

MM 88-01

SYNTHESE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE CHAPPAIS-BRANSSAT (ABITIBI)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Synthèse géologique de la région de Chapais–Branssat (Abitibi)

Jean-Marc Charbonneau
Christian Picard
Lucie Dupuis-Hébert

MM 88-01



1991

Québec 

Synthèse géologique de la région de Chapais-Branssat (Abitibi)

**Jean-Marc Charbonneau
Christian Picard
Lucie Dupuis-Hébert**

MM 88-01

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE

Sous-ministre adjoint: R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur: J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DU NORD-OUEST

Chef: A. Simard

Manuscrit soumis le: 86-04-11

Accepté pour publication le: 88-10-11

Lecteurs critiques

M. Hocq

K.N.M. Sharma

A. Simard

J. Cimon

Édition

B. Desjardins

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

Page couverture: Photographie infrarouge montrant le dyke de Geneviève minéralisé au sud de la Baie Geneviève. Le dyke plus résistant à l'érosion forme des collines alignées dans le prolongement de la presqu'île présente dans la partie droite de la photo.
(Photo Q86999-129 au 1:15 000 de juillet 1986)

RÉSUMÉ

Les roches vertes de la région de Chapais-Branssat sont divisées en deux groupes distincts séparés par une discordance angulaire régionale correspondant à une période d'érosion majeure.

Dans le groupe le plus vieux, le *Groupe de Roy*, nous avons mis en évidence deux nouvelles formations. Il s'agit, d'abord, de la Formation de Chrissie (laves andésitiques et volcanoclastites), qui est surmontée des Formations connues d'Obatogamau (coulées de basaltes dont plusieurs sont porphyriques), de Waconichi (lapillistone, tufs, brèches et horizon de formation de fer, de Gilman (coulées de basalte et d'andésite de même que pyroclastites) et de Blondeau (alternance de sédiments et de laves). Puis, au sommet du groupe, se trouve la nouvelle Formation de Scorpion. Elle est constituée de dacite, de rhyodacite, de lapillistone, de brèches pyroclastiques et de variétés de tufs.

Un membre est défini localement au coeur de la Formation d'Obatogamau. Il s'agit du Membre de Pichamobi, constitué de brèches pyroclastiques, de lapillistones, de tufs, de même que de lentilles de rhyolite et de rhyolite porphyrique. Selon Picard (1986), il y aurait eu, à l'époque du Groupe de Roy, coexistence d'un volcanisme basaltique tholéiitique et d'un volcanisme felsique calco-alcalin.

Le groupe le plus jeune, le *Groupe d'opémisca*, compte, de la base au sommet, la Formation de la Trêve (conglomérats), la Formation de Daubrée (turbidites) et la Formation de Haüy (roches volcaniques et sédimentaires). L'ensemble la Trêve-Daubrée, ou une partie de cet ensemble, pourrait être un équivalent lithostratigraphique de la Formation de Stella de la région de Chibougamau, telle que définie par Cimon (1976 et 1977b).

La Formation du Daubrée a été redéfinie partiellement à partir de la définition de Wolhuter (1962). Pour celui-ci, le Daubrée se trouvait en dessous du Groupe d'Opémisca. Dans la Formation de Haüy, cinq membres sont définis. Ce sont, de la base au sommet, les Membres de Vanina, de Christian, de Gribouille, de Pantoufle et de Dolomieu.

Plusieurs filons-couches gabbroïques différenciés se sont mis en place à différents niveaux stratigraphiques du Groupe de Roy. Parmi ceux qui sont intrusifs dans la Formation de Blondeau, les auteurs du présent rapport ont reconnu les Filons-couches de Ventures et de Bourbeau du Complexe de Cummings de Duquette (1976).

Dans le groupe d'Opémisca, deux filons-couches d'envergure ont été cartographiés. Ce sont le Filon-couche de Rita et le Filon-couche de Colette. L'un et l'autre sont intrusifs dans la Formation de Daubrée.

Les formations géologiques des Groupes de Roy et d'Opémisca et les filons-couches interlités avec elles ont été déformés et plissés en dômes et bassins structuraux dont les formes s'apparentent à celles d'un carton de boîtes d'oeufs. Toutefois, à la différence de ces dernières, ces dômes et bassins forment des cônes très pointus et aplatis. Ces cônes sont pour la plupart en position verticale. Une foliation régionale (S₂) est en général parallèle à l'allongement de ces formes coniques.

Des failles régionales majeures sur les flancs aplatis de ces dômes et bassins mettent en contact, à plusieurs endroits, deux flancs opposés. À ces endroits les zones de charnières pointues ne sont généralement pas visibles entre les deux flancs.

Plusieurs stocks ont ensuite envahi ces structures plissées, tant sur les flancs que dans les coeurs faillés des bassins ou des dômes structuraux.

Le tout a par la suite été érodé et recouvert, en discordance angulaire, par une formation glaciaire d'âge protérozoïque, la Formation de Chibougamau. Cette dernière n'est présente que localement dans la région de Chapais-Branssat; elle occupe des paléofissures de moins d'un mètre de largeur sur quelques mètres d'extension latérale.

Plusieurs dykes verticaux de diabase, d'âge protérozoïque et dont l'épaisseur atteint quelques dizaines de mètres, se sont également mis en place au travers des unités lithologiques plus vieilles.

Plusieurs nouveaux indices minéralisés ont été découverts dans le cadre du projet Chapais-Branssat. Les principales minéralisations sont constituées de pyrite et de pyrrotite, souvent associées à de la chalcopryrite, de la sphalérite, de la magnétite, de la marcasite, de l'hématite et de la galène. Plusieurs échantillons, représentatifs de lithologies typiques ou choisis pour leur potentiel en minéralisation (échantillons altérés ou autres), ont révélé, après analyse, des teneurs anormales en or (jusqu'à 3 g/t), en argent, en cuivre, en zinc ou en plomb, notamment. Par teneurs anormales, nous entendons ici des teneurs supérieures à celle du bruit de fond régional.

La plupart des sites minéralisés sont caractérisés par l'un ou l'autre des trois types suivants d'environnement géologique:

- Veines de quartz, de quartz-pyrite ou de quartz-tourmaline-pyrite encaissées dans des roches carbonatisées susceptibles de mener à la découverte de gisements hydrothermaux filoniens;
- Exhalites du faciès des carbonates dans un environnement volcanogénique ou roches rhyolitiques et autres roches associées susceptibles de mener à la découverte de gîtes stratiformes d'or et (ou) de métaux de base. Mentionnons qu'à trois endroits différents, correspondant à autant de niveaux stratigraphiques, des lentilles de rhyolite, de rhyodacite et de roches associées ont été observées: à la baie Pichamobi (Membre de Pichamobi), dans le canton de Krieghoff (Formation de Blondeau) et au sud du lac Scorpion (Formation de Scorpion);
- Zones cisaillées, atteignant à certains endroits des dizaines de mètres de largeur, où la roche est altérée (carbonatisée, séricitisée ou chloritisée) et aurifère ici et là. Ces zones à tectonique cassante et contenant de la fuchsite à plusieurs endroits, constituent également un métallotecte fort valable pour la recherche de gisements hydrothermaux filoniens.

Avertissement

Les symboles utilisés sur les cartes géologiques et sur certaines figures du présent rapport s'inspirent des *Symboles de la carte géologique* utilisés à la Direction de la recherche géologique au moment où ces cartes et figures ont été réalisées, en 1983 et 1984.

Chacune des cartes géologiques est accompagnée de la légende de l'ensemble des cartes. Par conséquent, sur une carte donnée n'apparaissent pas nécessairement toutes les unités ou tous les symboles indiqués dans la légende.

Table des matières

	Page
INTRODUCTION	1
Généralités	1
Mandats et objectifs	1
Localisation	1
Topographie et hydrographie	1
Accès	2
Organisation et travaux de terrain	2
Échantillonnage	3
Cartes géologiques antérieures au projet Chapais-Branssat	3
Publications, présentations et excursions	4
Travaux adjacents et travaux contemporains	5
Cartes géologiques du présent rapport	6
Remerciements	8
 STRATIGRAPHIE	 9
Historique	10
Groupe de Roy	11
Formation de Chrissie	11
Formation d'Obatogamau	16
Bande Daubrée-Dolomieu	17
Bande Branssat-Julien	18
Unité inférieure	18
Membre de Pichamobi	19
Unité supérieure	22
Formation de Waconichi	22
Bande Daubrée-Dolomieu	23
Bande Branssat	23
Canton de Lamarck	24
Formation de Gilman	24
Bande Daubrée-Dolomieu	24
Bande Guettard-Julien	25
Secteur du lac Lamarck	25
Bande Branssat-Daine	26
Minibande Krieghoff	27
Formation de Blondeau	27
Bande Saussure-Dolomieu	27
Bande Krieghoff-La Ribourde	29
Bande Daubrée-Lamarck	30
Variations latérales dans le Blondeau	33

Formation de Scorpion	34
Localité type	34
À l'est de la localité type	35
Cantons de Krieghoff, de La Ribourde et de Saussure	36
Origine de la Formation de Scorpion	36
Réflexions sur le volcanisme du Groupe de Roy	36
Filons-couches différenciés intrusifs dans le Groupe de Roy	37
Filons-couches gabbroïques différenciés, corrélés avec le Complexe de Cummings	37
Filons-couches gabbroïques différenciés, non corrélés avec le Complexe de Cummings	39
Groupe d'Opémisca	42
Formation de la Trêve	43
Au nord-ouest de la faille Lamarck	43
Au sud-est de la faille Lamarck	46
Formation de Daubrée	47
À l'est de la faille Lamarck	47
À l'ouest de la faille Lamarck	50
Formation de Haüy	51
Au sud-est de la faille Lamarck	51
Au nord-ouest de la faille Lamarck	52
Localité type	52
Membre de Vanina	52
Membre de Christian	53
Membre de Gribouille	54
Membre de Pantoufle	56
Membre de Dolomieu	56
Dykes nourriciers des laves du Haüy	57
Filon-couche de Colette	57
Filon-couche de Rita	58
Masses plutoniques	60
Massif de Lapparent	60
Massif de Berey	60
Pluton d'Opémisca	60
Stocks	61
Roches protérozoïques	61
Formation de Chibougamau	61
Dykes de diabase	61
Roches quaternaires et récentes	64
GÉOLOGIE STRUCTURALE	65
Modèle régional hérité des travaux précédents	65
Plissements	65
Failles régionales	65
Structures observées sur le terrain	66
Structures primaires	66
Structures secondaires ou tectoniques	66

Mégastructures	67
Mégastructures primaires	67
Failles régionales	69
Faille Kapunapotagen	69
Faille Dussault	74
Faille Lamarck	74
Blocs structuraux et leurs plis	75
Bloc 1	75
Bloc 2	75
Bloc 3	76
Bloc 4	77
Bloc 5	77
Résumé et conclusion	78
SITES ET INDICES MINÉRALISÉS	81
Commentaires relatifs à quelques sites minéralisés	81
Carte 2	81
Carte 3	82
Carte 4	82
Carte 5	94
Carte 6	103
Carte 7	103
Carte 8	103
Cartes 8 et 9	123
Cartes 9 et 10	130
Carte 11	130
Carte 12	130
RÉFÉRENCES	151
ANNEXES:	
1 – Étude minéralogique 83-2114: ombres de pression tectonique dans une argilite, par B.Kieller	157
2 – Rapport d'une étude pétrographique de trois échantillons, par INRS-Géoressources	165
3 – Étude minéralogique 82-6041: étude de phénocristaux de feldspath du Membre de Dolomieu (1re partie), par B. Kieller	179
4 – Étude minéralogique 83-4433: étude de phénocristaux de feldspath du Membre de Dolomieu (2e partie), par B. Kieller	183
5 – Description et analyses d'échantillons de syénite carbonatique dans le canton de Dolomieu, par le CRM	187

CARTES HORS TEXTE

- n°2066A (carte 1) – Géologie de la région de Chapais-Branssat (1:100 000)
- n°2066B (carte 2) – Géologie du quart NE du canton de Daubrée (1:20 000)
- n°2066C (carte 3) – Géologie de la majeure partie du quart SE de la feuille Lac Lamarck et de la portion nord du quart NE de la feuille Lac Dickson (1:20 000)
- n°2066D (carte 4) – Géologie du quart SW de la feuille Lac Lamarck (1:20 000)
- n°2066E (carte 5) – Géologie du quart SE de la feuille Lac Inconnu (1:20 000)
- n°2066F (carte 6) – Géologie d'une portion du quart SW de la feuille Lac Inconnu (1:20 000)
- n°2066G (carte 7) – Géologie du quart NW de la feuille Lac Inconnu et de la portion sud du quart SW de la feuille Lac Omo (1:20 000)
- n°2066H (carte 8) – Géologie du quart NE de la feuille Lac Inconnu (1:20 000)
- n°2066I (carte 9) – Géologie du quart NW de la feuille Lac Lamarck
- n°2066J (carte 10) – Géologie d'une portion du quart NE de la feuille Lac Lamarck (1:20 000)
- n°2066K (carte 11) – Géologie d'une portion du quart SE de la feuille Lac à l'Eau Noire (1:20 000)
- n°2066L (carte 12) – Géologie d'une portion du quart SE de la feuille Lac à l'Eau Noire et d'une portion du quart SE de la feuille Lac Omo (1:20 000)

TABLEAU HORS TEXTE:

- 7 – Stratigraphie et nomenclature comparées

Introduction

Généralités

Le nom de Chapais-Branssat vient de la ville de Chapais et du canton de Branssat, en Abitibi. Le projet correspond à une région de quelque 2000 km², cartographiée au cours des étés de 1980 à 1982. Des vérifications d'usage ont été faites durant l'été 1983 pendant trois semaines non consécutives.

Le territoire faisant l'objet de notre étude présente un intérêt économique non négligeable du fait qu'il se trouve à l'ouest immédiat du camp minier de Chibougamau-Chapais et au nord-est immédiat des sites miniers du lac Bachelor et du lac Shortt. Avant que notre projet ne débute, les compagnies affectuant des travaux d'exploration minière dans ce territoire disposaient de cartes géologiques vieilles d'une trentaine et d'une quarantaine d'années. Cette situation contrastait avec celle du secteur minier de Chibougamau-Chapais, juste à l'est, où la majorité des cartes géologiques utilisées avaient été refaites au cours de la dernière décennie. Le début des années 80 était propice à la recartographie de ce territoire car une grande partie de celui-ci avait récemment fait l'objet de travaux d'exploitation forestière et de construction de lignes de transmission électrique: plusieurs routes récentes sillonnaient la région et plusieurs zones montraient de nouvelles aires d'affleurements fraîchement décapés. De plus, un levé aéromagnétique et un levé INPUT, dont les résultats ont été publiés (MER, 1981a), étaient alors en voie de réalisation.

Mandats et objectifs

Nos mandats furent de:

- Produire des cartes géologiques servant de support à des études de géophysique aéroportée;
- Établir la lithostratigraphie et la lithochimie des roches volcaniques, sédimentaires et intrusives rencontrées, à l'exception des roches plutoniques; définir et décrire leurs structures;
- Comparer les formations rocheuses de la région de Chapais-Branssat avec celles du secteur minier de Chibougamau-Chapais, situé juste à l'est;
- Délimiter des zones favorables à la présence de concentrations minéralisées.

Les objectifs visés étaient de:

- Générer de nouvelles activités d'exploration et de recherche (études sédimentologiques, structurales, métallogéniques ou autres), par le biais de nouvelles informations géologiques;

- Stimuler, de façon globale, l'exploration de ce secteur;
- Contribuer, d'un point de vue strictement scientifique, à une meilleure connaissance des roches archéennes hôtes de la majorité des concentrations d'or et de cuivre-zinc à l'intérieur du Bouclier canadien.

Ce travail de synthèse s'insère dans un programme de cartographie géologique du Nord-Ouest québécois.

Localisation

La région faisant l'objet du projet Chapais-Branssat fait partie du Bouclier canadien. Elle se trouve dans la province du Supérieur, dans la partie orientale de la bande de roches vertes de Matagami-Chibougamau (figure 1).

La région est comprise dans le quadrilatère délimité par les latitudes 49°40' et 50°10' et les longitudes 74°45' et 76°00'. Elle est couverte par la majeure partie des feuilles SNRC 32G/13 et 32G/14 et une portion des feuilles 32G/15, 32J/3 et 32J/4; elle correspond aux cantons de Lamarck, Guettard et Branssat et à une portion des cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure, La Ribourde, Krieghoff, Davost, Montalembert, Daine, Lantagnac et Julien (carte 1).

Le centre de la superficie étudiée se trouve à quelque 300 km à l'est de la frontière ontarienne, à environ 500 km au nord de Montréal et à une soixantaine de kilomètres à l'ouest de Chibougamau.

Topographie et hydrographie

La moitié de la superficie levée correspond à une plaine dont l'altitude varie de 300 à 360 m (carte 1). La moitié nord montre des collines dont l'altitude varie de 360 à 450 m dans sa partie nord-ouest et de 360 m à quelque 510 m dans l'angle nord-est.

La région compte de nombreux lacs caractérisés par des baies très prononcées. Le plus grand, le lac Trêve, compte quatre baies: la baie Rita, la baie Geneviève, la baie Gilbert et la baie Dussault, en plus de la baie Pichamobi. Viennent ensuite par ordre d'importance, le lac Inconnu et le lac Lamarck; il existe également de nombreux autres lacs dont la superficie est inférieure à 10 km².

La moitié sud-est de la région est drainée, directement ou via des chaînes de lacs, dans la rivière Chibougamau, qui coule vers le sud-ouest, ou dans son affluent, la rivière Obatogamau, qui coule vers l'ouest.

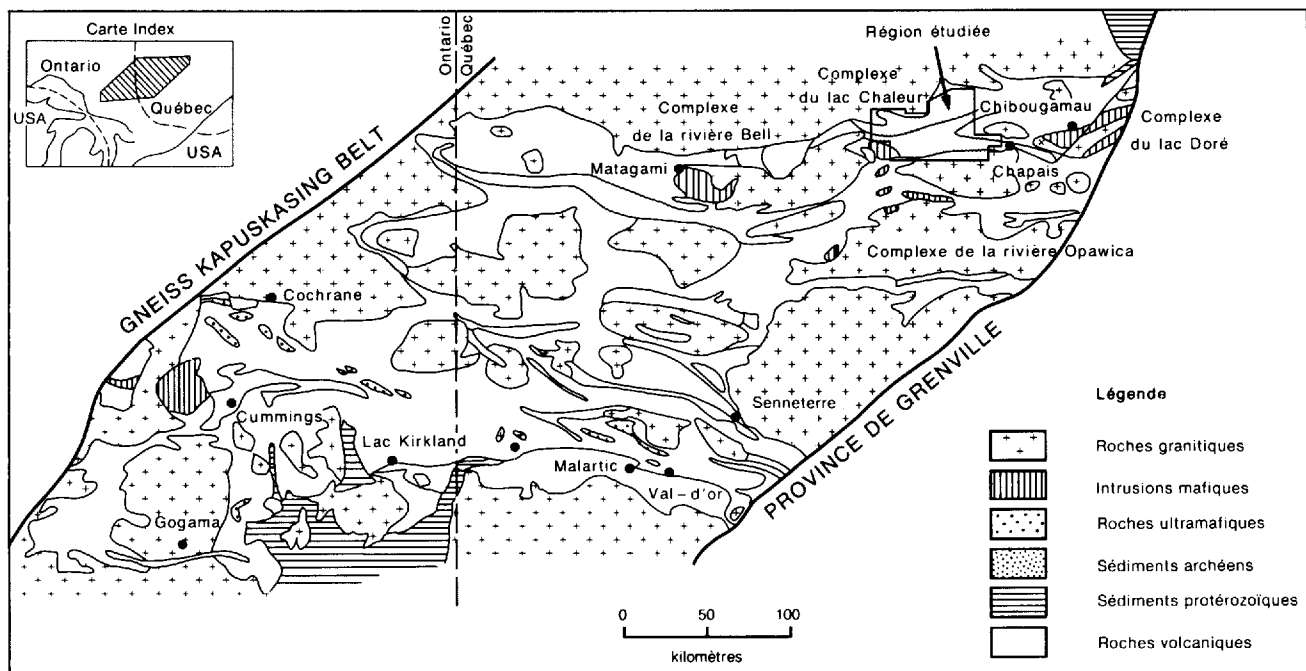


FIGURE 1 – Situation géologique de la région étudiée dans le sillon de Matagami-Chibougamau, sur une carte géologique schématique de la ceinture orogénique de l'Abitibi. Modifiée d'après Goodwin et Ridler (1970) et Allard (1976).

Ces rivières sont à fond plat et à rebords peu élevés. Le parcours de la Chibougamau est quasi rectiligne et entrecoupé de rapides; celui de l'Obatogamau est une suite de méandres interrompue par le lac Mechamego et le lac du Coeur Pendant.

La moitié nord-ouest est drainée en partie dans la rivière la Trêve, qui coule vers l'ouest, et dans la rivière Inconnue, vers le sud-ouest.

Accès

La route 113, qui est pavée et traverse la moitié sud de la région d'est en ouest, donne accès tant du côté est (en provenance du Saguenay – Lac-Saint-Jean) que du côté ouest (en provenance de Senneterre et de Desmaraisville).

De nombreuses routes gravellées rattachées à la route 113 permettent d'accéder à une bonne partie du territoire en véhicule motorisé. Dans la partie centre sud de la région, au nord de la route 113, une route gravellée longe la bordure ouest de la rivière Chibougamau pour ensuite emprunter vers le nord le tracé d'une ligne électrique d'Hydro-Québec, qui mène jusqu'à l'extérieur de la région en passant à l'est de la baie Dusault et au-dessus de la baie Pichamobi (lac la Trêve). Des chemins gravellés donnent accès à la baie Rita du lac la Trêve, au lac Kapunapotagen, au lac des Misérables, au petit lac Maryse, au lac Landing ainsi qu'à la baie de l'Ouest du lac Opémisca. De façon générale, plusieurs chemins forestiers permettent d'accéder à la majeure partie du territoire sis à l'est de la longitude 75°45' et au sud de la latitude 49°50'. Trois lignes

électriques d'Hydro-Québec sillonnent la région: la première, mentionnée précédemment, coupe la région en deux parties à peu près égales selon un axe nord-sud, à l'est immédiat de la longitude 75°30'; la deuxième, subparallèle à la première, se trouve au niveau de la longitude 75°15'. La troisième, de direction générale est-ouest, se trouve, sur la majeure partie de son parcours, du côté nord de la route 113 et à moins de 2 km de celle-ci.

Des camps volants et des cheminements effectués avec le soutien d'hydravions et d'hélicoptères ont permis de lever les secteurs moins accessibles que sont la moitié nord de même que l'angle sud-ouest du territoire.

Organisation et travaux de terrain

Le projet Chapais-Branssat a été supervisé par Antoine Franconi jusqu'en septembre 1982 pour être ensuite dirigé par Jean-Marc Charbonneau, co-auteur du présent rapport. Au tableau 1 figurent les ressources humaines et financières engagées au cours des trois étés où fut effectuée la quasi-totalité des travaux de terrain.

En 1980, avant d'entreprendre le levé géologique proprement dit, nous avons bénéficié d'excursions géologiques organisées à notre intention par André Gobeil et Claude Hébert, alors géologues résidents dans la région de Chibougamau. Dans le but d'obtenir, dès le premier été de terrain, une stratigraphie aussi complète

TABLEAU 1 - Ressources humaines et financières (en dollars courants) consacrées annuellement aux travaux de terrain du projet Chapais-Branssat.

Saison	1980	1981	1982
Budget	180 000\$	240 000\$	222 750 \$
Responsable de projet	Antoine Franconi	Antoine Franconi	Jean-Marc Charbonneau
Chef d'équipe 1 Surface levée	Marlène Otis Canton de Daubrée (½N)	Yves Hébert 32G/13 NE	Christian Picard 32G/13 NW, 32G/13 SW (partie) et 32J/4 SW (partie)
Échelle du levé	1:10 000	1:20 000	1:20 000
Chef d'équipe 2 Surface levée	Claude Y. Dubé Canton de Lamarck (½E)	Claude Y. Dubé 32G/14 NW	Francis Chartrand 32J/3 S (partie) et 32J/4 SE (partie)
Échelle du levé	1:10 000	1:15 840	1:15 840
Chef d'équipe 3 Surface levée	Jean-Marc Charbonneau Canton de Daubrée (¼SW) Canton de Dolomieu (½E)	Jean-Marc Charbonneau 32G/14 SW et 32G/13 SE	
Échelle du levé	1:10 000	1:20 000	

que possible, nous avons entrepris la cartographie de la partie est du territoire, laquelle offrait quantité d'accès faciles et où, à la lumière des cartes des auteurs antérieurs, la séquence stratigraphique était bien représentée. Ces premiers levés furent effectués à l'échelle de 1:10 000. Les levés subséquents, dans les parties ouest et centrale, furent effectués aux échelles de 1:15 840 et de 1:20 000.

En secteurs boisés, des cheminements perpendiculaires au grain tectonique et espacés d'environ 150 m (levé au 1:10 000) ou de 300 m (levé au 1:20 000) furent effectués à la boussole et au podomètre; en secteurs marécageux et dans les vastes superficies couvertes par des dépôts meubles, nous avons effectué des cheminements constitués de parcours diversement orientés de façon à traverser les moindres reliefs. Les bûchés ont été couverts par camion ou à pied en localisant les affleurements sur des photographies aériennes prises en hiver; les rivages des lacs, les îles et les rivières praticables ont été visités en canot moteur ou à pied. En 1982, nous avons utilisé l'hélicoptère aux extrémités nord-ouest et nord-est du territoire (cantons de Branssat et de Julien respectivement).

Les équipes ayant oeuvré dans la moitié sud et à l'extrémité ouest du territoire ont été logées dans des chalets en bordure du lac Cavan ou de la baie de l'Ouest du lac Opémisca ou bien dans des camps situés en bordure de la route 113 (au lac Renault, à l'ouest du territoire et à *Caron Lodge*), au sud de la baie Rita (lac la Trêve). Dans le reste du territoire, les équipes ont logé sous la tente. Ces dernières ont été ravitaillées par hydravion à partir du lac Caché, situé à l'est du territoire, à l'intersection des routes 113 et 167.

Échantillonnage

Pour l'ensemble du projet, nous avons prélevé quelque 6000 échantillons de roches à partir desquels près de 700 lames minces ont été préparées; ces der-

nières, que nous avons étudiées, ont été réalisées à l'Université de Montréal-Polytechnique, à l'Université du Québec à Chicoutimi et à l'Université de Lyon, en France. Nous avons obtenu: plus de 300 résultats d'analyses chimiques (éléments majeurs et traces), analyses réalisées au Centre de recherches minérales du Québec, à l'Université Claude Bernard de Lyon (France) et à l'Institut Dolomieu de Grenoble (France); 41 résultats d'analyses de terres rares, Th et Ta, réalisées aux Instituts Lane Langevin et Dolomieu à Grenoble et à l'Université de Montréal; et 324 résultats d'analyses partielles (éléments d'intérêt économique), réalisées au Centre de recherches minérales du Ministère. Une dizaine d'échantillons ont fait l'objet de déterminations minéralogiques par diffraction-X (CRM). Les rapports mentionnés dans la section PUBLICATIONS, PRÉSENTATIONS ET EXCURSIONS, les tableaux 9,13,15,18,20,22,24,26,28,30,32,34 et les annexes 1 à 5 fournissent les résultats de ces analyses et déterminations.

En outre, à la demande du Service de la géochimie et de la géophysique, nous avons prélevé 284 échantillons de sédiments de ruisseau et 381 échantillons de sol. On trouvera les résultats des analyses de ces échantillons dans Charbonneau (1981a) et dans Otis (1983 et 1985).

Cartes géologiques antérieures au projet Chapais-Branssat

Si l'on fait exception de la petite carte de Tolman (1932a) à l'échelle de 1:126 720), ne couvrant que l'extrémité est du territoire faisant l'objet de notre étude, les premières cartes géologiques du territoire faisant l'objet de notre étude ont été publiées à l'échelle de 1:253 440 (4 milles au pouce); ce sont (figure 2): les cartes de Norman (1936a), de Retty et Norman (1938), de Mawdsley et Norman (1938) et de Shaw

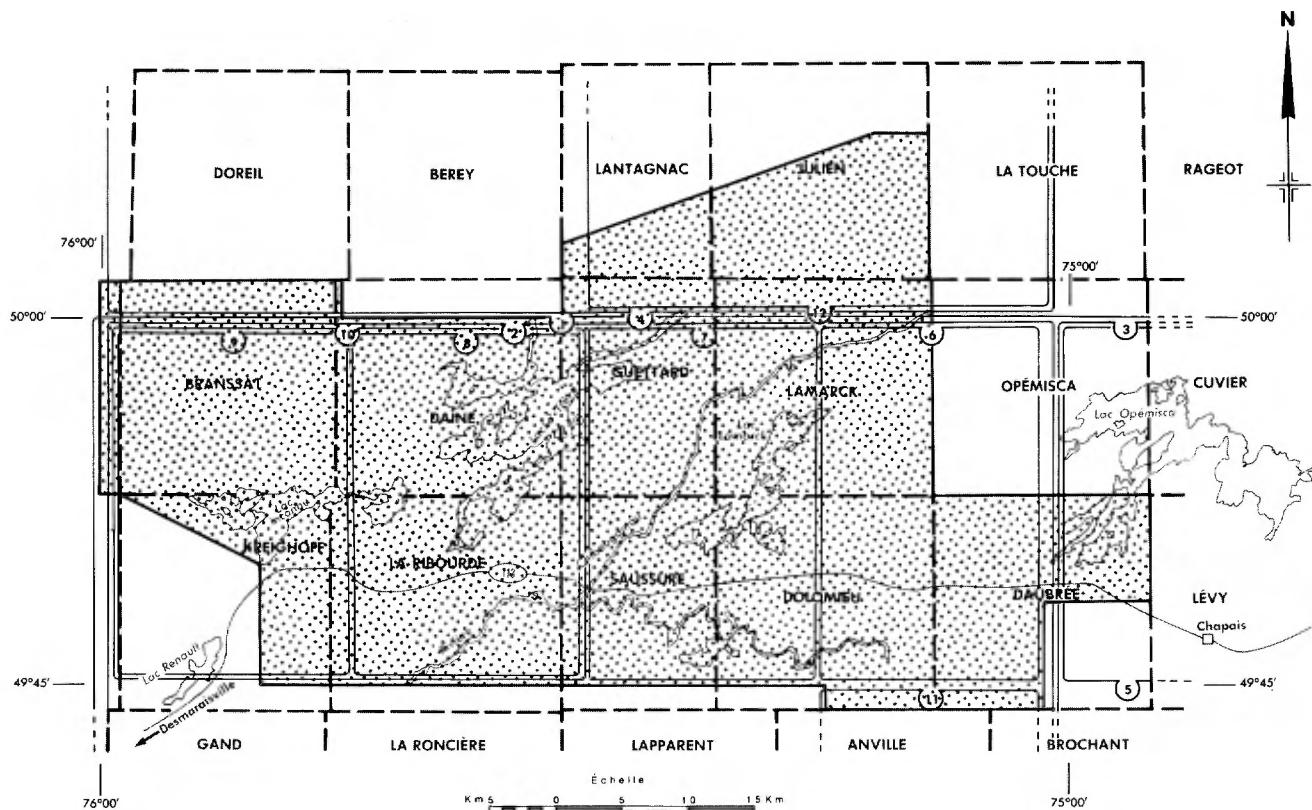


FIGURE 2 – Localisation des cartes géologiques antérieures au projet Chapais-Branssat. La région étudiée est représentée par un figuré et les tiretés délimitent les cantons.

- | | | |
|-------------------------------|-----------------------------|-------------------------------|
| 1 – Norman (1936a) | 5 – Norman (1941a et 1941b) | 9 – Gilbert (1948) |
| 2 – Retty et Norman (1938) | 6 – Beach (1940b et 1941b) | 10 – Gilbert (1955) |
| 3 – Mawdsley et Norman (1938) | 7 – Beach (1940a et 1941b) | 11 – Remick (1956) |
| 4 – Shaw (1942) | 8 – Gilbert (1949) | 12 – MacIntosh (1966 et 1977) |

(1942). Une couverture complète du territoire a ensuite été publiée à l'échelle de 1:63 360, en pièces détachées (Beach, 1941a et 1941b; Norman, 1941a et 1941b; Gilbert, 1948, 1949 et 1955; Remick, 1956 et MacIntosh, 1966 et 1977), exception faite d'une petite superficie correspondant à l'angle sud-ouest du canton de Lantagnac et à l'angle nord-ouest du canton de Guettard (figure 2). Des cartes préliminaires ont été publiées au 1:31 680 (Beach, 1940a et 1940b).

La superficie du projet Chapais-Branssat chevauche la partie ouest de la carte de compilation de Duquette (1970), publiée à l'échelle de 1:253 440 et correspondant aux secteurs de Chibougamau, Chapais et Desmaraisville. Elle est incluse également dans les cartes M-303 et M-307 de Avramtchev et LeBel-Drolet (1981).

Publications, présentations et excursions

Dans le cadre du projet Chapais-Branssat, des cartes géologiques à l'échelle de 1:20 000 ont déjà été publiées pour l'ensemble du territoire (figure 3: 1 à 9). Des cartes révisées couvrant environ la moitié de la su-

perficie ont également été publiées (figure 3: 10 et 11).

Dans le cadre des échanges franco-québécois, deux thèses de doctorat de 3^e cycle portant sur la lithochimie des roches mises en carte ont été réalisées à l'Université Claude Bernard de Lyon. Ce sont les thèses de Picard (1984) pour les roches des superficies 1 à 3 de la figure 3 et de Brangier (1984) pour les roches de la superficie 10. À partir de ces travaux, deux articles ont été publiés par Picard et Piboule (1986a et 1986b) sur la pétrologie des roches volcaniques à l'ouest de Chapais.

Au tableau 2 sont énumérées les démonstrations publiques, conférences, expositions et excursions relatives au projet Chapais-Branssat et réalisées dans le cadre de séminaires, congrès, réunions annuelles ou symposiums.

Moins de trois mois après chaque saison de travaux de terrain, les résultats préliminaires de nos travaux ont été rendus publics, dans le cadre du Séminaire annuel d'information de la Direction générale de l'exploration géologique et minière, par le biais de conférences et d'expositions de cartes géologiques et de roches minéralisées (tableau 2). Trois conférences portant sur la lithostratigraphie et la géologie structurale d'une portion du territoire ont été prononcées: la première

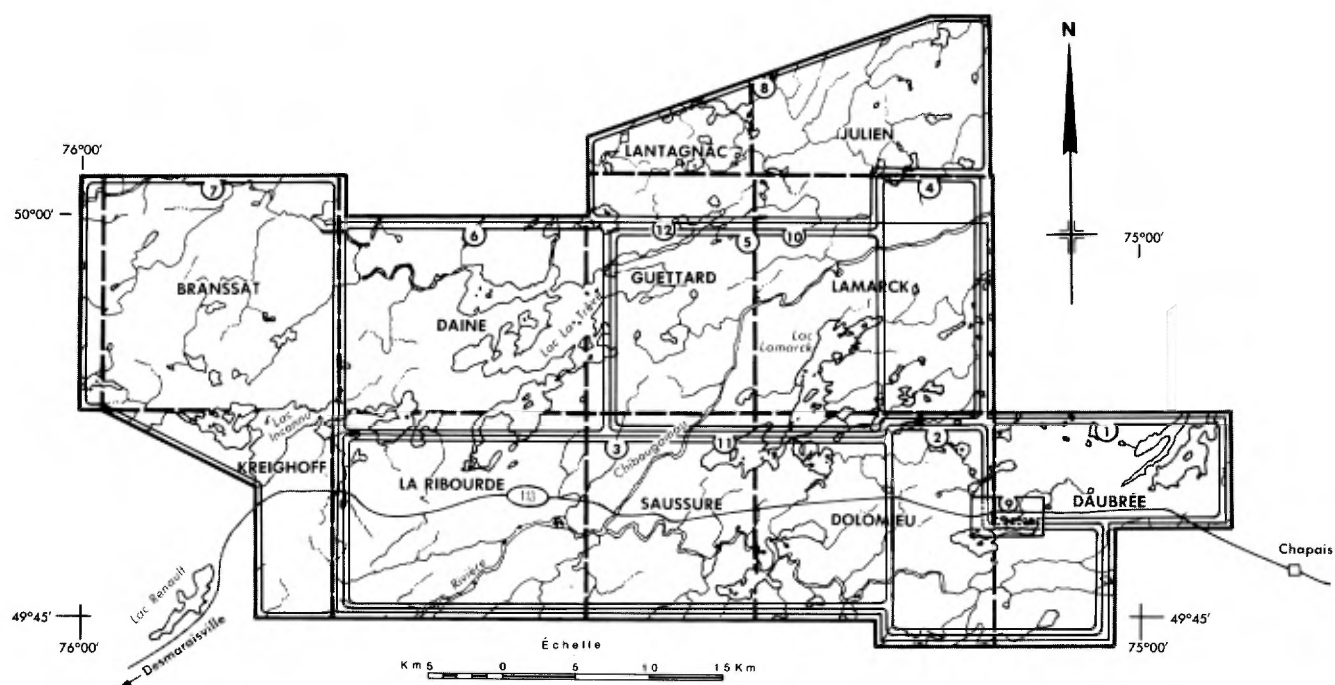


FIGURE 3 – Localisation des cartes géologiques publiées au cours de la réalisation du projet Chapais-Branssat.

- | | | |
|-------------------------|------------------------------|--|
| 1 – Otis (1982 et 1983) | 6 – Hébert (1982 et 1983) | 11 – Charbonneau, Picard et Dupuis-Hébert (1983) |
| 2 – Charbonneau (1981a) | 7 – Picard (1982 et 1985) | 12 – Charbonneau et Dupuis-Hébert (1983) (carte de compilation au 1:150 000) |
| 3 – Charbonneau (1981b) | 8 – Chartrand (1982 et 1984) | |
| 4 – Dubé (1981a) | 9 – Franconi (1983) | |
| 5 – Dubé (1981b) | 10 – Dubé (1983) | |

dans le cadre du 84e congrès annuel de l'Institut canadien des mines à Québec (Charbonneau, Dubé et Franconi, 1982); la deuxième, à l'occasion d'une réunion annuelle de l'Association géologique du Canada et de l'Association minéralogique du Canada à Winnipeg en 1982 (Franconi, Dubé et Charbonneau, 1982); et la troisième, dans le cadre du Colloque Abitibi-83 à Québec (Charbonneau et Dupuis-Hébert, 1983). Trois conférences prononcées à Strasbourg, à Québec et à Chibougamau traitaient de lithochimie et d'évolution magmatique (Picard, Charbonneau, Piboule et Olivier, 1983; Picard, 1983; Picard, Piboule et Charbonneau, 1984).

Entre 1980 et 1983, nous avons organisé et guidé plusieurs excursions informelles à l'intérieur des secteurs 1 à 3 de la figure 3. Au cours de ces excursions, nous avons mis à l'épreuve nos interprétations et avons bénéficié de l'expérience des participants. Une excursion formelle a été réalisée, à l'intérieur des secteurs 1 et 2 de la figure 3, à l'occasion d'un symposium de l'Institut canadien des mines à Chibougamau en septembre 1984 (Charbonneau, Picard et Piché, 1984).

Travaux adjacents et travaux contemporains

La figure 4 donne la localisation de travaux adjacents à ceux réalisés dans le cadre du projet Chapais-

Branssat et de travaux contemporains de ce projet. Les terrains à l'est de notre territoire (1 à 12 de la figure 4) ont été cartographiés par Archibald (1960), Wolhuter (1960, 1962, 1963 et 1984), Gobeil (1973 et 1977), Durocher (1972, 1973, 1975 et 1979) et Hocq (1974 et 1976). Les terrains au nord (13 de la figure 4) ont été mis en carte par MacIntosh (1966 et 1977) et ceux à l'ouest (14 à 16 de la figure 4) par Norman (1936b), Sproule (1937), Gilbert (1947 et 1951) et Hébert (1982 et 1986). Les terrains cartographiés au sud (17 à 21 de la figure 4) ont été cartographiés par Sharma et Lauzière (1982 et 1983), Lamothe (1982 et 1987), Remick (1956 et 1957) et Lyall (1953 et 1959). En plus d'indiquer le site des études de Wolhuter (1971) et de Gariépy (1983), fournissant respectivement la pétrologie-pétrochimie et l'âge du pluton d'Opémisca, la figure 4 montre le site de nombreux travaux récents à l'intérieur du territoire du projet Chapais-Branssat. Ce sont ceux de: Simoneau (1986) sur la sédimentologie de la Formation de Daubrée; Piché (1984 et 1985) et Piché et Dimroth (1983) sur la volcanologie et la sédimentologie de la Formation de Haüy; Brisson (1989) sur la Formation de la Trêve (nouveau nom, ce rapport); Gahé (1983); Gahé et Séguin (1983) sur le paléomagnétisme; et Séguin et Gahé (1983) sur la pétrophysique. Mentionnons également la thèse de maîtrise de Dumont (1989, UQAM) sur la géologie structurale, à Chapais (figure 4), les études de

TABLEAU 2 - Démonstrations publiques dans le cadre du projet Chapais-Branssat.

Organisme	Conférence	Exposition ou excursion
MER: Séminaire d'information, Québec, novembre 1980	A. Franconi (inédit) - Le projet Chapais-Branssat, phase I	Carte de compilation (inédite) des superficies 1, 2 et 4 de la figure 3
MER: Séminaire d'information, Québec, novembre 1981	J.-M. Charbonneau (inédit) - Le projet Chapais-Branssat, phase II	Carte de compilation (inédite) des superficies 3, 5 et 6 de la figure 3
ICM: 84 ^e congrès annuel, Montréal, 1982	Charbonneau, Dubé et Franconi (1982) - Présentation n°177: synthèse des superficies 1 à 6 de la figure 3	
AGC-AMC: Réunion annuelle, Winnipeg, mai 1982	Franconi, Charbonneau et Dubé (1982) - Résumé: synthèse des superficies 1 à 6 de la figure 3	
MER: Séminaire d'information, Québec, novembre 1982	J.-M. Charbonneau (inédit) - Le projet Chapais-Branssat, phase III	Carte des superficies 7 et 8 de la figure 3 et carte de compilation (inédite) des superficies 1 à 8 de la figure 3
<i>Second E.U.G. meeting:</i> Strasbourg, 1983	Picard, Charbonneau, Piboule et Olivier (1983) - Lithochimie et évolution magmatique	
MER: Abitibi 83, novembre 1983	Charbonneau et Dupuis-Hébert (1983) - Lithostratigraphie de la région des lacs Lamarck et la Trêve Picard (1983b) - Le Greenstone de Matagami-Chibougamau dans les cantons de Daubrée et Dolomieu (Abitibi-Est, Québec): un bel exemple d'évolution magmatique archéenne	Carte de compilation (au 1:100 000) des superficies 1 à 11 de la figure 3
<i>Prospectors and Developers Association</i> , Toronto, mars 1984		Exposition d'une carte de compilation (au 1:100 000) du territoire de Chapais-Branssat
ICM: Symposium de Chibougamau, 1984	Picard, Piboule et Charbonneau (1984) - Pétrogenèse du Groupe d'Opémisca	Charbonneau, Picard et Piché (1984) - Excursion, Groupe de Haÿ

Dimroth *et al.* (1982 et 1983a) traitant de la sédimentologie et de la stratigraphie du secteur de Chapais-Chibougamau, l'article de Dimroth, Müller, Goulet et Rocheleau (1983a) et le rapport de Duquette (1982).

Gobeil et Racicot (1983) ont publié une carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau à l'échelle de 1:250 000, dont la partie nord-ouest s'inspire en partie de nos travaux (en particulier de la carte de compilation au 1:150 000 de Charbonneau et Dupuis-Hébert, 1983). En 1984, l'Ontario Geological Survey et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ont publié une carte lithostratigraphique de la sous-province de l'Abitibi (MERQ-OGS, 1984) au 1:500 000 incluant les régions de Timmins, en Ontario, de Noranda et de Chibougamau, au Québec. Cette compilation ne fait état que de nos travaux effectués en 1980 et 1981.

Des résultats de levés aéroportés INPUT, accompagnés de compilations géologiques, ont été publiés pour l'ensemble du territoire illustré à la figure 4, incluant la totalité de la région de Chapais-Branssat (MRN, 1978; MER, 1981a, 1981b, 1982 et 1984a [A à E de la figure 4]; MER, 1984b [non représenté à la figure 4]).

Enfin, une étude pédochimique a été effectuée au sud du 50° parallèle et à l'est du 76° méridien (Beaumier, 1982). De brefs écrits rédigés par le Service de la géochimie et de la géophysique et concernant des résultats d'analyses de sédiments de ruisseau provenant des superficies 1 et 2 de la figure 3 paraissent respectivement dans Otis (1983: annexe) et dans Charbonneau (1981a: annexe).

Cartes géologiques du présent rapport

Le présent rapport comprend 12 cartes géologiques (hors texte). La carte 1, à l'échelle de 1:100 000, montre la répartition des formations rocheuses pour l'ensemble du territoire cartographié. Les cartes 2 à 12, à l'échelle de 1:20 000, sont une version modifiée des cartes déjà publiées dans le cadre du projet Chapais-Branssat. Elles tiennent compte des données récentes provenant de diverses sources (travaux de vérifications sur le terrain, travaux statutaires [série GM du MER] et travaux contemporains du projet), qui nous ont été accessibles avant le 31 décembre 1983.

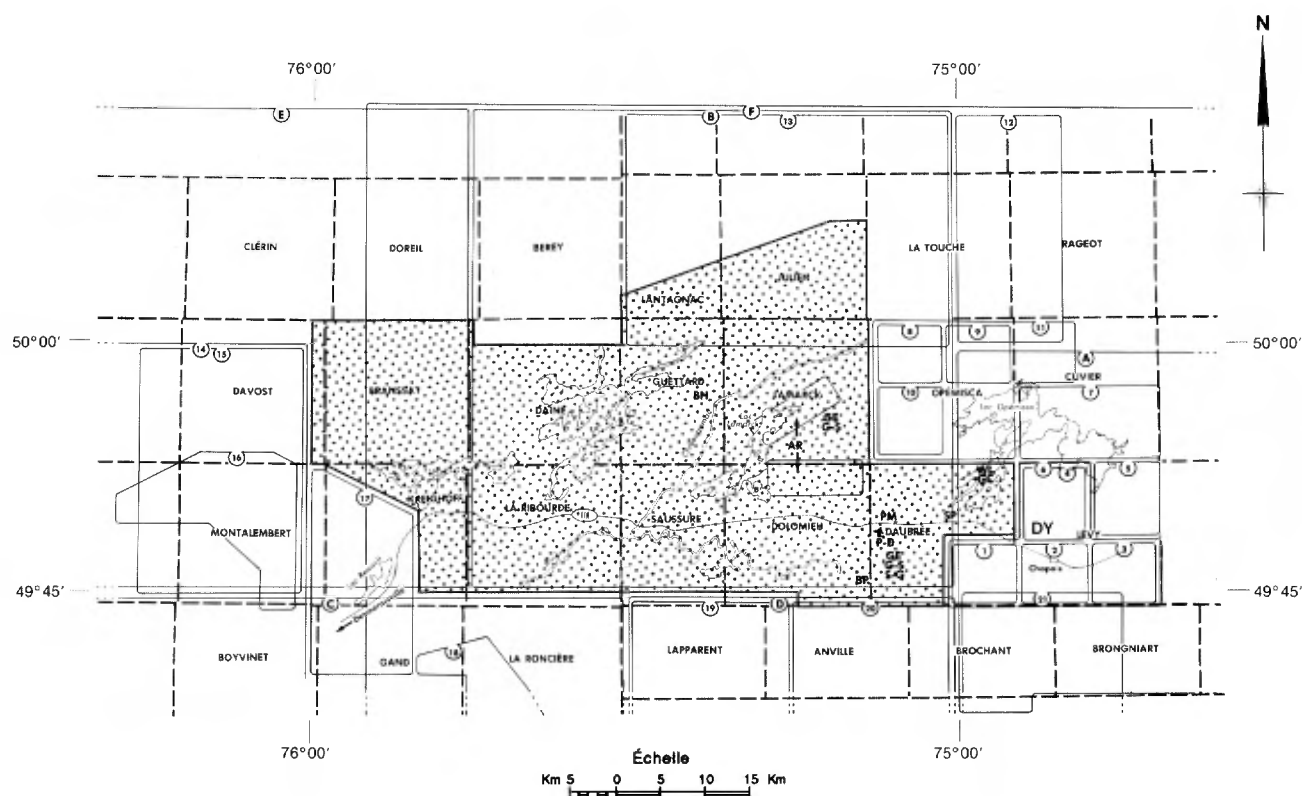


FIGURE 4 – Carte de localisation de travaux adjacents et de travaux contemporains de ceux du projet Chapais-Branssat. La région étudiée est représentée par un figuré et les tiretés délimitent les cantons.

Géologie - Cartographie

- | | | |
|----------------------|---------------------------------------|--|
| 1 – Wolhuter (1962) | 8 – Durocher (1972) | 15 – Gilbert (1947 et 1951) |
| 2 – Archibald (1960) | 9 – Durocher (1973) | 16 – Hébert (1982 et 1986) |
| 3 – Wolhuter (1960) | 10 – Durocher (1975) | 17 – Sharma et Lauzière (1982 et 1986) |
| 4 – Wolhuter (1963) | 11 – Durocher (1979) | 18 – Lamothe (1982 et 1987) |
| 5 – Gobeil (1977) | 12 – Hocq (1974 et 1977) | 19 – Remick (1957) |
| 6 – Wolhuter (1984) | 13 – MacIntosh (1966 et 1977) | 20 – Remick (1956) |
| 7 – Gobeil (1973) | 14 – Norman (1936b) et Sproule (1937) | 21 – Lyall (1953 et 1959) |

Études diverses

- AR – Aubertin, R. (1982) : altération de bandes de roches.
 BH – Brisson, H. (1989) : thèse M. Sc. sur la Fm de la Trêve.
 BP – Bédard, P. (1988) : thèse M. Sc. stock de Dolodau et géochimie de la carbonatite.
 DY – Dumont, Y. (1989) : thèse M. Sc. en géologie structurale.
 GC – Gariépy, C. (1983) : âge du pluton d'Opémisca
 GE – Gahé, E. (1983) : thèse M. Sc. en paléomagnétisme.
 G-S – Gahé et Séguin (1983) : paléomagnétisme.
 P-D – Piché et Dimroth (1983) : volcanologie et sédimentologie (bien que le titre indique *stratigraphie*).
 PM – Piché, M. (1985) : thèse M. Sc. en volcanologie et sédimentologie.
 S-G – Séguin et Gahé (1983) : pétrophysique.
 SP – Simoneau, P. (1986) : thèse M. Sc. sur la sédimentologie de la Fm. de Daubrée.
 WL – Wolhuter (1971) : pétrologie et pétrochimie du pluton d'Opémisca.

Levés géophysiques aéroportés et compilations géologiques

- A – MRN (1978)
 B – MER (1981a)
 C – MER (1981b)
 D – MER (1982)
 E – MER (1984)
 F – Gobeil et Racicot (1983)

Remerciements

Au cours de la réalisation du projet Chapais-Branssat, nous avons pu bénéficier de l'expérience, d'avis et de commentaires de nombreux scientifiques. André Gobeil, Gilles Allard et Claude Hébert nous ont d'abord initiés à la stratigraphie de la région de Chibougamau pour ensuite participer à des excursions que nous avons organisées dans le territoire étudié. De nombreux autres scientifiques ont également participé à ces excursions et nous ont, chacun à leur façon, éclairé sur des sujets et problèmes géologiques différents. Il s'agit de: Harrold Brisson, Jean-Louis Caty, Jules Cimon, Réal Daigneault, feu Eric Dimroth, Claude Dubé, Antoine Franconi, Danielle Giovenazzo, Normand Goulet, Yves Hébert, Daniel Lamothe, Wulf Müller, Mathieu Piché, Marlène Otis, Michel Piboule, Denis Racicot, Kamal Sharma, Alain Simard et Pierre Simoneau.

Au bureau, nous avons pu bénéficier des avis des géophysiciens Pierre Keating et Denis Lefebvre, du géochimiste Marc Beaumier et du sédimentologue Jean Lajoie de l'Université de Montréal.

Bernard Kieller, du Centre de recherches minérales, et des scientifiques de l'INRS-Géoressources ont réalisé pour nous des études minéralogiques et pétrographiques, lesquelles sont présentées *in extenso* (sauf pour des changements mineurs) aux annexes 1 à 5.

Sans le travail professionnel des lecteurs scientifiques, ce rapport ne serait pas ce qu'il est; nous en remercions spécialement Jules Cimon, Michel Hocq, Kamal Sharma, Alain Simard et Bertrand Desjardins. Nous remercions également Lucette B. Marcoux, qui a passé plusieurs mois à oeuvrer sur les cartes géologiques, ainsi que André Beaulé, Gilles Bernier, Réjeanne Bourgeois, Paul Brouillette, Sylvie Caron, Jacques Levesque et Louise Levesque du Service de la géoinformation.

Stratigraphie

Nous avons nommé plusieurs plans d'eau (tableau 3). Certains de ces toponymes ont déjà été acceptés par la Commission de toponymie du Québec et sont parus dans la Gazette officielle (Commission de toponymie, 1978, 1979, 1987; Serge Labrecque, communication orale personnelle, 1983 et 1984). Ces nouveaux noms ont ensuite servi de points de référence lors des descriptions géologiques. Certains de ces plans d'eau ont de plus donné leur nom à de nouvelles unités stratigraphiques formelles ou informelles.

Au tableau 4, apparaît la liste des nouvelles unités stratigraphiques proposées dans le présent rapport.

Tous les mots entrant dans l'appellation formelle d'une unité stratigraphique prennent une majuscule initiale; les nouvelles unités stratigraphiques sont nommées selon les règles de procédure du Guide stratigraphique international (Sous-commission internationale de classification stratigraphique, 1979). D'autres noms utilisés de façon informelle s'écrivent avec la minuscule; il s'agit surtout d'intrusions que nous n'avons étudiées que sommairement (tableau 5).

La pétrographie et la lithochimie des unités décrites ci-après ont fait l'objet d'études publiées en grande partie (MacIntosh, 1977; Charbonneau *et al.*, 1983;

TABLEAU 3 - Nouveaux noms de plans d'eau et leurs localisations.

Nom	Carte du présent rapport	Feuillets SNRC	Coordonnées	
			Longitude	Latitude
Lac Amibe	5	32G/13 SE	75°36'27"	49°51'05"
Lac Antoine	3	32G/14 SE	75°07'47"	49°48'50"
Lac Antoine	5	32G/13 SE	75°13'20"	49°51'00"
Ruisseau Anne-Marie	3	32G/13 SE	75°13'20"	49°46'36"
Ruisseau Christian	3	32G/14 SE	75°06'52"	49°49'30"
Lac Clarine	5	32G/13 SE	75°37'55"	49°51'00"
Lac Dolodau	3	32G/14 SE	75°07'32"	49°45'46"
Etang Envoûtant	11	32G/3 SE	75°27'30"	50°00'57"
Ruisseau Fardoche	4	32G/14 SW	75°15'00"	49°47'30"
Île Gillian	8	32G/13 NE	75°34'48"	49°53'15"
Lac Gribouille	3	32G/14SE	75°05'25"	49°49'20"
Lac Jean-Denis	8	32G/13 SE	75°31'40"	49°53'15"
Ruisseau Jean-Luc	3	32G/14 NE	75°12'30"	49°46'15"
Lac Louis-Olivier	7	32G/13 NW	75°49'35"	49°56'05"
Lac Marie-Hélène	12	32J/3 SE	75°14'23"	50°06'23"
Lac Maryse	3	32G/14 SE	75°14'23"	49°49'55"
Lac Pantoufle	3	32G/14 SE	75°06'25"	49°48'40"
Anse du Poing	9	32G/14 NW	75°25'52"	49°59'48"
Ruisseau Poudingue	12	32J/3 SE	75°10'00"	50°06'37"
Lac Vanina	3	32G/14 SE	75°07'27"	49°49'34"

TABLEAU 4 - Nouvelles unités stratigraphiques proposées.

Nom formel	Origine du nom	Position stratigraphique
Membre de Dolomieu	Canton de Dolomieu	Formation de Haüy, Groupe d'Opémisca
Membre de Pantoufle	Lac Pantoufle	Formation de Haüy, Groupe d'Opémisca
Membre de Gribouille	Lac Gribouille	Formation de Haüy, Groupe d'Opémisca
Membre de Christian	Ruisseau Christian	Formation de Haüy, Groupe d'Opémisca
Membre de Vanina	Lac Vanina	Formation de Haüy, Groupe d'Opémisca
Formation de la Trêve	Lac la Trêve	Sous-jacente à la Formation de Daubrée; à la base du Groupe d'Opémisca
Formation de Scorpion	Lac Scorpion	Sus-jacente à la Formation de Blondeau; au sommet du Groupe de Roy
Membre de Pichamobi	Baie Pichamobi	Localement, dans la partie centrale de la Formation d'Obatogamau, Groupe de Roy
Formation de Chrissie	Lac Chrissie	Sous-jacente à la Formation d'Obatogamau; à la base du Groupe de Roy
Filon-couche de Colette	Lac Colette	Localement, dans la Formation de Daubrée
Filon-couche de Rita	Baie Rita	Localement, dans la Formation de Daubrée

TABLEAU 5 - Noms informels utilisés et leur origine.

Nom informel	Origine du nom
Dyke d'Anne-Marie	Ruisseau Anne-Marie
Dyke d'Anville	Lac Anville
Dyke d'en Boucle	Lac en Boucle
Dyke de Geneviève	Lac Geneviève
Dyke de Janus	Lac Janus
Dyke de Landing	Lac Landing (Otis, 1982 et 1983)
Dyke du Poing	Anse du Poing (baie Pichamobi)
Dyke de Poudingue	Ruisseau Poudingue
Stock de Branssat	Canton de Branssat
Stock de Louis-Olivier	Lac Louis-Olivier
Stock de Thomelet	Lac Thomelet
Stock de la Moraine	Lac de la Moraine (MacIntosh, 1977)
Stock à l'Eau Noire	Lac à l'eau Noire (MacIntoch, 1977)
Stock aux Deux Granites	Lac aux Deux Granites (MacIntosh, 1977)
Stock de Marie-Hélène	Lac Marie-Hélène
Stock de La Ribourde	Canton de La Ribourde
Stoce d'Amibe	Lac Amibe
Stock de Gillian	Île Gillian
Stock de Jean-Denis	Lac Jean-Denis
Stock de Saussure	Canton de Saussure
Stock de Fardoche	Ruisseau Fardoche
Stock de Jean-Luc	Ruisseau Jean-Luc
Stock de Dolodau	Canton de Dolomieu (Dolo...) Canton de Daubrée (...dau) (Nantel, 1985)

Dubé, 1983; Franconi, 1983; Hébert, 1983; Chartrand, 1984; Picard, 1985; et Otis, 1983: voir figures 2 et 3); Picard en fournit une étude exhaustive dans sa thèse (1984) publiée ultérieurement (1986). Pour la pétrographie et la lithochimie, et à moins d'indication contraire, nous référons le lecteur à ces derniers auteurs ainsi qu'à Picard et Piboule (1986a et 1986b), dont nous ne reprendrons ici que les principales conclusions ou idées maîtresses.

Historique

Les roches vertes des régions de Chapais et de Chibougamau ont été subdivisées par Mawdsley et Norman (1935 et 1938) en trois grandes unités (tableau 6): le Keewatin à la base, la Série de Chibougamau au sommet et une unité intermédiaire qui pourrait être équivalente au Groupe de Témiscamingue de la région du lac du Témiscamingue, à la limite ouest du Québec. Une partie de cette unité intermédiaire composée d'arkose, de conglomérat, de grauwacke et de laves avait été baptisée *Série d'Opémisca* par Tolman (1932b) suivi par Beach (1940a et 1940b), puis *Groupe d'Opémisca* par Wolhuter (1962). Le Keewatin, composé de laves et de pyroclastites de différentes compositions et de filons-couches basiques à intermédiaires, de même que la partie inférieure de l'unité intermédiaire mentionnée ci-haut ont été appelés *Série Pré-Opémisca* par Norman (1937, 1941a et 1941b), puis *Groupe de Roy*, selon la définition de Cimon (1979) qui a emprunté ce nom utilisé pour la première fois par Duquette (1970). Trois filons-couches différenciés intrusifs dans le Groupe de Roy ont été regroupés dans le Complexe de Cummings par Duquette (1976). Dans la partie sommitale de la séquence litée de la région se trouve la Série de Chibougamau devenue la Formation de Chibougamau (Long, 1974), puis le Groupe de Chibougamau (Duquette, 1982).

Nous faisons abstraction ici du Complexe anorthositique stratifié du lac Doré de la région de Chibougamau, dont la description par Allard (1976) fait penser à un laccolite dans le Groupe de Roy. Nous faisons abstraction également du Complexe anorthositique stratifié du lac de la Chaleur – intrusion étagée analogue à la précédente à plusieurs points de vue – située à l'est immédiat de notre région et regroupant des formations du Groupe de Roy (Durocher, 1979 et 1985). Nous n'avons pas trouvé d'équivalent lithologique de ces intrusions stratifiées dans la région de Chapais-Branssat, à l'exception peut-être des laccolites locaux

TABLEAU 6 - Évolution de la nomenclature stratigraphique des grands ensembles de roches vertes de la région.

Mawdsley et Norman (1935 et 1938)	Tolman (1932b) Norman (1937, 1941a et 1941b) Beach (1940a, 1940b, 1941a et 1941b)	Wolhuter (1962) Long (1974) Cimon (1979)
SÉRIE DE CHIBOUGAMAU		FORMATION DE CHIBOUGAMAU
Roches de l'unité intermédiaire	SÉRIE D'OPÉMISCA	GRUPE D'OPÉMISCA
<i>It is possible that they comprise at least two distinct groups ... a younger group resting unconformably on older rocks (1938)</i>		
KEEWATIN	SÉRIE PRÉ-OPÉMISCA	GRUPE DE ROY

rencontrés au sein des filons-couches du lac Julien et du ruisseau Daladier, respectivement dans les cantons de Julien (carte 11) et de Lamarck (carte 9).

La lithostratigraphie reconstituée à partir d'écrits des années trente et quarante a fourni l'essentiel de celle utilisée dans la région de Chibougamau-Chapais au cours des années soixante-dix de même que de celle utilisée dans le présent rapport (tableau 7, hors texte). Dans le Pré-Opémisca, si l'on excepte les filons-couches différenciés dont les plus épais allaient être appelés *Complexe de Cummings*, il y avait quatre unités lithologiques alors qu'aujourd'hui son équivalent, le Groupe de Roy, compte six formations. À l'intérieur de la Série d'Opémisca, on avait reconnu jusqu'à trois unités lithologiques, lesquelles correspondent *grosso modo*, aujourd'hui, à la Formation de la Trêve, à la Formation de Daubrée et à la Formation de Haüy. Les intrusions granodioritiques post-Opémisca, la Série de Chibougamau et les dykes protérozoïques avaient également été rapportés. On avait signalé les deux périodes d'érosion importantes soulignées par des discordances angulaires, l'une à la base de la Série d'Opémisca, l'autre à la base de la Série de Chibougamau.

Dans la région de Chapais-Branssat, la séquence stratifiée comprend le Groupe de Roy, les filons-couches gabbroïques différenciés intrusifs dans le Groupe de Roy, le Groupe d'Opémisca, le Filon-couche de Rita, le Filon-couche de Colette et la Formation de Chibougamau (tableau 8). Par rapport à la stratigraphie établie dans la région de Chibougamau, nous proposons les modifications et ajouts suivants (tableau 7):

- Une nouvelle formation à la base du Groupe de Roy, la Formation de Chrissie, sous-jacente à la Formation d'Obatogamau;
- Un nouveau membre, le Membre de Pichamobi, unité locale au sein de la Formation d'Obatogamau;
- Une nouvelle formation, la Formation de Scorpion, au sommet du Groupe de Roy, qui occuperait le même niveau stratigraphique que la Formation de Bordeleau.

Nous proposons:

- La nouvelle Formation de la Trêve à la base du Groupe d'Opémisca (Fm. de Stella?) surmontée de la Formation de Daubrée de Wolhuter (1962);
- Les nouveaux membres de Vanina, de Christian, de Gribouille, de Pantoufle et de Dolomieu, qui constituent la Formation de Haüy au sommet du Groupe d'Opémisca;
- Des filons-couches, qui peuvent être cartographiés, intrusifs dans les roches du Groupe d'Opémisca: le filon-couche de Rita et le Filon-couche de Colette.

Plusieurs stocks et dykes auxquels nous donnons des noms informels recoupent les unités stratiformes (tableau 8).

Les roches du Groupe de Roy, du Complexe de Cummings et du Groupe d'Opémisca ont été métamorphosées régionalement au faciès des schistes verts (assemblage actinote – albite – oligoclase – quartz – chlorite – clinzoïsite – pistachite avec ou sans stilpnomélane, biotite, calcite, leucoxène, sphène et [ou] séricite: Picard, 1984 et 1985). Dans les auréoles de contact des stocks et des plutons, le métamorphisme atteint le faciès des cornéennes à hornblende (assemblage hornblende-albite-oligoclase-pistachite-muscovite-sphène-quartz, avec ou sans chlorite, calcite et [ou] grenat: Picard, 1984 et 1985). Pour plus de commodité, nous omettons d'utiliser le préfixe *méta* pour les noms de roches métavolcaniques et méta-intrusives mentionnés ci-après et se rapportant à ces unités stratigraphiques.

Groupe de Roy

Il semble que ce soit Duquette (1970) qui ait proposé le nom de Groupe de Roy pour l'ensemble des formations volcaniques et volcano-sédimentaires de l'assemblage de roches vertes de la région de Chibougamau. Le nom proviendrait du canton de Roy, situé à l'extrémité septentrionale du lac Chibougamau. Par la suite, le groupe a été redéfini pour ne comprendre que les roches pré-Opémisca (Cimon, 1979 et tableau 7).

Sur le territoire de Chapais-Branssat, les roches du Groupe de Roy occupent plus de la moitié de la superficie (carte 1). La section la plus complète et la plus représentative du groupe se trouve dans le quart sud-est de la carte 1, entre les lacs Chrissie et Kapunapotagen, en passant par le lac Dolomieu. À cet endroit, 5 des 6 formations forment une séquence monoclinale orientée est-ouest et dont le sommet est vers le nord. La sixième formation (Scorpion), présente au nord et à l'est du lac Kapunapotagen, est disposée de façon analogue aux premières mais avec des sommets vers le sud. Les roches du groupe occupent également l'angle sud-ouest et la majeure partie de la portion septentrionale de la carte 1. Dans l'angle nord-est, les unités sont en position renversée vers le sud-est alors que, partout ailleurs, elles sont en position verticale ou subverticale.

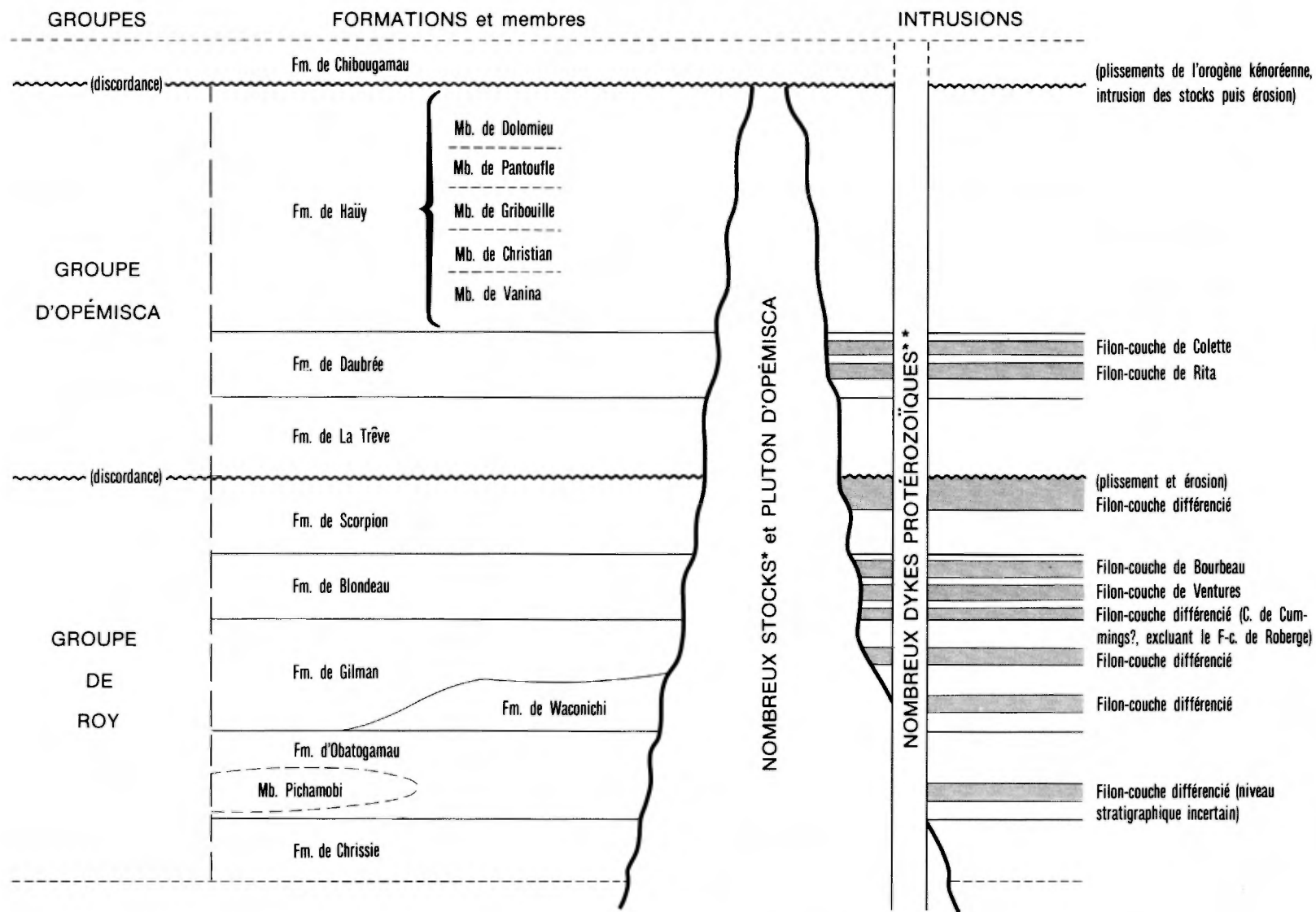
Pour la région étudiée, nous avons estimé à quelque 10 km l'épaisseur minimale du groupe. Toutes les formations sont d'âge archéen (selon les auteurs de travaux antérieurs).

FORMATION DE CHRISSIE(CS)(1)

Cette nouvelle formation tire son nom du lac Chrissie, situé à 75°06' de longitude et 49°45' de latitude, dans la moitié est de la feuille SNRC 32G/14 et dans le quart sud-ouest du canton de Daubrée. Sa localité type se trouve entre le lac Chrissie et le ruisseau Cavan (figure 5). On y accède par véhicule depuis la route 113, en empruntant un chemin gravelé qui va vers le

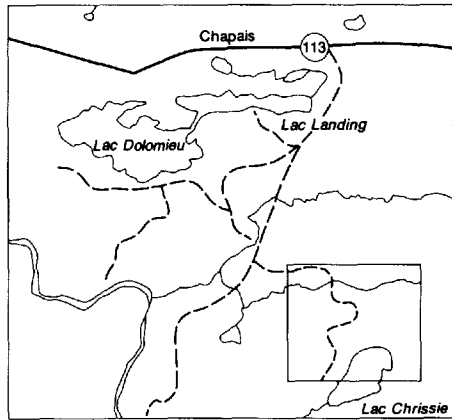
1. Les symboles sont ceux de la légende de la carte.

TABLEAU 8 — Unités stratigraphiques de la région de Chapais-Branssat



* Stocks d'Amibe, de Branssat, de Daine, aux Deux Granites, de Dolodau, à l'Eau Noire, d'Envoûtant, de Fardoche, de Jean-Denis, de Jean-Luc, de Gilbert, de Gillian, de Gisèle, de Guettard, D'Inconnu, de Lantagnac, de La Ribourde, de Louis-Olivier, de Marie-Hélène, de la Moraine, de Saussure et de Thomelet.

** Dykes d'Anne-Marie, d'Anville, D'En Boucle, de Geneviève, de Janus, de Landing, du Poing et de Poudingue.



SYMBLES

- AND Andésite
- CL Chlorite
- VLC Volcanoclastite
- PY Pyrite
- CP Chalcopyrite
- AZ Azurite
- x Affleurement et aire d'affleurements
- Contact géologique
- a/b Stratification: a) direction b) direction et pendage
- ↗ Foliation régionale
- Faille
- Trou de forage
- Route

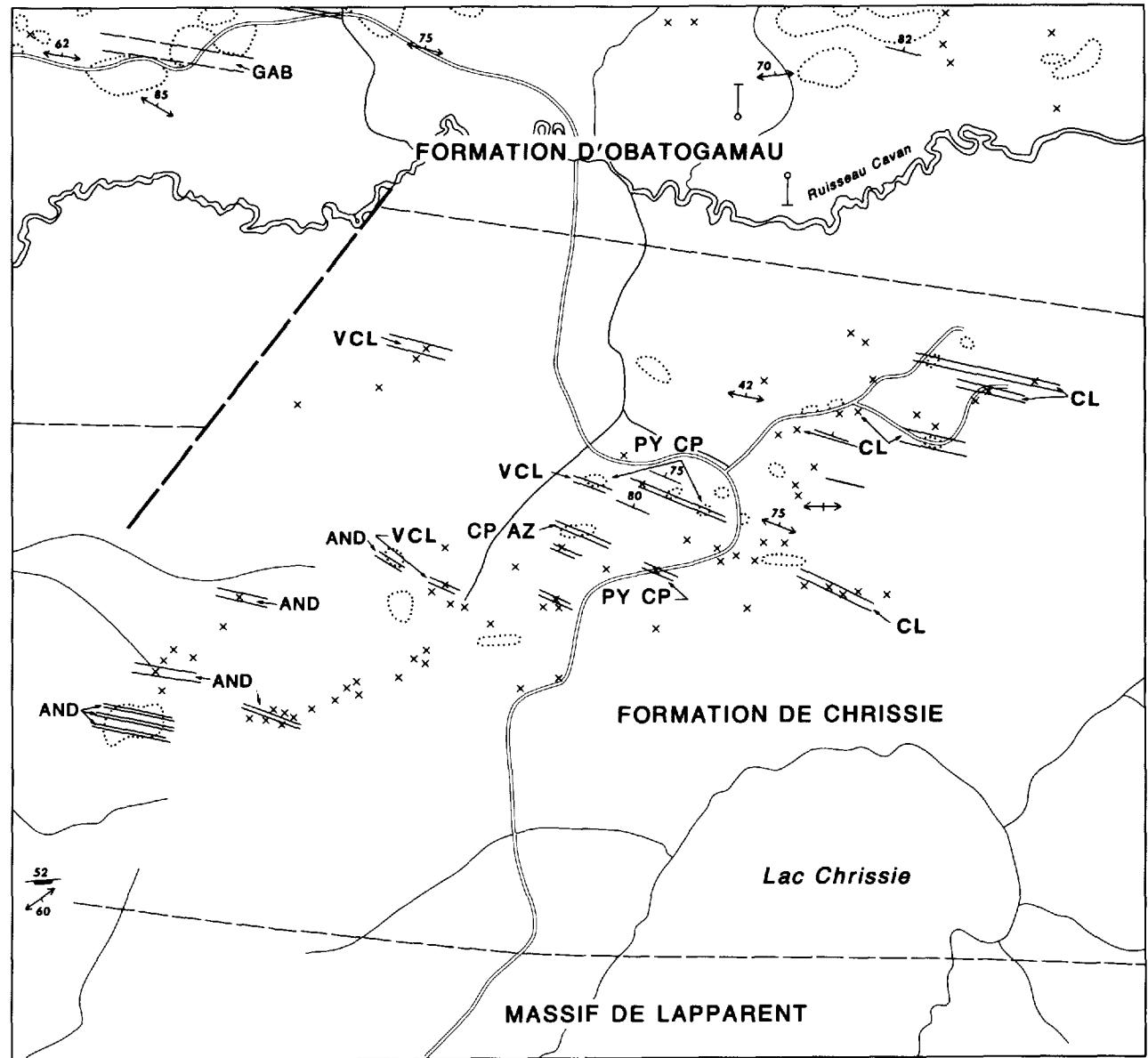
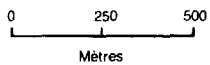


FIGURE 5 – Affleurements de la localité type de la Formation de Chrissie. Voir carte 3. (modifiée de Charbonneau, 1981a).

sud et passe à l'est immédiat du lac Landing. À quelque 1,7 km au sud du ruisseau Daubrée, on prend un second chemin gravé en direction de l'ouest et on fait environ 3 km jusqu'au-delà du ruisseau Cavan.

Le rang de formation sied bien à cette nouvelle unité lithostratigraphique large de quelque 2 km et mise en carte sur une distance de plus de 15 km.

La Formation de Chrissie comprend, au niveau actuel des connaissances du secteur, les plus vieilles roches du Groupe de Roy de toute la région de Chibougamau – Chapais – Desmaraisville. Ces roches représentent une partie des roches de l'unité 1 de Beach (1941b), à la base du Pré-Opémisca, et la quasi-totalité de celles de l'unité 1 de Charbonneau (1981a). Cette dernière est caractérisée par une forte proportion de gabbros; elle contient en plus des laves et des volcanoclastites. Dans son "essai de corrélations", Charbonneau (1981a: tableau 3) a émis l'hypothèse que ces roches puissent être équivalentes à celles de la Formation d'Obatogamau, à cause de la présence de phénocristaux de plagioclase observés à différents niveaux de l'unité et caractéristiques de ladite formation (Cimon, 1977a). Toutefois, suite à des travaux de terrain subséquents et à une révision des notes de terrain, le tracé du contact entre les unités 1 et 2 de Charbonneau (1981a) a été modifié; cette modification a eu pour effet d'exclure de l'unité 1 des affleurements de laves porphyriques situés à l'extrémité ouest et dans la partie nord de l'unité 1 originale. Partant de là, l'unité 1 de Charbonneau (1981a) ainsi modifiée devient la Formation de Chrissie qui ne comprend que des laves dépourvues de phénocristaux de plagioclase et surmontées de volcanoclastites, le tout injecté d'abondants filons-couches de gabbro porphyrique (phénocristaux de plagioclases) et de gabbro non porphyrique (figure 6).

L'épaisseur minimale de la formation est d'environ 1800 m. Sa base n'a pas été observée puisqu'elle est tronquée au sud par des granodiorites du massif de Lapparent (carte 3 et figure 6). Son contact supérieur a

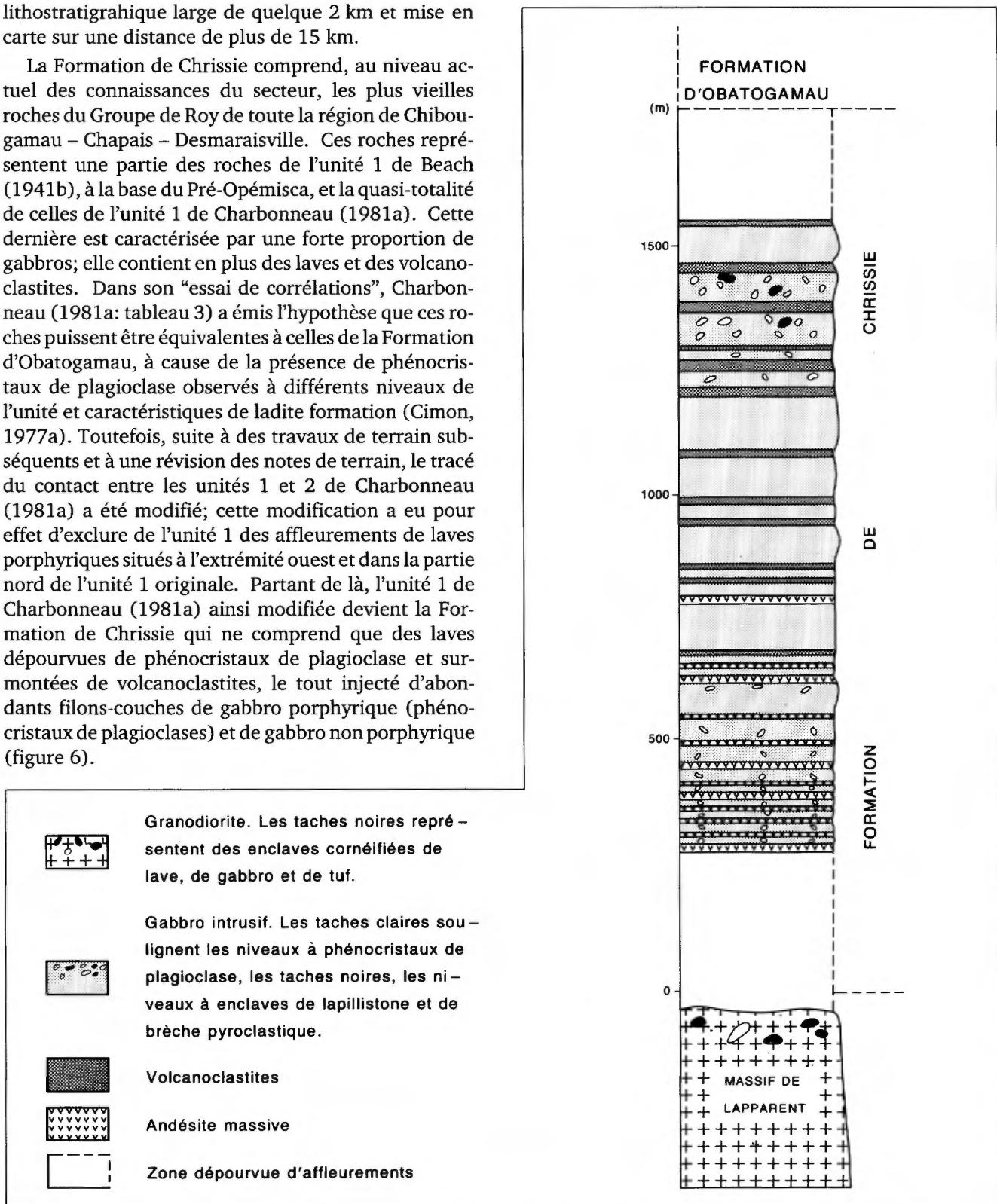


FIGURE 6 – Colonne lithologique réalisée à la localité type de la Formation de Chrissie (voir figure 5).

été tracé au-dessus d'une séquence où prédominent les gabbros interstratifiés de volcanoclastites et à la base d'une séquence où prédominent des laves contenant des horizons à phénocristaux de plagioclase.

À la localité type, les filons-couches de gabbro sont régulièrement répartis le long de la colonne stratigraphique et dominant sur les autres faciès (figure 6). Leur épaisseur varie de 10 à 100 m et ils sont relativement plus minces dans le tiers inférieur de la formation. Les filons sont limités à leur base et à leur sommet par de minces bordures de trempe. Ils ne montrent pas de différenciation interne; toutefois, dans leur ensemble, ils exhibent une différenciation depuis la base de la formation, où ils sont dépourvus de quartz, jusqu'au sommet où ils en comprennent jusqu'à 5% (Picard, 1984). Plusieurs filons-couches des tiers inférieur et supérieur de la formation contiennent jusqu'à 5% de phénocristaux de plagioclase analogues à ceux caractérisant les laves et les gabbros de la Formation d'Obatogamau sus-jacente (figure 6). Au moins deux filons-couches situés dans la partie supérieure de la formation contiennent des xénolites de volcanoclastite arrachés à la roche encaissante.

Le gabbro varie de grain fin à grossier. Il est généralement foncé, parce que situé dans une auréole de métamorphisme. Il s'altère verdâtre, gris clair ou vert brunâtre. Sa texture est ophitique à intersertale et sa minéralogie primaire comprend de 40 à 50% de clinopyroxène poécilitique et de 50 à 60% de lattes de plagioclase (figure 7,A). En fonction de leur degré de différenciation, ces gabbros présentent d'importantes variations dans leur texture et leur minéralogie (Picard, 1984 et 1986).

Entre les filons de gabbro, les horizons de lave sont de nature andésitique (Picard, 1984 et 1986) et confinés à la moitié inférieure de la formation. Leur épaisseur ne dépasse guère 15 m. L'andésite est gris moyen, gris foncé ou vert foncé (cornéifiée) et s'altère gris pâle ou brunâtre. Elle est massive, aphyrique et dépourvue de phénocristaux de plagioclase. Elle est localement amygdalaire; les amygdales, dont le diamètre atteint 6 cm (figure 7,B), sont constituées principalement de quartz saccharoïde. L'andésite est localement fracturée et déformée par les intrusions adjacentes de gabbro. Ailleurs, le contact gabbro-andésite est souligné par une zone schisteuse de quelques décimètres d'épaisseur. Le passage des laves aux volcanoclastites susjacentes semble transitionnel (figure 6). Dans l'auréole de métamorphisme du massif de Lapparent, l'andésite est cornéifiée jusqu'à 500 m du contact intrusif.

Les horizons de volcanoclastites (figure 7,C) sont confinés à la moitié supérieure de la formation et leur épaisseur individuelle atteint une vingtaine de mètres. Les volcanoclastites comprennent des tufs à lapilli, des lapillistones, des tufs à blocs, des brèches pyroclastiques et des tufs à cristaux en plus de quelques niveaux

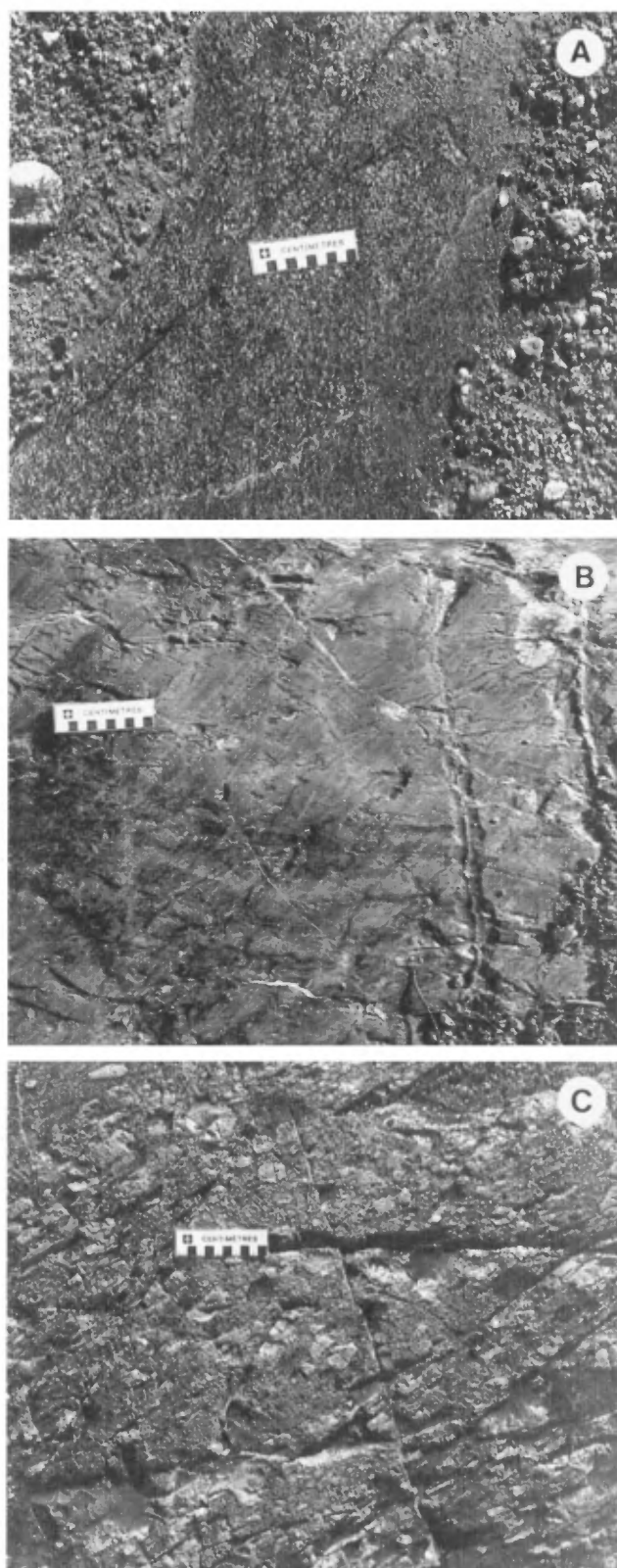


FIGURE 7 – Lithologies de la Formation de Chrissie. Surfaces horizontales, à la localité type.

A – Gabbro grenu et minéralisé (1800 ppb Ag, 690 ppm Cu, 430 ppm Zn et 16 ppm Pb).

B – Lave massive amygdalaire (am) dépourvue de phénocristaux de plagioclase. Les lignes obliques apparaissant sur l'image sont des stries glaciaires.

C – Volcanoclastite.

d'origine indéterminée. Les tufs à lapilli et les tufs à blocs montrent de 20 à 60% d'éléments amygdalaires blanchâtres en surface altérée et gris clair en surface fraîche. La dimension moyenne des fragments varie du centimètre au demi-mètre. Les blocs ont généralement une forme allongée alors que les lapilli sont davantage subsphériques et anguleux. La matrice, gris-vert foncé, est de composition dacitique et schisteuse. Les tufs à cristaux observés localement sont lités et granoclassés. D'autres horizons de volcanoclastites sont polyolithologiques et montrent des fragments brunâtres et grisâtres en plus d'éléments blanchâtres.

