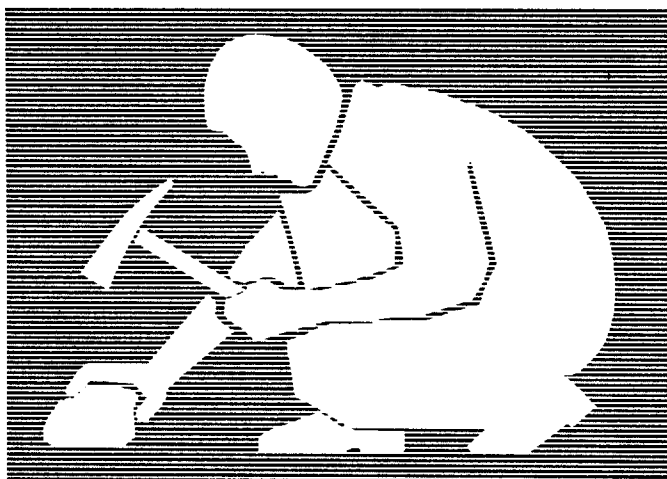




Gouvernement du Québec  
Ministère de l'Énergie et des Ressources  
Service géologique du Nord-Ouest

# Géologie de la région du lac Dickson (Bande Caopatina-Desmaraisville)

Rachid Midra  
Edward H. Chown  
Larry Tait



## SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada - Québec sur le développement minéral.

Cette étude s'est effectuée en coopération avec le Centre d'Études sur les Ressources Minérales (CERM)

**MB 91-30** (Accompagne la carte ET 90-01)

**1992**

## Résumé

La région cartographiée est localisée à 35 km au sud-ouest de la ville de Chapais. Le territoire comprend les cantons d'Anville, de Drouet, de Guercheville et de Lapparent et, en partie, les cantons de Brochant, de Lescure, de Daubrée, de Dolomieu et de Saussure. Le territoire fait partie de la ceinture de roches vertes archéennes Chibougamau-Matagami, appartenant à la province du Supérieur. La partie nord du terrain est occupée par le massif de Lapparent. Ce dernier est composé d'intrusions polyphasées d'âge pré- à tarditectonique, généralement tonalitiques, avec quelques phases granodioritiques. Le pluton de Houghton est par contre monzodioritique; il présente une bordure bréchique riche en roches hybrides de composition ultramafique à mafique. La bordure des intrusions contient parfois des enclaves volcaniques ou des phases intrusives précoces et la déformation y est généralement plus intense qu'au centre.

Le massif de Lapparent est bordé au sud par la bande volcanosédimentaire Caopatina-Desmaraisville. Cette bande est composée de laves basaltiques aphyriques et porphyriques en plagioclases et de filons-couches comagmatiques de la Formation d'Obatogamau. Des niveaux sédimentaires sont intercalés aux coulées de laves, surtout dans le coeur du synclinal majeur de Druillettes qui traverse la région. Le métamorphisme affectant ces roches est au faciès des schistes verts, sauf en bordure de certains plutons où il atteint le grade des amphibolites.

Trois intrusions recoupent l'empilement volcanosédimentaire. On distingue le complexe anorthositique de la rivière Opawica d'origine synvolcanique, le pluton tonalitique d'Opawica d'âge pré-tectonique et le pluton tardif monzodioritique de La Ronde.

Des dykes d'âge protérozoïque recoupent toutes les lithologies. Ils présentent une orientation NNE à NE et ne montrent pas de déformation.

La région présente un grain tectonique E-W à ESE. Un cisaillement majeur, d'attitude E-W et d'ordre régional, traverse la bande volcanosédimentaire. Des failles tardives d'attitude NE à NNE traversent la région. Elles sont généralement hématisées et albitisées.

## TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION .....	5
But de l'étude .....	5
Localisation et accès .....	5
Méthode de travail .....	5
Remerciements .....	7
GÉOLOGIE GÉNÉRALE .....	7
Travaux antérieurs .....	7
Aperçu géologique .....	7
LITHOLOGIES .....	8
INTRODUCTION .....	8
BANDE VOLCANOSÉDIMENTAIRE ET INTRUSIONS ASSOCIÉES .....	8
Volcanites mafiques (V3B) et filons-couches comagmatiques (I3A) .....	9
Pétrographie des volcanites et des filons-couches .....	11
Géochimie des basaltes .....	13
Roches sédimentaires (S3B) .....	13
Pétrographie .....	15
Complexe de la rivière Opawica (I3G, I3I, I3A) .....	15
Pétrographie .....	17
Pluton d'Opawica (I1D, I2I) .....	17
Pétrographie .....	19
Pluton de la Ronde (I2G) .....	19
Pétrographie .....	21
MASSIF DE LAPPARENT .....	23
Gneiss tonalitique (M1) .....	23
Pétrographie .....	25
Intrusion gabbroïque (I3A) .....	25
Pétrographie .....	25
Pluton d'Anville (I1D) .....	27
Pétrographie .....	29
Pluton de Houghton (I2H) et zone de bordure [I1D + (I4B,I3A)Δ] .....	33
Tonalite de l'Est (I1D) .....	36

	Page
Pétrographie .....	38
Granodiorite de l'Ouest (I1C) .....	38
Pétrographie .....	40
Pluton de Rachel (I1D) .....	42
Pétrographie .....	42
Pluton de MacIntosh (I1C) .....	44
Pétrographie .....	44
DYKES CLASTIQUES DE LA FORMATION DE CHIBOUGAMAU.....	44
DYKES DE DIABASE (I3B) .....	46
Dykes d'Otish .....	46
Dyke de l'Abitibi .....	49
GÉOLOGIE STRUCTURALE .....	49
Domaine I .....	49
Domaine II .....	52
Domaine III .....	52
Domaine IV .....	52
Domaine V .....	54
Domaine VI .....	54
Domaine VII .....	54
Domaine VIII .....	54
Domaine IX .....	55
Failles et cisaillements .....	55
Système E-W à ESE .....	55
Système NE .....	56
Faille Gwillim .....	56
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE .....	56
Indice Fenton .....	56
Indices Ancil et du chemin Doda .....	58
Indices associés aux roches intrusives .....	60
RÉFÉRENCES .....	61

HORS TEXTE : Voir ET 90-01 \*

Carte n° 2148 - Géologie de la région du lac Dickson (32G/11) à l'échelle de 1: 50 000

**\*Note:** la carte du présent rapport fait l'objet d'une publication séparée dans la série ET.

## INTRODUCTION

### BUT DE L'ÉTUDE

Le présent travail constitue une synthèse de travaux de terrain effectués dans le secteur du lac Dickson, couvert par le feuillet SNRC 32G/11. Cette synthèse s'inscrit dans le cadre d'un projet global de cartographie de la bande sud de la ceinture Chibougamau-Matagami, qui constitue la zone interne de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Dimroth et al., 1983), et qui fait partie de la province du Supérieur. Le projet, qui a débuté à l'été 1986, a été exécuté par le Centre d'Études sur les Ressources Minérales (CERM) pour le compte du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.

### LOCALISATION ET ACCÈS

La région cartographiée est à 35 km au sud-ouest de la ville de Chapais (figure 1); elle comprend la presque totalité des cantons d'Anville, de Drouet, de Guercheville et de Lapparent, la partie ouest des cantons de Brochant et de Lescure ainsi que la partie sud des cantons de Daubrée, de Dolomieu et de Saussure. La superficie totale est de 1000 km<sup>2</sup>.

L'accès à la région se fait à partir de la route nationale 113 en empruntant la route forestière L-209S à l'intersection de la scierie de Chapais, et également par la route forestière L-213 à la borne kilométrique 321, située à l'ouest de la ville de Chapais. Comparativement à la partie sud, la partie nord de la région est alimentée par un bon réseau de routes secondaires.

### MÉTHODE DE TRAVAIL

Dans le cadre de la synthèse des différents travaux, on a procédé systématiquement à des levés de vérification sur tout le territoire, à partir des routes forestières, avec emphase là où les travaux antérieurs présentaient des lacunes. Dans les secteurs moins accessibles, notamment dans la partie est, l'utilisation de l'hélicoptère a facilité l'exécution des travaux. Les rives des lacs Denning, Dickson, Drouet, MacLeod et Mann ont été cartographiées et les nouvelles routes forestières au sud-ouest du lac Cavan ont été visitées. La cartographie a été effectuée à l'échelle de 1:20 000 et les résultats sont présentés sur la carte 2148 (ET 90-01) à l'échelle de 1:50 000.

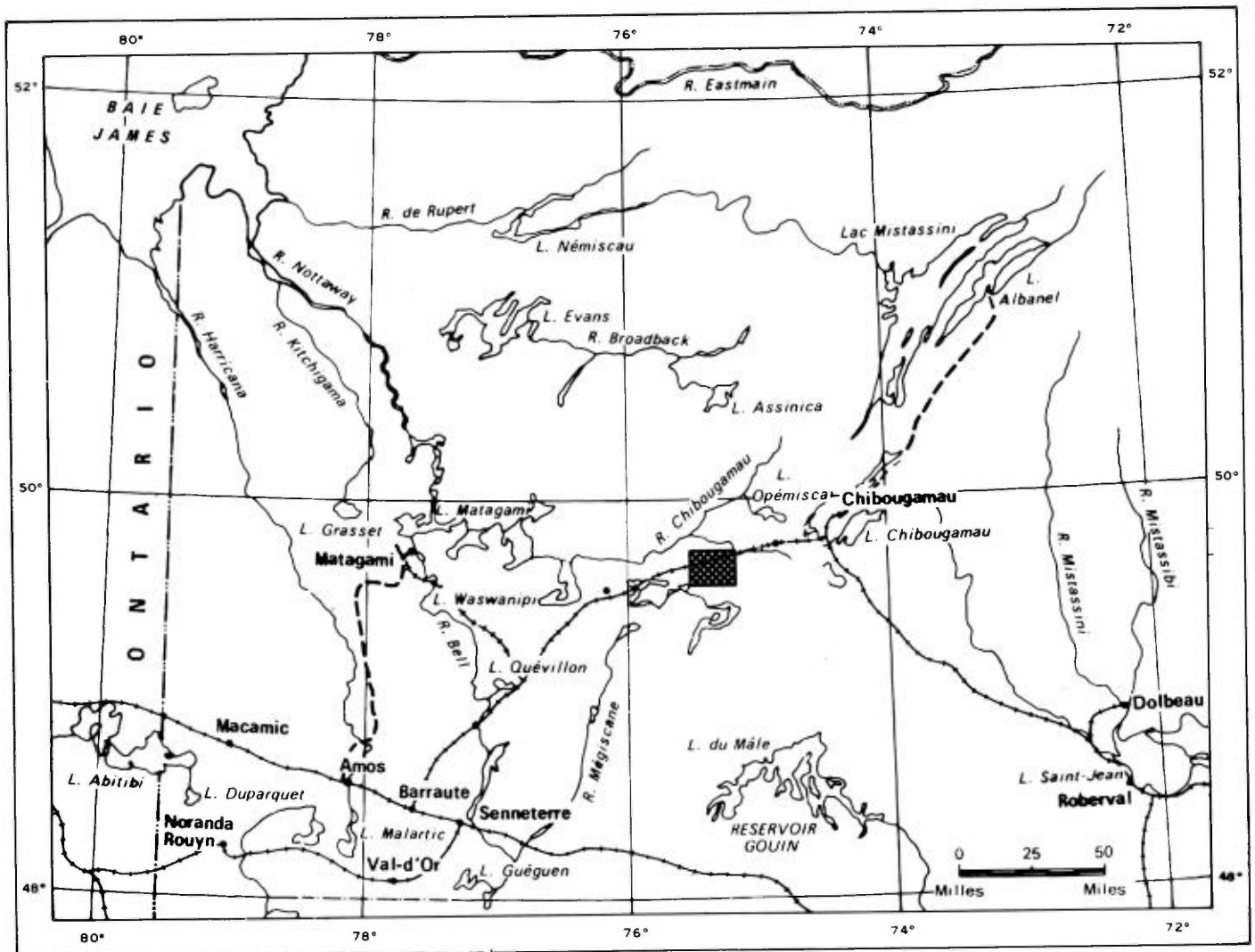


Figure 1 - Carte de localisation du secteur étudié.

## REMERCIEMENTS

Nous tenons à souligner l'excellent travail accompli par les aides-géologues Isabelle Bouchard, Rock Flamand, Gilles Lanthier, Michel Renaud, le cuisinier Norbert Tremblay et l'homme d'équipe Denis Bouchard.

Nous remercions Kathleen Lauzière pour ses remarques constructives lors de la rédaction de ce rapport, Réal Daigneault pour les discussions fructueuses suscitées par ses visites sur le terrain, ainsi que André Gobeil, Denis Racicot et Rémy Morin pour la lecture critique de la première version de ce manuscrit.

Nous tenons également à remercier Jérôme H. Remick qui a mis à notre disposition ses cartes de localisation d'affleurements et ses notes de terrain des campagnes de cartographie de 1955 et 1956.

## GÉOLOGIE GÉNÉRALE

### TRAVAUX ANTÉRIEURS

La région a fait l'objet d'une première cartographie par Remick (1956,1957). En 1974, Maybin a cartographié l'extrême partie sud-ouest, avec une emphase sur le complexe de la rivière Opawica. Durant l'été 1986, la bande volcanosédimentaire et le sud du massif de Lapparent ont été cartographiés à l'échelle 1:20 000 par Tait. Le territoire est entièrement couvert par des levés magnétiques aéroportés et des levés EM INPUT. Il est également couvert par la carte lithostratigraphique de la région de Chibogamau (Gobeil et Racicot, 1983).

Plusieurs études ont touché partiellement le secteur, et cela sous forme de publications scientifiques (Racicot *et al.*, 1984; Chown et Mueller, en préparation), de thèse de doctorat (Bédard, en préparation), de mémoires de maîtrise (Maybin, 1976; Midra, 1990; Bellavance, en préparation) et de projets de fin d'étude (Gervais,1987; Tanguay, 1987; Renaud, en préparation).

### APERÇU GÉOLOGIQUE

La bande volcanosédimentaire, bordée au nord par le massif de Lapparent, occupe la partie sud du territoire. Elle comprend des volcanites mafiques de la Formation d'Obatogamau (Cimon, 1977) qui se composent de laves basaltiques aphyriques ou porphyriques. Les coulées porphyriques sont caractérisées par des phénocristaux et/ou des glomérocristaux millimétriques à centimétriques de plagioclase. Les laves coussinées et massives dominant, le faciès bréchiqque étant moins abondant. Des filons-couches comagmatiques sont intercalés aux laves basaltiques. Les horizons sédimentaires

rencontrés occupent le coeur du synclinal de Druillettes (Lauzière et al., 1988); ils sont discontinus et montrent une intercalation avec les volcanites. Des intrusions pré-tectoniques à tarditectoniques recourent l'empilement volcanosédimentaire.

Le massif de Lapparent (Racicot et al., 1984) occupe la majeure partie du territoire. Il est composé d'intrusions polyphasées pré- à tarditectoniques. Ces roches sont généralement de composition tonalitique avec quelques phases monzodioritiques et granodioritiques. Les bordures des plutons sont souvent riches en enclaves volcaniques et montrent parfois une déformation intense produisant des textures mylonitiques. Des amas de gneiss tonalitique se trouvent coincés entre certaines intrusions.

Des dykes de diabase d'âge protérozoïque, de direction NNE à NE, recourent les roches du massif ainsi que les volcanites au sud.

Deux dykes clastiques (épaisseur < 1 m) appartenant à la Formation de Chibougamau ont été répertoriés à l'ouest du lac Anville.

Au point de vue structural, les roches volcanosédimentaires montrent une schistosité pénétrante à l'échelle régionale et sont traversées par des zones de cisaillements d'orientation E-W à ESE. Les roches intrusives montrent une foliation d'origine magmatique ou de mise en place. Des failles tardives d'orientation NNE à NE déplacent les différentes lithologies. La plus importante, la faille Gwillim, présente un rejet apparent sénestre et d'ordre kilométrique.

## LITHOLOGIES

### INTRODUCTION

Le terrain cartographié comprend, au sud, une portion de la bande volcanosédimentaire Caopatina-Desmaraisville et, au nord, une partie du massif de Lapparent. Dans le but de faciliter la lecture, ces deux parties seront traitées séparément.

### BANDE VOLCANOSÉDIMENTAIRE ET INTRUSIONS ASSOCIÉES

La bande volcanosédimentaire est composée majoritairement de coulées de laves de composition basaltique (V3B) et de quelques horizons de sédiments (S3B). Trois intrusions recourent les coulées de laves dans la partie ouest du terrain. Il s'agit du complexe anorthositique de la rivière Opawica (I3G, I3I, I3A) (Maybin, 1974), du pluton tonalitique d'Opawica (I1D, I2I) et du pluton de monzodiorite quartzifère de La Ronde (I2G).



### **Volcanites mafiques (V3B) et filons-couches comagmatiques (I3A)**

Les coulées de laves basaltiques affleurent principalement dans les cantons de Guercheville et de Drouet. Les coulées ont des épaisseurs d'ordre métrique à décamétrique mais leur extension latérale n'est pas connue. Les laves massives prédominent sur les laves coussinées. Les brèches de coussins et les hyaloclastites sont peu abondantes. Parfois, les coulées présentent des laves massives à la base, coussinées dans la partie centrale et bréchiques au sommet. Cette succession constitue un bon critère de polarité. Il est également fréquent d'observer une succession de laves uniquement massives. Des cisaillements subparallèles à la stratification oblitérent les contacts entre les laves et les minces horizons hyaloclastiques.

Les laves aphyriques et porphyriques sont intercalées de manière aléatoire. Les phénocristaux de plagioclase, de couleur blanchâtre en surface altérée, caractérisent les coulées massives porphyriques (figure 2). Ces phénocristaux sont d'ordre millimétrique à centimétrique (figure 3); ils forment jusqu'à 50% en volume des coulées massives. Le plagioclase atteint localement 20 cm. Certains horizons porphyriques contiennent jusqu'à 80% de plagioclase et, dans ce cas, il est difficile de distinguer s'il s'agit d'une coulée de lave ou d'un filon-couche. Les horizons fortement porphyriques se retrouvent sous forme de lentilles dans les coulées massives, ou bien se restreignent aux parties sommitales de ces coulées de laves. Une même coulée peut présenter 2 à 3 horizons porphyriques. Dans le cas des coulées coussinées ou bréchiques, le pourcentage des phénocristaux de plagioclase atteint par endroits 30% du volume de la roche. À l'est du complexe de la rivière Opawica, le pourcentage et la dimension des plagioclases diminuent dans les coulées au fur et à mesure qu'on s'en éloigne. La présence des phénocristaux de plagioclase dans les coulées a amené certains auteurs (Gobeil et Racicot, 1983; Tait et Chown, 1987 et Tait et al., 1987) à assigner le nom de Formation d'Obatogamau aux basaltes de la région.

Les basaltes sont de couleur vert pâle à vert foncé en cassure fraîche et présentent généralement une patine d'altération vert pâle, sauf dans les niveaux fortement carbonatés où la patine devient brunâtre. La roche est finement à très finement grenue. Les coussins ont généralement 40 cm de diamètre et présentent une bordure de trempé inférieure à 0,5 cm qui contient parfois des varioles d'ordre millimétrique. Les laves sont très peu vésiculaires dans ce secteur.

Les filons-couches gabbroïques comagmatiques, de puissance métrique à décamétrique, sont surtout présents dans le canton de Drouet, où ils sont intercalés aux coulées de basalte. Les contacts avec les laves sont souvent cisailés. Les gabbros montrent une granulométrie qui varie de fine (1 mm) à grossière (8 mm); ils sont parfois porphyriques en plagioclase. Leur patine d'altération est similaire à celle des basaltes et, dans plusieurs cas, il est difficile de distinguer les filons-couches des coulées massives épaisses, sauf dans le cas des gabbros à grain grossier.

