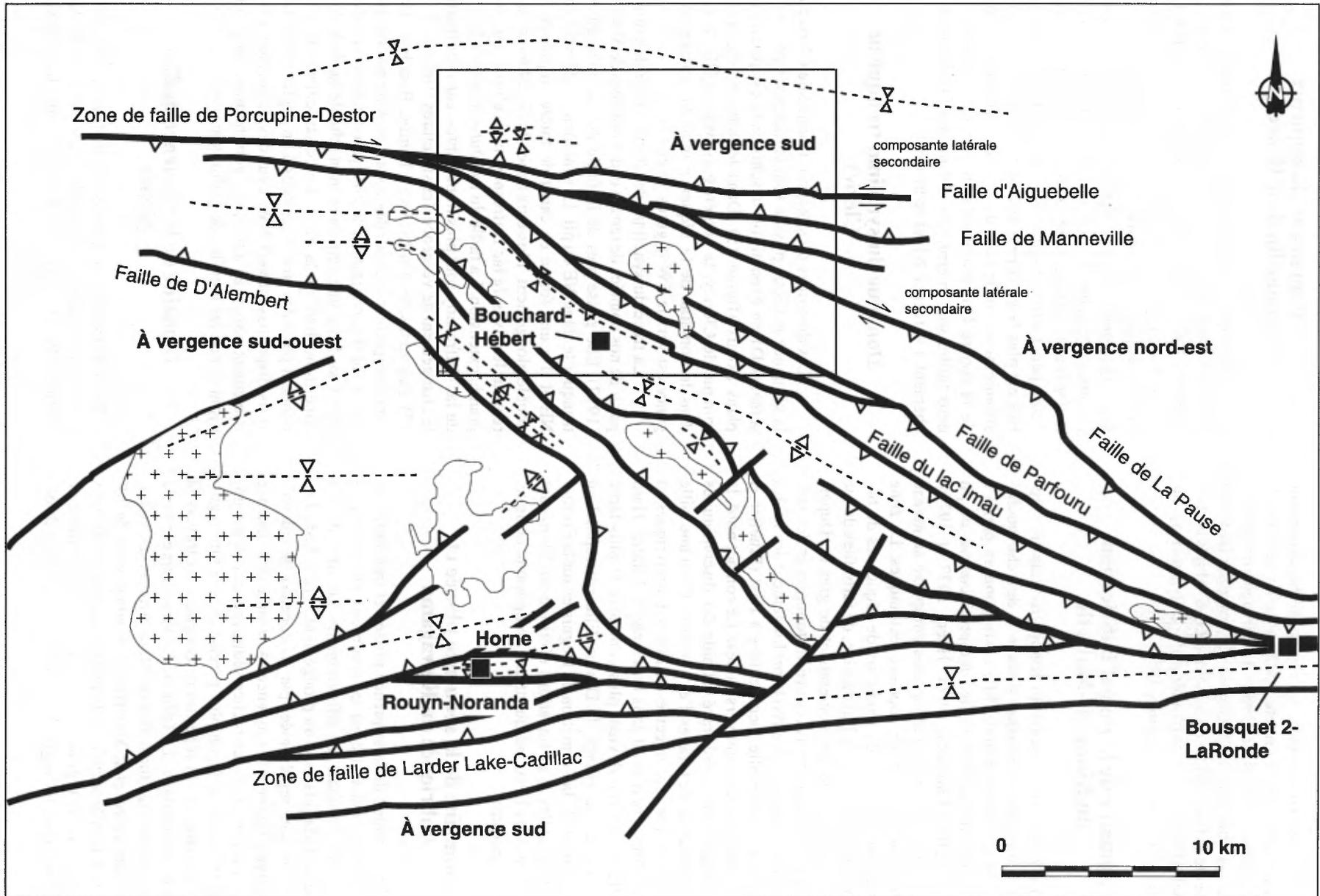


FIGURE 17 - Carte régionale des failles et des plis de la région au NE de Rouyn-Noranda illustrant les différentes vergences des structures. L'encadré représente la région étudiée.