De part et d'autre de la localité type, les roches de la Formation de Chrissie montrent une séquence analogue. Charbonneau (1981a) rapporte *au moins 1 niveau, d'environ 1 m d'épaisseur, de tuf carbonaté à couleur d'altération brun rouille* dans les roches de la formation. Selon le même auteur, on observe des veines de chlorite-épidote et des veines de quartz dans les laves et les gabbros de même que des veines de quartz-chlorite dans les tufs; on note localement des dykes (1 à 3 m d'épaisseur) de gabbro à grain fin, de diabase et d'aplite.

Au nord, le contact supérieur de la formation correspond à une zone dépourvue d'affleurements (carte 3) et n'est pas exposé. Du côté sud, le meilleur endroit pour étudier le contact entre le Chrissie et le massif Lapparent est à 1 km au nord du lac Anville. À cet endroit, la direction des horizons d'andésite et de gabbro fait un angle de 15° avec celle du contact intrusif (voir carte de Charbonneau, 1981a); on observe des masses granitiques blanchâtres (apophyses) au sein des laves et des gabbros cornéifiés.

La formation semble se poursuivre vers l'est dans la demie sud du canton de Daubrée bien qu'à cet endroit Wolhuter (1962) n'ait pas distingué cette unité au sein des roches de type Keewatin qu'il a cartographiées. Vers l'ouest, elle s'interrompt contre les roches du massif de Lapparent. Dans les auréoles de métamorphisme du stock d'Envoûtant et du massif de Lapparent (carte 3), les roches ont été cornéifiées et passent graduellement du faciès des schistes verts au faciès amphibolite en s'approchant des intrusions.

Selon Picard (1984), certains filons de gabbros de la Formation de Chrissie sont cogénétiques des laves et des gabbros de la Formation d'Obatogamau sus-jacente, en raison de leurs similitudes minéralogiques et géochimiques ainsi que de la présence locale de phénocristaux de plagioclase. D'autres filons plus évolués seraient plutôt cogénétiques de laves de la Formation de Gilman, ou même de la Formation de Blondeau. Selon ce même auteur, les andésites aphyriques de même que les pyroclastites andésitiques à dacitiques de la formation présentent une affinité calco-alcaline. Celle-ci est corroborée par la nature des spectres de terres rares, très enrichis en terres rares légères (Picard

et Piboule, 1986a). Il convient donc de considérer les laves et les volcanoclastites de la Formation de Chrissie comme les reliques d'un cycle volcanique précoce, antérieur au cycle Obatogamau-Waconichi reconnu, dans les travaux antérieurs aux nôtres, comme le premier cycle volcanique dans la région de Chibougamau-Chapais. Les pyroclastites sus-jacentes aux andésites témoignent d'un volcanisme explosif; elles se seraient mises en place à proximité d'un centre d'émission (Picard, 1984 et 1986).

Nous ne pouvons corréliser la Formation de Chrissie avec une autre unité stratigraphique puisqu'à ce jour, aucune autre unité, sous-jacente à la Formation d'Obatogamau, n'a été rapportée. Toutefois, selon Claude Hébert (communication orale personnelle, 1983), il se pourrait que des roches stratigraphiquement équivalentes au Chrissie aient déjà été cartographiées comme de l'Obatogamau. Cette hypothèse est d'autant plus vraisemblable que c'est précisément ce que nous avons fait; notre unité 1 (Charbonneau, 1981a et Charbonneau *et al.*; 1983) avait été corrélée avec la Formation d'Obatogamau. Cette méprise s'explique en grande partie par la présence de filons-couches de gabbro porphyrique (feldspaths) au sein de la Formation de Chrissie (figure 6).

FORMATION D'OBATOGAMAU (OB)

Son nom proviendrait du lac Obatogamau situé dans les cantons de Fancamp, Queylus et La Dauversière, à quelque 35 km au sud-est de notre région. La formation a été nommée par Cimon (1977a). Ce dernier en a fourni une colonne lithologique, réalisée dans le quart sud-est du canton de Queylus, au nord immédiat du stock de La Dauversière. À cet endroit, l'Obatogamau comprend plus de 80% de basaltes porphyriques et coussinés, plus de 10% de niveaux interstratifiés de rhyolite, de tuf rhyolitique, localement minéralisés, ainsi que de roches à carbonates, séricite et quartz, et moins de 10% de filons-couches de gabbro porphyrique, comagmatiques des laves adjacentes. Les phénocristaux de feldspath présents dans les coulées de lave et les gabbros caractérisent la formation, dont l'épaisseur minimum est de 2130 m. Les membres inférieur, intermédiaire et supérieur de la formation comprennent respectivement 1 à 3%, plus de 10% et moins de 1% de phénocristaux de feldspath, selon Cimon (1977a).

Dans notre région, la Formation d'Obatogamau forme deux bandes distinctes (carte 1): la première, dans les cantons de Daubrée et de Dolomieu, a une direction est-ouest; la seconde, qui va du canton de Branssat, à l'ouest, au canton de Julien, à l'est, a une direction générale est-nord-est.

Bande Daubrée-Dolomieu

Les roches de cette bande font partie de l'unité 1 de Beach (1941b). Elles comprennent celles de l'unité 2 de Charbonneau (1981a) et de Charbonneau *et al.* (1983) en plus de quelques affleurements de lave porphyrique de l'unité 1 des mêmes auteurs. Elles surmontent les roches de la Formation de Chrissie et sont surmontées au nord par celles de la Formation de Waconichi. Leur épaisseur atteint 1400 m. Une localité facilement accessible et représentative de la formation se trouve à l'extrémité ouest du canton de Daubrée, de part et d'autre des routes gravelées qui se trouvent entre le stock de Dolodau et la Formation de Waconichi (carte 3).

L'Obatogamau de la bande Daubrée-Dolomieu est constitué, à 90%, d'une succession de coulées de basalte avec des interstratifications de volcanoclastites (8%), des horizons de gabbro (2%) et de rares horizons de roches métasédimentaires (Charbonneau, 1981a). Moins d'une coulée sur dix contient des phénocristaux de feldspath de dimensions millimétrique et centimétrique; les plus gros phénocristaux observés atteignent 9 cm de diamètre (figure 8, A) et leur diamètre moyen est de l'ordre de 1 cm.

Dans la partie médiane de la formation, les coulées porphyriques contiennent jusqu'à 40% de phénocristaux alors que dans les parties basale et sommitale elles n'en contiennent guère plus de 5%. Cette situation s'apparente à celle décrite par Cimon (1977a) dans le canton de Queylus où les membres inférieur, médian et supérieur sont caractérisés par des proportions analogues de phénocristaux de feldspath. Ces derniers sont blanchâtres, subautomorphes et fracturés. Leur composition initiale ne peut être déterminée à cause des recristallisations épimétamorphiques qu'ils ont subies. En lame mince, il s'agit d'agrégats de zoisite et de pistachite avec accessoirement du quartz, de la calcite, de la séricite et du leucoxène (Picard, 1984 et 1986).

Les coulées de basalte sont massives à la base, coussinées dans la partie centrale et bréchiques au sommet ou ne montrent que l'un de ces débits. Localement, on peut observer une bordure figée centimétrique à leur base. Leur épaisseur moyenne est de 1 à 4 m et leur épaisseur maximale est de l'ordre de 10 m. La dimension des coussins, allongés parallèlement à la foliation régionale, varie considérablement: 5 x 20 cm, 5 cm x 1,5 m et 30 cm x 2 m. Leur bordure est riche en chlorite; elle est localement magnétique et s'altère rouille. En plus des pédoncules, des amygdales concentrées dans l'écorce de l'apex des coussins permettent de déterminer le sommet des coulées. Le coeur des coussins est généralement fracturé et epidotisé; certains coussins montrent des chambres de quartz ou des structures internes de refroidissement "en pelures d'oignon". Les zones intercoussins contiennent de l'hyaloclastite ou du tuf.

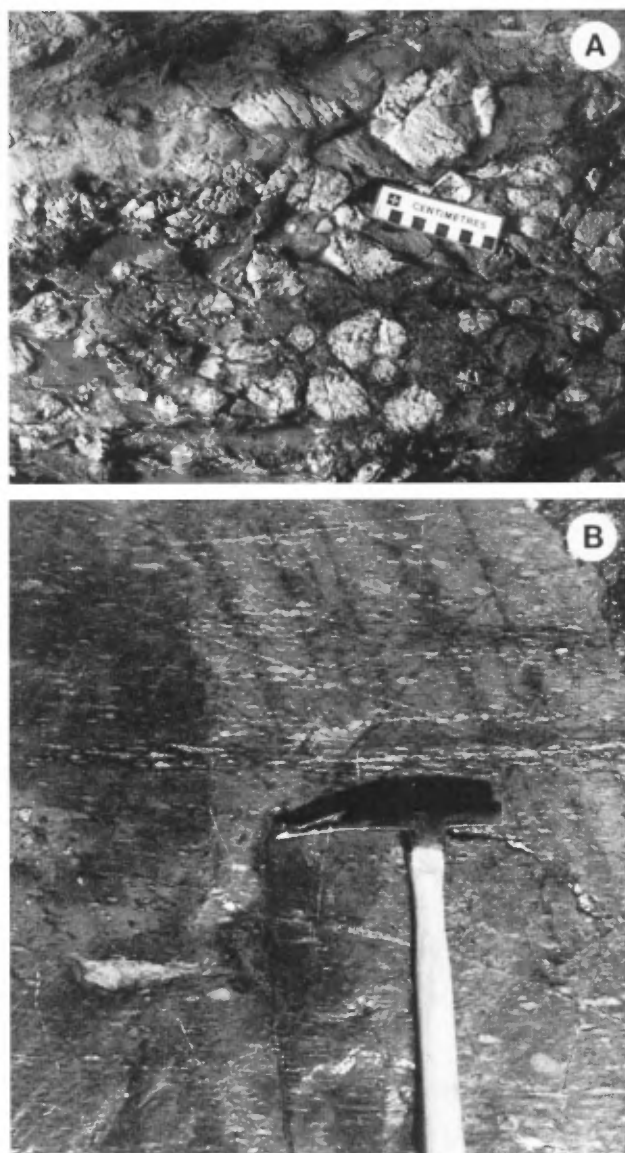


FIGURE 8 – Lithologies de la Formation d'Obatogamau dans la bande Daubrée-Dolomieu.

- A – Basalte contenant plus de 40 % de phénocristaux de feldspath. Affleurement de la partie médiane de la formation, au nord immédiat d'un chemin gravelé est-ouest qui mène au ruisseau Cavan, canton de Daubrée.
- B – Pyroclastites cornéifiées au nord immédiat du stock d'Envoûtant, à l'ouest immédiat de la route gravelée principale. Affleurement de la partie inférieure de la formation. Le litage est parallèle à la tête du marteau.

Le basalte est gris foncé à gris pâle ou vert foncé à vert pâle et s'altère dans des teintes plus claires et brunâtres. Il est porphyrique, à microphénocristaux ou à phénocristaux de feldspath et à microphénocristaux de pyroxène ouralitisé. Sa texture métamorphique est microblastique (Picard, 1984 et 1986).

De minces horizons de volcanoclastites vraisemblablement mafiques à intermédiaires reposent au sommet de certaines coulées. Ce sont des tufs à lapilli ou à blocs et des tufs à cristaux de plagioclase et de quartz ou leurs équivalents épicyclastiques. Un affleurement

représentatif de tuf à lapilli ou de tuf à blocs contient de 20 à 40% de fragments felsiques à basiques dans une matrice foncée et chloriteuse, le tout bien stratifiée (figure 8, B). Certains horizons contiennent des carbonates de fer. Localement, on observe un passage graduel des tufs à blocs aux tufs à lapilli puis aux tufs à cristaux.

Les horizons de gabbro, au nombre de six ou sept, n'atteignent guère plus de 60 m d'épaisseur et sont discontinus. Dans les plus épais, on observe une différenciation interne caractérisée par la présence de quartz dans leur partie sommitale et une accumulation de cristaux de clinopyroxène dans leur partie basale. Le contact du gabbro avec le basalte du toit est annoncé par une diminution de la granulométrie, de moyenne à fine, au sein du gabbro; par endroits, il est souligné par une zone schisteuse de 3 à 4 dm d'épaisseur. Picard (1984) distingue deux types pétrographiques et lithochimiques de gabbro à plagioclase-clinopyroxène dans la Formation d'Obatogamau: ceux du type I, analogues aux gabbros intrusifs de la Formation de Chrissie, seraient comagmatiques des basaltes à plagioclase-clinopyroxène de l'Obatogamau (ces horizons de gabbro représenteraient une portion plus grenue de la partie basale massive des coulées les plus épaisses), et ceux du type II, intrusifs dans les roches de l'Obatogamau et comagmatiques d'une formation plus jeune, la Formation de Gilman.

De rares interlits d'argilite noirâtre s'altérant gris-noir et de schistes gris bleuté, carbonatés et chloriteux, de 1 dm à 1 m d'épaisseur, ont été observés dans cette formation (dans l'unité 2 de Charbonneau, 1981a).

Bande Branssat-Julien

L'Obatogamau de la bande Branssat-Julien apparaît dans la partie septentrionale de la carte 1. Ces roches font partie de celles de l'unité 1 de Beach (1941a et 1941b), de l'unité K1 de Gilbert (1955) et de l'unité 1 de MacIntosh (1977). Dans la partie centrale de la bande, elles ont déjà été corrélées provisoirement avec celles de la Formation de Gilman (Dubé, 1983; Hébert, 1983). Des vérifications de terrain effectuées au cours de l'été 1982 sur la rive nord de la branche Pichamobi, les travaux de Chartrand (1984) et de Picard (1985a) effectués au cours du même été, respectivement dans les portions est et ouest de la bande, et des informations inédites de Gobeil (communication orale personnelle, 1982) concernant des affleurements de la baie Gilbert nous ont permis de confirmer la présence de la Formation d'Obatogamau dans ce secteur.

Le long de cette bande de roches, les sommets sont généralement vers le sud-est. La base de la formation n'a pas été observée; au nord, les roches de la formation sont en contact intrusif avec des roches plutoniques relativement plus jeunes, ou sont suivies, dans l'angle nord-est de la carte 1, de roches cornéifiées du Groupe

de Roy dont la position stratigraphique est indéterminée.

Au sud et au sud-est, dans la portion occidentale, l'Obatogamau est surmonté stratigraphiquement par la Formation de Waconichi. Plus à l'est, la formation est surmontée directement par la Formation de Gilman alors que celle de Waconichi est absente. Le contact Obatogamau-Gilman a été observé localement (Chartrand, 1984). Dans la bande Branssat-Julien, l'épaisseur minimale de la formation serait de l'ordre de 7 km au niveau de la baie Pichamobi, si l'on tient compte d'un pendage moyen de 60° (Dubé, 1981b et 1983) et de la largeur minimale de la bande (carte 1).

Une localité facilement accessible se trouve à la baie Pichamobi et au nord-ouest de celle-ci, de part et d'autre de la ligne électrique. On s'y rend, à partir de la route 113, via la route gravellée qui passe à l'est de la baie Dussault. À cet endroit (cartes 9 et 12), l'Obatogamau comprend: une unité inférieure, constituée de coulées de basalte localement porphyriques, accompagnées de gabbros comagmatiques et envahies par des porphyres; une unité médiane, que nous appellerons le Membre de Pichamobi (nouveau nom), constituée de rhyolite, de pyroclastites et de porphyres rhyolitiques; et une unité sommitale, moins accessible, constituée de coulées de basalte, localement porphyriques et accompagnées de gabbros comagmatiques.

Unité inférieure (OB)

Les lithologies de l'unité inférieure affleurent au niveau de la ligne électrique d'Hydro-Québec de part et d'autre du chemin qui va de la baie Pichamobi à la rivière Mildred. Les paragraphes qui suivent s'inspirent en grande partie de Chartrand (1984).

Les coulées de basalte sont généralement massives et coussinées; localement, des brèches de coussins apparaissent au sommet des coulées. L'épaisseur de celles-ci varie de 10 à plus de 100 m. Les coussins ont une dimension moyenne de 0,5 x 1,5 m; ils présentent une croûte, une bordure sphérolitique de 3 cm d'épaisseur et un coeur massif à grain fin. Des amygdales, d'un diamètre inférieur au millimètre, ne représentent pas plus de 1% de la roche. Les zones intercoussins contiennent des hyaloclastites et plus rarement de la calcite. Dans les horizons de basalte porphyrique, caractéristiques de la Formation d'Obatogamau, les phénocristaux de feldspath atteignent localement 5 cm alors que leur dimension moyenne est de 1 cm. Ils représentent généralement moins de 5% de la roche bien qu'ils atteignent 15% localement. Ils sont complètement recristallisés en un agrégat de clinozoisite et d'albite. De beaux coussins de basalte porphyrique ont été observés sur le rivage et sur les îles de l'anse du Poing (figures 9 et 10).



FIGURE 9 – Basalte coussiné à phénocristaux de plagioclase au sommet de l'unité inférieure de la Formation d'Obatogamau dans la bande Branssat-Julien. Surface horizontale avec stries glaciaires et lichens. Anse du Poing (baie Pichamobi, lac la Trêve). Photo localisée sur la figure 10.

La granulométrie du basalte varie de fine à moyenne; sa texture est équigranulaire ou porphyrique. Le grenat, la hornblende et la biotite apparaissent, au fur et à mesure que l'on se déplace vers le nord et que l'on s'approche des massifs ignés. De plus, une réorientation des minéraux constituant confère aux basaltes et aux gabbros un aspect folié.

Des filons-couches de gabbro d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur et comagmatiques des basaltes apparaissent à différents niveaux stratigraphiques de l'unité inférieure (carte 9). Un horizon de gabbro porphyrique ou d'anorthosite gabbroïque, contenant de 10 à 90% de phénocristaux de feldspath plagioclase de 2 à 20 cm de diamètre, a été mis en carte sur plus de 2 km par Chartrand (1982); cet horizon particulier, de direction nord-est, se trouve à mi-chemin entre la baie Pichamobi et la rivière Mildred. Il rappelle un gabbro de l'Obatogamau du canton de Queylus décrit par Cimon (1977a) et contenant jusqu'à plus de 70% de phénocristaux de feldspath dont certains excèdent 10 cm de diamètre.

Les porphyres forment des dykes et des filons-couches d'une dizaine de mètres de largeur moyenne. Chartrand (1982, 1984) a cartographié une dizaine de ces intrusions, entre la baie Pichamobi et le lac Thomet; certaines ont été cartographiées sur des distances de plus d'un kilomètre. Il s'agit de porphyres pyriteux à quartz et à quartz-feldspath en contact net avec les roches encaissantes. Dans l'encaissant des porphyres, les basaltes ont été silicifiés et minéralisés en sulfures sur une largeur de quelques mètres. Les sulfures, qui représentent jusqu'à 20% de la roche, sont de la pyrite et de la pyrrhotite avec des quantités accessoires de pentlandite et de chalcopyrite.

Membre de Pichamobi (PI)

L'unité médiane est représentée par le Membre de Pichamobi. Son nom vient de la baie Pichamobi, située dans le canton de Guettard (carte 9). Sa localité type se trouve sur la rive sud-est de la baie Pichamobi (figure 10); elle est accessible en embarcation. Le rang de membre sied bien à cette unité vraisemblablement lenticulaire, absente dans la bande Dolomieu-Daubrée et en grande partie restreinte à la portion orientale de la bande Branssat-Julien. Sa position stratigraphique – interstratification dans des roches basaltiques localement porphyriques et caractéristiques de la Formation d'Obatogamau – en fait une unité lithostratigraphique distincte de la Formation de Waconichi.

Les volcanites du Pichamobi ont d'abord été cartographiées comme des roches sédimentaires et métasédimentaires par Beach (1941a). Cette situation a été corrigée par MacIntosh (1977), suivi de Dubé (1981b et 1983) et de Chartrand (1982 et 1984).

Le Pichamobi comprend, de la base au sommet (ou du nord-ouest vers le sud-est): des brèches pyroclastiques et des lapillistones avec une quantité moindre de tuf; de la rhyolite et de la rhyolite porphyrique; et un assemblage de brèche, lapillistone, tuf à lapilli et tuf felsique coiffés d'un horizon de brèche pyroclastique. Cette séquence monoclinale a une direction moyenne nord-est et des pendages moyens à forts vers le nord-ouest.

Nous reprenons ci-après, et en partie, les descriptions lithologiques et pétrographiques de Chartrand (1984).

Les rhyolites forment une lentille de plusieurs kilomètres de longueur, atteignant 1 km de largeur au sud du lac Porphyre. Elles sont en contact net avec les volcanites adjacentes. La rhyolite massive est gris foncé, s'altère blanc mat et présente une cassure conchoïdale et un éclat vitreux. Elle est essentiellement équigranulaire et aphanitique ou à grain très fin. Elle comprend des alignements de quartz, de feldspath et de mica blanc avec, accessoirement, de la calcite, de la pyrite et de rares phénocristaux de plagioclase altérés. Certains affleurements sont très fracturés et montrent des veines de quartz et de calcite. La rhyolite porphyrique affleure au sud-ouest immédiat du lac Porphyre. Elle est grise tachetée de blanc et s'altère gris pâle. Les phénocristaux millimétriques de quartz et de plagioclase représentent entre 30 et 70% de la roche. Le quartz forme des grains arrondis et le plagioclase, des cristaux subidiomorphes saussuritisés. Des fragments lithiques subanguleux et de forme irrégulière ainsi que des grains xénomorphes de biotite accompagnent les phénocristaux, le tout serti dans une pâte schisteuse de quartz-feldspath-séricite avec accessoirement des carbonates et de la pyrite. Les caractéristiques mentionnées ci-avant se rapprochent davantage de celles d'un tuf que de celles d'une rhyolite.

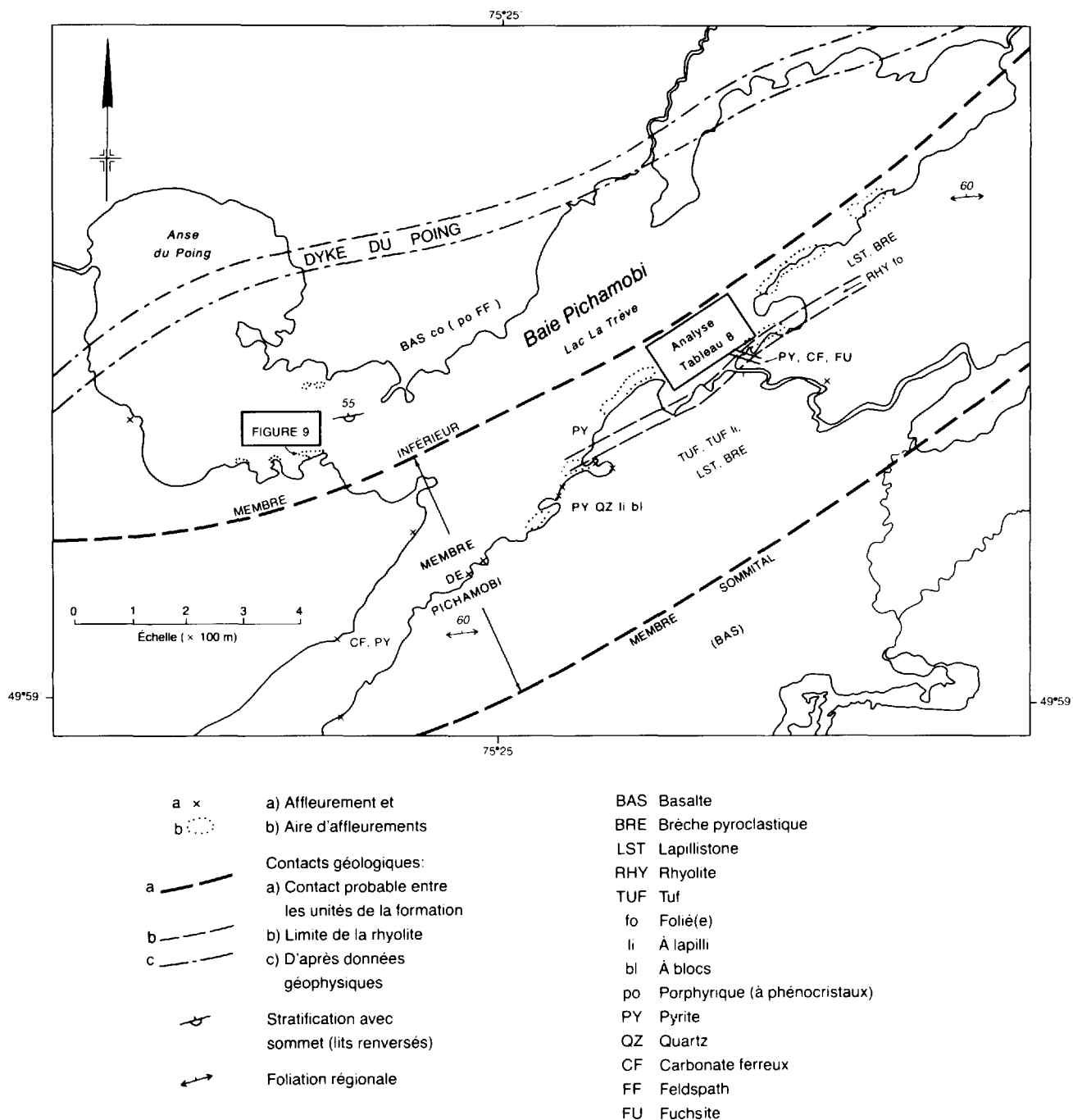


FIGURE 10 – Localité type du Membre de Pichamobi, unité médiane de la Formation d'Obatogamau, dans la bande Branssat-Julien. Canton de Guettard. Voir carte 9.

Les brèches, les lapillistones et les tufs à lapilli montrent des fragments subanguleux à anguleux de rhyolite et de rhyolite porphyrique analogues aux rhyolites décrites précédemment, avec des quantités accessoires de fragments d'argilite, de tuf felsique et de chert rubané. Ces fragments sont sertis dans une pâte felsique accompagnée de cristaux de feldspath et de quartz. Ces lithologies sont localement litées et exhibent un granoclassement normal. Les tufs felsiques sont généralement lités et schisteux et constitués de cristaux et de fragments de rhyolite.

MacIntosh (1977) décrit ainsi certaines caractéristiques des volcanites felsiques de la baie Pichamobi: *The fresh surface is black to dark gray, aphanitic, hard, and weathers pale gray and soft. Anastomosing thin lines of a pale chert-like material appears to be filling closely spaced fractures, in part giving the rock a finely brecciated appearance. Some outcrops have a flaser structure. The outcrops surfaces are frequently rough, being closely fractured into elongated pieces of the order of one inch in length that appears to be a type of schistosity.*

Les porphyres à quartz et à feldspath et quartz de l'unité inférieure décrits précédemment sont vraisemblablement nourriciers des volcanites felsiques du Membre de Pichamobi. En effet, la composition chimique des porphyres publiée par Chartrand (1984) est proche de celle de la "rhyolite" que nous avons fait analyser (tableau 9). De plus, ces porphyres n'ont été observés qu'en dessous stratigraphiquement du Pichamobi. Ils se distingueraient donc nettement de dykes tardifs de porphyre à quartz-feldspath observés dans la région de Chibougamau.

Vers le nord-est et vers le sud-ouest, les roches du Membre de Pichamobi disparaissent sous des plaines marécageuses. Néanmoins, vers le nord-est, il se pourrait que le membre soit présent à l'est immédiat du lac des Petites Plages (carte 12) comme en témoigne ce passage de MacIntosh (1977): *Several drill holes from the southeast shore of Petites Plages lake, opposite the islands, to 7 000 feet to the southeast, cut rocks described as rhyolite associated with a variety of altered andesitic rocks....*

Vers le sud-ouest, deux affleurements de tuf et de lapillistone rhyolitiques ont été signalés à l'extrémité sud-ouest de la baie Gilbert, dans une zone d'anomalies électromagnétiques (Hébert, 1983). Selon ce dernier, le tuf est aphanitique, gris pâle et s'altère blanchâtre; il

est constitué de 20% de microphénocristaux de plagioclase et de quartz dans une matrice de plagioclase-quartz-muscovite-carbonate et biotite; quant au lapillistone, il est constitué de fragments rhyolitiques porphyriques dans une matrice de quartz-plagioclase-muscovite-chlorite. Pour fins de comparaisons, la composition chimique d'un échantillon de ce lapillistone (publiée dans Hébert, 1983) est fournie au tableau 9.

Dans le canton de Queylus, Cimon (1977a: figure 1) rapporte de la rhyolite, du tuf rhyolitique et des roches à carbonate-séricite-quartz interstratifiés dans les basaltes de l'Obatogamau. À cause de leur position stratigraphique, de leur aspect et de leur composition similaires, ces roches seraient équivalentes à celles du Membre de Pichamobi.

En résumé, selon nous, les roches du Membre de Pichamobi constituent un dôme volcanique felsique au sein de roches basiques. Le centre d'émission de ce dôme se trouverait à proximité du lac Porphyre, où le membre atteint sa largeur maximale. Les filons-couches et dykes de porphyres à quartz et à quartz-feldspath sous-jacents au membre et situés à l'ouest et au nord-ouest de la baie Pichamobi et du lac Porphyre seraient nourriciers des rhyolites, des rhyolites porphyriques et autres roches associées du Membre de Pichamobi.

TABLEAU 9 - Roches felsiques de la Formation d'Obatogamau. Résultats d'analyses de porphyres de l'unité inférieure comparés à ceux d'une rhyolite du Membre de Pichamobi (unité médiane; échantillon localisé sur la figure 10) et d'un lapillistone de la baie Gilbert (Membre de Pichamobi).

	Lapillistone de la baie Gilbert	Rhyolite foliée du Membre de Pichamobi	Porphyres à quartz et à quartz-feldspath de l'unité inférieure	
	% du poids			
SiO ₂	75,60	76,40	73,50	72,50
Al ₂ O ₃	14,30	11,50	14,50	14,10
Fe ₂ O ₃	0,83	1,14	0,19	1,18
FeO	0,29	0,13	1,22	0,77
MgO	0,25	0,22	0,54	0,75
CaO	0,63	0,48	0,14	0,20
Na ₂ O	6,60	2,35	4,98	5,15
K ₂ O	1,30	5,56	1,57	1,33
TiO ₂	0,10	0,10	0,19	0,28
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,07	0,08
MnO	0,01	0,03	0,01	0,03
CO ₂	NA*	0,57	NA	NA
S	NA	0,01	NA	NA
PAF**	0,84	1,21	1,08	2,03
	ppm			
Rb	NA	180	40	31
Sr	120	99	210	160
Zr	110	41	110	94
Nb	4	9	NA	NA
Y	3	11	5	5

* NA: non analysé

** PAF: perte au feu

Unité supérieure (OB)

Les roches de l'unité supérieure (membre sommital) de la Formation d'Obatogamau sont difficiles d'accès, contrairement à celles des unités sous-jacentes que l'on peut observer facilement dans la portion est de la bande Branssat-Julien. Elles affleurent bien, néanmoins, au voisinage du lac Mahekan (carte 9) de même qu'au sud, à l'est et au sud-est du lac Porphyre (carte 12). L'unité comprend des basaltes et des gabbros localement porphyriques et moins métamorphisés que ceux de l'unité inférieure. Les brèches de coussins observées localement au sommet des coulées sont faites de coussins et de fragments de coussins enrobés dans une matrice mafique à grain très fin; les coussins, ellipsoïdaux, ont moins de 2 dm de long et les fragments ont des formes irrégulières. Dans les horizons porphyriques, les phénocristaux de feldspath ont généralement 1 cm de diamètre; au sud-est du lac Porphyre, la roche contient localement des reliquats de pyroxène (Chartrand, 1984).

À l'ouest-sud-ouest de la localité représentative (secteur de la baie Pichamobi) que nous avons décrite ci-haut, la Formation d'Obatogamau ne peut être subdivisée car elle ne contient que deux affleurements de roches felsiques (décrites ci-haut), en plus de volcanites basiques. Ces dernières sont essentiellement constituées de coulées de basalte avec quelques filons-couches comagmatiques de gabbro et localement interstratifiées de tufs basiques. Ces roches ont été ainsi décrites par Hébert (1983) et Picard (1985). Elles ont été traversées par des intrusions de granite, de granodiorite et de syénite ainsi que par des dykes de gabbro et de diabase (cartes 7 et 8).

Ces roches sont généralement riches en actinote, et sont au faciès des schistes verts. Toutefois, sur de grandes étendues, elles ont été transformées en cornéennes à hornblende en bordure des intrusions acides post-tectoniques. À mesure que l'on approche des intrusions, les volcanites basiques perdent graduellement leur structure coussinée et deviennent foliées ou rubanées, montrant une alternance de bandes vert sombre et de bandes vert clair, riches en épidote et en plagioclase.

La lave est amygdalaire et contient localement un faible pourcentage de phénocristaux de plagioclase de 2 mm à 2 cm de diamètre. De pareils phénocristaux, caractéristiques des roches de la Formation d'Obatogamau, ont été observés dans le canton de Branssat par Picard (1985) et sur des affleurements de la rivière la Trêve, à l'ouest de la baie Gilbert, dans le canton de Daine, par André Gobeil (communication orale personnelle, 1982). Les filons-couches de gabbro (ou de métadolérite, selon Picard, 1985) ne sont pas différenciés et leur épaisseur varie de quelques mètres à plus de 150 m. À leur base, ils sont en contact net avec du

basalte et présentent une mince bordure figée. La roche est à grain fin à moyen et de texture porphyroblastique ou porphyrogranoblastique. Les tufs basiques affleurent principalement au nord et à l'ouest de la baie Gilbert (carte 8); ils sont laminés et s'altèrent vert clair avec de minces lits brun pâle où se concentre la biotite brune. Ils contiennent localement de la tourmaline. Au microscope, ils présentent une texture granoblastique où on distingue nettement la forme des éléments (Hébert, 1983).

La Formation d'Obatogamau a été reconnue sur plus de 150 km depuis les cantons de Dollier, La Dauversière et Rohault, situés au sud de Chibougamau, jusqu'au canton de Branssat, à l'extrémité occidentale de notre région (voir carte 1 et carte de Gobeil et Racicot, 1983). À l'ouest et au sud-ouest immédiats de notre région, Lamothe (1982 et 1983), Sharma et Lauzière (1983), Sharma et Lacoste (1981) et Giovenazzo (1983) ont cartographié une unité de lave basaltique à phénocristaux de plagioclase accompagnée de filons-couches de gabbro localement porphyrique et surmontée d'une unité de pyroclastite felsique. Ces unités seraient respectivement équivalentes des Formations d'Obatogamau et de Waconichi.

FORMATION DE WACONICHI (WA)

Son nom provient du lac Waconichi, situé au nord-est de Chibougamau. Duquette et Mathieu (1966) donnèrent le nom de *formation de Lac Waconichi* à des roches volcanoclastiques grises et vertes situées à proximité de ce lac. Duquette (1970) a utilisé le nom de *Formation de Waconichi* pour une épaisse séquence de *tufs cristallins et lithiques accompagnés d'un peu de brèche-conglomérat et de quelques coulées mafiques auxquelles des filons-couches de gabbro-diorite sont associés*. Cimon (1979) a redéfini la formation, la réduisant à une séquence volcanique dominée par des termes felsiques: *La Formation de Waconichi groupe donc des rhyolites porphyriques, des pyroclastites felsiques, des tufs, quelques coulées mafiques, des cherts et des horizons de formations ferrifères. Les horizons de formation ferrifère, dont la formation ferrifère de lac Sauvage (Henry et Allard, 1979), sont constituées (sic) surtout d'un faciès carbonaté mais les faciès sulfurés et oxydés se sont aussi développés localement*.

Bien qu'aucune localité type n'ait été définie, Cimon (1979a) mentionne que la formation est bien exposée dans les cantons de LeMoine et de Queylus de même qu'en bordure nord du Complexe du lac Doré.

Dans la région de Chapais-Branssat, la Formation de Waconichi est représentée en trois endroits (carte 1): dans les cantons de Daubrée et de Dolomieu, où elle forme une bande est-ouest; dans le canton de Branssat, où elle forme une bande également à peu près est-ouest; et dans le canton de Lamarck, où elle affleure principalement au coeur d'un dôme structural.

Bande Daubrée-Dolomieu

Les roches de cette bande correspondent à celles de la sous-unité 3a que Charbonneau (1981a) *et al.* (1983) ont cartographiée et ont corrélée avec la Formation de Waconichi. Ces roches surmontent celles de la Formation d'Obatogamau, décrites précédemment, et sont surmontées au nord par celles de la Formation de Gilman. L'épaisseur du Waconichi est de l'ordre de 475 m. Selon Charbonneau *et al.* (1983), le Waconichi affleure peu et son tracé est souligné par un conducteur électromagnétique sur la carte INPUT de la région de la rivière Chibougamau (MER, 1981a). Les quelques affleurements représentatifs de la formation se trouvent dans le canton de Daubrée, à l'extrémité est de la carte (carte 3), et sont difficiles d'accès. Le contact entre les Formations d'Obatogamau et de Waconichi a été placé au sommet d'une séquence où prédominent les laves à phénocristaux et à la base d'une séquence où prédominent les pyroclastites.

D'après les affleurements observés, le Waconichi de la bande Daubrée-Dolomieu est constitué de pyroclastites felsiques avec un horizon de formation de fer correspondant au conducteur électromagnétique mentionné ci-avant et au moins un filon-couche de gabbro. Les pyroclastites sont des lapillistones, des tufs à lapilli, des brèches pyroclastiques et localement des tufs à cristaux. Selon Picard (1984b et 1986), la taille des clastes volcaniques atteint 20 x 80 cm; les pyroclastes sont composés de cristaux de quartz xénomorphes et corrodés et de cristaux de plagioclase automorphes disséminés dans un agrégat microgranoblastique de quartz, de séricite, d'ankérite et, accessoirement, d'épidote et de pyrite; la matrice présente la même association minéralogique mais avec davantage de séricite; et ces pyroclastites montrent localement d'abondantes flaques d'ankérite et de calcite (jusqu'à 60%) en plus de cristaux disséminés de pyrite. Selon le même auteur, la présence de ces pyroclastites felsiques au-dessus de la séquence de basaltes à plagioclase-clinopyroxène de la Formation d'Obatogamau témoigne d'un net changement de régime de l'activité volcanique, qui est devenue explosive. L'intensité de la fragmentation et la taille des clastes suggèrent une faible profondeur de mise en place et un caractère proximal.

Dans la portion est de la bande, Charbonneau (1981a) mentionne la présence d'un horizon de formation de fer finement lité, de quelques mètres d'épaisseur. Les lits mesurent de 2 mm à 1 cm d'épaisseur et sont de trois types qui se répètent de façon rythmique (Picard, 1984 et 1986):

- Lits de siltstone de teinte claire, à texture microcristalline granolépiblastique et composés de cristaux engrenés de quartz (30 à 40%), de lamelles orientées de chlorite (30 à 40%) et, accessoirement, de fibres d'actinote, de microflaques de plagioclase et de quelques minéraux métalliques;

- Lits de teinte verte, riches en épidote et en actinote, associés à de la chlorite, à du quartz, à de l'albite et à quelques minéraux métalliques;
- Lits minéralisés à magnétite octaédrique, à pyrite et pyrrhotite, contenant, en plus, des traînées d'un matériau opaque et vraisemblablement bitumineux (par analogie avec du matériel similaire observé dans les roches de la Formation de Blondeau et que nous décrivons plus loin).

Cet horizon présente quelques analogies (au point de vue composition) avec le faciès carbonaté de la formation de fer du lac Sauvage de la région de Chibougamau; cette formation, décrite par Allard (1976) et Henry et Allard (1979), est au sommet de la Formation de Waconichi. L'horizon de la bande Daubrée-Dolomieu se serait formé en milieu subaquatique par précipitation chimique à partir de fluides de sources hydrothermales exhalatives à l'origine des minéralisations locales (Picard, 1984 et 1986). À la différence de la formation de fer du lac Sauvage, toutefois, cet horizon semble occuper la partie inférieure de la Formation de Waconichi.

Bande Branssat

Dans le canton de Branssat, le Waconichi correspond à l'unité B de Picard (1982 et 1985), constituée de roches sédimentaires et de pyroclastites associées. Ces roches affleurent peu et sont difficiles d'accès. Le tracé de la formation (cartes 1 et 7) a été effectué à partir des données d'une douzaine de forages en plus de quelques affleurements et grâce aux cartes des anomalies INPUT et aux cartes du champ magnétique total du MER (1984a). Sur ces cartes, la formation est soulignée par un conducteur électromagnétique quasi continu, comme c'est le cas à plusieurs endroits entre le canton de Branssat et ceux de LeMoine et de Richardson, à l'est de notre région. Elle est en position subverticale au-dessus de l'Obatogamau de la bande Branssat-Julien décrit précédemment. Elle est suivie au sud par les roches de la Formation de Gilman.

À cet endroit (canton de Branssat), la formation est constituée de schistes, d'argilite, de siltstone, de grès à grain fin feldspathique et de quartzite associés à des horizons de tufs intermédiaires. Des rapports de Hudson Bay Exploration and Development Company (1967) et de Copper Rand Chibougamau Mines Limited (1960) font état de plusieurs horizons minéralisés en pyrite et pyrrhotite avec des traces de chalcopryrite et de sphalérite, associés à ces roches. Ces dernières correspondent à un faciès distal du Waconichi et les horizons minéralisés rappellent le faciès sulfuré de la formation de fer du lac Sauvage de Henry et Allard (1979). Selon ces auteurs, le faciès sulfuré est constitué d'une phase dominante à sulfures de fer (pyrrhotite et pyrite) avec des traces de sphalérite et chalcopryrite en plus de carbonates de fer, de chlorite, de quartz et de chloritoïde.

Au nord-ouest de la faille Dussault, la formation est absente dans les cantons de Guettard, de Lamarck et de Julien là où le Gilman repose directement sur l'Obatogamau.

Canton de Lamarck

Ces roches ont déjà été cartographiées par Beach (1941a et 1961b) et plus récemment par Dubé (1981a, 1981b et 1983). Dans la partie centrale du canton de Lamarck apparaît un dôme structural (voir GÉOLOGIE STRUCTURALE) en périphérie duquel des plis kilométriques à surfaces axiales est-ouest et à charnières verticales ont été mis en évidence par le tracé de filons-couches gabbroïques différenciés (carte 1). Compte tenu de ces plissements et des nombreuses failles observées ou interprétées, le cœur du dôme structural (cartes 9 et 10) est occupé, de la base au sommet, par la séquence suivante:

- 1- Un gabbro mélanocrate, vraisemblablement un filon-couche, d'épaisseur indéterminée, appartenant au cortège de filons-couches gabbroïques différenciés présents dans les roches du Groupe de Roy (unité FD sur les cartes);
- 2- Une succession (1500 m: Formation de Waconichi) de tufs à cristaux, de tufs cherteux, de tufs graphiteux et tufs à lapilli et à blocs avec des intercalations de dacite et de rhyolite, le tout comprenant une faible proportion de basalte massif ou coussiné;
- 3- Un filon-couche gabbroïque de 1200 m d'épaisseur appartenant au cortège de filons-couches gabbroïques différenciés affectant les roches du Groupe de Roy (unité FD);
- 4- Roches de la Formation de Gilman.

L'épaisseur maximale de la Formation de Waconichi ("2" ci-avant) du canton de Lamarck est de l'ordre de 1500 m. Selon Dubé (1983, page 138): *Cet assemblage de pyroclastites hétérogènes suggère un volcanisme local explosif et indique la proximité d'un centre volcanique.* Cette séquence de roches à caractère pyroclastique associées à des dacites et rhyolites rappelle les brèches pyroclastiques, les tufs à cristaux et la lave rhyodacitique décrits plus loin, dans le Blondeau de la bande Krieghoff-La Ribourde. Dans le canton de Lamarck toutefois, on ne rapporte pas de quartz bleu dans les tufs à cristaux.

FORMATION DE GILMAN (GI)

Le nom de cette formation vient du lac Gilman, situé au sud-est de la ville de Chibougamau. Duquette et Mathieu (1966) ont désigné sous l'appellation de *Formation de lac Gilman* une séquence de laves basaltiques et andésitiques à structures amygdalaires et coussinées abondantes. Duquette (1970) a utilisé l'appellation de *Formation de Gilman* pour la même unité. Il a ajouté que les coulées ont une épaisseur moyenne inférieure à une soixantaine de mètres et mentionné la présence,

entre les coulées de laves, de minces bandes de tufs felsiques de moins de 2 m d'épaisseur. Il a également signalé la présence de filons-couches de *gabbro-diorite*, *soi-disant des équivalents intrusifs de coulées encaissantes*, à différents niveaux stratigraphiques de la formation.

Il a également signalé la présence de filons-couches de *gabbro-diorite*, *soi-disant des équivalents intrusifs de coulées encaissantes*, à différents niveaux stratigraphiques de la formation.

Sur la carte, la Formation de Gilman occupe cinq secteurs. Dans la moitié est de la carte 1, se trouvent la bande Daubrée-Dolomieu au sud, la bande Guettard-Julien au nord et le secteur du canton de Lamarck au centre. Dans la moitié ouest, se trouvent la bande Branssat-Daine au nord et la mini-bande Krieghoff au sud.

Bande Daubrée-Dolomieu (cartes 2, 3 et 4)

Dans les cantons de Daubrée et de Dolomieu, les roches de cette bande font partie *grosso modo* de l'unité 2 de Beach (1941b). Elles correspondent à celles de la sous-unité 3b et de l'unité 4 de Charbonneau (1981a) et de Charbonneau *et al.* (1983). Leur pendage est vertical ou très abrupt vers le nord. Ces roches surmontent celles de la Formation de Waconichi au sud et sont suivies au nord par celles de la Formation de Blondeau, exception faite de l'extrémité est de la bande où la formation est en contact de faille avec une formation beaucoup plus jeune, celle de Haiÿ. À l'extrémité ouest de la bande, la formation est en contact intrusif avec le massif de Lapparent. Sur la rive du lac des Misérables (carte 4), les roches de la formation ont été métamorphosées en gneiss amphibolitiques rubanés.

Dans la bande Daubrée-Dolomieu, le Gilman a une épaisseur de quelque 1700 m. Son contact inférieur a été tracé à la base d'une séquence où prédomine la lave et au sommet d'une séquence où prédominent les pyroclastites. Le contact supérieur, observé au sud du lac Landing, a été placé au sommet d'une séquence où prédomine la lave et à la base d'une séquence où alternent des niveaux peu épais de tuf, de lave, de gabbro et de roches sédimentaires (Charbonneau *et al.*, 1983). Le lecteur trouvera des colonnes lithologiques et des descriptions de la formation dans les auteurs précités et dans Picard (1984 et 1986).

Dans le premier rapport de Charbonneau *et al.* (1983), les auteurs ont reconnu sur le terrain, à l'est immédiat du lac Dolomieu, un membre inférieur où alternent laves, volcanoclastites et gabbros et un membre supérieur où les volcanoclastites sont absentes; dans celui de Picard (1984), l'auteur ajoutant ses observations pétrographiques aux observations de terrain, a distingué trois membres au même endroit:

- Le membre inférieur, une séquence de basaltes à plagioclase-clinopyroxène, à débits massif, coussiné ou autobréchifié, en alternance avec des horizons de pyroclastites mafiques à intermédiaires et un horizon de siltstone constitué d'une alternance de laminae chloriteuses et minéralisées en sulfures et de laminae constituées d'un agrégat de quartz, chlorite et calcite. Plusieurs filons-couches recourent cette séquence. Le plus épais (120 m) présente une nette différenciation de la base au sommet. Les basaltes sont analogues à ceux de la Formation d'Obatogamau mais en diffèrent par la rareté et la plus petite taille des phénocristaux de plagioclase de même que par la présence d'amygdales dans l'apex des coussins;
- Le membre médian, composé de basaltes et d'andésite à microphénocristaux de plagioclase, sous forme de coulées à débit coussiné à la base et à débit bréchié dans les deux tiers supérieurs;
- Le membre supérieur, une séquence de basaltes à plagioclase-clinopyroxène semblables à ceux du membre inférieur mais totalement dépourvus de phénocristaux de feldspath. Ajoutons que ce membre comprend des gabbros peu ou pas différenciés et des horizons schisteux et carbonatisés de lave coussinée. L'épaisseur des coulées qui le composent est de 30 à 100 m.

À proximité du lac Dolomieu, au sud du lac Landing, les laves sont très schisteuses et carbonatisées par de l'ankérite et de la sidérose. Quelques horizons de gabbro massif (ou dolérite selon l'appellation française utilisée par Picard, 1984) et de pyroclastites mafiques à intermédiaires sont intercalés entre les coulées de lave. Un filon-couche de gabbro différencié (50-80 m d'épaisseur) situé à moins de 1 km à l'est du lac Dolomieu sera décrit dans la section FILONS-COUCHES DIFFÉRENCIÉS INTRUSIFS DANS LE GROUPE DE ROY.

Bande Guettard-Julien (cartes 9, 10, 11 et 12)

Les roches de cette bande correspondent à une partie de celles de l'unité 1 et à l'unité 5 de Beach (1941a), à une partie de celles de l'unité 1 de MacIntosh (1977), et aux lithologies 2a, 2b et 5b de Dubé (1981b) correspondant respectivement à du basalte, du gabbro et du mésogabbro. Elles correspondent également à l'unité 2 de Chartrand (1984), qui l'a corrélée avec la Formation de Gilman. Au voisinage de la baie Dussault (lac la Trêve), les roches sont en position renversée avec un pendage moyen de 60° vers le nord (Dubé, 1983). Plus à l'est, dans le canton de Julien, elles seraient en position verticale. Dans la bande Guettard-Julien, le Gilman est en contact normal avec l'Obatogamau. Le Waconichi y est absent comme c'est le cas ailleurs localement dans la région de Chibou-

gamau (A. Gobeil, communication orale personnelle, 1982). Le contact inférieur de la formation a été tracé à la base du premier filon-couche de gabbro différencié rencontré dans la séquence, au-dessus de la bande contenant des horizons de lave et de gabbro à gros phénocristaux de plagioclase et typiques de l'Obatogamau. Le contact supérieur n'a pas été observé alors que du côté sud, la formation est suivie (absence d'affleurements sur quelques mètres), par la Formation de la Trêve, beaucoup plus jeune, avec laquelle elle est en discordance angulaire (surface d'érosion).

Le Gilman de la bande Guettard-Julien comprend un empilement de coulées (5 à 100 m d'épaisseur) de basalte massif et coussiné alternant avec des filons-couches de gabbro. Selon Chartrand (1984), la granulométrie des basaltes varie de fine à moyenne; les coussins sont de taille normale et ont des formes sphériques, ellipsoïdales ou "en brioche", tels que définis par Dimroth *et al.* (1978). Les gabbros sont massifs, équigranulaires et leur granulométrie varie de moyenne à grossière; leur texture blasto-ophitique à sub-ophitique est typique. Selon Dubé (1983), une variété de gabbro porphyroblastique montre une texture "en billes" caractéristique où les amphiboles atteignent 1 cm de diamètre. Selon lui, cette texture est comparable à la texture en *ball bearing* qu'a décrite Cimon (1976) dans la région de Chibougamau pour des filons-couches de gabbro associés à des coulées de lave de même composition, dans la Formation de Gilman.

Sur nos cartes, deux filons-couches gabbroïques différenciés ont été représentés comme faisant partie du cortège de filons-couches différenciés (FD) dans les roches du Groupe de Roy. Nous suggérons de les exclure de la Formation de Gilman.

À l'extrémité ouest de la bande Guettard-Julien, le Gilman est facilement accessible au voisinage de la route gravelée qui passe à l'est immédiat de la baie Dussault (carte 9).

Secteur du lac Lamarck

Les roches de la Formation de Gilman occupent une bonne proportion de la moitié sud-est du canton de Lamarck. Ces roches ont déjà été cartographiées par Beach (1941a et 1941b) et plus récemment par Dubé (1981a, 1981b et 1983).

Comme il a été mentionné précédemment (voir FORMATION DE WACONICHI: CANTON DE LAMARCK), des plis kilométriques à surfaces axiales est-ouest et à charnières verticales ont été mis en évidence par le tracé de filons-couches gabbroïques différenciés qui seront décrits dans la section FILONS-COUCHES DIFFÉRENCIÉS INTRUSIFS DANS LE GROUPE DE ROY. À sa base, à l'est immédiat d'un petit lac situé à 3 km au nord-est de l'extrémité nord-est du lac Lamarck, le Gilman est en contact avec l'un de ces filons-couches, lui-même sus-jacent à la Formation de

Waconichi. Au sommet, il est en contact, à 1,5 km au sud du lac de la Sentinelle Solitaire (carte 10), avec un autre de ces filons-couches gabbroïques différenciés, lui-même surmonté de roches de la Formation de Blondeau que nous décrirons plus loin.

La faille du lac de la Sentinelle Solitaire sépare la séquence basale du Gilman au nord (plus de 2 km d'épaisseur minimale) de sa partie sommitale (plus de 2 km d'épaisseur minimale) au sud. Ces deux séquences se poursuivent vers l'est dans le canton d'Opémisca (Durocher, 1972, 1973, 1975, 1979 et 1985). Toutes ces roches, de même que celles du Gilman situées plus à l'ouest, au nord du lac Grey Goose et entre ce lac et le lac Lamarck, sont constituées majoritairement de laves basaltiques avec plusieurs horizons de gabbros vraisemblablement comagmatiques en plus de minces horizons de tufs interstratifiés. Les basaltes du lac la Botte montrent des coussins bien lobés en plus de brèches de coussins (Dubé, 1981a). Ceux du lac Grey Goose montrent peu de coussins et sont affectés d'une schistosité pénétrante qui oblitère passablement les structures primaires. Plusieurs affleurements du secteur du lac Lamarck sont mylonitisés.

Bande Branssat-Daine

Ces roches ont déjà été cartographiées par Gilbert (1955: lithologies 1 et K1 principalement), Hébert (1981 et 1983) et Picard (1982 et 1985). Cette bande de la Formation de Gilman a été mise en évidence dans le canton de Branssat par Picard (1982 et 1985, principalement); elle correspond à son *unité C*, constituée de basaltes massifs et coussinés, en grande partie cornéifiés et accompagnés de filons-couches comagmatiques de gabbros de même que de filons-couches gabbroïques composites et différenciés.

Dans les cantons de Branssat et de Daine, le Gilman est en contact subvertical avec les roches plus vieilles de la Formation de Waconichi au nord. À l'extrémité est de la bande, il semble en contact normal avec la Formation d'Obatogamau: à cet endroit, le Waconichi serait absent comme c'est le cas pour la bande Guettard-Julien plus à l'est. Du côté sud, le Gilman est en position légèrement renversée avec des pendages abrupts vers le nord; il est en contact intrusif avec un imposant filon-couche différencié et composite. À l'extrémité est de la bande, il est stratigraphiquement surmonté, en discordance angulaire, par les roches plus jeunes de la Formation de la Trêve.

Sauf indication contraire, les descriptions qui suivent sont de Picard (1982 et 1985). Les basaltes se présentent en coulées de 2 à 15 m d'épaisseur avec des parties massives, coussinées et autobréchifiées. Le meilleur site pour observer les coulées se trouve à proximité de la rive est du lac Huguette (carte 7). La dimension des coussins varie de 5 x 10 cm à 30 x 80 cm.

De l'intérieur vers l'extérieur des coussins, Picard a reconnu un coeur silicifié riche en épidote, une écorce aphyrique, une croûte figée aphyrique, une matrice chloriteuse épaisse de 1 à 2 cm et du ciment intercoussins formé d'hyaloclastites.

En surface fraîche, le basalte est gris-vert à noir. Il est constitué de 55 à 60% de hornblende verte, en cristaux xénomorphes engrenés, de 30 à 35% de plagioclase et de 2 à 3% de quartz en plages polycristallines, en plus de sphène et leucoxène, d'épidote, de calcite, de chlorite et de minéraux opaques. La texture est microlitique relictuelle ou granoblastique. Localement, le basalte contient des porphyroblastes de grenat. Au sud du lac Branssat (carte 7) la roche est fortement déformée et cornéifiée. À proximité du stock syénitique de Branssat, elle est injectée de multiples veinules de granitoïde; elle montre une fine foliation minéralogique ou une foliation gneissique caractérisée par l'alternance de laminations vert sombre riches en hornblende verte, biotite et minéraux opaques et de laminations claires composées de quartz, de plagioclase néoformé et d'épidote en plus de rares cristaux de pyrite et d'hématite.

Ces laves présentent l'association minéralogique typique du faciès des cornéennes à hornblende. Elles sont caractérisées par la présence d'environ 3% de microlites de labrador, minéral inhabituel dans ce contexte métamorphique.

Les filons-couches de gabbro comagmatique sont plus abondants dans la Formation de Gilman que dans la Formation d'Obatogamau. Leur épaisseur atteint 200 m. Ils affleurent bien à l'ouest du lac Huguette (carte 7) où ils forment des reliefs caractéristiques. Les caractères macroscopiques de ces gabbros sont identiques à ceux de l'Obatogamau de la bande Branssat-Julien décrits précédemment. Leur texture métamorphique est de type granonématoblastique mais leur texture magmatique primaire, ophitique, est partiellement conservée. Leur association minéralogique est celle de lattes de plagioclase, de cristaux de hornblende verte subautomorphes à xénomorphes et poécilitiques (inclusions de plagioclase), de minéraux opaques xénomorphes et poécilitiques, de quelques cristaux d'apatite et d'un agrégat interstitiel microgranoblastique de quartz, d'épidote et de séricite. L'association des minéraux opaques avec du sphène et du leucoxène montre que leur nature serait de l'ilménite ou de la titanomagnétite. Il est probable que la hornblende verte résulte de la pseudomorphose, lors du métamorphisme, de cristaux de clinopyroxène. L'association minéralogique, et en particulier la matrice, est similaire à celle des basaltes de la même formation, ce qui suggère une origine comagmatique pour les gabbros et les basaltes.

Les trois filons-couches composites de gabbro différenciés présents dans cette bande seront décrits dans la section FILONS-COUCHES DIFFÉRENCIÉS INTRUSIFS DANS LE GROUPE DE ROY.

Minibande Krieghoff

Dans le canton de Krieghoff, les laves et les gabbros de cette bande, déjà mis en carte par Gilbert (1955), correspondent à l'unité 1 de Picard (1982 et 1985). À cet endroit, la Formation de Gilman a un pendage de 70° vers le nord-est. Du côté nord-est elle est suivie en contact normal par les roches de la Formation de Blondeau. Du côté sud-ouest et latéralement, elle est en contact intrusif avec les roches du massif de Lapparent.

Selon Picard (1982 et 1985), la lave est basaltique, de teinte brun-vert en surface altérée et gris-vert à la cassure. Elle est généralement massive, localement coussinée et amygdalaire; sa texture est granoblastique; elle est constituée de 45 à 50% de hornblende verte, de 25 à 30% d'albite ou d'oligoclase xénomorphe, avec des inclusions de zoisite et de séricite, de 15% de quartz en cristaux xénomorphes en plus de sphène et leucoxène, de minéraux opaques, de chlorite, d'épidote, d'actinote et de biotite. Deux filons-couches de gabbro différenciés se sont mis en place dans ces laves (voir la section FILONS-COUCHES DIFFÉRENCIÉS INTRUSIFS DANS LE GROUPE DE ROY).

Vers l'ouest, l'équivalent lithostratigraphique de ces roches pourrait être l'unité 3 de Sharma et Lauzière (1982).

FORMATION DE BLONDEAU (BL)

Duquette (1964) introduit un nouveau nom dans la région de Chibougamau, la *Formation du lac Blondeau*, pour représenter un assemblage de roches surtout pyroclastiques accompagnées de coulées de lave basique. Il décrit les premières comme du *siltstone*, du *grès* et du *conglomérat provenant de l'accumulation de matériel volcanique*; les laves sont amygdaloïdales et coussinées, localement bréchiformes ou variolitiques et leur composition va de andésitique à basaltique. Le lac qui a donné son nom à la formation se trouve dans le quart nord-ouest du canton de Roy, à une soixantaine de kilomètres à l'est de notre région.

Duquette (1970) utilise l'appellation de *Formation de Blondeau*. Comme localité type, il suggère d'utiliser des affleurements le long de la route nord-est (route 167) traversant le quart nord-ouest du canton de Roy; les affleurements choisis se trouvent de part et d'autre de la route, entre la trace axiale du synclinal régional indiqué sur la carte 1521 de son rapport de 1964 et un point situé à 1128 m (3700 pieds) au nord-est de cette trace axiale. Les noms qu'il utilise alors pour décrire les roches pyroclastiques mentionnées ci-haut sont *tuf cristallin et lithique et brèche-conglomérat*.

Cimon (1979a) a redéfini cette formation qu'il a décrite comme: *une séquence volcanosédimentaire comprenant des coulées rhyolitiques, des agglomérats, des tufs felsiques, des tufs cherteux et graphiteux, des shales et des grauwackes et des dépôts stratiformes relativement riches en sulfure*.

Dans Chapais-Branssat, la formation forme des bandes à peu près est-ouest dans les cantons de Saussure et de Dolomieu, au sud de la faille Kapunapotagen, du canton de Saussure à celui de Daubrée, au nord de celle-ci, et dans les cantons de Krieghoff et de La Ribourde (carte 1). Dans chacun de ces secteurs, les roches de la formation ont été envahies par des intrusions stratiformes de composition basique à ultrabasi-que, que nous décrirons plus loin dans la section FILONS-COUCHES DIFFÉRENCIÉS INTRUSIFS DANS LE GROUPE DE ROY.

Partout, le Blondeau affleure relativement peu, à cause, en particulier, de la faible résistance aux agents d'érosion des roches sédimentaires finement litées qu'il contient; les meilleures aires d'affleurement se trouvent au voisinage des filons-couches plus résistants, mentionnés ci-avant, au voisinage du Dyke de Landing, d'âge protérozoïque (carte 3), et au voisinage des horizons de lave également plus résistants qui accompagnent les roches sédimentaires localement. À ces endroits, les roches litées ont été mieux protégées des agents érosifs.

Bande Saussure-Dolomieu

Le Blondeau de la bande Saussure-Dolomieu, au sud de la faille Kapunapotagen, correspond à une partie de l'unité 1 de Beach (1941a et 1941b). Il correspond à la sous-unité 5b de Charbonneau (1981a et 1981b) et de Charbonneau *et al.* (1983). On trouvera une description des roches de cette bande dans les trois derniers ouvrages de même que dans ceux de Picard (1984 et 1986).

Ces roches sont en position subverticale. Dans la partie est de la bande, elles sont en contact normal au-dessus des laves de la Formation de Gilman. Le contact Gilman-Blondeau a été observé au sud immédiat du lac Landing (carte 3). Nous le plaçons au sommet d'une épaisse séquence de laves et à la base d'un niveau de tuf avec lits cherteux noirâtres (Charbonneau *et al.*, 1983: pages 13 et 15 et figure 4) surmonté de niveaux relativement peu épais de tuf, de roches sédimentaires, de lave et de gabbro.

Au niveau de la rivière Obatogamau, les roches du Blondeau sont en contact intrusif au sud avec celles du massif de Lapparent (carte 1). Des côtés ouest, nord-ouest et nord, elles seraient en contact de faille (failles Lamarck et Kapunapotagen) avec les Formations de Scorpion, de la Trêve et de Daubrée; dans la partie est de la bande, elles sont en contact de faille avec les roches de la Formation de Haüy.

Dans les cantons de Saussure et de Dolomieu, le Blondeau comprend des variétés de grès et de siltstones épicastiques, des variétés d'argilites, de siltstones et de grès minéralisés en sulfures de fer, ainsi que des laves; ces roches sont interstratifiées dans des proportions à peu près équivalentes.

Une localité représentative de ces lithologies se trouve sur une colline sise à 1 km au nord-ouest du lac Dolomieu, au nord immédiat du Dyke de Landing, d'âge protérozoïque. À cet endroit, les lits de grès et de siltstones épicastiques font de 1 cm à plusieurs décimètres d'épaisseur; ils montrent des laminae généralement parallèles, ou localement obliques, des figures de charge et des granoclassements. À plusieurs endroits, des lits centimétriques blanchâtres et à grain fin montrent, en surface altérée, une variation de couleur de plus en plus claire de la base au sommet. Ce critère de polarité est très valable; il est confirmé par d'autres critères (granoclassement et figures de charge) dans des lits voisins sus-jacents ou sous-jacents. Une image par rayons-X obtenue d'un tel échantillon à grain fin, confié à Jean Lajoie, de l'Université de Montréal, révèle un granoclassement net et graduel où le grain est de plus en plus fin, de la partie blanchâtre à la partie la plus claire du lit (communication orale personnelle, 1984). De tels lits sont caractéristiques de la Formation de Blondeau. Ils contrastent avec ceux de la Formation de Daubrée, par exemple, où la portion sommitale des lits granoclassés est foncée par rapport à la portion basale plus pâle.

Selon Picard (1984 et 1986), les grès et siltstones épicastiques sont constitués de reliquats de plagioclase composés de séricite, calcite, chlorite et zoïsite, de cristaux arrondis de quartz et de cristaux de pyrite dans une matrice constituée à peu près des mêmes minéraux en plus du leucoxène et de l'épidote. Certains lits montrent des fragments lithiques arrondis et constitués de cristaux de plagioclase et de quartz. Certains montrent des concrétions de calcite qui donnent à la roche altérée l'aspect d'une éponge ou d'un fromage de gruyère.

Les zones minéralisées en sulfures de fer forment des bandes stratiformes brun-rouille en surface altérée. Elles sont constituées d'une alternance de lits de siltstone et d'argilite noirs, de siltstone siliceux blanchâtre et de grès feldspathique. Ces lits se succèdent selon un ordre quelconque. Les lits minéralisés contiennent des cristaux automorphes à subautomorphes de pyrite et de pyrrhotite accompagnés, localement et dans certains lits, de traces de chalcopryrite et de sphalérite, en cristaux disséminés ou sous forme de petits amas lenticulaires. Ils contiennent en outre des cristaux rhomboédriques et disséminés d'ankérite.

Plusieurs lits de siltstone ou d'argilite noire tachent les doigts; le microscope révèle des traînées de graphite accompagné d'une substance amorphe noire et car-

burée. De rares lits contiennent des concrétions de pyrite de diamètre inférieur à 1 cm et associées à ces substances carburées. Nous avons noté un lit contenant des vides inférieurs à 1 cm de diamètre, sur les parois desquels on retrouve le graphite et la substance carburée noire qui tache les doigts et de part et d'autre desquels sont présentes des franges de pression (voir figure 1-1 de l'annexe 1). Nous avons fait analyser un de ces échantillons au Centre de recherches minérales du MER. Kieller (voir annexe 1) a pu confirmer par diffraction-X et analyses chimiques la nature carburée et amorphe du matériel noir qui tache les doigts.

Les horizons dits graphitiques de la Formation de Blondeau de la région de Chibougamau font l'objet d'une thèse, en cours, par Larry Tait à l'Université du Québec à Chicoutimi. Selon ce dernier (communications orales personnelles, 1984), les roches graphitiques de Chibougamau contiennent également une substance amorphe appelée "pyrobitume".

La présence de carbone organique dans des roches archéennes a été démontrée par Barghorn *et al.* (1965) et Barghorn et Schopf (1966: *in* Easdon, 1969), pour des roches de 3 milliards d'années en Afrique du Sud. Easdon (1969) a étudié les roches graphitiques de l'Archéen de la région de Rouyn - Val-d'Or. Selon lui, les couches de graphite cryptocristallin étaient, à l'origine, des shales carbonacés; ils résultent de la compaction et du métamorphisme d'hydrolysates, de colloïdes et de minéraux argileux. Ce graphite est associé à du carbone, de la pyrite et des traces de sulfure; les caractéristiques minéralogiques de ces roches rappellent les milieux de sédimentation euxiniques ou sapropéliques des environnements réducteurs contemporains, telle la mer Noire.

Les laves du Blondeau sont généralement coussinées et, à plusieurs endroits, coussinées et schisteuses. Elles ne sont massives ou bréchiques que localement. La description ci-après s'inspire principalement de Picard (1984 et 1986).

La taille des coussins varie de 5 x 20 cm à 20 x 80 cm. Le coeur et l'écorce des coussins sont généralement aphyriques à microporphyriques; l'écorce est de plus amygdalaire et variolitique. Les varioles ont des textures squelettiques ou sphérolitiques, selon la terminologie de Gélinas *et al.* (1976). Elles ont de quelques millimètres à 2 cm de diamètre et atteignent localement 8 cm; elles baignent dans une matrice verte, très chloriteuse et schisteuse. Les amygdales sont constituées de quartz, de carbonates, de lamelles de chlorite verte avec, pour certaines, de la pyrite et de la pistachite. Le matériel intercoussins est constitué de siltstone-argilite ou d'hyaloclastites.

Plusieurs horizons de lave sont imprégnés par la calcite, l'ankérite ou la sidérose ou contiennent des minéralisations de pyrite, d'hématite et de pyrrhotite avec des traces de chalcopryrite et de sphalérite.

La composition des laves varie de ferrobasaltique à ferro-andésitique. Les laves variolitiques sont riches en actinote. Dans les deux cas, les coussins témoignent d'une mise en place en milieu aqueux. La rareté des laves à débit massif suggère que la lave s'est épanchée sur une pente relativement inclinée, au-delà de la pente critique nécessaire à la formation de coussins (Juteau, 1975).

La faible quantité de brèches volcaniques suggère une faible viscosité du magma lors de son émission. Le caractère plus ou moins amygdalaire des laves témoigne de la variabilité de leur richesse en éléments volatils. D'après McBirney (1963), une lave amygdalaire avec des hyaloclastites intercoussins se met nécessairement en place à une profondeur inférieure à 500 m. L'alternance de coulées de laves avec des intervalles de roches sédimentaires, volcanoclastiques ou à caractère exhalatif suppose une activité volcanique intermittente caractérisée par de longues périodes de calme.

Bande Krieghoff-La Ribourde

Les roches de la Formation de Blondeau de la bande Krieghoff-La Ribourde font partie des lithologies S2 et S3 de Gilbert (1955) correspondant respectivement à de la grauwacke feldspathique à grain grossier et moyen et à de la grauwacke feldspathique à grain fin ou très fin. Au début des années quatre-vingt, elles ont été recartographiées par Charbonneau (1981b), Charbonneau *et al.* (1983: unité 5b) et Picard (1982 et 1985: unités 2 et 4). Au sud, elles sont soit en contact net avec les roches de la Formation de Gilman, décrites précédemment (le Gilman de la mini-bande de Krieghoff), soit en contact intrusif avec les roches du massif de Laparent. À l'extrémité est de la bande, les strates ont une direction est-ouest et un pendage abrupt vers le nord alors qu'à l'ouest, elles ont une direction sud-est et un pendage moyen subvertical. Au nord, elles sont en contact normal avec les roches de la Formation de Scorpion. Dans cette bande, l'épaisseur calculée du Blondeau est de l'ordre de 1,7 km. Dans le prolongement de cette bande, vers l'ouest, Sharma et Lauzière (1982) interprètent une faille subverticale de direction sud-est, au niveau de la limite nord de l'horizon de siltstone et d'argilite indiqué sur la carte 6. Selon Picard (1985), nous n'avons aucune indication (données structurales, données pétrographiques ou géochimiques) justifiant le prolongement du tracé de cette faille dans notre région.

La formation affleure le mieux à l'extrémité ouest de la bande, en bordure d'un imposant complexe gabbroïque (unité 7 de Sharma et Lauzière, 1982), situé à quelques kilomètres à l'ouest de notre région où elle a vraisemblablement été protégée de l'érosion.

Dans le canton de Krieghoff (carte 6), le Blondeau montre, de la base au sommet, la séquence suivante (tirée de Picard, 1985):

- De 800 m à plus de 1 km d'épaisseur de tuf à cristaux de feldspath et quartz bleu avec des intercalations de lapillistone, de tuf à lapilli et de brèches volcanoclastiques et au moins une intercalation de siltstone et d'argilite (tracée sur la carte 6, à partir de données de forages).

Les proportions et l'habitus du quartz et du plagioclase constituant des tufs varient de la base au sommet de cette unité. Le pourcentage des cristaux de quartz augmente de 3 à 10; leur dimension augmente, en parallèle, de 1 à 3 mm. Ils sont globuleux et ovoïdes et leur habitus golfé témoigne de leur origine magmatique. Dans la partie basale, les cristaux subarrondis à subanguleux de quartz et de plagioclase, ainsi que des structures de stratification soulignent le caractère remanié des tufs; dans la partie sommitale, les tufs à cristaux résultent directement d'une éruption volcanique et les remobilisations ont été de faible ampleur si l'on en juge par la rareté des quelques structures sédimentaires observées.

La matrice des tufs montre une texture microcristalline granolépidoblastique; elle est composée de quartz-plagioclase-biotite ou séricite-chlorite-épidote-calcite-leucoxène en plus de rares cristaux disséminés d'apatite, de pyrite, d'hématite et de chalcopryrite.

Les brèches volcanoclastiques forment plusieurs horizons intercalés dans cette séquence. Dans la partie basale, leur caractère semble épiciastique; elles sont alors polyolithologiques et constituées de blocs de volcanite à cristaux de plagioclase-quartz, de rhyolite porphyrique à feldspath-quartz et de fragments dispersés de gabbro et de lave mafique. Dans la partie sommitale, les brèches sont monolithologiques et de nature nettement pyroclastique; les blocs de volcanite à cristaux se distinguent alors de la matrice de même nature par leur relief positif sur la surface d'altération et par une faible variation de teinte.

- Un horizon rhyodacitique porphyrique dont l'épaisseur augmente de 120 à 360 m vers le nord-ouest. Entre cet horizon et ceux décrits ci-haut (tufs, brèches, etc.) se trouve un filon-couche différencié d'environ 600 m d'épaisseur (carte 6), associé au Complexe de Cummings et que nous décrivons plus loin. La lave est homogène et schisteuse, de teinte blanche ou crème en surface et gris-vert clair à la cassure. Elle est caractérisée par la présence de nombreux cristaux de quartz et de plagioclase. Les cristaux de quartz (20 à 25%) sont globuleux, ovoïdes, de teinte gris bleuté et leur taille varie de 0,3 x 0,6 mm à 6 x 12 mm. Les cristaux à texture

golfée sont abondants et leur déformation se traduit en lumière polarisée par une extinction roulante caractéristique. Les cristaux de plagioclase (albite ou oligoclase, 30 à 35%) sont subautomorphes, parfois faiblement arrondis et leur taille varie de 0,3 x 0,6 mm à 2 x 4 mm. Ils sont peu altérés et contiennent quelques inclusions (recristallisation) de séricite, de calcite, de quartz et de zoïsite. La matrice est un agrégat microcristallin granolépido-blastique composé de quartz, de séricite, de chlorite verte, de calcite, de plagioclase, de leucoxène et de quelques cristaux d'épidote, d'apatite et d'hématite. Localement, la proportion de phénocristaux de quartz rhyolitique diminue jusqu'à 10%.

Cette lave a une paragenèse semblable à celle des tufs à cristaux de plagioclase et de quartz, décrits précédemment, et les habitus des cristaux de plagioclase et de quartz de ces deux faciès présentent de nombreuses analogies. La lave et les tufs diffèrent par la texture et les proportions de chaque phase minéralogique mais leurs nombreuses similitudes suggèrent une continuité génétique de l'un à l'autre.

- Des roches sédimentaires dont l'épaisseur diminue vers le nord-ouest de 1700 à 1300 m (à l'inverse des roches volcaniques sous-jacentes décrites ci-avant). Il s'agit de grès grossiers épivolcanoclastiques passant progressivement à des rythmes de grès et siltstones eux-mêmes surmontés de siltstones finement lités, également épivolcanoclastiques.

Les grès grossiers sont en contact au sud avec l'horizon de rhyodacite porphyrique mais le passage entre les deux faciès n'a pu être observé. À la base de la série, le grès est massif, en bancs épais, de teinte blanchâtre en surface et gris rosé à la cassure. Sa fraction clastique (70 à 75%) est constituée de cristaux de quartz à texture golfée, globuleux et subanguleux, semblables à ceux observés dans les volcanites sous-jacentes, de cristaux de plagioclase subanguleux ou arrondis, maclés albite, avec d'abondantes inclusions de séricite et de calcite; et de quelques fragments lithiques de rhyodacite porphyrique, de granitoïde et de siltstone. Ce dernier type de fragments, qui peut être localement abondant, résulterait du démantèlement d'horizons de siltstone formés antérieurement. La matrice de ces grès est composée d'un agrégat de quartz, de biotite, de chlorite, de séricite et de quelques cristaux de leucoxène, d'épidote, d'apatite, de pyrite et d'hématite. En montant dans la série, la granulométrie et la proportion de la fraction grossière diminuent progressivement et l'épaisseur des bancs diminue.

Les rythmes de grès et siltstone sont caractérisés par des lits variant de quelques centimètres à 30 cm. Le siltstone, rare dans les horizons inférieurs, devient plus présent au fur et à mesure que l'on monte dans la séquence, ce qui suggère une décroissance progressive des apports détritiques dans le temps. Des empreintes

de charge, des chenaux et des stratifications entrecroisées servent de critères de polarité pour déterminer le sommet de la séquence. Les grès fins ont la même association minéralogique que les grès grossiers mais leur fraction clastique (20% de cristaux de quartz et 30% de cristaux de plagioclase) ne forme plus que 50% de la roche. Ils sont davantage minéralisés par de la pyrite, dont la teneur atteint localement 10%, et des traces de chalcopryrite. Les siltstones sont composés d'un agrégat de séricite, de quartz et de calcite avec quelques cristaux clastiques et disséminés de quartz, de plagioclase et de minéraux opaques.

Les siltstones finement lités avaient été interprétés comme des tufs à cristaux finement lités sur la carte préliminaire de Picard (1982) et plus à l'est, dans le canton de La Ribourde, sur la carte préliminaire de Charbonneau (1981b). Dans ce secteur, les roches font partie de l'auréole de contact du stock de La Ribourde, auréole de plus d'un kilomètre de large; elles sont caractérisées par une alternance de bandelettes blanchâtres et verdâtres, d'épaisseur millimétrique à centimétrique, affectées par une schistosité pénétrante subparallèle au litage. Elles sont constituées de moins de 10% de cristaux de plagioclase et de hornblende verte dans une matrice de quartz, de lamelles de biotite, d'épidote, de hornblende verte aciculaire, de chlorite verte, de séricite et de quelques cristaux de leucoxène et d'hématite. La nature épyclastique de ces roches est indiquée par leur matrice, la rareté des phénoclastes, dont l'habitus est arrondi, et par l'absence d'éclats de verre (*shards*).

Cet intervalle stratigraphique constitué de grès grossiers passant graduellement à des siltstones finement lités marque, pour ce secteur, une interruption notable de l'activité volcanique à l'époque Blondeau. L'habitus des cristaux d'origine clastique et d'une partie des fragments lithiques montre que ces sédiments dérivent du démantèlement des volcanites sous-jacentes: lave rhyodacitique, tufs et brèches volcanoclastiques.

Dans le canton de La Ribourde, les autres affleurements de la Formation de Blondeau sont presque tous concentrés sur les rives de la rivière Chibougamau où alternent des niveaux de tuf, de roches sédimentaires (rythmes de grès et de siltstone) et de gabbro (carte 5). Quelques affleurements de lave coussinée, de lave massive et de gabbro, situés à quelques centaines de mètres au nord du ruisseau aux Alouettes ont provisoirement été inclus au sein de la même formation.

Bande Daubrée-Lamarck

Les roches de cette bande ont déjà été mises en carte par Norman (1941a et 1941b), Beach (1941b) et plus récemment par Otis (1982 et 1983) et Dubé (1981a). Elles correspondent à une partie des unités 1 et 2 de

chacun de ces auteurs. Comme ailleurs, les roches de la formation sont interrompues à différents niveaux stratigraphiques par des filons-couches gabbroïques différenciés, corrélés ou non au Complexe de Cummings et que nous décrirons plus loin.

Le Blondeau de la bande Daubrée-Lamarck se trouve à l'intérieur de quatre blocs structuraux séparés par des failles. Nous décrivons ci-après les séquences lithologiques distinctes observées au sein de chacun de ces blocs (figure 11).

Dans le bloc est, les horizons du Blondeau alternant avec des filons-couches occupent la zone de charnière d'un anticlinal subvertical. La direction générale des unités est nord-sud et les sommets sont vers l'ouest. Si l'on fait exception des filons-couches, on rencontre successivement, de la base au sommet:

- Des volcanoclastites et des rhyolites (100 à 200 m d'épaisseur) décrits ainsi par Otis (1983): *Les roches cartographiées sont principalement des cherts lités, des tufs feldspathiques et des masses discontinues de rhyolite. Les cherts sont gris clair à gris foncé en altération et en cassure fraîche. Les tufs feldspathiques sont gris beige en surface altérée et gris vert clair*

en cassure fraîche. Le litage est généralement bien défini.

- Des basaltes coussinés (de près de 1000 m d'épaisseur). Les coussins aplatis montrent des structures en forme de molaire (Borradaile, 1982), caractéristiques des zones de charnière où la stratification est perpendiculaire à celle de la schistosité régionale. Leur dimension varie de 10 x 15 cm à 30 x 35 cm. À leur base, les laves sont minéralisées en sulfures disséminés, au voisinage de la pyroxénite du Filon-couche de Ventures (Otis, 1983).
- Enfin, une roche cisailée de nature sédimentaire ou volcanoclastique, qui affleure ici et là, coiffent le tout.

Dans le bloc central, on trouve, coincée entre le Pluton d'Opémisca et le Filon-couche de Ventures, une séquence de cherts lités et de volcanoclastites de composition intermédiaire et dont la granulométrie varie de celle des cendres à celle des blocs. Otis (1983) décrit ainsi ces roches:

Les cherts lités et les tufs intermédiaires sont bruns à noirs en surface altérée. En cassure fraîche, on peut y observer de fines laminations. Les lits centimétriques de

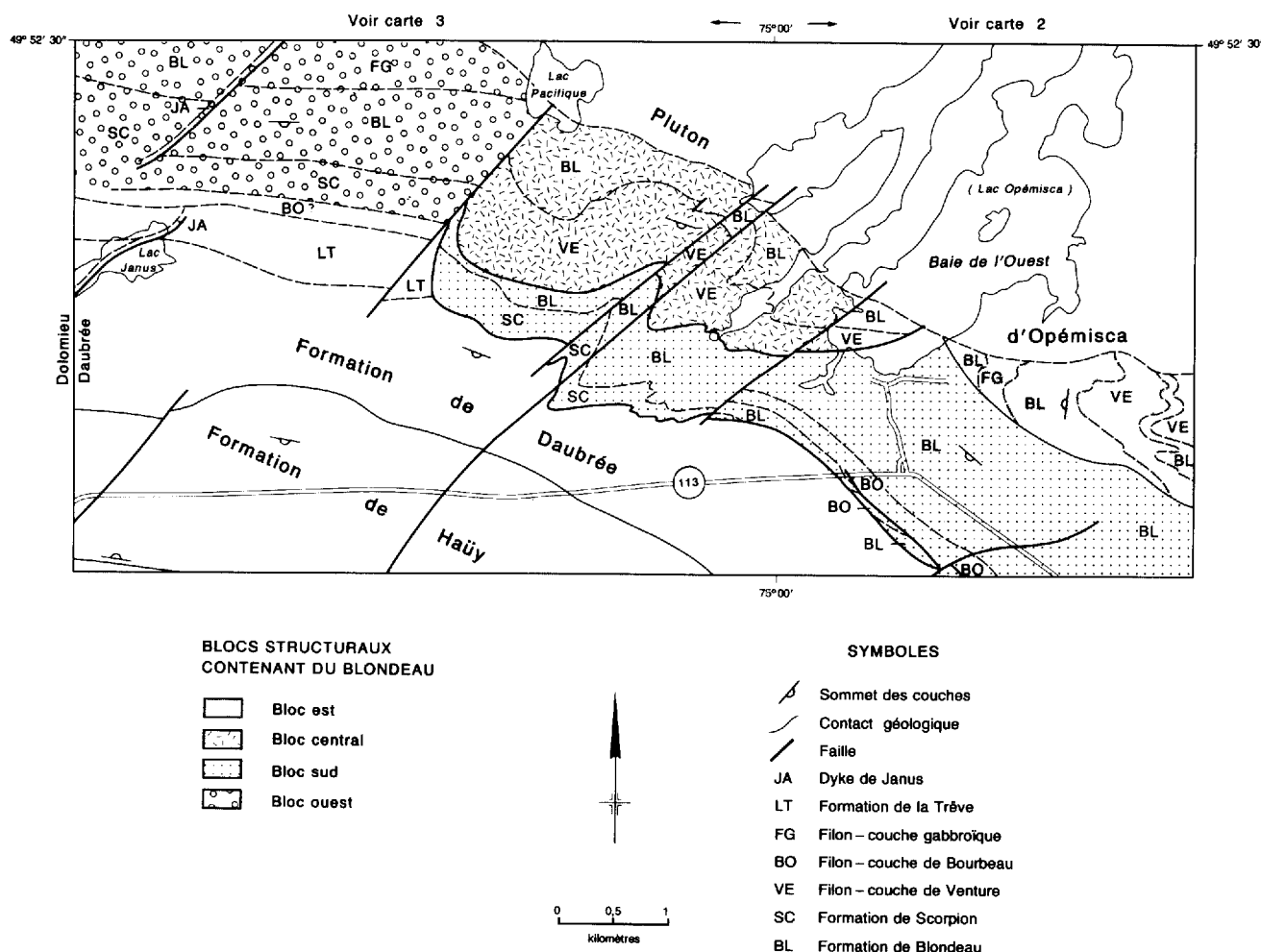


FIGURE 11 – Blocs structuraux dans lesquels on trouve du Blondeau dans la bande des cantons de Daubrée et de Lamarck.

tuf intermédiaire alternent avec des lits de même épaisseur de chert laminé. Dans les tufs, le diamètre moyen des grains est de l'ordre du millimètre. Dans les quelques niveaux de lapillistones et de brèches, la composition des fragments de lave est intermédiaire. À un endroit, on a observé des fragments de lave porphyrique.

Des niveaux vraisemblablement discontinus de basalte, cartographiés au sein du Filon-couche de Ventures (carte 3), feraient également partie de la Formation de Blondeau.

Dans le bloc sud, le Blondeau comprend, de la base au sommet, c'est-à-dire du nord-est au sud-ouest:

- Un assemblage d'environ 1000 m d'épaisseur de volcanoclastites, de laves, de gabbro et de roches sédimentaires interstratifiés avec quelques niveaux de pyroxénite (selon Otis, 1983). Ces derniers niveaux sont indiqués sur la carte 3.
- Quelque 320 m de roches pyroclastiques, de grès épivolcanoclastiques localement carbonatisés et de conglomérat.
- Environ 1000 m de basaltes massifs magnétiques et schisteux. Un filon-couche de leucogabbro corrélié avec le Filon-couche de Bourbeau est présent dans la partie sommitale de ces basaltes. Ces derniers sont soulignés par une anomalie positive sur les cartes de contours du champ magnétique total (MRN, 1978 et MER, 1981a).

Du côté sud-ouest, les roches du Blondeau sont soit en contact de faille avec celles, beaucoup plus jeunes, de la Formation de Daubrée, soit en contact, vraisemblablement normal, avec les roches sus-jacentes de la Formation de Scorpion (cartes 2 et 3).

Le bloc ouest se prolonge au-delà de la figure 11 jusque dans le secteur des lacs Sunset et Clevis (carte 10 ou carte 1). Entre un point situé à 1,6 km au nord du lac Sunset et le lac Scorpion (carte 3), le Blondeau comprend, de la base au sommet:

- Au moins trois niveaux (80 m à 400 m d'épaisseur) de volcanoclastites-grès-siltstones ou de chert et tuf à cristaux de feldspath interstratifiés avec des coulées de lave schisteuse; le contact inférieur du Blondeau a été placé à la base du niveau de volcanoclastites le plus au nord et le plus épais;
- Environ 1 km d'andésite et(ou) de basaltes massifs magnétiques et schisteux, localement séparés du niveau basal mentionné ci-avant par un filon-couche de gabbro (900 m d'épaisseur) cartographié à l'ouest du lac Pacifique. Le tracé de ces laves magnétiques est subparallèle à la ligne de séparation des cantons de Lamarck et de Dolomieu.
- Localement, quelques mètres de conglomérat à granules, à cailloux et à galets, de grès et de siltstone volcanoclastiques, qui coiffent la séquence. Le contact supérieur du Blondeau classique a été observé au nord-ouest du lac Scorpion, le long de la ligne

électrique d'Hydro-Québec, sur une aire d'affleurements d'une centaine de mètres de long. À cet endroit, les strates subverticales de grès et de siltstone volcanoclastiques du Blondeau sont surmontées en contact normal au sud par des pyroclastites felsiques de la Formation sus-jacente de Scorpion (figure 12). Les grès et siltstones sont finement lités; certains lits sont granoclassés, d'autres montrent des lamines entrecroisées. Ils sont constitués de 5 à 25% de quartz, de 2 à 12% de plagioclase et de 10 à 20 % de calcite dans une matrice à quartz-actinote-chlorite-leucoxène-calcite-épidote-séricite. Certains lits contiennent des traînées argileuses ou carbonatées; d'autres contiennent jusqu'à 80% de quartz microcristallin.