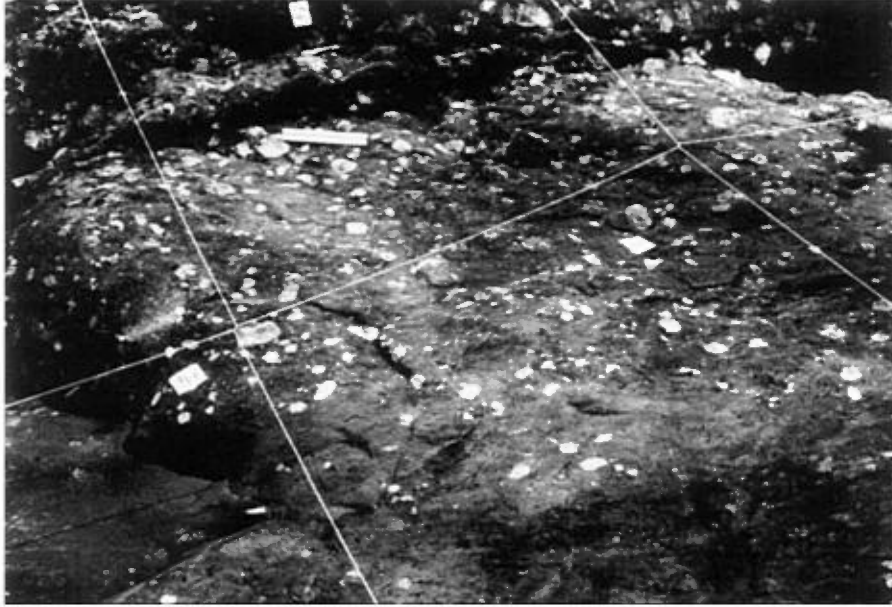


Figure 2 - Coulée de lave massive porphyrique. Le niveau riche en mégacristaux de plagioclases occupe la partie sommitale de la coulée.



Figure 3 - Mégacristal de plagioclase où la bordure montre une teinte différente du coeur et contient des inclusions de la matrice.

Les volcanoclastites mafiques représentent moins de 5 % des volcanites et sont surtout représentées par des brèches de coussins de puissance métrique. De couleur vert brunâtre en surface altérée, ces brèches sont composées de fragments de coussins et contiennent parfois des phénocristaux de plagioclase corrodés et dispersés dans la matrice. La taille et la forme des fragments sont très hétérogènes. Parfois, le sommet des coulées massives montre une bréchification. Les hyaloclastites sont moins abondantes que les brèches et se présentent sous forme de niveaux décimétriques finement grenus.

### Pétrographie des volcanites et des filons-couches

Dans les laves de l'Obatogamau, les minéraux primaires sont pseudomorphosés. Les fantômes de plagioclases saussuritisés sont abondants et se présentent sous quatre formes:

- microphénocristaux
- phénocristaux
- glomérocristaux ou glomérophénocristaux (figure 4)
- microlites

Les microphénocristaux et les phénocristaux sont hypidiomorphes à idiomorphes. Les glomérocristaux passent d'une texture hypidiomorphe à xénomorphe selon leur face d'accollage. L'altération subie par les plagioclases rend impossible la détermination des différents stades d'attachement mutuel des cristaux pour former les glomérocristaux.

Dans les coulées massives, la texture microlitique des plagioclases est présente en bordure seulement, tandis que dans la partie centrale, les plagioclases sont sous forme de phénocristaux et/ou de microphénocristaux.

Dans les coulées coussinées, la texture est généralement intergranulaire au centre et parfois variolaire au niveau des bordures de trempe (figure 5).

Les principaux minéraux secondaires observés sont: l'actinote (35 à 45 %), l'épidote (25 à 35 %), la chlorite (5 à 12 %), le leucoxène (1 à 5 %) et l'albite (1 à 4 %). Les minéraux accessoires sont l'apatite, la séricite, les carbonates, la pyrite et la magnétite; ces minéraux secondaires sont typiques du faciès métamorphique des schistes verts.

L'actinote et la chlorite résultent de l'altération des pyroxènes et de la recristallisation de la matrice. L'épidote et l'albite constituent le produit de saussuritisés des plagioclases. Le leucoxène représente le résultat de la transformation des minéraux titanifères et de la recristallisation de la matrice.

L'actinote se présente sous forme de fibres isolées, en amas ou parfois en cristaux aciculaires millimétriques. L'épidote se présente sous forme de microblastes automorphes

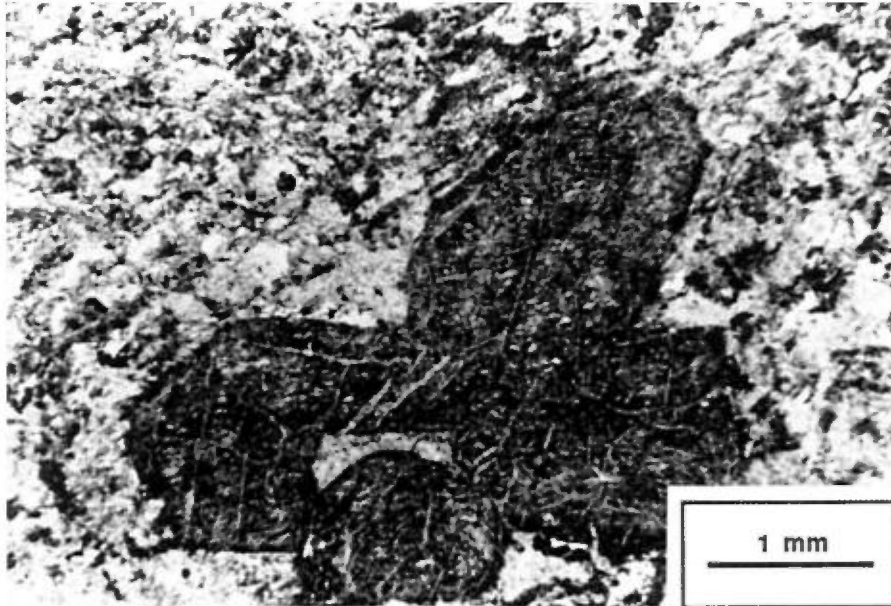


Figure 4 - Photomicrographie montrant un glomérocrystal de plagioclase dans une coulée porphyrique (lumière transmise, naturelle).

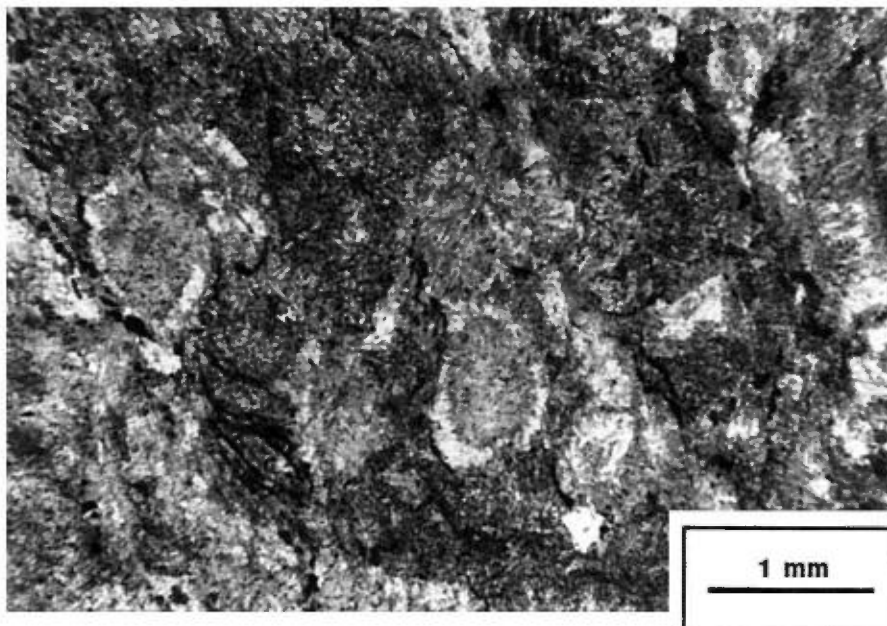


Figure 5 - Photomicrographie de la bordure d'un coussin présentant une texture variolitique (lumière transmise, naturelle).

(0,05mm) disséminés ou en amas. La clinozoïsite est très abondante (80%) comparativement à la pistachite (20%). La chlorite montre de petites lamelles millimétriques isolées ou en amas polycristallins. Le leucoxène (0,3mm) forme des grains xénomorphes.

En lame mince, les gabbros présentent la même minéralogie que les basaltes et les volcanoclastites montrent une altération plus prononcée des plagioclases en épidote.

### Géochimie des basaltes

Les coulées de laves aphyriques de la Formation d'Obatogamau sont de composition basaltique et d'affinité tholéiitique (figure 6). Leur caractère hypopotassique est souligné par le faible rapport  $K_2O/Na_2O$ . La valeur inférieure à 0,56 de l'indice de différenciation  $MG = Mg^{2+}/Mg^{2+}+Fe^{2+}$  témoigne de l'aspect évolué de ces laves.

Géochimiquement les laves aphyriques se divisent en deux grands groupes caractérisés par leur pourcentage en  $TiO_2$  et  $P_2O_5$  (Midra et Woussen, 1989):

- 1- basaltes aphyriques de type I avec  $TiO_2 < 1,2$  et  $P_2O_5 < 0,1$
- 2- basaltes aphyriques de type II avec  $TiO_2 > 1,2$  et  $P_2O_5 > 0,1$

Ces variations sont d'origine primaire et non pas dues à des processus d'altération secondaire, puisque les éléments traces et les terres rares varient de manière concomitante (Midra et Woussen, 1989). À l'Archéen, les basaltes aphyriques de type II appartiennent à la famille des ferrobasaltes et occupent une position stratigraphique élevée. Ils représentent l'évolution d'un liquide basaltique qui fractionne des minéraux ferromagnésiens et s'enrichit par conséquent en  $TiO_2$  et en éléments incompatibles (Basaltic Volcanism Study Project, 1981). Dans notre cas, les laves aphyriques de type II sont intercalées aléatoirement avec les laves aphyriques de type I. Cela suppose donc une évolution différente pour ces deux types de basaltes aphyriques.

Pour les coulées de laves porphyriques, les travaux de Midra (thèse en préparation) ont démontré que les mégacristaux de plagioclase sont en déséquilibre avec les coulées hôtes (figure 7). Ces mégacristaux ont vraisemblablement précipité à partir d'un liquide moins évolué que les laves auxquelles ils sont associés.

### Roches sédimentaires (S3B)

Les roches sédimentaires rencontrées dans la région affleurent de manière discontinue dans le sud du canton de Drouet et en partie dans le canton de Guercheville; elles sont interstratifiées aux coulées de lave. Ces niveaux sédimentaires occupent le cœur du synclinal de Druillettes et contiennent des grauwackes, des wackes

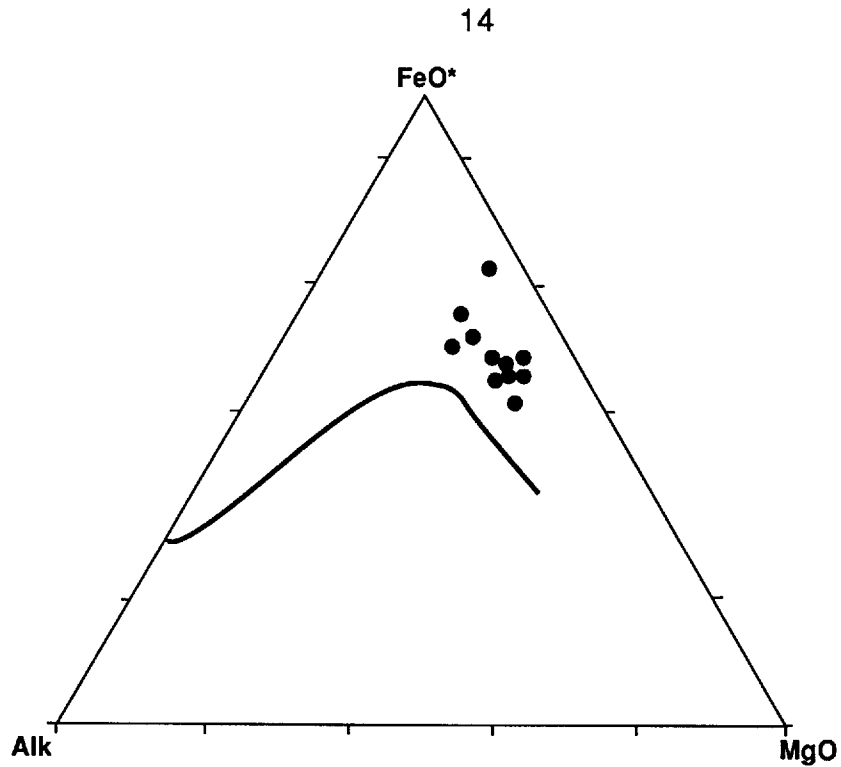


Figure 6 - Les laves basaltiques de la Formation d'Obatogamau montrent une affinité tholéiitique. (Tiré de Midra, 1990).

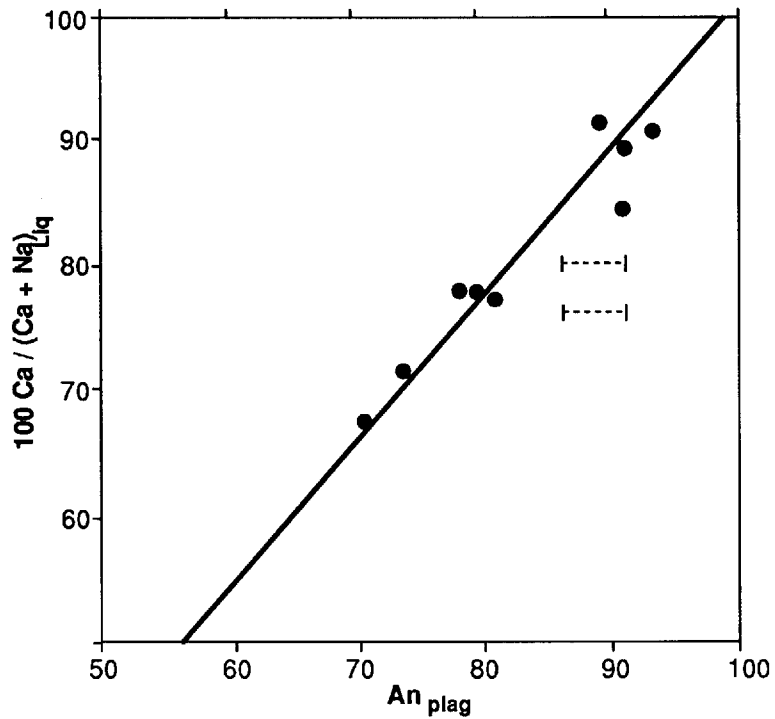


Figure 7 - Diagramme de calcicité du plagioclase en fonction du ratio  $100 \text{ Ca} / (\text{Ca} + \text{Na})_{\text{liq}}$ . Les mégacristaux de plagioclase montrent un déséquilibre avec la matrice. (Tiré de Midra, 1990).

feldspathiques et des siltstones-mudstones-argilites. En surface altérée, les grauwackes et les wackes feldspathiques sont de couleur blanchâtre et gris pâle en cassure fraîche. Ils forment des lits ou des bancs de puissance centimétrique à métrique et sont séparés par des horizons de siltstones-mudstones-argilites. Ces derniers sont de couleur gris à noir et se présentent en lits millimétriques à centimétriques avec, par endroits, des granoclasses normaux et des laminations parallèles, structures qui sont typiques des lits "A" et "E" de la séquence de Bouma dans les turbidites (figure 8).

Les horizons sédimentaires, décrits plus haut, présentent des similarités avec les dépôts sédimentaires de la Formation de Caopatina observés plus au sud-est par Lauzière et al. (en préparation). L'extension incertaine de ces niveaux dans notre région, nous empêche cependant de faire une corrélation directe avec cette formation.

### Pétrographie

Dans les wackes feldspathiques et les grauwackes, le plagioclase constitue le principal constituant (jusqu'à 70 %). Il se présente en cristaux, souvent brisés, d'ordre millimétrique, généralement subanguleux à subarrondis (figure 9). L'altération du plagioclase en épidote et/ou séricite est variable, mais devient prononcée dans les zones très déformées. Le quartz (2 mm) constitue la deuxième fraction en importance (5 à 20 %); il se présente souvent en cristaux monocristallins et plus rarement en fragments polycristallins. La matrice (15 à 40 %), à grains fins à très fins, est de composition quartzofeldspathique. Les grains sont généralement suturés, donnant une texture microgranoblastique à la matrice. Cette dernière contient également de l'épidote, de la séricite, de la chlorite, de la biotite et des carbonates, minéraux typiques du métamorphisme au stade des schistes verts. Cependant, des porphyroblastes de grenat apparaissent dans certaines zones fortement déformées.

Dans les siltstones, les fragments (0,1 mm) subanguleux à subarrondis de plagioclase et de quartz, présents en faible proportion comparativement aux grauwackes, baignent dans une matrice granolépidoblastique très fine. En plus du quartz et du plagioclase, la matrice contient de la séricite, de la chlorite et de l'épidote. Les niveaux argileux, de couleur plus sombre, présentent une texture lépidoblastique, soulignée par l'orientation de la séricite et de la chlorite. Les oxydes de fer constituent la phase accessoire.

### Complexe de la rivière Opawica (I3G, I3I, I3A)

Le complexe anorthositique de la rivière Opawica (Maybin, 1976) représente une intrusion litée comparable au «Complexe du Lac Doré» (Allard, 1976). Seule la partie est du complexe affleure sur notre terrain d'étude. Elle correspond à la zone anorthositique définie par Maybin (1976) et contient les unités suivantes: anorthosite, gabbro



Figure 8 - Photographie de turbidite. Les lits "A" de la séquence de Bouma montrent un granoclassement normal.

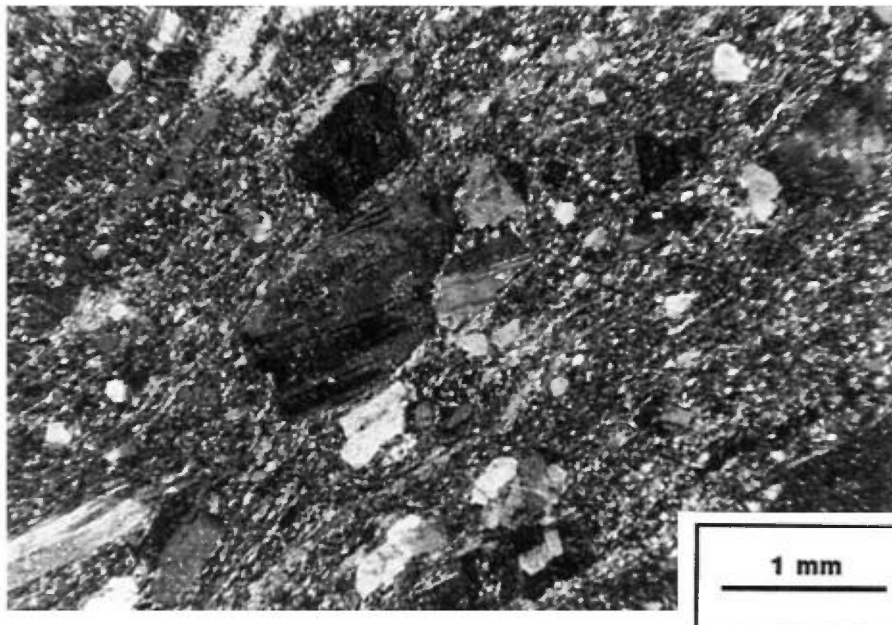


Figure 9 - Photomicrographie d'un wacke feldspathique montrant un mauvais tri (lumière naturelle, nicols croisés).



anorthositique et gabbro. Les horizons à l'intérieur de cette zone sont d'ordre métrique (figure 10). La dimension et le pourcentage des plagioclases peut doubler de manière abrupte d'un lit à l'autre. La couleur de la roche en surface altérée passe de gris blanchâtre dans le cas de l'anorthosite à vert pâle pour le gabbro. La zone anorthositique est caractérisée par des phénocristaux de plagioclase blanchâtres, de dimension millimétrique à centimétrique, en phase cumulus (figure 11). La phase interstitielle, composée d'amphibole et de chlorite, est de couleur vert pâle. Dans la phase gabbroïque, le pourcentage des phénocristaux de plagioclase diminue à la faveur des minéraux ferromagnésiens.

### Pétrographie

Les minéraux essentiels rencontrés sont le plagioclase (50 à 90 %), l'actinote (5 à 40 %), l'épidote (2 à 10 %) et la chlorite (0 à 5 %). Les constituants mineurs sont l'augite, le sphène, la molybdénite, les oxydes de fer-titane et la paragonite.