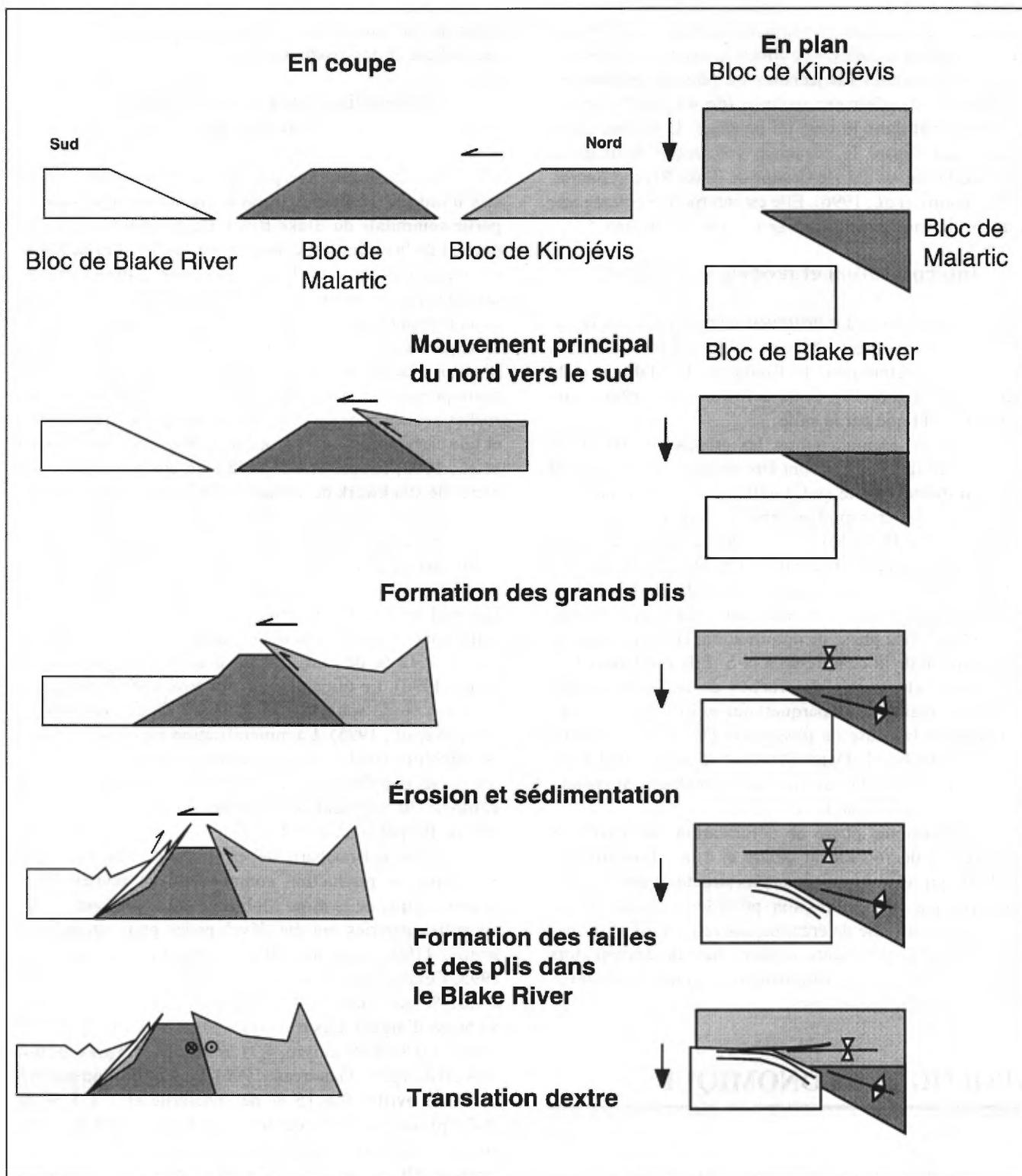


FIGURE 18- Représentation schématique, en plan et en coupe, de l'évolution tectonique des roches de la région de Destor.

Une partie des données structurales de la thèse de Trudel (1979) a aussi été utilisée pour tracer les plis dans les secteurs où la densité de nos données était plus faible. La limite SW du domaine correspond à la faille de D'Alembert (coin SW de la carte). Elle affecte la tonalite de D'Alembert et les volcanites sus-jacentes sur plus de cent mètres. La faille est modérément inclinée (de 45° à 70°) et les linéations sont dans le sens du pendage. C'est une faille majeure qui sépare la séquence volcanique nord de la séquence des mines dans le Groupe de Blake River (Goutier, 1995; Couture *et al.*, 1996). Elle est interprétée comme une faille de chevauchement à vergence SW (figure 16).

Interprétation et modèle structural

L'agencement des différents ensembles est le résultat d'une compression ~N-S et de la collision de trois grands blocs tectoniques: le Kinojévis, le Malartic et le Blake River (figure 18). Cette collision était orthogonale au début et oblique par la suite.

Dans un premier temps, les grands plis D1 et les failles de chevauchement vont être créés. Le Kinojévis est alors transporté vers le sud, tandis que la partie nord du Blake River est transportée vers le nord. Les disparités lithologiques du Blake River vont créer des domaines structuraux aux vergences différentes, mais des structures restent orthogonales. À cause du pincement du bloc de Malartic, les failles en bordure vont avoir une composante oblique.

La seconde phase de déformation, D2, représente le prolongement de la compression N-S. Elle est définie lors de l'analyse structurale des roches de la Formation de Duparquet (région de Duparquet) qui se sont formées pendant et après la phase de plissement D1. La présence de copeaux de roches de Duparquet dans le secteur de Destor indiquent que les failles de chevauchement se sont prolongées après la formation de ces roches.

La troisième phase de déformation est reliée aux structures de décrochement dextre et à la schistosité tardive ENE qui se développent sur les structures antérieures, redressées par la compression précédente. Étant donné qu'il devient difficile de créer de nouvelles failles de chevauchement, la composante de décrochement devient alors plus importante. La disposition des trois grands blocs favorise les mouvements obliques.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La région de Destor contient deux types de minéralisations qui ont fait l'objet d'exploitation: l'une aurifère (mine Yvan Vézina) et l'autre polymétallique Zn-Cu-Au-Ag (mine Mobrùn maintenant désignée comme la mine Bouchard-Hébert). La minéralisation aurifère se trouve principalement au nord de la faille de La Pause dans des

zones de cisaillements et de fractures, alors que les minéralisations polymétalliques de sulfures massifs et de filonnets se trouvent dans les volcanites du Blake River au sud de la faille de La Pause (figure 19). Le tableau I dresse la liste des indices et des gisements de la région.

Minéralisation polymétallique Zn-Cu-Au-Ag

Les minéralisations polymétalliques de sulfures massifs n'ont été observées jusqu'à maintenant que dans la partie sommitale du Blake River. Le gisement le plus important de la région est constitué par les lentilles de sulfures massifs de la mine Bouchard-Hébert, situées en bordure du chemin reliant Destor à Cléricy dans le centre-sud de la région (figure 19). Les lentilles sont encaissées dans la séquence épaisse de rhyolites de Mobrùn qui contient plusieurs faciès bréchiques et pyroclastiques. Les altérations principales observées dans le gisement et dans les roches avoisinantes sont une séricitisation, une silicification et une carbonatation (Larocque et Hogson, 1993; Carrier *et al.*, 1995; Riopel *et al.*, 1995). La chloritisation et les zones de stockwerk de sulfures sont rarement observées.

La lentille principale (anciennement la mine Mobrùn) a été découverte en 1955 par forage à la suite d'un levé électromagnétique. Elle a été exploitée de 1987 à 1992 à partir d'une fosse à ciel ouvert et de chantiers souterrains. Un total de 1 535 650 tonnes de minerai a été extrait de cette zone dont la teneur moyenne était de 0,85 % de cuivre, 2,42 % de zinc, 2,4 g/t d'or et 27,1 g/t d'argent (Ruel, 1996). Le minerai était composé à 90 % de pyrite, de 5 à 6 % de sphalérite et de 2 à 3 % de chalcopryrite (Riopel *et al.*, 1995). La minéralisation est encaissée dans des rhyolites bréchiques et cisailées. Une partie des sulfures a été remobilisée. La géochimie, la structure et la gîtologie du gisement sont décrites en détail dans le rapport de Riopel *et al.* (1995).

La mine Bouchard-Hébert (lentille 1100, figure 19) est entrée en production commerciale en février 1995. L'ancien puits de la mine Mobrùn a été approfondi et des nouvelles galeries ont été développées pour atteindre la lentille 1100, située au sud de la lentille supérieure. En 1995, l'exploitation a produit 634 059 tonnes de minerai à 1,01 % de cuivre, 4,53 % de zinc, 1,81 g/t d'or et à 54,66 g/t d'argent. Les réserves sont estimées à 10 452 000 tonnes à 0,83 % de cuivre, 4,31 % de zinc, 1,3 g/t d'or et à 40,4 g/t d'argent (Gaudreau, 1996). La lentille, composée à 85 % de pyrite, 5 à 15 % de sphalérite et 1 à 5 % de chalcopryrite, est haute de 400 m et large de 300 m, avec une épaisseur variant de 3 à 55 m. Elle ne commence qu'à partir de 320 m sous la surface. Elle est encaissée dans des coulées rhyolitiques et des pyroclastites.