Les roches du bloc ouest ont été corrélées avec celles de la Formation de Gilman par Dubé (1983), pour le secteur des lacs Sunset et Clevis, et par Otis (1983), pour la majeure partie des affleurements à l'ouest du lac Pacifique. Ces auteurs ont vraisemblablement été influencés par Durocher (1975 et 1979). Après réinterprétation de ce secteur, il appert que cette séquence de volcanoclastites, de roches sédimentaires et de laves interstratifiées surmontée de 1 km d'andésites et(ou) de basaltes magnétiques ressemble à celle du bloc sud décrite ci-avant. Aux deux endroits, dans le bloc sud et dans le bloc ouest, les laves magnétiques sont soulignées par une anomalie positive et de même intensité sur les cartes de contours du champ magnétique total (MRN, 1978 et MER, 1981a). Toujours aux deux endroits, les roches que nous corrélons avec la Formation de Blondeau sont surmontées stratigraphiquement par celles de la Formation de Scorpion. Et il est vraisemblable que les roches du bloc ouest aient été dans le prolongement de celles du bloc sud avant que l'écaïlle constituée des roches du bloc central ne se mette en place tectoniquement entre les deux (figure 11).

Dans l'angle sud-ouest du canton d'Opémisca, à l'ouest du lac Armada, les directions des niveaux rocheux seraient est-sud-est, comme le montrent les mesures de Durocher (1975 et 1979), et non sud-est, comme l'indiquent les bandes lithologiques tracées sur sa carte. Le niveau de grès, siltstones et volcanoclastites (400 m d'épaisseur) soulignant la base de la Formation de Blondeau dans l'angle sud-est du canton de Lamarck se prolongerait ainsi probablement jusqu'au lac Armada à l'est; son tracé coïnciderait avec la zone de sédiments meubles pléistocènes indiquée par l'auteur à l'ouest de ce lac (carte 10).

À l'est immédiat du lac Lamarck, le Blondeau situé entre la faille du lac Grey Goose et le lac Lamarck (cartes 10 et 11) montre une séquence (à sommets nord) rappelant celle au nord du lac Sunset (à sommets sud): 300 à 400 m de grès et siltstones volcanoclastiques surmontés de laves et de tufs lités (grès volcanoclastiques?), le tout surmontant des gabbros différenciés et des laves schisteuses de la Formation de Gilman au sud.

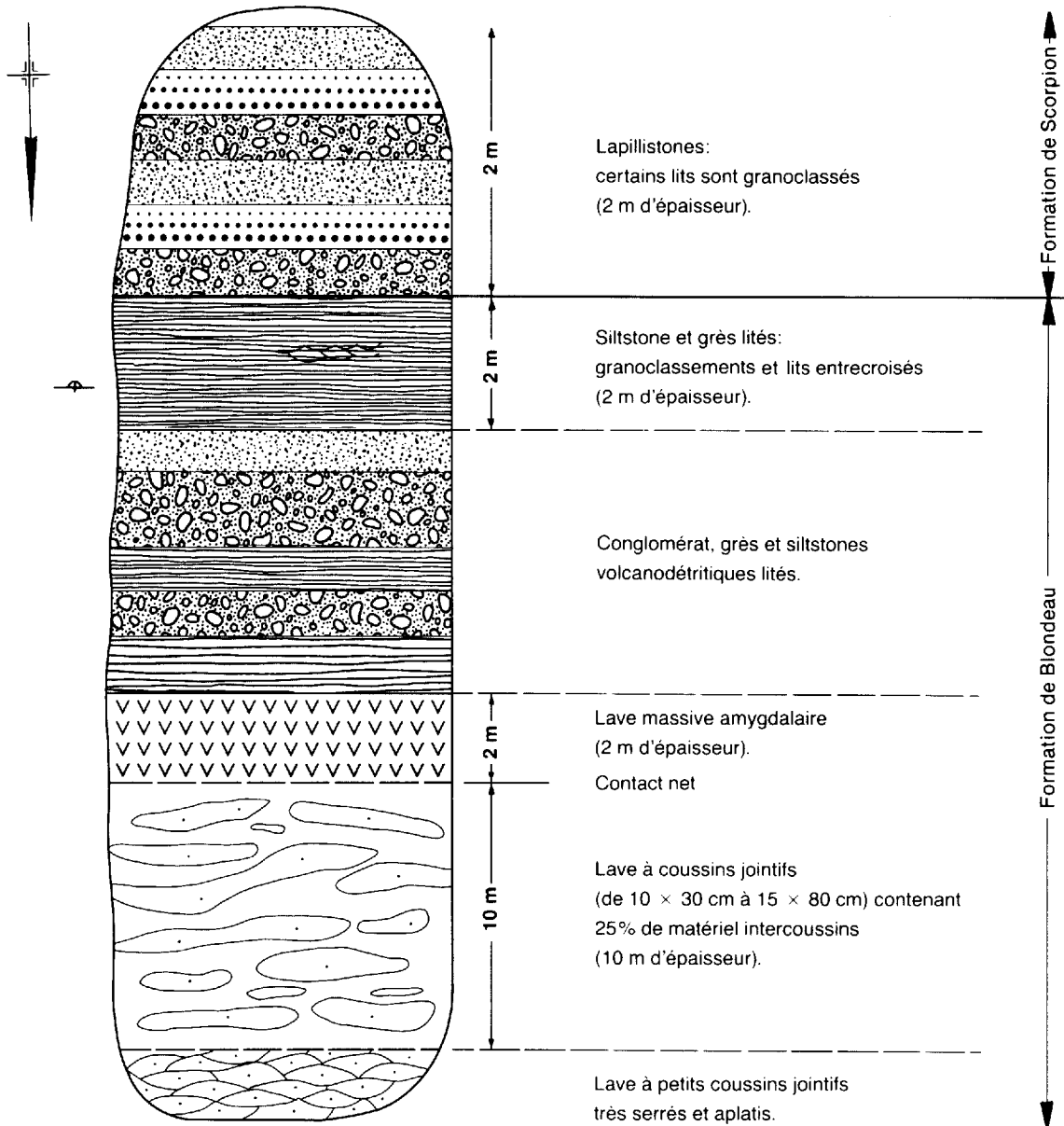


FIGURE 12 – Contact entre les Formations de Blondeau et de Scorpion. Affleurement situé le long de la ligne d'Hydro-Québec, au nord-ouest du lac Scorpion.

Dans l'auréole de contact du Pluton d'Opémisca, on rencontre des roches hybrides où les roches vertes amphibolisées de la Formation de Blondeau sont accompagnées d'intrusions granodioritiques et syénitiques satellites du pluton.

Variations latérales dans le Blondeau

Contrairement à la Formation d'Obatogamau, relativement homogène sur plus de 150 km, le Blondeau montre des variations latérales de faciès où des niveaux de roches sédimentaires et volcanoclastiques s'interdigent avec des laves pour être complètement remplacés par ces dernières sur une distance de quelques kilomètres. Conséquemment, au bout de plusieurs kilomètres, un filon-couche donné de gabbro se trouve en contact avec plus d'une lithologie. De

même, la séquence lithologique du Blondeau de la bande Krieghoff-La Ribourde diffère sensiblement de celle des cantons de Daubrée et de Lamarck; la première se termine par une unité essentiellement sédimentaire alors que la seconde se termine par des laves magnétiques. Aux deux endroits, toutefois, la Formation de Blondeau est en contact normal avec la Formation de Scorpion sus-jacente. Sur de grandes superficies, la faible quantité d'affleurements, les variations latérales de faciès et, par conséquent, le peu de contrôle structural rendent difficile, voire impossible localement, le tracé de niveaux lithologiques distincts à l'intérieur de la formation. Tel est le cas au sud du ruisseau aux Alouettes (carte 5) et à l'est du lac Sunset (carte 10).

FORMATION DE SCORPION (SC)

Cette formation (nouveau nom) a déjà été annoncée sous son appellation anglaise (*Scorpio*) dans Charbonneau et Dupuis-Hébert (1983), Charbonneau *et al.* (1984) et dans Picard (1984, 1985 et 1986). Nous adoptons ici l'écriture française donnée dans le *Répertoire toponymique du Québec* (Commission de toponymie, 1978). Le terme géographique du nom provient du lac Scorpion, situé à l'extrémité nord du canton de Dolomieu.

Selon Gilles Allard (communication orale, à l'occasion d'une excursion, août 1983), on n'aurait rapporté nulle part ailleurs, dans la région de Chibougamau-Chapais, de dacites et de rhyodacites massives et coussinées telles que celles décrites ci-après. Ces roches sont accompagnées d'importants volumes de volcanoclastites et de brèches de même composition. Bien que des lithologies analogues puissent se retrouver en niveaux d'épaisseur moins importante à l'intérieur de la Formation de Blondeau, nous croyons nécessaire de séparer du Blondeau cette séquence épaisse d'au moins 2000 m et caractérisée par des affleurements de roche vert clair s'altérant invariablement avec une teinte blanchâtre. Ainsi, la Formation de Scorpion représente l'unité lithostratigraphique la plus jeune du Groupe de Roy. Elle est en contact normal au-dessus de la Formation de Blondeau décrite précédemment.

La formation a été cartographiée en trois segments séparés par des failles, dans la moitié sud de notre région (carte 1), sur une distance totalisant plus de 65 km d'est en ouest. Elle correspond à une partie de la sous-unité 5a de Charbonneau *et al.* (1983) et à l'unité 5 de Picard (1985).

Localité type

La localité type du Scorpion se trouve dans un bûché entre les lacs Lamarck et Kapunapotagen (figure 13). Cet endroit est accessible à partir de la route 113 en empruntant un chemin qui va vers le nord (carte 4). Sauf indication contraire, les descriptions ci-après sont de Picard (1984 et 1986).

À la localité type, la formation comprend une forte proportion de pyroclastites de composition dacitique et rhyodacitique avec une proportion mineure de coulées de même composition, montrant des parties massives, coussinées ou tubulaires (figure 14) et bréchiques. Les pyroclastites sont des lapillistones, abondants dans le tiers inférieur de la formation, et des brèches pyroclastiques, abondantes dans les deux tiers supérieurs. Les tufs à cristaux, moins fréquents, forment plusieurs horizons à la base de la formation.

Les lapillistones et les brèches pyroclastiques sont grossièrement lités et montrent des granoclassements inverses. Les clastes mal triés, qui n'excèdent guère 40 cm de dimension, constituent de 50 à 90% de la

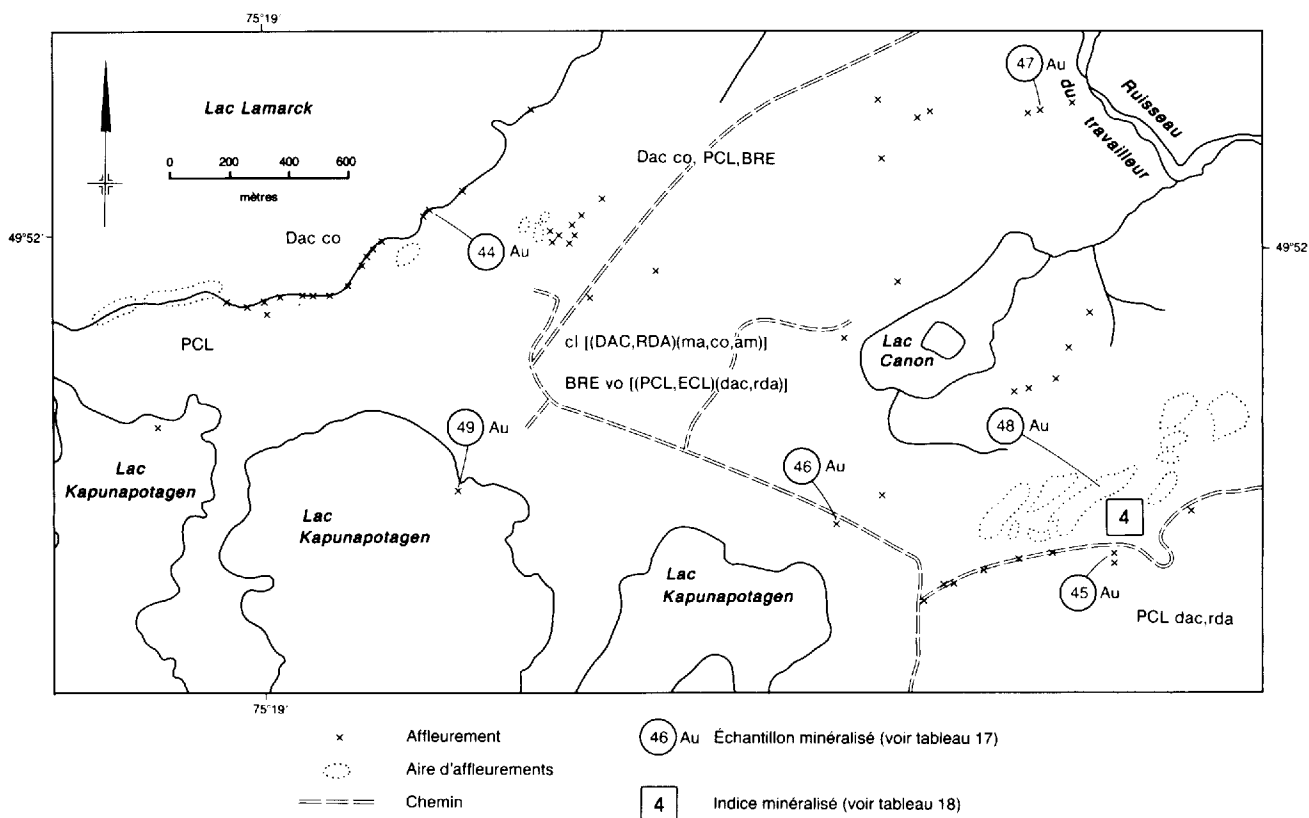


FIGURE 13 – Affleurements et aires d'affleurements de la localité type de la Formation de Scorpion. Extrait de la carte 4.



FIGURE 14 – Laves coussinées avec hyaloclastites. Formation de Scorpion; à la localité type au sud-est du lac Lamarck (carte 4).

roche et sont localement amalgamés. Les plus petits sont anguleux alors que les plus gros sont ovoïdes et orientés; quelques-uns suggèrent un caractère épicalastique. La plupart sont dacitiques ou rhyodacitiques et porphyriques; quelques-uns sont aphyriques. On note également des ponces de même nature, avec jusqu'à 30% d'amygdales en relief négatif sur les surfaces altérées des affleurements. De rares fragments de lave mafique s'altérant avec une teinte vert pâle apparaissent localement entre les fragments acides blanchâtres. La matrice est verte et contient jusqu'à 25% de cristaux subautomorphes de plagioclase, dont la taille atteint 3 mm, dans un agrégat microcristallin de quartz-épidote-séricite-chlorite-leucoxène-calcite.

Les tufs à cristaux montrent localement un fin litage et des laminations croisées. Ils ressemblent à la matrice décrite ci-dessus mais présentent davantage de cristaux de plagioclase (jusqu'à 40%, 1 mm). Ils contiennent également quelques cristaux de quartz arrondis et corrodés (2 à 3%, 1 mm). Des petits amas de calcite se sont localement développés au détriment des microphénocristaux de plagioclase ou remplissent les amygdales.

Les laves forment une séquence atteignant plus de 100 m d'épaisseur intercalée dans les pyroclastites felsiques. La lave à débit massif contient jusqu'à 15% de phénocristaux subautomorphes de feldspath et d'amphibole fibreuse, jusqu'à 5% de cristaux de quartz globuleux et golfés et 2 à 3% d'amygdales dans un agrégat microcristallin de quartz-chlorite-séricite-épidote-leucoxène-actinote-pyrite; dans certaines lames minces, jusqu'à 5% d'amas lenticulaires (1 x 4 mm) de chlorite-fuchsite-quartz-épidote apparaissent localement dans l'agrégat microcristallin.

Les horizons coussinés font moins de 5 m d'épaisseur; les coussins sont jointifs; leur taille varie de 20 x 30 cm à 40 x 250 cm. Le cœur et l'écorce des coussins

montrent respectivement 3 et 15% d'amygdales ovoïdes de quartz-calcite-épidote-chlorite atteignant 6 mm de diamètre, en plus de 25% de cristaux de plagioclase (2 mm) dans un agrégat microcristallin de quartz-épidote-chlorite-actinote-séricite-leucoxène. La pâte est de composition similaire et contient, en plus, des cristaux de pyrite. Le matériel intercoussins est riche en quartz-chlorite.

La lave à débit bréchique forme un horizon de plusieurs dizaines de mètres au-dessus de la lave coussinée. Les fragments de diamètre inférieur à 30 cm sont emboîtés les uns dans les autres et localement amalgamés. Ils sont de même nature que les coussins. La pâte est identique également, en composition, à celle des coussins.

À l'est de la localité type

Vers l'est, la formation s'amincit progressivement à la faveur de ce que nous croyons être une discordance angulaire la mettant en contact avec les roches de la Formation de la Trêve (Groupe d'Opémisca) au sud. Selon notre interprétation, la formation s'interrompt du côté est, stratigraphiquement au-dessous de la discordance séparant le Groupe de Roy du Groupe d'Opémisca. Tel que mentionné précédemment, le contact Blondeau-Scorpion est exposé dans l'angle sud-ouest de la carte 10, le long d'une ligne électrique, où les pyroclastites felsiques du Scorpion reposent sur des grès et siltstones volcanoclastiques du Blondeau (figure 12).

Au sud immédiat du lac Scorpion se trouve un dôme volcanique felsique de part et d'autre duquel on rencontre des roches pyroclastiques analogues à celles décrites à la localité type: tufs à cristaux alternant avec des lapillistones et avec une proportion moindre de brèches pyroclastiques. Le dôme volcanique représenté sur la carte 3 a une puissance maximale de 230 m et une extension latérale de l'ordre de 2 km. Il est constitué de dacite et de rhyodacite contenant de 25 à 45% de phénocristaux trapus et subautomorphes d'albite ou d'oligoclase, dont la taille atteint 2 mm, disséminés ou en amas dans la roche, de 5 à 10% d'amygdales ovoïdes de quartz ou de quartz-calcite-pistachite-chlorite atteignant 8 mm de diamètre, le tout dans un agrégat microcristallin de quartz-séricite-chlorite-pistachite et leucoxène. Localement, la roche montre des flaques de calcite ou des porphyroblastes automorphes d'ankérite.

Dans le secteur du lac Burton, les affleurements observés au sein de la formation seraient essentiellement constitués de pyroclastites, de lapillistone, de brèches pyroclastiques et de tufs à cristaux au litage mal défini et analogues à ceux décrits plus à l'ouest. À cet endroit des affleurements de gabbro mélanocrate ont été mentionnés par Otis (1983) à proximité

d'affleurements de pyroclastites (carte 3). L'auteur mentionne également la présence d'un filon-couche de gabbro de 200 m d'épaisseur au sud et au sud-est du lac Burton; ce filon-couche pourrait être contemporain de ceux du Complexe de Cummings.

Cantons de Krieghoff, de La Ribourde et de Saussure

Dans la demie ouest de notre région, la formation montre des sommets vers le nord; elle est en contact de faille avec les roches sédimentaires de la Formation de Daubrée au nord ou avec le filon-couche de Colette à l'ouest. Les lapillistones et les brèches pyroclastiques sont monolithologiques ou polyolithologiques, et contiennent des interstratifications de tuf cendreux et de lave massive andésitique en plus de quelques intrusions de gabbro. Les fragments sont de même dimension que dans la demie est mais sont davantage arrondis. La stratification y est plus évidente. Les tufs à cristaux y contiennent une proportion équivalente de phénocristaux millimétriques de plagioclase (jusqu'à 40%) et sont dépourvus de quartz.

Une zone minéralisée en sulfures de fer a été suivie sur quelque 5 km dans le canton de La Ribourde (carte 5). Les sulfures sont disséminés ou massifs. Les sulfures massifs forment des lentilles de quelques décimètres de puissance sur quelques mètres de longueur au sein d'une brèche polyolithologique de nature volcanoclastique.

Dans un rayon de plus de 2 km autour du stock de La Ribourde, les roches ont subi un métamorphisme de contact et un métasomatisme au cours de la mise en place de l'intrusion. Les roches y sont plus cassantes, plus foncées et, selon Picard (1985), la matrice des tufs à cristaux contient de la biotite.

Du côté ouest de la faille Lamarck, au nord immédiat de la rivière Chibougamau, Charbonneau (1981b) et Charbonneau *et al.* (1983) mentionnent l'existence de lithologies observées nulle part ailleurs dans la région. Il s'agit de conglomérat tufacé ou de *tuf conglomératique*, de deux filons-couches de *pyroxénite* et d'un filon-couche de *pyroxénite-anorthosite*, lithologies associées à des tufs à cristaux de plagioclase lités et appartenant à la Formation de Scorpion (figure 31 de Charbonneau *et al.*, 1983). La roche que nous avons appelée *tuf conglomératique* est gris clair et s'altère blanchâtre. Elle contient de 40 à 80% de granules et cailloux arrondis, sphériques ou aplatis, de tuf cendreux, de tuf à cristaux, de sulfures massifs et de fragments siliceux à texture saccharoïde en plus de rares fragments anguleux de chert laminé, dans une matrice tufacée. Le diamètre moyen des fragments ne dépasse guère 10 cm. Les fragments de sulfures massifs sont composés de pyrrotite, chalcopyrite et sphalérite (annexe 2); au sud immédiat d'une petite faille de direction ouest-nord-ouest, représentée sur la figure 31 de Charbonneau *et al.* (1983) et sur la carte 5, la propor-

tion des fragments de sulfures massifs atteint 10% du volume de la roche. Certains fragments siliceux à texture saccharoïde sont en partie remplacés par des sulfures de même nature.

Le filon-couche de *pyroxénite-anorthosite* de 200 m d'épaisseur, représenté sur la carte 5, est encaissé dans la roche conglomératique décrite ci-haut. Il contient de 70 à 90% de phénocristaux de feldspath, atteignant 1 cm d'arête, baignant dans une pâte gabbroïque. Sa partie basale est dépourvue de phénocristaux. Ce filon-couche ressemble macroscopiquement au Filon-couche de Rita (carte 5) que nous décrirons plus loin. L'un et l'autre de ces faciès ressemblent macroscopiquement aux trachyandésites potassiques porphyriques du Membre de Christian (Formation de Haüy). Les deux autres filons-couches de *pyroxénite* verte ont quelques mètres d'épaisseur et sont encaissés dans les tufs lités adjacents (figure 31 de Charbonneau *et al.*, 1983). Ces deux derniers filons-couches pourraient être cogénétiques des basaltes potassiques porphyriques du Membre de Vanina ou du Membre de Pantoufle (Formation de Haüy), si l'on considère leur aspect macroscopique.

Les affleurements de la Formation de Scorpion situés du côté sud-est de la faille Lamarck, au sud de la faille Kapunapotagen (carte 4) sont constitués de tufs à cristaux de plagioclase ainsi que de brèche pyroclastique de composition dacitique à rhyodacitique, caractéristiques de la formation. Localement, le long de la rivière Chibougamau, les tufs sont très schisteux et riches en carbonate de fer; par endroits, on observe des veines discontinues de quartz saccharoïde atteignant 8 cm d'épaisseur.

Origine de la Formation de Scorpion

Selon Picard (1984, 1985 et 1986), les volcanites dacitiques et rhyodacitiques de la Formation de Scorpion sont d'affinité calco-alcaline; le caractère monogénique des fragments, la présence de pyroclastes soudés et de ponces ainsi que la composition minéralogique similaire des blocs et de la matrice sont autant d'arguments pour interpréter ces roches comme des pyroclastites au sens de Fisher (1961 et 1966). La grande extension et la stratification grossière de la majorité des lapillistones et des brèches pyroclastiques ainsi que l'existence de granoclassements inverses permettent de faire l'hypothèse d'une mise en place sous forme de coulées pyroclastiques de compétence élevée analogues aux coulées à débris. Les tufs à cristaux, moins abondants et montrant des figures de traction, se seraient déposés sous forme de coulées turbulentes du type des courants de turbidité.

RÉFLEXIONS SUR LE VOLCANISME DU GROUPE DE ROY

Le Groupe de Roy comprend plusieurs niveaux de pyroclastites ou d'autres volcanites felsiques interstra-

tifiés avec des roches volcaniques basiques: le Membre de Pichamobi (Formation d'Obatogamau), la Formation de Waconichi, de même que des horizons dans la Formation de Gilman. Il semble qu'il y ait eu, à l'époque du Groupe de Roy, coexistence d'un volcanisme basaltique tholéïitique et d'un volcanisme felsique calco-alcalin (Picard, 1986). Si tel était le cas, il y aurait lieu de se demander si les notions de cycles magmatiques sont applicables à notre région. L'abondance relative de basaltes et de volcanites felsiques pourrait être reliée aux phases proximales de l'un et l'autre de ces types de volcanisme. Nous songeons ici à deux types de volcans coexistants dont les magmas proviendraient de réservoirs distincts et(ou) de sources différentes.

Filons-couches différenciés intrusifs dans le Groupe de Roy

Dans la région de Chapais-Branssat, plusieurs filons-couches gabbroïques différenciés se sont mis en place à différents niveaux stratigraphiques du Groupe de Roy. On en trouve: un qui pourrait être intrusif dans la Formation d'Obatogamau; un qui est intrusif dans la Formation de Waconichi; un au contact des Formations de Waconichi et de Gilman; au moins trois dans la Formation de Gilman et au moins deux dans la Formation de Blondeau. Nous corrélons ces derniers avec deux des trois filons-couches du Complexe de Cummings.

FILONS-COUCHES GABBROÏQUES DIFFÉRENCIÉS, CORRÉLÉS AVEC LE COMPLEXE DE CUMMINGS (CU)

Il semble que Duquette (1976) ait été le premier à utiliser le nom de Complexe de Cummings pour regrouper trois filons-couches lités présents dans la Formation de Blondeau: le Filon-couche de Roberge, le Filon-couche de Ventures et le Filon-couche de Bourbeau. Le complexe tire son nom du lac Cummings, situé au nord-est de Chibougamau, où il affleure particulièrement bien.

Selon le même auteur (1972), les trois filons-couches sont pétrologiquement liés les uns aux autres. Ils sont partout disposés suivant le même ordre stratigraphique: le filon-couche le plus mafique (Roberge) est situé au niveau stratigraphique le plus bas et le moins mafique (Bourbeau), au niveau stratigraphique le plus haut. Sur la carte de compilation de Duquette (1970), ils ont été tracés sur plus de 150 km, à partir de la région de Chibougamau jusqu'au canton de Krieghoff, dans l'angle sud-ouest de notre région.

Le Filon-couche de Roberge (Duquette, 1970) est constitué essentiellement de dunite, de péridotite et de pyroxénite. Il n'a été observé nulle part dans notre

région. Les affleurements de dunite serpentinisée rencontrés dans le canton de Daubrée (cartes 2 et 3) feraient partie du Filon-couche de Ventures (Otis, 1983). Ce dernier filon est également présent dans la bande Saussure-Dolomieu et dans la bande Krieghoff. On rencontre le Filon-couche de Bourbeau dans la bande Saussure-Dolomieu et dans la bande Daubrée.

On retrouve le nom de Filon-couche de Ventures (VE) à partir de 1970 dans la littérature (Duquette). Selon Allard (1976), Ventures est le nom de la compagnie d'exploration qui était jadis propriétaire de la mine Opémiska à Chapais, où se trouve la coupe type. Selon McMillan (1972, cité dans Allard, 1976), qui a étudié une coupe détaillée à la mine Opémiska, le Filon-couche de Ventures comprend, de la base au sommet: quelque 450 m de pyroxénites vertes et noires; un gabbro folié relativement peu épais, en contact net avec les pyroxénites vertes; 360 m de gabbro grossier à textures ophitique et subophitique, dit *gabbro de Ventures* (niveau caractéristique à l'intérieur du Filon-couche de Ventures); une bordure supérieure quartzo-feldspathique et discontinue appelée granophyre. Cette dernière est aujourd'hui considérée comme faisant partie de l'encaissant. À Chapais, la portion gabbroïque du filon est l'hôte des gisements de cuivre, d'or et d'argent Springer I, Springer II, Perry et Robitaille.

Le nom de Bourbeau (BO) a également été proposé par Duquette (1970) pour un filon-couche montrant dans sa partie la plus épaisse: une vingtaine de mètres de péridotite surmontée de 335 m de leucogabbro équigranulaire montrant localement des stratifications rythmiques et sous-jacent à quelque 365 m de gabbro ophitique et quartzique. Selon le même auteur (1976), ce nom vient du lac Bourbeau, situé dans le canton de McKenzie au nord de Chibougamau.

Dans la bande Saussure-Dolomieu, nous décrivons successivement les filons situés au voisinage du lac Maryse (carte 3), et ceux à l'ouest du lac Rending (carte 4).

Les cartes 3 et 4 montrent les filons-couches du lac Maryse. Les roches ont d'abord une direction généralement est-ouest puis obliquent vers l'est-sud-est, à l'est du lac Maryse. Les filons-couches entre la route 113 au sud et la faille Kapunapotagen au nord sont affectés de failles de direction est-sud-est à est-ouest. L'une d'elles a été tracée parallèlement à l'axe d'une petite vallée située sur une colline, à mi-chemin entre le lac Maryse et la route 113. À cet endroit, une zone de charnière de pli contenant un niveau de ferrogabbro à clinopyroxène aciculaire-plagioclase-quartz-leucoxène est en contact de faille au sud-sud-est avec un gabbro ophitique. Le long du tracé de cette faille, à moins de 150 m à l'est d'un chemin de direction nord-sud, on peut observer du gabbro mylonitisé témoin de ce contact de nature cassante.

De par leur direction, ces failles pourraient être contemporaines de la faille Kapunapotagen, d'extension régionale. Elles seraient recoupées par d'autres failles plus jeunes, verticales, de direction nord-est et nord-nord-est, à mouvements dextre et senestre, et que nous avons interprétées pour expliquer l'interruption subite d'horizons qui ne se poursuivent pas latéralement (voir carte 3, au sud du lac Maryse).

Les sommets sont vers le nord ou le nord-nord-est, à l'exception du bloc structural montrant la zone de charnière mentionnée précédemment (à mi-chemin entre le lac Maryse et la route 113 et où le sommet est vers l'ouest (carte 3).

La partie la plus basale de la séquence se trouve à l'extrémité ouest de la carte 4. À cet endroit, le Complexe de Cummings est représenté par un premier filon-couche montrant, de la base au sommet: de 90 à 150 m de "pyroxénite" à augite; 65 m de gabbro à clinopyroxène aciculaire-plagioclase-leucoxène; et 70 m de gabbro à clinopyroxène aciculaire-plagioclase-leucoxène-quartz. Dans la première lithologie on observe des rubanements magmatiques caractérisés par l'alternance de lits à augite légèrement ouralitisée et de lits plus minces de plagioclase faiblement saussuritisé. La lithologie médiane est à grain grossier à très grossier et se distingue de la lithologie supérieure en ce qu'elle ne contient pas de quartz. Les deux lithologies supérieures rappellent le *gabbro de Ventures* au sommet du filon-couche du même nom alors que la lithologie inférieure, contenant jusqu'à 85% d'augite, rappelle la *méta-augitite* de Duquette (1976) à la base du Filon-couche de Ventures. Le faciès de gabbro folié, entre les deux, n'a pas été observé à l'ouest de lac Maryse. Il est toutefois présent dans une aire d'affleurements à 1,55 km à l'est de ce lac. À cet endroit, on observe une vingtaine de mètres de gabbro folié au nord immédiat d'un niveau de *pyroxénite* à augite. Picard (1984 et *in* Charbonneau *et al.*, 1983) fournit une colonne lithologique et une description pétrographique des roches rencontrées à cet endroit, depuis la route 113 jusqu'à la faille Kapunapotagen.

Ce Filon-couche de Ventures est suivi, au nord, d'un mince niveau (1 à 25 m d'épaisseur) de lits cherteux tufacés localement associés à un peu de lave; celle-ci a été observée au sud et au sud-ouest immédiats du lac Maryse.

En remontant dans la séquence de la bande Sausure-Dolomieu (voir cartes 3 et 4), on rencontre, à l'ouest du lac Maryse, un autre filon-couche dont une coupe caractéristique comprend, de la base au sommet: de 0 à 20 m de péridotite-pyroxénolite; de 35 à plus de 70 m de gabbro ophitique; de 0 à 50 m de ferrogabbro à clinopyroxène aciculaire-plagioclase-quartz-leucoxène; et plus de 350 m de diorite à quartz, de ferrodiorite à quartz et de gabbro granophyrique. Ce filon-couche correspond au Filon-couche de Bourbeau

de Duquette (1970). Selon le même auteur (1976), la péridotite du Bourbeau est surmontée de *leucométagabbro* et de *métaferrodiorite à quartz*. Dans notre région, le niveau médian de *leucométagabbro* est représenté par un gabbro ophitique surmonté d'un ferrogabbro à quartz. Le sommet du Filon-couche de Bourbeau n'a pas été observé.

En bordure est de la carte 4, nous avons cartographié ce qui peut être soit un dyke nourricier (Charbonneau, 1981b; Charbonneau *et al.*, 1983), soit une cheminée d'alimentation (structure cylindrique) du Filon-couche de Bourbeau. Cette structure constituée de péridotite-pyroxénolite a été observée sur une distance de 400 m. Elle recoupe les roches encaissantes avec un angle de 30° selon une direction N115°E. Sa largeur varie de 12 à 40 m. À son extrémité nord-ouest, à la jonction de cette structure et du filon-couche sus-jacent stratigraphiquement, les lits cherteux et tufacés encaissants ont été bréchifiés sur plusieurs mètres, à l'est immédiat de ce point de jonction. L'épaisseur des lits cherteux et tufacés augmente au fur et à mesure que l'on s'approche de la structure de péridotite-pyroxénite. Ces lits sont minéralisés en sulfures de fer qui confèrent aux affleurements une surface d'altération rouille. Les laves et gabbros encaissants sont également minéralisés en pyrite-pyrrhotite, en plus de traces de chalcopryrite apparaissant sous forme de petits amas disséminés. Selon Picard (1984), ces minéralisations s'accompagnent d'une intense chloritisation et de la cristallisation de nombreuses lamelles aciculaires de stilpnomélane. Minéralisation et altération auraient été générées par l'exhalaison de sources hydrothermales contemporaines de la mise en place de la péridotite-pyroxénolite.

Le filon-couche du lac Rending affleure à l'ouest du lac du même nom, entre la route 113 et le lac Kapunapotagen (carte 4). Une coupe représentative du filon et de ses roches encaissantes se trouve au nord immédiat de la ligne d'Hydro-Québec, du côté ouest d'un chemin gravelé de direction nord-nord-est; on y observe successivement, du sud-est vers le nord-ouest, quatre niveaux lithologiques distincts:

- 1- Plus de 200 m de gabbro et de leucogabbro moyennement grenu, de teinte verte, à quartz blanc et à quartz bleu, à texture subophitique. Localement, la roche montre du litage magmatique défini par des bandes lenticulaires plus riches en pyroxènes ouralitisés, des noyaux épidotisés (3 à 7 cm) vert pistache ou de 1 à 4% de magnétite. Certains affleurements sont très altérés en carbonates de fer. Du sud-est au nord-ouest, la teneur en ferromagnésiens diminue alors que celle en quartz augmente, ce qui suggère un sommet vers le nord-ouest;

2- 180 m d'épaisseur de ferrodiorite à quartz, schisteuse, associée à une diorite à quartz et à une très faible proportion de lave et de tuf à lapilli et à cristaux de plagioclase et de quartz. La ferrodiorite contient localement de la brèche de coussins ou montre des structures analogues à des structures fluidales. Elle contient jusqu'à: 10% de quartz, 10% de pyrite et 5% de magnétite. Cette dernière apparaît en octaèdres disséminés, en petits amas (3 mm à 2 cm) ou sous forme des veinules noires. La roche contient localement des noyaux épidotisés, renfermant du quartz, de quelques décimètres de diamètre et pouvant correspondre à des coeurs de coussins. De même, elle montre des amygdales de quartz et de carbonate de fer atteignant 2 cm de diamètre moyen. Ces structures pourraient correspondre à des structures d'immiscibilité.

La diorite à quartz est à grain plus grossier que la ferrodiorite et est plus homogène. Sur le terrain, on ne peut les séparer, plusieurs affleurements montrant une transition graduelle entre les deux. Selon Antoine Franconi (communication orale personnelle, 1981), la diorite à quartz ressemble à l'épidiorite qu'a cartographiée Wolhuter (1962) dans le canton de Daubrée, laquelle est corrélée aujourd'hui avec le Filon-couche de Bourbeau. La roche contient de la chlorite, de la hornblende, de l'épidote, des carbonates et de la magnétite, en plus du quartz. C'est la composition même de la *métaferrodiorite à quartz* de Duquette (1976), sous-jacente à un leucogabbro, au sommet du Filon-couche de Bourbeau.

Localement, au sommet de ce niveau polyolithologique, une lave massive montre des fractures minéralisées contenant jusqu'à 10% de chalcopryrite, 15% de pyrrhotite et 10% de pyrite, en plus de magnétite. Les tufs sont carbonatisés (carbonates de fer) et forment des horizons atteignant au moins 3 m d'épaisseur;

3- 60 m de leucogabbro à pyroxène vert pâle altéré, plagioclase blanc intercumulus, leucoxène, épidote, carbonates et pyrite disséminée, avec jusqu'à 5% de quartz (1-2 mm) dans la moitié supérieure; cette lithologie est analogue au leucogabbro du niveau 1.

4- Une centaine de mètres de diorite à quartz et magnétite accompagnée de ferrodiorite massive à quartz et magnétite et d'un peu de granophyre à plagioclase, quartz, pyroxène, pyrite disséminée et carbonates. Le granophyre est gris et s'altère gris-blanc. La ferrodiorite montre des plages à phénocristaux de pyroxènes (1 x 3 mm à 2 x 7 mm) agencés en disposition radiale dans une matrice chloriteuse, pyriteuse, épidotisée et à leucoxène et carbonates. La diorite à quartz et la majeure partie de la lave massive ressemblent aux lithologies correspondantes du niveau 2.

Nous pensons que les niveaux 3 et 4 sont la répétition par faille des niveaux 1 et 2 correspondant respectivement au leucogabbro et à la ferrodiorite à quartz qui constituent la quasi-totalité du Filon-couche de Bourbeau tel que décrit par Duquette (1976). Mentionnons en outre que Duquette rapporte du quartz bleuté dans le Bourbeau et que nous en avons observé dans le niveau 1, à l'ouest du lac Rending. Nulle part n'avons-nous observé de péridotite bien que celle-ci pourrait être présente stratigraphiquement sous le niveau 1, au sud de ce dernier et en dessous des sédiments meubles.

Dans la bande Krieghoff (carte 6), le Complexe de Cummings est représenté par un filon-couche comprenant 150 m de pyroxénite surmontée au nord-est de quelque 500 m de gabbro comprenant des lentilles hectométriques et kilométriques de gabbro de type Ventures à gros cristaux de pyroxène ouralitisé et de plagioclase. Selon Picard (1985), la pyroxénite contient, dans un agrégat polycristallin, 75-80% d'augite automorphe, des plagioclases intercumulus et du leucoxène associé à de l'ilménite relictuelle.

L'importance de l'épaisseur de la pyroxénite par rapport à son épaisseur totale, sa teneur élevée en augite et la présence du faciès *gabbro de Ventures* suggèrent de corréler ce filon-couche avec le Filon-couche de Ventures.

Dans la bande Daubrée, le Filon-couche de Ventures est présent dans le bloc structural est et dans le bloc structural central du canton de Daubrée (figure 11). Il montre des volumes appréciables de pyroxénite noire et verte et de gabbro à grain grossier (cartes 2 et 3); on note également un horizon de gabbro folié, observé ici et là dans une aire d'affleurements située à environ 1800 m au sud-est du lac Pacifique (carte 3). Localement, la pyroxénite est accompagnée de dunitite serpentinisée. Le lecteur trouvera une description de ces roches dans Otis (1983: unité 6).

Le Filon-couche de Bourbeau du canton de Daubrée est constitué presque essentiellement de leucogabbro surmonté d'un mince niveau de gabbro mélanocrate à quartz (Otis, 1983) ou de diorite à quartz; son épaisseur totale est d'environ 250 m. La péridotite de base n'a pas été observée à cet endroit.

FILONS-COUCHE GABBROÏQUES DIFFÉRENCIÉS (FD), NON CORRÉLÉS AVEC LE COMPLEXE DE CUMMINGS

Dans le canton de Lantagnac, au nord immédiat de la limite ouest du lac Thomelet (carte 12), se trouve une intrusion différenciée qui semble bien être un filon-couche, à l'instar de nombreux autres filons-couches différenciés de la région. L'intrusion comprend une pyroxénite et un mésogabbro. La bande de pyroxénite contient jusqu'à 5% de pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite disséminées (Chartrand, 1982 et 1984) et

atteint quelque 700 m de largeur. Sa direction est nord-ouest. La pyroxénite est suivie au nord-est par le mésogabbro, qui affleure sur une largeur minimale de 140 m. La position relative de ces deux lithologies suggère un sommet vers le nord-est. Vers le lac Thomelet, l'ensemble de la structure intrusive devrait s'incurver selon une direction plutôt nord-sud, à l'image de la bande de roches du Membre de Pichamobi (Formation d'Obatogamau) située à 6 ou 7 m plus à l'est. Toutefois, les affleurements rencontrés au sud du lac Thomelet et de la rivière Mildred ne montrent pas de pyroxénite, ce qui permet de penser qu'une faille pourrait exister entre cette structure intrusive et les roches de la Formation d'Obatogamau au sud du lac Thomelet. Aussi, à cause de la présence probable d'une faille à cet endroit, nous ne connaissons pas à ce jour le niveau stratigraphique dans lequel l'intrusion se situe.

Dans la moitié sud-est du canton de Lamarck, la partie sommitale d'un premier filon-couche de gabbro mélanocrate (Dubé, 1981a) affleure au coeur d'un dôme structural (voir GÉOLOGIE STRUCTURALE), à l'extrémité nord-est du lac Lamarck (carte 10). Un deuxième filon-couche est séparé du premier par quelque 1500 m de roches de la Formation de Waconichi. Il comprend de minces niveaux de pyroxénite ou de péridotite surmontés de leucogabbro, lequel est surmonté à son tour de mésogabbro à quartz comprenant plus d'un type lithologique, dont la ferrodiorite. Selon Dubé (1983), la péridotite est à grain moyen, noire à la cassure et magnétique; elle présente une croûte d'altération rougeâtre à brun caractéristique. L'olivine constitue 75% de la roche; on trouve, en plus, de la hornblende brune et des cristaux aciculaires et interstitiels de trémolite. La pyroxénite est constituée d'augite partiellement ouralitisée accompagnée localement de plagioclase altéré. Le leucogabbro est vert pâle, à grain moyen ou grossier et peut contenir jusqu'à 3% de quartz interstitiel. Les mésogabbros sont vert foncé, à grain moyen ou grossier et contiennent des cristaux squelettiques de leucoxène associés à de la magnétite et contenant à plusieurs endroits des cristaux de quartz millimétriques.

Ce filon-couche et les roches qui l'encaissent ont d'abord été répétés par faille avant d'être plissés puis de nouveau faillés (carte 1 ou cartes 9 et 10). Son épaisseur atteint 1200 m. Bien qu'il comprenne des lithologies qui rappellent celles du filon-couche de Bourbeau il n'y a pas lieu de le corrélérer avec ce dernier car il s'est injecté au contact entre les Formations de Waconichi et de Gilman alors que le Bourbeau s'est mis en place dans la Formation de Blondeau. Il y a donc peu de chances que les deux filons-couches se trouvent dans le prolongement l'un de l'autre.

Un troisième filon-couche de quelque 300 à 400 m d'épaisseur et montrant des lithologies analogues s'est injecté au contact des Formations de Gilman et de

Blondeau. Il est à 1,4 km au nord du lac Sunset (carte 10) et à 1,2 km au nord du lac Grey Goose (carte 9).

Dans les cantons de Guettard, de Lamarck et de Julien, deux filons-couches gabbroïques différenciés, le filon-couche du lac Julien et le filon-couche du ruisseau Daladier, apparaissent respectivement à la base de la Formation de Gilman et au contact entre la Formation de Gilman et celle de la Trêve. L'un et l'autre sont caractérisés par des épaisissements locaux où ils forment des laccolites. Le laccolite du filon-couche du lac Julien est présent à l'est de ce lac et au nord-est du lac de la Moraine, de part et d'autre du stock situé à cet endroit (carte 11). Ce filon-couche se prolongerait vers l'est, à l'extérieur de la région que nous avons cartographiée, au nord-est immédiat du stock à l'Eau Noire, au coeur du canton de La Touche; en effet, à cet endroit, MacIntosh (1977) rapporte une masse de "métagabbro". Le laccolite du filon-couche du ruisseau Daladier se trouve à 2 km au nord du méandre The Loop de la rivière Chibougamau (carte 9).

Ces filons-couches comprennent du gabbro mélanocrate, du gabbro ophitique et de la ferrodiorite, en plus de leucogabbro lité constituant l'essentiel du volume des laccolites. Selon Chartrand (1984): *Des reliquats de pyroxènes, présents en petites quantités, sont normalement remplacés par des amphiboles et de la chlorite. Les plagioclases, interstitiels aux minéraux mafiques, sont saussuritisés. Le quartz est omniprésent, représentant un faible pourcentage de la roche; il peut atteindre 10% dans les leucogabbros. Dans ces gabbros, le quartz et le plagioclase ont une texture myrmékitique (2). L'épidote, la magnétite, la biotite et l'apatite sont accessoires.*

Le laccolite du lac Julien a été bien décrit par MacIntosh (1977, pages 66 à 68): *An elliptical mass of meta-gabbro... a leucogabbro of medium granularity with in part some poorly defined segregations of light and dark minerals into bands to a foot in width striking consistently east of northeast with northerly dips. On the ridge to the northeast of Julien lake this leucogabbro is associated with more mafic gabbro, frequently coarse-grained, and some very coarse-grained hornblende "porphyry" and quartz gabbro...*

Le filon-couche du lac Julien pourrait être l'équivalent lithostratigraphique de celui également à la base de la Formation de Gilman, à l'est du lac Lamarck.

Dans l'angle sud-est du canton de Julien (carte 11), Chartrand (1982 et 1984) rapporte la présence d'une masse de pyroxénite au nord-est du lac de l'Anomalie. Selon le même auteur (1984):

La roche est massive et homogène, mais peut présenter un rubanement d'ordre métrique, dû à une variation de la proportion des minéraux mafiques, lesquels représen-

2. Ce terme étant généralement réservé pour les réactions quartz-orthose observées dans les granites, nous suggérons le terme granophyrique ou encore le terme micropegmatitique qui englobe les deux précédents.

tent de 70 à 100% de la roche. De façon typique, la pyroxénite est composée de reliquats de cristaux xénomorphes d'augite (20%), remplacés par de l'amphibole sub-idiomorphe (75%). Des plagioclases, complètement saussuritisés, comblent les interstices laissés entre les minéraux mafiques. Des quantités mineures de magnétite sont également présentes.

À cause du rubanement interne qu'on y observe et de la nature des structures dans lesquelles on trouve les pyroxénites de la région, nous sommes d'avis que cette masse de roches pourrait faire partie d'un filon-couche dont l'image structurale reste à déterminer. Mentionnons que, pour MacIntosh (1977), cette masse représente un stock de roches mafiques à ultramafiques. Selon le même auteur, ces dernières ont été bréchifiées puis envahies par une diorite.

Dans le canton de Branssat, trois filons-couches gabbroïques différenciés décrits par Picard (1985) sont encaissés dans les roches de la Formation de Gilman. Ils mesurent respectivement 320, 700 et 1300 m d'épaisseur. Les deux premiers se trouvent à l'est du stock de Branssat. Ils sont constitués de mélanogabbro, de mésogabbro à grain moyen et à texture ophitique ainsi que d'une faible proportion de pyroxénite; localement, dans leur partie sommitale, on observe du gabbro à grains de quartz et du gabbro granophyrique. Le filon-couche le plus épais, au sud du lac Branssat, montre les lithologies suivantes, de la base au sommet: un gabbro mélanocrate ou une pyroxénite contenant un faible pourcentage de plagioclase; un gabbro mésocrate à leucocrate; un gabbro protomylonitique folié; un gabbro protomylonitique gneissique; un gabbro en bandes mésocrates, leucocrates et mélanocrates; un ferrogabbro à quartz bleuté; et un gabbro leucocrate à mésocrate (figure 4 de Picard, 1985).

Le ferrogabbro à quartz bleuté est très gossier et rappelle la lithologie du gabbro de Ventures, caractéristique du filon-couche du même nom. Il y a peu de chances que le filon-couche du lac Branssat se trouve dans le prolongement du Filon-couche de Ventures, l'un et l'autre étant encaissés à des niveaux stratigraphiques différents. Il est permis de penser toutefois que l'un des trois filons-couches mentionnés ci-haut puisse être corrélé ultérieurement avec le filon-couche du ruisseau Daladier dans les cantons de Guettard et Lamarck.

Dans le canton de Krieghoff, deux filons-couches gabbroïques différenciés ont été injectés respectivement dans les laves du Gilman et au contact entre cette formation et celle de Blondeau. Leur épaisseur respective est de 400 et 280 m. Chacun montre, du sud au nord, c'est-à-dire de la base au sommet, du mélanogabbro, du mésogabbro, du leucogabbro et une faible proportion de gabbro à cristaux de quartz (Picard, 1985). Une différence pétrographique, notée par l'auteur précité, entre les gabbros de ces filons et ceux du filon

du lac Branssat a trait à la nature des fantômes de plagioclase: les gabbros de Krieghoff contiennent de l'albite ou de l'oligoclase alors que ceux du filon-couche du lac Branssat contiennent du labrador.

Le filon-couche injecté au contact entre les Formations de Gilman et de Blondeau pourrait ultérieurement être corrélé avec celui au nord du lac Grey Goose et du lac Sunset, dans le canton de Lamarck.

Ce dernier a une épaisseur similaire, comprend des lithologies apparemment semblables et s'est mis en place au même niveau stratigraphique.

Dans le canton de Dolomieu, au moins un filon-couche gabbroïque différencié (50 à 80 m d'épaisseur) a été injecté dans les laves de la moitié inférieure de la Formation de Gilman (figure 15). Il montre, de la base au sommet (modifié de Picard, 1984):

- Un mince horizon de gabbro à grain fin (1 m), avec, à la base, une bordure figée de quelques centimètres d'épaisseur; cet horizon est sus-jacent à une lave coussinée variolitique;
- 45 m au maximum de gabbro à grain moyen;
- 10 à 20 m de gabbro mésocrate à leucocrate à grain moyen et montrant des lamines de cumulat à plagioclase;
- quelque 8 m de ferrogabbro schisteux et à grain moyen;
- 10 m au maximum de gabbro grossier à quartz interstitiel (surmonté d'une lave massive à quartz et à grain fin représentant la partie basale d'une coulée).

Les contacts observés entre ces horizons sont graduels; les contacts inférieur et supérieur du ferrogabbro n'ont pas été observés mais doivent être nets ou graduels sur moins de 1 m, ce qui correspond localement à la largeur de la lacune d'affleurement.

Tous les filons-couches gabbroïques différenciés, corrélés ou non avec le Complexe de Cummings, pourraient bien appartenir à une même génération d'intrusions immédiatement postérieure au magmatisme du Groupe de Roy et peut-être contemporaine du magmatisme tholéïitique de l'Abitibi occidental, décrit dans Ludden *et al.* (1986).

Tous ces filons-couches différenciés, de même que ceux du Complexe de Cummings de la région de Chibougamau, appartiendraient au même système magmatique, lui-même comprenant plusieurs phases plus ou moins évoluées. Un tel système pourrait être relié à l'ouverture de l'Abitibi sud et occidental et se serait traduit par l'injection de plusieurs filons à des niveaux différents. Le degré de différenciation des filons serait à la fois fonction du degré d'évolution des liquides sources et du niveau stratigraphique dans lequel ils se sont mis en place.

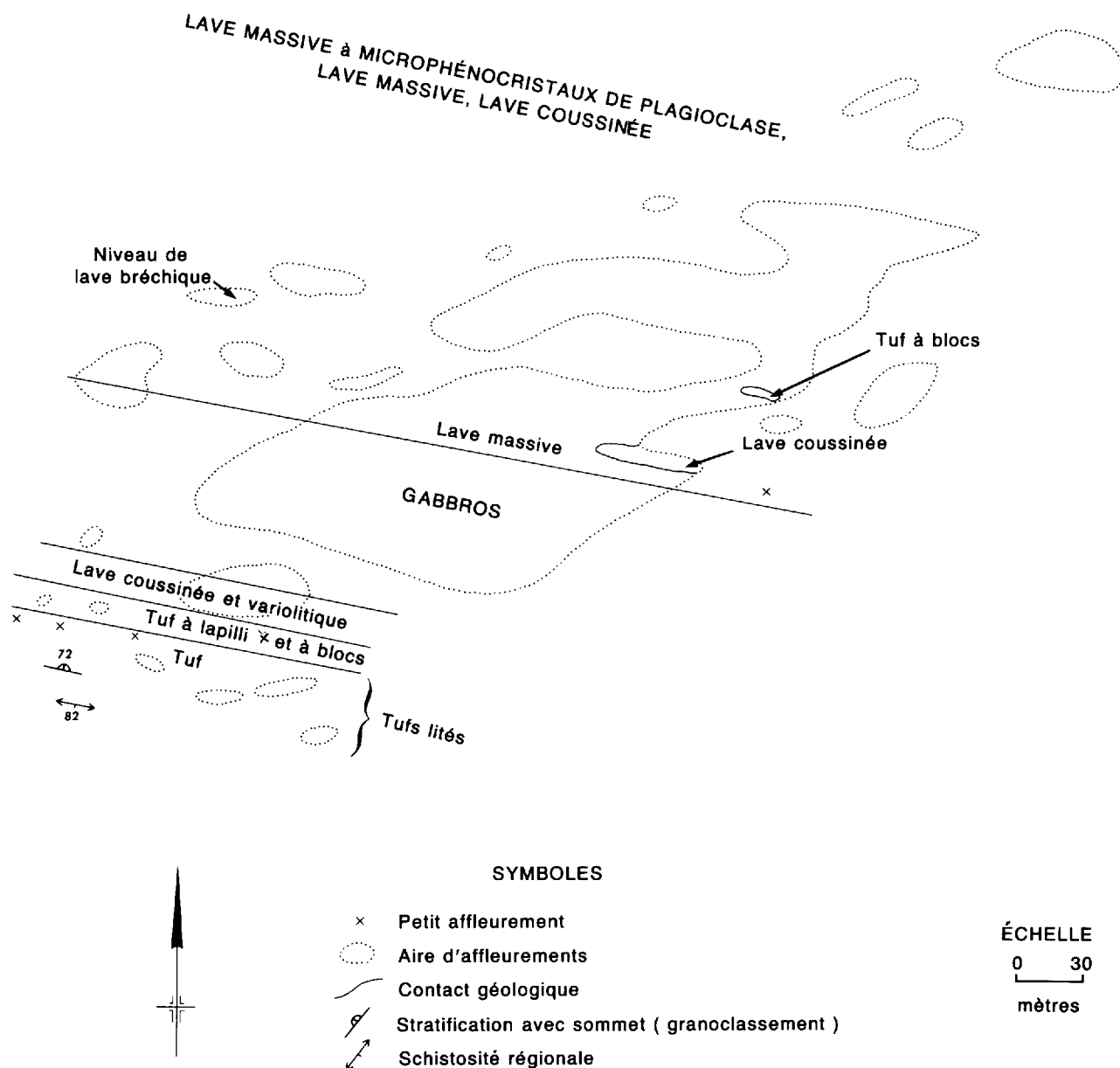


FIGURE 15 – Filon-couche gabbroïque différencié (80m) mis en place dans les laves de la moitié inférieure de la Formation de Gilman. Les gabbros se trouvent sur le versant sud-est d'une colline située à moins de 1 km à l'est du lac Dolomieu. Canton de Daubrée. Modifiée de Charbonneau, Dupuis-Hébert et Picard (1983).

Groupe d'Opémisca

Le nom d'Opémisca, utilisé pour la première fois avec le terme de *groupe* par Wolhuter (1962), se rapporte aux *Séries d'Opémisca* de Tolman (1932b). Selon Beach (1941a), ces séries sont en discordance angulaire au-dessus du Pré-Opémisca. (Le Pré-Opémisca correspond aujourd'hui au Groupe de Roy, tel que mentionné ci-avant).

Dans notre région, les roches du Groupe d'Opémisca forment deux bandes situées respectivement à l'ouest et à l'est de la faille Lamarck (carte 1) et correspondant aux loci de structures dites synclinales (bassins structuraux: voir GÉOLOGIE STRUCTURALE). À la limite nord et nord-ouest des bandes qu'il forme, le Groupe

d'Opémisca est en discordance angulaire, ou localement en contact de faille, au-dessus, stratigraphiquement, du Groupe de Roy; du côté sud ou du côté sud-est, il est systématiquement en contact de faille (failles Kapunapotogen et Lamarck) avec le Groupe de Roy.

Dans la région de Chibougamau, le Groupe d'Opémisca comprend deux formations, la Formation de Stella surmontée de la Formation de Haüy (Cimon, 1979). Le Stella comprend un conglomérat de base, des rythmites, une séquence gréseuse englobant des grauweekes, des grès feldspathiques, des bancs de turbidite et des microgrès plus ou moins riches en minéraux argileux et des schistes argileux et graphitiques (Cimon, 1976 et 1977b). Le Haüy comprend des

andésites porphyriques à pyroxène et feldspath, des agglomérats, ainsi que des tufs lithiques interlités avec des niveaux de conglomérat, de grès feldspathique et de shale (Cimon, 1976 et 1979).

Dans le territoire de Chapais-Branssat, le Groupe d'Opémisca est représenté par deux formations à prédominance sédimentaire, les Formations de la Trêve et de Daubrée, en plus de la Formation de Haüy comprenant quatre membres volcaniques et un membre intermédiaire de nature sédimentaire. L'ensemble la Trêve-Daubrée pourrait être l'équivalent lithostratigraphique du Stella, comme le suggère la carte de compilation de Gobeil et Racicot (1983). Toutefois, ni la Formation de la Trêve, ni celle de Daubrée, prises individuellement, ne présentent la même séquence lithologique que celle du Stella décrite par Cimon (1977b). La Formation de la Trêve comprend une plus forte proportion de conglomérats et de grès conglomératiques; la Formation de Daubrée comprend principalement une épaisse séquence de turbidites. Cette dernière a été bien décrite par Wolhuter (1962) à l'est immédiat de notre région, plusieurs années avant que le Stella ne soit décrit à Chibougamau. Remarquons toutefois que l'auteur situait la Formation de Daubrée en dessous, stratigraphiquement, du Groupe d'Opémisca.

Pour la région de Chapais-Branssat, les formations de la Trêve et de Daubrée, nommées respectivement par nous (ce rapport) et par Wolhuter (1962), correspondent à des unités qui peuvent être cartographiables sans difficulté. Et le rang de formation leur sied bien. Si leur corrélation était établie avec la Formation de Stella, on pourrait alors élever cette dernière au rang de groupe à l'intérieur duquel on retrouverait la Trêve et la Daubrée.

FORMATION DE LA TRÊVE (LT)

Le nom de cette formation provient du lac la Trêve, situé au coeur de notre région, dans le canton de Daine (carte 1). La formation affleure en deux bandes (bassins structuraux) respectivement au nord-ouest et au sud-est de la faille Lamarck.

Au nord-ouest de la faille Lamarck

Dans ce secteur, la cartographie de cette unité a déjà été effectuée en grande partie par Beach (1941a et 1941b); le tout a été repris par Dubé (1981a, 1981b et 1983), à l'est du lac la Trêve, de même que par Hébert (1981) et Picard (1985) plus à l'ouest. La formation correspond à la *zone nord de conglomérat* de Gilbert (1955). Son épaisseur est de l'ordre de 1400 m.

Une localité facile d'accès se trouve à l'est immédiat de la baie Dussault (lac la Trêve); malheureusement, les affleurements de la formation de la Trêve situés à cet endroit sont dans l'auréole de métamorphisme du stock d'Elixir et Harrold Brisson y a observé des plis mésoscopiques, au cours de ses travaux détaillés

réalisés dans le cadre de sa thèse de maîtrise (communication orale personnelle, 1983). Pour ces raisons, cette localité, bien que facile d'accès, ne ferait pas une bonne localité type. Nous avons donc choisi une localité type accessible par embarcation, via la rivière Chibougamau, ou accessible par hélicoptère; il s'agit du secteur du ruisseau Daladier où la formation affleure relativement bien quoique de façon discontinue de la base au sommet (carte 9). La figure 16 est un plan de la localité type. À cet endroit, les strates y sont en position renversée avec un pendage moyen vers le nord-nord-ouest. Les affleurements de la partie basale de la Formation de la Trêve (partie nord de la figure 16) se trouvent à environ 200 m au sud des plus proches affleurements du Gilman. Dans la partie basale de la Trêve, on note un niveau métrique de conglomérat polygénique surmonté d'un niveau de lave basaltique verte schisteuse homogène et carbonatisée, elle-même suivie d'un second niveau de conglomérat polygénique, d'un niveau de lave coussinée et amygdalaire atteignant plus de 10 m d'épaisseur et d'un troisième niveau de conglomérat à l'intérieur duquel on trouve des fragments de la lave sous-jacente, ce qui indique que cette lave est bien contemporaine du conglomérat. La composition chimique de cette lave et, en particulier, sa teneur relativement élevée en strontium, permet de la distinguer des basaltes du Groupe de Roy et de la rapprocher davantage des basaltes à olivine de la Formation de Haüy. Ces horizons de lave ne sont présents que localement à la base de la Formation de la Trêve. Des laves analogues ont été observées dans le centre du canton de Lamarck (extrémité est de la carte 9). Elles annoncent le volcanisme du Haüy qui a été précédé d'une longue période d'accumulation de roches détritiques (époques la Trêve et Daubrée).

En montant dans la séquence on rencontre, au sud immédiat du ruisseau Daladier, un banc de plusieurs mètres d'épaisseur de grès mature quartzofeldspathique, à grain grossier, s'altérant blanchâtre et surmonté, au sud, d'un conglomérat contenant des fragments de grès quartzofeldspathique baignant dans une matrice gréseuse. Le reste de la séquence montre des lits de conglomérat polygénique et de grès conglomératique de 3 dm à plus de 1 m d'épaisseur alternant avec des lits de grès (10 à 20% de l'épaisseur totale) de 3 cm à 3 dm d'épaisseur. On y observe de nombreux lits granoclassés; certains montrent des laminae parallèles dans leur partie sommitale. Les roches sont immatures. Leurs grains et fragments sont mal triés, anguleux à arrondis. Dans les roches conglomératiques, la dimension des fragments varie de celle des granules à celle des blocs; la majorité sont de la dimension des galets. Ce sont des fragments de gabbro, de roches granitiques, de lave schisteuse, de grès quartzofeldspathique, de porphyre à quartz-feldspath et de rhyolite s'altérant blanchâtre.

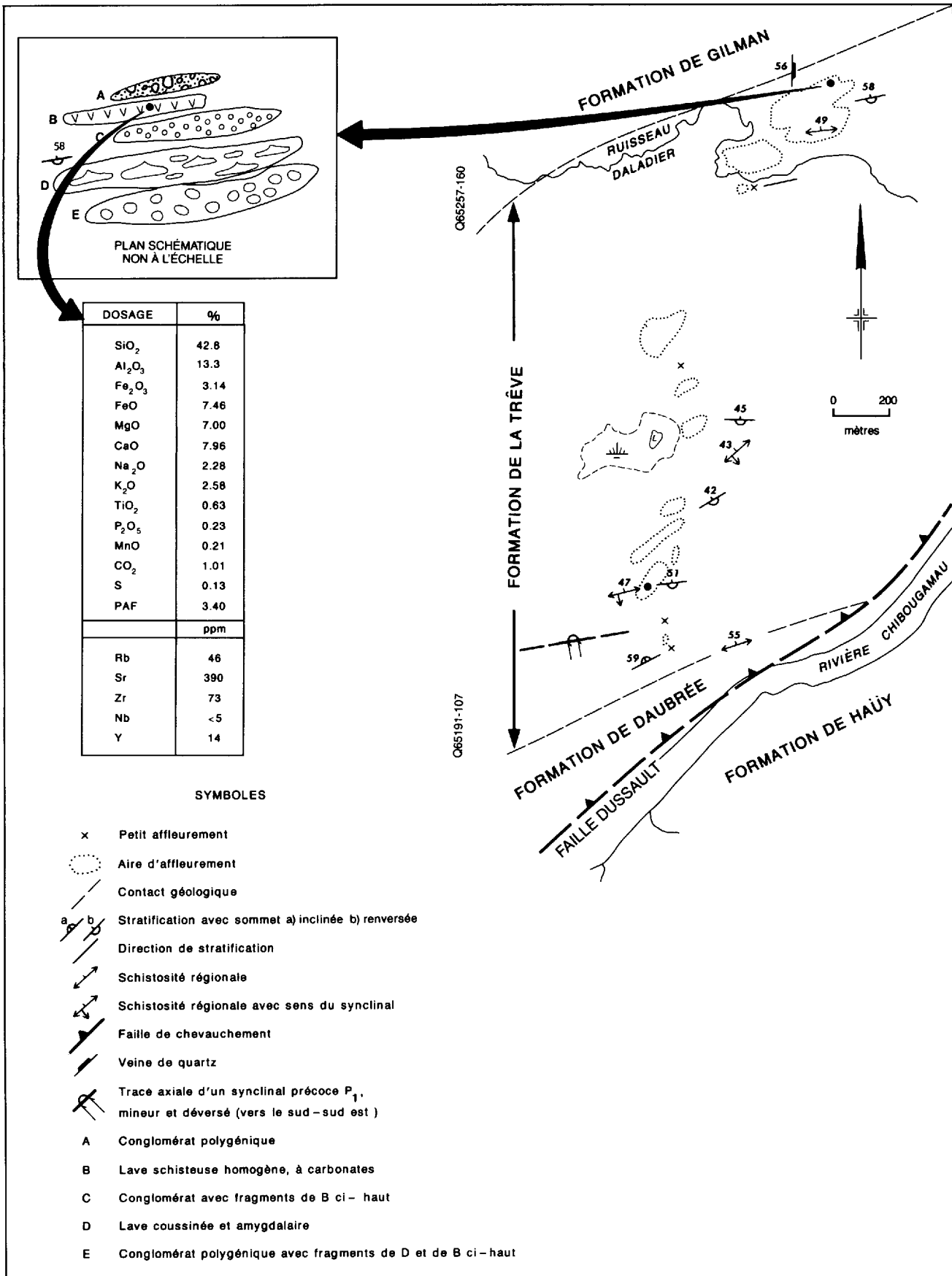


FIGURE 16 – Affleurements de la localité type de la Formation de la Trêve dans le quart NE du canton de Lamarck (carte 9).

De la base au sommet de la formation, le pendage de la stratification est partout plus fort que celui de la schistosité régionale, ce qui indique la position d'un synforme dont la trace axiale se trouve au sud-sud-est de la formation. Cette relation structurale est valable même sur l'affleurement situé le plus au sud à la localité type (figure 16). À ce dernier endroit, le sommet est vers le nord-nord-ouest, à l'inverse des autres sommets observés plus au nord. Le synclinal mineur interprété à cet endroit, dans la partie sommitale de la formation, serait un petit pli précoce formé avant le développement de la schistosité régionale. En effet, les deux flancs et la charnière de ce pli seraient ainsi recoupés par cette schistosité.

À l'est de la localité type (carte 10), les roches de la Formation de la Trêve sont en contact de faille au sud (faille Dussault) avec celles de la Formation de Haüy dont la séquence stratigraphique suggère un sommet vers le nord-ouest. Ces roches des Formations de la Trêve et de Haüy se poursuivent vers l'est dans les régions cartographiées par Durocher (1972), par MacIntosh (1977) et par Hocq (1977). Sur les cartes de ces auteurs nous suggérons d'ajouter une faille régionale majeure entre les faciès de la Trêve et ceux du Haüy (carte 10); en effet, la faille Dussault que nous avons mise en évidence se poursuit nécessairement à l'est de notre région (voir GÉOLOGIE STRUCTURALE).

À l'ouest de la localité type, sur une colline où un dyke protérozoïque recoupe la discordance Roy-Opémisca (carte 9), les affleurements de la Formation de la Trêve se trouvent à environ 2 m de ceux de la Formation sous-jacente de Gilman (figure 17). Selon Beach (1941a), c'est le meilleur endroit pour observer la discordance. Dans la partie nord de la figure 17, les roches de la Formation de Gilman sont constituées de diverses variétés de gabbros, dont le faciès de gabbro à *ball bearing* de Cimon (1976), lequel est caractéristique des gabbros de la Formation de Gilman de la région de Chibougamau. Ces gabbros font partie d'un filon-couche dont la direction fait un angle d'une dizaine de degrés avec la base de la Formation de la Trêve (carte 9). Dans la partie sud de la figure 17, les relations structurales observées dans les strates de la Formation de la Trêve indiquent que celles-ci se trouvent sur le flanc nord inverse d'un synclinal. À cet endroit, la séquence basale de la Formation de la Trêve comprend successivement, de la base au sommet, des conglomérats polygéniques, des grès et siltstones finement lités contenant des lentilles de conglomérat et des siltstones et grès très fins. Si l'on considère un pendage moyen des couches de 48° , ces niveaux ont respectivement de 15 à 37 m, 23 m, et au moins 30 m d'épaisseur. Le niveau de conglomérats est granoclassé. Dans sa partie inférieure, il contient de 60 à 70% de fragments jointifs et non jointifs, dont la dimension varie de celle des granules à celle des blocs. Dans sa partie

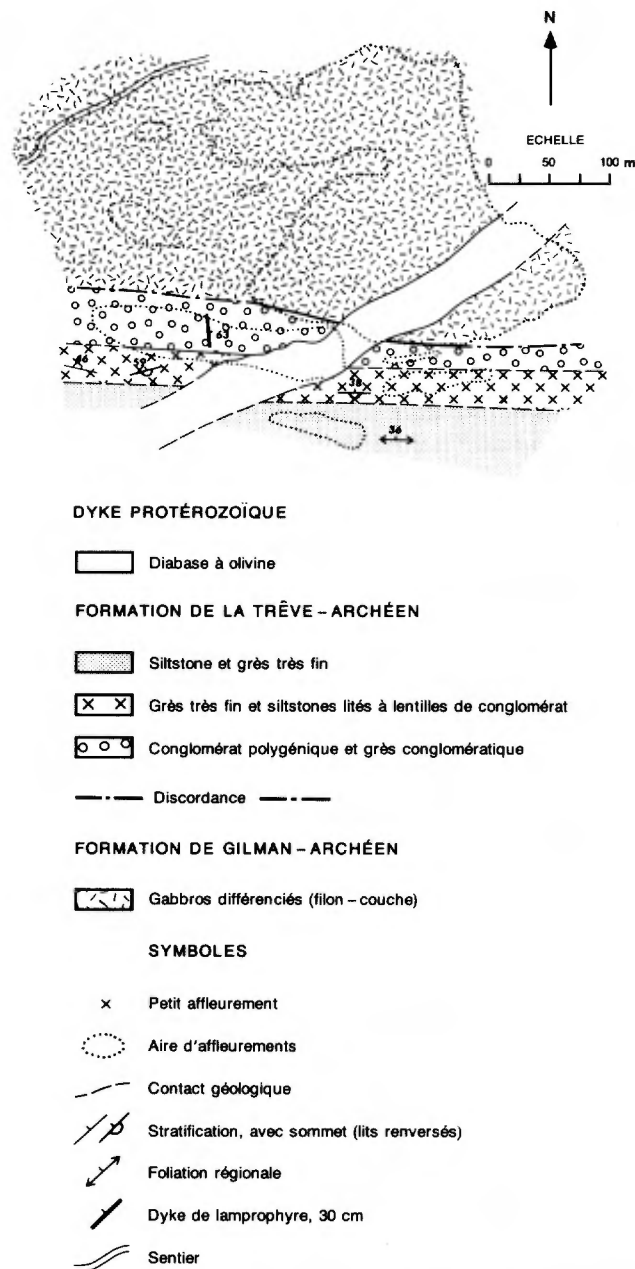


FIGURE 17 - Partie basale de la Formation de la Trêve en discordance sur les gabbros de la Formation de Gilman. Sur une colline à 1600 m à l'est de la baie Dussault du lac la Trêve (carte 9).

supérieure, il renferme de 30 à 50% de granules et de cailloux. La composition des blocs est très variée: leucogranite, gabbros, volcanite verte schisteuse aphanitique, tuf felsique, diorite, chert, volcanite verte chloriteuse et schisteuse, grès schisteux à feldspath-quartzséricite. Les blocs sont bien arrondis à subanguleux et anguleux; ils sont sphériques à allongés (1/4). La matrice est un grès à feldspath-chlorite et contient des grains de quartz subarrondis.

Le niveau de grès et siltstones finement lités est en contact net et ondulant au-dessus des conglomérats. Les lits ont de 1 à 5 cm d'épaisseur et atteignent localement 1 dm. Ils sont granoclassés, gréseux à la base et

silteux et plus fonceés au sommet. Sur les surfaces altérées, on observe de fines laminae parallèles et, en de rares endroits, de fines laminae entrecroisées dans la partie sommitale des lits. Ces structures primaires sont recoupées par une fine foliation (schistosité régionale), dont le pendage est moindre que celui des strates. La surface altérée est tachetée de rouille, témoin de la présence de pyrite (1 à 5%) disséminée. Ces roches litées montrent ici et là quelques fragments cherteux (1 x 5 cm) et au moins une lentille de siltstone conglomératique.

Les siltstones et grès très fins sont relativement homogènes et montrent en surface altérée des structures fines et parallèles dont on ne sait pas s'il s'agit de laminae primaires ou d'une foliation pénétrante. Ils sont surmontés au sud de niveaux de conglomérat et de grès conglomératique observés sur des affleurements à 150 m au sud du site de la figure 17.

Au lac la Trêve et plus à l'ouest, la formation affleure peu (cartes 7 et 8), sauf au voisinage immédiat du dyke de Geneviève, un dyke protérozoïque plus résistant à l'érosion, et situé dans le prolongement vers le sud-ouest de celui de la figure 17.

Pour l'ensemble du lac la Trêve au nord-ouest de la faille Lamarck, on compte plus de 80% de conglomérats en lits plus ou moins bien définis, dont l'épaisseur varie de moins de 1 m à quelques mètres, et moins de 20% de bancs et de lits de grès ou de grès et siltstone. Les fragments, mal triés, sont de la dimension des granules à celle des blocs; les plus gros atteignent 50 cm. Ils sont faits de granite et de variétés de granitoïdes, de trondhjémite, de syénite à phénocristaux de feldspath rouge, d'amphibolite, de gabbros, de basaltes, d'andésite, de rhyolite, de volcanite ou d'intrusions felsiques à phénocristaux de quartz et de feldspath, de tuf à cristaux de plagioclase, de grauwacke à grain moyen à grossier, de grès à grain fin et de chert (Gilbert, 1955; Dubé, 1983; Hébert, 1983; Picard, 1985). La proportion des fragments varie de moins de 10% à 80%. De façon caractéristique, le pourcentage de ceux de granite et de granitoïdes augmente dans certains lits au fur et à mesure que l'on monte stratigraphiquement dans la formation. Selon Wulf Müller (communication orale personnelle, 1983), ce phénomène va de pair avec un processus normal d'érosion qui met au jour, dans la région source, des étendues de plus en plus grandes de granites et de granitoïdes.

La matrice des conglomérats est verdâtre, à grain fin à grossier, contient jusqu'à 10% de grains arrondis à subanguleux de quartz, ainsi que de l'oligoclase, de la biotite, de la calcite, de l'épidote, du leucoxène et de la pyrite. À l'extrémité ouest de la bande, elle contient du quartz bleu (Picard, 1985). Cet auteur mentionne également du quartz bleu dans un gabbro grossier situé au nord-ouest immédiat du conglomérat et faisant partie d'un filon-couche différencié de gabbro pré-Opémisca. Ce dernier serait la source du quartz bleu noté dans la

matrice du conglomérat. Il est fréquent d'observer une parenté étroite entre les fragments des conglomérats du lac la Trêve et les roches du Groupe de Roy ou de filons-couches différenciés, roches sises du côté nord-ouest de la discordance et stratigraphiquement juste en dessous de celle-ci. Ce phénomène à l'origine de variations latérales dans les faciès conglomératiques explique que, dans le cadre du projet Chapais-Branssat, la Formation de la Trêve n'a pas été reconnue au sud-est de la faille Lamarck jusqu'à ce que le présent rapport ne soit rédigé.

Au sud-est de la faille Lamarck

À cause de leur composition lithologique et de leur couleur pâle, les roches conglomératiques de cette bande avaient d'abord été incorporées à la Formation de Scorpion (Charbonneau *et al.*, 1983; Picard, 1984 et 1986) dont elles représenteraient la partie sommitale. Elles correspondent aux *brèches volcanoclastiques polygéniques* du dernier auteur mentionné. Ajoutons que Beach (1941b) avait indiqué, sur sa carte, la présence de conglomérats au nord-est immédiat du lac Janus. À l'extrémité est de notre région, à la limite sud de la carte 2, l'affleurement de roche conglomératique que nous avons inclus dans la Formation de la Trêve fait partie de la mince *zone conglomératique* que Wolhuter (1962) avait décrite à la base de la Formation de Daubrée. L'auteur ne pouvait parler de formation pour cette *zone conglomératique*, étant donné que sa présence n'est que très locale dans la demie est du canton de Daubrée.

Vu que dans le contexte stratigraphique régional une unité de roches conglomératiques repose en discordance angulaire au-dessus des roches du Groupe de Roy, nous suggérons d'inclure cette bande de roches conglomératiques dans la Formation de la Trêve. Sur la plus grande partie de son étendue, la bande serait en contact discordant au nord avec les roches de la Formation de Scorpion, telle que définie dans ce rapport, laquelle est la source de ces roches conglomératiques. La Formation de la Trêve s'amincit progressivement jusqu'à disparaître vers l'est, à la faveur d'une faille dont les effets de nature cassante sont observables au niveau de la route 113 (carte 2). Cette faille met en contact la Formation de Daubrée avec la Formation de Blondeau ou, localement, avec le filon-couche de Bourbeau du Complexe de Cummings. Plus au sud-est, à la limite sud de la carte 2, la Formation de la Trêve réapparaît de façon ponctuelle, au sud-ouest immédiat de cette faille, à la base d'une séquence de turbidites. Sur cette aire d'affleurements la roche est une grauwacke feldspathique très grossière, à cailloux et à galets subanguleux à arrondis et dont la composition prédominante est felsique (Wolhuter, 1962). Nous avons reconnu des cailloux et des galets de gabbro, de tufs siliceux, de grès feldspathique et de chert dans cette grauwacke à matrice brunâtre.

Ailleurs, les roches de cette bande affleurent peu. Les principales aires d'affleurements se trouvent à l'extrémité nord-est du lac James, sur la rive est du lac des Trois-Îles et sur la rive ouest du lac Surprise. Les lits sont en position verticale à subverticale. Sur des affleurements typiques (au lac Surprise), ils sont constitués d'un conglomérat polygénique comprenant moins de 80% de fragments anguleux à arrondis de volcanite felsique à cristaux de plagioclase, de volcanite felsique aphyrique, de lave mafique et de lave mafique à phénocristaux de plagioclase. La matrice montre des cristaux xénomorphes à subautomorphes de plagioclase dans un agrégat microcristallin de quartz-séricite-chlorite-épidote-leucoxène-calcite (Picard, 1984 et 1986).

FORMATION DE DAUBRÉE (DA)

Nous reprenons ci-après, avec quelques modifications, la définition originale de la Formation de Daubrée fournie par Wolhuter (1962), qui a cartographié une région sise au sud-est immédiat de la nôtre. L'auteur, influencé par certains de ses prédécesseurs (Beach, 1941a et 1941b; Norman, 1941a et 1941b), a placé cette formation dans le Pré-Opémisca mais aussi au-dessus des *roches anciennes de type Keewatinien* constituant ce que nous appelons aujourd'hui le Groupe de Roy. Les récents travaux effectués dans le cadre du projet Chapais-Branssat ont permis de démontrer que les roches de cette formation sont sous-jacentes à celles de la Formation de Haüy et font partie du Groupe d'Opémisca (A. Gobeil, communication orale personnelle, 1980; Charbonneau, 1981a; Charbonneau *et al.*, 1983; Charbonneau et Hébert, 1983; Otis, 1983; Hébert, 1983; Dubé, 1983). Pour cette raison, ces mêmes auteurs ont provisoirement corrélé ces roches avec celles de la Formation de Stella de Chibougamau. Toutefois, les études sédimentologiques sur les roches de la Formation de Stella effectuées par Dimroth *et al.*, (1982) et Dimroth *et al.* (1983) font ressortir le caractère fluviatile des conglomérats et le caractère littoral des rythmites de cette formation. Ces faciès ne se comparent pas aux turbidites constituant la majeure partie de la Formation de Daubrée mais se rapprocheraient davantage des faciès observés dans la partie basale de la même formation et des faciès de la majeure partie de la Formation de la Trêve.

Les roches du Daubrée affleurent peu. Elles comprennent plus de 90% de roches sédimentaires accompagnées de moins de 10% de filons-couches et de dykes porphyriques vraisemblablement nourriciers de laves de composition analogue observées dans la Formation sus-jacente de Haüy. Certains horizons stratiformes aphanitiques sont soit des coulées de lave du type de celles du Membre de Dolomieu (Formation de Haüy), soit des filons-couches cogénétiques. L'épaisseur de ces intrusions est de moins de 1 m à quelques mètres; elle atteint plus de 10 m pour certains filons-couches du secteur des chalets Caron (carte 5), à l'ouest de la

faille Lamarck. L'épaisseur estimée de la formation est d'environ 2 km.

À l'est de la faille Lamarck

Selon Wolhuter (1962), la Formation de Daubrée est largement répandue dans les moitiés nord et est du canton de Daubrée et plus à l'ouest, dans le canton de Dolomieu. Le nom de la formation vient vraisemblablement de celui du canton où elle a été décrite. Dans une publication rédigée à la fin des années soixante et publiée en 1984, Wolhuter écrit: *For study purposes the best exposures are located along the Chapais-Senneterre highway (route 113) in northeast Daubrée township* (carte 1). Une colonne lithologique, avec description lit par lit, des affleurements de cette localité type a été réalisée par Simoneau (1986) dans le cadre d'une thèse de maîtrise portant sur la sédimentologie de la formation.

Dans les cantons de Daubrée et Dolomieu, la formation occupe le flanc nord, subvertical, de la structure dite synclinal de Chapais (voir GÉOLOGIE STRUCTURALE). Les sommets des strates sont vers le sud ou le sud-ouest, sauf sur quelques affleurements montrant des sommets vers le nord ou le nord-est. Ces sommets se situeraient sur le flanc court de plis d'entraînement mineurs affectant le flanc nord du synclinal de Chapais.

En bordure sud de la carte 2, les affleurements de grès à cailloux et à galets occupant la partie sommitale de la Formation de la Trêve (ce rapport) ne sont séparés que de quelques mètres de ceux de grès massif et à litage diffus de la base de la Formation de Daubrée. Les quelque 500 m inférieurs de la formation sont en effet constitués de bancs métriques et de lits décimétriques et centimétriques de grès feldspathique peu ou pas granoclassés, à grain fin, moyen ou grossier, gris verdâtre à la cassure et s'altérant brunâtre. Ce sont des grau-wackes. Une coupe quasi continue de ces grès massifs se trouve à quelque 500 m au nord de la route 113 et chevauche la limite des cartes 2 et 3. À cet endroit, à une trentaine de mètres au sud-ouest de la faille séparant la Formation de Daubrée de celle de Blondeau, un mince horizon (quelques mètres) de microconglomérat à surface d'altération rouille a été tracé d'affleurements en affleurements sur plusieurs centaines de mètres. Le microconglomérat est en contact à la base et au sommet avec des grès lités à grain grossier; il contient des granules et quelques cailloux de grès feldspathique s'altérant brun clair dans une matrice pyriteuse de grès à grain plus fin et s'altérant brun foncé.

Les premiers affleurements de la partie basale du Daubrée rencontrés le long de la route 113, en provenance de Chapais, se situeraient stratigraphiquement au sommet des grès massifs décrits ci-haut (contact de faille). Ils montrent un horizon d'une quinzaine de mètres de siltstones gris minéralisés en pyrite-pyrro-

tite contenant un dyke à phénocristaux d'olivine-clinopyroxène (nourricier des basaltes potassiques du Haüy), horizon surmonté d'un banc de microbrèche contenant 60% de fragments d'ardoise, de siltstone et de grauwaacke dans une matrice gréseuse. Le banc de microbrèche est lui-même surmonté, en contact normal ou localement en discordance angulaire (10°), de 5 m de lits décimétriques de grès feldspathique à granoclassement normal et à laminae parallèles contenant localement des gravillons d'ardoise témoins du contact transitionnel, quoique localement discordant, avec la microbrèche sous-jacente. Ces lits granoclassés et à laminae annoncent une épaisse séquence (1500 m) de turbidites (figure 18, A à C), en lits de 5 cm à 1 m d'épaisseur, interrompue à plusieurs niveaux, de lits amalgamés de grès (figure 18,E) formant des unités d'une dizaine de mètres d'épaisseur (P. Simoneau, communication écrite personnelle, 1984). Dans les 500 m supérieurs de la formation, la proportion de siltstone-ardoise augmente progressivement jusqu'à la disparition complète de la fraction gréseuse.

Selon Wolhuter (1984), les turbidites sont rarement complètes alors que l'intervalle *c* de la séquence de Bouma, caractérisée par des rides de courant ou des laminations convolutées, n'a été observée que localement. Des fausses rides, des empreintes de charges (figure 18, C et D), des structures d'échappement d'eau, des dykes de grès, des injections de shale dans des lits sus-jacents, des brèches et des plis synsédimentaires témoignent des modes de dépôt des turbidites.

L'amalgamation des lits de grès constituant les unités décimétriques mentionnées ci-haut se perçoit par la présence de minces intercalations discontinues au sommet de ceux-ci de même que par des traînées discontinues d'intraclastes d'argilite observés à l'intérieur de ces unités (P. Simoneau, *idem*). Dans l'unité supérieure de siltstone-ardoise, les figures sédimentaires typiques des turbidites disparaissent et le litage devient plus diffus; la roche est plus foncée et relativement homogène (Picard, 1984). Elle affleure relativement moins.

Wolhuter (1984) a fait une bonne description pétrographique de ces roches constituées essentiellement de matériel clastique, dont les dimensions vont de celles de particules d'argile très fine ($> 0,001$ mm) à celles des granules (2 à 5 mm). La fraction la plus grossière (sable et granule) d'un échantillon typique comprend de 60 à 90% de grains d'albite, 5 à 10% de grains de quartz, 2 à 10% de fragments de roches: ardoise, siltstone, grès, roche granitoïde, roche rhyolitique, roche volcanique basique, en plus de rares pseudomorphes de pyroxène ou de hornblende et de rares fragments d'amphibole, de feldspath potassique et d'oxyde

opaque de fer-titane altéré en sphène et(ou) leucoxène. Certains grains de quartz sont bleutés (Picard, 1984). Les grès massifs de l'unité basale contiennent jusqu'à 30% de quartz. Selon Wolhuter (1984), dans certains échantillons (dont le niveau stratigraphique n'est pas mentionné), le pourcentage de quartz dépasse celui de l'albite.

La fraction fine (silt-argile, 30 à 60% de la roche) montre un enchevêtrement cristalloblastique de muscovite, d'albite et de quartz en plus d'épidote, de leucoxène-sphène, de chlorite, de minéraux opaques et de carbonate secondaire; cet assemblage de la fraction fine des grès se retrouve également dans les siltstones-ardoises (Wolhuter, 1984).

Selon Wolhuter (1984), la région source des sédiments du Daubrée était constituée principalement de roches volcaniques acides et plutoniques à cause de l'abondance de feldspath et de quartz détritiques ainsi que de la proportion non négligeable de fragments de roches granitoïdes et de roches rhyolitique que ces sédiments contiennent par rapport à ceux, plus rares, de roche basique et de minéraux ferromagnésiens.

Nous croyons que la Formation de Scorpion et, principalement, celle de la Trêve ont pu fournir le feldspath et les fragments de roche rhyolitique ou une partie du quartz. Les fragments de roche basique et de minéraux ferromagnésiens peuvent provenir de la Formation de Blondeau et du Complexe de Cummings. Les fragments de roches granitoïdes peuvent provenir d'un pluton pré-Opémisca tel le Pluton de Chibougamau à l'est, ou de gneiss précinématiques remobilisés et présents au sud et au nord de notre région (voir figure 1 de Racicot, Chown et Hamel, 1984).

Les filons-couches et les dykes porphyriques observés atteignent 15 m d'épaisseur et montrent des bordures figées au contact des roches sédimentaires encaissantes. Ils contiennent des phénocristaux d'olivine-clinopyroxène de 1 à 9 mm de taille, des fantômes de clinopyroxène poecilitique et des cristaux de plagioclase, dans un agrégat d'actinote-chlorite-leucoxène-épidote-séricite-calcite-quartz (Picard, 1984). Selon A. Gobeil cité (communication orale) dans Otis (1983), *ces intrusions pourraient correspondre aux dykes nourriciers des laves porphyriques sus-jacentes...* (Formation de Haüy). Selon Picard (1984), ces filons-couches et dykes sont de même nature que les basaltes observés à la base et dans la moitié supérieure de la Formation de Haüy (Membres de Vanina et de Pantoufle: ce rapport) et dont ils sont nourriciers.

Un affleurement de Daubrée constitué d'une roche gris clair, altérée et minéralisée, et situé dans le canton de Dolomieu, sera décrit dans le chapitre portant sur LES INDICES MINÉRALISÉS.