Le plagioclase présente une calcicité variant de  $An_{80}$  à  $An_{86}$ . Sa granulométrie varie de 1 mm à 10 cm. Les cristaux de plagioclase sont hypidiomorphes à automorphes. Le plagioclase est parfois remplacé par la clinozoïsite qui se retrouve le long des fractures ou, à l'occasion, comme pseudomorphe du plagioclase.

Le pyroxène primaire en phase intercumulus est remplacé par des grains millimétriques d'actinote et de chlorite. Cependant, quelques vestiges de pyroxène (augite) sont localement préservés. L'actinote se présente en cristaux aciculaires alors que la chlorite forme de fines aiguilles. La transformation des pyroxènes en minéraux secondaires est due au métamorphisme régional au faciès des schistes verts, lequel est également responsable de l'épidotisation des plagioclases.

Le sphène, l'oxyde de fer-titane et la molybdénite occupent une position interstitielle et sont d'origine intratellurique. La paragonite constitue un des produits d'altération des plagioclases.

### Pluton d'Opawica (I1D, I2I)

L'intrusion tonalitique d'Opawica affleure dans la partie SW du canton de Guercheville. De forme allongée dans la direction E-W, elle s'est mise en place à l'intérieur du complexe de la rivière Opawica et des volcanites de l'Obatogamau (figure 12). La composition de ce pluton varie d'une diorite quartzifère (I2I) à une tonalite (I1D). La tonalite contient des enclaves de phase dioritique précoce et des enclaves de basalte. La roche typique est à grain moyen avec une couleur gris brunâtre en surface altérée, et gris moyen à foncé, tachetée de vert et de noir en cassure fraîche. La présence de phénocristaux de hornblende et, plus rarement, de plagioclase confère un caractère



Figure 10 - Litage magmatique dans le complexe anorthositique de la rivière Opawica.



Figure 11 - Texture cumulus des plagioclases dans un horizon anorthositique du complexe anorthositique de la rivière Opawica.

porphyrique à la roche. Les diorites quartzifères se distinguent des tonalites (hormis le pourcentage de quartz) par un pourcentage plus élevé de minéraux mafiques et une granulométrie plus fine.

Des dykes, de puissance décimétrique à métrique, dont la composition varie de diorite à tonalite, recoupent le pluton en différents endroits.

### Pétrographie

La texture du pluton varie de granulaire porphyrique à hypidiomorphe mais, on observe par endroits des textures mylonitiques qui se développent dans d'étroites zones de forte déformation (figure 13).

Dans la tonalite et la diorite quartzifère, les principaux minéraux primaires observés sont le plagioclase, le quartz, la hornblende, la biotite, l'épidote, la séricite et la chlorite. L'allanite, le sphène, le zircon, l'apatite et les carbonates constituent les minéraux accessoires.

Le plagioclase, de calcicité  $An_{27}$  à  $An_{40}$ , se présente en grains idiomorphes d'ordre millimétrique montrant les macles de l'albite, de Carlsbad et des zonations oscillatoires. Certains grains présentent une saussuritisation, ainsi que des macles tordues. Le quartz est présent sous forme d'agrégats millimétriques polycristallins dans la tonalite et en position interstitielle dans la diorite. Il montre une extinction lamellaire.

L'amphibole, une hornblende commune, forme des phénocristaux idiomorphes à subautomorphes. Elle s'altère en biotite et en amas irréguliers d'épidote, de chlorite et de leucoxène. Cette biotite secondaire entoure les cristaux de hornblende. La biotite primaire, par contre, se présente en cristaux tabulaires. Elle montre parfois des macles tordues, comme les plagioclases, témoignant de l'effet dynamique du métamorphisme régional. Les minéraux accessoires sont légèrement plus abondants dans la phase tonalitique que dans la phase dioritique.

Les volcanites au contact du pluton montrent un métamorphisme rétrograde. En effet, les amphiboles sont déstabilisées au profit de la chlorite et de l'épidote, minéraux typiques du métamorphisme régional, ce qui confère un caractère pré-tectonique au pluton.

### Pluton de La Ronde (I2G)

Le pluton de La Ronde (Maybin, 1974) est une monzodiorite quartzifère de forme circulaire. Seule la partie est du pluton affleure dans le canton de Guercheville, la partie ouest étant en dehors de notre terrain de cartographie. Autour de l'intrusion, s'est



Figure 12 - Zone de contact du pluton d'Opawica et des basaltes de la Formation Obatogamau.

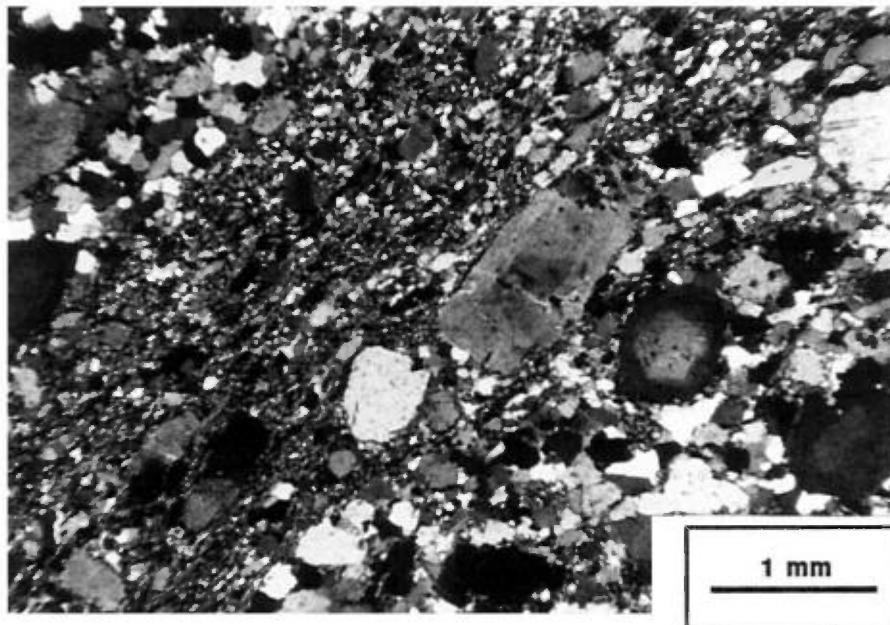


Figure 13 - Photomicrographie d'une mince zone de mylonite à l'intérieur du pluton d'Opawica.

développée une étroite auréole de métamorphisme de contact. Les volcanites encaissantes sont métamorphisées au faciès des amphibolites et la schistosité à l'intérieur de ces volcanites est déviée au voisinage du pluton. Sur la carte aéromagnétique, le pluton semble recouper des horizons conducteurs. L'ensemble de ces observations suggère que ce pluton est tarditectonique. La bordure de l'intrusion présente une foliation magmatique qui souligne le contact avec les volcanites. Cette foliation est définie par l'alignement des feldspaths et de l'amphibole (figures 14 et 15). La monzodiorite quartzifère est de couleur rose moyen en surface altérée et rose pâle en cassure fraîche. La granulométrie augmente de la bordure vers le centre, où le grain passe de moyen à très grossier. Les phénocristaux de microcline atteignent 3 cm de longueur au coeur du pluton et soulignent une linéation subverticale.

### Pétrographie

La texture dans l'intrusion passe d'équigranulaire en bordure à porphyrique à l'intérieur du pluton. Les principaux minéraux sont le plagioclase, le microcline, le quartz, la hornblende et l'épidote. La biotite, la chlorite, le sphène et le zircon constituent les minéraux accessoires. Le plagioclase se présente sous forme tabulaire et montre parfois une zonation oscillatoire. Le coeur de quelques cristaux est altéré en séricite. Le microcline est généralement interstitiel en bordure du pluton. Dans la phase porphyrique, il est perthitique et montre des grains automorphes. Le quartz est interstitiel et montre peu d'extinction roulante. La hornblende, en cristaux automorphes, est d'origine primaire et s'altère en biotite, en chlorite et en épidote. Les minéraux accessoires occupent une position interstitielle. Le tableau 1 donne des analyses modales des plutons de La Ronde et d'Opawica.

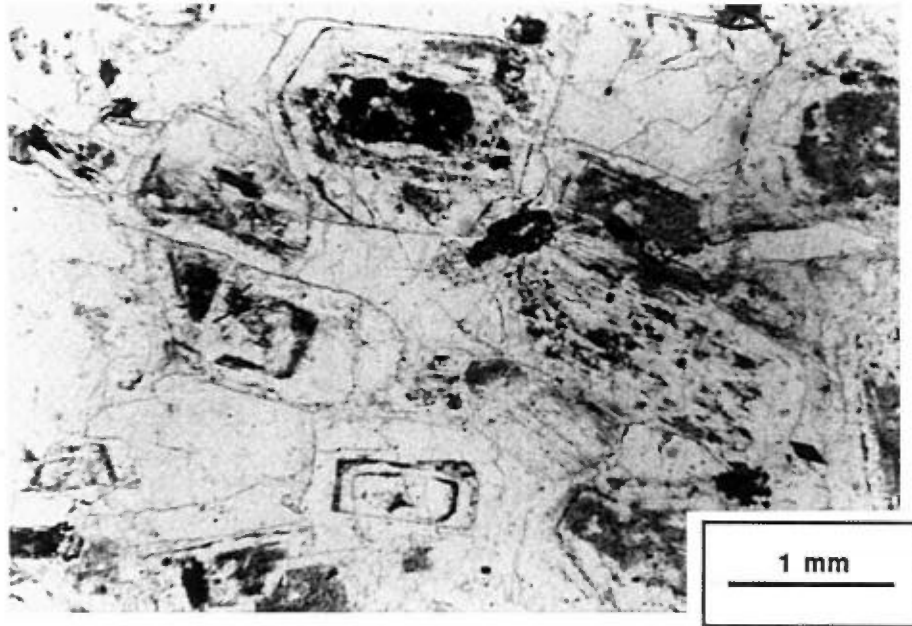


Figure 14 - Photomicrographie montrant la foliation magmatique, soulignée par l'alignement des plagioclases, dans le pluton de La Ronde (lumière transmise, naturelle).

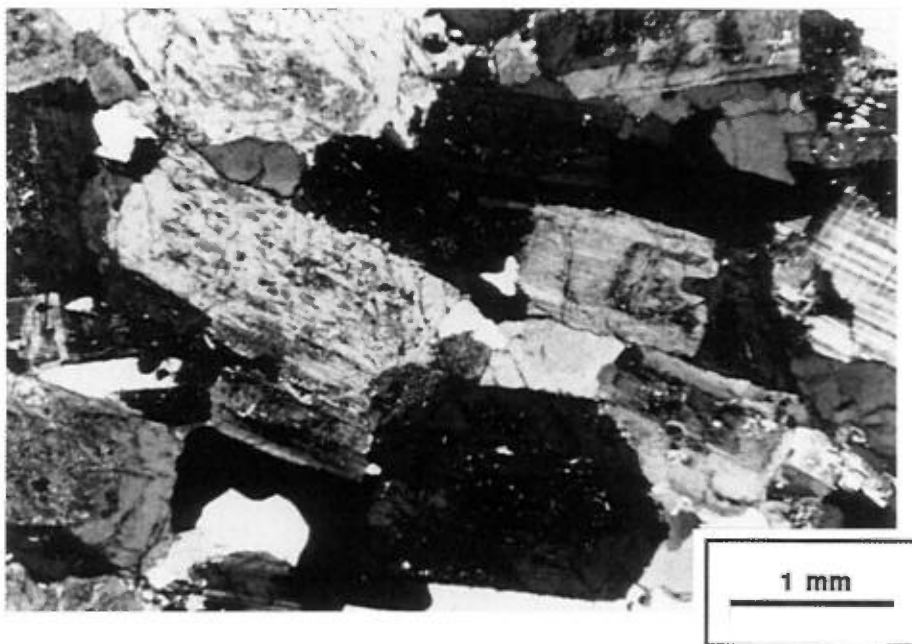


Figure 15 - Photomicrographie montrant la foliation magmatique, soulignée par l'alignement des plagioclases, dans le pluton de La Ronde (lumière transmise, nicols croisés).

Tableau 1 - Analyses modales des plutons de La Ronde et d'Opawica (% volume).

PLUTONS	LA RONDE			OPAWICA		
	N° d'échantillon	4019	155B	134A	124C	124A
Plagioclase	64	60,4	54,4	58,3	32,8	48,1
Calcicité (An)	32	33	31			
Quartz	14,6	12,6	11,3	26,3	24,5	41
Microcline	13,6	19	27,1			
Hornblende	4,9	3,9	2,1	4,7	2,3	1
Biotite		0,7	0,4	9,3	25,1	1,6
Épidote	2,5	2,2	3,3	1,4	9,7	1,8
Chlorite		0,7	1		3,6	
Séricite					1,9	6,9
Apatite					tr	
Sphène	0,1	0,4	0,1			
Zircon	0,2		0,1	tr	tr	tr
Oxydes	0,1					
Points	1000	1100	1000	559	1284	552

## MASSIF DE LAPPARENT

Le massif de Lapparent occupe les deux tiers supérieurs du territoire. Il est constitué d'intrusions polyphasées d'âge pré- à tarditectonique. Les principaux critères utilisés pour la détermination des âges des plutons sont: le métamorphisme, la déformation des plutons et leur relation physique avec l'encaissant. La datation radiométrique constitue cependant le moyen le plus efficace pour dater ces plutons.

### Gneiss tonalitique (M1)

Le gneiss tonalitique se trouve coincé, au nord, entre les plutons de Houghton et d'Anville, au sud-ouest entre le pluton de Houghton et la granodiorite de l'Ouest et, à l'est, entre le pluton d'Anville et la tonalite de l'Est (figure 16). Sa composition est généralement tonalitique avec des phases locales de diorite quartzifère. Cette partie du

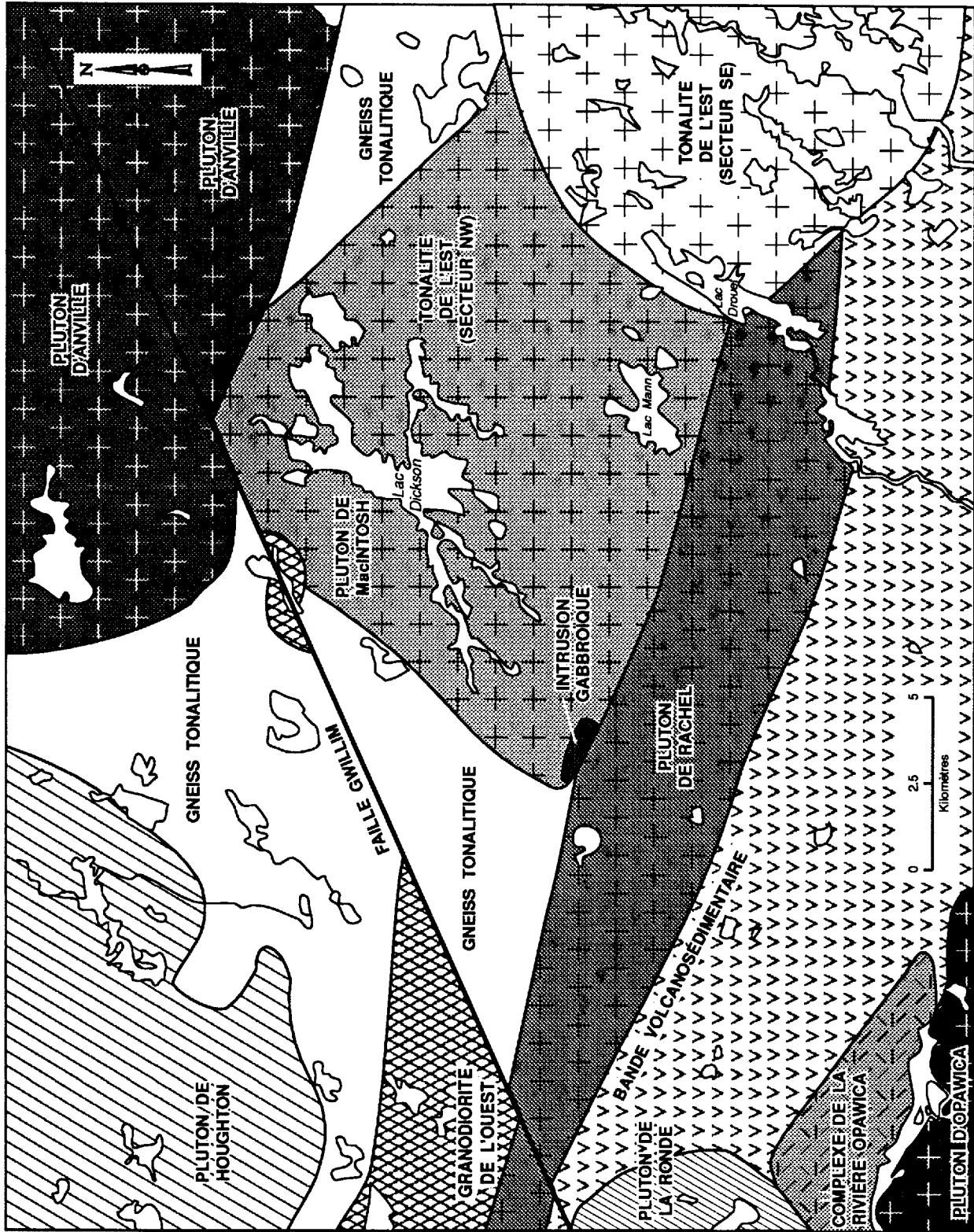


Figure 16 - Carte géologique simplifiée de la région étudiée.



massif de Lapparent a déjà fait l'objet d'études approfondies (Racicot et al., 1984; Chown et Mueller, en préparation).

Le gneiss est gris brunâtre en surface altérée et gris clair en cassure fraîche. Il présente une discontinuité physique pénétrante (gneissosité), soulignée par des plans de biotite à pendage subhorizontal à modéré. Des ségrégations migmatitiques et des dykes pegmatitiques (leucotonalite) accompagnent la gneissosité. En bordure du pluton d'Anville, la gneissosité présente des microplissements (figure 17A). Une première génération de dykes mafiques (amphibolite à biotite) recoupe ces fabriques. Ces dykes mafiques sont recoupés à leur tour par des dykes felsiques aplitiques et pegmatitiques. L'ensemble de ces structures est recoupé par une foliation pénétrante soulignée par l'alignement des plagioclases et de la biotite et par l'étirement des grains de quartz. Cette foliation semble épouser la forme des plutons de Houghton et d'Anville. Une dernière série de dykes mafiques recoupe la foliation et contiennent des enclaves de gneiss déformées (figure 17B). Ces observations démontrent que le gneiss est antérieur à la mise en place des plutons d'Anville et de Houghton et représente possiblement un niveau d'intrusion profond.

### Pétrographie

Les principaux minéraux composant le gneiss sont: le plagioclase, le quartz, la biotite, la hornblende et l'épidote. Le sphène, le zircon, l'apatite, le microcline et les minéraux opaques constituent les minéraux accessoires.

Le plagioclase (0,5 à 5 mm) est souvent en fuseau, mais parfois hypidiomorphe. Il s'altère en séricite et en épidote. Sa calcicité correspond à l'andésine ( $An_{36}$ ). Le quartz (0,2 à 1 mm), interstitiel, se présente en grains étirés. La biotite est sous forme de bâtonnets (0,05 à 0,5 mm), partiellement chloritisés et soulignant la gneissosité. La hornblende (0,5 à 1,5 mm), hypidiomorphe, est associée à la biotite. L'alignement de la biotite donne une texture granolépidoblastique. Les minéraux accessoires, lorsque présents, occupent les interstices.

### Intrusion gabbroïque (I3A)

Une petite intrusion gabbroïque affleure sur une colline au NE du lac Rachel. Elle présente une forme allongée de direction E-W et une foliation ENE qui diminue en intensité de la bordure vers le centre. Le gabbro renferme des enclaves de basalte d'ordre centimétrique à métrique. De couleur vert noirâtre en surface altérée, il a une apparence poivre et sel en cassure fraîche. Il est constitué principalement de plagioclase à l'aspect terne et d'amphibole, tous deux de taille millimétrique. Le pourcentage des plagioclases croît de la bordure vers le coeur de l'intrusion, au détriment de l'amphibole. Par endroits on observe des «vestiges» de litage magmatique, de puissance métrique,



Figure 17A - Gneiss tonalitique à l'ouest du pluton d'Anville. La gneissosité montre des microplissements.



