

RG 2015-03

Géologie de la région de Chibougamau

François Leclerc, Patrice Roy, Patrick Houle, Pierre Pilote, Jean H. Bédard, Lyal B. Harris,
Vicki J. McNicoll, Otto van Breemen, Jean David et Normand Goulet



Rapides du Rainbow Lodge entre le lac aux Dorés et le lac Chibougamau.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Giguère

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Patrice Roy, géo.

Direction de l'information géologique du Québec

Charles Roy, géo.

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Jean-Yves Labbé, géo.

Auteurs

François Leclerc, géo, Patrice Roy, géo, Patrick Houle, géo, Pierre Pilote, ing., Jean H. Bédard, Lyal B. Harris, géo, Vicki J. McNicoll, Otto van Breemen, Jean David, géo et Normand Goulet, géo

Lecture critique

Claude Dion, ing.

Édition

Claude Dion, ing.

Assistance technique

Julie Sauvageau, Kathleen O'Brien et Stéphane Beauséjour

Graphisme

André Tremblay

Géologie de la région de Chibougamau

François Leclerc¹, Patrice Roy¹, Patrick Houle¹, Pierre Pilote¹,
Jean H. Bédard², Lyal B. Harris³, Vicki J. McNicoll⁴,
Otto van Breemen⁴, Jean David¹ et Normand Goulet⁵

RG 2015-03

Mots clés : Chibougamau, Groupe de Roy, Groupe d'Opémisca, Pluton de Chibougamau, Suite intrusive du Lac Doré, Cu-Au, SMV

Résumé

Des travaux de compilation et de révision cartographique ont été réalisés dans le secteur de Chibougamau au cours des années 2004 à 2007 et 2011. Ces travaux ont permis : a) de raffiner la stratigraphie du Groupe de Roy; b) d'élaborer une banque de données géochronologiques et géochimiques; c) d'assurer une meilleure compréhension de la géologie structurale; et d) de développer des vecteurs d'exploration pour différents types de minéralisation.

Le premier cycle volcanique du Groupe de Roy comprend la Formation d'Obatogamau formée de roches volcaniques mafiques d'affinité tholéiitique, ainsi que la Formation de Waconichi (2730-2726 Ma), composée en majeure partie de roches volcaniques intermédiaires à felsiques d'affinité tholéiitique à calco-alcaline. La Suite intrusive du Lac Doré (2728-2727 Ma), contemporaine de la Formation de Waconichi, est principalement constituée de gabbro et d'anorthosite. Cette intrusion comprend l'Unité litée du Lac Doré qui contient des niveaux massifs de magnétite vanadifère continus latéralement sur plus de 16 km.

Le deuxième cycle volcanique du Groupe de Roy débute par les roches volcaniques mafiques d'affinité tholéiitique de la Formation de Bruneau. Ces roches ont une composition plus primitive que celles de la Formation d'Obatogamau et comprennent localement des lentilles de roches volcanoclastiques (2724 Ma). La Formation de Blondeau sus-jacente est caractérisée par une unité basale de basalte variolaire. Rapidement, ces roches volcaniques effusives font place à des roches volcanoclastiques et sédimentaires de composition intermédiaire à felsique et d'affinité calco-alcaline (<2721 Ma). Les arénites de la Formation de Bordeleau représentent une transition progressive des roches volcaniques du Groupe de Roy vers le Groupe d'Opémisca de composition principalement sédimentaire. Ailleurs, le passage au Groupe d'Opémisca est généralement caractérisé par une discordance d'érosion.

Les trois filons-couches ultramafiques à mafiques de la Suite intrusive de Cummings (filons-couches de Roberge, de Ventures et de Bourbeau; 2717 Ma) font intrusion dans la partie sommitale de la Formation de Bruneau et dans la Formation de Blondeau. Le Pluton de Chibougamau regroupe des intrusions de compositions et d'âges variés (2718-2702 Ma). Les diorites et les tonalites équigranulaires constituent les lithologies les plus anciennes (2718-2714 Ma). Les unités plus jeunes comprennent des diorites quartzifères (2705 Ma) et des leucotonalites porphyriques (2702 Ma). Les intrusions du Pluton de Chibougamau s'injectent dans les roches de la Suite intrusive du Lac Doré, créant par endroits des zones de brèche d'étendue kilométrique. Au nord du Pluton de Chibougamau, le Stock tonalitique du Lac Line présente un âge similaire (2707 Ma).

Le Groupe d'Opémisca comprend, à la base, la Formation de Stella composée de conglomérats, de subarkoses et de mudrocks (<2704 Ma). Au sommet, la Formation de Haüy est formée des mêmes lithologies (<2692 Ma), mais se distingue par la présence de lentilles d'andésite porphyrique. La granodiorite du Pluton de Muscocho (2701 Ma) et la tonalite du Pluton de Boisvert (2697 Ma) sont des intrusions contemporaines du dépôt de ces roches sédimentaires. Les arkoses, les conglomérats polygéniques et les mudrocks glaciogéniques de la Formation de Chibougamau, d'âge protérozoïque, reposent en discordance sur les roches archéennes des groupes de Roy et d'Opémisca.

La région a subi trois événements de déformation ductile d'âge archéen (D1, D2, D3), suivis de deux événements de déformation cassante d'âge protérozoïque (D4, D5). La schistosité S1 est une foliation de plan axial associée aux plis P1 orientés N-S à NNW-SSE. Elle n'apparaît que localement

1 - Ministère de l'Énergie et de Ressources naturelles

2 - Commission géologique du Canada

3 - Institut national de la recherche scientifique

4 - Commission géologique du Canada

5 - Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère

dans les charnières des plis P2 à l'échelle de l'affleurement. Autrement, l'existence des plis P1 n'est indiquée que par l'opposition des regards structuraux sur les flancs des plis P2. La déformation principale D2a est caractérisée par une schistosité S2a de plan axial aux plis régionaux P2a. Cette schistosité possède une orientation générale E-W qui change vers le NE à l'approche de la Zone tectonique du Front du Grenville. Son pendage est abrupt à subvertical et elle est associée à une linéation d'étirement à plongement modéré à subvertical. Le Synclinal et l'Anticlinal de Chibougamau, ainsi que le Synclinal de Chapais, appartiennent à la famille des plis régionaux P2a. On reconnaît cinq familles principales de discontinuités structurales : a) les zones de cisaillement inverses E-W et les zones de cisaillement dextres NW-SE synchrones (F2a); b) les zones de cisaillement senestres NE-SW (F2b) associées localement à la phase de plissement P2b; c) les zones de cisaillement dextres NE-SW (F3); d) les failles NNE-SSW à N-S (F4); et e) une série de cassures associées à la mise en place de dykes protérozoïques NW-SE, NNE-SSW et ENE-WSW.

De 1955 à 2008, le camp minier de Chibougamau a produit environ 55 millions de tonnes de minerai correspondant à 994 802 tonnes de cuivre, 120 tonnes d'or, 102 tonnes d'argent et 72 066 tonnes de zinc. Les minéralisations peuvent être classées en six catégories : a) les dépôts de Fe-Ti-V magmatique; b) les dépôts de sulfures massifs volcanogènes (SMV); c) les dépôts porphyriques à Cu-Au \pm Mo; d) les filons polymétalliques (Au-Ag-Cu-Zn) dans les failles et les zones de cisaillement précoces (pré-D2); e) les filons à Cu-Au dans les zones de cisaillement NW-SE et E-W; et f) les filons à Au et Au-Cu dans les zones de cisaillement E-W (or de type orogénique).

Table des matières

INTRODUCTION	5
Objectifs	5
Localisation et accès	5
Méthode de travail	5
Travaux antérieurs	5
Données recueillies lors de cette étude	8
Modifications à la nomenclature stratigraphique	10
Remerciements	10
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	12
UNITÉS STRATIGRAPHIQUES ET LITHODÉMIQUES	13
Groupe de Roy (Ary)	13
Formation d'Obatogamau (nAob)	13
Membre de David (nAdd)	13
Formation de Waconichi (nAwa)	15
Membre de Chevrier (nAchv)	15
Membre de Lemoine (nAlem)	15
Membre de Scott (nAsct)	17
Membre de Portage (nApor)	17
Membre de Queylus (nAqu)	18
Membre d'Allard (nAard)	18
Formation de Bruneau (nAbnu)	19
Formation de Blondeau (nAbl)	20
Formation de Bordeleau (nAbo)	21
Groupe d'Opémisca (nAop)	21
Formation de Stella (nAst)	22
Formation de Haüy (nAhy)	22
Intrusions de composition mafique à ultramafique	22
Suite intrusive du Lac Doré (nAcld)	22
Unité inférieure du Lac Doré (nAcldi)	22
Unité litée du Lac Doré (nAcldl)	23
Unité supérieure du Lac Doré (nAclds)	23
Filon-couche de Smith (nAsmi)	25
Suite intrusive de Cummings (nAcum)	25
Intrusions de composition felsique	26
Pluton de La Dauversière (nAlad)	26
Pluton de Chibougamau (nAchi)	28
Brèches du Pluton de Chibougamau	28
Stock de Grandroy (nAggr)	29
Stock du Lac Line (nAlin)	30
Pluton de Boisvert (nAboi)	30
Lithologies archéennes	30
Filons-couches gabbroïques (I3A)	30
Intrusions felsiques à phénocristaux de plagioclase ou à phénocristaux de plagioclase et de quartz (I1)	30
Zones de schiste à chlorite ± séricite (M8a et M8b)	31
Protérozoïque	31
Formation de Chibougamau (pPcb)	31
Dykes de diabase et de gabbro	31

LITHOGÉOCHIMIE	32
Roches volcaniques mafiques du Groupe de Roy	32
Lentilles de roches volcaniques plus évoluées et roches volcanoclastiques intercalées dans les roches volcaniques mafiques du Groupe de Roy	34
Formation de Waconichi	34
Membre de Lemoine	34
Membre de Portage	37
Membre de Queylus	37
Membre de Scott	37
Membre d'Allard	37
Corrélations des unités de la Formation de Waconichi de part et d'autre de l'Anticlinal de Chibougamau	39
Environnements de formation des roches volcaniques du Groupe de Roy	39
Roches intrusives mafiques à ultramafiques	39
Suite intrusive du Lac Doré	39
Suite intrusive de Cummings	43
Filons-couches gabbroïques à l'intérieur du Groupe de Roy	44
Roches intrusives felsiques	45
GÉOLOGIE STRUCTURALE	45
Structures primaires (S0)	45
Plissement et schistosité	45
Phase de déformation antérieure à la déformation principale (D1)	45
Phase de déformation principale (D2a)	46
Discontinuités structurales	46
Zones de cisaillement inverses-dextres E-W et NW-SE synchrones (F2a)	47
Zones de cisaillement senestres NE-SW (F2b)	48
Zones de cisaillement dextres NE-SW (F3) reliées à l'épisode D3	49
Failles et zones de cisaillement senestres ou dextres NNE-SSW à N-S (F4) reliées à l'épisode D4	50
Domaines structuraux et analyse structurale	50
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	52
Dépôts de Fe-Ti-V magmatiques	52
Dépôts de sulfures massifs volcanogènes (SMV)	53
Dépôts porphyriques de Cu-Au ± Mo	55
Réseaux de veines et de veinules	55
Altérations	57
Filons polymétalliques (Au-Ag-Cu-Zn) dans les failles et les zones de cisaillement précoces (pré-D2)	57
Filons à Cu-Au dans les zones de cisaillement NW-SE et NE-SW	58
Filons à Au et Au-Cu dans les zones de cisaillement E-W (or de type orogénique)	59
DISCUSSION ET CONCLUSION	60
Corrélations stratigraphiques entre la région de Chibougamau et le reste de l'Abitibi	60
Contraintes géochronologiques sur la durée de déformation régionale à Chibougamau	60
Cibles à privilégier pour l'exploration minière	61
RÉFÉRENCES	63
TABLEAUX	75
ANNEXE : PHOTOGRAPHIES	87

INTRODUCTION

Objectifs

Ce rapport présente une synthèse des travaux de compilation et de révision cartographique dans le secteur de Chibougamau réalisés dans le cadre du Plan Cuivre (ministère des Ressources naturelles) et de l'Initiative géoscientifique ciblée 3 – Abitibi (Commission géologique du Canada) entre 2004 et 2007. Ces travaux ont été suivis par une campagne de terrain du Ministère en 2011. Le secteur à l'étude est délimité par les latitudes 49° 37' 30"N - 50° 00' 00"N et les longitudes 74° 00' 00"W - 74° 30' 00"W et couvre le feuillet SNRC 32G16 et la moitié nord du feuillet 32G09. Ces projets avaient pour objectifs : a) une révision de la stratigraphie du Groupe de Roy et de la Suite intrusive de Cummings; b) une meilleure compréhension de la géologie structurale du secteur; c) le développement de vecteurs d'exploration pour différents types de minéralisation (minéralisations magmatiques de Fe-Ti-V, sulfures massifs volcanogènes, porphyres à Cu-Au ± Mo, filons polymétalliques, filons cupro-aurifères, or de type orogénique); et d) l'élaboration d'une banque de données géochimiques et géochronologiques.

Localisation et accès

La ville de Chibougamau est accessible par la route 167 à partir de Saint-Félicien dans la région du Lac-Saint-Jean. Il est également possible de s'y rendre à partir de l'Abitibi en empruntant les routes 117 et 113 (figures 1 et 2). Chibougamau constitue l'une des portes d'entrée de la région de la Baie-James. La portion nord de la route 167 mène aux lacs Mistassini et Albanel et au-delà jusqu'au projet diamantifère Renard, alors que la Route du Nord donne accès aux infrastructures d'Hydro-Québec. L'activité forestière a favorisé le développement d'un vaste réseau de chemins secondaires gravelés couvrant l'ensemble du secteur à l'étude. Les lignes de transport d'électricité, les zones travaillées lors des travaux d'exploration géologique (coupes de lignes, décapages) et un réseau hydrographique bien développé facilitent grandement l'accès au territoire.

Méthode de travail

La cartographie à l'échelle 1/20 000 du territoire couvert par les six cartes du feuillet SNRC 32G16 et de la moitié nord du feuillet 32G09 a été réalisée en plusieurs étapes sur une période s'échelonnant de 2004 à 2011. La moitié sud du feuillet 32G16 a été cartographiée par FL entre 2004 et 2007 à l'occasion d'un projet de doctorat à l'INRS-ETE financé par les programmes Plan Cuivre (MRN) et Initiative géoscientifique ciblée 3 – Abitibi (Commission géologique du Canada). La couverture du feuillet 32G16 a été complétée en 2011 lors des travaux courants d'acquisition de connais-

sance du Ministère. Les travaux de terrain dans la moitié nord du feuillet 32G09 ont été effectués par PR au cours des étés 2006 et 2007 durant le programme Plan Cuivre.

La cartographie du secteur d'intérêt a consisté en une visite systématique des affleurements le long des nombreuses voies d'accès (routes, chemins forestiers, sentiers Quad et voies navigables). Plusieurs cheminements de contrôle ont été réalisés pour visiter les zones d'affleurements plus difficile d'accès identifiées sur les cartes de compilation géologique. Les anciens sites miniers et les indices connus ont également été visités. Le rapport intègre également les cartes de compilation inédites à l'échelle 1/10 000 couvrant le secteur du lac aux Dorés (Houle, 1990). Les données géochimiques (éléments majeurs, mineurs et en traces) incluent 452 analyses du Ministère, 152 analyses réalisées à l'INRS-ETE (Leclerc, 2011), 62 analyses gracieusement fournies par la compagnie Ressources Cogitore et sept analyses provenant de l'article de Legault et Daigneault (2006). Cette base de données a été complétée par la réanalyse pour les éléments en traces de 156 échantillons prélevés lors de travaux antérieurs. La caractérisation des minéralisations a été réalisée à partir des analyses de métaux provenant de 293 échantillons du Ministère et de 22 échantillons analysés à l'INRS-ETE (Leclerc, 2011).

Travaux antérieurs

Les premiers travaux touchant la géologie de la région de Chibougamau ont été effectués par les géologues de la Commission géologique du Canada, James Richardson en 1870 (Richardson, 1872) suivi par John Bignell et A.P. Low en 1884. En 1901, Henry O'Sullivan (O'Sullivan, 1901) publie un rapport traitant de la région pour le compte du Ministère de la Colonisation et des Mines du Québec. La première carte géologique du secteur de Chibougamau à l'échelle 1/253 440 (4 milles au pouce) réalisée par Low (1906) illustre la géologie le long des voies navigables. Au cours des années suivantes, l'intérêt croissant des prospecteurs et des compagnies minières incite le Gouvernement du Québec à constituer une commission chargée d'évaluer le potentiel minier de la région. Cette étude réalisée par les géologues E.R. Faribault, J.C. Gwillim et A.E. Barlow aboutit en 1912 à la publication d'un rapport sur la géologie et les ressources minières de la région de Chibougamau (Faribault *et al.*, 1912). La Commission géologique du Canada effectue par la suite des travaux de cartographie à l'échelle 1/63 360 (1 mille au pouce; Mawdsley, 1927; Retty, 1930; Mawdsley et Norman, 1935). Entre 1951 et 1987, le Ministère entreprend la cartographie à l'échelle 1/12 000 et 1/20 000 de la région de Chibougamau (références citées à la figure 3). Des cartes de compilation à l'échelle 1/63 360 (Malouf, 1955), 1/253 440 (Duquette, 1970), 1/100 000 (Allard, 1976), 1/250 000 (Gobeil et Racicot, 1983) et 1/300 000 (Daigneault et Allard, 1996) ont suivi. Deux campagnes de forages stratigraphiques sont aussi menées par le Ministère dans les cantons de Lemoine,

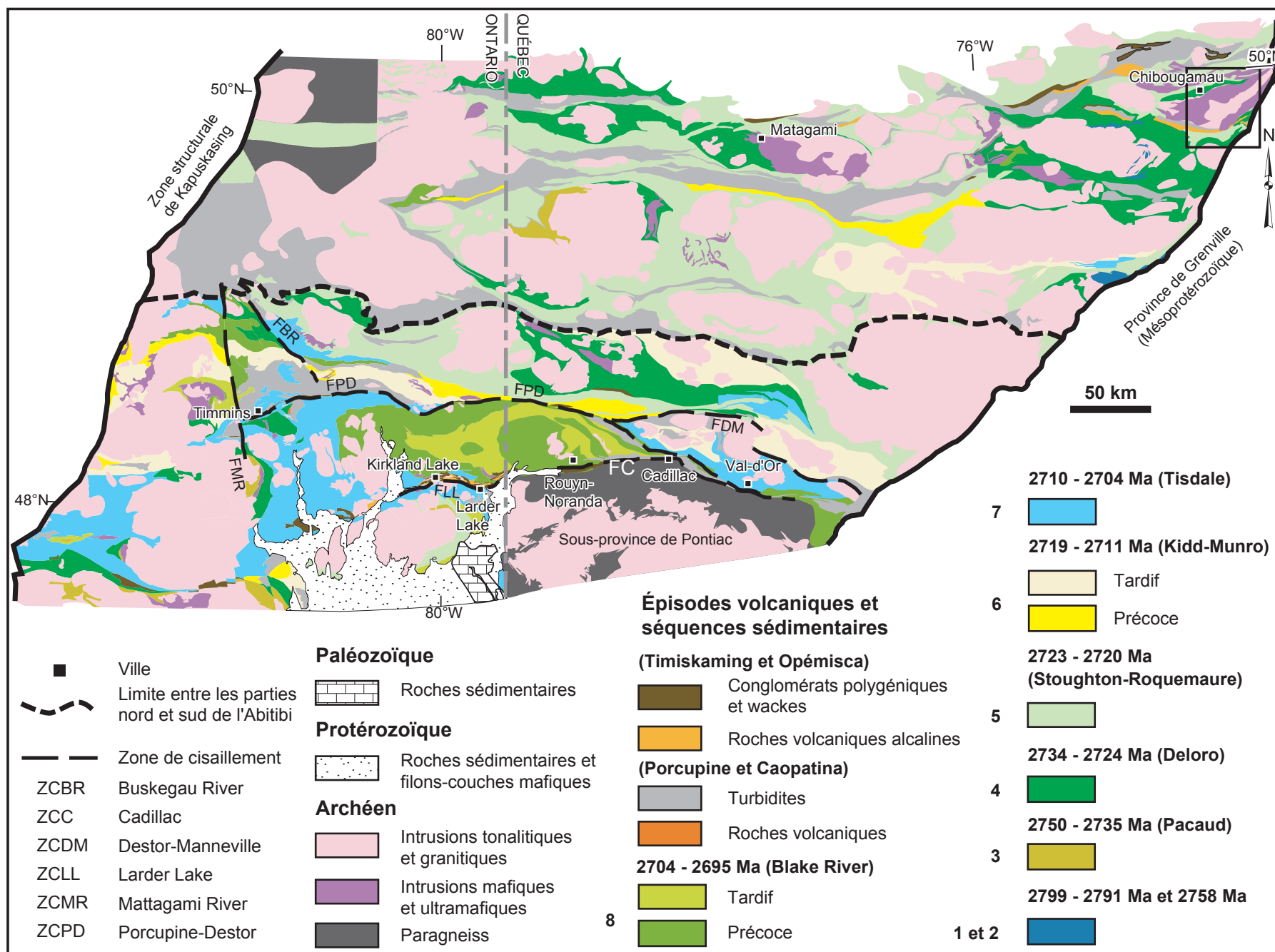


FIGURE 1 - Carte des épisodes volcaniques et des séquences sédimentaires de la Sous-province de l'Abitibi. Modifiée de Thurston *et al.* (2008) et de Goutier *et al.* (2010).

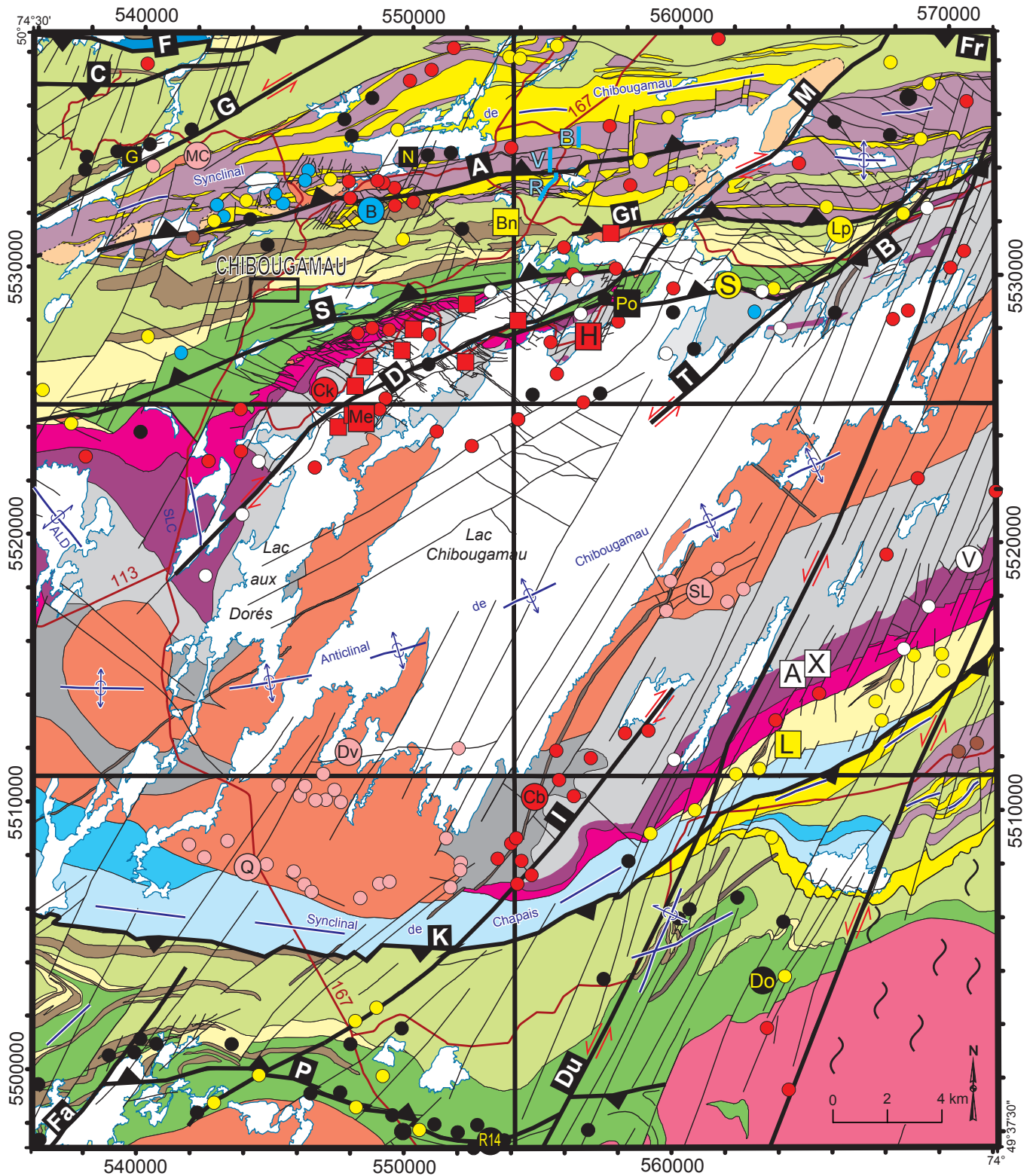













FIGURE 2 - Géologie simplifiée du secteur de Chibougamau, incluant la localisation des mines et des indices (SNRC 32G16 et portion nord du feuillet 32G09). Légende à la page suivante.

Légende de la figure 2




Paléoprotérozoïque

-  Dyke de diabase
-  Formation de Chibougamau (arkose, conglomérat polygénique et claystone)

Archéen

-  Pluton syntectonique à post-tectonique (granodiorite, granite, syénite)
-  Zone de brèche du Pluton de Chibougamau
-  Pluton synvolcanique (tonalite, diorite, trondhjémite, granodiorite)
-  Gabbro
-  Suite intrusive de Cummings (de composition mafique à ultramafique)
-  Suite intrusive du Lac Doré (SiLD)
-  Unité supérieure
-  Unité litée
-  Unité inférieure

Anticlinal / Synclinal

-  P1
-  P2, droit
-  P2, déversé

ALD: Anticlinal du Lac David

SLC: Synclinal du Lac Caché

 Zone de cisaillement inverse

 Faille et zone de cisaillement oblique

 Front de Grenville



Zone de cisaillement

- A: Antoinette
- B: Bordière de la SiLD
- C: Croteau-Bouchard
- D: Lac Doré
- Du: Lac Dufresne
- F: Faribault
- Fa: Fancamp
- Fr: Lac France
- G: Gwillim
- Gr: Grondines
- I: Lac des Îles
- K: Kapunapotagen
- M: McKenzie
- P: Palmer-Tippecanoe
- S: Lac Sauvage
- T: Lac Taché






Mines (□) et indices (○)

- Fe-Ti-V
- Ni-Cu-EGP
- SMV
- Porphyres Cu-Au ± Mo
- Veines polymétalliques pré-D2 (Au-Ag-Cu-Zn-Pb)
- Filons Cu-Au
- Or de type orogénique

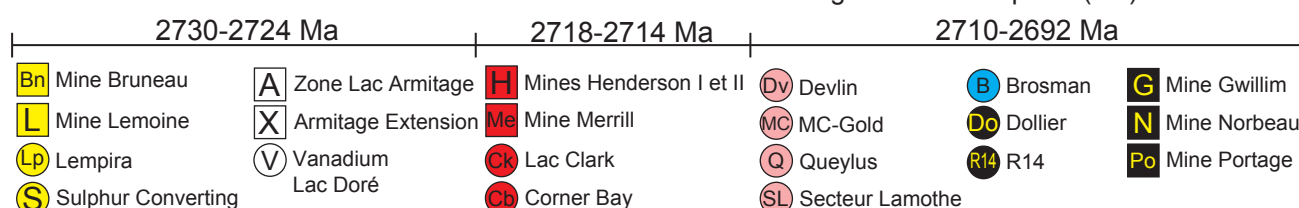
Groupe d'Opémisca

-  Formation de Haüy (subarkose, conglomérat, andésite potassique)
-  Formation de Stella (conglomérat, subarkose, claystone)

Groupe de Roy

-  Formation de Bordeleau (arénite, arkose, mudstone, conglomérat, tuf à lapillis)
-  Formation de Blondeau (roche sédimentaire volcanogène, roche volcanoclastique felsique, rhyodacite, basalte)
-  Formation de Bruneau (roche volcanique mafique, roche volcanoclastique)
-  Formation de Waconichi (roche volcanoclastique, rhyolite, basalte, porphyre à QZ-PG)
-  Formation d'Obatogamau (roche volcanique mafique)

Mines et indices mentionnés dans le texte avec chronologie de mise en place (Ma)



Dollier, McCorkill et Queylus pour mieux comprendre les relations stratigraphiques (Cimon et Gobeil, 1978; Gobeil, 1981; Gobeil et Carrier, 1987).

Plusieurs synthèses géologiques et livrets-guides d'excursion touchant la région de Chibougamau décrivent la géologie et les gîtes minéraux du secteur (Duquette, 1970; Allard, 1972b; Allard, 1976; Allard *et al.*, 1979; Racicot, 1980, 1981; MER, 1983; Guha et Chown, 1984; MER, 1984a et 1984b; Daigneault et Allard, 1990; Guha *et al.*, 1991; Pilote, 1995, 1998, 2006). À partir de 1940, de nombreux travaux universitaires traitent du contexte géologique particulier de la région. Les études métallogéniques réalisées au Ministère ont permis de préciser le contexte des minéralisations au sud du lac Chibougamau (Assad, 1968; Kish, 1971; Castonguay, 1975; Avramtchev, 1975a; Gobeil, 1976), dans le secteur du mont Bourbeau et du lac Berrigan (Pilote, 1982, 1984, 1987; Dubé et Guha, 1986a,

1986b et 1986c, 1987, 1989; Pilote et Guha, 1998b), à la mine Copper Rand (Magnan, 1995; Magnan *et al.*, 1999) et dans le secteur des lacs Chevrier et Dollier (Legault *et al.*, 1995, 1997, 2000; Legault et Daigneault, 2006; Roy *et al.*, 2005, 2006). Les levés gravimétriques (Auger, 1988; Dion, 1993), aéromagnétiques et électromagnétiques (Dumont et Potvin, 2006; Kiss et Oneschuk, 2007; Keating et d'Amours, 2010) couvrent la totalité du territoire étudié. Paradis (2002 et 2003) a réalisé les cartes des dépôts quaternaires des feuillets 32G16 et 32G09.

Données recueillies lors de cette étude

Au cours des campagnes de cartographie de 2004 à 2007 et 2011, un total de 2530 affleurements ont été visités dans les feuillets 32G16, 32G09-200-0201 et 32G09-200-0202. Les résultats de 1144 nouvelles analyses lithogéochimiques

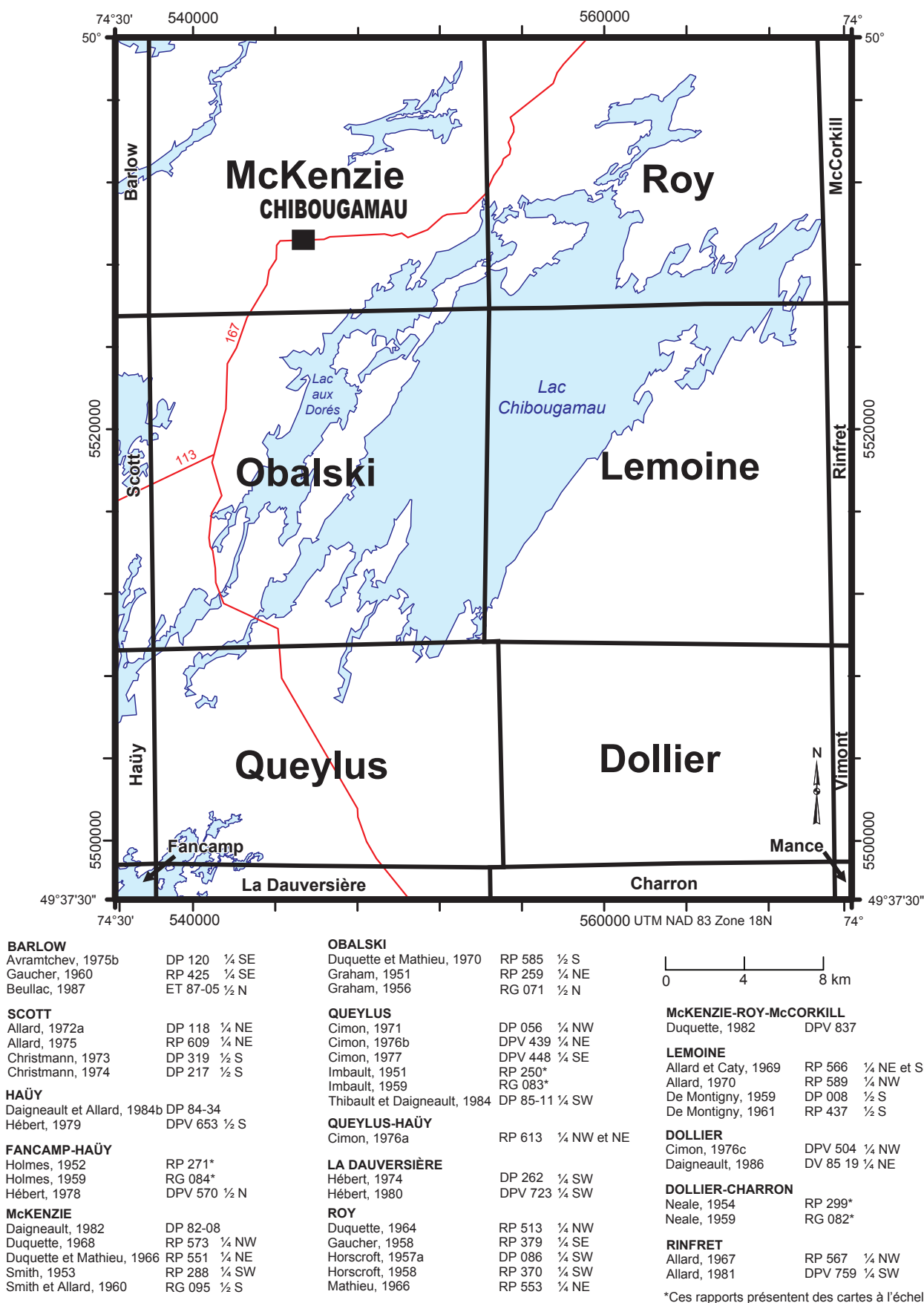


FIGURE 3 - Carte des cantons couvrant le secteur à l'étude illustrant les travaux de cartographie réalisés par le Ministère à l'échelle du 1/12 000 et du 1/20 000 entre 1950 et 1987.

ont été versés dans la banque de données du SIGÉOM, incluant 829 analyses globales et 315 analyses pour les métaux usuels et précieux. Une compilation des données géochronologiques effectuées dans le secteur d'étude (tableau 1) comprend 20 nouvelles analyses publiées entre 2004 et 2012 dans le cadre des travaux du Ministère, de la Commission géologique du Canada et des universités. Nous avons procédé à la mise à jour de l'information sur les travaux d'exploitation et d'exploration incluant les données de production et, lorsque disponible, l'information sur les ressources des mines et des gisements (valeurs conformes au règlement 43-101 ou valeurs historiques). Environ 40 nouvelles fiches de gîtes ont été ajoutées à la base de données des gisements métallifères du SIGÉOM à la suite de nouvelles découvertes découlant de nos travaux et de ceux des compagnies d'exploration effectués ces dernières années.

Bien que presque toutes les roches mentionnées dans ce rapport aient été métamorphisées, le préfixe « méta » a été volontairement omis afin d'alléger le texte.

Modifications à la nomenclature stratigraphique

À la suite de nos travaux de cartographie et de diverses études spécialisées (géochemie, géochronologie, géophysique et métallogénie), les modifications suivantes ont été apportées à la nomenclature stratigraphique du secteur à l'étude (figure 4) :

- L'importante intrusion stratiforme et différenciée de composition mafique à ultramafique du lac Doré a été initialement identifiée comme le Complexe du Lac Doré (Allard, 1956; Allard, 1976). Cette appellation, soulignant l'analogie avec les complexes lités stratiformes de type Bushveld ou Stillwater, a été maintenue par Daigneault et Allard (1990) pour des raisons historiques, malgré les recommandations du Code stratigraphique nord-américain quant à l'emploi du terme « complexe » (articles 37d et 38; MER, 1986). La version la plus récente du Code stratigraphique nord-américain (NASC, 2005) maintient qu'il est incorrect d'utiliser le terme « complexe » pour désigner des « types variés de roches appartenant à une seule classe¹ ». Pour cette raison, nous proposons ici de modifier de la façon suivante la nomenclature du Complexe du Lac Doré en conformité avec les articles 31 à 41 du Code stratigraphique nord-américain : a) le Complexe du Lac Doré est renommé Suite intrusive du Lac Doré (désignée dans le reste du texte par l'abréviation SiLD); b) la Série inférieure du Lac Doré, la Série litée du Lac Doré et la Série Supérieure du Lac Doré deviennent respectivement l'Unité inférieure du Lac Doré, l'Unité litée du Lac Doré et l'Unité supérieure du Lac Doré; et c) la Zone litée, incluse dans la Série litée (ancienne nomenclature), est désormais désignée « zone litée »

et est considérée comme un lithodème informel. La figure 4a indique les changements proposés.

- De la même façon, nous proposons de désigner les Filons-couches de Cummings (Daigneault et Allard, 1990) comme la Suite intrusive de Cummings et d'y inclure comme lithodèmes formels le Filon-couche de Roberge, le Filon-couche de Ventures et le Filon-couche de Bourbeau (en conformité avec l'article 35 du Code stratigraphique nord-américain). La figure 4a indique les changements proposés.
- Sur le flanc nord de l'Anticlinal de Chibougamau, l'abandon de la Formation de Gilman est devenu nécessaire à la suite de l'intégration du Membre d'Allard (2727 Ma) à la Formation de Waconichi (Leclerc, 2011; Leclerc *et al.*, 2011). Les roches volcaniques mafiques du Membre de David, sous-jacentes au Membre d'Allard, sont maintenant incluses dans la Formation d'Obatogamau, tandis que les roches volcaniques mafiques sus-jacentes se retrouvent dans la nouvelle Formation de Bruneau (2724 Ma; figure 4b).
- Sur le flanc sud de l'Anticlinal de Chibougamau, les faciès Lemoine (2730-2728 Ma; Mortensen, 1993) et Queylus (2730-2729 Ma; Legault, 2003; Leclerc *et al.*, 2011) de la Formation de Waconichi, reconnus initialement par Daigneault et Allard (1990), sont élevés au rang de membres formels. Des études détaillées (Legault, 2003; Brisson, 2007 et 2008) ont amené l'ajout des membres de Scott (2728 Ma; Leclerc *et al.*, 2011), de Coyote et de Chevrier (figure 4b).
- Les travaux de cartographie détaillée et de forages ont mené à la subdivision du Membre de Lemoine en dix sous-unités informelles (Lafrance *et al.*, 2006; Roy *et al.*, 2007; Boulerice *et al.*, 2014; Mercier-Langevin *et al.*, 2014; Ross *et al.*, 2014).

Remerciements

Nous tenons à remercier les personnes qui ont collaboré à la réalisation de ce projet. Sur le terrain, nous avons été assistés des géologues Thibault Astic, Louise Duchesne, Louis Grenier, Jean-François Lagueux et Sophie Turcotte, ainsi que des assistants-géologues Martin Aucoin, François Bossé, Julie Boulay, Julie Bouvrette, Kevin Côté, Éva Fisher, Yann Gobeil, Charles Jacques, Annie Labelle-Lauzon, Rodolphe Lavoie, Maxim Martel, Sarah-Jeanne Morin, Natalie Pacheco, Gabriel Ricard, Judith St-Laurent et Stéphane St-Louis. La compilation des forages a été assurée par Alexandra Fliszár et Gabriel Morin.

La contribution financière, scientifique et logistique de la Commission géologique du Canada (CGC) dans le cadre du programme Initiative géoscientifique ciblée 3 – Abitibi a été essentielle à la réalisation de ce projet. Nous remercions Benoît Dubé et Yves Michaud pour leur appui. Nos remerciements vont également à Vicki McNicoll et Otto Van Breemen qui ont effectué les analyses géochronologiques.

¹ Extrait de l'Article 37d du Code stratigraphique nord-américain (DV 86-02, page 31), reconduit intégralement dans la version anglaise du NASC (2005).

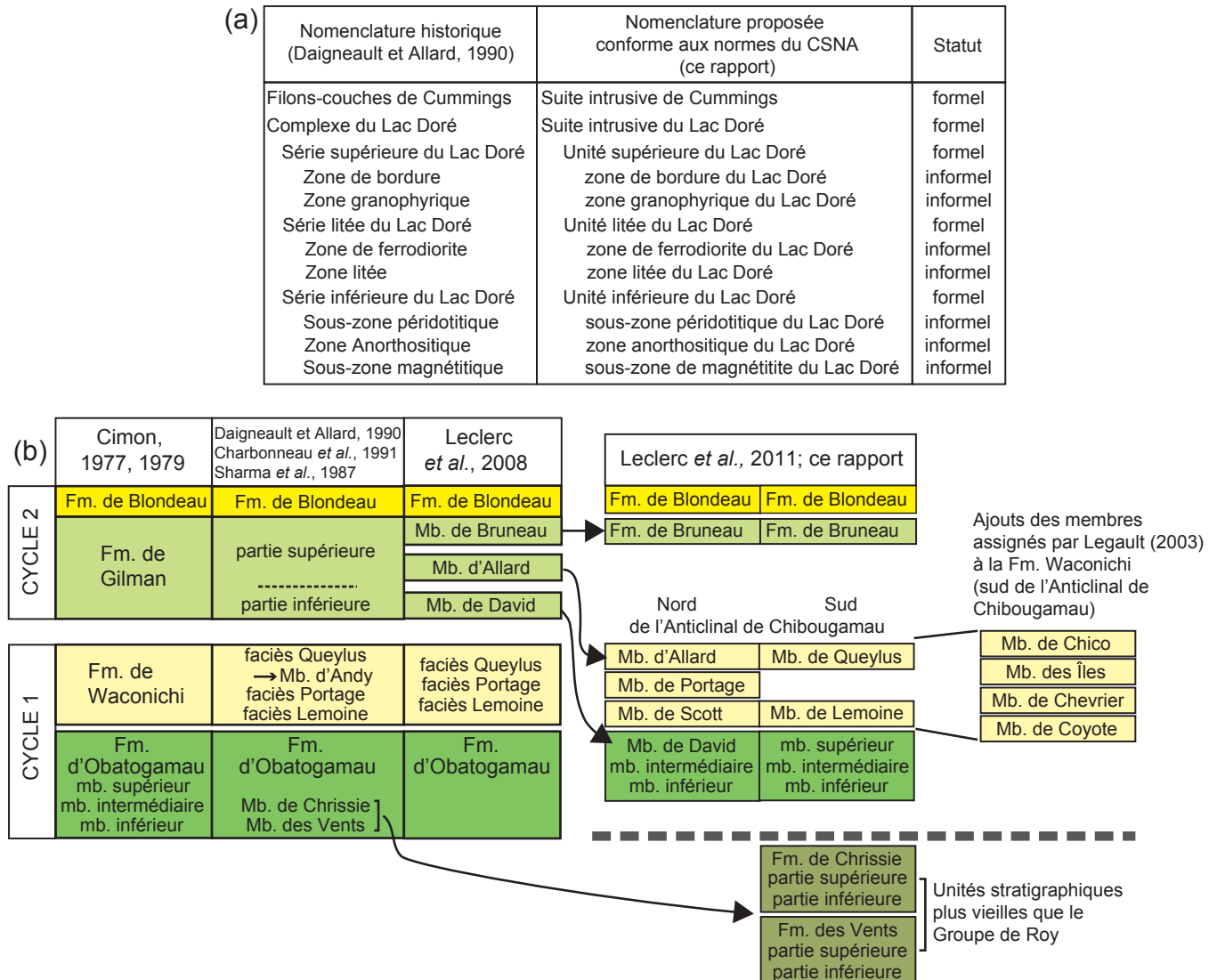


FIGURE 4 - a) Changements proposés à la nomenclature stratigraphique des intrusions de composition mafique à ultramafique du Lac Doré et de Cummings; **b)** Évolution de la nomenclature stratigraphique du Groupe de Roy dans le secteur de Chibougamau.

Nous sommes également reconnaissants à Patrick Mercier-Langevin pour ses conseils lors de ses visites sur le terrain.

L'auteur principal remercie l'Institut national de la recherche scientifique - Centre Eau Terre Environnement (INRS-ETE), ses directeurs de thèse Jean H. Bédard (CGC), Lyal B. Harris (INRS-ETE) et Normand Goulet (UQAM), ainsi que les organismes qui ont subventionné son projet de doctorat : le Conseil de recherche en sciences naturelles et en génie (CRSNG), le Fonds québécois de la recherche sur la nature et les technologies (FQRNT), le Secteur des Sciences de la Terre (SST) de Ressources naturelles Canada, le Programme de formation scientifique dans le Nord (PFSN) et le Consortium de recherche en exploration minérale (CONSOREM). Nous remercions également le professeur Pierre-Simon Ross (INRS-ETE) pour ses conseils concernant la stratigraphie des roches volcaniques archéennes.

Nous tenons également à souligner l'excellente collaboration des compagnies minières et des prospecteurs de Chibougamau : Ressources Cogitore (Gérald Riverin, Tony Brisson et Benoit Lafrance), SOQUEM (Pierre Folco et Laury Schmitt), Apella Resources (maintenant PacificOre Mining; Glen McCormick et Huguette Bouchard), Ressources Campbell, Explorations Lounor, IAMGOLD Corporation et Marc Bouchard. Merci à Jean Descarreaux, Claude Larouche et Steve Larouche qui ont contribué de façon significative aux travaux de compilation et d'acquisition de données.

Nous exprimons notre gratitude à Johanne Jobidon et Gabriel Morin pour l'assistance technique. La lecture critique du manuscrit par Claude Dion a permis d'améliorer le contenu de ce rapport.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Le secteur de Chibougamau est situé dans la portion nord-est de la Sous-province archéenne de l'Abitibi de la Province du Supérieur (figure 1). Il est caractérisé par des ensembles volcano-sédimentaires et plutoniques du faciès des schistes verts qui se poursuivent vers l'ouest dans la région de Chapais. Au nord de Chapais et de Chibougamau, la Sous-province archéenne d'Opatika est dominée par des dômes kilométriques de tonalite, de granodiorite et de monzodiorite encaissés dans des unités discontinues de gneiss tonalitiques, de gneiss mafiques, d'amphibolites et de roches ultramafiques (Benn et Moyen, 2008; Daoudene *et al.*, 2014). À l'est et au sud-est, la Zone Parautochtone de la Province de Grenville comprend des roches archéennes qui ont été métamorphisées au faciès moyen des amphibolites jusqu'au faciès des granulites au Protérozoïque à la suite d'une série d'événements tectonométamorphiques (Baker, 1980; Rivers et Corrigan, 2000; Cadéron *et al.*, 2005).

La région de Chibougamau (figure 2) comprend des roches d'âge néoarchéen (2730 à 2691 Ma, tableau 1), quelques lambeaux d'érosion de roches sédimentaires (Long 1974 et 1981) et des dykes de gabbro-diabase protérozoïques (Buchan *et al.*, 1993; Ernst *et al.*, 1996; Ciborowski *et al.*, 2014), ainsi qu'une couverture de dépôts quaternaires (Paradis, 2002). La base de l'empilement stratigraphique est formée par le Groupe de Roy qui comprend deux cycles volcaniques (Duquette, 1970; Allard, 1976; Allard *et al.*, 1979; Daigneault et Allard, 1990; Leclerc *et al.*, 2011). Le premier cycle regroupe les formations d'Obatogamau et de Waconichi (2730-2726 Ma; datations n° 6 à 13, tableau 1), alors que le deuxième cycle est constitué des formations de Bruneau, de Blondeau et de Bordeleau (2724-2717 Ma; datations n° 4, 5 et 19, tableau 1). À la base des cycles volcaniques, les roches volcaniques mafiques présentent une affinité tholéiitique et passent vers le sommet à des roches volcanoclastiques et des métasédiments d'affinité transitionnelle à calco-alkaline (Daigneault et Allard, 1990; Roy *et al.*, 2007; Leclerc *et al.*, 2011).

Les roches du Groupe de Roy sont coupées par plusieurs intrusions de composition mafique à ultramafique, incluant des filons-couches gabbroïques comagmatiques (Horscroft, 1957b), la Suite intrusive du Lac Doré (2728-2727 Ma; datations n° 30 et 31, tableau 1) et la Suite intrusive de Cummings (2716,7 \pm 0,4 Ma; datation n° 19, tableau 1). Quelques plutons de composition intermédiaire à felsique sont contemporains du second cycle volcanique. Le Pluton de La Dauversière (2719 \pm 0,6 Ma; datation n° 29, tableau 1) présente un âge similaire à celui des diorites du Pluton de Chibougamau (2718 \pm 2 Ma et 2716 \pm 3/2 Ma; datations n° 28 et 27, tableau 1). Cette dernière intrusion regroupe plusieurs corps lithologiques de compositions et d'âges distincts, incluant des dykes de diorite et de tonalite (2714 \pm 3/2 Ma et 2715 \pm 1 Ma; datations n° 22 et

26, tableau 1), des dykes felsiques (2705,1 \pm 1,7/-1,2 Ma; datation n° 21, tableau 1) et des leucotonalites (2701,7 \pm 2,9 Ma; datation n° 20, tableau 1). Dans la partie sud de la zone cartographiée, le Groupe d'Opémisca comprend les conglomérats, les subarkoses et les mudrocks de la Formation de Stella (<2704 \pm 2 Ma; datation n° 2, tableau 1) et de la Formation de Haüy (< 2691,7 \pm 2,9 Ma; datation n° 1, tableau 1), qui reposent en discordance sur les roches volcaniques du Groupe de Roy (Cimon, 1976a et 1976b, 1977; Daigneault, 1986). La séquence stratigraphique archéenne est surmontée en discordance par les arkoses, les conglomérats polygéniques et les claystones de la Formation de Chibougamau d'âge protérozoïque.

Les éléments de la déformation ductile à fragile qui caractérisent le secteur de Chibougamau ont été regroupés en cinq événements (D1 à D5). La déformation D1 est associée à la formation des plis P1 régionaux d'amplitude kilométrique et à trace axiale N-S. La schistosité liée à ces structures n'a été reconnue que localement (Daigneault et Allard, 1984a et 1984b; Dimroth *et al.*, 1986; Daigneault, 1991). L'événement de déformation principal D2a se manifeste par des plis P2a associés à une schistosité à pendage modéré à subvertical et à des linéations à fort plongement. Le secteur à l'étude présente trois plis régionaux P2a à trace axiale E-W. Du nord vers le sud, il s'agit du Synclinal de Chibougamau, de l'Anticlinal de Chibougamau et du Synclinal de Chapais (Allard, 1976; Daigneault et Allard, 1990). À l'échelle régionale, les plutons synvolcaniques et syntectoniques sont localisés le long des crêtes apicales correspondant à la trace des plis anticlinaux P2a. En bordure de ces plutons, les bassins synclinaux correspondants contiennent les roches sédimentaires des formations de Blondeau, de Stella et de Haüy. La schistosité s'intensifie localement dans les couloirs de déformation anastomosés E-W et NW-SE contemporains qui présentent des structures qui témoignent à la fois de phénomènes d'aplatissement et de cisaillement (Daigneault *et al.*, 1990; Leclerc *et al.*, 2012). Le mouvement senestre le long des zones de cisaillement NE de Gwillim et de Taché est interprété comme tardi-D2 (D2b), puisqu'il provoque le décalage des zones de cisaillement E-W. Il résulte néanmoins des mêmes contraintes régionales N-S à NNE-SSW déduites pour ce secteur (Daigneault et Allard, 1984a; Pilote, 1986; Dubé, 1990). La Zone de cisaillement de McKenzie, orientée NE-SW, montre un mouvement dextre tardif (D3) qui se superpose au mouvement senestre décrit précédemment. Ce phénomène pourrait être associé à une réorientation des contraintes régionales d'une orientation N-S vers une orientation E-W, ou encore à une relaxation des contraintes (Dimroth *et al.*, 1986). À l'échelle de l'affleurement, ce mouvement dextre se manifeste dans les zones de cisaillement E-W par la présence de kink bands compressifs. Les zones de cisaillement et les failles senestres NNE-SSW (D4) sont plus facilement identifiables dans les roches intrusives compétentes de la SiLD et du Pluton de Chibougamau. Le décalage senestre le long de ces structures est de l'ordre de quelques centaines

de mètres. Les événements de déformation les plus tardifs correspondent à des cassures auxquelles sont associés trois familles de dykes mafiques d'âge protérozoïque (D5) : 1) dykes NW-SE; 2) dykes NNE-SSW (Dykes du Chef); et 3) dyke ENE-WSW (Dykes de Biscotasing).

Les roches archéennes de la région de Chibougamau sont métamorphisées au faciès des schistes verts, sauf en bordure de certaines intrusions (plutons de La Dauversière et de Boisvert; Daigneault *et al.*, 1990) et dans la partie SE de la carte, dans la Zone tectonique du Front du Grenville (Allard *et al.*, 1979; Ciesielski et Ouellet, 1985; Daigneault et Allard, 1994; Roy *et al.*, 2005; Cadéron *et al.*, 2005), où il atteint le faciès des amphibolites. La limite entre les sous-provinces d'Abitibi et d'Opatika, au nord du secteur à l'étude, est également caractérisée par une augmentation du métamorphisme au faciès des amphibolites (Benn *et al.*, 1992; Sawyer et Benn, 1993).

UNITÉS STRATIGRAPHIQUES ET LITHODÉMIQUES

Groupe de Roy (Ary)

Formation d'Obatogamau (nAob)

La Formation d'Obatogamau (Cimon, 1977) représente une unité de basaltes andésitiques massifs, coussinés et bréchiques caractérisés par la présence de phénocristaux centimétriques de plagioclase qui, par endroits, donnent à la roche une structure glomérophyrique. Le stratotype décrit par Cimon (1977) dans la région du lac Audet, au sud-est du canton de Queylus (carte hors texte), expose trois unités (inférieure, intermédiaire et supérieure) qui se distinguent par le pourcentage de phénocristaux de plagioclase (figure 5). Le contenu en phénocristaux varie de 1 à 3 % dans le membre inférieur, atteint typiquement 20 % dans le membre intermédiaire (photo 1), puis redescend sous le 1 % dans le membre supérieur, lequel est généralement aphyrique (nAob1). Ces unités demeurent toutefois informelles puisque les roches volcaniques mafiques plus riches en phénocristaux n'apparaissent que localement. Le stratotype de Cimon (1977) comprend aussi quelques lentilles d'andésite et de roches volcanoclastiques de composition similaire trop minces pour apparaître sur une carte à l'échelle 1/20 000 (nAob2). Sur le flanc nord de l'Anticlinal de Chibougamau, les basaltes andésitiques aphyriques et les unités de brèches de coulées et d'hyaloclastites d'épaisseur décimétrique associées à des tufs à lapillis moyens à grossiers sont assignés au Membre de David (nAdd) de la Formation d'Obatogamau (voir section suivante; Leclerc *et al.*, 2008 et 2011).

Les amphibolites à grenat et clinopyroxène (nAob1a) situées dans la Zone de déformation du Lac Dufresne, à la bordure ouest du Pluton de La Dauversière (figure 2),

constituent l'équivalent métamorphisé et déformé des roches volcaniques mafiques massives, coussinées et bréchiques de la Formation d'Obatogamau. Les structures volcaniques primaires sont encore reconnaissables, mais la roche est fortement déformée et localement migmatitisée. Les enclaves d'amphibolite à grenat et clinopyroxène encaissées dans le Pluton de La Dauversière montrent une granulométrie fine à moyenne et un rubanement formé par l'alternance de niveaux plus ou moins riches en minéraux mafiques (hornblende, grenat et clinopyroxène) et en plagioclase (Roy *et al.*, 2005).

Membre de David (nAdd)

Le Membre de David (Leclerc *et al.*, 2011) regroupe les basaltes andésitiques aphyriques massifs, coussinés et bréchiques (nAdd1) de la Formation d'Obatogamau localisés sur le flanc nord de l'Anticlinal de Chibougamau. Il correspondait initialement à la division inférieure de l'ancienne Formation de Gilman (Leclerc *et al.*, 2008). La section type de cette unité est située le long du ruisseau David et de bons affleurements sont visibles en bordure de la route 167, à l'entrée sud de la ville de Chibougamau (carte hors texte). Les roches volcaniques à la base du Membre de David sont coupées par les roches intrusives de la SiLD. Les relations de recoupement primaires entre ces unités sont généralement obscurcies par des zones de déformation (Zone de cisaillement du Lac Sauvage et la Zone de cisaillement bordière de la Suite intrusive du Lac Doré; Daigneault, 1991). Le sommet du Membre de David correspond au contact avec l'unité de roches volcanoclastiques assignée au Membre d'Allard de la Formation de Waconichi.

Les coulées peuvent atteindre 60 m d'épaisseur (Allard, 1976) et sont typiquement composées de volcanites coussinées (~50 %) et massives (~25 %) injectées de filons-couches gabbroïques comagmatiques (~25 %). Les coussins contiennent de 5 à 25 % de vésicules ou d'amygdales (<1 mm à 1 cm) de calcite ou d'ankérite réparties aléatoirement dans la masse ou concentrées dans la partie sommitale des coussins (Jones, 1969). Ce dernier critère est utile en appui à la morphologie des coussins pour déterminer la polarité stratigraphique des coulées (Daigneault, 1991). L'axe long des coussins, allongé parallèlement à la foliation régionale, mesure en moyenne 30 à 40 cm, mais peut atteindre plus d'un mètre. Le faciès bréchique est présent en proportion mineure (<1 %) principalement dans les espaces entre les coussins. Il est composé d'hyaloclastes millimétriques à centimétriques contenant des échardes, ainsi que de fragments anguleux de roches volcaniques mafiques (<1 à 2 cm). Les brèches de coulées forment également des lentilles d'épaisseur centimétrique à métrique intercalées entre les coulées massives et coussinées. Les basaltes andésitiques sont typiquement aphyriques avec une couleur vert sombre en cassure fraîche et vert moyen en surface altérée. Les oxydes de fer-titane s'altèrent communément en leucoxène (ou titanite) sous la forme de petits grains jaunes ou orange et

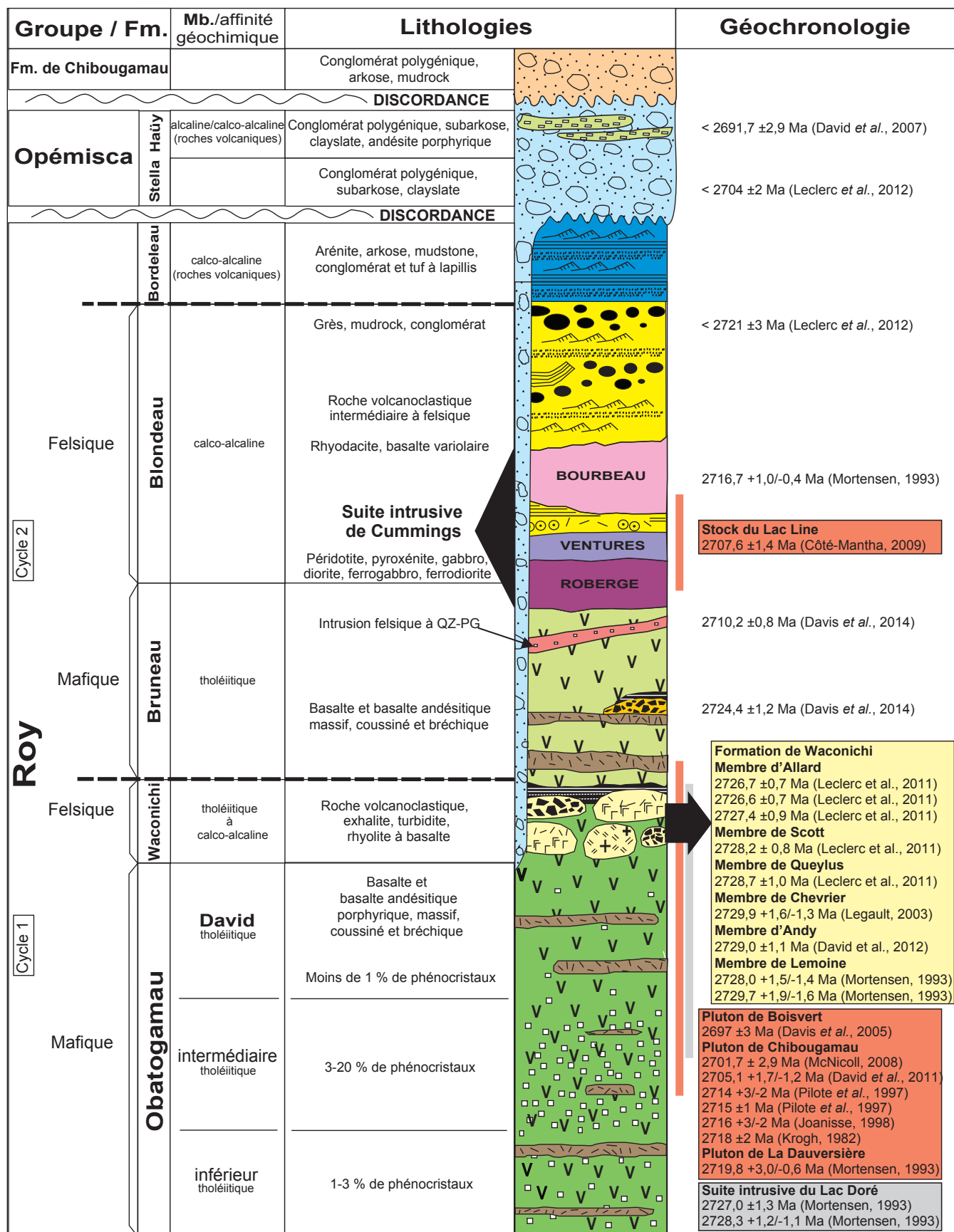


FIGURE 5 - Stratigraphie de la région de Chibougamau. L'affinité géochimique est donnée pour le faciès dominant. L'emplacement relatif des plutons granitoïdes est indiqué par un trait rose; un trait gris indique la position de la Suite intrusive du Lac Doré

peuvent constituer jusqu'à 10 à 15 % de la roche. Au microscope, la matrice microcristalline est composée de chlorite et de carbonate. Les rares phénocristaux de plagioclase millimétriques sont altérés en chlorite, épidote et albite, alors que les pseudomorphes de pyroxène millimétriques sont constitués de chlorite, épidote, magnétite et titanite.