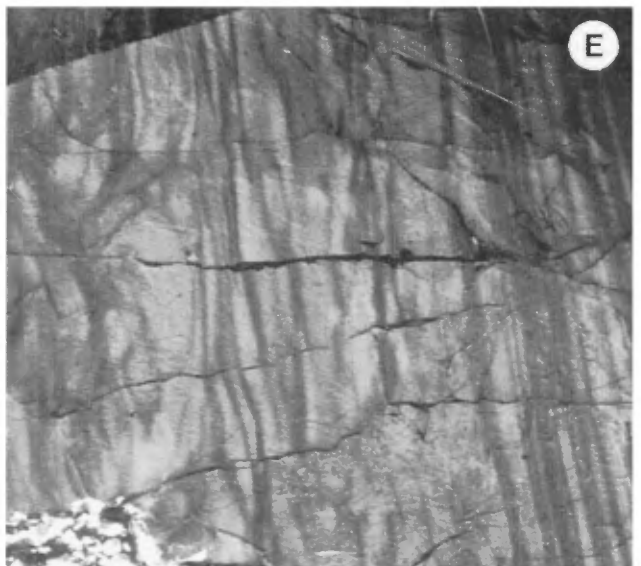
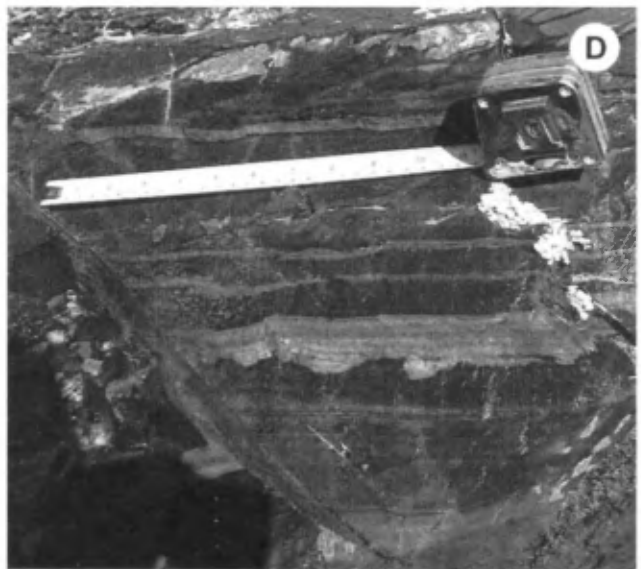
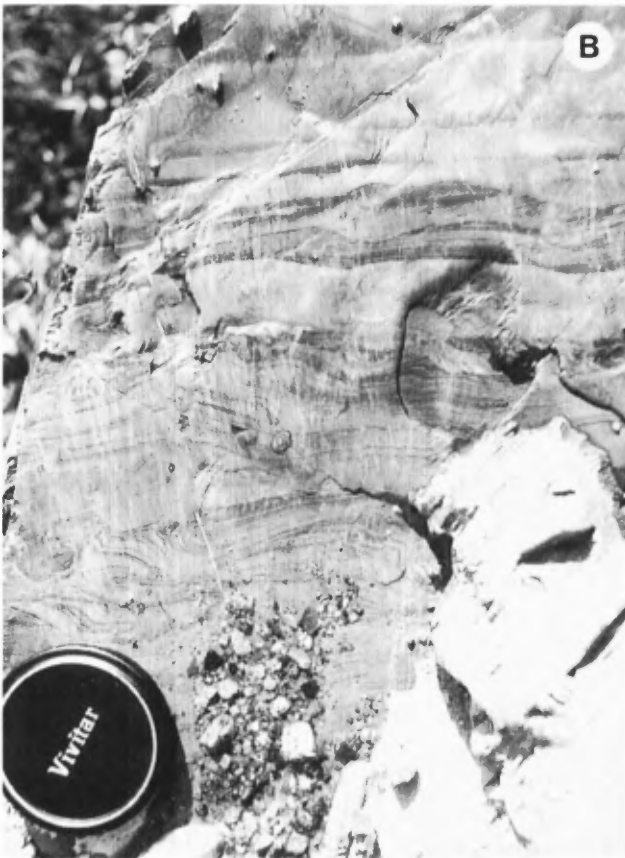
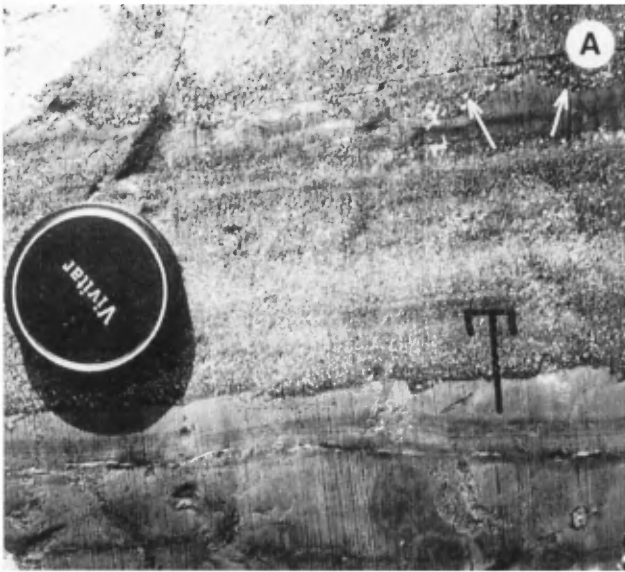


FIGURE 18 – Roches sédimentaires de la Formation de Daubrée.

- A – Empreintes de charge à la base d'un lit de grauwacke (photo tirée de Otis, 1983).
- B – Lits de siltstone et d'argilite montrant des plis synsédimentaires (photo tirée de Otis, 1983).
- C et D – Empreintes de charge (photo fournie par P. Simoneau).
- E – Stratifications diffuses.

À l'ouest de la faille Lamarck

Selon Wolhuter (1984), la Formation du Daubrée se poursuit vers l'ouest de façon presque continue jusque dans le canton de Montviel situé à une quarantaine de kilomètres à l'ouest de notre région; se référant à Imbault (1954), il écrit qu'à cet endroit la formation s'amincit et disparaît à environ 8 km (5 milles) au sud du lac Maicasagi.

À l'ouest de la faille Lamarck, le Daubrée occupe une imposante superficie (carte 1): secteurs au nord et à l'ouest du lac Lamarck, au sud du lac la Trêve, secteurs de la baie Rita et des lacs Daine, La Ribourde, Inconnu et Colette. La formation fait partie de deux blocs structuraux séparés par la faille Dussault. Au nord et au nord-ouest de celle-ci, elle serait en contact normal et graduel avec la Formation de la Trêve. Le contact la Trêve-Daubrée a été placé au sud-est des affleurements conglomératiques les plus jeunes rencontrés dans ce secteur. Au sud-est de la faille Dussault, la formation occupe la zone axiale d'un synclinal régional, dans le secteur de la baie Rita, ou le flanc sud de cette structure, entre le lac Lamarck et la rivière Chibougamau. À cet endroit, le Daubrée serait en contact net, non observé, avec les volcanites sus-jacentes de la Formation de Haüy (carte 1).

Des mégafilons-couches de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur ont été mis en carte au sein des roches du Daubrée. Étant donné leur épaisseur et leur extension importantes, nous en avons fait des unités lithostratigraphiques distinctes. Celui de la baie Rita sera décrit plus loin sous le vocable de *Filon-couche de Rita* et ceux du lac Colette porteront le nom de *Filon-couche de Colette*.

Du côté nord-ouest de la faille Lamarck, une localité facile d'accès et représentative de la formation se trouve au sud-ouest de la baie Rita, le long de la route 113 et dans les bûchés sis de part et d'autre de celle-ci, dans un rayon de moins de 2 km à l'est et autour des Chalets Caron (dont le nom est indiqué sur la carte 5). Dans ce secteur, se trouve essentiellement une séquence de turbidites caractérisée par des lits centimétriques et décimétriques de grès-siltstone-ardoise et interrompue à différents niveaux stratigraphiques par des filons-couches à cristaux de plagioclase et de ferromagnésiens et nourriciers des laves du Haüy. Ces roches montrent les mêmes caractéristiques lithologiques que celles du Daubrée rencontrées à l'est de la faille Lamarck. Ici toutefois, elles prennent un aspect plus déformé parce qu'elles sont situées dans la zone de charnière d'un synclinal ancien majeur, à surface axiale orientée nord-est et dont les deux flancs sont repris par une multitude de petits plis isoclinaux synchrones de la foliation régionale et à surface axiale orientée est-sud-est (Charbonneau, 1981b; carte 1). En descendant dans la séquence vers le sud, les turbidites seraient en contact de faille avec les tufs à cristaux de

feldspath de la Formation de Scorpion. À cet endroit, au sud des Chalets Caron, les bancs et lits de grès massifs caractéristiques de la partie basale de la Formation de Daubrée n'ont pas été observés.

Un autre endroit, difficile d'accès cette fois, mais où la formation affleure bien, se trouve au nord-nord-est du lac Lamarck, de part et d'autre de la ligne électrique d'Hydro-Québec (indiquée sur la carte 10). Les turbidites typiques de la Formation de Daubrée y sont prises dans une série de petits plis isoclinaux dont la surface axiale a une orientation est-nord-est sub-parallèle à celle de la faille Lamarck.

Ailleurs, les affleurements sont relativement rares, épars et montrent généralement des turbidites, caractéristiques de la formation. Au sud-est du stock de Saussure toutefois, dans l'angle nord-ouest de la carte 4, on peut observer des affleurements de grès à litage diffus pouvant correspondre à l'un des niveaux de lits amalgamés qu'a observés P. Simoneau à l'est de la faille Lamarck (voir LA FORMATION DE DAUBRÉE À L'EST DE LA FAILLE LAMARCK). Sur la rive sud du lac La Ribourde, l'affleurement le plus à l'est montre un banc de microconglomérat de 1 m d'épaisseur à granules et à cailloux arrondis dans une séquence de lits décimétriques et métriques de grès, de siltstone et d'ardoise.

Localement, au nord-est du stock de Saussure (carte 9), on rencontre des lits et des bancs de conglomérat polygénique, interstratifiés dans une séquence de grès massifs et de grès et siltstones finement lités. Les conglomérats ont déjà été mentionnés sur la carte de Beach (1941a). Il contiennent des cailloux, des galets et des blocs arrondis à subanguleux de roche granitoïde, de chert, de tuf, de siltstone, de grès lité, de lave, de lave porphyrique et de roche blanchâtre à texture saccharoïde, en plus de lentilles de grès laminé. Leur matrice représente généralement 20% du volume de la roche et rappelle les grès adjacents. Ces derniers sont à feldspath et quartz, à grain fin à moyen et de teinte gris brun foncé et brunâtre clair à l'affleurement. Ces conglomérats et grès observés localement ne sont pas sans rappeler les roches de la Formation de la Trêve décrites précédemment. Celles-ci étant présentes normalement à une certaine profondeur en dessous des roches de la Formation de Daubrée, il y a lieu de se demander si elles n'auraient pas pu être entraînées vers le haut lors de la mise en place du stock de Saussure. Autrement, elles pouvaient être interstratifiées avec les turbidites de la Formation de Daubrée et représenter un faciès local au sein de celle-ci. La distribution de ces affleurements situés à quelques mètres d'affleurements de turbidites typiques de la Formation de Daubrée ne nous permet pas de déterminer avec plus de précision le niveau stratigraphique de ces conglomérats, grès et siltstones.

À proximité de la rive sud du lac Guettard, un horizon décimétrique stratiforme de pyrite massive a été

mis au jour, par Falconbridge Copper Limited, dans les turbidites du Daubrée. De part et d'autre de cette pyrite, la roche contient de la pyrrhotite disséminée. Les strates y sont affectées de nombreux plis dont la longueur d'onde est de l'ordre d'une soixantaine de mètres. Un petit dyke brun à feldspath et micas (syénite?) serait un satellite du stock d'Elixir, situé au nord du lac Guettard, selon Gérard Riverin de la Corporation Falconbridge Copper (communication orale personnelle, 1983).

Des siltstones et des phyllades mentionnés par Hébert (1983) au voisinage de la baie Rita pourraient correspondre aux siltstones-ardoises de la partie supérieure de la Formation de Daubrée telle que mentionnée ci-avant, à l'est de la faille Lamarck.

Dans la moitié ouest de la carte 1, les roches sont généralement plus métamorphosées alors que les auréoles de métamorphisme des stocks présents sont bien développées. Ainsi, dans les auréoles, les roches sédimentaires ont été métamorphosées en schistes à biotite et en paragneiss à biotite (Hébert, 1983).

Des descriptions pétrographiques des roches de la Formation de Daubrée à l'ouest de la faille Lamarck ont été faites par Dubé (1983, pages 149-150), Hébert (1983, pages 111 à 114) et Picard (1985, page 25). Dans l'ensemble, les grauwackes contiennent de 12 à 30% de plagioclase et de 3 à 10% de quartz en grains subarrondis à subanguleux, partiellement recristallisés et de la dimension des grains de sable. La matrice, qui représente jusqu'à 70% du volume de la roche, est un agrégat silteux de quartz-plagioclase-calcite (localement biotite) avec des quantités accessoires d'épidote-séricite-leucoxène-chlorite-pyrite-zircon et de rares amphiboles (actinote?). Les siltstones ont la composition de la fraction silteuse des grauwackes. Les schistes à biotite (Hébert, 1983), contiennent de 50 à 60% de pagioclase, 25 à 35% de quartz, 10 à 30% de biotite et(ou) de muscovite, en plus de traces d'apatite, de zircon, de chlorite et d'épidote; localement, des cristaux de cordiérite et d'andalousite (1 mm) accompagnent la biotite.

Comme pour le Daubrée à l'est de la faille Lamarck, la région source de ces sédiments serait constituée principalement d'édifices volcaniques felsiques et de massifs intrusifs plutoniques acides, comme c'est le cas pour les sédiments de la Formation de la Trêve. Selon Picard (1985), la sédimentation semble en relation avec la mise en place d'intrusions acides et trouve son moteur dans la surrection provoquée par ces intrusions. L'existence de telles intrusions contemporaines du Daubrée ou précinématiques n'a toutefois pas été démontrée à ce jour dans le secteur. Seul le Pluton de Chibougamau est pré-Opémisca et précinématique; il se trouve toutefois à une distance jugée trop importante pour être une source des sédiments du Daubrée et du la Trêve de la région de Chapais-Branssat. Les

gneiss tonalitiques précinématiques au nord immédiat de la région de Chapais-Branssat mentionnés par Racicot *et al.*, (1984: voir figure 1, page 180) ne peuvent non plus être la source des nombreux fragments non foliés de roche granitoïde présents en particulier dans la Formation de la Trêve. Toutefois, une telle intrusion précinématique pourrait éventuellement être mise en évidence à l'occasion d'une mise en carte détaillée des massifs au sud (massif de Lapparent) et au nord (massif de Berey) de notre région. À ce jour, ce sont, pour le secteur qui nous concerne, les seules superficies dont la cartographie demeure sommaire et incomplète; seuls les contacts de ces deux massifs ont été délimités.

FORMATION DE HAÛY

Le nom de cette formation a été introduit par Cimon (1976) pour des roches du canton de Queylus. Le nom provient du canton de Haüy (J. Cimon, communication orale personnelle, 1984), voisin de celui de Queylus et situé à une trentaine de kilomètres au sud-est de notre région. Selon l'auteur (1976), la Formation de Haüy est une séquence volcanique constituée d'agglomérats composés de fragments gris pâle, farcis de phénocristaux de pyroxène verdâtre et de phénocristaux de feldspath, de laves andésitiques caractérisées par les mêmes phénocristaux et par la présence d'amygdales très grosses pouvant excéder 4 cm de diamètre et de grès volcaniques ou tufs remaniés toujours carac térisés par la présence de clasts de pyroxènes ... Les phénocristaux de pyroxène omniprésents dans les différents faciès lithologiques au sein de cette formation constituent un critère d'identification très utile pour les distinguer des grès, des shales et des lentilles de conglomérat à éléments granitoïdes qui caractérisent la partie inférieure du groupe d'Opémisca(...)

Le même auteur (1979) ajoute que la limite inférieure du Haüy n'est pas bien définie et que les andésites ne sont pas coussinées, ont une teneur élevée en potasse et ne proviendraient pas d'épanchements sous-marins mais plutôt d'un volcanisme terrigène (continental?) dont les produits ont été soumis à l'érosion et au transport... Il écrit que font également partie du Haüy des conglomérats lenticulaires contenant une forte proportion de cailloux d'andésite identique aux andésites qu'on trouve au sein de la formation.

Dans notre région, la Formation de Haüy dessine deux bandes respectivement au sud-est et au nord-ouest de la faille Lamarck et toutes deux situées dans la moitié orientale de la carte 1.

Au sud-est de la faille Lamarck

Le Haüy au sud-est de la faille Lamarck correspond à la bande des demies nord des cantons de Daubrée et Dolomieu qui a d'abord été délimitée par Otis (1982) et Charbonneau (1981a) respectivement. La formation occupe à cet endroit le coeur du synclinal de Chapais

dont le flanc méridional est en contact de faille au sud avec des roches du Groupe de Roy. En 1983, Franconi a dressé une colonne lithostratigraphique du Haüy sur le flanc sud de ce synclinal; il y a décrit deux membres volcaniques séparés par un membre intermédiaire grésivo-volcanique. Dans le cadre de leur thèse respective, Piché (1985) et Picard (1984 et 1986) ont refait la cartographie détaillée de cette bande du Haüy. Il appert que sur le flanc sud du synclinal, les coupes étudiées par Franconi (1983) comprennent des failles directionnelles limitant des écaillés et que la séquence lithostratigraphique y est incomplète et en partie en ordre inversé par rapport à celle du flanc nord. Les unités lithologiques présentes y sont considérablement aplaties parce qu'elles sont situées au nord immédiat de la faille Kapunapotagen, une faille majeure de compression, dont l'extension est régionale.

Sur le flanc nord du synclinal de Chapais, cinq unités lithostratigraphiques appartenant au Haüy ont été mises en carte sur une distance d'une dizaine de kilomètres (carte 3 du présent rapport; Picard, 1984 et 1986). Dans un premier temps, nous avons songé à faire des formations avec chacune des ces unités, en élevant le Haüy au niveau de groupe et l'Opémisca au niveau de supergroupe (voir Charbonneau, Picard et Piché, 1983). Par la suite, à la lumière des discussions que nous avons eues avec Eric Dimroth, Jules Cimon et Mathieu Piché, il appert qu'à l'est de notre région, ces unités ne sont pas nécessairement toutes présentes dans le Haüy et que certaines sont intimement interstratifiées entre elles. En pareil cas, nous convenons qu'il est préférable de faire de nos cinq unités lithostratigraphiques des membres plutôt que des formations. Ce sont, de la base au sommet, les Membres de Vanina, de Christian, de Gribouille, de Pantoufle et de Dolomieu que nous décrirons plus loin.

Au nord-ouest de la faille Lamarck

La bande de Haüy sise au nord-ouest de la faille Lamarck (carte 1) a été relativement peu étudiée parce qu'elle est moins accessible. Dubé (1981b et 1983) en a fait la cartographie et en a fourni une description sommaire. Au cours de cheminements effectués dans cette bande pendant l'été 1982, J.-M. Charbonneau y a reconnu les trois membres inférieurs de la Formation de Haüy: Vanina, Christian et Gribouille. Les relations de ces roches avec celles immédiatement au nord-ouest (contact de faille) ont également été déchiffrées grâce à ces travaux de vérification.

Les roches de cette bande de Haüy montrent des pendages abrupts (60°) vers l'ouest-nord-ouest. Des lits de grès granoclassés ont des sommets dans le même sens. La bande est en contact de faille au nord-ouest avec des roches conglomératiques de la Formation de la Trêve et des lits de grès-siltstone-ardoise de la partie inférieure de la Formation de Daubrée. La limite sud-est de la bande coïncide avec une zone marécageuse à

peu près dépourvue d'affleurements (carte 9), laquelle correspondrait, comme c'est le cas sur la carte 3, à la partie sommitale de la Formation de Daubrée, constituée majoritairement de siltstone-ardoise (voir FORMATION DE DAUBRÉE).

Localité type

Picard (1984 et 1986) a écrit: ... *la meilleure localité pour étudier la Formation de Haüy se situe dans le canton de Daubrée, sur le flanc nord du synclinal de Chapais*. Il a décrit des membres identifiés 1 à 5 au sein de la formation. Dans ce rapport, nous proposons des noms stratigraphiques pour chacun de ces membres (figure 19) afin de les rendre formels. À la figure 20 apparaissent les affleurements des localités types de chacun de ces membres, affleurements servant de coupe type établie *a posteriori*, pour la formation, en l'absence d'une coupe type originelle convenablement définie. Il s'agit donc d'un lectostratotype, selon l'appellation du *Guide stratigraphique international* (Sous-commission internationale de classification stratigraphique, 1979). Ainsi, la carte géologique des localités types représente en soi une véritable colonne stratigraphique, étant donné que les unités délimitées y sont en position subverticale (figure 20). Il y a lieu toutefois de se souvenir que les sommets des couches sont vers le sud-sud-ouest de la figure, sauf sur les flancs courts de plis locaux.

Membre de Vanina (VA)

Le nom de ce membre est emprunté au lac Vanina, situé dans la moitié occidentale du canton de Daubrée, à environ 1 km au nord de la route 113. La localité type du membre se trouve à l'est du même lac, au nord de la route 113 (figure 20). On y accède à pied à partir de la route 113.

Les roches de ce membre correspondent à celles du membre 1 de Picard (1984 et 1985), constitué des coulées métriques de basalte porphyrique massif à la base de la Formation de Haüy. La lave est foncée et s'altère brun-vert pâle. Elle montre jusqu'à: 45% de phénocristaux (1 à 10 mm) d'olivine et(ou) de clinopyroxène pseudomorphosés, verdâtres et en relief négatif sur les surfaces altérées; 35% de cristaux (1 à 3 mm) de plagioclase blanchâtres; et 15% d'amygdales dans une matrice microcristalline vert grisâtre (figure 21). Nous référons le lecteur à Picard (1984 et 1986) pour les descriptions pétrographiques et les données géochimiques correspondantes; ces données doivent être considérées comme faisant partie de la définition du Membre de Vanina.

La base du membre n'a pas été observée. Les affleurements de la partie inférieure se trouvent partout à plusieurs centaines de mètres de ceux de la Formation de Daubrée sous-jacente. Au sommet, un contact net a été observé entre les Membres de Vanina et de Christian sur l'importante aire d'affleurements à quelque 600 m au nord du lac Gribouille (figure 20).

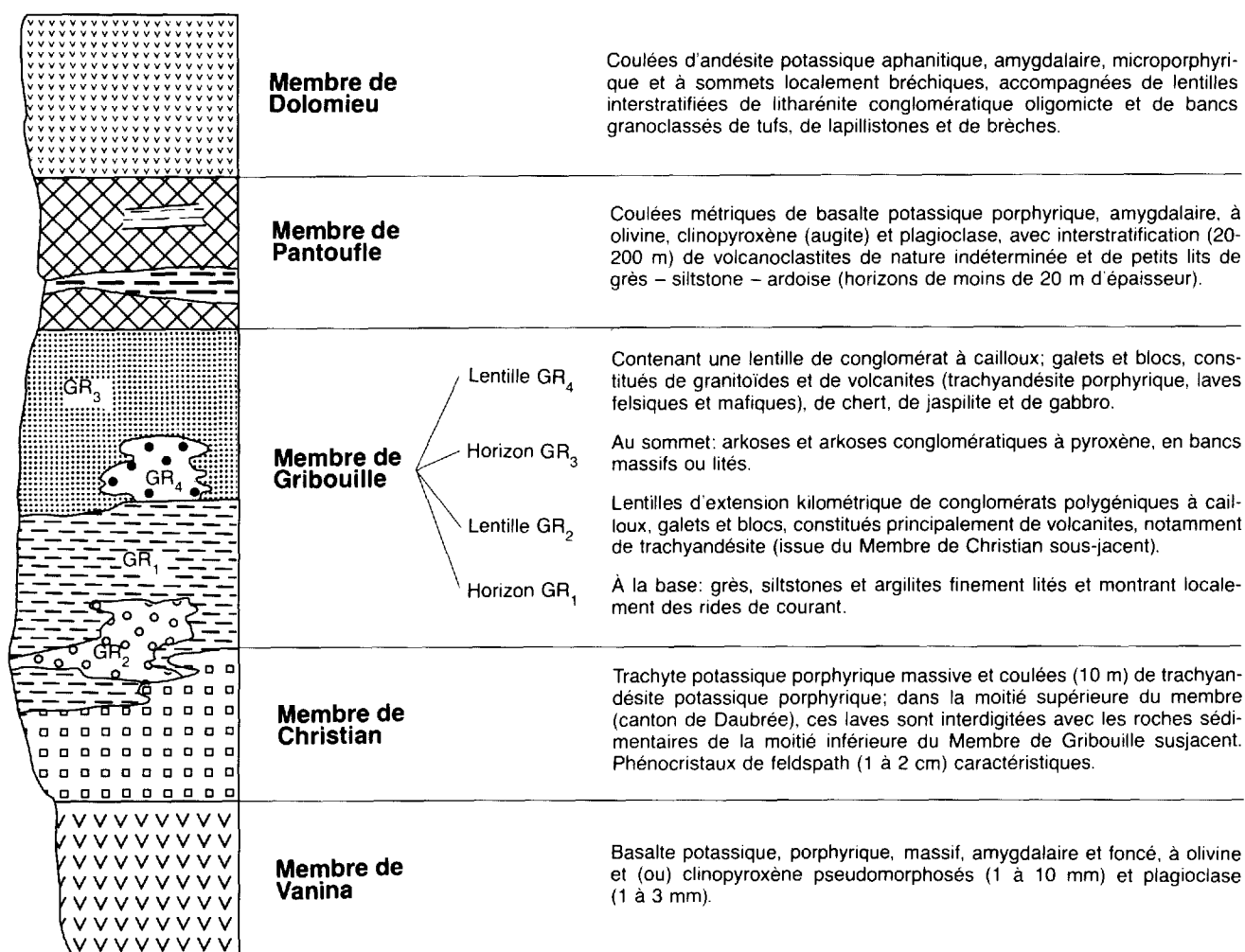


FIGURE 19 – Lithostratigraphie de la Formation de Haüy. Échelles non respectées.

Dans sa portion la plus épaisse, le membre a une épaisseur minimale calculée de l'ordre de 350 m.

Membre de Christian (CH)

Ce nom provient du ruisseau Christian, un affluent du lac Landing, qui se trouve dans la moitié nord du canton de Daubrée. Les affleurements de la localité type du membre se trouvent dans le quart nord-ouest du même canton et sont accessibles à pied à partir de la route 113 (figure 20).

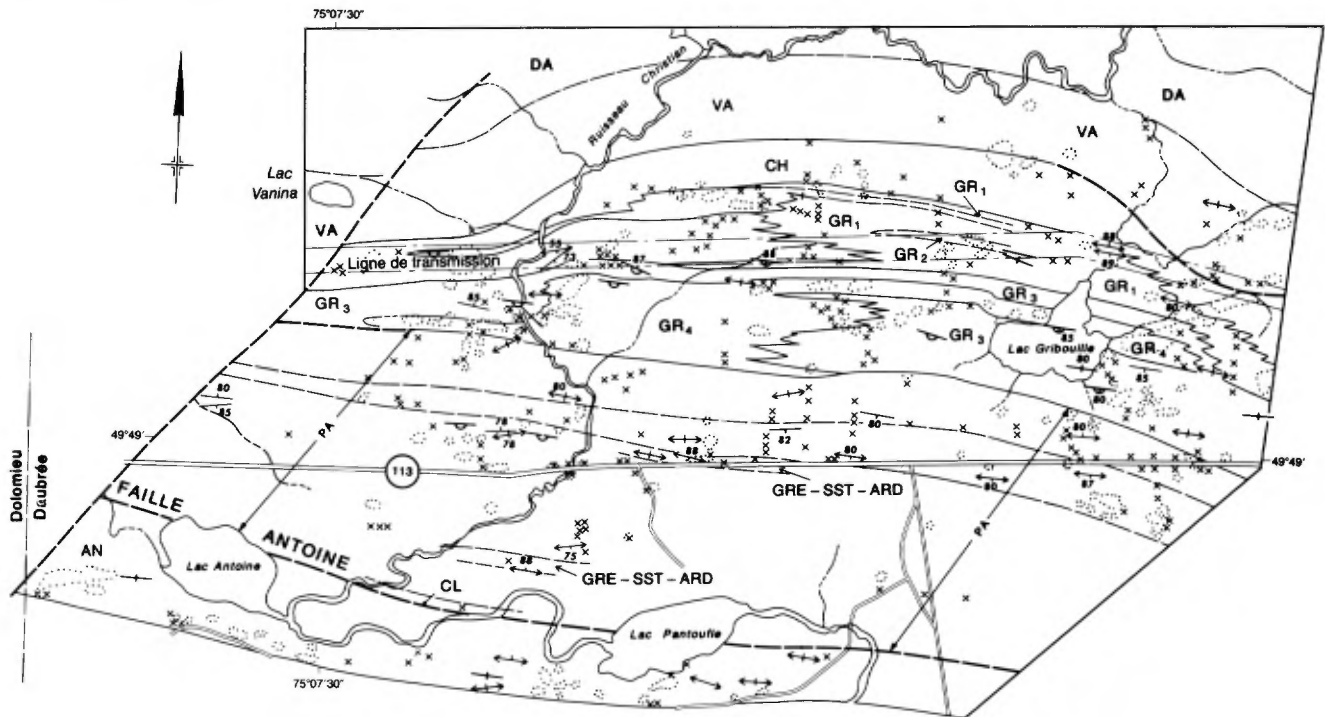
Les roches de ce membre ont été sommairement décrites pour la première fois à cet endroit par Otis (1982) sous l'appellation *sous-unité 4A*, laquelle comprend une lave à phénocristaux de feldspath contenant 6,65% (du poids) de K₂O et correspondant à une trachyte. Selon l'auteure, le feldspath identifié dans une lame comme de la sanidine peut expliquer le fort pourcentage en K₂O. Cette description a par la suite été complétée par celles de Charbonneau *et al.* (1983, pages 40 et 41: laves porphyriques à plagioclase) et de Franconi (1983, page 79: laves porphyriques de la sous-unité 7A) pour qui ce faciès est le plus caractéris-

tique de l'Opémisca. Ces roches correspondent au *premier type de lave* décrit par Piché et Dimroth (1983) dans la Formation de Haüy et interprété comme des coulées porphyriques de type *aa* et de type *pahoehoe à lobes* (figure 22).

Le Membre de Christian correspond au membre 2 de Picard (1984 et 1986) décrit au même endroit et comprenant de la trachyte porphyrique massive et des coulées (10 m) de trachyandésite porphyrique.

L'épaisseur calculée du membre est de l'ordre de 400 m à la localité type et atteint au-delà de 500 m à l'est de cette localité.

À la localité type (figure 20), le membre est en contact normal et net au-dessus du Membre de Vanina; ce contact inférieur a été observé sur une aire d'affleurements, à quelque 600 m au nord du lac Gribouille. En montant dans la colonne stratigraphique, les laves porphyriques du Membre de Christian sont interstratifiées avec les roches sédimentaires de la portion inférieure du Membre de Gribouille sus-jacent. La présence de ces interstratifications et de lentilles de sédiments dans



PA	Membre de Pantoufle	DA	Formation de Daubrée
	Membre de Gribouille	x	Petit affleurement
GR ₁	À la base: grès, siltstones et argilites finement lités et montrant localement des rides de courant	○	Aire d'affleurements
GR ₂	Lentilles d'extension kilométrique de conglomérats polygéniques à cailloux, galets et blocs, constitués principalement de volcanites, notamment de trachyandésite (issue du Membre de Christian sous-jacent)	a / b /	Contact géologique: a) certain, b) incertain
GR ₃	Au sommet: arkoses et arkoses conglomératiques à pyroxène, en bancs massifs ou lités	—	Faïlle régionale position incertaine
CH	Membre de Christian	a / b /	Stratification avec sommet non déterminé: a) inclinée, b) verticale
VA	Membre de Vanina	a / b / c /	Stratification avec sommet déterminé: a) inclinée, lits en position normale, b) inclinée, lits renversés, c) pendage non mesuré, avec sens du sommet des lits
		AN	Anorthite

FIGURE 20 – Affleurements des localités types des Membres de Vanina (VA), de Christian (CH), de Gribouille (GR₁ à GR₄), de Pantoufle (PA) et de Dolomieu (DO). DA = Formation de Daubrée. Pour les autres symboles, voir légende des cartes géologiques.

la lave indique que les roches volcaniques de la moitié supérieure du Membre de Christian sont contemporaines des roches sédimentaires de la moitié inférieure du Membre de Gribouille.

Les phénocristaux centimétriques de feldspath (30 à 60%) dans la lave et la forte teneur de celle-ci en K₂O sont caractéristiques du membre. Ces phénocristaux sont accompagnés de 5 à 15% de phénocristaux plus petits de clinopyroxènes. Nous référons le lecteur à Picard (1984 et 1986: membre 2 de Häüy) pour les descriptions pétrographiques et les données géochimiques correspondantes. Ces données doivent être considérées comme faisant partie de la définition du Membre de Christian.

Membre de Gribouille (GR)

Le nom de ce membre est emprunté à un lac situé dans le quart nord-ouest du canton de Daubrée (latitude 49°49'20", longitude 75°05'25") où se trouvent les affleurements de la localité type (figure 20). Ces derniers sont accessibles à pied à partir de la route 113. Les roches qui les composent sont essentiellement sédimentaires. Elles ont été décrites brièvement par Otis (1982 et 1983: sous-unités 4C et 4D correspondant respectivement à un conglomérat polygénique et à de l'arkose) et par Charbonneau *et al.* (1983: grès feldspathiques, conglomérats à fragments granitiques et volcaniques et conglomérats à fragments de

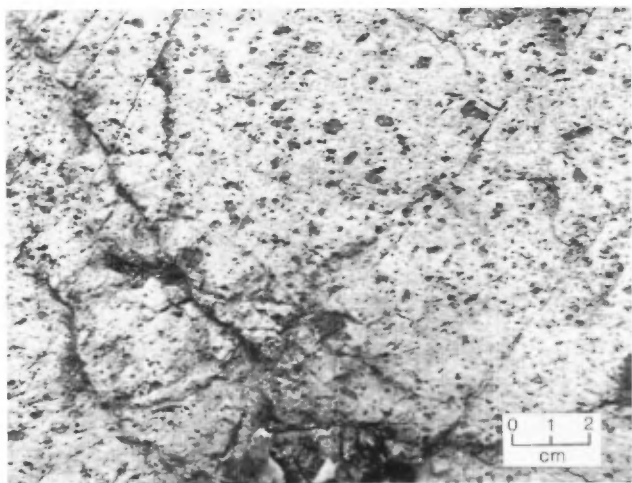


FIGURE 21 – Basalte à phénocristaux d'olivine et (ou) de clinopyroxène (focés) et à phénocristaux plus petits de plagioclase (pâles). Membre de Vanina (Fm. de Haüy). (Photographie de Franconi, 1983).

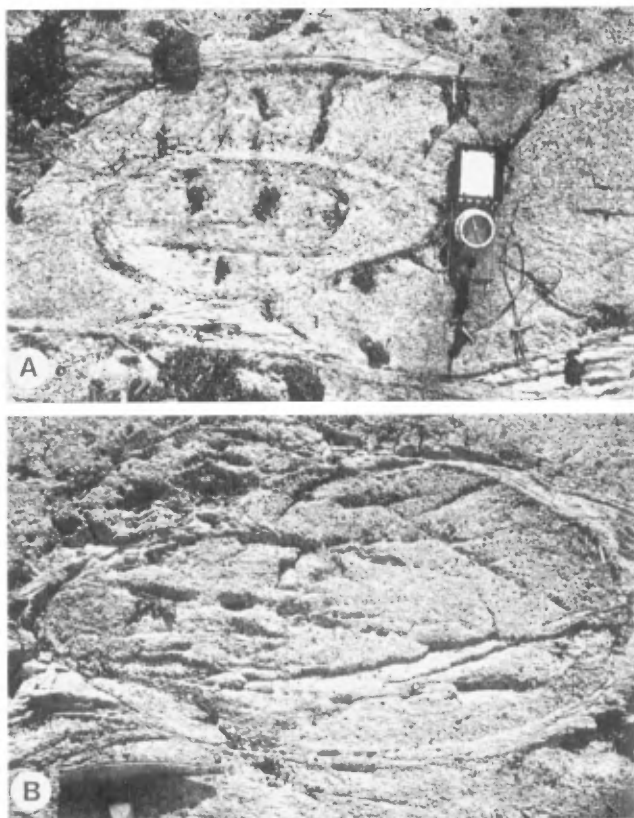


FIGURE 22 – Lave porphyrique du Membre de Vanina (Fm. de Haüy) (photographie de Otis, 1983).

- A – Partie d'une coulée de lave trachytique porphyrique de type "pahoehoe à lobes".
 B – Vue rapprochée de A.

volcanites). Ces descriptions ont été complétées par Charbonneau *et al.* (1984) et Picard (1984 et 1986), lesquels ont fourni la stratigraphie du membre telle qu'observée à la localité type. Au sud de celle-ci les roches du Membre de Gribouille ont été décrites par Franconi (1983: membre grés-conglomératique).

À la localité type (figure 20), le Gribouille comprend, de la base au sommet (du nord vers le sud):

- 1– Des grès à grain fin, des siltstones et des argilites finement lités montrant localement des rides de courant de même que des lentilles, d'extension kilométrique, de conglomérats polygéniques à granules, à cailloux, à galets et à blocs constitués principalement de volcanites dont la trachyandésite issue du Membre de Christian (figure 23).

Ces lithologies sont interstratifiées entre elles et sont interstratifiées avec les laves de la moitié supérieure du Membre de Christian (figure 20).

- 2– Des arkoses et des arkoses conglomératiques en bancs massifs ou lités montrant des structures sédimentaires. Les niveaux conglomératiques montrent, entre autres éléments, des cailloux de trachyandésite porphyrique du Membre de Christian et la fraction détritique de l'arkose contient localement jusqu'à 15% de fantômes de pyroxène. Interstratifiée dans ces lithologies, se trouve une lentille de conglomérat à cailloux, à galets et à blocs constitués principalement de granitoïdes en plus de trachyandésites porphyriques (provenant du Membre de Christian), de laves felsiques, de laves mafiques, de chert, de jaspilite et de gabbro.

À titre de complément, les descriptions de Picard (1984 et 1986) concernant le membre 3 du Haüy doivent être considérées comme faisant partie de la définition du Membre de Gribouille. L'épaisseur maximale du membre atteint quelque 700 m entre les lacs Vanina et Gribouille.



FIGURE 23 – Conglomérat à granules et à cailloux aplatis du Membre de Gribouille (GR2). Flanc sud du synclinal de Chapais, dans l'environnement de la faille Kapunapotaogen. Canton de Daubrée. (Photo fournie par A. Franconi).

La caractéristique des conglomérats et des arkoses conglomératiques du Membre de Gribouille (Formation de Haüy) est qu'ils contiennent des éléments de trachyandésite porphyrique identique à la lave qu'on retrouve dans la même formation, au sein du Membre de Christian. Cette caractéristique permet de les distinguer des conglomérats de la Formation de la Trêve (ce rapport) et de la Formation de Stella (Cimon, 1976, 1977b et 1979) qui ne contiennent pas de tels éléments parce qu'ils sont situés à des niveaux stratigraphiques inférieurs au Haüy. Cette distinction semble avoir échappé à Franconi (1983) pour qui les conglomérats à granitoïdes mentionnés ci-haut *sont identiques à ceux décrits dans la Formation de Stella* qui contiennent également des éléments de granitoïdes. De même pour Dimroth *et al.* (1983b), *le membre de conglomérat polygénique et de grès mentionné ci-haut est identique, par son faciès et sa composition, à la Formation de Stella.*

Du côté nord-ouest de la faille Lamarck, les faciès conglomératiques du Gribouille correspondraient *grosso modo* à la lithologie 8c de Dubé (1981b) interprétée comme des *tufs à blocs*. Dans cette bande que forme la lithologie 8c, nous avons observé un conglomérat polygénique à cailloux et à galets constitué en partie de lave porphyrique à pyroxènes analogue à celle du Membre de Vanina décrit ci-avant.

La caractéristique des grès du Gribouille est qu'ils contiennent des pyroxènes en quantité variable. Au nord-ouest de la faille Lamarck, ces faciès gréseux correspondraient assez bien à la lithologie 8b de Dubé, interprétée comme des *volcanites à phénocristaux de pyroxènes*. La majorité des affleurements de la bande que forme cette lithologie le long de la rivière Chibougamau montrent des grès lités vert clair, massifs, granoclassés ou entrecroisés contenant des pyroxènes atteignant localement 2 cm de diamètre moyen.

Membre de Pantoufle (PA)

Ce nom provient du lac Pantoufle, situé entre le lac Landing et la route 113 (figure 20), à l'intersection de la latitude 49°48' et de la longitude 75°06'. Les affleurements de la localité type se trouvent dans le quart nord-ouest du canton de Daubrée, de part et d'autre de la route 113.

La bande de roches que forme ce membre a été individualisée et cartographiée comme telle pour la première fois sur le flanc nord du synclinal de Chapais par Picard (1984 et 1986: membre 4). La localité type comprend les affleurements du Membre de Pantoufle représentés à la figure 20. À cet endroit, la stratification a un pendage moyen subvertical et les sommets des couches sont vers le sud-sud-ouest. On rencontre de la base au sommet:

- Un basalte potassique porphyrique à olivine, clinopyroxène (augite) et plagioclase, massif et d'environ 200 m d'épaisseur;

- Des volcanoclastites de nature indéterminée, dont l'épaisseur varie de 20 à 200 m, surmontées localement d'un horizon discontinu de petits lits de grès-siltstone-ardoise atteignant 20 m d'épaisseur;
- Un basalte potassique porphyrique à olivine, clinopyroxène (augite) et plagioclase, massif, de 500 à 700 m d'épaisseur minimale et contenant des interstratifications métriques de petits lits de grès-siltstone-ardoise, le tout surmonté de volcanoclastites.

Les basaltes forment des coulées métriques. Ils sont macroscopiquement semblables entre eux et semblables à ceux du Membre de Vanina. Ils sont amygdalaires; les amygdales y sont moins abondantes que dans ce dernier membre.

Les données de Picard (1984 et 1986) concernant le membre 4 de la Formation de Haüy font partie intégrale de la présente définition du Membre de Pantoufle.

Membre de Dolomieu (DO)

Ce nom provient du canton de Dolomieu où le membre atteint son épaisseur maximale (carte 3). Les affleurements de la localité type se trouvent dans le quart nord-ouest du canton de Daubrée (figure 20). Ils sont constitués de coulées d'andésite potassique aphanitique, amygdalaire, microporphyrique (figure 24) et à sommets localement bréchiques. Les coulées sont accompagnées de lentilles interstratifiées de litharénite conglomératique oligomictite à cailloux arrondis d'andésite et de bancs de tufs, de lapillistone



FIGURE 24 – Lave aphanitique fracturée du Membre de Dolomieu (Fm. de Haüy). Au nord du lac Landing, dans l'environnement de la faille Kapunapotagen. Canton de Daubrée.

et de brèches granoclassés (Charbonneau, Picard et Piché, 1984). Au sein des coulées, Franconi (1983) a reconnu trois faciès caractéristiques: des laves aphanitiques fracturées surmontées de laves vacuolaires elles-mêmes surmontées de laves bréchiqes. Des déterminations faites par Bernard Kieller, du Centre de recherches minérales, ont permis de savoir que les petits phénocristaux de feldspath dans l'andésite sont zonés; il s'agirait d'albite à cryptoantiperthite (ou d'anorthose à cryptoperthite; voir annexes 3 et 4). Dans les cantons de Daubrée et Dolomieu, la bande de roches du Membre de Dolomieu est en position subverticale et montre des sommets vers le nord-nord-est. Elle fait donc partie du flanc sud du synclinal de Chapais. Au sud, elle est en contact normal avec des volcanoclastites associées à des basaltes porphyriques à olivine, clinopyroxène et plagioclase appartenant au Membre de Pantoufle sous-jacent. Du côté nord, le Membre de Dolomieu, à sommets nord, est en contact de faille (faille Antoine) avec le Membre de Pantoufle où les sommets sont vers le sud.

Dykes nourriciers des laves du Haïy

Un grand nombre de dykes, nourriciers des basaltes du Haïy (Membres de Vanina et(ou) de Pantoufle) apparaissent dans les roches sous-jacentes stratigraphiquement à cette formation. Il s'agit des *dykes porphyriques* d'Otis (1982 et 1983: unité 9), d'un *dyke de diabase avec zone centrale à enclaves*, d'âge archéen, de Charbonneau (1981a) et de Charbonneau *et al.* (1983). Les premiers recourent des roches du Filon-couche de Bourbeau et de la Formation de Daubrée au nord de la faille Kapunapotagen (cartes 2 et 3); le second (0,5 à 5 m d'épaisseur) affleure en trois segments alignés à l'est du lac Dolomieu et qui, ensemble, recourent la majeure partie des roches de la Formation de Gilman et la partie basale de la Formation de Blondeau (carte 3); il a ceci de particulier qu'il contient nombre de xénolites centimétriques et décimétriques de quartzite lité, de chert, de lave et de granite sodique analogue à celui du Pluton d'Opémisca. Les xénolites de granite, contrairement aux autres xénolites, montrent des contacts flous avec la matrice basaltique du dyke.

Les dykes porphyriques à olivine-clinopyroxène-plagioclase sont particulièrement abondants dans la demie nord du canton de Daubrée. À cet endroit (voir carte 3), ils ont été observés dans le Filon-couche de Bourbeau de même que dans les roches sédimentaires du Daubrée. Leur direction moyenne fait généralement un angle marqué (60° et plus) avec la stratification, contrairement à ce que montre la carte d'Otis (1982 et 1984).

Picard et Piboule (1986b) se sont intéressés à l'origine des laves du Haïy. Selon eux:

Le comportement des éléments majeurs, des éléments traces et des lanthanides suggère que ces laves résultent de la fusion partielle d'une source mantellique de type lherzolite à grenat enrichie en K, Sr, Rb, Ba et Th par des éléments volatils, ainsi que de mécanismes de contamination crustale et de cristallisation fractionnée (page 1169).

Ajoutons que Picard (1984 et 1986) rapporte l'existence de *nodules en enclaves ou de microfragments à texture grenue de nature dioritique ou trondjémitique* dans les trachytes porphyriques. Selon lui, la nature pétrographique de ces enclaves ressemble à celle des granitoides du pluton de Chibougamau. Il émet l'hypothèse que les laves du Haïy aient été contaminées par les roches de ce pluton déjà en place à cette époque.

FILON-COUCHE DE COLETTE (CO)

Ce nom est celui du lac Colette, situé dans l'angle sud-ouest de la carte 7 (latitude 49°53'40" et longitude 76°00'00").

Au cours de l'été 1982, l'équipe de Christian Picard a cartographié deux segments parallèles de roches gabbroïques intrusives et concordantes avec les roches sédimentaires encaissantes, corrélées à celles de la Formation de Daubrée (Picard, 1982 et 1985: unité F). Chacun de ces segments a une épaisseur de 500 à 700 m. Il est constitué d'une variété de gabbros et comprend dans sa partie centrale un ferrogabbro à quartz et hornblende aciculaire (200 à 300 m d'épaisseur). Picard (1985: figure 18) croit que ces deux segments, séparés par une bande de roches sédimentaires de 370 à 500 m de largeur, représenteraient en fait un seul et même filon-couche affleurant sur les deux flancs d'un synclinal.

Les variétés de gabbro observées dans le Filon-couche de Colette sont du leucogabbro, des mésogabbro et mélanogabbro à quartz, en plus du ferrogabbro mentionné ci-avant. Bien que ces roches soient semblables macroscopiquement aux variétés de gabbro du Complexe de Cummings, il n'en demeure pas moins, selon Picard (1985), que leur pétrographie et leur géochimie diffèrent sensiblement de celles du Complexe de Cummings. Elles se rapprochent davantage de celles des roches du Filon-couche de Rita (carte 1) que nous décrivons plus loin. Les gabbros du Colette contiennent du quartz interstitiel incolore (et non bleuté) et des cristaux aciculaires de hornblende verte. Les ferrogabbros contiennent des zircons, contrairement à ceux associés au Complexe de Cummings (présent rapport); leur teneur en zirconium, yttrium et niobium est relativement élevée.

Les affleurements de la localité type de ce filon-couche se trouvent au lac Colette et jusqu'à 2 km au nord de celui-ci (figure 25). Leur description

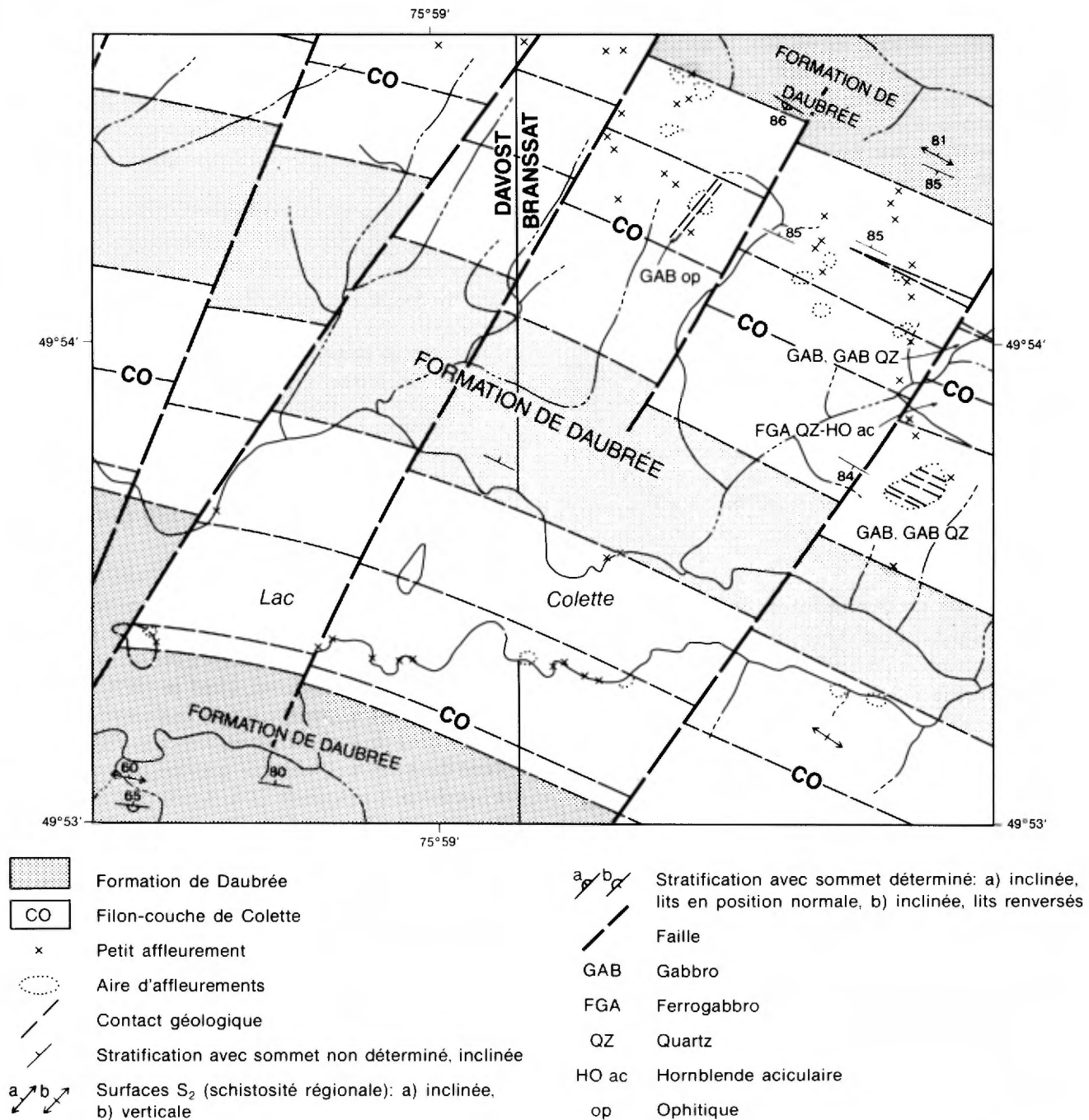


FIGURE 25 – Affleurements de la localité type du Filon-couche de Colette, cantons de Branssat et de Davost (carte 7).

correspond en tout point à celle des roches de l'unité F de Picard (1985), laquelle fait partie intégrale de la définition du Filon-couche de Colette.

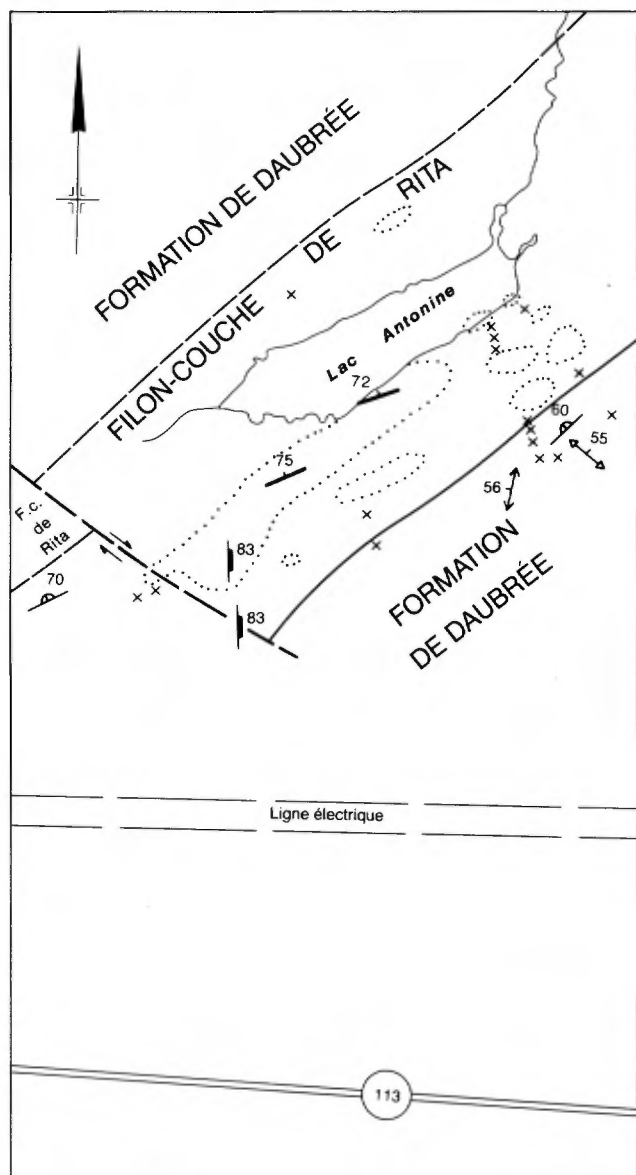
FILON-COUCHE DE RITA (RI)

Ce nom est emprunté à la baie Rita, sise dans la partie méridionale du lac la Trêve (carte 1).

Le Filon-couche de Rita souligne la forme d'un synclinal en position verticale et présent sur les cartes 4 et 5. Sur les deux flancs du synclinal, l'intrusion a déjà été cartographiée par Gilbert (1955). Sur le flanc nord-ouest, elle a été recartographiée en partie par Hébert

(1981 et 1983: lithologie 4c = métadiorite à biotite) et en partie par Charbonneau (1981b) qui l'a également recartographiée sur le flanc sud et mise en évidence dans une zone de charnière reliant ces deux flancs. C'est en 1983 que Charbonneau *et al.* ont reconnu l'extension de l'intrusion à l'est du stock de Saussure (nouveau nom, voir carte 1), jusqu'au secteur de la rivière Chibougamau.

La localité type du filon-couche de Rita (figure 26 et carte 5) se trouve de part et d'autre du lac Antonine (nouveau nom), au sud de la baie Rita, à 1600 m au



- x Petit affleurement
- Aire d'affleurements
- a / b Contacts géologiques: a) certain
b) présumé
- ↗ Stratification avec direction du sommet
indiquée par le demi cercle
- ↘ Schistosité régionale (S₂)
- ↗ Clivage tardif (S₃)
- Dykes de leucogranite (10 cm à 1 m)
- Veines de quartz (1 cm) recoupant
les dykes de leucogranite
- ↗ Faille dextre présumée

FIGURE 26 – Affleurements de la localité type du Filon-couche de Rita, au sud de la baie du même nom. Canton de La Ribourde (carte 5).

nord de la route 113. A cet endroit, la moitié inférieure du filon affleure de façon quasi continue du côté sud-est du lac, par opposition à sa moitié supérieure qui ne compte que quelques affleurements. La roche (figure 27) est massive, grenue et sa composition minéralogique n'est pas homogène. Il s'agit généralement d'une diorite à biotite contenant localement des masses de pyroxénite et de cumulat gabbroïque à plagioclase. Les surfaces d'affleurements sont rugueuses de façon caractéristique. Les strates des roches sédimentaires encaissantes (Formation de Daubrée) sont orientées parallèlement à l'intrusion bien que, localement, on puisse observer un angle faible entre les deux. Cette dernière situation résulterait du plissement au cours duquel un cisaillement se serait produit au contact entre l'intrusion et les roches encaissantes, cela à cause de la différence de compétence entre les deux unités lithologiques. Les strates sédimentaires (10 à 20 cm) encaissantes sont localement silicifiées et à cassure conchoïdale. Plusieurs dykes de leucogranite de 10 cm à 1 m d'épaisseur recoupent le filon-couche. Ils seraient génétiquement reliés au stock de Saussure, sis à l'est immédiat de la localité type.

À l'est du lac Clarine (nouveau nom, voir carte 5), une coupe montre successivement une roche mafique à biotite-actinote-carbonate (170 m d'épaisseur), surmontée d'un cumulat gabbroïque à plagioclase cumulus-hornblende-biotite puis d'une diorite à plagioclase-hornblende-biotite-quartz interstitiel (230 m d'épaisseur minimale).



FIGURE 27 – À droite, diorite du Filon-couche de Rita; à gauche, dyke de leucogranite (syngénétique du stock de Saussure ?). Localité type du Filon-couche de Rita, au sud du lac Antonine (voir figure 26).

Les affleurements du Filon-couche de Rita à l'est immédiat du stock de Saussure montrent une diorite grenue métamorphisée et devenue pratiquement une roche hybride au sein de l'auréole de métamorphisme du stock. L'affleurement à l'ouest immédiat de la rivière Chibougamau (carte 4) est une diorite à biotite, grenue et typique du Rita.

Selon Hébert (1983):

Les diorites à biotite montrent une texture ophitique. Elles sont constituées de 40 à 68% de plagioclase, de 15 à 20% de pyroxène, de 10 à 24% de biotite et de moins de 5% de quartz, de microcline, de zircon, de sphène et d'apatite. Le plagioclase saussuritisé se présente en cristaux idiomorphes de 2,2 mm de longueur, lesquels pénètrent partiellement le pyroxène. Celui-ci, entièrement ouralitisé, a 0,6 à 2,8 mm de diamètre. La biotite brune à verdâtre a cristallisé entre le pyroxène et le plagioclase. L'ordre de cristallisation dans les diorites est le suivant: apatite-zircon-plagioclase-sphène-pyroxène-microcline-quartz.

MASSES PLUTONIQUES (2, 1)

Il s'agit ici de stocks, d'un pluton et de massifs. Nous utilisons la terminologie de Billings (1954) pour distinguer les stocks des plutons. Selon Billings, les stocks, contrairement aux plutons, ont une superficie inférieure à 103,6 km² (40 milles²). Notre région comprend une partie du Pluton d'Opémisca et quantité de stocks auxquels nous donnons des noms, pour plus de commodité. Toutefois, notre mandat étant simplement de délimiter leurs contours, ces noms sont utilisés dans un sens informel et s'écrivent avec la minuscule. Ils pourront éventuellement être formalisés (et écrits avec la majuscule) par des auteurs qui seront en mesure de les décrire convenablement.

Dans les cas où de grandes masses plutoniques sont susceptibles de contenir plus d'une intrusion et que ces intrusions distinctes n'ont pas été cartographiées, nous utilisons l'expression de massif, suivant ainsi l'exemple de Racicot *et al.* (1984); c'est le cas pour le massif de Lapparent et le massif de Berey, respectivement dans la partie sud et à l'extrémité nord-ouest de la région (carte 1).

Massif de Lapparent

Le contact nord de la majeure partie du massif de Lapparent a été cartographié depuis le canton de Daubrée, à l'est, jusqu'à celui de Krieghoff, à l'ouest. Les affleurements rencontrés dans cette partie nord du massif comprennent de la granodiorite et des syénites (voir stock de Fardoche, carte 4), décrites dans Charbonneau *et al.* (1983) et dans Picard (1985). Ces roches sont relativement plus jeunes que celles du Groupe de Roy adjacentes, lesquelles ont été affectées par un métamorphisme de contact qui a produit une auréole de cornéennes (ou de gneiss rubanés) sur une largeur supérieure à 100 m. Elles sont tardi- ou syncinéma-

tiques par rapport à l'orogénèse kéronéenne, contrairement à l'interprétation de Racicot *et al.* (1984; voir figures 1 et 3), pour qui la bordure nord de la majeure partie de la portion occidentale du massif est constituée de gneiss tonalitiques précinématiques.

Dans la zone cartographiée (cartes 3 à 6), les roches intrusives sont localement dotées d'une foliation métamorphique. Elles contiennent des xénolites décimétriques et hectamétriques de gabbro et de lave cornéifiées et sont recoupées de dykes (2 dm à 2 m d'épaisseur) de pegmatite, d'aplite et de roche foncée (Charbonneau, 1981a).

Massif de Berey

Nous suggérons ce nom informel pour représenter l'ensemble des roches granitoïdes et gneissiques s'étendant au nord, au nord-est et au nord-ouest des roches vertes de la région de Chibougamau-Chapais. Le nom provient du canton de Berey, au nord immédiat du canton de Daine (carte 1). À l'image de celui de Lapparent, ce massif regroupe vraisemblablement plus d'un stock (ou pluton, voir figure 1 de Racicot *et al.*, 1984). On rapporte la présence de granites dans les cantons de Daine (Hébert, 1983) et Branssat (Picard, 1985) et de syénodiorite dans le secteur à la limite des cantons de Lantagnac et Guettard (MacIntosh, 1977 et Chartrand, 1982).

Pour plus d'information sur les roches de la région de Chapais-Branssat constituant la limite sud de ce que nous appelons le massif de Berey, nous référons le lecteur aux auteurs précités de même qu'à Gilbert (1955).

Pluton d'Opémisca

Une portion de ce pluton granodioritique apparaît à l'extrémité est de la carte de Chapais-Branssat (carte 1). Cette intrusion a été appelée *granite d'Opémisca* par Tolman (1932b, p. 356) et Pluton d'Opémisca par Wolhuter (1971) qui en a fait une étude exhaustive. Otis (1983) et Durocher (1985), qui ont effectué des travaux de cartographie dans les cantons de Daubrée et d'Opémisca respectivement, font état de l'existence d'une auréole de métamorphisme de contact dans les roches adjacentes au pluton, contrairement à ce qu'a écrit Wolhuter (1971).

Dans le canton de Daubrée et à l'est de celui-ci, Norman (1941a) rapporte la présence d'une zone de diorites à biotite et de roches hybrides riches en biotite, le long du contact sud-sud-ouest du pluton. Selon Otis (1983), dans la zone de contact entre le pluton et les unités encaissantes, on a observé plusieurs affleurements de brèches dont les fragments proviennent soit de la roche du pluton, soit de la lave ou des intrusions mafiques amphibolitiques de l'auréole.

Selon Dallmeyer *et al.* (1975), l'âge du Pluton d'Opémisca est de 2647 à 2692 Ma. Cet âge a été obtenu sur de la hornblende et de la biotite par la méthode

argon 40/argon 39. Des données structurales, minéralogiques et texturales indiquent que le pluton est postcinématique, selon Durocher (1985). Dans ce contexte, la forme aplatie ou elliptique (en surface) du pluton étonne quelque peu.

Stocks

La région de Chapais-Branssat comprend les stocks de Branssat, de Louis-Olivier, de Daine, de Gilbert, d'Inconnu, de Gisèle, de Guettard, d'Envoûtant, de Lantagnac, de Thomelet, de la Moraine, à l'Eau Noire, aux Deux Granites, de Marie-Hélène, de La Ribourde, d'Amibe, de Gillian, de Jean-Denis, de Saussure, de Fardoche, de Jean-Luc et de Dolodau (carte 1). Ce dernier nom apparaît sur la carte de Nantel (1985); ceux de la Moraine, à l'Eau Noire et aux Deux Granites ont été introduits par MacIntosh (1977). Les autres sont empruntés à des toponymes locaux (tableau 5) acceptés par la Commission de toponymie du Québec (tableau 3) ou proposés à celle-ci. Les données relatives à ces stocks (lithologies, façon dont le périmètre a été tracé, etc.) figurent au tableau 10.

Tous ces stocks sont entourés d'auréoles de métamorphisme. Nous considérons que la majorité d'entre eux sont postcinématiques dans la mesure où ces auréoles n'ont pas subi de métamorphisme régressif. La forme allongée et aplatie des stocks de Saussure, de Dolodau et de Jean-Luc suggèrent qu'ils pourraient être syncinématiques.

Le stock de Thomelet a été décrit en ces termes par MacIntosh (1977, pages 32 et 33):

On Thomelet lake a small stock is postulated on the basis of five outcrops of felsic rocks, three being mesocratic green to gray quartz-feldspath porphyrics with fine to coarse phenocrysts in an aphanitic matrix, with some shearing associated with small quartz stringers and disseminated pyrite, and two being medium-grained gray to pink, biotite granite with minor pyrite and quartz phenocrysts only slightly coarser than the matrix.

Dans l'angle nord-ouest de la carte 3, au niveau du ruisseau Voyageur, se trouve une anomalie magnétique positive. Son aspect circulaire en surface est à l'image de celui d'autres anomalies soulignant plusieurs des stocks mentionnés ci-haut. Nous émettons l'hypothèse qu'un stock soit présent en subsurface à cet endroit. Cela expliquerait en même temps la présence de dykes felsiques recoupés dans les sondages effectués dans ce secteur.

Roches protérozoïques

FORMATION DE CHIBOUGAMAU

Mawdsley et Norman (1935) ont introduit le nom de *Séries de Chibougamau* pour des conglomérats et arkoses peu métamorphisés des parties nord-est et sud-

ouest du lac Waconichi (cantons d'O'Sullivan et Richardson, à l'est de notre région), et en discordance angulaire sur les roches vertes archéennes sous-jacentes. L'appellation de *Formation de Chibougamau* a été introduite par Long (1974) pour qui les prototypes de ces roches sont des tillites et des aquatillites d'origine glaciaire et glaciolacustre.

Dans la région de Chapais-Branssat, des grauweekes et brèches sédimentaires ont été observées dans les paléofissures ouvertes présentes sur un affleurement du massif de Lapparent et sur quelques affleurements de roches vertes entre ce massif et le Pluton d'Opémisca. Dans le premier cas, il s'agit d'un petit affleurement (1 x 1,5 m) situé dans l'angle sud-est de la carte 4. A cet endroit, une bande de grauweeke de 30 cm de large, à pendage abrupt et orientée nord-nord-est apparaît au sein d'un granite à xénolites centimétriques et décimétriques de roche verte amphibolitisée. La grauweeke est grise et s'altère brunâtre. Elle contient des granules anguleux. Dans le second cas, des bandes analogues de 10 à 30 cm de largeur ont été observées à quelque 2 km au nord-est de l'extrémité orientale du lac Landing et à quelque 2 km au sud-est du lac Pacifique (Otis, 1982 et 1983; carte 3 du présent rapport). Ces roches ont été décrites dans Otis (1983). Le site le plus spectaculaire (figure 28), accessible via un chemin de bûché, se trouve sous la ligne électrique à quelque 560 m au nord de la route 113 (voir carte 3).

Quatre sites de *sandstone fissure-fillings* ont été rapportés au nord de la région de Chapais-Branssat par MacIntosh (1977, p. 87): (...) *massive rock with prominent clear, angular quartz and feldspar grains to 1 mm and in some specimens numerous pebbles to 1/2 inch of dark aphanitic rock(...)* There is minor alteration of the plagioclase to chlorite.

Les directions nord-est à nord-nord-est des paléofissures coïncident avec celles d'une des familles de dykes protérozoïques de diabase.

DYKES DE DIABASE

Ce sont les plus jeunes roches intrusives de la région cartographiée. On leur attribue un âge protérozoïque au moins depuis les travaux de Retty et Norman (1938). En Ontario, dans la région de Timmins, des dykes tardifs de diabase à olivine ont 1230 Ma (Protérozoïque supérieur) et ceux de diabase à quartz auraient 2170 Ma (Protérozoïque inférieur) (Pyke, 1982).

Ce sont du nord-ouest au sud-est, les dykes du Poing, de Geneviève, de Janus, de Landing, d'Anne-Marie, d'Anville, de Poudingue et d'en Boucle (carte 1). Sauf pour le dyke de Landing, dont le nom a été introduit par Otis (1982 et 1983: dyke du lac Landing), tous ces noms sont nouveaux et inspirés de toponymes locaux; ils sont toutefois utilisés ici de façon informelle (avec la minuscule).

TABLEAU 10 - Données relatives aux stocks de la région de Chapais-Branssat. Les noms sont nouveaux sauf ceux des stocks aux Deux Granites, de Dolodau, à l'Eau Noire et de la Moraine.

Stock(s)	Dimensions (diamètre ou longueur x largeur)	Canton(s)	Lithologies et références	Méthodes utilisées dans le tracé des périmètres	Carte n°
d'Amibe	1,4 km	La Ribourde	Roches granitiques (Charbonneau, 1981b) Granodiorite (Racicot <i>et al.</i> , 1984)	Anomalie magnétique positive (MER, 1981a) et un affleurement (Charbonneau, 1981b)	5
de Branssat	4 km	Branssat	Syénite à grain grossier (Gilbert, 1955) Syénite porphyrique (Picard, 1985)	Anomalie magnétique positive pour la partie sud du stock (MER, 1984a) et quelques affleurements dans la partie nord	7
de Daine	4,6 x 3,2 km	Daine	Syénite (?) (Hébert, 1983)	Anomalie magnétique positive (MER, 1981a) et 1 affleurement	8
d'Envoûtant	450 m	Guettard	Syénodiorite (Chartrand, 1982) Granodiorite (Chartrand, 1984)	2 affleurements	12
aux Deux Granites	1 x 0,9 km	Julien	Granite porphyroïde au sud-est granite couleur crème rosâtre au nord-ouest (McIntosh, 1977; voir aussi Chartrand, 1982)	Cartographie au sol	11 et 12
de Dolodau	2,4 x 1 km	Dolomieu et Daubrée	Syénite rose et rouge entourée de granite rosé (MER, 1983)	Cartographie au sol	3
à l'Eau Noire	7 x 4,5 km	Julien et Latouche	Syénite-mélasyérite (McIntosh, 1977; voir aussi Chartrand, 1982) Granodiorite (Chartrand, 1984)	Cartographie au sol	11
de Fardoche	4 x 3,4 km	Dolomieu	Syénite rose quartzique et magnétique (présent rapport) Monzodiorite à quartz (Racicot <i>et al.</i> , 1984)	Cartographie au sol	4
de Jean-Denis	1,5 km	Daine et Guettard	Granite rose (Gilbert, 1955) Granite blanchâtre à rosâtre (Hébert, 1983)	Cartographie au sol	8
de Jean-Luc	2,6 x 0,9 km	Dolomieu	Granodiorite, syénite ou autre? (présent rapport, carte 3)	Anomalie magnétique positive	3
de Gilbert	1,8 x 1,5 km	Daine	Syénite rose pâle? (Gilbert, 1955)	Cartographie au sol et anomalie magnétique positive (MER, 1981a)	8
de Gillian	400 m	Daine	Syénite grise (Gilbert, 1955) Granite blanchâtre (Hébert, 1984)	Cartographie au sol	8
de Gisèle	1,2 km	Daine	Granite et syénite (Gilbert, 1955) Granite rose (Gilbert, 1984)	Cartographie au sol	8
de Guettard	4,2 x 3,4 km	Guettard	Granodiorite à hornblende (Beach, 1941a) Granite (Dubé, 1981b et 1983)	Cartographie au sol et anomalie magnétique négative (MER, 1981a)	9
d'Inconnu	500 x 600 m	Branssat et Krieghoff	Granite, granodiorite, gris (Picard, 1985)	2 affleurements	7
de Lantagnac	400 m	Lantagnac	Granite porphyrique (Chartrand, 1982) Granodiorite (Chartrand, 1984)	2 affleurements	12
de la Ribourde	1,9 x 1,6 km	La Ribourde	Granitoïde (Charbonneau, 1981b) Granite rose et gris (ce rapport)	Cartographie au sol et anomalie magnétique positive (MER, 1981a)	5
de Louis-Olivier	600 x 300 m	Branssat	Syénite gris rosé (Picard, 1985)	Cartographie au sol	7
de Marie-Hélène	450 m	Julien	Granite équigranulaire (Chartrand, 1982 et 1984)	Cartographie au sol	12
de la Moraine	7,4 x 5,6 km	Julien	Granite porphyrique (McIntosh, 1977 et Chartrand, 1982 et 1984)	Cartographie au sol	11
de Saussure	10 x 3,7 km	Saussure, La Ribourde, Daine et Guettard	Syénite (Hébert, 1983; Charbonneau, 1981b) Syénite à magnétite (Dubé, 1983)	Cartographie au sol et anomalie magnétique positive (MER, 1981a)	4, 5, 8 et 9
de Thomelet	420 m	Lantagnac	Granite porphyrique (McIntosh, 1977; Chartrand, 1982)	Cartographie au sol	12



FIGURE 28 – Grauwacke et brèche sédimentaire (tillites) de la Formation de Chibougamau remplissant des paléofissures dans les laves porphyriques du Membre de Christian (Fm. de Haüy). À 800 m à l'est-nord-est du lac Gribouille (carte 3). Photographie de Otis (1983).

Le dyke du Poing a été cartographié depuis le canton de Julien, au nord-est, jusqu'à celui de Daine, au sud-ouest. Son nom lui vient de l'anse du Poing dans la baie Pichamobi. Son tracé est suggéré par une anomalie magnétique positive linéaire marquée (MER, 1981a). Il affleure peu. Deux affleurements accessibles sont représentés sur la carte 8 : l'un est à mi-chemin entre les baies Gilbert et Geneviève, l'autre forme une petite île près de la bordure nord du lac la Trêve; un troisième affleurement est accessible à l'extrémité est de la baie Pichamobi (carte 12). La roche est : (...) *a deeply-weathered, coarse grained, magnetite-rich olivine diabase* (...) (Gilbert, 1955, page 26). Selon MacIntosh (1977, p. 83) : *A thin section consists of clinopyroxene (30%) (...) with some alteration to biotite; sodic labradorite (50%), saussuritized to 20%; olivine (5%) going to chlorite; black metallics (5-10%); reddish brown biotite (1%), very fine; and numerous rods of apatite to 1,5 mm.*

Nous attribuons à ce dyke un âge protérozoïque à cause de son orientation subparallèle aux autres dykes bien délimités, tel celui de Geneviève à environ 1 km plus au sud-est, auxquels on a assigné un âge protérozoïque.

Le dyke de Geneviève porte le nom de la baie du lac la Trêve sise au sud de la baie Gilbert (carte 1). Ce dyke a été le premier à avoir été cartographié dans la région; il est représenté sur la carte de Retty et Norman (1938). Il traverse le territoire de Chapais-Branssat de part en part depuis le canton de Krieghoff, à l'extrémité ouest, jusqu'à celui de Julien, au nord-est, et se prolonge vraisemblablement tant vers l'ouest-sud-ouest que vers l'est-nord-est. Il résiste relativement mieux à l'érosion que les roches encaissantes et forme de ce fait des petits

reliefs topographiques. Sa signature magnétique, faible mais distincte (MER, 1981a), a permis de continuer son tracé dans les secteurs dépourvus d'affleurements. Il atteint une largeur de 150 m. Son pendage serait abrupt.

Les affleurements les plus faciles d'accès se trouvent à la baie Dussault (en véhicule), au lac la Trêve et à la baie Gilbert (en canot). Il s'agit d'une diabase à olivine (Hébert, 1983) ou dolérite à olivine (selon Picard, 1985). Ces auteurs en ont décrit la pétrographie (pages 124 et 29 respectivement). Les contacts du dyke avec la roche encaissante sont subverticaux, nets et caractérisés par une bordure figée de 10 cm d'épaisseur. Localement, là où des apophyses ou des ramifications (Hébert, 1983) ont envahi les roches adjacentes, le contact est moins net. Hébert (1983) a aussi observé de nombreux xénolites de conglomérat et de granite dans la roche intrusive. Localement aussi, le dyke de Geneviève renferme, près de sa bordure sud-est, des lentilles de pentlandite et de pyrrhotite massives avec un peu de chalcopryrite et de pyrite (voir Hébert, 1983, pages 128-129).

Nous associons le nom *de dyke de Janus* à une série de segments alignés selon une direction nord-est, entre le secteur de la rivière Chibougamau, au sud-ouest, et celui du lac Burton, au nord-est (carte 1). Le nom vient du lac Janus (carte 3, cantons de Dolomieu et Daubrée) où se trouvent les affleurements les plus faciles d'accès, à quelque 2 km au nord de la route 113. Les segments de dyke ont une disposition en échelon, chacun étant souligné par une forte anomalie magnétique positive. Certains ne montrent aucun affleurement.

Le segment de dyke traversant le stock de Fardoche, dans l'angle sud-est de la carte 2, est celui qui contient les affleurements les plus spectaculaires. Ses contacts avec la syénite quartzique et magnétique encaissante sont subverticaux. Ils sont soit nets, soit diffus et soulignés par une bordure figée. Localement, des xénolites de syénite apparaissent dans la diabase. L'épaisseur moyenne de ce segment est de l'ordre de 100 m.

Un échantillon macroscopique représentatif montre une texture cumulative ophitique et contient de 30 à 45% de magnétite et de pyroxènes, 50 à 60% de plagioclase blancs automorphes ou en baguettes millimétriques, en plus de feldspath rose, d'épidote et de pyrite disséminée.

Le dyke de Landing comprend deux segments alignés, l'un au lac Landing même et l'autre plus à l'ouest, au lac des Misérables (carte 1). Le premier segment a été cartographié pour la première fois par Beach (1941b). Son tracé a par la suite été précisé par Otis (1982 et 1983) et Charbonneau (1981a), puis par Franconi (1983). Le second a été interprété (Charbonneau et Dupuis-Hébert, 1983; figure 1) à partir de l'anomalie magnétique linéaire positive située au niveau du lac des Misérables et alignée avec celle soulignant le premier segment (MER, 1981a). Aucun

affleurement n'a été observé le long de ce second segment.

L'épaisseur du dyke varie de 50 à 100 m. La roche est une diabase analogue à celle du dyke de Janus; sa composition est basaltique: elle est alumineuse et riche en fer, titane et calcium. Elle est très potassique et à clinopyroxène-olivine et néphéline normative, ce qui lui confère un caractère alcalin (voir tableau 19 de Charbonneau *et al.*, 1983, page 52).

Le dyke d'Anne-Marie est situé entre le lac Anville et la rivière Obatogamau (carte 1, de même que cartes 3 et 4). Il forme une série de segments en échelon, peut-être décalés par des failles mineures. Son épaisseur varie d'une vingtaine de mètres à son extrémité est, où son tracé a été effectué grâce à des forages, à quelque 90 m à son extrémité sud-ouest, où il est encaissé dans des roches granitiques cornéifiées du massif de Lapparent. La roche est une diabase magnétique à texture ophitique à subophitique.

Le dyke d'Anville se trouve au lac Anville (carte 3). Il ne compte aucun affleurement à ce jour. Nous en soupçonnons l'existence grâce à une anomalie magnétique positive analogue à celle soulignant les autres dykes protérozoïques.

Le dyke de Poudingue se trouve dans l'angle nord-est de la carte 11, entre les lacs aux Bleuets et du Poudingue. Il affleure de façon discontinue sur une distance d'au moins 6 km, selon une direction nord à nord-ouest et se poursuit au sud-est de notre région. Son épaisseur moyenne est de l'ordre de 100 m. Selon McIntosh (1977, page 86):

Two thin sections consist of a clinopyroxene (50%) (...) labradorite (40%); opaque metallics (5 to 10%); leucoxene (1%); amphibole (5%); quartz (1-5%). A fine alteration in the pyroxene and plagioclase, to 25% saussuritized, makes the sections semi-opaque. Pyroxene is altering to fine chlorite and possibly amphibole. Some amphibole in interstitial. The texture is diabasic.

Le dyke de diabase d'en Boucle, se trouve à l'ouest immédiat du lac Thomelet (carte 2). Il a été cartographié sur une distance de 7 km selon une direction N25°E (Chartrand, 1982 et 1984). Son épaisseur est de 30 à 40 m. Selon MacIntosh (1977, page 86), ce dyke se poursuivrait jusqu'au lac en Boucle (carte 12, au nord de la limite de la région cartographiée).

Plusieurs autres petits segments de dykes protérozoïques d'extension vraisemblablement mineure, dont l'épaisseur varie de quelques dizaines de mètres à une centaine de mètres sont signalés sur les cartes hors texte. Mentionnons, notamment, un dyke orienté N30°E qui traverse les volcanites basiques de la Formation d'Obatogamau à 1,4 km à l'ouest de la baie Gilbert (carte 8); son épaisseur est de 50 m et il a été suivi sur une distance d'un demi-kilomètre (Hébert, 1983). Deux autres segments de dykes de diabase de 500 m et de 2,5 km de long se trouvent au sud-ouest immédiat du stock de Daine (carte 8).

Roches quaternaires et récentes

Les ouvrages les plus récents concernant les roches quaternaires et récentes (non représentées sur les cartes du présent rapport) sont ceux de Martineau (1983) pour la région de Chibougamau, à l'est immédiat de notre territoire, et de Bouchard (1980) pour la région de Témiscamie, au nord, dans la partie centrale de la province de Québec. Sauf indication contraire, le texte qui suit s'inspire de ces ouvrages.

Les marques d'érosion glaciaire témoignent de l'existence de trois systèmes d'écoulement glaciaire: le plus ancien est vers le sud-est; le second, qui est vers le sud-ouest, correspond au patron glaciaire régional; et le troisième serait vers le sud.

À la base de la séquence des dépôts meubles, on trouve un till de fond compact à matrice sablonneuse, silteuse et calcareuse, et résultant du broyage, par les glaciers, des roches consolidées d'une région s'étendant jusqu'au-delà des monts Otish, au nord. Sus-jacent au till de fond, se trouve un till d'ablation ou complexe d'ablation, témoin d'un milieu supraglaciaire et caractérisé par des niveaux de sable lité alternant avec des diamictons.

Viennent ensuite les sédiments fluvio-glaciaires: gravier et sable de contact de glace, gravier et sable d'eskers et gravier et sable d'épandage formant localement des cônes d'alluvions situés généralement à proximité des eskers et sous le niveau du lac glaciaire Ojibway. Sus-jacents aux sédiments fluvio-glaciaires, on trouve les sédiments lacustres et glacio-lacustres: sable et gravier littoraux, stratifiés et parfois disposés en terrasses; sable et gravier d'épandage et de remaniement subaquatique; sable fin et silt représentant des accumulations en eau plus profonde. Aujourd'hui, du gravier associé à des lits de sable apparaît systématiquement de côtés est et sud-est des drumlins. Au temps du lac Ojibway ces drumlins formaient des îles dont les rives ouest et nord-ouest subissaient l'ablation due aux vagues, alors que les sédiments de plage se déposaient du côté sous le vent (Michel Bouchard, communication orale lors d'une excursion tenue à Chibougamau en août 1982). Ainsi, on aura davantage de chances de rencontrer des affleurements de roches consolidées sur les versants ouest et nord-ouest des collines actuelles.

Localement, des dunes éoliennes de sable fin à grossier recouvrent les sédiments lacustres.

Enfin, de grandes étendues de tourbe et des alluvions récentes terminent la séquence stratigraphique.

Les sols de la région sont des podzols typiques. On trouve généralement l'horizon C, gris et en contact graduel avec la roche sous-jacente. Cet horizon est surmonté de l'horizon B, rougeâtre, puis de l'horizon Ae, gris cendré, et enfin de l'horizon Ao, noir et organique.

Géologie structurale

La progression des connaissances de la lithostratigraphie a permis une évolution comparable de la géologie structurale. L'utilisation conjuguée de ces deux outils a mené au raffinement de la carte géologique au cours des années quatre-vingt. Depuis la fin des années soixante-dix, en particulier, une définition plus fine de l'ordre d'empilement des unités lithostratigraphiques a permis de mettre en évidence, dans le territoire de Chibougamau-Branssat, des failles directionnelles anciennes d'extension régionale. Moyennant une discrimination judicieuse des interprétations connues au moment de la rédaction de ce rapport, il est possible de concevoir le modèle structural suivant.

Modèle régional hérité des travaux précédents

PLISSEMENTS

Durocher (1979 et 1985) propose une phase de plissement pré-Opémisca à partir d'observations qu'il a effectuées dans le quart nord-est du canton d'Opémisca. Dans ce secteur des plis isoclinaux à trace axiale nord-sud et leur foliation de plan axial affectent les strates des Formations de Gilman et de Blondeau et, du côté nord, s'interrompent net stratigraphiquement en dessous de ce que nous croyons être la discordance angulaire à la base du Groupe d'Opémisca. Mentionnons que, sur ses cartes, l'auteur indique une faille qu'il situe le long de la limite inférieure du Groupe d'Opémisca. Ainsi, à cet endroit comme ailleurs, la discordance aurait servi de plan de faiblesse privilégié, à l'occasion de plissements régionaux intenses qui ont affecté les roches des Groupes de Roy et d'Opémisca ultérieurement.

Aucun autre cas similaire de plissement pré-Opémisca sous-jacent à la discordance Roy-Opémisca n'aurait été mentionné dans la littérature. Les auteurs contemporains semblent peu réceptifs à l'idée d'une phase de plissement pré-Opémisca; ils préfèrent interpréter le contact Roy-Opémisca de l'angle nord-est du canton d'Opémisca comme une faille n'ayant aucun lien avec la discordance Roy-Opémisca.

Depuis Retty et Norman (1938) jusqu'à ces dernières années, on a toujours considéré que les bandes de roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca occupent le coeur des synclinaux régionaux où les strates en positions subverticale à verticale ont des directions parallèles, de part et d'autre des traces axiales de ces plis.

Avec Norman (1941a), on a appris, que dans leurs terminaisons périclinales, ces plis régionaux plongent de façon abrupte à verticale, ce qui a permis de préciser

qu'en trois dimensions les anticlinaux et synclinaux régionaux représentent respectivement des *structures en forme de dôme et de canot* (Cimon, 1979; voir aussi Duquette, 1970). La mise en évidence de plis précoces post-Opémisca et antérieurs à la foliation régionale (Charbonneau, 1981b; Daigneault et Allard, 1983 et 1984b), a permis de croire que les *structures en forme de dôme et de canot* résultent de patrons d'interférence correspondant respectivement à la rencontre de deux anticlinaux (dôme structural) ou de deux synclinaux (canot ou bassin structural) de générations différentes (Daigneault et Allard, 1984b). La trace axiale de ces plis précoces fait un angle fort (70 à 90°) avec celle est-ouest des plis régionaux. Il aura donc fallu deux phases distinctes de plissement pour produire les structures régionales de la région dont les terminaisons périclinales montrent des plis à plongement abrupt. Ces phases de déformations souples correspondraient à des plissements kénoréens (Dallmayer *et al.*, 1975).

D'autres générations de plis locaux, plus jeunes que la seconde génération associée à la foliation régionale, ont également été observés depuis nombre d'années:

- Un clivage (ou schistosité) est bien développé dans les roches encaissantes des intrusions granitiques, parallèlement à leurs contours, comme l'ont fait remarquer Retty et Norman (1938). Ainsi, les strates encaissantes et la schistosité régionale prennent une forme elliptique autour du pluton et de stocks postkénoréens, relativement plus jeunes que les dômes et bassins structuraux régionaux (Durocher, 1979);
- Des plis tardifs, associés à des failles nord-est dont il sera question plus loin, ont été rapportés dans le canton de Lévy par Norman (1941a): *Cross folding has occurred close to the northeasterly faults*; il en est de même dans le canton de Daubrée (Otis, 1983);
- Enfin, des plis synchrones de l'orogénèse grenvillienne affectent la stratification et la schistosité régionale dans le canton de Rinfret (Daigneault et Allard, 1984b), situé à une trentaine de kilomètres au sud-est de Chibougamau. Selon ces auteurs, ces plis plongent avec un angle moyen vers le sud-est; ils n'affecteraient pas les roches vertes de l'Abitibi plus loin que quelques kilomètres à l'ouest immédiat du Front du Grenville.

FAILLES RÉGIONALES

Les plus anciennes failles régionales sont des failles directionnelles représentées par les failles Kapunapota (Charbonneau, 1981a et 1981b), Faribault (Daigneault et Allard, 1983, 1984a et 1984b) et

Dussault (présent rapport). Ces failles sont subverticales et leur tracé, sinueux, a une direction moyenne est-ouest. Elles sont considérées comme d'âge kénoréen ou plus vieilles (voir Duquette, 1970). En accord avec Normand Goulet (communication orale: conférence à l'Université du Québec à Montréal en novembre 1983) et Daigneault et Allard (1984b), nous les considérons comme contemporaines de la fin de la phase de plissement associée à la foliation régionale.