Figure 17B - Gneiss tonalitique recoupé par un dyke d'amphibolite appartenant au pluton de Houghton. Le dyke est tardif par rapport à la foliation du gneiss.

définis par des horizons de mélagabbro en contact avec des gabbros. Le contact entre les deux peut être franc ou graduel. À l'intérieur du pluton, on note des sulfures disséminés.

## Pétrographie

Au cœur de l'intrusion, le gabbro présente une texture subophitique et est composé d'actinote, de plagioclase et de sulfures disséminés. L'actinote remplace le pyroxène primaire hypidiomorphe. Le plagioclase est automorphe et ses macles sont fortement tordues (figure 18), ce qui empêche la détermination de la calcicité. Les plagioclases développent une mince couronne réactionnelle d'épidote au contact des pyroxènes altérés et une mince couronne d'amphibole au contact des sulfures (figure 19).

La partie sud de cette intrusion montre une altération prononcée des plagioclases en albite, épidote et séricite. Il y a apparition de hornblende verte poeciloblastique contenant des inclusions de quartz. Une deuxième hornblende est présente sous forme de cristaux millimétriques et aciculaires.

L'altération des pyroxènes en amphibole, le développement de couronne de réaction autour des plagioclases et la forte déformation de leurs macles sont tous d'origine métamorphique et confèrent un caractère pré-tectonique à cette intrusion. L'apparition de hornblende verte au sud de l'intrusion est due au métamorphisme de contact, généré par la mise en place du pluton syntectonique de Rachel.

## Pluton d'Anville (I1D)

Le pluton d'Anville occupe la partie NE du territoire et présente une forme allongée E-W de plus de 20 km. À l'ouest et au sud, l'intrusion s'introduit dans le gneiss tonalitique (M1) et la tonalite de l'Est (I1D) et, au nord de la carte, dans les volcanites amphibolitiques de l'Obatogamau (Charbonneau *et al.*, 1983). La partie nord du pluton est peu déformée et contient des enclaves de basalte amphibolitisé de la Formation d'Obatogamau. Certaines enclaves sont déformées alors que d'autres ne le sont pas. La bordure sud de l'intrusion est caractérisée par une forte déformation (figure 20), comme le souligne la bande d'amphibolite (M16) à l'ouest du lac Bossé. À cet endroit, des enclaves de roches volcaniques présentent une linéation d'étirement abrupte. Selon Gervais (1986), le pluton montre plusieurs phases d'injection du côté SW (figure 21).

Dans la partie centre-sud du pluton, à l'ouest de la faille Gwillim, une bande de tonalite très déformée (I1D $\sigma$ ) et riche en enclaves de volcanites (V3B) et de mélatonalite (I1D) caractérise le passage entre le cœur granodioritique du pluton et sa bordure sud-ouest qui montre plusieurs dykes d'injection. À l'est de la faille Gwillim, la tonalite

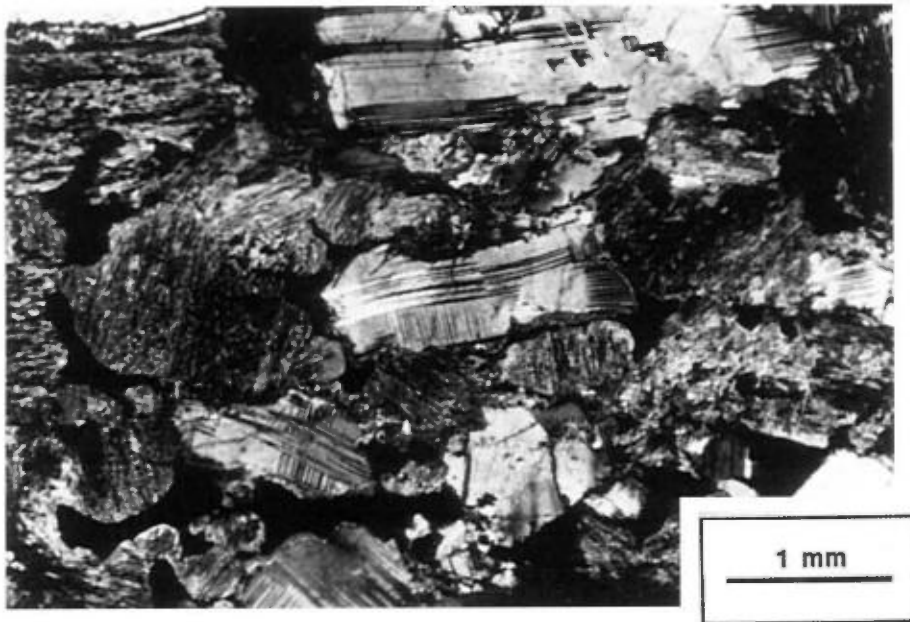


Figure 18 - Photomicrographie montrant des plagioclases à macles tordues dans l'intrusion gabbroïque au NE du lac Rachel (lumière transmise, nicols croisés).

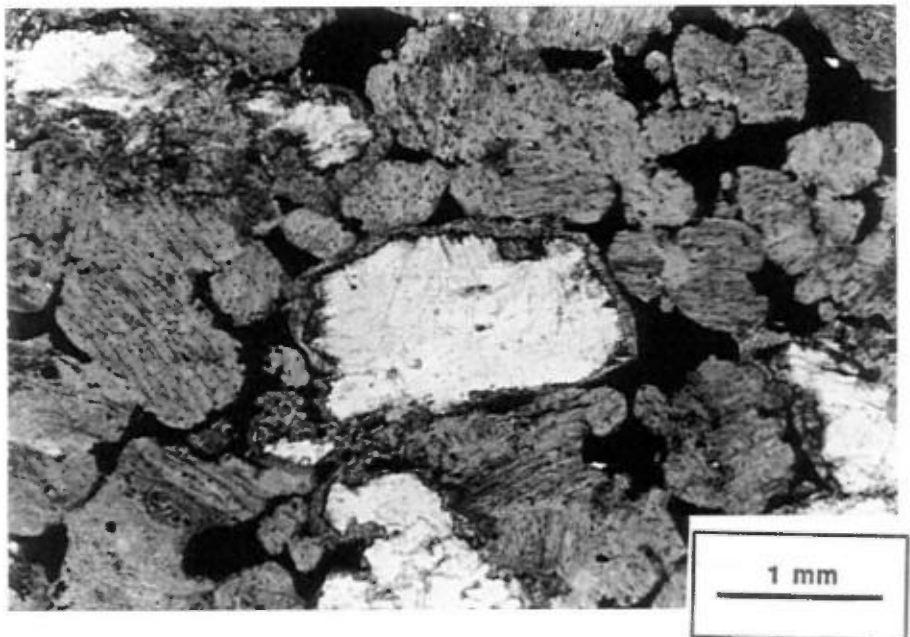


Figure 19 - Photomicrographie montrant l'aurole de réaction autour d'un plagioclase de l'intrusion gabbroïque au NE du lac Rachel (lumière transmise, naturelle).

est riche en enclaves gneissiques. La faible quantité d'affleurements dans le secteur oriental ne nous permet pas de corréliser entre elles les zones de l'est et de l'ouest.

Le pluton est généralement composé d'une tonalite grise à grain moyen, sauf dans sa partie ouest, où sa composition passe graduellement à une granodiorite rose pâle et porphyrique. La foliation dans la granodiorite est soulignée par l'étirement du quartz, l'alignement des phénocristaux de microcline et des minéraux micacés. Cette foliation est parfois accompagnée par une faible linéation minéralogique subhorizontale. Par endroits, dans la granodiorite, les grains de quartz montrent une crénulation à l'échelle de l'affleurement.

L'ensemble du pluton est injecté de dykes de pegmatite blanchâtre, de puissance métrique à décamétrique, dont les plus importants se trouvent dans la phase granodioritique (I1C). Il existe au moins deux générations de pegmatites, la première est déformée alors que la deuxième ne l'est pas (figure 22).

L'aspect déformé du pluton d'Anville et l'auréole de métamorphisme de contact qu'il développe dans les volcanites encaissantes lui confèrent un âge syntectonique.

## Pétrographie

La texture générale est hypidiomorphe dans la tonalite et porphyrique dans la granodiorite. Dans les zones déformées, situées surtout dans la partie sud du pluton, on rencontre parfois des textures cataclasiques à mylonitiques.

Les principaux minéraux rencontrés sont: le plagioclase, le quartz, la biotite, la hornblende et le microcline. Les minéraux accessoires sont: l'épidote, l'allanite, le sphène, la chlorite, l'apatite, la muscovite et les opaques.

Le plagioclase ( $An_{25-38}$ ), en cristaux millimétriques, est idiomorphe à hypidiomorphe. Il est parfois zoné et présente, dans certains cas, des bordures myrmékites. Le cœur des plagioclases est souvent altéré en épidote et en séricite. Le quartz (0,05 à 1,5mm) est interstitiel aux plagioclases et montre une extinction roulante. Sur quelques lames minces, les grains montrent des bordures suturées. La biotite (0,1 à 3,5 mm), tabulaire, souligne la foliation de la roche (figure 23). Elle s'altère parfois en chlorite ou en muscovite et montre souvent une association avec le sphène et l'épidote. La hornblende (0,1 à 3 mm), hypidiomorphe, est restreinte à quelques échantillons. Elle est souvent entourée de biotite. Le microcline, en phase mineure dans la tonalite, augmente graduellement au voisinage de la granodiorite porphyrique (figure 24), où les phénocristaux, d'ordre centimétrique, sont parfois perthitiques. Les textures myrmékites augmentent dans la partie granodioritique. L'allanite, automorphe, montre souvent une auréole d'épidote. Le tableau 2 donne des analyses modales du pluton d'Anville.



Figure 20 - Photographie montrant la bordure sud-est du pluton d'Anville. La roche, à cet endroit, est mylonitisée.



Figure 22 - Photographie d'une phase pegmatitique tardive dans le pluton d'Anville.

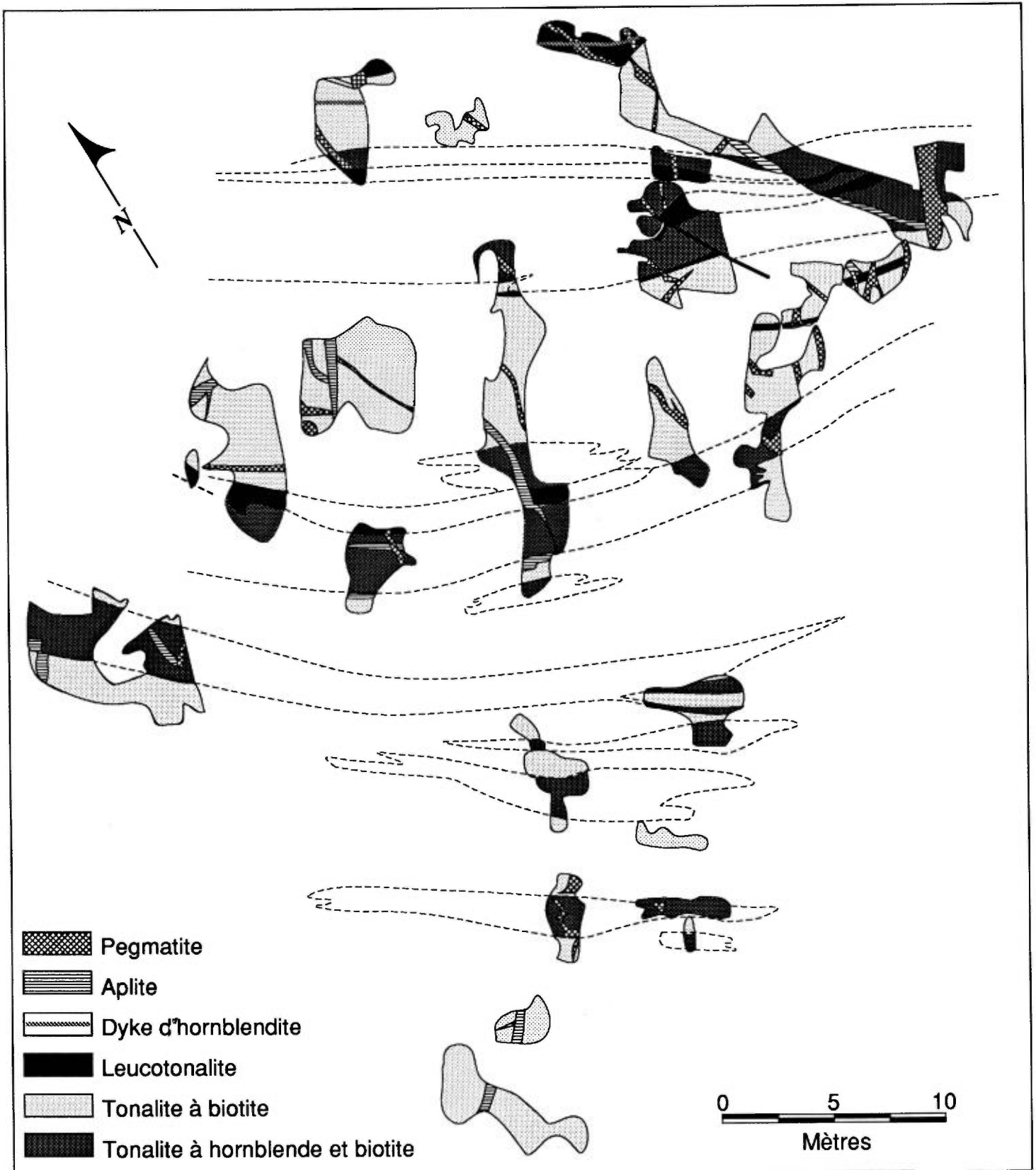


Figure 21 - Zone de bordure SW du pluton d'Anville montrant plusieurs phases d'injections ( modifié d'après Gervais, 1986 ).

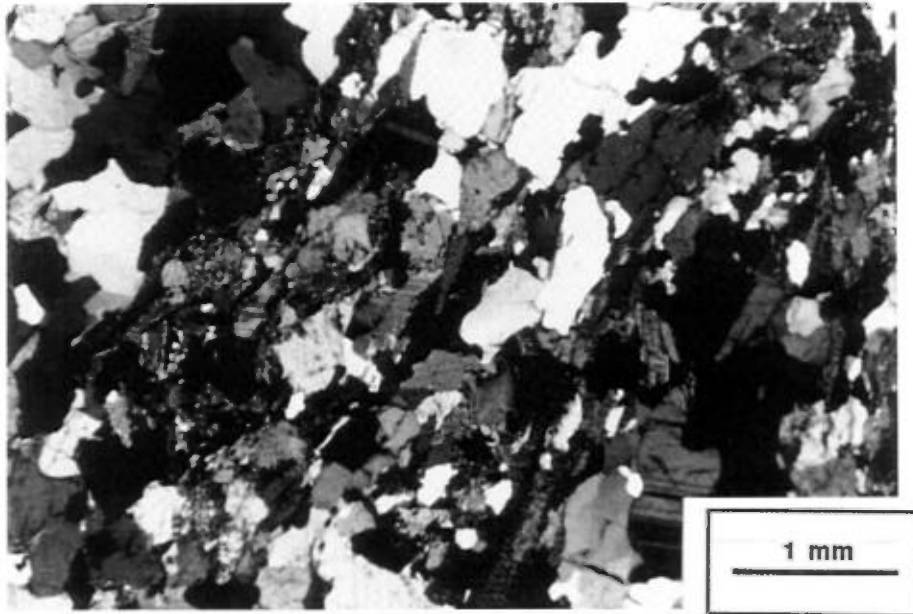


Figure 23 - Photomicrographie de la tonalite d'Anville. La foliation est soulignée par l'orientation de la biotite et l'étirement du quartz (lumière transmise, naturelle).

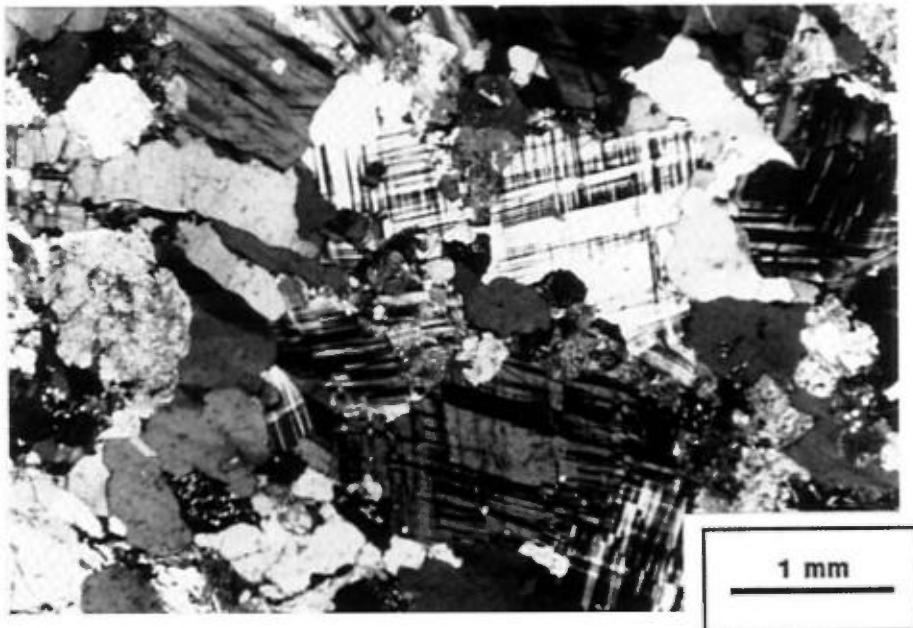


Figure 24 - Photomicrographie de la phase granodioritique du pluton d'Anville, montrant l'aspect porphyrique du microcline (lumière transmise, naturelle).



Tableau 2 - Analyses modales des plutons d'Anville et de Houghton (% volume).

PLUTONS	ANVILLE				HOUGHTON		
	N° d'échantillon	AN5	AN2	AN8	AN9A	HGL3	HGL4
Plagioclase		46,8	52,7	43,4	45,0	54,4	62,2
Calcicité(An)		35		38		20	
Quartz		29,4	25,0	26,6	34,6		
Microcline			10,9		5,5	24,1	13,4
Hornblende				10,7		17,9	19,9
Biotite		2,5	7,5	9,0			
Épidote		13,8	2,2	9,3	6,4	1,5	2,4
Chlorite		5,0	0,2		4,8	0,4	
Muscovite		1,1	1,3		0,6		
Apatite			0,1	0,1		0,4	0,4
Sphène		1,1		0,8	1,4	0,8	0,5
Zircon			0,1				
Oxydes		0,3		0,1		0,5	0,3
Points		803	1000	804	1211	800	1006

### Pluton de Houghton (I2H) et zone de bordure [I1D + (I4B, I3AI) $\Delta$ ]

Le pluton de Houghton (I2H) affleure en partie dans le secteur nord-ouest de la carte. Il s'introduit dans le gneiss tonalitique (M1) au sud et à l'est ainsi que dans les roches volcaniques au nord (hors-carte). Une auréole de métamorphisme de contact s'est développée autour du pluton. Les volcanites au nord, sont métamorphisées au faciès des amphibolites (Charbonneau *et al.*, 1983). Par contre, au contact du pluton, le gneiss contient du grenat le long des plans riches en biotite. La bordure sud de l'intrusion est caractérisée par la présence d'une zone de brèches magmatiques et de roches hybrides tandis que le coeur est composé d'une monzodiorite blanchâtre et homogène (I2H). Une série de dykes de différentes compositions recoupent la zone hybride et parfois le gneiss encaissant.

La bordure sud-ouest, fortement foliée, contient des enclaves très étirées qui donnent un aspect gneissique à la roche. La bordure est, par contre, montre peu de déformation.

Au point de vue de la composition et de la mise en place, l'intrusion de Houghton présente des similitudes avec celle de Barlow datée à 2695 Ma (Gariépy et Allègre, 1985).

La monzodiorite (I2H) présente généralement une texture grenue à porphyrique et est constituée principalement de plagioclase, de microcline, de hornblende, de quartz, de biotite et d'épidote. Les minéraux accessoires sont: l'apatite, le sphène, la chlorite, les carbonates, la séricite et les opaques.