Les autres indices de sulfures polymétalliques sont Copper Hill, North Briar, l'indice au nord du lac Dufresnoy et des intersections de forage (F 10-727-01, figure 19) dans la bande du Blake River coincée entre les sédiments du

TABLEAU 1 - Sommaire des indices et des gisements de la région de Destor

Minéralisations polymétalliques - Zn-Cu-Au-Ag						
Nom	Fiche de gîte	Année de découverte	Période de production	Type de minéralisation	Lithologies encaissantes	Références
Lac Dufresnoy-nord	32D07-11	1938	-	sulfures massifs et disséminés	gabbro et rhyolite	fiche de gîte
mine Mobrún (lentille principale)	32D02-12	1955	1987-1992	sulfures massifs et disséminés : PY-SP-CP 1,5 Mt à 2,42% Zn, 0,85% Cu, 2,4 g/t Au, 27,1 g/t Ag	rhyolite et pyroclastites felsiques	Riopel <i>et al.</i> , 1995 Ruel, 1996
mine Bouchard- Hébert (lentille 1100)		1988	1995	sulfures massifs et disséminés : PY-SP-CP 10,4 Mt à 4,31% Zn, 0,83% Cu, 1,34 g/t Au, 40,4 g/t Ag	rhyolite et pyroclastites felsiques	Ruel, 1996 Gaudreau, 1996
Copper Hill	32D07-13	1926	-	sulfures massifs et disséminés : PY-CP	rhyolite altérée et cisailée	fiche de gîte
North Briar		-	-	sulfures massifs et disséminés : PY-CP	rhyolite	carte de compilation 32D07-301
forage 10-727-01		1973	-	sulfures disséminés : PY-CP, 1,24% Zn, 2,86% Cu, 2,0 g/t Au, 78 g/t Au sur 1m	dacite et tuf graphiteux	GM 29793
Minéralisations aurifères						
Silver	32D07-01	1961	-	pyrite et petites veines de quartz NNW : 4,8 et 13,7 g/t zone de silicification et de carbonatation	contact basalte-gabbro	GM 11740
Double-Strike	32D07-02	1936	-	lentilles minéralisées N-S, avec AK+, Si+, SR+, PY 2 g/t sur 15m, de 1 à 10 g/t	basalte et gabbro	GM 52668
mine Yvan Vézina (mine Dest-Or)	32D07-03	1938	1983-1988	pyrite disséminée dans une zone de fracture et de brèche NNE, 55 à 70° vers l'ouest : 1,1 Mt à 3,72 g/t	gabbro et basalte altération en AK+, QZ+, K+	fiche de gîte Beaudoin, 1986
Destorbelle (Ruisseau Paré Nord)	32D07-07	1946	-	brèche E-W, avec Si+, PY disséminée et amas (4%) 8,2 g/t sur 6,4 m et 8,2 g/t sur 0,7 m	brèche polygénique, porphyres komatiites, lamprophyres	GM 27
Hard Rock (Aiguebelle SW)	32D07-08	1946	-	pyrite fine disséminée dans une zone silicifiée à faible angle avec une ankéritisation : de 1 g/t à 8,2 g/t	gabbro et dykes porphyriques	GM 5753
Aiguebelle	32D07-15	1947	-	PY, CP, HM+, de 1 g/t à 7,5 g/t	dykes felsiques et syénitiques, roches talqueuses et brèche poly.	GM 25 A
Victoria (Lac Caste sud)	32D07-16	1926	-	PY et CP disséminées avec des veines de CB-fuchsite 1,71 g/t et 8,16 g/t sur 0,42 m	zone de cisaillement coupant des komatiites	fiche de gîte
Fayolle	32D07-76	1986	-	pyrite disséminée dans des dykes avec SR+, AK+, fuchsite et molybdénite : 207 825 t à 7,62 g/t	komatiites cisillées injectées de dykes felsiques, syénitiques et de quelques lamprophyres	GM 47439
Davangus 1, 2 et NE		1986	1987-1988	pyrite fine à grossière, avec silicification et AK+ 11 251 t à 3,3 g/t et 20 869 t à 4,8 g/t	gabbro, basalte et porphyre HM+ avec brèche tectonique E-W	GM 52668
Lépine		1986	-	brèche tectonique avec CB+, veines de quartz: 1 à 4 g/t	gabbro	GM 52668