Les failles directionnelles sont déplacées par des failles à rejet oblique senestre ou dextre, de direction nord-est et également subverticales. Ce sont les failles du lac Gwillim, de McKenzie Narrows et du lac Doré (Duquette, 1970) de même que la faille Lamarck (Charbonneau, 1981b). Leur âge serait post-Aphébien étant donné qu'elles affectent les roches de la Formation de Chibougamau (Duquette, 1970). Les failles sont généralement accompagnées de plis (crochons), mentionnés précédemment, et d'un clivage de crénelure affectant la stratification et la foliation régionale, en plus de failles secondaires (*Riedel*) ou d'autres structures cassantes mineures, de direction ouest-nord-ouest à nord-ouest, rapportées par divers auteurs (Duquette, 1970; Cimon, 1979; Durocher, 1979; Daigneault et Allard, 1984a et 1984b) et ayant servi de sites pour la mise en place des gisements filoniens des régions de Chibougamau et de Chapais.

Dans le secteur du Front du Grenville, des failles majeures de direction nord-nord-est déplacent à leur tour les failles nord-est. Ce sont les failles de Mistassini (Cimon, 1979) et du ruisseau au Sable (Daigneault et Allard, 1984b). Ces failles sont parallèles à des failles mineures observées bien à l'ouest du Front du Grenville (Duquette, 1970 et 1976), jusque dans notre région.

Structures observées sur le terrain

STRUCTURES PRIMAIRES

Outre la stratification (structure planaire), les principales structures primaires observées sont: des coulées de lave formées en milieu aqueux, ou en milieu subaérien pour ce qui est de celles de la Formation de Haüy; des dykes nourriciers et des filons-couches comagmatiques associés à certaines de ces laves; des dykes felsiques; des strates (bancs, lits ou lamines) de roches sédimentaires ou volcanodétritiques; des filons-couches différenciés caractérisés par de la stratification magmatique; et, en un endroit, ce qui pourrait être une cheminée d'alimentation sous-jacente à l'un de ces filons-couches et voisine d'une brèche intraformationnelle au sein des tufs siliceux lités encaissants.

Les structures ayant servi de critères de polarité dans les strates sont principalement du granoclassement, des empreintes de charge et des lits entrecroisés, en plus de variations de teintes de la base au sommet

d'un même lit (voir FORMATION DE BLONDEAU). Dans les coulées de lave, ce sont les coussins à pédonucle et l'ordre d'empilement des lithologies (lave massive, lave coussinée, brèche de coussins, tufs massifs et tufs lités au sommet). Dans les filons-couches, ce sont l'ordre d'empilement des bandes magmatiques (p. ex: pyroxénolite surmontée de gabbro) ou, plus rarement, le quartz, dont la présence est, dans bien des cas, confinée à la moitié supérieure des sills.

STRUCTURES SECONDAIRES OU TECTONIQUES

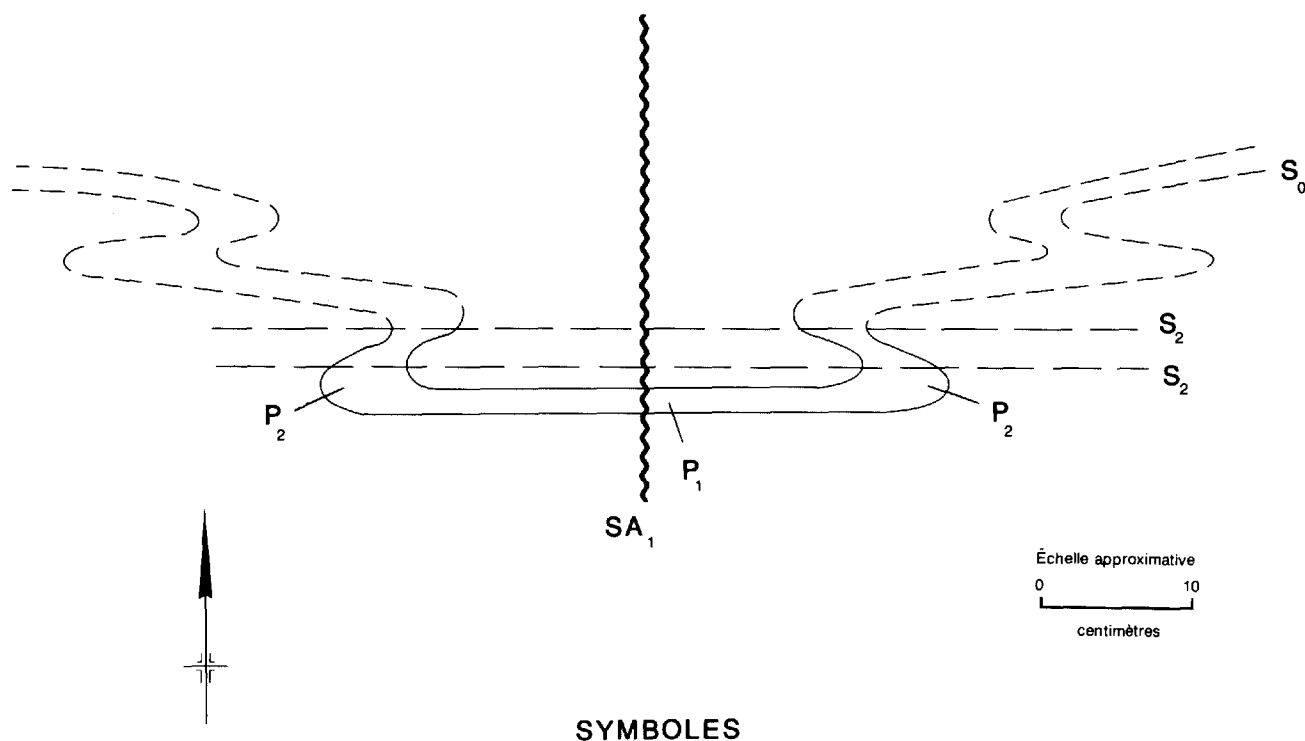
Une foliation régionale subverticale et de direction généralement est-ouest est omniprésente sur les affleurements de la région de Chapais-Branssat. Elle s'exprime par un clivage ardoisier dans les strates, une schistosité dans les laves et, localement, un clivage de fracture régulier dans des niveaux compétents formés par les sills de gabbro ou les dykes de diabase. Sur plusieurs affleurements, nous avons observé une réfraction de cette foliation régionale, soit à l'intérieur d'un ensemble de strates sédimentaires, soit au passage de celui-ci à un filon-couche.

Dans les écrits antérieurs, dans le cadre du projet Chapais-Branssat, le symbole S_1 a été utilisé pour représenter la foliation régionale car il s'agissait de la plus ancienne foliation observée sur les affleurements (Dubé, 1981a et 1981b; Hébert, 1981 et 1983; Charbonneau, 1981a, 1981b et 1983; Picard, 1982 et 1985).

Toutefois, à cause du fait qu'au sud-ouest et à l'est respectivement de notre région, Lamothe (1983) et Daigneault et Allard (1983 et 1984b) ont démontré l'existence d'une foliation précoce antérieure à cette foliation régionale, et pour qu'il y ait similitude entre la chronologie des plis et des foliations associées (P_1 avec S_1 et P_2 avec S_2 : voir plus loin), nous représentons ici la foliation régionale par le symbole S_2 , en accord avec ces auteurs.

De nombreux plis méso-copiques (c'est-à-dire à l'échelle de l'affleurement) ont été observés dans la Formation de Daubrée; d'autres, moins nombreux, affectent les strates de la Formation de Blondeau. Un seul pli P_1 antérieur à la foliation régionale S_2 a été observé (figure 29). La majorité de ceux observés sont synchrones de cette foliation en ce sens que leurs plans axiaux lui sont parallèles (figure 30). Ces plis méso-copiques P_2 sont de second et de troisième ordre (Ramsay, 1967) si l'on considère que les plis régionaux de même génération (que nous verrons plus loin) sont ceux du premier ordre.

Des plis tardifs sont associés à un clivage de crénelure S_3 subvertical et de direction variable. Ces dernières structures affectent ainsi la foliation régionale et les structures primaires présentes. Des kinks postérieurs à S_2 affectent certains niveaux de volcanoclastites. Nous ne connaissons pas leur âge relativement à S_3 .



SYMBOLES

S_0	Stratification
P_1	Pli ancien ou précoce affectant la stratification S_0
SA_1	Surface axiale d'un pli précoce P_1
S_2	Foliation régionale affectant les deux flancs d'un pli P_1
P_2	Plis associés à la foliation régionale S_2 et affectant les deux flancs d'un pli précoce P_1

FIGURE 29 – Pli précoce observé dans la Formation de Daubrée. Surface subhorizontale. Canton de La Ribourde.

Des zones de cisaillement subparallèles à la foliation régionale S_2 ou au clivage de crénelure S_3 apparaissent localement au voisinage de failles majeures, que nous décrirons plus loin. Elles sont caractérisées par la présence de carbonates de fer. Les plans de cisaillement orientés selon S_2 et S_3 y sont très pénétrants et étroitement associés aux carbonates de fer. Ils oblitérent partiellement les structures primaires présentes.

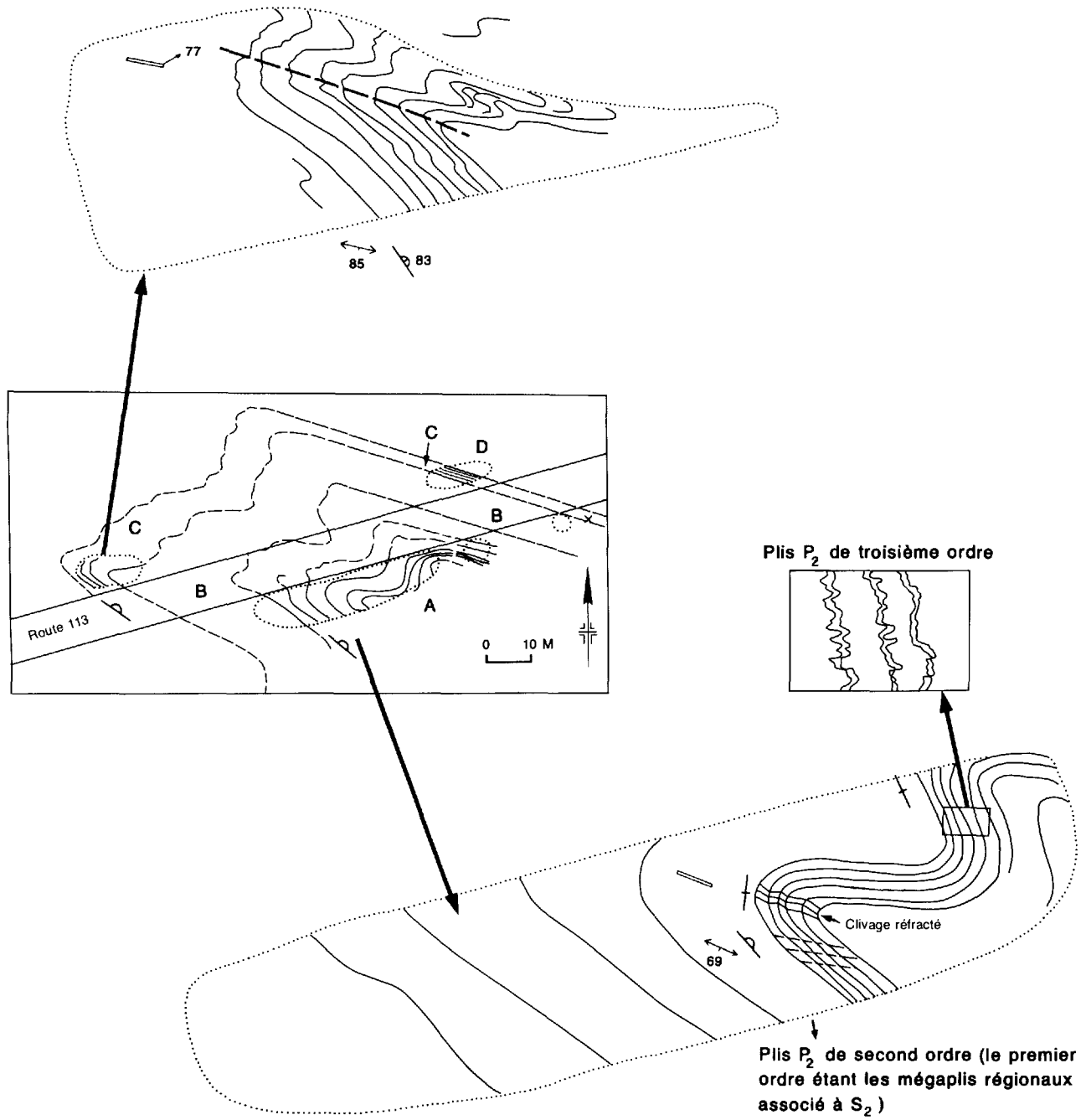
De nombreuses failles mineures ont été observées. Leur pendage varie de fort à moyen, mais elles sont majoritairement verticales ou subverticales. Elles ont à peu près toutes les directions possibles, sauf celles allant de 315 à 335° . Au moins deux générations de veines (mono- ou polyminérales) et de diaclases sont présentes dans la région. L'une est antérieure à la foliation régionale et les veines qui la représentent montrent des plis pygmatiques. L'autre est postérieure à la foliation régionale et les veines qui la représentent sont relativement planes (Charbonneau *et al.*, 1983).

Mégastructures

Par mégastructures, nous entendons des surfaces ou des volumes rocheux perceptibles à l'échelle d'une carte et donc peu ou pas visibles dans leur intégralité à l'échelle de l'affleurement. Nous distinguons les mégastructures primaires et secondaires (failles et plis), par analogie avec les structures mésoscopiques décrites ci-avant.

MÉGASTRUCTURES PRIMAIRES

Les membres, les formations, les filons-couches, les stocks et les dykes archéens et protérozoïques représentés sur les cartes et décrits précédemment sont en fait des exemples de mégastructures primaires. Mentionnons également les laccolites des filons-couches du lac Julien et du ruisseau Daladier de même qu'au moins trois dômes volcaniques rhyolitiques à rhyodacitiques représentés respectivement sur les cartes 3, 6 et 12.



SYMBOLES

- | | |
|--|--|
| <p>a b
x o Affleurement et aires d'affleurements</p> <p>— — — — — Contact géologique</p> <p>a b c
/ / / Stratifications (verticale, inclinée, avec sommet)</p> <p>↗ ↘ Foliation régionale S_2</p> <p>∩ Plan axial avec charnière de pli P_2</p> <p>∩ Pli P_2 d'entraînement senestre</p> <p>∪ Pli P_2 d'entraînement dextre</p> | <p>B et D: Gabbro porphyrique</p> <p>A et C: Grès et siltstones finement lités</p> |
|--|--|

FIGURE 30 – Plis de deuxième et de troisième ordre associés à la foliation régionale. Formation de Daubrée. Le long de la route 113, à 1,4 km à l'est des chalets Caron.

La mégasurface primaire la plus importante de la région de Chapais-Branssat est la discordance angulaire, mentionnée précédemment, à la base de la Formation de la Trêve et séparant les roches du Groupe de Roy de celles du Groupe d'Opémisca (voir carte 1). Certes, cette surface a localement été interprétée comme une faille, étant donné qu'elle représentait un plan de glissement privilégié (plan de faiblesse) à l'occasion des plissements qui l'ont affectée. Il n'en demeure pas moins qu'elle demeure avant tout une discordance dans la mesure où les strates situées stratigraphiquement au-dessus lui sont parallèles. Elle témoigne d'une période d'érosion majeure et régionale, survenue à la fin de la période Roy et au cours de laquelle il y a eu pénéplation.

Considérons le contexte géologique de cette discordance dans les cantons de Daine, Guettard et Lamarck où on en trouve la trace fossilisée (*fossif érosion surface*). À cet endroit les roches, comme nous l'avons déjà mentionné, ont un pendage moyen à fort vers le nord-ouest et des sommets vers le sud ou le sud-est (figure 31,A). Imaginons cette discordance à la fin de la période la Trêve (figure 31,B). Pour ce faire, faisons subir au bloc rocheux du schéma A une inversion de façon à ce que les sommets soient dans leur position normale (vers le haut). Les surfaces de pénéplation ayant généralement des pentes inférieures à 1°, imaginons la discordance en position horizontale et plane, pour éliminer les plissements et autres effets tectoniques qui l'ont affectée depuis. La schéma B de la figure 31 présente du même coup une image des roches du Groupe de Roy telles qu'elles devaient être avant que celles de la Formation de la Trêve ne les recouvrent; les angles que font entre elles les strates du Roy et celles de la Trêve (ou du Groupe d'Opémisca) varient d'un peu plus de 0° à quelque 45°. Si l'on devait enlever l'effet d'aplatissement des strates parallèlement à la foliation régionale, l'angle maximum serait certes supérieur à 45°, car on sait qu'une phase de plissement isoclinal, en l'occurrence la phase P2 de plissement régional, a eu pour effet de réduire les angles que font entre elles des surfaces antérieures à ce plissement.

Ainsi, il existe des plis ouverts pré-Opémisca dans le secteur. Et ce plissement, que nous symboliserons par P₀, a fait que les roches conglomératiques à la base du Groupe d'Opémisca (Formation de la Trêve à l'ouest de Chapais et celle de Stella, dans la région de Chibougamau), sont en contact avec toutes les Formations pré-Opémisca, à l'exception peut-être de la nouvelle Formation de Chrissie. Cette séquence pré-Opémisca totalise plus de 10 km d'épaisseur à l'ouest de Chapais. Il faut également y ajouter l'épaisseur des filons-couches différenciés. Et parmi ceux-ci, à Chibougamau, on

doit compter le Complexe du lac Doré (laccolite). Le Pluton de Chibougamau, également recouvert en discordance par les roches du Groupe d'Opémisca, ajoute à l'épaisseur de la séquence de roches soumises à l'érosion aux époques pré- et syn-Opémisca inférieur.

La trace axiale de l'anticlinal pré-Opémisca P₀ du canton de Daine serait orientée nord-ouest ou nord-sud (figure 31 et carte 8). Celles des plis pré-Opémisca du canton d'Opémisca, à l'est de notre région, sont orientées nord-sud (Durocher, 1985).

Dans les bandes de la Formation de la Trêve de notre région (carte 1), les roches conglomératiques et gréseuses tout à fait à la base sont constituées majoritairement des lithologies immédiatement sous-jacentes. En montant dans la séquence, on trouve de plus en plus des éléments constitués de lithologies autres que ces dernières, notamment des éléments granitoïdes, probablement de source relativement plus éloignée, au fur et à mesure que la transgression avançait et empiétait sur ces terrains jusqu'alors soumis à l'érosion. Au niveau actuel des connaissances à notre disposition, nous ne savons pas de quelle direction géographique provenaient les sédiments de la Trêve, c'est-à-dire que nous ignorons la position géographique originale de leur région source, avant que n'aient eu lieu les différentes phases de plissement.

FAILLES RÉGIONALES

Trois failles d'extension régionale ont été mises en évidence dans la région de Chapais-Branssat. Ce sont les failles Kapunapotagen, Dussault et Lamarck, la troisième recoupant les deux premières (carte 1).

Faille Kapunapotagen

La faille Kapunapotagen (Charbonneau, 1981a et 1981b) porte le nom du lac Kapunapotagen, situé dans le canton de Dolomieu. Dans la moitié est de ce canton, elle souligne un contact anormal entre les roches de la Formation de Haüy, au nord-est, et des filons-couches différenciés pré-Opémisca, au sud-ouest (cartes 3 et 4). Dans le secteur du lac Landing (carte 3), les roches ont subi un aplatissement anormalement élevé jusqu'à 1 km au sud de la faille et jusqu'à quelque 400 m au nord de celle-ci. Au sud de la faille, les carbonates de fer ont envahi les roches des Formations de Blondeau et de Gilman sur de grandes étendues. Localement, à l'extrémité nord-ouest du lac Landing, un gabbro a été silicifié à un point tel qu'il a l'aspect d'une rhyolite (figure 32). Dans la Formation de Gilman (figure 33) les horizons de lave coussinée sont systématiquement carbonatisés, ce qui a eu pour effet d'oblitérer en grande partie les structures primaires présentes. Les coussins observés sur les surfaces d'affleurement horizontales

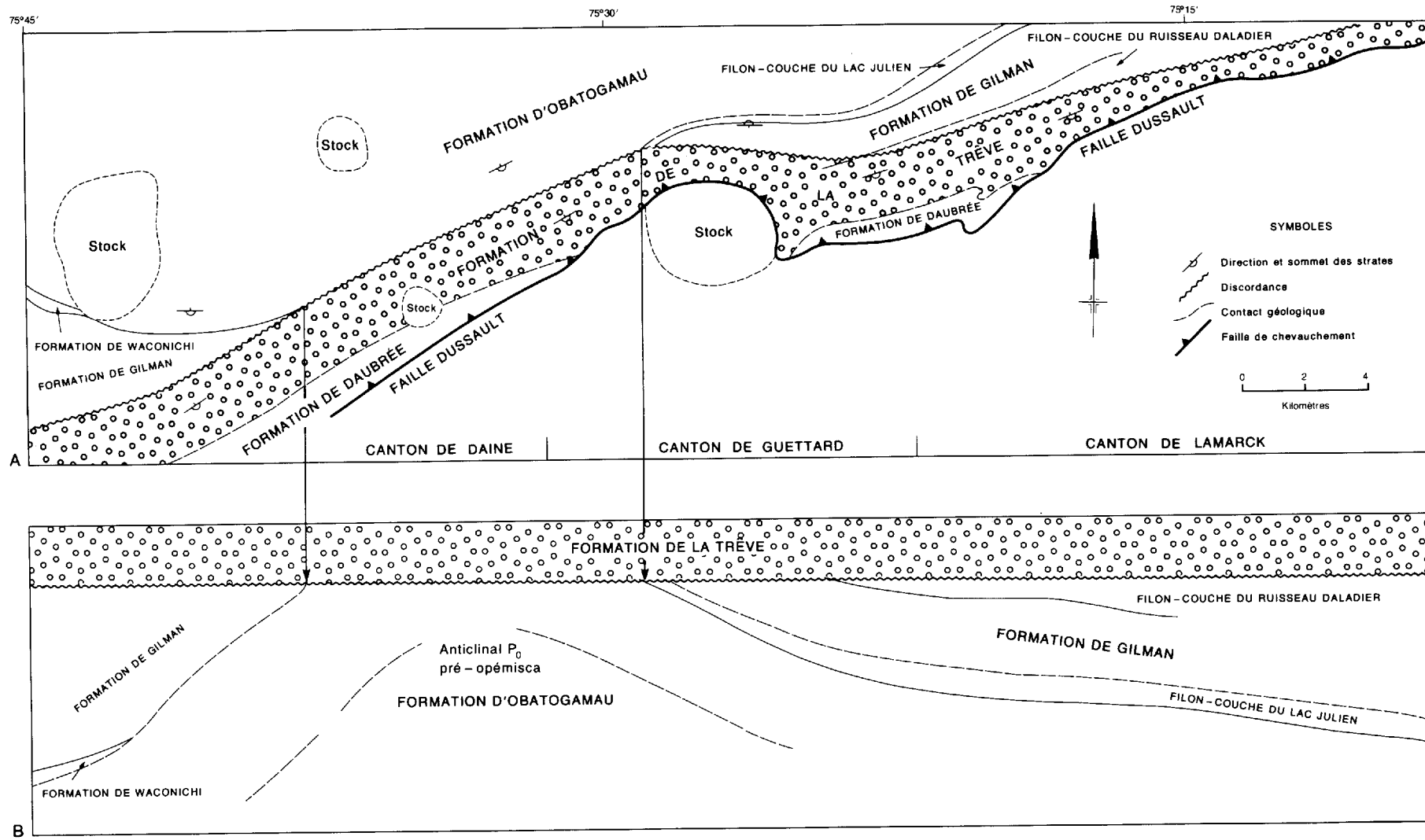
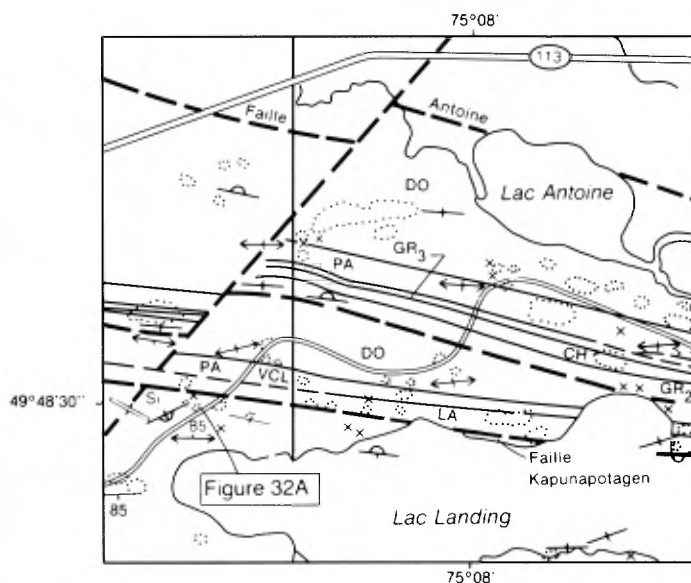


FIGURE 31 - Discordance Roy-Opémisca. Dans les cantons de Daine, Guettard et Lamarck. À l'époque la Trêve.



A



B

- x Petit affleurement
- Aire d'affleurements
- a / b Contact géologique: a) certain, b) incertain
- a / b Stratification avec sommet non déterminé: a) inclinée, b) verticale
- a / b Stratification avec sommet déterminé: a) inclinée, lits renversés, b) pendage non mesuré
- a / b Surface S₂ (schistosité régionale): a) inclinée, b) verticale
- Plan axial de pli observé, vertical
- Faille régionale, position incertaine
- VCL Volcanoclastite

- Si Silicium
- LA Dykes de Landing
- DO Membre de Dolomieu
- PA Membre de Pantoufle
- Membre de Gribouille
- GR₂ Lentilles d'extension kilométrique de conglomérats polygéniques à cailloux, galets et blocs, constitués principalement de volcanites, notamment de trachyandésite (issue du Membre de Christian sous-jacent)
- GR₃ Au sommet: arkoses et arkoses conglomératiques à pyroxène, en bancs massifs ou lités
- CH Membre de Christian

FIGURE 32 – Faille Kapunapotagen.

A – Gabbro silicifié au sud immédiat de la faille. Formation de Blondeau.

B – Localisation de l'affleurement où la photographie a été prise. Schéma tiré de la carte 3.

ont été aplatis selon un rapport de 10 pour 1 et leur allongement est parallèle à la foliation régionale.

Du côté nord, la faille Kapunapotagen est suivie d'écaillés formées de roches du Haüy, sur le flanc sud de la structure synclinale de Chapais (coupe C–D de la carte 1). La faille Antoine, une faille satellite de la faille Kapunapotagen, marque un contact cassant entre les roches à sommets nord du Membre de Dolomieu, sur le flanc sud du synclinal, et celles à sommets sud du Membre de Pantoufle, sur le flanc nord (carte 14). La zone de charnière proprement dite du synclinal de Chapais n'a pas été observée. Le rejet vertical de la faille Kapunapotagen pourrait être de l'ordre d'une dizaine de kilomètres si l'on en juge par une coupe composite réalisée à partir des coupes C-D et E-F de la carte 1 (voir figure 34,A). Une reconstitution du syncli-

nal (figure 34,B) suggère une hypothèse pour expliquer la déformation visiblement plus plastique et moins cassante, telle qu'observée dans le bloc sud correspondant au toit de la faille par rapport à celle du bloc nord correspondant au mur. En effet, les roches du toit situées aujourd'hui au niveau de la surface d'érosion étaient de quelques kilomètres plus profondes que celles du mur, avant que les déformations associées à la faille Kapunapotagen ne se soient produites. (Nous avons mentionné précédemment le cisaillement et l'aplatissement important des coussins dans les laves de la Formation de Gilman situées dans le toit). Il est donc normal que les roches du mur aient été relativement plus cassantes à ce moment-là et que la fracturation s'y soit davantage développée, étant donné leur position à un niveau relativement moins profond dans la croûte terrestre.

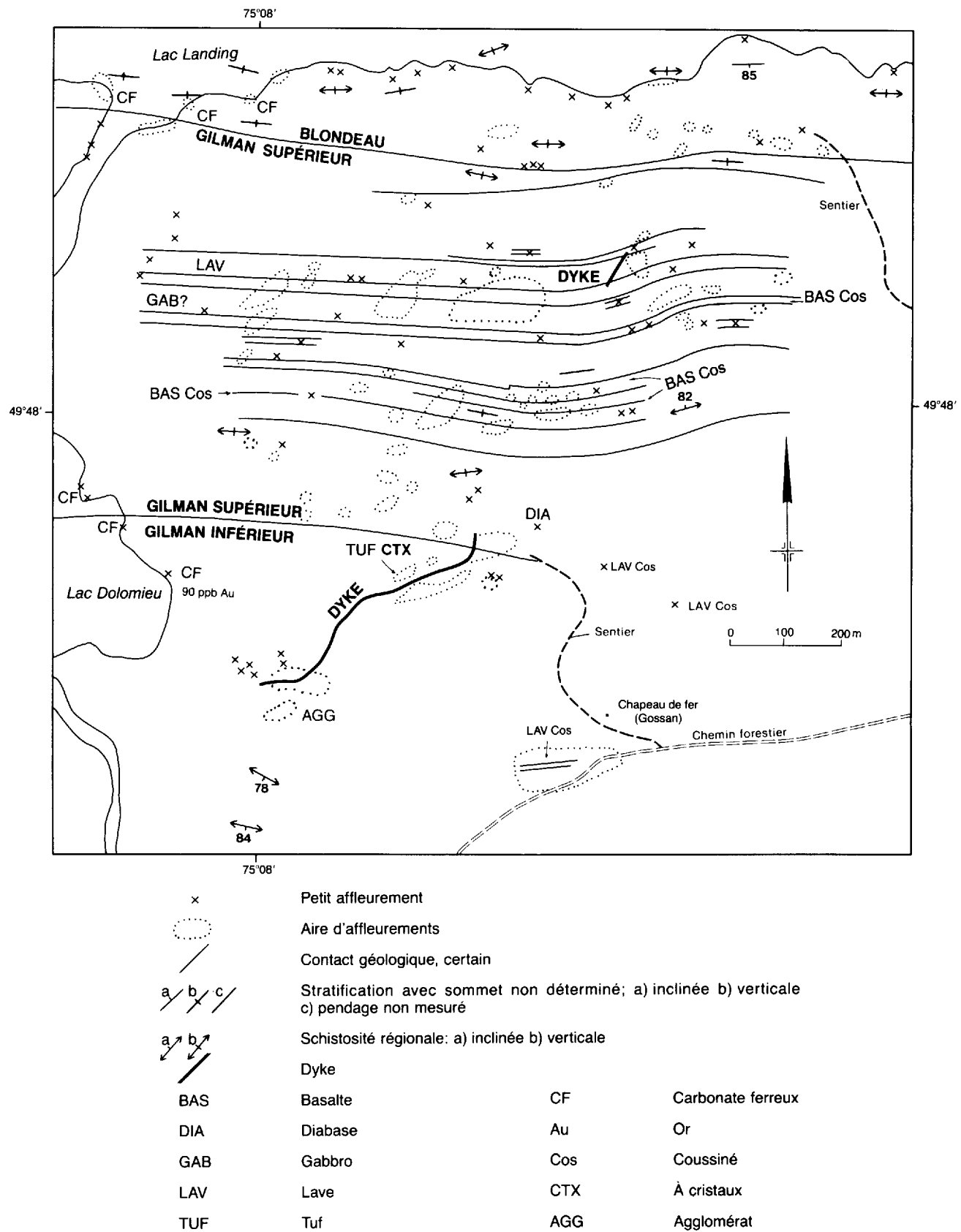


FIGURE 33 – Affleurement et/ou niveaux à carbonate de fer (CF) au sud de la faille Kapunapotagen, qui est située à quelque 340 m au nord de la figure. Formations de Gilman et de Blondeau (carte 3).

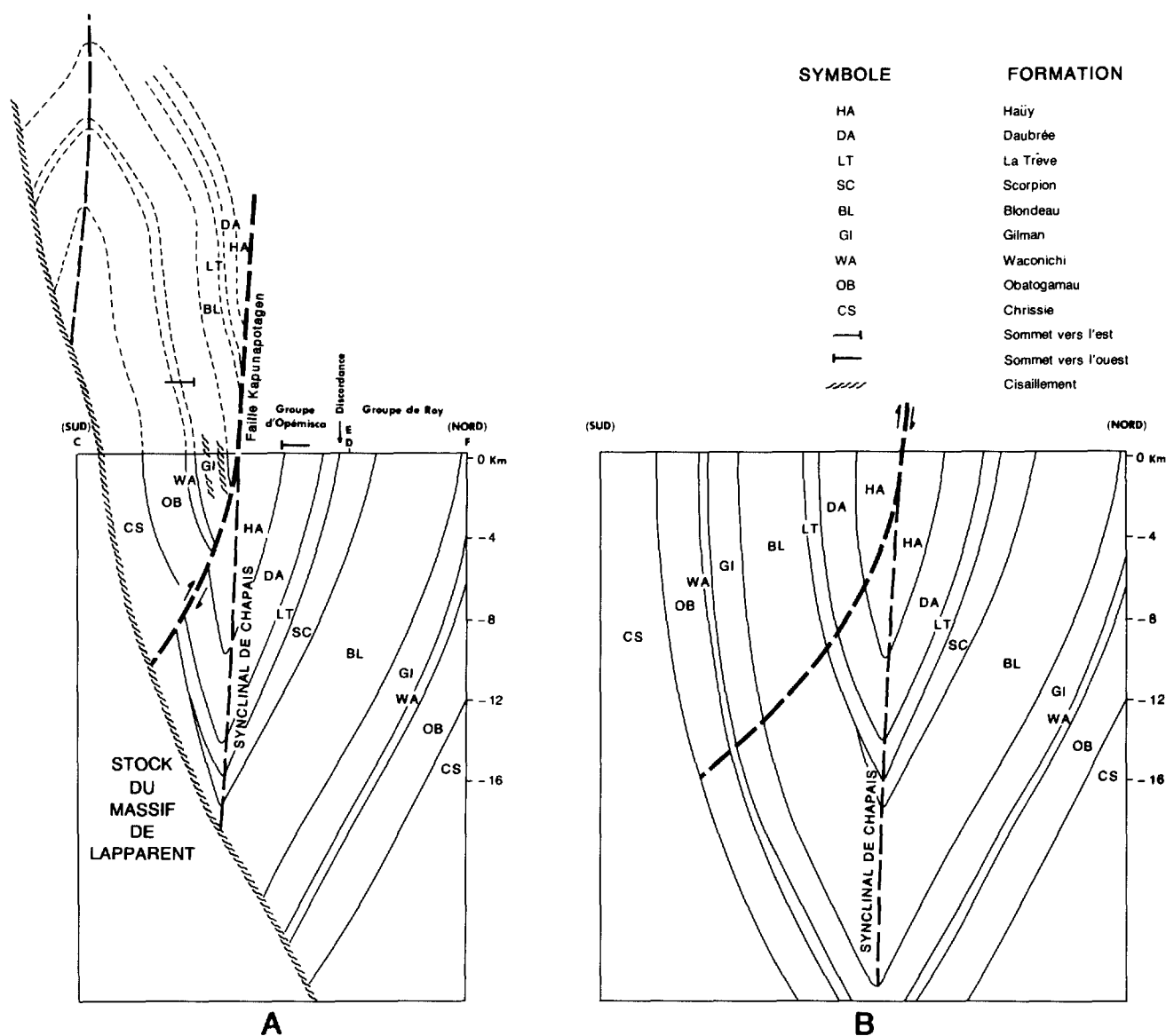


FIGURE 34 – Faille Kapunapotagen.

A – Coupe schématique composite réalisée à partir des coupes C-D et E-F de la carte 1, en faisant abstraction du stock de Dolodau et des filons-couches différenciés. Le rejet vertical de la faille Kapunapotagen pourrait être d'une dizaine de kilomètres. Échelle horizontale = échelle verticale.

B – Le synclinal de Chapais avant la formation de la faille Kapunapotagen. Reconstitution à partir de la coupe A. Taux d'aplatissement non respecté.

À l'est du lac Maryse (carte 3), le tracé de la faille Kapunapotagen coïncide avec une zone étroite (quelques mètres) de terrain meuble séparant les filons-couches du Complexe de Cummings, au sud-ouest, des roches du Membre de Dolomieu (Formation de Haüy), au nord-est. Dans le secteur des Chalets Caron, la faille explique l'absence de la Formation de la Trêve au-dessous de celle de Daubrée. Une bande de terrain meuble d'environ 200 m de largeur sépare les affleurements les plus rapprochés du Daubrée de ceux du Scorpion plus au sud. À l'ouest du lac Inconnu, le tracé de la faille coïncide avec le contact anormal, sous quelques mètres de terrain meuble, entre la bande sud du Filon-couche de Colette et la Formation de Scorpion. Ailleurs, au sud

et à l'est du lac Inconnu, à la baie de la Tête de Héron et au lac Kapunapotagen, il est nécessairement imprécis à cause de la rareté des affleurements et de la difficulté de trouver à quelles formations appartiennent ces affleurements isolés.

Nous ne connaissons pas l'extension de la faille Kapunapotagen à l'ouest de notre région. Du côté est, toutefois, elle se poursuit jusqu'au Front du Grenville, à une soixantaine de kilomètres à l'est du canton de Daubrée. Partout, elle tronque le flanc sud du synclinal de Chapais. Cimon (1979) cite Wolhuter (1960) et A. Gobeil (communication personnelle) qui ont suggéré l'existence d'une telle *faille directionnelle* à

grand rejet vertical, respectivement dans la région de Chapais et au sud de Chibougamau. Cette faille représente l'extension, vers l'est, de la faille Kapunapotagen, laquelle est accompagnée de failles satellites, telle la faille Antoine (carte 3). Ces dernières ont des rejets verticaux moins importants et leurs directions sont subparallèles à celle de la faille Kapunapotagen. Dans le canton de Haüy, au sud de Chibougamau, Daigneault et Allard (1984a) ont observé que les roches du toit (Groupe de Roy) comprennent des zones fortement cisailées et carbonatisées sur une distance atteignant 1 km au sud de la faille Kapunapotagen; celles du mur, par ailleurs, ne montrent qu'une bordure relativement mince (50 m) à l'intérieur de laquelle il y a fracturation et broyage intense. Ce contexte est tout à fait comparable à celui décrit ci-avant pour le secteur du lac Landing. Considérons maintenant ce dernier d'un point de vue tectonique.

L'association étroite observée entre la faille Kapunapotagen et la structure que représente le synclinal de Chapais suggère que les deux sont génétiquement liées. Considérons le fait que le flanc sud du synclinal de Chapais représente en même temps le flanc nord d'un anticlinal dont la zone de charnière a été d'abord envahie en partie par les roches du massif de Lapparent puis érodée. C'est ce qu'exprime la coupe de la figure 34,A, laquelle montre ni plus ou ni moins un pli-faille. Ainsi, l'événement *faille Kapunapotagen* serait survenu vers la fin de la formation du synclinal de Chapais, en réponse à des contraintes dont l'axe principal aurait été nord-sud et subhorizontal, si l'on en juge par la position non déversée et droite du pli. Cet événement serait antérieur à l'intrusion des roches au sud du synclinal de Chapais, situées entre les lacs Anville et Chrissie (stocks dans la partie nord du massif de Lapparent et non cartographiés à ce jour).

Faille Dussault

La faille Dussault (nouveau nom) porte le nom d'une baie du lac la Trêve, dans le canton de Guettard. Elle traverse la région de Chapais-Branssat de part en part selon une direction est-nord-est (carte 1). Cette faille explique l'interruption vers l'ouest de la Formation de la Trêve au niveau du lac Inconnu, et son absence aussi à l'ouest de ce lac. Dans les cantons de Lamarck et Guettard, elle est justifiée par le fait que les roches de la Formation de Haüy, à sommets nord, sont en contact au nord, avec des roches relativement plus vieilles des Formations de la Trêve et de Daubrée, dont les sommets sont généralement vers le sud (voir coupe K-L de la carte 1).

Dans la portion sud du lac la Trêve, et entre ce dernier et le lac Inconnu, le tracé de la faille est imprécis et incertain. Dans ce secteur, les roches de la Formation de Daubrée dans le toit de la faille montrent des som-

ets sud-est, tout comme celles de la Formation de Daubrée dans le mur (coupes P-Q et R-S de la carte 1).

La faille Dussault en est une de compression et la position inverse des strates de part et d'autre dans le canton de Lamarck suggère qu'elle a un pendage vers le nord et le nord-nord-ouest. Il s'agirait d'une faille de chevauchement localement accompagnée d'une faille satellite, située plus au sud et ayant déterminé un petit klippe de Haüy interprété dans le canton d'Opémisca (figure 35).

Nous ne connaissons pas l'extension de la faille Dussault à l'ouest de notre région. À l'est, une interprétation faite à partir de la carte de Durocher (1985) permet de croire qu'elle a subi un rejet dextre au niveau de la faille Lamarck pour se poursuivre ensuite au niveau de la rivière Chibougamau où elle souligne là aussi un contact anormal entre les roches du Haüy et celles du la Trêve (Stella de Durocher, 1985), au nord. À cet endroit, la structure cassante a été cartographiée et décrite ainsi par Shaw (1942):

The contact between the lavas (de la Formation de Haüy) and the slates (vraisemblablement de la Formation de la Trêve) is probably a faulted one, as indicated by the intense shearing exhibited at the junction of Brock and Chibougamau Rivers; by the absence of sedimentary rocks of the Opémisca series (Formation de Daubrée) between the slates (la Trêve) and the lavas (Haüy); and by the northward attitude of the slates (la Trêve)

Dans le canton de McKenzie, à cinquante kilomètres à l'est de notre région, la faille Faribault (Daigneault et Allard, 1983), est une faille de compression de direction semblable à celle de la faille Dussault et alignée, *grosso modo*, avec celle-ci. Néanmoins, il y a peu de chances que l'une et l'autre soient en continuité, étant donné que la faille Faribault (les roches les plus vieilles) a son toit du côté sud alors que la faille Dussault a le sien du côté nord.

Une faille plissée à rejet stratigraphique mineur et présente à moins de 3,5 km au nord-est du lac Lamarck (voir faille de la partie nord-est de la coupe G-H sur la carte 1) est antérieure à la foliation régionale et au plissement associé. Elle est donc plus vieille que les failles Kapunapotagen et Dussault, apparues à la fin de cette même phase de plissement.

Faille Lamarck

La faille Lamarck (Charbonneau, 1981b) porte le nom du lac Lamarck. Il s'agit d'une faille de compression, subverticale ou à pendage abrupt vers le sud-est, et à rejet senestre oblique; le bloc sud-est se serait soulevé par rapport au bloc nord-ouest. Son tracé est précis au nord du lac Lamarck où des filons-couches gabbroïques différenciés et des roches litées de la Formation de Waconichi s'interrompent net contre des

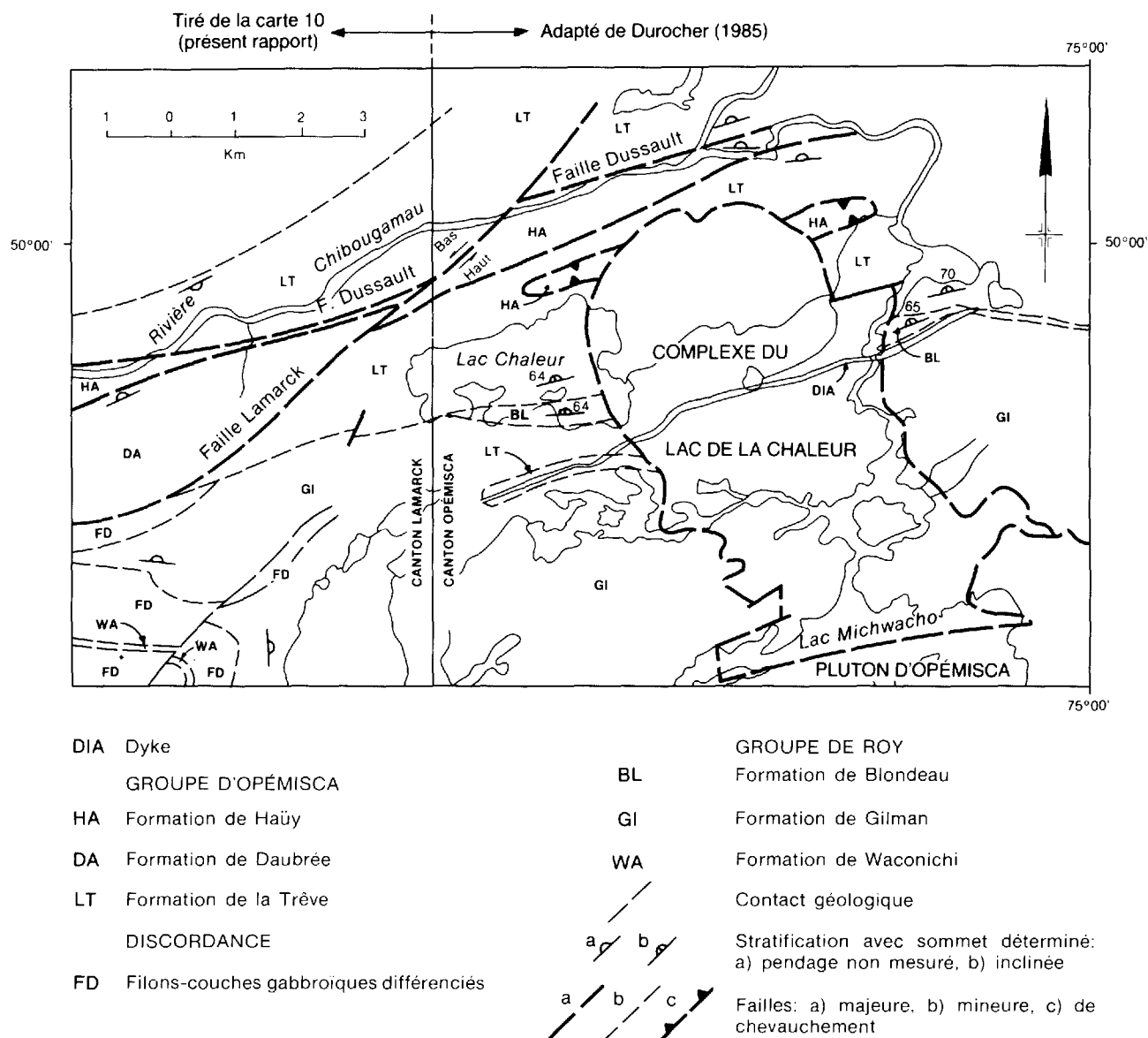


FIGURE 35 – Interprétation de la géologie de l'angle NW du canton d'Opémisca, en continuité avec celle du canton de Lamarck.

roches sédimentaires de la Formation de Daubrée (carte 10). Plus au nord-est, son tracé (indiqué sur la figure 35) correspond à celui d'une faille reconnue et localisée dans ce secteur par Shaw (1942).

Du lac Lamarck vers le sud-ouest, le tracé de la faille Lamarck est approximatif. La faille est accompagnée localement de zones intensément déformées dans les roches de la Formation de Daubrée:

(...) in the area extending from north of lac des deux Orignaux (lac Lamarck) to Sibelius lake, the rocks have been intensely sheared and crushed across wide areas (Beach, 1941a).

BLOCS STRUCTURAUX ET LEURS PLIS

Les failles majeures d'extension régionale dissèquent la région de Chapais-Branssat en cinq blocs structuraux (figure 36 et carte 1).

Bloc 1

Le bloc 1 montre un pli P_0 pré-Opémisca, ouvert et en position renversée; c'est un anticlinal synforme à fort plongement vers le nord-ouest ou l'ouest-nord-ouest. Le flanc est de ce pli, que l'on peut suivre sur la carte 1 grâce au Membre de Pichamobi, a été repris par un anticlinal P_2 . Le plongement de l'axe de ce dernier serait abrupt.

Bloc 2

La portion sud-centrale du bloc 2 est caractérisée par un synclinal P_2 ouvert, à plongement abrupt et dont les deux flancs sont repris par une multitude de plis P_2 à zones de charnière pointues, à longueurs d'onde métriques et à plongements abrupts à verticaux. L'extrémité ouest du bloc serait caractérisée par

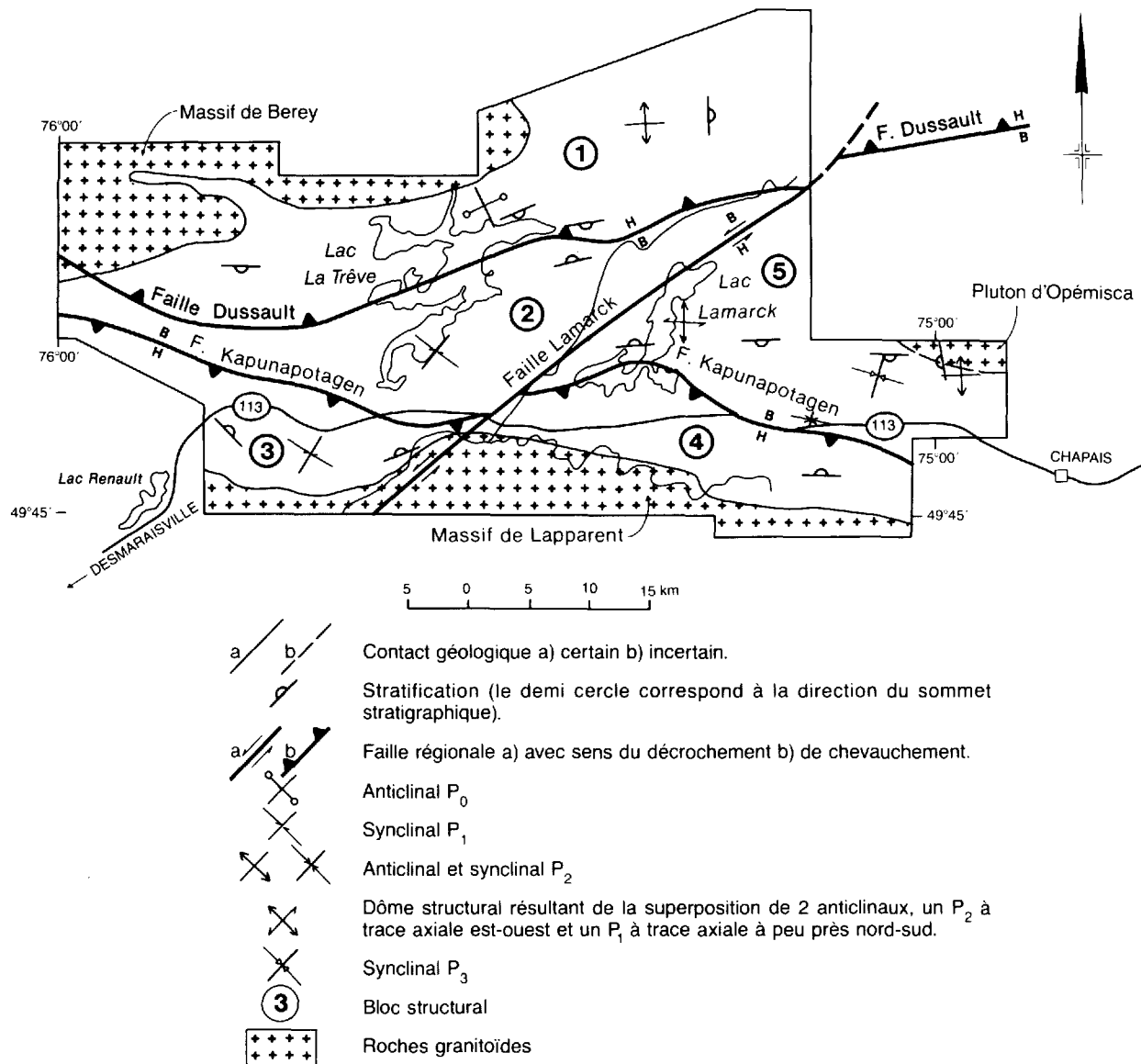


FIGURE 36 - Les cinq blocs structuraux de la région de Chapais-Branssat.

un synclinal P_2 (voir coupe V-W de la carte 1). Dans la portion nord-est de ce bloc se trouve le flanc sud-est et inversé d'un synclinal tronqué par la faille Dussault. Il s'agit vraisemblablement d'un pli-faille, analogue à celui du synclinal de Chapais mentionné ci-avant (figure 34,A), et dont la zone de charnière devrait être présente sous la faille Dussault (voir dans l'ordre des coupes M-N-O, K-L et I-J de la carte 1).

Bloc 3

Le bloc 3 montre le prolongement vers le sud de la zone de charnière du pli ouvert P_2 dans le bloc 2. Le prolongement de cette zone de charnière se déduit des relations structurales observées entre les contacts géologiques et la foliation régionale dans les parties ouest et est du bloc; les directions des contacts y sont respectivement nord-ouest et est-nord-est, alors que la folia-

tion demeure *grosso modo* est-ouest d'un bout à l'autre du bloc si l'on fait abstraction de variations locales de direction, dues à des intrusions (stock de La Ribourde et massif de Lapparent) et à la proximité des failles Lamarck et Kapunapotagen.

Entre les blocs 2 et 3, la faille Kapunapotagen explique l'absence de la Formation de la Trêve, normalement sous la Formation de Daubrée. À l'origine, avant l'avènement de la faille, la Formation de la Trêve à sommets nord devait nécessairement être présente à cet endroit sous celle de Daubrée. Et avant le développement des failles Lamarck et Kapunapotagen, ce segment de la Formation de la Trêve, maintenant oblitéré, devait être en continuité avec celui dans le canton d'Opémisca, lequel est également à sommets nord (figure 35).

Bloc 4

La portion est du bloc 4 correspond au flanc sud vertical et est-ouest du synclinal de Chapais (coupe C-D de la carte 1). Dans sa portion ouest où les affleurements sont rares et dispersés, on observe plusieurs plis isoclinaux, serrés, à charnière très abrupte et à plan axial subparallèle à la foliation régionale. Ces observations suggèrent l'existence, à cet endroit, de la zone de charnière d'un pli majeur subvertical et synchrone de la foliation régionale (Charbonneau *et al.*, 1983).

Bloc 5

Nous avons subdivisé le bloc 5 en cinq sous-domaines: 5A, 5B, 5C, 5D et 5E (figure 37). Les sous-domaines sont délimités par des failles d'extension locale. Le sous-domaine 5A montre le flanc nord subvertical du synclinal de Chapais. La zone de charnière de ce pli, comme nous l'avons vu, se trouve en profondeur sous la faille Kapunapotagen, dans le mur (figure 34). Des plis P₂, senestres et dextres, respectivement dans les parties nord-ouest et sud-est de ce sous-domaine, suggèrent l'existence, entre ces deux parties, d'une trace axiale de pli antérieur à la foliation régionale (figure 37). La trace axiale de ce synclinal P₁

serait située dans le secteur où se trouvent les roches les plus jeunes de la Formation de Haïy. Il s'agit de celles du Membre de Dolomieu, bien représenté au niveau du lac Landing. Ainsi, la mégastucture que l'on appelle *synclinal de Chapais* est en fait un bassin structural résultant de l'intersection de deux synclinaux, à traces axiales à peu près orthogonales et de générations différentes. L'allongement marqué de ce bassin structural, parallèlement à la foliation régionale, témoigne de la forte intensité de la déformation associée à cette dernière et ayant engendré la forme isoclinale des plis.

Vers l'ouest et vers l'est, les terminaisons périclinales de ce bassin structural sont tronquées par la faille Kapunapotagen qui longe le flanc sud du bassin. La terminaison est se situerait quelque part dans la portion ouest du canton de Lévy, à l'extérieur de notre région. De ce secteur jusqu'au Front du Grenville à l'est, deux autres bassins structuraux analogues seraient présents le long du dit synclinal de Chapais (figure 38). La limite entre ces deux derniers bassins structuraux pourrait bien se trouver dans la demie est du canton de Queylus où, selon Réal Daigneault (communication orale personnelle, 1986), les roches du

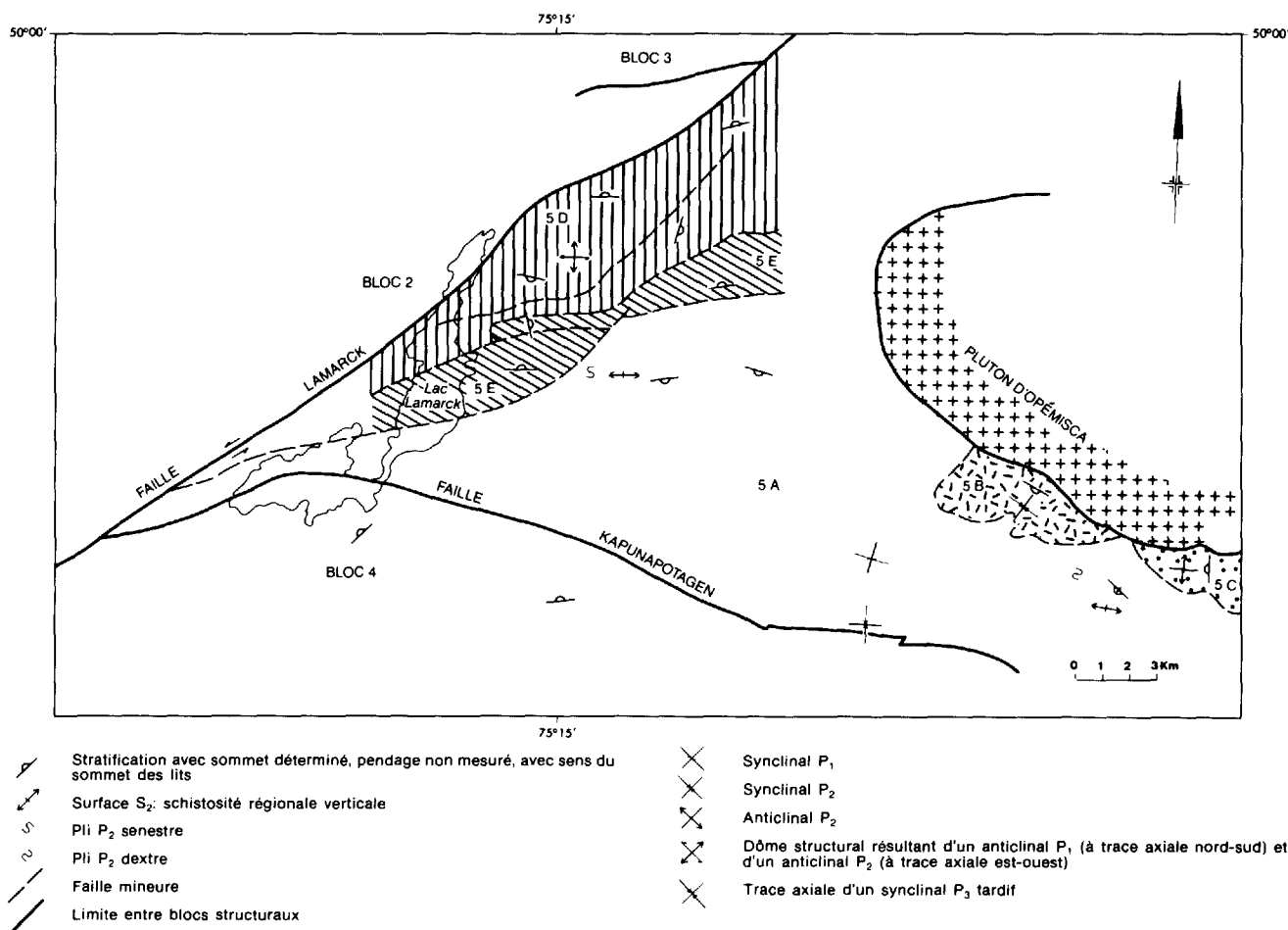


FIGURE 37 – Les sous-domaines 5A à 5E du bloc structural 5.

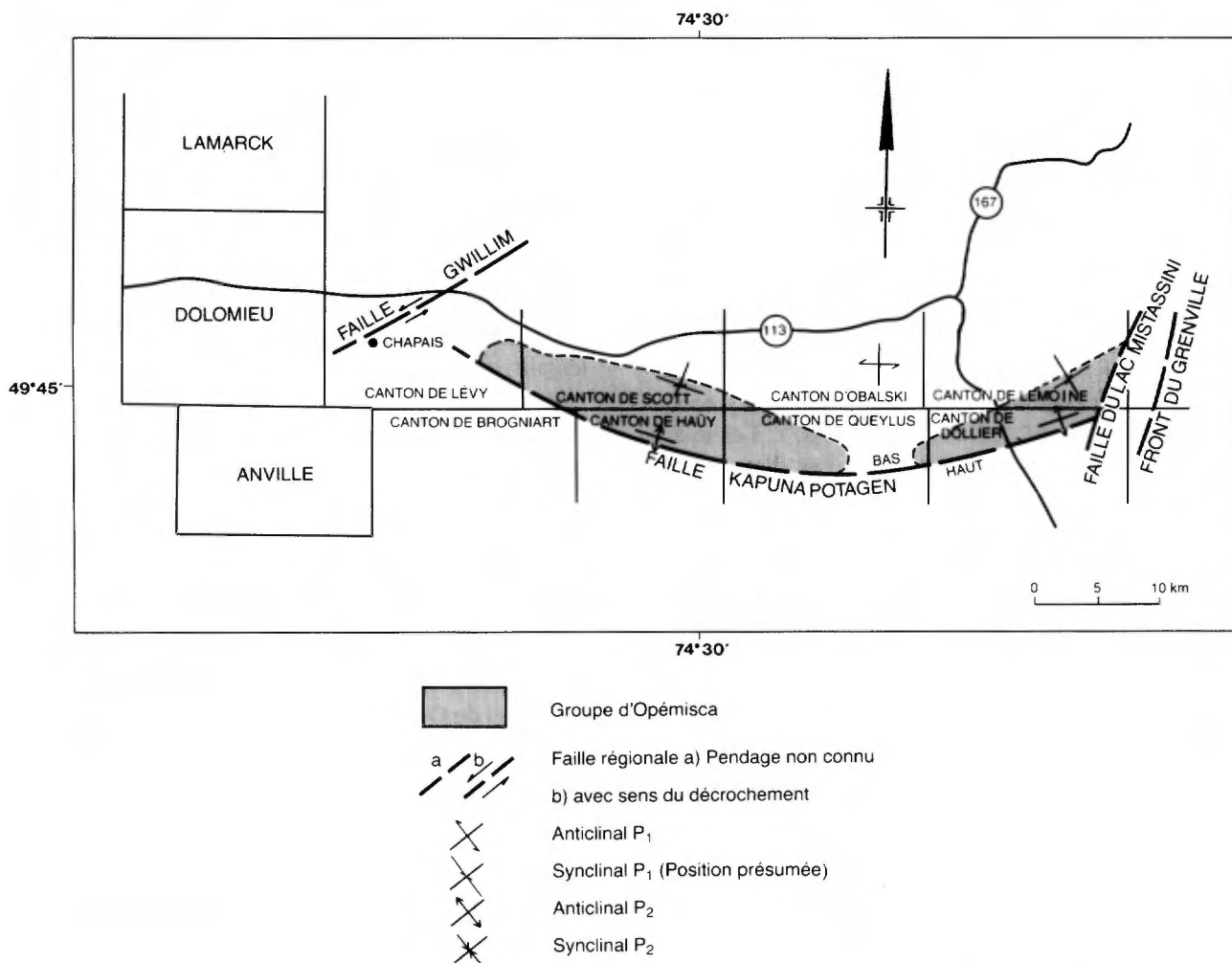


FIGURE 38 – À l'est de Chapais, deux bassins structuraux seraient présents le long du synclinal de Chapais. Schéma adapté de la carte de Gobeil et Racicot (1983).

Groupe d'Opémisca pourraient être absentes. Les terminaisons périclinales est et ouest de ces bassins structuraux seraient également tronquées au sud par la faille Kapunapotagen, à l'instar de celui situé à l'ouest de Chapais.

Le sous-domaine 5B montre une écaïlle (coupe A-B de la carte 1), constituée d'une portion du flanc nord du synclinal de Chapais. Dans cette écaïlle, les plans de stratification et de foliation régionale ont des directions subparallèles. Le tout a été déformé en un pli P_3 , un pli tardif à trace axiale nord-est. Il s'agit d'un synclinal à plongement subvertical.

Le sous-domaine 5C comprend la portion ouest d'une seconde écaïlle qui se prolonge à l'extérieur de notre région. Il montre la zone de charnière d'un anticlinal vertical. Il s'agit d'un pli P_2 , c'est-à-dire d'un pli dont la trace axiale est subparallèle à la foliation régionale S_2 et synchrone de celle-ci.

Le sous-domaine 5D correspond au dôme structural du lac Lamarck, mentionné précédemment, et résultant de la superposition d'un anticlinal P_2 à trace axiale

est-ouest à un anticlinal précoce (P_1 ou P_0 ?) à trace axiale à peu près nord-sud.

Le sous-domaine 5E est constitué d'une écaïlle à l'intérieur de laquelle les sommets sont vers le nord ou, localement, vers l'est.

Résumé et conclusion

Les roches de la région de Chapais-Branssat auraient subi une phase de plissement pré-Opémisca, appelée P_0 , et au moins trois phases de plissement post-Opémisca, appelées phases P_1 à P_3 . Elles montrent au moins trois dômes structuraux résultant de la superposition de deux générations d'anticlinaux et au moins deux bassins structuraux majeurs résultant de la superposition de deux générations de synclinaux. Le dôme structural du bloc 1 résulterait de l'intersection d'un anticlinal P_0 à trace axiale à peu près nord-nord-ouest et d'un anticlinal P_2 à trace axiale est-ouest (figure 39). Ce dôme, au coeur duquel affleure la Formation d'Obatogamau, a été oblitéré en grande partie par les

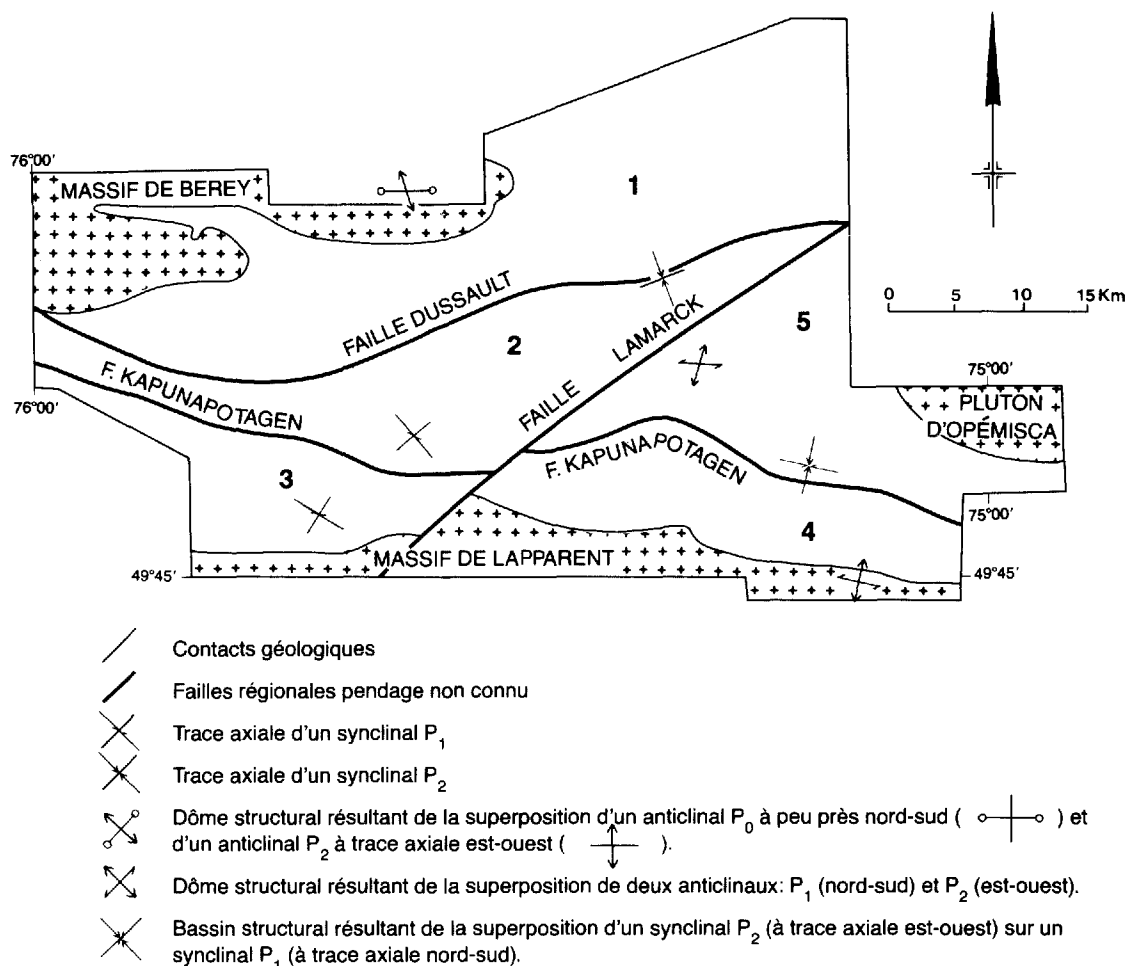


FIGURE 39 – Structures majeures de la région de Chapais-Branssat.

intrusions du massif de Berey. Nous avons décrit ci-avant le dôme structural du lac Lamarck (bloc 5 de la figure 36) au coeur duquel affleurent la Formation de Waconichi et des filons-couches gabbroïques différenciés (voir carte 1). Un troisième dôme structural a été oblitéré en grande partie par les intrusions du massif de Lapparent (bloc 4 de la figure 36). Le coeur de cette structure est constitué des roches les plus vieilles de la région, celles de la Formation de Chrissie.

Le bassin structural allongé des cantons de Daubrée et de Dolomieu, appelé *synclinal de Chapais*, résulte de la superposition d'un synclinal P₂ sur un synclinal précoce (P₁) à trace axiale à peu près nord-nord-est (figure 37). Un bassin structural analogue semble exister dans le bloc 2 (canton de Lamarck). Dans ce secteur, la trace axiale du synclinal précoce, auquel le synclinal P₂ s'est superposé, pourrait se trouver au nord-ouest du lac Lamack ou plus à l'est, dans les cantons de La Touche ou de Rageot (à l'extérieur de notre région). Un troisième bassin structural pourrait exister au niveau de la baie Rita (coupe R-S de la carte 1). Le synclinal de La Ribourde, un pli précoce P₁ et à plonge-

ment abrupt, observé à cet endroit, constituerait alors la portion sud de ce bassin structural.

Des plis P₃ postérieurs à la foliation régionale S₂ sont présents localement au voisinage de la faille Lamarck ou du Pluton d'Opémisca. Ils pourraient être d'âges différents.

Au moins quatre générations de failles importantes affectent les roches de la région. La première précède le plissement régional P₂. Cette génération précoce est représentée par une faille plissée présente à moins de 3,5 km au nord-est du lac Lamarck (carte 1 ou carte 10). Les failles Kapunapotagen et Dussault, des failles régionales de compression et à grand rejet vertical, seraient synchrones de la fin de l'épisode P₂ de plissement (plis-failles). La faille Lamarck, une faille régionale de compression et à rejet oblique senestre et kilométrique, déplace les premières et correspond à la 3^e génération. Enfin, des failles mineures de 4^e génération, orientées nord-sud et nord-nord-est, seraient associées aux failles du Front du Grenville de direction semblable et situées à une cinquantaine de kilomètres à l'est de notre région.

L'image globale de la géométrie des unités géologiques de la région de Chapais-Branssat et peut-être de toute la région de Desmaraisville – Chibougamau en est une de dômes et bassins structuraux ayant la forme de cônes à angle apical aigu et aplatis parallèlement à la foliation régionale. Des failles de compression, locales et régionales, tronquent les flancs allongés de ces

structures, mettant en contact à plusieurs endroits deux flancs opposés, sans zone de charnière visible en surface entre les deux. Plusieurs stocks alignés ou non (carte 1) ont ensuite envahi ces structures plissées et faillées, tant dans les coeurs faillés de bassins ou sur leurs flancs allongés que dans les coeurs faillés des dômes.

Sites et indices minéralisés

Dans ce chapitre, nous présentons sous forme de tableaux les résultats d'analyses d'échantillons rocheux de même que les caractéristiques des indices minéralisés. Ces échantillons et indices minéralisés sont localisés respectivement par des cercles et des carrés sur les cartes géologiques 2 à 12.

À l'aide des anomalies géophysiques et géochimiques, des sondages, de notre interprétation géologique et de nos données de terrain, nous tentons de décrire et de définir le type, la forme et la genèse possible de quelques indices minéralisés ou sites favorables à la prospection, en les comparant parfois avec des gisements de la région de Chibougamau ou d'ailleurs.

Lors de notre campagne de cartographie, les lithologies minéralisées et(ou) carbonatisées, ainsi que quelques veines de quartz associées ou non avec d'autres minéraux ont été échantillonnées pour fins d'analyses chimiques d'éléments mineurs.

Les principales minéralisations observées dans la région sont constituées de pyrite et de pyrrhotite, souvent associées à de la chalcopryrite, de la sphalérite, de la magnétite, de la marcassite, de l'hématite et de la galène. La minéralisation varie de disséminée à massive et se présente, pour la majorité des sites, soit parallèlement à la stratification, soit sous forme de veines sécantes à celle-ci. Les teneurs anormales en un ou plusieurs éléments pour les échantillons localisés sur les cartes géologiques sont indiquées par le(les) symbole(s) de cet(ces) élément(s) accolé(s) aux numéros de ces échantillons.

Nous avons considéré comme anormales les teneurs supérieures à celles du bruit de fond régional. Ce dernier a été estimé à partir des teneurs moyennes observées dans la région. Au tableau 11 figurent, pour chaque élément considéré, les seuils au-delà desquels un échantillon est considéré anormal.

TABLEAU 11 - Teneurs jugées anormales pour les échantillons analysés et localisés sur les cartes du présent rapport.

Élément	Teneur anormale supérieure à
Ag	2 g/t ou 2 ppm
As	10 ppm
Au	0,1 g/t ou 100 ppb
Co	200 ppm
Cu	500 ppm
Mo	1 ppm
Mn	2000 ppm
Ni	150 ppm
Pb	10 ppm
Zn	300 ppm

Dans un premier temps, nous avons parcouru tous les rapports de travaux statutaires, les thèses et les publications connus concernant la région cartographiée de Chapais-Branssat en vue d'en extraire les données relatives aux minéralisations. Ensuite, nous avons classé ces données par tableaux; à chacune des cartes correspondent deux tableaux, l'un concernant les résultats des analyses des échantillons, l'autre les caractéristiques des indices. Le tableau 12 donne la correspondance entre les cartes et les tableaux 13 à 16 et 18 à 35 qui s'y rapportent.

Commentaires relatifs à quelques sites minéralisés

CARTE 2 (TABLEAUX 13 ET 14)

Le site 2 se situe au nord de la route 113 et à l'extrémité est de la carte. Un sondage a fourni 1,43% Cu sur 0,42 m dans une péridotite du Complexe de Cummings.

TABLEAU 12 - Correspondance entre les numéros des cartes et ceux des tableaux qui les accompagnent.

Cartes	Feuillets SNRC	Tableaux des résultats d'analyses	Tableaux des indices minéralisés
2	32G/15 NW	13	14
3	32G/14 SE et 32G/11 NE	15	16
4	32G/14 SW	18	19
5	32G/13 SE	20	21
6	32G/13 SW	22	23
7	32G/13 NW et 32J/4 SW	24	25
8	32G/13 NE	26	27
9	32G/14 NW	28	29
10	32G/14 NE	30	31
11	32J/3 SE	32	33
12	32J/3 SW et 32J/4 SE	34	35

TABLEAU 13 - Résultats d'analyses d'échantillons localisés sur la carte 2 (32G/15 SW).

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	Fe(tot)	Canton
ppm (sauf ceux exprimés en ppb et en %)													
Blondeau	Lentilles de carbonate de fer, pyrite et fuchsite (?) dans un grès feldspathique	3	82-6052	15 ppb	500 ppb	15	160	25	100	47	13	7.90%	Daubrée
	Veines d'épidote et de quartz dans une lave porphyrique	2	82-2895	15 ppb	---	15	---	---	---	---	---	---	
	Veines et lentilles d'épidote minéralisées en chalcopryrite dans un gabbro	1	82-2894	15 ppb	---	140	---	---	---	---	---	---	

* Dans ce tableau, ainsi que dans les tableaux 15, 18, 20, 22, 24, 26, 28, 30, 32 et 34, --- signifie nil

CARTE 3 (TABLEAUX 15 ET 16)

Le site 10 de la carte 3 correspond aux îles et à la rive est du lac Dolomieu. La majorité des affleurements qui s'y trouvent sont carbonatisés et recoupés par de nombreuses veines de quartz et de quartz-ankérite. Les lithologies rencontrées appartiennent à la Formation de Gilman.

L'échantillon 21 (figure 40 et tableau 15) est un schiste à ankérite (carbonate de fer) recoupé de veines de quartz, avec un horizon d'argilite graphitique minéralisée en pyrite et d'environ 15 cm d'épaisseur. L'échantillon 22 (carte 3 et tableau 15) qui contient 1,24 g/t Au est un schiste vert sombre ankéritisé et recoupé par des veines de quartz de 5 à 6 cm d'épaisseur et orientées N170°E. L'environnement géologique de l'échantillon 23 est schématisé sur la figure 41. L'affleurement d'où provient l'échantillon 24 montre un gabbro grossièrement grenu contenant des amas de magnétite. Dans la partie sud de cet affleurement se trouve un horizon mylonitisé.

Dans ce secteur, la carbonisation s'est développée aléatoirement, c'est-à-dire qu'elle peut être stratiforme ou recouper localement la stratification.

La présence de nombreuses veines de quartz accompagnées d'une carbonatation intense est caractéristique des gîtes d'or de type hydrothermal filonien de la région de Timmins en Ontario. Elle peut être attribuée à la faille Kapunapotagen.

Le site 8 est situé entre le lac Pacifique et la baie de l'Ouest du lac Opémisca (figure 42).

Les travaux de géochimie de sols (Beaumier, 1982) dans ce secteur ont permis de déceler une anomalie en arsenic (3000 ppm). Au même endroit, on a obtenu 230 ppm d'uranium, 3778 ppm de manganèse et

29 ppm de cobalt. Selon Boyle (1968), plusieurs gisements aurifères du Bouclier canadien sont hautement enrichis en arsenic; compte tenu de cette constatation, ce site présente un certain intérêt. La minéralisation y est disséminée ou sous forme d'amas irréguliers. Le sondage 10 (carte 3) a révélé des teneurs atteignant 4% Cu sur 0,21 m, dans une pyroxénite cisailée.

Le tableau 17 dresse un parallèle entre les caractéristiques du site 8 et de celles de la mine Opémisca à Chapais, à l'est de notre région. Aux deux endroits, les solutions minéralisatrices proviendraient du Pluton d'Opémisca qui, lors de sa mise en place, aurait remobilisé puis permis la concentration des substances métalliques dans les fractures des Filons-couches de Ventures et de Bourbeau.

De 1954 à 1982, on a extrait de la mine Opémisca 15,5 millions de tonnes à 2,6% Cu (Watkins et Riverin, 1982).

Dans la Formation de Daubrée (canton de Dolomieu), un affleurement de roche gris clair altérée en fuchsite, calcite, sidérite et ankérite et minéralisée en pyrite, chalcopryrite et oxydes de fer a été observé à quelque 300 m au nord-ouest du rivage du lac Janus (portion sud-ouest du lac). Plusieurs veines de quartz centimétriques, espacées de 25 à 50 cm, sont présentes sur l'affleurement. La roche serait une *exhalite du faciès des carbonates dans un environnement volcanogénique, ce qui en fait un milieu très favorable pour les gîtes d'or et(ou) de métaux de base* (voir annexe 2).

CARTE 4 (TABLEAUX 18 ET 19)

Le site 2 se trouve dans l'angle nord-est formé par l'intersection de la rivière Chibougamau et de la route 113. Dans ce secteur se trouvent plusieurs anomalies

TABLEAU 14 - Caractéristiques des indices minéralisés localisés sur la carte 2 (32G/15 SW).

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)	
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs
Daubrée	Au nord de la route 113 et au sud de la baie de l'Ouest	1	Opemiska Copper Mines (Québec) Ltd. Leduc, C., 1970 GM-27010	X			B-11 et B-12	B-11: 1 à 2% de sulfures (75% PO, 25% PY et traces de CP) B-12: GP, 20-30% PY, PO et CP	0,25% Cu sur 0,3 m 0,15% Cu sur 0,3 m	Métavolcanite bréchique de composition intermédiaire Métatufs lités graphiteux	Blondeau
Daubrée	Au nord de la route 113 et à l'extrémité est de la carte	2	Normiska Mining & Exploration Ltd. Bischoff, C.T., 1952, 1955, 1957 GM-1733-A et B, GM-1769 GM-3667, GM-5143-A, B et C Hashimoto, T., 1966 GM-19398 Fiche de gîte: 32G/14-39			X	10 à 16 Tranchées	10: PO, CP 11: CP, MT 14: traces de CU 15: traces de CU 16: PY, traces de CU #1: CP, PO #2: CP #3: PY, PO, CP CP, PY, PO, SP, Ag, Au, Cu (natif) Gangue: quartz, calcite Type de minéralisation: massive et disséminée Forme du gîte: en veines	1,43% Cu sur 0,42 m, 10,34 g/t Ag; traces de Au 3% Cu, 17,24 g/t Ag, 0,68 g/t Au, traces de Ni (pour 1 échantillon) 2 échantillons ont donné respectivement 0,20% Cu, 0,34 g/t Au, 3,1 g/t Ag et 0,20% Cu, 0,34 g/t Au, 3,1 g/t Ag 20,8 g/t Ag 0,8 g/t Au	Péridotite Péridotite Gabbro Rhyolite Rhyolite Volcanite felsique à intermédiaire, cisailée et fracturée Volcanite felsique à intermédiaire, cisailée et fracturée Tuf lité intermédiaire Tuf rhyolitique	Complexe de Cummings et Blondeau
Daubrée	Au nord et au sud de la route 113	3	Umex Coda. R., 1974 GM-29867 Aubelle Mines Ltd Quon, D., 1956 GM-4252-A et B	X			PLD-1 et 2	MT PY avec un peu de CP et de l'HE		Roches ultrabasi-ques, bréchiques Lave andésitique	Complexe de Cummings Blondeau
Daubrée	Au sud de la baie de l'Ouest et à l'ouest du chemin du lac Opémisca	4	Falconbridge Copper Ltd. Inizan, J., 1982 GM-39356	X			1	Entre 55 et 55,3 m: 15% PY, ankérite Entre 59,6 et 60,1 m: 1% PY, 2% CP Cisaillement presque tout le long du forage	0,43% Cu, traces de Au	Pyroxénite Pyroxénite	Complexe de Cummings

TABLEAU 15 - Résultats d'analyses d'échantillons localisés sur la carte 3 (32G/14-SE et 32G/11-NE). Teneurs anormales soulignées (voir texte).

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	Fe(tot)	Canton
ppm (sauf ceux exprimés en g/t et en %)													
Âge protérozoïque	Gravier (chapeau de fer)	58	83-4112	0,015	0,2	31	38	4	18	9	---	---	Daubrée
	Sill de diabase minéralisé	57	81-7473	<u>0,5</u>	0,5	89	140	8	86	---	---	---	
Haüy	Basalte à phénocristaux de pyroxène et à olivine minéralisé en CF, PY, FU et autres sulfures	56	83-4107	0,015	0,2	53	51	0,5 g/t	130	32	---	---	Daubrée, Dolomieu
	Basalte	55	81-280	<u>0,1</u>	0,5	103	110	---	0,2 g/t	---	---	---	
	Andésite massive	54	81-291	<u>0,1</u>	1,1	100	130	---	0,2 g/t	---	---	---	
	Roche minéralisée en PY + HE + SP (?)	53	82-6054	0,015	0,5	6	37	6	2	6	6	6,12%	
Scorpion	Volcanoclastite (PY)	52	81-985	<u>0,1</u>	---	13	64	4	130	---	---	---	Dolomieu
	Roches indéterminée à sulfures	51	81-984	<u>0,3</u>	---	43	70	1	80	---	---	---	
	Tuf cherteux	50	81-274	<u>0,1</u>	0,2	57	72	---	---	---	---	---	
	Tuf cherteux	49	81-275	0,1	0,4	24	82	---	---	---	---	---	
	Tuf cherteux	48	81-277	0,1	0,7	26	70	---	---	---	---	---	
	Tuf lité	47	81-278	0,1	0,9	55	110	---	---	---	---	---	
	Gabbro	46	81-988	0,1	---	88	130	0,2 g/t	27	---	---	---	
	Tuf siliceux minéralisé	45	81-2438	0,015	<u>2,5</u>	<u>760</u>	170	2	28	---	---	---	
	Leucogabbro	44	81-2439	0,015	<u>2,3</u>	81	120	0,5 g/t	32	---	---	---	
	Tuf siliceux minéralisé cisailé et minéralisé en PY, PO, MT	43	81-2430	0,015	1,7	<u>2600</u>	<u>960</u>	3	<u>220</u>	---	---	---	
	Idem à 43	42	81-2431	0,015	1,9	<u>2100</u>	<u>430</u>	2	65	---	---	---	
Zone minéralisée en PO, PY, CP (?)	41	80-3907	0,069	0,069	770	---	---	<u>440</u>	---	---	---		
Siltstone minéralisé en PY, CP, HE, MT (2 à 5%)	40	81-977	<u>0,1</u>	---	47	150	0,2 g/t	35	---	---	---		
Sédiments	39	81-981	<u>0,3</u>	---	41	39	<u>13</u>	11	---	---	---		
Complexe de Cummings	Gabbro mélanocrate	38	81-281	<u>0,1</u>	0,4	76	150	---	<u>250</u>	---	---	---	Daubrée
	Gabbro moyennement grenu	37	81-282	<u>0,1</u>	0,5	5	95	---	<u>200</u>	---	---	---	
	Ferrogabbro à quartz	36	81-288	0,1	0,7	37	100	---	21	---	---	---	
	Leucogabbro	35	81-289	<u>0,1</u>	0,9	60	150	---	24	---	---	---	
	Roche carbonatée	34	81-273	0,1	1,1	27	76	---	---	---	---	---	
Blondeau	Andésite coussinée	33	81-286	<u>0,1</u>	0,7	110	120	---	32	---	---	---	Daubrée
	Andésite coussinée	32	81-290	<u>0,1</u>	1,5	130	180	---	20	---	---	---	
	Basalte massif	31	81-294	<u>0,1</u>	1,2	110	130	---	55	---	---	---	

TABLEAU 15 - (fin)

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	Fe(tot)	Canton
ppm (sauf ceux exprimés en g/t)													
Gilman	Sédiments	30	81-986	0,1	---	34	110	<0,2	81	---	---	---	Daubrée, Dolomieu
	Sédiments	29	81-987	<u>0,1</u>	---	10	59	<0,2	0,8	---	---	---	
	Gabbro minéralisé	28	81-978	<u>0,1</u>	---	120	110	<0,2	0,2	---	---	---	
	Volcanoclastite	27	81-983	<u>0,2</u>	---	100	75	<0,2	41	---	---	---	
	Veine de quartz dans une volcanoclastite	26	81-1409	<u>0,1</u>	---	29	57	6	21	---	---	---	
	Volcanoclastite	25	81-1410	0,015	---	150	93	5	34	---	---	---	
	Gabbro mylonitisé	24	80-3902	0,069	0,069	---	---	---	---	---	---	---	
	Schiste vert à ankérite et à biotite + filons de quartz	23	80-3903	0,069	0,069	---	---	---	---	---	---	---	
	Schiste vert à ankérite et filons de quartz	22	80-3904	<u>1,24</u>	0,14	---	---	---	---	---	---	---	
	Schiste à ankérite et filons de quartz + PY + GP	21	80-3906	0,069	---	130	80	---	---	---	---	---	
	Lave schisteuse carbonatisée	20	81-295	<u>0,1</u>	1,2	130	90	---	48	---	---	---	
	Basalte porphyrique	19	81-296	<u>0,1</u>	1,3	140	120	---	39	---	---	---	
	Basalte coussiné	18	81-297	<u>0,1</u>	0,9	79	130	---	95	---	---	---	
Tuf lité carbonatisé	17	83-4106	<0,015	<0,2	34	140	<0,5	<u>150</u>	57	---	---		
Waconichi	Veine de quartz noir dans une volcanoclastite mafique	16	81-980	<u>0,2</u>	---	130	82	<0,2	<u>160</u>	---	---	---	Daubrée, Dolomieu
	Volcanoclastites	15	81-979	<u>0,2</u>	---	9	49	11	13	---	---	---	
	Tuf à blocs felsiques	14	81-276	0,1	0,8	4	42	---	---	---	---	---	
	Tuf lité	13	81-279	<u>0,1</u>	0,3	51	120	---	---	---	---	---	
Obatogamau	Basalte coussiné	12	81-285	0,1	0,5	130	83	---	<u>170</u>	---	---	---	Daubrée
	Basalte coussiné	11	81-287	<u>0,1</u>	0,7	130	100	---	<u>150</u>	---	---	---	
	Basalte massif	10	81-292	<u>0,1</u>	1,3	120	95	---	<u>150</u>	---	---	---	
	Basalte coussiné	9	81-298	<u>0,1</u>	1,2	100	110	---	76	---	---	---	
	Basalte coussiné	8	81-293	<u>0,1</u>	0,9	87	110	---	<u>160</u>	---	---	---	
	Horizon minéralisé dans un basalte coussiné PY massive	7	81-982	<u>0,1</u>	---	130	99	<0,2	67	---	---	---	
Obatogamau	Basalte cornéifié, minéralisé en PY, PO	6	83-4108	0,015	<0,2	150	120	<0,5	93	54	---	---	Dolomieu
	Veine de quartz dans un basalte minéralisée en PY, PO, CP, BO(?)	5	83-4109	0,015	<0,2	190	51	<0,5	31	20	---	---	
Chrissie	Basalte	4	81-284	<u>0,1</u>	0,5	160	57	---	<0,2	---	---	---	Daubrée
	Gabbro	3	81-283	<u>0,1</u>	0,8	53	110	---	120	---	---	---	
	Basalte	2	83-4110	0,015	<0,2	330	110	<0,5	53	26	---	---	
	Gabbro minéralisé en PY disséminée	1	83-4111	0,015	1,8	<u>690</u>	<u>430</u>	<u>16</u>	120	86	---	---	

TABLEAU 16 - Caractéristiques des indices minéralisés localisés sur la carte 3 (32G/14-SE et 32G/11-NE).