Le plagioclase (0,4 à 3 mm), hypidiomorphe, est parfois porphyrique. Il présente une légère séricitisation. Le microcline présente des cristaux hypidiomorphes (0,3 à 1 mm), montrant à l'occasion des textures perthitiques. La hornblende, millimétrique, se présente en cristaux hypidiomorphes ou en agrégats. Le tableau 2 donne des analyses modales du pluton de Houghton.

Les brèches magmatiques [I1D + (I4B, I3AI) Δ] sont principalement composées de fragments juvéniles. Elles contiennent également des enclaves de basalte ainsi que quelques rares fragments de gneiss. La matrice de ces brèches est de composition tonalitique (figures 25 et 26).

La composition des fragments juvéniles varie de pyroxénite à leucogabbro. La plupart des brèches sont hétérolithiques mais, à certains endroits, la brèche est monolithique. Un grand amas de pyroxénite est localisé dans le secteur du lac Ford, proche du contact. Il passe graduellement à une «brèche en filet», où la roche originelle est fragmentée par des injections de dykes. Le pyroxène primaire (1 à 2 cm) est complètement pseudomorphisé par une amphibole de couleur vert pâle. Les vestiges de litage magmatique sont représentés par les changements de granulométrie dans cette phase. Les phases de mélagabbro à leucogabbro sont composées essentiellement de plagioclase et de hornblende en proportions variables d'une phase à l'autre. Le passage de la pyroxénite, en bordure, au leucogabbro, à l'intérieur du pluton, se fait par une série d'intrusions. Ce phénomène est suggéré par la présence d'enclaves de pyroxénite dans le mélagabbro et d'enclaves de mélagabbro et de pyroxénite dans le leucogabbro.

Trois types de dykes ont été répertoriés dans le pluton de Houghton et son encaissant: des dykes à phase unique, des dykes bréchiques et des dykes hybrides.

Les dykes à phase unique, qui représentent les différentes phases du pluton, sont localisés presque exclusivement dans la zone des roches hybrides (I4B ↑ I3AI et I3AI ↑ I4B]. Leur largeur n'excède généralement pas un mètre.



Figure 25 - Photographie d'une brèche magmatique du pluton de Houghton (bordure est). Les fragments sont de composition variable. La matrice est de composition tonalitique.



Figure 26 - Photographie d'une brèche magmatique du pluton de Houghton (bordure sud-ouest). La matrice est quasi absente dans ce cas.

Cette zone hybride est traversée également par des dykes bréchiques de direction ESE. La brèche, hétérolithique, est similaire aux brèches adjacentes. Ses fragments sont aplatis parallèlement aux parois des dykes.

Les dykes hybrides, riches en amphibole, sont localisés dans le gneiss tonalitique encaissant (M1). Ils sont de couleur noire et présentent une granulométrie fine à grossière selon leur largeur. La plupart sont des amphibolites composées de hornblende bleu-vert, de plagioclase granoblastique et de quantités mineures de biotite et de minéraux opaques. Ces dykes ont généralement une épaisseur supérieure à un mètre. La texture ignée primaire, bien préservée, montre des pyroxènes (primaires) pseudomorphosés par l'amphibole. Les dykes hybrides sont caractérisés par la présence de poches allongées et irrégulières de leucogabbro. Ce dernier contient principalement du plagioclase, de la hornblende et parfois du quartz et du feldspath potassique. Ces poches sont souvent localisées en bordure des dykes et plus rarement au centre.

### **Tonalite de l'Est (I1D)**

La tonalite de l'Est est bordée au nord et à l'ouest par un gneiss tonalitique (M1) et au SW, par le pluton de Rachel. Cette tonalite est moyennement grenue et contient des phénocristaux de plagioclase dans certains secteurs de la partie nord (figure 27). Sur la rive sud du lac Dickson, la roche montre une foliation magmatique subhorizontale (alignement des plagioclases). Une deuxième foliation de direction E-W est également présente et est soulignée par l'orientation des minéraux ferromagnésiens et par l'étirement des grains de quartz. Aux alentours du lac Mann, la roche devient granodioritique (I1C) et présente une faible foliation NE.

Sur la rive ouest du lac Drouet, la tonalite s'injecte sous forme de dykes dans le pluton de Rachel. La foliation, à cet endroit, passe de NE à SE (figure 28).

Le secteur nord-ouest est caractérisé par la prédominance d'une tonalite à biotite (figure 27) grisâtre, tachetée de gris noir en cassure fraîche. Par contre, dans le secteur sud, la tonalite à chlorite prédomine et présente une couleur grisâtre tachetée de vert en cassure fraîche (figure 29). Dans les deux cas la patine d'altération varie de gris pâle à gris orangé.

Dans le secteur à l'est de notre terrain, Tait *et al.*, (1987) ont reconnu l'existence du «Complexe intrusif d'Eau Jaune». Les basaltes au sud de ce complexe montrent un métamorphisme au faciès des schistes verts, impliquant un âge pré-tectonique pour ce dernier. Des masses tonalitiques syntectoniques se sont introduites par la suite dans le complexe. La tonalite de l'Est fait partie de ces masses syntectoniques.

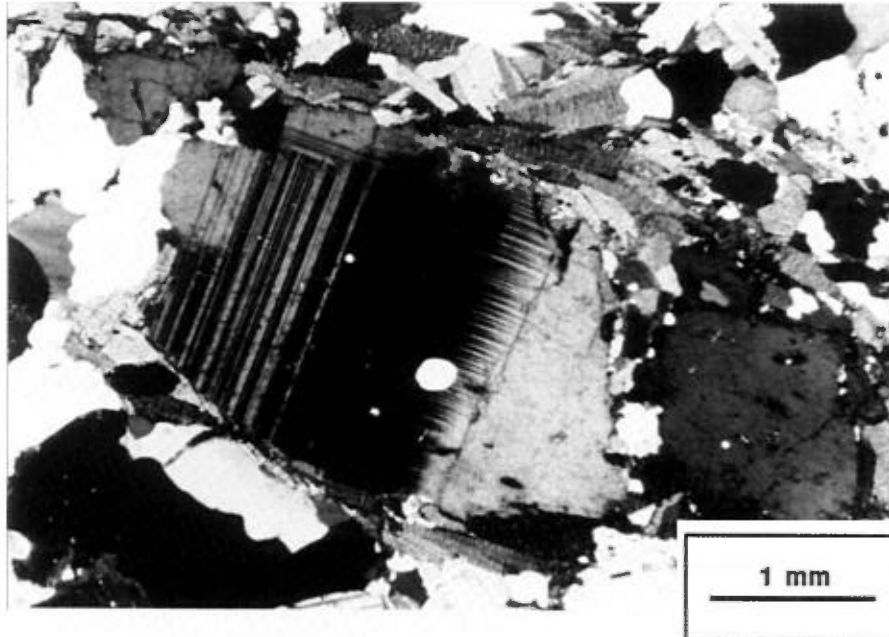


Figure 27 - Photomicrographie montrant un cristal non altéré de plagioclase et de la biotite provenant de la tonalite de l'Est, secteur NW (lumière transmise, nicols croisés).



Figure 28 - Zone d'injection de la tonalite (à chlorite) de l'Est dans le pluton de Rachel. Contact avec le pluton de Rachel.

## Pétrographie

La texture dans les phases tonalitiques est généralement hypidiomorphe. La tonalite à biotite est légèrement plus foliée que la tonalite à chlorite.

Dans le secteur NW, la tonalite présente un indice mafique variant de 5 à 10 %. Les principaux minéraux rencontrés sont: le plagioclase, le quartz, la biotite et de l'épidote. La hornblende, l'apatite, les opaques, l'allanite, le zircon et le sphène constituent les minéraux accessoires. Les cristaux de plagioclase sont d'ordre millimétrique, parfois porphyriques, et de forme hypidiomorphe. Ils présentent une faible altération en séricite et montrent des macles tordues. Le quartz, xénomorphe, est interstitiel et souvent polygonisé. La biotite se présente en bâtonnets millimétriques hypidiomorphes et définit une faible foliation dans la roche. L'épidote se présente en amas irrégulier et également en couronne autour de l'allanite. Les minéraux accessoires sont généralement associés à la biotite.

Les principaux constituants de la tonalite de l'Est (secteur SE) sont: le plagioclase, le quartz, l'épidote, la séricite, la chlorite (voir tableau 3). Le microcline, l'apatite, le sphène, l'allanite et le zircon constituent les minéraux accessoires. Le plagioclase, hypidiomorphe, montre une zonation oscillatoire. Le quartz est interstitiel et présente une extinction ondulante. La chlorite, pseudomorphe de la biotite, se présente en bâtonnets millimétriques ou en amas irréguliers. Par endroits, elle montre des coeurs de biotite. L'épidote est présente en amas irréguliers et en couronne autour des grains d'allanite. La principale différence entre la tonalite du secteur NW et celle du secteur SE réside dans l'apparition du microcline et le degré d'altération élevé de la roche. En effet, dans le secteur SE, le plagioclase est fortement saussuritisé, surtout au coeur, et la biotite est transformée en chlorite (figure 29).

## Granodiorite de l'Ouest (I1C)

La granodiorite de l'Ouest affleure en grande partie dans le canton de Lapparent. Elle est bordée au nord par le gneiss tonalitique (M1) et à l'est par la faille Gwillim. Au sud, la granodiorite passe à la tonalite du pluton de Rachel (I1D). Le passage ne se fait pas de manière graduelle comme dans le cas du coeur granodioritique du pluton d'Anville, mais plutôt par une série d'injections de dykes de la granodiorite dans la tonalite de Rachel. Au contact des dykes, se développent de minces plans de biotite. La présence de phénocristaux de microcline confère un caractère porphyrique à la granodiorite (figure 30). La roche est gris brunâtre en surface altérée et rose pâle en surface fraîche. À certains endroits, la granodiorite présente des bandes centimétriques riches en phénocristaux de microcline. L'orientation de ces bandes est parallèle à la foliation. Cette dernière est très forte par endroits et elle est soulignée par l'alignement des feldspaths et de la biotite ainsi que par l'étirement du quartz. La déformation subie par la granodiorite lui confère un âge syntectonique.

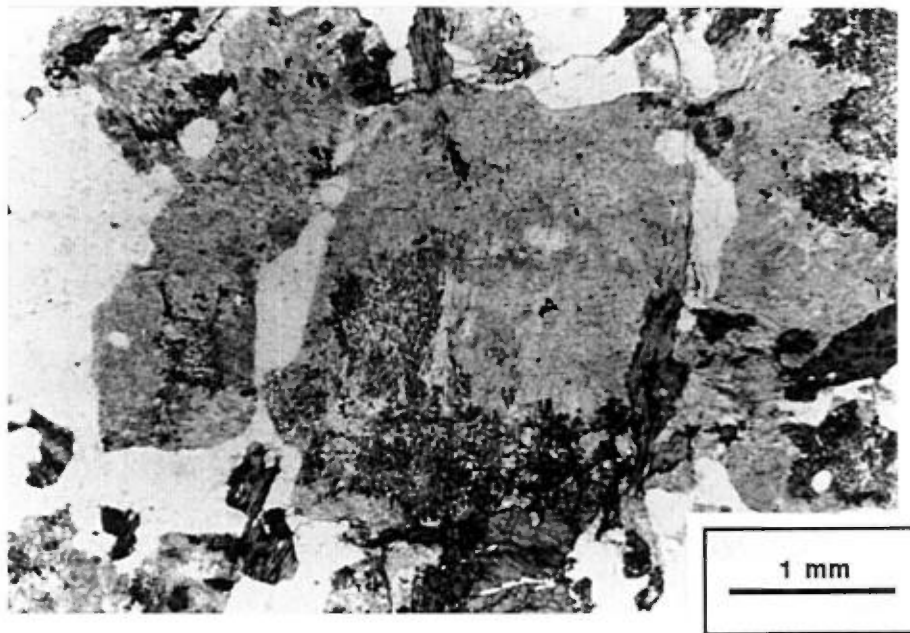


Figure 29 - Photomicrographie de la phase altérée de la tonalite (à chlorite) de l'Est, secteur SE. Le plagioclase est séricitisé et la biotite chloritisée (lumière transmise, naturelle).

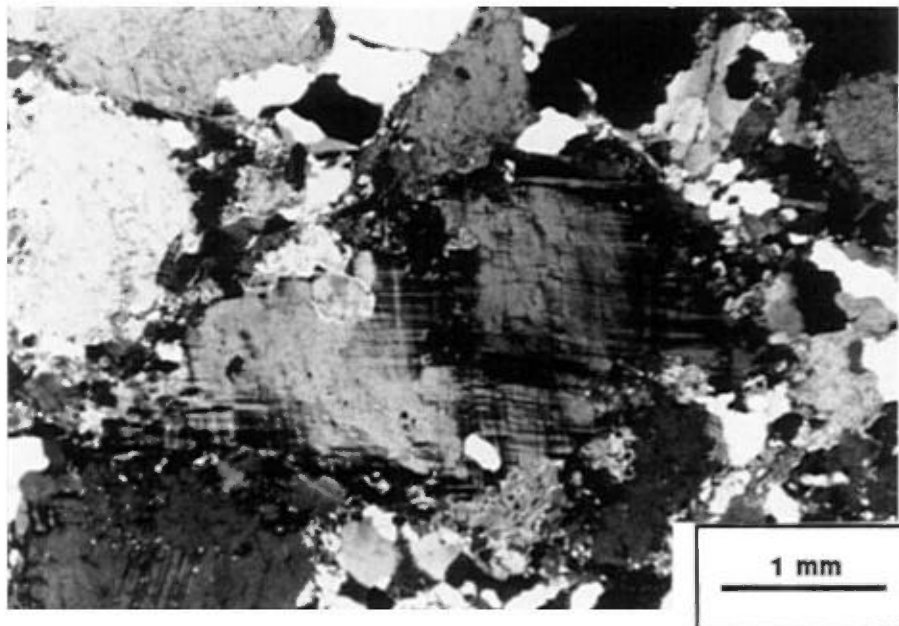


Figure 30 - Photomicrographie montrant un phénocrystal de microcline, aux bordures recristallisées, dans la granodiorite de l'Ouest (lumière transmise, nicols croisés).

Tableau 3 - Analyses modales du pluton de Rachel, de la tonalite de l'Est et du pluton de MacIntosh (% volume).

PLUTONS	Rachel			Tonalite de l'Est		MacIntosh
	N° d'échantillon	18	2043	2050	0117	0188
Plagioclase	55	45,8	54,5	64,8	51,8	56,6
Calcicité(An)	33	32	32			
Quartz	37	37,2	34,3	27,4	30,0	23,4
Microcline				0,8		17,2
Hornblende			0,1		2,0	
Biotite	3,1	16	8,1		12,4	
Épidote	2,2	0,2	1,4	3,8	3,6	1,6
Chlorite	0,2	1,2	1,6	3,0		0,8
Séricite				1,3		0,4
Sphène	0,1	tr	tr	tr	0,1	
Oxydes				0,1	0,1	
Points	1000	792	639	500	500	1105

### Pétrographie

La granodiorite de l'Ouest présente généralement une texture oeillée, définie par l'aspect corrodé et en fuseau des grains de feldspaths.

Les principaux minéraux rencontrés sont le plagioclase, le microcline, le quartz et la biotite. L'épidote, l'allanite, la chlorite, la muscovite, l'apatite et les minéraux opaques constituent les minéraux accessoires.

Le plagioclase, millimétrique, forme des cristaux aux bordures corrodées, lui donnant un aspect en fuseau (figure 31). Il montre parfois des lamelles d'exsolution de feldspath potassique (antiperthite) et s'altère en séricite. Le microcline se présente sous forme de phénocristaux aux bordures corrodées comme les plagioclases, ou en cristaux millimétriques interstitiels. Les macles du microcline sont dérangées par la déformation subie par la roche. Au contact entre le microcline et le plagioclase, on note la présence de textures myrmékitiques. Le quartz, interstitiel, forme des agrégats étirés et montre



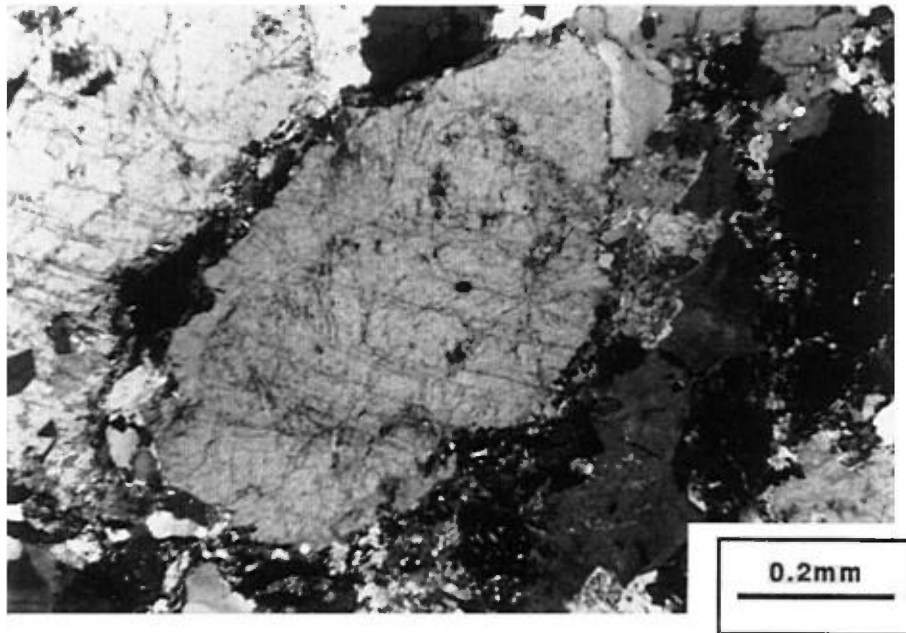


Figure 31 - Photomicrographie montrant l'aspect en fuseau du plagioclase dans la granodiorite de l'Ouest (lumière transmise, nicols croisés).

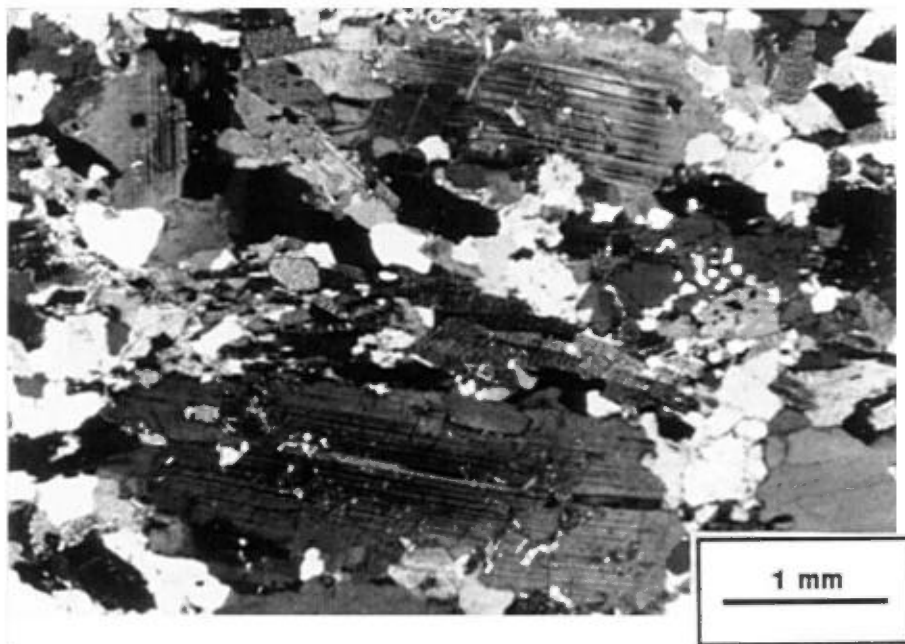


Figure 32 - Photomicrographie de la bordure est du pluton de Rachel. La foliation est causée par la mise en place de la tonalite de l'Est (lumière transmise, nicols croisés).

une forte extinction roulante. Les bordures des cristaux sont généralement suturées. La biotite est présente sous forme de plages ou en bâtonnets millimétriques soulignant la foliation de la roche. Par endroits, elle est déstabilisée au profit de la chlorite et de la muscovite. L'épidote se présente en cristaux automorphes ou en agrégats et forme souvent une auréole autour des cristaux automorphes d'allanite; elle est généralement associée à la biotite et aux minéraux opaques.