Dans le secteur du petit lac Gilman, au sud de la ville de Chibougamau (carte hors texte), des brèches de coulées et des hyaloclastites de composition andésitique (nAdd2) forment des lentilles atteignant plus de 30 m d'épaisseur qui s'étendent latéralement sur plusieurs centaines de mètres. Elles sont intercalées dans les schistes à chlorite-séricite-ankérite de la Zone de cisaillement du Lac Sauvage. Un litage mal développé et sans granoclassement est visible localement. Au nord du mont Chalco (carte hors texte), la matrice d'une brèche de coulée est complètement remplacée par la magnétite et la pyrite.

Formation de Waconichi (nAwa)

La Formation de Waconichi, telle que définie par Duquette et Mathieu (1966), regroupait initialement toutes les roches volcanoclastiques présentes dans le secteur du lac Waconichi, dans le quart nord-est du canton de McKenzie (figures 2 et 3). L'épaisseur de l'unité, d'abord estimée à 12 500 m, a été ramenée à 2400 m à la suite de la cartographie du canton de Richardson (figure 3) par Caty (1975). Celui-ci a limité la Formation de Waconichi aux roches volcanoclastiques situées entre les lacs Gwillim et Waconichi. Plus tard, plusieurs unités de roches volcaniques felsiques de faible épaisseur et spatialement discontinues situées au même niveau stratigraphique ont été assignées à la Formation de Waconichi (Allard, 1976; Henry et Allard, 1979; Allard *et al.*, 1985; Daigneault et Allard, 1990; Chown *et al.*, 1991). Les faciès Lemoine (roches de composition rhyolitique), Queylus (roches volcanoclastiques) et Portage (formation de fer de type Algoma et roches volcanoclastiques) ont ainsi été intégrés à la Formation de Waconichi en se basant sur des critères pétrographiques et géochimiques (Daigneault et Allard, 1990; Chown *et al.*, 1991). La cartographie détaillée du canton de Haïy amené la définition des membres de Andy (Daigneault et Allard, 1990), de Coyote, de Chevrier, de Chico et des Îles (Legault, 2003)². La caractérisation des roches volcaniques felsiques résultant des travaux de cartographie détaillée, de l'analyse multiparamétrique de forages, de la géochronologie et des analyses géochimiques a permis de raffiner considérablement la stratigraphie du Waconichi (Lafrance *et al.*, 2006; Roy *et al.*, 2007; McNicoll *et al.*, 2008; Leclerc *et al.*, 2011; David *et al.*, 2012; Ross *et al.*, 2013; Ross *et al.*, 2014; Mercier-Langevin *et al.*, 2014). Les faciès Lemoine, Queylus et Portage sont maintenant considérés comme des membres formels de la Formation de Waconichi, laquelle inclut aussi le nouveau Membre d'Allard (Leclerc *et al.*, 2011). Le Membre de Lemoine comprend une division informelle qui permet de

distinguer les portions inférieure et supérieure de cette unité (Roy *et al.*, 2007).

Membre de Chevrier (nAchv)

Le Membre de Chevrier (Legault, 2003) représente une unité felsique d'une épaisseur variant de 200 à 1000 m exposée sur plus de 9 km au nord-ouest du Pluton de La Dauversière (carte hors texte). Il inclut des dacites massives et bréchiques à phénocristaux de plagioclase (<20 %; 0,5 à 2 mm) et de quartz (<10 %; 1 à 5 mm), ainsi que des tufs mafiques à lapillis et à blocs présentant des fragments subarrondis (0,5 à 40 cm) de composition intermédiaire à felsique. Une intrusion felsique à phénocristaux de quartz et de plagioclase qui coupe le Membre de Chevrier a donné un âge de 2729,9 ± 1,6/-1,3 Ma (datation n° 10, tableau 1).

Membre de Lemoine (nAlem)

Le Membre de Lemoine (Leclerc *et al.*, 2011) représente l'unité formelle qui regroupe les roches du faciès Lemoine situées sur le flanc sud de l'Anticlinal de Chibougamau. Cette unité, reconnue par Daigneault et Allard (1990), est dominée par des dacites et des rhyodacites à phénocristaux de quartz et de plagioclase. Elle comprend également, mais en moindres quantités, des roches volcanoclastiques felsiques, des roches volcaniques mafiques et des exhalites (Daigneault et Allard, 1990; Lafrance *et al.*, 2006; Mercier-Langevin *et al.*, 2014; Ross *et al.*, 2013; Ross *et al.*, 2014). Le Membre de Lemoine a une épaisseur moyenne de 500 m (atteignant localement 1300 m) et s'étend latéralement sur une distance estimée entre 17 et 20 km (Daigneault et Allard, 1990; Lafrance *et al.*, 2006). Dans ce secteur, la stratification est généralement orientée 050° avec une polarité stratigraphique vers le SE. Au nord-ouest de l'unité, la base du Membre de Lemoine est coupée par la zone granophyrique qui représente la partie sommitale de la SiLD (figure 2). Au sud-est, le contact supérieur du Membre de Lemoine est concordant avec les roches volcaniques mafiques de la Formation de Bruneau (Roy *et al.*, 2007; Leclerc *et al.*, 2011) et en contact discordant avec les roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca (Daigneault et Allard, 1990). Une synthèse lithostratigraphique du secteur de la mine Lemoine (figure 2) réalisée à partir de l'analyse multiparamétrique de forages et d'une cartographie détaillée (Lafrance *et al.*, 2006; Roy *et al.*, 2007; Boulerice *et al.*, 2014; Mercier-Langevin *et al.*, 2014; Ross *et al.*, 2013; Ross *et al.*, 2014) a permis de reconnaître jusqu'à dix sous-unités informelles (tableau 2). Le Membre de Lemoine est divisé en deux unités informelles en se basant sur le changement d'affinité géochimique des roches volcaniques de part et d'autre de l'amas sulfuré représenté par le dépôt minéralisé de la mine Lemoine (Ross *et al.*, 2014; voir aussi figure 10c du présent rapport). L'unité inférieure du Membre de Lemoine (nAlem1) est formée des six sous-unités basales, alors que les quatre sous-unités du sommet sont regroupées dans l'unité supérieure du Membre de Lemoine (nAlem2).

² Les membres de Andy, de Chico, de Coyote et des Îles n'apparaissent pas dans le secteur à l'étude et ne seront donc pas traités dans ce rapport.

La base de l'unité inférieure du Membre de Lemoine est formée de la sous-unité *nAlem1a*. Il s'agit d'un niveau de dacite à phénocristaux de quartz bleuté (2-10 %, 2 à 6 mm) et de plagioclase (3-10 %, 1 à 5 mm) similaire à la sous-unité *nAlem1f* (voir plus loin), mais avec un contenu significativement plus élevé en Zr (500 à 800 ppm Zr; voir la figure 5 de Lafrance *et al.*, 2006). Les phénocristaux de quartz sont typiquement plus petits et moins abondants que les cristaux de plagioclase (Boulerice *et al.*, 2013). Les hyaloclastites, les bordures de lobes et les structures d'écoulement laminaire reconnues en forages et en affleurements indiquent que cette unité a une origine extrusive (Riverin et Boily, 2003; Ross *et al.*, 2014). L'unité présente localement une intense altération hydrothermale en chlorite-séricite et constitue donc une cible intéressante pour la recherche d'amas sulfurés comparables à celui de la mine Lemoine (Riverin et Boily, 2003; Boulerice *et al.*, 2014). La datation d'un échantillon de dacite à phénocristaux de quartz bleuté et de plagioclase provenant d'un dôme hypovolcanique au nord du lac Yvette, dans le secteur de la mine Lemoine, a permis d'obtenir un âge de cristallisation de 2728,0 ± 1,5/-1,4 Ma pour cette sous-unité (datation n° 12, tableau 1).

Surmontant *nAlem1a*, la sous-unité *nAlem1b* est constituée de dacite et de rhyolite à phénocristaux de quartz (2-5 %, 1 à 2 mm) qui se présente sous la forme de coulées massives, de dômes hypovolcaniques, de filons-couches et de dykes (Lafrance *et al.*, 2006). La partie sommitale de cette sous-unité est caractérisée par la présence de lentilles de roches volcanoclastiques de même composition (Mercier-Langevin *et al.*, 2014). La sous-unité *nAlem1b* a une épaisseur variant de 200 à 500 m et constitue le mur du gisement de SMV de la mine Lemoine (Ross *et al.*, 2014). Elle présente une altération hydrothermale pénétrante et étendue spatialement qui se manifeste par des assemblages à : a) séricite-carbonate, b) séricite-chlorite et c) chlorite-séricite-chloritoïde. Une quatrième association composée de chlorite-séricite-calcite forme des bandes centimétriques à métriques qui coupent les autres assemblages. Les minéraux d'altération ont été reconnus à l'aide d'observations macroscopiques et de la géochimie conventionnelle (Mercier-Langevin *et al.*, 2014). La présence des micas blancs, de la chlorite et des carbonates, parfois difficiles à identifier à l'œil nu, a été confirmée par l'utilisation de la spectrométrie dans le domaine de l'infrarouge proche et du visible (Ross *et al.*, 2014).

Dans la portion est de l'unité inférieure du Membre de Lemoine, *nAlem1b* est recouverte par la sous-unité *nAlem1c*, un ensemble de dacite et de rhyolite aphyriques associées à des roches volcanoclastiques de même composition (Lafrance *et al.*, 2006). Les sous-unités *nAlem1b* et *nAlem1c* sont surmontées par la sous-unité *nAlem1d* composée de coulées de basalte et d'andésite aphyriques et de roches volcanoclastiques dérivées dont l'épaisseur peut atteindre 100 m (Lafrance *et al.*, 2006; Ross *et al.*, 2014; Mercier-Langevin *et al.*, 2014). Dans la portion sommitale de l'unité inférieure du Membre de Lemoine, la sous-unité *nAlem1e* est constituée de dacite à phénocristaux de quartz

(7-8 %, 1 à 2 mm) et de plagioclase (3-7 %, 1 à 3 mm) d'apparence toujours massive en forages, ce qui suggère une origine intrusive. La sous-unité *nAlem1f* apparaît sous la forme de dômes hypovolcaniques de composition andésitique à dacitique et de filons-couches dacitiques caractérisés par des phénocristaux de quartz bleuté (2-10 %, 2 à 6 mm) et de plagioclase (3-10 %, 1 à 5 mm). Les contacts discordants, ainsi que le faible degré d'altération hydrothermale, laissent croire à une origine intrusive (Ross *et al.*, 2014). Deux dykes de dacite de moins de 5 m d'épaisseur particulièrement riches en phénocristaux de quartz et de plagioclase ont également été reconnus dans le secteur de la mine Lemoine. Ces dykes sont mentionnés ici, mais n'apparaissent pas sur la carte hors texte.

La lentille de sulfures massifs exploitée à la mine Lemoine (sphalérite, chalcopryrite, pyrrhotite et pyrite) s'étendait de la surface jusqu'à 450 m de profondeur pour une longueur maximale de 200 m et une épaisseur moyenne de 3,0 m (Riverin et Boily, 2003). Un mince niveau de tuf chertueux sulfuré (moins d'un mètre d'épaisseur) a été identifié dans l'extension de cette lentille. Des veinules de sphalérite à l'est de la lentille (*Zinc Zone*) et plusieurs zones de sulfures disséminés ont aussi été reconnues, sans toutefois mener à la découverte d'une autre lentille (Riverin et Boily, 2003).

La base de l'unité supérieure du Membre de Lemoine est caractérisée par la sous-unité *nAlem2a* qui regroupe des dacites porphyriques, des tufs à cristaux de quartz (5-10 %, 3 à 8 mm) et de plagioclase (10-20 %, 2 à 5 mm), ainsi que des porphyres andésitiques à dacitiques (Roy *et al.*, 2007). Cette sous-unité de 175 m d'épaisseur forme le toit du gisement de la mine Lemoine (Riverin et Boily, 2003). Les lobes (photo 2) et les structures d'écoulement laminaire indiquent la nature effusive d'une partie de l'unité (Lafrance *et al.*, 2006). L'altération hydrothermale à albite-quartz caractérise la partie proximale du gisement, tandis que l'assemblage chlorite-séricite est reconnu dans la partie distale de la sous-unité *nAlem2a* (Mercier-Langevin *et al.*, 2014). La datation d'une rhyolite porphyrique au sud-est du lac Yvette, dans le secteur de la mine Lemoine, a permis de déterminer un âge de cristallisation de 2729,7 ± 1,9/-1,6 Ma (datation n° 13, tableau 1). Ces roches felsiques sont surmontées par les basaltes et les basaltes andésitiques massifs et coussinés de la sous-unité *nAlem2b*. La morphologie des coussins dans ce secteur indique une polarité stratigraphique vers le sud (Martin et Stewart, 1999). Quelques lentilles de dacite appartenant à la sous-unité *nAlem2c*, ainsi que des filons-couches gabbroïques comagmatiques, viennent augmenter l'épaisseur de la sous-unité de basalte dont la puissance maximale est estimée à 1,5 km (Lafrance *et al.*, 2006; Ross *et al.*, 2014; Mercier-Langevin *et al.*, 2014). Des filons-couches de diorite, assignés à la sous-unité *nAlem2d*, étaient antérieurement interprétés comme étant cogénétiques à la sous-unité *nAlem1d*. Ces filons-couches possèdent toutefois une géochimie distincte et coupent plusieurs unités du Membre de Lemoine, ce qui démontre une origine plus tardive (Ross *et al.*, 2014).

Membre de Scott (nAsct)

Le Membre de Scott (Leclerc *et al.*, 2011) désigne formellement les roches volcaniques de composition principalement felsiques que Daigneault et Allard (1990) ont identifiées dans le secteur du lac Scott, sur le flanc nord de l'Anticlinal de Chibougamau (carte hors texte et Leclerc et Houle, 2013). Daigneault et Allard (1990) avaient à l'époque relié ces volcanites au faciès Lemoine. La base du Membre de Scott est coupée par la tonalite du Pluton de Chibougamau et la zone granophyrique de la SiLD. Le contact supérieur avec les roches volcaniques du Membre d'Allard est caractérisé localement par une unité conductrice (unité nAsct6) composée de métasédiments graphiteux, de cherts et d'exhalites (Leclerc et Houle, 2013). À l'échelle régionale, ce contact correspond à une zone de cisaillement E-W parallèle à la Zone de cisaillement du Lac Sauvage, elle-même située environ 1 à 1,5 km plus au sud. L'épaisseur du Membre de Scott est évaluée entre 700 et 2000 m, avec une extension latérale d'environ 13 km.

Les travaux détaillés de cartographie et de chimiostratigraphie ont permis de subdiviser le Membre de Scott en six unités informelles (Riverin, 1979; Jeffery, 1988; Brisson, 2007, 2008, 2009; Leclerc et Houle, 2013) : a) les andésites à structure massive, coussinée et bréchique (unité nAsct1); b) les dacites aphyriques, massives à coussinées (unité nAsct2); c) les rhyolites et les roches volcanoclastiques de composition rhyolitique (unité nAsct3) avec un âge de cristallisation de $2728,2 \pm 0,8$ Ma (datation n° 11, tableau 1); d) les dacites du lac Williams (unité nAsct4); e) les rhyolites à phénocristaux de quartz et de plagioclase (unité nAsct5); et f) les métasédiments graphiteux, les cherts et les exhalites au sommet du Membre de Scott (unité nAsct6).

Seule la partie orientale du Membre de Scott affleure dans la région à l'étude, à l'est du lac Marcelle (carte hors texte). Les andésites (unité nAsct1) sont massives, coussinées et bréchiques. Elles contiennent des amygdales (1 à 2 %) de chlorite, de carbonate (1 à 3 mm) ou de quartz (0,5 à 3 mm), et présentent localement une microstructure variolaire (2 à 5 %; Leclerc et Houle, 2013). Les lentilles de dacite massive et de tufs à lapillis de composition dacitique (unité nAsct3) ont une épaisseur inférieure à 200 m. Elles sont interdigitées avec les coulées mafiques coussinées et sont coupées par des filons-couches de gabbros comagmatiques.

Membre de Portage (nApor)

Le Membre de Portage (Leclerc *et al.*, 2011) représente une unité formelle constituée des roches du faciès Portage décrit par Chown *et al.* (1991). Cette unité inclut les formations de fer du lac Sauvage (unité nApor1; Henry et Allard, 1979), ainsi que des roches volcanoclastiques (unité nApor2; Daigneault et Allard, 1990). Dans le secteur de la colline Sidérite (carte hors texte), ces roches constituent des lentilles en contact avec la zone anorthositique et la zone de bordure de la SiLD. Toutefois, la nature intrusive

du contact est oblitérée par la Zone de cisaillement du Lac Sauvage. Sur l'île du Portage (carte hors texte), les roches du Membre de Portage forment des lentilles interdigitées avec les roches volcaniques mafiques du Membre de David et sont en contact avec les gabbros de la zone anorthositique et de la zone litée de la SiLD. L'épaisseur de cette unité varie de 30 à 150 m (Daigneault et Allard, 1990).

Les formations de fer de type Algoma (Gross, 2009) constituent la lithologie dominante du Membre de Portage (nApor1). Le faciès des carbonates est prépondérant dans le secteur de la colline Sidérite et de l'île du Portage (carte hors texte). Il est caractérisé par des lits de sidérite massive de couleur rouge-ocre à gris-beige (gris-beige en cassure fraîche) alternant avec des lits gris à verts riches en séricite-chlorite \pm chloritoïde (photo 3). Les lits de quelques centimètres d'épaisseur sont généralement discontinus en raison de la déformation régionale. À l'ouest de la colline Sidérite, un niveau de chert pyriteux décimétrique (10 à 20 cm) et des tufs à lapillis felsiques sont interstratifiés avec les formations de fer au faciès des carbonates. Nous n'avons pas retrouvé les rares affleurements de formations de fer au faciès des oxydes décrits par Henry et Allard (1979) dans le secteur de la colline Sidérite. Toutefois, les travaux de Gervais *et al.* (1992) à l'est du lac Wawbano, sur l'île du Portage, ont mis au jour plusieurs expositions de formations de fer de ce type. Celles-ci sont composées de lits centimétriques et réguliers de magnétite (20 %) qui alternent avec des lits millimétriques de pyrite (20 %) dans une matrice de chlorite-séricite-carbonate-quartz (photo 4). À cet endroit, les formations de fer au faciès des oxydes montrent un contact franc avec les formations de fer au faciès des sulfures, où la pyrite constitue le minéral principal. Les formations de fer au faciès des sulfures comprennent également des cherts pyriteux et sont associées à des tufs à lapillis à fragments séricitisés dans une matrice de pyrite. La pyrrhotite, la chalcopryrite et la sphalérite sont observées en traces. Dans le secteur du mont du Sorcier (carte hors texte), l'unité de formation de fer au faciès des sulfures est divisée en un niveau inférieur, connu sous le nom de *Sulphur Converting* (Graham, 1952b; Masterman, 1967; Budrevics *et al.*, 1972), et un niveau supérieur (Folco et Bernard, 1994). Le niveau inférieur, d'une épaisseur de 7 à 18 m, est caractérisé par des lits de sulfures massifs et semi-massifs à magnétite-pyrrhotite-pyrite interstratifiés avec des tufs felsiques laminés. Il est coupé par des filons-couches de gabbros comagmatiques et des veinules de quartz-chalcopryrite centimétriques. Le niveau supérieur, d'une épaisseur de 9 à 25 m, est semblable au niveau inférieur, mais contient typiquement une quantité plus faible de sulfures. Il est composé de chert à pyrrhotite-pyrite. Au contact de ce niveau supérieur, les basaltes du Membre d'Allard présentent un fort contenu en magnétite et pyrrhotite, ce qui explique leur forte densité. Ceci pourrait indiquer un passage graduel entre les formations de fer au faciès des sulfures et les volcanites sus-jacentes.

L'unité de roches volcanoclastiques de composition intermédiaire à felsique (nApor2) comprend des brèches

andésitiques à fragments de 20 à 30 cm de diamètre et des tufs intermédiaires à felsiques lités (Daigheault et Allard, 1990). À l'est du lac Alasper, au contact nord avec la SiLD (carte hors texte), la matrice des roches volcanoclastiques contient des phénocristaux de plagioclase et de quartz. Les fragments de roches volcaniques intermédiaires sont millimétriques et anguleux, alors que les fragments mafiques sont subarrondis et peuvent atteindre une taille de 5 à 15 cm (photo 5). Dans le secteur de la colline Sidérîte, les tufs à lapillis sont constitués de fragments de composition intermédiaire (2 à 3 cm) dans une matrice chloriteuse.

Membre de Queylus (nAqu)

Le Membre de Queylus désigne formellement les roches volcaniques de composition mafique à felsique correspondant au faciès Queylus de Daigheault et Allard (1990) sur le flanc sud de l'Anticlinal de Chibougama. Les roches volcaniques à la base du Membre de Queylus sont directement en contact avec les unités de la Formation d'Obatogama, sauf au nord du lac Chevrier (carte hors texte) où elles surmontent les membres de Coyote et de Chevrier (Legault, 2003). Le sommet de l'unité correspond au contact avec les roches volcaniques mafiques de la Formation de Bruneau. L'épaisseur moyenne du Membre de Queylus est évaluée à 500 m, avec un maximum pouvant atteindre 1000 m (Daigheault et Allard, 1990). Il est latéralement continu entre le lac Chevrier et la route 167 (Thibault et Daigheault, 1984; Roy *et al.*, 2007) et on l'observe dans la portion centrale du canton de Dollier (Daigheault, 1986; Roy *et al.*, 2007). Sa présence entre les deux secteurs n'a cependant pu être confirmée en raison de la faible densité d'affleurements.

Dans le secteur étudié, le Membre de Queylus est formé de roches volcanoclastiques de composition mafique à intermédiaire et de rhyodacite (nAqu1). Les roches volcanoclastiques comprennent des brèches, des tufs à lapillis grossiers à fins, des tufs à cristaux de plagioclase ou de pyroxène et des tufs à cendres (Daigheault et Allard, 1990). Les tufs à lapillis grossiers à fins de composition mafique à intermédiaire contiennent des fragments anguleux de 3 à 5 cm de roches volcaniques mafiques à felsiques. Dans le cas des brèches, la taille des fragments peut atteindre 80 cm. Les tufs à cendres et les tufs à cristaux ont une matrice de séricite-chlorite verte à gris pâle en surface fraîche et beige à blanche en surface altérée. Le pourcentage de cristaux de plagioclase et de quartz peut atteindre 50 % (Daigheault et Allard, 1990). Les roches volcanoclastiques de l'unité nAqu1 sont communément granoclassées et présentent localement des chenaux d'érosion. Les parties plus fines montrent un litage centimétrique à décimétrique. L'analyse isotopique d'un échantillon de tuf lité prélevé au kilomètre 200 de la route 167 (photo 6) a permis de déterminer un âge de cristallisation de $2728,7 \pm 1,0$ Ma (datation n° 9, tableau 1).

Membre d'Allard (nAard)

Le Membre d'Allard (Leclerc *et al.*, 2008 et 2011) désigne un ensemble de roches volcanoclastiques mafiques à felsiques surmontant une unité basale formée de coulées andésitiques à dacitiques. Cette unité était auparavant considérée comme formant des lentilles discontinues dans la portion supérieure de l'ancienne Formation de Gilman, sur le flanc nord de l'Anticlinal de Chibougama (Smith et Allard, 1960; Allard, 1976; McPhee et Winfield, 1976; Hamilton, 1977; Trudeau, 1981; Ludden *et al.*, 1984; Couture, 1986; Daigheault et Allard, 1990). La cartographie récente, appuyée par la lithogéochimie et la géochronologie, a permis de démontrer que le Membre d'Allard constituait une unité d'affinité transitionnelle à calco-alcaline continue latéralement sur plus de 30 km et contemporaine de la Formation de Waconichi (Leclerc *et al.*, 2011). L'épaisseur de l'unité varie de 30 m, au nord-est du lac Gilman, à plus de 1000 m à l'ouest du lac Lempira. Son épaisseur moyenne est d'environ 200 m. La base du Membre d'Allard correspond au contact avec les roches volcaniques du Membre de David de la Formation d'Obatogama, mais ce contact est souvent masqué par la présence de filons-couches de gabbros comagmatiques (Leclerc *et al.*, 2008). Son sommet est en contact concordant avec les roches volcaniques mafiques de la Formation de Bruneau.

La base du Membre d'Allard est constituée d'une unité d'andésite et de dacite (nAard1) à structure massive, coussinée et bréchique d'affinité transitionnelle à calco-alcaline. Cette unité est caractérisée par une patine vert pâle à blanche, ce qui la distingue des roches volcaniques sous-jacentes appartenant au Membre de David qui présentent une patine vert foncé et une affinité tholéitique. Le parc Leblanc, situé dans la portion nord de la ville de Chibougama (carte hors texte), expose le contact supérieur du Membre de David avec un tuf à lapillis et à blocs du Membre d'Allard (photo 7).

Le parc Allard (carte hors texte) constitue la localité-type du Membre d'Allard. À l'est de ce site, les coulées massives (unité nAard1) ne représentent plus qu'une fraction mineure du Membre d'Allard. Dans le secteur du parc, l'unité nAard2 se compose essentiellement de roches volcanoclastiques de composition basaltique à dacitique et inclut une portion sommitale localement caractérisée par une séquence de métasédiments laminés, de chert pyriteux et de rhyodacite. Les roches volcanoclastiques forment des séquences généralement granoclassées avec des niveaux à grain fin montrant des chenaux d'érosion, des laminations obliques, des plis et des failles synvolcaniques. Les tufs à lapillis grossiers à fins se caractérisent par la présence de fragments anguleux à subanguleux en relief positif, étirés et aplatis dans le plan de la schistosité régionale, et l'abondance de fragments de chert et de sulfures. Les fragments de roches volcaniques mafiques noires à vertes sont aphyriques et à grain fin, alors que les fragments de composition intermédiaire à felsique contiennent plus de 25 % de phénocristaux de plagioclase.

Quelques fragments de roches volcaniques contiennent aussi des phénocristaux de pyroxène altéré en actinote. Les fragments de chert sont rectangulaires et orientés parallèlement au litage lorsque celui-ci est préservé. Les clastes de sulfures rouillés sont constitués de pyrite et de pyrrhotine dans une matrice cherteuse.

Les tufs à cristaux de plagioclase (20 à 25 %, <1 à 5 mm) forment des lits de quelques centimètres lorsqu'ils sont intercalés avec les tufs à lapillis. Ce faciès atteint toutefois plusieurs mètres d'épaisseur au nord du lac Gilman et à l'ouest de la baie Proulx (carte hors texte). Les tufs à cristaux comptent pour près de 25 % de l'épaisseur totale du Membre d'Allard. La matrice des roches volcanoclastiques, de couleur grise à verte, est composée d'un assemblage de chlorite-séricite-carbonate et contient jusqu'à 25 % de phénocristaux millimétriques de plagioclase. Sa granulométrie varie de fine à moyenne. Dans certains secteurs, la forte proportion de chlorite donne à la matrice une couleur vert foncé qui contraste avec les fragments généralement beiges à blancs. Là où la séricite est le minéral dominant, la surface altérée présente communément une teinte beige qui témoigne de la présence de carbonates.

Au parc Allard, les roches volcanoclastiques de l'unité nAard2 forment des séquences de lits granoclassés qui se répètent sur une épaisseur de plus de 25 m (Leclerc *et al.*, 2008). Les lits décimétriques sont composés de tufs à lapillis grossiers à fins avec des fragments qui diminuent en taille et en pourcentage vers le sommet (de 15 cm à <1 cm et de 70 % à <1 %; photo 8). La portion sommitale des lits granoclassés est composée de tufs à cristaux de plagioclase. Des lits gris foncé plus riches en chlorite alternent avec des lits gris pâle. Les cristaux de plagioclase mesurent de <1 à 5 mm et constituent jusqu'à 25 % de la roche. Les lits varient en épaisseur de quelques millimètres à 5 cm et montrent localement des structures convolutées. Dans les 15 m supérieurs de la section, les lits de tufs à lapillis moyens à fins dominant (≥ 75 %), tandis que les niveaux de tufs à lapillis grossiers sont plus rares. Cette séquence positive est compatible avec la polarité stratigraphique déduite des granoclassements et des structures convolutées précédemment décrits. Des fragments moulés les uns contre les autres impliquent une mise en place à température élevée. Les bordures figées plus foncées de certains fragments suggèrent un refroidissement rapide lors du dépôt dans les cendres volcaniques.

L'analyse géochronologique d'un échantillon de tuf à lapillis moyens provenant de la section supérieure de l'unité nAard2 a permis de déterminer un âge de cristallisation de $2726,6 \pm 0,7$ Ma (datation n° 7, tableau 1). Cet âge est identique à celui d'un tuf à lapillis moyens prélevé sur un affleurement localisé le long de la route 167, à l'ouest de la baie Proulx, à la base de la section supérieure de l'unité nAard2 ($2726,7 \pm 0,7$ Ma; datation n° 6, tableau 1). Un autre échantillon de tuf à lapillis moyens recueilli dans le secteur du bûcher Faribault, au contact d'une unité de tufs à lapillis fins et granoclassés, a livré un âge similaire ($2727,4 \pm 0,9$ Ma; datation n° 8, tableau 1).

Le sommet du Membre d'Allard est particulièrement bien exposé sur une série d'affleurements situés à l'ouest de la baie Proulx (McPhee et Windfield, 1976; Trudeau, 1981). À cet endroit, les tufs à lapillis grossiers sont recouverts par une lentille de rhyodacite gris pâle à blanche à phénocristaux de quartz, d'une épaisseur estimée à 450 m. Au contact supérieur de la lentille, on trouve une séquence de brèches et de tufs à lapillis grossiers de composition intermédiaire, d'exhalite à chert-pyrite et de turbidites formées de lits millimétriques de siltstone et de mudstone (photo 9). La séquence est surmontée par des coulées de lave felsique à structure d'écoulement laminaire caractérisées par des plis intraformationnels et des fragments dont la forme suggère une rotation synvolcanique (photo 10).

Formation de Bruneau (nAbnu)

La Formation de Bruneau est composée de coulées de basalte massives, coussinées et bréchiques associées à quelques lentilles de roches volcanoclastiques de composition mafique à intermédiaire (Leclerc *et al.*, 2011). Ces faciès sont exposés pour la plupart à la localité-type située au mont Bruneau, dans le secteur de la mine Bruneau (figure 2). Initialement reconnue comme un membre formant la portion sommitale de l'ancienne Formation de Gilman (Leclerc *et al.*, 2008), cette unité a été élevée au rang de formation lorsqu'il a été démontré que les unités sous-jacentes (membres de David et d'Allard) étaient respectivement contemporaines des formations d'Obatogamau et de Waconichi (Leclerc *et al.*, 2011). Sur le flanc nord de l'Anticlinal de Chibougamau, la base de la Formation de Bruneau est formée de roches volcaniques coussinées qui surmontent les tufs à lapillis et les rhyodacites du Membre d'Allard. Le contact supérieur de l'unité est généralement obscurci par une zone de cisaillement localisée à la base des filons-couches de Roberge et de Ventures. Toutefois, à l'ouest du lac Blondeau, en bordure de la route 167 (carte hors texte), les coulées massives et coussinées du Bruneau sont recouvertes par des laves variolaires représentant la base de la Formation de Blondeau. Sur le flanc sud de l'Anticlinal de Chibougamau, les roches effusives de la Formation de Bruneau reposent de façon concordante sur les roches volcanoclastiques du Membre de Queylus. Dans le même secteur, le contact sommital de l'unité est tronqué par la Zone de cisaillement de Kapunapotagen, sauf dans la région du lac Dollier (carte hors texte) où les roches volcaniques mafiques sont recouvertes par les roches sédimentaires de la Formation de Blondeau (Daigneault, 1986; Roy *et al.*, 2007). La faible densité d'affleurements ne permet toutefois pas de préciser la nature du contact à cet endroit.

Les roches volcaniques mafiques forment plus de 90 % de la Formation de Bruneau. Le faciès coussiné est dominant, sauf dans la portion supérieure de l'unité. Les coulées massives, coussinées et bréchiques formant l'unité nAbnu1 apparaissent en succession sur des épaisseurs variant de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Les coussins

ont une taille décimétrique à métrique avec des bordures de couleur vert foncé et des jonctions triples remplies par du matériel hyaloclastique et de la calcite. La morphologie primaire des coussins est généralement préservée, ce qui permet d'établir la polarité stratigraphique. Ces structures sont cependant difficilement reconnaissables dans les zones plus intensément déformées. Les roches volcaniques mafiques de la Formation de Bruneau ont une patine vert pâle à blanche caractéristique (photo 11), ce qui permet de le distinguer des roches volcaniques mafiques de la Formation d'Obatogamau qui présentent plutôt une patine vert foncé. Cette patine plus pâle suggère une altération en silice et en épidote diffuse (Trudeau, 1981). La roche est aphanitique à moyennement grenue. En lame mince, elle montre des phénocristaux de plagioclase millimétriques (≤ 2 %, < 1 à 2 mm) pseudomorphisés en épidote, chlorite ou actinote et des pyroxènes ouralisés. La matrice est constituée de microlites de plagioclase transformés en un assemblage composé de chlorite, d'épidote \pm albite \pm carbonate \pm titanite. La structure amygdalaire est commune et on observe jusqu'à 20 % d'amygdales de calcite de taille millimétrique montrant localement un aspect vermiculaire. Le faciès bréchique constitue normalement une portion mineure (< 1 %) des coulées, sauf dans quelques secteurs où l'épaisseur des brèches atteint plus de 40 m. Ces zones bréchiques plus épaisses sont caractérisées par une altération plus intense associée à de nombreuses veinules de quartz, de calcite, d'ankérite, de chlorite et d'épidote.

La Formation de Bruneau comprend une faible proportion (1 %) de roches volcanoclastiques (tufs à lapillis grossiers à fins) et d'andésite qui forment l'unité nAbnu2. Elles constituent des lentilles peu épaisses (généralement moins de 10 m), d'extension latérale limitée (inférieure à 500 m), interstratifiées avec les roches volcaniques mafiques. À la mine Bruneau (figure 2), l'une de ces lentilles est coupée à la base par un filon-couche gabbroïque. À cet endroit, le tuf à lapillis moyens est exposé sur une épaisseur estimée à cinq mètres. En lame mince, la matrice montre des échardes de verre préservées dans une matrice de chlorite \pm séricite. En affleurements, la couleur blanchâtre des lapillis suggère une composition intermédiaire. Un échantillon de ce tuf à lapillis a été daté à $2724,4 \pm 1,2$ Ma (datation n° 5, tableau 1). Le tuf est surmonté par deux niveaux de formation de fer (95 % magnétite, 5 % pyrite, traces de chalcopryrite) de 40 et 80 cm d'épaisseur respectivement, séparés l'un de l'autre par environ deux mètres de chert lité (photo 12). Ces niveaux ferrugineux peuvent être corrélés sur deux affleurements distants de quelques centaines de mètres, mais la présence de filons-couches de gabbro ne permet pas d'estimer leur étendue régionale. Le sommet de la séquence de la mine Bruneau est caractérisé par le retour des roches volcaniques mafiques coussinées. À l'ouest de la mine Gwillim (figure 2), une lentille de tufs à lapillis moyens mesurant quelques dizaines de mètres de longueur est également associée à un niveau exhalatif composé de chert pyriteux (photo 13; Bouchard, 1986).

Formation de Blondeau (nAb1/)

La Formation de Blondeau (Duquette, 1964) comprend des roches volcanoclastiques intermédiaires à felsiques, des roches sédimentaires (grès à mudrock), des rhyodacites et des basaltes variolaires (Duquette, 1982; Lefebvre, 1991). Elle affleure principalement dans l'axe du Synclinal de Chibougamau où son épaisseur est estimée à près de 1000 m (Duquette, 1982; Daigneault et Allard, 1990). La Formation de Blondeau apparaît aussi au sud-est du lac Chibougamau, dans la région du lac Dollier (carte hors texte), sur une épaisseur d'environ 500 m (Daigneault, 1986).

La partie basale de l'unité, à proximité du contact avec les roches volcaniques mafiques de la Formation de Bruneau, est caractérisée par la présence de basalte et d'andésite qui présentent couramment une structure variolaire. Ces basaltes massifs, coussinés et bréchiques forment l'unité nAb1/. De couleur vert pâle, ils contiennent typiquement de 1 à 40 % de varioles millimétriques à centimétriques (photo 14). Dans le secteur étudié, les laves variolaires ont été reconnues à deux endroits au nord du Synclinal de Chibougamau, soit à l'est du lac Marianne (carte hors texte), ainsi qu'à la base de la section type de l'unité. Celle-ci est exposée en bordure de la route 167, le long d'un segment d'orientation NE situé entre le lac Cummings et la limite nord du feuillet 32G16 (Duquette, 1970). Ailleurs, le contact entre les formations de Bruneau et de Blondeau est généralement masqué par la présence des roches de la Suite intrusive de Cummings. Au lac Marianne, les structures pépéritiques indiquent que les sédiments de la Formation de Blondeau n'étaient pas encore consolidés lors de l'intrusion du Filon-couche de Roberge qui constitue l'unité basale de la Suite intrusive de Cummings (photo 15; Lefebvre, 1991). La mise en place de ces deux unités peut donc être considérée comme synchrone. Cette relation de terrain se trouve confirmée par l'âge maximal de sédimentation d'une arénite arkosique de la Formation de Blondeau ($< 2721 \pm 3$ Ma; datation no 4, tableau 1), similaire à l'âge de cristallisation d'une ferro-diorite quartzifère du Filon-couche de Bourbeau ($2716,7 \pm 1,0/-0,4$ Ma; datation no 19, tableau 1). Dans le Synclinal de Chapais, le contact supérieur de la Formation de Blondeau avec les roches sédimentaires de la Formation de Haüy est une discordance d'érosion. Dans la région du lac Dollier (carte hors texte), la discordance entre les formations de Blondeau et de Haüy est oblitérée par la Zone de cisaillement de Kapunapotagen (Daigneault, 1986). À l'est du lac Waconichi, au nord du secteur d'étude (feuillet 32J01), les tufs gris à petits lapillis de la Formation de Blondeau sont interstratifiés avec les arénites gris-vert de la Formation de Bordeleau (Coty, 1978; Moisan, 1992).

La cartographie de la Formation de Blondeau dans le secteur du lac Geoff a permis de reconnaître six faciès aux contacts transitionnels composés de roches volcanoclastiques et sédimentaires (Lefebvre, 1991). Le détail de la cartographie ne permet pas pour l'instant de préciser l'extension latérale de ces six faciès qui caractérisent tou-

tefois l'ensemble du secteur d'étude en association avec les basaltes variolaires décrits plus haut. Ces faciès sont donc regroupés dans l'unité nAbl. Le faciès 1 comprend des brèches rhyolitiques, des lentilles de sulfures massifs et des coulées de débris grossiers de composition felsique. Au lac Marianne, les brèches et les tufs à lapillis grossiers contiennent des bombes et des blocs de rhyolite et de sulfures massifs à pyrrhotite-pyrite contenant des traces de chalcopryrite (photo 16).

Le faciès 2 est composé de roches volcanoclastiques finement litées. Ce faciès est caractérisé par des lits granoclassés décimétriques à métriques gris pâle à gris foncé présentant des laminations parallèles, obliques et entrecroisées, ainsi que des lits convolutés typiques de la portion inférieure d'une séquence de Bouma (Ta-Tb-Tc-Td; photo 17). Les parties plus grossières des coulées de débris sont composées de fragments subanguleux à arrondis de roches volcaniques intermédiaires à felsiques gris moyen à beiges. Les fragments plus grossiers présentent souvent une couronne plus pâle qui pourrait indiquer une mise en place à chaud.

Le faciès 3 est constitué de wackes, d'arkoses, de conglomérats volcanogènes et de roches volcanoclastiques grossières. Dans le secteur du lac Marianne et dans la coupe de la route 167, à l'ouest du lac Cummings (carte hors texte), les arkoses et, plus rarement, les conglomérats volcanogènes forment des lits décimétriques. Certains de ces lits sont granoclassés avec une partie supérieure plus fine composée de siltstone. Dans le quart NW du canton de Roy et dans le secteur du lac Blondeau, Duquette (1964) note la présence d'épaisses lentilles de conglomérats volcanogènes non granoclassés qui s'apparentent aux conglomérats observés dans la coupe du lac Cummings, le long de la route 167. Les cailloux et les galets sont composés de rhyolite porphyrique, de grès et de siltstones dans une matrice gréseuse de couleur grise (photo 18).

Le faciès 4 regroupe des turbidites composées d'une alternance d'arkoses, de siltstones et de mudstones volcanogènes montrant un litage millimétrique à décimétrique. Dans la coupe du lac Cummings, ces turbidites présentent des laminations obliques ou parallèles, des rides de courant et des lits convolutés. La stratification est perturbée par des plis et des failles synsédimentaires. Des lits de siltstones beiges à blancs sont démembrés et plissés à l'intérieur de niveaux de mudstones noirs rouillés (photo 19) qui présentent eux aussi des plis dysharmoniques, ce qui semble indiquer un milieu de dépôt instable.

Le faciès 5 comprend des tufs ponceux, interprétés comme des retombées pliniennes, des arkoses volcanogènes et une quantité moins importante de tufs cendreux graphiteux. Cette unité massive à patine blanc jaunâtre forme des lits centimétriques à décimétriques montrant des granoclassements normaux à inverses multiples qui témoignent d'une activité éruptive continue, mais pulsative (Lefebvre, 1991).

Le faciès 6 correspond à une unité de siltstones, de mudstones et de tufs à cendres. Cette unité affleure particu-

lièrement bien le long de la route 167, dans la coupe du lac Cummings, ainsi que sur les affleurements de la localité-type au nord du Synclinal de Chibougamau. Elle est constituée de lits centimétriques à millimétriques gris foncé à noirs riches en graphite et contient localement des lits de pyrite idiomorphe, nodulaire ou framboïdale.

Formation de Bordeleau (nAbo)

La Formation de Bordeleau (Caty, 1979) affleure essentiellement entre les lacs Chevrillon et Waconichi (feuilles 32J01 et 32J02), au sein du Synclinal de Waconichi. Elle est bordée par la Zone de cisaillement de Faribault, au sud, et par la Zone de cisaillement de Winsch, au nord (Moisan, 1992). À l'est du lac Waconichi (carte hors texte), la base de la Formation de Bordeleau consiste en une unité de tufs à lapillis fins à moyens de composition intermédiaire interstratifiés avec des roches sédimentaires typiques de la Formation de Blondeau (Caty, 1979). Ces roches volcanoclastiques ont également été identifiées dans le secteur à l'étude, sur la rive sud du lac Chevrillon (coin NE de la figure 2), au nord de la Zone de cisaillement de Faribault (photo 20). La portion supérieure de la Formation de Bordeleau, qui n'affleure pas dans le secteur à l'étude, comprend des arénites feldspathiques et des turbidites composées de conglomérats polygéniques, d'arkoses granoclassées et de mudstones (Moisan, 1992). Les roches sédimentaires de la Formation de Bordeleau représentent une unité de transition vers le Groupe d'Opémisca (Dimroth *et al.*, 1983).

Groupe d'Opémisca (nAop)

Le Groupe d'Opémisca (Norman, 1937 et 1941) est dominé par des roches sédimentaires, comprenant des conglomérats, des subarkoses et des clayslates, interstratifiées avec des lentilles de roches volcaniques andésitiques riches en potassium. Au sud du Pluton de Chibougamau, au cœur du Synclinal de Chapais, le Groupe d'Opémisca est formé de la Formation de Stella surmontée de la Formation de Haüy (figure 5). La Formation de Chebistuan (Caty, 1978), un équivalent stratigraphique des formations de Stella et de Haüy, affleure uniquement au nord du secteur d'étude et ne sera pas décrite dans ce rapport. La présence d'une discordance d'érosion entre les groupes de Roy et d'Opémisca (Cimon, 1976b et 1977) peut s'expliquer par le soulèvement et l'érosion de la région source (Dimroth *et al.*, 1983; Mueller *et al.*, 1989; Daigneault *et al.*, 1990) lors de l'intrusion du Pluton de La Dauversière (2719,8 ± 3/-0,6 Ma; datation n° 29, tableau 1) et des phases précoces (c'est-à-dire synvolcaniques) du Pluton de Chibougamau (2718 à 2715 Ma; datations n°s 22 à 28, tableau 1). Au sud du Pluton de Chibougamau, la base du Groupe d'Opémisca est coupée au niveau de la trace axiale du Synclinal de Chapais par la Zone de cisaillement de Kapunapotagen (Cimon, 1976a et 1977; Daigneault, 1986; Morin, 1994; Leclerc et Houle,

2013). À cet endroit, les roches volcaniques du Groupe de Roy, à polarité vers le nord, viennent chevaucher les roches sédimentaires de la Formation de Stella qui présentent une polarité stratigraphique vers le sud (Daigneault et Allard, 1990).

Formation de Stella (nAst)

La Formation de Stella (Caty, 1975) est formée de conglomérats polygéniques, de subarkoses et de clayslates. Cette unité affleure entre le lac Laura (partie SE du feuillet 32G15) et le lac Inlet, à l'est de la route 167, ainsi qu'au nord du lac Dollier (carte hors texte). La base de l'unité repose en discordance sur les roches intrusives du Pluton de Chibougamau et sur les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Roy (Cimon, 1976b et 1977). Les subarkoses et les clayslates sont massifs ou forment des lits granoclassés de 5 à 20 cm d'épaisseur montrant des laminations parallèles ou entrecroisées, des figures de traction, des rides et des lithoclastes intraformationnels (*rip-up clasts*; Dimroth *et al.*, 1983). On observe localement des intercalations de tufs laminés (Cimon, 1976b). Les conglomérats sont interstratifiés avec les subarkoses et les clayslates. Ils sont composés de plus de 50 % de cailloux de tonalite et de trondhjémite provenant des plutons adjacents, le reste étant constitué de fragments de roches volcaniques de composition mafique à felsique. Les cailloux arrondis et légèrement aplatis baignent dans une matrice riche en chlorite et en séricite contenant des grains de quartz et de feldspath arrondis (photo 21). L'âge maximal de sédimentation d'un conglomérat de la Formation de Stella a été établi à $<2704 \pm 2$ Ma (datation n° 2, tableau 1).

Formation de Haüy (nAhy)

La Formation de Haüy (Cimon, 1977) est également formée de conglomérats polygéniques, de subarkoses et de clayslates. Elle se distingue toutefois de la Formation de Stella par la présence de lentilles d'andésite potassique porphyrique (unité nAhy1) intercalées dans les roches sédimentaires (Piché, 1985; Picard et Piboule, 1986). Ces andésites à phénocristaux de pyroxène altéré constituent la source dominante des roches sédimentaires de l'unité, ce qui explique leur couleur vert foncé (Daigneault et Allard, 1990). Les cailloux de tonalite sont beaucoup moins abondants que dans la Formation de Stella (photo 22). L'âge maximal de sédimentation d'un conglomérat polygénique de la Formation de Haüy a été établi à $2691,7 \pm 2,9$ Ma (datation n° 1, tableau 1). Le contact entre les formations de Stella et de Haüy est graduel et concordant et sa position ne peut être établie avec précision (Allard *et al.*, 1979; Daigneault et Allard, 1990). Cette ambiguïté explique le choix de certains auteurs de considérer ces deux formations comme une seule unité (Caty, 1978; Dimroth *et al.*, 1983).

Intrusions de composition mafique à ultramafique

Suite intrusive du Lac Doré (nAcld)

La Suite intrusive du Lac Doré (désignée dans le reste du texte par l'abréviation SiLD), initialement connue sous le nom de « Complexe du Lac Doré » (Allard, 1956), est une intrusion synvolcanique stratiforme de composition mafique à ultramafique encaissée dans les roches volcaniques des formations d'Obatogamau et de Waconichi. Cette intrusion occupe le cœur de l'Anticlinal de Chibougamau et est exposée sur une épaisseur variant de 5 à 7 km et une distance de plus de 53 km (Daigneault et Allard, 1990). À l'est de la Zone tectonique du Front du Grenville, des lambeaux de roches intrusives de composition mafique à ultramafique déformées et métamorphisées au faciès des amphibolites ont également été attribués à cette unité (Allard, 1979, 1981; Ciesielski et Madore, 1989; Bandyayera *et al.*, 2005). La stratigraphie de la SiLD est basée sur les travaux d'Allard (1967) et d'Allard et Caty (1969). Par analogie avec plusieurs complexes stratiformes archéens, la SiLD comprend une Unité inférieure (sous-zone à magnétite, zone anorthositique et sous-zone péridotitique), une Unité litée (zone de ferrodiorite et zone litée) et une Unité supérieure (zone granophyrique et zone de bordure). La nomenclature stratigraphique utilisée dans ce rapport s'inspire des travaux de Daigneault et Allard (1990)³, mais a été légèrement modifiée afin de respecter le Code stratigraphique nord-américain (MER, 1986; voir la section « Modifications à la nomenclature stratigraphique »).

Unité inférieure du Lac Doré (nAcldi)

La sous-zone à magnétite (nAdmg) n'affleure pas et n'a été reconnue que dans un seul forage. Elle correspond à une forte anomalie magnétique positive continue sur plus de 21 km au sud-est du lac Chibougamau (Daigneault et Allard, 1990; Dumont et Potvin, 2006). Les roches de cette zone sont composées de ferrogabbro et de ferropyroxénite à magnétite. Selon Daigneault et Allard (1990), cette unité constitue la base de la SiLD.

L'existence possible d'une zone cachée (*Lower Hidden Zone*) a été proposée par Allard (1973) qui notait l'absence d'une zone basale constituée de roches ultramafiques caractérisant la plupart des complexes ignés lités.

La zone anorthositique (nAdan) constitue l'essentiel de l'Unité inférieure du Lac Doré. Elle comprend une variété de roches dont la composition passe graduellement de l'anorthosite au gabbro, ce qui a favorisé l'émergence dans la communauté locale des géologues de termes tels « anorthosite gabbroïque » et « gabbro anorthositique ». L'anorthosite *sensu stricto* est plutôt rare dans la zone anorthositique, mais un bon exemple est visible le long de la route 113, à

³ Dans ce rapport, l'Unité litée du Lac Doré est décrite de façon générale. Cette unité a été divisée en plusieurs zones distinctes lors de travaux de cartographie détaillés (Allard, 1976; Daigneault et Allard, 1990).

proximité de l'intersection de la route menant à l'aéroport de Chibougamau-Chapais (photo 23). En raison de la couleur blanc laiteux et de la granulométrie homogènes de la roche, il est difficile de reconnaître les cristaux cumulus de plagioclase. Ceux-ci se distinguent par leur grande taille (jusqu'à 20 cm) et la présence de la macle de Carlsbad. Ailleurs dans la région, l'anorthosite peut également présenter une granulométrie moyenne et une patine brun pâle à gris pâle, ce qui ne facilite pas l'identification des cristaux. Anorthosite gabbroïque est un terme local désignant un gabbro leucocrate à grain grossier. La phase cumulus est constituée de cristaux de plagioclase (50 à 70 %) blancs à beiges mesurant de quelques millimètres à 4 cm, alors que la phase intercumulus est formée de clinopyroxène et d'orthopyroxène altérés en chlorite et en actinote (photo 24). La titanite secondaire est localement présente en quantité importante. Le terme gabbro anorthositique est employé localement pour désigner un gabbro leucocrate à mésocrate présentant une microstructure subophitique. Ce gabbro est caractérisé par une granulométrie fine à moyenne et des proportions équivalentes de plagioclase et de pyroxènes. Le gabbro proprement dit correspond à la lithologie la plus mélanocrate de la zone anorthositique. Dans le secteur de l'île du Portage (carte hors texte), le gabbro est vert sombre et présente une granulométrie fine. Son contenu typiquement élevé en titanite permet de le distinguer des filons-couches comagmatiques de gabbro compris dans le Groupe de Roy. Toutes les unités de la zone anorthositique présentent localement un litage (photo 25).

La sous-zone péridotitique (nAdep) affleure uniquement dans la portion occidentale de la SiLD, dans le secteur du lac David (carte hors texte), où elle correspond à une anomalie magnétique positive (figure 6; Daigneault et Allard, 1990; Dumont et Potvin, 2006). L'unité intercalée à l'intérieur de la zone anorthositique forme un niveau d'environ 5 à 10 m d'épaisseur caractérisé par une succession de lits rythmiques de péridotite, de pyroxénite et de gabbro.

Unité litée du Lac Doré (nAcld)

La zone de ferrodiorite (nAddi) affleure au cœur de l'Anticlinal du Lac Caché, ainsi qu'à l'ouest du lac Clark (carte hors texte). Elle est composée de ferrodiorite, de ferrogabbro et de ferropyroxénite. Les affleurements visités le long de la route 167, à l'ouest du lac Caché, exposent un ferrogabbro gris foncé moyennement grenu et magnétique, bréchifié et injecté par une pegmatite grise à blanche issue du Pluton de Chibougamau.

Sur le flanc sud de l'Anticlinal de Chibougamau, la zone litée (nAseI) correspond à une anomalie magnétique positive de forte intensité qui s'étend latéralement sur plus de 16 km. La trace de cette unité n'est perturbée que par des failles et des zones de cisaillement d'orientation N-S à NNE-SSW (figure 6; Daigneault et Allard, 1990; Dumont et Potvin, 2006; Leclerc *et al.*, 2012). Au nord du Pluton de Chibougamau, la zone litée affleure à quelques endroits sur les rives du

lac David (carte hors texte) et correspond également à une anomalie magnétique soulignant la forme de l'Anticlinal du Lac Caché (pli P1). La zone litée est caractérisée par l'alternance de lits d'épaisseur centimétrique à métrique composés de dunite, de dunite à magnétite, de péridotite, de pyroxénite, de ferrogabbro, de ferrogabbro à magnétite, de gabbro anorthositique et de magnétite vanadifère massive. Certains lits montrent une différenciation *in situ* (photo 26) et l'on observe régulièrement des structures qui semblent indiquer une instabilité gravitationnelle lors du dépôt dans la chambre magmatique (plis, failles et structures de charge synmagmatiques, laminations obliques et entrecroisées; photo 27). La zone litée est également coupée par plusieurs générations de dykes de composition ultramafique à felsique (photo 28). Un échantillon de pyroxénite quartzifère provenant du secteur de la mine Lemoine a permis de déterminer un âge de cristallisation de $2728,3 \pm 1,2/-1,1$ Ma (datation n° 31, tableau 1).

Unité supérieure du Lac Doré (nAcds)

Sur le flanc nord de l'Anticlinal de Chibougamau, la zone granophyrique est exposée depuis le nord des lacs David et Caché jusqu'au nord du lac Clark. Au sud-est du lac Chibougamau, sur le flanc sud de l'anticlinal, la zone est également visible sur une distance de plus de 20 km (carte hors texte). Le granophyre blanc (nAldg1) présente des structures et une couleur très homogènes. La taille des cristaux varie de 5 à 7 mm, mais peut dépasser un centimètre. L'altération du plagioclase en séricite dans les couloirs de déformation met en évidence la présence du quartz localement bleuté. Un échantillon de granophyre prélevé dans le secteur de la mine Lemoine a permis d'obtenir un âge de cristallisation de $2727,0 \pm 1,3$ Ma (datation n° 30, tableau 1). Au nord et à l'ouest du lac Clark, le quartz devient moins abondant et le granophyre passe graduellement à un gabbro quartzifère (nAldg2). Ce gabbro leucocrate à grain fin contient de 1 à 5 % de cristaux de quartz millimétriques.

La zone de bordure (nAdbo1) est située au sommet de la SiLD, au contact avec les roches volcaniques du Groupe de Roy. Sur le flanc sud de l'Anticlinal de Chibougamau, la zone de bordure surmonte la zone granophyrique et affleure sur une épaisseur variant de 100 et 200 m et une distance de plus de 20 km selon une direction nord-est. Un affleurement situé au nord du lac Yvette (carte hors texte) montre le contact interdigité entre une anorthosite à cristaux cumulus de plagioclase (≤ 1 cm) et le granophyre. Des affleurements de faibles dimensions de gabbro anorthositique, de pyroxénite et d'anorthosite apparaissent aussi entre la zone granophyrique et les roches volcaniques de la Formation de Waconichi (Daigneault et Allard, 1990). La zone de bordure est mieux exposée sur le flanc nord de l'Anticlinal de Chibougamau où elle est reconnue depuis le nord du lac David jusque dans le secteur de l'île du Portage (carte hors texte). La synthèse géologique à l'échelle 1/10 000 du camp minier de Chibougamau (Houle, 1990) semble indiquer

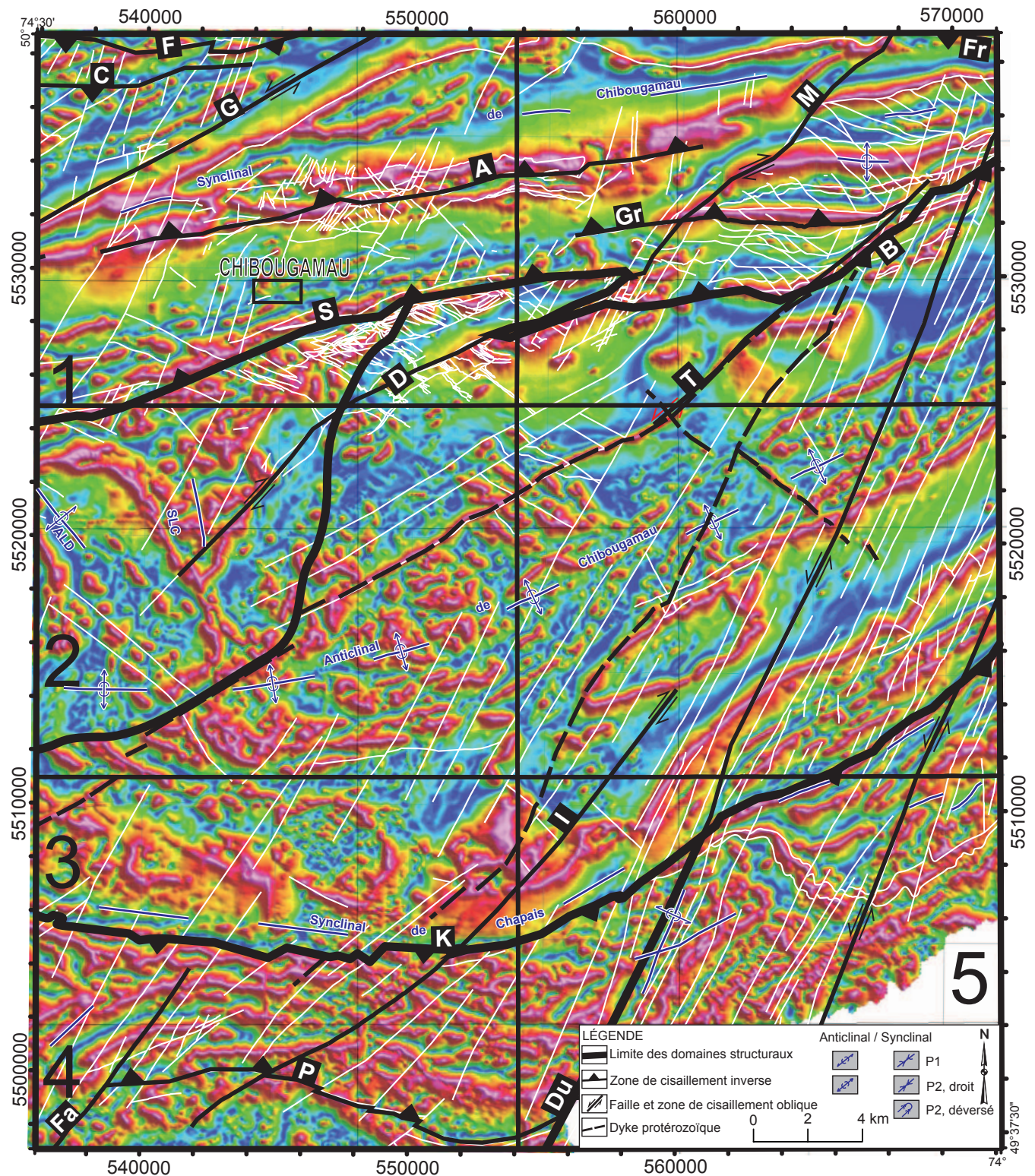


FIGURE 6 - Interprétation structurale de la région de Chibougamau sur une carte du gradient tilt (Dentith *et al.*, 2000), obtenue à partir du traitement des données aéromagnétiques (Dumont et Potvin, 2006; Kiss et Oneschuk, 2007; Keating et D'Amours, 2010). Les traits noirs indiquent les limites des domaines structuraux 1 à 5 discutés dans le texte.

que la zone de bordure dans ce secteur se compose d'une alternance de gabbro (nAdbo1) et de pyroxénite (nAdbo2). Les gabbros quartzifères de la zone granophyrique sont également interdigités avec les roches de la zone de bordure de façon similaire à ce qui est observé sur le flanc sud. Au nord du lac Clark (carte hors texte), la zone de bordure contient une anorthosite montrant une structure de cumulat très bien préservée (photo 29). Cette roche massive blanche à gris pâle montre un litage subtil. Un second type d'anorthosite présente des structures d'immiscibilité qui laissent croire à une cristallisation à partir de deux liquides de composition différente. Cette anorthosite contient du plagioclase comme phase cumulus et est envahie par une phase mafique maintenant complètement chloritisée (photo 30). Ces structures suggèrent également une migration des liquides intercumulus de composition mafique selon un processus analogue à celui invoqué par Robins *et al.* (1987) dans la Suite intrusive de Honningsvåg au nord de la Norvège. Le contact entre les deux types d'anorthosite est intrusif et irrégulier, avec de nombreuses interdigitations. Sur un espace de 10 à 30 cm en bordure du contact intrusif, l'anorthosite perd sa structure de cumulat au profit d'un rubanement caractérisé par des plis et des structures concentriques. Localement, le contact est caractérisé par une zone d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, gris foncé à noire et à granulométrie fine, interprétée comme une bordure figée (photo 31).