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes		
Daubrée	À l'ouest du lac Cavan	1	MER Wolhuter, L.E., 1962 RP-474 Fiche de gîte: 32G/11-3			X		CP, PY Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: veine	Tufs rhyolitiques	Chrissie
Daubrée	À l'ouest du lac Chrissie	2	MER Hébert, C., 1983 GM-39975 MER Remick, J.H., 1956 RP-322 Fiche de gîte: 32G/111	X	X et sédiments de ruisseau	X		PY, CP, MT Traces de PY CP, PY Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: indéterminé	«Syénite carbonatite» Veines de quartz dans un granite (12 cm d'épais) Diabase	? ?
Daubrée	À l'est du lac Chrissie	3	American Chibougamau Mines Ltd. Morgan, J.H., 1956 GM-4344 Thurber, J.B., 1956-1957 GM-4951-A et B Fiche de gîte: 32G/11-2				X	Gangue: quartz Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: en lentille	Diorite	?
Daubrée	Au sud du ruisseau Daubrée	4	Falconbridge Copper Ltd. Nichol, M.Q., 1975 GM 30935 Campbell Chibougamau Mines Ltd. Hamilton, W., 1979 GM 34930 Arseneau, V., 1979 GM 33945 Fiche de gîte: 32G/14-29	X				Y-13 à Y-26 CP, PY, PO, traces de Ag et Au Gangue: carbonates, graphite Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: stratiforme	Tuf andésitique Schistes graphiteux	Obatogamau
Daubrée	Au nord-est de l'intersection de la rivière Obatogamau et du ruisseau Daubrée	5	Demers Chibougamau Mines Ltd. Rukeyser, W.A., 1956 GM-4018 Dumont, P.E., 1956-1957 GM-4910, GM-5227-A et B Campbell Chibougamau Mines Ltd. Fort, F., 1977 GM-33276 Arseneau, V., 1979 GM-39945 Hamilton, W., 1979 GM-34930				X	PY, PO, CP, SP D-4: 0,05% Cu et 0,15% Zn sur 0,84 m Traces de Au	Tuf	Obatogamau

TABLEAU 16 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)		
				Géophysique	Géochimie		Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs	
					Sols	Roche						
Daubrée	Au nord-est de l'intersection de la rivière Obatogamau et du ruisseau Daubrée	5	Labelle, J.P., 1982 GM-39509 Fiche de gîte: 32G/14-28	X	CL-2		59,8 - 60,1 m: 20% PY, 3% PO	2,5 g/t Ag sur 1 m	Tuf intermédiaire	Obatogamau		
					CL-3		GP, PO, PY, CP	3,42 g/t Ag sur 2 m	Tuf argileux			
					CL-4		15 - 20% PO, GP, PY sur 4,6 m	5,14 g/t Ag et 0,24% Zn sur 1 m	Tuf felsique			
						Gangue: quartz, carbonate, chlorite Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: veine		Andésite Tuf carbonatisé				
Daubrée	À l'est du lac Landing	6	Mines Northgate Patino inc. De Grosbois, M., 1982 GM-39265	X						Haüy		
Daubrée	Au nord de la route 113, à l'ouest de la baie de l'Ouest du lac Opémisca	7	Chibougamau Copper Corporation Ltd. Pudifin, A.D., 1961 GM-11340 Stratmat Ltd. McCamus, F.W., 1956 GM-3773-A Duncan, D.M., 1956 GM-3773-B Meikle, B.K., 1956 GM-4867 Opemiska Copper Mines (Québec) Ltd. Sozanski, A., 1966 GM-20104 Woodard, J.A., 1969 GM-20105 Gagnon, A., 1969 GM-25753 Leduc, C., 1969 GM-26023, 26876 Essex Minerals Co. Park, I.G., 1982 GM-38556 Fiche de gîte: 32G/14-22	X	DA-1 DA-2 DA-3		PY, SE, MT		Péridotite	Blondeau et Complexe de Cummings		
							Q-4-6-1	5% PY	0,15% Cu			
									B-1 à B-13, sauf B-11 et B-12		PY, PO, CP, MT, SE, Zn, Ni et traces de Au	B-8: 0,17% Ni sur 2,13 m
						Gangue: quartz, graphite, carbonate Type de minéralisation: disséminée à massive Forme du gîte: veine	Teneurs maximales: 0,05% Cu, 0,3% Zn, 0,01% Ni, traces de Au sur 30 cm	Tuf graphitique Andésite				

TABLEAU 16 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes		
Daubrée	À l'ouest de la baie de l'Ouest, au SE du lac Peaceful	8	Bruneau Mines Ltd. Duquette, G., 1965 GM-16048	X		1 à 11	3: HE 4: HE 6: HE + CP		Syénite rose Syénite rose Porphyre à feldspath	Blondeau et Complexe de Cummings
			Mc Adam, J., 1965 GM-16073, 16356, 17962				5, 7, 11: HE 8: SE			
			Opemiska Copper Mines Ltd. Sozanski, A., 1966 GM-20104			Tranchée	9: 6 - 10% CP, PO, de 28,95 à 29,74 m 10: CP (de disséminée à 6%) de 38,1 à 52,27 m	2,9 % Cu sur 0,60 m à 18,3 m de profondeur 4% Cu sur 0,21 m à 39,6 m de profondeur		
			Woodard, J.A., 1967 GM-20105 Fiche de gîte: 32G/14-23	X			CP, PY, PO Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: en amas irréguliers		Pyroxénite verte	
Daubrée	Au sud du lac Peaceful	9	New Jack Lake Uranium Mines Ltd. McCannel, J.D., 1957 GM-5097-A Dowhaluk, H., 1957 GM-5097-B			X	2,3,4,5,6,12: HE 3: CP, PY 4: PY, CP et une veine de quartz contenant de la TO 6: FU 7: SE, PY, PO 9: AS, carbonate 11: CP	0,34% Cu	Schiste vert Schiste vert Diorite Schiste vert Schiste vert Schiste vert Gabbro	Blondeau
Dolomieu	Au sud-est du lac Dolomieu	10	Société de Développement de la Baie James Labelle, J.P., 1982 GM-38779			X	Banc massif de 1,5 m d'épais, entièrement carbonatisé, légèrement pyritisé et injecté de veinules de quartz	90 ppb Au	Laves plus ou moins schisteuses associées à des pyroclastites et à des filons-couches gabbroïques	Gilman
			Opemiska Copper Mines (Québec) Ltd. Moreau, M.J., 1970 GM-26124 MER (ce rapport)	X		X	Ankérite	1,24 g/t Au	Matériel à schiste vert sombre ankéritisé	
Dolomieu	Lac des Trois Îles	11	Patino Mines Ltd. Lemay, L., 1978 GM-33358 Roy, M., 1979 GM-34451	X		1-5, 1-6, 1-7	PY: disséminée à massive GP: disséminée à massive	1-5: 66,75 - 67,36 m: 0,35% Cu 1-6: 69,79 - 71,32 m: 0,13% Cu 0,20% Zn 1-7: 46,93 - 48,61 m: 0,79% Zn	Dans une zone de faille entre un agglomérat graphiteux et un tuf cristallin Agglomérat graphiteux	Contact entre Scorpion et Daubrée (?)

TABLEAU 16 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)	
				Géophysique	Géochimie		Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs
					Sols	Roche					
Dolomieu	Lac Scorpion	12	Patino Mines Ltd. Lemay, L., 1978 GM-33358 MER Aubertin, R., 1982 DP 82-03	X			I-1 et I-2	1-1: 80,04 - 89,12 m: 10 - 90% PY	0,10% Cu	Sédiments graphiteux	Scorpion
Dolomieu	Au nord du ruisseau du Voyageur	13	Brooks-Darcy Syndicate Duquette, G., 1962 GM-13900 Kitchen, A. Flanagan, D.T., 1967 GM-19232 Prospectors Airways Co Ltd. Matheson, G., 1962 GM-11841, 12688 Ghishalm, E.O., 1961-62 GM-11942 Duquette, G., 1962 GM-13901 Muscocho Explorations Ltd. McAdam, J., 1967 GM-21816 Patino Mines (Québec) Ltd. Lemay, L., 1978 GM-33358 Simard, J.M., 1976 GM-32342 et 32343 Mines Northgate Patino inc. De Grosbois, M., 1983 GM-39748 Fiche de gîte: 32G/14-21					1: 20% PY, 2% MT et traces de CP 6: 15% PY, traces de MT et 2% CP 7: PY et jusqu'à 3% CP	0,10% Cu, 1 g/t Au et 0,05% Zn sur 0,75 m 1,83% Cu sur 1,51 m 1,31% Cu sur 0,75 m	Porphyre feldspathi- que cisailé et forte- ment chloritisé Brèche de sommet de coulée Coulée andésitique bréchique	Scorpion
							1 à 11	10: 75% MT, 5% PY et 3% CP	0,85% Cu sur 1,96 m	Entre une coulée andésitique bréchi- que et un porphyre à quartz	
							M-12 à M-16		M-14: 1,83% Cu sur 1,52 m	Volcanites felsiques à intermédiaires	
							I-3 et I-4	PY, PO disséminées à massives	1-3: 0,40% Cu, 0,34 g/t Au et traces de Ag	Tuf cristallin chloriteux	
								CP, PY, PO, MT, SP, MO (traces) Gangue: quartz, carbonate, chlorite Type de minéralisation: massive et disséminée Forme du gîte: stratifor- me, stockwerk	1,03% Cu sur 1 m 72,5% MT sur 1,7 m	Schistes à chlorite Andésite Tuf ferrifère	
Dolomieu	Au sud de la route 113 et au nord du lac Dolomieu	14	Mines Patino (Québec) Ltd. De Grosbois, M., 1982 GM-37959 De Grosbois, M., 1983 GM-39803 MER Charbonneau, J.M., <i>et al.</i> , 1982 ET 82-01					Sulfures (PY et un peu de CP), variant de 10-20% à massifs		Tuf rhyolitique bréchique	Blondeau
								PY, PO, CP et MT disséminées	0,26% Cu, 220 ppm Ni, 960 ppm Zn et 1,7 g/t Ag	Tuf siliceux	
Dolomieu	Rive nord du lac Dolomieu	15	Mines Northgate Patino inc. Tremblay, A., 1982 GM-39226					Jusqu'à 5% MT; 1% PY		Basalte	Gilman, Blondeau

TABLEAU 16 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Forma- tion(s)		
				Géophy- sique	Géochimie Sols Roche	Cartogra- phie géo- logique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs	
Dolomieu	Au nord de la rivière Obatogamau	16	Opemiska Copper Mines (Québec) Ltd. Leduc, C., 1970 et 1971 GM-26458, 27192 Gagnon, A., 1971 GM-26739 Moreau, M., 1970 GM-26124 Canadian Nickel Co. Ltd. McGregor, J.P., 1956 & 1957 GM-4571-A Campbell Chibougamau Mines Ltd. Arseneau, V. & Ford, G., 1979 GM-33909 Lambert, G., 1980 GM-36538	X X X X	X	X	W-12 à W-19 et W-25 (à l'ouest du lac Dolomieu)	W-12, W-13, W-14, W-15, W-16 et W-19: 5 à 95% PY et jusqu'à 60% GP W-17: PY, PO massives sur 0,60 m W-18: 60% PO sur 0,30 m W-25: 0 à 20% PY, HE et jusqu'à 90% GP PY, GP, MT	0,20% Cu 0,20% Cu	Tuf graphiteux Tuf lité chloriteux Tuf lité intermédiaire	Gilman	
Dolomieu	À proximité de la rivière Obatogamau (côté ouest du lac Dolomieu)	17	Essex Minerals Company Park, I.G., 1982 GM-38556	X							Blondeau	
Dolomieu	Au sud de la route 113 et à l'extrémité ouest de la carte	18	Campbell Chibougamau Mines Ltd. Arseneau, V., 1979 GM-34277 Lambert, G., 1981 GM-36556	X		X						Blondeau
Dolomieu	Au sud de la rivière Obatogamau, à l'extrémité sud-ouest de la carte	19	Campbell Chibougamau Mines Ltd. Arseneau, V., 1979 GM-34863 Arseneau, V., & Ford, G., 1979 GM-33910	X		X	CL-5	PY, PO, GP	6,85 g/t Ag	Tuf felsique graphiteux	Obato- gamau	
Dolomieu	Au sud de la rivière Obatogamau	20	Canadian Nickel Co. Ltd. McGregor, J.P., 1956-1957 GM-4571-A Thrall, G., 1956 GM-4571-B Fiche du gîte: 32G/14-26				13271 13287 13266	PY, PO, MT, Ni (traces) Gangue: quartz graphite, chlorite Type de minéralisation: disséminée à massive Forme du gîte: en lentil- les	1,30% Cu et 0,14% Ni sur 2,25 cm	Tuf andésitique Diabase	Obato- gamau	

TABLEAU 16 - (fin)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Forma- tion(s)	
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartogra- phie géo- logique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs
Dolomieu	Au sud de la rivière Obatogamau	20	Mining Corp. of Canada Ltd. McFarlane, R.L., 1969 GM-8809 Opemiska Copper Mines (Québec) Ltd. Leduc, C., 1970 GM-26458 et GM-27192 Moreau, M.J., 1970 GM-26124 Fiche de gîte: 32G/14-27		X		D-1 à D-3 W-1 W-2 W-5 W-6 W-10 W-11 W-3 W-4 W-8	PY massive sur 3 m; MT, PO MT, PO 5 - 10% PO 5 - 10% PY 10 - 15% PY, PO 15 - 20% PY 10% PY PY, PO, CP 5 - 10% PY, PO	0,55% Cu sur 0,3 m 0,25% Cu sur 0,30 m 0,26% Cu	Dyke de diabase Diabase Diabase et tuf felsique Tuf rhyolitique Gabbro Tuf siliceux Tuf graphiteux siliceux Tuf graphiteux siliceux Andésite, tuf lité Gabbro et volcanite intermédiaire Tuf graphiteux Tuf siliceux	Obato- gamau

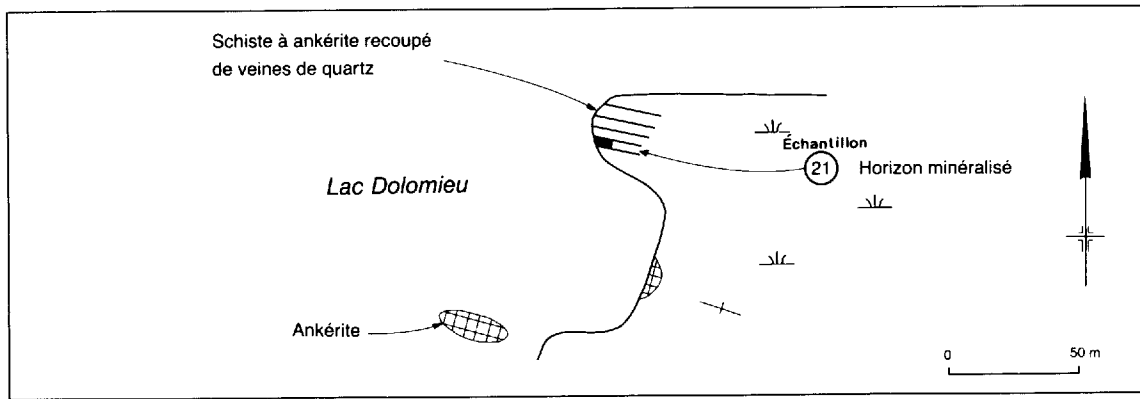


FIGURE 40 – Affleurements ankéritisés et minéralisés sur la rive est du lac Dolomieu. Canton de Dolomieu (voir carte 3).

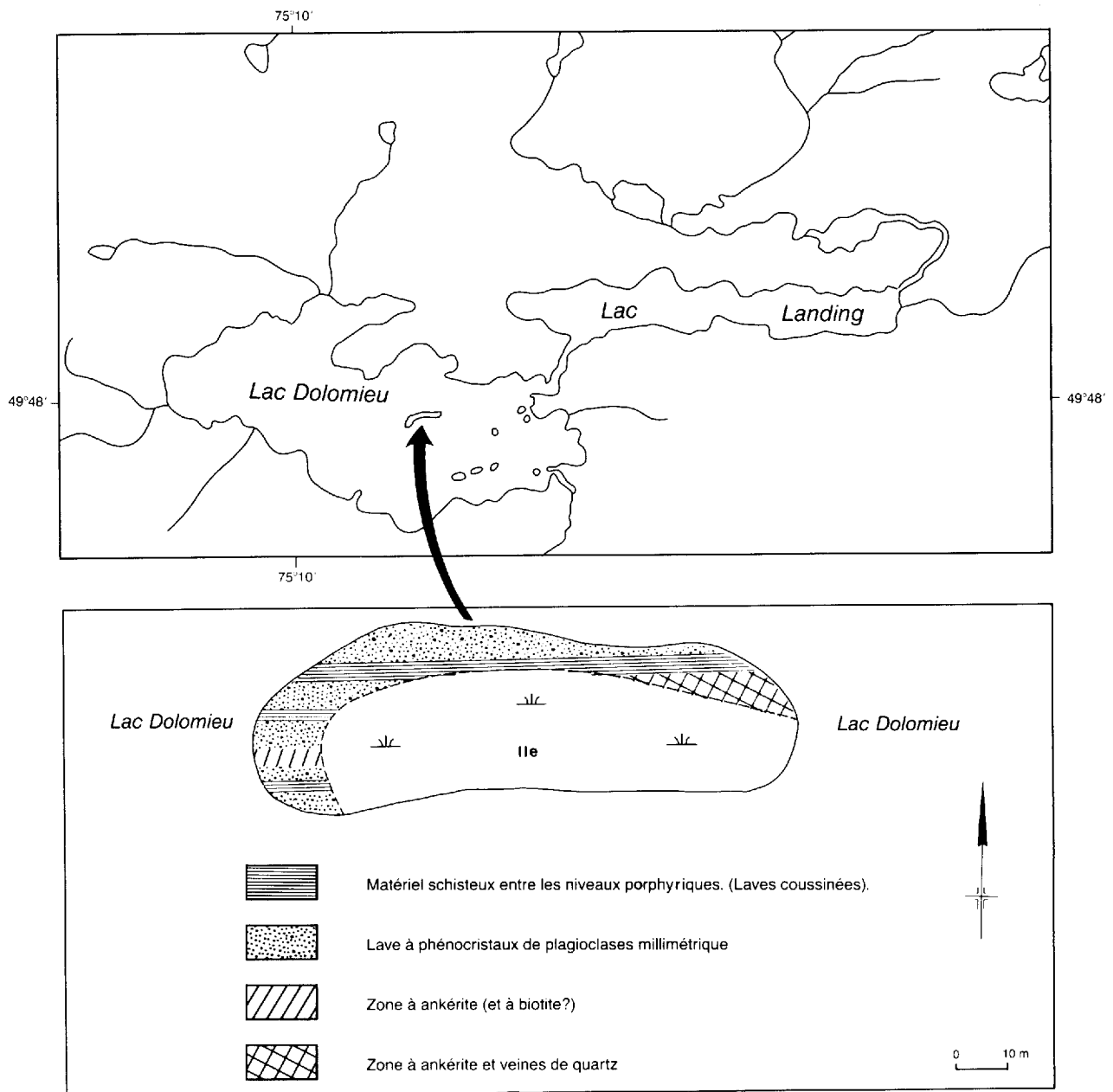
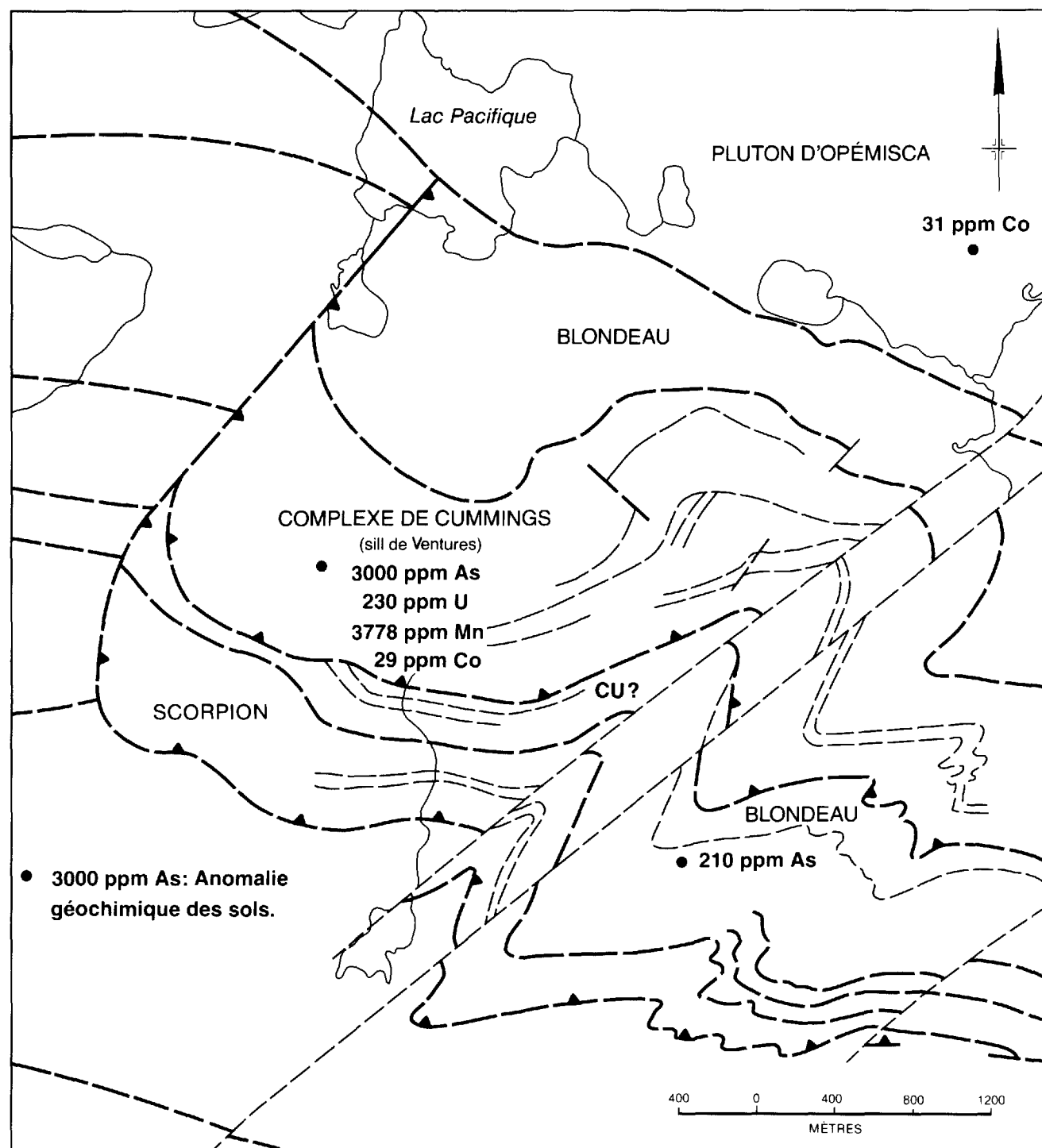


FIGURE 41 – Ankéritisation et veines de quartz sur une île du lac Dolomieu. Site de l'échantillon 23 (carte 3 et tableau 15).






-  Failles régionales de chevauchement: le bloc chevauchant est du côté des triangles.
-  Contacts géologiques incertains
-  Anomalie géochimique en arsénic

FIGURE 42 – Site 8 de la carte 3 (voir tableau 16).

TABLEAU 17 - Analyse comparative des caractéristiques du site 8 et celles de la mine Opémisca.

Site 8 (D'après: fiche de gîte 32G/14-23; Otis, 1983; et présent rapport)	Mine Opémisca (D'après Watkins et Riverin, 1982)
Veines quartzieuses à chalcopryrite dans un système de fractures dans les roches gabbroïques fortement plissées et faillées du filon-couche de Ventures	Veines quartzieuses à chalcopryrite dans des systèmes de fractures dans les roches gabbroïques fortement plissées et faillées de deux filons-couches archéens.
Veines sulfurées composées de CP, PY, PO avec de l'ilménite et de l'hématite (trouvée particulièrement dans la syénite rose et dans les porphyres à feldspath)	Veines sulfurées composées de CP, PY, PO avec des quantités mineures de SP, GA, MO, AR. Aussi, la magnétite, l'hématite, l'ilménite et le rutile sont présents
Gangue: quartz, calcite, chlorite, épidote	Gangue: quartz, calcite, chlorite et, en quantités moindres, biotite, stilpnomélane, actinote, feldspath, potassique et axinite.
Veines de chalcopryrite et traces d'or dans le filon-couche de Ventures	Veines de chalcopryrite à basses teneurs en or dans le filon-couche de Ventures
Pli de 3e phase faillé	Déformation polyphasée: pli-faille
Anomalie magnétique positive	Anomalie magnétique positive

magnétiques positives et électromagnétiques. Ridgefield Uranium Mining Corporation Ltd. y a obtenu des sections intéressantes dans les forages R-7 et R-8:

R-7: entre 88,9 et 89,6 m. : 0,20% Cu; 0,95% Zn; 2,4 g/t Ag; traces de Au

R-8: entre 47,5 et 47,7m.:0,30% Cu; 1,90% Zn; 3,7 g/t Ag; 0,34 g/t Au

Dans la majorité des forages de ce site, on signale de la pyrite et de la pyrrhotite, disséminées à massives, associées avec de la chalcopryrite et de la fuchsite (R-5), en plus de marcassite (R-8). Les principales lithologies minéralisées sont des schistes graphitiques, des schistes à carbonate et à quartz et des schistes à biotite, à chlorite et à séricite appartenant à la Formation de Blondeau.

La figure 43 montre l'une des aires d'affleurements de ce site de même que les résultats d'analyse des échantillons qui y ont été prélevés.

L'association minéralogique des indices minéralisés de ce site et leur nature stratiforme (électroconducteurs parallèles à la stratification) suggèrent qu'il s'agit de minéralisations d'origine volcano-sédimentaire.

Le site 4 se trouve dans le secteur du lac Canon⁽¹⁾, au sud-est du lac Lamarck.

Ce secteur est composé, à plus de 80%, de volcanoclastites dacitiques à rhyodacitiques, appartenant à la Formation de Scorpion. Ces lithologies sont recoupées à quelques endroits de veines de quartz et légèrement minéralisées en pyrite. Certaines de ces veines contiennent de la tourmaline (échantillon 43), de l'ankérite (échantillons 43 et 49) et de la pyrite (échantillons 42, 43 et 48). Tous les échantillons recueillis au hasard dans ce secteur, pour fins d'analyses chimiques, sont anormaux en or (i.e., les teneurs sont supérieures à 10 ppb ou à 0,1 g/t) (tableau 18).

Nous ne saurions trop attirer l'attention sur le fait que la bande de roches de la Formation de Scorpion du canton de Dolomieu (cartes 3 et 4) représente un métallotecte de choix pour la recherche de gisements d'or et de métaux de base d'origine volcanogène. Outre les nombreux échantillons à teneurs anormales en or, on y trouve un dôme volcanique felsique au sud immédiat du lac Scorpion. Ces roches sont localement carbonatisées et(ou) séricitisées et(ou) chloritisées (figure 44 et Aubertin, 1982).

CARTE 5 (TABLEAUX 20 ET 21)

Le site 5 se trouve entre le ruisseau aux Alouettes et la rivière Chibougamau (figure 45). Il est dépourvu d'affleurements et correspond à une anomalie magnétique positive superposée à une anomalie électromagnétique (INPUT) de même qu'à une anomalie géochimique de sols en cobalt, fer, nickel, uranium et manganèse. La forme allongée de l'anomalie magnétique souligne la présence d'un filon-couche (Ventures?) à cet endroit. La présence de ce filon-couche est confirmée par le sondage 81-LRB-J-1 de SEREM (journal non publié) qui a traversé, sur 42,67 m, une péridotite serpentinisée très magnétique, recoupée par de nombreux dykes de granodiorite à biotite et de lamprophyre. Les dykes de granodiorite proviendraient d'un stock du massif de Lapparent situé plus au sud.

Le secteur est constitué, en majorité, de basaltes et de volcanoclastites felsiques à intermédiaires de la Formation de Blondeau. Les principales roches qui ont causé l'anomalie INPUT sont des tufs felsiques minéralisés en pyrite, pyrrhotite et chalcopryrite. Ces minéralisations sont disséminées ou forment des bandes millimétriques alignées parallèlement au litage.

Le site 13 correspond à la zone minéralisée en sulfures massifs, zone de plus de 2 km de long signalée dans la portion ouest de la carte. Les lithologies rencontrées sont des volcanoclastites felsiques, des volcanites massives associées, des schistes et des conglomérats

1. Ce nom, qui apparaît sur la carte 4 (32G/14 SW), n'est pas dans le Répertoire toponymique du Québec.

TABLEAU 18 - Résultats d'analyses d'échantillons localisés sur la carte 4 (32G/14-SW). Teneurs anormales soulignées (voir texte).

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Canton
ppm (sauf ceux exprimés en ppb, g/t et %)											
Intrusions granitiques	Veines de quartz dans une pyroxénite minéralisée en PY et malachite	60	81-1415	<u>0,3 g/t</u>	---	42	65	3	140	---	Saassure
	Veine de quartz minéralisée	59	81-1416	<u>0,2 g/t</u>	---	150	82	2	120	---	
	Granite avec magnétite	58	8353A*	<u>530 ppb</u>	---	---	---	---	---	---	
	Granite avec magnétite	57	8355A*	20 ppb	---	---	---	---	---	---	
	Granite	56	8348A*	45 ppb	---	---	---	---	---	---	
	Granite avec magnétite	55	8360A*	<u>130 ppb</u>	---	---	---	---	---	---	
	Granite avec magnétite	54	8361A*	<u>390 ppb</u>	---	---	---	---	---	---	
	Granite	53	8364A*	<u>2400 ppb</u>	---	---	---	---	---	---	
Daubrée	Grauwacke avec traces de PY	52	8368A*	45 ppb	---	---	---	---	---	---	Saassure
	Grauwacke + granite pegmatitique	51	8369A*	30 ppb	---	---	---	---	---	---	
	Veine de quartz dans des sédiments	50	81-1414	15 ppb	---	13	11	5	10	---	
Scorpion	Veines de quartz ankéritisées, dans un tuf à minéraux chloriteux et très schisteux	49	81-1432	<u>0,2 g/t</u>	---	12	19	1	19	---	Dolomieu
	Veine de quartz dans un tuf felsique (PY < 1%)	48	81-1436	<u>0,2 g/t</u>	---	7	5	1	3	---	
	Veine de quartz dans un tuf à lapilli felsique	47	81-1437	<u>0,2 g/t</u>	---	7	5	1	6	---	
	Tuf à blocs felsiques	46	81-1442	<u>0,2 g/t</u>	---	8	6	1	3	---	
	Veines de quartz dans un tuf à blocs felsiques	45	81-1443	<u>0,1 g/t</u>	---	10	19	1	10	---	
	Veines de quartz dans un tuf à blocs felsiques	44	81-1444	<u>0,2 g/t</u>	---	16	20	1	19	---	
	Veines de quartz, tourmaline, ankérite, PY(?), chlorite dans une roche schisteuse	43	81-1411	<u>0,2 g/t</u>	---	11	12	56	15	---	
	Veines de quartz, chlorite, pyrite dans un tuf rhyolitique à lapilli	42	81-1412	<u>0,1 g/t</u>	---	13	30	4	12	---	
	Veines de quartz dans des tufs	41	81-1440	<u>0,1 g/t</u>	---	6	14	3	20	---	

* Échantillons prélevés lors d'une campagne de cartographie géologique effectuée par Exploration Noranda Itée (GM-38628).

TABLEAU 18 - (suite)

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Canton
ppm (sauf ceux exprimés en ppb, g/t et %)											
Complexe de Cummings et Blondeau	Gabbro mésocrate minéralisé en CP, PY, SP, PO(?)	40	83-4104	15 ppb	500 ppb	120	120	< 0,5	<u>230</u>	54	Dolomieu, Saussure
	Idem à 40	39	83-4105	15 ppb	500 ppb	88	93	< 0,5	<u>220</u>	52	
	Gabbro minéralisé en PY, PO	38	81-2413	15 ppb	0,9 g/t	<u>620</u>	170	< 0,5	55	---	
	Lave massive minéralisée en CP	37	81-2414	15 ppb	0,5 g/t	<u>720</u>	76	< 0,5	46	---	
	Lave magnétique amygdalaire contenant du CP	36	81-2415	15 ppb	0,5 g/t	<u>680</u>	79	< 0,5	26	---	
	Gabbro cisailé	35	81-1430	<u>0,1 g/t</u>	---	8	12	1	13	---	
	Pyroclastites felsiques ankéritisées et minéralisées en PY (disséminée)	34	81-1431	<u>0,3 g/t</u>	---	13	27	1	50	---	
	Lave schisteuse montrant des amas difformes de tourmaline, ankérite, pyrite et chlorite	33	81-1433	<u>0,3 g/t</u>	---	40	50	1	22	---	
	Lave gabbroïque foliée minéralisée	32	81-975	<u>0,3 g/t</u>	---	78	73	4	51	---	
	Idem à 32	31	81-976	0,1 g/t	---	34	84	< 0,2	33	---	
	Roche felsique grenue, très ankéritisée	30	81-2397	15 ppb	0,5 g/t	8	58	< 0,5	50	---	
	Roche felsique très minéralisée et ankéritisée	29	81-2398	15 ppb	0,5 g/t	39	69	< 0,5	37	---	
	Veine de quartz-ankérite dans une lave	28	81-1445	<u>0,3 g/t</u>	---	10	13	1	6	---	
	Lave massive, basique, minéralisée en PY, PO, CP, MT en amas dans les fractures	27	81-1446	<u>0,3 g/t</u>	---	<u>0,08%</u>	110	1	<u>170</u>	---	
	Andésite carbonatée avec 1 à 2% PY	26	81-1435	<u>0,3 g/t</u>	---	70	110	1	28	---	
	Veine de quartz, contenant de la tourmaline, dans un tuf cristallin felsique ankéritisé et minéralisé	25	81-1441	<u>0,1 g/t</u>	---	12	12	1	9	---	
	Tuf cisailé et minéralisé	24	81-1417	<u>0,2 g/t</u>	---	51	130	2	35	---	
	Contact entre une veine de quartz et un tuf ankéritisé et minéralisé en veinules de sulfures parallèles à S ₁	23	81-1418	<u>0,1 g/t</u>	---	91	160	2	30	---	
	Lave coussinée felsique ankéritisée et minéralisée	22	81-1419	<u>0,1 g/t</u>	---	61	150	3	28	---	
	Tuf à cristaux felsique ankéritisé et minéralisé	21	81-1420	<u>0,2 g/t</u>	---	70	140	1	63	---	
Veine de quartz dans un tuf ankéritisé et minéralisé	20	81-1421	15 ppb	---	13	13	3	10	---		
Tuf ankéritisé et minéralisé en PY et CP(?)	19	81-1422	<u>0,2 g/t</u>	---	31	84	3	35	---		
Veines de quartz dans des pyroclastites (ou shales) minéralisées en PY	18	81-1438	<u>0,1 g/t</u>	---	13	7	1	5	---		
Idem à 18	17	81-1439	<u>0,2 g/t</u>	---	14	10	1	7	---		

TABLEAU 18 - (fin)

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Canton
Blondeau	Veines de quartz dans des tufs lités	16	81-1434	15 ppb	---	56	21	1	13	---	Saussure
	Schiste gneissique minéralisé en sulfures	64	81-2393	15 ppb	0,5 g/t	94	128	2	170	---	
	Veine de quartz dans un schiste gneissique	63	81-2394	15 ppb	0,5 g/t	69	121	< 0,5	110	---	
	Tuf felsique minéralisé en sulfures	62	81-2395	15 ppb	0,5 g/t	320	<u>840</u>	<u>15</u>	60	---	
	Siltstone siliceux minéralisé en sulfures	61	81-2396	15 ppb	0,8 g/t	88	430	9	69	---	
	Pyroclastites cisailées avec de la PY	15	81-1429	<u>0,1 g/t</u>	---	26	9	2	8	---	
	Basalte cisailé minéralisé en PY, PO, MT(?)	14	81-2422	15 ppb	0,5 g/t	<u>750</u>	170	< 0,5	21	---	
	Veine de quartz avec CP dans un shale graphiteux ankéritisé et contenant 5 à 20% PY disséminée et en amas	13	81-2432	15 ppb	<u>2,2 g/t</u>	66	250	<u>17</u>	33	---	
	Lave coussinée variolaire minéralisée en PY et autres sulfures	12	81-1413	<u>0,1 g/t</u>	---	110	130	2	47	---	
	Brèche de coussins et lave minéralisées en PO et PY (5%)	11	83-4113	<u>27 ppb</u>	200 ppb	<u>530</u>	130	< 0,5	90	---	
	Brèche de coussins et lave minéralisées en PY, PO, disséminées, SP(?) dans des fractures de 1 à 3 cm de long	10	83-4114	15 ppb	200 ppb	370	140	< 0,5	62	---	
	Brèche de coussins et lave minéralisées en PO + PY(> 5%) dans des fractures	9	83-4115	15 ppb	<u>3900 ppb</u>	140	230	< 0,5	63	38	
	Tuf siliceux finement lité minéralisé en PO, CP, SP(?), GP	8	83-4116	15 ppb	200 ppb	220	<u>0,10%</u>	3	57	19	
	Lave schisteuse minéralisée	7	83-4117	15 ppb	200 ppb	290	240	< 0,5	68	47	
	Lave minéralisée	6	83-4118	15 ppb	200 ppb	55	170	< 0,5	84	40	
Gilman	Gneiss finement laminé	5	81-1425	<u>0,1 g/t</u>	---	73	90	4	83	---	Dolomieu
	Gneiss finement laminé	4	81-1426	<u>0,2 g/t</u>	---	52	88	2	60	---	
	Veines de quartz dans un gneiss	3	81-1427	<u>0,1 g/t</u>	---	11	16	2	10	---	
	Veines de quartz dans un gneiss	2	81-1428	<u>0,1 g/t</u>	---	<u>0,05%</u>	87	1	26	---	
Obatogamau	Lave amphibolitisée amygdalaire avec 10% PY	1	81-2429	15 ppb	0,5 g/t	25	58	2	16	---	Dolomieu

TABLEAU 19 - Caractéristiques des indices minéralisés localisés sur la carte 4 (32G/14-SW).

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Observations	Formation(s)	
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes				Teneurs
Dolomieu	Au sud de la rivière Obatogamau (extrémité est de la carte)	11	Campbell Chibougamau Mines Ltd. Arseneau, V., 1979 GM-34863 Arseneau, V. et Ford, G., 1979 GM-33910	X				Tranchée: PY, PO et traces de CP	Tuf felsique graphiteux		Obatogamau	
Dolomieu	À l'est du lac des Misérables	10	Opemiska Copper Mines Ltd Gagnon, A., 1971 GM-26739 Moreau, M.J., 1970 GM-26124	X			W-20 W-21 W-22	92,87 - 93,03 m: 25% PY, PO 137,5 - 138,18 m: 15 cm de PO massive, GP 56,36 - 57,27 m: 15% PY, peu de PO, traces de CP et 60 - 70% GP	0,10% Cu 0,15% Cu 0,95% Zn 0,10% Cu 0,05% Ag	Tuf lité graphiteux Tuf lité graphiteux Tuf lité graphiteux	Métadiorite + gabbro folié altéré	
Dolomieu	Au nord et au sud du lac des Misérables	9	Opemiska Copper Mines Ltd. Leduc, C., 1971 GM-27192 Moreau, M.J., 1970 GM-26124 MER Charbonneau <i>et al.</i> , 1983 ET 82-01	X			W-26 W-27	9,39 - 9,54 m: veines de calcite avec traces de CP et SP 48,78 - 49,09 m: 10 - 15% PY en bandes, nodules ou disséminées, +60 - 70% GP 38,78 - 39,39 m: 5% PY en bandes et/ou en nodules, 90% GP	0,15% Cu 0,15% Cu 0,10% Cu	Métagabbro folié Métatuf lité graphiteux Métatuf lité graphiteux		Blondeau
Dolomieu	Au nord de la route 113, à 3,5 km au nord de la bordure ouest du lac des Misérables	8	Magama Mines Ltd. Hogg, Wm., 1956 GM-4394 Fiche de gîte: 32G/14-18	X			D-1 à D-4	PY, PO: disséminée à massive CP en traces MT SE dans D-11 Forme du gîte: indéterminée Gangue: calcite - chlorite	1,42% Cu + traces de Ni	Andésite Laves basaltiques Gabbro altéré		Blondeau + Complexe de Cummings
Dolomieu	Au nord de la route 113 et au sud-est de la baie de Tête de Héron	7	McIntyre Porcupine Ltd. Stewart, R.D., 1960 GM-9952-B et C	X			144-S-1 144-S-2	64,8 - 65,45 m: PO massive + PY, traces à 0,3% CP 33,03 - 33,21 m: 20% PY, PO et CP en traces 53,33 - 68,18 m: 5-7% PY, PO; traces CP	0,22% Cu, 0,50% Zn	Andésite chloritisée et carbonatisée avec horizons graphiteux		Blondeau

TABLEAU 19 - (suite)

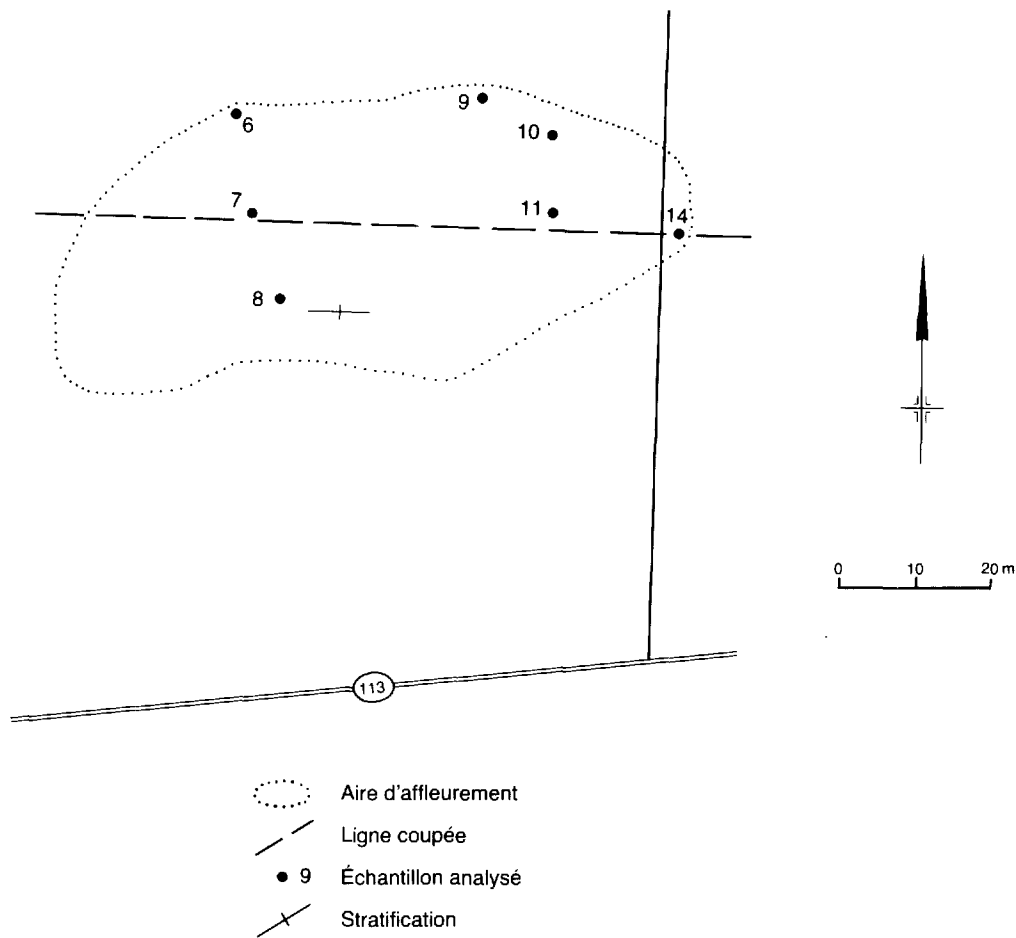
Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Observations	Forma- tion(s)
				Géophy- sique	Géochimie Soils Roche	Cartogra- phie géo- logique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			
Dolomieu	Au nord de la route 113 et au sud-est de la baie de Tête de Héron	7					144-S-3 144-S-4	35,45 m: 20 - 30% PO + PY; traces de CP 66,36 - 71,21 m: GP, PY, PO; traces de CP			Blondeau
Dolomieu	À l'extrémité est de la carte (au nord de la route 113)	6	McIntyre Porcupine Ltd. Bonnell, J.W.B., 1960 GM-9952-A	X			143-S-1 143-S-2	46 - 46,36 m: 5-7% PO, traces de PY et CP 61,66 m: 2,3% PY et 0,3% à 0,5% CP	Andésite chloritisée Andésite chloritisée		Blondeau
Dolomieu	À l'extrémité est de la carte (au nord de la route 113)	5	Alouette Mines Ltd. Dumont, G.H., 1957 GM-6169-A et B Fiche de gîte: 32G/14-20 Fiche de gîte: 32G/14-19	X			A-1 à A-9	Gangue: calcite, quartz, chlorite, épidote, serpentine Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: indéterminée A-2: 171,51 - 172,72 m: 0,52% Cu PO, CP, PY, traces de Ni et Co A-4: 13,03 - 15,15 m: 0,10% - 0,20% Cu PY, PO et CP A-8: 131,51 - 150 m: 0,03% Ni MT, PO, PY, traces de CP et Ni 126 - 131,51 m: PO massive avec un peu de PY Gangue: quartz, carbonate Type de minéralisation: massive + disséminée Forme du gîte: indéterminée	Diorite chloritisée Tuf silicifié Péridotite cisailée et altérée Tuf silicifié	Gabbro serpentinitisé entre 28,48 et 36,66 m et entre 53,33 et 58,18 m PO souvent massive + PY + CP dans les laves très altérées en contact avec des roches intrusives	Blondeau + Complexe de Cummings
Dolomieu	À l'est du lac Kapunapotagen	4	Shell Canada Resources Ltd. Castonguay, J., 1982 GM-39032 MER Aubertin, R., 1982 DP 82-03		X	X	DDH-7607-78-3	Horizon de sulfures de fer massifs (80% PY, un peu de PO)	Matrice siliceuse chloritisée	Environnement: volcanites intermédiaires (porphyriques). Volcanite ou tuf mafique à intermédiaire, cisailés (schistes à chlorite/séricite)	Scorpion
								Anomalie géochimique de soils en Pb: jusqu'à 140 ppm Pb	Volcanoclastites felsiques		

TABLEAU 19 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Observations	Formation(s)
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			
Saussure	Au sud et dans la baie de la Tête de Héron	3	Explorations Noranda ltée Dubé, B., 1982 GM-39124			X		PY, traces de CP	Andésite sphérolitique et variolaire	Veines de composition felsique dans l'andésite, altérées en séricite et épidoite. Veines de quartz	Blondeau
			Camchib Resources Inc. Kane M., 1982 GM-39371	X							
			Shell Canada Resources Ltd. Castonguay, J., 1982 GM-39032			DDH-7607-78-2 (non localisé sur la carte)	5 - 80% PY disséminée à massive (en nodules) et 80% GP, sur 4,6 m. On a recoupé de la tourmaline, à deux endroits.	Schistes graphiteux et phyllites	Environnement: volcanite mafique cisailée et tuf (schistes à chlorite et à séricite)		
						DDH-7607-78-1 (non localisé sur la carte)	5 - 15% de sulfures de fer (PY, PO, traces de CP: localement: 50%)	Shales carbonatés et/ou graphiteux, schistes et agglomérat	Environnement: volcanite mafique cisailée et tuf (schiste à chlorite et à séricite)		
Saussure	Rives ouest et est de la rivière Chibougamau (à l'est de l'intersection de la route 113 et de la rivière Chibougamau)	2	Ministère des Richesses naturelles Duquette, G., 1963 GM-13055				D-1, D-2, D-3	10% PY, PO Gangue: quartz, graphite, séricite	Pyroclastites de composition acide à intermédiaire et horizons graphiteux		Blondeau
			Ridgefield Uranium Mining Corp. Ltd. McCannel, J.D., 1956 Fiche de gîte: 32G/14-24	X		R-1, R-5, R-6, R-7.	FU dans R-5 PY, PO: disséminée à massive	R-7: 88,9 - 89,6 m: 0,20% Cu, 0,95% Zn, traces de Au et 2,4 g/t Ag	Schistes à carbonate et à quartz Schistes à biotite chlorite et à séricite	R-7: Syénite	
					R-8	CP, MA: en traces Gangue: quartz, graphite, séricite, chlorite, carbonates, feldspath Type de minéralisation: massive et disséminée Forme du gîte: stratiforme	R-8: 47,5 - 47,7 m: 0,34 g/t Au, 3,7 g/t Ag, 1,90% Zn et 0,30% Cu	Schistes graphiteux			

TABLEAU 19 - (fin)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Observations	Forma- tion(s)
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartogra- phie géo- logique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			
Saussure	Rives ouest et est de la rivière Chibougamau (à l'est de l'intersection de la route 113 et de la rivière Chibougamau)	2	Umex Essag, S., 1970 GM-26320 Le Docte, J., 1969 GM-25397 Coda, R., 1969 GM-25398 Fiche de gîte: 32G/14-17	X			W-16, 117, 120, 124, 125, 130, 134, 137, 141, 143, 149, 153	PY, PO: disséminée à massive SP et CP: en traces MT: traces à 1% Gangue: quartz, graphite, séricite Forme du gîte: strati- forme	Schistes graphiteux et schistes à séricite	W-117: zone de faille W-120: syénite W-125: quartzite W-134: argilite	Blondeau
Saussure	Extrémité nord-ouest de la carte, à l'ouest de la rivière Chibougamau	1	Explorations Noranda Itée Drouin, M., 1982 GM-38629 Rouillard, M. et Thiboutot, H., 1982 GM-38628		X	X		Valeurs anormales en Au et Ag 2400 ppb Au	Pegmatite rose Syénite quartzifère Granite Pyroxénite	Pyrite observée tout le long du contact du granite avec les sédiments	Daubrée + intrusion granitique



RÉSULTATS D'ANALYSE

Échantillons analysés	Numéro de laboratoire	Au ppb	Ag ppb	Cu ppm	Zn ppm	Pb ppm	Ni ppm	Co ppm
11 –	83-4113	27	<200	530	130	<0,5	90	72
10 –	83-4114	<15	<200	370	140	<0,5	62	47
9 –	83-4115	<15	3900	140	230	<0,5	63	38
8 –	83-4116	<15	<200	220	0,10%	3	57	19
7 –	83-4117	<15	<200	290	240	<0,5	68	47
6 –	83-4118	<15	<200	55	170	<0,5	84	40
14 –	81-2422	<15	<0,5	750	170	<0,5	21	----

6, 7, 14 Laves minéralisées

8 Tuf silicieux finement lité à pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite et de la pyrrhotite massive (lentilles de 2 à 5 cm d'épaisseur) associée à du quartz

9, 10, 11 Brèche de coussins et lave minéralisée en pyrite et pyrrhotite (5 %) et sphalérite

FIGURE 43 – Aire d'affleurements minéralisés située au nord de la route 113, à l'est de la rivière Chibougamau. Canton de Saussure (site 2 de la carte 4; voir tableau 19).

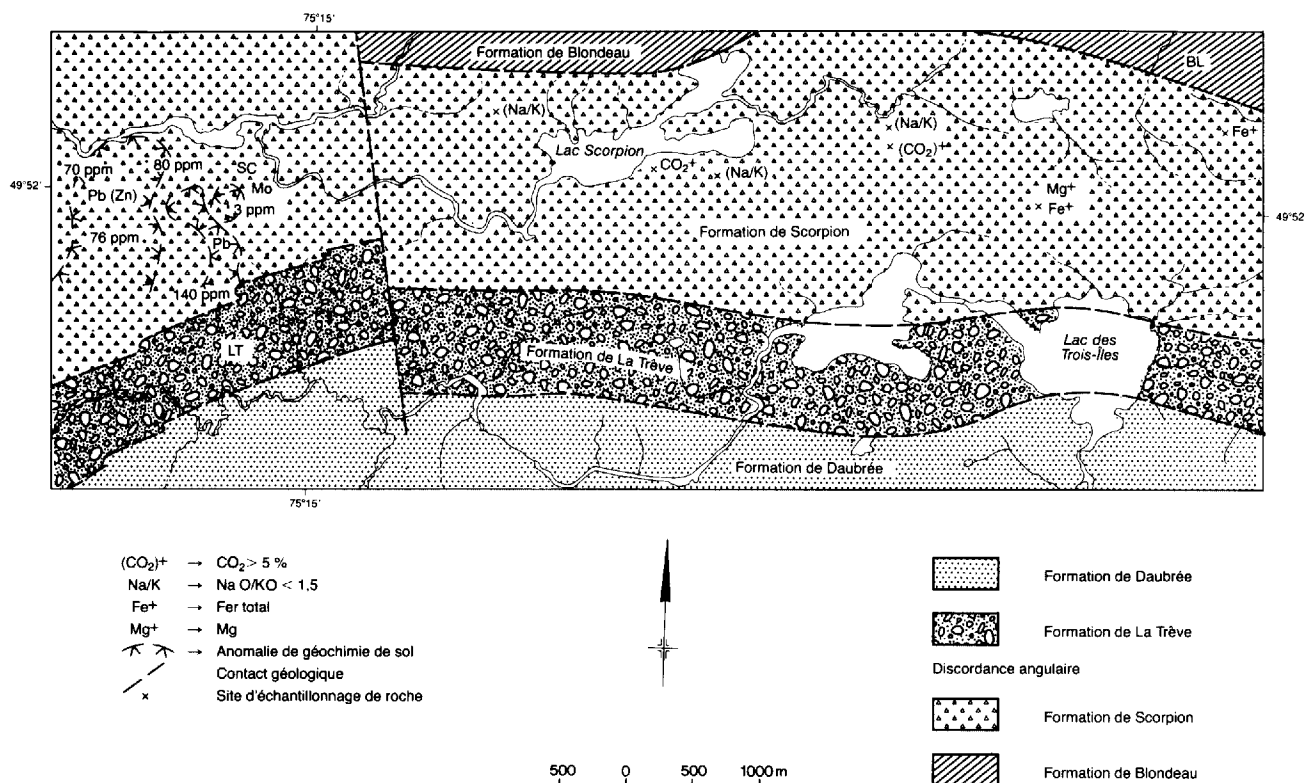


FIGURE 44 – Altération des volcanoclastites felsiques et anomalies géochimiques de sols, au SE du lac Lamarck, dans le canton de Dolomieu (cartes 3 et 4). Voir site 4, tableau 19.

minéralisés surtout en pyrite et pyrrhotite en plus de faibles quantités de chalcopryrite, bornite, sphalérite, graphite et malachite. La minéralisation est disséminée à massive et semble être stratiforme. On a obtenu des valeurs anormales en cuivre, zinc, nickel et argent pour des échantillons de ce secteur (tableaux 20 et 21). Les sulfures seraient d'origine volcano-sédimentaire et auraient subi le métamorphisme régional et, en partie, le métamorphisme de contact associé au stock de La Ribourde.

CARTE 6 (TABLEAUX 22 ET 23)

Les sites 4 et 5 se trouvent dans l'environnement d'un dôme volcanique de rhyodacite porphyrique à quartz et plagioclase. Les principaux horizons minéralisés rencontrés sont chloriteux et graphitiques et sont interstratifiés avec des grès volcanoclastiques felsiques de la Formation de Blondeau. Ils contiennent de la pyrite et de la pyrrhotite surtout, accompagnées de sphalérite, chalcopryrite et magnétite, en pourcentages variables. La minéralisation est disséminée à massive. La minéralisation massive semble stratiforme. Les échantillons analysés dans ce secteur contiennent des teneurs anormales en cuivre et en zinc (tableau 23). Cet environnement pourrait receler un ou des gisements volcanogènes stratiformes plus importants de sulfures massifs. De nombreuses veines de quartz, parfois associées à de la tourmaline (échantillon n°10, tableau 22), en font un métalotecte à considérer dans l'exploration pour l'or dans ce secteur.

CARTE 7 (TABLEAUX 24 ET 25)

Les filons-couches gabbroïques différenciés situés au sud du stock de Branssat ont été recoupés par des dykes de porphyres feldspathiques et d'aplite d'épaisseurs variables et probablement reliés à ce stock (Picard, 1982). Les roches montrent en outre des zones de cisaillement et de nombreuses fractures propices à la circulation de solutions hydrothermales minéralisatrices.

Ce secteur nous apparaît intéressant pour la recherche de gisements filoniens de type hydrothermal, analogues à ceux rencontrés à la mine Opémisca et dans le district minier de Chibougamau. Rappelons que, selon Duquette (1970), presque tous les gisements cuprifères rencontrés dans le Complexe anorthosique du lac Doré à Chibougamau, se trouvent le long ou à proximité de dykes émanant du Pluton de Chibougamau et qu'il est logique de croire que cette minéralisation puisse être génétiquement reliée au Pluton de Chibougamau.

CARTE 8 (TABLEAUX 26 ET 27)

Les sites 2, 10 et 11 se trouvent dans le secteur de la baie Rita (lac la Trêve). On y trouve de la diorite et de la pyroxénite dans le Filon-couche de Rita intrusif dans des roches sédimentaires de la Formation de Daubrée, le tout recoupé par le stock granitique de Gillian. La pyroxénite contient du nickel et du chrome (échantillons 31 à 35 du tableau 26). Elle est localement

TABLEAU 20 - Résultats d'analyses d'échantillons localisés sur la carte 5 (32G/13-SE). Teneurs anormales soulignées (voir texte).

Forma- tion(s)	Lithologie(s)	n° d'échan- tillon	n° de la- bora- toire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Canton
ppm (sauf ceux exprimés en ppb et g/t)											
Filon-couche dioritique	Veine dans un gabbro	46	81-1423	15 ppb	---	200	26	3	14	---	La Ribourde
	Gabbro avec PY disséminée	45	81-2317	0,5 g/t	0,5 g/t	120	28	7	10	---	
Daubrée	Veines de quartz dans une pyroclastite	44	81-2418	"	0,9 g/t	9	20	2	10	---	La Ribourde
	Sédiments	43	81-2419	"	0,5 g/t	7	31	1	7	---	
	Veines dans des sédiments minéralisés	42	81-2420	15 ppb	"	7	21	3	7	---	
Scorpion	Veines de quartz dans une lave ou une pyroclastite	41	81-2406	0,5 g/t	"	11	30	<0,5	7	---	La Ribourde
	Lave foliée minéralisée en PY disséminée	40	81-2407	15 ppb	<u>2,0 g/t</u>	83	120	4	110	---	
	Veine dans une lave foliée (SP?)	39	81-2408	"	1,5 g/t	9	39	<0,5	12	---	
	Schiste à carbonate et à chlorite très cisailé	38	81-2409	"	0,8 g/t	37	120	<0,5	<u>300</u>	---	
	Roche aphanitique minéralisée	37	81-2410	"	0,5 g/t	28	110	4	35	---	
	Pyroclastite felsique minéralisée	36	81-2411	"	1,8 g/t	28	96	5	22	---	
	Horizons graphiteux + sulfures massifs (~ 90% PO), peu de PY-CP	35	81-2412	"	0,5 g/t	78	<u>330</u>	3	110	---	
	Veines de quartz dans une pyroclastite	34	81-2433	"	"	7	22	<0,5	6	---	
	Idem à 34	33	81-2334	"	1,4 g/t	12	18	<0,5	5	---	
	Pyroclastites	32	81-2435	"	1,6 g/t	8	23	<0,5	5	---	
	Pyroclastites felsiques	31	82-2436	"	1,7 g/t	78	75	7	27	---	
	Pyroclastites felsiques minéralisées en PO et MT (10 à 20%)	30	81-2437	0,5 g/t	1,7 g/t	<u>510</u>	120	<0,5	63	---	
	Lave schisteuse minéralisée en PY, PO et MT	29	81-3353	15 ppb	0,5 g/t	12	10	<0,5	5	---	
	Veine de quartz dans une lave schisteuse	28	81-3354	"	"	52	60	"	57	---	
	Pyroclastite minéralisée en PY et MT, avec du graphite	27	81-3355	"	"	38	80	1	20	---	
	Pyroclastite minéralisée en PY massive, PO, CP(?), avec du graphite	26	81-3356	"	"	42	45	6	120	---	
	Pyroclastite litée minéralisée en PY, MT, GP	25	81-2428	0,5 g/t	1,7 g/t	32	28	<0,5	5	---	
	Veines de quartz dans une lave foliée ou une pyroclastite litée minéralisée en PY, PO	24	81-3346	15 ppb	0,5 g/t	40	72	4	42	---	
	Contact entre un gabbro et une pyroclastite	23	81-3347	15 ppb	"	45	110	<0,5	<u>160</u>	---	
	Pyroclastite avec PY massive et graphite	22	81-3348	"	"	32	22	<0,5	0,2	---	
Idem à 22	21	81-3349	"	"	140	70	1	23	---		
Idem à 22	20	81-3350	"	"	60	80	2	32	---		
Idem à 22	19	81-3351	"	"	38	92	3	34	---		

TABLEAU 20 - (fin)

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Canton
ppm (sauf ceux exprimés en ppb et g/t)											
Scorpion	Pyroclastite litée minéralisée	18	81-3352	15 ppb	0,5 g/t	15	10	<0,5	4	---	La Ribourde
	Veines de quartz dans des pyroclastites	17	81-2421	0,5 g/t	1,7 g/t	8	56	2	11	---	
	Idem à 17	16	81-2401	"	0,5 g/t	27	26	<0,5	17	---	
	Idem à 17	15	81-2402	15 ppb	"	13	35	<u>15</u>	12	---	
	Veines de quartz dans des pyroclastites minéralisées en PY et CP	14	81-2423	0,5 g/t	"	21	36	4	14	---	
	Idem à 14	13	81-2424	15 ppb	0,5 g/t	9	25	<u>24</u>	5	---	
	Pyroclastites carbonatisées minéralisées en PY, CP	12	81-2425	15 ppb	<u>2,6 g/t</u>	65	90	2	71	---	
	Gabbro anorthositique minéralisé	11	81-2426	"	<u>2,1 g/t</u>	56	86	8	75	---	
	Idem à 11	10	81-2427	"	0,5 g/t	140	83	8	86	---	
	Gabbro anorthositique minéralisé en PY	9	81-7339	0,5 g/t	"	16	76	<u>14</u>	28	---	
	Conglomérat felsique minéralisé en PY, PO, CP, BO(?) en amas de 1 cm	8	81-7340	"	"	120	50	5	76	---	
Anorthosite minéralisée	7	81-1424	0,1 g/t	---	118	61	6	75	---		
Blondeau	Lave coussinée	6	81-2416	15 ppb	0,5 g/t	22	71	<0,5	27	---	La Ribourde
	Gabbro mélanocrate pyriteux, ankéritisé et magnétique	5	81-2399	"	"	64	100	<0,5	98	---	
	Gabbro cisailé pyriteux, ankéritisé et magnétique	4	81-2400	0,5 g/t	"	440	100	<0,5	110	---	
	Veines de quartz dans des chloritoschistes	3	81-2403	15 ppb	"	20	26	<0,5	18	---	
	Siltstone siliceux minéralisé en pyrite	2	81-2404	"	"	46	250	<u>51</u>	44	---	
	Siltstone siliceux minéralisé en pyrite	1	81-2405	"	"	26	120	7	26	---	

TABLEAU 21 - Caractéristiques des indices minéralisés localisés sur la carte 5 (32G/13-SE).

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Observations	Forma- tion(s)		
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartogra- phie géo- logique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes				Teneurs	
La Ribourde	Au nord de la route 113, dans le lac La Ribourde, à l'est et à l'ouest du lac Daine	15	Serem Boileau, P., 1982 GM-34805 Khobzi, A. (inédit) Vachon, A. (inédit)	X			81-LRB-A-1 81-LRB-B-1 81-LRB-C-1 81-LRB-F-1	CP, PY, PO CP, PY, PO CP, PY, PO et traces de CP CP, PY, PO et traces de CP, SP	Argilite + grauwacke Horizons graphiteux Grauwacke à séricite et à chlorite Schistes graphiteux		Daubrée		
La Ribourde	Au sud-est de la baie Rita	14	Explorations Noranda Ltée Drouin, M., 1982 GM-38627 Dubé, B., 1982 GM-38626		X			1% MT, PY	3,3 ppm Ag, 50 ppb Au (anomalies géochimiques de sols)	Granite Syénite Roches sédimentaires	Lithologies présentes dans ce secteur	Daubrée	
La Ribourde	Extrémité ouest de la carte, au nord et au sud de la route 113	13	MER Charbonneau <i>et al.</i> , 1983 ET 82-01			X		Sulfures massifs sur 1-3 dm d'épaisseur: PY, PO, CP, BO Malachite Graphite	Tuf à cristaux de feldspath, tuf à lapilli, tuf à blocs et lave			Scorpion	
La Ribourde	Partie ouest de la carte, au sud de la route 113 et au nord du ruisseau aux Alouettes	12	Serem Boileau, P., 1982 GM-38346 Explorations Noranda Ltée Roy, R., 1981 et 1982 GM-37518, 38271 Dubé, B., 1982 GM-38193	X		X						Conducteur court décelé Faible anomalie Très cisailée	Scorpion et Blondeau (?)
La Ribourde	Au nord du ruisseau aux Alouettes	11	Serem Vachon, A. (inédit)	X			81-LRB-H1 81-LRB-H2	15-20% PY, PO 78,32 - 78,41 m: 30 - 40% PY, PO	Tuf felsique ou siltstone chloriteux Tuf à blocs			Scorpion (?)	

TABLEAU 21 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Observations	Forma- tion(s)	
				Géophysique	Géochimie		Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes				Teneurs
					Soils	Roche						
La Ribourde	Au sud de la route 113, à partir du centre-ouest de la carte en allant vers l'ouest	10	Umex Le Docte, J., 1970 GM-25452, 25441, 25503 Coda, R., 1970 GM-25453, 25502				W-4,5,6,7,8	PY, PO (jusqu'à 50%), CP en traces	Schistes graphiteux		Scorpion	
La Ribourde	À l'ouest de l'intersection du ruisseau aux Alouettes et de la rivière Chibougamau	9	Umex Essop, S., 1970 GM-25521, 25504 Le Docte, J., 1970 GM-25522, 25505 Vandenhirtz, R., 1971 GM-27430 Fiche de gîte: 32G/13-17 Mines Northgate Patino De Grosbois, M., 1982 GM-39263				W-58 W-64 W-54 W-239 W-240 W-241 W-242 W-243	PY, PO, traces de CP et SP W-241: 100,30 - 100,09 m: 10 - 12% PY, PO, 1% CP Gangue: quartz, carbonates, chlorite, graphite, séricite Type de minéralisation: massive Forme du gîte: stratiforme	Tuf graphiteux Schistes graphiteux Schistes à chlorite 2,90% Cu et 0,60% Zn sur 0,60 m	W-58: contact progressif de diorite à péridotite W-54: Roche serpentinisée W-240: Diorite; dykes basiques	Scorpion	
La Ribourde	Au centre de la carte et au sud de la route 113	8	Umex Coda, R., 1970 GM-25510, 25523 Le Docte, J., 1970 GM-25505, 25511, 25522, 25524 Essop, S., 1970 GM-25521, 25504 Serem Boileau, P., 1980 GM-34805				W-9, 68 W-46 W-10, 42 W-50	PY, PO: 2 à 30%	Tuf graphiteux Schistes graphiteux Schistes à chlorite		Scorpion	
La Ribourde	Au centre-est de la carte et au nord de la rivière Chibougamau	7	Umex Essop, S., 1970 GM-25506 Le Docte, J., 1970 GM-25507 Camchib Resources Inc. Kane M., 1982 GM-39379				W-70	PY, PO 20% PY en cubes dans une zone de cisaillement de 0,15 m de large	Schistes graphiteux Schistes volcanogé- niques de composi- tion felsique à intermédiaire		Scorpion	

TABLEAU 21 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Observations	Formation(s)	
				Géophysique	Géochimie Soils Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes				Teneurs
La Ribourde	Au centre-est de la carte et au nord de la rivière Chibougamau	7	MER Charbonneau <i>et al.</i> , 1983 ET 82-01		X	X		10% d'amas de sulfures massifs: PY, PO, CP	2,6 g/t Ag	Tuf conglomératique		Scorpion
La Ribourde	Au centre-est de la carte et à proximité de la route 113	6	Umex Essop, S., 1970 GM-25506 Le Docte, J., 1970 GM-25507 Soquem Barton, E., 1975 GM-30827 Mines Northgate Patino Inc. De Grosbois, M., 1982 GM-39259	X			W-39	PY, PO		Schistes graphiteux		Daubrée
				X			10-809-07	PY, PO et traces de CP		Tuf graphiteux		
				X								
La Ribourde	Au sud du ruisseau aux Alouettes	5	Umex Coda, R., 1970 GM-26387 Essop, S., 1970 GM-26388 Serem Boileau, P., 1980 GM-34805 Duquette, A. (inédit) Bérubé, J.-P. (inédit)	X			W-183, 186, 180, 171, 174, 166	W-166 et W-183 ont recoupé des sulfures massifs: PY, PO + traces de CP et SP. Dans les 4 autres, les conducteurs sont expliqués par des bancs graphiteux chargés de sulfures (PY surtout)		Schiste à séricite Tuf andésitique	W-174: gabbro, roche serpentinisée	Blondeau
				X			81-LRB-I-1	104,03 - 104,72 m: 15% PY, 2 à 5% MT, PY et traces de CP avec des veines de quartz et TO		Tuf intermédiaire rubané	81-LRB-II: microgabbro	
							81-LRB-J-1	118,51 - 118,93 m: 10% PY et SP en traces		Basalte		
								58,72 - 62,60 m: 5% PY, PO, CP		Tuf felsique + granodiorite à biotite	81-LRB-J-1: péridotite serpentinisée	
								78,53 - 79,63 m: 5 - 10% PY, PO		Tuf felsique à intermédiaire	Lamprophyre	
La Ribourde	Entre la route 113 et la rivière Chibougamau	4	Soquem Thériault, G., Lavoie, C., 1973 GM-30157 Kruse, R.J., 1973 GM-30159	X			10-809-1 à 11	PY, PO, traces de CP et de SP Gangue: quartz, séricite, graphite, chlorite Type de minéralisation: massive Forme du gîte: stratiforme	Réserve de 410 000 tonnes de minerai: 1,35% Cu, 2% Zn et 1,24% Ag	Schistes sériciteux Schistes graphiteux	Pyroclastites avec quelques bandes de schistes chloriteux, tuf graphiteux	Blondeau (et Scorpion ?)

TABLEAU 21 - (fin)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Observations	Forma- tion(s)	
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartogra- phie géo- logique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes				Teneurs
La Ribourde	Entre la route 113 et la rivière Chibougamau	4	Barton, E., 1975 GM-30827 Umex Coda, R., 1969 et 1970 25402-25404-26319 Le Docte, J., 1969 25405-25401-25403 Vandenhirtz, R., 1969 GM-26320 Essop, S., 1969-1971 GM-25406-27256 Fiche de gîte: 32G/13-9				W-11, 12, 13, 19, 22, 30, 25, 28, 33, 36, 41, 45, 104, 111, 116, 127, 218, 147, 139				Blondeau (et Scorpion ?)	
Saussure	Au nord de la route 113, à l'extrémité est de la carte	3	Mines Northgate Patino Inc. Tremblay, A., 1982 GM-39260			X		PY		Pyroclastites (?)		Blondeau
Saussure	Au sud de la route 113 et à l'ouest de la rivière Chibougamau	2	Falconbridge Copper Ltd. Fortin, G., 1982 GM-38979	X								Blondeau
Saussure	Au sud de la route 113 et à l'est de la rivière Chibougamau	1	Ridgefield Uranium Mining co. Ltd. McCannell, J.D., 1956 GM-4711 A et B MER Charbonneau <i>et al.</i> , 1983 ET 82-01	X			2-3-4	PY, PO et CP en traces	170 ppm Ni 840 ppm Zn 430 ppm Zn	Schistes à hornblende Tuf siliceux et siltstone siliceux	On a recoupé de la syénite	Blondeau

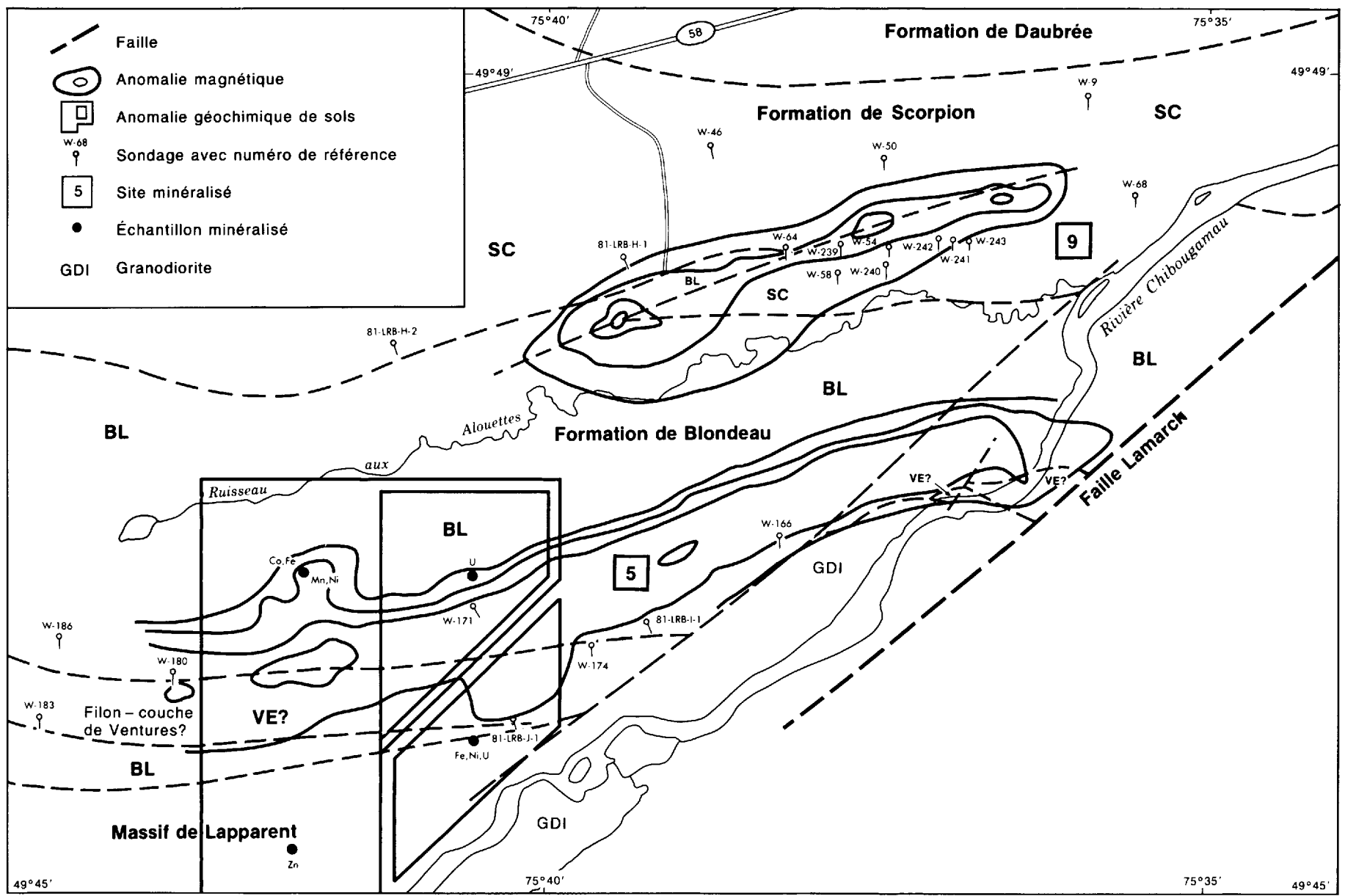


FIGURE 45 – Contexte géologique, anomalie géochimique de sols (polygones) et anomalies magnétiques positives des sites 5 et 9 de la carte 5. Voir tableau 21.

TABLEAU 22 - Résultats d'analyses d'échantillons localisés sur la carte 6 (32G/13-SW). Teneurs anormales soulignées (voir texte).

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	Fe(tot)	Canton
ppm (sauf ceux exprimés en g/t et en %)													
?	Enclave de basalte massif dans le pluton de L'apparent contenant des horizons de quelques décimètres minéralisés en PY + PO + traces de CP	13	82-2880	15	0,5 g/t	480	200	---	64	---	20	23,7%	Krieghoff
Daubrée	Grès fin feldspathique et à quartz, siltstone et argilite, rythmites minéralisés en pyrite, sphalérite en traces et fuchsite	12	82-2878	<u>0,5 g/t</u>	"	250	<u>0,21%</u>	---	<u>580</u>	---	<u>0,22%</u>	7,28%	Krieghoff
Scorpion	Tuf à lapilli de composition rhyolitique	11	82-3377	"	"	35	70	---	---	---	---	---	Krieghoff
Bondeau	Veines de quartz dans une rhyodacite porphyrique à quartz et à feldspath hématitisé contenant de la pyrite et de la tourmaline	10	82-2875	"	"	2	38	---	6	---	3	0,99%	Krieghoff
	Grès feldspathique et à quartz, siltstone et argilite très schisteux minéralisés (dans les plans de clivage) en PY + PO + traces de CP	9	82-2876	"	"	53	90	---	56	---	78	4,71%	
	Veines de quartz dans un grès feldspathique et à quartz, siltstone et argilite très schisteux contenant de la PY + PO + traces de CP	8	82-2877	"	"	140	13	---	3	---	3	0,50%	
	Tufs et/ou sédiments épicaustiques à cristaux de plagioclase et quartz bleu. Présence de magnétite disséminée	7	82-2881	0,5 g/t	0,5 g/t	20	60	---	13	---	13	3,94%	
	Porphyre à quartz et à feldspath	6	82-3379	"	"	4	55	---	---	---	---	---	
	Idem à 6	5	82-3386	"	"	5	62	---	18	---	---	---	
	Tuf à lapilli ou rhyodacite à quartz bleu et à feldspath	4	82-3380	"	"	21	105	---	---	---	---	---	
	Idem à 4	3	82-3381	"	"	15	75	---	---	---	---	---	
Idem à 4	2	82-3382	"	"	3	48	---	---	---	---	---		
Gilman	Gabbro à quartz	1	82-3385	"	"	81	160	---	260	---	---	---	Krieghoff

TABLEAU 23 - Caractéristiques des indices minéralisés localisés sur la carte 6 (32G/13-SW).

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)	
				Géophysique	Géochimie Soils Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs
Krieghoff	Au sud-ouest du lac Inconnu	7	Umex Coda, R., 1970 GM-25857, 25940 Essop, S., 1970 GM-25941, 25858 Le Docte, J., 1970 GM-25520 Vandenhirtz, R., 1970 GM-25519 Abundant Minerals Mining Co. Speidel, J., 1970 GM-5205 A et B Paul E. Dumont, P. Eng. Dumont, P.E., 1957 GM-5499	X			W-10 W-86 W-95 W-65	PY, PO disséminées; localement de minces horizons contenant des nodules de PY, PO (jusqu'à 30%) PY, PO dans des zones de cisaillement correspondant à des conducteurs	Roches sédimentaires: schistes chloriteux et graphiteux	Daubrée, Scorpion	
Krieghoff	Au sud-est du lac Inconnu	6	Umex Le Docte, J., 1970 GM-25518, 25527, 25529 Essop, S., 1970 GM-25517 MER Picard, C. (inédit)	X			W-56 W-18	PY, PO disséminées; localement des nodules (jusqu'à 20%) + traces de SP 2 à 3% PY + traces de SP, CL, FU, CF	0,21% Zn 250 ppm Cu 580 ppm Ni 0,22% Cr	Roches sédimentaires Schistes chloriteux et graphiteux Horizon de schistes chloriteux ankéritisé et à fuchsite dans du grès fin feldspathique et à quartz, siltstone et argilites, rythmites	Daubrée
Krieghoff	Au sud-ouest de la route 113	5	Ventures Ltd. Morris, H.R., 1960 GM-10093 Umex Le Docte, J., 1970 GM-25527-25530 Coda, R., 1970 GM-26422 Essop, S., 1970 GM-26423				3 W-2 W-132 W-138 W-142	60,3 - 60,36 m: 75% PO + traces de CP PY, PO disséminées (1 à 5%), traces de CP + SP PY, PO + traces de CP et SP W-132: 150,30 - 150,60 m: 60% PY, PO massive, traces de MT	3% Zn, 4% Cu	Roches sédimentaires épicroclastiques et pyroclastites felsiques Schistes chloriteux et graphiteux Sédiments graphiteux et chloriteux	Blondeau

TABLEAU 23 - (fin)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Forma- tion(s)
				Géophy- sique	Géochimie Sols Roche	Cartogra- phie géo- logique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes		
Krieghoff	Au sud de la route 113 et au nord de la ligne à haute tension	4	Noranda Exploration Company Ltd Drouin, M., 1981 GM-37601 Roy, R., 1981 GM-37600 GM-37823 GM-38272	X	K-80-81-1	55,27 - 56,15 m: 30% PY 15% PO, 1 - 2% SP et 0,5% CP	2190 ppm Zn	Schistes graphiteux	Daubrée	
					K-79-81-1	60,60 - 61,06 m: 0,5% PY, 1 à 10% MT	1170 ppm Zn	Pyroclastites à cristaux de quartz bleu et plagioclase		
					K-79-81-2	PY, PO disséminées (0 - 7%) + traces de SP, MT		Shales noirs carbonatisés		
					K-79-81-3	MT (3 à 7%) PY, PO: traces à 15%		Grauwackes		
					K-79-81-4	PY, PO				
Krieghoff	Sud-est de la carte, vers le nord-ouest	3	Umex Le Docte, J., 1970 GM-25527, 25528 Ventures Ltd. Morris, H.R., 1960 GM-10093		W-1	PY, PO (0 - 5%) dissémi- nées + traces de CP PY, PO (3 - 10%), traces de CP		Schistes graphiteux dans des pyroclasti- tes felsiques et sédiments	Gilman (?)	
					2	2: 30,60 - 30,75 m: 60% PO + 10% PY et traces de CP, GP	0,48% Zn/1 m 0,34% Cu	Roches sédimentai- res épicycliques et pyroclastites felsiques		
La Ribourde	Au sud de la route 113, à l'extrémité est de la carte	2	Serem Boileau, P., 1982 GM-38347	X					Contact Gilman et massif de Lapparent	
La Ribourde	Au sud de la route 113	1	Explorations Noranda Compagnie Ltée Roy, R., 1982 GM-38271	X	Recom- mandé				Scorpion	

TABLEAU 24 - Résultats d'analyses d'échantillons localisés sur la carte 7 (32G/13-NW et 32J/4-SW). Teneurs anormales soulignées (voir texte).

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	Fe(tot)	Canton
ppm (sauf ceux exprimés en g/t, ppb et %)													
Âge protérozoïque	Dyke de dolérite dans un pluton granitique contenant 2 à 3% de MT disséminée et 1% PY	14	82-3378	0,5 g/t	0,5 g/t	72	75	---	---	---	---	---	Branssat (32G/13-NW)
Filons-couches gabbroïques dans le Daubrée	Ferrogabbro à quartz	13	82-3384	"	"	4	98	---	---	---	---	---	Branssat (32G/13-NW)
Blondeau et Complexe de Cummings (?)	Veine de quartz (30 cm d'épais) recoupant un gabbro protomylonitique (zone de cisaillement) minéralisé et PY (5 à 10%) + CP	12	82-2872	15 ppb	"	53	90	---	0,3	---	0,3	11,1%	Branssat (32G/13-NW)
	Gabbro ou basalte folié (mylonitisé?) cornéifié, minéralisé en PY, PO disséminées + traces de CP	11	82-2873	"	"	80	<u>320</u>	---	63	---	<u>410</u>	8,24%	
	Gabbro	10	82-3387	0,5 g/t	"	445	70	---	135	---	---	---	
	Gabbro à quartz	9	82-3388	"	"	88	140	---	28	---	---	---	
	Pyroxénite	8	82-3389	"	"	150	78	---	<u>170</u>	---	---	---	
Gilman	Basalte massif ou microgabbro cornéifié	7	82-3390	"	"	135	110	---	75	---	---	---	Branssat (32G/13-NW)
	Basalte massif	6	82-3392	"	"	100	88	---	125	---	---	---	
	Basalte coussiné	5	82-3393	"	"	145	92	---	<u>165</u>	---	---	---	
	Horizon stratiforme de 40 cm d'épais, minéralisé en PY, PO disséminées, dans des roches sédimentaires	4	82-2879	"	"	210	78	---	91	---	140	11,8%	
Obatogamau	Basalte schisteux cornéifié à grenat à proximité d'un pluton granitique. Zone minéralisée de 10 m d'épaisseur: PY + traces de SP associées à la FU + AN	3	82-2874	15 ppb	0,5 g/t	65	160	---	9	---	3	4,53%	Branssat
	Basalte folié	2	82-3383	0,5 g/t	"	110	128	---	48	---	---	---	
	Basalte ou microgabbro schisteux, fracturé	1	82-3391	"	"	38	85	---	<u>355</u>	---	---	---	

TABLEAU 25 - Caractéristiques des indices minéralisés localisés sur la carte 7 (32G/13-NW et 32J/4-SW).

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)			
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs		
Branssat	Au nord du lac Huguette	4	Copper Rand Chibougamau Mines Ltd. Asbury, D.W., 1960 Assad, R., 1961 GM-10480 A et B GM-11214 Hudson Bay Exploration and Dev. Co. Ltd HSO Kitan, P.H., 1967 GM-20387 Umex Cada, R., 1970 GM-26089 Fiche de gîte: 32G/13-1				H-1 à H-6	PY + PO disséminées avec des teneurs locales (horizons) atteignant 40% Accessoirement CP (0 - 1%) et SP		Waconichi (?)			
				X									
				X	X		H-1 à H-6	Anomalie géochimique de sols	20 à 100 ppm Zn		Grauwacke ou tuf feldspathique		
				X				2 - 15% PO 1 - 5% PY 0 - 1% CP Type de minéralisation: disséminée Gangue: quartz, graphite, carbonate Forme du gîte: stratiforme					
Branssat	Au nord du lac Inconnu	3	American Metal Co. Ltd. Ruthled, F., 1956-1957 GM-5432 A et B Umex Coda, R., 1970 GM-25834, 25835 Fiche de gîte: 32G/13-3				Q.54.1 Q.54.2	PY, PO		Schiste à chlorite Gabbro Schiste graphiteux Sédiments siliceux chloritisés Gabbro Schiste à chlorite Schiste à chlorite Andésite Andésite Basalte Porphyre à feldspath Sédiments et tuf	Blondeau ou Gilman (?)		
				X									
							Q.56.4	150,75 - 153,03 m: 95% PY, PO massives + traces de CP					
				X			Q.56.5	24,09 - 24,55 m: 75 - 80% PO, PY + CP en traces					
							Q.56.6 Q.56.7	PY, PO					
							Q.57.8	28,78 - 33,63 m: 60% PO, PY, BO, traces de CP					
							Q.57.9	PY, PO, CP PY, PO, CP, SP	0,07% Cu, 0,37% Zn sur 1 m				
				Gangue: quartz Minéralisation: disséminée Forme du gîte: stratiforme									

TABLEAU 25 - (fin)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s) auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Forma- tion(s)
				Géophy- sique	Géochimie		Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes		
				Sols	Roche					
Davost	Rives nord et sud du lac Colette	2	Umex Coda, R., 1970 GM-25836	X			W-101	Traces de SP + mince banc de sulfures massifs	Schistes graphiteux	Blondeau (?)
			Malartic Gold Fields Ltd. Eakins, P.R., 1957 GM-5596	X			W-107 (hors-ter- rain)		W-107: un banc gneissique situé au-dessus contient un peu de MT	
Davost	Au nord du lac Colette	1	MER Picard, C., (inédit) Fiche de gîte: 32G/13-2			X		PY, PO disséminées + traces de CP dans une gangue de QZ-CA et plagioclase PY, PO et traces de CP dans une gangue de quartz + carbonate Forme du gîte: stratiforme Minéralisation: massive et disséminée	Gabbro ou basalte cornéifié à proximité d'une intrusion granitique et de filons-couches; nombreuses fractures Grauwacke feldspathique ou tuf feldspathique	Daubrée

TABEAU 26 - Résultats d'analyses d'échantillons localisés sur la carte 8 (32G/13-NE). Teneurs anormales soulignées (voir texte).