### **Pluton de Rachel (I1D)**

Le pluton tonalitique de Rachel est situé à la limite sud du massif de Lapparent. Il est bordé à l'est et au nord-est par la tonalite de l'Est, au nord-ouest par la granodiorite de l'Ouest, et au sud par la bande volcanosédimentaire. La roche, généralement grenue, est de couleur gris brunâtre en surface altérée et gris clair en cassure fraîche. Du côté ouest, la tonalite devient très déformée et pourrait correspondre à une intrusion distincte du pluton de Rachel. La bordure est, au contact de la tonalite de l'Est, est fortement foliée (figure 32). La foliation, parallèle au contact, est donc causée par la mise en place de la tonalite de l'Est. La bordure NE du pluton contient des enclaves de basalte amphibolitisé et des enclaves de tonalite précoce (figure 33). La déformation à cet endroit est plus intense avec développement de textures mylonitiques dans les tonalites et d'une forte linéation à plongement modéré dans les enclaves volcaniques. Au sud du lac Rachel, on rencontre différentes phases d'injection de compositions tonalitique et pegmatitique. Les pegmatites sont tardives et montrent peu de déformation, contrairement aux phases tonalitiques. Le pluton de Rachel possède une étroite auréole métamorphique. Au sud, les roches volcaniques encaissantes sont amphibolitisées tandis qu'au NE du lac Rachel, une masse gabbroïque présente des amphiboles poeciloblastiques à sa bordure. Ces observations confèrent un caractère syntectonique à ce pluton.

### **Pétrographie**

La roche, à texture hypidiomorphe granulaire, est constituée principalement de plagioclase, de quartz, de biotite et de chlorite. Les minéraux accessoires sont la hornblende, le microcline, l'apatite, le sphène et le zircon. Le plagioclase ( $An_{32}$ ), hypidiomorphe, est légèrement à fortement zoné. Il présente une altération deutérique en séricite (figure 34). Cette altération est inégale à la grandeur du pluton. Le quartz, xénomorphe, se présente en agrégats de cristaux étirés ou polygonisés. La biotite, en forme de bâtonnets, est généralement transformée en chlorite. Les agrégats d'épidote sont souvent associés à la biotite. Le microcline, lorsque présent, est interstitiel au plagioclase. Le tableau 3 donne des analyses modales du pluton de Rachel.



Figure 33 - Tonalite de Rachel mylonitisée, contenant une enclave de tonalite précoce.

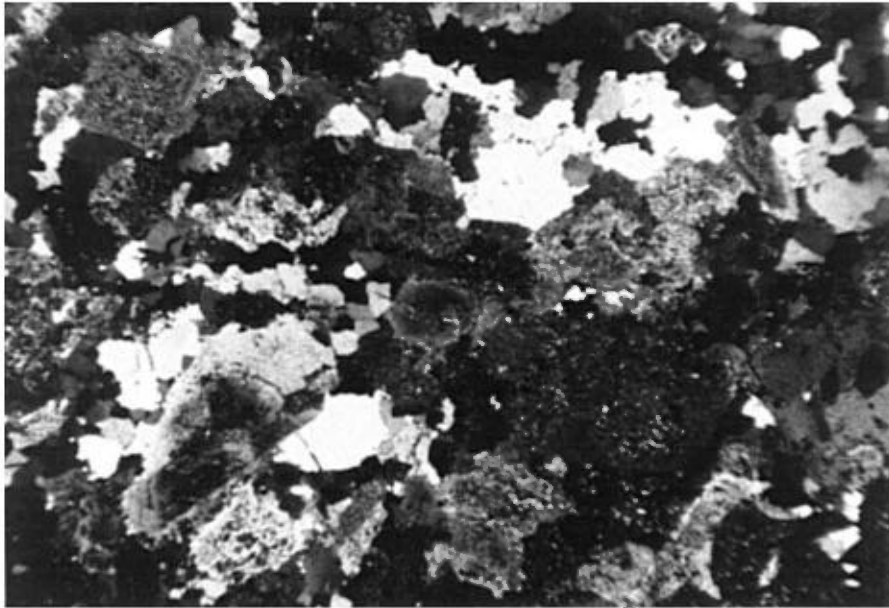


Figure 34 - Photomicrographie d'une tonalite du pluton de Rachel montrant une altération deutérique (lumière transmise, nicols croisés).

## **Pluton de MacIntosh (I1C)**

Ce pluton de composition granodioritique est situé au voisinage du lac du même nom. Il présente une forme allongée de direction ENE. La roche est de couleur rose blanchâtre à rougeâtre en surface altérée et rose pâle à orangé en cassure fraîche. Le grain est moyen en bordure et très grossier au coeur. Les phénocristaux de microcline et de quartz, d'ordre centimétrique, donnent un aspect porphyrique à la granodiorite. La foliation dans la roche est soulignée par l'aplatissement des grains de quartz qui sont parfois crénelés à l'échelle de l'affleurement. Par endroits, le pluton est traversé par des zones de forte déformation dont la puissance n'excède pas le mètre; la roche dans ce cas est mylonitisée. Ces observations suggèrent un âge tarditectonique pour le pluton de MacIntosh.

Le pluton est sectionné en deux parties par la faille Gwillim. Seule la partie orientale affleure. L'hématisation qui accompagne les failles tardives cassantes de direction nord-est est responsable de la teinte rougeâtre dans certaines parties de l'intrusion.

### **Pétrographie**

La texture est granulaire en bordure et passe rapidement à une texture porphyrique au coeur. Dans les zones de forte déformation qui traversent le pluton, se développent des textures mylonitiques (figure 35).

Les phénocristaux de microcline sont d'ordre centimétrique et automorphes. Le quartz (0,3 à 1,5 cm), ovoïde, est recristallisé en agrégats polycristallins dont les bordures des cristaux millimétriques sont suturées. Les phénocristaux de microcline et de quartz baignent dans une matrice composée essentiellement de plagioclase, de microcline, de quartz et d'épidote. Le plagioclase (< 2 mm), de forme hypidiomorphe, montre des macles tordues et contient parfois des inclusions de cristaux d'épidote. Le microcline est d'ordre millimétrique et en cristaux hypidiomorphes à automorphes. Le quartz, présent en quantité mineure, est interstitiel. L'épidote (clinozoïsite) se présente généralement en agrégats (2 mm) polycristallins en bordure des plagioclases et dans les interstices. Les minéraux accessoires sont la chlorite, la muscovite, le sphène et les minéraux opaques. Le tableau 3 donne des analyses modales du pluton de MacIntosh.

### **DYKES CLASTIQUES DE LA FORMATION DE CHIBOUGAMAU**

Deux dykes clastiques (marqués «séd.» sur la carte du ET 90-01) composés de grès conglomératiques, affleurent au SW du lac Anville, où ils recoupent le gneiss tonalitique (M1). Ces dykes ont de 20 à 30 cm de large et sont orientés NE. Ils sont de couleur vert foncé et contiennent plusieurs cailloux de roches granitiques et volcaniques. Leur composition varie de grès argileux conglomératique à conglomérat.

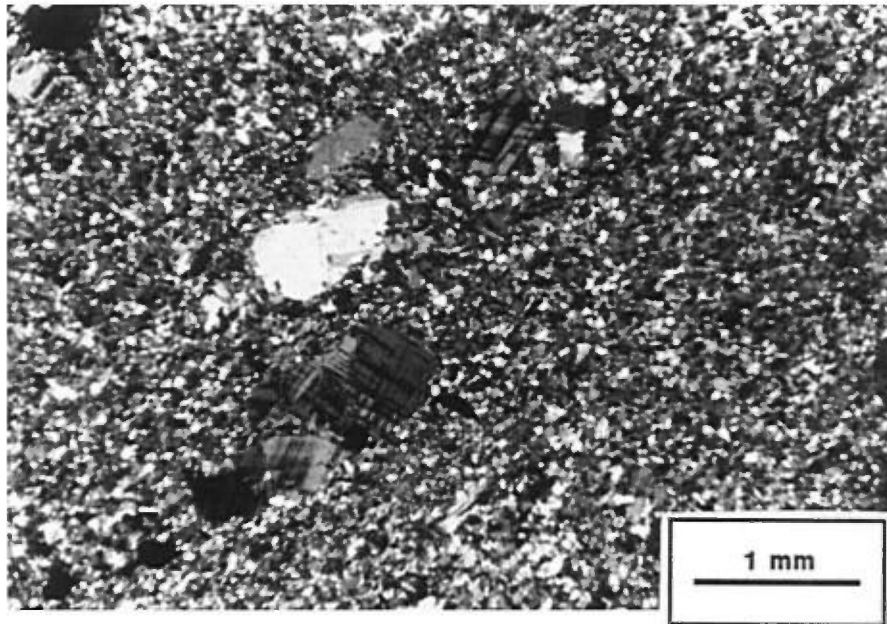


Figure 35 - Photomicrographie d'une zone de mylonite à l'intérieur du pluton de McIntosh dans laquelle apparaissent des porphyroclastes de microcline (lumière transmise, nicols croisés).

Ces dykes constituent l'extension de la zone de dykes clastiques répertoriés par Otis (1983) dans la région adjacente au nord. Ils font partie d'une série de dykes clastiques reliés à la Formation de Chibougamau (MacIntosh, 1977; Chown, 1984) et leur présence dans notre région démontre bien que la Formation de Chibougamau a recouvert un très vaste territoire, beaucoup plus important que celui qu'occupent les vestiges de cette formation dans le voisinage immédiat de Chibougamau.

Les principaux composants des dykes sont des fragments de granitoïdes, de gabbros et de metabasaltes (figure 36). En effet, toutes les lithologies archéennes de la région de Chibougamau sont présentes dans la roche. La matrice est un grès mal trié composé de quartz et de feldspaths anguleux.

### DYKES DE DIABASE (I3B)

La région est traversée par cinq dykes majeurs de direction NE à ENE. Les quatre dykes de direction NE font possiblement partie d'un essaim de dykes reliés aux gabbros des monts Otish (Chown et Archambault, 1987), dont l'âge probable est de 1750 Ma. Le dyke de direction ENE, situé à l'extrémité SE de la région, est relié à l'essaim de dykes de l'Abitibi (Ernst *et al.*, 1987) avec un âge probable de 1140 Ma. En général, les dykes de diabase affleurent relativement mal, mais certains d'entre eux sont clairement visibles sur les cartes aéromagnétiques. On note aussi de nombreux petits dykes qui affleurent parallèlement aux dykes majeurs.

### Dykes d'Otish

Cette diabase est brun rouille en surface altérée et noire à verdâtre en surface fraîche. Les contacts sont francs avec de nombreuses apophyses dans la roche encaissante. Des dykes mineurs montrent bien un patron d'injection qui suit la fracturation de la roche hôte (figure 37). La bordure des dykes est caractérisée par une zone de trempe. La granulométrie croît de la bordure vers le centre, où la roche devient gabbroïque (pour les dykes plus épais). Le dyke localisé à l'extrémité nord-ouest du territoire est ophitique, tandis que celui qui traverse le lac Mann, au centre est de la région, montre plutôt une texture gabbroïque.

La diabase est composée de plagioclase zoné ( $An_{55}$  à  $An_{35}$ ), de titano-augite et de minéraux opaques. Quelques rares cristaux d'olivine serpentinisée sont entourés par le pyroxène. Le quartz, interstitiel, est relativement commun. La granulométrie est très fine en bordure et atteint 1 cm au centre des dykes majeurs. Les zones de trempe (figure 38) sont composées de microlites de plagioclase, de pyroxène et de minéraux opaques. La texture de la roche dans ce cas est micro-intergranulaire. Les microlites ainsi que les phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène présentent un alignement parallèle au contact (figure 39).

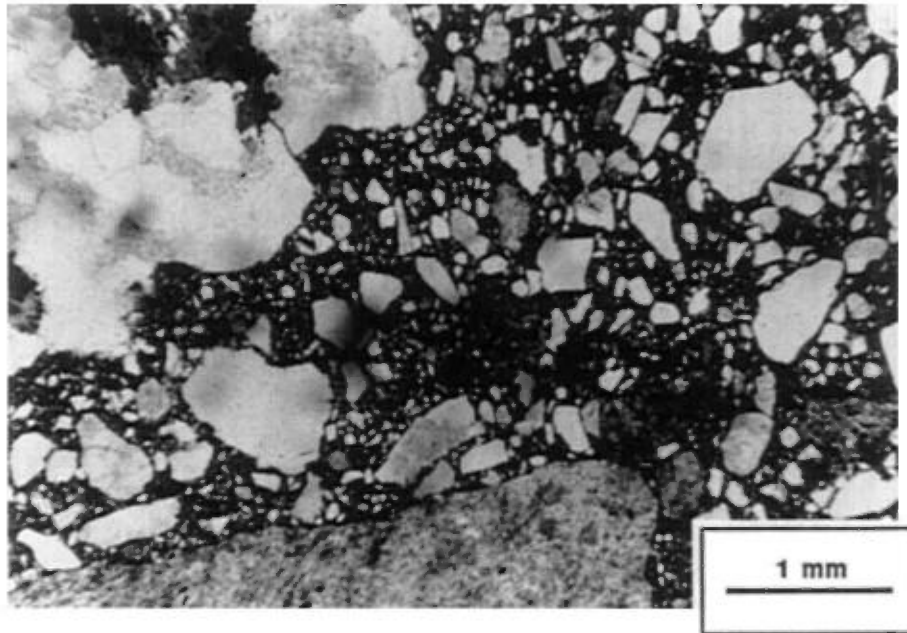


Figure 36 - Photomicrographie d'un dyke clastique de la Formation de Chibougamau contenant des fragments de différentes compositions (lumière transmise, naturelle).

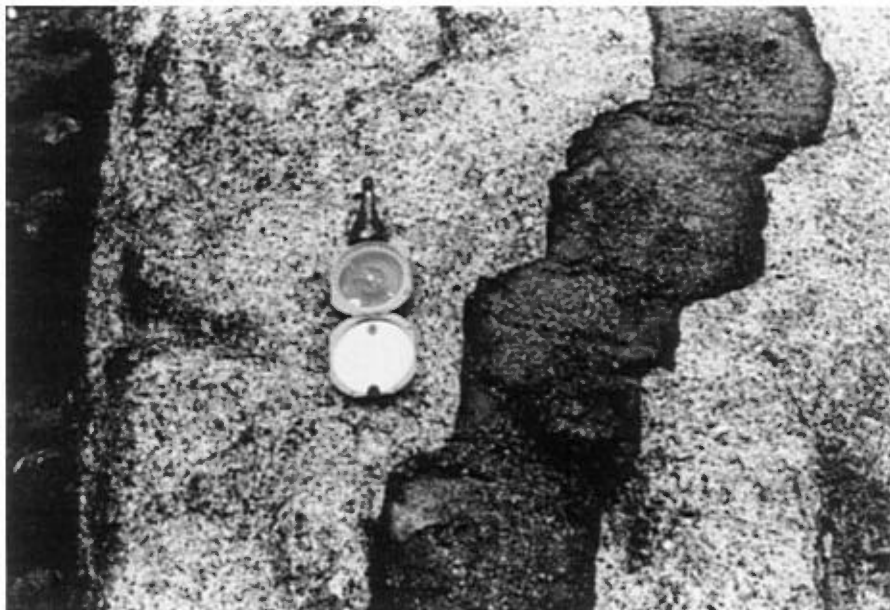


Figure 37 - Photographie montrant un dyke de diabase protérozoïque. Le contact suit le patron de fracturation dans la roche.

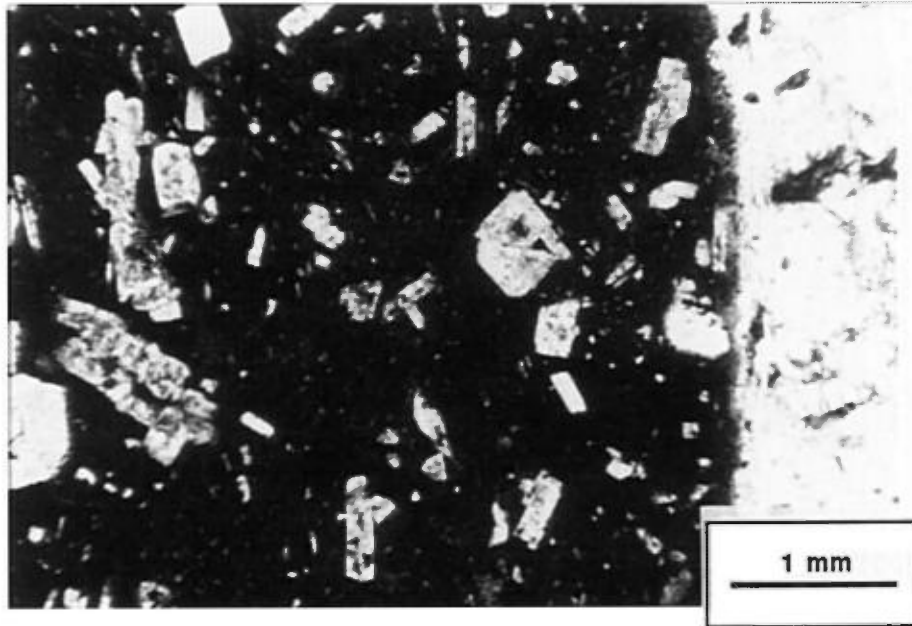


Figure 38 - Photomicrographie d'une zone de trempe d'un dyke de diabase montrant une texture micro-intergranulaire (lumière transmise, naturelle).

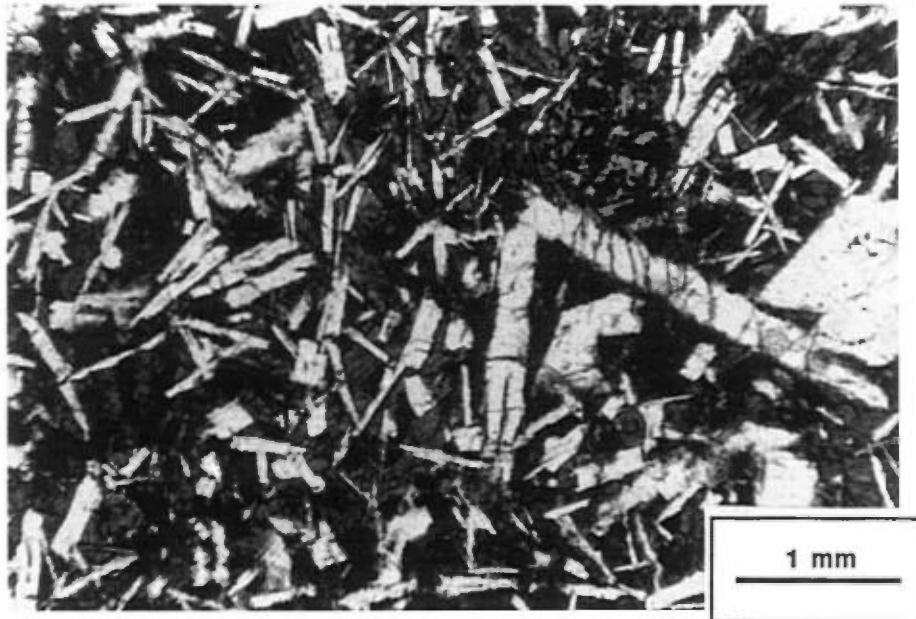


Figure 39 - Photomicrographie d'un dyke de diabase montrant un léger alignement des plagioclases et du clinopyroxène (lumière transmise, naturelle).



Le plagioclase est séricitisé alors que le pyroxène est remplacé, en quantité variable, par une amphibole bleu-vert. Les dykes mineurs recoupent les roches volcaniques au sud de la région; ils ont subi un léger métamorphisme d'enfouissement. Les plagioclases sont altérés en prehnite et les roches hôtes sont recoupées par des veines de ce minéral.

### **Dyke de l'Abitibi**

Le dyke de diabase corrélaté à l'essai de l'Abitibi (SE de la région) est composé de roches similaires à celles de l'essai d'Otish. Ses principaux constituants sont le plagioclase zoné, la titano-augite et des minéraux opaques. Le quartz et la myrmékite, très communs, sont interstitiels. La roche typique possède une texture subophitique. Dans un échantillon, le pyroxène est sous forme de baguettes et montre une orientation préférentielle (figure 40). Ce dyke présente une altération plus ou moins constante caractérisée par la séricitisation des plagioclases et l'ouralitisation des pyroxènes.