Les pyroxénites de la zone de bordure (nAdbo2) sont interstratifiées sur quelques mètres d'épaisseur avec les anorthosites et les gabbros quartzifères au nord du lac Clark, sur le flanc nord de l'Anticlinal de Chibougamau, ainsi qu'avec les granophyres du secteur de la mine Lemoine sur le flanc sud. Les pyroxènes altérés en actinote aciculaire sont accompagnés de pyrrhotite disséminée, ce qui explique le fort magnétisme de la roche.

Des zones d'altération en sidérite incluant localement de la pyrite, de la chalcopryrite et du talc (nAdbo3) ont été reconnues à l'intérieur de la Zone de cisaillement E-W du Lac Sauvage et des zones de cisaillement NW-SE synchrones (Houle, 1990). Ces zones d'altération ont une puissance de quelques dizaines de mètres et s'étendent latéralement sur moins de 100 m.

Filon-couche de Smith (nAsmi)

Le Filon-couche de Smith (Horscroft, 1957b) constitue un filon-couche différencié particulièrement épais (730 m) injecté dans la partie sommitale de la Formation de Bruneau, à 2,5 km au nord-est de la ville de Chibougamau (carte hors texte). L'unité basale (20 m d'épaisseur) est composée d'une clinopyroxénite (unité nAsmi1) fortement altérée en amphibole (85 % de la roche, 1 à 2 mm) et en calcite (Bédard *et al.*, 2009). Le contact avec la portion médiane du filon-couche n'est pas exposé. L'unité nAsmi2, d'une épaisseur de 215 m, forme le cœur de l'intrusion et est constituée de gabbro et de gabbronorite moyennement grenus. Vers le sommet de la portion médiane, les gabbros ont une granu-

lométrie grossière et une structure subophitique. Dans la portion sommitale (495 m d'épaisseur), les ferrogabbros et les diorites quartzifères de l'unité nAsmi3 contiennent jusqu'à 29 % de quartz (Horscroft, 1957b). La microstructure graphique résulte de l'intercroissance du quartz et du plagioclase (Bédard *et al.*, 2009). Situé à la base de la Suite intrusive de Cummings, le Filon-couche de Smith a été considéré comme une possible apophyse du Filon-couche de Bourbeau (Côté-Mantha, 2009). La modélisation de l'évolution des liquides magmatiques indique toutefois que le magma parent de cette intrusion avait une composition tholéiitique qui se rapproche de celle des filons-couches comagmatiques encaissés dans les roches volcaniques du Groupe de Roy (Bédard *et al.*, 2009).

Suite intrusive de Cummings (nAcum)

La Suite intrusive de Cummings, initialement désignée sous le nom « Filons-couches de Cummings » (Daigneault et Allard, 1990) et de « Complexe de Cummings » (Duquette, 1970), comprend trois filons-couches de composition mafique à ultramafique encaissés dans les roches volcaniques du deuxième cycle volcano-sédimentaire du Groupe de Roy (figure 5). Les filon-couches de Roberge (≤ 500 m d'épaisseur), de Ventures (250 à 1000 m d'épaisseur) et de Bourbeau (450 à 750 m d'épaisseur) ont été reconnus sur les deux flancs de l'Anticlinal de Chibougamau, sur une distance de plus de 160 km (Duquette, 1982; Poitras, 1984). Ils apparaissent toujours dans le même ordre stratigraphique. Les structures pépéritiques observées au contact entre ces unités intrusives et les roches volcaniques et volcano-sédimentaires des formations de Bruneau et de Blondeau indiquent une origine subvolcanique (Lefebvre, 1991; Bédard *et al.*, 2009). La stratigraphie de la Suite intrusive de Cummings a été établie à partir des travaux effectués sous terre à la mine Opémiska à Chapais (McMillan, 1972), en surface à la suite de la cartographie de Duquette (1982) dans le secteur du lac Cummings, ainsi qu'à l'aide des forages stratigraphiques effectués dans la région du lac Barlow (Poitras, 1984; Morin *et al.*, 1996). L'étude réalisée par Dubé et Guha (1987) décrit en détail la stratigraphie du Filon-couche de Bourbeau dans les secteurs des mines Cooke et Norbeau en plus de discuter de leur importance métallogénique. Les travaux d'aménagement de la route 167 à l'ouest du lac Cummings au début des années 2000 ont exposé une section continue de la Suite intrusive de Cummings sur une longueur de 1,5 km (figures 2 et 7). La cartographie de cette coupe de route a permis de raffiner la stratigraphie de la Suite intrusive de Cummings dans la région de Chibougamau. Le lecteur intéressé trouvera une description détaillée de cette section dans Bédard *et al.* (2009).

Le Filon-couche de Roberge (nArob) est injecté au contact entre les formations de Bruneau et de Blondeau. Les forages stratigraphiques dans le secteur du lac Barlow avaient démontré que cette intrusion était différenciée de manière inverse avec une zone ultramafique située au sommet. Le

Filon-couche de Roberge comprend une bordure figée au contact avec l'encaissant, suivie d'une zone de pyroxénite, d'une zone rythmique constituée de dunite, de werhlite et de clinopyroxénite, surmontée d'une zone de dunite composée de péridotite serpentinisée (Poitras, 1984). Sur la coupe routière à l'ouest du lac Cummings, bien que les dunites et les péridotites soient serpentinisées (15 à 90 m, 370 à 455 m et 545 à 585 m; figure 7), les pseudomorphes de cristaux cumulus d'olivine sont toujours reconnaissables (photo 33), sauf en bordure des zones de faille où apparaissent l'actinote et la trémolite (89 à 93 m; figure 7). Les pyroxénites (355 à 370 m et 455 à 490 m; figure 7) montrent également des structures de cumulat préservées (photo 34).

La portion de la coupe routière exposant la partie inférieure de la Suite intrusive de Cummings comprend aussi plusieurs unités gabbroïques qui ont été incluses dans le Filon-couche de Roberge. Ainsi, cinq intrusions de gabbro-gabbro-norite subophitique à ophitique et de leucogabbro granophyrique-ferrogabbro, d'une épaisseur variant entre 2 et 90 m (200 à 355 m; figure 7), viennent s'injecter dans l'unité de siltstones, de mudstones et de tufs à cendre de la Formation de Blondeau (faciès 6). Tout comme dans le secteur des lacs Geoff et Marianne (voir section sur la Formation de Blondeau et la carte hors texte), la présence de structures pépéritiques indique que ces intrusions de gabbro se sont injectées dans des sédiments non consolidés. Des bordures figées sont localement bien préservées (photo 35). Le gabbro est gris pâle et généralement très finement grenu avec un aspect massif. L'intrusion la plus épaisse (265 à 355 m; figure 7) est constituée d'un leucogabbro massif qui révèle une structure granophyrique lorsqu'observé au microscope (photo 36). Les intercroissances de quartz et de plagioclase constituent de 50 à 90 % de ce leucogabbro. Une autre intrusion de gabbro subophitique vert-grisâtre à granulométrie beaucoup plus grossière apparaît au sommet du Filon-couche de Roberge (490 à 535 m; figure 7). Les cristaux de clinopyroxène idiomorphes (10-30 %, 1 à 2 cm) forment des agrégats séparés par des reliques de plagioclase zoné et altéré d'une taille inférieure à 2 mm.

Le Filon-couche de Ventures (nAven) est différencié de façon normale. Il comprend à la base une unité composée de pyroxénite, de webstérite et de péridotite (nAven1), subdivisée dans la région de Chapais en une zone de pyroxénite verte inférieure, de pyroxénite noire et de pyroxénite verte supérieure (McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982; Bédard *et al.*, 2009). Ces roches ultramafiques sont surmontées par l'unité nAven2 qui comprend un gabbro folié, un gabbro à structure ophitique et un gabbro à granulométrie moyenne à grossière typique communément appelé « gabbro de Ventures ». Le sommet du Filon-couche de Ventures est caractérisé par un gabbro granophyrique qui forme l'unité nAven3 (McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982; Poitras, 1984). La section du Filon-couche de Ventures exposée le long de la coupe de route du lac Cummings montre une unité basale constituée de gabbro ophitique à grain très fin injectée dans les mudstones lités de

la Formation de Blondeau (783 à 797 m; figure 7). Ce gabbro passe graduellement à une clinopyroxénite gris-vert et à une webstérite noire à granulométrie moyenne à fine (797 à 875 m; figure 7). Cette séquence est répétée par des failles (910 à 1000 m; figure 7), comme ailleurs dans le secteur de Chibougamau et de Chapais (zones de cisaillement du Lac North et du Lac Antoinette; Allard, 1976; Duquette, 1982; Poitras, 1984; Pilote, 1986). Le second segment montre à nouveau une unité basale de gabbro ophitique (910 à 920 m; figure 7) dont la granulométrie diminue rapidement sur deux mètres à l'approche du contact avec les roches encaissantes constituées des siltstones et des mudstones rouillés de la Formation de Blondeau. Cette portion de la coupe routière montre aussi un contact cisailé et silicifié entre une webstérite (≤ 50 % d'orthopyroxène et ≤ 25 % de clinopyroxène ouralitisé) et une unité de péridotite serpentinisée (1000 à 1045 m; figure 7 et photo 37). L'unité de gabbro granophyrique du Ventures (nAven3) n'apparaît pas sur la coupe du lac Cummings.

La stratigraphie du Filon-couche de Bourbeau (nAbou) a été établie par Duquette (1982) à partir d'une coupe située au nord du mont Cummings (carte hors texte). Cette coupe correspond exactement au dernier segment de la section de la Suite intrusive de Cummings exposée le long de la route 167 à l'ouest du lac Cummings (figure 7). La base du Filon-couche de Bourbeau est composée d'une unité de 20 à 30 m d'épaisseur de webstérite noire (nAbou1) surmontée par une unité de gabbro et de leucogabbro subophitique (nAbou2). Dans le secteur de la mine Norbeau, les gabbros sous-jacents aux leucogabbros subophitiques montrent un litage magmatique caractérisé par l'alternance de lits millimétriques à centimétriques riches en pyroxènes et de lits riches en plagioclase (Dubé et Guha, 1987). L'épaisseur de cette seconde unité varie entre 150 et 180 m. Le sommet de l'intrusion est constitué de 120 à 180 m de ferrodiorite et de ferrogabbro quartzifère contenant jusqu'à 20 % de quartz (nAbou3; Duquette, 1982; Poitras, 1984; Dubé et Guha, 1987; Bédard *et al.*, 2009). Un échantillon de ferrodiorite quartzifère recueilli à l'est de la mine Norbeau (figure 2) a été daté à $2716,7 \pm 1,0/-0,4$ Ma (datation n° 19, tableau 1). Localement, le sommet du filon-couche est caractérisé par un ferrogabbro quartzifère à microstructure granophyrique (nAbou4; Duquette, 1982). Dubé et Guha (1987) notent également la présence d'une épaisseur de 90 à 120 m de ferrodiorite contenant 10 à 12 % de quartz et 3 à 8 % d'intercroissances granophyriques.

Intrusions de composition felsique

Pluton de La Dauversière (nAlad)

Le Pluton de La Dauversière (nAlad) est composé de tonalite à biotite moyennement à grossièrement grenue, blanche à gris pâle en surface fraîche et brune à orangée en surface altérée (Roy *et al.*, 2005). Sa forme circulaire est très visible sur les cartes aéromagnétiques (Dumont et Potvin,

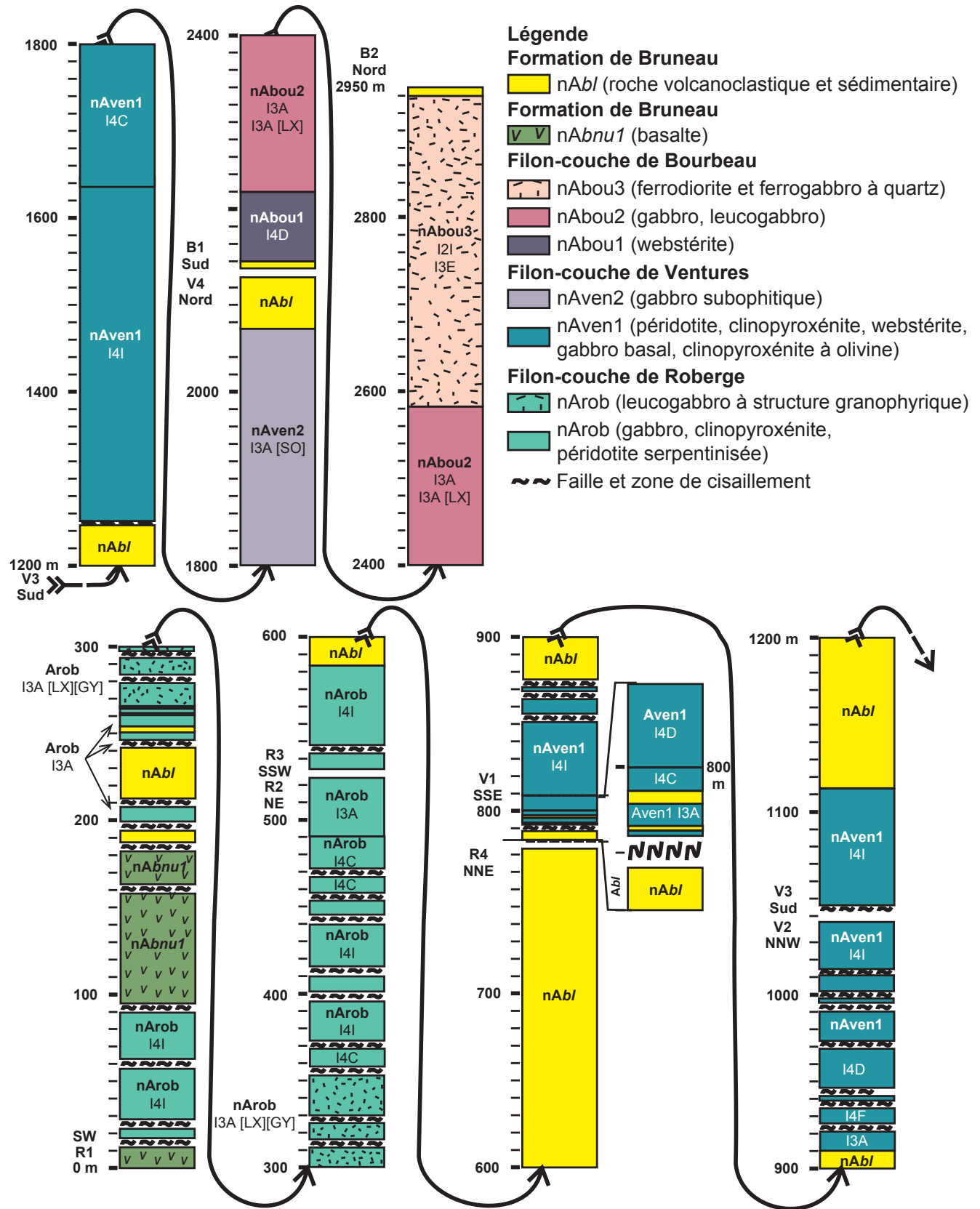


FIGURE 7 - Colonne stratigraphique de la Suite intrusive de Cummings dans le secteur du lac Cummings. La position des filons-couches de Roberge, Ventures et Bourbeau est soulignée par l'utilisation des lettres « R », « V » et « B » pour chaque segment de la coupe apparaissant à la figure 2.

2006), en raison d'une susceptibilité magnétique élevée associée en partie à un contenu relativement important en biotite (Hébert, 1980) et à la présence d'enclaves de diorite et de hornblendite (Roy *et al.*, 2005). Seule la limite nord du pluton affleure dans le secteur cartographié (figure 2). L'analyse d'un échantillon de tonalite a permis de déterminer un âge de cristallisation de $2719,8 \pm 3,0/-0,6$ Ma (datation n° 29, tableau 1).

Pluton de Chibougamau (nAchi)

Le Pluton de Chibougamau désigne un ensemble de roches intrusives de composition dioritique à tonalitique injecté dans les roches intrusives mafiques à ultramafiques de la SiLD et les roches volcaniques du Groupe de Roy. La partie orientale du Pluton de Chibougamau affleure dans le secteur à l'étude et a été décrite en détail par Racicot (1980).

La diorite hétérogène (nAchi1) constitue l'unité la plus ancienne. Elle comprend un faciès à hornblende (sous-unité nAchi1a) et un faciès quartzifère non cartographiable qui sont typiquement coupés par des injections mineures, des dykes et des veinules de tonalite à biotite et hornblende ou de trondhjemite porphyrique (photo 38). La diorite hétérogène est principalement observée à la périphérie du pluton et au sud du lac Chibougamau et inclut également un faciès bréchique qui sera décrit plus bas. Au nord du lac, elle a été identifiée dans le secteur de la mine Merrill (figure 2), où des datations de méladiorite à hornblende ont permis de déterminer des âges de cristallisation de 2718 ± 2 Ma (datation n° 28, tableau 1) et de $2716 \pm 3/-2$ Ma (datation n° 27, tableau 1).

La partie centrale du Pluton de Chibougamau est dominée par une unité de tonalite à biotite à structure équigranulaire à porphyrique (unité nAchi2). Cette unité hétérogène contient des enclaves subanguleuses à arrondies de dimension généralement décimétrique à métrique de diorite à hornblende et de diorite quartzifère. Un échantillon recueilli dans le secteur de la mine Merrill (figure 2) a permis de dater la tonalite à $2714 \pm 3/-2$ Ma (datation n° 22, tableau 1). Cette unité est l'hôte de la brèche de Queylus (figure 2) qui sera décrite plus bas.

L'unité de trondhjemite à biotite et de trondhjemite porphyrique, également appelée leucotonalite (nAchi3), affleure au sud de la mine Merrill, dans le secteur des gîtes Devlin et Corner Bay, ainsi que dans le secteur Lamothe (figure 2). Elle se caractérise par une faible quantité de minéraux mafiques (<5 %), l'abondance de quartz et une structure porphyroclastique (photo 39). Un échantillon de leucotonalite porphyrique du secteur de la baie Queylus a été daté à $2701,7 \pm 2,9$ Ma (datation n° 20, tableau 1).

Les unités de diorite, de tonalite et de trondhjemite du Pluton de Chibougamau et les roches encaissantes du SiLD sont coupées par des dykes de composition diverse qui ont été classés en sept catégories par Maillet (1978) :

- Dyke felsique avec 40 à 70 % de phénocristaux de quartz et de plagioclase;

- Dyke felsique avec 20 à 40 % de phénocristaux de quartz et de plagioclase;
- Dyke felsique gris foncé avec 30 à 60 % de phénocristaux de plagioclase;
- Dyke felsique gris verdâtre avec 15 à 25 % de phénocristaux de plagioclase et de hornblende;
- Dyke gris à grain très fin constituant généralement la bordure de trempe des dykes porphyriques et des dykes de tonalite;
- Dyke de tonalite et de tonalite porphyrique avec pyrite disséminée;
- Dyke mafique verdâtre de diorite et de méladiorite.

La classification des dykes en trois catégories proposée par Houle (1990) est reprise dans ce rapport puisqu'elle est mieux adaptée à l'échelle de nos travaux. Les dykes de gabbro et de diorite (nAchi5) correspondent aux dykes de diorite et de méladiorite de Maillet (1978). Ils sont particulièrement abondants dans le secteur NW du lac Caché où ils coupent les roches intrusives du SiLD. Les dykes de diorite quartzifère (nAchi6) correspondent aux dykes gris à grain très fin de Maillet (1978). Ils ont été datés à $2714 \pm 3/-2$ Ma dans le secteur de l'île Merrill (datation n° 24, tableau 1). Les « dykes acides » regroupent les dykes felsiques porphyriques (phénocristaux de $QZ \pm PG \pm HB$), ainsi que les dykes de tonalite et de tonalite porphyrique. Ils sont communément associés aux zones de cisaillement NW-SE et sont complètement séricitisés avec de la pyrite disséminée (nAchi7). Un dyke de tonalite porphyrique dans le secteur de l'île Merrill a donné le même âge que le dyke de diorite quartzifère, soit $2714 \pm 3/-2$ Ma (datation n° 23, tableau 1). Un dyke de tonalite porphyrique dans le même secteur a aussi été daté à 2715 ± 1 Ma (datation n° 26, tableau 1). Les orientations dominantes de ces dykes sont NW-SE et NE-SW (Maillet, 1978).

Brèches du Pluton de Chibougamau

La zone de brèche du Pluton de Chibougamau (nAdbr), décrite par Morin (1994) dans le secteur de Chapais, se prolonge dans le secteur de Chibougamau. Cette brèche magmatique hétérogène, d'une épaisseur d'environ 2 km, est localisée à la limite entre la Suite intrusive du Lac Doré et le Pluton de Chibougamau, dans la partie sud-ouest du secteur étudié. La matrice de la brèche est composée de diorite à grain fin ou moyen de couleur gris pâle. Les fragments anguleux sont de taille diverse, variant de quelques millimètres à quelques mètres. Ils sont composés des lithologies représentatives des unités encaissantes (photo 32) : diorite quartzifère à hornblende, tonalite, trondhjemite, aplite du Pluton de Chibougamau et anorthosite, anorthosite gabbroïque, gabbro anorthositique, gabbro de la SiLD. La zone de brèche est injectée de dykes de diorite, d'aplite, de diorite porphyrique et de dykes mafiques.

La brèche de Devlin, de nature hydrothermale, s'étend depuis le sud du lac aux Dorés jusqu'à la baie Corner (carte hors texte) et affleure notamment en bordure de la route 167

(brèche 167) et à la péninsule Devlin. Elle présente des contacts irréguliers avec l'encaissant constitué de trondhjemite porphyrique de l'unité nAchi3. La brèche a été délimitée grâce à des forages sur une distance de 400 m selon une direction E-W et 500 m selon une direction N-S (Guha *et al.*, 1984). Les variations de composition de la matrice de la brèche permettent de définir quatre zones concentriques (Bureau, 1980). Au centre, une première zone est caractérisée par une matrice composée de quartz laiteux. Une seconde zone, la plus importante, montre une matrice grenue vert foncé à blanc verdâtre. Elle est composée de quartz, de plagioclase, d'épidote et renferme de nombreuses cavités miarolitiques remplies d'épidote, de chlorite et de pyrite. Une zone à matrice épidotisée est observée dans la portion ouest de la brèche où elle a l'apparence d'une tonalite à épidote à granulométrie fine où l'on distingue des fragments. Une quatrième zone de faible étendue à matrice chloritisée vert clair à vert foncé n'est reconnue qu'à la bordure sud de la brèche. Elle possède une structure équigranulaire. Ces zones bréchiques sont toutes caractérisées par une importante altération propylitique et phyllique (Bureau, 1980). Localement, l'altération en hématite donne une couleur rose à la matrice. Les fragments sont non triés, subarrondis à arrondis et d'une taille variant de 0,1 mm à environ un mètre. Les fragments de diorite vert foncé à noire et de trondhjemite non foliée provenant du Pluton de Chibougamau sont les plus abondants. Les autres fragments sont composés de gabbro, d'anorthosite et d'anorthosite gabbroïque de la SiLD. Ces fragments montrent une foliation tectonique soulignée par l'orientation préférentielle des cristaux de chlorite et de hornblende, ce qui implique une mise en place tardive de la brèche par rapport à la déformation régionale (photo 40). Plusieurs fragments sont fracturés, bréchifiés et montrent les signes d'une première phase d'altération hydrothermale (propylitique et phyllique), ce qui laisse croire que cette brèche est le résultat de plusieurs épisodes de déformation cassante. La brèche de Devlin, au même titre que plusieurs gîtes et indices du secteur des baies Inlet et Devlin, montre plusieurs des caractéristiques des minéralisations de type porphyre cuprifère (voir chapitre sur la géologie économique).

La brèche de Queylus, également d'origine hydrothermale, est exposée sur deux affleurements distants d'environ 600 m au sud de la baie Queylus. Elle est encaissée dans une tonalite équigranulaire à granulométrie grossière à fine de l'unité nAchi3 (Bureau, 1980; Racicot, 1980; Furic, 2006). La matrice de la brèche est composée de poussière de roche très riche en tourmaline et en magnétite (photo 41) ou montrant un fort contenu en séricite (altération phyllique). Les fragments subanguleux à arrondis ont une taille moyenne de 10 à 15 cm et sont formés principalement de tonalite et de diorite provenant du Pluton de Chibougamau. Les fragments mafiques à ultramafiques comptent pour 2 % de l'ensemble des fragments et sont de plus petite taille (4 et 5 cm). La matrice de la brèche contient aussi des fragments de veines de quartz ± magnétite antérieures à la bréchification, ainsi que des fragments de dykes felsiques à phénocristaux de

quartz ou de quartz et de plagioclase (Furic, 2006). Outre l'altération phyllique déjà mentionnée, les fragments de la brèche de Queylus présentent aussi une altération propylitique et hématitique, laquelle est responsable de leur couleur rose. Des veinules de quartz-calcite-magnétite-pyrite se superposent aux altérations décrites précédemment et se propagent dans la roche encaissante sur une distance de 2 km autour de la brèche (Furic, 2006). Une altération supergène en oxydes de fer (goethite) a également été identifiée en bordure des veines dans les zones riches en sulfures. L'affleurement Nord de la brèche de Queylus montre une zone centrale homogène dépourvue de fabrique, alors que les portions externes sont caractérisées par un tri granulométrique des fragments (<5 cm, 5 à 10 cm et >10 cm), des variations de composition, un alignement des fragments parallèlement aux contacts avec l'encaissant et des laminations d'origine hydrothermale dans la matrice. Ces observations semblent démontrer une fluidisation des éléments de la brèche et un contrôle structural important. Ce contrôle est plus perceptible sur l'affleurement Sud de la brèche de Queylus qui montre une bréchification *in situ* sans tri résultant de la propagation des veinules de tourmaline-magnétite en régime de transtension dans une zone de relais initié par un décrochement dextre (Furic, 2006). La brèche de Queylus est l'hôte de nombreux indices présentant plusieurs des caractéristiques des porphyres cuprifères (Roy *et al.*, 2007; voir chapitre sur la géologie économique).

Les brèches hydrothermales sont tardives dans l'évolution du Pluton de Chibougamau puisqu'elles comprennent des fragments provenant des phases tardives de cette intrusion (diorite, diorite quartzifère, tonalite et trondhjemite). L'unité de trondhjemite nAchi3 qui encaisse la brèche de Queylus dans la partie sud du Pluton de Chibougamau (2701,7 ± 2,9 Ma; datation n° 20, tableau 1) est tardive par rapport aux diorites et aux tonalites plus anciennes (2718-2714 Ma; datations n°s 22 à 28, tableau 1). Elles sont pratiquement contemporaines de la granodiorite du Pluton de Muscocho (2701,2 ± 1,7/-1,3 Ma; datation n° 15, tableau 1), dans le feuillet SNRC 32G08, reconnue comme une intrusion post-tectonique (Daigneault *et al.*, 1990). Ce magmatisme tardif est également observé dans la partie nord du Pluton de Chibougamau, dans le secteur de la mine Copper Rand, où un dyke felsique à phénocristaux de quartz et de plagioclase coupant les filons à Cu-Au a donné un âge de 2705,1 ± 1,7/-1,2 Ma (datation n° 21, tableau 1).

Stock de Grandroy (nAggr)

Le Stock de Grandroy (Graham, 1952a) est une intrusion satellite du Pluton de Chibougamau qui coupe les roches volcaniques du Groupe de Roy. Il affleure principalement sur les rives de la baie Hématite, mais quelques affleurements attribués à ce stock ont également été identifiés au sud de la baie Bear (carte hors texte). Cette intrusion, hôte de la mine Grandroy (tableau 6), est composée de granodiorite à grain grossier grise en surface fraîche. La fracturation de

la roche est associée à une altération en chlorite, en épidote et en hématite qui lui donne une patine beige à rose. La limite nord du Stock de Grandroy est marquée par la Zone de cisaillement de Grondines.

Stock du Lac Line (nAlin)

Le Stock du Lac Line représente une autre intrusion satellite du Pluton de Chibougamau. Il s'agit d'une tonalite équi-granulaire à porphyrique avec une composition qui passe localement à une syénite (Pilote, 1986; Côté-Mantha, 2009). Cette intrusion, située au nord de la ville de Chibougamau, s'étend selon une direction E-W depuis l'est du lac Line jusqu'au sud de la baie du Cran Penché, sur une distance d'environ 4 km (carte hors texte). Elle coupe les roches volcanoclastiques et sédimentaires de la Formation de Blondeau, ainsi que les roches de la Suite intrusive de Cummings. La tonalite équi-granulaire affleure surtout dans la portion ouest de l'intrusion, alors que le faciès porphyrique a été identifié au sud et à l'ouest de la baie du Cran Penché (Côté-Mantha, 2009). Dans ce secteur, la tonalite contient également des enclaves anguleuses de péridotite et de pyroxénite provenant du Filon-couche de Roberge. Un échantillon de tonalite porphyrique a permis d'obtenir un âge de cristallisation de $2707,6 \pm 1,4$ Ma (datation n° 16, tableau 1).

Pluton de Boisvert (nAboi)

Le Pluton de Boisvert (Daigneault et Allard, 1983) fait intrusion dans les roches volcaniques de la Formation d'Obatogamau dans la partie sud-est du secteur cartographié (figure 2) correspondant à la Zone tectonique du Front du Grenville (Daigneault et Allard, 1994; Roy *et al.*, 2005). Il est constitué de trondhjémite, de granodiorite à deux micas et de quantités moindres de tonalite et de diorite (Roy *et al.*, 2005). Les enclaves d'amphibolite rubanée à grenat sont communes et peuvent atteindre jusqu'à 5 km de longueur pour une épaisseur de plusieurs centaines de mètres. L'analyse d'un échantillon de tonalite a permis de déterminer un âge de cristallisation de 2697 ± 3 Ma (datation n° 14, tableau 1), ce qui situe le Pluton de Boisvert dans la catégorie des plutons syntectoniques du nord-est de l'Abitibi (Goutier et Melançon, 2010).

Lithologies archéennes

Filons-couches gabbroïques (I3A)

Les filons-couches gabbroïques constituent jusqu'à 25 % de l'épaisseur de l'empilement volcanique (Allard, 1976). Ils s'étendent latéralement sur quelques centaines de mètres et leur épaisseur peut varier de quelques dizaines de mètres jusqu'à un maximum de 800 m (Bédard *et al.*, 2009). Dans la majorité des cas, les filons-couches de gabbro sont relativement peu épais et montrent une composition homogène, une

couleur vert pâle à vert foncé et une structure subophitique (sous-unité I3Ac). Au nord-est de Chibougamau, les travaux de cartographie détaillée (Horscroft, 1957b; Smith et Allard, 1960) permettent d'individualiser la portion basale de la portion sommitale des filons-couches de gabbros. La partie basale (sous-unité I3Aa) est composée de gabbro à clinopyroxène-trémolite-actinote et, localement, de pyroxénite. Les diorites, leucogabbros quartzifères ou ferrogabbros noirs à magnétite et titanite de la partie sommitale (sous-unité I3Ab) sont formés de chlorite, de hornblende et jusqu'à 29 % de quartz (Horscroft, 1957b). Le litage magmatique est localement préservé. Les microstructures primaires sont partiellement oblitérées par l'altération en chlorite, épidote et actinote (saussuritisation du plagioclase et ouralitisaiton des pyroxènes). Les contacts des filons-couches avec les roches volcaniques encaissantes sont généralement caractérisés par une foliation plus accentuée. À plusieurs endroits, les contacts se démarquent par la présence de bordures figées caractérisées par une granulométrie qui diminue rapidement sur une distance de moins de deux mètres.

Intrusions felsiques à phénocristaux de plagioclase ou à phénocristaux de plagioclase et de quartz (I1)

Cette unité regroupe les dykes et les filons-couches qui contiennent uniquement des phénocristaux de plagioclase ou qui contiennent à la fois des phénocristaux de quartz et de plagioclase. Les intrusions felsiques discordantes sont injectées dans les roches de la SiLD, dans le secteur du lac Clark, et les roches volcaniques du Groupe de Roy, notamment à la périphérie du Stock de Grandroy (Champagne, 1988), ainsi que dans le secteur des mines Gwillim (zone k.o.d.; Bouchard, 1986) et Bruneau (Trudeau, 1981). Ces corps intrusifs sont de faible dimension et n'excèdent pas 200 m².

Des intrusions felsiques concordantes ont été reconnues dans le Membre de Scott, au nord du lac David (photo 42), et sont également typiques de la partie sommitale de la Formation de Bruneau (Jacques Bélanger, 1979; Trudeau, 1981; Bouchard, 1986, Lépine, 2009). Leurs dimensions sont de l'ordre de plusieurs centaines de mètres de longueur pour une épaisseur de quelques dizaines de mètres. La plus importante intrusion de ce type, reconnue en forage à l'est de la mine Gwillim (figure 2), mesure 1,5 km de long sur environ 500 m d'épaisseur (Lépine, 2009; carte hors texte). Elle s'est mise en place au contact des roches volcaniques mafiques de la Formation de Bruneau avec la base du Filon-couche de Roberge. Cette unité fortement altérée en silice, séricite, carbonate et chlorite constitue la roche encaissante du gisement MC-GOLD (anciennement connu sous le nom de Mop-II), une minéralisation de type porphyrique à Cu-Au-Mo (figure 2). L'altération est zonée et s'exprime dans la partie centrale par une altération phyllique et dans la partie nord par une altération propylitique (Lépine, 2009).

Une intrusion felsique à phénocristaux de quartz et de plagioclase coupant les roches volcaniques mafiques de la Formation de Bruneau au sud du lac Waconichi a été

échantillonnée pour une datation radiométrique. Cette intrusion a donné un âge de cristallisation de $2712 \pm 9/-7$ Ma (datation n° 17, tableau 1). Un autre échantillon récolté dans le même secteur a été daté à $2710,2 \pm 0,8$ Ma (datation n° 18, tableau 1).

Zones de schiste à chlorite ± séricite (M8a et M8b)

Les zones de schiste à séricite, chlorite et ankérite (M8a) constituent une unité cartographiable de nature informelle principalement associée à la Zone de cisaillement du Lac Sauvage (secteur du camp minier; Houle, 1990) et à la Zone de cisaillement bordière de la SiLD (Gaucher, 1958; Daigneault, 1991). Ces zones de schiste, dont l'épaisseur ne dépasse généralement pas 200 mètres, suivent le motif anastomosé E-W et NW-SE des zones de cisaillement. Les schistes ont une patine ocre associée à l'altération en ankérite, laquelle peut envahir totalement la roche et lui donner une structure massive. Des veinules de calcite sont aussi présentes, ainsi que de la pyrite et de la chalcoppyrite disséminées. Au sud du lac Gilman (voir carte hors texte), où ont été cartographiées les formations de fer du Membre de Portage, les schistes à séricite, chlorite et ankérite contiennent également du chloritoïde. Sur l'affleurement de Copper Cliff Sidérose (coordonnées UTM 548574E, 5527830N), dans le secteur de la colline Sidérite, les schistes renferment également des bandes de sidérite cristalline rougeâtre avec un éclat adamantin et sont associés à une zone de pyrite massive.

Les schistes à chlorite (M8b) forment des petites bandes discontinues intercalées dans les schistes à séricite, chlorite et ankérite dans le secteur du camp minier de Chibougamau (Houle, 1990). Les bandes de schistes à chlorite contiennent des quantités mineures de séricite, de carbonate et de sidérite cristalline, ainsi que de la pyrite et de la chalcoppyrite disséminées.

Protérozoïque

Formation de Chibougamau (pPcb)

Initialement nommée « série de Chibougamau » par Mawdsley et Norman (1935), puis « Groupe de Chibougamau » par Riley et Kindle (1958), la Formation de Chibougamau (Long, 1974) constitue une séquence de conglomérats polygéniques, d'arkoses et de mudrocks d'âge paléoprotérozoïque reposant en discordance sur les roches archéennes du Groupe de Roy et les roches de la Suite intrusive de Cummings. Dès sa découverte, la Formation de Chibougamau a été comparée à la séquence huronienne de la Formation de Gowganda du sud de l'Ontario (Faribault *et al.*, 1912; Retty, 1930). Elle est observée sur le rivage et les îles de la baie McKenzie (côté ouest de la Zone de cisaillement de McKenzie), ainsi que sur certains sommets topographiques (mont Bourbeau, nord du lac North, ouest du lac Antoinette; carte hors texte). Dans le secteur à l'étude,

la lithologie la plus commune est le conglomérat polygénique à matrice d'arkose beige ou de mudrock gris pâle à gris foncé. Les cailloux arrondis ont une taille variant de quelques millimètres à plus de 30 cm. Ils sont composés de roches intrusives provenant des plutons avoisinants et de roches volcaniques mafiques à felsiques. Localement, l'altération supergène en hématite donne aux cailloux une couleur rose. Dans le secteur de la baie McKenzie (carte hors texte), une mince unité d'arkose grise est intercalée dans les conglomérats polygéniques. L'arkose présente une série de fractures parallèles à la Zone de cisaillement de McKenzie. Cette observation, en association avec la présence de boue de faille, appuie l'hypothèse de Daigneault (1991) selon laquelle cette structure a été réactivée dans le domaine cassant au Protérozoïque. Au sommet du mont Bourbeau (carte hors texte), le conglomérat polygénique alterne avec des lits plus fins d'arkose et de mudrock laminés et localement granoclassés. Ces dépôts laminés (diamictites) sont caractérisés par des structures sédimentaires (écoulement laminaire, structures de flammes, failles normales synsédimentaires) et contiennent des dropstones (photo 43), ce qui implique une origine glaciogénique et une mise en place en marge d'un glacier qui couvrait le sud-est de la Province du Supérieur au début du Protérozoïque (Long, 1974 et 1981).

Dykes de diabase et de gabbro

De nombreux dykes de diabase et de gabbro d'âge paléoprotérozoïque s'injectent dans les failles et les zones de cisaillement réactivées. Ils correspondent à des linéaments continus sur plusieurs dizaines de kilomètres bien visibles sur les cartes aéromagnétiques (figure 6). Dans le secteur de Chibougamau, ces dykes coupent à angle fort les structures attribuées à la déformation archéenne (Daigneault et Allard, 1990).

Les dykes peuvent être classés en différentes familles en fonction de leur orientation, de leur composition et des relations de recoupement observées. Il est possible de rattacher ces familles à des essaims de dykes qui ont été reconnus dans la partie est de la Province du Supérieur. Les plutons de La Dauversière et de Chibougamau sont coupés par trois générations de dykes. La première génération est orientée NW-SE. À la mine Henderson (figure 2), des forages ont intersecté un dyke de pyroxénite non magnétique orienté NW-SE qui coupe les structures archéennes (Daigneault et Allard, 1990). Dans la partie est de la SiLD, les dykes NW-SE sont abondants et sont coupés par certaines failles NNE-SSW réactivées (figure 2).

La seconde génération de dykes, orientée NNE-SSW, est assignée aux Dykes du Chef (pPcf; 2408 ± 3 Ma, Ciesielski et Madore, 1989; Ernst *et al.*, 1996; Ciborowski *et al.*, 2014). Elle comprend le dyke de l'île Gabbro qui se prolonge dans la Zone de cisaillement du Lac Taché (Gaucher, 1958; Daigneault et Allard, 1990). Ces dykes sont altérés (ouraltisation, saussuritisation) et leur portion centrale est quartzifère (Daigneault et Allard, 1990).

Le dyke de gabbro de l'île Line est orienté ENE-WSW. Il coupe les diorites à hornblende du Pluton de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1990) et se prolonge jusque dans le Complexe d'Eau Jaune au sud de Chibougamau (figure 2). Cette intrusion peut être attribuée à l'essai de Dykes de Biscotasing (pPbis; 2167 Ma; Buchan *et al.*, 1993) ou à l'essai de Dykes de l'Abitibi (mPabi; Ernst et Buchan, 1993) daté à 1141 Ma (Krogh *et al.*, 1987). Les évidences d'une réactivation en régime cassant des zones de cisaillement NE, ultérieure au dépôt des sédiments de la Formation de Chibougamau (Dimroth *et al.*, 1984; Chown et Gobeil, 1990) semblent toutefois indiquer un âge paléoprotérozoïque et une association avec les Dykes de Biscotasing.

LITHOGÉOCHIMIE

Un total de 1144 nouvelles analyses lithogéochimiques ont été intégrées au SIGÉOM dans le cadre des projets de cartographie du feuillet 32G16 et de la partie nord du feuillet 32G09. Les résultats détaillés sont disponibles dans la base de données du SIGÉOM et peuvent être consultés à partir de la page Web « Produits et services en ligne – Mines », du MERN, à l'adresse suivante : <http://www.mern.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>. La section « Géochimie – Échantillon de roche » donne accès aux différents outils de recherche.

Les analyses comprennent :

- 452 analyses globales et 293 analyses d'intérêt économique effectuées dans le cadre des projets de cartographie des feuillets 32G16 et 32G09 par le Ministère au cours des étés 2004 à 2007 et 2011;
- 152 analyses globales et 22 analyses d'intérêt économique réalisées à l'occasion du projet de doctorat de l'auteur principal à l'INRS-ETE durant la période de 2004 à 2007;
- 156 échantillons analysés antérieurement pour les éléments majeurs lors de travaux du Ministère dans le secteur étudié; les poudres ont été réanalysées en 2013 pour les éléments en traces;
- 62 analyses globales provenant d'échantillons du secteur de la mine Lemoine gracieusement fournies par la compagnie Ressources Cogitore;
- Sept analyses globales provenant d'un article publié par Legault et Daigneault (2006).

Il est à noter que les échantillons recueillis dans une même unité peuvent montrer des compositions assez variables en raison notamment de l'altération liée à l'hydrothermalisme et au métamorphisme régional qui entraîne la mobilité de certains éléments (Condie *et al.*, 1977; Polat et Hoffman, 2003). Pour cette raison, nous avons sélectionné pour chaque unité une série d'échantillons représentatifs caractérisés par des profils multiéléments parallèles et cohérents. Cette façon de faire permet de conserver des échantillons qui ne seraient pas nécessairement considérés comme frais en regard des

valeurs de perte au feu (PAF > 4 %) et de certains indices d'altération utilisant les éléments majeurs (voir par exemple les critères de sélection utilisés par Sterckx *et al.*, 2014). Les tableaux 3 et 4 présentent une compilation d'analyses géochimiques représentatives pour chaque type de roches des différentes unités lithostratigraphiques et lithodémiques.

La géochimie des roches volcaniques est décrite à l'aide des diagrammes des figures 8, 9, 10 et 11. Les échantillons sont d'abord classés d'après leur composition à l'aide des diagrammes SiO_2 vs $\text{Zr/TiO}_2 \times 0,0001$ (Winchester et Floyd, 1977) et $\text{Zr/TiO}_2 \times 0,0001$ vs Nb/Ti (Winchester et Floyd, 1977). Le second diagramme n'utilise que des éléments en traces relativement immobiles et offre une classification qui n'est pas influencée par la mobilité des éléments majeurs. L'affinité géochimique de ces roches a été déterminée à l'aide du diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009). Les analyses des échantillons figurant dans les diagrammes multiéléments sont normalisées aux valeurs du manteau primitif de Palme et O'Neill (2003). Les diagrammes de discrimination des environnements géotectoniques Nb/Th vs La/Sm et Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce, 2008) permettent d'évaluer la nature des sources magmatiques, ainsi que l'intensité de la contamination crustale.

Les caractéristiques géochimiques des roches intrusives sont présentées dans une série de diagrammes binaires (figures 12, 13 et 14) qui permettent d'illustrer les effets de l'altération hydrothermale et du métamorphisme régional sur la mobilité des éléments majeurs (MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$, TiO_2 , K_2O , CaO et P_2O_5 vs SiO_2). Les échantillons représentés dans les diagrammes multiéléments (figures 15 et 16) sont normalisés aux valeurs du manteau primitif de Palme et O'Neill (2003).

Roches volcaniques mafiques du Groupe de Roy

Les roches volcaniques mafiques de la Formation d'Obatogamau (nAobl; éch. 2003040714, tableau 3), au nord des plutons de Boisvert et de La Dauversière, ont une composition basaltique (figure 8a) ou de basalte andésitique à andésite (figure 8b) et une affinité tholéiitique ($\text{Zr/Y} = 2,21$; figure 8c). La valeur du rapport La/Sm_{pm} (0,89) indique un appauvrissement en terres rares légères (TRLé), alors que le rapport des terres rares lourdes (TRLö) est comparable à celui du manteau primitif ($\text{Gd/Yb}_{\text{pm}} = 1,01$; figure 8d).

Le Membre de David (nAddl; éch. 1903131123, tableau 3), qui représente la partie supérieure de la Formation d'Obatogamau sur le flanc nord de l'Anticlinal de Chibougamau, possède également une composition basaltique (figure 8a) ou de basalte andésitique (figure 8b) et une affinité tholéiitique à transitionnelle ($\text{Zr/Y} = 2,91$; figure 8c). Les valeurs typiques des rapports des éléments des terres rares se rapprochent de celles du manteau primitif ($\text{La/Sm}_{\text{pm}} = 0,97$ et $\text{Gd/Yb}_{\text{pm}} = 1,23$; figure 8d).

La Formation de Bruneau (nAbnu1; éch. 1903131088, tableau 3) regroupe des basaltes et des basaltes andésitiques

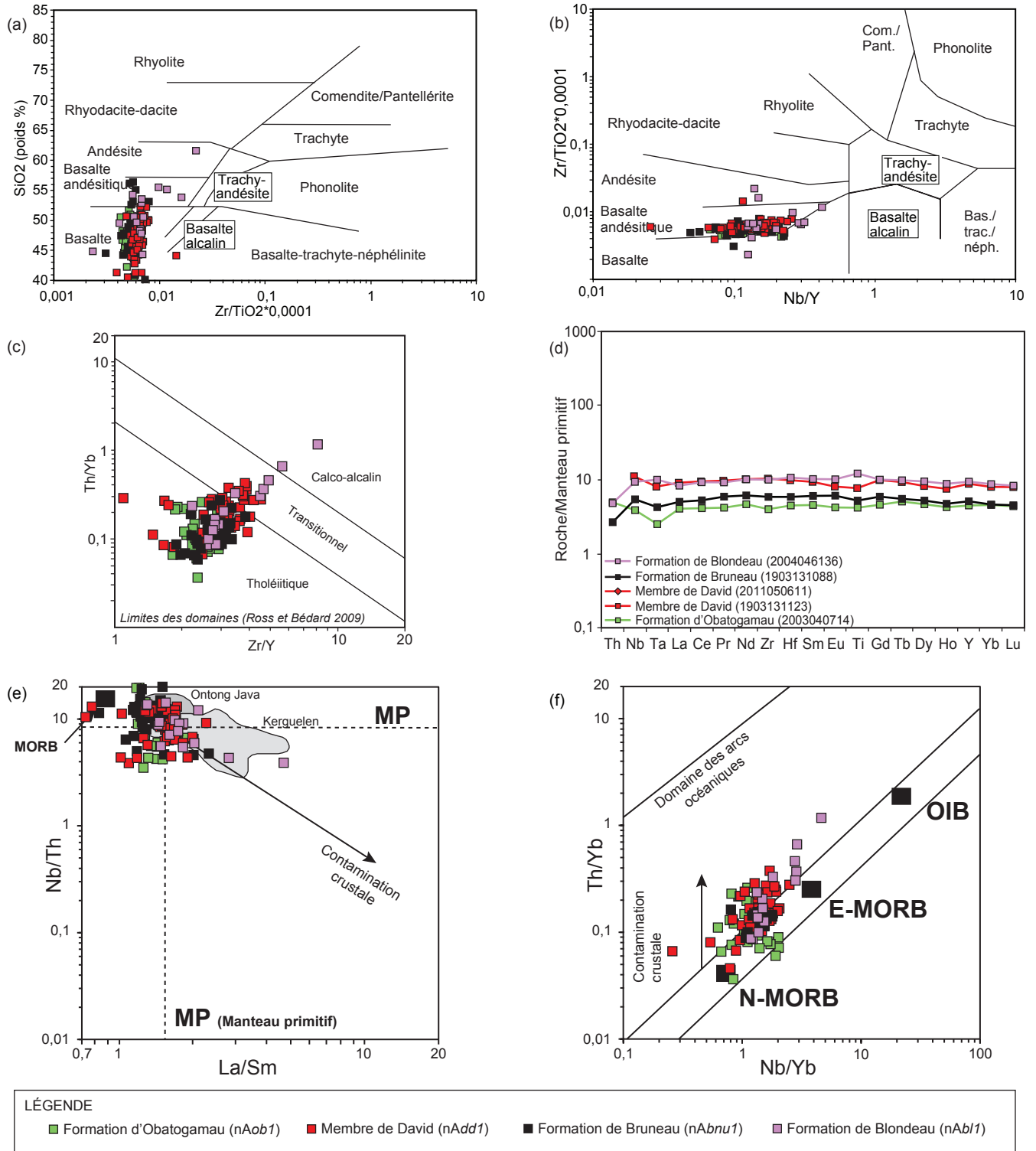


FIGURE 8 - Diagrammes de caractérisation géochimique des roches volcaniques du Groupe de Roy : **a**) classification d'après le diagramme SiO_2 vs $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \cdot 0,0001$ (Winchester et Floyd, 1977); **b**) classification d'après le diagramme $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \cdot 0,0001$ vs Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977); **c**) affinité magmatique d'après le diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009); **d**) diagrammes multiéléments normalisés aux valeurs du manteau primitif (Palme et O'Neill, 2003). Les analyses des échantillons représentatifs utilisées dans ce diagramme (numéros entre parenthèses) sont listées au tableau 3; **e**) et **f**) diagrammes de discrimination des environnements géotectoniques Nb/Th vs La/Sm (modifié de Maurice *et al.*, 2009) et Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce, 2008).

(figures 8a et 8b) d'affinité tholéiitique ($Zr/Y = 2,84$; figure 8c). Les valeurs du rapport La/Sm_{pm} (0,82) et Gd/Yb_{pm} (1,30) correspondent à des profils de terres rares relativement plats (figure 8d). Les teneurs en MgO relativement fortes observées à la base de la formation (jusqu'à 11 % MgO) et le rapport Ti/Zr élevé (105,44) indiquent une source plus primitive que les roches volcaniques mafiques du Membre de David ($Ti/Zr = 88,02$).

Les roches volcaniques à la base de la Formation de Blondeau (*nAb11*; éch. 2004046136) ont une composition variant du basalte à l'andésite (figures 8a et 8b) et une affinité principalement tholéiitique (figure 8c). Quelques échantillons de basaltes variolaires recueillis à la base de la formation, au nord du Synclinal de Chibougamau, révèlent toutefois une affinité transitionnelle à calco-alcaline (figure 8c). Les profils d'éléments des terres rares sont plats (figure 8d; $La/Sm_{pm} = 0,81$ et $Gd/Yb_{pm} = 1,15$).

Lentilles de roches volcaniques plus évoluées et roches volcanoclastiques intercalées dans les roches volcaniques mafiques du Groupe de Roy

Les lentilles de roches volcanoclastiques de la Formation d'Obatogamau (*nAob2*; éch. 1995004980, tableau 3) ont une composition andésitique à dacitique (figure 9a) ou d'andésite (figure 9b) avec une affinité calco-alcaline ($Zr/Y = 16,44$; figure 9c). La valeur de Th/Nb_{pm} (6,02) indique une anomalie négative prononcée en Nb-Ta, alors que le rapport La/Sm_{pm} de 4,34 montre un enrichissement en TRLé.

Dans la partie sommitale du Membre de David (*nAdd2*; éch. 1903131134, tableau 3), les basaltes et les andésites (figures 9a et 9b) ont une affinité tholéiitique à transitionnelle ($Zr/Y = 4,04$; figure 9c). Les profils multiéléments (figure 9d) sont plutôt plats ($La/Sm_{pm} = 1,27$ et $Gd/Yb_{pm} = 1,32$) et surtout caractérisés par une anomalie négative en Ti ($Ti/Ti^*_{pm} = 0,57$). Les lentilles de roches volcanoclastiques (*nAdd2*; éch. 2011050644, tableau 3) ont une composition basaltique (figure 9a) ou de basalte andésitique (figure 9b) et une affinité calco-alcaline ($Zr/Y = 6,77$; figure 9c). Les profils multiéléments (figure 9d) montrent une anomalie négative en Nb-Ta ($Th/Nb_{pm} = 1,67$) et un enrichissement en TRLé ($La/Sm_{pm} = 1,85$).

La portion supérieure de la Formation de Bruneau comprend des coulées et des lentilles de roches volcaniques et volcanoclastiques (*nAbnu2*; éch. 1903131143, tableau 3) de composition andésitique à dacitique (figure 9a) ou andésitique (figure 9b) et d'affinité transitionnelle à calco-alcaline ($Zr/Y = 6,58$; figure 9c). Les profils multiéléments (figure 9d) sont peu à modérément fractionnés ($La/Sm_{pm} = 2,63$ et $Gd/Yb_{pm} = 1,09$).

Les roches volcanoclastiques de la Formation de Blondeau (*nAb1*; éch. 1983008197, tableau 3) ont une composition variant de basaltique à dacitique (figure 9a) ou de basalte andésitique à andésitique (figure 9b) avec une affinité calco-

alcaline ($Zr/Y = 11,12$). Les profils des terres rares montrent un enrichissement modéré en TRLé ($La/Sm_{pm} = 3,60$) et plus faible en TRLo ($Gd/Yb_{pm} = 1,94$).

Formation de Waconichi

Membre de Lemoine

À la base de la partie inférieure du Membre de Lemoine, le seul échantillon de la sous-unité *nAlem1a* analysé (éch. 1903115720, tableau 3) est une rhyolite (figure 10a) d'affinité transitionnelle ($Zr/Y = 4,02$, figure 10c). L'anomalie négative en Nb-Ta est faible ($Th/Nb_{pm} = 1,09$) et le fractionnement des terres rares peu accentué ($La/Sm_{pm} = 1,24$ et $Gd/Yb_{pm} = 1,05$).

La sous-unité *nAlem1b* (éch. 2006040771, tableau 3) comprend des dacites et des rhyolites (figures 10a et 10b) d'affinité tholéiitique à transitionnelle ($Zr/Y = 4,34$; figure 10c). Les valeurs de La/Sm_{pm} (1,55) et de Gd/Yb_{pm} (1,05) démontrent un faible fractionnement des terres rares (figure 10d). Cette unité est immédiatement sous-jacente au gisement de la mine Lemoine. Plusieurs échantillons sont caractérisés par des variations importantes du contenu en TRLé associées parfois à des anomalies fortement négatives (rapports La/Sm_{pm} fractionnaires). Cette mobilité des TRLé est probablement causée par la forte altération hydrothermale caractéristique de cette unité.

La sous-unité *nAlem1c* (éch. 1903115635, tableau 3), qui n'apparaît que dans la portion est du Membre de Lemoine, possède une composition dacitique à rhyolitique (figures 10a et 10b) et une affinité tholéiitique à transitionnelle ($Zr/Y = 3,82$, figure 10c). Les profils multiéléments (figure 10d) sont peu fractionnés ($La/Sm_{pm} = 1,36$ et $Gd/Yb_{pm} = 1,06$). Les trois sous-unités basales du Membre de Lemoine sont caractérisées par des rapports Ti/Zr croissants ($Ti/Zr = 4,77$ à $6,42$) et de fortes anomalies négatives en Ti ($Ti/Ti^*_{pm} = 0,07$ à $0,10$).

La composition des roches de la sous-unité *nAlem1d* (éch. 1903115715) varie de basalte à andésite (figure 10a) ou de basalte à dacite (figure 10b). L'affinité de ces roches est typiquement tholéiitique à transitionnelle ($Zr/Y = 3,15$, figure 10c), plus rarement calco-alcaline, avec des profils multiéléments plats ($La/Sm_{pm} = 1,11$ et $Gd/Yb_{pm} = 1,07$; figure 10d). La forte valeur du rapport Ti/Zr (55,12) indique un degré de différenciation moins marqué que les autres unités de roches volcaniques felsiques du Waconichi.

Les dômes hypovolcaniques et les filons-couches de la sous-unité *nAlem1e* (éch. 1903115684, tableau 3) ont une composition dacitique à rhyolitique (figures 10a et 10b) avec une affinité tholéiitique à transitionnelle ($Zr/Y = 2,77$; figure 10c). Ces roches ne montrent pas d'anomalie négative en Nb-Ta ($Th/Nb_{pm} = 1,21$), tandis que le profil multiélément est plutôt plat ($La/Sm_{pm} = 0,86$ et $Gd/Yb_{pm} = 0,89$; figure 10d).

Les roches intrusives de la sous-unité *nAlem1f* (éch. 1903116130, tableau 3) sont andésitiques à rhyolitiques (figures 10a et 10b) avec une affinité tholéiitique à transi-

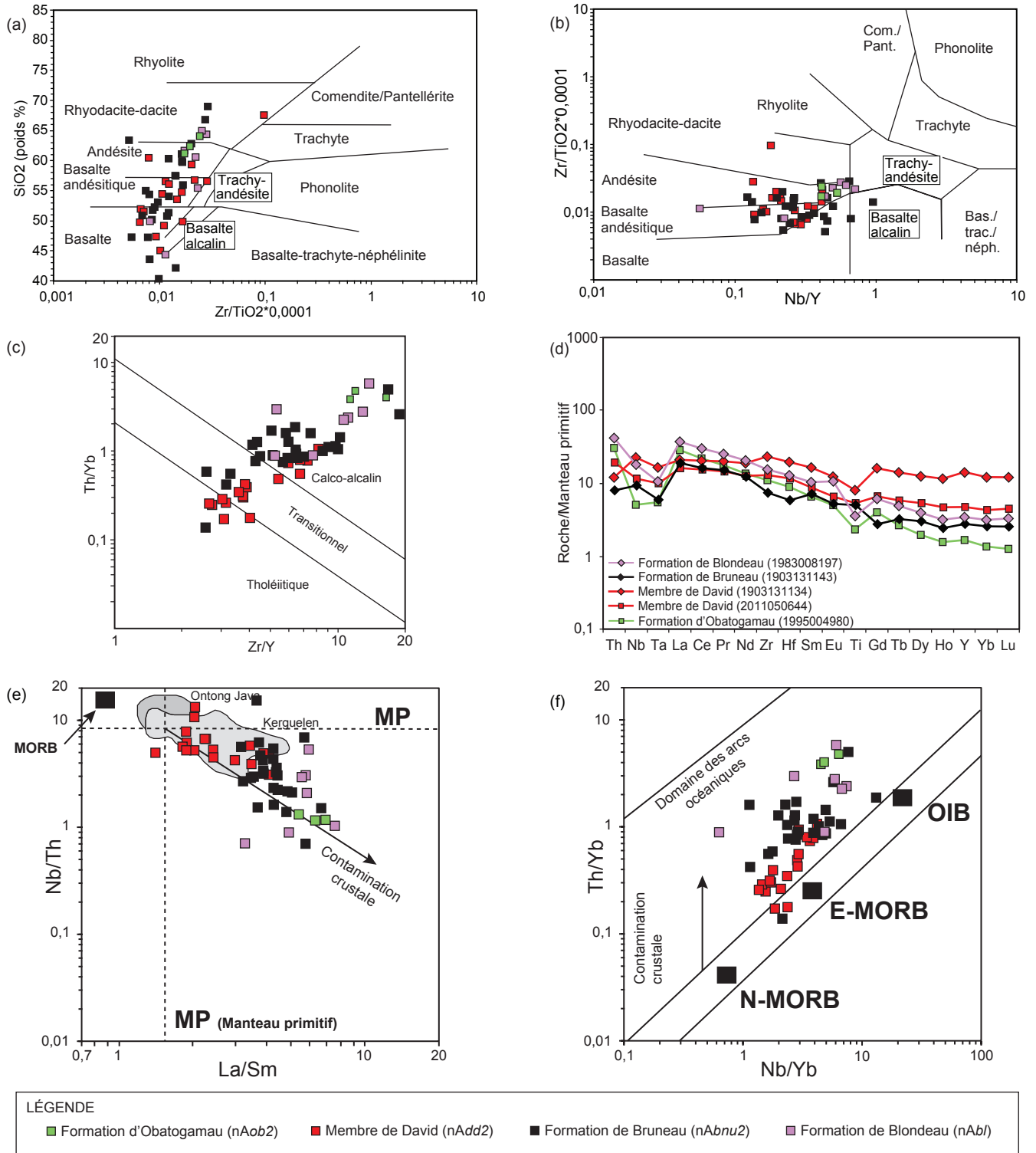


FIGURE 9 - Diagrammes de caractérisation géochimique des lentilles de roches volcaniques plus évoluées et des roches volcanoclastiques intercalées dans les roches volcaniques mafiques du Groupe de Roy : **a**) classification d'après le diagramme SiO_2 vs $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \cdot 0,0001$ (Winchester et Floyd, 1977); **b**) classification d'après le diagramme $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \cdot 0,0001$ vs Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977); **c**) affinité magmatique d'après le diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009); **d**) diagrammes multiéléments normalisés aux valeurs du manteau primitif (Palme et O'Neill, 2003). Les analyses des échantillons représentatifs utilisées dans ce diagramme (numéros entre parenthèses) sont listées au tableau 3; **e**) et **f**) diagrammes de discrimination des environnements géotectoniques Nb/Th vs La/Sm (modifié de Maurice *et al.*, 2009) et Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce, 2008).