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	Mo	U	Pt	Canton
ppm (sauf ceux exprimés en ppb, g/t et %)															
Intrusions mafiques	Lentilles de sulfures (PY, PO, PN, CP) dans un dyke de diabase	41	81-6127	15 ppb	---	56	75	2	<u>240</u>	---	---	---	---	0,5 g/t	Daine, Guettard
	Lentilles de sulfures (PY, PO, PN) dans un dyke de diabase	40	81-6126	"	---	<u>0,16%</u>	58	0,3	2,48%	---	---	---	---	0,5 g/t	
Intrusions felsiques	Granite rose magnétique	39	81-6148	---	---	6	65	<u>25</u>	---	---	---	0,3	2	---	Daine, Guettard
	Veine de quartz dans un granite minéralisé en CP et SP	38	81-6128	15 ppb	---	70	25	8	0,03	---	---	0,3	---	---	
Intrusions mafiques	Gabbro	37	81-6141	---	---	---	---	---	100	---	240	---	---	---	Daine, Guettard
	Ferrogabbro	36	81-6143	---	---	---	---	---	93	---	180	---	---	---	
Daubrée + filon-couche gabbroïque	Pyroxénite grossière	35	81-6138	---	---	---	---	---	110	---	820	---	---	---	Daine, Guettard
	Pyroxénite	34	81-6139	---	---	---	---	---	<u>710</u>	---	<u>0,41%</u>	---	---	---	
	Pyroxénite	33	81-6140	---	---	---	---	---	73	---	420	---	---	---	
	Diorite	32	81-6142	---	---	---	---	---	20	---	26	---	---	---	
	Diorite	31	81-6144	---	---	---	---	---	57	---	140	---	---	---	
	Veine de quartz + tourmaline + PY dans une pyroxénite (zone de cisaillement)	30	81-6119	15 ppb	0,5 g/t	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
	Veine de quartz + tourmaline + PY dans une pyroxénite	29	81-6120	"	"	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Grauwacke conglomératique	28	81-6145	---	---	---	---	---	5	---	7	---	---	---		
Gilman	Tufs felsiques dans du basalte minéralisé en PY	27	81-6123	15 ppb	0,5 g/t	---	---	---	---	---	---	---	---	---	Daine, Guettard
	Idem à 27	26	82-6124	"	1,5 g/t	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
	Idem à 27	25	81-6125	"	0,5 g/t	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
	Tuf intermédiaire à felsique (58,24 à 58,33 m) minéralisé en PY, PO (58,1 m), atteignant 40%	24	*80-DAN-G1	9 ppb	1,0	77	240	---	77	200	---	---	---	---	
	Andésite (87,26 à 87,60 m) avec 1 à 2% PY, PO et traces de CP	23	*80-DAN-G2	3 ppb	0,7	137	<u>0,10%</u>	---	49	30	---	---	---	---	
Obatogamau (?)	Basalte aphanitique	22	81-6129	---	---	---	---	---	140	---	330	---	---	---	Daine, Guettard
	Basalte coussiné aphanitique cornéifié	21	81-6130	---	---	---	---	---	<u>160</u>	---	360	---	---	---	
	Basalte coussiné variolaire	20	81-6131	---	---	---	---	---	<u>160</u>	---	400	---	---	---	
	Volcaniclastite (?)	19	81-6132	---	---	---	---	---	83	---	250	---	---	---	

TABLEAU 26 - (fin)

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	Mo	U	Pt	Canton
Obatogamau (?)	Basalte très étiré ou volcanoclastite litée	18	81-6133	---	---	---	---	---	140	---	350	---	---	---	Daine, Guettard
	Gabbro massif	17	81-6134	---	---	---	---	---	98	---	230	---	---	---	
	Gabbro mélanocrate	16	81-6135	---	---	---	---	---	81	---	220	---	---	---	
	Gabbro à texture aphanitique	15	81-6136	---	---	---	---	---	120	---	230	---	---	---	
	Métabasalte (?)	14	81-6137	---	---	---	---	---	110	---	270	---	---	---	
	Volcanoclastite siliceuse	13	81-6146	---	---	---	---	---	2	---	4	---	---	---	
	Diorite (+ magnétite)	12	81-6147	---	---	22	140	0,3	---	---	---	0,3	0,3	---	
	Veine de quartz dans un basalte coussiné avec de la pyrite	11	81-6121	15 ppb	0,5 g/t	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
	Zone oxydée, riche en pyrite dans les basaltes	10	81-6122	15 ppb	0,5 g/t	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
	Basalte (de 68,84 à 69,85 m) avec PY, PO	9	*80-DAN-D1	<u>63 ppb</u>	0,4	102	29	6	---	---	---	---	---	---	
	Basalte contenant une passée bréchiforme felsique (de 47,97 à 48,61 m) et tufacée (60% PO massive: de 48,61 à 49,61 m)	8	*80-DAN-D2	<u>21 ppb</u>	1,9	239	139	<u>21</u>	140	113	---	---	---	---	
				<u>182 ppb</u>	0,7	91	33	5	54	30	---	---	---	---	
	Basalte (de 50,19 à 58,86 m); PY, PO disséminées	7	*80-DAN-D5	<u>240 ppb</u>	0,8	137	48	5	34	41	---	---	---	---	
	Basalte coussiné (de 114,39 à 114,70 m)	6	*80-DAN-E1	<u>4 ppb</u>	1,4	87	19	13	---	---	---	---	---	---	
	Tuf mafique (de 29,17 à 30,19 m): 5% PO disséminée 2% PY en veinules	5	*80-DAN-E2	<u>8 ppb</u>	1,2	118	55	<u>0,10%</u>	83	55	---	---	---	---	
	Basalte (de 58,06 à 58,37 m): 5% PY, PO 1% CP	4	*80-DAN-E3	<u>6 ppb</u>	0,5	<u>558</u>	205	5	60	45	---	---	---	---	
	Basalte bréchique (34,74 à 35,81 m); dyke de porphyre (100,5 à 100,66 m)	3	*80-DAN-E4	<u>6 ppb</u>	0,9	147	147	<u>63</u>	48	47	---	---	---	---	
				<u>4 ppb</u>	0,9	60	66	<u>17</u>	<u>247</u>	53	---	---	---	---	
	Tuf felsique minéralisé en PY, PO (jusqu'à 20%) (71,06 à 71,30 m); PY, PO semi-massives (71,09 à 71,19 m)	2	*80-DAN-H1	<u>62 ppb</u>	<u>3,5</u>	<u>964</u>		<u>0,10%</u>	<u>65</u>	<u>228</u>	109	---	---	---	
				<u>28 ppb</u>	<u>5,6</u>	389		<u>0,30%</u>	<u>990</u>	<u>225</u>	88	---	---	---	
Tuf intermédiaire schisteux (39,84 à 40,61 m): 20% PY, PO	1	*80-DAN-H2	<u>41 ppb</u>	1,3	83	71	12	86	78	---	---	---	---		

* Analyses chimiques effectuées par Serem Ltée et publiées. Il s'agit des numéros de forages.

TABLEAU 27 - Caractéristiques des indices minéralisés localisés sur la carte 8 (32G/13-NE).

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)
				Géophysique	Géochimie Soils Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes		
Daine	À l'ouest de la baie Gilbert	16	Société de développement de la Baie James Duplessis, D., 1982 GM-39294 Umex Coda, R., 1970 GM-25838 GM-25841 GM-25842			X		PY	Lave massive Gabbro	Obato- gamau (?)
Daine	Au sud de la rivière la Trêve et au centre-ouest de la carte	15	Serem Boileau, P., 1982 GM-38345 Boileau, P., 1982 GM-38344	X						Obato- gamau (?)
Daine	À l'ouest du lac Mildred	14	Serem Boileau, P., 1980 Khobzi, A., (inédit) GM-34806 Beauregard, A.J. (inédit)	X			80-DAN-A-1 80-DAN-A-2 80-DAN-A-3	PY, PO, SP et GA 20 - 25% PY, PO et traces de CP et SP	Tuf basaltique Tuf felsique et graphiteux	Obato- gamau (?)
Daine	Île sur le lac la Trêve (à l'est)	13	Serem Khobzi, A., 1981 GM-37133 Boileau, P., 1980 GM-34806	X			80-DAN-C-1	67,55 - 70,52 m: 50% GP, 25% nodules de PY, PO	Horizon graphiteux minéralisé dans des roches sédimentaires	la Trêve
Daine	Au sud du lac la Trêve	12	Umex Essop, S., 1970 GM-25849 Coda, R., 1970 GM-25847				W-79 W-80	GP GP, PY, PO	Shale à chlorite, calcite et séricite avec veinules de quartz + graphite + sulfures massifs	Daubrée
Daine	Au nord-ouest de la baie Rita	11	Umex Essop, S., 1970 GM-25849 Coda, R., 1970 GM-25848				W-75 W-76 W-77 W-113 W-114	PY, PO: disséminée à massive; 80% PO sur 2,4 m dans W-113. SP et CP: traces à 0,2%	Roches sédimentaires: siltstone sili- ceux; brèche sili- ceuse graphiteuse ou conglomérat intraformationnel	Daubrée
Daine	Île sur la baie Rita	10	Umex Essop, S., 1970 GM-25849 Coda, R., 1970 GM-25848 Fiche de gîte: 32G/13-7	X				2 à 3% PY, PO; traces de GA et CP Gangue: quartz, calcite, chlorite, graphite Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: en veines	Cu en traces Quartzite Granite	Intrusions granitiques

TABLEAU 27 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)		
				Géophysique	Géochimie Soils Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs	
Daine	À l'ouest de la baie Geneviève	6					80-DAN-E-5	47,35 - 49,00 m: 30 - 70% GP, 10% PY, PO, traces de SP	Schistes graphiteux	Obato- gamau		
							80-DAN-F-1	56,20 - 57,40 m: 15% PY, PO			Andésite porphyrique silicifiée et injectée de brèche tectonique	
					X		80-DAN-G-1	58,24 - 58,33 m: 40% PY, PO	200 ppm Co	Tuf intermédiaire à felsique	Gilman (?)	
							80-DAN-G-2	87,26 - 87,60 m: 1 à 2% PY, PO, traces de CP	10% Zn	Andésite	Obato- gamau (?)	
					X		80-DAN-H-1	74,09 - 74,19 m: 20% PY, PO	30% Zn, 990 ppm Pb, 5,6 ppm Ag	Tuf felsique		
			80-DAN-H-2	39,84 - 40,61 m: 20% PY, PO	41 ppb Au	Tuf intermédiaire schisteux						
Daine	Extrémité ouest de la carte	5	Serem Boileau, P., 1980 GM-34806 Beauregard, A.J., (inédit) Vachon, A., (inédit) Umex Coda, R., 1970 GM-25853	X				80-DAN-I-1	77,75 - 82,50 m: 15% PY, PO	Tuf intermédiaire à mafique	Gilman	
								80-DAN-I-2	52,38 - 52,80 m: 70% PY, PO, traces de CP			Basalte + passée tufacée siliceuse
								80-DAN-I-3	58,6 - 59,08 m: 20% PY, PO en filonnets millimétri- ques + traces de CP		Tuf intermédiaire à felsique	
								80-DAN-I-4	58,11 - 58,20 m: 70% PY, PO		Volcanite mafique	
								80-DAN-I-5	56,8 - 57,9 m: 10% - 20% PY, PO et CP en traces		Tuf intermédiaire	
								80-DAN-I-6	74,01 - 74,98 m: 30% PY, PO, traces de CP + SP		Tuf mafique à lapilli	
Daine	À l'est de la baie Geneviève	4	New Jersey Zinc Explorations Co. Ltd Money, P.L., 1957 GM-4485-A et B Fiche de gîte: 32G/13-6 MER Hébert, Y., 1983 ET 82-01 (indice 3)				57-1D à 57-6D	PY, PO, CP, PN, CO Type de minéralisation: massive et disséminée Forme du gîte: en lentilles	0,35% Ni 0,21% Cu 0,07% Co sur 4,5 m (selon la fiche de gîte: 32G/13-6)	Dyke de diabase d'âge proté- rozoïque		
						X		PY, PO, CP et PN			2,48% Ni, 0,16% Cu	Dyke de diabase à olivine

TABLEAU 27 - (fin)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Forma- tion(s)			
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartogra- phie géo- logique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs		
Daine	Au sud-ouest de la baie Geneviève	3	Empire Oils & Minerals Inc. Cunningham, R.C., 1957 GM-5365-C Fiche de gîte: 32G/13-4 Fiche de gîte: 32G/13-5 MER Hébert, Y., 1983 ET 82-01 (indice 4)	X			57-1 à 57-9	PY, PO, CP, PN, MT,CO Type de minéralisation: massive et disséminée Forme du gîte: en lentilles Gangue: quartz + carbonate PY, PO	0,46% Cu et 0,41% Ni sur 1,5 m	Dyke de diabase à olivine Dyke de diabase à olivine	Dyke de diabase d'âge proté- rozoïque		
La Ribourde	Sud-ouest de la baie Rita	2	Serem Boileau, P., 1980 GM-34806 Gauthier, J., (inédit) 81-LRB-D-1 Vachon, A., 1982 GM-38338 Théberge, D. (inédit) 80-LRB-E-1 Coda, R., 1970 GM-25850	X			81-LRB-D-1 81-LRB-D-2 80-LRB-E-1	48,89 - 49,40 m: 50 - 70% PO + FU 49,97 - 52,85 m: 20% PO, 5% PY 1% CP sur 2,88 m 39,88 - 42,53 m: 40 - 70% PO 58,28 - 61,13 m: 10 - 70% PO 65,69 - 68,04 m: 2% CP	Tuf felsique + chert Tuf felsique		Daubrée		
Guettard	Au sud-est de la carte et au sud du lac la Trêve	1	Explorations Noranda Co Ltd. Dubé, B. & Tremblay, R., 1982 GM-39127			X							

fracturée, cisailée et contient des veines de quartz-tourmaline-pyrite (échantillons 29 et 30 du tableau 26). Le granite du stock de Gillian est localement minéralisé en chalcopryrite, sphalérite, galène et pyrrhotite et contient des veines de quartz (échantillon 38 du tableau 26).

Les analyses géochimiques de sols du secteur permettent de circonscrire des anomalies en manganèse, zinc, nickel et mercure (Beumier, 1982) dans cet environnement (figure 46). Selon Jean-Pierre Lalonde du MER, les anomalies de mercure coïncident généralement avec des zones de failles (communication orale personnelle, 1983). Elles souligneraient là une faille de chevauchement, satellite de la faille Dussault, située plus au nord (voir coupe P-Q de la carte 1).

CARTES 8 ET 9 (TABLEAUX 26, 27, 28 ET 29)

Aux sites minéralisés 7 et 10 (carte 9), le dyke de diabase protérozoïque, que nous avons appelé dyke de Geneviève, a fourni, à ce jour, des teneurs intéressantes en cuivre et en nickel (voir aussi échantillons 40 et 41 du tableau 26) et mériterait d'être analysé pour le platine. Dans la carte 8, quatre indices localisés au contact du dyke avec les roches sédimentaires encaissantes de la Formation de la Trêve (ce rapport), sont men-

tionnés par Hébert (1983) et sur les fiches de gîtes du MER. La minéralisation rapportée comprend de la pyrite, de la pyrrhotite, de la chalcopryrite et de la pentlandite sous forme de lentilles ou en "agrégats" dans la roche.

Le site 1 de la carte 9 (tableau 29) se trouve sur la rive nord de la rivière Chibougamau, dans le méandre The Zee. Il s'agit d'une zone cisailée d'au moins 60 m de large, orientée est-nord-est et à l'intérieur de laquelle la roche a été entièrement altérée en carbonate-fuchsite (figure 47). Cette zone a été mise en évidence par la Division Exploration de la Corporation Falconbridge Copper, à partir d'un indice de quartz-fuchsite minéralisé rapporté par Dubé (1981) dans le cadre du projet Chapais-Branssat. Selon Riverin (1983), elle contient de 5 à 10% de mica vert (fuchsite), 1 à 5% de pyrite de même que de l'arsénopyrite (traces à 1%); les analyses ont fourni entre 4 et 57 ppb d'or et 1379 ppm de chrome. Toujours d'après Riverin:

La propriété demeure donc intéressante à cause de ces valeurs anormales en Au et surtout à cause de la forte altération en carbonate-fuchsite accompagnée de pyrite et arsénopyrite disséminées. Ce type d'altération est commun autour de plusieurs gisements d'or et mérite d'être examiné sérieusement.

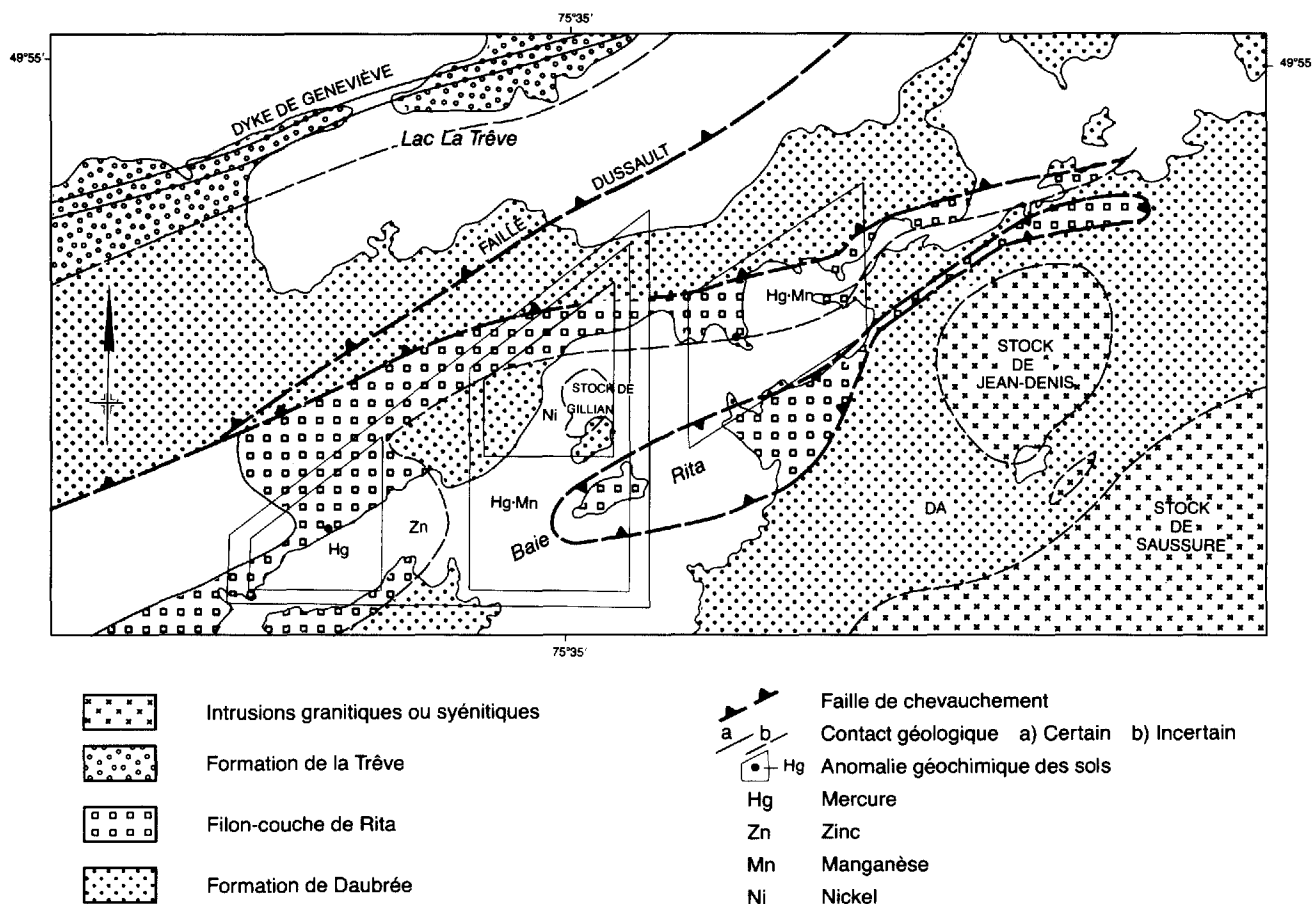


FIGURE 46 – Contexte géologique (voir carte 8) des anomalies géochimiques de sols de Beaumier (1982).

TABLEAU 28 - Résultats d'analyses d'échantillons localisés sur la carte 9 (32G/14-NW). Teneurs anormales soulignées (voir texte).

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	Fe(tot)	Canton
ppm (sauf ceux exprimés en ppb, g/t et %)													
Gilman	Contact entre le dyke protérozoïque et les basaltes coussinés minéralisés en PO et CP	21	81-5411	<u>20 ppb</u>	0,5 g/t	<u>0,23%</u>	73	<0,5	<u>0,31%</u>	---	---	---	Guettard
Dyke de Geneviève	Bloc glaciaire du dyke protérozoïque contenant de la PY, PO, CP, GP, SP(?) et AM(?)	20	82-2901	<u>20 ppb</u>	"	<u>0,55%</u>	87	2	<u>400</u>	---	---	---	Guettard
Daubrée	Grès-siltstone-argilite avec pyrite disséminée	19	81-5410	15 ppb	"	39	130	<0,5	43	---	---	---	Guettard
Daubrée	Veines de quartz-ankérite avec fuchsite (faille) (6 m de largeur)	18	81-5408	"	"	80	78	<0,5	650	---	---	---	Lamarck
la Trêve	Veines de quartz-ankérite avec fuchsite (faille)	17	81-5407	"	"	92	77	<0,5	<u>390</u>	---	---	---	Lamarck
la Trêve	Conglomérat à fragments de granitoïdes (1 - 5%) avec PY disséminée	16	82-2898	"	"	86	33	1	---	---	---	---	Guettard
Blondeau	Tuf à blocs pyriteux	15	81-5402	"	"	77	225	<0,5	<u>190</u>	---	---	---	Lamarck
+ Complexe de Cummings	Roche cataclasée siliceuse contenant de la malachite, pyrite et chalcopryrite	14	81-5403	"	"	125	120	<0,5	<u>370</u>	---	---	---	
	Basalte aphanitique, massif minéralisé en PY, PO, CP	13	81-5404	"	"	<u>670</u>	150	<0,5	23	---	---	---	
	Tuf à blocs et tuf lité à pyrite nodulaire	12	81-5405	<u>20 ppb</u>	0,5 g/t	175	250	<u>19</u>	42	---	---	---	
Blondeau	Tuf à blocs et tuf lité à pyrite nodulaire	11	81-5406	15 ppb	0,5 g/t	50	110	<0,5	25	---	---	---	Lamarck
+ Complexe de Cummings	Veine de quartz ankéritisée avec fuchsite (0,7 m de largeur)	10	81-5413	"	"	260	145	9	110	---	---	---	
	Roche cataclasée siliceuse avec de la pyrite disséminée	9	81-5401	"	"	9	92	<0,5	110	---	---	---	
Gilman	Ferrogabbro à quartz avec PY en cubes et disséminée	8	81-5409	"	"	380	170	<0,5	64	---	---	---	Lamarck
	Ferrogabbro avec de la pyrite	7	81-5414	"	"	58	150	<0,5	56	---	---	---	
Gilman	Gabbro folié (en contact avec un dyke protérozoïque). L'éponte sud est très oxydée	6	82-2900	"	"	130	---	---	7	36	---	---	Guettard
Obatogamau	Tuf à blocs felsiques avec pyrite nodulaire	5	81-5412	"	"	28	85	<0,5	23	---	---	---	Guettard
	Tuf à lapilli pyriteux	4	82-2896	"	---	28	---	---	---	---	---	---	
	Tuf à lapilli pyriteux et carbonatisés	3	82-2897	"	0,5 g/t	220	---	---	---	---	---	---	
	Roche foliée	2	82-6053	"	"	9	67	3	95	47	<u>0,18%</u>	5,98%	
	Roche foliée, avec pyrite, fuchsite (?), carbonate	1	82-2899	"	"	48	68	<0,5	---	---	---	---	

TABLEAU 29 - Caractéristiques des indices minéralisés localisés sur la carte 9 (32G/14-NW).

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux				Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)
				Géophysique	Géochimie Soils Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes	Teneurs		
Guettard	À l'extrémité centre-ouest de la carte	16	Explorations Noranda Ltée Tremblay, E., & Plante, L., 1982 GM-39126			X					Daubrée
	Lac Guettard	15	Corporation Falconbridge Copper Fortin, G., 1982 GM-38978 Bertrand, P., 1982 GM-40049	X			1 tranchée	0,5 à 1 m de sulfures massifs (80 - 90% PY, 10 - 20% PO), GP		Shales noirs graphiteux	Daubrée
Guettard	Au sud du lac Mahekan	14	Noranda Explorations Co. Ltd. Archer, P., 1982 GM-39128			X		PY, PO		Gabbro, andésite	Obatogamau et Gilman
			Corporation Falconbridge Copper Lefrançois, G., 1982 GM-38977 Bertrand, P., 1983 GM-40046	X		X	2 tranchées non localisées sur la carte 32G/14-NW	PY, PO et CP en veinules très minces		Andésite	
Guettard	Extrémité nord-ouest de la carte	13	Noranda Exploration Co Ltd. Dubé, B., & Tremblay, R., 1982 GM-39125			X		PY, PO et CP		Basalte Nombreux dykes felsiques	Obatogamau
Guettard	Entre la baie Pichamobi et la baie Dussault	12	Mattagami Lake Exploration Ltd. Sutherland, D.B., 1982 GM-38860	X							Obatogamau et Gilman
Guettard	Au nord-ouest de la baie Pichamobi	11	Mattagami Lake Exploration Ltd. Sullivan, P., 1983 GM-39610				SO-A-82-1	PY massive entre: 58,4 et 59,7 m; 69,79 et 70,25 m; 72,11 et 72,54 m; 72,87 et 74,43 m; 3 - 5% PY, PO en veinules, en disséminations et en nodules	340 ppb Au	Argilite siliceuse	Obatogamau

TABLEAU 29 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux				Minéralisations		Lithologie(s)	Forma- tion(s)			
				Géophy- sique	Géochimie Sols Roche	Cartogra- phie géo- logique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes	Teneurs					
Guettard	À l'est de la baie Dussault	10	Corporation Falconbridge Copper Fortin, G., 1982 GM-38980	X							Dyke proté- rozoïque dans les Formations de la Trêve et de Gilman			
			Boily, B., 1983 GM-40044		X	X	1 tranchée	PO et PN enrobées de CP	0,5%Cu, 0,5% Ni et 1500 ppm Co	Dyke de gabbro à olivine				
			Anglo-American Mines Ltd. Ingham, W.N., 1957 GM-5522 GM-5554	X										
			Fiche de gîte: 32G/14-1					CP, PN, PO, AM Types de minéralisation: massive et disséminée Forme du gîte: amas irrégulier	2,31% Cu, 0,61% Ni, 0,076% Co	Dyke de diabase à olivine recoupant du conglomérat				
			Fiche de gîte: 32G/14-2					CP, PN, PO, CO Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: veine	0,33% Cu, 0,43% Ni, 0,046% Co	Andésite recoupée par un dyke de diabase à olivine				
			Fiche de gîte: 32G/14-4					CP, PN, PO, CO, AM Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: amas irréguliers, veines	0,33% Cu, 0,45% Ni, 0,131% Co	Dyke de diabase recoupant de l'andésite				
			MER Dubé., C., 1982 DP-848		X	X		Nodules de PO, CP	20 ppb Au, 0,23% Cu et 0,31% Ni	Dyke de gabbro à olivine				
Guettard	Entre la baie Pichamobi et le lac Dempster	9	Sévigny, P. Claims Moody, G.E., 1951 GM-1374-A et B				S-1, S-2 (non localisés)	S-1: 106,07 - 106,3 m: 70% PY et MA S-2: 3,04 - 67,05 m: 10 à 65% de sulfures (principalement PY)		Conglomérat siliceux cisailé Diorite très altérée Conglomérat siliceux Diorite cisailée à quartz	Obato- gamau			

TABLEAU 29 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Forma- tion(s)	
				Géophy- sique	Géochimie Sols Roche	Cartogra- phie géo- logique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs
Guettard	Entre la baie Pichamobi et le lac Dempster	9	Diomer Mining Exploration Syndicate Laliberté, M.B. & Biwer, F., 1956 GM-5158				1, 2, 3	1: 29,56 - 40,84 m: 40 - 50% sulfures (PY et PO) 2: 50,29 - 49,98 m: 70% PY, PO 3: 91,44 - 99,06 m: PY, PO D-4: PY, PO D-6: 50% de sulfures (surtout PY et un peu de PO)	Schistes à chlorite Schistes à chlorite Grauwacke altérée en schiste à chlorite		
							D-4, 6				
			Fiche de gîte: 32G/14-3				D-8, 9	PY, MA, PO, CP (traces) MT (titanifère) Gangue: chlorite, séricite, graphite Types de minéralisation: massive et disséminée Forme du gîte: en lentilles	Schistes chloriteux et graphiteux et grauwacke		
			MER Dubé, C., 1982 DP-848		X	X		PY nodulaire 0,18% Cr	Tuf à blocs felsiques		
Lamarck	À proximité du ruisseau Daladier	8	Patino Mines (Québec) Ltd. Lemay, L., 1977 GM-33038	X			L2-1	45,60 - 46,20 m: 65% PY + traces de GP, SP 0,40% Zn	Schistes à chlorite, quartz, calcite	Gilman	
							L2-2	49,51 - 49,66 m: 45% PY, PO	Tuf à lapilli chloritisé		
Lamarck	Au nord du ruisseau Daladier, partie nord de la carte	7	Tomiska Copper Mines Ltd. Ingham, W.N., 1957 GM-7521A et B Maurice, O.D., 1957 GM-4881				1 à 6	PO, PN, CP 4: 0,90% Cu + 0,95% Zn / 3,5 m	Dyke de diabase à olivine recoupant de l'andésite		
							Tranchées + forage	PO, PY, CP, PN Gangue: quartz, carbonate, épidote, grenat	0,296% Cu 0,287% Ni	Dyke de diabase à olivine recoupant de l'andésite	
								CP, PN, PO, PO nickélicifère	Moyenne combinée: 1,02% Ni-Cu	Dyke de diabase à olivine recoupant de l'andésite	
			Patino Mines (Québec) Ltd. Lemay, L., 1977 GM-33038 Fiche de gîte: 32G/14-5					Gangue: olivine, quartz, carbonate Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: dyke			

TABLEAU 29 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)	
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs
Lamarck	Partie nord-est de la carte	6	Talisman Mines Ltd. Hanson, G., 1971 GM-26665	X			L-1 L-2	15,69 - 16,18 m: PY, PO, CP (traces) 60,90 - 64,84 m: 15% PO, 70% PY, GP, HE (traces)	0,42% Cu/0,49 m	Tuf basique Tuf siliceux Dacite	Gilman
Lamarck	Au nord de la rivière Chibougamau, partie est de la carte	5	Barry Exploration Ltd. Pain, E.F., & Duggan, M.K., 1957 GM-5274				1 à 11	PY		Conglomérat	la Trêve
	Au nord et au sud de la baie Wabanock	4	Massbéryl Co. Ltd Szetu, S.S., 1956 GM-4003-A Good, R.S., 1956 GM-4003-B Merrill Island Mining Corp. Ltd. Pudifin, A.D., 1966 GM-18267 Alexander, R.L., 1966 GM-18285	X X			M-1 à M-19 L-1 à L-20	M-1: PY, PO, CP M-2: PY, MA M-4: 50% PY massive/0,30 m M-5: CP en traces M-17: PY, PO, GP PY, PO (traces à 75%), GP traces Ge CP, SP, MT L-6: 75% PY L-8: 50% PY, PO, 1% CP L-9: 15% PO, PY, CP (en traces) L-20: 50% PY/0,7 m	0,10% Cu 0,35% Zn/1 m 0,30% Zn/1 m 0,21% Zn 0,10% Ag 0,10% Cu	Conglomérat bréchuque Sédiments Sédiments Diorite quartzique Conglomérat bréchuque Sédiments (grauwacke, argilite, conglomérat) Diorite(L-8,L-10,L-4) Sédiments Diorite Graumacke Schistes graphiteux	Blondeau et filons-couches différenciés
			Fiche de gîte: 32G/14-14				M-12 M-15 M-19	PY, PO, MA, BO (taches), Ag Co, Au, galène (traces)	0,416 g/t Au 4,156 g/t Ag 0,1% Cu, 0,2% Co	Conglomérat bréchuque cherteux Graumacke et tufs	
			Fiche de gîte: 32G/14-15					M-3: PY, MA, PO, IL, Au, Ag (3 bancs de PY massive) Gangue: quartz, chert, graphite, carbonates Minéralisation: massive + disséminée Forme du gîte: stratiforme	0,88% Cu/1,8 m	Conglomérat bréchuque cherteux Graumacke	

TABLEAU 29 - (fin)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux				Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes	Teneurs		
Lamarck	À l'est de l'île Tepeka	3	Delta Minerals Ltd. Hallof, P., 1956 GM-4259 Leclerc, A., 1956 GM-7046A et B Fiche de gîte: 32G/14-13	X			D-1 D-2	D-1: 4,2 m de PY massive		Schistes graphiteux	Blondeau
								PY, CP (0,01 à 0,03% Cu), Ag	Schistes graphiteux		
								Gangue: quartz, graphite Minéralisation: massive + disséminée Forme du gîte: lentille	Grauwacke		
Lamarck	À l'est de la limite des cantons de Lamarck et de Guettard et au sud de la rivière Chibougamau	2	Mines Northgate Patino Inc. Larivière, L., 1982 GM-39261			X		PY (< 1%)	Tuf felsique	Daubrée	
Lamarck	Rive nord de la rivière Chibougamau	1	Corp. Falconbridge Copper Riverin, G., 1983 GM-39601 MER Dubé, C., 1982 DP-848		X		X	5 - 10% FU 1 - 5% PY traces de As	4 à 57 ppb Au 1379 ppm Cr (moyenne)	Zone cisailée dans les sédiments	Daubrée et la Tréve
						X		Veines de quartz-ankérite avec fuchsite (6 m de largeur)	650 ppm Ni	Sédiments	

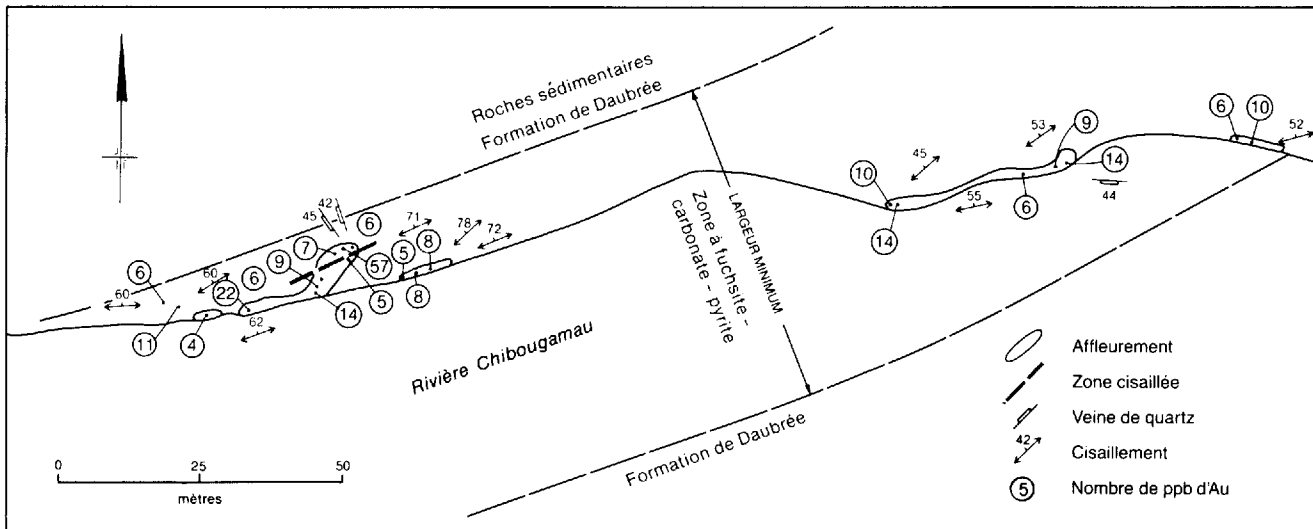


FIGURE 47 – Zone à fuchsite-carbonate-pyrite minéralisée en or et en arsénopyrite le long de la rivière Chibougamau, dans le méandre The Zee. Canton de Lamarck (site 1 de la carte 9). Voir tableau 29. Adapté de Riverin (1983).

Plusieurs veines de quartz recoupent la zone cisailée selon une orientation nord-nord-ouest (Riverin, 1983). Certaines de ces veines que nous avons fait analyser ont fourni des teneurs anormales en nickel (échantillons 17 et 18 du tableau 28).

Le dôme volcanique felsique des cartes 9 et 12 coïncide avec le Membre de Pichamobi de la Formation d'Obatogamau. Son cœur est constitué de rhyolite et de rhyolite porphyrique. Il est entouré de tufs, de tufs à lapilli et de brèches pyroclastiques. Ces roches contiennent de la chalcopryrite, de la malachite, de la magnétite, des carbonates et peut-être de la fuchsite. La minéralisation est disséminée à massive sous forme de lentilles. Ce secteur est intéressant pour la recherche de gisements volcanogènes d'or et de sulfures massifs de cuivre-zinc.

Rappelons que les dykes de porphyre à quartz et à quartz et feldspath présents dans l'Obatogamau inférieur de la carte 12 seraient nourriciers des canities felsiques du Membre de Pichamobi (voir tableau 8).

CARTES 9 ET 10 (TABLEAUX 28, 29, 30 ET 31)

Les sites 3 et 4 de la carte 9 et les sites 4 à 6 de la carte 10 correspondraient à un autre dôme volcanique felsique, celui-là situé dans la Formation de Waconichi. On y trouve de la pyrite et de la pyrrotite, en plus de chalcopryrite, sphalérite, magnétite associées à de la malachite, fuchsite et ankérite. La minéralisation est disséminée à massive et stratiforme. Les échantillons que nous avons fait analyser contiennent des quantités anormales en or, en argent, en cuivre, en zinc, en cobalt, en nickel et en plomb (tableaux 28 et 30).

Aubertin (1982) rapporte une zone carbonatisée au nord-est immédiat du lac Lamarck, dans des tufs à blocs et à lapilli que nous (et Dubé, 1983) associons à la

Formation de Waconichi (figure 48). À l'est de l'île Haven, il souligne un enrichissement en cuivre et en zinc dans les roches et un rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ faible (séricitisation) dans les tufs à blocs bréchiqes. Plus au nord, un tuf rhyolitique montre des teneurs élevées en MgO et Fe total (chloritisation) et un rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ faible (*idem*). Ces bandes de roches felsiques altérées, en particulier celles correspondant à un environnement distal (tuf), constituent des sites privilégiés pour la recherche de gisements stratiformes de sulfures massifs volcanogènes.

Les gabbros et pyroxénites des filons-couches adjacents à ces roches felsiques contiennent des veines de quartz-chalcopryrite et des veines de chalcopryrite-pyrite-pyrrotite avec des quantités mineures de galène (forages M-6 et M-8 du site 6 de la carte 10), de magnétite, d'hématite et de rutile. Ces minéraux expliquent les valeurs anormales en cuivre, argent, plomb, zinc et or obtenues sur des échantillons de ce secteur. Près des sondages M-6 et M-8, un échantillon de gabbro a fourni 28,12g/t d'argent, 0,8% de cuivre et 1,2% de plomb.

Dans ce secteur, les plissements intenses et les failles ont pu favoriser la remobilisation et la concentration de substances métallifères sous forme de dépôts filoniens hydrothermaux.

CARTE 11 (TABLEAUX 32 ET 33)

Plusieurs échantillons ont donné des teneurs anormales en zinc, plomb et argent.

CARTE 12 (TABLEAUX 34 ET 35)

Le site 1 de l'angle sud-ouest de la carte 12 (canton de Guettard) est celui où nous avons obtenu la plus forte valeur en or (3g/t) pour un échantillon choisi, par rapport à tous ceux que nous avons fait analyser, abstraction faite des résultats des travaux antérieurs.

TABLEAU 30 - Résultats d'analyses d'échantillons sur la carte 10 (32G/14-NE). Teneurs anormales soulignées (voir texte).

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Mn	As	Mo	Pt	Cr	Ti	Sb	Sn	Canton
ppm (sauf ceux pour Au et Ag)																			
Blondeau	Basalte minéralisé	1	83-4119	<15 ppb	<200 ppb	480	63	<0,5	44	29	-	-	-	-	-	-	-	-	Lamarck

TABLEAU 31 - Caractéristiques des indices minéralisés localisés sur la carte 10 (32G/14-NE).

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Forma- tion(s)	
				Géophy- sique	Géochimie	Cartogra- phie géo- logique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs
					Soils						
Lamarck	Au nord de la rivière Chibougamau	10	MER Dubé, C., 1981 DPV-811			X	Tranchée	Sulfures disséminés (PY, CP)	Tuf cherteux	Gilman	
Lamarck	À l'ouest du lac de la Chaleur	9	Phelps Dodge Corp. of Can. Ltd. Firth, D.A., 1962 GM-12701 Gomok Ltd. Lacasse, J. et Berthault, B., 1968 GM-23811 Lacasse, J., 1968 GM-23812 Fiche de gîte: 32G/14-6				48-1 à 48-4	48-1: 1,9 et 1,2 m de PY massive PY, PO, CP (traces) Gangue: quartz, feldspath, graphite Type de minéralisation: massive + disséminée Forme du gîte: stratiforme	Tuf acide Conglomérat	Daubrée ou la Trêve?	
Lamarck	Lac Lamarck (lac à l'Original)	8	Québec Labrador Development Co. Reynolds, B., 1956 GM-4997 Newkirk Mining Corp., 1956 GM-3996 Essex minerals Co. Park, I.G., 1982 GM-38556				Q-1 à Q-5	Q-1 et Q-2 ont de la PY et CP (jusqu'à 7% sur 0,12 m) sur presque toute leur longueur Q-3: PY, PO, CP 12,58 - 13,41 m: veine de PO Q-4: PY, PO, CP disséminées Q-5: PY sur toute sa longueur	Gabbro Basalte, gabbro, diabase Basalte Basalte Gabbro	Blondeau et filons- couches	
Lamarck	Lac de la Sentinelle Solitaire	7	Dominion Gulf Co. Chechak, B.W., 1950 GM-882				D-1 à D-7	D-1: CP, PY, MT, HE 153,92 - 160,62 m: 5 - 10% MT D-2: PY, MT, HE 34,74 - 35,78 m: >12% MT D-3: PY, PO, CP, MT D-3A: PY, HE, MT 28,95 - 36,72 m: 6% MT D-4: PY, MT (jusqu'à 6%) D-4A: PY, MT D-5: PY, MT (jusqu'à 3%) D-6: PY, MT, MA D-7: MT, PY	Porphyre de quartz et feldspath Andésite Diorite Andésite Andésite Andésite Andésite Andésite Andésite, tuf Andésite Diorite Diorite Andésite	Blondeau et Complexe de Cummings	

TABLEAU 31 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)		
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs	
Lamarck	À l'est de la baie Wabanock (centre ouest de la carte)	6	Massberly Lithium Co. Ltd Szetu, S.S., 1956 Good, R.S., 1956 GM-4003 A et B MER Dubé, C., 1981 DPV-811 MER Aubertin, R., 1982 DP 82-03 Fiche de gîte: 32G/14-16	X			M-18 M-8 M-6 M-10 M-13 M-11 M-7 M-9	M-7: 136,55 - 147,82 m: 20% PO M-9: PY, CP (en traces) M-10: MT, RU 74,98 m: veine de quartz avec CP M-11: PY M-13: MT M-18: PY, MA	13,71 - 15,24 m: 0,10% Cu 0,80% Cu, 28,12 g/t Ag 1,2% Pb	Argilite Argilite graphiteuse Gabbro-anorthosite Roche ultramafique Gabbro-diorite Gabbro-diorite Conglomérat Gabbro-diorite	Complexe de Cummings	
Lamarck	Au sud-est de la baie Wabanock	5	Continental Mining Exploration Ltd. Burwask, K.G., 1957 Szetu, S.S., 1957 GM-5148 A et B				C-1 à C-4	PY, GP et traces de CP SE		Basalte Intrusion basique	Complexe de Cummings	
Lamarck	Au sud de la baie Wabanock	4	Mines Northgate Patino Inc. Tremblay, A., 1982 GM-39262 Newkirk Mining Corp. Ltd 1957 GM-4863			X		<1% PY, AN		Tufs felsiques Dacites Gabbro	Complexe de Cummings	
Lamarck	À l'est du lac Split	3	Camchib Resources Inc. Kane, M., 1982 GM-39369 Shell Canada Resources Ltd. Castonguay, J., 1982 GM-39032	X		X		PY 7607-78-4	>10% PY, GP	379 ppb Au, 1,7 g/t Ag, 0,02% Cu, 0,004% Zn 71,26 - 72,39 m: 1,5% Cu, 0,80% Zn	Pyroxénite Schistes graphiteux et tuf dans un environnement de volcanites et tuf de composition intermédiaire à felsique. Porphyre rhyolitique et gabbro	Complexe de Cummings

TABLEAU 31 - (fin)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)	
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs
Lamarck	Au sud du lac Split	2	Shell Canada Resources Ltd. Castonguay, J., 1982 GM-39032				7607-78-5	5% PY (nodules)	37,79 à 40,84 m: 0,013% Cu, 0,12% Zn	Schistes graphiteux dans un environne- ment de tuf intermédiaire et de porphyre rhyolitique	Complexe de Cummings
			MER Dubé, C., 1981 DPV-811 Camchib Resources Inc. Kane, M., 1982 GM-39370	X	X	Tranchée	5-10% de nodules de PY, PO		Gabbro		
Lamarck	À l'ouest du lac Sunset	1	Barace Mines Ltd. 1957 GM-5185 MER Dubé, C., 1981 DPV-811	X		X	Tranchée	1 - 2% PY dans une veine de quartz et AN		Veine de quartz, roche encaissante ankéritisée	Complexe de Cummings

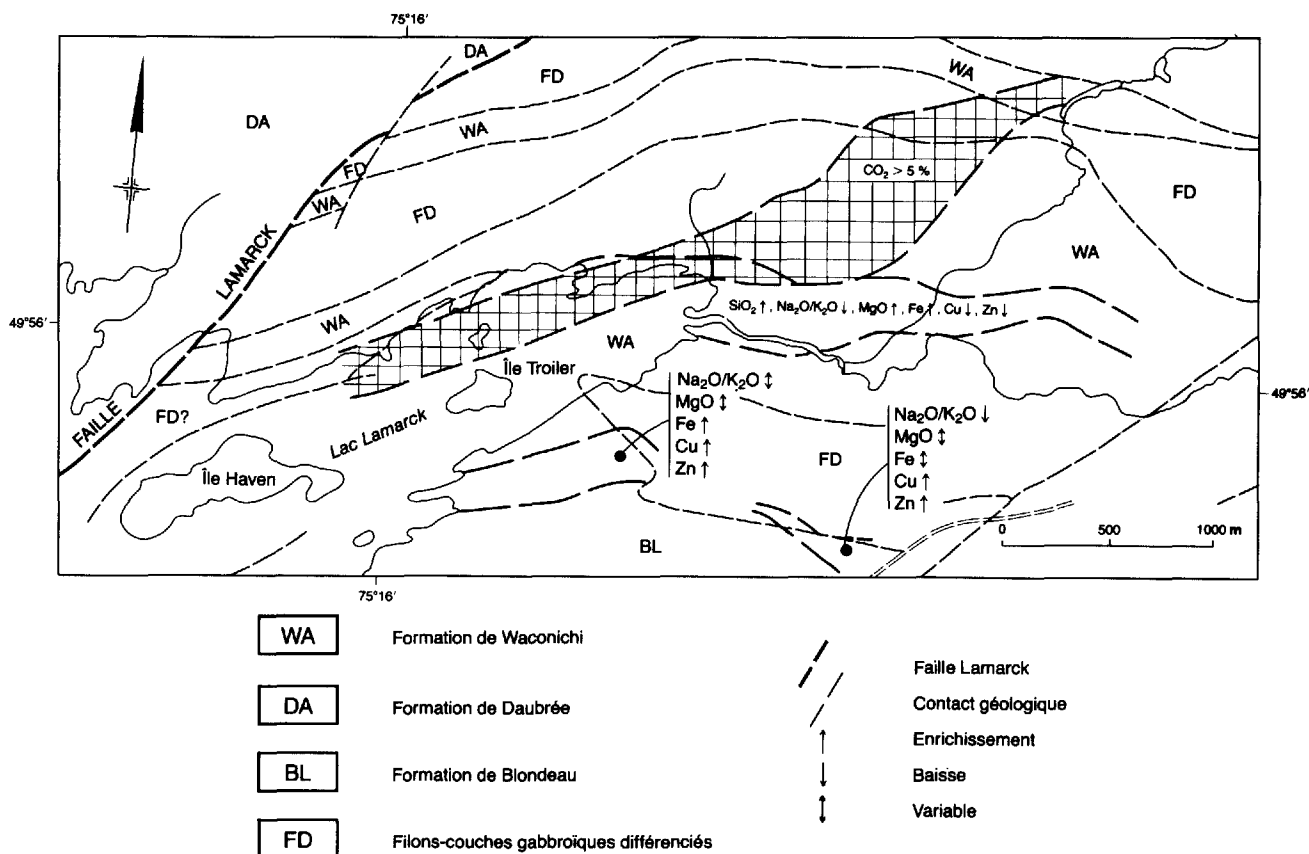


FIGURE 48 – Aires lithogéochimiques anormales à l'extrémité NE du lac Lamarck. Ces aires sont superposées à notre interprétation géologique (tirée de Aubertin, 1982).

Le forage n° 2, localisé sur la carte 12, a recoupé trois horizons métriques de pyrrhotite-pyrite (2 à 10%) dans des volcanites intermédiaires recoupées de dykes de composition intermédiaire à felsique. Selon Chartrand (1982), ces volcanites sont mafiques et appartiennent à la Formation d'Obatogamau. Elles sont injectées de dykes de porphyres quartzifères et quartzofeldspatiques fortement silicifiés, chloritisés et légèrement carbonatisés, séricitisés et épidotisés. Les volcanites encaissantes sont minéralisées en pyrite et pyrrhotite avec un peu de pentlandite (Chartrand, 1984) et de chalcopryrite. Les sulfures sont disséminés, à semi-massifs, sous forme d'amas irréguliers, dans un gangue de quartz-feldspath-carbonates et remplissant des fractures. Ils peuvent représenter jusqu'à 20% de la roche, avec une moyenne de 5%.

Les échantillons 46 et 47 (tableau 34) sont anormaux en or (125 ppb et 3 g/t respectivement). L'échantillon 47 est anormal en argent (20,4 g/t), en zinc (500 ppm) et en plomb (190 ppm).

Plus à l'est, sur le site 4, de l'or visible a été rapporté dans une veine (veine A2 de Szasz, 1981), en plus de pyrite-pyrrhotite et chalcopryrite. On y a obtenu 6,55 g/t d'or sur 0,5/m, au contact d'un dyke de lamprophyre altéré contenant 10 à 15% de pyrite et 1% de chalcopryrite, le tout recoupé par une veine de quartz contenant de la fuchsite. Ces secteurs montrent les

plus beaux indices observés de minéralisations aurifères hydrothermales filoniennes.

Des dykes de syénite carbonatique affleurent au sud-ouest immédiat du stock de Dolodau, dans le canton de Dolomieu (carte 3). Selon un minéralogiste du CRM, deux échantillons qui lui ont été soumis par André Gobeil sont de la syénite carbonatique composée de feldspath potassique maclé, de calcite (en quantité variable de fragment en fragment), de mica (phlogotite-biotite, d'apatite et de traces de pyrite).

Le feldspath potassique se trouve en gros et petits grains xénomorphiques à idiomorphiques. Des grains sont fracturés, arrondis, érodés et(ou) broyés. La calcite se trouve dans les interstices ou, quand plus abondante, renferme des grains de feldspath. Xénomorphique mica et apatite se trouvent aussi dans les interstices de feldspath et ils sont renfermés par la calcite là où celle-ci est plus abondante. Le pyrite est disséminée dans la roche (communication écrite personnelle, 1977).

On trouvera à l'annexe 5 les résultats d'analyses de ces échantillons (77-5853 et 77-5854: analyses totales et spectrographie semi-quantitative). Mentionnons, en terminant, qu'une thèse de maîtrise est en cours à l'Université du Québec à Chicoutimi, sur le stock de Dolodau et sur les syénites et les carbonatites qui lui sont associées (Bédard, 1988).

TABLEAU 32 - Résultats d'analyses d'échantillons localisés sur la carte 11 (3J/3-SE). Teneurs anomalies soulignées (voir texte).

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Mn	As	Mo	Canton
ppm (sauf ceux exprimés en ppb, g/t et %)														
Intrusions felsiques	Granite porphyrique	19	82-5092	<15 ppb	<0,5 g/t	110	7	<u>14</u>	---	3	53	9	<3	Julien
Gilman	Veine de quartz dans une volcanite mafique cisailée	18	82-5071	"	"	3	8	<u>13</u>	---	4	20	<u>10</u>	<3	Julien
	Veine de quartz dans un basalte	17	82-5087	"	"	3	7	<u>13</u>	---	3	60	<u>10</u>	<3	
	Métabasalte silicifié	16	82-5088	"	"	20	56	8	---	9	0,36%	<u>13</u>	<3	
	Zone très rouillée (1 m d'épais)	15	82-5089	"	"	46	220	<u>15</u>	---	11	0,30%	<u>20</u>	<3	
	Métabasalte avec 1% PO	14	82-5102	"	"	94	83	<u>11</u>	---	43	0,21%	<1	<3	
	Basalte massif schisteux avec bande oxydée	13	82-5105	"	"	120	60	<u>23</u>	---	9	630	<1	<3	
Obatogamau (?)	Horizon de sulfures massifs (PO surtout) dans un basalte massif	12	82-5046	"	"	<u>610</u>	82	<u>13</u>	<u>190</u>	130	260	3	<3	Julien
	Idem à 12	11	82-5047	"	"	140	220	7	54	25	690	<1	<3	
	Sulfures massifs (PO surtout) dans un schiste	10	82-5053	"	"	230	<u>540</u>	6	81	40	850	<1	<3	
	Schiste avec PY en bandes (40%); matrice siliceuse et graphiteuse	9	82-5054	"	"	150	<u>0,18%</u>	8	72	67	540	4	<u>6</u>	
	PY massive	8	82-5055	"	"	36	180	<u>56</u>	30	47	660	7	<3	
	Bande de PO (2%) dans un basalte massif	7	82-5062	"	"	16	29	1	---	7	660	<1	<u>3</u>	
	Veine de quartz dans un basalte	6	82-5077	"	"	470	130	<u>26</u>	---	26	<u>0,52%</u>	<u>16</u>	<3	
	Basalte	5	82-5078	"	"	12	7	<u>12</u>	---	3	200	<u>10</u>	<3	
	Dyke felsique avec PY	4	82-5079	"	"	77	65	<u>18</u>	---	26	680	<1	<3	
	Volcanite felsique, porphyrique	3	82-5080	"	"	8	18	<u>17</u>	---	3	200	8	<3	
Schiste avec des mouchetures de PY	2	82-5107	"	"	110	170	7	---	29	<u>1,03%</u>	<1	<3		
Gneiss feldspathique oxydé	1	82-5108	"	"	240	<u>0,22%</u>	<u>13</u>	---	83	0,11%	3	<3		

TABLEAU 33 - Caractéristiques des indices minéralisés localisés sur la carte 11 (32J/3-SE).

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux				Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)
				Géophysique	Géochimie Soils Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes	Teneurs		
Lamarck	Au sud du lac Julien et à l'est de la ligne de transmission	10	MRN McIntosh, J.A., 1966 RP-555 MER Dubé, C., 1981 DPV-811 Fiche de gîte: 32J/21			X		CP-PY, PO, AM Gangue: SE Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte stockwerk	Andésite Dyke de diabase	Gilman	
Lamarck	Au sud du lac en Coude	9	MRN McIntosh, J.A., 1966 RP-555 MER Dubé, C., 1981 DPV-811 Fiche de gîte: 32J/3-23		X	X		PY, AU Gangue: quartz, carbonate Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: veine	Traces de Au 6 ppm Cu 35 ppm Zn 30 ppm Zb 2 ppm Mo	Andésite Gilman	
Julien	Au sud du lac Julien	8	McIntyre Porcupine Mines Ltd McKelme, D.L., 1961 GM-11193 Fiche de gîte: 32J/3-20				158-S-1	40% de sulfures en veinules (PO, MA en nodules avec un peu de PY et CP) sur 8,8 m	Schistes graphiteux Andésite	Gilman	
Julien	Au nord et à l'est du lac Julien	7	Canadian Nickel Co. Ltd. 1957 GM-157 GM-158 Fiche de gîte: 32J/3-22				13285 13280 13280-A 13280-B 13284 (abandonnés) 13283 (non localisé sur la carte)	13285: GP, PO, PY en veinules et en bandes de CP 13283: PY, PO Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: stratiforme	Tuf graphiteux cisailé Péridotite Diorite à quartz Gabbro Métagabbro Agglomérat	Gilman	
Julien	Au sud et à l'ouest du lac en Coude	6	Explorations Noranda ltée Dubé, B. & Tremblay, R., 1982 GM-39091			X		Veines de quartz minéralisées en PY et suivant les zones de cisaillement PY, PO en traces	Gabbro Roches volcaniques mafiques	Gilman	

TABLEAU 33 - (fin)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s), auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux				Minéralisations		Lithologie(s)	Forma- tion(s)	
				Géophy- sique	Géochimie		Cartogra- phie géo- logique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs
					Sols	Roche						
Julien	Au sud du lac de l'Anomalie	5	MRN MacIntosh, J.A., 1966 RP-555 Latulippe, M., 1956 GM-4395 Fiche de gîte: 32J/3-24			X		CP, PY, PN en veinules et nodules et en grains disséminés; 10 à 15% de sulfures (localement)		Dyke de diabase (gabbro) Andésite	Gilman	
Julien	Extrémité est du canton de Julien, au sud-ouest du Petit lac à l'Eau Noire	4	MRN MacIntosh, J.A, 1966 RP-555 Société de développement de la Baie James Duplessis, D., 1982 GM-38780				X	X	CP Gangue: quartz Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: indéterminée MO, CP, PY (indice 4A) CP (indice 4B; non localisé)	120 ppm MO 4 ppm Cu 24 ppm Zn 8 ppm Pb 1 ppm Mo 0,2 ppm Ag 25 ppb Au (résultats de la SDBJ. Indice 4C; sédiments de ruisseau)	Roche sédimentaire ? Aplite Roche forcée, finement grenue: siliceuse et cisailée Gabbro chloritisé et silicifié	Gilman
Julien	À l'extrémité ouest de la carte	3	Exploration Noranda ltée Dubé, B. & Tremblay, R., 1982 GM-39393				X		PY (traces)		Basalte Gabbro	Obato- gamau et Gilman
Julien	Au sud du lac aux Bleuets	2	Exploration Noranda ltée Dubé, B. & Tremblay, R., 1982 GM-39394				X		PY en nodules (1 à 2%)		Basalte métamorphisé	Gilman et Obato- gamau
Julien	Au nord-ouest du lac aux Bleuets	1	Les Ressources Camchib inc. Labelle, J.-P., 1982 GM-39238	X								Groupe de Roy Indiffé- rencié

TABLEAU 34 - Résultats d'analyses d'échantillons localisés (cercles) sur la carte 12 (32J/3 SW et 32J/4 SE). Teneurs anomalies soulignées (voir texte).

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Mn	As	Mo	Pt	Cr	Ti	Sb	Sn	Canton
ppm (sauf ceux exprimés en ppb, g/t et %)																			
Obato-gamau	Minéralisation en PY, PO le long du contact d'un dyke de feldspath-biotite avec un méta-basalte (grenat)	47	82-5101	<u>3,0 g/t</u>	<u>20,4 g/t</u>	19	<u>500</u>	<u>190</u>	---	6	13	<1	<3	---	---	---	---	---	Guet-tard
	Idem à 47	46	82-5100	<u>125 ppb</u>	<0,5 g/t	410	<u>890</u>	<u>14</u>	---	---	170	<1	<u>6</u>	---	---	---	---	---	---
	Idem à 47	45	82-5099	<15 ppb	"	220	280	<u>13</u>	---	42	0,15%	<1	<3	---	---	---	---	---	---
	Schiste (PY: >3%)	44	82-5098	"	"	49	180	<u>15</u>	---	24	0,15%	<u>13</u>	<3	---	---	---	---	---	---
	Métabasalte (2% PY)	43	82-5097	<u>25 ppb</u>	"	160	180	9	---	150	0,14%	<1	<3	---	---	---	---	---	---
	Basalte coussiné avec PY disséminée	42	82-5076	<15 ppb	"	160	160	6	---	41	<u>0,23%</u>	<1	<3	---	---	---	---	---	---
	PY disséminée (jus-qu'à 10%) en bandes parallèles à la schisto-sité dans un schiste	41	82-5075	<u>30 ppb</u>	"	130	180	<u>19</u>	---	46	0,17%	<1	<3	---	---	---	---	---	---
	Idem à 41	40	82-5074	<15 ppb	"	58	140	<u>10</u>	---	35	0,12%	<1	<3	---	---	---	---	---	---
	Idem à 41	39	82-5073	"	"	59	150	<u>22</u>	---	36	0,14%	<u>13</u>	<3	---	---	---	---	---	---
	Basalte coussiné	38	82-5095	"	"	170	160	<u>13</u>	---	65	0,15%	3	<3	---	---	---	---	---	---
	PY (>10%) et PO (tra-ces dans un porphyre de quartz et feldspath	37	82-5094	"	"	140	160	<u>13</u>	---	45	0,17%	9	<3	---	---	---	---	---	---
Obato-gamau	Veine de quartz dans un métabasalte silicifié	36	82-5091	"	0,8 g/t	31	88	<u>17</u>	---	18	430	<u>18</u>	<3	---	---	---	---	---	Lanta-gnac
	Roche felsique conte-nant plus de 5% PY disséminée	35	82-5090	<u>25 ppb</u>	0,8 g/t	290	<u>340</u>	<u>44</u>	---	21	540	<u>550</u>	<3	---	---	---	---	---	---
Obato-gamau	Schiste à hornblende et plagioclase minéralisé en PY (5%), PO (1%)	34	82-5068	<15	<0,5 g/t	160	200	3	---	63	0,17%	9	<3	---	---	---	---	---	Guet-tard
	Idem à 34	33	82-5067	"	"	120	140	<0,5	---	44	0,17%	8	<u>13</u>	---	---	---	---	---	
	Gneiss à quartz et feldspath	32	82-5066	<u>30</u>	0,8 g/t	240	<u>130</u>	<u>12</u>	---	15	<u>0,21%</u>	3	<3	---	---	---	---	---	
	Schiste à plagioclase	31	82-5065	<15	<0,5 g/t	430	<u>0,10%</u>	<u>12</u>	---	60	710	7	<3	---	---	---	---	---	
Obato-gamau	Schiste à hornblende et plagioclase (5% de porphyroblastes de grenat) avec PY, PO, CP	30	82-5064	<15 ppb	<0,5 g/t	200	280	9	---	41	<u>0,24%</u>	<1	<u>13</u>	---	---	---	---	---	Lanta-gnac

TABLEAU 34 - (fin)

Formation(s)	Lithologie(s)	n° d'échantillon	n° de laboratoire	Au	Ag	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Mn	As	Mo	Pt	Cr	Ti	Sb	Sn	Canton
Gilman	Veines de calcite, PY et PO dans les fractures d'un basalte coussiné	9	82-5070	<15 ppb	<0,5 g/t	190	82	<u>14</u>	---	34	0,14%	<u>17</u>	<u>9</u>	---	---	---	---	---	Lamarck
	Basalte coussiné silicifié ou cisailé (?) avec PY, PO	8	82-5069	<15 ppb	<0,5 g/t	34	80	<0,5	---	40	<u>0,31%</u>	<u>16</u>	<3	---	---	---	---	---	
Intrusions mafiques	Pyroxénite contenant plus de 10% de MT disséminée	7	82-4734	<0,5 g/t	---	100	74	1	---	---	---	---	---	<0,7 g/t	0,26%	---	---	---	Lantagnac
	Dyke felsique minéralisé en PO (>10%) dans un gabbro	6	82-5061	<15 ppb	<0,9 g/t	<u>580</u>	---	---	<u>430</u>	<u>330</u>	180	---	---	<0,6 g/t	32	180	---	---	
	Pyroxénite avec CP, PO et 5% MT	5	82-5060	<15 ppb	<0,5 g/t	<u>500</u>	---	---	<u>410</u>	73	0,14%	---	---	<0,6 g/t	0,13%		0,27%	---	---
	Idem à 5	4	82-5059	<u>135 ppb</u>	<0,5 g/t	<u>0,62%</u>	---	---	0,34%	140	0,14%	---	---	<0,6 g/t	0,22%		0,30%	---	---
	Idem à 5	3	82-4735	<0,5 g/t	---	<u>0,31%</u>	61	<0,5	---	---	---	---	---	<0,7 g/t	0,17%	---	---	---	---
Intrusions felsiques	Granite porphyrique à biotite	2	82-5110	<15 ppb	---	9	---	---	---	---	---	---	<3	---	---	---	10	1	Lantagnac
	Granite porphyrique altéré	1	82-5056	<15 ppb	---	20	48	7	17	6	400	3	<u>31</u>	---	---	---	---	---	

TABLEAU 35 - Caractéristiques des indices minéralisés localisés sur la carte 12 (32J/3-SW et 32J/4-SE).

Canton	Secteur	Site	Organisme(s) auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)	
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs
Guettard	Coin sud-ouest de la carte	1	Flanagan Mc Adam and Co. Flanagan, J.T., 1957 GM-7278	X				1: PY, PO		Volcanite intermédiaire Dyke de composition intermédiaire à felsique	Obato-gamau
			N.Y. and Honduras, R. Mining Co. Mc Adam, J., 1958 GM-7255			1-2-3	2: 3 sections de 6,66, 6,36 et 5,45 m composées respectivement de 5-10%, 2-3% et 10% PY, PO 3: PY, PO		Volcanite intermédiaire Dyke de composition intermédiaire à felsique Volcanite intermédiaire Pyroxénite Porphyre de quartz et feldspath		
			Fiche de gîte: 32J/3-11					PY, PO nickélicifère, CP (traces) Gangue: quartz Types de minéralisation: massive et disséminée Forme du gîte: en veine		Andésite Dyke de porphyre, de quartz et feldspath	
			MER (ce rapport)		X		PY, PO	3 g/t Au 20,4 g/t Ag 500 ppm Zn 190 ppm Pb	Contact d'un dyke de feldspath-biotite avec un métabasalte		
Guettard	Au nord-ouest du lac Keller	2	Explorations Noranda Ltd. Dubé, B. & Tremblay, R., 1982 GM-39125			X		PY, PO et CP en poches semi-massives (5 à 20%) avec une auréole à minéralisation disséminée		Basaltes coussinés Dyke felsique	Obato-gamau
			Canadian Nickel Co. Ltd. Duquette, G., 1958 GM-168 Seavay, R.E., 1957 GM-7337-A				BH-5979	PY, PO massives sur 5 m		Andésite Rhyolite Tuf graphiteux	
			Questars Survey Ltd. Watson, D., 1970 GM-25798 GM-26536	X X			BH-10250	PY, PO, CP, NI, GP	0,2% Cu et 0,4% Ni sur 1,5 m; 0,5% Cu et 0,8% Ni sur 4 m	Andésite Brèche quartzique et carbonatée	

TABLEAU 35 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s) auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux				Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes	Teneurs		
Guettard	Au nord-ouest du lac Keller	2	Noranda Exploration Co. Ltd Britton, J.W., 1978 GM-33491 Fiche de gîte: 32J/3-12	X				PY, PO, CP, NI Gangue: quartz, carbonate, graphite Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: en veine	Andésite Brèche quartzique	Obato-gamau	
			Fiche de gîte: 32J/3-13				PY, PO Gangue: graphite Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: stratiforme	Tuf graphiteux Andésite Rhyolite			
Guettard	À l'ouest du lac Keller	3	Matagami Lake Exploration Ltd. Sutherland, D.B., 1982 GM-38858 GM-38859 GM-38860 Sullivan, P., 1983 GM-39610	X X X				3-10% PY, PO en bandes, veinules disséminées et en nodules entre 62,63 et 83,17 m	Sédiments siliceux graphiteux	Obato-gamau	
Guettard	Au nord du lac Keller	4	Fiche de gîte 32J/3-14					AU, PY, PO, CP Gangue: quartz, carbonate Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: veine	8 échantillons pris au hasard dans la veine de quartz ont donné de 3,458 à 34,169 g/t Au	Andésite Métadiorite	Obato-gamau
			Les Ressources du lac Meston Inc. Szasz, D., 1981 GM-37805		X	K-81-1 à K-81-18 + tranchées	K-81-1: PY, traces de CP, MO, HE	2,54 g/t Au sur 0,51 m	Veine de quartz entre un tuf acide et une volcanite dacitique		
			Hashimoto, T., 1980 GM-36194	X		K-81-2: 3% PY	0,51 g/t Au sur 0,81 m	Fragments de volcanites felsiques silicifiés dans une matrice de quartz-calcite			
						K-81-3: 12% PY	1,21 g/t Au sur 0,33 m	Veines de quartz avec de fins interlits de PY et chlorite			

TABLEAU 35 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s) auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes		
Guettard	Au nord du lac Keller	4					K-81-4: 1 à 15% MT sur 0,60 m	2,58 g/t Au sur 0,66 m	Dacite coussinée, silicifiée	Obato-gamau
							K-81-5: 3% PY	0,75 g/t Au sur 0,24 m	2 petites veines de quartz	
							K-81-6: 5% PY	3,10 g/t Au sur 0,36 m	Veines de quartz et matériel volcanique silicifié	
							K-81-7: 1% PY	3,10 g/t Au sur 0,42 m	Veines de quartz séparant une intrusion felsique et une volcanite intermédiaire silicifiée	
							K-81-8: 8% PY, 1% PO	5,51 g/t Au sur 0,60 m	Volcanites litées, bréchiques et silicifiées	
							K-81-9: PY, PO	4,65 g/t Au sur 0,12 m	Veines de quartz	
							K-81-10: PY, PO, traces de CP	1,89 g/t Au sur 0,63 m	Matériel volcanique cisailé et veine de quartz	
							K-81-11: 40% PY, traces de PO	3,62 g/t Au sur 0,3 m	Volcanite dacitique silicifiée	
							K-81-12: PY	0,17 g/t Au sur 0,27 m	Zone bréchique	
							K-81-13: PY, CP	0,68 g/t Au sur 0,33 m	Métavolcanite altérée	
							K-81-14: 1-3% PY disséminée et en veinules; 1 à 2% de PO et CP	0,34 g/t Au sur 0,66 m	Basalte coussiné cisailé avec veines de quartz-carbonate	
							K-81-15: 10-15% PY et 1% CP, FU (dans la veine de quartz)	6,55 g/t Au sur 0,51 m	Dyke de lamprophyre altéré en contact avec une veine de quartz	
							K-81-16: 5-10% PY 3-4% CP, FU (dans la veine de quartz)	1,03 g/t Au sur 0,66 m	Métavolcanite felsique coussinée + veine de quartz	
							K-81-17: AU, 5-8% PY, CP, FU, CL (dans la veine de quartz)	3,1 g/t Au sur 1,4 m	Veine de quartz entre un dyke de lamprophyre et une métavolcanite felsique	

TABLEAU 35 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s) auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Forma- tion(s)	
				Géophy- sique	Géochimie Soils Roche	Cartogra- phie géo- logique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs
Guettard	Au nord du lac Keller	4					K-81-18: 3-5% PY, <1% CP	1,72 g/t Au sur 0,66 m	Métabasalte + veines de quartz, suivi d'un dyke de lamprophyre	Obato- gamau	
Guettard	À l'est du lac Keller	5	Diomar Mining Exploration Syndicate Laliberté, M.B. & Biwer, F., 1956 GM-5158 ? Noranda Exploration Co. Ltd Britton, J.W., 1978 GM-39490				5, 7, 10 L-79-2-3 et 4	5: MT titanifère disséminée 7: PY, CP en traces (silicification, carbonatation) 10: PY disséminée L-79-2: 2 horizons de 3 m de PY, PO L-79-3 et L-79-4: PY, PO, CP	Diorite à quartz Schiste à chlorite Andésite chloritisée, carbonatisée Roches volcaniques felsiques ou intermédiaires	Obato- gamau	
Lamarck	Au sud-est du lac Porphyre	6	Mines Northgate Patino inc. De Grosbois, M., 1982 GM-39342	X						Obato- gamau	
Lamarck	Coin sud-est de la carte	7	Patino Mines (Québec) Ltd. 1977 GM-33038	X			L-1.1, 2, 3	L-1.1: 15% PO, traces de CP et SP L-1.2: 12-15% PY, PO en veinules, sur 1 m L-1.3: 4-5% PO, traces de CP 2-3% PY sur 1,8 m	Sédiments graphiteux Tuf à lapilli Andésite coussinée	Otato- gamau et Gilman	
Lamarck	Coin sud-est de la carte	8	Talisman Mines Ltd. Derson, C.F., 1971 GM-26704 Arrow, Inter-America Corp. Kin, G.Y., 1971 GM-27537 MRN MacIntosh, J.A., 1966 RP-555 Fiche de gîte: 32J/3-19	X X		X	Tranchées (non localisées sur la carte)	PY, PO, CP, PN, AM Gangue: SE Type de minéralisation: disséminée Gîte stratiforme	12 ppm Cu 35 ppm Zn 20 ppm Pb 1 ppm Mo	Dyke de diabase Andésite	Gilman

TABLEAU 35 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s) auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux				Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)	
				Géophysique	Géochimie		Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes	Teneurs			
					Sols	Roche						
Lantagnac	Au nord-ouest du lac Thomelet	9	Phillipon Co. Arrowsmith, W.C., 1974 GM-29920		X (7 échantillons)		1, 2, 3	1: CP, PO 2: MT, PO, CP 3: MT, PO, CP	Cu natif	Gabbro Amphibolite (basalte?) Gabbro Gabbro	Groupe de Roy indifférencié	
			Kennco Exploration Ltd.		X		Tranchée (non localisée)					
			MRN MacIntosh, J.A., 1966 RP-555				X					
			Flint Rock Mines Ltd. Hansberger, J.A., 1972 GM-27661	X					PY, CP, CP nickélique, PT Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: indéterminé	0,08 g/t Pt (moyenne de 7 échantillons)		Gabbro (dyke de diabase) Pyroxénite-amphibolite
			Fiche de gîte: 32J/3-2									
			Explorations Noranda Ltée Dubé, B. & Tremblay, R., 1982 GM-39113 Roy, R., 1982 GM-39114	X			X		PY, PO (2 à 3%) 0,46% Cu 0,25% Ni	Pyroxénite		
Lantagnac	Au sud du lac Thomelet	10	Canadian Nickel Co. Ltd. 1957 GM-172				10280	Bandes de PY Gangue: graphite Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: stratiforme		Tuf graphiteux Andésite	Groupe de Roy indifférencié	
			Fiche de gîte: 32J/3-15									
			Société de développement de la Baie James Duplessis, D., 1982 GM-39303	X			X		PY			Basalte Dyke de granite
			Beaulieu, J., 1982 GM-39351	X	X	X		PY (traces à 30%) dans les zones cisailées		Rhyolite porphyrique		
Lantagnac	Au sud-ouest du lac Thomelet	11	Société de développement de la Baie James Duplessis, D., 1982 GM-39304					PY, massive dans les fractures (traces de BO et CP), GP		Rhyolite porphyrique	Obato- gamau	

TABLEAU 35 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s) auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)	
				Géophysique	Géochimie		Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs
					Sols	Roche					
Lantagnac	Au nord du lac Thomelet	12	Canadian Nickel Co. Ltd. 1957 GM-174 Fiche de gîte: 32J/3-3			10249 13300	PY, PO Gangue: graphite Type de minéralisation: disséminée Forme de gîte: stratiforme	Tuf graphiteux Andésite	Groupe de Roy indifférencié		
Lantagnac	À l'ouest du lac des Petites Plages	13	Explorations Noranda Ltée Dubé, B. & Tremblay, R., 1982 GM-39115 Roy, R., 1982 GM-39116				X (pas d'affleu- rement)		Groupe de Roy indifférencié		
Lantagnac	À l'ouest du ruisseau Julien	14	Explorations Noranda Ltée Dubé, B. & Tremblay, R., 1982 GM-39117 Roy, R., 1982 GM-39118 GM-39120				X (pas d'affleu- rement)		Groupe de Roy indifférencié		
Julien	Au nord-ouest du lac Porphyre	15	Canadian Nickel Co. Ltd. 1957 GM-161 Fiche de gîte: 32J/3-16 Société de développement de la Baie James Duplessis, D., 1982 GM-39301 GM-39302			10276	GP, PY, PO en bandes Types de minéralisation: massive et disséminée Forme du gîte: stratiforme	Tuf graphiteux Andésite	Obato- gamau ?		
Julien	Au sud-est du lac Thomelet	16	Amoco Canada Petroleum Company Ltd. Gajaria, B., 1976 GM-31983 Canadian Nickel Co. Ltd. 1957 GM-151 Fiche de gîte: 32J/3-17		X	OQ-76-50.1 BH-10549 BH-10550 BH-14801 (sondages BH abandon- nés)	GP PY, PO en bandes Gangue: graphite Types de minéralisation: massive et disséminée Forme du gîte: stratiforme	0,34 g/t Au sur 0,66 m Sédiment argileux Tuf bréchique andé- sitique	Groupe de Roy indifférencié		

TABLEAU 35 - (suite)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s) auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Forma- tion(s)	
				Géophy- sique	Géochimie Sols Roche	Cartogra- phie géo- logique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes			Teneurs
Julien	Rive sud du lac des Petites Plages	17	Explorations Noranda Ltée. Dubé., B. & Tremblay, R., 1982 GM-39136			X		PY, PO et traces de CP		Basalte (schiste à grenat)	Groupe de Roy indifférencié
Julien	Au sud-est du lac des Petites Plages	18	Amoco Canada Petroleum Company Ltd. Gayarie, B., 1976 GM-31983 Miming Corp. of Canada Ltd. 1959 GM-9006 Fiche de gîte: 32J/3-6 Canadian Nickel Co. Ltd. 1957 GM-67 GM-147 GM-148 Fiche de gîte: 32J/3-4 Société de développement de la Baie James Duplessis, D., 1982 GM-39300		X			OQ-76-52.1 GP, PY, PO (atteignant 80% sur 0,66 m) en ban- des OQ-76-52.2 85% PO, traces de PY sur 1,2 m 60% PO, 20% PY Entre 79,09 et 99,09 m: PY, PO massives JJ-1.1 JJ-1.2 PY, PO: dans le sondage JJ-1.1, 3 sections de 23,1 et 5,2 m de teneurs res- pectives de 10 à 65%, 50% et 65% Gangue: quartz, chlorite, carbonate, feldspath graphite, séricite Type de minéralisation: massive et disséminée Forme du gîte: stratiforme 13290 13292 PY, PO sur 45 m 13295 Lentilles de PO, PY 13293 Filonnets et bandes de PY, PO PY, PO Type de minéralisation: disséminée Forme du gîte: stratiforme	1,37 g/t Au sur 0,66 m	Sédiment siliceux, argileux Sédiment argileux Rhyolite Lave felsique Andésite et tuf chloritisé et silicifié, grenatifère Rhyolite (yeux de quartz) (JJ-1.2) Rhyolite Tuf très cisailé Sédiment à grenat Tuf Rhyolite Tuf Tuf	Groupe de Roy indifférencié
Julien	À l'est du lac des Petites Plages	19	Sparran Mines Ltd. Honeyman, K.G., 1958 GM-7859				10 à 17	10: ~25% PO et traces de CP sur 0,3 m		Andésite	Obato- gamau

TABLEAU 35 - (fin)

Canton	Secteur	Site	Organisme(s) auteur(s), n° du(des) rapport(s)	Travaux			Minéralisations		Lithologie(s)	Formation(s)
				Géophysique	Géochimie Sols Roche	Cartographie géologique	Sondages, tranchées	Minéraux, formes des gîtes		
Julien	À l'est du lac des Petites Plages	19	Prospecting Geophysics Ltd. Bergman, H.J., 1957 GM-7755 Fiche de gîte: 32J/3-18	X				13: 50 à 80% de PY, PO, CP sur 27 m 15: 15% PO sur 1 m 16: sulfures massifs sur 0,6 m 17: Entre 62,4 et 80,6 m: zone de sulfures (PY, PO) atteignant 60%) PY, PO, CP (faibles quantités) Gangue: quartz, feldspath, graphite, séricite Type de minéralisation: massive + disséminée Forme du gîte: stratiforme	Agglomérat (?) Volcanite graphiteuse cisailée Porphyre à quartz cisailé Porphyre à quartz et agglomérat Rhyolite Agglomérat Schistes à chlorite	Obato-gamau
Julien	Au sud-ouest du lac aux Deux Granites	20	Société de développement de la Baie James Duplessis, D., 1982 GM-38781		X	X		J-1.1, J-1.2, J-1.3, J-1.4 J-1.1: 85% PY, PO sur 5,9 m PY, (traces à 30%) en filonnets ou disséminée	Roches volcaniques en contact avec des plutons granitiques Cisaillement intense	Groupe de Roy indifférencié
Julien	Au nord-est du lac Porphyre	21	Explorations Noranda Ltée Roy, R., 1982 GM-39391 Dubé, B. & Tremblay, R., 1982 GM-39395	X		X		PY (-1%) disséminée PY, PO (traces)	Basalte coussiné Gabbro	Obato-gamau
Julien	Extrémité est de la carte (sur la limite des cantons de Lamarck et Julien)	22	McIntyre Porcupine Mines Limited McKittrick, D.L., 1961 GM-11193 Fiche de gîte: 32J/3-20				158-S-2	30-50% PY, PO et traces de CP sur 1,2 m (en bandes minces et en nodules) Gangue: quartz, carbonate, séricite, chlorite, graphite Type de minéralisation: massive + disséminée Forme du gîte: stratiforme	Basalte bréchiq Basalte Schiste graphiteux	Gilman

Références

- ALLARD, G.-O., 1976 – Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-368, 466 pages.
- ARCHIBALD, G.M., 1960 – Quart sud-ouest du canton de Lévy, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-419, 12 pages.
- AUBERTIN, R., 1982 – Altération de deux bandes de roches volcanoclastiques felsiques dans les cantons de Lamarck et de Dolomieu. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 82-03, 84 pages.
- AVRAMTCHEV, L. – LEBEL-DROLET, S., 1981 – Catalogue des gîtes minéraux du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-744, 98 pages.
- BARGHORN, E.S. *et al.*, 1965 – Paleobiology of a Precambrian shale. *Science*; volume 148, No. 3669, pages 461-472.
- BEACH, H.H., 1940a – Mechamego Lake, Abitibi Territory, Québec. Geological Survey of Canada; preliminary map, paper 40-4.
- _____ 1940b – Michwacho Lake, Abitibi Territory, Québec. Geological Survey of Canada; preliminary map, paper 40-3.
- _____ 1941a – Mechamego Lake. Geological Survey of Canada; map 608-A.
- _____ 1941b – Michwacho Lake. Geological Survey of Canada; map 623-A.
- BEAUMIER, M., 1982 – Pédogéochimie de la région de Rivière Chibougamau (32G/13, 32G/14). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-869, 10 pages.
- BÉDARD, P., 1988 – Pétrographie et géochimie du stock de Dolodau: syénite et carbonatite associées. Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi; thèse de maîtrise.
- BILLINGS, M.P., 1972 – Structural Geology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey; 3rd edition, 514 pages.
- BORRADAILE, G.J., 1982 – Tectonically deformed pillow lavas as an indicator of bedding and way-up. *Journal of Structural Geology*; volume 4, pages 469-479.
- BOUCHARD, M.-A., 1980 – Late Quaternary geology of the Temiscamie area, Central Québec. Université McGill, Montréal; thèse de doctorat, 284 pages.
- BOYLE, R.W., 1968 – The geochemistry of silver and its deposits. Geological Survey of Canada; Bulletin 160.
- BRANGIER, M., 1984 – Contribution à l'étude géologique des cantons de Lamarck, de Guettard, région de Chibougamau, Québec. Approche géochimique. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France; thèse de doctorat de 3ème cycle, 193 pages.
- BRISSON, H., 1989 – Stratigraphie et sédimentologie de la Formation de Chebistuan (Archéen), lac La Trêve, Abitibi, Québec. Université Laval, Québec; thèse de maîtrise.
- CHARBONNEAU, J.-M., 1981a – Cantons de Dolomieu (1/2 E) et de Daubrée (1/4 SW). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire, DP-844, 27 pages.
- _____ 1981b – Géologie du quart sud-ouest du feuillet du lac Lamarck et géologie du quart sud-est du feuillet du lac Inconnu. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; cartes préliminaires annotées, DP-853.
- CHARBONNEAU, J.-M. – DUBÉ, C. – FRANCONI, A., 1982 – Lithostratigraphie et déformations de la bande volcano-sédimentaire de Matagami-Chibougamau, Québec; secteur à l'ouest de Chapais. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie, Montréal; 84e congrès annuel; présentation no 177; 17 pages et figures.
- CHARBONNEAU, J.-M. – DUPUIS-HÉBERT, L., 1983 – Lithostratigraphie de la région des lacs Lamarck et la Trêve, Québec. *IN* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 35-45.
- CHARBONNEAU, J.-M. – PICARD, C. – DUPUIS-HÉBERT, L., 1983 – Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et La Ribourde, Abitibi-Est. *IN* Rapports d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 1-67.
- CHARBONNEAU, J.-M. – DUPUIS-HÉBERT, L. – PICARD, C., 1983 – La stratigraphie des Groupes de Roy et d'Opémisca à l'ouest de Chapais. Ministère de l'Énergie et des Ressources; texte inédit pour une excursion géologique.
- CHARBONNEAU, J.-M. – PICARD, C. – PICHÉ, M., 1984 – Stratigraphie du Groupe de Haüy. Partie A de l'excursion 12 intitulée: Caractères sédimentologiques et stratigraphie des roches volcano-sédimentaires du synclinal de Chapais. *IN* Chibougamau – Stratigraphie et minéralisation. Une ceinture

- archéenne unique. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie, symposium tenu à l'Université du Québec à Chicoutimi; livret-guide d'excursions, pages 198-210.
- CHARTRAND, F., 1982 – Géologie de la région du lac Thomelet. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée, DP 82-13.
- _____ 1984 – Géologie de la région du lac Thomelet, Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-09, 32 pages.
- CIMON, J., 1976 – Géologie du canton de Queylus (NE), Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire, DPV-439, 34 pages.
- _____ 1977a – Quart sud-est du canton de Queylus. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire, DPV-448, 33 pages.
- _____ 1977b – Quart nord-ouest du canton de Dollier. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire, DPV-504, 39 pages.
- _____ 1979 – Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Association géologique du Canada et Association minéralogique du Canada; Congrès de 1979 à l'Université Laval, Québec; livret-guide pour l'excursion B-1, pages 7-37.
- COMMISSION DE TOPONYMIE, 1978 – Répertoire toponymique du Québec. Éditeur officiel du Québec, Québec, 1199 pages.
- _____ 1979 – Guide toponymique du Québec. Éditeur officiel du Québec, Québec, 43 pages.
- _____ 1987 – Répertoire toponymique du Québec. Les Publications du Québec, Québec, 1900 pages.
- COPPER RAND CHIBOUGAMAU MINES LIMITED, 1960 – Sondages H1 à H5 – Levés géophysiques au sol-conducteurs. Ministère des Mines, Québec; GM-10480A et GM-10480B.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.-O., 1983 – Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau. *IN* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 1-17.
- _____ 1984a – Nouvelle interprétation de la structure et de la stratigraphie du canton de Haüy. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire, DP 84-34, 12 pages.
- _____ 1984b – Evolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau. *IN* Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie, Montréal; special volume 34, pages 212-229.
- DALLMEYER, R.D. – MAYBIN, A.H. – DUROCHER, M.E., 1975. Timing of Kenoran metamorphism in the Eastern Abitibi Greenstone Belt, Québec: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of hornblende and biotite from post-kinematic plutons. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 12, pages 1864-1873.
- DIMROTH, E. – COUSINEAU, P. – LEDUC, M. – SANSCHAGRIN, Y., 1978 – Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 15, pages 902-918.
- DIMROTH, E. – MÜLLER, W. – ARCHER, P. – GOBEIL, A. – ALLARD, G.-O., 1982 – Evidences for extensive Archean shallow marine sedimentation in the Chibougamau area, Quebec. *Geological Survey of Canada*; paper 82-1A.
- DIMROTH, E. – MÜLLER, W. – GOULET, N. – ROCHELEAU, M., 1983a – La signification stratigraphique et tectonique des discordances en terrain instable. *IN* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 127-142.
- DIMROTH, E. – MÜLLER, W. – ROCHELEAU, M. – ARCHER, P. – JUTRAS, M. – PICHÉ, M. – SIMONEAU, P. – CARIGNAN, J. – CHOWN, E.H. – GUHA, J. – GOULET, N. – ALLARD, G.-O. – FRANCONI, A. – GOBEIL, A., 1983b – Stratigraphie et évolution du bassin de transition entre les Groupes de Roy et d'Opémisca. Région de Chibougamau-Chapais. *IN* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 21-45.
- DUBÉ, C.-Y., 1981a – Géologie de la demie est du canton de Lamarck, Abitibi-Est. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire, DPV-811, 6 pages.
- _____ 1981b – Région du lac Lamarck et de la baie Dussault. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée, DP-848.
- _____ 1983 – Géologie des cantons de Lamarck et de Guettard. *IN* Rapports d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 133-162.
- DUMONT, Y., 1989 – Tectonique dans la région de Chapais. Université du Québec à Montréal; thèse de maîtrise.
- DUQUETTE, G., 1964 – Géologie du quart nord-ouest du canton de Roy. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-513, 19 pages.
- _____ 1970 – Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-8, 18 pages.
- _____ 1972 – La ceinture volcanique du district de Chibougamau. *IN* Géologie du Précambrien et gîtes minéraux de la région de Noranda – Val-d'Or et Matagami – Chibougamau, Québec. XXIVème con-

- grès géologique international; livret-guide, excursion A41-C41, pages 55-74.
- _____ 1976 – North half of McKenzie and Roy townships and northwest quarter of McCorkill township. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DP-357(v), 126 pages.
- _____ 1982 – Demie nord des cantons de McKenzie et de Roy et quart nord-ouest du canton de McCorkill. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport final, DPV-837, 72 pages.
- DUQUETTE, G. – MATHIEU, A., 1966 – Géologie du quart nord-est du canton de McKenzie, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-551; 22 pages.
- DUROCHER, M.E., 1972 – Géologie d'une partie du quart nord-ouest du canton d'Opémisca. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire, DP-107.
- _____ 1973 – Géologie du quart nord-ouest et du quart nord-est du canton d'Opémisca. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire, DP-204.
- _____ 1974 – Géologie du quart sud-ouest du canton d'Opémisca. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-298.
- _____ 1975 – Géologie du quart sud-ouest du canton d'Opémisca, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-298, 16 pages.
- _____ 1979 – Canton d'Opémisca et quart nord-ouest du canton de Cuvier. Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport intérimaire, DP-611.
- _____ 1985. The Geology of Opemiska Township. University of Athens, Georgia; thèse de doctorat, 379 pages.
- EASDON, M.M., 1969 – A compilation of graphitic occurrences in the Archean of part of northwestern Québec. Université McGill, Montréal; thèse de maîtrise, 118 pages.
- FAHRIG, W.F. – GAUCHER, E.H. – LAROCHELLE, A., 1965 – Paleomagnetism of diabase dikes of the Canadian Shield. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 2, pages 278-298.
- FISHER, R.V., 1961 – Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geological Society of American Bulletin; volume 72, pages 1409-1414.
- _____ 1966 – Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth Science Review; volume 1, pages 287-298.
- FRANCONI, A., 1983. – Le Groupe d'Opémisca dans le secteur du lac Landing, cantons de Daubrée et de Dolomieu. *IN* Rapports d'étapes des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 69-92.
- FRANCONI, A. – CHARBONNEAU, J.-M. – DUBÉ, C., 1982 – Stratigraphie et structure des roches volcano-sédimentaires à l'ouest de Chapais, Québec. *IN* Réunion annuelle conjointe de l'Association minéralogique du Canada et de l'Association géologique du Canada, Winnipeg 1982; volume 7, page 50.
- GAHÉ, E., 1983 – Paléomagnétisme, pétrophysique et certaines caractéristiques chimiques des unités lithologiques des ceintures archéennes de Frotet-Evans et de Matagami-Chibougamau, Québec, Canada. Université Laval, Québec; thèse de maîtrise.
- GAHÉ, E. – SÉGUIN, M.K., 1983 – Paléomagnétisme de formation des bandes archéennes Frotet-Evans et Matagami-Chibougamau. *IN* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 71-82.
- GARIÉPY, C., 1983 – Géochimie et géochronologie de granitoïdes intrusifs de l'Abitibi: évidences de la présence d'une croûte continentale ancienne. *IN* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 67-69.
- GÉLINAS, L. – BROOKS, C. – TRZCIENSKI, J.R., 1976 – Archean variolites – quenched immiscible liquids. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 13, pages 210-230.
- GILBERT, J.E., 1947 – Rapport préliminaire sur la région du lac Capisisit, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-210, 11 pages.
- _____ 1948 – Rapport préliminaire sur la région de Branssat-Krieghoff, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-221, 21 pages.
- _____ 1949 – Preliminary report on the Lac La Trève Area, Abitibi-East County. Ministère des Mines, Québec; RP-230, 7 pages.
- _____ 1951 – Région du lac Capisisit, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG-48, 59 pages.
- _____ 1955 – Branssat-Daine area, Abitibi – East County. Ministère des Mines, Québec; RG-64.
- GIOVENAZZO, D., 1983 – Canton de Boyvinet. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire, DV 83-33.
- _____ 1986 – Géologie du canton de Boyvinet. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-62.
- GOBEIL, A., 1973 – Demie sud du canton de Cuvier. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-201, 18 pages.
- _____ 1977 – Quart nord-est du canton de Lévy. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-503, 34 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.