## GÉOLOGIE STRUCTURALE

Dans les roches intrusives, la foliation représente l'élément structural dominant (figure 41). À l'oeil nu, cette foliation est caractérisée par l'alignement des minéraux ferromagnésiens, l'étirement des grains de quartz et parfois l'alignement des plagioclases. Par endroits, il se développe deux structures symétriques de part et d'autre de la foliation principale, avec un angle variant de 20° à 40°. Celles-ci sont définies par l'orientation de petits bâtonnets de biotite et parfois par la crénulation du quartz. Une linéation minérale très subtile accompagne parfois la foliation principale.

Dans la bande volcanosédimentaire, c'est la schistosité ( $S_2$ ) qui représente l'élément structural dominant (figure 41). Cette schistosité est soulignée par l'aplatissement (de direction E-W) des phénocristaux de plagioclases et par l'orientation des minéraux métamorphiques comme les amphiboles et la chlorite. Comme dans le cas des intrusions, deux clivages symétriques ( $S_3$ ) de direction NE et NW se sont développés de part et d'autre de la schistosité. Dans les zones de forte déformation, on observe des microplis plus souvent en "Z" qu'en "S" ainsi qu'une linéation d'étirement.

Les discontinuités physiques et lithologiques ont permis de subdiviser la région d'étude en neuf domaines structuraux distincts (figure 42). Cette subdivision permet donc de mieux visualiser les différences et les similitudes entre les éléments structuraux dans les différentes lithologies (ou domaines) et parfois à l'intérieur d'une même lithologie.

### **DOMAINE I**

Ce domaine, qui correspond au pluton de Houghton, est délimité à l'est et au sud par le gneiss tonalitique. En bordure, la foliation épouse la forme du pluton et présente un pendage abrupt, tandis que dans le coeur de l'intrusion, elle est de direction

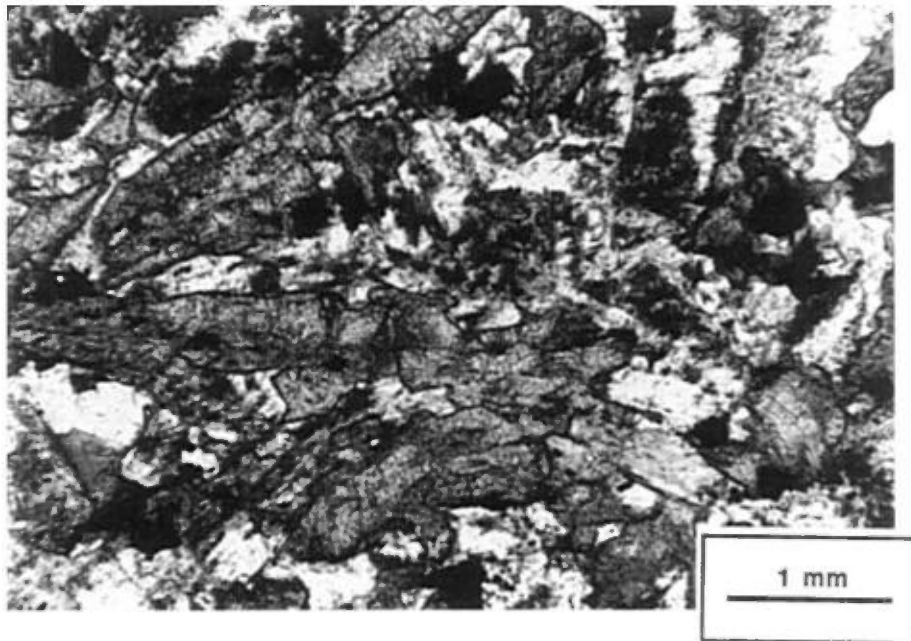


Figure 40 - Photomicrographie d'un échantillon de dyke de diabase. Le pyroxène, en baguettes, montre une orientation préférentielle (lumière transmise, naturelle).

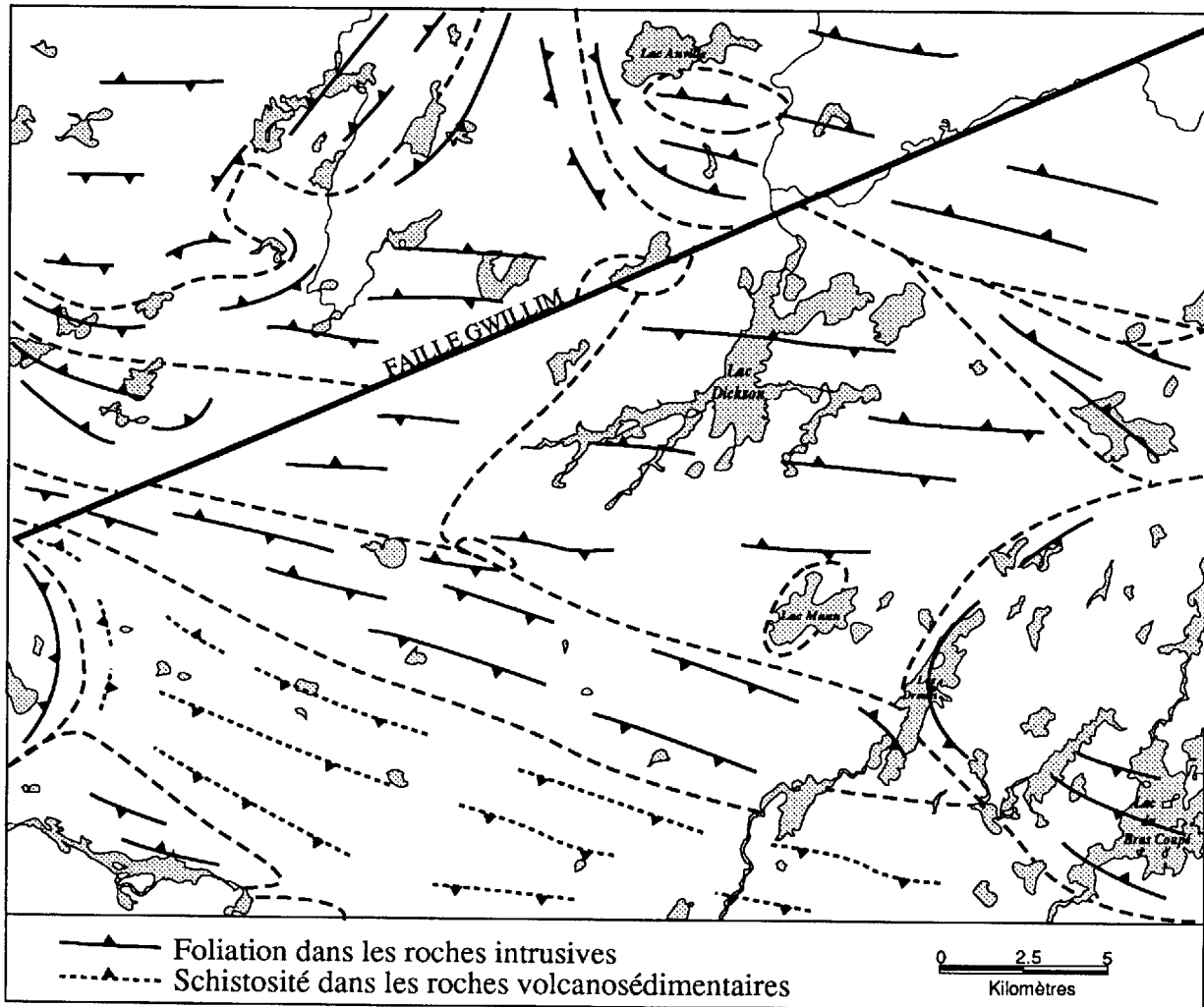


Figure 41 - Carte de la trajectoire de la schistosité et de la foliation.

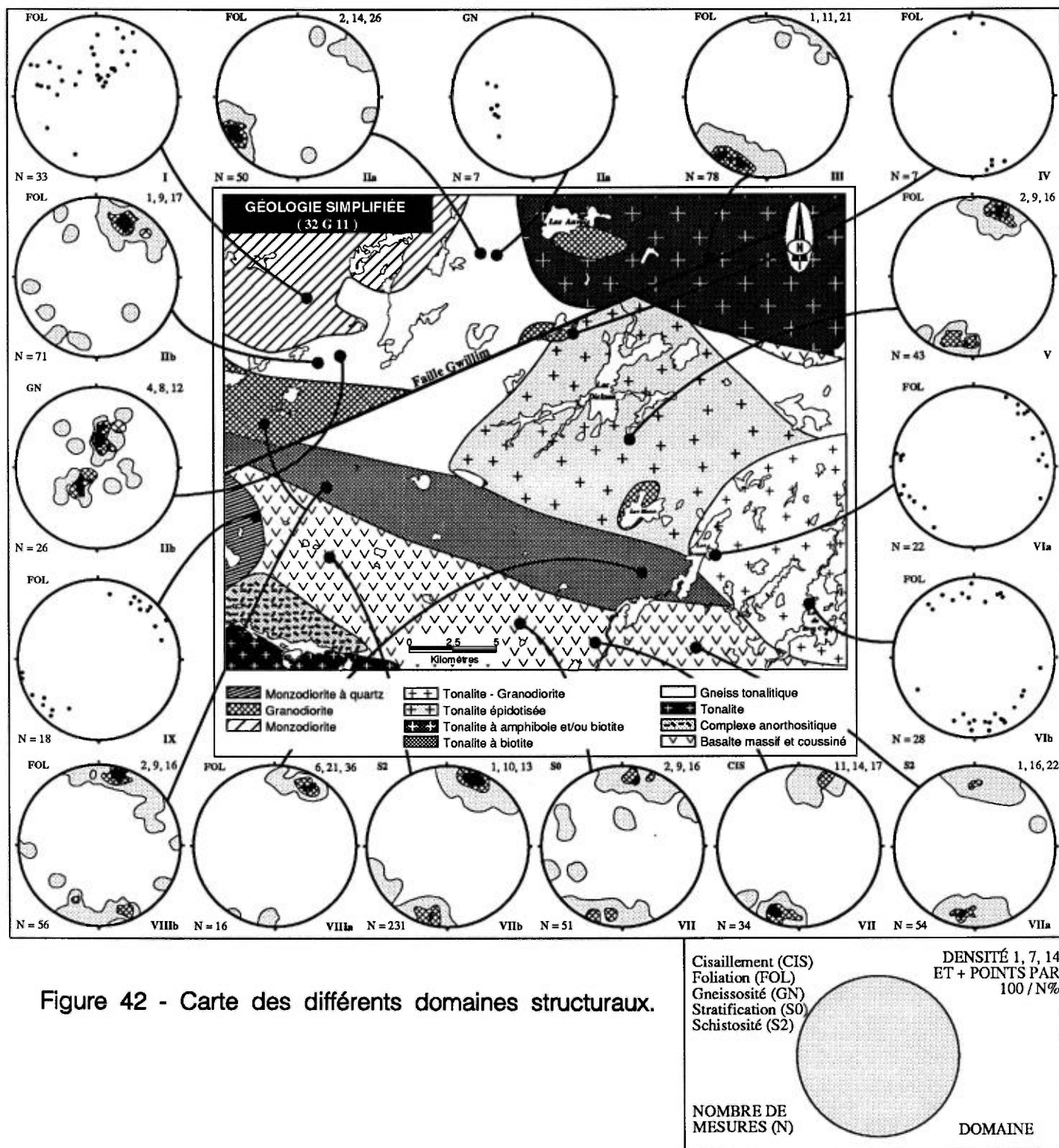


Figure 42 - Carte des différents domaines structuraux.

généralement E-W, avec un pendage faible à modéré vers le sud. La partie ouest du pluton présente une foliation plus pénétrante sur laquelle se développe une linéation minérale de direction SE et de faible plongement.

## DOMAINE II

Le domaine II correspond au gneiss tonalitique et il se subdivise en deux sous-domaines. Le sous-domaine IIa se trouve coincé entre les plutons de Houghton et d'Anville. La gneissosité présente une direction NW à NNE avec un pendage modéré vers l'est. Au voisinage du pluton d'Anville, la gneissosité souligne des plis d'ordre métrique et de faible amplitude, dont l'axe oscille autour de 110° et 44°. La foliation, de direction NW avec un pendage abrupt vers le NE, épouse la bordure ouest du pluton d'Anville.

Le sous-domaine IIb se retrouve au sud du pluton de Houghton, dans les gneiss tonalitiques. La gneissosité montre une orientation préférentielle ESE à pendage subhorizontal à moyen surtout vers le sud. La foliation dans ce sous-domaine présente une direction SE et un pendage subvertical. Au voisinage du pluton de Houghton, cette foliation épouse l'attitude du contact, ce qui explique son orientation tantôt NE, tantôt NW.

## DOMAINE III

Ce domaine correspond au pluton d'Anville. Il est bordé à l'ouest et au SW par le gneiss tonalitique et au sud par la tonalite de l'Est. La foliation à l'intérieur de l'intrusion est de direction WNW et à pendage vers le NE. Dans la phase granodioritique, le quartz est crénelé; les phénocristaux de microcline soulignent une linéation de direction SE et à plongement subhorizontal. La bordure ouest du pluton présente une foliation plutôt NW. Sa limite SE est caractérisée par une zone de déformation (M16) avec développement de mylonite et de linéations d'étirement verticales. La partie de l'intrusion qui contient des enclaves de roches volcaniques (nord de la faille Gwillim) montre moins de déformation que la partie sud.

## DOMAINE IV

Le domaine IV inclut l'intrusion granodioritique de MacIntosh qui est divisée en deux parties par la faille Gwillim. Seule la partie SE affleure. La foliation présente une orientation ENE avec un pendage abrupt.

## DOMAINE V

Le domaine V inclut la tonalite de l'Est (secteur NW) et une bande de gneiss tonalitique au SE du pluton d'Anville. La foliation montre une direction sensiblement E-W avec un pendage subvertical. Le gneiss tonalitique, en bordure du lac MacLeod, montre des plans de gneissosité soulignés par des niveaux riches en biotite. Sur la rive sud du lac Dickson, outre la foliation subverticale on observe une gneissosité subhorizontale soulignée par les plagioclases.

## DOMAINE VI

Ce domaine, qui correspond à la tonalite de l'Est (secteur SE), comprend deux sous-domaines. Le sous-domaine VIa montre une foliation qui s'étale du NNE au NW avec un pendage abrupt. Cette variation dans la direction de la foliation correspond à la morphologie du contact ouest de cette phase. Le sous-domaine VIb montre une foliation E-W avec un léger étalement.

## DOMAINE VII

Ce domaine correspond à la bande volcanosédimentaire qui occupe la partie sud du territoire. La stratification a une direction ESE avec un pendage subvertical. La schistosité est subdivisée en deux sous-domaines. Le sous-domaine VIIa situé dans la partie SE de la région, présente un maximum pour la schistosité autour de N280°/72° NE. Le sous-domaine VIIb, qui occupe la partie NW, a un maximum autour de N114°/80°. En bordure du pluton monzodioritique de La Ronde, la schistosité est déviée et passe de E-W à SSE.

Une inversion de polarité, de part et d'autre du lac Anctil, est interprétée comme une structure synclinale majeure par Tait *et al.*, (1987). Ce synclinal se poursuit à l'est (Lauzière *et al.*, 1988) et porte le nom de synclinal de Druillettes. Il présente une trace axiale ESE (sous-domaine VIIc). Son coeur contient des horizons sédimentaires de la Formation de Caopatina (S3B).

Des cisaillements importants (sous-domaine VIId) traversent ce domaine. Ils ont une direction généralement E-W avec un pendage abrupt; ils sont souvent accompagnés d'anomalies Input.

## DOMAINE VIII

Le domaine VIII correspond au pluton de Rachel. Il est subdivisé en deux sous-domaines. La foliation a une direction ESE avec un fort pendage vers le SW dans le

sous-domaine VIIIa. Dans ce secteur, la bordure nord du pluton de Rachel est en contact avec la tonalite de l'Est. Ce contact est caractérisé par une zone de mylonite d'attitude E-W. Des enclaves basaltiques amphibolitisées (V3B) qui sont piégées dans cette zone présentent une linéation d'étirement N 275°/35°. Le sous-domaine VIIIb inclut la granodiorite de l'Ouest et la partie ouest du pluton de Rachel. Il est limité au nord par le gneiss tonalitique et au sud par la bande volcanosédimentaire. La foliation dans la partie est de ce sous-domaine montre une tendance E-W et un pendage abrupt vers le nord. Par contre, dans la partie ouest, la foliation est orientée WNW dans la granodiorite de l'Ouest et la tonalite déformée plus au sud.

## DOMAINE IX

Le domaine IX correspond à l'intrusion circulaire de La Ronde. L'attitude du contact avec les basaltes encaissants passe de E-W à N-S. La foliation épouse la forme du pluton et montre la même attitude.

## FAILLES ET CISAILLEMENTS

Les données de terrain et les relevés géophysiques (champ magnétique total et levé Input) permettent d'identifier deux systèmes majeurs de failles et de cisaillements affectant les roches de la région. Le premier système de type ductile est orienté E-W à ESE. Le deuxième, du type fragile dans les roches intrusives et du type ductile-fragile dans les roches volcanosédimentaires, est orienté NE. Les bordures de pluton dont la déformation est due à leur mise en place ne sont pas considérées dans ces cas là.

### **Système E-W à ESE**

La bande volcanosédimentaire de la partie sud du terrain montre d'importants cisaillements subparallèles à la schistosité régionale. Ces zones sont caractérisées par une forte schistosité, l'apparition de petits plis parasites, le développement de boudins et par une altération en carbonates de fer ou en séricite. Parmi ces cisaillements, deux sont particulièrement importants et sont accompagnés d'une série d'anomalies Input. La largeur de ces zones de forte déformation est variable et peut atteindre 300 m à 400 m. C'est le cas de la zone de cisaillement qui affleure au sud du ruisseau Rachel, dont les meilleurs affleurements se trouvent le long d'une route forestière, juste à l'est d'une ligne d'Hydro-Québec (5,1 km au NE du lac Lapointe). La linéation d'étirement associée à cette zone est verticale. Cette zone de déformation se continue à l'est où elle affleure en bordure du lac Bernard (Lauzière *et al.*, 1988). Le deuxième cisaillement majeur affleure plus au sud. Sa puissance est d'ordre décamétrique et il se continue dans le canton de Gradis, où la direction devient SE. Au nord-est du pluton de La Ronde, les deux cisaillements semblent se rejoindre et sont recoupés par la faille Gwillim.

## **Systeme NE**

Ce système comporte les failles d'orientation NE et NNE. Ces failles sont tardives par rapport au système E-W. Dans les roches intrusives, où elles ont été le plus souvent observées, elles se présentent sous forme d'une fracturation intense et sont accompagnées d'une hématisation et d'une albitisation. Par endroits, on note la présence de fentes de tension remplies de quartz qui, dans ce cas, sont de bons indicateurs de mouvement.

## **Faille Gwillim**

Sur le territoire étudié, le prolongement de la faille Gwillim (Mawdsley et Norman, 1935), qui fait partie du système NE, a été interprété à partir de photos aériennes et de photos satellite (Landsat). Sur la carte de champ magnétique total, la faille Gwillim semble recouper l'intrusion granodioritique de MacIntosh en deux blocs qu'elle déplacerait de façon sénestre. Le déplacement serait d'ordre kilométrique.

## GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

De nombreux indices d'or sont localisés dans la bande volcanosédimentaire (figure 43). Ces différents indices sont souvent encaissés dans des zones de cisaillements contenant des veines de quartz. L'orientation de ces cisaillements varie de E-W à SE. L'or se retrouve associé aux sulfures dans ces veines. L'encaissant est généralement caractérisé par une carbonatation intense.