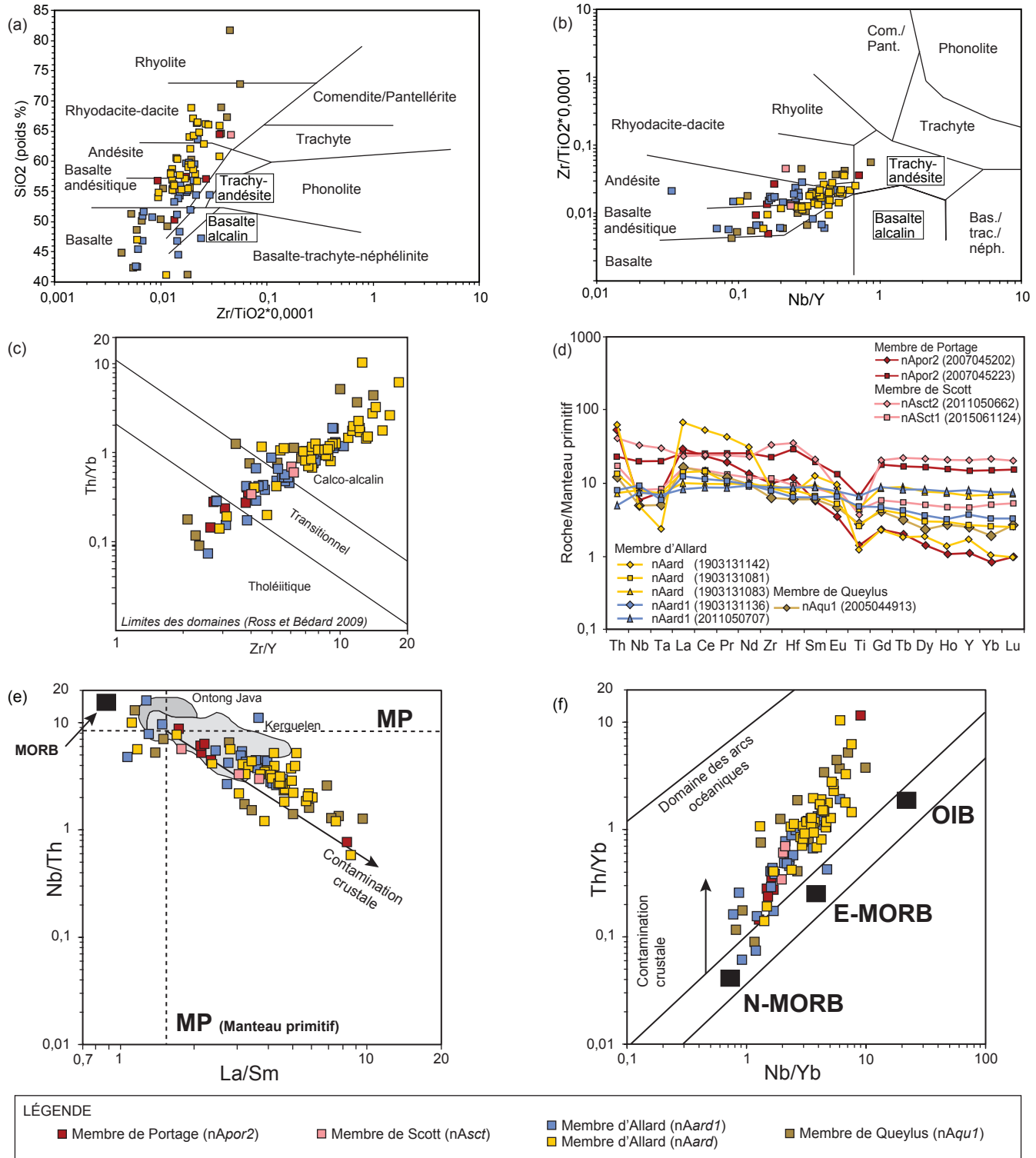


FIGURE 10 - Diagrammes de caractérisation géochimique des roches volcaniques du Membre de Lemoine (Formation de Waconichi) : **a**) classification d'après le diagramme SiO_2 vs $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \cdot 0,0001$ (Winchester et Floyd, 1977); **b**) classification d'après le diagramme $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \cdot 0,0001$ vs Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977); **c**) affinité magmatique d'après le diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009); **d**) diagrammes multiéléments normalisés aux valeurs du manteau primitif (Palme et O'Neill, 2003). Les analyses des échantillons représentatifs utilisées dans ce diagramme (numéros entre parenthèses) sont listées au tableau 3; **e**) et **f**) diagrammes de discrimination des environnements géotectoniques Nb/Th vs La/Sm (modifié de Maurice *et al.*, 2009) et Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce, 2008).

tionnelle ($Zr/Y = 3,55$; figure 10c). Son profil multiélément de se confond avec celui de la sous-unité *nAlem1c*. Les intrusions felsiques des sous-unités *nAlem1e* et *nAlem1f* sont également caractérisées par des anomalies négatives en Ti très accentuées ($Ti/Ti^*_{pm} = 0,03$ à $0,08$).

La base de la partie supérieure du Membre de Lemoine (*nAlem2a*; éch. 1903116089, tableau 3) est constituée de tufs andésitiques à rhyolitiques (figures 10a et 10b) montrant une affinité principalement tholéiitique à transitionnelle ($Zr/Y = 2,08$). Seulement deux échantillons ont une affinité calco-alcaline (figure 10c). Le profil multiélément (figure 10d) est fort semblable à ceux des roches felsiques décrites précédemment, notamment du point de vue du faible fractionnement des terres rares ($La/Sm_{pm} = 1,57$ et $Gd/Yb_{pm} = 1,17$) et de la forte anomalie négative en Ti ($Ti/Ti^*_{pm} = 0,04$).

Les roches la sous-unité *nAlem2b* (éch. 2000033630, tableau 3) ont une composition variant du basalte à l'andésite (figures 10a et 10b) et une affinité principalement transitionnelle à calco-alcaline ($Zr/Y = 5,03$; figure 10c). Le fractionnement des terres rares ($La/Sm_{pm} = 1,90$ et $Gd/Yb_{pm} = 1,74$) est plus accentué que celui des roches des unités de la partie inférieure du Membre de Lemoine (figure 10d), avec une anomalie négative en titane relativement faible ($Ti/Ti^*_{pm} = 0,80$).

Les lentilles de roches volcanoclastiques de la sous-unité *nAlem2c* (éch. 1903115678, tableau 3), intercalées dans *nAlem2b*, ont une composition basaltique à rhyolitique (figure 10a) ou andésitique à rhyolitique (figure 10b) avec une affinité transitionnelle à calco-alcaline ($Zr/Y = 4,01$; figure 10c). Le profil multiélément est semblable à ceux des roches felsiques de la partie inférieure du Membre de Lemoine et montre un faible fractionnement des terres rares ($La/Sm_{pm} = 1,46$ et $Gd/Yb_{pm} = 1,17$), ainsi qu'une forte anomalie négative en Ti ($Ti/Ti^*_{pm} = 0,28$).

Membre de Portage

Les roches volcanoclastiques du Membre de Portage (*nApor2*; éch. 2007045223, tableau 3) ont une composition variant de basalte à dacite (figures 11a et 11b) et une affinité tholéiitique à transitionnelle ($Zr/Y = 3,80$). Le profil multiélément est relativement plat ($La/Sm_{pm} = 1,32$ et $Gd/Yb_{pm} = 1,18$), sauf pour une anomalie négative en Ti ($Ti/Ti^*_{pm} = 0,43$). Ces roches volcanoclastiques mafiques présentent donc une composition similaire à celles des basaltes andésitiques de la partie inférieure du Membre de Lemoine (*nAlem1d*; figure 10c). Le Membre de Portage comprend également des tufs lités (éch. 2007045202, tableau 3) de composition dacitique (figures 11a et 11b) et d'affinité calco-alcaline ($Zr/Y = 22,40$). Ces tufs montrent des anomalies négatives en Nb-Ta ($Th/Nb_{pm} = 9,17$) et en Ti ($Ti/Ti^*_{pm} = 0,49$) prononcées.

Membre de Queylus

Les roches volcanoclastiques du Membre de Queylus (*nAqui1*; éch. 2005044913, tableau 3) ont une composition variant de basaltique à rhyolitique (figure 11a) ou de basaltique à dacitique (figure 11b) et possèdent une affinité tholéiitique à calco-alcaline (figure 11c). La majorité des échantillons ont cependant une affinité transitionnelle à calco-alcaline ($Zr/Y = 6,23$) et sont caractérisés par un profil multiélément fractionné ($La/Sm_{pm} = 2,73$ et $Gd/Yb_{pm} = 2,16$) et une anomalie négative prononcée en Nb-Ta ($Th/Nb_{pm} = 2,44$).

Membre de Scott

Les roches volcaniques du Membre de Scott dans la région d'étude (*nAsct1*; éch. 2015061124, tableau 3) sont des basaltes andésitiques (figures 11a et 11b) d'affinité transitionnelle à calco-alcaline ($Zr/Y = 6,22$; figure 11c). Le profil multiélément montre une anomalie négative en Nb-Ta ($Nb/Th_{pm} = 2,14$) et un enrichissement en TRLé ($La/Sm_{pm} = 1,89$). Les roches d'une lentille (*nAsct3*; éch. 2011050662, tableau 3) de composition dacitique et d'affinité transitionnelle ($Zr/Y = 4,02$) sont caractérisées par un profil multiélément plat ($La/Sm_{pm} = 1,11$ et $Gd/Yb_{pm} = 0,96$) et une forte anomalie négative en Ti ($Ti/Ti^*_{pm} = 0,36$).

Membre d'Allard

La composition des roches volcaniques de la base du Membre d'Allard (*nAard1*) varie de basaltique à la dacitique (figures 11a et 11b). L'échantillon 2011050757 (tableau 3) est représentatif d'un petit groupe de basaltes et de basaltes andésitiques d'affinité tholéiitique à transitionnelle ($Zr/Y = 3,10$) caractérisés par un profil multiélément plat ($La/Sm_{pm} = 0,82$ et $Gd/Yb_{pm} = 1,08$) et par l'absence d'une anomalie en Nb-Ta ($Th/Nb_{pm} = 0,90$). La majorité des roches volcaniques du Membre d'Allard ont plutôt une composition andésitique à dacitique (éch. 1903131136, tableau 3) avec une affinité transitionnelle à calco-alcaline ($Zr/Y = 5,29$) et un profil de terres rares fractionné ($La/Sm_{pm} = 1,95$ et $Gd/Yb_{pm} = 1,45$).

La composition des roches volcanoclastiques de la base du Membre d'Allard (*nAard*; éch. 1903131083, tableau 3) est basaltique à basalte andésitique (figure 11a et 11b) avec une affinité tholéiitique ($Zr/Y = 3,12$; figure 11c). Le profil des terres rares est plat ($La/Sm_{pm} = 1,07$ et $Gd/Yb_{pm} = 1,25$). Toutefois, les roches volcanoclastiques de cette unité (éch. 1903131081, tableau 3) sont pour la plupart des basaltes andésitiques et des dacites (figures 11a et 11b) et d'affinité transitionnelle à calco-alcaline ($Zr/Y = 8,61$). Le profil multiélément est modérément fractionné ($La/Sm_{pm} = 2,08$ et $Gd/Yb_{pm} = 1,71$). Au sommet du Membre d'Allard, les dacites (éch. 1903131142, tableau 3) sont caractérisées par un profil multiélément présentant une importante anomalie négative en Nb-Ta et en Ti ($Th/Nb_{pm} = 12,21$ et $Ti/Ti^*_{pm} = 0,21$), ainsi qu'un fort fractionnement des TRLé ($La/Sm_{pm} = 5,40$ et $Gd/Yb_{pm} = 2,19$).

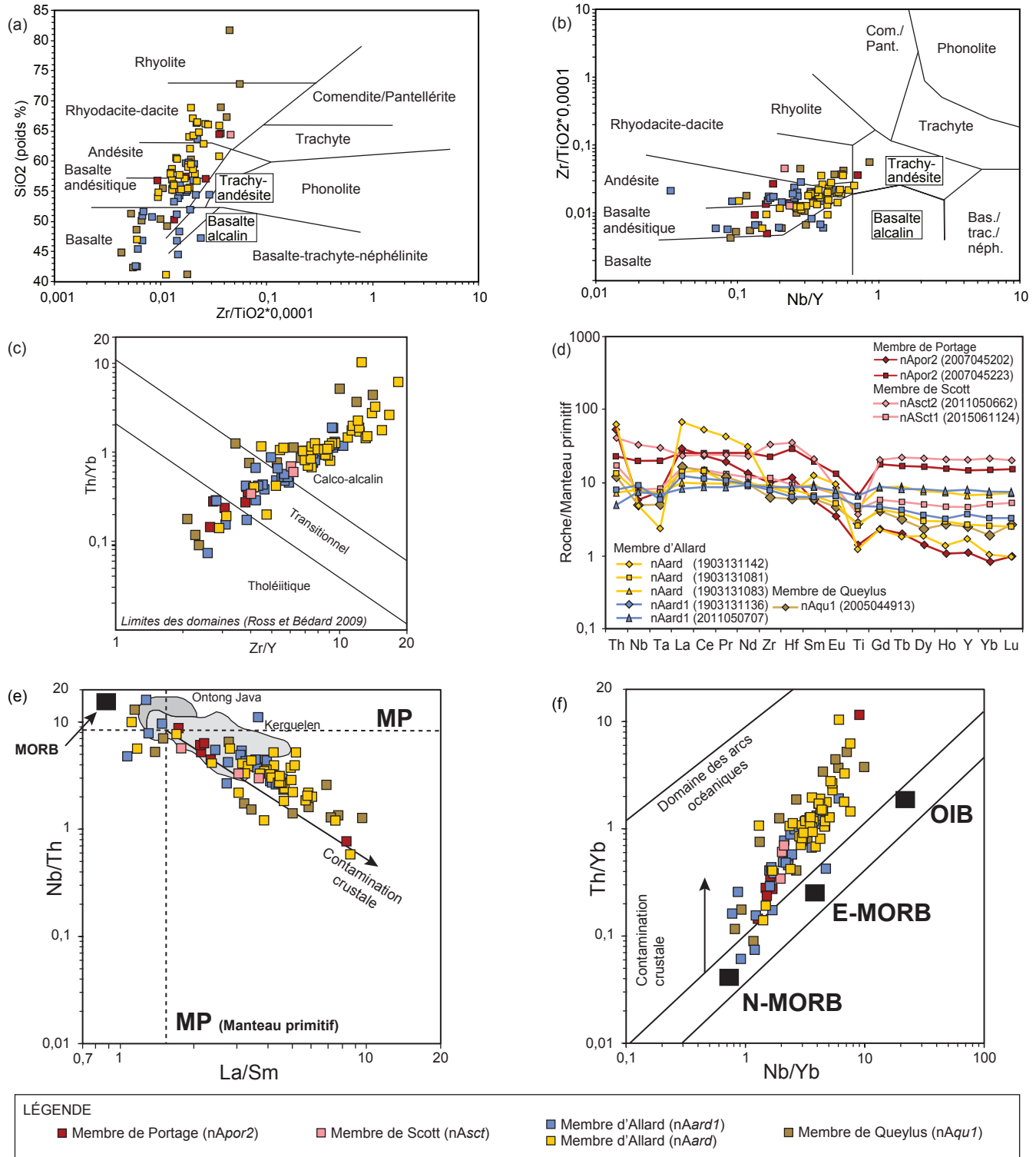


FIGURE 11 - Diagrammes de caractérisation géochimique des roches volcaniques des membres de Portage, de Scott, d'Allard et de Queylus (Formation de Waconichi) : **a)** classification d'après le diagramme SiO_2 vs $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \cdot 0,0001$ (Winchester et Floyd, 1977); **b)** classification d'après le diagramme $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \cdot 0,0001$ vs Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977); **c)** affinité magmatique d'après le diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009); **d)** diagrammes multiéléments normalisés aux valeurs du manteau primitif (Palme et O'Neill, 2003). Les analyses des échantillons représentatifs utilisées dans ce diagramme (numéros entre parenthèses) sont listées au tableau 3; **e)** et **f)** diagrammes de discrimination des environnements géotectoniques Nb/Th vs La/Sm (modifié de Maurice *et al.*, 2009) et Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce, 2008).

Corrélations des unités de la Formation de Waconichi de part et d'autre de l'Anticlinal de Chibougamau

Certaines unités de la Formation de Waconichi situées de part et d'autre de l'Anticlinal de Chibougamau peuvent être corrélées en raison de la similarité des faciès volcaniques et des caractéristiques géochimiques. Ainsi, les dacites et les dômes dacitiques d'affinité tholéitique à transitionnelle du Membre de Lemoine présentent certaines ressemblances avec les faciès équivalents du Membre de Scott, au nord-ouest du Pluton de Chibougamau (figure 10d). De la même façon, les roches volcanoclastiques de composition mafique à felsique d'affinité calco-alcaline du Membre de Queylus, sur le flanc sud l'Anticlinal de Chibougamau, sont similaires à celles qui caractérisent le Membre d'Allard sur le flanc nord (figure 11d).

Environnements de formation des roches volcaniques du Groupe de Roy

Les diagrammes Nb/Th vs La/Sm (modifié de Maurice *et al.*, 2009) et Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce *et al.*, 2008) permettent de comparer les roches volcaniques archéennes du Groupe de Roy avec les environnements tectoniques modernes (N-MORB, E-MORB, OIB, plateaux océaniques, domaine des arcs océaniques) et d'évaluer l'intensité de l'interaction magma-croûte (contamination crustale ou recyclage de la croûte lors de la subduction). La majorité des roches volcaniques mafiques (nAob1, nAdd1, nAbnu1 et nAb11) ont une chimie comparable à celle des basaltes des plateaux d'Ontong Java et de Kerguelen (figure 8e). Elles seraient issues d'une source dont la composition se situerait entre les pôles N-MORB et E-MORB avec une interaction possible avec la croûte (figure 8f). Les lentilles de roches volcaniques plus évoluées et les roches volcanoclastiques intercalées dans les roches volcaniques du Groupe de Roy (nAob2, nAdd2, nAbnu2, nAb1), ainsi que les roches de la Formation de Waconichi (nAlem1a, nAlem1b, nAlem1c, nAlem1d, nAlem1e, nAlem1f, nAlem2a, nAlem2b, nAlem2c, nApor2, nAsct, nAard1, nAard, nAqul) suivent une trajectoire de contamination crustale depuis les champs de composition des basaltes des plateaux d'Ontong Java et de Kerguelen (figures 9a, 10a et 11a) et se situent au-dessus du segment N-MORB-OIB, ce qui confirme une interaction magma-croûte importante (figures 9f, 10f et 11f).

Roches intrusives mafiques à ultramafiques

Suite intrusive du Lac Doré

Cette section présente les caractéristiques géochimiques de quatre unités de la SiLD, soit la zone anorthositique, la zone de ferrodiorite, la zone granophyrique et la zone de bordure. La figure 12 présente une série de diagrammes

binaires de certains éléments majeurs en fonction de SiO₂ afin de préciser la nature des processus magmatiques. Les analyses affichent toutefois une forte dispersion qui est probablement attribuable aux processus d'accumulation et de formation des cumulats, ainsi qu'à la mobilité des éléments majeurs associée à l'altération hydrothermale et au métamorphisme régional. Pour cette raison, les unités sont ici principalement décrites en fonction des regroupements observés en comparant les profils multiéléments moins sensibles à l'altération.

La zone anorthositique (nAdan; éch. 1993012816, tableau 4) est caractérisée par des profils multiéléments (figure 15a) montrant un enrichissement en TRLé ($\text{La/Sm}_{\text{pm}} = 4,02$). L'anomalie positive en Eu^{2+} est particulièrement évidente chez les échantillons riches en plagioclase. Certains échantillons présentent également une anomalie positive en Ti ($\text{Ti/Ti}^*_{\text{pm}} = 1,90$). L'enveloppe de l'ensemble des profils illustrés à la figure 15a met en évidence les variations de composition importantes des roches de la zone anorthositique (du gabbro à l'anorthosite).

La zone de ferrodiorite (nAddi) comprend des ferropyroxénites (éch. 2007045264, tableau 4) caractérisées par un profil multiélément plat ($\text{La/Sm}_{\text{pm}} = 0,90$ et $\text{Gd/Yb}_{\text{pm}} = 1,10$) et une anomalie positive en Ti ($\text{Ti/Ti}^*_{\text{pm}} = 6,30$; figure 15b). Le rapport Ti/Zr (642,49) élevé souligne qu'il s'agit de l'une des roches les moins différenciées du secteur de Chibougamau. La ferrodiorite (éch. 1993012879, tableau 4) montre un profil multiélément fractionné ($\text{La/Sm}_{\text{pm}} = 1,95$ et $\text{Gd/Yb}_{\text{pm}} = 1,58$) avec une faible anomalie négative en Ti ($\text{Ti/Ti}^*_{\text{pm}} = 0,87$).

Au nord-ouest du lac aux Dorés, la zone granophyrique (nAldg2) comprend des gabbros quartzifères (éch. 20070425244, tableau 4) caractérisés par un profil multiélément faiblement fractionné ($\text{La/Sm}_{\text{pm}} = 1,14$ et $\text{Gd/Yb}_{\text{pm}} = 1,10$), une anomalie négative en Ti ($\text{Ti/Ti}^*_{\text{pm}} = 0,23$), mais une anomalie faible en Nb-Ta (0,81; figure 15c). Les diorites quartzifères (éch. 2007045280, tableau 4) montrent un profil des terres rares fractionné ($\text{La/Sm}_{\text{pm}} = 4,00$ et $\text{Gd/Yb}_{\text{pm}} = 2,48$) associé à des anomalies négatives en Nb-Ta ($\text{Nb/Th}_{\text{pm}} = 3,46$) et en Ti ($\text{Ti/Ti}^*_{\text{pm}} = 0,38$).

Sur le flanc nord de l'Anticlinal de Chibougamau, les échantillons de la zone de bordure (nAdbo1) sont composés de gabbros (éch. 2007045244 et 2007045279, tableau 4) qui montrent des profils plats ou faiblement fractionnés ($\text{La/Sm}_{\text{pm}} = 0,96$ à 1,49 et $\text{Gd/Yb}_{\text{pm}} = 1,07$ à 1,16; figure 15c). Les gabbros plus évolués montrent une anomalie négative en Ti prononcée ($\text{Ti/Ti}^*_{\text{pm}} = 0,23$).

Les calculs visant à modéliser les liquides à l'origine des anorthosites gabbroïques (leucogabbros) de la zone anorthositique ont permis d'obtenir des profils multiéléments fractionnés de type calco-alcalin (Bédard *et al.*, 2009). Ces profils modélisés sont similaires à ceux des roches volcanoclastiques contemporaines des membres d'Allard et de Queylus, ce qui pourrait indiquer que la SiLD représentait la chambre magmatique de faible profondeur dont sont issues les roches calco-alcalines de la Formation de Waconichi (Bédard *et al.*, 2009).

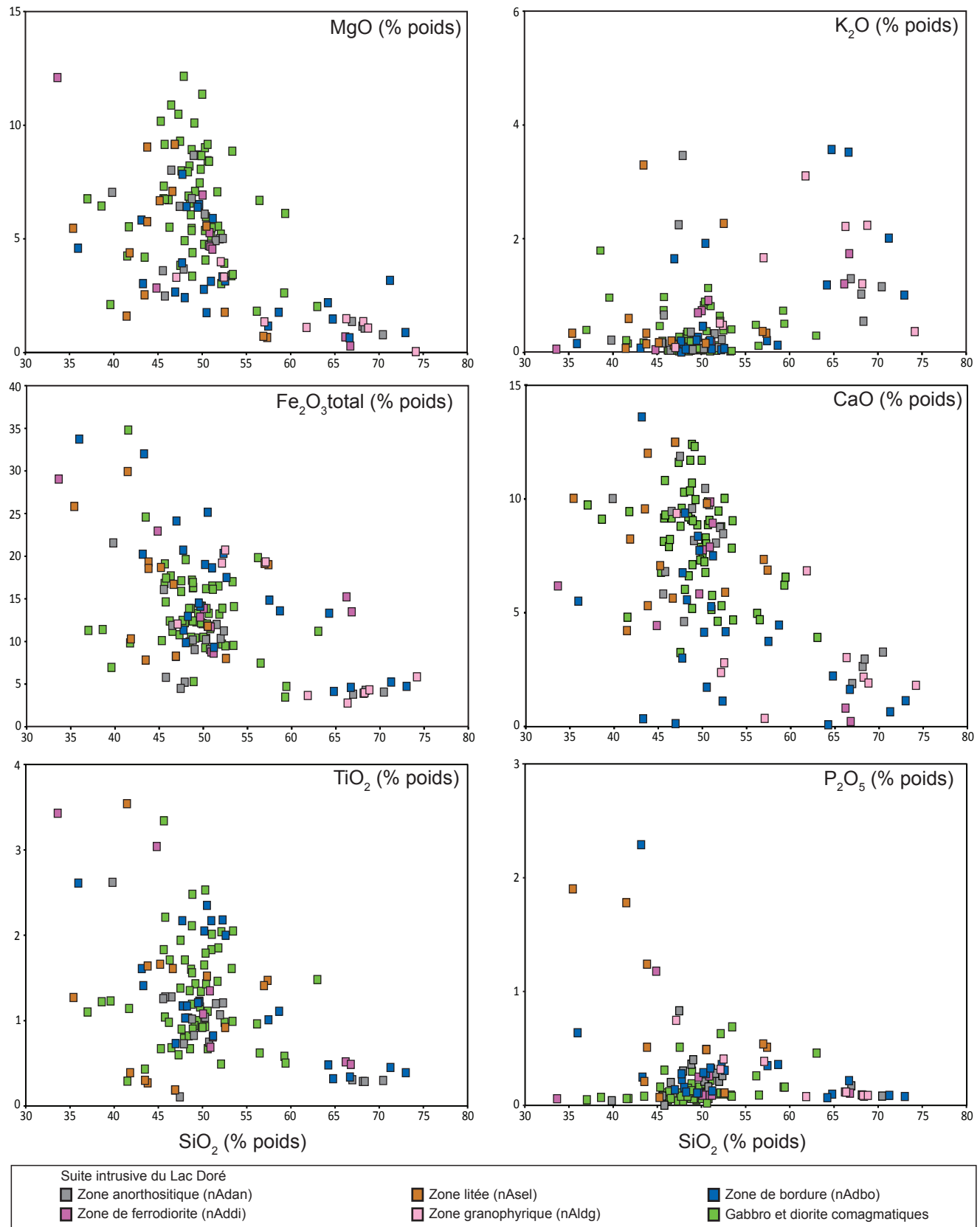


FIGURE 12 - Diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de SiO_2 pour les roches de la Suite intrusive du Lac Doré : a) MgO vs SiO_2 ; b) Fe_2O_3 vs SiO_2 ; c) TiO_2 vs SiO_2 ; d) K_2O vs SiO_2 ; e) CaO vs SiO_2 ; f) P_2O_5 vs SiO_2 .

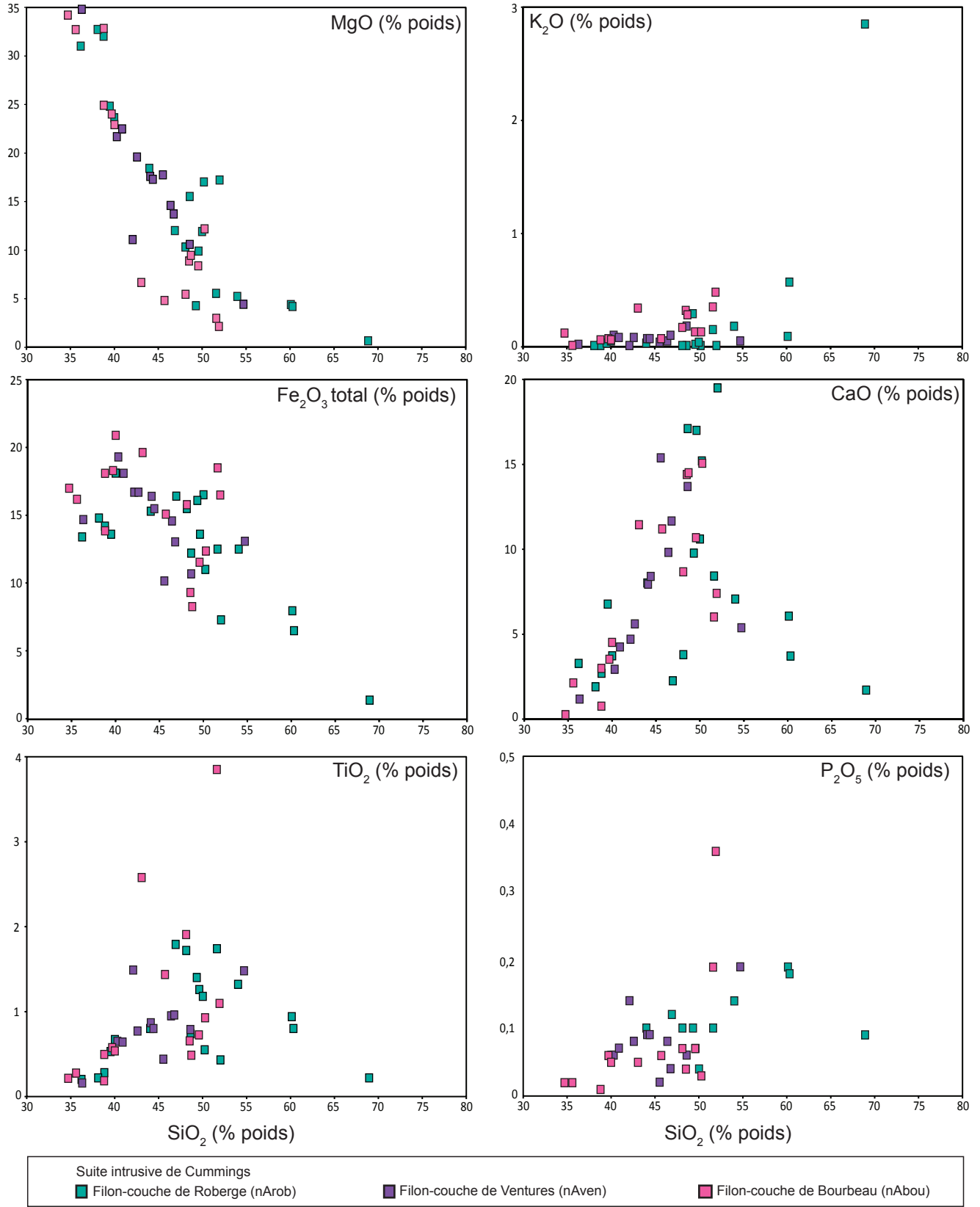


FIGURE 13 - Diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de SiO_2 pour les roches mafiques à ultramafiques des filons-couches de Roberge, de Ventures et de Bourbeau : a) MgO vs SiO_2 ; b) Fe_2O_3 vs SiO_2 ; c) TiO_2 vs SiO_2 ; d) K_2O vs SiO_2 ; e) CaO vs SiO_2 ; f) P_2O_5 vs SiO_2 .

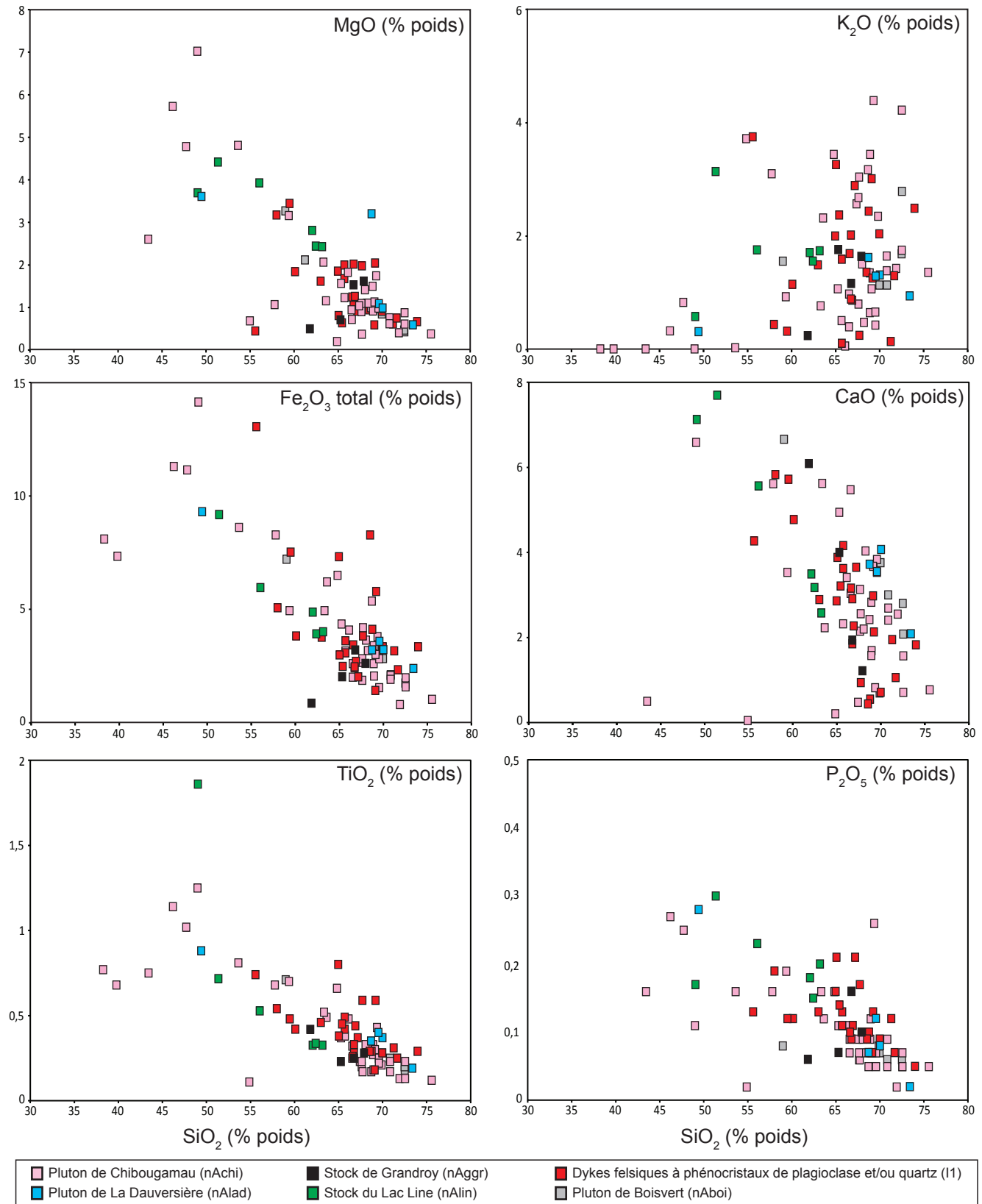


FIGURE 14 - Diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de SiO_2 pour les unités intrusives felsiques : a) MgO vs SiO_2 ; b) Fe_2O_3 vs SiO_2 ; c) TiO_2 vs SiO_2 ; d) K_2O vs SiO_2 ; e) CaO vs SiO_2 ; f) P_2O_5 vs SiO_2 .

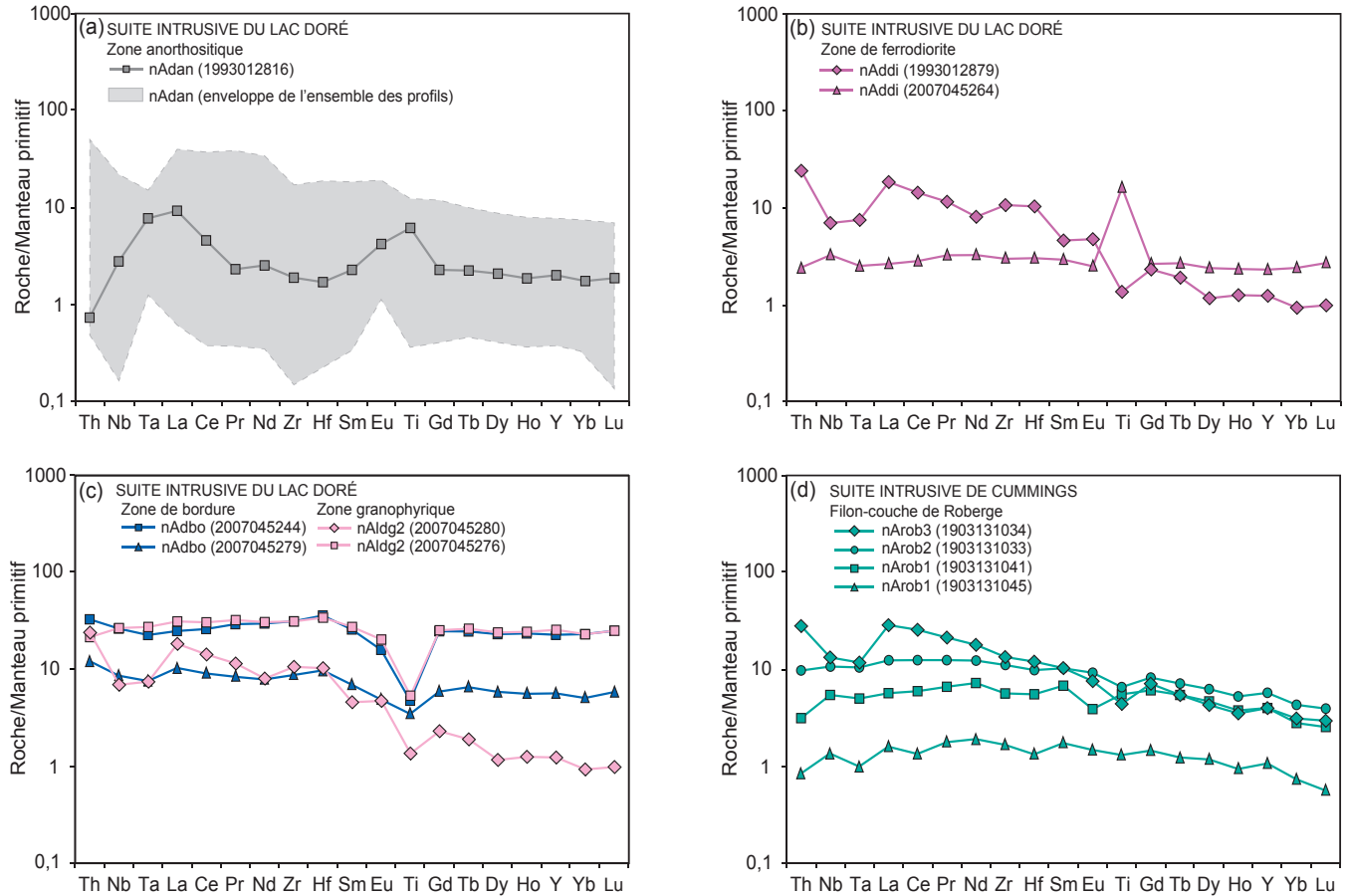


FIGURE 15 - Diagrammes multiéléments normalisés au manteau primitif (Palme et O'Neill, 2003) : **a**) roches de la zone anorthositique (Suite intrusive du Lac Doré); **b**) roches de la zone de ferrodiorite (Suite intrusive du Lac Doré); **c**) roches de la zone de bordure et de la zone granophyrique (Suite intrusive du Lac Doré); **d**) roches du Filon-couche de Roberge (Suite intrusive de Cummings). Les analyses des échantillons représentatifs utilisées dans ces diagrammes (numéros entre parenthèses) sont listées au tableau 4.

Suite intrusive de Cummings

Les diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de SiO_2 (figure 13) démontrent l'existence d'une certaine corrélation entre ces éléments malgré le phénomène de mobilité liée à l'altération. On note une diminution de MgO et de $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$, ainsi qu'une augmentation de P_2O_5 en fonction de SiO_2 dans les trois filons-couches de la Suite intrusive de Cummings. Les oxydes TiO_2 et CaO augmentent en fonction de SiO_2 dans les filons-couches de Ventures et de Bourbeau, alors qu'ils semblent diminuer dans le Filon-couche de Roberge. Ces corrélations démontrent les processus d'accumulation des minéraux tels l'olivine, le pyroxène, le plagioclase et l'apatite (Bédard *et al.*, 2009).

Les péridotites du Filon-couche de Roberge (nArob1; éch. 1903131045, tableau 4) montrent un profil des terres rares caractérisé par le fractionnement des TRLo ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 0,92$ et $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 1,98$). Les pyroxénites (nArob1; éch. 1903131041, tableau 4) et les gabbros (nArob2; 1903131033, tableau 4) exhibent aussi des profils multiéléments plats (figure 15d) avec un léger fractionnement des TRLo ($\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 2,18$ et $1,92$ respectivement). Les gabbros quartzifères (nArob3; éch. 1903131034, tableau 4) du Filon-couche de Roberge présentent un profil

multiélément fractionné ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 2,77$ et $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 2,29$) avec une anomalie en Nb-Ta négative ($\text{Th}/\text{Nb}_{\text{pm}} = 2,11$).

Les péridotites et les pyroxénites du Filon-couche de Ventures (nAven1; éch. 1903131066 et 1903131067, tableau 4) montrent des profils multiéléments plats ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 0,61$ et $1,03$ et $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 1,54$ et $1,27$; figure 16a). Les gabbros échantillonnés à proximité du contact avec les roches sédimentaires de la Formation de Blondeau (nAven2; éch. 1903131052, tableau 4) sont caractérisés par un profil multiélément fractionné ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 3,02$ et $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 1,50$) et une faible anomalie négative en Ti ($\text{Ti}/\text{Ti}^*_{\text{pm}} = 0,73$; figure 16a).

Les péridotites (nAbo1; éch. 1903131073, tableau 4), les pyroxénites (nAbo2; éch. 1903131070, tableau 4) et les gabbros (nAbo3; éch. 1903131072, tableau 4) du Filon-couche de Bourbeau sont aussi caractérisés par des profils de terres rares plats ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 0,93$ - $0,86$ - $0,85$; $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 1,23$ - $1,12$ - $1,19$; figure 16a).

Les modélisations géochimiques inverses réalisées à partir des échantillons de la coupe du lac Cummings démontrent la nature composite de la Suite intrusive de Cummings (Bédard *et al.*, 2009). Les liquides modélisés pour le Filon-couche de Roberge sont caractérisés par des profils multiéléments fractionnés de type calco-alcalin, alors que ceux des filons-

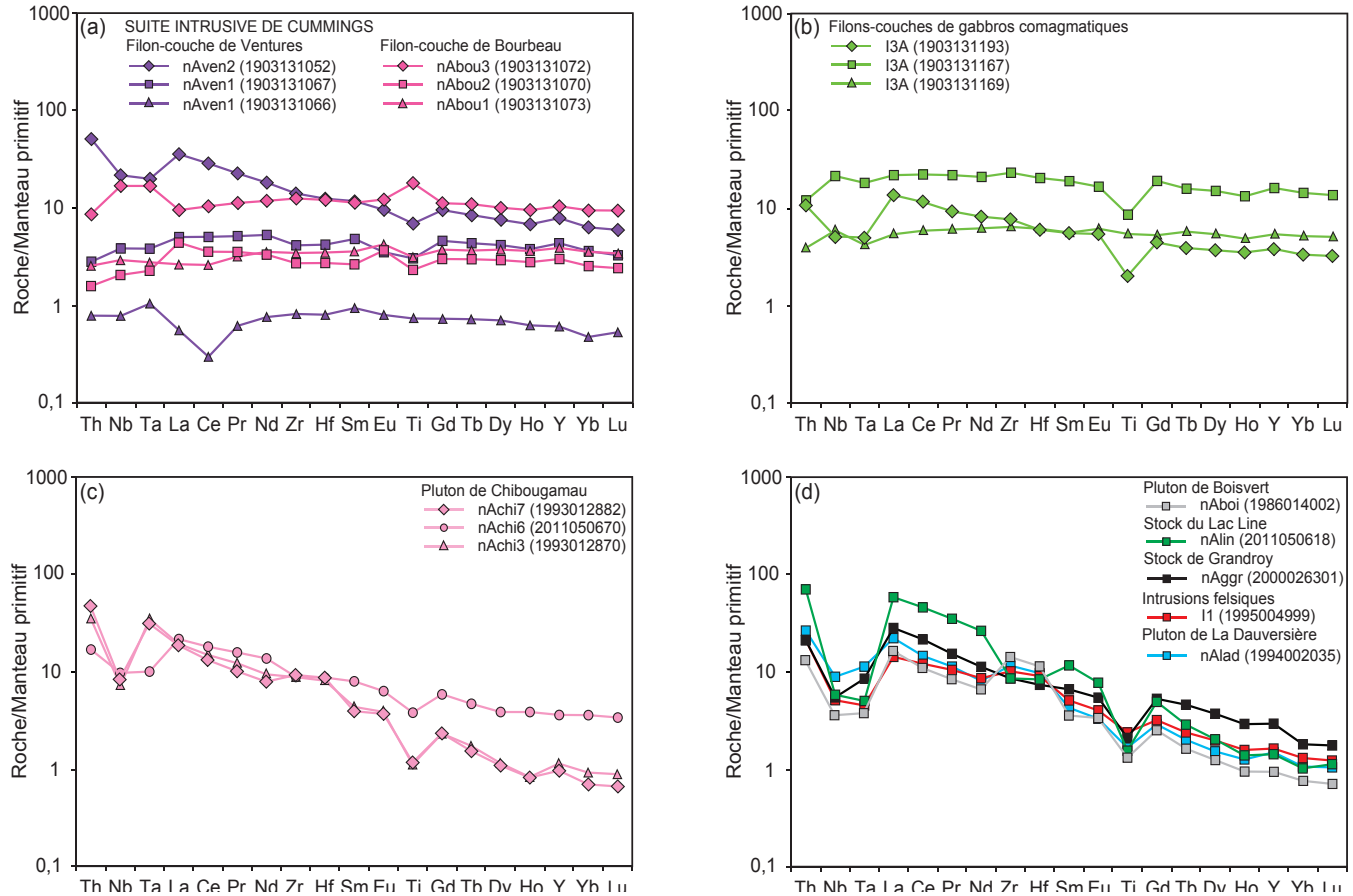


FIGURE 16 - Diagrammes multiéléments normalisés au manteau primitif (Palme et O'Neill, 2003) : **a**) roches des filons-couches de Ventures et de Bourbeau (Suite intrusive de Cummings); **b**) gabbros comagmatiques aux roches volcaniques du Groupe de Roy; **c**) roches du Pluton de Chibougamaou; **d**) roches du Pluton de La Dauversière, du Stock du Lac Line, du Stock de Grandroy et de dykes felsiques. Les analyses des échantillons représentatifs utilisées dans ces diagrammes (numéros entre parenthèses) sont listées au tableau 4.

couches de Ventures et de Bourbeau sont plats et de type tholéitique (Bédard *et al.*, 2009).

Filons-couches gabbroïques à l'intérieur du Groupe de Roy

Les diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de SiO_2 (figure 12) montrent une forte dispersion des échantillons de gabbro associée à divers processus magmatiques ou de remobilisation. Les filons-couches de gabbros (I3A) injectés dans les roches volcaniques du Groupe de Roy peuvent être classés en trois groupes en fonction des caractéristiques des profils multiéléments (figure 16b). Le premier groupe (éch. 1903131169, tableau 4) comprend les gabbros caractérisés par des profils multiéléments plats ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 0,97$; $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 1,02$). Ces gabbros coupent les roches volcaniques et sédimentaires du Groupe de Roy. Le deuxième groupe (éch. 1903131193, tableau 4) inclut les gabbros qui montrent un léger fractionnement des TRLé ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 2,46$ et $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 1,33$). et une anomalie négative en Nb-Ta ($\text{Th}/\text{Nb}_{\text{pm}} = 2,09$). Ces filons-couches de gabbros sont spatialement associés aux roches felsiques d'affinité calco-alcaline du Groupe de Roy. Le troisième groupe (éch. 1903131167, tableau 4), moins important, comprend les gabbros différenciés localisés au sommet des filons-couches

plus épais associés aux roches volcaniques d'affinité tholéitique (par exemple, le Filon-couche de Smith). Ces gabbros sont caractérisés par un contenu plus élevé en terres rares, un profil des terres rares plat ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 1,15$; $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 1,33$), ainsi qu'une forte anomalie négative en Ti ($\text{Ti}/\text{Ti}^*_{\text{pm}} = 0,48$). Les profils multiéléments des gabbros de ce groupe (figure 12b) sont similaires à ceux des roches volcaniques mafiques de la partie sommitale du Membre de David (figure 9d), du Membre de Lemoine (*nAlem1c* et *nAlem2c*; figure 10d) et des roches volcanoclastiques mafiques du Membre de Portage (*nApor2*; figure 11d).

La nature comagmatique des échantillons de filons-couches de gabbros est confirmée par les modélisations inverses des données géochimiques qui indiquent que les liquides magmatiques à l'origine de ces roches avaient une composition tholéitique similaire à celle des basaltes et des basaltes andésitiques du Membre de David et de la Formation de Bruneau (Bédard *et al.*, 2009). Divers essais de modélisations inverses semblent démontrer la présence de liquides caractérisés par des profils fractionnés de type calco-alcalin qui auraient pu alimenter les laves de la Formation de Blondeau, être le produit d'une contamination crustale ou encore provenir d'une source différente (Bédard *et al.*, 2009).

Roches intrusives felsiques

Les diagrammes binaires à la figure 14 montrent une certaine dispersion associée en partie à la mobilité des éléments majeurs liée à l'altération des unités intrusives felsiques. Ces diagrammes indiquent néanmoins une diminution du MgO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$, TiO_2 et P_2O_5 avec l'augmentation du SiO_2 pour les échantillons du Pluton de Chibougamau, du Stock du Lac Line et de dykes felsiques à phénocristaux de plagioclase ou à phénocristaux de plagioclase et de quartz.

Les leucotonalites du Pluton de Chibougamau (nAchi3; éch. 1993012870, tableau 4) ont un profil caractérisé par un important fractionnement des terres rares ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 4,46$; $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 2,52$) et une anomalie négative en Ti ($\text{Ti}/\text{Ti}_{\text{pm}} = 0,35$; figure 16c). Les « dykes gris » (nAchi6; éch. 2011050670, tableau 4), de composition dioritique à tonalitique, ont un profil multiélément modérément fractionné ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 2,71$; $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 1,64$) et de faibles anomalies négatives en Nb-Ta ($\text{Th}/\text{Nb}_{\text{pm}} = 1,74$) et en Ti ($\text{Ti}/\text{Ti}^*_{\text{pm}} = 0,62$). Les « dykes acides » tonalitiques (nAchi7; 1993012882, tableau 4) présentent un profil multiélément avec une anomalie en Nb-Ta prononcée ($\text{Th}/\text{Nb}_{\text{pm}} = 5,68$), un important fractionnement des terres rares ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 4,76$; $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 3,36$) et une forte anomalie négative en Ti ($\text{Ti}/\text{Ti}^*_{\text{pm}} = 0,38$).

La géochimie du Pluton de La Dauversière est décrite plus en détail dans Roy *et al.* (2005). L'analyse des échantillons récoltés à la bordure nord de ce pluton (nAlad; éch. 1994002035, tableau 4) confirme sa composition tonalitique. Le profil multiélément montre un fractionnement prononcé des terres rares ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 5,16$; $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 2,71$; figure 16d).

Un échantillon de tonalite prélevé dans le Stock de Grandroy (nAggr; éch. 2000026301, tableau 4) présente un profil multiélément caractérisé par une anomalie négative en Nb-Ta ($\text{Th}/\text{Nb}_{\text{pm}} = 3,85$) et en Ti ($\text{Ti}/\text{Ti}^*_{\text{pm}} = 0,37$), un enrichissement marqué en TRLé ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 4,27$) et un appauvrissement en TRLo ($\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 2,93$; figure 16d).

Le Stock du Lac Line (nAlin; éch. 2011050618, tableau 4), lui aussi composé de tonalite, est caractérisée par un profil multiélément montrant une anomalie négative en Nb-Ta ($\text{Th}/\text{Nb}_{\text{pm}} = 12,09$), un fractionnement important des terres rares ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 4,99$; $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 4,82$), ainsi qu'une anomalie négative en Ti ($\text{Ti}/\text{Ti}^*_{\text{pm}} = 0,24$; figure 16d).

La tonalite du Pluton de Boisvert (nAboi; éch. 1986014002, tableau 4) révèle un profil multiélément présentant une anomalie négative en Nb-Ta ($\text{Th}/\text{Nb}_{\text{pm}} = 3,68$), un fractionnement des terres rares ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 4,60$; $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 3,31$), ainsi qu'une anomalie négative en Ti ($\text{Ti}/\text{Ti}^*_{\text{pm}} = 0,45$; figure 16d).

Les dykes felsiques à phénocristaux de plagioclase et de quartz (I1; éch. 1995004999, tableau 4) sont de compositions similaires aux tonalites décrites précédemment avec un profil multiélément fractionné comparable à celles-ci ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{pm}} = 2,81$; $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 2,45$; figure 16d).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les roches du secteur de Chibougamau sont caractérisées par des structures témoignant de trois événements de déformation ductile-cassante d'âge archéen (D1, D2 et D3), suivis d'un événement de déformation cassante protérozoïque (D4). La première section présente une revue des structures primaires associées à la mise en place des roches sédimentaires et ignées. Ces structures permettent d'identifier les effets de la déformation et d'évaluer son intensité. Le tableau 5 présente une synthèse des particularités propres à chaque événement de déformation. Le lecteur intéressé par le sujet peut également consulter les travaux de Daigneault et Allard (1984a et 1984b, 1990), Dimroth *et al.* (1986), Dumont (1989), Marchand (1990), Dubé (1990), Legault et Daigneault (2006) et Leclerc (2011).

Structures primaires (S0)

Les contacts lithologiques et stratigraphiques (S0) sont généralement transposés dans le plan de la schistosité régionale S2, mais sont préservés dans certains secteurs où ils permettent d'identifier l'existence des plis P1. La polarité stratigraphique dans les unités de roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques (complexes intrusifs stratiformes) peut être reconnue à l'aide des structures primaires préservées des effets de la déformation et de la recrystallisation métamorphique. Les roches sédimentaires et volcanoclastiques présentent des structures similaires comme le granoclassement, les chenaux, les lits obliques, les stratifications entrecroisées et les structures convolutées. Ces structures sont notamment visibles dans les séquences de turbidites. Des plis et des failles synsédimentaires ou synvolcaniques ont été identifiés à l'échelle de l'affleurement et sont parfois accentués ou transposés dans le plan de la schistosité régionale S2. La morphologie des coussins dans les roches volcaniques constitue également un critère de polarité (Dimroth *et al.*, 1978; Daigneault, 1991). Dans la zone litée de la SiDL, la présence de stratifications entrecroisées, d'empreintes de charge, de structures d'écoulement gravitaire (*slumping*), ainsi que de failles et de plis confinés à un ou plusieurs lits, permettent d'identifier le sommet de la chambre magmatique (Allard, 1976; Daigneault et Allard, 1990).

Plissement et schistosité

Phase de déformation antérieure à la déformation principale (D1)

La schistosité S1 de plan axial aux plis P1 régionaux orientés NNW-SSE à N-S n'apparaît que localement dans les zones de charnière des plis P2 observés à l'échelle de l'affleurement. Ailleurs, cette fabrique est transposée dans le plan de la schistosité régionale S2. L'existence des plis P1 régionaux est confirmée par l'opposition des regards

structuraux sur les flancs de ces plis (Daigneault et Allard, 1984a et 1984b, 1990; Daigneault, 1991). À l'ouest du lac aux Dorés (carte hors texte), les contacts entre les unités de roches mafiques et ultramafiques des unités inférieure et litée de la SiLD ont une orientation variant de NNW-SSE à N-S et définissent des plis P1 à trace axiale NNW-SSE à N-S (Anticlinal du Lac David et Synclinal du Lac Caché; figure 2). Les plans de litage (S0) mesurés sur le terrain et en forages présentent un pendage faible à modéré compatible avec des plis fermés à serrés. La présence de ces plis est bien visible sur les cartes aéromagnétiques où ils sont soulignés par la trace des unités fortement magnétiques de la zone litée et de la sous-zone péridotitique. Au sud-ouest du lac Dollier, dans le secteur du lac Pillow (carte hors texte), les plissements complexes affectant les filons-couches de gabbro et les minces bandes de roches volcanoclastiques du Membre de Queylus révèlent la présence d'un schéma d'interférence de plis de type 3 (Ramsay, 1967). Dans ce secteur, un pli P1 anticlinal à trace axiale N-S est repris par un synclinal P2 NE-SW. Ces schémas d'interférence caractérisent également la branche est de la Zone de cisaillement de Kapunapotagen passant au sud du lac Dollier, ce qui semble indiquer que le développement initial de cette structure précède la phase de plis P1 (Leclerc, 2011). Le Synclinal de Muscocho est un autre pli P1 précoce à trace axiale N-S situé entre les plutons de Muscocho et de La Dauversière (feuilles 32G08 et 32G09). Dans la partie sud-ouest du secteur à l'étude, les schémas d'interférence de plis résultent de la transposition des contacts stratigraphiques N-S dans la Zone de déformation de Palmer-Tippecanoe, une structure E-W associée à la déformation régionale D2.

Phase de déformation principale (D2a)

La phase de déformation principale D2a se manifeste par une schistosité S2a de plan axial aux plis régionaux P2a. Cette fabrique est généralement très bien développée dans les roches volcaniques et sédimentaires et se traduit par l'aplatissement et l'alignement des minéraux du métamorphisme du faciès des schistes verts. Le grain structural d'orientation générale E-W est réorienté selon une direction 045° à proximité de la Zone tectonique du Front du Grenville (Daigneault et Allard, 1994). La foliation est abrupte à subverticale, avec une linéation d'étirement à plongement modéré à subvertical. Au cœur des intrusions intermédiaires à felsiques d'origine synvolcanique (par ex. les diorites et tonalites des plutons de Chibougamau et de La Dauversière), l'alignement des cristaux de hornblende définit une foliation minérale S2a plus subtile et des linéations minérales dont le plongement varie de faible à modéré. La déformation s'intensifie à la bordure des plutons où l'on observe des zones de cisaillement et des linéations minérales subverticales (Daigneault, 1991). À l'intérieur du Couloir de déformation du Lac Dufresne, localisé entre les plutons de Boisvert et de La Dauversière (carte hors texte), l'étirement des phénocristaux de plagioclase des basaltes glomérpor-

phyriques amphibolitisés de la Formation d'Obatogamau (nAobla) indique la présence de tectonites en L, impliquant un régime en constriction ($K \gg 1$ sur un diagramme de Flinn; Flinn, 1962; Ramsay, 1967).

La répétition des unités volcaniques, sédimentaires et intrusives, de pair avec les changements de polarité stratigraphique, implique la présence dans le secteur à l'étude de trois plis régionaux P2a à trace axiale E-W. Du nord vers le sud, il s'agit du Synclinal de Chibougamau, de l'Anticlinal de Chibougamau et du Synclinal de Chapais (Allard, 1976; Daigneault et Allard, 1990). Le cœur du Synclinal de Chibougamau est occupé par les roches sédimentaires et volcaniques de la Formation de Blondeau, lesquelles sont coupées par les roches de la Suite intrusive de Cummings. Sa trace axiale s'étend depuis le sud du lac Gwillim et passe au nord du lac Bourbeau. À l'est de la baie McKenzie, elle est déplacée vers le sud en raison du mouvement dextre le long de la Zone de cisaillement de McKenzie.

La trace axiale de l'Anticlinal de Chibougamau est centrée sur le Pluton de Chibougamau. Au sud du lac David et du lac aux Dorés, elle est orientée E-W à ENE-WSW, alors qu'à l'est du lac Chibougamau, son orientation est plutôt NE-SW.

Le Synclinal de Chapais est occupé principalement par les roches sédimentaires du Groupe d'Opémisca. Sa trace axiale, parallèle à la Zone de cisaillement de Kapunapotagen, présente une orientation E-W depuis le lac Merrill jusqu'à l'ouest du lac Jacques. À partir de cet endroit et jusqu'au lac Coco, le Synclinal de Chapais suit une orientation NE-SW (carte hors texte).

À l'échelle de l'affleurement, les plis P2a sont isoclinaux avec des axes à fort plongement colinéaires à la linéation d'étirement (Daigneault et Allard, 1990). L'interaction entre les plis P1 et P2a produit des schémas d'interférence de plis de type « dômes et bassins » et de « type 3 » (Ramsay, 1967) à toutes les échelles (figure 2).

Discontinuités structurales

Dans la littérature scientifique de langue française touchant l'Abitibi et le secteur de Chibougamau, les discontinuités structurales majeures sont communément identifiées comme des failles. Le terme « faille », utilisé de façon quelque peu abusive, aurait dû dans chaque cas être accompagné des qualificatifs « fragile », « fragile-ductile » ou « ductile ». Afin d'éviter toute confusion, on distinguera dans ce rapport les failles (discontinuité structurale nette associée à la déformation cassante) et les zones de cisaillement (discontinuité structurale tabulaire attribuable à la déformation fragile-ductile à ductile) en se référant à la terminologie proposée par Daigneault (1996) et Schultz et Fossen (2008). Dans le secteur à l'étude, cinq grandes familles de discontinuités structurales ont pu être identifiées en fonction de leur nature (ductile ou cassante), leur orientation, la cinématique et leurs relations de recoupement. Les failles synvolcaniques, synsédimentaires et synmagmatiques ont déjà été discutées précédemment et ne seront pas décrites

à nouveau. Les quatre autres familles comprennent : les zones de cisaillement inverses-dextres E-W et les zones de cisaillement inverses-dextres NW-SE synchrones (F2a), les zones de cisaillement senestres NE-SW (F2b), les zones de cisaillement dextres NE-SW (F3) et les failles NNE-SSW à N-S (F4).

Zones de cisaillement inverses-dextres E-W et NW-SE synchrones (F2a)

Les couloirs de déformation orientés E-W à NW-SE constituent des zones anastomosées qui sont caractérisées par une intensification de la schistosité et du plissement. À l'intérieur de ces couloirs de déformation dont l'épaisseur peut atteindre 200 m, les roches mafiques sont transformées en schistes à $CL \pm SR \pm AK \pm CR$ (Henry et Allard, 1979), alors que les roches felsiques forment des schistes à $SR \pm CL \pm AK$. Certaines portions des couloirs de déformation présentent des évidences d'une déformation par cisaillement simple (non coaxiale). Les indicateurs cinématiques associés à ces structures indiquent un mouvement inverse avec une composante oblique mineure, généralement dextre (photo 44). Toutefois, d'autres portions de ces mêmes couloirs montrent des indices d'une déformation par cisaillement pur (coaxiale; photo 45) et constituent des zones d'aplatissement importantes (Leclerc *et al.*, 2008).