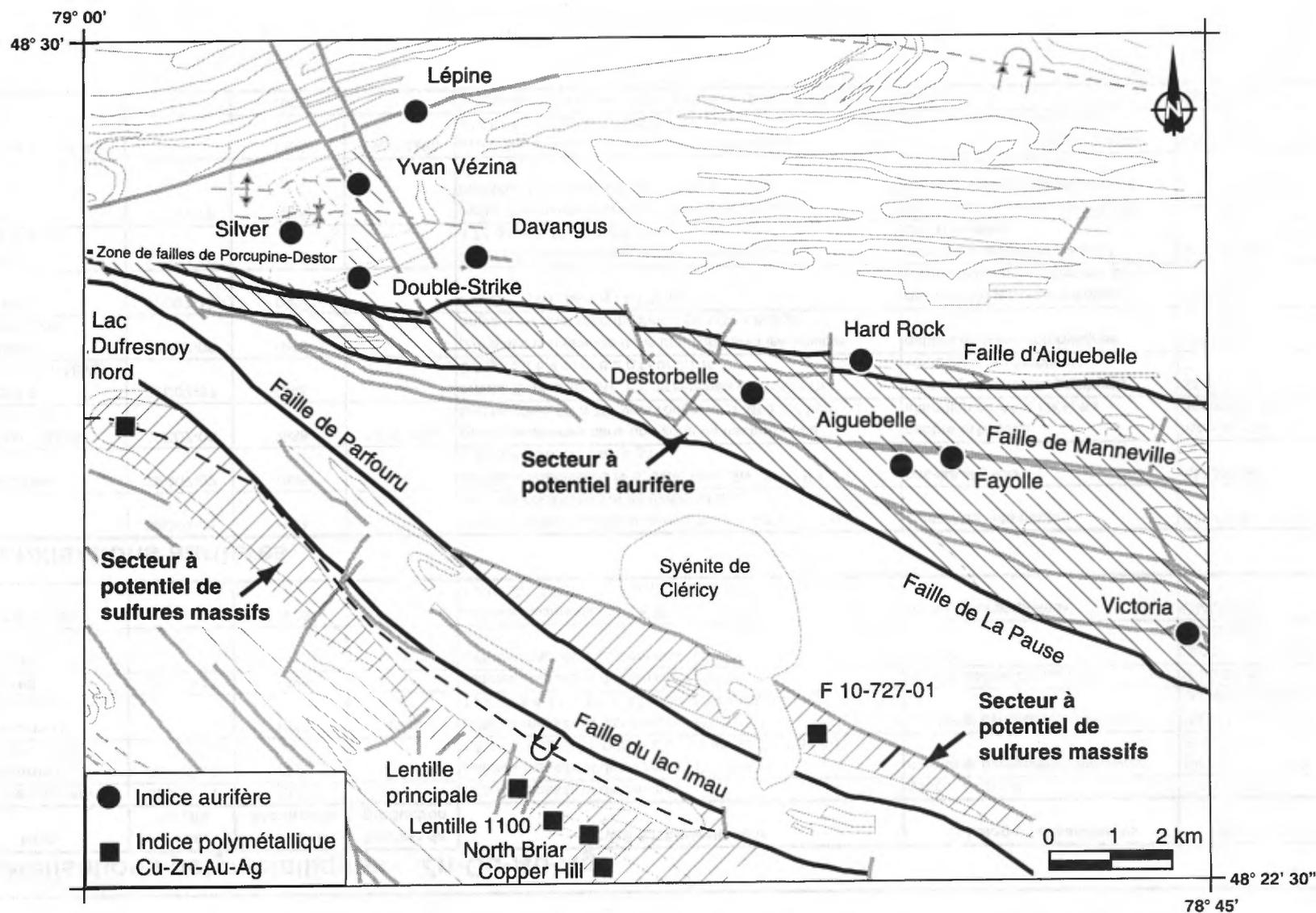


FIGURE 19 - Localisation des indices aurifères et polymétalliques de la région de Destor et des zones à fort potentiel minéral. L'exploitation de la lentille principale a donné lieu à la mine Mobrún, tandis que celle de la lentille 1100 est reliée à la mine Bouchard-Hébert.

Kewagama. L'indice de Copper Hill a été découvert en 1926 par prospection et a fait l'objet du fonçage d'un puits d'exploration. L'indice est une minéralisation de sulfures massifs à semi-massifs de pyrite et chalcopyrite dans des coulées rhyolitiques, massives et bréchiques, fortement schisteuses. La chloritisation et la silicification sont fortes. La séricitisation est observée en lame mince. L'indice de North Briar est fait de minéralisations de sulfures massifs observées en forage dans le prolongement ESE de la lentille 1100.

Minéralisation aurifère

Le gisement aurifère le plus important de la région a été la mine Yvan Vézina, anciennement connue sous les noms de New Thurbois et de Dest-Or. Découvert en 1938 par prospection, le gisement a été en production entre 1983 et 1988. Un total de 1 095 191 tonnes de minerai à 3,72 g/t d'or ont été extraites durant cette période (fiche de gîte 32D07-003). La minéralisation se présente sous forme de pyrite aurifère répartie le long d'une structure linéaire coupant les basaltes et les gabbros plissés de la Formation de Deguisier, à 2 km au nord de la faille d'Aiguebelle. Cette structure orientée NNE et à pendage de 55 à 70 ° vers l'ouest, possède une largeur variant de 4 à 15 m. C'est l'une des structures les plus tardives de la région. L'altération hydrothermale, associée à la minéralisation, est caractérisée par une hématisation, une pyritisation, une silicification, une carbonatation, un enrichissement en potassium, une disparition des ferro-magnésiens et des épidotes et une illitisation des roches encaissantes (Beaudoin, 1986). Elle est visible à l'œil nu sur une distance de 1 à 2 m des zones minéralisées. Le bruit de fond moyen des teneurs aurifères observées dans les volcanites de Deguisier est de 3,5 ppb (Beaudoin, 1986). Un halo d'enrichissement moyen en or de 37 ppb s'étend sur 20 à 50 m dans les éponges (Beaudoin, 1986).

Les autres indices aurifères (figure 19) sont associés à des fractures et à des cisaillements. Un contraste de compétence est souvent observé entre les lithologies encaissantes telles que des intrusions porphyriques et des ultramafites altérées. La minéralisation est associée à une altération distale dominée par l'ankéritisation, alors que la silicification et la pyritisation sont proximales. L'hématisation et la séricitisation avec fuchsite sont aussi observées. La pyrite, le principal sulfure, est très fine et disséminée (de 5 à 15 %). À cause de l'hétérogénéité des assemblages, les zones minéralisées sont souvent discontinues.

Potentiel minéral

Bien que le seul gisement aurifère exploitable de la région était situé au nord de la faille d'Aiguebelle, le secteur représentant le plus fort potentiel aurifère est situé entre les failles d'Aiguebelle et de La Pause (figure 19). C'est là que l'on retrouve le plus grand nombre d'indices

aurifères significatifs, la plus grande quantité de zones d'altération d'importance, ainsi que le plus grand degré de déformation et de fractures. Ce secteur présente des similitudes géologiques avec les secteurs aurifères plus à l'ouest (Holloway: 5,8 Mt à 6,74 g/t, Canadian Mining Journal, octobre 1995; Duquesne ouest; Touriet). L'insuccès des campagnes d'exploration pour l'or dans ce secteur peut être expliqué par la présence d'une couverture quaternaire plus épaisse et par des forages peu profonds, en général.

Étant donné que les lentilles de sulfures massifs de la région ont une origine synvolcanique, la recherche de lentilles du même type devrait se faire en suivant les horizons stratigraphiques. Vers le SE, la stratigraphie est compliquée par la présence des plis parasites. Les horizons favorables devraient se prolonger vers le NW jusqu'au petit lac Dufresnoy en suivant le contact avec les sédiments. Il existe dans ce secteur une petite minéralisation de sulfures au nord du petit lac dans la zone de charnière du synclinal. Un secteur très prometteur se situe juste au sud de la syénite de Cléricy (figure 19). On y observe des minéralisations (2,86 % Cu, 1,24 % Zn, 79 g/t Ag, 2 g/t Au sur 1,1 m: GM 29793) similaires à celles de la mine Bouchard-Hébert. Elle représente selon nous le flanc nord du synclinal de Cléricy.

CONCLUSION

Le principal objectif du projet était de réévaluer la stratigraphie et la structure des unités bordant la zone de failles de Porcupine-Destor. Avec nos levés et la compilation des données géologiques dans tout le feuillet 32D07, il nous a été possible de mieux définir les unités stratigraphiques. Ainsi, le Groupe de Kinojévis comprend maintenant trois Formations: Deguisier, Lanaudière et Hébécourt, les unités turbiditiques ont été regroupées et le Groupe de Timiskaming comprend une nouvelle unité.