## **INDICE FENTON**

Les environs du lac Fenton ont fait l'objet de plusieurs campagnes d'exploration depuis le début des années '50. L'indice aurifère de Fenton (Avramtchev et Lebel Drolet, 1981) est situé à 800 m au SE du lac du même nom. Il est encaissé dans des basaltes porphyriques cisailés (figure 44) contenant des octaédres millimétriques de magnétite et des petits cubes de pyrite. Dans ce cisaillement orienté N125°/85°, la roche se débite en feuillets. Dans les zones peu déformées, la schistosité régionale est orientée N115°/85°. À l'intérieur de la zone de cisaillement se trouve un dyke de porphyre feldspathique déformé et boudiné. Plusieurs veines de quartz, de puissance centimétrique, sont disposées parallèlement au cisaillement. Dans la partie centrale, on observe une veine de quartz, très peu minéralisée, de 0,8 m de large. Elle est également boudinée et recoupe le dyke de porphyre feldspathique. La minéralisation est concentrée dans des veines centimétriques de quartz situées dans des zones de dilatation et également dans de minces bandes, le long des plans de schistosité, dans la zone carbonatée. La pyrite constitue l'essentiel de la minéralisation visible à l'oeil nu; elle est



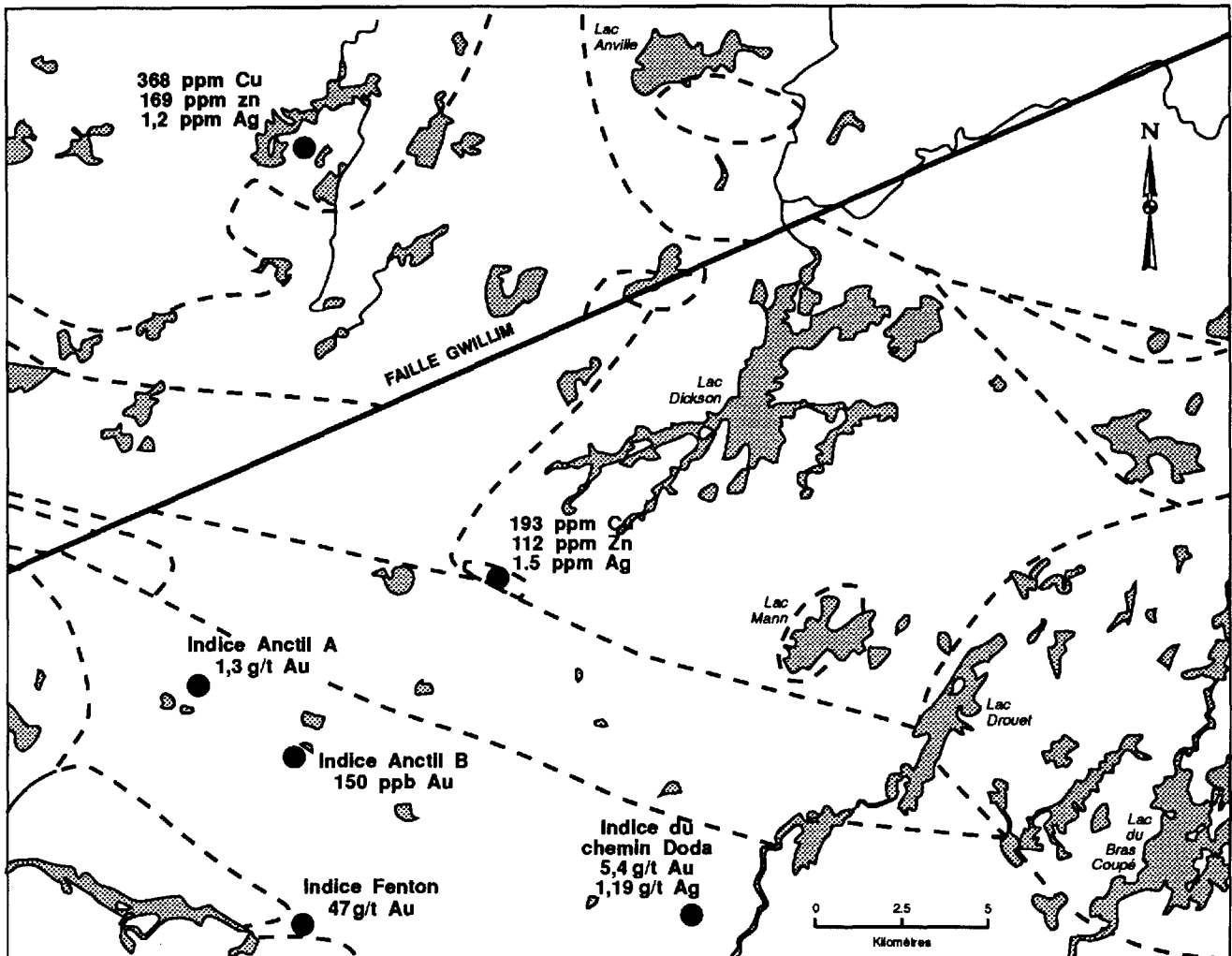


Figure 43 - Carte de localisation des indices minéralisés et des analyses anormales.

associée à la chalcopryrite, la pyrrhotite et la sphalérite et atteint, à certains endroits, 50 % du volume de la roche. Des dykes de diabase magnétiques, d'orientation NE-SW, recoupent l'indice. Ils sont de couleur noire et présentent une texture porphyrique au coeur et une bordure figée au contact. La puissance de ces dykes peut atteindre 1 m. Des failles tardives d'orientation NNE et à décrochement senestre ont été observées.

Les basaltes encaissants sont de teinte brunâtre, due à l'altération en carbonates. Cette altération n'est pas uniforme, mais plutôt éparse. Cependant, elle garde une orientation parallèle au cisaillement. Les travaux statutaires de la SDBJ (Béland et Otis, 1983) mentionnent des teneurs allant jusqu'à 47 g/t dans les zones carbonatisées.

L'étude des variations pétrographiques et minéralogiques à l'aide d'une coupe A-B de l'indice Fenton (Tanguay, 1987) permet de voir la variation des différents minéraux par rapport aux zones de plus forte déformation (figure 45). Les sulfures (principalement la pyrite), le quartz et la sphène montrent une correspondance positive entre eux. Les carbonates sont spatialement reliés aux zones de plus forte déformation.

L'horizon hôte de l'indice Fenton contient des cristaux de magnétite. Sur la carte de champ magnétique total, cet horizon montre une orientation SE et présente une extension vers le NW. Il constitue un horizon cible pour l'exploration de l'or, car la magnétite représente un milieu oxydant favorable à la précipitation des sulfures, avec lesquels l'or est intimement lié.

## INDICES ANCTIL ET DU CHEMIN DODA

Deux indices (figure 43) à l'ouest et au sud du lac Anctil titrent des valeurs anormales en or (Tait et al., 1990). Le premier, l'indice A, présente 1,3 g/t et est encaissé dans des basaltes coussinés. Le deuxième, l'indice B, en contient 150 ppb; la roche hôte dans ce cas est un wacke feldspathique. Dans ces deux indices, l'or se retrouve dans une veine de quartz et l'encaissant montre une altération en carbonates.

Ces deux indices sont encaissés dans une bande cisailée située au sud de la zone de cisaillement majeur qui contient l'indice d'or du chemin Doda. Ce dernier (figure 43) a révélé 5,4 g/t Au et 1,19 g/t Ag. La zone de cisaillement majeur, d'échelle régionale, présente un intérêt pour l'exploration, comme cela a été souligné par Gobeil (1983) dans la fiche de gîte N° 32G/11-18. Lauzière et al. (en préparation) associent également cette zone de cisaillement à un milieu favorable pour la concentration d'anciens fluides hydrothermaux. Des cisaillements mineurs, parallèles au cisaillement majeur, constituent également une bonne cible pour l'exploration.

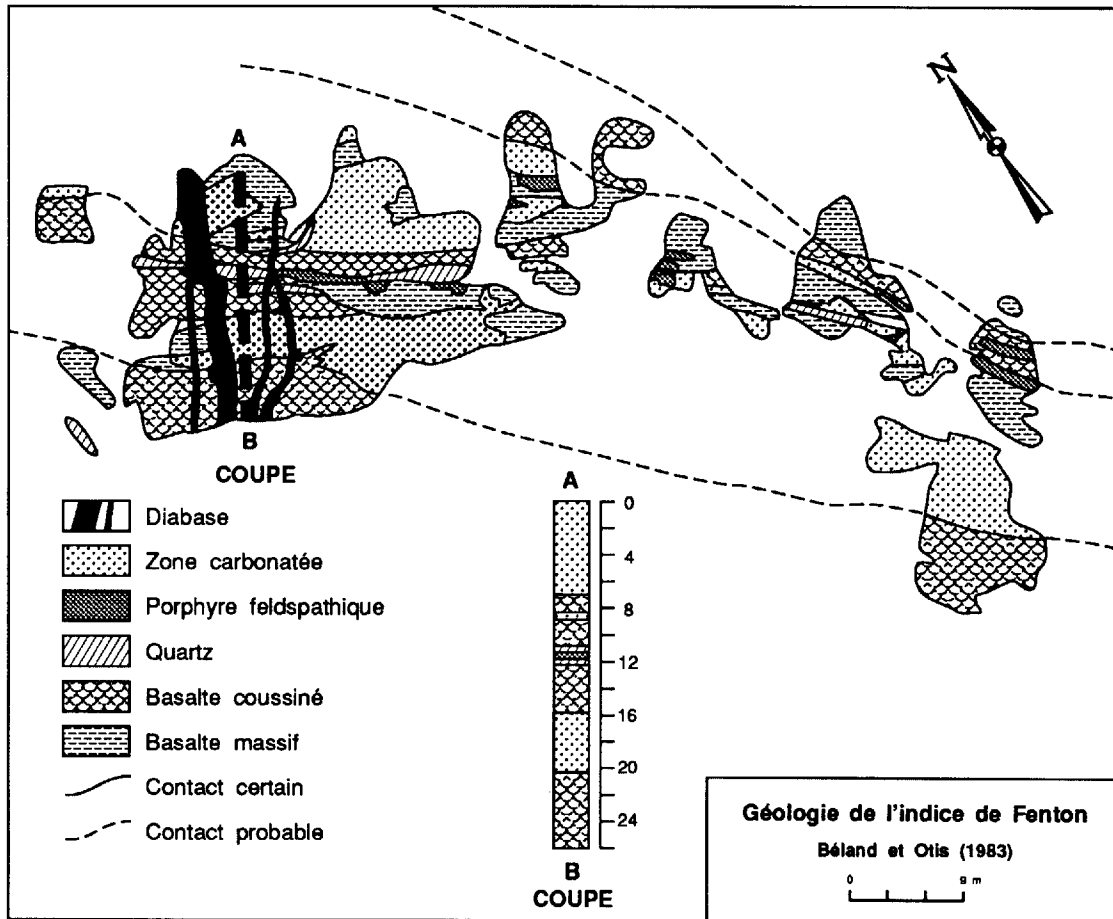


Figure 44 - Carte lithologique de l'indice Fenton.

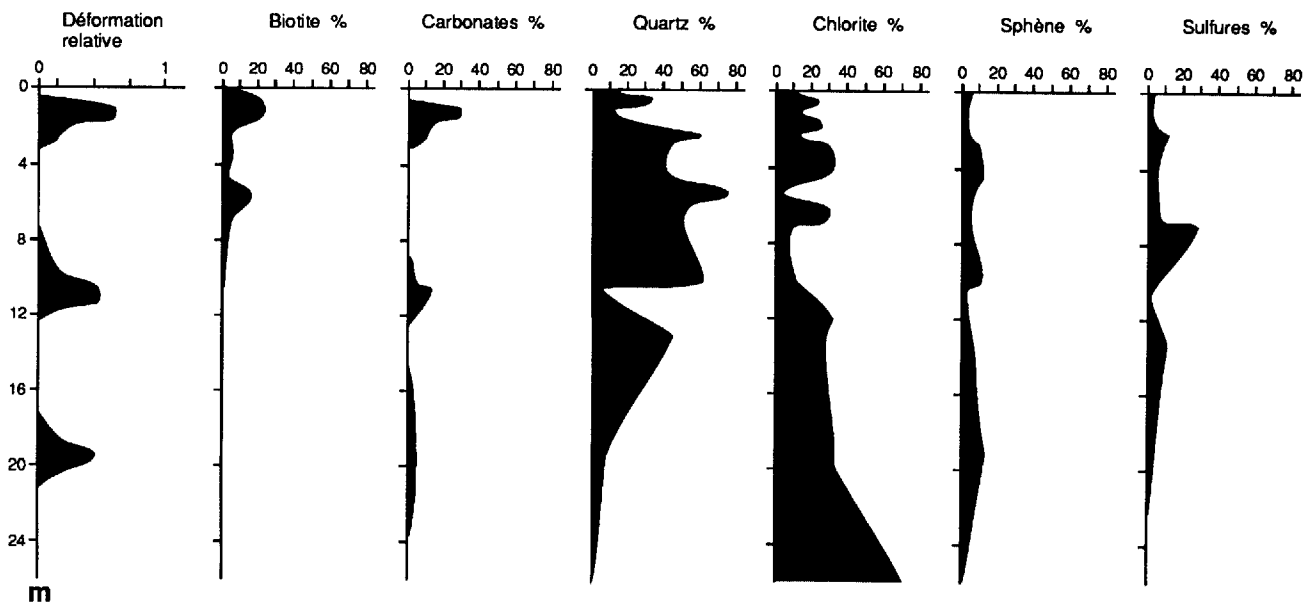


Figure 45 - Profil des variations pétrographiques observées sur la coupe A - B de l'indice Fenton (modifié de Tanguay, 1987). Voir localisation de la coupe à la figure 44.

## INDICES ASSOCIÉS AUX ROCHES INTRUSIVES

Les roches intrusives n'ont pas fait l'objet par le passé, d'une prospection minérale poussée pour l'or comme ce fut le cas pour la bande volcanosédimentaire. Les cisaillements minéralisés caractéristiques de cette bande n'ont pas été observés dans les plutons. Sur un total de 37 échantillons de roches intrusives analysés pour des fins économiques (minéraux de haute technologie), les résultats pour les roches pegmatitiques sont peu convaincants.

Dans le cas des autres analyses, deux échantillons de roches ont fourni des valeurs supérieures au bruit de fond (figure 43). Le premier est localisé dans le pluton de Houghton. Dans ce cas, il s'agit d'une mince zone de brèche magmatique déformée et pyritisée qui a donné des valeurs de 1,2 ppm d'Ag, 368 ppm de Cu et 169 ppm de Zn. Les valeurs en Pd, Pt et Rh sont respectivement de 12,9 et 7 ppb. Dans le second cas, il s'agit de l'intrusion gabbroïque au nord-est du lac Rachel. La roche est massive et contient des sulfures disséminés. Les valeurs obtenues sont 1,5 ppm d'Ag, 193 ppm de Cu et 112 ppm de Zn.

Les roches intrusives présentent un intérêt économique pour la pierre de taille, en particulier l'intrusion granodioritique de MacIntosh (Nantel 1985). Cependant, la présence de fracturation dans cette dernière, devrait faire l'objet d'un levé structural systématique afin de vérifier l'homogénéité de cette intrusion.

RÉFÉRENCES

- ALLARD, G.O., 1976 - Dore Lake Complex and its importance to Chibougamau Geology and Metallogeny. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-368.
- AVRAMTCHEV, L. - LEBEL-DROLET, S., 1981 - Catalogue des gîtes minéraux du Québec; DPV-744, pages 40-41.
- BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT, 1981 - Basaltic Volcanism on the terrestrial planets. Permagon Press, Inc; New York, 1286 pages.
- BÉDARD, P., (en préparation) - Les monzodiorites de la région de Chibougamau. Province du Supérieur, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; thèse de doctorat.
- BÉLAND, G. - OTIS, M., 1983 - Rapport des travaux géologiques et géophysiques effectués sur la propriété du lac Fenton. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM 39608, 21 pages.
- BELLAVANCE, Y., (en préparation) - Le pluton de Houghton. Province du Supérieur, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; thèse de maîtrise.
- CHARBONNEAU, J.M. - PICARD, C. - DUPUIS-HÉBERT, L., 1983 - Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et La Ribourde, district de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, 68 pages.
- CHOWN, E.H. - MUELLER (en préparation) - Basement influence on the supracrustal and plutonic evolution and deformation of an Archean Greenstone Belt. Proceedings of the 7th International Symposium on Basement Tectonics.

- CHOWN, E.H. - ARCHAMBAULT, G., 1987 - The transition from dyke to sill in the Otish Mountains, Québec; relations to host-rock characteristics. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 24, pages 110-116.
- CHOWN, E.H., 1984 - Mineralisation controls in the Aphebian Formations, Chibougamau, Mistassini and Otish areas. In: Chibougamau-stratigraphy and Mineralisation (J. Guha, E.H. Chown editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special volume 34, pages 229-243.
- CIMON, J., 1977 - Quart SE du canton de Queylus. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DPV-448, 33 pages.
- DIMROTH, E. - IMREH, L. - GOULET, N. - ROCHELEAU, M., 1983 - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 20, pages 1355-1373.
- ERNST, R.E. - BELL, K. - RANALLI, G. - HALLS, H.C., 1987 - The Great Abitibi Dyke, Southeastern Superior Province, Canada. In: Mafic Dyke Swarms (H.C. Halls et W.F. Fahrig, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 34, pages 123-136.
- GARIÉPY, C. - ALLÈGRE, C.J. - LAJOIE, J., 1985 - The lead isotope geochemistry of late kinematic intrusives from the Abitibi Greenstone Belt, and their implications for late Archean crustal evolution. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 49, pages 2371-2384.
- GERVAIS, D., 1986 - Le caractère de la zone de contact entre l'intrusion tonalitique syn-à postcinématique d'Anville et le terrain de gneiss du massif de Lapparent. Université du Québec à Chicoutimi; projet de fin d'études, 56 pages.

GOBEIL, A., 1983 - Fiche de gîte minéral n° 32G/11-18. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; 4 pages.

GOBEIL, A. - RACICOT, D., 1983 - Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 83-02, 14 pages.

LAUZIÈRE, K. - CHOWN, E.H. - SHARMA, K.M.N. (en préparation) - Rapport préliminaire du secteur du lac Remick: Projet Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; 93 pages.

\_\_\_\_\_ 1988 - Rapport intérimaire du secteur du lac Remick. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; Projet Caopatina; DP 88-12.

MACINTOSH, J. 1977 - Geology of the Lantagnac-Latouche Area. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 497, 30 pages.

MAYBIN, A., 1976 - The Geology of the Opawica River Complex, Québec, Canada. University of Georgia; Master Thesis, 86 pages.

\_\_\_\_\_ 1974 - Preliminary report for the SW quarter of Guercheville Township. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-251, 4 pages.

MAWDSLEY, G.B. - NORMAN, G.W.H., 1935 - Chibougamau Lake Map Area. Geological Survey of Canada; Mémoire 185 and map n° 304A.

MIDRA, R. - WOUSSEN, G., 1989 - Concentration mechanisms for plagioclases megacrysts in lavas of the Obatogamau Formation, Quebec. AGC/AMC, réunion annuelle, Montréal; résumés, pages 10 à 35.

MIDRA, R., 1990 - Mécanismes de concentration des mégacristaux de plagioclases dans les laves porphyriques de l'Obatogamau, Province du Supérieur, Québec. Université du Québec à Chicoutimi, thèse de maîtrise.

NANTEL, S., 1985 - Zones potentielles pour l'exploitation de la pierre de taille, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DP-85-04.

OTIS, M., 1983 - Demie nord du canton de Daubrée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-06, 57 pages.

RACICOT, D. - CHOWN, E.H. - HANEL T., 1984 - Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville Belt; A preliminary survey. In: Chibougamau-Stratigraphy and Mineralisation (J. Guha, E.H. Chown, editors); Special volume 34; pages RP178-197.

REMICK, J.H., 1957 - Rapport préliminaire sur la région de Guercheville-Lapparent. RP-343, 12 pages.

1956 - Rapport préliminaire sur la région d'Anville-Drouet. Ministère des Mines, Québec; RP-322, 8 pages.

RENAUD, M., (en préparation) - Étude pétrographique du pluton d'Anville, Province du Supérieur, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; projet de fin d'études.

SHARMA K.M.N. - GOBEIL, A. - MUELLER, W., 1987 - Stratigraphie de la région du lac Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-16, 16 pages.

TAIT, L. - SHARMA, K.M.N. - CHOWN, E.H. - BARETTE, J.P., 1990 - Géologie de la



TAIT, L. - PILOTE, P. - CHOWN, E.H., 1987 - Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune.  
Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-24, 114 pages.

TANGUAY, R., 1987 - Étude pétrographique des lithologies de la zone de cisaillement de l'indice Fenton. Université du Québec à Chicoutimi; projet de fin d'études.