La Zone de cisaillement de Faribault est exposée au sud du lac Chevrillon et se poursuit à l'est de la rivière Chibougamau, dans la partie NW de la région d'étude (figure 2 et carte hors texte). À l'ouest de cette rivière, la juxtaposition des basaltes de la Formation de Bruneau et des roches volcanoclastiques et sédimentaires de la Formation de Bordeleau indique un mouvement inverse avec un chevauchement du bloc sud sur le bloc nord. À l'est de la rivière Chibougamau, les basaltes de la Formation de Bruneau sont plutôt en contact structural avec les roches volcanoclastiques du Membre d'Allard de la Formation de Waconichi. La déformation non coaxiale dans cette zone de cisaillement est révélée par la présence d'indicateurs cinématiques de type S/C et de bandes de cisaillement dextres (*Extensional Crenulation Cleavage* - ECC ou C'; Platt et Vissers, 1980; Harris, 2003) entre lesquelles se forment des plis indiquant une rotation antihoraire (photo 44). Plus loin vers l'est le long de cette structure, il est possible d'observer à nouveau des bandes de cisaillement dextres NW-SE qui sont progressivement aplaties pour devenir parallèles à la zone de cisaillement principale (photo 46). Les basaltes renferment également des kink bands conjugués diagnostiques d'un phénomène d'aplatissement (photo 45). Les structures identifiées dans le secteur du lac Chevrillon semblent donc démontrer une alternance des épisodes de déformation non coaxiale (cisaillement simple) et coaxiale (cisaillement pur ou aplatissement).

La Zone de cisaillement du Lac France est localisée dans le coin NE de la carte (figure 2 et carte hors texte). Elle coupe les basaltes et les lentilles de roches volcanoclastiques de la

Formation de Bruneau qui incluent localement des turbidites et des arénites arkosiques. Les basaltes sont moins compétents que les roches sédimentaires adjacentes et présentent une schistosité mylonitique accompagnée d'une altération en AK-SR-CL (Daigneault, 1996). Dans le feuillet adjacent à l'est (32H13), les basaltes cisailés contiennent également de la fuchsite et sont coupés par les veines de quartz aurifères de l'indice Monexco (Bandyayera *et al.*, 2005; Beauregard et Gaudreault, 2008). La relation entre l'orientation des plans de cisaillement (C) et de la schistosité (S) est compatible avec un mouvement inverse du sud vers le nord. La Zone de cisaillement du Lac France constitue le prolongement de la Zone de cisaillement de Croteau-Bouchard à l'est de la zone de cisaillement de Gwillim.

La Zone de cisaillement d'Antoinette traverse intégralement le secteur à l'étude jusqu'à dans le secteur du lac Barlow plus à l'ouest, dans le feuillet 32G15 (figure 2; Morin, 1994; Leclerc et Houle, 2011). Située entre les filons-couches de Roberge et de Ventures (carte hors texte), elle est associée à une forte altération des roches ultramafiques (dunites, périclites et pyroxénites) en serpentine, talc, brucite et trémolite. La zone de cisaillement présente des fabriques S/C indiquant avec un mouvement inverse du nord vers le sud. Ce déplacement est responsable de la répétition des trois filons-couches de la Suite intrusive de Cummings et des roches de la Formation de Blondeau (Allard, 1976; Pilote, 1986; Daigneault, 1991). Dans un secteur qui s'étend du lac Antoinette jusqu'au lac Cummings, le mouvement inverse le long de plusieurs zones de cisaillement parallèles, telle la Zone de cisaillement du lac North (Pilote, 1986), a également eu pour résultat de dupliquer les filons-couches de la Suite intrusive de Cummings. Des zones de cisaillement responsables de répétitions structurales de moindre importance (photo 47) sont particulièrement bien exposées le long de la route 167 à la hauteur du lac Cummings, sur une distance de 2 km (figure 2; Bédard *et al.*, 2009).

La Zone de cisaillement de Grondines (Graham, 1952a) représente le contact nord du Stock granodioritique de Grandroy avec les basaltes et les roches volcanoclastiques de la Formation de Bruneau. La schistosité mylonitique se manifeste dans la granodiorite par l'alignement des cristaux de hornblende et l'apparition de rubans de quartz, tandis que les basaltes sont complètement transformés en schistes à CL-SR. Ces derniers montrent des fabriques S/C et des kink bands qui semblent indiquer un mouvement du nord vers le sud. La Zone de cisaillement de Grondines coupe la Zone de cisaillement de McKenzie orientée NE-SW. Cette intersection marque la limite sud de la portion principale de cette dernière structure, laquelle est caractérisée par un décalage dextre. Le prolongement vers l'est de la Zone de cisaillement de Grondines est interprété à partir des données aéromagnétiques (Dumont et Potvin, 2006).

La Zone de cisaillement du Lac Sauvage marque le contact nord des roches mafiques à ultramafiques de la SiLD avec les roches volcaniques mafiques du Membre de David de la Formation d'Obatogamau. Elle est recon-

nue depuis le secteur du lac Scott, dans le feuillet 32G15 à l'ouest, (Morin, 1994; Leclerc et Houle, 2013) jusqu'à l'extrémité est de l'île du Portage (figure 2 et carte hors texte). La zone de cisaillement correspond à un couloir d'une largeur de 1 à 2 km où la déformation se concentre dans des corridors anastomosés plus étroits pouvant atteindre 200 m de largeur. Les roches sont transformées en schistes à $CL \pm SR \pm AK \pm CB \pm CR$ et montrent par endroits des fabriques S/C qui semblent démontrer un mouvement du nord vers le sud (Daigneault *et al.*, 1990). La rareté des indicateurs cinématiques dans les zones très schisteuses, ainsi que la présence de bandes de cisaillement conjuguées NW-SE et NE-SW (Leclerc, 2011) semblent toutefois indiquer que la déformation est dominée par l'aplatissement.

La Zone de cisaillement bordière de la Suite intrusive du Lac Doré (figure 2 et carte hors texte) constitue l'extension de la Zone de cisaillement du Lac Sauvage depuis le SE du lac Taché vers l'ENE jusque dans le feuillet 32H13 adjacent (Bandyayera *et al.*, 2005), où elle définit également le contact nord entre la SiLD et le Groupe de Roy. Sur une largeur d'environ 500 m, les roches volcaniques mafiques et les roches volcanoclastiques mafiques à felsiques du Membre d'Allard de la Formation de Waconichi sont transformées en schistes à $CL-SR-AK-CB$. La relation entre les plans de cisaillement ($052^\circ/74^\circ$) et la schistosité mylonitique ($257^\circ/62^\circ$) semble indiquer un mouvement inverse du SE vers le NW, lequel est compatible avec la réorientation d'une zone de cisaillement E-W vers le NE lors de l'événement de déformation D4 lié à l'Orogénie grenvillienne (Daigneault et Allard, 1994).

Les zones de cisaillement NW-SE partagent plusieurs caractéristiques avec les zones de cisaillement E-W : un mouvement inverse associé à une composante oblique dextre, une altération des roches en schistes à $CL \pm SR \pm AK \pm CB \pm CR$ et des largeurs comparables (Daigneault, 1991). Ces caractéristiques communes, combinées à l'absence de relation de recoupement nette avec les structures E-W, laissent croire à une mise en place synchrone et permet d'expliquer le motif anastomosé des couloirs de déformation. Les zones de cisaillement NW-SE associées à la Zone de cisaillement du Lac Sauvage ont été particulièrement bien étudiées dans le secteur du lac aux Dorés (figures 2, 6 et carte hors texte) puisqu'elles ont contrôlé la remobilisation des minéralisations magmatiques-hydrothermales en Cu-Au \pm Mo pré-tectoniques (Robert, 1994; Magnan *et al.*, 1995 et 1999; Pilote *et al.*, 1998) et la mise en place de plusieurs filons cupro-aurifères du camp minier de Chibougamau (13 mines, tableau 6). Les données de terrain et les cartes aéromagnétiques indiquent la continuité des zones de cisaillement NW-SE au-delà de la Zone de cisaillement du Lac Sauvage, notamment dans le secteur du lac Ham (Pilote, 1986; Côté-Mantha, 2009), et dans le secteur couvert par les eaux du lac Chibougamau, à l'intérieur du Pluton de Chibougamau (figure 6).

La Zone de cisaillement de Kapunapotagen correspond à la limite méridionale du bassin sédimentaire du Synclinal de Chapais, au sud du lac Chibougamau (figure 2 et carte hors texte). La portion E-W de cette zone de cisaillement montre des fabriques C ($100^\circ/71^\circ$) et S ($077^\circ/58^\circ$), ainsi qu'une linéation d'étirement à plongement modéré vers le sud ($174^\circ/58^\circ$), compatibles avec un mouvement inverse du sud vers le nord. Des affleurements présentent néanmoins des évidences indiquant que l'aplatissement pourrait dominer dans certains secteurs de la zone de déformation caractérisés par des foliations mylonitiques et des linéations d'étirement verticales. La zone de cisaillement E-W s'infléchit à l'approche de la Zone tectonique du Front du Grenville où elle prend une orientation NE-SW. La portion de la zone de cisaillement comprise entre le lac Stella et le sud du lac Dollier est affectée par des plis associés aux phases de déformation D1 et D2 (figure 6), ce qui implique une origine antérieure à l'épisode de déformation régionale D2 et précoce à D1 (Leclerc *et al.*, 2012). La schistosité S2a dans ce secteur a une direction ENE et un pendage modéré et est associée à une linéation d'étirement à plongement modéré vers le SE.

La Zone de déformation de Palmer-Tippecanoe s'étend du nord du Pluton de La Dauversière jusqu'à la bordure ouest du Pluton de Boisvert (figure 3). Elle désigne un corridor comprenant plusieurs zones de cisaillement E-W parallèles à mouvement inverse du nord vers le sud qui coupent les roches volcaniques mafiques de la Formation d'Obatogamau et les roches volcanoclastiques du Membre de Queylus de la Formation de Waconichi (Roy *et al.*, 2005). Sur une largeur d'environ 200 m, ces roches sont transformées en schistes à $CL \pm SR$ fortement ankéritisés.

Zones de cisaillement senestres NE-SW (F2b)

Les zones de cisaillement NE senestres de Gwillim et du Lac Taché affleurent très peu dans le secteur à l'étude. Leurs caractéristiques sont surtout interprétées à partir des données recueillies en affleurement et sous terre dans la région de Chapais (Dubé, 1990; Leclerc *et al.*, 2011), par l'intermédiaire de forages (Larouche, 2009) ou des levés aéromagnétiques (figure 5; Dumont et Potvin, 2006; Kiss et Oneschuk, 2007; Keating et D'Amours, 2010; Vallée *et al.*, 2010).

La Zone de cisaillement de Gwillim est inclinée vers le SE à l'est du lac Waconichi ($060^\circ/60^\circ$; Gilbert, 1958), mais semble plutôt avoir un pendage vers le NW dans le secteur de Chapais ($240^\circ/60^\circ$; Dubé, 1990; Larouche, 2009). Le rejet senestre de la Zone de cisaillement de Gwillim, indiqué par le déplacement apparent des filons-couches de la Suite intrusive de Cummings, est estimé à 2,5 km dans le secteur du lac Gwillim et à Chapais (Morin, 1994). Dans la portion occidentale du Pluton de Chibougamau (feuillet 32G15-200-0102), l'effet du mouvement senestre se distribue par l'intermédiaire de plusieurs zones de faille mineures NE-SW parallèles (Larouche, 2012; Leclerc et Houle, 2013).

La Zone de cisaillement du Lac Taché, réinterprétée à partir des données aéromagnétiques, montre une orientation NE-SW et s'étend du sud de l'île Marguerite jusqu'au nord du lac Taché (figure 2 et carte hors texte). Elle correspond au contact nord de la zone anorthotique de la SiLD avec les roches volcaniques du Groupe de Roy et est injectée sur une longueur de 2,4 km par un dyke de gabbro paléoprotérozoïque appartenant aux Dykes du Chef. Le déplacement des unités lithologiques de part et d'autre de la zone de cisaillement permet d'évaluer un rejet senestre de 1,5 à 3 km (Harquail, 1950).

À proximité des zones de cisaillement NE-SW, la schistosité régionale E-W S2a et les plis isoclinaux P2a sont coupés par une schistosité de crénulation NE-SW S2b (Dumont, 1989; Leclerc, 2011). La nature localement fragile-ductile de ces zones de cisaillement est démontrée par la présence de fractures et de veines en extension formant un angle d'environ de 45° avec le plan de cisaillement principal (Leclerc et Houle, 2011). À Chapais, le mouvement senestre le long de la Zone de cisaillement de Gwillim a entraîné la rotation des axes de plis kilométriques P2a E-W dans le domaine de raccourcissement N-S avec pour résultat la formation d'une nouvelle phase de plissement locale désignée P2b (Leclerc, 2011; Leclerc *et al.*, 2012). Le processus est analogue à celui observé à l'échelle de l'affleurement dans une zone de cisaillement E-W où la rotation du plan de schistosité S2a dans les bandes de cisaillement NE-SW provoque la formation de nouveaux plis P2b (photo 46). Puisque les zones de cisaillement NE-SW senestres et les structures associées (P2b et S2b) résultent des mêmes contraintes de raccourcissement que les structures décalées (P2a et S2a), elles sont interprétées comme le résultat du même épisode de déformation régionale D2.

Le Couloir de déformation de Fancamp coupe les roches volcaniques des formations d'Obatogamau et de Waconichi selon une orientation NE-SW entre les zones de cisaillement E-W de Caopatina-Guercheville et de Kapunapotagen. Seule sa partie nord apparaît dans le secteur étudié (secteur du lac Chevrier), sur une épaisseur d'environ 300 m (Legault, 2003). La déformation se manifeste par une rotation de la schistosité S2a, suivie de la formation d'une schistosité S2b et de plis métriques à trace axiale NE (Legault, 2003).

Zones de cisaillement dextres NE-SW (F3) reliées à l'épisode D3

Certaines zones de cisaillement NE-SW ont connu une réactivation entraînant un rejet dextre. L'exemple le mieux documenté est celui de la Zone de cisaillement du Lac Doré, qui s'étend depuis le sud du lac David jusqu'à la baie Hématite, au nord de l'île du Portage (figure 2 et carte hors texte). Elle a été reconnue dans plusieurs mines et en forages sous le lac aux Dorés. Son orientation est de 245° avec un pendage vers le NW (Allard, 1976). En surface, la zone de cisaillement n'est exposée que sur un seul affleurement localisé au sud de la baie Hématite. On y observe des

phyllonites avec des fabriques S/C indiquant un mouvement inverse dextre du NW vers le SE (photo 48). Ce mouvement est à l'origine de la répétition d'une portion du contact nord entre les roches mafiques à ultramafiques de la SiLD et les roches volcaniques du Groupe de Roy (Daigneault et Allard, 1990).

Les données aéromagnétiques semblent indiquer la présence d'une série de zones de cisaillement NE-SW inverses dextres parallèles à celle du Lac Doré, au SE de cette dernière. La Zone de cisaillement de Henderson-Portage contrôle la mise en place de la minéralisation des mines Henderson 1 et 2 et de la mine Portage (figure 2; Tessier *et al.*, 1995). Elle a également été observée en forages. À l'approche de la zone de cisaillement, la structure de cumulat grossier de l'anorthosite est progressivement oblitérée jusqu'à ce que la roche soit entièrement transformée en un schiste à SR-CL, hôte des veines de quartz cupro-aurifères exploitées dans ces trois mines. La Zone de cisaillement de Henderson-Portage est coupée et déplacée de façon senestre le long de la zone de cisaillement E-W associée à la veine McKenzie (Tessier *et al.*, 1995), ce implique un développement précoce de la première structure par rapport au paroxysme de la déformation régionale D2. Le mouvement dextre est également compatible avec la réorientation par l'aplatissement des zones de cisaillement NE-SW et NW-SE à l'intérieur des corridors de déformation E-W lors de la déformation D2b (voir la section précédente).

La Zone de cisaillement de McKenzie suit l'orientation NE du passage McKenzie au nord du lac Chibougamau (ne pas confondre avec la zone de cisaillement E-W associée à la veine McKenzie sur l'île du Portage). Un décalage directionnel dextre d'environ 1,6 km (Duquette, 1982) peut être déduit à partir du déplacement apparent des péridotites serpentinisées du Filon-couche de Roberge qui constituent un excellent niveau repère de part et d'autre de la zone de cisaillement. Les cartes aéromagnétiques (Dumont et Potvin, 2006) permettent de juger l'effet de la Zone de cisaillement de McKenzie sur les roches archéennes qui, à cet endroit, sont recouvertes en discordance par les roches sédimentaires de la Formation de Chibougamau (figure 6). Ces données mettent aussi en évidence des décalages senestres et dextres le long de cette même structure NE (Harris *et al.*, 2009), ce qui est compatible avec l'hypothèse d'une réactivation ductile à l'Archéen (voir paragraphe précédent). La présence de brèches de faille montrant des structures cataclastiques à mylonitiques affectant les conglomérats de la Formation de Chibougamau démontre une réactivation cassante tardi-protérozoïque (Daigneault, 1991). L'influence de la Zone de cisaillement de McKenzie se manifeste également dans les zones de cisaillement E-W localisées à proximité par la présence de kink bands dextres (photo 49).

L'origine du mouvement inverse dextre le long des zones de cisaillement NE-SW est mal connue. Elle pourrait résulter de la rotation horaire des contraintes de raccourcissement maximales selon un axe E-W ou bien du relâchement des contraintes de raccourcissement N-S (Dimroth *et al.*, 1986).

Failles et zones de cisaillement senestres ou dextres NNE-SSW à N-S (F4) reliées à l'épisode D4

Les failles NNE-SSW à N-S (F4) à mouvement inverse-senestre ou dextre coupent les structures ductiles D1 à D3 plus anciennes. Elles sont caractérisées par une zone de dommage de 10 à 20 m d'épaisseur et un rejet senestre généralement inférieur à 200 m, qui peut atteindre un à trois kilomètres à l'approche de la Zone tectonique du Front du Grenville (Daigneault, 1991; Morin, 1999). Dans ce secteur, le clivage pénétrant S4 (photo 50), les mylonites et les linéations d'étirement à fort plongement vers le SE sont attribués à un mouvement inverse le long de la marge du Craton du Supérieur lors de l'Orogenèse grenvillienne (Allard, 1979; Daigneault, 1991; Daigneault et Allard, 1990, 1994). La présence de pseudotachylites et de cataclasites superposées aux structures ductiles démontre la nature fragile-ductile de ces failles (Daigneault et Allard, 1990 et 1994). Des failles NNE-SSW à N-S apparaissent également plus à l'ouest avec des décalages senestres et quelquefois dextres plus modestes (Dubé, 1990; Charbonneau *et al.*, 1991; Leclerc, 2011; Leclerc et Houle, 2013), ce qui laisse supposer une origine distincte. En effet, des failles NNE-NNW à N-S sont coupées par des zones de cisaillement E-W, ce qui implique un développement précoce à l'Archéen (Pilote, 1986; Côté-Mantha *et al.*, 2012; Leclerc *et al.*, 2012).

La Zone de déformation du Lac Dufresne, située entre les plutons de La Dauversière et de Boisvert (figure 2), a une orientation NNE-SSW identique aux failles F4, mais comprend plusieurs zones de cisaillement anastomosées témoignant d'une déformation ductile intense et d'un mouvement senestre-inverse vers le NW (Roy *et al.*, 2005). Les zones de cisaillement en bordure des plutons contiennent des fragments de tonalite foliée qui sont démembrés, boudinés et plissés dans une matrice de schistes à CL-SR (photo 51).

La Zone de déformation du Lac des Îles comprend plusieurs zones de cisaillement NNE-SSW localisées au contact entre la zone anorthositique de la SiLD et la zone de brèche du Pluton de Chibougamau (nAdbr) au sud du lac des Îles, dans le secteur du gisement Corner Bay (figure 2). Le gabbro à grain grossier (gabbro anorthositique) est transformé en schiste à SR-CL-QZ-EP-fuschite. Il est coupé par des dykes de tonalite porphyrique et de trondhjémite issus du Pluton de Chibougamau, lesquels sont foliés, boudinés et plissés. Les fabriques S/C/C' suggèrent un mouvement dextre (photo 52).

Domaines structuraux et analyse structurale

Le secteur d'étude a été divisé en cinq grands domaines structuraux afin de mettre en évidence les différences d'attitude de la schistosité régionale. Les limites des domaines sont illustrées à la figure 6 et l'orientation des éléments structuraux est présentée sur les stéréogrammes des

figures 17a à 17j. Les éléments structuraux caractéristiques de chacun des domaines sont résumés au tableau 5.

Le domaine 1 se trouve au nord de la carte et correspond au bassin du Synclinal de Chibougamau (figure 6). Il est délimité au nord par les zones de cisaillement de Faribault et du Lac France, à pendage vers le sud. Sa bordure sud est marquée par les zones de cisaillement du Lac Sauvage et bordière de la SiLD, à pendage vers le nord. La schistosité régionale S2 a une orientation E-W constante, sauf à proximité des zones de cisaillement NE-SW où elle est transposée (figure 17a). Les linéations d'étirement montrent pour la plupart un fort plongement vers le nord (figure 17b). La carte du gradient tilt (Dentith *et al.*, 2000), produite à partir des données aéromagnétiques (figure 6), indique la présence de nombreuses zones de cisaillement NW-SE à mouvement oblique dextre. Ces structures, dont le développement est synchrone à celui des zones de cisaillement E-W, s'apparentent aux ECC (ou C') observés à l'échelle de l'affleurement (photo 44). Dans la portion est du domaine 1, le déplacement dextre apparent des péridotites serpentinisées du Filon-couche de Roberge met en évidence la Zone de cisaillement de McKenzie.

Le domaine 2, localisé dans la portion ouest de la carte, comprend la zone d'influence des plis P1 qui affectent les roches de la SiLD et du Pluton de Chibougamau (figure 6). Ce domaine est limité au nord par la Zone de cisaillement du Lac Sauvage, à l'est par le flanc est du Synclinal du Lac Caché (pli P1) et au sud par un dyke d'âge protérozoïque soulignant une faille fragile orientée NE-SW. Dans le cœur du Synclinal du Lac Caché, l'orientation de la schistosité S2 demeure conforme à l'orientation régionale de cette fabrique avec une direction moyenne de 070° (figure 17c). Les quelques linéations d'étirement mesurées sont subverticales (figure 17d). À l'ouest, dans le secteur de l'Anticlinal du Lac David, la schistosité S2 a une orientation NW-SE et suit le contact entre la zone anorthositique et la zone litée. À l'est, la schistosité S2 a une orientation N-S à NNE-SSW et est localement transposée à proximité de la Zone de cisaillement du Lac Doré (D3). Un mouvement dextre est également interprété pour plusieurs autres zones de cisaillement D3 parallèles qui se poursuivent dans le domaine 3. Le décalage des unités lithologiques implique également la présence d'une faille F4 NNE-SSW dextre au cœur du Synclinal du Lac Caché.

Le domaine 3 occupe la portion centrale de la carte (figure 6). Il est bordé au nord par les zones de cisaillement du Lac Sauvage et bordière de la SiLD et au sud par la Zone de cisaillement de Kapunapotagen. Sa frontière avec le domaine 2 correspond au flanc est du Synclinal du Lac Caché. L'orientation de la schistosité principale S2 est parallèle à la trace axiale de l'Anticlinal de Chibougamau. Elle a une orientation E-W dans la partie ouest du domaine 3 et s'incurve progressivement vers le NE-SW en s'approchant de la Zone tectonique du Front du Grenville (figure 17e). De la même façon, les linéations d'étirement qui plongent modérément à fortement vers le sud dans la

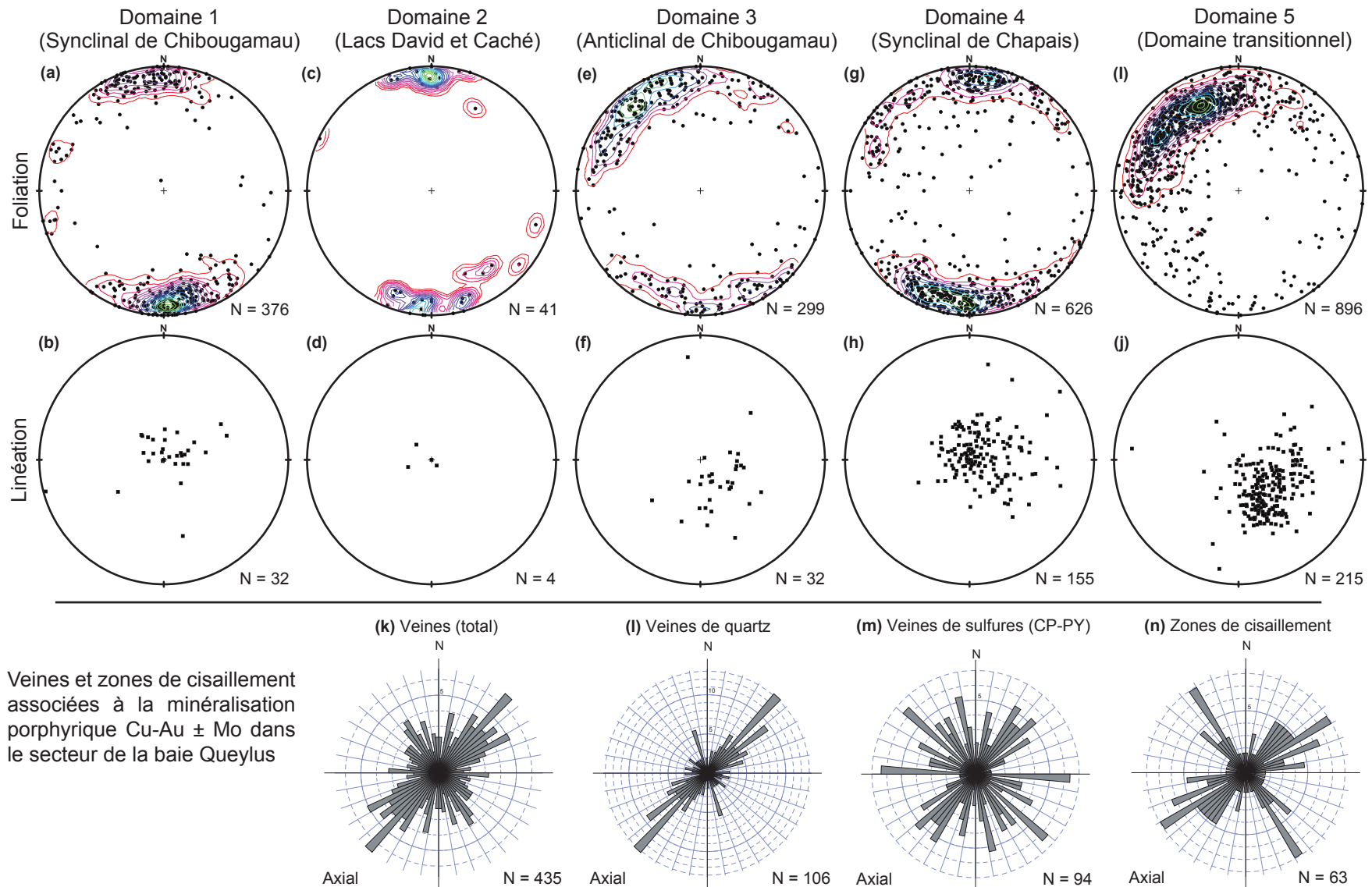


FIGURE 17 - (a-j) – Projections stéréographiques équiaires (canevas de Schmidt) sur l'hémisphère inférieur montrant la distribution des pôles des foliations (schistosité et foliation minérale régionale) et la distribution des linéations (linéations d'étirement et linéations minérales secondaires tectonométamorphiques). Un contour de surface à 1 % est superposé aux stéréogrammes des pôles aux plans de foliation. Les domaines 1 à 5 sont présentés à la figure 5 et discutés dans le texte. (N = nombre de mesures, provenant de la base de données du SIGÉOM); **(k-n)** : Diagrammes en rosace montrant l'orientation des veines et des zones de cisaillement associées à la minéralisation porphyrique Cu-Au ± Mo dans le secteur de la baie Queylyus.

partie ouest du domaine 3, sont réorientées vers l'est et le sud-est à l'approche de cette zone (figure 17f). La portion nord du domaine 3 correspond au camp minier de Chibougamau, lequel est caractérisé par de nombreuses zones de cisaillement NW-SE responsables de la remobilisation de la minéralisation porphyrique d'âge pré-tectonique (Robert, 1994; Magnan *et al.*, 1999; Pilote *et al.*, 1998). La présence de filons à magnétite \pm pyrite \pm chalcoppyrite explique en partie les anomalies magnétiques positives qui caractérisent les zones de cisaillement NW-SE qui se poursuivent sous le lac Chibougamau (figure 6). La carte du gradient tilt (figure 6) permet d'observer la continuité des zones de cisaillement NW-SE sous le lac Chibougamau et de constater l'effet d'une série de décalages dextres le long des zones de cisaillement D3 parallèles à la Zone de cisaillement du Lac Doré. À l'approche de la Zone tectonique du Front du Grenville, les contacts lithologiques et les éléments de la déformation principale D2 sont perturbés par l'apparition d'un nombre croissant de failles NNE-SSW.

Le domaine 4 est situé au sud-ouest de la carte (figure 6). Il est limité au sud par la Zone de déformation de Palmer-Tippecanoe, laquelle comprend une zone de cisaillement à pendage vers le nord à la bordure nord du Pluton de La Dauversière. Au nord, ce domaine est bordé par la Zone de cisaillement de Kapunapotagen, à pendage vers le sud et parallèle à la trace axiale du Synclinal de Chapais (Daigneault et Allard, 1990). Sa frontière avec le domaine 5 est définie par la projection vers le NNE de la Zone de déformation du Lac Dufresne (Roy *et al.*, 2005). Dans le domaine 4, la schistosité S2 présente une orientation générale E-W mais, dans sa partie sud, elle suit le contact du Pluton de La Dauversière (figure 17g). Dans la portion ouest du domaine, les variations de la trajectoire de la schistosité S2 semblent indiquer la présence de plis ouverts et isoclinaux résultant de l'interférence entre un pli P1 (Synclinal de Muscocho) et un pli P2a (Synclinal de Chapais). Les linéations d'étirement plongent fortement vers le nord ou le sud, de façon cohérente avec le pendage des zones de cisaillement majeures qui limitent le domaine (figure 17h). La Zone de déformation de Fancamp et les failles NE-SW à NNE-SSW senestres (F2B) viennent partiellement accommoder le raccourcissement N-S. Certaines de ces failles peuvent être confondues avec des failles F4 d'orientation similaire, mais leur longueur ne dépasse généralement pas 10 km. La présence d'assemblages à AM-CL-EP-PG dans les roches mafiques du domaine 4 indique que le métamorphisme a atteint le faciès inférieur des amphibolites, notamment dans l'auréole du Pluton de La Dauversière (Cadéron *et al.*, 2005).

Le domaine 5 se trouve dans la partie sud-est de la carte (figure 6). Il est bordé au nord par la Zone de cisaillement de Kapunapotagen et à l'ouest par le prolongement vers le NNE de la Zone de déformation du Lac Dufresne. Sa limite sud correspond à la bordure nord du Pluton de Boisvert. Le domaine 5 se situe dans le domaine transitionnel défini par Roy *et al.* (2005) qui correspond à la Zone tectonique du Front du Grenville. Les roches mafiques de ce domaine

sont métamorphisées au faciès des amphibolites (GR-HB-PG-EP; Cadéron *et al.*, 2005) et présentent une schistosité S2 de plan axial aux plis isoclinaux orientée NE-SW (figure 17i). Dans la partie NW du domaine 5, l'interaction des plis à trace axiale NNE (P1) et NE (P2) produisent des schémas d'interférence de « type 3 » (Ramsay, 1967). Au sud-ouest, dans la Zone de déformation du Lac Dufresne qui sépare les plutons de Boisvert et de La Dauversière, les basaltes gloméroporphyriques de la Formation d'Obatogamau contiennent des phénocristaux de plagioclase fortement étirés donnant à la roche une structure de tectonite en L (Roy *et al.*, 2006). Les linéations d'étirement mesurées dans ce domaine plongent modérément vers le SE (figure 17j). Dans l'ensemble du domaine 5, les failles fragiles et les zones de cisaillement F4 NNE-SSW senestres sont associées à de nombreux décalages de quelques centaines de mètres qui induisent localement une transposition de la schistosité S2.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Depuis la mise en exploitation de la mine Obalski en 1955 jusqu'à la fermeture de la mine Copper Rand en 2008, on a extrait du camp minier de Chibougamau un total d'environ 55 Mt de minerai correspondant à 994 802 t de cuivre, 120 t d'or, 102 t d'argent et 72 066 t de zinc (tableau 6). Les travaux de prospection, d'exploration et de cartographie réalisés depuis 1870 ont permis de mettre au jour plusieurs types de minéralisation. De nombreux ouvrages traitent du potentiel minéral de la région de Chibougamau et proposent des classifications des dépôts minéralisés (Allard, 1976; Duquette, 1982; Guha *et al.*, 1988; Pilote et Guha 1998a; Leclerc *et al.*, 2012). Nous proposons ici de regrouper ces minéralisations en six types, suivant en cela les classifications plus récentes (Pilote et Guha 1998a; Leclerc *et al.*, 2012) :

1. Dépôts de Fe-Ti-V magmatiques
2. Dépôts de sulfures massifs volcanogènes (SMV)
3. Dépôts porphyriques de Cu-Au \pm Mo
4. Filons polymétalliques (Au-Cu-Ag-Zn) dans les failles et les zones de cisaillement précoces (pré-D2)
5. Filons à Cu-Au dans les zones de cisaillement NW-SE et E-W
6. Filons à Au et Au-Cu dans les zones de cisaillement E-W (or de type orogénique)

Le lecteur intéressé à obtenir plus d'information sur ces différents types de minéralisation pourra consulter les fiches de gîte disponibles dans le SIGÉOM à la carte. Plusieurs gisements et mines du secteur de Chibougamau ont aussi fait l'objet d'études détaillées.

Dépôts de Fe-Ti-V magmatiques

Les concentrations économiques de Fe-Ti-V ont été identifiées dans l'Unité litée de la Suite intrusive du Lac

Doré. Elles correspondent plus spécifiquement aux lits riches en magnétite titanifère et vanadifère (Allard, 1967; Allard et Assad, 1968; Kish, 1971; Daigneault et Allard 1990). La découverte des dépôts de magnétite litée sur le flanc sud de l'Anticlinale de Chibougamau résulte des levés aéromagnétiques effectués par la Dominion Gulf en 1953 (Allard, 1976). Ces dépôts ont d'abord été évalués pour le fer par Trepan Mining Corporation (1957-1959) et Jalore Mining (1958), mais le contenu en titane a entravé leur mise en exploitation. À la suite d'une recommandation formulée par le Dr. G.O. Allard en 1966, le Ministère effectue des travaux confirmant la présence de vanadium en concentration économique (Astier *et al.*, 1970; Kish, 1971; Avramtchev, 1975c). La présence du vanadium justifie la poursuite des travaux, notamment par SOQUEM (1977-1989), Cambior (1999-2000) et McKenzie Bay Resources (1997-1999 et 2000-2003).

Les dépôts stratiformes (photos 26 et 27) sont constitués de lits répétitifs composés de ferroaugite, de magnétite et d'ilménite intercalés avec des leucogabbros (Unité litée du Lac Doré), sur une épaisseur de 50 à 200 m (Taner *et al.*, 2000). Ces dépôts correspondent à une anomalie magnétique linéaire qui s'étend sur plus de 16 km (Girard et Allard, 1998; Dumont et Potvin, 2006). Les zones « Est » et « Ouest » du gisement Vanadium Lac Doré (figure 2), qui appartient actuellement à Vanadiumcorp Resources, comprennent des ressources estimées à 99 104 000 t à 1,08 % V_2O_5 (Girard et d'Amour, 2015). La zone « Sud-ouest », propriété de Métaux BlackRock (projet 14K; O'Dowd, 2009), comprend les secteurs « lac Armitage » et « Armitage Extension » (figure 2) avec des ressources historiques (non conformes à la norme 43-101) de 40 106 900 t à 0,48 % V_2O_5 (SNC-Lavalin, 2002).

Sur le flanc nord de l'Anticlinale de Chibougamau, des dépôts de Fe-Ti-V sont également reconnus dans les roches de l'Unité litée du Lac Doré. Les bandes de magnétite à l'est du lac Caché montrent des teneurs atteignant 20 % Fe et 3 à 4 % TiO_2 . Elles ont été identifiées en forage sur une longueur de 3,2 km, une largeur de 21,0 à 122,0 m et jusqu'à une profondeur de 91,0 m (Grand Chibougamau Mines, 1952). Dans la portion orientale de la SiLD, les dépôts de Fe-Ti-V sont également encaissés dans les roches de l'Unité litée (ferrodunite, ferrodunite à magnétite, ferropéridotite et ferropyroxénite; Daigneault et Allard, 1990). La présence de ferrodunite se traduit par de très fortes anomalies positives sur les cartes aéromagnétiques (Dumont et Potvin, 2006; Kiss et Oneschuk, 2007). Dans le secteur de l'île du Portage, ces anomalies mettent en évidence une répétition structurale de la séquence zone anorthositique – Unité litée du Lac Doré – Formation d'Obatogamau associée à la Zone de cisaillement du Lac Doré (Daigneault et Allard, 1990). Les unités répétées de ferrodunite correspondent aux dépôts Île Portage-Nord (ressources de 85 277 t à 25,64 % Fe et 1,20 % TiO_2) et Île Portage-Sud (ressources de 104 328 t à 22,75 % Fe et 1,27 % TiO_2). Dans le secteur de la baie Magnétite, le mouvement inverse le long de la Zone de cisaillement du

Lac Taché a entraîné une répétition structurale similaire de la séquence zone anorthositique – Unité litée du Lac Doré. Les ressources historiques des deux unités de ferrodunite (nord et sud) ont été évaluées à 270 Mt à 27,6 % Fe et 1,1 % TiO_2 (dépôt Baie Magnétite (nord et sud)). Au sud du mont du Sorcier, le forage MS-13-17 a échantillonné un intervalle de 220,8 m à 30,2 % Fe, 0,96 % TiO_2 et 0,22 % V_2O_5 , alors qu'à l'est de la Baie Magnétite, le forage MS-13-19 a coupé 54 m à 31,8 % Fe, 0,75 % TiO_2 et 0,44 % V_2O_5 (Mines indépendantes Chibougamau, communiqué de presse du 2 décembre 2013). Vers l'est, dans le secteur du lac Taché, la séquence formée de l'Unité litée du Lac Doré et des roches volcaniques mafiques du Membre de David est localement dupliquée en raison de la présence de la Zone de cisaillement bordière de la SiLD. Au nord cette zone de cisaillement, les forages LN-11-11 et LN-11-15 analysés en continu à l'aide d'un analyseur par fluorescence X portable montrent des valeurs en V_2O_5 dépassant 0,1 % dans les roches de l'Unité litée du Lac Doré (Ross *et al.*, 2014). Au sud, dans le secteur du lac Robert, le forage NN-80-01 a coupé un intervalle de 70,27 m à une teneur de 32,25 % Fe, 1,90 % TiO_2 et 0,20 % V_2O_5 (McAdam et McPhee, 1980).

Dépôts de sulfures massifs volcanogènes (SMV)

Les dépôts de sulfures massifs volcanogènes de la région de Chibougamau se situent dans la portion supérieure des deux cycles volcaniques du Groupe de Roy, à l'interface entre les roches volcaniques mafiques d'affinité tholéitique et les roches volcanoclastiques d'affinité transitionnelle à calco-alcaline (Leclerc *et al.*, 2011; Mercier-Langevin *et al.*, 2014).

Dans le premier cycle volcanique, le cas le plus notable est celui de l'amas sulfuré de la mine Lemoine (figure 2), situé au sommet d'une sous-unité composée de dacite et de rhyodacite porphyrique (nAlem1b) et d'une sous-unité de dacite aphyrique (nAlem1c). Le toit du gisement est recouvert d'une sous-unité formée de dacite porphyrique, de tuf à cristaux de QZ-PG dacitique et de porphyre dacitique (nAlem2a; Lafrance *et al.*, 2006; Mercier-Langevin *et al.*, 2014; Ross *et al.*, 2014). Exploité de 1975 à 1983, ce gisement de taille modeste (758 070 t) se classe néanmoins second au Canada et sixième au monde en terme de valeur du minerai parmi les minéralisations de type SMV avec des teneurs de 4,20 % Cu, 4,56 g/t Au, 82,26 g/t Ag et 9,42 % Zn (tableau 6). Il a été découvert par Patino Mines à la suite d'un levé électromagnétique de type INPUT effectué par le Ministère en 1972 (Allard, 1976). De 1973 à 2012, plusieurs campagnes d'exploration et des études spécifiques (volcanologie, géochimie, géophysique) ont permis d'établir la stratigraphie et la géochimie du Membre de Lemoine et de définir des vecteurs d'altération et de minéralisation (Lavallière, 1995, 1996; Riverin et Boily, 2003; Lafrance *et al.*, 2006; Mercier-Langevin *et al.*, 2014; Ross *et al.*, 2013; Ross *et al.*, 2014).

La lentille de sulfures massifs exploitée à la mine Lemoine est essentiellement constituée de sphalérite, de chalcopryrite, de pyrrhotite et de pyrite (Lafrance *et al.*, 2006). Les autres indices identifiés en surface ou en forage dans le Membre de Lemoine apparaissent sous la forme de minéralisations disséminées ou en stockwerks (Boulerice *et al.*, 2014). Récemment, l'examen minéralogique et lithogéochimique d'échantillons recueillis en forage a permis de reconnaître sept assemblages d'altération (Mercier-Langevin *et al.*, 2014) : a) SR-CB, b) SR-CL, c) SR-CL (Zn), d) CL, e) CL-SR-CR, f) AB-QZ-CL-SR-EP-CB. Ces minéraux d'altération ont également été identifiés à la suite d'analyses par spectrométrie infrarouge réalisées systématiquement sur les carottes de certains forages (Ross *et al.*, 2013, Ross *et al.*, 2014).

Sur le flanc nord de l'Anticlinal de Chibougamau, la fin du premier cycle volcanique est caractérisée par la présence des formations de fer du Membre de Portage qui s'étendent depuis le sud du lac Gilman jusqu'au secteur du mont du Sorcier (Gaucher, 1960; Henry et Allard, 1979). Ces formations de fer correspondent à un hiatus dans le volcanisme mafique d'affinité tholéitique du Membre de David et constituent un niveau repère stratégique pour la recherche d'amas sulfurés volcanogènes (Thurston *et al.*, 2008). Dans le secteur du lac Wawbano, sur l'île du Portage (figure 2), les formations de fer à magnétite-pyrite recouvrent un empilement constitué de tufs à lapillis intermédiaires à matrice pyriteuse (photo 53), de chert pyriteux et de basaltes à magnétite chloritisés et séricitisés enrichis en manganèse (échantillon 06-FL-6128-B : 5740 ppm Mn; Leclerc *et al.*, 2008). L'extension de ces unités minéralisées vers l'est dans les secteurs du mont du Sorcier et du lac Taché (figure 2) a été initialement explorée par la compagnie Dome Mines dans les années 1929-1934 (Graham, 1952b). Au sommet du mont du Sorcier, elle réapparaît sous la forme d'un niveau minéralisé d'environ 16 à 43 m d'épaisseur qui comprend les deux lentilles de sulfures massifs et semi-massifs de l'indice Sulphur Converting, composées de MG-PO-PY \pm SP \pm CP (jusqu'à 6,64 % Zn et 4,07 % Cu; Folco et Bernard, 1994). Ces lentilles, encaissées dans des tufs felsiques laminés, sont coupées par des veines millimétriques de quartz-chalcopryrite (21,81 g/t Au et 1,8 % Cu; Folco et Bernard, 1994). Les niveaux de tufs felsiques sont séparés par une unité de basalte magnétique et sont coupés par un stockwerk de veinules de quartz-épidote. Au sommet de cette séquence, les basaltes massifs, coussinés et bréchiques du Membre d'Allard sont également coupés par des veinules de quartz-épidote. Ces basaltes contiennent de 1 à 5 % d'amygdales remplies de QZ-PY-PO et jusqu'à 5 % de PY \pm PO \pm CP finement disséminées (Folco et Bernard, 1994).

Le niveau de la Sulphur Converting est tronqué par la Zone de cisaillement senestre du Lac Taché et réapparaît fortement déformé au sud du lac Taché (indice Lac Taché-2), à l'intérieur de la Zone de cisaillement bordière de la SiLD (carte hors texte). Les analyses multiparamétriques à haute résolution de carottes de forage ont permis de

reconnaître une répétition tectonique du contact entre les roches fortement magnétiques de l'Unité litée du Lac Doré (ferrodiorite, ferrogabbro et ferropyroxénite) et les basaltes andésitiques du Membre de David (Ross *et al.*, 2013; Ross *et al.*, 2014). Ces derniers se présentent comme des schistes à CL-SR-AK-PY montrant localement un contenu élevé en magnétite. Les formations de fer *sensu stricto* sont d'épaisseur décimétrique et correspondent à des schistes à CL-MG \pm BO (Larouche *et al.*, 2012). La minéralisation à l'indice Lac Taché-2 est essentiellement composée de PO-PY-CP disséminées ou sous la forme de stockwerks avec des valeurs qui atteignent localement 2,25 % Cu et 1,59 % Zn (Harquail, 1950; Larouche *et al.*, 2012). Les basaltes minéralisés présentent typiquement des valeurs élevées en Mn (jusqu'à 2,9 % MnO). La pyrrhotite est le sulfure dominant et constitue localement des amas massifs grenus associés à des quantités mineures de chalcopryrite. Elle apparaît également dans la matrice des fragments d'un tuf chertueux ou des hyaloclastes d'une brèche mafique (Larouche *et al.*, 2012). Surmontant le Membre de David, les roches volcanoclastiques de composition d'andésite basaltique du Membre d'Allard de la Formation de Waconichi présentent une altération en épidote, chlorite et micas blancs (Ross *et al.*, 2014). Plusieurs forages effectués dans la même unité, à l'est du lac Lempira dans le secteur du gîte Lempira-Nord (figure 2), ont coupé une minéralisation composée de stockwerks à pyrrhotite-pyrite et de veines de sphalérite faiblement discordantes par rapport à la foliation, auxquelles sont associées les plus fortes teneurs en or et en argent (jusqu'à 2,42 % Zn, 2,16 g/t Au et 6 g/t Ag; Tremblay, 1982; Couture, 1983).

Les travaux d'exploration récents semblent démontrer que ce niveau favorable à la minéralisation de type SMV pourrait se poursuivre sur plusieurs kilomètres vers l'est, jusque dans le feuillet voisin (feuillet SNRC 32H13). Plusieurs décapages réalisés dans le même niveau stratigraphique que l'indice Lac Taché-2 exposent des lentilles de sulfures massifs au contact entre les roches volcaniques mafiques du Membre de David et les tufs à lapillis silicifiés du Membre d'Allard. À l'indice Orofino, l'une de ces lentilles de sulfures apparaît sur une longueur de 25 m pour une épaisseur moyenne de 0,80 m. La teneur moyenne est de 1,44 % Cu, 8,12 % Zn, 0,16 % Pb, 0,27 g/t Au et 51,7 g/t Ag (Laforest, 2013).

À l'ouest du lac Gilman, l'indice Railroad (1,5 % Cu et 3,43 % Zn, échantillon 1903131206) consiste en une lentille de pyrite massive à semi-massive (chert et pyrite) intercalée entre un basalte et un tuf à lapillis mafique au sommet du Membre de David. La lentille est enrichie en manganèse (jusqu'à 2,42 % MnO). La lentille de sulfures semi-massifs de l'indice David à l'ouest du lac Sauvage (0,4 g/t Au, 0,86 % Cu, 0,57 % Zn et 36 g/t Ag, échantillon 2008050004) est sous-jacente à une unité de chert et apparaît sous la forme de chenaux dans les basaltes du Membre de David. La lentille présente également des valeurs anormales en Mn (jusqu'à 4,87 % MnO).

Les minéralisations de type SMV reconnues jusqu'à maintenant dans les roches du second cycle volcanique du Groupe de Roy sont de taille plus modeste comparativement aux dépôts de la mine Lemoine (Lafrance *et al.*, 2006; Mercier-Langevin *et al.*, 2014) et du lac Scott (feuillet SNRC 32G15; Saunders et Allard, 1990; Carignan, 2010). À part l'amas sulfuré de la zone 8-5 de la mine Cooke à Chapais (feuillet SNRC 32G15; Jean Bélanger, 1979), la mine Bruneau située au nord-est de la ville de Chibougamau (figure 2) constitue la seule minéralisation de type SMV exploitée dans les roches du second cycle volcanique. L'essentiel de la minéralisation à la mine Bruneau (environ 90 %) consiste en un réseau de veines de chalcoprite-pyrite orienté N-S à NNE-SSW. Le reste (environ 10 %) forme des lentilles localisées au contact d'une intrusion de gabbro et d'une unité de tuf à lapillis et à blocs. Ces lentilles observées sous terre sont constituées de PY-PO-CP finement disséminées dans deux zones silicifiées riches en épidote (Prochnau, 1968). En surface, le tuf à lapillis et à blocs est recouvert d'une formation de fer à MG-PY et d'une unité de chert lité (Leclerc *et al.*, 2008), suggérant un hiatus local du volcanisme mafique. À l'ouest de la mine Gwillim et dans le secteur du lac Courtois, des lentilles de roches volcanoclastiques sont localement bréchifiées et recouvertes de niveaux d'exhalite à chert-pyrite (Bouchard, 1986; D'Amboise et Therrien, 1988; Allard, 1990).

Dans le secteur à l'étude, la Formation de Blondeau, qui représente le sommet du second cycle volcanique du Groupe de Roy, comprend plusieurs petits indices polymétalliques associés à des conducteurs représentant des niveaux de mudrock graphiteux à PY-PO. Les levés électromagnétiques de type INPUT permettent de tracer facilement ces unités (Trudel *et al.*, 1985 et 1987). Mentionnons le cas des bandes de pyrrhotite de la rivière France (1,94 % Cu et 8,5 g/t Ag; Duquette, 1982) et l'indice O'Leary (0,55 % Cu sur 0,58 m et 0,6 g/t Au sur 7 m; Graham et Hawkins, 1956).

Dépôts porphyriques de Cu-Au ± Mo

Une trentaine d'indices constitués de veines, de veinules et de stockwerks minéralisés en Cu-Au ± Mo ont été découverts dès le début des années 1970 au sud du lac Chibougamau (figure 2) dans les brèches coupant la tonalite (nAchi2) du secteur de la baie Queylus (Cimon, 1971 et 1973) et de la baie Dulieux (gîte Devlin), ainsi que dans la trondhjémite et la trondhjémite porphyrique (nAchi3) du Pluton de Chibougamau (Kavanagh, 1978; Bureau, 1980; Guha *et al.*, 1984; Pilote *et al.*, 1998; Kirkham *et al.*, 1998; Furic, 2006). Au nord de la SiLD, les relations de recoupement entre les dykes felsiques et intermédiaires localisés à la périphérie du Pluton de Chibougamau et les veines et veinules minéralisées impliquent une origine synmagmatique pour la minéralisation de Cu-Au ± Mo des secteurs de l'île Merrill et du lac Clark (figure 2), ainsi qu'à la mine Grandroy (Pilote *et al.*, 1998; Kirkham *et al.*, 1998). À l'est du lac Gwillim, le gisement MC-GOLD et plusieurs indices

de Cu-Au sous la forme de veines et de veinules encaissées dans des intrusions felsiques à phénocristaux de quartz et de feldspath (figure 2) présentent les altérations caractéristiques des systèmes porphyriques (Lépine, 2009).

Les minéralisations porphyriques de Cu-Au ± Mo sont typiquement associées aux zones de brèches et de fractures apparaissant au contact entre les diorites précoces (nAchi1) et les intrusions de tonalite (nAchi2) ou de trondhjémite à structures équi-granulaire ou porphyrique (nAchi3) plus tardives du Pluton de Chibougamau (Bureau, 1980; Kavanagh, 1988; Furic, 2006). La minéralisation se présente généralement sous la forme de sulfures disséminés comprenant la pyrite, la chalcoprite et, accessoirement, la molybdénite. Plusieurs générations de veines et de veinules millimétriques à métriques constituent des réseaux assez denses et ordonnés (stockwerks) composés de magnétite, de pyrite, de chalcoprite et de divers minéraux de gangue. Les brèches minéralisées sont des éléments caractéristiques des districts de minéralisation porphyrique géants de la ceinture circumpacifique. À titre d'exemple, des brèches telles celles de La Colorada (1,1 Mt à 7 % Cu; Bushnell, 1988) du district de Cananea au Mexique (30 Mt Cu, 0,57 Mt Mo, 82 t Au; Cooke *et al.*, 2005) peuvent renfermer des zones à forte teneur en Cu. Dans un district minier comme Chibougamau, ces brèches constituent un élément majeur du point de vue de la métallogénie régionale et peuvent s'avérer des cibles d'exploration d'importance majeure.

Réseaux de veines et de veinules

Une compilation de l'orientation des veines réalisée dans le secteur de la baie Queylus démontre l'existence de deux familles dominantes, une famille principale NE-SW et une famille secondaire NW-SE (figure 17k). D'autres veines moins importantes, orientées NNE-SSW, E-W, NNW-SSE et subhorizontales, ont aussi été identifiées. Bien qu'elles soient presque contemporaines, les veines se mettent généralement en place selon la séquence suivante, établie d'après les relations de recoupement observées dans les différents indices (figure 18) :

1. veines de quartz précoces et veines de microcline;
→ Formation de la brèche de Queylus, injection de dykes felsiques
2. veines et stockwerks de quartz, de tourmaline et de magnétite à peu près synchrones à la bréchification;
3. veines avec altération propylitique, veines minéralisées, amas et disséminations de sulfures (CP-PY);
4. veines de quartz en tension tardives;
5. veines de séricite et veines d'hématite.

Les veines de quartz précoces et les veines de microcline précèdent la formation de la brèche de Queylus. Les veines de tourmaline et de magnétite semblent à peu près synchrones, tandis que les veines minéralisées, les veines avec altération propylitique, les veines de quartz en tension tardives et les veines de séricite se mettent en place après la brèche et les dykes felsiques tardifs (figure 18). Les veines de quartz

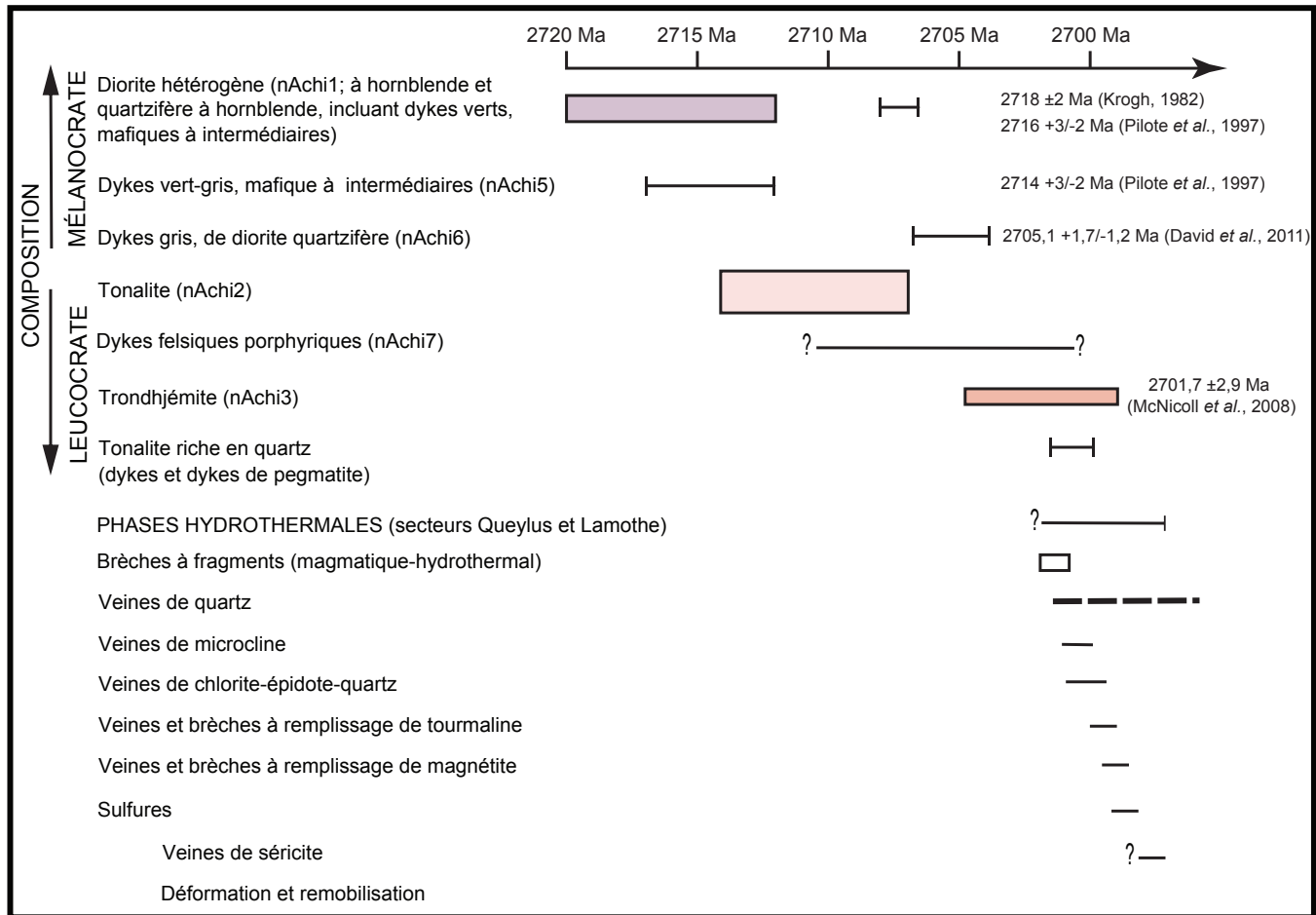


FIGURE 18 - Chronologie schématique et importance des différentes phases intrusives et hydrothermales du Pluton de Chibougamau. La longueur du trait réfère à la durée relative de l'événement et l'épaisseur du trait, au volume de magma. Modifiée de Racicot (1981), Racicot *et al.* (1984) et Pilote *et al.* (1998).

synchrones ou postérieures à l'épisode de bréchification se distinguent par une orientation NE-SW dominante et une orientation NNW-SSE secondaire (figure 17l). Certaines veines de quartz sont manifestement précoces par rapport aux veines de tourmaline et de magnétite, alors que d'autres présentent des relations de recoupement mutuelles avec ces mêmes veines, ce qui semble indiquer une mise en place contemporaine. Des veines de quartz en tension coupent la plupart des veines, à l'exception des veines de séricite et d'hématite tardives. On constate donc l'existence de trois épisodes distincts de mise en place de veines de quartz, ou encore de trois pulsations ou incréments de fracturation reliés à un seul épisode continu associé au paroxysme de l'épisode hydrothermal.

Les veines de tourmaline représentent une part importante du réseau de fractures dans le secteur de la baie Queylus, mais sont moins abondantes dans les autres secteurs. Elles se mettent en place sous la forme de brèches, de stockwerks et de veines en périphérie de la brèche. L'intensité et le schéma de fracturation observés dans ces brèches démontrent un phénomène de fragmentation hydraulique associé peut-être à un régime de transtension (photo 41). La direction dominante des veinules de tourmaline est NW-SE et leur épaisseur varie de quelques millimètres à un décimètre.

Les veines de sulfures sont principalement orientées selon des directions NE-SW et NW-SE (figure 17m), ce qui correspond sensiblement à l'orientation des autres types de veines dans le secteur de Queylus (figure 17k). Elles possèdent généralement des structures drusiques et rubanées qui indiquent une mise en place polyphasée. Ces veines de sulfures contiennent souvent du quartz avec des structures de cristallisation en espace libre (*open space filling*). Le quartz est bréchique ou injecté par la magnétite, ainsi que par des veinules et des amas de sulfures (photo 54). Les veines minéralisées peuvent contenir un cortège très varié de minéraux de gangue typiques de l'altération propylitique (QZ-MG-CL-CB ± SR ± BO ou QZ-EP ± SR ± AP ± CL). La minéralisation est principalement composée de pyrite et de chalcopryrite étroitement associées aux amas de minéraux mafiques et à la magnétite. Dans le secteur de la baie Queylus, un assemblage à TL-ML-QZ ± AP ± CL ± SR ± PY ± CP est aussi observé.

Au nord du lac aux Dorés, dans le secteur du lac Clark (figure 2), l'étude d'un système hydrothermal constitué d'un dense réseau de veinules (espacement régulier de 2 à 5 cm) a permis de définir une zone interne comprenant des veinules de QZ-MO, entourée d'un halo intermédiaire à veinules de QZ-CP-PY responsable d'une forte anomalie électromagné-

tique (Dumont et Potvin, 2006; Kiss et Oneschuk, 2007) et d'un halo externe de veinules de QZ-PY-PO (Pilote *et al.*, 1998). Tout comme dans le secteur de la baie Queylus, la séquence de mise en place des veines et des veinules, ainsi que les relations de recoupement avec les dykes, permettent de déterminer la séquence de mise en place suivante :

1. veines et veinules de QZ-CL;
2. veines et veinules de QZ-MG-CL;
3. veines et veinules de QZ-PY-CP;
→ Bréchification synchrone ou interminérale : certaines veines de QZ-PY-CP sont bréchifiées, alors que d'autres coupent la brèche;
4. veines et veinules de QZ-SR-MO;
→ Dyke interminéral du lac Clark (2715 ± 1 Ma; datation n° 26, tableau 1), coupé par les veinules de QZ-SR-MO. Les veines de QZ-SR-MO sont coupées à leur tour par des dykes de tonalite dans le secteur de la mine Merrill ($2714 \pm 3/-2$ Ma; datation n° 23, tableau 1 et figure 2)
5. veinules d'épidote.