La reconnaissance de la Formation de Lanaudière au sud de la faille d'Aiguebelle a plusieurs implications au niveau de la stratigraphie, de la structure et du potentiel minéral. Elle implique une extension vers le sud du Kinojévis. Plusieurs bandes ultramafiques cisailées tout le long de la faille de Porcupine-Destor sont reliées à celles de Lanaudière et non plus à celles du Malartic. Cela implique un anticlinal déversé et faillé. La plus grande variété de lithologies et de compétence dans la Formation de Lanaudière favorise des zones de fractures et un meilleur potentiel aurifère.

Nos travaux ont permis de corréliser la Formation d'Hébécourt (nouvelle unité) à partir de la frontière ontarienne jusque dans la région des mines Bousquet et de l'inclure dans le Groupe de Kinojévis. Il ressort en plus

que cette unité est sous-jacente à la Formation de Reneault-Dufresnoy (nouvelle unité) du Blake River. Cette Formation montre des changements stratigraphiques, latéraux et verticaux, marqués par une augmentation de laves felsiques et de pyroclastites. De plus, le sommet de cette formation est caractérisée par l'apparition de lentilles de sulfures massifs et de sédiments clastiques turbiditiques indiquant la fin du volcanisme tholéiitique et calco-alcalin.

Contrairement aux travaux antérieurs, les observations de terrain et la géochronologie indiquent que les roches sédimentaires et turbiditiques (Groupe de Kewagama) ont reposé sur les volcanites et qu'elles sont à peu près toutes corrélatives entre elles. Ceci fait en sorte que les Formations de la rivière Dufresnoy, de Mont-Brun et du lac Caste sont dorénavant incluses dans le Groupe de Kewagama.

La relation de discordance angulaire et la texture bréchique de la Brèche de Davangus présentent plusieurs similitudes avec la base de la Formation de Duparquet dans la région du village de Duparquet. Ces éléments nous permettent d'inclure la Brèche de Davangus dans le Groupe de Timiskaming et d'en faire l'une des plus jeunes unités stratigraphiques de la région. La présence de conglomérat et de grès de la Formation de Duparquet au sud du village de Destor correspond à une nouvelle extension de cette unité dans la région.

Étant donné la faible surface qu'occupe le Groupe de Malartic dans la région étudiée, cette unité est la moins bien documentée. Ce Groupe mériterait d'être recartographié plus à l'est pour mieux définir sa stratigraphie et permettre des corrélations avec le Groupe de Kinojévis. Une datation isotopique dans ce Groupe permettrait aussi de mieux placer le Groupe dans la colonne stratigraphique.

Nos travaux ont aussi fait ressortir la présence de plusieurs domaines structuraux et résultant de transports différents. Ainsi, le grand synclinal d'Abijévis, déversé vers le sud, est bordé au sud par une série de panneaux imbriqués dont les failles sont inclinées vers le nord. Cette zone correspond aussi aux embranchements de la zone de failles de Porcupine-Destor. Cet ensemble résulte d'un transport tectonique du nord au sud avec une petite composante senestre. Au SE, l'agencement des structures en forme d'éventail est plus complexe. Dans la portion NE, les structures sont inclinées vers le SW alors qu'au coin SW de la carte, elles sont inclinées vers le NE. Ceci résulte d'un plissement plus serré des volcanites périphériques du Blake River par rapport à un coeur plus compétent composé d'une séquence volcanique plus épaisse et de plutons tonalitiques. Une partie des roches de la bordure nord est alors transportée vers le nord et le NE. Le résultat de la collision de ces deux grands ensembles est une structure triangulaire. Les mouvements de décrochement dextre se produisent après cette convergence.

Les minéralisations principales de la région appartiennent à des systèmes polymétalliques de Cu-Zn-Au-Ag. Elles se présentent sous forme de lentilles de sulfures

massifs synvolcaniques (mine Bouchard-Hébert). La bande de volcanites felsiques (sommet du Blake River), sous-jacentes aux turbidites de la Formation de la rivière Dufresnoy, représente une des zones à fort potentiel de minéralisation polymétallique de cette région. Elle s'étend du lac Dufresnoy jusque dans le secteur situé au SE de la mine Bouchard-Hébert localisée au SW de la faille du lac Imau. La seconde zone est située dans la bande de volcanites assignées au Groupe de Blake River au sud de la syénite de Cléricy. Elle est comprise entre les roches sédimentaires de la Formation de Mont-Brun et la faille de Parfouru.

Les minéralisations aurifères font partie de systèmes associés soit à des zones de cisaillements soit à des zones de fractures (mine Yvan Vézina). Ces systèmes sont souvent reliées à des intrusions intermédiaires ou felsiques. Le système à fort potentiel aurifère se trouve dans la zone d'imbrication entre les failles d'Aiguebelle et de La Pause. Les principales causes sont la présence d'une multitude de lithologies aux compétences différentes et de plusieurs zones d'altération en ankérite, en fuchsite et en quartz. La présence de dykes syntectoniques et de lamprophyres suggère l'existence de réseaux de faiblesse que les fluides porteurs d'or et responsables d'altérations ont pu emprunter.

RÉFÉRENCES

- AMBROSE, J.W.**, 1941 - Cléricy and La Pause Map-Areas, Quebec. Commission géologique du Canada; mémoire 233, 88 pages.
- AMBROSE, J.W.**, 1944 - Duparquet-Larder Lake- Rouyn region, Ontario and Quebec. Commission géologique du Canada; carte préliminaire, étude 44-29.
- BANNERMAN, H. M.**, 1940 - Région du lac Lépine, canton de Destor, comté d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; RG-04, 35 pages.
- BEAUDOIN, A.**, 1986 - Pétrographie et géochimie de l'altération reliée au gîte aurifère Dest-Or, Abitibi, Québec. École Polytechnique, Université de Montréal, Montréal; mémoire de maîtrise 287 pages.
- BEAUDRY, D.**, 1992 - Analyse structurale des assemblages volcanosédimentaires au voisinage de la faille Porcupine-Destor, Abitibi, Québec. Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 127 pages.
- BEULLAC, R. - IMREH, L.**, 1987 - Géologie du secteur de Preissac-La Pause-Cléricy (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 86-03, 44 pages.