- GOODWIN, A.M. – RIDLER, R.H., 1970 – The Abitibi orogenic belt. *IN* Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield (A.J. Baer, editor). Geological Survey of Canada: special paper 70-40, pages 1-30.
- HÉBERT, Y., 1981 – Géologie du quart nord-est de la région du lac Inconnu. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire, DP-892.
- _____ 1982 – Région du lac Capisisit. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire, DP 82-07.
- _____ 1983 – Géologie de la région du lac La Trêve. *IN* Rapports d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 93-132.
- _____ 1986 – Géologie de la région du lac Capisisit. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 84-07, 41 pages.
- HENRY, R.L. – ALLARD, G.-O., 1979 – Formation ferrifère du Lac Sauvage, cantons de McKenzie et de Roy, région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-593, 90 pages.
- HOCQ, M., 1974 – La région de Rageot – La Touche (Territoire d'Abitibi et comté d'Abitibi-Est). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-227, 15 pages.
- _____ 1976 – Région de Rageot (W) – La Touche (E), comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-457, 71 pages.
- HUDSON BAY EXPLORATION AND DEVELOPMENT COMPANY, 1967. Sondages H1 à H6. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-20387.
- IMBAULT, P.E., 1954 – Région de Maicasagi, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG-60, 37 pages.
- JUTEAU, T., 1975 – Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie); pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. Sciences de la terre; mémoire n° 32, 692 pages.
- LAMOTHE, D., 1982 – Région du lac Relique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; 2 cartes préliminaires, DP 82-09.
- _____ 1983 – Étude structurale de la région de la baie Tush – District de Chibougamau. *IN* Rapports d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 189-206.
- _____ 1987 – Géologie de la région du lac Relique – Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-20, 24 pages.
- LONG, D.G., 1974 – Glacial and paraglacial genesis of conglomeratic rocks of the Chibougamau Formation (Aphebian), Chibougamau, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 11, pages 1236-1252.
- LUDDEN, J. – HUBERT, C. – GARIÉPY, C., 1986 – The tectonic evolution of the Abitibi Greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*; volume 123, No. 2, pages 153-166.
- LYALL, H.B., 1953 – Rapport préliminaire sur la région de Brongniart-Lescure. Ministère des Mines, Québec; RP-285, 13 pages.
- _____ 1959 – Région de Brongniart-Lescure. Ministère des Mines, Québec; RG-85, 36 pages.
- MacINTOSH, J.A., 1966 – Géologie de la région de Lantagnac – La Touche. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-555, 29 pages.
- _____ 1977 – Geology of the Lantagnac – La Touche Area, Abitibi-Est County and Abitibi Territory. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-497, 123 pages.
- MARTINEAU, G., 1983 – Géologie du Quaternaire, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83-39, carte.
- _____ 1984a – Aspects de la géologie du Quaternaire, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 84-13, 24 pages.
- _____ 1984b – Géologie du Quaternaire de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-20, 15 pages.
- MAWDSLEY, J.B. – NORMAN, G.W.H., 1935 – Chibougamau Lake map-area, Quebec. *Geological Survey of Canada*; memoir 185, 95 pages.
- _____ 1938 – Chibougamau Sheet (East half). Department of Mines and Resources; map 397A.
- McBIRNEY, A.R., 1963 – Factors governing the nature of submarine volcanism. *Bulletin volcanologique*; volume 26, pages 455-469.
- McMILLAN, R.H., 1972 – Petrology, geochemistry and wallrock alteration at Opemisca, a vein copper deposit crosscutting a layered Archean ultramafic-mafic sill; Western University, Ontario; Ph. D. thesis.
- MER, 1981a – Levé aéroporté INPUT dans la région de la rivière Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-829.
- _____ 1981b – Levé aéroporté INPUT dans la région de Desmaraisville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-841.
- _____ 1982 – Levé aéroporté INPUT dans la région du lac Doda. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-927, cartes.
- _____ 1983 – Carbonatite – Dolomieu, cantons de Dolomieu et Daubrée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-39975, 52 pages, 25 plans.
- _____ 1984a – Levé aéroporté INPUT dans la région du lac au Goéland. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-25, cartes.
- _____ 1984b – Compilation d'anomalies électromagnétiques de types INPUT, région de l'Abitibi,

- feuille Chibougamau 32G. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-03, carte.
- MER-OGS, 1984 – Carte lithostratigraphique de la sous-province de l'Abitibi: 1:500 000; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec et Ministry of Natural Resources, Ontario; DV 83-16 (Québec), Map 2484 (Ontario).
- MRN, 1978 – Levé aéroporté INPUT, Opémisca. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DP-587
- 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, carte.
- NORMAN, G.W.H., 1936a – Opawica - Chibougamau map-area, Northern Quebec. Geological Survey of Canada; paper 36-6, 24 pages.
- _____ 1936b – Waswanipi map-area, Northern Québec. Geological Survey of Canada; paper 36-3, 8 pages.
- _____ 1937 – East half Opémisca map-area, Québec. Geological Survey of Canada; paper 37-11, 27 pages.
- _____ 1941a – Opémisca (West half), Abitibi Territory, Québec. Geological Survey of Canada; map 602A.
- _____ 1941b – Opémisca (East half), Abitibi Territory, Québec. Geological Survey Canada; map 401A.
- OTIS, M., 1982 – Demie nord du canton de Daubrée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire, DP-924.
- _____ 1983 – Géologie de la demie nord du canton de Daubrée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-06, 57 pages.
- _____ 1985 – Géochimie des sédiments de ruisseau – Demie est du canton de Lamarck. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85-46, 22 pages.
- PICARD, C., 1982 – Région du lac Inconnu. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; 2 cartes préliminaires annotées (1/20 000), DP 82-11.
- _____ 1983 – Le sillon de roches vertes de Matagami – Chibougamau dans les cantons de Daubrée et Dolomieu (Abitibi-est): un bel exemple d'évolution magmatique archéenne. *IN* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 47-56.
- _____ 1984 – Évolution génétique et géodynamique du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau dans la partie occidentale du synclinal de Chapais (Abitibi-Est, Québec). Université Claude Bernard, Lyon, France; thèse de doctorat de 3ème cycle, 233 pages.
- _____ 1985 – Géologie de la région du lac Inconnu, Abitibi-Est, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport final, ET 83-16, 48 pages.
- _____ 1986 – Pétrographie et géochimie des roches volcaniques archéennes à l'ouest de Chapais (Sillon de Matagami-Chibougamau). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 85-01, 105 pages.
- PICARD, C. – CHARBONNEAU, J.M. – PIBOULE, M. – OLIVER, R., 1983 – Le greenstone belt de Matagami - Chibougamau (P.Q.): un bel exemple d'évolution magmatique archéenne. *IN* Second E.U.G. meeting, Strasbourg, 1983. Terra Cognita; volume 3, n° 2-3, page 153.
- PICARD, C. – PIBOULE, M., 1985 – Mantle batch melting, crustal melting and fractional crystallization interaction in the volcanic rocks of the Abitibi greenstone belt. *IN* Third E.U.G. meeting, Strasbourg, 1985. Terra Cognita; volume 5, n° 2-3, page 323.
- _____ 1986a – Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l'ouest de Chapais (Abitibi-Est, Québec). 1: Le groupe basal de Roy. *Journal canadien des sciences de la terre*; volume 23, no 4, pages 561-578.
- _____ 1986b – Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l'ouest de Chapais (Abitibi-Est, Québec). 2: Le groupe hautement potassique d'Opémisca. *Journal canadien des sciences de la terre*; volume 23, n° 8, pages 1169-1189.
- PICARD, C. – PIBOULE, M. – CHARBONNEAU, J.-M., 1984 – Pétrogenèse des volcanites archéennes hautement potassiques du Groupe d'Opémisca (région de Chapais, Abitibi-Est). *IN* Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization. Institut canadien des mines et de la métallurgie; volume special 34, pages 35-47.
- PICHÉ, M., 1984 – The Haüy Formation: subaerial volcanism in a braided stream environment. *IN* Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 153-162.
- _____ 1985 – La Formation de Haüy à l'ouest de Chapais: volcanisme subaérien en milieu fluvial. Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi; thèse de maîtrise, 203 pages.
- PICHÉ, M. – DIMROTH, E., 1983 – Stratigraphie de la Formation de Haüy dans une partie des cantons de Daubrée et de Dolomieu, à l'ouest de Chapais. *IN* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 83-11, pages 57-63.
- PYKE, D.R., 1982 – Mafic intrusive rocks. *IN* Geology of the Timmins area – district of Cochrane. Ontario Geological Survey; report 219, pages 65-69.

- RACICOT, D. – CHOWN, E.H. – HAMEL, T., 1984 – Plutons of the Chibougamau – Desmaraisville belt: a preliminary survey. *IN* Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 34, pages 178-197.
- RAMSAY, J.G., 1967 – Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill Book Company; New York, 568 pages.
- REMICK, J., 1956 – Rapport préliminaire sur la région d'Anville-Drouet, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-322, 8 pages.
- _____ 1957 – Rapport préliminaire sur la région de Guercheville-Lapparent, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-343.
- RETTY, J.A. – NORMAN, G.W.H., 1938 – Chibougamau sheet (West half), Abitibi Territory, Québec. Department of Mines and Resources, Ottawa; map 398A.
- RIVERIN, G., 1983 – Rapport géologique sur la propriété Zeemarck, canton de Lamarck. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-39601.
- SÉGUIN, M.K. – GAHÉ, E., 1983 – Pétrophysique et certaines caractéristiques chimiques de formations des bandes archéennes Frotet-Evans et Matagami-Chibougamau. *IN* Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 147-160.
- SHARMA, K.N.M. – LACOSTE, P., 1981 – Gand (SW) et Lespérance (NW). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée (1:20 000), DP-852.
- SHARMA, K.N.M. – LAUZIÈRE, K., 1982 – Région du lac Renault, district de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; 2 cartes annotées, DP 82-10.
- _____ 1983 – Géologie de la région de Desmaraisville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; 2 cartes annotées, DP 84-10.
- _____ 1986 – Géologie de la région du lac Renault. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 84-02, 52 pages.
- SHAW, G., 1942 – Assinica Lake, Abitibi and Mistassini Territories, Québec. Geological Survey of Canada; map 712A.
- SIMONEAU, P., 1986 – Pétrographie, sédimentologie et analyse de faciès de la Formation de Daubrée, Chapais, Québec. Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi; thèse de maîtrise, 475 pages.
- SPOULE, J.C., 1937. East half Waswanipi map-area, Quebec. Geological Survey of Canada; paper 37-5, 18 pages.
- SOUS-COMMISSION INTERNATIONALE DE CLASSIFICATION STRATIGRAPHIQUE, 1979 – Guide stratigraphique international, classification, terminologie et règles de procédures. Doin Editeurs, Paris, 233 pages.
- SZASZ, D., 1981 – Meston - SDBJ Joint Venture Kellar Lake Property – Guettard Township, Chibougamau district, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-37805.
- TOLMAN, C., 1932a – Partie méridionale de la feuille d'Opémisca (Québec). *IN* Rapport sommaire, 1930, Partie D. Commission géologique du Canada; n° 2299.
- _____ 1932b – The Opémisca granite intrusive, Québec. Washington University (St-Louis) Studies, Sciences and Technical Series; volume 7, pages 83-110.
- _____ 1932c – An Early precambrian sedimentary series in Northern Québec. *Journal of Geology*; volume 40, pages 353-373.
- WATKINS, P. – RIVERIN, G., 1982. Geology of the Opémisca copper gold deposits at Chapais, Québec. Geological Association of Canada; special paper 25, pages 427-446.
- WOLHUTER, L.E., 1960 – Rapport préliminaire sur le quart sud-est du canton de Lévy, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP-434, 11 pages.
- _____ 1962 – Rapport préliminaire sur le quart sud-est du canton de Daubrée, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-474, 16 pages.
- _____ 1963 – Northwest Quarter of Levy Township. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-14, 92 pages.
- _____ 1971 – Le Pluton d'Opémisca. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-6, 122 pages.
- _____ 1984 – Géologie des quarts NW, SW, et SE du canton de Lévy et du quart SE du canton de Daubrée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 84-05, 218 pages.

Étude minéralogique 83-2114
Ombres de pression tectonique dans une argilite
(ardoise de la Formation de Blondeau)

Rapport présenté par Bernard Kieller, minéralogiste
Chef de la Division de pétrographie
Service de la physique et de la minéralogie
Centre de recherches minérales

à

Jean-Marc Charbonneau
Janvier 1984

Introduction

Un échantillon contenant des structures en forme d'ombres de pression tectonique (*pressure shadows*) a été soumis par monsieur Jean-Marc Charbonneau du MER pour une étude minéralogique-pétrographique.

Cet échantillon porte le numéro de désignation JC-87-Z-83(83-2114).

Conclusion

Il s'agit d'une roche schisteuse dont les structures en formes ocellées sont composées des substances minérales suivantes:

- intérieur de la forme sphérique: composé noir peu compact, apparemment amorphe et carburé, avec du quartz contenant un peu de feldspath;
- extérieur de la forme sphérique: quartz blanc, fibreux et granulaire, et présence d'une zone de mica cryptocristallin près des extrémité de ces structures.

Méthode

Deux lames minces et une section polie ont été préparées pour des études au microscope polarisant. Des déterminations par diffraction-X et des analyses chimiques ont également été effectuées.

Observation

La roche schisteuse comporte une matrice noire, à grains fins, composée de quartz et de plagioclase et contenant une substance carburée, surtout amorphe, du mica et de la limonite.

Cette substance carburée contient très peu de graphite aligné parallèlement à la schistosité. Pour sa part, la limonite est concentrée le long des plans de schistosité. La teneur en carbone total de la roche est de 3,4%.

Les résultats de la détermination minéralogiques se trouvent au tableau 1-1.

Parallèlement à la schistosité, nous observons des structures allongées et alignées qui ressemblent aux ombres de pression tectonique (*pressure shadows*) de roches métamorphiques.

TABLEAU 1-1 – Détermination minéralogique de l'échantillon JC-87-Z-83 [83- 2114] (roche schisteuse).

MINÉRAUX PRIMAIRES (OU MAJEURS)	MINÉRAUX SECONDAIRES (OU MINEURS)
Quartz Plagioclase	Substance carburée (incluant très peu de graphite) Mica Limonite

Il y a lieu de noter, cependant, que les portions centrales ne sont pas des porphyroblastes comme dans les ombres de pression tectonique. Ce sont des espaces sphériques renfermant, surtout sur les parois, une substance noire peu compacte composée de quartz, de feldspath et de carbone amorphe. Des analyses par voie chimique et par diffraction-X confirment ces résultats.

Ayant comme point de départ les portions sphériques déjà décrites, nous observons une substance blanche qui s'étend selon une direction parallèle à la schistosité. Une zone encore plus blanche est à noter près des extrémités de ces structures.

Si nous observons les structures selon un plan parallèle à leur allongement mais perpendiculaire à la schistosité, elles sont symétriques. Cependant, si notre observation se fait selon un plan parallèle à la schistosité, elles sont asymétriques (figure 1-1). Selon ce même plan d'observation, la disposition des zones plus blanches, près des extrémités, est aussi asymétrique.

La substance blanche est de quartz fibreux (figures 1-2, 1-3 et 1-4). Nous notons la présence de quartz granulaire situé près des extrémités des structures et enrobant les zones plus blanches qui, pour leur part, sont composées de mica (d'après une détermination par diffraction-X) cryptocristallin fibreux. Il y a lieu, cependant, de penser qu'il s'agit plutôt de vermiculite par le fait que l'indice de réfraction de ce composé est inférieur à 1,54.

Discussion

Cette roche schisteuse était une pélite gréseuse (*siltstone*) qui a subi un léger métamorphisme.

Les structures allongées et alignées parallèles à la schistosité et ressemblant aux ombres de pression tectonique indiquent que la roche était soumise à une compression perpendiculaire à la schistosité et que peut-être il y avait un mouvement parallèle à la direction de l'alignement. L'asymétrie notée lors de l'observation des structures selon un plan parallèle à la schistosité indique une rotation. Nous pouvons observer que le quartz fibreux est courbé sur les photomicrographies des figures 1-2 et 1-3. La rotation était probablement dans le sens des aiguilles d'une montre pour donner des formes plus ou moins sigmoïdes.

La carbone dans la roche peut indiquer que le sédiment a renfermé une matière organique. Les formes sphériques des structures sont essentiellement vides à l'exception de la présence de carbone avec du quartz et du feldspath surtout sur les parois. La présence du carbone dans ces espaces peut vouloir indiquer qu'il y avait un liquide d'hydrocarbure qui remplissait ces vides lorsque la roche était sous compression. Au moment de la décompression, l'hydrocarbure s'est probablement congelé.

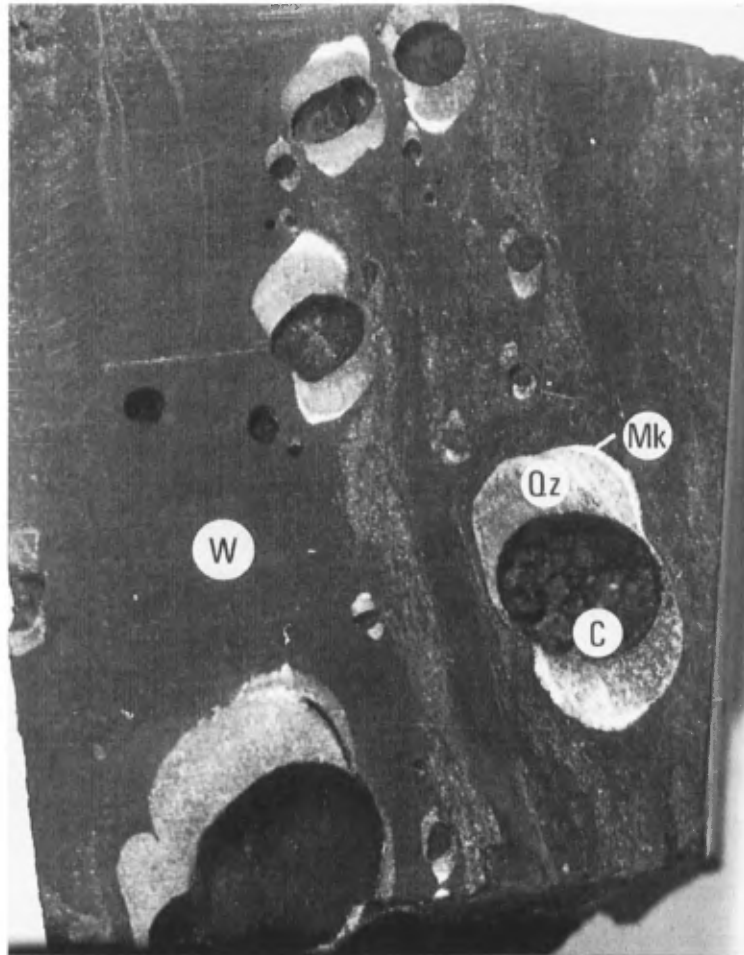


FIGURE 1-1 – Matrice (W) de quartz, de feldspath, d'un peu de mica, de carbone (incluant graphite) et de limonite, renfermant des structures composées d'une substance noire (C) surtout sur les parois des espaces centraux, du quartz (Qz) et du mica (Mk). Photomicrographie (x 3,6).

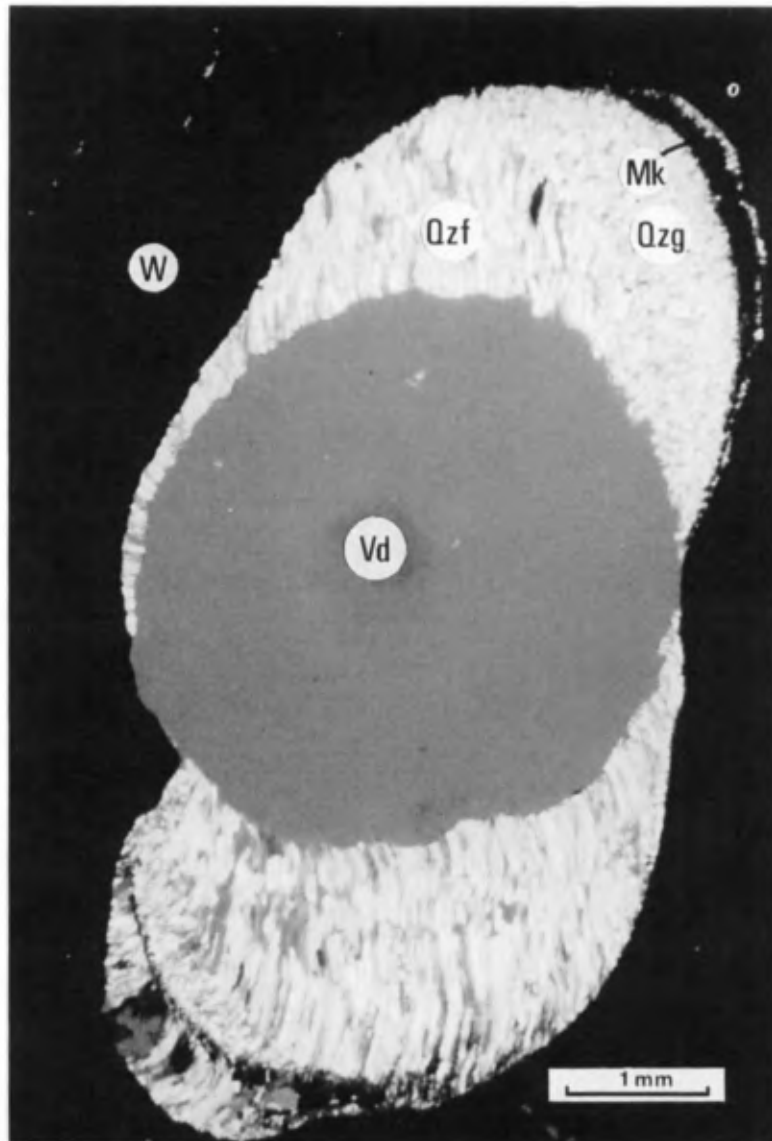


FIGURE 1-2 – Matrice (W) de quartz, de feldspath, d'un peu de mica, de carbone (incluant graphite) et de limonite, renfermant une structure composée d'une portion centrale vide (Vd), du quartz fibreux (Qzf), du quartz granulaire (Qzg) et du mica cryptocristallin (Mk). Photomicrographie. Lumière transmise, x nicols, lame de gypse.

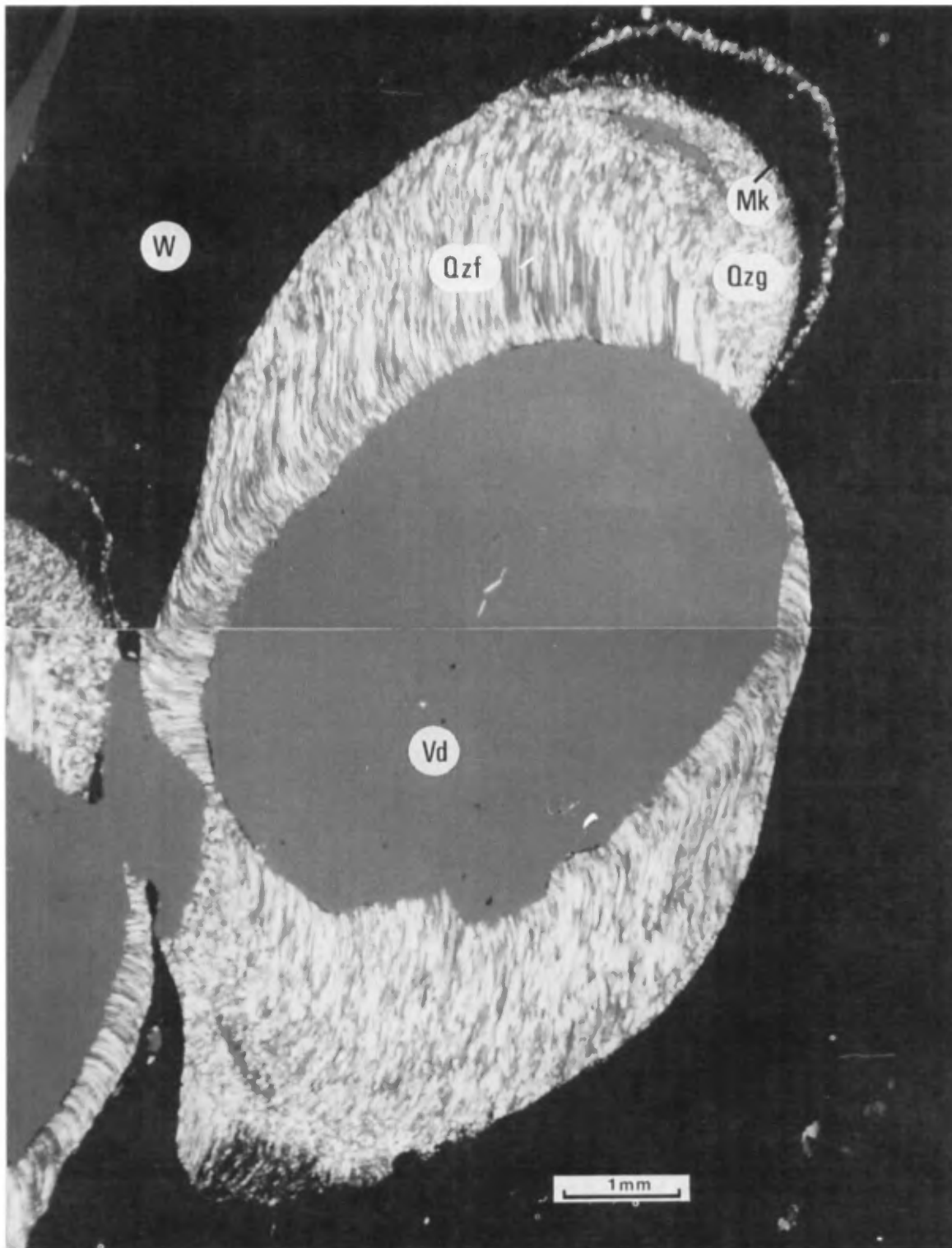


FIGURE 1-3 – Matrice (W) de quartz, de feldspath, d'un peu de mica, de carbone (incluant graphite) et de limonite, renfermant une structure composée d'une portion centrale, vide (Vd), du quartz fibreux (Qzf), du quartz granulaire (Qzg) et du mica cryptocristallin (Mk). Photomicrographie. Lumière transmise, x nicols, lame de gypse.

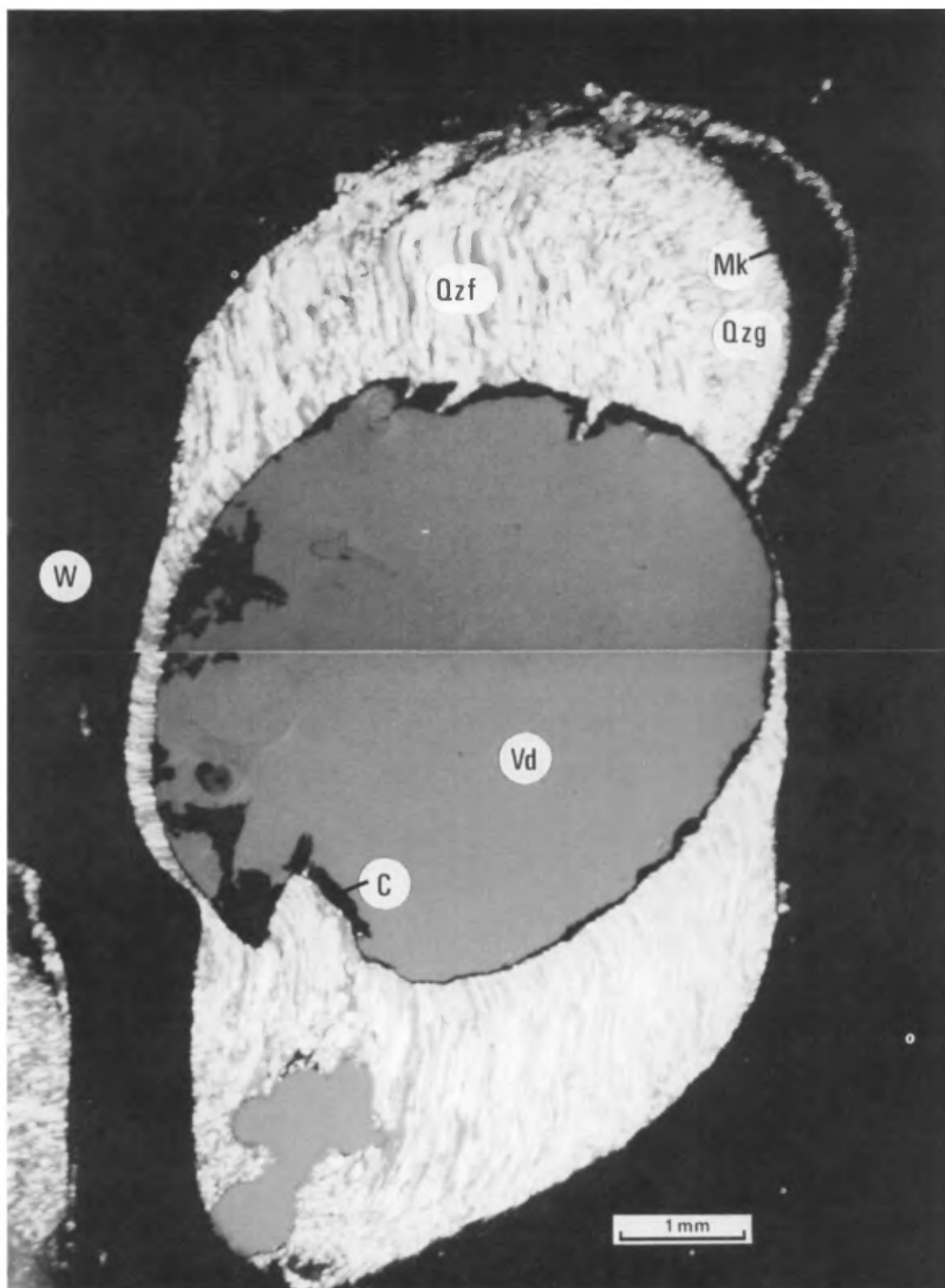


FIGURE 1-4 – Matrice (W) de quartz, de feldspath, d'un peu de mica, de carbone (incluant graphite) et de limonite, renfermant une structure composée d'une substance noire (C) surtout sur la paroi de la portion centrale, vide (Vd), du quartz fibreux (Qzf), du quartz granulaire (Qzg) et du mica cryptocristallin (Mk). Lumière transmise, x nicols, lame de gypse.

Rapport d'une étude pétrographique de trois échantillons

- A - Roche volcanique altérée et minéralisée de la Formation de Daubrée. Canton de Dolomieu**
- B - Conglomérats minéralisés, à granules et cailloux et à matrice tufacée. Formation de Scorpion. Canton de La Ribourde.**

Rapport présenté par l'INRS-Géoressources

à

Jean-Marc Charbonneau

Mars 1984

A – Roche volcanique altérée et minéralisée de la Formation de Daubrée (échantillon 83-4753 [JC-4012-A-80])

INFORMATIONS DIVERSES FOURNIES PAR LE CLIENT

Échantillon de roche volcanique (?) d'âge archéen, prélevé au voisinage d'un dyke de diabase d'âge protérozoïque. Région de Chapais.

DESCRIPTION MÉGASCOPIQUE

Roche gris moyen tachetée de plages verdâtres en surface (relativement) fraîche, uniformément altérée en brun ocre terne en surface altérée. La patine d'altération ne semble mesurer que quelques millimètres d'épaisseur sur un des quelques petits fragments sciés mis à notre disposition. Le passage de la roche "fraîche" à la surface altérée est progressif et semble affecter d'abord les éléments dont la couleur est verdâtre. En surface fraîche, on observe une matrice à grain fin (microgrenue ou microcristalline), renfermant des éléments (grains ou cristaux) gris foncé et des plages verdâtres, le tout recoupé par des veinules millimétriques de quartz blanc.

Certaines des arêtes des éléments gris foncé et verdâtres sont aiguës alors que d'autres sont arrondies, même dans un même élément.

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

La matrice de la roche est surtout constituée de carbone microcristallin dont les cristaux individuels varient en diamètre de 0,01 à 0,09 mm, avec de 5 à 10% de quartz, des traces de minéraux opaques en menues taches d'environ 0,005 mm de diamètre et quelques petits cubes ou portions de cubes de pyrite atteignant 0,5 mm de côté. Un examen en lumière réfléchie a permis d'identifier des petits cubes de pyrite et des traces de chalcopryrite, en petites plages informes (<0,1 mm). Une étude au micro-analyseur accouplé au microscope électronique à balayage (MEB) de l'INRS-Géoressources a permis de confirmer la présence de la pyrite et de la chalcopryrite et a permis, de plus, d'identifier de menues taches d'un minéral titanifère (rutile ?). De plus, la chalcopryrite s'est avérée légèrement nickélifère (figures 2-1 et 2-2).

Les éléments gris foncé sont polycristallins, mesurent de 0,05 à 4 mm de diamètre et sont composés surtout de quartz et d'un carbone altéré, avec des traces interstitielles d'un oxyde de fer (magnétite, ilménite ?) qui donne sans doute la pigmentation foncée à ces éléments.

Les éléments verdâtres sont aussi polycristallins. Ils font de 0,5 à 8 mm de diamètre et consistent en des agrégats microcristallins formés d'un carbonate altéré (environ 50%), de quartz (environ 40%) et en un phyl-

losilicate verdâtre. Une étude au MEB a démontré que ce phyllosilicate verdâtre était bien une muscovite chromifère, sans doute de la fuchsite, comme le suggérait M. Charbonneau (figures 2-2, 2-3 et 2-4). Selon toute évidence, ce serait la fuchsite, enchevêtrée avec les carbonates, qui donnerait la pigmentation verte à ces éléments (figure 2-2). Nous avons aussi pu identifier au MEB la présence de trois principaux carbonates dans ces éléments verdâtres; il s'agit de calcite, de sidérite et d'angérite.

REMARQUES ET CONCLUSION

L'altération brun terreux de cette roche indique une bonne proportion de carbonates ferrugineux (figures 2-5 et 2-6) qui, lorsque soumis à des agents oxydants, s'altèrent et libèrent de la limonite.

La pigmentation des éléments noirs est sans doute donnée par des oxydes de fer (magnétite ou ilménite ?).

La pigmentation des éléments verts est bel et bien due à une muscovite chromifère, sans doute de la fuchsite.

La présence d'un fort pourcentage de carbonates dans cette roche, le fait qu'une bonne partie de ces carbonates soit ferrugineuse (figure 2-7) et la présence de fuchsite, font en sorte que cette roche ressemble étrangement à une exhalite du faciès des carbonates dans un environnement volcanogénique, ce qui en fait un lieu très favorable à la prospection pour les gîtes d'or et/ou de métaux de base.

De plus, le fait que certains sulfures soient présents, même si ce n'est qu'à l'état de traces, confirme l'intérêt économique de cet environnement géologique.

La présence d'une muscovite chromifère et d'une chalcopryrite légèrement nickélifère suggère que cette roche à carbonates soit le résultat de l'altération hydrothermale fumérolitique d'une volcanite mafique. Il est aussi possible, quoique moins probable, que cette altération provienne du dyke de diabase avoisinant. Les observations de terrain de M. Charbonneau lui permettront sans doute de faire le choix entre ces deux hypothèses.

B – Conglomérats minéralisés à granules et cailloux et à matrice tufacée.

Formation de Scorpion. Canton de La Ribourde (échantillons 83-4574 [JC-2349-B-81] et 83-4575 [JC-2349-H-2-81]).

INFORMATIONS DIVERSES FOURNIES PAR LE CLIENT

Échantillons prélevés dans un contexte volcanique archéen. Traces de cuivre (120 ppm), de zinc (50 ppm) et de nickel (76 ppm) (analyse 81-7340).

DESCRIPTION MÉGASCOPIQUE

Roches massives gris foncé, très dures et d'apparence "cherteuse", composées de fragments atteignant plus d'un centimètre de longueur, reposant dans une matrice aphanitique parsemée de taches de sulfure (pyrrhotine). Les fragments sont mal triés. Ils sont pour la plupart bien arrondis et composés de tuffite ou "chert", volcanite aphanitique felsique et sulfures (pyrrhotine).

DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

Sous le microscope, on note que la plupart des fragments sont arrondis à subarrondis, dans une matrice formée de silice et de phyllosilicates (figures 2-8 et 2-9). La fraction argileuse semble secondaire, compte tenu de la concentration et de l'orientation aléatoires des phyllosilicates entre les fragments et les affinités avec l'altération des fragments de laves mafiques. La matrice est parsemée de minéraux opaques qui seront décrits plus loin.

Les fragments sont composés de roches volcaniques (65%), de "chert", de quartz polycristallin et monocristallin et de pyrrhotine. Les fragments volcaniques sont de nature felsique (rhyolite, tuf felsique) et, dans des proportions moindres, de compositions mafiques (basalte) et intermédiaire.

Les fragments de volcanite felsique, sans doute de composition rhyolitique, montrent des textures porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de quartz reposant dans un fond microcristallin aphanitique, pouvant représenter une texture dévitrifiée. Les fragments de laves mafiques sont altérés à un point tel (chlorite, épidote, zoisite ou clinozoisite, carbonates, etc.) qu'on ne reconnaît plus les feldspaths et minéraux mafiques originels.

Pour ce qui est de l'étude des minéraux opaques en lumière réfléchie, nous avons constaté que la grande majorité des sulfures présents dans ces échantillons étaient de la pyrrhotine, tant dans les fragments de sulfures que dans la matrice. Leur origine (fragments détritiques vs remplacement sélectif) est discutée dans les "remarques et conclusions". Les autres sulfures identifiés dans les sections polies de ces deux échantil-

lons ne sont présents qu'en traces, en forme de petites plages (<0,2 mm) irrégulières intimement associées à la pyrrhotine. Il s'agit de chalcopyrite et de sphalérite. Nous n'avons pas observé de galène.

REMARQUES ET CONCLUSIONS

Le terme volcanoclastite semble bien approprié pour qualifier ces deux échantillons, puisqu'il s'applique à des roches clastiques renfermant des proportions variables de matériel volcanique, sans égard à leur origine ou à leur environnement de formation. En effet, il est évident qu'il n'est pas toujours possible d'arriver à définir l'origine et le lieu de formation d'une unité lithologique à la lumière de l'étude pétrographique de deux échantillons, surtout lorsqu'il s'agit de roches aussi problématiques que des volcanoclastites dont l'origine à l'Archéen aurait pu être purement sédimentaire ou purement volcanique.

La pyrrhotine visible sur l'échantillon JC-2349-B-81 correspond sans aucun doute à des fragments détritiques transportés, et non à du remplacement comme le suggère M. Charbonneau, puisque leurs contacts sont nets, quoique dentelés, et que leur teneur en pyrrhotine est très élevée par rapport au reste de la roche. Le fait que les contours de ces fragments montrent des apophyses et des injections interstitielles de pyrrhotine dans la matrice avoisinante ne témoigne que de la grande mobilité de ce sulfure relativement mou lors de sa recristallisation causée par le métamorphisme.

Les traces en cuivre (120 ppm) et en zinc (50 ppm) semblent compatibles avec les quelques menues plages microscopiques de chalcopyrite et de sphalérite identifiées dans les deux échantillons, alors que les traces en nickel (76 ppm) proviennent sans doute d'un faible contenu nickélique de la pyrrhotine.

À la lumière de notre interprétation de l'origine de la pyrrhotine, nous proposons, en guise de remarque finale, que ces roches soient d'origine sédimentaire et qu'elles se soient déposées après la formation et la consolidation des édifices volcaniques environnants, y compris les gîtes de sulfures associés. Il y a donc lieu de rechercher la présence de sulfures massifs syngénétiques ou volcanogènes à un niveau stratigraphique plus bas.

QUANTEX - RAY GRAPHICS

PR = 150S
V = 4096

H = 10KEV

18SEC
1:1Q

AQ = 10KEV

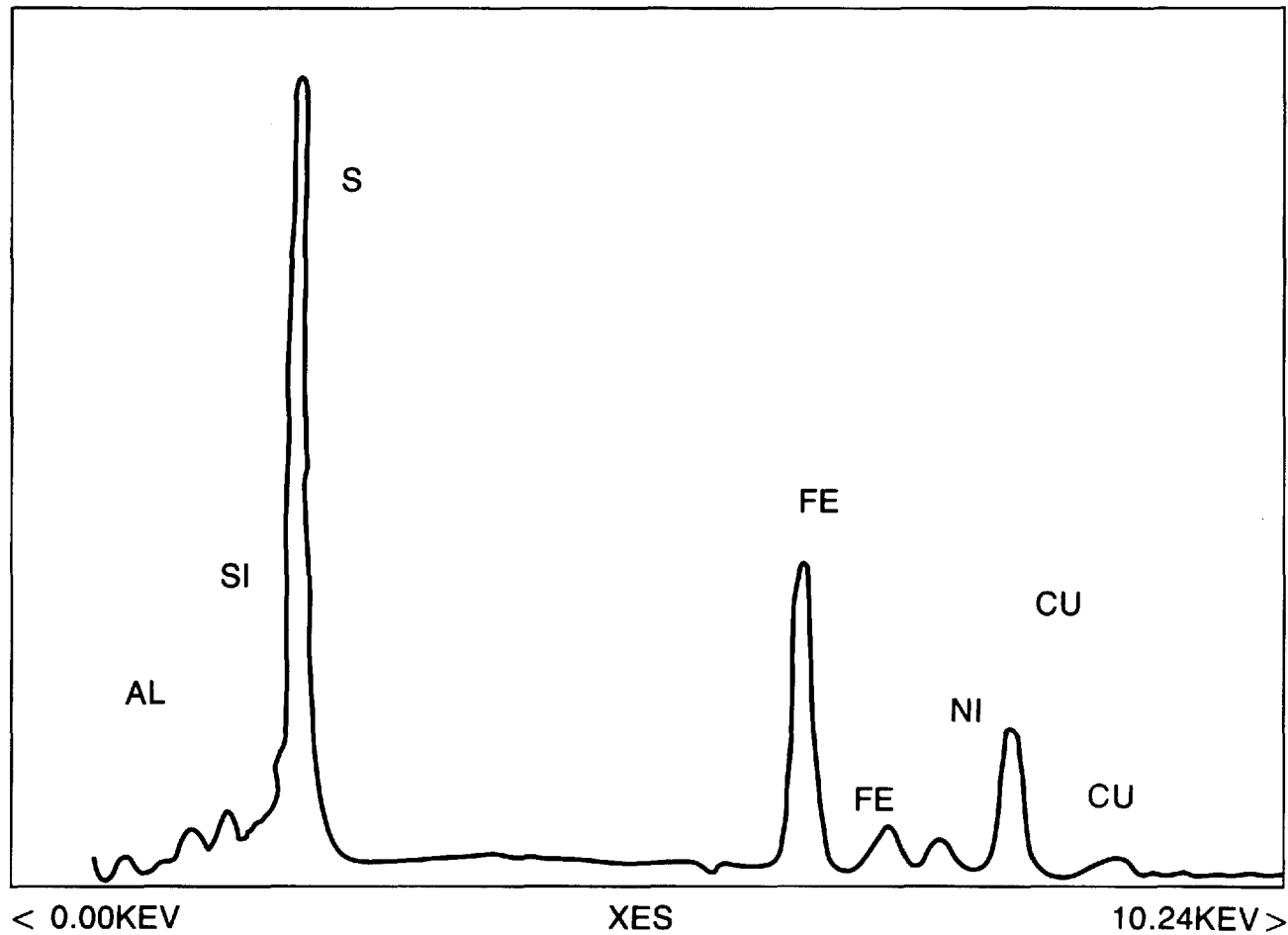
0 INT
1Q

FIGURE 2-1 - Spectre de rayons-X de la chalcopyrite.

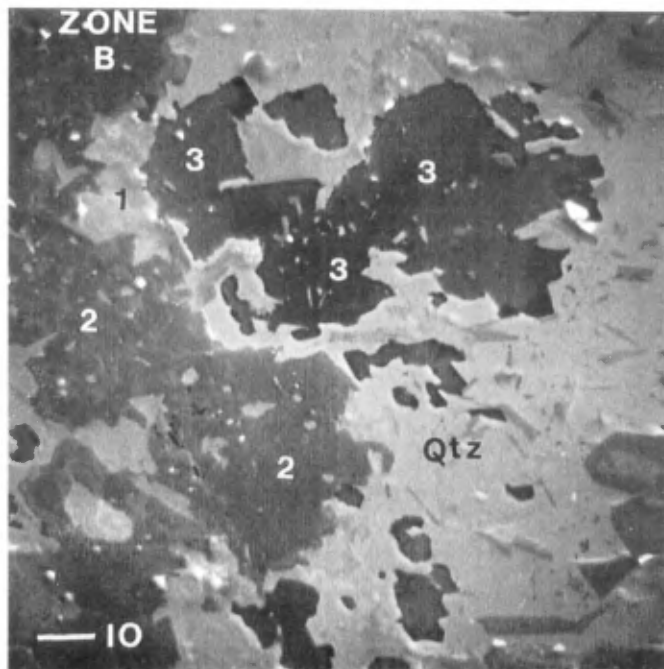
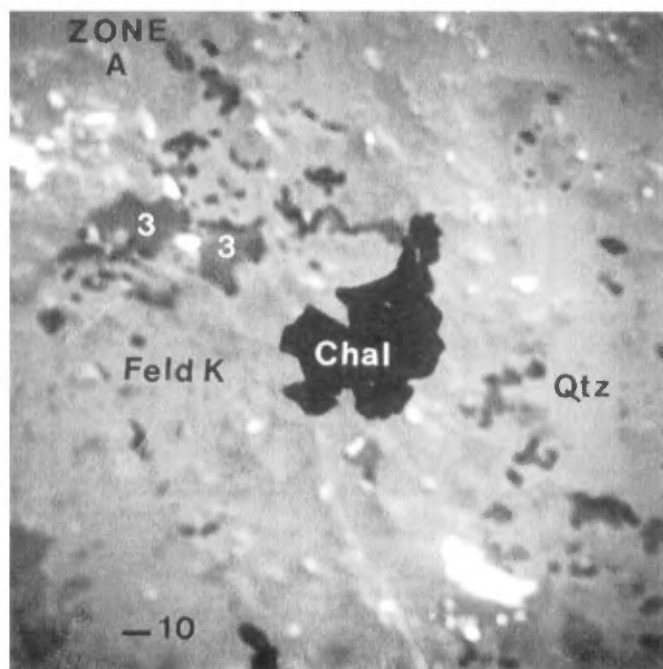
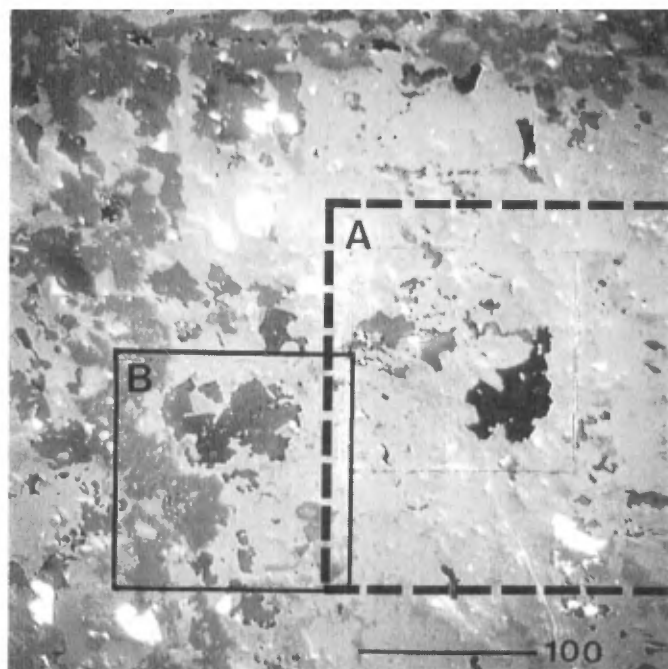


FIGURE 2-2 – Photomicrographie par électrons rétrodiffusés au microscope électronique à balayage (INRS-Géoressources). Échelle en microns (100, 10, 10).

QUANTEX - RAY GRAPHICS

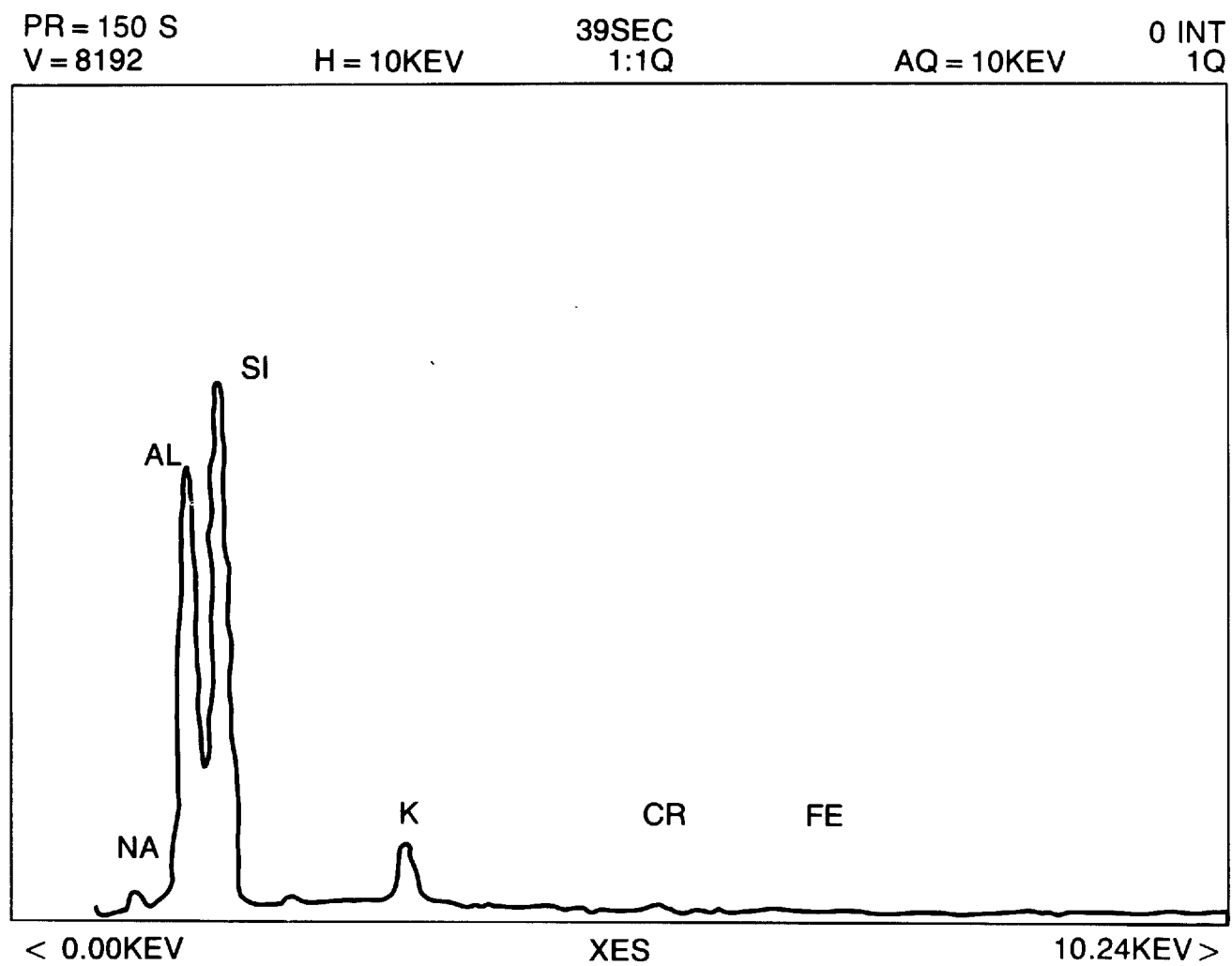


FIGURE 2-3 - Spectre de rayons-X de la fuchsite. Zone B1 de la figure 2-2.

QUANTEX – RAY GRAPHICS

PR = 150 S
V = 2048

H = 10KEV

39SEC
1:1Q

AQ = 10KEV

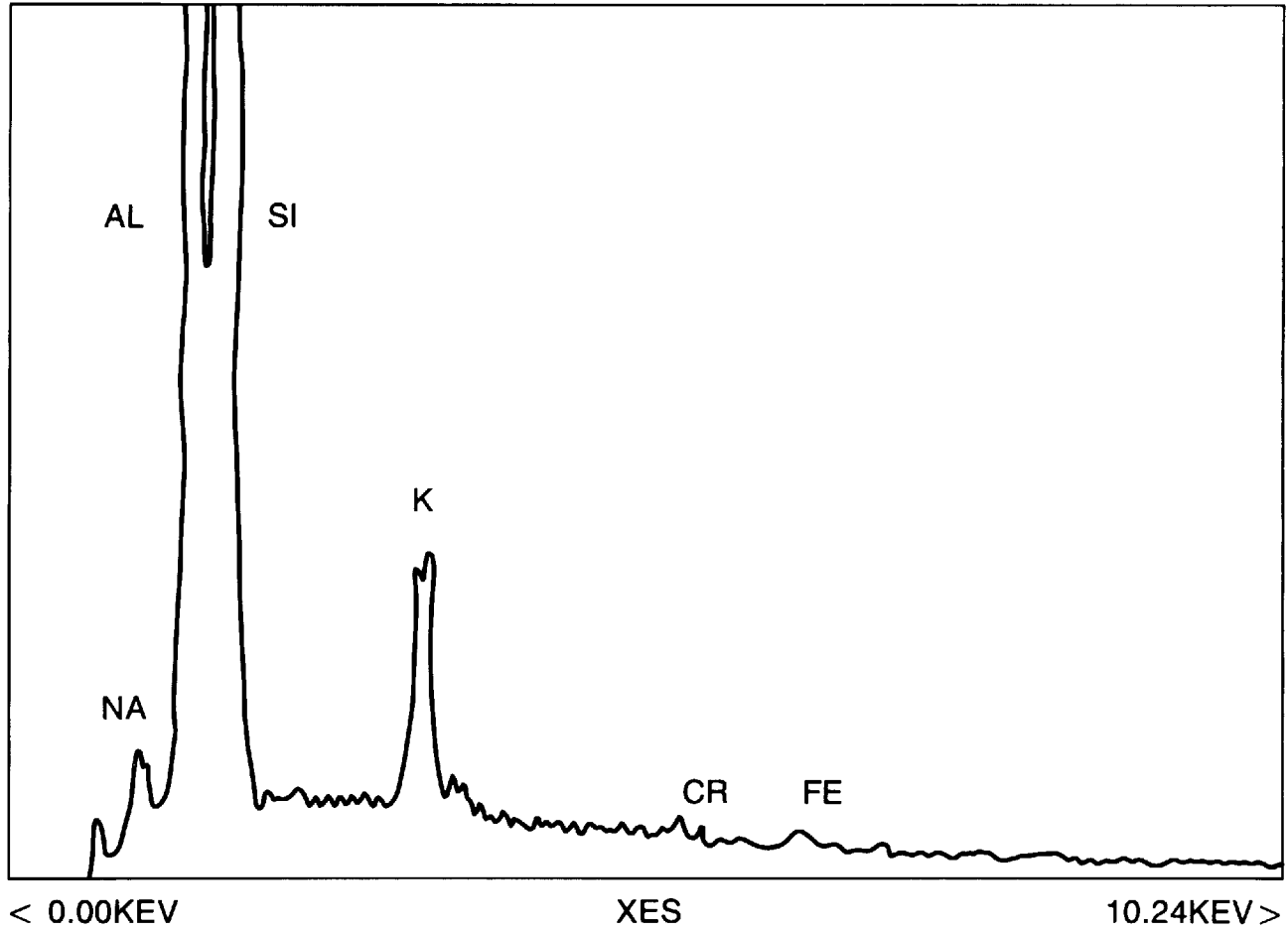
0 INT
1Q

FIGURE 2-4 – Autre spectre de la fuchsite. Zone B1 de la figure 2-2.

QUANTEX - RAY GRAPHICS

PR = 150S
V = 2048

H = 10KEV

17SEC
1:1Q

AQ = 10KEV

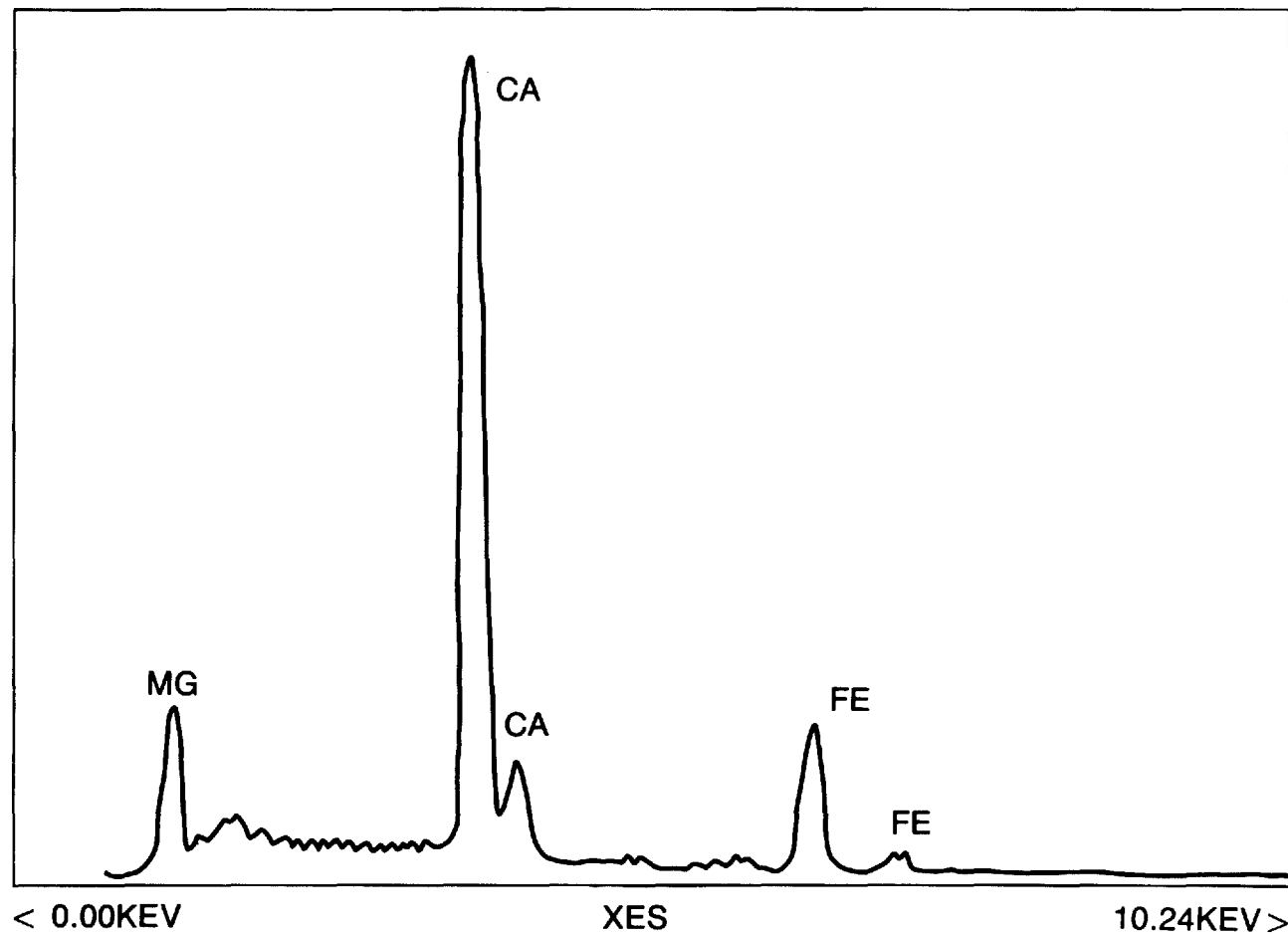
0 INT
1Q

FIGURE 2-5 - Spectre de rayons-X de la dolomie ferrugineuse (zone B2 de la figure 2-2).

QUANTEX - RAY GRAPHICS

PR = 150S
V = 2048

H = 10KEV

27SEC
1:1Q

AQ = 10KEV

0 INT
1Q

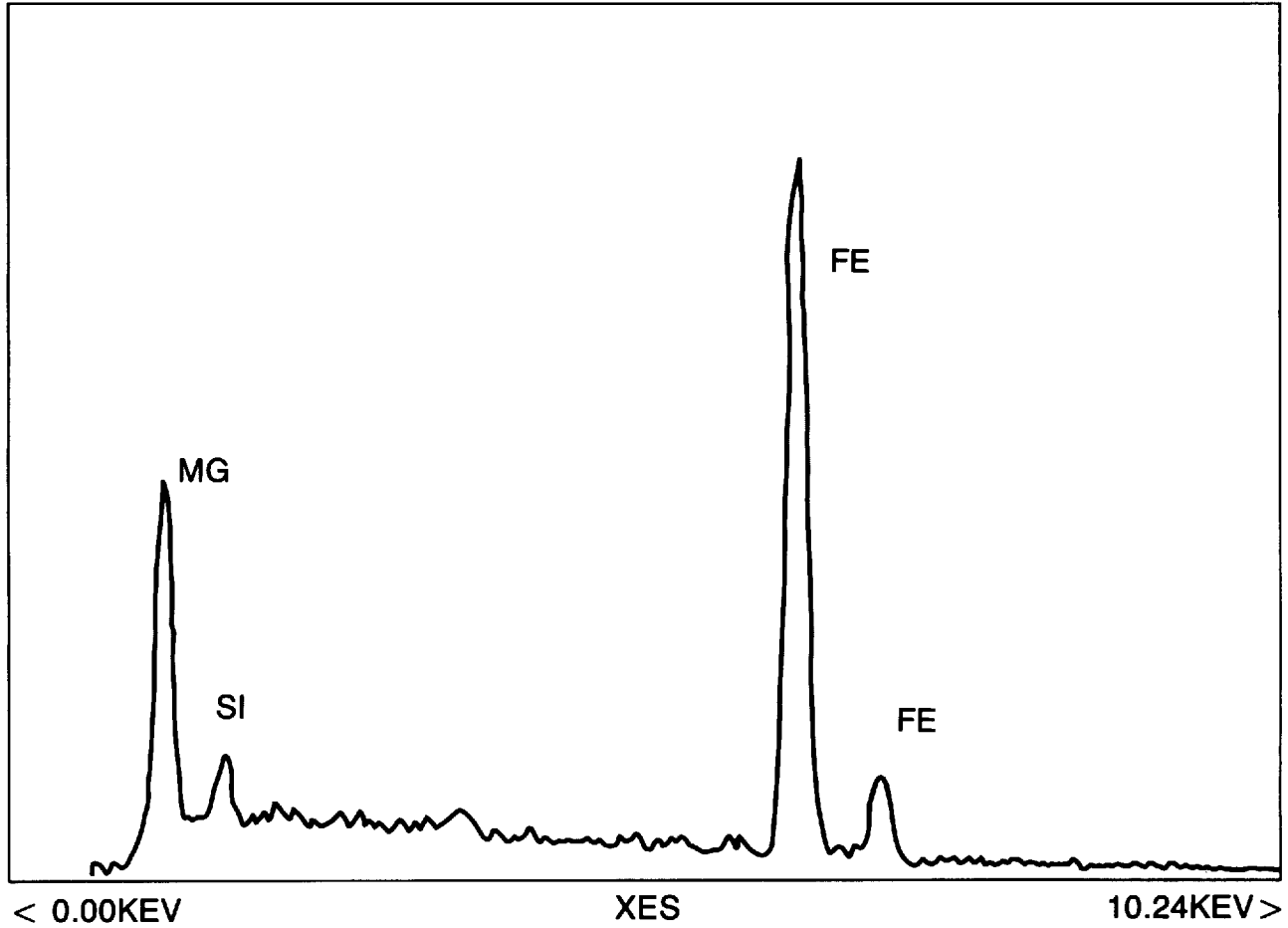


FIGURE 2-6 - Spectre de rayons-X de la zone B3 de la figure 2-2.

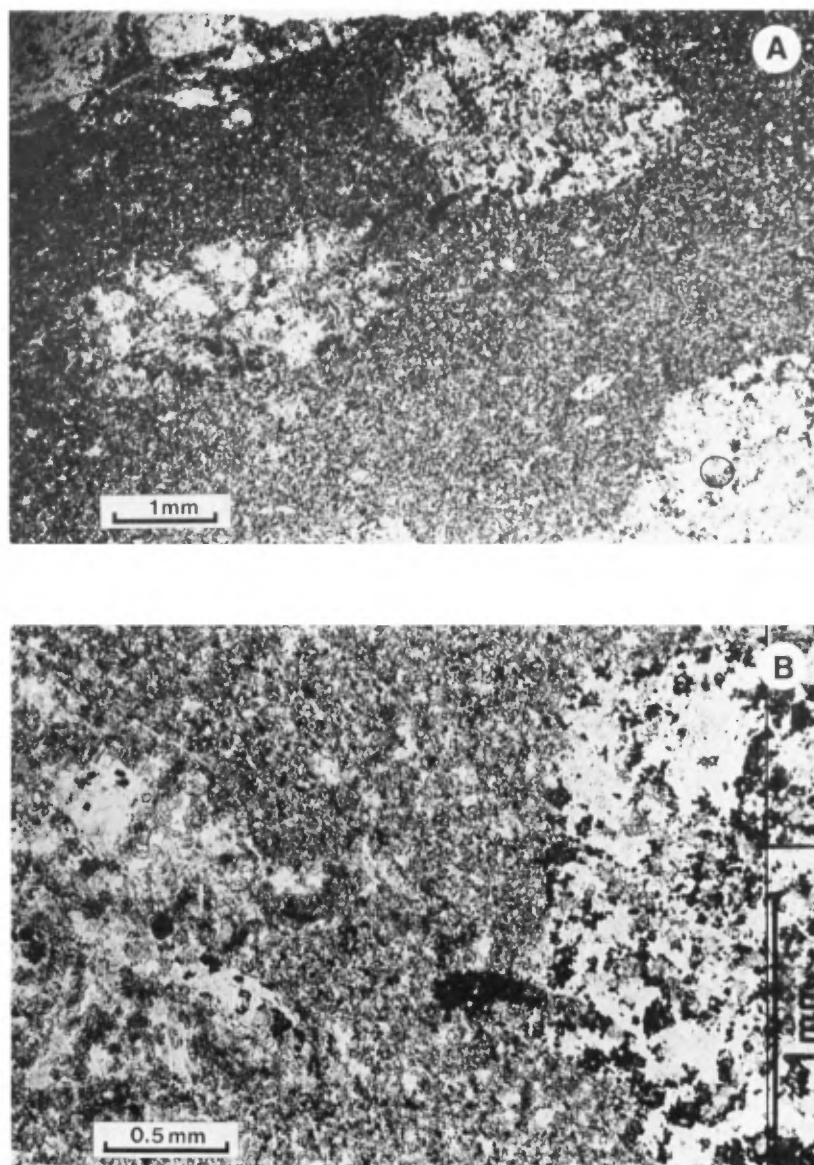


FIGURE 2-7 – Photomicrographies de l'échantillon 83-4573 (JC-4012-A-80).

- A – Roche à carbonates ferrugineux (exhalite ? à carbonates), montrant des agrégats de carbonates et de quartz (\pm fuchsite) baignant dans une matrice microcristalline de carbonates. Nicols croisés.
- B – Détail de A, montrant les menus grains opaques (oxydes de fer).

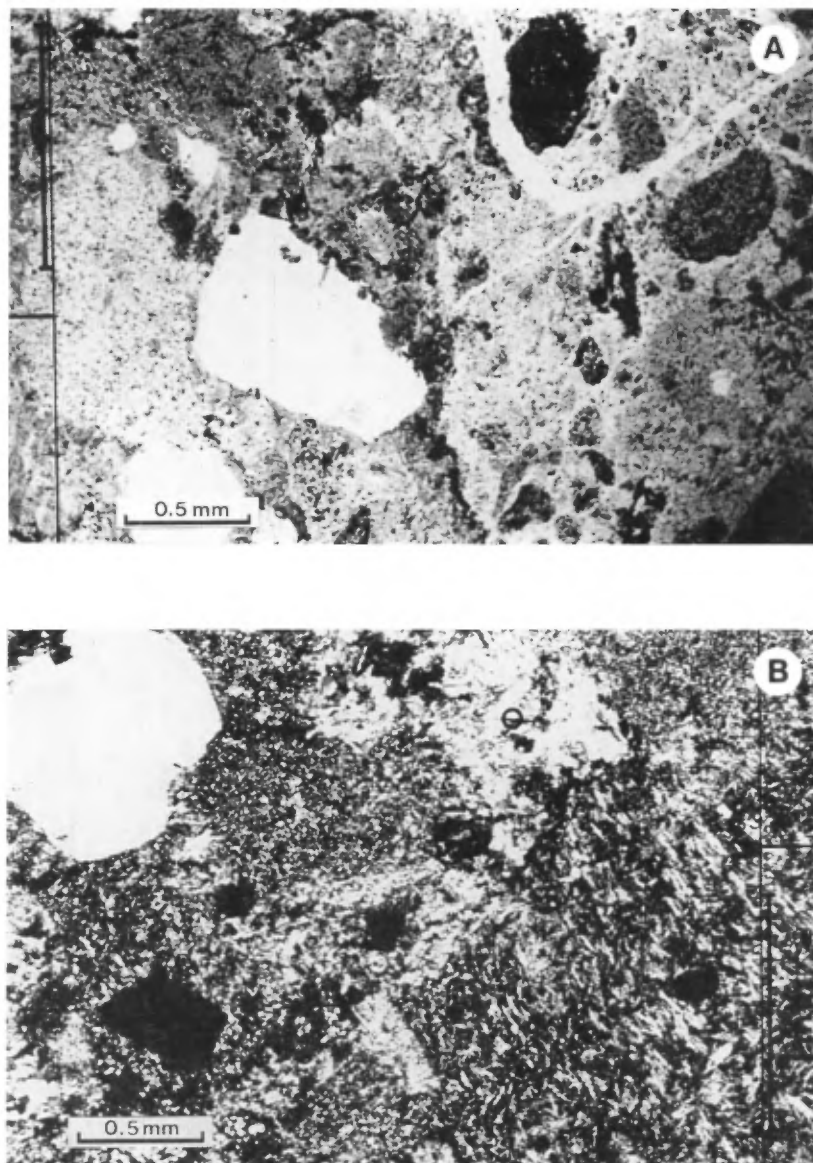


FIGURE 2-8 – Photomicrographie de l'échantillon 83-4574 (JC-2349-B-81).

- A – Volcaniclastite formée de fragments arrondis et subarrondis de volcanites (felsiques à mafiques), de “chert”, de quartz et de pyrrhotine (n'apparaissant pas sur la photo), dans une matrice de silice et de phyllosilicates. Nicols croisés.
- B – Détail de A, montrant un fragment de volcanite mafique ou intermédiaire et un fragment monocristallin de quartz.

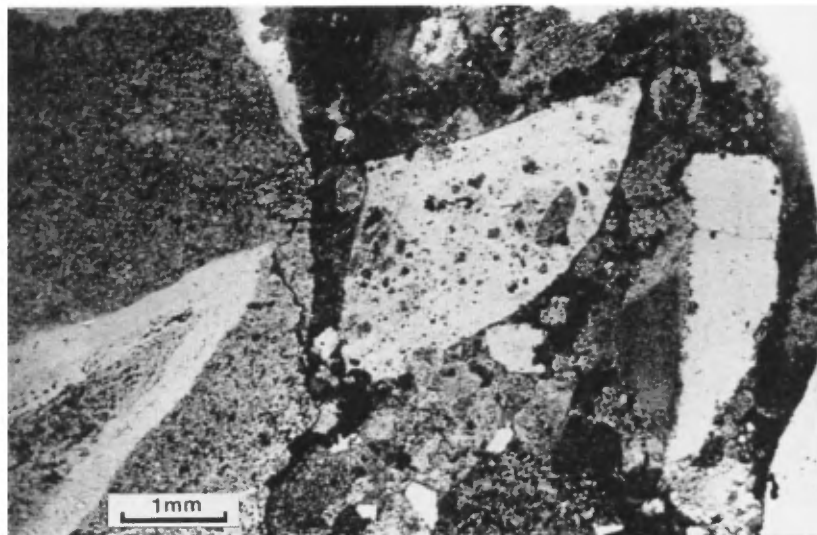


FIGURE 2-9 – Photomicrographie de l'échantillon 83-4575 (JC-2349-H-2-81). Même description que pour la figure 2-8, sauf que certains fragments sont subarrondis et même anguleux. Nicols croisés.

Étude minéralogique 82-6041
Étude de phénocristaux de feldspath
du Membre de Dolomieu (1re partie)

Rapport présenté par Bernard Kieller, minéralogiste
Chef de la Division de pétrographie
Service de la physique et de la minéralogie
Centre de recherches minérales

à

Antoine Franconi

Mars 1983

No de laboratoire: 82-6041

Désignation: Phénocristaux

But: Déterminer les phénocristaux de feldspath.

Méthodes techniques:

- Examen de la lame mince fournie au microscope polarisant.
- Photomicrographies.

Observations

Matrice à grains cryptocristallins renfermant des phénocristaux de feldspath plutôt xénomorphes. Certains cristaux cependant sont automorphes.

La majorité des phénocristaux sont maclés selon la loi de Carlsbad. Cependant, sur certains phénocristaux, on observe des macles d'albite.

Certains phénocristaux exhibent des zonages. Les angles d'extinction mesurés sur plusieurs phénocristaux indiquent que la composition varie de An₂₇ au milieu d'un cristal zoné à An₂₄ à l'extérieur (tableau 3-1). La figure d'interférence est biaxe négative.

Conclusions

Étant donné que les macles de Carlsbad sont très rares dans les porphyroblastes des roches métamorphiques, on peut supposer que cette roche porphyrique renfermant des phénocristaux maclés selon les lois de Carlsbad et d'albite est soit volcanique, soit hypabyssale.

TABLEAU 3-1 – Détermination minéralogique de l'échantillon 82-6041 (roche porphyrique).

MINÉRAUX PRIMAIRES (OU MAJEURS)	MINÉRAUX SECONDAIRES (OU MINEURS)
Matrice à grains cryptocristallins	Phénocristaux d'oligoclase

DESCRIPTION DE LA TEXTURE ET (OU) REMARQUES

Phénocristaux d'oligoclase: macles de Carlsbad parfois combinées avec des macles d'albite; zonées; composition de An₂₇ à An₂₄.

La présence des macles d'albite qu'on peut voir avec des macles de Carlsbad sur les figures 3-1 et 3-2 indique que ces phénocristaux sont tricliniques, donc du plagioclase, ces macles ne se retrouvant pas dans les feldspaths monocliniques.

Les phénocristaux sont de l'oligoclase zoné dont la composition varie de An₂₇ à An₂₄ d'après les mesures d'angles d'extinction.

Suggestion

Afin de confirmer les résultats de cette étude, il y aurait lieu de procéder à l'analyse des phénocristaux par microsonde. Cette vérification s'avère beaucoup plus simple que l'étude des macles avec une platine universelle.

Pour ce faire, le demandeur devra nous expédier un échantillon nécessaire à la fabrication d'une lame mince polie.

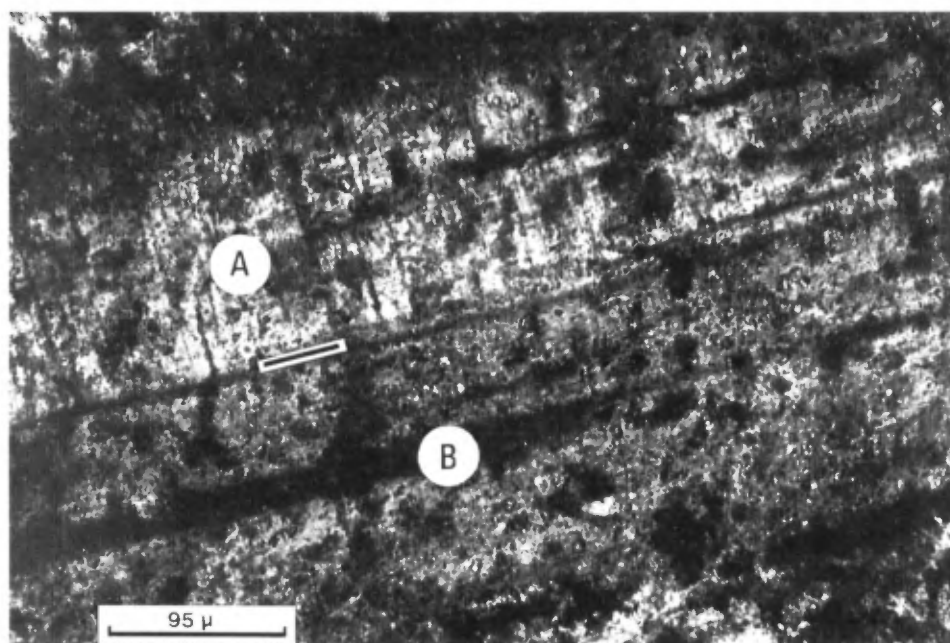


FIGURE 3-1 – Une portion d'un phénocristal de plagioclase montre deux macles de Carlsbad (A et B) avec des macles d'albite dans chacune. Lumière polarisée, nicols croisés.

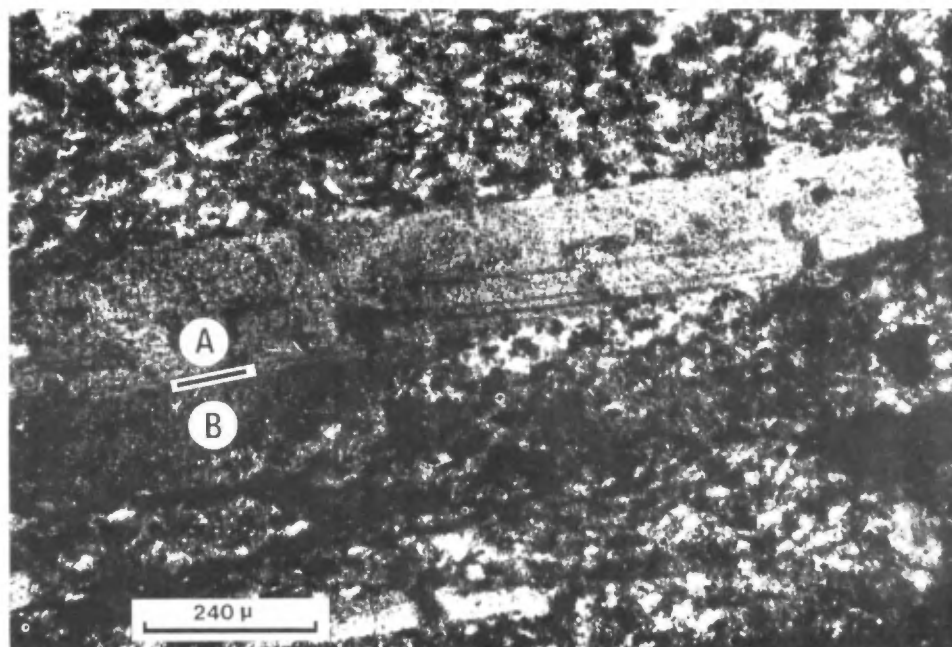


FIGURE 3-2 – Un phénocrystal montre deux macles de Carlsbad (A et B) et des macles d'albite. Lumière polarisée, nicols croisés.

Étude minéralogique 83-4433
Étude de phénocristaux de feldspath du
Membre de Dolomieu (2e partie)

Rapport présenté par Bernard Kieller, minéralogiste
Chef de la Division de pétrographie
Service de la physique et de la minéralogie
Centre de recherches minérales

à

Jean-Marc Charbonneau

Octobre 1983

Introduction

Dans un précédent rapport (étude minéralogique 82-6041: voir annexe 3), nous recommandions de procéder à une analyse par microsonde, afin de déterminer la nature des phénocristaux décelés suite à une étude sur lame mince.

Monsieur Jean-Marc Charbonneau du MER nous a donc soumis l'échantillon AF-5-80 qui est une partie de l'échantillon original, afin que nous procédions dans le sens de nos recommandations.

Conclusion

Les phénocristaux sont de l'albite à cryptoantiperthite (ou anorthose à cryptoantiperthite).

Méthode

Pour cette étude, la procédure analytique a été la suivante:

- préparation d'une lame mince polie;
- étude de cette lame mince polie au microscope polarisant;
- analyse par microsonde de trois phénocristaux pour les éléments Na, Ca, K, Al et Si. Pour cette analyse, nous avons utilisé la lame mince polie et plusieurs plages ont été scrutées pour chacun des phénocristaux.

Observations

L'analyse par microsonde nous fait voir que les composants majeurs dans chacun des phénocristaux sont les éléments Na, Ca, K, Al et Si, mais que leurs teneurs sont très variables d'une plage à l'autre à l'intérieur d'un même phénocristal.

Sous forme oxyde, le total de ces cinq éléments se situe aux environs de 100%, ce qui exclut la possibilité de présence de séricite à haute teneur, dû au fait que cette dernière est un silicate hydraté.

Aux fins de cette étude, nous avons procédé à l'analyse de plusieurs plages pour chacun des trois phénocristaux et une teneur moyenne a été calculée pour chacun des oxydes. Nous trouvons une synthèse des résultats au tableau 4-1.

Quoique nous ayions observé un zonage marqué au microscope polarisant, l'analyse par microsonde ne nous a pas permis d'établir une relation zonage-teneur, la variation dans les teneurs étant aléatoire d'une plage à l'autre. Pour expliquer cette variation élevée dans les teneurs, nous avons émis l'hypothèse que les phénocristaux étaient soit de la perthite ou de l'antiperthite.

L'observation au microscope de macles d'albite implique que l'hôte est triclinique, donc que les phénocristaux sont des antiperthites plutôt que des perthites.

Cependant, nous n'avons pu observer au microscope la texture d'antiperthite. La texture des deux feldspaths dans les phénocristaux semble plutôt cryptocristalline. L'antiperthite est donc de la cryptoantiperthite.

La cryptocristallinité de l'antiperthite indique une cristallisation à haute température et, de ce fait, l'hôte est de l'albite formée à haute température et le mésotome de feldspath (inclusions dans l'albite) est probablement de la sanidine. L'anorthose, comme hôte, est moins probable parce que nous n'avons pas observé de macles donnant un quadrillage très fin.

L'analyse par microsonde n'a pas permis de déterminer la composition précise de l'hôte, du mésotome et de l'antiperthite en masse, à cause de la texture cryptocristalline des phénocristaux.

TABLEAU 4-1 – Teneur moyenne des différents oxydes pour chaque phénocristal analysé par microsonde

Oxydes d'élément	Phénocristal 1 (%)	Phénocristal 2 (%)	Phénocristal 3 (%)	Moyenne pour les phénocristaux 1, 2 et 3
Na ₂ O	9,1	3,6	6,4	6,5
CaO	0,2	0,2	0,3	0,2
K ₂ O	2,5	11,0	5,9	0,6
Al ₂ O ₃	20,4	19,7	19,4	19,8
SiO ₂	66,7	67,7	67,9	67,4
Total	98,9	102,5	99,9	100,4

**Description et analyses d'échantillons de syénite
carbonatique dans le canton de Dolomieu**

Rapport présenté par le
Centre de recherches minérales
à
André Gobeil
Mars 1978

DÉSIGNATION	Daubrée 77-1	Daubrée 77-2
N° DE LABORATOIRE	77-5853	54
	%	
SiO ₂	45,30	32,20
Al ₂ O ₃	13,65	9,70
Fe ₂ O ₃	*	1,67
FeO	*	3,00
MgO	3,25	2,43
CaO	9,30	23,00
Na ₂ O	1,30	1,15
K ₂ O	10,00	7,00
H ₂ O-	0,07	0,87
H ₂ O+	1,04	0,27
TiO ₂	0,33	2,36
MnO	1,65	0,11
CO ₂	0,10	15,00
S	0,39	0,17
Fe t. en Fe ₂ O ₃	7,15	—
PAF	6,75	16,60
Sr	0,18	0,41
Ba	0,44	0,41
TOTAL	99,44	100,31

* Teneur en soufre trop élevée pour pouvoir doser le FeO et par conséquent calculer le Fe₂O₃ vrai.

Spectrographie semi-quantitative

Échantillon: 77-5853	Désignation: Daubrée 77-1
50 - 100%	
30 - 70%	
10 - 50%	Si
5 - 20%	
2 - 10%	Al, Ca, K
1 - 5%	Fe
0,5 - 2%	Mg, Na
0,1 - 1%	P
0,05 - 0,5%	Ba, Sr, Ti
0,01 - 0,1%	Cr, Mn
0,005 - 0,05%	Ni, W
0,001 - 0,01%	Co, Cu, Zr
<0,001 %	Ag, Mo, Pb
non décelés	As, B, Be, Bi, Nb, Li, Sb, Sn, V, Zn

Échantillon: 77-5854	Désignation: Daubrée 77-2
50 - 100%	
30 - 70%	
10 - 50%	Si
5 - 20%	Ca
2 - 10%	Al
1 - 5%	K
0,5 - 2%	Fe, Mg, Na
0,1 - 1%	P, Sr
0,05 - 0,5%	Ba
0,01 - 0,1%	Mn, Ti
0,005 - 0,05%	
0,001 - 0,01%	Co, Cr, Ni, Zr, W
<0,001	Cu, Mo, Pb
non décelés	Ag, As, B, Be, Bi, Nb, Li, Sb, Sn, V, Zn



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources (Mines)
Direction générale de l'exploration géologique et minérale