À l'est du lac Gwillim, le gisement MC-GOLD (ou MOP-II; 3,24 Mt à 1,61 g/t Au et 0,04 % Cu, Schmitt et Trudeau, 2009) présente sept types de minéralisations cuprifères et aurifères encaissées dans une intrusion felsique à phénocristaux de quartz et de plagioclase (Lépine, 2009) :

1. veinules de QZ-PY-CP-SR;
2. veinules de QZ-CL-PY-CP;
3. veines de PY-CP \pm Bi;
4. PY-CP disséminées dans les zones fortement silicifiées;
5. PY-CP dans les zones fortement chloritisées;
6. veines de quartz;
7. brèches à fragments de porphyre minéralisé et à fragments de veines de quartz minéralisées.

La minéralisation aurifère à MC-GOLD occupe le cœur du gisement caractérisé par une altération phyllique (séricite et chlorite). La minéralisation en cuivre et molybdène (traces à 1 %; figure 5.11 de Lépine, 2009) se trouve à la périphérie, dans une zone d'altération propylitique (chlorite et carbonates). Enfin, la portion externe du gisement est caractérisée par un halo pyriteux (Lépine, 2009).

Les zones de cisaillement associées à la déformation régionale sont tardives par rapport aux veines minéralisées. Dans le secteur de la baie Queylus (figure 2), les zones de cisaillement sont orientées subparallèlement aux deux principaux réseaux de veines NE-SW et NW-SE et forment un système conjugué (figure 17n). À l'est du lac Gwillim, les veinules minéralisées du gisement MC-GOLD sont complètement transposées dans la schistosité principale à proximité de la zone de cisaillement localisée au sommet du Filon-couche de Roberge (Lépine, 2009).

Altérations

Le Pluton de Chibougamau montre au moins quatre types d'altération reliés au développement de systèmes magmatiques-hydrothermaux. Les altérations propylitique

et phyllique sont les mieux développées. L'altération en hématite est fréquente autour des zones minéralisées, tandis que l'altération potassique a été reconnue uniquement dans le secteur de la brèche de Queylus. Ces altérations se manifestent généralement de deux façons : (1) par le métasomatisme ou la transformation de la minéralogie de la roche encaissante; et (2) par l'injection de veinules millimétriques.

L'altération propylitique est visible dans une grande partie du pluton et représente la première manifestation du système hydrothermal. Elle est caractérisée par la présence de veinules millimétriques composées de l'assemblage CL-EP-QZ \pm CB que l'on retrouve généralement en périphérie des zones minéralisées (photo 55). Près de ces zones, les veines sont composées de l'assemblage QZ-MG-CL-CB \pm SR \pm BO \pm ML ou QZ-PG (AB?) - EP \pm SR \pm AP \pm CL et sont minéralisées en PY-CP. L'altération de la roche hôte se manifeste par le remplacement des minéraux mafiques primaires (hornblende et biotite) par la chlorite, l'épidote et les carbonates.

À l'instar de l'altération propylitique, l'altération phyllique augmente progressivement à l'approche des zones minéralisées. La séricite remplace d'abord le plagioclase, ce qui confère une teinte verdâtre à la tonalite. Dans les zones minéralisées, l'altération phyllique devient plus intense et oblitère les microstructures originales de la roche en plus de produire des veinules de SR \pm BO \pm HM qui coupent l'ensemble des autres veines. Cette altération est donc tardive dans l'évolution du système hydrothermal. Les altérations propylitique et phyllique sont importantes dans toutes les zones minéralisées. De plus, l'abondance de phyllosilicates (micas et chlorite) caractérisant ces altérations favorise le développement de zones de cisaillement tardives par rapport à l'épisode hydrothermal principal (photo 56).

L'altération en hématite est assez répandue dans les zones minéralisées, mais elle se développe de façon irrégulière. Elle prend la forme de lamelles d'hématite dans le plagioclase ou de veinules tardives. Dans ce dernier cas, il pourrait s'agir d'une altération météorique.

L'altération potassique n'a été observée que dans le secteur de la baie Queylus. Elle est composée de ML \pm BO disséminés ou de veinules de ML \pm QZ. Toutefois, l'altération potassique n'est pas clairement reliée à la minéralisation, les zones minéralisées les plus importantes n'étant pas affectées par cette altération.

Filons polymétalliques (Au-Ag-Cu-Zn) dans les failles et les zones de cisaillement précoces (pré-D2)

Plusieurs indices dans le secteur de Chibougamau présentent des veines polymétalliques (Au-Ag-Cu-Zn) associées à des zones de déformation ductile et des fractures d'extension N-S à NNE-SSW précoces par rapport au paroxysme de la déformation régionale D2 (Pilote, 1986; Pilote et Guha, 1998b; Côté-Mantha *et al.*, 2012). Sur les cartes aéromagnétiques, ces structures apparaissent comme

des discontinuités d'extension limitée coupant les linéaments magnétiques E-W (figure 6; Leclerc *et al.*, 2012). La majorité de ces indices sont situés au nord de la ville de Chibougamau (figure 2), à la périphérie du Stock tonalitique du Lac Line ($2707,6 \pm 1,4$ Ma; datation n° 16, tableau 1), une intrusion satellite du Pluton de Chibougamau. Ces minéralisations synmagmatiques à caractère épizonal se situent à la périphérie d'un système magmatique-hydrothermal d'envergure régionale localisé au nord du lac aux Dorés (Pilote et Guha, 1998b; Côté-Mantha *et al.*, 2012).

Le gîte Berrigan, localisé au nord-est du lac Antoinette (ressources historiques de 1,4 Mt à 1,77 g/t Au et 3,17 % Zn; Larouche, 2011), est composé d'un réseau de veinules et de veines de QZ-CC-PO-SP \pm PY \pm GN \pm AS \pm CP \pm Au qui coupent et bréchifient la pyroxénite et la périclase serpentinisée du Filon-couche de Roberge (photo 57). Ces veines sont caractérisées par des fronts d'altération en silice et en chlorite (Pilote, 1986, 1987) et sont logées dans des fractures N-S à NE-SW (010° à 040°) antérieures aux zones de cisaillement inverses E-W associées à la déformation régionale.

Au nord-est de Chibougamau, le gîte Brosman est formé de deux zones minéralisées : une zone de veinules aurifères où la pyrite est le minéral dominant (indice Brosman, 14,2 g/t Au sur 7 m; Pouliot, 1999a et 1999b) et une zone de veines et de veinules polymétalliques de MG-PY-CP à structure rubanée (indice Doré, 5,32 g/t Au, 103 g/t Ag et 7,55 % Cu sur 1,3 m; Pouliot, 1999a et 1999b). Les deux zones se situent le long d'un couloir de fracturation orienté N-S qui coupe le gabbro du Filon-couche de Smith (Horscroft, 1957b; Bédard *et al.*, 2009), les basaltes coussinés et bréchiques, les roches volcanoclastiques felsiques et sédimentaires de la Formation de Blondeau, ainsi que les filons-couches de gabbro comagmatiques du Groupe de Roy. Ce couloir de fracturation est coupé par des zones de cisaillement inverses E-W. Les deux zones minéralisées sont caractérisées par un halo d'altération propylitique diffus (CL-EP) associé à de la pyrite disséminée, qui passe dans la zone de minéralisation polymétallique à une altération pénétrante sodipotassique proximale (AB-CL-CB avec des quantités variables de PY-MG-QZ-EP-AC-BO; Côté-Mantha *et al.*, 2012). Un second épisode d'altération sous la forme de halos millimétriques de CL-CC-QZ-SR-EP bordant les veinules est identifié dans les portions intensément fracturées de la zone aurifère (Côté-Mantha *et al.*, 2012).

Filons à Cu-Au dans les zones de cisaillement NW-SE et NE-SW

La découverte des filons de Cu-Au du camp minier de Chibougamau est survenue très tôt dans son histoire, dès les premières expéditions des géologues de la Commission géologique du Canada (voir le récit détaillé dans Daigneault et Allard, 1990). Ces campagnes de cartographie furent suivies de nombreuses découvertes, mais ce n'est qu'avec l'arrivée de la route gravelée (1948) et du chemin de fer (1958) que

s'est concrétisé l'essor des camps miniers de Chibougamau et de Chapais (Allard, 1976). À Chibougamau, pas moins de dix mines exploitant des filons de Cu-Au sont entrées en production au cours de la période 1955 à 1960 (tableau 6). Entre 1955 et 2008, 16 mines ont exploité ce type de minéralisation pour une production cumulée de 53,5 Mt de minerai représentant 944 655 t Cu, 110,1 t Au et 35,7 t Ag (tableau 6).

La majorité des filons de Cu-Au exploités dans les zones de cisaillement NW-SE coupent les roches de la zone de bordure et de la zone anorthositique de la partie nord de la SiLD. Le protolite est progressivement transformé en schiste à SR-QZ-CB-CL \pm CR à l'intérieur des zones de cisaillement dont la largeur est généralement inférieure à 300 m (Daigneault, 1991). Dans le secteur de l'île Merrill (figure 2), les veines riches en sulfures (QZ-PY-CP-PO-SP-GN) sont subparallèles à légèrement obliques par rapport aux dykes de tonalite porphyrique orientés 120° ($2714 \pm 3/-2$ Ma; datation n° 23, tableau 1). Ces dykes coupent un réseau de filonnets de QZ-SR-MO associés à la mise en place d'un système porphyrique d'envergure régionale (voir section « Réseaux de veines et de veinules ») et s'enracinent dans une apophyse de tonalite porphyrique contemporaine du Pluton de Chibougamau (2718 ± 2 Ma; datation n° 28, tableau 1). Le synchronisme de ces deux types de minéralisations semble indiquer qu'elles résultent d'un même processus magmatique-hydrothermal (Pilote et Guha, 1998a).

À la mine Copper Rand (Magnan *et al.*, 1999), la zone de déformation orientée $120^\circ/65^\circ$ se superpose à des veines riches en sulfures présentant un rubanement millimétrique à centimétrique et à des veines de SD-AK-MG-PY-CP-QZ. Deux ensembles de veines de QZ-CB-(PY \pm CP) \pm TL \pm Au subhorizontales (veines en extension) et parallèles à la schistosité (veines de cisaillement) sont probablement synchrones à l'épisode de déformation. Des dykes felsiques foliés, mais non minéralisés ($2705 \pm 1,7/-1,2$ Ma; datation n° 21, tableau 1), présentent une bordure figée au contact des veines précoces riches en sulfures, ce qui implique que leur mise en place est postérieure à l'épisode de minéralisation et antérieure à la déformation principale (Magnan *et al.*, 1999).

Les mines Henderson I, Henderson II et Portage ont exploité des filons de Cu-Au logés dans la Zone de cisaillement de Henderson-Portage, une structure parallèle à la Zone de cisaillement de McKenzie qui présente une orientation NE-SW et un mouvement inverse-dextre (D3). À l'intérieur de cette zone de cisaillement, la structure de cumulat caractéristique des gabbros leucocrates (« gabbros anorthositiques ») disparaît progressivement pour former des zones de schistes à SR-CL-AK-QZ-CC \pm CR hôtes de la minéralisation. Les veines à structure massive sont composées de carbonates (ankérite et sidérite), de magnétite et de sulfures (PY-CP-PO). À la mine Portage, la zone de cisaillement E-W hôte de la veine McKenzie coupe la Zone de cisaillement NE-SW de Henderson-Portage (Tessier *et al.*, 1995), ce qui implique que cette dernière est antérieure ou synchrone à la déformation régionale D2, bien que le

dernier mouvement oblique le long de la Zone de cisaillement du Lac Doré-McKenzie soit inverse-dextre (Leclerc *et al.*, 2012).

Entre 1973 et 1979, Rio Algom Explorations et Flanagan McAdam ont mis au jour une série de veines de Cu-Au dans des zones de cisaillement de direction N-S à l'est de la baie Corner, sur le flanc sud de l'Anticlinal de Chibougamau. Les travaux dans ce secteur ont ultimement conduit à la découverte, en 1981, du gîte de Corner Bay (figure 2; Bertoni et Vachon, 1984). Les veines de tension à Cu-Au de ce gisement sont encaissées dans une zone de cisaillement N-S dont les extensions sont limitées par des zones de cisaillement NW-SE (corridors « La Chib » et « A-B-C-D » de Bellavance *et al.*, 1993). D'autres zones de cisaillement minéralisées sont orientées E-W et présentent des similitudes avec les structures associées aux gisements de Cu-Au filoniens du secteur du lac aux Dorés (Roy *et al.*, 2006). Le gisement de Corner Bay constitue de ce fait le premier exemple notable de minéralisation de type filons à Cu-Au sur le flanc sud de l'Anticlinal de Chibougamau.

Les données géophysiques (Dumont et Potvin, 2006; Kiss et Oneschuk, 2007) montrent la continuité des zones de cisaillement NW-SE et NE-SW au-delà des zones déjà exploitées dans le camp minier de Chibougamau, notamment sous les lacs aux Dorés et Chibougamau. Au cours des années 90, plusieurs campagnes de forages ont mené à la découverte, dans la partie nord de la SiLD, des gîtes de Cu-Au des zones « K », « S » et « T » (Gervais *et al.*, 1992; Fournier, 1996; Bellavance, 1997; Schmitt, 1998). Au nord de la ville de Chibougamau, les travaux d'exploration de SOQUEM (Pouliot, 2003; Côté-Mantha, 2009) ont permis de caractériser les gîtes filoniens de Cu-Au dans les zones de cisaillement NW-SE coupant le gabbro du Filon-couche de Smith (gîtes Lessard, Main Showing). Dans le secteur nord-est de la baie Nepton, les gîtes Riv. Nepton-1, Chevette et Turtle Showing sont tous constitués de filons de Cu-Au encaissés dans des zones de cisaillement NW-SE coupant les roches de la zone anorthositique (Derosier, 2005). Ces exemples démontrent que le potentiel de découverte des gisements filoniens de Cu-Au n'est pas uniquement restreint au secteur immédiat du lac aux Dorés.

Filons à Au et Au-Cu dans les zones de cisaillement E-W (or de type orogénique)

La veine aurifère McKenzie (figure 2), mise au jour par Peter McKenzie en 1903 sur la pointe de l'île du Portage (Daigneault et Allard, 1990), constitue l'un des premiers indices découverts dans le camp minier de Chibougamau. La zone de cisaillement hôte de la minéralisation coupe un gabbro leucocrate de la SiLD transformé en schiste sur plus de 350 m de longueur (Tessier *et al.*, 1995). Cette structure est orientée E-W avec un fort pendage vers le sud. La zone est formée de veines de cisaillement de QZ-CB-TL (065°-120°/75°-80°) minéralisées en PY-CP-PO \pm Au \pm SP

\pm GN (Tessier *et al.*, 1995). Les veines de cisaillement ont une structure rubanée indiquant des ouvertures multiples. Des veines d'extension subhorizontales sont associées aux veines de cisaillement et montrent des fibres de QZ-TL-CB perpendiculaires aux contacts avec l'encaissant. Plusieurs failles NNE décalent la zone minéralisée et viennent compliquer la recherche des extensions de la veine McKenzie.

Au nord de la ville de Chibougamau, les roches de la portion supérieure du Filon-couche de Bourbeau (leucogabbro, ferrogabbro et ferrodiorite quartzifère) sont l'hôte des veines aurifères no 1 (035°/50°) et no 4 (000°/60°) de la mine Norbeau (figure 2). Cette mine a été exploitée de 1964 à 1969 pour une production totale de 380 000 t de minerai titrant 13,98 g/t Au et 1,88 g/t Ag (tableau 6). Dans le même secteur, les veines Shecapio-New Vein (092°/63°), Sharpe (090°/60°) et Mann (087°/87°), associées à des zones de cisaillement ductiles-cassantes orientées E-W, montrent une altération en CL-SR-CB typique des gisements d'or de type orogénique (Dubé et Guha, 1987; Dubé, 1990; Dubé et Gosselin, 2007). La minéralisation se présente essentiellement sous la forme de pyrite disséminée accompagnée localement d'arsénopyrite dans une gangue de quartz. L'or natif apparaît en inclusions ou au contact de la pyrite et de l'arsénopyrite, ou en remplissage de fractures dans le quartz (Dubé, 1990).

La mine Gwillim (figure 2), située à l'ouest du lac du même nom, a permis d'exploiter les veines aurifères Principale, Nord et Est. Ces veines sont encaissées dans des zones de cisaillement E-W à fort pendage vers le nord (Bouchard, 1986). Au cours de la période 1980 à 1984, la mine Gwillim a produit 254 066 t de minerai à une teneur de 4,79 g/t Au et 4,56 g/t Ag (tableau 6). Les roches hôtes sont les basaltes de la Formation de Bruneau coupés par des filons-couches de gabbros comagmatiques. Les veines de QZ-CB bréchifiées et recristallisées contiennent une minéralisation de PY-CP disséminées, en bandes irrégulières à l'intérieur des veines ou en bordure de celles-ci (Bouchard, 1986). L'or microscopique apparaît en inclusions ou en bordure des grains de pyrite, ou disséminé dans la gangue (Bouchard, 1986). Tout comme à la mine Norbeau, l'altération en bordure des veines se compose de séricite, de chlorite et de carbonate (ankérite).

D'autres secteurs présentent un potentiel intéressant pour la recherche de filons à Au et Au-Cu dans des zones de cisaillement E-W. La Zone de cisaillement du Lac France, à l'extrémité NE du secteur cartographié (figure 2), est l'hôte du gîte Monexco (feuille 32H13 adjacent à l'est). Ce gîte est composé de veines de QZ-AK-TL-PY-Au en extension orientées N-S et NNE-SSW qui coupent des roches volcaniques et sédimentaires de la Formation de Bruneau, des gabbros et des intrusions felsiques (Vézina *et al.*, 2014). On a obtenu des valeurs atteignant 137 g/t Au sur 0,5 m et 112,5 g/t Au sur 1,0 m en rainure (Beauregard et Gaudreault, 2008). Sur la rive sud du lac Chevrillon (figure 2), la Zone de cisaillement de Faribault met en contact les basaltes de la Formation de Bruneau et les tufs à lapillis et les arkoses de la Formation de Bordeleau. Plusieurs indices filoniens à

$Au \pm Ag \pm Zn \pm Cu$ sont associés à des zones de cisaillement E-W et NW-SE de ce secteur (Masson et Beaudry, 1987).

Plus récemment, les travaux de cartographie effectués dans le sud du secteur à l'étude ont permis d'établir que la Zone de déformation de Palmer-Tippecanoe représentait le contrôle structural majeur d'une série d'indices aurifères (Roy *et al.*, 2005 et 2006).

DISCUSSION ET CONCLUSION

Corrélations stratigraphiques entre la région de Chibougamau et le reste de l'Abitibi

La révision cartographique et l'ajout de nombreuses données géochronologiques permettent d'établir des corrélations stratigraphiques entre les unités du secteur de Chibougamau et les assemblages tectoniques reconnus dans le reste de l'Abitibi (Ontario Geological Survey, 1992; Thurston *et al.*, 2008; Goutier et Melançon, 2010; figures 1 et 19) :

1. Les formations des Vents (feuillet SNRC 32G10 et 32G07; $2798,7 \pm 0,7$ Ma, Davis *et al.*, 2014; 2759 ± 2 Ma, Mortensen, 1993) et de Chrissie (feuillet SNRC 32G14 et 32G15; $2791,4 \pm 3,7/-2,8$ Ma, David *et al.*, 2011) constituent les plus anciennes unités de roches volcaniques de l'Abitibi, avec celles de la Formation de Fecteau dans le secteur d'Urban-Barry (feuillet SNRC 32G03; $2791 \pm 1,0$ Ma, Bandyayera *et al.*, 2003). Une roche volcanique felsique dans le secteur du lac Storm (feuillet SNRC 32K16), à l'ouest de la mine Troilus, a été datée à $2755,5 \pm 0,9$ Ma (Bandyayera et Sharma, 2001).
2. Les roches volcaniques felsiques de la Formation de Waconichi, au sommet du premier cycle volcanique du Groupe de Roy dans la région de Chibougamau (2730-2727 Ma; datations n° 6 à 13, tableau 1), correspondent à l'assemblage de Deloro (2734-2724 Ma), très répandu dans la partie nord de l'Abitibi.
3. La Formation de Bruneau ($2724,4 \pm 1,2$ Ma; datation n° 5, tableau 1), à la base du second cycle volcanique, correspond à l'assemblage de Stoughton-Roquemaure (2723-2720 Ma). La Formation de Blondeau ($<2721 \pm 3$ Ma; datation n° 4, tableau 1), au sommet du second cycle volcanique, est contemporaine de l'assemblage de Kidd-Munro (2719-2710 Ma).
4. Les roches volcaniques d'âges équivalents aux assemblages de Tisdale (2710-2704 Ma) et de Blake River (2704-2701 Ma) n'ont pas été reconnues dans la région de Chibougamau.
5. Les âges maximaux de sédimentation obtenus pour la Formation de Stella ($<2704 \pm 2$ Ma; datation n° 2, tableau 1) et la Formation de Haüy ($<2691,7 \pm 2,9$ Ma; datation n° 1, tableau 1) dans le secteur de Chibougamau sont respectivement 6 à 9 Ma plus vieux que ceux des

assemblages de Porcupine (2695 Ma) et de Timiskaming (2685 Ma) qui occupent la partie sud de l'Abitibi. Le rajeunissement des âges maximaux de sédimentation du nord vers le sud de l'Abitibi pour les assemblages sédimentaires équivalents avait déjà été mentionné par Mueller et Donaldson (1992) et Daigneault *et al.* (2004).

Contraintes géochronologiques sur la durée de déformation régionale à Chibougamau

Le Pluton de Chibougamau comprend des diorites à hornblende et des tonalites équi-granulaires (2718-2715 Ma; datations n° 22, 23, 24, 26, 27 et 28, tableau 1) contemporaines aux roches sédimentaires de la Formation de Blondeau (<2721 Ma-2718 Ma; datations n° 4 et 19, tableau 1). Les phases plus tardives, composées de diorite quartzifère (2705 Ma; datation n° 21, tableau 1) et de tonalite porphyrique (2702 Ma; datation n° 20, tableau 1), sont contemporaines des intrusions satellites tels le Stock tonalitique du Lac Line (2707 Ma; datation n° 16, tableau 1) et le Pluton granodioritique de Muscocho (2701 Ma; datation n° 15, tableau 1), de même que des roches sédimentaires de la Formation de Stella (<2704 Ma, datation n° 2, tableau 1). Puisque les conglomérats de la Formation de Stella contiennent des clastes de tonalite équi-granulaire de la phase précoce du Pluton de Chibougamau (nAchi2), la durée minimale de l'épisode de soulèvement et d'érosion des roches du Groupe de Roy jusqu'à la racine plutonique est d'environ 14 Ma (2718-2704 Ma). Les conglomérats du Stella au nord du lac Dollier et au nord-est du lac Laura (feuillet 32G15; Leclerc et Houle, 2013) sont également caractérisés par une forte schistosité, ce qui implique que le paroxysme de la déformation régionale est postérieur à 2704 Ma. Les conglomérats de la Formation de Haüy présentent une schistosité régionale S2a intense en bordure de la Zone de cisaillement de Kapunapotagen, au nord du lac Dollier. L'âge maximal du dépôt de cette unité (<2692 Ma; datation n° 1, tableau 1) représente donc l'âge maximal de l'épisode de déformation régionale dans le secteur de Chibougamau. Cette hypothèse est corroborée par : a) l'âge modèle Pb-Pb de 2680 Ma pour la minéralisation associée aux zones de cisaillement F2 à la mine Norbeau (Thorpe *et al.*, 1984), et b) les âges de 2690 à 2680 Ma pour le métamorphisme au faciès des amphibolites au sud de Chibougamau, dans le Parautochtone de la Province de Grenville (Krogh, 1994). Les données thermochronologiques (^{39}Ar - ^{40}Ar) provenant des unités situées à la limite entre les sous-provinces d'Abitibi et d'Opatika (Daoudene *et al.*, 2014 et 2016) démontrent que la durée de la déformation régionale dans la région de Chibougamau (environ 2697 à 2631 Ma) est comparable à celle du métamorphisme régional au faciès des amphibolites dans le sud de l'Opatika (environ 2685 à 2632 Ma).

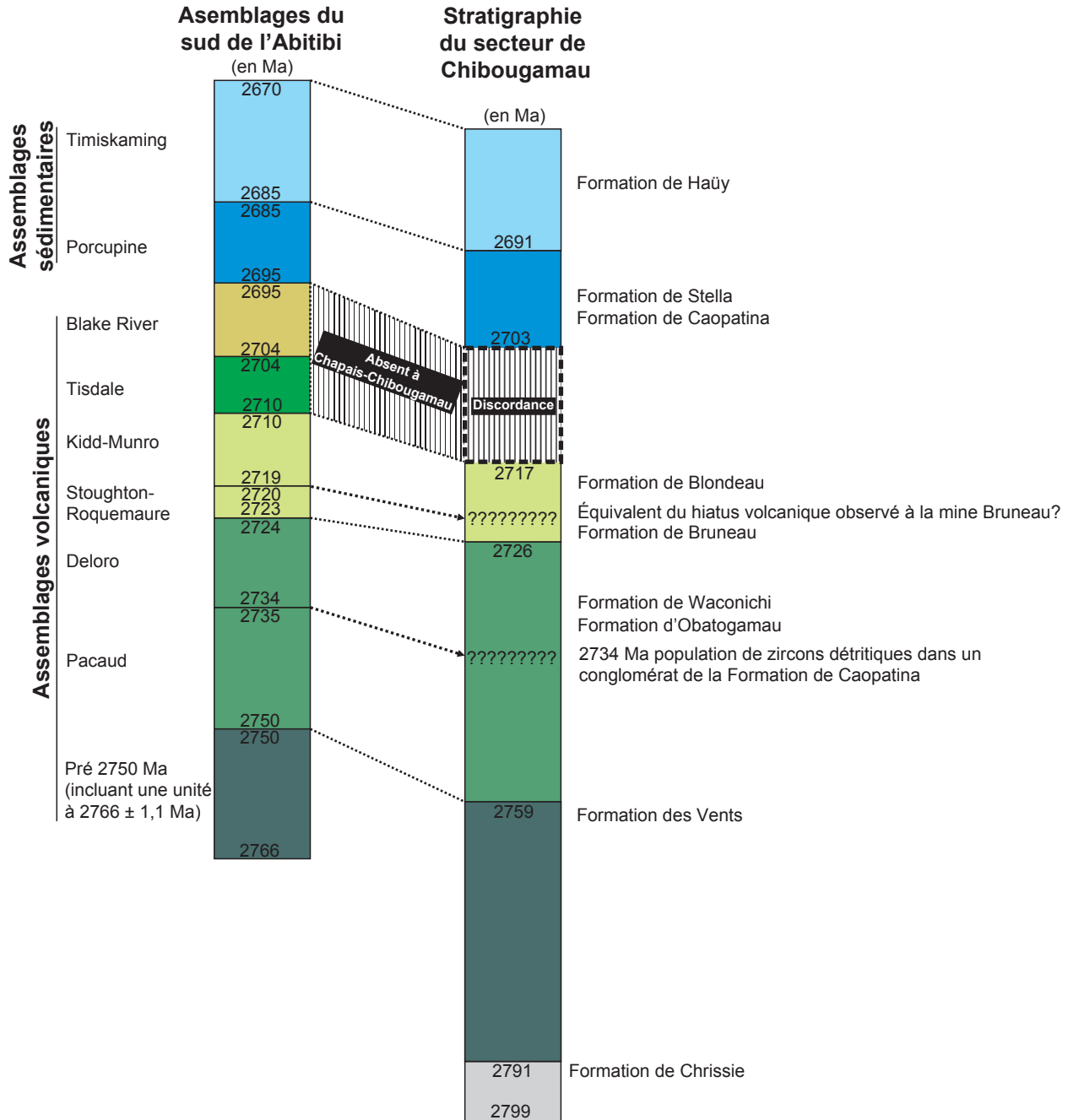


FIGURE 19 - Corrélations stratigraphiques entre les assemblages du sud de l'Abitibi (Thurston *et al.*, 2008; Goutier et Melançon, 2010) et les unités du secteur de Chibougamau.

Cibles à privilégier pour l'exploration minière

Les dépôts de Fe-Ti-V sont associés aux magnétitites massives de la zone litée de la SiLD. Actuellement, les gisements les mieux connus se trouvent au sud-est du lac Chibougamau, mais des magnétitites ont également été identifiées sur le flanc nord de l'Anticlinal de Chibougamau. Les analyses multiparamétriques des carottes de forage dans le secteur du lac Taché (Ross *et al.*, 2013 et 2014) ont mis en évidence une répétition tectonique des roches de la zone litée (incluant les dépôts de Fe-Ti-V associés aux magnétitites

massives) de la SiLD analogue à la situation déjà décrite par Daigneault et Allard (1990) dans le secteur de l'île du Portage et par Gaucher (1960) dans le secteur du mont du Sorcier. Les forages effectués par Mines indépendantes Chibougamau dans ces secteurs (communiqué de presse du 2 décembre 2013) ont coupé des lits de magnétitite avec des valeurs en vanadium comparables à celles obtenues sur le flanc sud de l'Anticlinal de Chibougamau.

L'exploration pour les dépôts de type SMV se poursuit dans le secteur de la mine Lemoine, à l'intérieur des roches du Membre de Lemoine (Boulerice *et al.*, 2014; Mercier-Langevin *et al.*, 2014). Des analyses multiparamétriques de

carottes de forage ont été réalisées dans le but d'améliorer la cartographie géologique du secteur, de détecter les halos d'altération et de définir des vecteurs pour la minéralisation de type SMV (Ross *et al.*, 2013 et 2014). Ce programme incluait également l'étude de carottes de forage provenant du secteur Lempira-lac Taché, au nord de la SiLD. Dans la partie sommitale du Membre de David, les lentilles de sulfures massifs à semi-massifs montrent un contenu anomal en manganèse et sont recouvertes d'unités de chert (indices David, Railroad, Sulphur Converting, Lac Taché-2, Orofino) qui témoignent d'une pause dans le volcanisme. La recherche pour des amas sulfurés devrait être concentrée le long de ce niveau repère stratigraphique. À la mine Bruneau, environ 10 % de la production provient d'un niveau stratiforme de sulfures disséminés à l'intérieur d'une unité de roches volcanoclastiques (Prochnau, 1968). La présence de zones fortement altérées en chlorite-épidote-silice semble indiquer la possibilité de trouver d'autres minéralisations de type SMV dans l'environnement de la mine.

Les dépôts porphyriques de Cu-Au \pm Mo sont typiquement associés aux brèches et aux zones de stockwerk résultant de la mise en place des diverses phases du Pluton de Chibougamau (Queylus, Devlin, lac Clark). Ces corps minéralisés présentent typiquement des zonations du point de vue de la composition et du type d'altération. Certains dépôts sont également reliés aux intrusions à phénocristaux de quartz et de plagioclase qui coupent la Formation de Bruneau (par ex : gisement MC-GOLD). De telles intrusions apparaissent également au sud de la Zone de cisaillement du Lac France (Jacques Bélanger, 1979; Evans, 1991), un secteur qui pourrait donc représenter un potentiel intéressant pour ce type de minéralisation.

Au nord de Chibougamau, des filons polymétalliques à Au-Ag-Cu-Zn sont logés dans les fractures et les failles précoces (pré-D2) discordantes (NW, N, NE) par rapport

au grain tectonique E-W dominant. Plusieurs de ces minéralisations sont encaissées dans des intrusions mafiques compétentes comme la Suite intrusive de Cummings (par ex : gîte Berrigan) ou le Filon-couche de Smith (gîte Brosman). De tels filons pourraient également se trouver dans le secteur compris entre le lac Cummings et la baie McKenzie, où les roches mafiques à ultramafiques de la Suite intrusive de Cummings sont coupées par des failles et des zones de cisaillement d'orientation NNE-SSW à N-S.

L'intégration des travaux de compilation à l'échelle 1/10 000 dans le secteur du lac aux Dorés (Houle, 1990) a permis d'améliorer de façon notable la connaissance géologique du camp minier de Chibougamau, notamment par l'ajout des zones de schistes à chlorite-séricite-ankérite sous les lacs aux Dorés et Chibougamau. Les nouvelles données géologiques, combinées aux images géophysiques rehaussées (Harris *et al.*, 2009), permettent de visualiser les zones de cisaillement NW-SE (*mine shears*) et leurs intersections avec les zones de cisaillement NE-SW. Ces intersections correspondent dans plusieurs cas à l'emplacement des mines et des gîtes et constituent donc des cibles à privilégier pour la découverte de ce type de minéralisations.

Les filons à Au et à Au-Cu dans les zones de cisaillement E-W (or de type orogénique) ont été exploités aux mines Norbeau, Gwillim et Portage (veine McKenzie). En raison de l'environnement structural complexe de ces dépôts, il est souvent difficile de suivre les veines minéralisées associées à ces zones de cisaillement E-W de second ordre. Au sud du lac Chibougamau, la compilation de plusieurs indices aurifères a permis de définir le couloir minéralisé de Palmer-Tippecanoe (Roy *et al.*, 2005). L'extension NE de ce couloir au-delà de la zone de cisaillement NNE-SSW du lac Dufresne correspond au regroupement d'indices aurifères du secteur du lac Delinel.

RÉFÉRENCES

- ALLARD, G.O., 1956 – The geology of a portion of McKenzie Township, Chibougamau District, Quebec. John Hopkins University; thèse de doctorat, 168 pages.
- ALLARD, G.O., 1967 – Géologie du quart nord-ouest du canton de Rinfret, comtés d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 567, 24 pages, 1 plan.
- ALLARD, G.O., 1970 – Géologie du quart nord-ouest du canton de Lemoine, comtés d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 589, 21 pages, 1 plan.
- ALLARD, G.O., 1972a – Northeast Quarter of Scott Township. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 118, 21 pages, 1 plan.
- ALLARD, G.O., 1972b – Precambrian geology and mineral deposits of the Noranda – Val-d'Or and Matagami-Chibougamau greenstone belts, Quebec. Guidebook for IGC excursion A-41-C, 100 pages.
- ALLARD, G.O., 1973 – Some Speculations Regarding the Lower Hidden Zone of the Dore Lake Complex and Its Potential Mineral Resources. Geological Society of America Bulletin; volume 84, pages 717-724.
- ALLARD, G.O., 1975 – Géologie du quart nord-est du canton de Scott. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 609, 52 pages, 1 plan.
- ALLARD, G.O., 1976 – Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 368, 446 pages, 2 plans.
- ALLARD, G.O., 1979 – Prolongement du Complexe du Lac Doré dans la Province de Grenville à l'est de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 685, 24 pages, 1 plan.
- ALLARD, G.O., 1981 – Quart sud-ouest du canton de Rinfret et partie du quart sud-est du canton de Lemoine. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV 759, 104 pages, 1 plan.
- ALLARD, G.O. – ASSAD, R., 1968 – Discovery of vanadium in Chibougamau, Quebec. Canadian Mineralogist; volume 9, page 569.
- ALLARD, G.O. – CATY, J.-L., 1969 – Géologie du quart nord-est et d'une partie du quart sud-est du canton de Lemoine, comtés d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 566, 22 pages, 1 plan.
- ALLARD, G.O. – CATY, J.-L. – CHOWN, E.H. – CIMON, J. – GOBEIL, A. – BAKER, D., 1979 – Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Association géologique du Canada et Association minéralogique du Canada; livret-guide de l'excursion B-1, 95 pages.
- ALLARD, G.O. – CATY, J.-L. – GOBEIL, A., 1985. – The Archean supracrustal rocks of the Chibougamau area. In: Evolution of Archean Supracrustal Sequences (Ayres, L.D., Thurston, P.D., Card, K.D. and Weber, W., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 28, pages 55-63.
- ALLARD, P., 1990 – Rapport de synthèse, projet France (101037). SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 50200, 343 pages, 14 plans.
- ASSAD, R., 1968 – Formation de magnétite titanifère et vanadifère. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 005, 77 pages, 3 plans.
- ASTIER, J. – BOUDIER, Y. – BOULAY, J.S. – BUBENICK, L. – IVANIER, 1970 – Magnétites vanadifères et titanifères de Chibougamau. Institut de la Sidérurgie française (IRSID); rapport RC107.
- AUGER, A., 1988 – Levé gravimétrique dans la région de Chibougamau-Chapais. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 88-26, 80 pages, 5 plans.
- AVRAMTCHEV, L., 1975a – Géologie du quart nord-est du canton de McCorkill – Comtés d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 611, 62 pages, 1 plan.
- AVRAMTCHEV, L., 1975b – Quart sud-ouest du canton de Barlow. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 120, 36 pages, 1 plan.
- AVRAMTCHEV, L., 1975c – Le gisement de magnétite titanifère et vanadifère : canton de Rinfret, Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 309, 73 pages, 1 plan.
- BAKER, D.J., 1980 – The metamorphic and structural history of the Grenville Front near Chibougamau, Quebec. Georgia University, Athens, Georgia; thèse de doctorat, 464 pages.
- BANDYAYERA, D. – SHARMA, K.N.M., 2001 – Minéralisations en Ni-Cu-ÉGP dans la bande volcano-sédimentaire de Frotet-Evans. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2001-06, 74 pages.
- BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – DOYON, J. – SHARMA, K.N.M., 2003 – Géologie de la région du lac Hébert. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2003-07, 59 pages, 4 plans.
- BANDYAYERA, D. – CADÉRON, S. – HOULE, P. – SHARMA, K.N.M., 2005 – Géologie de la région du lac Mitchisso (SNRC 32H13). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2005-04, 12 pages, 4 plans.
- BEAUREGARD, A.J. – GAUDREAU, D., 2008 – Rapport technique NI 43-101 de la propriété Monexo. Exploration Typhon, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64620, 107 pages.
- BÉDARD, J.H. – LECLERC, F. – HARRIS, L.B. – GOULET, N., 2009 – Intra-sill magmatic evolution in the Cummings Complex, Abitibi greenstone belt: Tholeiitic to calc-alkaline magmatism recorded in a subvolcanic conduit system. Lithos; volume 111, pages 47-71.
- BÉLANGER, Jacques, 1979 – Étude de la zone de transition entre la Formation de Waconichi et la Formation de Gilman, Groupe de Roy, Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 83 pages.
- BÉLANGER, Jean, 1979 – Caractérisation pétrographique et géochimique de la zone cupro-zincifère «8-5» et de ses roches encaissantes, secteur Cooke, Mines Opemiska, Chapais. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 145 pages.
- BELLAVANCE, Y., 1997 – Campagne de forage, projet Chibougamau (1119). SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 54968, 126 pages, 6 plans.
- BELLAVANCE, Y. – FOLCO, P. – SCHMITT, L. – D'AMBOISE, P., 1993 – Campagne d'exploration été 1992, Corner Bay. SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 51806, 131 pages, 21 pages.

- BENN, K. – SAWYER, E.W. – BOUCHEZ, J.-L., 1992 – Orogen parallel and transverse shearing in the Opatica belt, Quebec : implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2429-2444.
- BENN, K. – MOYEN, J.-F., 2008 – The Late Archean Abitibi-Opatica terrane, Superior Province : A modified oceanic plateau. *In*: When Did Plate Tectonic Begin on Planet Earth? (Condie, K.C. and Pease, V., editors). Geological Society of America; Special Paper 440, pages 173-197.
- BERTONI, C.H. – VACHON, A., 1984 – The Corner Bay Deposit : A new discovery in the Dore Lake Complex. *In*: Chibougamau : stratigraphy and mineralization (Guha, J. and Chown, E.H., editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; volume 34, pages 319-328.
- BEULLAC, R., 1987 – Géologie de la demie nord du canton de Barlow, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-05, 44 pages, 2 plans.
- BOUCHARD, G., 1986 – Environnement géologique du gisement aurifère de la mine Gwillim. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 83 pages.
- BOULERICE, A. – ROSS, P.S. – MERCIER-LANGEVIN, P. – LÉPINE, S. – LECLERC, F., 2013 – Volcanologie de la Formation de Waconichi, secteur Lemoine, Chibougamau (sous-province de l'Abitibi). Résumés des conférences et des photoprésentations, Québec Mines 2013. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2014-03, page 59
- BOULERICE, A.R. – ROSS, P.S. – MERCIER-LANGEVIN, P. – LÉPINE, S. – LECLERC, F., 2014 – Volcanologie et altération, Formation de Waconichi, Membre de Lemoine, Chibougamau (Sous-province de l'Abitibi) : implications pour l'exploration. Résumés des conférences et des photoprésentations, Québec Mines 2014. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelle, Québec; DV 2015-03, page 67.
- BRISSON, T., 2007 – Rapport sur les travaux 2006, projet Scott Lake. Ressources Cogitore, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 63253, 466 pages, 12 plans.
- BRISSON, T., 2008 – Travaux 2008, projet Scott Lake. Ressources Cogitore, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 63639, 475 pages, 17 plans.
- BRISSON, T., 2009 – Travaux 2008-2009, projet Scott Lake. Ressources Cogitore, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64720, 619 pages, 11 plans.
- BUCHAN, K.L. – MORTENSEN, J.K. – CARD, K.D., 1993 – Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1286-1296.
- BUDREVICS, V. – KLOEREN, C.J. – MORASSE, M., 1972 – Rapport sur les claims du groupe Sulphur Converting. Campbell Chibougamau Mines, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 28549, 13 pages, 25 plans.
- BUREAU, S., 1980 – Zone de brèches associées à des gîtes de porphyres cuprifères dans la région de Chibougamau, Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 103 pages.
- BUSHNELL, S.E., 1988 – Mineralization at Cananea, Sonora, Mexico, and paragenesis and zoning of breccia pipes in quartzofeldspathic rock. *Economic Geology*; volume 83, pages 1760-1781.
- CADÉRON, S. – ROY, P. – BANDYAYERA, D. – SHARMA, K.N.M., 2005 – Étude métamorphique d'un segment du Front du Grenville. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2005-03, 12 pages.
- CARIGNAN, G., 2010 – Les amas sulfurés à cuivre-zinc archéens du Lac Scott, Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 116 pages.
- CASTONGUAY, G., 1975 – Le gisement fer, titane et vanadium du MRN, état de la situation, mai 1975. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 314, 20 pages.
- CATY, J.L., 1975 – Géologie de la demie ouest du canton de Richardson (comté d'Abitibi-Est). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 342, 14 pages, 2 plans.
- CATY, J.L., 1978 – Canton de Richardson (comté d'Abitibi-Est) – Rapport intérimaire. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 606, 37 pages, 1 plan
- CATY, J.L., 1979 – Géologie de la demie ouest du canton de Bignell. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 678, 22 pages, 1 plan.
- CHAMPAGNE, P., 1988 – Projet Baie Machin, canton de Roy, Chibougamau. Westminer Canada, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 48129, 18 pages, 6 plans.
- CHARBONNEAU, J.-M. – PICARD, C. – DUPUIS-HÉBERT, L., 1991 – Synthèse géologique de la région de Chapais-Branssat (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 88-01, 200 pages, 13 plans.
- CHOWN, E.H. – GOBEIL, A., 1990 – Clastic dykes of the Chibougamau Formation: distribution and origin. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 27, pages 1111-1114.
- CHOWN, E.H. – DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W., 1991 – Geological setting of the eastern extremity of the Abitibi belt *In*: Litho-tectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi greenstone belt (fieldtrip 3) (Guha, J. and Chown, E.H., editors). Geological Survey of Canada; Open File 2158, pages 1-32.
- CHRISTMANN, P.B., 1973 – Rapport géologique sur la moitié sud du canton de Scott, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 319, 80 pages, 2 plans.
- CHRISTMANN, P., 1974 – Rapport préliminaire sur la moitié sud du canton de Scott, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 217, 25 pages, 1 plan.
- CIBOROWSKI, T.J.R. – KERR, A.C. – McDONALD, I. – ERNST, R.E. – HUGHES, H.S.R. – MINIFIE, M.J., 2014 – The geochemistry and petrogenesis of the Paleoproterozoic du Chef dyke swarm, Québec, Canada. *Precambrian Research*; volume 250, pages 151-166.
- CIESIELSKI, A. – OUELLET, E., 1988 – Le Front du Grenville dans la région de Chibougamau (Québec). Commission géologique du Canada; Recherches en cours, Étude 85-1B, pages 303-317.

- CIESIELSKI, A. – MADORE, L., 1989 – Litho-Tectonic Map of the Grenville Front, the Archean Parautochthonous Orthogneisses and Proterozoic Dykes in the Central Grenville Province, Southeast of Chibougamau, Quebec. Geological Survey of Canada; Open File 2059, 1 plan.
- CIMON, J., 1971 – Rapport préliminaire sur le quart nord-ouest du canton de Queylus et le quart nord-est du canton de Haüy. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 056, 25 pages, 1 plan.
- CIMON, J., 1973 – Possibility of an Archean porphyry copper in Quebec. Canadian Mining Journal; volume 94, page 97.
- CIMON, J., 1976a – Cantons de Queylus (NO) et Haüy (NE). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 613, 45 pages, 1 plan.
- CIMON, J., 1976b – Géologie du canton de Queylus (NE), comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 439, 36 pages, 1 plan.
- CIMON, J., 1976c – Quart nord-ouest du canton de Dollier (comté d'Abitibi-Est) – Rapport préliminaire. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 504, 42 pages, 1 plan.
- CIMON, J., 1977 – Quart sud-est du canton de Queylus. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV 448, 33 pages, 1 plan.
- CIMON, J. – GOBEIL, A., 1978 – Forages stratigraphiques dans les cantons de Lemoine, Dollier, Queylus, District de Chibougamau. Rapport préliminaire sur les campagnes de 1976 et 1978. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 607, 53 pages 3 plans.
- CONDIE, K.C. – VILJOEN, M.J. – KABLE, E.J.D., 1977 – Effect of alteration on element distributions in Archean tholeiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 64, pages 75-89.
- COOKE, D.R. – HOLLINGS, P. – WALSHE, J.L., 2005 – Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls. Economic Geology; volume 100, pages 801-818.
- CÔTÉ-MANTHA, O., 2009 – Architecture et origine du système de minéralisation polymétallique du secteur Lac Line, région de Chibougamau, Québec, Université du Québec à Chicoutimi; thèse de doctorat, 508 pages.
- CÔTÉ-MANTHA, O. – DAIGNEAULT, R. – GABOURY, D. – CHARTRAND, F. – PILOTE, P., 2012 – Geology, Alteration, and Origin of Archean Au-Ag-Cu Mineralization Associated with the Synvolcanic Chibougamau Pluton: The Brosman Prospect, Abitibi Greenstone Belt, Canada. Economic Geology; volume 107, pages 909-934.
- COUTURE, J.-F., 1983 – Diamond drilling program, Roy project, Lempira Group, Mines Camchib, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 40714, 35 pages, 3 plans.
- COUTURE, J.-F., 1986 – Géologie de la Formation de Gilman dans la partie centrale du canton de Roy, Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 151 pages.
- DAIGNEAULT, R., 1982 – Demie nord du canton de McKenzie, District de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 82-08, 1 plan.
- DAIGNEAULT, R., 1986 – Géologie de la partie nord-est du canton de Dollier – Région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 85-19, 1 plan.
- DAIGNEAULT, R., 1991 – Évolution structurale du segment de roches vertes de Chibougamau, Sous-province archéenne de l'Abitibi, Québec. Université Laval; thèse de doctorat, 352 pages.
- DAIGNEAULT, R., 1996 – Couloirs de déformation de la Sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-33, 140 pages.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1983 – Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau. Dans : Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi : état des connaissances, Séminaire d'information 1983. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 83-11, pages 1-17.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1984a – Évolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau. In: Chibougamau : stratigraphy and mineralization (Guha, J. and Chown, E.H., editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; volume 34, pages 211-228.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1984b – Nouvelle interprétation de la structure et de la stratigraphie du canton de Haüy. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-34, 12 pages, 1 plan.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1990 – Le Complexe du lac Doré et son environnement géologique (région de Chibougamau – Sous-province de l'Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 89-03, 275 pages.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1994 – Transformation of Archean structural inheritance at the Grenvillian Foreland Parautochthon Transition Zone, Chibougamau, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 31, pages 470-488.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O., 1996 – Géologie de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; PRO 87-05, 1 plan.
- DAIGNEAULT, R. – ALLARD, G.O. – ST-JULIEN, P., 1990 – Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 27, pages 1714-1736.
- DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W.U. – CHOWN, E.H., 2004 – Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision. In: The Precambrian Earth: Tempos and Events (Eriksson, P.G., Alderman, W., Nelson, D.R., Mueller, W.U. and Catuneanu, O., editors). Developments in Precambrian Geology 12, Elsevier, pages 88-103.
- D'AMBOISE, P. – THERRIEN, M.-C., 1988 – Campagne d'exploration, projet France. SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 48298, 195 pages, 13 plans.
- DAOUDENE, Y. – TREMBLAY, A. – RUFFET, G. – LECLERC, F., 2014 – Étude structurale et métamorphique de la bordure nord-est de la Ceinture de roches vertes de l'Abitibi, Québec, Canada : Apport de la thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et implications tectoniques. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 2014-04, 57 pages.
- DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – ROY, P. – BANDYAYERA, D. – LEGAULT, M. – RHÉAUME, P., 2006 – Datations U-Pb effectuées dans la Sous-Province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2006-04, 22 pages.

- DAVID, J. – DAVIS, D.W. – DION, C. – GOUTIER, J. – LEGAULT, M. – ROY, P., 2007 – Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi en 2005-2006. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2007-01, 17 pages.
- DAVID, J. – VAILLANCOURT, D. – BANDYAYERA, D. – SIMARD, M. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – DION, C. – BARBE, P., 2011 – Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de La Grande, d'Opinaca et d'Abitibi en 2008-2009. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2010-11, 37 pages.
- DAVID, J. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – HAMMOUCHE, H. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2012 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2010-2011. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2012-01, 33 pages.
- DAVIS, D.W. – DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – ROY, P., 2005 – Datations U-Pb effectuées en support aux travaux de cartographie géologique et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2005-02, 20 pages.
- DAVIS, D.W. – SIMARD, M. – HAMMOUCHE, H. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2014 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011-2012. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-05, 62 pages.
- DE MONTIGNY, P.-A., 1959 – Geological report on the southwest and a part of the southeast quarter of Lemoine township. Ministère des Mines, Québec; DP 008, 32 pages, 2 plans.
- DE MONTIGNY, P.-A., 1961 – Rapport préliminaire sur le quart sud-ouest et une partie du quart sud-est du canton de Lemoine, comté d'Abitibi-Est. Ministère des mines, Québec; RP 437, 14 pages, 1 plan.
- DENTITH, M. – COWAN, D.R. – TOMPKINS, L.A., 2000 – Enhancement of subtle features in aeromagnetic data. Exploration Geophysics; volume 31, pages 104-108.
- DEROSIER, C., 2005 – Technical report on the Chibougamau-Blueberry project. Novawest Resources, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 61627, 257 pages, 8 plans.
- DIMROTH, E. – COUSINEAU, P.A. – LEDUC, P.A. – SANSCHAGRIN, Y., 1978 – Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 15, pages 902-918.
- DIMROTH, E. – MUELLER, 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., 1983 – Stratigraphie et évolution du bassin de transition entre les groupes de Roy et d'Opémisca, région de Chibougamau-Chapais. Dans : Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi : état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, pages 21-33.
- DIMROTH, E. – ROCHELEAU, M. – MUELLER, W., 1984 – Paleogeography, isostasy and crustal evolution of the Archean Abitibi Belt: a comparison between the Rouyn-Noranda and the Chibougamau-Chapais areas. In: Chibougamau : stratigraphy and mineralization (Guha, J. and Chown, E.H., editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; volume 34, pages 73-91.
- DIMROTH, E. – MUELLER, W. – DAIGNEAULT, R. – BRISSON, H. – POITRAS, A. – ROCHELEAU, M., 1986. Diapirism during regional compression: The structural pattern in the Chibougamau region of the Archean Abitibi belt, Québec. Geologische Rundschau; volume 75, pages 715-736.
- DION, D.-J., 1993 – Données gravimétriques dans la région de l'Abitibi (Chibougamau, Rouyn-Noranda, Val-d'Or) et de Manicouagan. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 93-61X, données numériques.
- DUBÉ, B., 1990 – Métallogénie aurifère du filon-couche de Bourbeau, région de Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; thèse de doctorat, 464 pages.
- DUBÉ, B. – GOSSELIN, P., 2007 – Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. In: Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. (Goodfellow, W.D., editor). Geological Association of Canada, Mineral Deposit Division, Special Publication No. 5, p. 49-73.
- DUBÉ, B. – GUHA, J., 1986a – Le potentiel aurifère du filon-couche de Bourbeau dans la région de Chibougamau-Chapais. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; PRO 86-11, 3 pages.
- DUBÉ, B. – GUHA, J., 1986b – Étude métallogénique du filon-couche de Bourbeau - région de Chibougamau : étude régionale et gîtologie de la mine Cooke-Chapais. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-69, 104 pages.
- DUBÉ, B. – GUHA, J., 1986c – Étude métallogénique (aurifère) du filon-couche de Bourbeau - Région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-04, 54 pages.
- DUBÉ, B. – GUHA, J., 1987 – Étude métallogénique du filon-couche de Bourbeau. Les indices aurifères – région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-03, 37 pages.
- DUBÉ, B. – GUHA, J., 1989 – Étude métallogénique (aurifère) du filon-couche de Bourbeau (Région de Chibougamau). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 87-03, 164 pages.
- DUMONT, R. – POTVIN, J., 2006 – Levé magnétique et électromagnétique MegaTEMII dans la région de Chibougamau-Chapais, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, Commission géologique du Canada; DP 2006-03, 28 plans.
- DUMONT, Y., 1989 – Tectonique de la région de Chapais. Université du Québec à Montréal; mémoire de maîtrise, 102 pages, 1 plan.
- DUQUETTE, G., 1964 – Géologie du quart nord-ouest du canton de Roy, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 513, 25 pages, 1 plan.
- DUQUETTE, G., 1968 – Géologie de la région du quart nord-ouest du canton de McKenzie, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 573, 23 pages, 1 plan.

- DUQUETTE, G., 1970 – Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES 008, 25 pages, 1 plan.
- DUQUETTE, G., 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; DPV 837, 80 pages, 4 plans.
- 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, 28 pages, 1 plan.
- DUQUETTE, G. – MATHIEU, A., 1970 – Rapport préliminaire sur la moitié sud du canton d'Obalski, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 585, 19 pages, 2 plan.
- ERNST, R.E. – BUCHAN, K.L., 1993 – Paleomagnetism of the Abitibi dyke swarm, southern Superior Province, and implications for the Logan Loop. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1886–1897.
- ERNST, R.E. – BUCHAN, K.L. – WEST, T.D. – PALMER, H.C., 1996 – Diabase (Dolerite) dyke swarms of the world, first edition. Geological Survey of Canada; Open File 3241, 104 pages.
- EVANS, L., 1991 – Report on the October, 1990 stripping, mapping and sampling program on the Lake Waconichi South property. Westminer Canada, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 50431, 6 pages, 1 plan.
- FARIBAULT, E.R. – GWILLIM, J.C. – BARLOW, A.E., 1912 – Rapport sur la géologie et les ressources minières de la région de Chibougamau. Ministère de la Colonisation, des Mines et des Pêcheries; AP 1912-01, 366 pages, 2 plans.
- FLINN, D., 1962 – On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quarterly Journal of the Geological Society*; volume 118, pages 385–428.
- FOLCO, P. – BERNARD, D., 1994 – Rapport géologique, propriété Chibougamau 1119 – Secteur du Mont Sorcier, canton de Roy, SNRC 32G/16. SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 53357, 46 pages.
- FOURNIER, G., 1996 – Rapport de sondage hiver 1996, projet Chibougamau (1119). SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 54002, 169 pages, 3 plans.
- FURIC, R., 2006 – Genèse et organisation interne des brèches de Queylus, Chibougamau. Université du Québec à Montréal; mémoire de maîtrise, 59 pages.
- GAUCHER, E.H. 1958 – Rapport préliminaire sur le quart sud-est du canton de Roy, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP 379, 14 pages, 1 plan.
- GAUCHER, E.H., 1960 – Rapport préliminaire sur le quart sud-est du canton de Barlow, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des mines, Québec; RP 425, 15 pages, 1 plan.
- GAUDREAU, R. – MORIN, R. – LACROIX, S. – DUSSAULT, C. – PERREAULT, S. – LACHANCE, S. – BELLEMARE, Y. – JACOB, H.L. – PETRYK, A. – BRAZEAU, A., 1998 – Rapport sur les activités d'exploration minières au Québec 1997. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 98-01, 102 pages.
- GERVAIS, D. – LAM, R. – HOULE, P., 1992 – Rapport sur les forages de mars 1991 à mars 1992, feuillet 32G16, cantons McKenzie, Obalski et Roy, Lac Doré et Chibougamau. Westminer Canada, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 51417, 481 pages, 56 plans.
- GILBERT, J.E., 1958 – Région de Bignell, Territoires de Mistassini et d'Abitibi, districts électoraux d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des mines, Québec; RG 079, 51 pages, 1 plan.
- GIRARD, R., 2014 – The Lac Doré project, an integrated vanadium project in the Lac Doré Complex, Chibougamau, Québec, Canada – NI-43-101 technical report. IOS Services Géoscientifique; rapport soumis à Vanadiumcorp Resources, 256 pages.
- GIRARD, R. – ALLARD, G.O., 1998 – Le gîte de vanadium du Lac Doré, Chibougamau. Dans : *Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau. Nouvelle vision du potentiel de découverte*. (Pilote, P., éditeur). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 98-03, pages 115–118.
- GIRARD, R. – D'AMOURS, C., 2015 – The Lac Dore Vanadium Project : First Resources Estimate, Chibougamau, Quebec, Canada; NI 43-101 Report. IOS Services Géoscientifique et Géopointcom; rapport soumis à Vanadiumcorp Resources; 216 pages.
- GOBEIL, A., 1976 – Le projet fer-titane-vanadium (cantons de Rinfret et de Lemoine, District de Chibougamau) : Situation à la fin de 1974 et rapport sur les travaux d'arpentage et de cartographie géologique de 1975. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 354, 29 pages, 11 plans.
- GOBEIL, A., 1981 – Sondages stratigraphiques dans le canton de McCorkill (comté d'Abitibi-Est). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 810, 17 pages.
- GOBEIL, A. – CARRIER, M., 1987 – Forages stratigraphiques dans les cantons de Lemoine et de Dollier – District de Chibougamau – Rapport préliminaire. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85-36, 85 pages, 1 plan.
- 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, 2 plans.
- GOUTIER, J. – MELANÇON, M., 2010 – Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi (version préliminaire). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; RP 2010-04, 1 page, 2 plans.
- GRAHAM, R.B., 1951 – Rapport préliminaire sur la région du lac Caché, quart nord-est du canton d'Obalski, comté d'Abitibi-Est. Ministère des mines, Québec; RP 259, 22 pages, 2 plans.
- GRAHAM, R.B., 1952a – Chibougamau – Its mining possibilities. Ministère des mines, Québec; S 015, 9 pages.
- GRAHAM, R.B., 1952b – Report on available information concerning Sulphur Converting Corporation. Ministère des mines, Québec; GM 01723, 12 pages.
- GRAHAM, R.B., 1956 – Moitié nord du canton d'Obalski, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des mines, Québec; RG 071, 53 pages, 2 plans.
- GRAHAM, R.B. – HAWKINS, S.G., 1956 – Report on the O'Leary Malartic property. O'Leary Malartic Mines, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 07934, 22 pages, 2 plans.