- BOIVIN, P.**, 1974 - Pétrographie, stratigraphie et structure de la ceinture de «schistes verts» de Noranda, dans les cantons de Hébécourt, de Duparquet et de Destor, Québec, Canada. Université de Clermont (France); thèse de doctorat, 133 pages.
- BOURNE, J. H. - L'HEUREUX, M.**, 1991 - The petrography and geochemistry of the Clericy Pluton: an ultrapotassic pyroxenite-syenite suite of the late Archaean age from the Abitibi region, Quebec. *Precambrian Research*; volume 52, pages 37-51.
- BUFFAM, B.S.W.**, 1927 - Destor area, Abitibi county, Quebec. Commission géologique du Canada; Sum. Rept., 1925, Part C, pages 82-104.
- CARRIER, A. - LAFLÈCHE, M. R. - BIRKETT, T. C. - MUELLER, W.**, 1995 - Characteristics of volcanic-hosted massive sulphide deposits (VHMS) and associated host rocks of the northeastern Blake River Group. *Precambrian '95, International Conference on Tectonics and Metallogeny of Early/Mid Precambrian Orogenic Belts*; Program and Abstracts, p. 289.
- CORFU, F. - NOBLE, S.**, 1992 - Genesis of the Southern Abitibi Greenstone belt, Superior Province, Canada: Evidence from zircon Hf isotope analyses using a single filament technique.
- CARRIER, A. - LAFLÈCHE, M. R.**, 1996 - Géochimie des terres rares et de certains éléments traces en exploration des gisements volcanogènes polymétalliques: exemple du secteur nord-est du Groupe de Blake River (mine Bouchard-Hébert, Abitibi, Québec). Association professionnelle des géologues et des géophysiciens du Québec; congrès annuel, Chicoutimi, programme et résumés, p. 67-77.
- CATTALANI, S. - CHARTRAND, F.**, 1990 - Métallogénèse des gisements de sulfures massifs du nord-ouest québécois II: Gisements d'Aldermac, d'Ansil et de Mobrùn. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-61, 34 pages.
- COUTURE, J.-F.**, 1996 - Les gisements métalliques du district de Rouyn-Noranda, Québec. *In: Métallogénie et évolution tectonique de la région de Rouyn-Noranda*. Éditeurs: J.-F. Couture et J. Goutier. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-06, pages 11-18.
- COUTURE, J.-F. - GOUTIER, J. - PÉLOQUIN, A. S.**, 1996 - Géologie de la région de Rouyn-Noranda, Québec. *In: Métallogénie et évolution tectonique de la région de Rouyn-Noranda*. Éditeurs: J.-F. Couture et J. Goutier. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-06, pages 1-10.
- COUTURE, J.-F. - PILOTE, P.**, 1990 - Les gisements aurifères de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport d'activités 90, DV 90-10, pages 72-73.
- DAVIS, D. W.** - 1991 - Age constraints on deposition and provenance of Archean sediments in the Southern Abitibi and Pontiac Subprovinces from U-Pb Analyses of detrital zircons. Association géologique du Canada - Association minéralogique du Canada; congrès annuel conjoint avec la Society of Economic Geologists, Toronto, programme et résumés, volume 16, page A29.
- DAVIS, D. W.** - 1992 - Age constraints on deposition and provenance of Archean sediments in the Southern Abitibi and Pontiac Subprovinces from U-Pb analyses of detrital zircons. Lithoprobe; projet Abitibi-Grenville, rapport d'atelier, Montréal 1991, pages 147-150.
- DE ROSEN-SPENCE, A.F.**, 1976 - Stratigraphy, development and petrogenesis of the Central Noranda volcanic pile, Noranda, Quebec. Université de Toronto, Toronto, Ontario; thèse de doctorat, 116 pages.
- DIMROTH, E. - ROCHELEAU, M.**, 1979 - Volcanology and sedimentology of Rouyn-Noranda area, Québec. Association géologique du Canada - Association minéralogique du Canada; livret-guide d'excursion A-1, Université Laval, Québec.
- DIMROTH, E. - BOIVIN, P. - GOULET, N. - LAROUCHE, M.**, 1973 - Tectonic and volcanological studies in the Rouyn-Noranda area. Ministère des richesses naturelles, Québec; DP-138, 59 pages.
- DIMROTH, E. - IMREH, L. - GOULET, N. - ROCHELEAU, M.**, 1983a - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 20, pages 1355-1373.
- DIMROTH, E. - IMREH, L. - GOULET, N. - ROCHELEAU, M.**, 1983b - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 20, pages 1374-1388.
- DIMROTH, E. - IMREH, L. - ROCHELEAU, M. - GOULET, N.**, 1982 - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 1729-1758.
- DIMROTH, E. - LAROUCHE, M. - ROCHELEAU, M. - CÔTÉ, R. - BOIVIN, P.**, 1974 - Stratigraphic and tectonic work on the Rouyn-Noranda area, counties of Rouyn-Noranda, Abitibi-West and Temiscamingue. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP- 246, 46 pages.
- DION, D. J.**, 1994 - Données numériques maillées du champ magnétique total. Ministère de Ressources naturelles, Québec; 032D, MB 94-22X.

- DUGAS, J.**, 1959 - Quart nord-est du canton de Dufresnoy, comté de Rouyn-Noranda. Ministère des Richesses naturelles, Québec; Dufresnoy NE, 1 carte.
- DUGAS, J.**, 1964 - Quart nord-ouest du canton de Dufresnoy, comté de Rouyn-Noranda. Ministère des Richesses naturelles, Québec; Dufresnoy NO, 1 carte.
- DUGAS, J. - GILBERT, J. E.**, 1955a - Quart sud-est du canton de Destor, comté d'Abitibi-ouest. Ministère des Richesses naturelles, Québec; Destor SE, 1 carte.
- DUGAS, J. - GILBERT, J. E.**, 1955b - Quart sud-ouest du canton de Destor, comté d'Abitibi-ouest. Ministère des Richesses naturelles, Québec; Destor SW, 1 carte.
- EAKINS, P. R.**, 1972 - Canton de Roquemaure - comté d'Abitibi-Ouest. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-150, 72 pages.
- ERNST, R. E. - BUCHAN, K. L. - PALMER, H. C.**, 1995 - Giant dyke swarms: Characteristics, distribution and geotectonic applications. *Physics and Chemistry of Dykes*. Éditeur Baer & Heiman, Balkema, Rotterdam.
- FENG, R. - KERRICH, R.**, 1991 - Single zircon age constraints on the tectonic juxtaposition of the Archean Abitibi greenstone belt and Pontiac Subprovince. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 55, pages 3437-3441.
- GAGNON, Y.**, 1981 - Lithogéochimie de la partie orientale du complexe rhyolitique de mine Hunter, Abitibi-Ouest. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-826, 30 pages.
- GAUDREAU, R.**, 1996 - District minier de Rouyn-Noranda. *Dans: Rapport des géologues résidents sur l'activité minière régionale, 1995*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 96-01, pages 1-26.
- GÉLINAS, L. - BROOKS, C. - PERREAULT, G. - CARIGNAN, J. - TRUDEL, P. - GRASSO, F.**, 1977 - Chemostratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Québec. *In: Volcanic Regimes in Canada*. Éditeurs: W.R.A. Baragar, L.C. Coleman et J.M. Hall. Geological Association of Canada; special paper 16, pages 263-295.
- GÉLINAS, L. - BROOKS, C. - TRZCIENSKI, W. E.**, 1976 - Archean variolites-quenched immiscible liquids. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 13, pages 210-230.
- GÉLINAS, L. - LAJOIE, J. - BOUCHARD, M. - SIMARD, A. - VERPAELST, P., GAUTHIER, N. - TASSÉ, N.**, 1982 - Les complexes rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-847, 45 pages.
- GÉLINAS, L. - LAJOIE, J. - BOUCHARD, M. - SIMARD, A. - VERPAELST, P. - SANSFAÇON, R.**, 1978 - Les complexes rhyolitiques de la région de Rouyn-Noranda. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-583, 49 pages.
- GÉLINAS, L. - TRUDEL, P. - HUBERT, C.**, 1984 - Chimicostratigraphie et tectonique du Groupe de Blake River. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 83-01, 41 pages.
- GÉOLOGUES DU MRN**, 1996 - Légende générale de la carte géologique - Édition revue et augmentée. Coordonnateur: SHARMA, K. N. M. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 96-28, 89 pages.
- GIBSON, H. L. - WATKINSON, D. H.**, 1990 - Volcanogenic massive sulphide deposits of the Noranda cauldron and shield volcano, Québec. *In: La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois*. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie; volume spécial 43, pages 119-132.
- GOODWIN, A. M.**, 1977 - Archean volcanism in the Superior Province, Canadian Shield. *In: Volcanic regimes in Canada*. Éditeurs: W. R. A. Baragar, L.-C. Coleman et J. M. Hall. Geological Association of Canada; special paper 16, pages 205-241.
- GOUTIER, J.**, 1995 - Évolution géologique des volcanites du Blake River de la région de Cléry, Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 95-04, page 11.
- GOUTIER, J.**, 1996 - Géologie de la région de Duparquet. *In: Métallogénie et évolution tectonique de la région de Rouyn-Noranda*. Éditeurs: J.-F. Couture et J. Goutier. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-06, pages 41-44.
- GOUTIER, J. - LACROIX, S.**, 1992 - Géologie du secteur de la faille de Porcupine-Destor dans les cantons de Destor et Duparquet. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 92-06, 62 pages.
- GOUTIER, J. - MELANÇON, M. - DION, C. - VERPAELST, P. - RIVE, M.**, 1994. Compilation des datations isotopiques des sous-provinces de l'Abitibi et de quelques unités adjacentes (Québec et Ontario). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-55, 40 pages.

- GRAHAM, B.**, 1954 - Parties des cantons d'Hébécourt, de Duparquet et de Destor, comté Abitibi-ouest. Ministère des Mines, Québec; RG-61, 87 pages.
- GUSSOW, W. C. - AMBROSE, J. W. - GUNNING, H. C.**, 1939 - Clérey map-area, Abitibi and Témiscamingue counties, Quebec. Commission géologique du Canada; carte préliminaire, étude 39-7.
- HOCQ, M.**, 1977 - Demie sud du canton d'Aiguebelle (comté d'Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 544, 25 pages.
- HOCQ, M.**, 1979 - Demie nord et quart sud-ouest du canton d'Aiguebelle (comté de Rouyn-Noranda) - rapport d'étape. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 644, 41 pages.
- HOCQ, M. - VERPAELST, P.**, 1994 - Les sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. *In*: Géologie du Québec. Les publications du Québec; MM 94-01, pages 21-37.
- IMREH, L.**, 1984 - Sillon de La Motte-Vassan et son arrière-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 82-04, 72 pages.
- JACKSON, S. L. - FYON, J. A.**, 1991 - The Western Abitibi Subprovince in Ontario. *In*: Geology of Ontario. Éditeurs: P.C. Thurston, H.R. Williams, R.H. Sutcliffe et G.M. Stott. Ministry of Northern Development and Mines, Ontario Geological Survey; Special Volume 4, part 1, pages 405-482.
- JENSEN, L. S.**, 1978 - Geology of Stoughton and Marriott Townships, District of Cochrane. Ontario Geological Survey; report 173, 73 pages.
- JENSEN, L. S.**, 1981 - A Petrogenic Model for the Archean Abitibi Belt in the Kirkland Lake Area, Ontario. University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan; Ph.D. Thesis, 520 pages.
- JENSEN, L. S.**, 1985 - Stratigraphy and petrogenesis of Archean metavolcanic sequences, Southwestern Abitibi Subprovince, Ontario. *In*: Evolution of Archean Supracrustal Sequences. Éditeurs: L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card et W. Weber. The Geological Association of Canada; special paper 28, pages 65-87.
- JOLLY, W. T.**, 1978 - Metamorphic history of the Archean Abitibi belt. *In*: Metamorphism in the Canadian Shield. Commission géologique du Canada; étude 78-10, pages 63-78.
- LAFLECHE, M. R.**, 1991 - Pétrologie et géochimie des éléments traces du magmatisme archéen de la partie sud de la ceinture volcano-plutonique de l'Abitibi, Québec. Université de Montpellier, Montpellier, France; thèse de doctorat, 196 pages.
- LAFLECHE, M. R. - DUPUY, C. - BOUGAULT, H.**, 1992a - Geochemistry and petrogenesis of Archean mafic volcanic rocks of the southern Abitibi Belt, Québec. Precambrian Research; volume 57, pages 207-241.
- LAFLECHE, M. R. - DUPUY, C. - DOSTAL, J.**, 1991 - Archean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the southern Abitibi greenstone belt. Precambrian Research; volume 52, pages 71-96.
- LAFLECHE, M. R. - DUPUY, C. - DOSTAL, J.**, 1992b - Tholeiitic volcanic rocks of the late Archean Blake River Group, southern Abitibi greenstone belt: origin and geodynamic implications. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 28, pages 1448-1458.
- LAROCQUE, A. C. L. - HOGSON, C. J.**, 1993 - Carbonate-rich Footwall Alteration at the Mobrún Mine, a possible Mattabi-type VMS Deposit in the Noranda Camp. Exploration and mining Geology; volume 2, numéro 2, pages 165-169.
- LAROCQUE, A. C. L. - HOGSON, C. J.**, 1995 - Effects of greenschist-facies metamorphism and related deformation on the Mobrún massive sulfide deposit, Québec, Canada. Mineralium Deposita; volume 30, pages 439-448.
- LAROCQUE, A. C. L. - HOGSON, C. J. - CABRI, L. J. - JACKMAN, J. A.**, 1995 - Ion-microprobe analysis of pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite from the Mobrún VMS deposit in northwestern Quebec: Evidence for metamorphic remobilization of gold. The Canadian Mineralogist; volume 33, pages 373-388.
- LAROCQUE, A. C. L. - HOGSON, C. J. - LAFLEUR, P.-J.**, 1993 - Gold distribution in the Mobrún volcanic-associated massive sulfide deposit, Noranda, Quebec: A preliminary evaluation of the role of metamorphic remobilization. Economic Geology; volume 88, pages 1443-1459.
- LAROCHE, M.**, 1974 - Étude stratigraphique, volcanologique et structurale de la région de Destor, Clérey, Montbrun, Abitibi-ouest. Université Laval, Québec; mémoire de maîtrise, 69 pages.
- LEDUC, M. J.**, 1981 - Morphologie des faciès volcaniques et structures associées à des coulées basaltiques du Groupe de Kinojévis, canton d'Aiguebelle, Abitibi. Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 169 pages.