- GRAND CHIBOUGAMAU MINES LTD., 1952 – Diamond drill record, Cache Bay property. Grand Chibougamau Mines, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 01712, 10 pages, 5 plans.
- GROSS, G.A., 2009 – Iron Formation in Canada, Genesis and Geochemistry. Geological Survey of Canada; Open File 5987, 164 pages.
- GUHA, J. – CHOWN, E.H., 1984 (editors) – Chibougamau : stratigraphy and mineralization. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; volume 34, 534 pages.
- GUHA, J. – LANGE-BRAND, F. – PÉLOQUIN, S. – TREMBLAY, A. – RACICOT, D. – BUREAU, S., 1984 – Devlin Deposit, a part of an Archean porphyry system? *In*: Chibougamau : stratigraphy and mineralization (Guha, J. and Chown, E.H., editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; volume 34, pages 345-356.
- GUHA, J. – DUBÉ, B. – PILOTE, P. – CHOWN, E.H. – ARCHAMBAULT, G. – BOUCHARD, G., 1988 – Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Quebec, Canada. Mineralium Deposita; volume 23, pages 293-298.
- GUHA, J. – CHOWN, E.H. – DAIGNEAULT, R. (editors), 1991 – Litho-tectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi greenstone belt (fieldtrip 3). Geological Survey of Canada; Open File 2158, 114 pages.
- HAMILTON, W., 1977 – Progress, report, 1977 exploration program, Roy project, Main block. Campbell Chibougamau Mines, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 33409, 75 pages, 80 plans.
- HARQUAIL, J.A., 1950 – Geological report, Taché Lake Groups, Chibougamau area. Frobisher Limited, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 01043, 10 pages.
- HARRIS, L.B., 2003 – Folding in high-grade rocks due to back-rotation between shear zones. *Journal of Structural Geology*; volume 25, pages 223- 240.
- HARRIS, L.B. – LECLERC, F. – BÉDARD, J.H., 2009 – Imaging structures at different depths through enhancements of aeromagnetic and gravity data in the Chibougamau area, Abitibi Subprovince. Dans : Québec Exploration 2009, résumé des conférences et des photoprésentations. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2009-05, page 49.
- HÉBERT, C., 1974 – Rapport préliminaire : Quart sud-ouest du canton de La Dauversière, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 262, 25 pages, 1 plan.
- HÉBERT, C., 1978 – Demie nord du canton de Fancamp (comté d'Abitibi-Est). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 570, 11 pages, 1 plan.
- HÉBERT, C., 1979 – Demie sud du canton de Haüy (comté d'Abitibi-Est) – Rapport préliminaire. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 653, 11 pages, 1 plan.
- HÉBERT, C., 1980 – Géologie du quart sud-ouest du canton de La Dauversière et du quart nord-ouest du canton de Rohault, District de Chibougamau, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 723, 49 pages, 1 plan.
- HENRY, R.L. – ALLARD, G.O., 1979 – Formation ferrière du Lac Sauvage, cantons de McKenzie et de Roy, région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 593, 100 pages, 1 plan.
- HOLMES, S.W., 1952 – Rapport préliminaire sur la région de Fancamp – Haüy, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP 271, 13 pages, 1 plan.
- HOLMES, S.W., 1959 – Région de Fancamp-Haüy, District électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RG 084, 52 pages, 1 plan.
- HORSCROFT, F.D.M., 1957a – Final report on Southwest Quarter of Roy Township, Abitibi-East County. Ministère des Mines, Québec; DP 086, 66 pages.
- HORSCROFT, F.D.M., 1957b – The petrology of a gabbroic sill in the volcanic series of Roy and McKenzie townships, Chibougamau region, Quebec. McGill University; thèse de doctorat, 170 pages, 3 plans.
- HORSCROFT, F.D.M., 1958 – Rapport préliminaire sur le quart sud-ouest du canton de Roy, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec; RP 370, 22 pages, 1 plan.
- HOULE, P., 1990 – Compilation de surface, interprétation géologique. Ressources MSV, 1 carte inédite.
- IMBAULT, P.E., 1951 – Rapport préliminaire sur la région de Queylus, comtés d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Mines, Québec; RP 250, 14 pages, 1 plan.
- IMBAULT, P.E., 1959 – Région de Queylus, Districts électoraux d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Mines, Québec; RG 083, 49 pages, 1 plan.
- JEFFERY, B.D., 1988 – Summary report, geological and geochemical surveys, Scott property (PN4135) and Scott extension property (PN4140), Chibougamau, Quebec. Syngold Exploration, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 48353, 29 pages, 5 plans.
- JOANISSE, A., 1998 – Géochronologie des minéralisations filoniennes à Cu-Au retrouvées dans le Complexe du Lac Doré. Université du Québec à Montréal; mémoire de maîtrise, 51 pages.
- JONES, J.G., 1969 – Pillow lavas as depth indicators. *American Journal of Science*; volume 267, pages 181-195.
- KAVANAGH, P.E., 1978 – Group 3 porphyry copper-type occurrence within the Archean Chibougamau pluton. University of Western Ontario; Projet de fin d'études, 65 pages.
- KEATING, P. – D'AMOURS, I., 2010 – Réédition des données numériques en format GEOSOFT (profils) des levés aéroportés de l'Abitibi, au Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, Commission Géologique du Canada; Dossier public 2010-09, 6 pages.
- KIRKHAM, R.V. – PILOTE, P. – SINCLAIR, W.D. – ROBERT, F. – DAIGNEAULT, R., 1998 – Les veines de Cu-Au de l'Île Merrill et le gîte porphyrique en Cu - (Mo) du lac Clark, camp minier du lac Doré, Chibougamau. Dans : Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau. Nouvelle vision du potentiel de découverte (Pilote, P., éditeur). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 98-03, pages 97-106.
- KISH, L., 1971 – The vanadium-bearing deposit in the Chibougamau area. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 053, 84 pages, 17 plans.
- KISS, F. – ONESCHUK, D., 2007 – Levé magnétique et électromagnétique MegaTEMII dans la région de Chibougamau – Lac aux Dorés, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, Commission Géologique du Canada; Dossier public 2007-02, 11 pages, 5 plans.

- KROGH, T.E., 1982 – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochimica Cosmochimica Acta*; volume 46, pages 637-649.
- KROGH, T.E., 1994 – Precise U-Pb ages for Grenvillian and pre-Grenvillian thrusting of Proterozoic and Archean metamorphic assemblages in the Grenville Front tectonic zone, Canada. *Tectonic*; volume 13, pages 963-982.
- KROGH, T.E. – CORFU, F. – DAVIS, D.W. – DUNNING, G.R. – HEAMAN, L.M. – KAMO, S.L. – MACHADO, N. – GREENOUGH, J.D. – NAKAMURA, E., 1987 – Precise U-Pb isotopic ages of diabase dykes and mafic to ultramafic rocks using trace amounts of baddeleyite and zircon. *In*: Mafic Dyke Swarms (Halls, H.C. and Fahrig, W.F., editors). Geological Association of Canada; Special paper 34, pages 147-152.
- LACROIX, S., 1998 – Compilation et répartition des gisements polymétalliques à tonnage évalué dans la sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 98-06, 34 pages.
- LAFOREST, J., 2013 – Rapport de travaux de décapage Propriété Kill Bill NTS 32H13, canton de McCorkill. Les Ressources Tectonic, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 67509, 30 pages.
- LAFRANCE, B. – BRISSON, T. – McNICHOLS, D. – LAMBERT, G., 2006 – Rapport sur le programme de forage 2005, Projet Lemoine. Ressources Cogitore, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 62564, 334 pages, 13 plans.
- LAROCHE, C.P., 2009 – Preliminary report, 2009 diamond drilling campaigns, mine Cooke area, Barrette Nord and Lac Heloise area properties. 2736-1179 QUEBEC, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 65009, 748 pages, 1 plan.
- LAROCHE, C.P., 2011 – Technical review (NI 43-101 compliant) and evaluation of the exploration potential on the Berrigan gold-zinc-silver project. Mines indépendantes Chibougamau, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 66185, 129 pages.
- LAROCHE, C., 2012 – Evaluation of the exploration potential for precious and base metals on the Barrette Nord mining property. 2736-1179 QUEBEC, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 66232, 58 pages.
- LAROCHE, C.P. – PATTERSON, G. – HOULE, P., 2012 – Evaluation of the exploration potential for precious and base metals mineralization, lac Taché area (preliminary). 2736-1179 QUEBEC, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 66276, 399 pages.
- LAVALLIÈRE, G., 1995 – Rapport annuel d'exploration 1994-1995, propriété Lemoine (1152). SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 53829, 101 pages, 12 plans.
- LAVALLIÈRE, G., 1996 – Rapport annuel d'exploration 1995-1996, projet Lemoine (1152). SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 54402, 154 pages, 6 plans.
- LAVERGNE, C., 1985 – Gîtes minéraux à tonnage évalué et production minérale du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 85-08, 84 pages.
- LECLERC, F., 2011 – Géochimie et contexte tectonique du Groupe de Roy et du Complexe de Cummings dans la région de Chibougamau, Québec. Institut National de la Recherche Scientifique; thèse de doctorat, 357 pages.
- LECLERC, F. – HOULE, P., 2011 – Géologie de la région du lac Barlow (32G15-200-0202). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2010-07, 17 pages, 1 plan.
- LECLERC, F. – HOULE, P., 2013 – Géologie de la région du lac Simon (32G15-200-0102). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2013-02, 24 pages, 1 plan.
- LECLERC, F. – BÉDARD, J.H. – HARRIS, L.B. – GOULET, N. – HOULE, P. – ROY, P., 2008 – Nouvelles subdivisions de la Formation de Gilman, Groupe de Roy, région de Chibougamau, Sous-province de l'Abitibi, Québec : résultats préliminaires. Commission géologique du Canada; Recherches en cours 2008-7, 20 pages.
- LECLERC, F. – BÉDARD, J.H. – HARRIS, L.B. – McNICOLL, V. – GOULET, N. – ROY, P. – HOULE, P., 2011 – Tholeiitic to calc-alkaline cyclic volcanism in the Roy Group, Chibougamau area, Abitibi Greenstone Belt – Revised stratigraphy and implications for VHMS exploration. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 48, pages 661-694.
- LECLERC, F. – HARRIS, L.B. – BÉDARD, J.H. – VAN BREEMEN, O. – GOULET, N., 2012 – Structural and stratigraphic controls on magmatic, volcanogenic and syn-tectonic mineralization in the Chapais-Chibougamau mining camp, northeastern Abitibi, Canada. *Economic Geology*; volume 107, pages 963-989.
- LEFEBVRE, C., 1991 – Étude de la genèse des pépérites et de leur contexte volcano-sédimentaire, Formation de Blondeau, Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 215 pages.
- LEGAULT, M., 2003 – Environnement métallogénique du couloir de Fancamp avec emphase sur les gisements aurifères de Chevrier, région de Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; thèse de doctorat, 488 pages.
- LEGAULT, M. – DAIGNEAULT, R., 2006 – Synvolcanic gold mineralization within a deformation zone: the Chevrier deposit, Chibougamau, Abitibi Subprovince, Canada. *Mineralium Deposita*; volume 41, page 203-228.
- LEGAULT, M. – COUTURE, J.-F. – DAIGNEAULT, R., 1995 – Étude structurale et métallogénique du couloir de déformation de Fancamp (phase 1). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-50, 76 pages.
- LEGAULT, M.I. – DAIGNEAULT, R. – COUTURE, J.-F., 1997 – Contexte structural et métallogénique des indices aurifères du couloir de déformation de Fancamp. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-32, 60 pages.
- LEGAULT, M.I. – DAIGNEAULT, R. – COUTURE, J.-F. – DION, C., 2000 – Contexte structural et métallogénie des gisements de Chevrier et Chevrier sud (région de Chibougamau). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 99-02, 60 pages.
- LÉPINE, S., 2009 – Le gîte à Au-Cu-Mo de MOP-II (Chibougamau, Québec) : un porphyre archéen déformé. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 206 pages.
- LONG, D.G.F., 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.

- LONG, D.G.F., 1981 – Glacigenic rocks in the Early Proterozoic Chibougamau Formation of Northern Quebec. *In*: Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record (Hambrey, M.J. and Harland, W.B., editors). Cambridge University Press; pages 817-820.
- LOW, A.P., 1906 – Geological Map of the Chibougamau Region, Quebec. Commission Géologique du Canada, Carte 918, 1 plan.
- LUDDEN, J.N. – FRANCIS, D.M. – ALLARD, G.O., 1984 – The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt. *In*: Chibougamau : stratigraphy and mineralization (Guha, J. and Chown, E.H., editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; volume 34, pages 20-34.
- MAGNAN, M., 1995 – Projet Copper Rand, Chibougamau (rapport d'étape). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-29, 30 pages.
- MAGNAN, M. – PILOTE, P. – DAIGNEAULT, R., 1999 – Minéralisations et altérations à la Mine Copper Rand, Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 98-01, 31 pages.
- MALOUF, S.E., 1955 – Geological plan in Chibougamau area. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 03273, 1 plan.
- MARCHAND, K., 1990 – Étude d'éléments structuraux dans la demie nord du canton de McKenzie, Chibougamau. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 123 pages, 5 plans.
- MARTIN, L. – STEWART, R., 1999 – Report on the 1999 exploration program, Lemoine property. Teck Exploration, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 59206, 129 pages, 4 plans.
- MASSON, M. – BEAUDRY, C., 1987 – Rapport d'exploration, propriété Barlow. Exploration Minière Ligneris, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 47732, 103 pages, 6 plans.
- MASTERMAN, P.C., 1967 – Summary report – Lake Chibougamau exploration, K, T and Sulphur Converting Groups. Campbell Chibougamau Mines, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 21776, 3 pages, 5 plans.
- MATHIEU, A., 1966 – Géologie du quart nord-est du canton de Roy, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 553, 30 pages, 1 plan.
- MAURICE, C. – DAVID, J. – BÉDARD, J.H. – FRANCIS, D., 2009 – Evidence for a widespread mafic cover sequence and its implications for continental growth in the Northeastern Superior Province. *Precambrian Research*; volume 168, pages 45-65.
- MAWDSLEY, J.B., 1927 – Lake David area, Chibougamau district, Quebec. Geological Survey of Canada; Summary Report 1927, part C, pages 1-22.
- MAWDSLEY, J.B. – NORMAN, G.W.H., 1935 – Chibougamau Area, Abitibi Territory, Quebec. Geological Survey of Canada; Map 304A, 1 plan.
- McADAM, J. – McPHEE, D.S., 1980 – Diamond drill record, Nepton Bay North. Muscocho Explorations, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM 37192, 17 pages, 1 plan.
- McMILLAN, R.H., 1972 – Petrology, geochemistry and wallrock alteration at Opemiska – A vein copper deposit crosscutting a layered Archean ultramafic sill. University of Western Ontario; thèse de doctorat, 169 pages.
- McNICOLL, V. – DUBÉ, B. – GOUTIER, J. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DION, C. – MONECKE, T. – ROSS, P.-S. – THURSTON, P. – PILOTE, P. – BÉDARD, J. – LECLERC, F. – BÉCU, V. – PERCIVAL, J. – LEGAULT, M. – GIBSON, H. – AYER, J., 2008 – Nouvelles datations U-Pb dans le cadre du projet ICG-3 Abitibi/Plan cuivre : incidences pour l'interprétation géologique et l'exploration des métaux usuels. Québec Exploration 2008, Résumés des conférences et des photoprésentations. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-06, page 40.
- McPHEE, D.S. – WINDFIELD, B., 1976 – Geological report, Chibougamau, Quebec property. Rouanda Mining et Bruneau Mining, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles; Québec; GM 32509, 63 pages, 7 plans.
- MERCIER-LANGEVIN, P. – LAFRANCE, B. – BÉCU, V. – DUBÉ, B. – KJARSGAARD, I. – GUHA, J., 2014 – The Lemoine Auriferous Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Chibougamau Camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada: Geology and Genesis. *Economic Geology*; volume 109, pages 231-269.
- MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES, QUÉBEC, 1983 – Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi : état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-11, 171 pages.
- MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES, 1984a – Carte de compilation géoscientifique – 032G/09. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; CG032G/09, 8 plans.
- MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES, QUÉBEC, 1984b – Carte de compilation géoscientifique – 032G/16. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; CG 032G/16, 16 plans.
- MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES, 1986 – Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 74 pages.
- MOISAN, A., 1992 – Péetrochimie des grès de la Formation de Bordeleau, Chibougamau Québec. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 132 pages.
- MOORHEAD, J. – BEULLAC, R. – DOUCET, P. – HOULE, P. – MADORE, L. – NANTEL, S. – TOGOLA, N. – CÔTÉ, S. – LESAGE, D. – OUELLET, S. – BUTEAU, P. – LACROIX, S. – LABBÉ, J.Y. – ROY, P., 2009 – Rapport sur les activités minières au Québec 2008. Ministères des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2009-01, 104 pages.
- MORIN, R., 1994 – Géologie et compilation géologique de la région de Chapais. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 91-02, 56 pages, 5 plans.
- MORIN, R., 1999. Géologie de la région du lac des Canots. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-01, 35 pages, 4 plans.
- MORIN, R. – GOBEIL, A. – GENEST, R., 1996 – Forages stratigraphiques. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 53861, 70 pages, 1 plan.
- MORTENSEN, J.K., 1993 – U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1 : Chibougamau – Matagami – Joutel region. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 11-28.
- MUELLER, W. – DONALDSON, J.A., 1992 – Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2249-2265.

- MUELLER, W. – CHOWN, E.H. – SHARMA, K.N.M. – TAIT, L. – ROCHELEAU, M., 1989 – Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement-controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau-Caopatina, Quebec. *Journal of Geology*; volume 97, pages 399-420.
- NEALE, E.R.W., 1954 – Rapport préliminaire sur la région de Dollier-Charron, comtés d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Mines, Québec; RP 299, 9 pages, 1 plan.
- NEALE, E.R.W., 1959 – Région de Dollier-Charron, Districts électoraux d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Mines, Québec; RG 082, 69 pages, 1 plan.
- NORMAN, G.W.H., 1937 – East half Opemiska map area, Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 37-11, 27 pages, 1 plan.
- NORMAN, G.W.H., 1941 – Opemiska (East Half), Abitibi Territory, Quebec. Geological Survey of Canada, Map 401A.
- NORTH AMERICAN STRATIGRAPHIC COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (NASC), 2005 – North American Stratigraphic Code. AAPG Bulletin; volume 29, pages 1547-1591.
- O'DOWD, P., 2009 – Mapping and Technical report on the 14K property. Métaux Blackrock, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64808, 64 pages, 8 plans.
- ONTARIO GEOLOGICAL SURVEY, 1992 – Tectonic Assemblages of Ontario, explanatory notes and legends. Ontario Geological Survey; map 2583.
- O'SULLIVAN, H., 1901 – Deuxième rapport sur l'étendue de pays située entre le lac St-Jean et la Baie James. Département de la Colonisation et des Mines, Québec; AP 1901-01, 92 pages, 1 plan.
- PALME, H. – O'NEILL, H. St.C., 2003 – Cosmochemical estimates of mantle composition. In: *Treatise on Geochemistry* (Holland, H.D. and Turekian, K.K., editors), volume 2. Elsevier, pages 1-38.
- PARADIS, S.J., 2002 – Géologie des formations superficielles, Chibougamau, Municipalité de Baie-James, Québec. Commission géologique du Canada; Dossier public 1455, 1 plan.
- PARADIS, S.J., 2003 – Géologie des formations superficielles, Lac Boisvert, Municipalité de Baie-James. Commission géologique du Canada; Dossier public 1547, 1 plan.
- PEARCE, J.A., 2008 – Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with implications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*; volume 100, pages 14-48.
- PICARD, C. – PIBOULE, M., 1986 – 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. *Revue canadienne des Sciences de la Terre*; volume 23, pages 561-578.
- PICHÉ, M., 1985 – La Formation de Haüy à l'ouest de Chapais; volcanisme subaérien en milieu fluvial. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 217 pages, 1 plan.
- PILOTE, P., 1982 – Gîtologie et métallogénie de la région du Mont Bourbeau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83-09, 1 plan.
- PILOTE, P., 1984 – Étude gîtologique et stratigraphique de la région du lac Berrigan – Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-17, 1 plan.
- PILOTE, P., 1986 – Stratigraphie et signification des minéralisations dans le secteur du mont Bourbeau, canton de McKenzie, Chibougamau. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 182 pages.
- PILOTE, P., 1987 – Stratigraphie, structure et gîtologie de la région du lac Berrigan, canton de McKenzie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 86-02, 42 pages, 1 plan.
- PILOTE, P. (editor), 1995 – Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area - from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits, field trip guidebook. Geological Survey of Canada; Open File 3143, 154 pages.
- PILOTE, P. (éditeur), 1998 – Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau. Nouvelle vision du potentiel de découverte. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 98-03, 179 pages.
- PILOTE, P. (éditeur), 2006 – Le camp minier de Chibougamau et le Parautochtone grenvillien : métallogénie, métamorphisme et aspects structuraux. Réunion annuelle conjointe, Association Géologique du Canada — Association Minéralogique du Canada, Montréal, 2006; Livret-guide d'excursion B1, 138 pages.
- PILOTE, P. – GUHA, J., 1998a – Partie B — Métallogénie de l'extrémité est de la sous-province de l'Abitibi. Dans : *Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau. Nouvelle vision du potentiel de découverte* (Pilote, P., éditeur). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 98-03, pages 29-43.
- PILOTE, P. – GUHA, J., 1998b – L'indice du lac Berrigan — un exemple possible de minéralisation de type épithermal en Au-Ag-Cu-Pb-Zn-As d'âge Archéen. Dans : *Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau. Nouvelle vision du potentiel de découverte* (Pilote, P., éditeur). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 98-03, pages 91-96.
- PILOTE, P. – ROBERT, F. – SINCLAIR, W.D. – KIRKHAM, W.D. – DAIGNEAULT, R., 1995 – Development of a porphyry Cu-Au-Mo district and implications for the metallogenic and tectonic evolution of the Chibougamau area, NE Abitibi belt, Quebec. *Precambrian '95 program and abstracts*; pages 293-294.
- PILOTE, P. – DION, C. – JOANISSE, A. – DAVID, J. – MACHADO, N. – KIRKHAM, R.V. – ROBERT, F., 1997 – Géochronologie des minéralisations d'affiliation magmatique de l'Abitibi, secteurs Chibougamau et de Troilus-Frotet : implications géotectoniques. Ministère des Ressources naturelles; Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés, DV 97-03, page 47.
- PILOTE, P. – ROBERT, F. – KIRKHAM, R.V. – DAIGNEAULT, R. – SINCLAIR, W.D., 1998 – Partie D — Minéralisations de type porphyrique et filoniennes dans le Complexe du Lac Doré – les secteurs du lac Clark et de l'Île Merrill. Dans : *Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau. Nouvelle vision du potentiel de découverte* (Pilote, P., éditeur). Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 98-03, pages 71-90.
- PLATT, J.P. – VISSERS, R.L.M., 1980 – Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*; volume 2, pages 397-410.
- POITRAS, A., 1984 – Caractérisation géochimique du Complexe de Cummings, région de Chibougamau-Chapais, Québec. Université du Québec à Montréal; mémoire de maîtrise, 159 pages.

- POLAT, A. – HOFFMAN, A.W., 2003 – Alteration and geochemical patterns in the 3.7-3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Research*; volume 126, pages 197-218.
- POULIOT, J.-F., 1999a – Rapport annuel d'exploration, propriété Valiquette (1114). SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 56521, 119 pages, 5 plans.
- POULIOT, J.-F., 1999b – Rapport annuel d'exploration 1998-1999, propriété Brosman (1230). SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 57406, 310 pages, 11 plans.
- POULIOT, J.-F., 2003a – Rapport d'exploration 2001-2002, propriété Brosman (1230) et Brosman ext. (1305). SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 60154, 481 pages, 17 plans.
- PROCHNAU, J., 1968 – Report on 1968 exploration Program, Bruneau mine property, McKenzie Township, Quebec. Rosario Exploration, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 23776, 29 pages.
- RACICOT, D., 1980 – Géochimie et métallogénie de la partie orientale du pluton de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 758, 29 pages, 1 plan.
- RACICOT, D., 1981 – Géochimie et métallogénie des parties occidentale et centrale du pluton de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 834, 32 pages, 2 plans.
- RACICOT, D. – CHOWN, E.H. – HANEL, T., 1984 – Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville belt; a preliminary survey. *In: Chibougamau : stratigraphy and mineralization* (Guha, J. and Chown, E.H., editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; volume 34, pages 178-197.
- RAMSAY, J.G., 1967 – Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York, 568 pages.
- RETTY, J.A., 1930 – Canton de McKenzie, région de Chibougamau. Dans : Rapport annuel du service des mines de Québec pour l'année 1929. Service des Mines, Québec; RASM 1929-D2, pages 50-87.
- RICHARDSON, J., 1872 – Report on the country north of Lake St. John (Quebec). Geological Survey of Canada; Progress Report 1870-1871, pages 283-308.
- RILEY, G.C. – KINDLE, E.D., 1958 – Brock River, Abitibi and Mistassini Territories, and Abitibi County, Quebec. Geological Survey of Canada; Map 1060A.
- RIVE, M. – LATULIPPE, M. – GOBEIL, A. – DUQUETTE, G. – MARCOUX, D. – VALLIÈRES, A., 1984 – Rapport des géologues résidents – 1983. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84-06, 158 pages.
- RIVE, M. – LATULIPPE, M. – GOBEIL, A. – DUQUETTE, G. – MARCOUX, P. – VALLIÈRES, A., 1985 – Rapport des représentants régionaux. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 85-02, 196 pages.
- RIVERIN, G., 1979 – Rapport géologique et géochimique sur la propriété Lac Williams. Falconbridge Copper, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 36180, 42 pages, 7 plans.
- RIVERIN, G. – BOILY, B., 2003 – Rapport sur le programme de forage 2002, projet Lemoine. Les Mines Inmet, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 60029, 286 pages, 12 plans.
- RIVERS, T. – CORRIGAN, D., 2000 – Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 37, pages 359-383.
- ROBERT, F., 1994 – Timing relationships between Cu-Au mineralization, dykes, and shear zones in the Chibougamau camp, northeastern Abitibi subprovince, Quebec. Geological Survey of Canada; Current Research 1994-C, pages 287-294.
- ROBINS, B. – HAUKVIK, L. – JANSEN, S., 1987 – The organization and the internal structure of cyclic units in the Honningsvåg intrusive Suite, north Norway: implications for intrusive mechanisms, double diffusive convection and pore-magma infiltration. *In: Origins of Igneous Layering* (Parsons, I., editor). Reidel Publishing Company, pages. 287-312.
- ROSS, P.-S. – BÉDARD, J.H., 2009 – Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 46, pages 823-839.
- ROSS, P.-S. – BOURKE, A. – LECLERC, F., 2013 – Analyse multiparamétrique à haute résolution de carottes de forages dans la région de Chibougamau 2012-2013. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2013-07, 133 pages.
- ROSS, P.-S. – BOURKE, A. – LECLERC, F. – BOULERICE, A., 2014 – Analyse multiparamétrique à haute résolution de carottes de forages dans la région de Chibougamau 2012-2014, rapport final. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 2014-05, 131 pages.
- ROY, P. – TURCOTTE, S. – CADÉRON, S. – HOULE, P. – SHARMA, K.N.M., 2005 – Géologie de la région du lac Charron (32G/08 et 32G/09). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2005-02, 35 pages, 3 plans.
- ROY, P. – CADÉRON, S. – HOULE, P., 2006 – Géologie structurale et typologie des indices de la région des lacs Chevrier et Dollier (32G09-200-0201 et 32G09-200-0202). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2006-05, 13 pages.
- ROY P. – FALLARA, F. – HOULE, P. – CHENG, L.Z. – RABEAU, O. – BLAIS, A. – LAFRANCE, B. – LECLERC, F. – PILOTE, P. – RIVERIN, G. – SCHMITT, L., 2007 – Étude sur le flanc sud du Complexe du Lac Doré, Chibougamau : stratigraphie, veines Cu-Au et modèle 3D préliminaire. Québec Exploration 2007, Résumés des conférences et des photoprésentations. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2007-04, page 37.
- SAUNDERS, J.A. – ALLARD, G.O., 1990 – The Scott Lake deposit: a contact metamorphosed volcanogenic massive sulfide deposit, Chibougamau area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 27, pages 180-186.
- SAWYER, E.W. – BENN, K., 1993 – Structure of the high-grade Opatica Belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: an Archean mountain front. *Journal of Structural Geology*; volume 15, pages 1443-1458.
- SCHMITT, L., 1998 – Rapport de la campagne de forage, projet Chibougamau. SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 55732, 99 pages, 3 plans.
- SCHMITT, L. – TRUDEAU, Y., 2009 – Campagne de forage 2008-2009, Propriété Radar et McKenzie 4581. SOQUEM, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64442, 166 pages.

- SCHULTZ, R.A. – FOSSEN, H., 2008 – Terminology for structural discontinuities. American Association of Petroleum Geologists Bulletin; volume 92, pages 853-867.
- SHARMA, K.N.M. – GOBEIL, A. – MUELLER, W., 1987 – Stratigraphie de la région du lac Caopatina. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 87-16, 16 pages.
- SMITH, J.R., 1953 – Rapport préliminaire sur le quart sud-ouest du canton de McKenzie, région de Chibougamau, comté d'Abitibi-Est. Ministère des mines, Québec; RP 288, 24 pages.
- SMITH, J.R. – ALLARD, G.O., 1960 – Moitié sud du canton de McKenzie, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des mines, Québec; RG 095, 71 pages, 2 plans.
- SNC-LAVALLIN, 2002 – Technical documentation, feasibility study estimate for McKenzie Bay Resources; volume 1, 2 and 3.
- STERCKX, S. – ROSS, P.-S. – GOUTIER, J., 2014 – Géochimie des roches volcaniques archéennes du Groupe de Blake River, Sous-province de l'Abitibi, Québec : composition des échantillons « frais ». Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; MB 2014-32, 24 pages.
- TANER, M.F. – GAULT, R.A. – ERCIT, T.S., 2000 – Vanadium mineralization and its industry in Canada. The Gange; Issue 65, pages 1-9.
- TESSIER, A.C. – HODGSON, C.J. – LULIN, J.M., 1995 – The Portage Cu-Au mine. In: Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area – From porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits (Pilote P., editor). Geological Survey of Canada; Open File 3143, pages 131-142.
- THIBAUT, P. – DAIGNEAULT, R., 1984 – Partie sud-ouest du canton de Queylus, région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 85-11, 1 plan.
- THORPE, R.I. – GUHA, J. – FRANKLIN, J.M. – LOVERIDGE, W.D., 1984 – Use of a Superior Province isotope framework in interpreting mineralization stages in the Chibougamau district. In: Chibougamau: stratigraphy and mineralization (Guha, J. and Chown, E.H., editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; volume 34, pages 345-356.
- THURSTON, P.C. – AYER, J.A. – GOUTIER, J. – HAMILTON, M.A., 2008 – Depositional gaps in the Abitibi greenstone belt stratigraphy: A key to exploration for syngenetic mineralization. Economic Geology; volume 103, pages 1097-1134.
- TREMBLAY, A., 1982 – Report on the Lempira Group Roy Project. Camchib Resources, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 39381, 26 pages, 2 plans.
- TRUDEAU, Y., 1981 – Pétrographie et géochimie des roches du secteur environnant de la mine Bruneau, Chibougamau, Québec. Université du Québec à Chicoutimi; mémoire de maîtrise, 136 pages, 1 plan.
- TRUDEL, P. – BAZINET, R. – CLOUTIER, M.A. – LABRECQUE, P. – BÉRUBÉ, P. – CHOUTEAU, M., 1985 – Évaluation du potentiel minéral d'un grand axe conducteur identifié par des relevés INPUT dans le canton de Richardson, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85-10, 207 pages, 10 plans.
- TRUDEL, P. – CLOUTIER, A. – BÉRUBÉ, P. – BOIVIN, M. – LABRECQUE, P. – CHOUTEAU, M., 1987 – Évaluation du potentiel minéral d'un grand axe conducteur identifié par les relevés INPUT dans le canton de Richardson – région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-07, 46 pages, 14 plans.
- VALLÉE, M.A. – SMITH, R.S. – KEATING, P., 2010 – Case history of combined airborne time-domain electromagnetic and power-line field survey in Chibougamau, Canada. Geophysics; volume 75, pages B67-B72.
- VÉZINA, C. – DAOUDENE, Y. – TREMBLAY, A. – LECLERC, F., 2014 – Analyse structurale de la Zone de cisaillement de la Rivière France et de ses minéralisations aurifères, région de Chibougamau, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, MB 2015-04, 42 pages.
- WATKINS, D.H. – RIVERIN, G., 1982 – Geology of the Opemiska copper-gold deposits at Chapais Québec. In: Precambrian sulphide deposits (Hutchpor, R.W., Spence, E.D. and Franklin, J.M., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 25, pages 427-446.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology; volume 20, pages 325-343.

Tableaux

TABLEAU 1 - Données géochronologiques U-Pb des roches archéennes du secteur de Chibougamau.

N°	Organisme	N° d'échantillon	Unité stratigraphique / lithodémique	Code lithologique	Méthode analytique	Âge de mise en place (Ma)	Zone	Estant	Nordant	SNRC	Références
Unités volcaniques et sédimentaires											
1	MERN	SGNO-2005-06	Formation de Haüy (nAhy)	S4D	LA-MC-ICPMS	<2691,7 ±2,9	18U	534741	5506753	32G10	David <i>et al.</i> , 2007
2	CGC	OVB-3	Formation de Stella (nAst)	S2D	ID-TIMS, SHRIMP	<2704 ±2	18U	522042	5513481	32G10	Leclerc <i>et al.</i> , 2012
3	MERN	SGNO-2004-01	Formation de Caopatina (nAcp)	S4D	LA-MC-ICPMS	<2707,3 ±2,3	18U	528038	5476494	32G07	David <i>et al.</i> , 2006
4	CGC	OVB-1	Formation de Blondeau (nAbl)	S2D	ID-TIMS, SHRIMP	<2721 ±3	18U	552864	5533333	32G16	Leclerc <i>et al.</i> , 2012
5	MERN	11-FL-6129-C	Formation de Bruneau (nAbnu2)	V2J [TL]	ID-TIMS	2724,4 ±1,2	18U	553459	5531755	32G16	Davis <i>et al.</i> , 2014
6	CGC	5061	Formation de Waconichi, Membre d'Allard (nAard2)	V2J [TL]	ID-TIMS	2726,7 ±0,7	18U	552781	5530414	32G16	Leclerc <i>et al.</i> , 2011
7	CGC	5000	Formation de Waconichi, Membre d'Allard (nAard2)	V2J [TL]	ID-TIMS, SHRIMP	2726,6 ±0,7	18U	543741	5529734	32G16	Leclerc <i>et al.</i> , 2011
8	CGC	5118b	Formation de Waconichi, Membre d'Allard (nAard2)	V2J [TL]	ID-TIMS	2727,4 ±0,9	18U	546719	5540040	32J01	Leclerc <i>et al.</i> , 2011
9	CGC	10-PR-200-A	Formation de Waconichi, Membre de Queylus (nAqui1)	V2J [TX]	ID-TIMS	2728,7 ±1,0	18U	547969	5501474	32G16	Leclerc <i>et al.</i> , 2011
10	MERN	GFA-126, GDO-154	Formation de Waconichi, Membre de Chevrier (nAch)	I1 [PO] (QZ,PG)	ID-TIMS	2729,9 +1,6 /-1,3	18U	535272	5497310	32G09	Legault, 2003
11	CGC	06-PR-4027-A	Formation de Waconichi, Membre de Scott (nAsct3)	V1B	ID-TIMS	2728,2 ±0,8	18U	526154	5523345	32G15	Leclerc <i>et al.</i> , 2011
12	CGC	WFL-1	Formation de Waconichi, Membre de Lemoine (nAlem1a)	V1B	ID-TIMS	2728,0 +1,5/-1,4	18U	565498	5513218	32G16	Mortensen, 1993
13	CGC	WQFP-1	Formation de Waconichi, Membre de Lemoine (nAlem2a)	V1B [PO] (QZ,PG)	ID-TIMS	2729,7 +1,9/-1,6	18U	565360	5513911	32G16	Mortensen, 1993
Unités intrusives											
14	MERN	SGNO-2003-05	Pluton de Boisvert (nAboi)	I1D	ID-TIMS	2697 ±3	18U	557046	5489054	32G09	Davis <i>et al.</i> , 2005
15	CGC	MP-1	Pluton de Muscocho (nAmus)	I1C	ID-TIMS	2701,2 +1,7/-1,3	18U	527536	5498933	32G10	Mortensen, 1993
16	UQAC	D-OCM-05-001	Stock du Lac Line, phase satellite tardive du Pluton de Chibougamau (nAlin)	I1D	ID-TIMS	2707,6 ±1,4	18U	548625	5533250	32G16	Côté-Mantha, 2009
17	CGC	LWNR-1	Dyke felsique (I1)	I1 [PO] (QZ,PG)	ID-TIMS	2712 +9 /-7	18U	562409	5541043	32J01	Mortensen, 1993
18	MERN	11-FL-52783-A	Dyke felsique (I1)	I1 [PO] (QZ,PG)	ID-TIMS	2710,2 ±0,8	18U	562956	5541090	32J01	Davis <i>et al.</i> , 2014
19	CGC	BBS-1	Suite intrusive de Cummings, Filon-couche de Bourbeau (nAbou3)	I2I	ID-TIMS	2716,7 +1,0/-0,4	18U	550809	5534433	32G16	Mortensen, 1993
20	CGC	06-PR-746-A	Pluton de Chibougamau, tonalite porphyrique, phase tardive, secteur de Queylus (nAchi3)	I1D [PO,LX] (QZ)	ID-TIMS	2701,7 ±2,9	18U	543920	5508645	32G16	McNicoll <i>et al.</i> , 2008
21	MERN	CH-94-01	Pluton de Chibougamau, dyke felsique, phase tardive, mine Copper Rand (nAchi6)	I1 [PO] (QZ,PG)	ID-TIMS	2705,1 +1,7 /-1,2	18U	552055	5526578	32G16	David <i>et al.</i> 2011, réanalyse de Joannis, 1998
22	UQAM-MERN	CH-94-04	Pluton de Chibougamau, tonalite, fosse Merrill (nAchi2)	I1D	ID-TIMS	2714 +3 /-2	18U	548157	5524264	32G16	Pilote <i>et al.</i> , 1997; Joannis, 1998
23	UQAM-MERN	CH-94-03	Pluton de Chibougamau, dyke de tonalite porphyrique coupant minéralisation, fosse Merrill (nAchi7)	[PO] (QZ,PG)	ID-TIMS	2714 +3 /-2 interprété	18U	548095	5524277	32G16	Pilote <i>et al.</i> , 1997; Joannis, 1998
24	UQAM-MERN	CH-94-05	Pluton de Chibougamau, dyke de diorite coupée par minéralisation, fosse Merrill (nAchi5)	I2	ID-TIMS	2714 +3 /-2 interprété	18U	548110	5524234	32G16	Pilote <i>et al.</i> , 1997; Joannis, 1998

Tableaux

TABLEAU 1 - Données géochronologiques U-Pb des roches archéennes du secteur de Chibougamau (suite).

N°	Organisme	N° d'échantillon	Unité stratigraphique / lithodémique	Code lithologique	Méthode analytique	Âge de mise en place (Ma)	Zone	Estant	Nordant	SNRC	Références
25	UQAM-MERN	CH-94-02	Pluton de Chibougamau, dyke tonalitique porphyrique à QZ, lac Clark (nAchi2)	I1D [PO] (QZ)	ID-TIMS	trois populations...	18U	546373	5526128	32G16	Pilote <i>et al.</i> , 1997; Joannis, 1998
26	CGC-MERN	PP-94-02	Pluton de Chibougamau, dyke tonalitique porphyrique à QZ, lac Clark (nAchi7)	I1D [PO] (QZ)	ID-TIMS	2715 ±1	18U	546373	5526128	32G16	Pilote <i>et al.</i> , 1997
27	UQAM-MERN	CH-94-06	Pluton de Chibougamau, diorite à hornblende (nAchi1)	I2J	ID-TIMS	2716 +3 /-2	18U	533558	5515811	32G16	Pilote <i>et al.</i> , 1997; Joannis, 1998
28	CGC	70-32	Pluton de Chibougamau, diorite à hornblende (nAchi1)	I2J	ID-TIMS	2718 ±2	18U	547632	5522961	32G16	Krogh, 1982
29	CGC	LDP-1	Pluton de La Dauversière (nAlad)	I1D	ID-TIMS	2719,8 +3,0/-0,6	18U	552276	5493830	32G09	Mortensen, 1993
30	CGC	DLGR-1	Suite intrusive du Lac Doré, zone granophyrique (nAldg1)	I1H	ID-TIMS	2727,0 ±1,3	18U	563129	5513248	32G16	Mortensen, 1993
31	CGC	DLP3-1	Suite intrusive du Lac Doré, zone litée (nAsel)	I4B (QZ)	ID-TIMS	2728,3 +1,2/-1,1	18U	565522	5515592	32G16	Mortensen, 1993

MERN : Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec; CGC : Commission géologique du Canada; UQAM : Université du Québec à Montréal; UQAC : Université du Québec à Chicoutimi

ID-TIMS : dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique; LA-MC-ICPMS : ablation laser et spectromètre de masse à multicollecteur et à ionisation au plasma;

SHRIMP : Sensitive High Resolution Ion Microprobe

Tableaux

TABLEAU 2 - Évolution de la nomenclature stratigraphique du Membre de Lemoine, Formation de Waconichi.

Étiquette stratigraphique	Lithologie (cette étude)	Boulerice <i>et al.</i> , 2014	Lafrance <i>et al.</i> , 2006
Membre supérieur (nAlem2)			
nAlem2d	I2J	Diorite de Lemoine	Diorite de Lemoine
nAlem2c	V1B-V1D	Rhyolite et dacite	Rhyolite de Gilman
nAlem2b	V3B [MA][CO]	Basalte	Basalte de Gilman
nAlem2a	V1B [PO][LB][EO], V1[TX] QZ : 5 à 10 %, 3 à 8 mm et PG : 10 à 2 %, 2 à 5 mm	Hangingwall QFP	TxGil
Membre inférieur (nAlem1)			
Non cartographié	Lentille de sulfures massifs	Lentille de sulfures massifs	Lentille de sulfures massifs
Non cartographié	I1 [PO] (QZ,PG) Deux dykes reconnus en forage	Dacite porphyrique de Marelle	Dacite de Lemoine supérieure
nAlem1f	I1 [PO] QZ : 2 à 10 %, 2 à 6 mm et PG : 3 à 10 %, 1 à 5 mm	Rhyolite de Marelle	Dôme de Marelle
nAlem1e	I1 [PO] QZ : 7 à 8 %, 1 à 2 mm et PG : 3 à 7 %, 1 à 3 mm	Rhyolite du lac Coco	Rhyolite de Lemoine supérieure
nAlem1d	V2J, V2J [TL]	Andésite de Lemoine	Andésite de Lemoine
nAlem1c	V1D, V1D [TL]	Dacite de Lemoine	Dacite de Lemoine
nAlem1b	V1B-V1D, I1 [MA] QZ : 2 à 5 %, 1 à 2 mm	Rhyolite de Lemoine	Rhyolite de Lemoine
nAlem1a	V1D [HY][LB][EO] QZ : 2 à 10 %, 2 à 6 mm et PG : 3 à 10 %, 1 à 5 mm	Rhyolite Alpha	Dôme de Marelle riche en Zr

Tableaux

TABLEAU 3 - Analyses géochimiques représentatives des roches volcaniques de la région de Chibougamau (suite).

Code_Strati	nAlem1d	nAlem1e	nAlem1f	nAlem2a	nAlem2b	nAlem2c	nAsct1	nAsct3	nAard1	nAard1	nAard
WF77M	V3A	V1B	V1D	V1B	V3B	V2J	V3A	V1D	V3B	V3B	V3A
WF77T	V3A	V1B	V1D	V1D	V3A	V2J	V3A	V1D	V3A	V3A	V3A
Aff. géoch.	TH	TH	TR	TH	TH	TR	CA	TR	TH	CA	TH
No. Éch.	1903115715	1903115684	1903116130	1903116089	2000033630	1903115678	2015061124	2011050662	2011050757	1903131136	1903131083
Éléments majeurs (poids %)											
SiO ₂	53,73	73,58	70,93	77,42	50,50	58,90	55,2	64,41	46,89	50,80	54,80
TiO ₂	2,06	0,17	0,40	0,23	1,40	1,26	0,925	0,79	1,60	1,02	0,96
Al ₂ O ₃	13,57	9,11	11,94	11,28	15,60	13,80	14,75	9,87	13,29	15,80	14,40
Fe ₂ O ₃ T	13,91	9,67	4,42	2,75	12,90	10,92	9,03	14,26	19,05	10,80	8,10
FE ₂ O ₃	1,39	0,97	0,44	0,28	1,29	1,09	0,90	1,43	1,91	1,08	0,81
FEO	12,52	8,70	3,98	2,47	11,61	9,83	8,13	12,83	17,14	9,72	7,29
MnO	0,17	0,11	0,05	0,01	0,17	0,11	0,129	0,18	0,35	0,15	0,14
MgO	5,04	2,95	1,12	0,84	5,88	1,76	2,49	2,46	7,15	6,30	4,29
CaO	2,47	0,20	1,57	0,41	5,49	6,75	7,25	2,24	5,74	8,21	7,96
Na ₂ O	3,10	2,00	4,92	5,37	4,79	2,57	1,65	0,05	2,57	3,05	2,17
K ₂ O	1,54	0,03	0,58	0,19	0,17	1,28	0,65	0,97	0,09	0,01	0,82
P ₂ O ₅	0,47	0,01	0,07	0,03	0,31	0,40	0,18	0,22	0,12	0,19	0,10
LOI	3,55	2,12	2,23	0,63	2,70	1,26	8,34	4,40	2,90	3,70	7,20
Éléments en traces (ppm)											
Cr	10,00	120,00	160,00	300,00	70,00	20,00	181	<13,68	68,38	157,00	196,20
Co	24,00	22,20	5,20	2,90	34,00	14,40	18,00	13,50	58,80	36,70	26,60
Ni	<5,00	9,00	6,00	7,00	28,00	6,00	99,00	10,10	67,10	109,00	68,10
Cu	260,00	<5	5,00	6,00	68,00	<5,00	12,00	4,20	50,70	44,60	53,00
Zn	388,00	92,00	88,00	25,00	105,00	40,00	87,00	95,00	72,00	72,00	81,00
Rb	45,00	<0,2	11,00	6,00	2,00	37,50	21,00	26,00	0,80	0,10	23,80
Sr	69,10	9,40	103,00	54,90	126,00	326,00	165,00	5,50	70,10	256,00	129,00
Cs	1,60	<0,1	0,20	0,10	<0,1	0,70	0,40	0,50	<0,1	0,20	0,80
Ba	356,00	4,10	139,50	51,00	26,00	298,00	120,00	161,00	14,00	12,00	443,00
Sc	nd	nd	nd	nd	30,70	nd	21,30	16,00	38,00	26,40	43,30
V	41,00	45,00	23,00	<5	197,00	22,00	132,00	27,00	333,00	173,00	247,00
Ta	0,70	3,00	1,70	2,10	0,43	1,10	0,33	1,20	0,30	0,24	0,29
Nb	10,00	41,00	22,00	28,00	8,20	14,00	4,70	19,40	4,70	5,40	4,70
Zr	224,00	427,00	380,00	301,00	99,00	321,00	125,00	361,00	107,80	84,70	91,40
Hf	7,00	18,00	13,00	12,00	2,50	10,00	2,80	10,60	3,00	1,92	2,51
Th	2,00	7,00	6,00	6,00	1,12	3,00	1,42	3,40	0,60	1,00	0,61
U	-0,50	1,70	1,30	1,40	0,29	0,60	0,34	0,80	0,20	0,17	0,19
Y	71,00	154,00	107,00	145,00	19,70	80,00	20,10	89,70	34,80	16,00	29,30
Éléments des terres rares (ppm)											
La	16,40	29,50	53,40	58,50	13,40	28,10	11,00	16,00	5,20	8,40	6,80
Ce	43,20	79,70	136,00	150,00	32,10	70,20	26,50	43,20	14,80	20,20	17,30
Pr	6,40	12,50	18,40	20,80	4,64	10,20	3,53	6,48	2,63	2,90	2,60
Nd	30,00	63,30	78,70	96,20	20,10	46,90	15,60	30,50	14,00	12,50	13,30
Sm	9,30	21,60	18,30	23,40	4,42	12,10	3,65	9,08	3,99	2,70	4,00
Eu	2,70	3,10	2,20	2,90	1,39	3,00	1,12	1,38	1,43	1,10	1,09
Gd	10,60	24,10	18,50	23,80	4,42	13,20	3,29	11,73	5,17	2,70	4,90
Tb	1,80	4,70	3,00	3,90	0,64	2,30	0,57	2,32	0,91	0,45	0,92
Dy	12,40	30,50	20,30	26,00	3,61	14,40	3,57	15,35	5,63	2,60	5,43
Ho	2,70	6,90	4,10	5,60	0,73	3,10	0,74	3,31	1,21	0,51	1,17
Er	8,00	21,40	12,40	16,60	2,11	9,20	2,18	9,97	3,62	1,49	3,35
Tm	1,20	3,30	1,80	2,40	0,32	1,40	0,33	1,52	0,56	0,21	0,50
Yb	8,00	21,80	12,20	16,40	2,05	9,10	2,33	9,91	3,87	1,51	3,18
Lu	1,30	3,40	1,90	2,50	0,31	1,40	0,37	1,44	0,54	0,23	0,51
Rapports d'éléments											
Th/Nbpm	1,42	1,21	1,93	1,52	0,97	1,52	2,14	1,24	0,90	1,31	0,92
La/Smpm	1,11	0,86	1,83	1,57	1,90	1,46	1,89	1,11	0,82	1,95	1,07
Gd/Ybpm	1,07	0,89	1,23	1,17	1,74	1,17	1,14	0,96	1,08	1,45	1,25
Zr/Y	3,15	2,77	3,55	2,08	5,03	4,01	6,22	4,02	3,10	5,29	3,12
Ti/Zr	55,12	2,39	6,31	4,58	84,76	23,53	44,36	13,12	88,97	72,18	62,96
Ti/Ti*pm	0,55	0,03	0,08	0,04	0,80	0,28	0,68	0,36	0,84	0,83	0,59

Code_Strati: Code stratigraphique

WF77M: Classification selon le diagramme SiO₂ vs Zr/TiO₂*0,0001 (Winchester et Floyd, 1977)

WF77T: Classification selon le diagramme Zr/TiO₂*0,0001 vs Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977)

Aff. géoch.: Affinité géochimique selon le diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009)

TH: tholéitique, TR: transitionnel, CA: calco-alcalin

No. éch.: Numéro d'échantillon unique du SIGÉOM

Ti* calculé selon la méthode des éléments voisins les plus proches

pm: manteau primitif (valeurs de Palme et O'Neill, 2003)

Tableaux

TABLEAU 3 - Analyses géochimiques représentatives des roches volcaniques de la région de Chibougamau (suite et fin).

Code_Strati	nAard	nAard	nAbnu1	nAbnu2	nAb1	nAb1
WF77M	V2J	V2J	V3B-V3A	V3A	V3B	V2J
WF77T	V2J	V1D	V3A	V3B	V3B	V2J
Aff. géoch.	CA	CA	TH	CA	TH	CA
No. Éch.	1903131081	1903131142	1903131088	1903131143	2004046136	1983008197
Éléments majeurs (poids %)						
SiO ₂	59,40	60,80	47,60	55,00	49,59	60,61
TiO ₂	0,55	0,26	1,11	1,08	2,59	0,77
Al ₂ O ₃	16,30	17,40	15,50	14,10	12,57	16,61
Fe ₂ O ₃ T	5,90	6,10	11,30	11,10	18,73	6,09
FE ₂ O ₃	0,59	0,61	1,13	1,11	1,88	1,33
FEO	5,31	5,49	10,17	9,99	16,85	4,76
MnO	0,07	0,10	0,17	0,16	0,22	0,05
MgO	3,75	2,20	7,60	2,20	4,70	2,07
CaO	6,94	4,05	12,36	8,19	8,55	3,41
Na ₂ O	3,20	4,39	0,89	2,28	1,72	5,01
K ₂ O	0,78	0,58	0,09	1,24	0,07	1,00
P ₂ O ₅	0,10	0,21	0,07	0,25	0,18	0,18
LOI	2,40	3,00	3,30	3,70	0,90	2,86
Éléments en traces (ppm)						
Cr	90,40	15,00	299,00	164,00	nd	66,00
Co	18,80	<14,30	42,00	50,20	56,20	17,00
Ni	68,20	36,00	150,00	157,00	11,60	25,00
Cu	49,00	22,50	116,30	91,20	37,70	36,00
Zn	48,00	45,00	86,00	66,00	28,00	53,00
Rb	33,00	18,00	2,20	19,60	0,80	25,00
Sr	344,00	341,00	193,00	293,00	67,60	259,00
Cs	1,10	1,10	0,40	0,40	<0,10	0,70
Ba	176,00	202,20	18,70	286,10	29,00	136,00
Sc	14,00	6,30	34,70	17,60	46,00	14,30
V	98,00	54,00	281,00	136,00	582,00	114,00
Ta	0,29	0,09	0,17	0,24	0,40	0,43
Nb	4,30	2,90	3,20	5,50	5,50	10,80
Zr	99,90	92,40	63,10	80,30	108,10	169,00
Hf	2,44	2,13	1,75	1,76	3,20	3,90
Th	1,11	5,00	nd	1,00	0,40	3,53
U	0,36	1,08	0,08	0,18	0,20	0,80
Y	11,60	7,40	22,20	12,20	41,10	15,20
Éléments des terres rares (ppm)						
La	9,60	46,40	3,40	13,00	5,70	26,00
Ce	25,90	94,60	9,40	28,90	16,50	54,60
Pr	2,70	11,50	1,60	4,10	2,48	6,92
Nd	12,30	41,20	8,10	16,40	13,40	27,80
Sm	2,90	5,40	2,60	3,10	4,40	4,54
Eu	0,84	1,50	1,00	0,90	1,64	1,75
Gd	2,50	1,30	3,40	1,60	5,72	3,53
Tb	0,40	0,19	0,57	0,34	1,03	0,52
Dy	2,12	1,30	3,70	2,10	6,74	2,83
Ho	0,47	0,22	0,75	0,39	1,40	0,51
Er	1,35	0,53	2,12	1,07	4,01	1,43
Tm	0,18	0,07	0,30	0,16	0,66	0,21
Yb	1,18	0,48	2,12	1,19	4,03	1,47
Lu	0,18	0,07	0,32	0,18	0,59	0,24
Rapports d'éléments						
Th/Nbpm	1,83	12,21	nd	1,29	0,52	2,32
La/Smpm	2,08	5,40	0,82	2,63	0,81	3,60
Gd/Ybpm	1,71	2,19	1,30	1,09	1,15	1,94
Zr/Y	8,61	12,49	2,84	6,58	2,63	11,12
Ti/Zr	33,00	16,87	105,44	80,62	143,61	27,31
Ti/Ti*pm	0,54	0,21	0,86	1,21	1,20	0,42

Code_Strati: Code stratigraphique

WF77M: Classification selon le diagramme SiO₂ vs Zr/TiO₂*0,0001 (Winchester et Floyd, 1977)

WF77T: Classification selon le diagramme Zr/TiO₂*0,0001 vs Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977)

Aff. géoch.: Affinité géochimique selon le diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009)

TH: tholéiitique, TR: transitionnel, CA: calco-alcalin

No. éch.: Numéro d'échantillon unique du SIGÉOM

Ti* calculé selon la méthode des éléments voisins les plus proches

pm: manteau primitif (valeurs de Palme et O'Neill, 2003)

Tableaux

TABLEAU 4 - Analyses géochimiques représentatives des roches intrusives de la région de Chibougamau.

Code_Strati	nAdan	nAddi	nAddi	Aldg2	nAldg2	nAdbo1	nAdbo2	nArob1	nArob1	nArob2	nArob3
Code_litho	I3G	I4B	I3E	I2I	I3E	I3A	I3A	I4I	I4C	I3A	I3E
No. Éch.	1993012816	2007045264	1993012879	2007045280	2007045276	2007045244	2007045279	1903131045	1903131041	1903131033	1903131034
Éléments majeurs (poids %)											
SiO ₂	45,78	33,62	49,63	68,79	57,05	57,46	46,95	38,80	50,00	49,30	60,10
TiO ₂	1,28	3,43	1,23	0,29	1,15	1,01	0,73	0,28	1,18	1,40	0,94
Al ₂ O ₃	26,83	9,60	15,68	14,69	10,60	10,98	15,70	1,73	6,62	14,00	14,30
Fe ₂ O ₃ T	5,83	29,06	12,87	4,33	19,34	14,85	24,14	14,20	16,50	16,10	7,96
FE ₂ O ₃	0,58	2,91	1,29	0,43	1,94	1,49	2,42	1,42	1,65	1,61	0,80
FEO	5,25	26,15	11,58	3,90	17,40	13,36	21,72	12,78	14,85	14,49	7,16
MnO	0,08	0,41	0,37	0,06	0,10	0,33	0,20	0,19	0,26	0,23	0,11
MgO	2,49	12,09	6,47	1,08	1,35	1,18	2,68	32,00	11,90	4,25	4,36
CaO	6,81	6,18	5,83	1,92	0,37	3,76	0,15	2,70	10,60	9,77	6,07
Na ₂ O	3,28	0,12	3,17	3,95	0,10	4,35	1,22	0,05	0,12	2,33	3,64
K ₂ O	0,65	0,05	0,69	2,23	1,66	0,21	1,65	0,01	0,04	0,29	0,09
P ₂ O ₅	nd	0,06	0,25	0,09	0,39	0,35	0,14	<0,04	0,04	0,10	0,19
LOI	5,52	4,90	3,52	2,50	7,80	5,60	6,20	9,90	3,20	3,10	3,00
Éléments en traces (ppm)											
Cr	17,00	957,30	130	205,14	136,76	136,76	136,76	2137,00	438,00	<14,30	35,60
Co	21,00	39,90	29,00	8,30	9,30	8,70	32,00	135,00	74,10	58,10	21,80
Ni	23,00	74,80	68,00	14,20	1,80	1,20	32,00	1894,00	234,00	56,80	<32,00
Cu	41,00	144,10	12,00	22,40	163,00	3,10	45,50	85,10	201,00	189,00	57,60
Zn	44,00	118,00	183,00	42,00	342,00	115,00	241,00	53,20	96,50	107,00	45,00
Rb	19,00	1,70	29,00	75,80	60,40	4,90	42,30	0,49	0,39	8,93	1,83
Sr	141,00	2,00	149,00	102,00	12,30	59,10	7,90	4,10	85,30	463,00	425,00
Cs	0,60	0,40	0,40	0,80	1,10	0,20	1,60	<0,03	<0,02	5,80	<0,02
Ba	62,00	5,00	72,00	218,00	139,00	45,00	155,00	<1,60	4,60	132,00	71,90
Sc	22,00	27,00	25,80	5,00	25,00	23,00	23,00	11,30	43,40	13,10	15,40
V	284,00	1391,00	203,00	33,00	<8,00	<8,00	141,00	67,30	245,00	222,00	135,00
Ta	0,30	0,10	0,52	0,30	1,10	0,90	0,30	0,04	0,20	0,42	0,47
Nb	1,60	1,90	5,00	4,10	15,80	15,40	5,00	0,80	3,20	6,30	7,80
Zr	20,00	32,00	94,00	115,30	340,50	336,40	93,40	18,00	61,00	120,00	145,00
Hf	0,50	0,90	2,10	3,10	10,30	10,70	2,90	0,40	1,66	2,96	3,61
Th	0,06	0,20	0,80	2,00	1,80	2,70	1,00	0,07	0,26	0,81	2,32
U	0,05	0,20	0,21	0,60	0,60	0,70	0,20	<0,03	0,06	0,18	0,53
Y	8,60	10,00	15,90	5,40	112,70	98,60	24,40	4,70	17,40	25,10	17,40
Éléments des terres rares (ppm)											
La	6,14	1,80	10,20	12,60	21,60	16,90	7,00	1,10	3,90	8,50	19,60
Ce	7,95	5,00	23,30	25,60	55,00	46,30	16,00	2,40	10,60	22,30	45,70
Pr	0,61	0,87	3,30	3,11	8,74	7,86	2,23	0,48	1,78	3,37	5,74
Nd	3,28	4,30	15,10	10,70	41,00	39,10	10,30	2,54	9,57	16,38	23,74
Sm	0,96	1,25	3,28	1,98	11,87	11,06	2,96	0,75	2,92	4,43	4,44
Eu	0,66	0,40	1,24	0,77	3,31	2,56	0,78	0,24	0,63	1,50	1,23
Gd	1,27	1,50	3,15	1,32	14,52	14,04	3,32	0,83	3,47	4,71	4,07
Tb	0,23	0,28	0,48	0,20	2,78	2,56	0,68	0,13	0,57	0,75	0,57
Dy	1,45	1,69	2,85	0,83	17,18	16,31	4,13	0,84	3,33	4,45	3,06
Ho	0,29	0,37	0,58	0,20	3,91	3,71	0,88	0,15	0,60	0,84	0,56
Er	0,85	1,15	1,60	0,47	11,24	10,53	2,53	0,39	1,56	2,31	1,59
Tm	0,12	0,18	0,24	0,07	1,82	1,69	0,40	0,04	0,22	0,31	0,20
Yb	0,79	1,10	1,61	0,43	10,71	10,57	2,31	0,34	1,29	1,99	1,44
Lu	0,13	0,19	0,23	0,07	1,79	1,76	0,41	0,04	0,18	0,28	0,21
Rapports d'éléments											
Th/Nbpm	0,27	0,75	1,13	3,46	0,81	1,24	1,42	0,62	0,58	0,91	2,11
La/Smpm	4,02	0,90	1,95	4,00	1,14	0,96	1,49	0,92	0,84	1,21	2,77
Gd/Ybpm	1,30	1,10	1,58	2,48	1,10	1,07	1,16	1,98	2,18	1,92	2,29
Zr/Y	2,33	3,20	5,91	21,35	3,02	3,41	3,83	3,83	3,51	4,78	8,33
Ti/Zr	383,62	642,49	78,43	15,08	20,24	18,00	46,85	93,24	115,95	69,93	38,86
Ti/Ti*pm	1,90	6,30	0,87	0,38	0,23	0,23	0,64	0,89	1,11	0,75	0,60

Code_Strati: Code stratigraphique

Code_litho: Code lithologique

No. éch.: Numéro d'échantillon unique du SIGÉOM

Ti* calculé selon la méthode des éléments voisins les plus proches

pm: manteau primitif (valeurs de Palme et O'Neill, 2003)

Tableaux

TABEAU 4 - Analyses géochimiques représentatives des roches intrusives de la région de Chibougamau (suite).

Code_Strati	nAven1	nAven1	nAven2	nAbou1	nAbou2	nAbou3	I3Ac	I3Ac	I3Ac	nAchi3
Code_litho	I4I	I4C	I3A	I4I	I3A	I3A	I3A	I3A	I3A	I1D
No. Éch.	1903131066	1903131067	1903131052	1903131073	1903131070	1903131072	1903131169	1903131167	1903131193	1993012870
Éléments majeurs (poids %)										
SiO ₂	36,30	40,30	54,70	38,80	45,70	51,60	47,90	51,00	43,48	70,81
TiO ₂	0,16	0,65	1,48	0,50	1,44	3,85	1,17	1,83	0,43	0,23
Al ₂ O ₃	1,16	6,29	14,10	5,73	17,10	12,00	12,90	11,70	11,56	15,31
Fe ₂ O ₃ T	14,70	19,30	13,10	18,10	15,10	18,50	12,30	16,50	24,59	2,09
FE ₂ O ₃	1,47	1,93	1,31	1,81	1,51	1,85	1,23	1,65	2,46	0,21
FEO	13,23	17,37	11,79	16,29	13,59	16,65	11,07	14,85	22,13	1,88
MnO	0,20	0,18	0,17	0,22	0,15	0,29	0,17	0,17	0,29	0,04
MgO	34,80	21,70	4,43	24,90	4,79	2,95	5,90	4,10	3,36	0,75
CaO	1,19	2,94	5,38	3,00	11,20	6,02	7,70	5,15	15,21	2,69
Na ₂ O	0,02	0,47	1,65	0,33	2,02	1,84	2,75	2,79	0,36	4,58
K ₂ O	0,02	0,10	0,05	0,06	0,07	0,35	0,05	0,01	0,17	1,65
P ₂ O ₅	<0,04	0,06	0,19	<0,04	0,06	0,19	0,10	0,22	0,08	0,09
LOI	12,20	7,00	2,80	8,50	4,00	3,70	8,30	5,70	0,94	1,36
Éléments en traces (ppm)										
Cr	558,00	2592,00	74,50	2581,00	<13,90	17,40	156,00	<13,90	<17,90	16
Co	156,00	112,00	47,50	98,30	51,40	53,20	45,10	35,40	36,70	25,00
Ni	2268,00	666,00	<35,90	576,00	72,00	<37,00	83,00	<34,80	100,60	7,00
Cu	25,40	33,90	189,00	33,50	235,00	38,90	79,00	89,00	<8,90	3,00
Zn	63,90	170,00	87,20	176,00	85,20	112,00	136,00	195,00	105,90	26,00
Rb	0,97	1,97	0,87	2,22	1,12	12,60	1,40	0,30	1,52	47,00
Sr	3,50	8,70	403,00	5,90	135,00	174,00	58,00	102,00	251,20	331,00
Cs	<0,03	1,00	<0,03	0,40	<0,03	6,20	0,30	0,30	0,46	0,50
Ba	1,80	8,70	20,30	5,20	20,20	114,00	18,70	33,30	41,70	374,00
Sc	8,69	22,90	36,90	19,90	35,60	56,60	41,10	36,20	21,52	2,90
V	40,10	148,00	252,00	128,00	709,00	76,00	278,00	330,00	100,50	23,00
Ta	0,04	0,15	0,80	0,10	0,13	0,68	0,17	0,73	0,20	1,38
Nb	0,50	2,30	12,80	1,50	1,90	9,90	3,50	12,60	3,02	4,20
Zr	9,00	45,00	152,00	29,00	41,00	135,00	69,60	251,20	83,14	94,00
Hf	0,24	1,26	3,75	0,82	1,16	3,64	1,86	6,13	1,80	2,40
Th	0,07	0,23	4,23	0,16	0,21	0,72	nd	1,00	0,89	2,87
U	-0,03	0,05	0,92	0,04	0,05	0,16	0,10	0,31	0,51	0,75
Y	2,70	19,00	34,40	12,50	17,00	45,60	23,70	70,60	16,70	4,90
Éléments des terres rares (ppm)										
La	0,40	3,40	24,50	1,90	2,40	6,60	3,70	15,00	9,36	13,20
Ce	0,50	9,00	51,40	4,50	5,60	18,60	10,60	39,60	20,67	26,30
Pr	0,17	1,39	6,12	0,74	0,96	3,04	1,60	5,90	2,51	3,27
Nd	1,01	7,04	24,27	4,09	5,25	15,72	8,30	27,90	10,86	12,40
Sm	0,41	2,07	5,09	1,28	1,75	4,89	2,40	8,20	2,39	1,86
Eu	0,13	0,57	1,55	0,42	0,68	1,99	1,00	2,70	0,88	0,62
Gd	0,42	2,62	5,45	1,72	2,18	6,41	3,00	10,90	2,54	1,31
Tb	0,08	0,46	0,89	0,30	0,42	1,15	0,60	1,67	0,41	0,18
Dy	0,50	2,97	5,39	1,91	2,71	7,18	3,90	10,70	2,64	0,81
Ho	0,10	0,60	1,09	0,40	0,55	1,51	0,77	2,11	0,56	0,13
Er	0,27	1,76	3,13	1,25	1,64	4,49	2,35	6,43	1,67	0,37
Tm	0,03	0,27	0,44	0,17	0,24	0,66	0,34	0,94	0,23	0,06
Yb	0,22	1,67	2,93	1,13	1,58	4,37	2,39	6,63	1,54	0,42
Lu	0,04	0,23	0,42	0,18	0,23	0,67	0,36	0,97	0,23	0,06
Rapports d'éléments										
Th/Nbpm	0,99	0,71	2,34	0,76	0,78	0,52	nd	0,56	2,09	4,84
La/Smpm	0,61	1,03	3,02	0,93	0,86	0,85	0,97	1,15	2,46	4,46
Gd/Ybpm	1,54	1,27	1,50	1,23	1,12	1,19	1,02	1,33	1,33	2,52
Zr/Y	3,33	2,37	4,42	2,32	2,41	2,96	2,94	3,56	4,98	19,18
Ti/Zr	106,56	86,58	58,36	103,35	210,52	170,94	100,76	43,67	31,00	14,67
Ti/Ti*pm	0,97	0,75	0,73	0,84	1,68	1,53	0,96	0,48	0,41	0,35

Code_Strati: Code stratigraphique

Code_litho: Code lithologique

No. éch.: Numéro d'échantillon unique du SIGÉOM

Ti* calculé selon la méthode des éléments voisins les plus proches

pm: manteau primitif (valeurs de Palme et O'Neill, 2003)

Tableaux

TABLEAU 4 - Analyses géochimiques représentatives des roches intrusives de la région de Chibougamau (suite et fin).

Code_Strati	nAchi7	nAchi6	nAlad	nAggr	nAlin	nAboi	I1
Code_litho	I1D	I2	I1D	I2	I3I	I1D	I1
No. Éch.	1993012882	2011050670	1994002035	2000026301	2011050618	1986014002	1995004999
Éléments majeurs (poids %)							
SiO ₂	66,53	53,61	68,7	61,80	63,16	69,96	65,7
TiO ₂	0,25	0,81	0,35	0,42	0,33	0,28	0,49
Al ₂ O ₃	15,49	16,35	15,5	15,90	17,07	15,87	14,5
Fe ₂ O ₃ T	2,02	8,62	3,22	0,88	4,04	2,83	3,09
FE ₂ O ₃	0,20	0,86	0,32	0,09	0,40	0,28	0,31
FEO	1,82	7,76	2,90	0,79	3,64	2,55	2,78
MnO	0,04	0,09	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04
MgO	0,93	4,81	0,95	0,50	2,30	0,85	1,67
CaO	3,04	8,65	3,72	6,09	2,58	3,76	3,62
Na ₂ O	7,08	1,73	4,09	8,26	5,42	4,64	5,36
K ₂ O	0,4	0,03	1,63	0,24	1,74	1,14	1,59
P ₂ O ₅	0,07	0,16	0,07	0,06	0,20	0,07	0,11
LOI	3,17	5,00	0,85	4,74	2,90	0,35	4,21
Éléments en traces (ppm)							
Cr	16	75,27	19	37,00	27,37	15	28
Co	27,00	31,40	7,00	2,00	10,70	6,00	9,00
Ni	22,00	47,40	6,00	11,00	20,70	8,00	23,00
Cu	27,00	38,80	11,00	159,00	10,80	7,00	6,00
Zn	50,00	48,00	61,00	11,00	43,00	67,00	13,00
Rb	13,00	1,10	51,00	7,00	46,20	39,00	44,00
Sr	125,00	192,80	207,00	126,00	616,70	431,00	266,00
Cs	0,10	<0,10	2,60	0,30	1,10	1,00	1,90
Ba	126,00	32,00	387,00	59,00	605,00	280,00	381,00
Sc	3,30	19,00	5,70	8,70	6,00	4,90	5,60
V	20,00	157,00	42,00	42,00	46,00	39,00	58,00
Ta	1,25	0,40	0,45	0,34	0,20	0,15	0,18
Nb	4,90	5,70	5,20	3,20	3,40	2,10	3,00
Zr	100,00	95,30	125,00	92,00	92,30	153,00	109,00
Hf	2,60	2,60	2,90	2,20	2,50	3,40	2,70
Th	3,93	1,40	2,19	1,74	5,80	1,09	1,75
U	0,83	0,40	0,41	0,79	0,90	0,20	0,53
Y	4,20	15,70	6,50	12,80	6,20	4,10	7,10
Éléments des terres rares (ppm)							
La	12,80	14,80	15,10	19,30	39,80	11,20	9,75
Ce	23,60	32,20	25,90	38,40	81,70	19,50	21,50
Pr	2,73	4,24	3,04	4,12	9,44	2,26	2,82
Nd	10,50	18,10	10,70	14,90	34,90	8,73	11,40
Sm	1,69	3,43	1,84	2,84	5,01	1,53	2,18
Eu	0,60	1,02	0,53	0,88	1,25	0,54	0,65
Gd	1,33	3,34	1,64	3,01	2,80	1,43	1,82
Tb	0,16	0,49	0,21	0,48	0,30	0,17	0,25
Dy	0,77	2,74	1,08	2,63	1,44	0,88	1,40
Ho	0,13	0,61	0,20	0,46	0,22	0,15	0,25
Er	0,34	1,66	0,53	1,12	0,52	0,42	0,68
Tm	0,05	0,24	0,08	0,14	0,09	0,06	0,10
Yb	0,32	1,65	0,49	0,83	0,47	0,35	0,60
Lu	0,05	0,24	0,07	0,12	0,08	0,05	0,09
Rapports d'éléments							
Th/Nbpm	5,68	1,74	2,98	3,85	12,09	3,68	4,13
La/Smpm	4,76	2,71	5,16	4,27	4,99	4,60	2,81
Gd/Ybpm	3,36	1,64	2,71	2,93	4,82	3,31	2,45
Zr/Y	23,81	6,07	19,23	7,19	14,89	37,32	15,35
Ti/Zr	14,99	50,95	16,78	27,36	21,43	10,97	26,95
Ti/Ti*pm	0,38	0,62	0,53	0,37	0,24	0,45	0,64

Code_Strati: Code stratigraphique

Code_litho: Code lithologique

No. éch.: Numéro d'échantillon unique du SIGÉOM

Ti* calculé selon la méthode des éléments voisins les plus proches

pm: manteau primitif (valeurs de Palme et O'Neill, 2003)

Tableaux

TABEAU 5 - Éléments de la déformation dans chaque domaine structural.

Phase \ Région	Domaine 1	Domaine 2	Domaine 3	Domaine 4	Domaine 5
	Synclinal de Chibougamau	Lacs David et Caché	Anticlinal de Chibougamau	Synclinal de Chapais	Domaine transitionnel
D1	S1 localement visible dans les charnières de plis P2	Anticlinal P1 du Lac David, Synclinal P1 du Lac Caché		1. Synclinal P1 de Muscocho 2. Foliation synmagmatique à pendage modéré	1. Plis P1 régional N-S au SW du Lac Dollier 2. Branche SE de la Zone de cisaillement inverse de Kapunapota, plissée par P2
D2a	1. Foliation régionale S2a et plis isoclinaux P2a E-W 2. Zones de cisaillement inverses E-W et NW-SE synchrones 3. Transposition de S0 et S1	1. Foliation régionale S2a et plis isoclinaux P2a E-W 2. Zones de cisaillement inverses E-W et NW-SE synchrones 3. Transposition de S0 et S1	1. Foliation régionale S2a et plis isoclinaux P2a E-W 2. Zones de cisaillement inverses E-W et NW-SE synchrones 3. Transposition de S0 et S1	1. Foliation régionale S2a et plis isoclinaux P2a E-W 2. Zones de cisaillement inverses E-W et NW-SE synchrones 3. Transposition de S0 et S1	1. Foliation régionale S2a, plis isoclinaux P2a 2. Zones de cisaillement inverse NE-SW 3. Transposition de S0 et S1
D2b	Zone de cisaillement senestre de Gwillim		Zone de cisaillement senestre du lac Taché	Couloir de déformation de Fancamp	
D3	1. Zone de cisaillement dextre de McKenzie 2. Kink bands dextres	Zone de cisaillement dextre du Lac Doré et autres zones de cisaillement parallèles	Zone de cisaillement dextre du Lac Doré et autres zones de cisaillement parallèles		
D4	Faille NNE dextre	Faille NNE senestre	1. Faille NNE senestre 2. S2 réorientée NE-SW vers l'est	Faille NNE senestre	1. Faille NNE senestre 2. S2 réorientée NE-SW avec début de transposition le long des failles NNE

ANNEXE 1 – Tableaux

TABLEAU 6 - Production minière de la région de Chibougamau (1955-2008).

Mines	(UTM Zone 18N, NAD83)	Années	Production cumulée (t)	Cu (%)	Ag (g/t)	Au (g/t)	Cu (t)	Au (t)	Ag (t)	Références
Dépôts de sulfures massifs volcanogènes (SMV)										
Bruneau	553480 5531728	1966-1967	63 000	1,52	15,09	0,69	958	0,04	0,95	Lacroix, 1998
Lemoine ¹	564330 5512528	1975-1983	758 070	4,2	83,38	4,20	31 839	3,41	63,47	Rive <i>et al.</i> , 1984
Dépôts de Cu-Au ± Mo porphyriques										
Grandroy	557430 5531428	1967-1969 1974-1975	349 000	1,24		0,68	4 328	0,24	—	Lacroix, 1998
Filons de Cu-Au dans les zones de cisaillement NW-SE										
Bateman Bay	553980 5528128	1969-1971	512 565	2,09	—	3,09	10 713	1,58	—	Lacroix, 1998
Cedar Bay	549655 5526978	1958-1990	3 878 384	1,56	—	3,22	60 503	12,49	—	Lacroix, 1998
Chib Kayrand	547305 5524103	1965-1972	114 000	1,36	—	0,44	1 550	0,05	—	Lacroix, 1998
Copper Cliff	550080 5527778	1970-1974	864 000	1,6	6,50	0,96	13 824	0,83	5,62	Lacroix, 1998
Copper Rand	552055 5526578	1959-1997 2004-2008	14 900 771	1,8	—	2,76	268 214	41,13	—	Moorhead <i>et al.</i> , 2009
Fosse Merrill	548180 5524428	1958-1981 2007-2008	7 896 972	1,77	—	0,60	139 776	4,74	—	Moorhead <i>et al.</i> , 2009
Jaculet	552080 5528728	1960-1971 1974-1977	1 091 000	1,84	6,85	1,44	20 074	1,57	7,47	Lacroix, 1998
Kokko Creek	547930 5525628	1960-1975	751 000	1,98	—	0,31	14 870	0,23	—	Lacroix, 1998
Merrill Island	547830 5524553	1958-1981	2 506 000	1,46	—	0,40	36 588	1,00	—	Lacroix, 1998
Obalski	543655 5524728	1964-1965	75 000	1,2	6,04	2,60	900	0,20	0,45	Lacroix, 1998
Principale	547830 5524553	1955-1975 1979-1981	4 845 000	1,82	—	1,53	88 179	7,41	—	Lacroix, 1998
Quebec Chibougamau Gold Fields	548295 5526359	1963-1971	212 000	1,8	9,26	2,81	3 816	0,60	1,96	Lacroix, 1998
Sous-total			37 646 692				659 007	71,8	15,5	
Filons de Cu-Au dans les zones de cisaillement NE-SW (incluant la veine McKenzie à la mine Portage)										
Henderson I	556626 5527564	1959-1971	1 650 164	2,23	—	1,40	36 799	2,31	—	Lacroix, 1998
Henderson II	557730 5528128	1960-1988	8 315 883	1,78	—	1,57	148 023	13,06	—	Lacroix, 1998
Portage	558030 5528778	1960-1997	5 636 337	1,77	3,59	3,91	99 763	22,04	20,23	Lacroix, 1998; Gaudreau <i>et al.</i> , 1998
Zone S-3	556480 5525078	1985-1989	287 337	0,37	—	3,11	1 063	0,89	—	Lacroix, 1998
Sous-total			15 889 721				285 648	38,3	20,2	
Filons à Au et à Au-Cu dans les zones de cisaillement E-W (Or de type orogénique)										
Lac Gwillim	538980 5534328	1980-1984	254 066	—	4,56	4,79	—		1,16	Rive <i>et al.</i> , 1985; Lavergne, 1985
Norbeau	549830 5534328	1964-1969	380 000	—	1,88	13,98	—	5,31	0,71	Lavergne, 1985
Sous-total			634 066				13 023	7	2	
Production totale (2008)			55 340 549				994 802	120	102	

t = tonne métrique, g/t = gramme par tonne métrique

1 - La mine Lemoine a également produit 72 066 tonnes de zinc à une teneur moyenne de 9,56 %.

ANNEXE 1 – Photographies



PHOTO 1 – Formation d’Obatogamau (*nAobl*) : Basalte à structure gloméroporphyrique typique du membre médian. L’étirement des phénocristaux de plagioclase témoigne de la formation de tectonites en L. Sud-ouest du lac Dollier (UTM NAD 83 Zone 18N 558929 5498830).



PHOTO 2 – Membre de Lemoine supérieur (*nAlem2a*) de la Formation de Waconichi : Coulées de laves rhyodacitiques à structure lobée. Sud-est du lac Yvette (UTM NAD 83 Zone 18N 565345 5513150).



PHOTO 3 – Membre de Portage (*nApor1*) de la Formation de Waconichi : Formation de fer au faciès des carbonates avec lits de sidérite massive rouge ocre à gris-beige et lits de séricite-chlorite \pm chloritoïde gris à vert. Gisement Copper Cliff Siderose (UTM NAD 83 Zone 18N 548574 5527830).

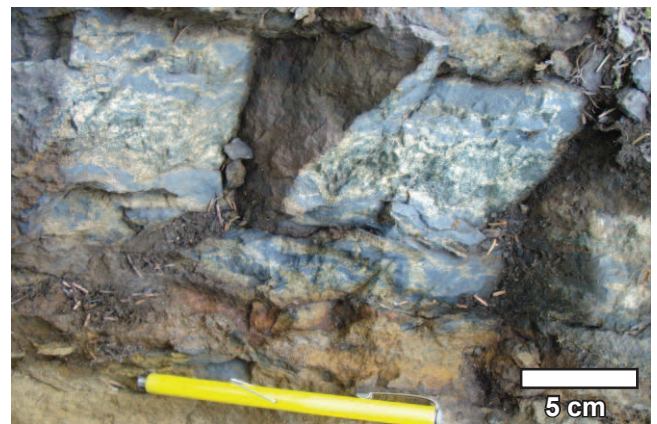


PHOTO 4 – Membre de Portage (*nApor1*) de la Formation de Waconichi : Formation de fer au faciès des sulfures avec magnétite-pyrite \pm chalcopyrite. Est du lac Wawbano (UTM NAD 83 Zone 18N 557539 5529521).

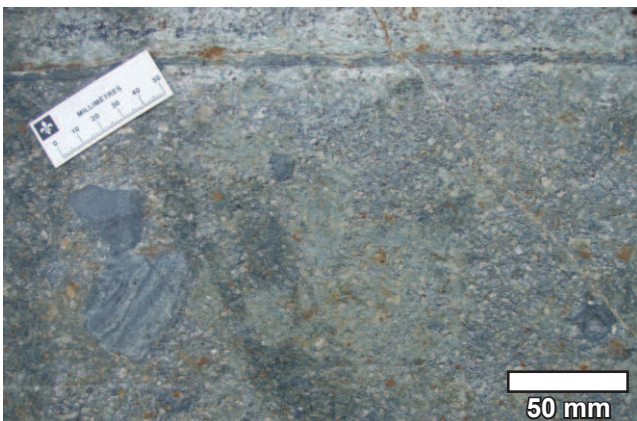


PHOTO 5 – Membre de Portage (*nApor2*) de la Formation de Waconichi : Tuf à lapillis grossiers de composition intermédiaire. Est du lac Alasper (UTM NAD 83 Zone 18N 545985 5526841).

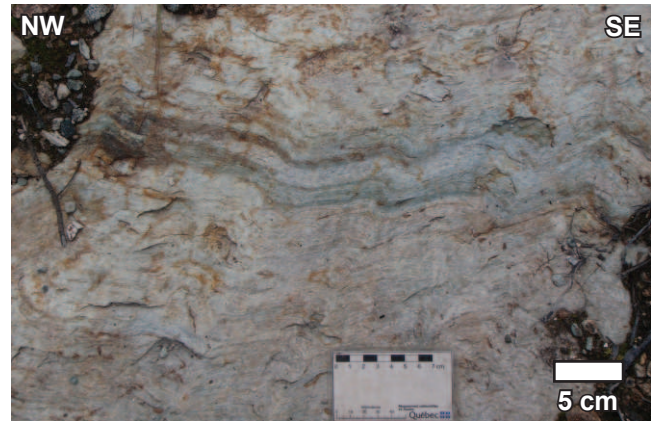


PHOTO 6 – Membre de Queylus (*nAqui*) de la Formation de Waconichi : Tuf lité de composition intermédiaire. Kilomètre 200 de la route 167 (UTM NAD 83 Zone 18N 568826 5515561).

ANNEXE 1 – Photographies (suite).



PHOTO 7 – Membre d'Allard (nAard1) de la Formation de Waconichi : Contact entre un basalte andésitique d'affinité transitionnelle et un tuf à blocs et à lapillis grossiers de composition intermédiaire et d'affinité calco-alcaline. Parc Leblanc, ville de Chibougamau (UTM NAD 83 Zone 18N 546010 5530167).

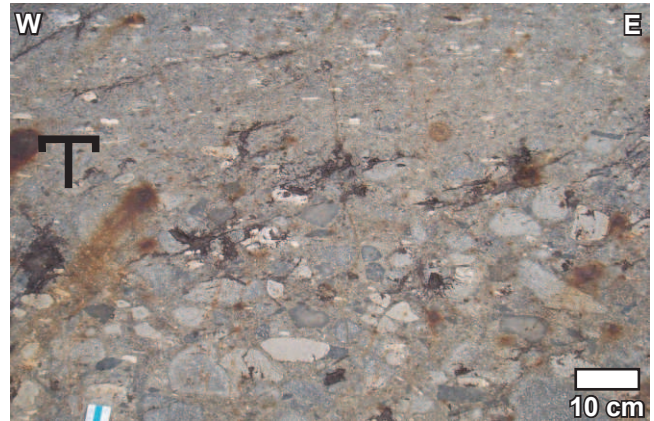


PHOTO 8 – Membre d'Allard (nAard2) de la Formation de Waconichi : Roches volcanoclastiques intermédiaires d'affinité calco-alcaline avec granoclassement vers le nord. Notez la présence des fragments de sulfures. Parc Allard, ville de Chibougamau (UTM NAD 83 Zone 18N 543809 5529818).



PHOTO 9 – Membre d'Allard (nAard2) de la Formation de Waconichi : Turbidite formée de lits millimétriques de siltstone et de mudstone au sommet du Membre d'Allard. Ouest de la baie Proulx (UTM NAD 83 Zone 18N 552883 5530728).

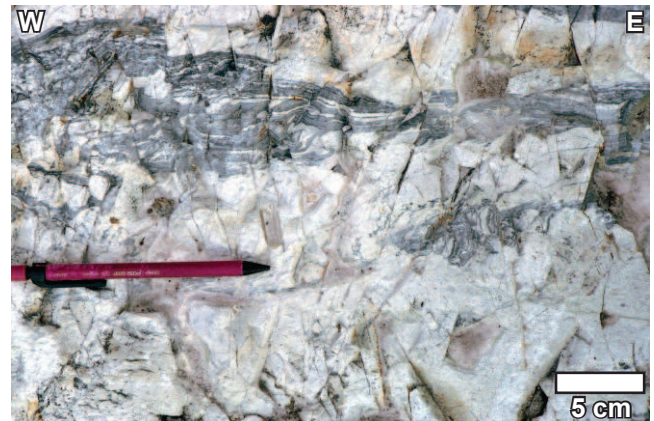


PHOTO 10 – Membre d'Allard (nAard2) de la Formation de Waconichi : Rhyolite à structure d'écoulement laminaire au sommet du Membre d'Allard. Ouest de la baie Proulx (UTM NAD 83 Zone 18N 552883 5530728).

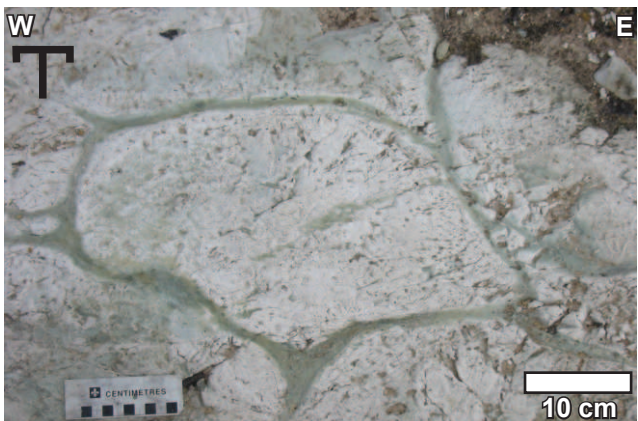


PHOTO 11 – Formation de Bruneau (nAbnu1) : Basalte coussiné à patine vert pâle à blanche caractéristique de la Formation de Bruneau. Sud du lac North (UTM NAD 83 Zone 18N 544240 5530754).



PHOTO 12 – Formation de Bruneau (nAbnu2) : Tuf à lapillis grossiers de composition andésitique recouvert d'une mince unité (<2 m) de formation de fer à magnétite-pyrite et de chert lité. Sortie d'urgence de la mine Bruneau (UTM NAD 83 Zone 18N 553459 5531755).

ANNEXE 1 – Photographies (suite).



PHOTO 13 – Formation de Bruneau (nAbnu2) : Niveau d'exhalite composé de chert pyriteux compris à l'intérieur d'une unité de tuf à lapillis moyens de composition felsique. Ouest de la mine Gwillim (UTM NAD 83 Zone 18N 538766 5534068).

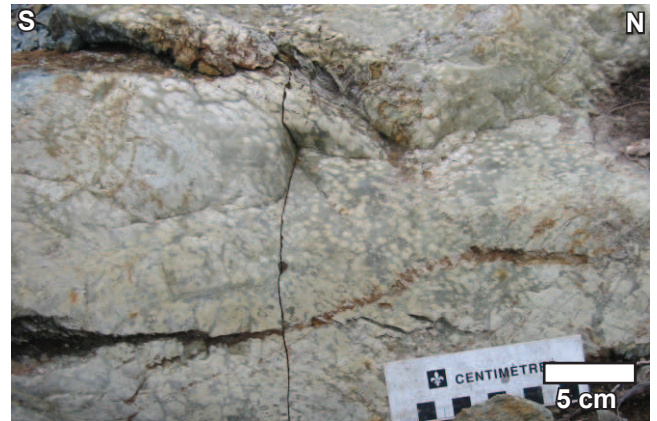


PHOTO 14 – Formation de Blondeau (nAb1) : Basalte variolaire caractéristique la base de la Formation de Blondeau. Route 167, à l'ouest de la rivière Oreille (UTM NAD 83 Zone 18N 557923 5537601).



PHOTO 15 – Formation de Blondeau (nAb1) : Structures pépéritiques suggérant que le gabbro du Filon-couche de Roberge (I3A) s'est injecté dans les sédiments non consolidés de la Formation de Blondeau (arénite arkosique, S2D). Lac Marianne, au NNE de la ville de Chibougamau (UTM NAD 83 Zone 18N 555224 5538518).



PHOTO 16 – Formation de Blondeau (nAb1) : Tuf à lapillis grossiers de composition felsique comprenant des bombes et des blocs de rhyolite et de sulfures massifs à pyrrhotite-pyrite avec des traces de chalcopryrite. Lac Marianne, au NNE de la ville de Chibougamau (UTM NAD 83 Zone 18N 555224 5538518).



PHOTO 17 – Formation de Blondeau (nAb1) : Dépôts granoclassés de débris volcanoclastiques et de tuf rhyolitique présentant des laminations obliques et des chenaux. Lac Marianne, au NNE de la ville de Chibougamau (UTM NAD 83 Zone 18N 555419 5538539).



PHOTO 18 – Formation de Blondeau (nAb1) : Conglomérats volcanogènes non granoclassés à clastes de rhyolite porphyrique, de grès et de siltstone. Route 167, à l'est du lac à la Truite (UTM NAD 83 Zone 18N 555039 5532752).

ANNEXE 1 – Photographies (suite et fin).



PHOTO 19 – Formation de Blondeau (nAbI) : Lits de siltstone démembrés et plissés à l'intérieur de mudstones, témoignant d'un dépôt sur un talus instable. Route 167, est du lac à la Truite (UTM NAD 83 Zone 18N 555206 5532951).



PHOTO 20 – Formation de Bordeleau (nAbo) : Tuf à lapillis moyens de composition intermédiaire composé de fragments millimétriques anguleux dans une matrice chloritisée et légèrement ankérisée. Rive sud du lac Chevrillon (UTM NAD 83 Zone 18N 536908 5538417).



PHOTO 21 – Formation de Stella (nAst) : Conglomérat polygénique à clastes de tonalite, de trondhjemite et de roches volcaniques mafiques à felsiques dans une matrice gréseuse riche en chlorite-séricite-quartz-plagioclase. Nord du lac Dollier (UTM NAD 83 Zone 18N 566590 5509199).



PHOTO 22 – Formation de Haüy (nAhy) : Conglomérat polygénique folié à clastes de tonalite et de diorite. Nord du lac Dollier (UTM NAD 83 Zone 18N 547379 5504364).



PHOTO 23 – Zone anorthositique (nAdan) de la Suite intrusive du Lac Doré : Anorthosite sensu stricto essentiellement composée de cristaux cumulus de plagioclase. Route 113, au sud du lac David (UTM NAD 83 Zone 18N 539967 5518400).



PHOTO 24 – Zone anorthositique (nAdan) de la Suite intrusive du Lac Doré : Gabbro leucocrate à cristaux cumulus grossiers de plagioclase dans une phase intercumulus de pyroxène altéré en chlorite et en actinote. Route 113, au sud du lac David (UTM NAD 83 Zone 18N 547684 5525944).

ANNEXE 1 – Photographies (suite).

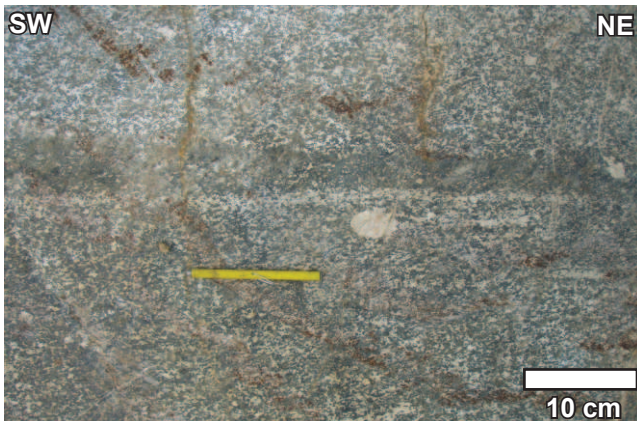


PHOTO 25 – Zone anorthositique (nAdan) de la Suite intrusive du Lac Doré : Gabbro leucocrate à mésocrate à granulométrie moyenne présentant un litage magmatique. Sud-est du lac des Îles (UTM NAD 83 Zone 18N 559190 5512880).



PHOTO 26 – Zone litée (nAseI) de la Suite intrusive du Lac Doré : Litage magmatique montrant la succession magnétitite-clinopyroxénite-anorthosite. Notez le contact franc du lit d'anorthosite avec le lit de magnétitite sus-jacent. Nord-est du lac Laugon (UTM NAD 83 Zone 18N 571660 5520000).

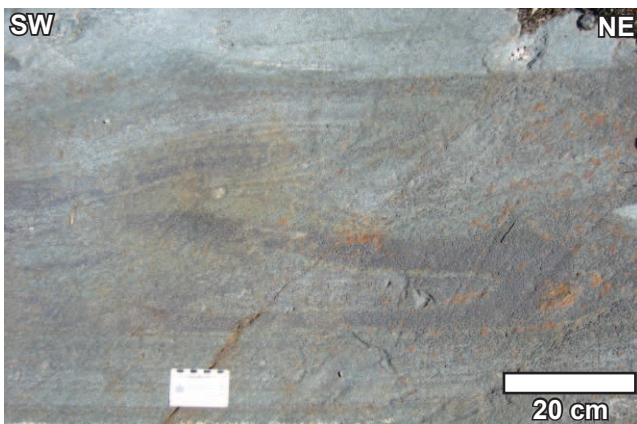


PHOTO 27 – Zone litée (nAseI) de la Suite intrusive du Lac Doré : Plis synmagmatiques mis en évidence par les lits de magnétitite massive. Notez les lits de gabbro non déformés bordant de part et d'autre la section plissée. Nord-est du lac Laugon (UTM NAD 83 Zone 18N 571660 5520000).

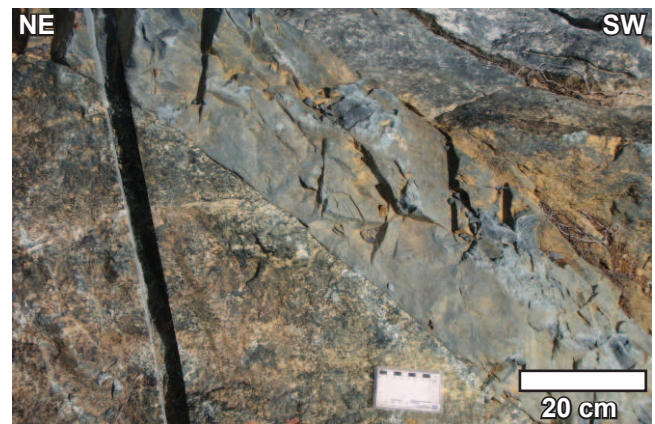


PHOTO 28 – Zone litée (nAseI) de la Suite intrusive du Lac Doré : Dyke gris à grain fin de composition intermédiaire coupant la Série litée. Nord-est du lac Denis (UTM NAD 83 Zone 18N 568464 5517132).



PHOTO 29 – Zone de bordure (nAdboI) de la Suite intrusive du Lac Doré : Anorthosite à structure de cumulat présentant un litage subtil. Nord du lac Clark (UTM NAD 83 Zone 18N 545207 5525838).



PHOTO 30 – Zone de bordure (nAdbo2) de la Suite intrusive du Lac Doré : Zone de mélange de magma entre une phase à cumulat de plagioclase et une phase mafique complètement chloritisée. Nord du lac Clark (UTM NAD 83 Zone 18N 545207 5525838).

ANNEXE 1 – Photographies (suite et fin).



PHOTO 31 – Zone de bordure (nAdbo2) de la Suite intrusive du Lac Doré : Détail de la photo précédente montrant la bordure figée et la structure concentriques au contact entre la phase anorthositique et la phase mafique chloritisée. Nord du lac Clark (UTM NAD 83 Zone 18N 545207 5525838).



PHOTO 32 – Zone de brèche (nAdbr) du Pluton de Chibougamau : Brèche à matrice de diorite leucocrate à grain moyen contenant des enclaves de diorite quartzifère à hornblende du Pluton de Chibougamau. Sud de la baie Demers (UTM NAD 83 Zone 18N 537371 5516009).

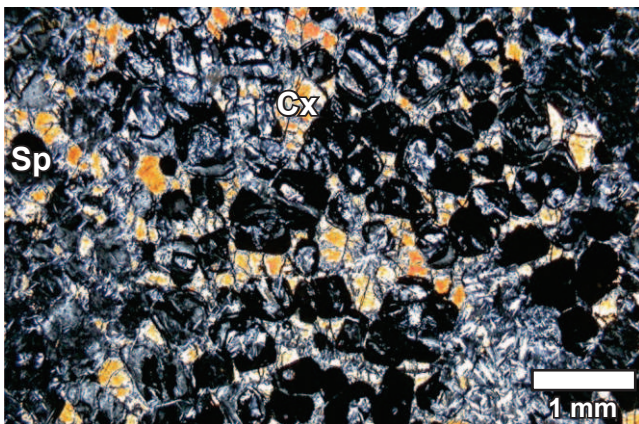


PHOTO 33 – Filon-couche de Roberge (nArob) : Photomicrographie d'une péridotite avec reliques de cristaux cumulus d'olivine serpentinisée et de pyroxène intercumulus. Route 167, à l'ouest du lac Cummings (UTM NAD 83 Zone 18N 555287 5533048).

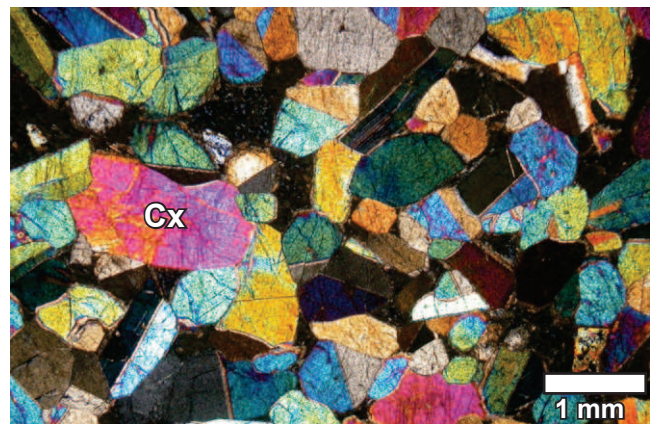


PHOTO 34 – Filon-couche de Roberge (nArob) : Photomicrographie d'une clinopyroxénite à structure de cumulat préservée. Route 167, à l'ouest du lac Cummings (UTM NAD 83 Zone 18N 555331 5533100).

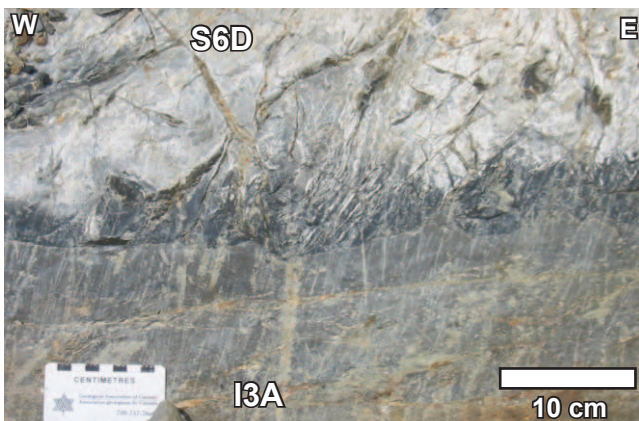


PHOTO 35 – Filon-couche de Roberge (nArob) : Bordure figée entre un gabbro gris pâle finement grenu (I3A) et un siltstone (S6D) de la Formation de Blondeau. Route 167, à l'ouest du lac Cummings (UTM NAD 83 Zone 18N 555240 5532999).

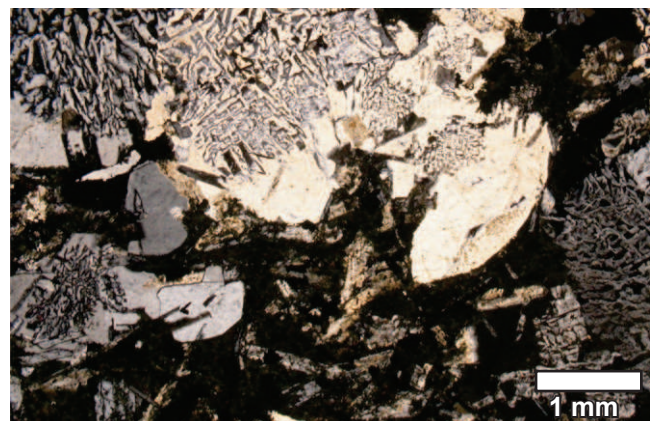


PHOTO 36 – Filon-couche de Roberge (nArob) : Photomicrographie montrant les intercroissances granophyriques dans un gabbro. Route 167, à l'ouest du lac Cummings (UTM NAD 83 Zone 18N 555247 5533000).

ANNEXE 1 – Photographies (suite).



PHOTO 37 – Filon-couche de Ventures (nAven) : Zone de cisaillement inverse à pendage vers le nord entre des webstérites et des péridotites serpentinisées. Le contact est caractérisé par une zone silicifiée et la présence de chalcopryrite disséminée s'altérant en malachite. Route 167, à l'ouest du lac Cummings (UTM NAD 83 Zone 18N 555399 5533616).



PHOTO 39 – Pluton de Chibougamau (nAchi3) : Trondhjemite (I1E) à enclaves de diorite à hornblende (I2J). Secteur Lamothe, sur la rive sud-est du lac Chibougamau (UTM NAD 83 Zone 18N 559800 5517637).

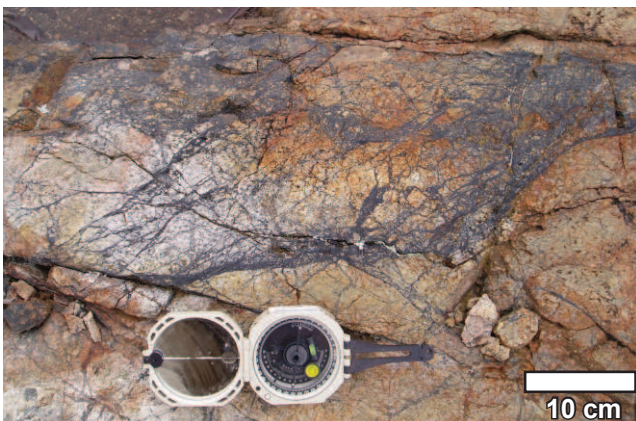


PHOTO 41 – Pluton de Chibougamau (nAchi2) : Brèche de Queylus avec une matrice de poussière de roche riche en tourmaline et magnétite. Est de la baie Queylus (UTM NAD 83 Zone 18N 543742 5508333).



PHOTO 38 – Pluton de Chibougamau (nAchi1) : Diorite à grain fin (I2J) coupée par un dyke de tonalite (I1D). Route 167, à l'est de la baie Queylus (UTM NAD 83 Zone 18N 540798 5514945).



PHOTO 40 – Pluton de Chibougamau (nAchi1) : Brèche de Devlin avec altération supergène en hématite responsable de la teinte rosée. La foliation dans les fragments d'anorthosite gabbroïque implique une origine tardive par rapport à la déformation régionale D2. Rive sud du lac Chibougamau (UTM NAD 83 Zone 18N 547926 5511868).

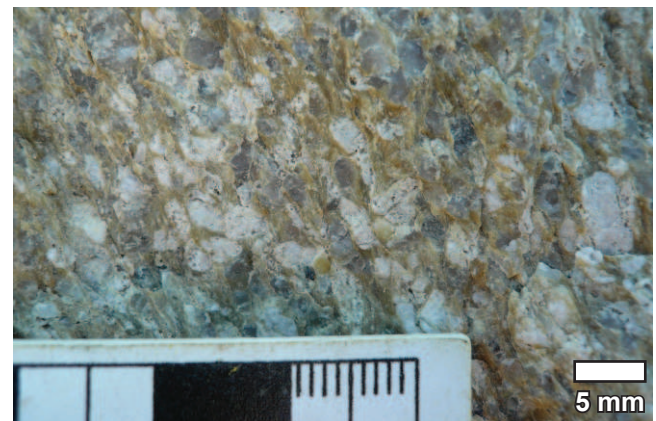


PHOTO 42 – Intrusion felsique à phénocristaux de quartz et de feldspath dans une matrice riche en séricite (I1). Nord du lac David, au sommet du Membre de Scott (UTM NAD 83 Zone 18N 537240 5524480).

ANNEXE 1 – Photographies (suite).



PHOTO 43 – Formation de Chibougamau (pPcb) : Conglomérat polygénique à matrice d'arkose gris foncé. Notez la présence d'un claste de tonalite foliée qui s'enfonce dans un lit d'arkose à granulométrie fine (dropstone). Sommet du mont Bourbeau, au sud du lac Bourbeau (UTM NAD 83 Zone 18N 546839 5533211).



PHOTO 45 – Schiste à séricite-chlorite dans la Zone de cisaillement de Faribault. Les kink bands conjugués témoignent d'une forte anisotropie et suggèrent un phénomène d'aplatissement (cisaillement pur). Bûcher Faribault, à l'est de la rivière Chibougamau (UTM NAD 83 Zone 18N 547572 5539708).

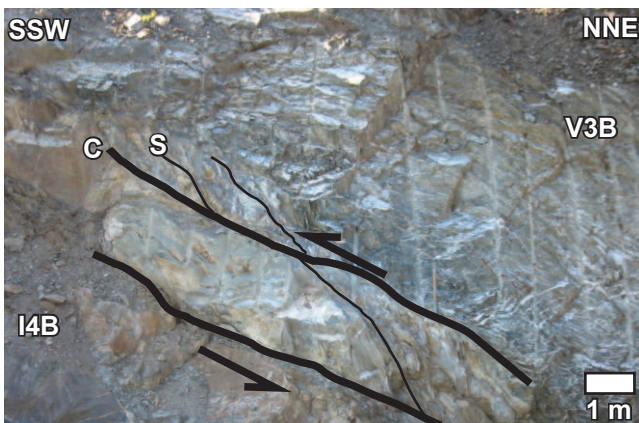


PHOTO 47 – Zone de cisaillement, orientée E-W et à mouvement inverse vers le sud, au contact de la pyroxénite du Filon-couche de Ventures (I4B, à l'ouest) et des basaltes de la Formation de Bruneau (V3B, à l'est). À noter les nombreuses veines de calcite dans le basalte, précoces par rapport à la zone de cisaillement, qui n'apparaissent pas dans la pyroxénite. Route 167, à l'ouest du lac Cummings (UTM NAD 83 Zone 18N 555052 5532767).

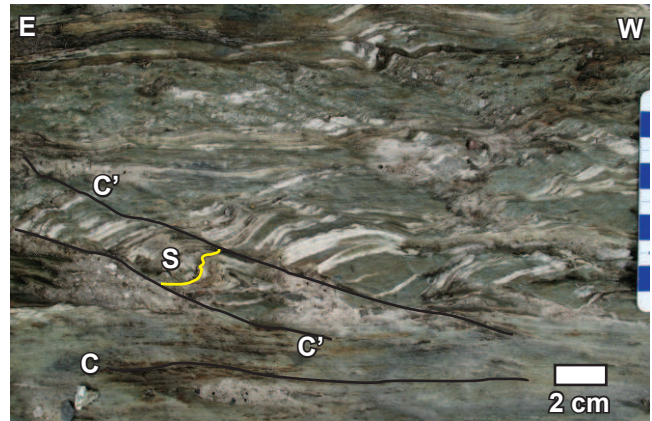


PHOTO 44 – Schiste à séricite-chlorite dans la Zone de cisaillement de Faribault. Les structures S/C/C' indiquent un mouvement dextre. Le mouvement le long des bandes de cisaillement (C') provoque un plissement anti-horaire du plan de la schistosité (S). Bûcher Faribault, à l'est de la rivière Chibougamau (UTM NAD 83 Zone 18N 548445 5540119).

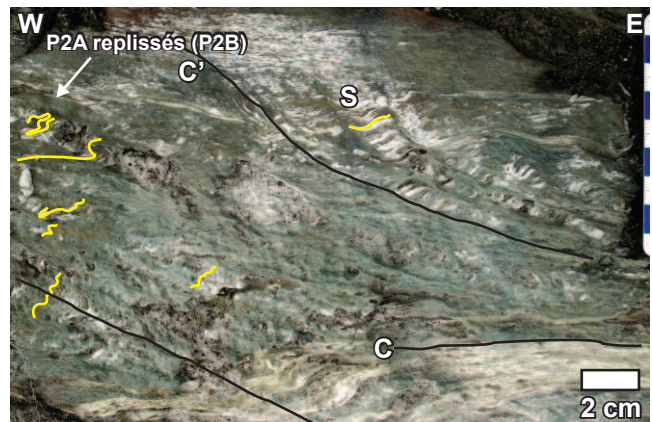


PHOTO 46 – Schiste à séricite-chlorite dans la Zone de cisaillement de Faribault. Les structures S/C/C' indiquent un mouvement dextre. Le plan des bandes de cisaillement (C') est transposé et devient parallèle au plan de cisaillement principal (C). Bûcher Faribault, à l'est de la rivière Chibougamau (UTM NAD 83 Zone 18N 548445 5540119).

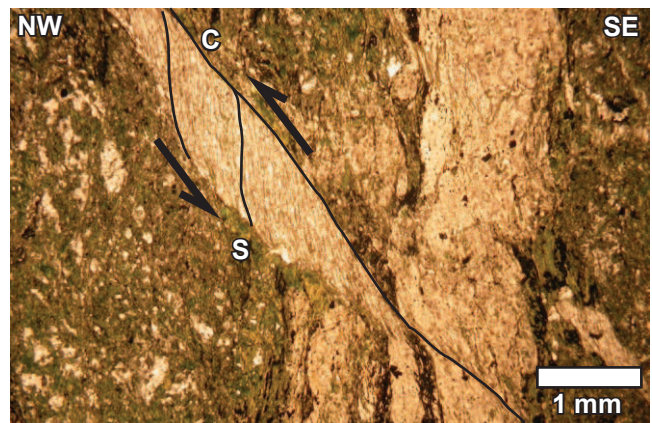


PHOTO 48 – Photomicrographie d'un gabbro de la zone anorthositique de la Suite intrusive du Lac Doré (nAdan) transformé en phyllonite dans la Zone de cisaillement du Lac Doré. Les structures S/C indiquent un mouvement inverse vers le NW. Île du Portage, au sud de la baie Hématite (UTM NAD 83 Zone 18N 557527 5529584).

ANNEXE 1 – Photographies (suite).



PHOTO 49 – Kink bands dextres développés dans les schistes à chlorite de la Zone de cisaillement E-W du lac France, à proximité de la Zone de cisaillement de McKenzie. Indice Monexco (UTM NAD 83 Zone 18N 572416 5538902).

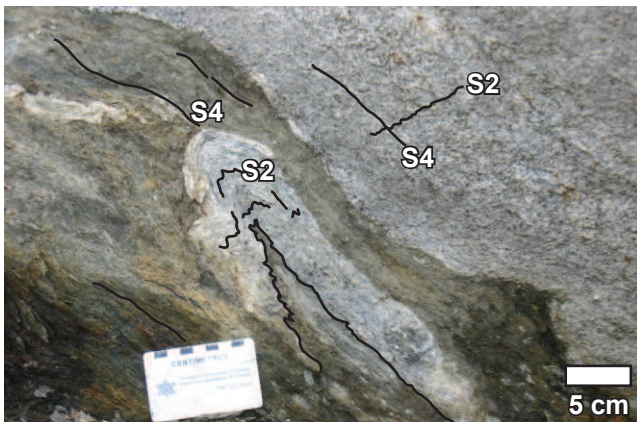


PHOTO 51 – Fragment plissé de tonalite du Pluton de Boisvert dans une matrice de schiste à chlorite-séricite. La schistosité S2 est crénelée par la foliation mylonitique S4. Zone de déformation du lac Dufresne, à l'ouest du lac de la Besace (UTM NAD 83 Zone 18N 554674 5494693).



PHOTO 53 – Tuf à lapillis à matrice pyriteuse altéré en séricite. Ouest du lac Wawbano (UTM NAD 83 Zone 18N 557539 5529521).

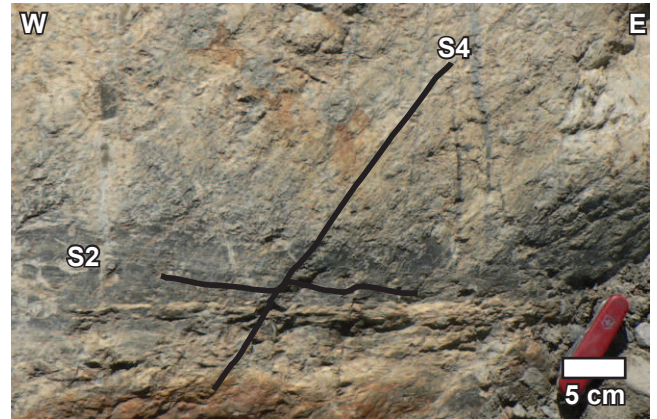


PHOTO 50 – Anorthosite de la zone anorthositique de la Suite intrusive du Lac Doré. La schistosité régionale S2 est coupée par un clivage pénétrant S4 parallèle aux failles et aux zones de cisaillement NNE-SSW. Route forestière L-210, à l'est du lac Lempira (UTM NAD 83 Zone 18N 566776 5530826).

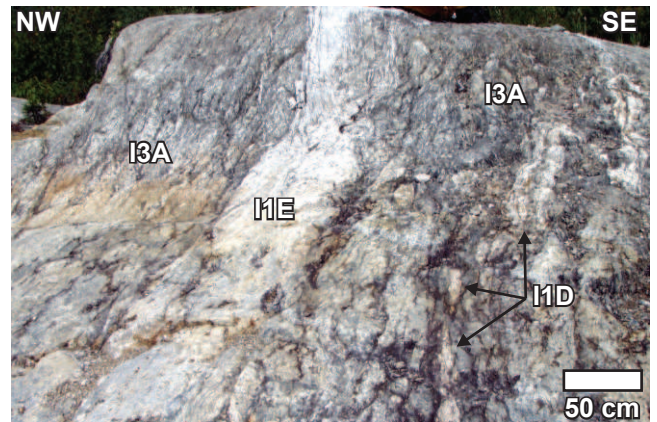


PHOTO 52 – Gabbro (I3A) de la zone anorthositique de la Suite intrusive du Lac Doré transformé en schiste à chlorite-séricite dans la Zone de cisaillement du Lac des Îles. Les dykes de tonalite porphyrique (I1D) et de trondhjemite (I1E) sont foliés, boudinés et plissés. Sud-est du lac des Îles (UTM NAD 83 Zone 18N 559190 5512880).



PHOTO 54 – Les relations de recoupement sur cet affleurement illustrent la chronologie typique du système minéralisé Cu-Au porphyrique: 1) injection de la veine de quartz, 2) bréchification de la veine de quartz par la magnétite, 3) mise en place des sulfures (pyrite, chalcopyrite). Indice Lamothe, sur la rive est du lac Chibougamau (UTM NAD 83 Zone 18N 559604 5518089).

ANNEXE 1 – Photographies (suite et fin).



PHOTO 55 – Veinules de quartz avec un halo d’altération en chlorite et épidote, typique de l’altération propylitique. Secteur de la baie Queylus (UTM NAD 83 Zone 18N 544873 5507592).

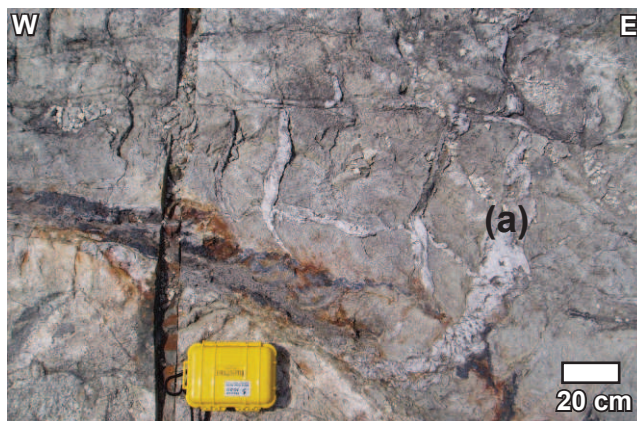


PHOTO 56 – Veine de quartz-magnétite-sulfures dans une zone de cisaillement dextre d’orientation NW-SE qui coupe et entraîne une veine de quartz précoce (a). Les autres veines de quartz plus tardives représentent des veines de tension contemporaines à la zone de cisaillement. Indice Lamothe sur la rive est du lac Chibougamau (UTM NAD 83 Zone 18N 559604 5518089).



PHOTO 57 – Veines de QZ-CC-PO-SP ± PY ± GN ± AS ± CP ± Au coupant et bréchifiant la pyroxénite serpentinisée du Filon-couche de Roberge. Les veines forment un réseau anastomosé orienté 010°–040° à fort pendage. Gîte Berrigan, au nord-ouest de la ville de Chibougamau (UTM NAD 83 Zone 18N 542730 5532303).

Résumé

Des travaux de compilation et de révision cartographique ont été réalisés dans le secteur de Chibougamau au cours des années 2004 à 2007 et 2011. Ces travaux ont permis : a) de raffiner la stratigraphie du Groupe de Roy; b) d'élaborer une banque de données géochronologiques et géochimiques; c) d'assurer une meilleure compréhension de la géologie structurale; et d) de développer des vecteurs d'exploration pour différents types de minéralisation.

Le premier cycle volcanique du Groupe de Roy comprend la Formation d'Obatogamau formée de roches volcaniques mafiques d'affinité tholéiitique, ainsi que la Formation de Waconichi (2730-2726 Ma), composée en majeure partie de roches volcaniques intermédiaires à felsiques d'affinité tholéiitique à calco-alcaline. La Suite intrusive du Lac Doré (2728-2727 Ma), contemporaine de la Formation de Waconichi, est principalement constituée de gabbro et d'anorthosite. Cette intrusion comprend l'Unité litée du Lac Doré qui contient des niveaux de magnétite vanadifère massive continus latéralement sur plus de 16 km.

Le deuxième cycle volcanique du Groupe de Roy débute par les roches volcaniques mafiques d'affinité tholéiitique de la Formation de Bruneau. Ces roches ont une composition plus primitive que celles de la Formation d'Obatogamau et comprennent localement des lentilles de roches volcanoclastiques (2724 Ma). La Formation de Blondeau sus-jacente est caractérisée par une unité basale de basalte variolaire. Rapidement, ces roches volcaniques effusives font place à des roches volcanoclastiques et sédimentaires de composition intermédiaire à felsique et d'affinité calco-alcaline (<2721 Ma). Les arénites de la Formation de Bordeleau représentent une transition progressive des roches volcaniques du Groupe de Roy vers le Groupe d'Opémisca de composition principalement sédimentaire. Ailleurs, le passage au Groupe d'Opémisca est généralement caractérisé par une discordance d'érosion.

Les trois filons-couches ultramafiques à mafiques de la Suite intrusive de Cummings (filons-couches de Roberge, de Ventures et de Bourbeau; 2717 Ma) font intrusion dans la partie sommitale de la Formation de Bruneau et dans la Formation de Blondeau. Le Pluton de Chibougamau regroupe des intrusions de compositions et d'âges variés (2718-2702 Ma). Les diorites et les tonalites équi-granulaires constituent les lithologies les plus anciennes (2718-2714 Ma). Les unités plus jeunes comprennent des diorites quartzifères (2705 Ma) et des leucotonalites porphyriques (2702 Ma). Les intrusions du Pluton de Chibougamau s'injectent dans les roches de la Suite intrusive du Lac Doré, créant par endroits des zones de brèche d'étendue kilométrique. Au nord du Pluton de Chibougamau, le Stock tonalitique du Lac Line présente un âge similaire (2707 Ma).

Le Groupe d'Opémisca comprend, à la base, la Formation de Stella composée de conglomérats, de subarkoses et de mudrocks (<2704 Ma). Au sommet, la Formation de Haüy est formée des mêmes lithologies (<2692 Ma), mais se distingue par la présence de lentilles d'andésite porphyrique. La granodiorite du Pluton de Muscocho (2701 Ma) et la tonalite du Pluton de Boisvert (2697 Ma) sont des intrusions contemporaines du dépôt de ces roches sédimentaires. Les arkoses, les conglomérats polygéniques et les mudrocks glaciogéniques de la Formation de Chibougamau, d'âge protérozoïque, reposent en discordance sur les roches archéennes des groupes de Roy et d'Opémisca.

La région a subi trois événements de déformation ductile d'âge archéen (D1, D2, D3), suivis de deux événements de déformation cassante d'âge protérozoïque (D4, D5). La schistosité S1 est une foliation de plan axial associée aux plis P1 orientés N-S à NNW-SSE. Elle n'apparaît que localement dans les charnières des plis P2 à l'échelle de l'affleurement. Autrement, l'existence

des plis P1 n'est indiquée que par l'opposition des regards structuraux sur les flancs des plis P2. La déformation principale D2a est caractérisée par une schistosité S2a de plan axial aux plis régionaux P2a. Cette schistosité possède une orientation générale E-W qui change vers le NE à l'approche de la Zone tectonique du Front du Grenville. Son pendage est abrupt à subvertical et elle est associée à une linéation d'étirement à plongement modéré à subvertical. Le Synclinal et l'Anticlinal de Chibougamau, ainsi que le Synclinal de Chapais, appartiennent à la famille des plis régionaux P2a. On reconnaît cinq familles principales de discontinuités structurales : a) les zones de cisaillement inverses E-W et les zones de cisaillement dextres NW-SE synchrones (F2a); b) les zones de cisaillement senestres NE-SW (F2b) associées localement à la phase de plissement P2b; c) les zones de cisaillement dextres NE-SW (F3); d) les failles NNE-SSW à N-S (F4); et e) une série de cassures associées à la mise en place de dykes protérozoïques NW-SE, NNE-SSW et ENE-WSW.

De 1955 à 2008, le camp minier de Chibougamau a produit environ 55 millions de tonnes de minerai correspondant à 994 802 tonnes de cuivre, 120 tonnes d'or, 102 tonnes d'argent et 72 066 tonnes de zinc. Les minéralisations peuvent être classées en six catégories : a) les dépôts de Fe-Ti-V magmatique; b) les dépôts de sulfures massifs volcanogènes (SMV); c) les dépôts porphyriques à Cu-Au ± Mo; d) les filons polymétalliques (Au-Ag-Cu-Zn) dans les failles et les zones de cisaillement précoces (pré-D2); e) les filons à Cu-Au dans les zones de cisaillement NW-SE et E-W; et f) les filons à Au et Au-Cu dans les zones de cisaillement E-W (or de type orogénique).



Gilles O. Allard (à gauche avec la casquette violette), un pionnier de la géologie de Chibougamau. On le voit ici lors d'une excursion en 2004 donnant de précieux conseils à un auditoire attentif. Il arrive dans la région en 1952 comme assistant senior du Dr. Bruce Graham du ministère des Mines du Québec. En 1953, il complète une maîtrise à l'Université Queen's (Kingston, Ontario) traitant de la structure et des minéralisations de la région de Chibougamau. Il poursuit ses études sur le canton de McKenzie, incluant notamment le Complexe du Lac Doré et obtient un doctorat de l'Université John Hopkins (Baltimore, É-U) en 1956. Les travaux du Dr Allard au cours des années 1950 mèneront à la découverte des mines Henderson I et Henderson II. La mine Portage sera par la suite découverte par Portage Island Mines dans le prolongement nord-est de la mine Henderson I. Dès 1966, le Dr Allard découvre le potentiel vanadifère du Complexe du Lac Doré, un gisement de classe mondiale au sud de Chibougamau. De 1966 à 1987, il supervisera les travaux de plusieurs étudiants à la maîtrise et au doctorat dans la région. Le Dr Allard est récipiendaire de la médaille Duncan Derry de l'Association géologique du Canada (AGC), du prix A.O. Dufresne de l'Institut canadien des mines, de la métallurgie et du pétrole (ICM), du Grand Prix du Mérite de l'Association professionnelle des géologues et des géophysiciens du Québec (APGGQ) et du prix Jean Descarreaux de l'Association de l'exploration minière du Québec (AEMQ).