- LEDUC, M. - DIMROTH, E.**, 1985 - Synvolcanic faulting at the Duparquet-Destor break in the Archean Abitibi Belt, Quebec. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*; volume 151, numéro 3, pages 283-299.
- LETROS, S. - STRANGWAY, D. W. - TASILLO-HIRT, A. M. - GEISSMAN, J. W. - JENSEN, L. S.**, 1983 - Aeromagnetic interpretation of the Kirkland Lake - Larder Lake portion of the Abitibi Greenstone Belt, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 20, pages 548-560.
- MacINTOSH, J. A.**, 1977 - Canton de Cléricy (1/2 N). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-180, 97 pages.
- MARQUIS, P. - HUBERT, C. - BROWN, A. C. - SCHERKUS, E. - TRUDEL, P. - HOY, L. D.**, 1992 - Géologie de la mine Donald J. LaRonde. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 89-06, 106 pages.
- MORTENSEN, J. K.**, 1993 - U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 2: Noranda - Kirkland Lake region. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 29-41.
- MUELLER, W. - DAIGNEAULT, R. - CHOWN, E. H.**, 1995 - Archean terrane docking: Destor-Porcupine-Manneville zone, Abitibi greenstone belt Québec, Canada. Commission géologique du Canada; Open File Report 3145, Precambrian '95', International Conference on Tectonics and Metallogeny of Early/Mid Precambrian Orogenic Belts, Field guidebook A-1, 60 pages.
- MUELLER, W. - DONALDSON, J. A.**, 1992 - Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2249-2265.
- MUELLER, W. - DONALDSON, J. A. - DUFRESNE, D. - ROCHELEAU, M.**, 1991 - The Duparquet Formation: sedimentation in a late Archean successor basin, Abitibi Greenstone Belt, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 28, pages 1394-1406.
- MUELLER, W. - MORTENSEN, J. K. - DAIGNEAULT, R. - CHOWN, E. H.**, 1994 - Docking of Archean terranes: Evidence from the Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. *Geological Society of America*; Program with Abstracts, volume 26, numéro 7, page A-338.
- NORMAN, G. W. H.**, 1944 - Rouyn-Malartic-Destor region, Quebec. Commission géologique du Canada; carte préliminaire, étude 44-27.
- NUNES, P. D. - JENSEN, L. S.**, 1980 - Geochronology of the Abitibi metavolcanic belt, Kirkland Lake area - progress report. Ontario Geological Survey; Miscellaneous Paper 92, pages 40-45.
- PÉLOQUIN, S.N. - LUDDEN, J. N. - HUBERT, C.**, 1994. Magmatic systems in the late Archean volcanic basins: implications for Noranda-type VMS. Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada; Program with Abstracts, Waterloo, volume 19, page A87.
- PÉLOQUIN, S. - POTVIN, R. - PARADIS, S. - LAFLECHE, M. R. - VERPAELST, P., GIBSON, H. L.**, 1990 - The Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Quebec: A stratigraphic synthesis. *In: La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois*. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie; volume spécial 43, pages 107-118.
- POWELL, W. G. - CARMICHAEL, D. M. - HODGSON, C. J.**, 1995 - Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 32, pages 787-805.
- RIOPEL, J. - CATTALANI, S. - HUBERT, C. - BARRETT, T. J.**, 1991 - Géologie, structure et géochimie du gisement de sulfures massifs de Mobrún - région de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-05, 172 pages.
- RIOPEL, J. - HUBERT, C. - CATTALANI, S. - BARRETT, T. J. - HOY, L. D.**, 1995 - Géologie, structure et géochimie du gisement de sulfures massifs de Mobrún, (district de Rouyn-Noranda). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 92-02, 142 pages.
- ROCHELEAU, M.**, 1980 - Stratigraphie et sédimentologie de l'Archéen dans la région de Rouyn, Abitibi, Québec. Université de Montréal, Montréal; thèse de doctorat, 313 pages.
- RUEL, M.**, 1996 - Géologie de la mine Mobrún. *In: Métallogénie et évolution de la région de Rouyn-Noranda*. Éditeurs: J.-F. Couture et J. Goutier. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-06, pages 33-36.
- SANSCHAGRIN, Y.**, 1981 - Étude des variations latérales et verticales de faciès dans des coulées de basalte tholéitiques du Groupe de Kinocévis, canton d'Aiguebelle, Abitibi. Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 114 pages.

SANSCHAGRIN, Y. - LEDUC, M., 1979 - Quart sud-est du canton d'Aiguebelle. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-676, 45 pages.

SPENCE, C. D. - DE ROSEN-SPENCE, A. F., 1975 - The place of massive sulphide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Québec. *Economic Geology*; volume 70, pages 90-101.

TOURIGNY, G. - HUBERT, C. - BROWN, A. C. - CRÉPEAU, R. - TRUDEL, P. - HOY, L. - KHEANG, L., 1992 - Géologie de la mine Bousquet. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 89-09, 99 pages.

TRUDEL, P., 1979. Le volcanisme archéen et la géologie structurale de la région de Cléricy. École Polytechnique, Montréal, Québec; thèse de doctorat, 307 pages.

VERPAELST, P. - HOCQ, M., 1987 - Géologie du Groupe de Hunter Mine, cantons de Poularies et de Privat. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 87-06, carte annotée.

VERPAELST, P. - HOCQ, M., 1991 - Géologie du Groupe de Hunter Mine dans les cantons de Poularies et de Privat. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 89-01, 30 pages.

WILSON, M. E., 1962 - Rouyn-Beauchastel areas, Quebec. Commission géologique du Canada; mémoire 315, 140 pages.

ZHANG, P.L. - MACHADO, N. - LUDDEN, J. - MOORE, D., 1993 - Geotectonics constraints from U-Pb ages for the Blake River Group, the Kinojévis Group and the Normétal mine area, Abitibi, Québec. Association géologique du Canada - Association minéralogique du Canada; Edmonton, programme et résumés, volume 18, page A114.



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines