
REEVALUATION DE LA GEOLOGIE ET DES MODELES D'EXPLORATION POUR L'OR DANS LE SEGMENT CAOPATINA-DESMARAVISVILLE, SUD DE CHIBOUGAMAU

Projet 2012-02

Par : Stéphane Faure
2012



CONSOREM

Consortium de recherche
en exploration minérale

AVERTISSEMENT

Ce document présente certains résultats des travaux de recherche du CONSOREM (Consortium de Recherche en Exploration minière) rendus publics pour le bénéfice de l'ensemble de la communauté géologique, ceci après la période de confidentialité prévue aux règlements généraux du CONSOREM.

Bien que ce document ait subi un processus d'évaluation interne, des erreurs ou omissions peuvent s'y retrouver et seul CONSOREM en assume la responsabilité.

Le contenu du document demeure la propriété de son auteur et du CONSOREM et peut être reproduit en totalité ou en partie à des fins non-commerciales en citant la référence suivante :

Faure, S., 2012. Réévaluation de la géologie et des modèles d'exploration pour l'or dans le segment Caopatina – Desmaraisville, sud de Chibougamau. Rapport, Projet CONSOREM 2012-02, 57 p.

Toutefois, la reproduction multiple de ce document, en tout ou en partie, pour diffusion à des fins commerciales est interdite, sauf avec la permission écrite de CONSOREM.

CONSOREM

Université du Québec à Chicoutimi
555, boulevard de l'Université
Chicoutimi, QC, G7H 2B1

Tél. : (418) 545-5011 poste 5634

Courriel : consorem@uqac.ca
Site Web: www.consorem.ca

SOMMAIRE EXÉCUTIF

Le secteur à l'étude est situé au NE de l'Abitibi, au sud des camps miniers de Chibougamau et de Chapais, dans le segment de roches vertes de Caopatina-Desmaraisville. Il est délimité par les Failles de Kapunapotagen au nord et de Guercheville au sud, le Front de Grenville à l'est et le massif de Lapparent à l'ouest. La révision géologique de ce secteur et les différentes problématiques découlent d'une visite sur le terrain avec les 5 partenaires de ce projet CONSOREM dont les activités d'exploration sont principalement localisées en périphérie du Pluton synvolcanique de La Dauversière (2720 Ma), notamment à l'ancienne mine Joe Mann, et autour des gîtes Fenton, Philibert, R-14 et Delinel (propriété Dollier). Pour le bénéfice de ce projet, ces compagnies ont partagé d'importantes bases de données géologiques, lithogéochimiques et géophysiques. Ces données ont été regroupées et formatées avec celles du SIGÉOM 2012, puis traitées et analysées par la suite afin de produire un nouveau modèle cartographique de haute résolution. De plus, deux problématiques ont été établies lors de l'excursion et de discussions avec les partenaires: 1) les minéralisations de sulfures massifs volcanogènes (SMV) à or associées ou non à des volcanoclastites dans les basaltes de la Formation d'Obatogamau, et 2) les minéralisations disséminées à sulfures et or ou à or dans des veines de quartz-carbonate et associées à des intrusions synvolcaniques ou syntectoniques.

Le modèle cartographique a été construit à partir de données de forages et d'affleurements, de la géophysique (magnétisme et conducteurs EM du levé MEGATEM II entre autre) et par des traitements d'échantillons lithogéochimiques avec le logiciel de traitement de la lithogéochimie LITHOMODELEUR version 3.5.1. Les couloirs de déformation ont été modifiés à partir d'une interprétation récente en tenant compte des nouvelles données des compagnies. Une carte d'interprétation des altérations hydrothermales a été produite en combinant des minéraux d'altération observés en forage ou à l'affleurement, les altérations géochimiques, et les échantillons analysés pour les métaux. Toutes ces informations ont été normalisées par la suite sur des cellules de 200 x 200 m². Les faits saillants de ce nouveau modèle cartographique sont : 1) la reconnaissance sur une vaste région des Formations de Waconichi (porteur des SMV dans le camp de Chibougamau) et de Gilman au sud-ouest du Pluton de La Dauversière; 2) la mise au jour de plusieurs horizons de volcanoclastites essentiellement calco-alcalines, latéralement très étendus et communément conducteurs, dans la Formation d'Obatogamau, et 3) la corrélation du complexe de dykes gabbroïques et pyroxénitiques du secteur du gisement de Philibert (1,4 Mt @ 5,3 g/t Au) avec celui de Cummings de la région de Chapais et Chibougamau. Ces corrélations sont expliquées, entre autre, par l'effet de l'Anticlinal de La Dauversière qui traverse toute la région d'est en ouest. La reconnaissance de ces unités repères dans la région étudiée, qui semblent toutefois moins épaisses comparativement à Chapais et Chibougamau, suggère que les

éruptions volcaniques, les épanchements de laves et l'injection de magmas (filons-couches) étaient répandus sur l'ensemble de la grande région de Chibougamau (NE de l'Abitibi).

Concernant la problématique des SMV aurifères, l'étude a permis de mieux comprendre la géologie autour des gîtes Delinel, Lac des Vents, et Fenton. À la Zone Delinel, les différents conducteurs électromagnétiques et un levé magnétique hélicopté ont permis d'interpréter une charnière de pli isoclinal dans la partie ouest de la propriété de Ressources Cartier. Le Complexe de laves et de pyroclastites felsiques de Lac des Vents (2798-2759 Ma), qui constitue le substratum ou la base de la Formation d'Obatogamau, a été reconnu en continu sur 40 km ceinturant la partie sud du Pluton d'Eau Jaune qui est interprété comme le pluton synvolcanique sous-jacent. Selon la nouvelle interprétation cartographique, il s'agit d'un des plus importants complexes felsiques de l'Abitibi, comparable en dimension aux camps de Matagami, Selbaie et Val-d'Or. À Delinel et Lac des Vents, les amas de pyrite et/ou pyrrhotine semi-massifs à massifs sont localement aurifères. Ils sont interdigités dans des volcanoclastites calco-alcalines fertiles pour les SMV selon des critères géochimiques. Les VMS sont sous la Formation de Waconichi, à plusieurs niveaux depuis la base de l'Obatogamau, dans la période comprise entre 2760 et 2730 Ma. Selon la nouvelle interprétation dans le secteur du gîte Fenton (ressources non-conformes de 420 930 t @ 4,82 g/t Au), la minéralisation en or dans les lentilles boudinées de sulfures semi-massifs volcanogènes (SSMV) est restreinte à un corridor de 1 km de largeur à fort angle par rapport à la séquence stratigraphique et altérée en chlorite-carbonates avec des zones proximales à sulfures-silice-chlorite-biotite. À la base du système hydrothermal (au sud), ce corridor coïncide avec une rupture de même orientation dans le Pluton d'Opawica et le Complexe anorthositique de la Rivière Opawica et qui est interprétée comme un système de failles synvolcaniques.

Concernant la problématique des intrusions à R-14, et dans la région de l'ancienne mine Joe Mann (production : 4 754 375 t @ 8,26 g Au/t et ~0,3 % Cu), les spectres de terres rares (ÉTR) des échantillons récoltés sur le terrain sont comparés à ceux du SIGÉOM pour le Pluton synvolcanique de La Dauversière (2720 Ma) et le Pluton syntectonique de Boisvert (2697 Ma). Les comparaisons géochimiques (profils ÉTR et autres ratios d'éléments traces) montrent que les dykes felsiques (parfois porphyriques) à R-14 ont une signature géochimique très similaire à celle des phases les plus différenciées du Pluton de La Dauversière et qu'ils seraient donc synvolcaniques. Dans la région de Joe Mann, la réinterprétation du secteur met en lumière un vaste complexe d'intrusions felsiques à intermédiaires coïncé dans un large couloir de déformation ductile-cassant et altéré sur une largeur de 3 à 5 km. Deux groupes d'intrusions sont reconnus. Le groupe 1 montre des caractéristiques géochimiques très proches du Pluton de La Dauversière, et le groupe 2, qui inclut le Stock de Meston, présente des signatures comparables au Pluton de Boisvert. Ces résultats sont en accord avec deux dates préliminaires publiées

par Dion et al. (1995); 2717 Ma à la mine Joe Mann, et entre 2691 à 2697 Ma pour le Stock de Meston. Il n'a pas été possible d'établir lequel des deux groupes est lié à la minéralisation aurifère. Pour le secteur de Joe Mann, les estimations indiquent qu'environ 75 % des indices ≥ 1 g/t Au et des gîtes d'or sont dans les intrusions mafiques à felsiques et dans des failles anastomosées d'une centaine de mètres de largeur à l'intérieur du couloir de déformation de Guercheville. La préparation d'un terrain fertile pour les minéralisations de type porphyre à Cu-Au en lien avec des intrusions synvolcaniques, la source de chaleur causée par les intrusions syntectoniques, les contrastes de compétence entre les volcanites et les intrusions, et le système de failles anastomosées sont probablement parmi les facteurs importants qui ont favorisé la minéralisation aurifère et le développement d'un vaste système hydrothermal dans cette région.

TABLE DES MATIERES

Avertissement.....	i
Sommaire exécutif.....	ii
Table des Matières.....	v
Liste des Figures.....	vi
Liste des Tableaux.....	x
1 Introduction.....	1
1.1 Contexte géologique et minéralisations dans la région de Chibougamau.....	1
1.2 Problématique.....	5
1.3 Objectifs.....	7
2 Méthodologie et données utilisées dans le segment Caopatina-Desmaraisville.....	7
2.1 Carte lithologique, stratigraphique et lithogéochimique.....	7
2.2 Carte des couloirs de déformation.....	12
2.3 Carte des altérations.....	12
3 Sulfures disséminés à massifs volcanogènes.....	15
3.1 Extension régionale de la Formation de Waconichi.....	15
3.2 Potentiel pour les SMV à or dans la Formation d'Obatogamau.....	16
3.2.1 Gîte Delinel, propriété Dollier.....	16
3.2.2 Gîte Fenton.....	18
3.2.3 Membre des Vents.....	22
3.3 Fertilité des volcanites felsiques pour les SMV.....	25
4 Minéralisations à Au et Cu-Au autour du Pluton de La Dauversière.....	26
4.1 R-14.....	27
4.2 Secteur du gisement de Philibert.....	29
4.3 Secteur de l'ancienne mine Joe Mann.....	33
4.4 Géochimie des intrusions autour du Pluton de La Dauversière.....	39
4.5 Fertilité des intrusions pour les minéralisations Cu-Au de type porphyrique.....	45
5 Conclusions.....	47
Remerciements.....	48
Références.....	49

LISTE DES FIGURES

Figure 1.	Localisation régionale dans la ceinture archéenne de l'Abitibi du segment Caopatina-Desmaraisville et région ciblée par l'étude en encadré jaune.....	3
Figure 2.	Carte géologique des régions de Chibougamau et de Chapais et du segment oriental Caopatina-Desmaraisville, entre les Failles de Kapunapotagen et de Guercheville, avec les principaux gîtes et gisements d'or discutés dans le rapport (géologie d'après le SIGÉOM 2012).....	3
Figure 3.	Nouvelle interprétation de la géologie et des couloirs de déformation du segment oriental de Caopatina-Desmaraisville avec les principaux gisements et gîtes d'or discutés dans le rapport.	4
Figure 4.	Colonne stratigraphique schématique du NE de l'Abitibi (modifiée de Leclerc et al., 2011) avec les âges U-Pb discutés dans le rapport pour les roches volcaniques et les roches plutoniques (en encadrés et lettres en gris).	4
Figure 5.	Carte géologique et couloirs de déformation avec les minéralisations métalliques par type selon la classification du SIGÉOM (2012). Intrusions métalliques (modifiées de Chown et al., 2002). Même légende que sur la Figure 3.	5
Figure 6.	A) Distribution dans le segment Caopatina-Desmaraisville des affleurements, des échantillons de roches et des centroïdes d'intervalles de forages décrivant la lithologie, et le cas échéant, les altérations, les minéraux et la structure. B) Distribution des échantillons lithogéochimiques selon les sources. C) Distribution des analyses pour les métaux.	9
Figure 7.	Distribution des échantillons lithogéochimiques classés comme des basaltes et basaltes-andésitiques tholéïtiques dans les Formations d'Obatogamau et de Gilman avec les dates pour le volcanisme contemporain du Complexe du Lac Doré et probablement d'autres intrusions synvolcaniques du cycle II en rose.	10
Figure 8.	Distribution et compositions des échantillons lithogéochimiques de laves et de volcanoclastites rhyolitiques à dacitiques associées à des horizons ou des complexes volcaniques. Affinités selon les critères de Barrett et Maclean (1994). Le symbole en forme de T représente la polarité générale autour des plutons d'après Daigneault et al. (1990).	10
Figure 9	Horizons de volcanoclastites de composition andésitique avec la distribution des échantillons lithogéochimiques. Affinités selon les critères de Barrett et Maclean (1994).	11
Figure 10.	Carte de la dérivée première verticale du champ magnétique de la région étudiée. Levé MEGATEM II de Xstrata-Virginia (2006) nivelé par Xstrata Zinc Canada (maintenant Glencore) avec les données régionales publiques de plus faible résolution.	11
Figure 11.	Carte des altérations hydrothermales du segment Caopatina-Desmaraisville et des camps miniers de Chibougamau et Chapais construite à partir de données d'altération minéralogique et géochimique et les métaux normalisées sur 100 pour des cellules de 200 m ² (en gris) avec la position des principaux gisements et gîtes d'intérêt.....	14
Figure 12.	Carte des altérations hydrothermales du segment Caopatina-Desmaraisville et des camps miniers de Chibougamau et Chapais montrant le lien spatial avec les couloirs de déformation.	14

Figure 13.	Carte géologique et datations de roches felsiques et andésitiques correspondant à des épisodes de minéralisations volcanogènes avec les gîtes discutés dans le rapport, les traces axiales de plis, les polarités autour des plutons (Daigneault et al., 1990) et le contour proposé des Formations de Waconichi et de Gilman dans le segment Caopatina-Desmaraisville en pointillé bleu foncé. Âges de Mortensen (1993), Legault et Daigneault (2006), David et Dion (2010), Leclerc et al. (2011), Davis et Dion (2012).....	16
Figure 14.	Géologie de la propriété Dollier et de la Zone Delinel (Ressources Cartier) montrant les différents conducteurs géophysiques et anomalies EM et MEGATEM le long des horizons de volcanoclastites calco-alcalines.	17
Figure 15.	Carte de la dérivée première verticale du champ magnétique du levé hélicoptère de la propriété Dollier montrant le pli interprété à l'OSO de la Zone Delinel (Levé fourni par Ressources Cartier). Symboles pour les conducteurs géophysiques sur la Figure 14.....	18
Figure 16.	Comparaison à la même échelle des positions du gîte de Fenton (à gauche) et du gisement de Lemoine (à droite) par rapports aux deux seuls complexes anorthositiques (en brun) présents au NE de l'Abitibi. Lithologies selon la légende de la Figure 3.	20
Figure 17.	Couloir minéralisé NNO-SSE de Fenton indiqué par les deux lignes en pointillé noir. Les minéralisations aurifères sont spatialement associées aux conducteurs P.P. (lignes en bleu) à angle par rapport au litage volcanique et au couloir de déformation de Guercheville.	20
Figure 18.	Le couloir NNO-SSE altéré et minéralisé de Fenton coïncide avec d'autres types de minéralisation et d'associations métalliques et des ruptures (faille synvolcanique?) dans le Complexe anorthositique de la Rivière Opawica et le pluton synvolcanique de tonalite et de diorite quartzifère d'Opawica. La zone d'altération (contour noir avec tirets perpendiculaires) est déterminée à partir des descriptions d'affleurements et de forages ainsi que par des traitements de données d'échantillons lithogéochimiques. Gîtes et indices selon SOQUEM et SIGÉOM (2012).....	21
Figure 19.	A) Axes de polarisation provoquée (P.P.) indiqués par des lignes noires et des carrés rouges ou noirs sur le levé magnétique hélicoptère (champ total) en couleur et les structures NNO-SSE interprétées (flèches blanches). B) Carte de chargeabilité apparente montrant les structures NNO-SSE (flèches blanches) et correspondant probablement à des zones altérées. Gracieuseté de SOQUEM.	21
Figure 20.	Extensions proposées pour la Formation de Chrissie et le Membre des Vents de la Formation d'Obatogamau autour du Pluton synvolcanique d'Eau Jaune. La Formation de Chrissie était seulement représentée par le segment au SO de Chapais tel que proposé par Leclerc dans le SIGÉOM (2012). Le Membre des Vents surmonte celle de Chrissie au sud. Finalement, la Formation de Waconichi est étendue jusque dans la région de Joe Mann et de Philibert. Datations de Mortensen (1993), Legault et Daigneault (2006), David et Dion (2010), Leclerc et al. (2011), et Davis et Dion (2012).	24
Figure 21.	Carte géologique du Membre des Vents montrant les minéralisations en or et cuivre, ainsi que les intervalles semi-massifs à massifs de sulfures (SF), pyrite (PY), ou pyrrhotine (PO) dans les horizons conducteurs à graphite et/ou pyrrhotine (anomalies EM). Datations de Mortensen (1993) et Davis et Dion (2012) indiquées par des étoiles en bleu. Les volcanites felsiques sont en jaune, les andésites en vert, les basaltes en blanc et les intrusions syntectoniques en gris.	25

Figure 22. Altérations géochimiques déterminées par la Norme schiste vert moyen (350 °C) avec LITHOMODELEUR et présentées selon les critères d'intensité du Tableau 2 pour la partie est du Membre des Vents. Même légende que la Figure 21.	25
Figure 23. Potentiel de fertilité des rhyolites/rhyodacites pour les SMV selon les critères géochimiques de Hart et al. (2004), Leshner et al. (1986), ou Pearson (2007).	26
Figure 24. Contexte géologique et structural du secteur du gîte R-14. Les datations des plutons sont de Mortensen (1993) et Davis et al. (2005). La zone d'altération (contour noir avec tirets perpendiculaires) est déterminée à partir des descriptions d'affleurements et de forages ainsi que par des traitements de données d'échantillons lithogéochimiques.....	28
Figure 25. Détails de la géologie autour du gîte R-14. Même légende pour les unités et la zone d'altération que sur la Figure 24.	28
Figure 26. Carte géologique montrant la distribution des intrusions mafiques à felsiques. L'intérêt est porté sur les filons-couches de gabbros et de pyroxénites des secteurs du gisement de Philibert et des camps miniers de Chapais et Chibougamau.....	30
Figure 27. Carte géologique montrant la distribution des échantillons lithogéochimiques de filons-couches classés comme des roches ultramafiques (Figure 28) et les points d'observation décrivant à l'affleurement ou en forage la présence de pyroxénites. L'Anticlinal de La Dauversière au centre du segment explique la présence au sud du complexe de filons-couches mafiques-ultramafiques du secteur de Philibert, un analogue au Complexe de Cummings situé au nord du segment Caopatina-Desmaraisville.	31
Figure 28. Diagramme de De la Roche (1980) indiquant les compositions géochimiques des filons-couches mafiques-ultramafiques du secteur de Philibert en comparaison avec celles du Complexe de Cummings de la région de Chibougamau et Chapais. Données du SIGÉOM (2012) et de SOQUEM. Note : les échantillons sont déterminés être peu altérés géochimiquement avec LITHOMODELEUR.....	31
Figure 29. Géologie de la région du gisement de Philibert montrant la distribution des filons-couches mafiques-ultramafiques (en mauve). Se référer à la Figure 3 pour la légende lithologique.	32
Figure 30. Interprétation géologique et géophysique du secteur du gisement de Philibert montrant les couloirs de déformation (en blanc transparent) de part et d'autre du Pluton d'Hazeur et les zones de transpression interprétées dans un modèle structural qui favoriserait la circulation des fluides hydrothermaux dans les ombres de pression de l'intrusion.....	32
Figure 31. Section SSO-NNE dans le gisement de Philibert montrant les zones minéralisées logées dans un filon-couche de gabbro différencié et de pyroxénite avec les intervalles de valeurs aurifères. Gracieuseté de SOQUEM (1998).	33
Figure 32. Géologie de la région de l'ancienne mine Joe Mann (Au-Cu) et du gisement Philibert (Au) avec les datations de Dion et al. (1995). Couloirs de déformation indiqués par les zones hachurées.	37
Figure 33. Carte des altérations résultant de la somme des altérations minéralogiques observées à l'affleurement ou en forage, des altérations géochimiques déterminées avec LITHOMODELEUR et des métaux normalisés sur 100	

	pour des cellules de 200 x 200 m ² . Le couloir de déformation de Guercheville est indiqué par les limites en tirets noirs.....	37
Figure 34.	Carte des intrusions mafiques à felsiques dans le secteur de l'ancienne mine Joe Mann avec les minéralisations, les noms des zones minéralisées ou des gîtes, et les couloirs de déformation en gris. Légende pour les intrusions sur la Figure 2.	38
Figure 35.	Diagrammes Concordia montrant les résultats de datations préliminaires faites par Dion et al. (1995) pour le Stock de Meston (A) et un dyke aphyrique de la zone Principale à l'ancienne mine Joe Mann (B).	38
Figure 36.	Relation entre l'or et le cuivre d'après les analyses de métaux de la région de l'ancienne mine Joe Mann (Données de SOQUEM, 2012).	39
Figure 37.	Distribution des échantillons lithogéochimiques d'intrusions felsiques et intermédiaires contenant des éléments majeurs, traces et des terres rares, et les intrusions datées.	41
Figure 38.	Diagramme des terres rares normalisées aux chondrites (Palme et O'Neil, 2004) montrant les profils du Pluton synvolcanique de La Dauversière (2720 Ma) comparés à celui du Pluton de Chibougamau comme référence (Données du SIGÉOM, 2012).	42
Figure 39.	Diagramme des terres rares normalisées aux chondrites (Palme et O'Neil, 2004) montrant les profils des deux groupes d'échantillons du Pluton syntectonique de Boisvert (2697 Ma) comparés à celui du Pluton de Chibougamau comme référence (Données du SIGÉOM, 2012).	42
Figure 40.	Diagramme de Defant et Drummond (1990) montrant les compositions de dykes et d'intrusions de la région de Joe Mann et au nord du Pluton de La Dauversière comparées aux Plutons de La Dauversière et de Boisvert comme références et à la composition moyenne d'andésites archéennes de Condie (1993).	43
Figure 41.	Diagramme des terres rares normalisées aux chondrites (Palme et O'Neil, 2004) montrant les profils des deux dykes échantillonnés au gîte R-14 et des deux échantillons de la Zone Delinel comparés aux profils des Plutons de Boisvert et La Dauversière comme références et à la composition moyenne d'andésites archéennes de Condie (1993) en tirets bleus.....	44
Figure 42.	Diagramme des terres rares normalisées aux chondrites (Palme et O'Neil, 2004) montrant les profils d'intrusions échantillonnées dans la région de l'ancienne mine Joe Mann et comparés aux profils des Plutons de Boisvert et de La Dauversière comme références.....	44
Figure 43.	Potentiel de fertilité pour les minéralisations porphyriques à Cu-Au déterminé à partir de certains éléments et ratios d'éléments sur les échantillons lithogéochimiques d'intrusions felsiques à intermédiaires d'après l'approche de Faure (2011) et le calcul fait dans LITHOMODELEUR.	46

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Inventaires minéraux des gisements dans le segment oriental de Caopatina-Desmaraisville	2
Tableau 2. Indices d'altération géochimique.....	13
Tableau 3. Ratios d'éléments lithogéochimiques discriminants pour des intrusions de la région de Chibougamau et du segment Caopatina-Desmaraisville	43

1 INTRODUCTION

Ce rapport présente une nouvelle interprétation de la géologie dans la partie orientale du segment Caopatina-Desmaraisville, au sud des camps miniers de Chibougamau et Chapais en Abitibi, plus spécifiquement entre les Failles de Kapunapotagen au nord et de Guercheville au sud, et le Front de Grenville à l'est (**Figures 1, 2 et 3**). Des données inédites de compagnies ont été arrimées avec les données publiques du Système d'informations géominières du gouvernement du Québec (SIGÉOM). L'ensemble de ces données ont été traitées et interprétées sur ce territoire de plus de 3 000 km². Il en résulte une carte géologique haute résolution, une réinterprétation des couloirs de déformation, et une vision globale de l'altération. Des guides d'exploration pour l'or et le cuivre sont proposés et discutés principalement autour de gîtes connus.

1.1 Contexte géologique et minéralisations dans la région de Chibougamau

Le cadre géologique et le contexte des minéralisations dans la région de Chibougamau ont toujours servi de balise et de référence pour la compréhension du segment Caopatina-Desmaraisville (Guha et al., 1991; Pilote et al., 1996).

Trois cycles volcaniques sont distingués dans le NE de l'Abitibi (**Figure 4**; Daigneault et Allard, 1990; Guha et al., 1991; Leclerc et al., 2012). Le premier cycle volcanique comprend la Formation de Chrissie constituée d'un membre inférieur de basaltes et d'un membre supérieur de volcanites felsiques qui contient les plus vieilles rhyolites de l'Abitibi (2798,7^{±0,7} et 2791^{+3,7/-2,8} Ma; Davis et Dion, 2012; David et Dion, 2010). Le cycle II comprend les formations d'Obatogamau, de Waconichi et de Gilman. Les formations d'Obatogamau et de Gilman sont constituées d'épaisses séquences de laves mafiques séparées par la Formation de Waconichi (**Figure 4**). La Formation d'Obatogamau est intercalée à la base, ou près de la base, par des rhyolites et rhyodacites du Membre des Vents daté à 2759^{±2} Ma (Mortensen, 1993). Le cycle III correspond à la Formation de Blondeau, formée de basaltes, volcanoclastites et de roches sédimentaires.

Les minéralisations qui ont été exploitées dans le camp minier de Chibougamau sont associées aux cycles II et III de volcanisme et de magmatisme. Les volcanites felsiques de la Formation de Waconichi sont la cible d'exploration pour les SMV autour du Complexe du Lac Doré (2728^{±1} Ma; Mortensen, 1993), une intrusion synvolcanique contemporaine du Waconichi (**Figures 3 et 4**). La seule mine de SMV qui a été en exploitation est celle de Lemoine, qui a produit de 1975 à 1983, 0,76 Mt @ 4,2 % Cu et 4,2 g/t Au (Pilote et al., 1996; Lafrance et Brisson, 2006). De l'autre côté du complexe, le gisement inexploité de Scott a des ressources inférées estimées à 5,4 Mt @ 4,6 % Zn; 1,2 % Cu; 0,2 g/t Au et 34 g/t Ag (**Figure 3**; Salmon et McDonough, 2011).

La presque totalité du minerai du camp de Chibougamau provient de l'exploitation de veines de Cu-Au associées au système porphyrique du Pluton de Chibougamau daté à 2718^{±2} Ma (**Figure 5**; Krogh, 1982; Pilote et Guha, 1996; Leclerc et al., 2012). Le Pluton de Chibougamau est polyphasé, avec des phases dioritiques en périphérie et tonalitiques au cœur. Il est intrusif dans le Complexe du Lac Doré (Daigneault et Allard, 1990). Au total, 47,8 Mt de minerai ont été extraites de 19 mines (toutes fermées) à des

teneurs moyennes de 1,82 % Cu et 1,8 g/t Au, pour une production totale de 1,3 Mt Cu et 115 t Au (Pilote et Guha, 1996).

Le seul autre camp minier dans la région est celui de Chapais (**Figure 5**). Au total, 23,5 Mt à des teneurs moyennes de 2,24 % Cu et 1,17 g/t Au ont été exploitées dans 4 mines à partir de veines de sulfures encaissées dans le filon-couche ultramafique de Ventures daté à 2717^{±1} Ma (Mortensen, 1993), pour une production totale de 545 000 t Cu et 23 t Au (Pilote et Guha, 1996). Les veines exploitées étaient situées dans des charnières de plis et occupaient des structures coplanaires aux plans axiaux.

Dans la portion orientale du segment de Caopatina-Desmaraisville, seule l'ancienne mine de Joe Mann a été exploitée (**Figure 5**). Elle a produit 4 754 375 t à des teneurs de 8,26 g/t Au et 0,3 % Cu (Houle, 2011). Il y a également 7 gisements avec des teneurs évaluées; Chevrier, Chevrier Sud, Currie-Mills, Lac Fenton, Lac Meston, Lac des Vents, et Philibert (**Figure 5; Tableau 1**). Environ 70 gîtes et une centaine d'indices pour la grande majorité aurifères ou polymétalliques et or, sont distribués autour du Pluton de La Dauversière et le long de la Faille de Guercheville au sud (**Figure 5**). Le Pluton de La Dauversière a le même âge (2720^{+3/-1} Ma) que celui de Chibougamau (Mortensen, 1993), d'où son intérêt dans le segment pour des minéralisations de type porphyre à Cu-Au. La Formation de Waconichi est présente dans le segment de Caopatina-Desmaraisville, dans le secteur du gîte Chevrier, et a toujours été une cible pour les SMV.

Tableau 1. Inventaires minéraux des gisements dans le segment oriental de Caopatina-Desmaraisville

Gisement	Tonnes	Au (g/t)	Cu (%)	Référence
Currie-Mills	171 000	2,9	-	Schmitt (1999)
Chevrier	4 616 000 [§]	1,99	-	Buro et Jean (2010)
Chevrier Sud	8 900 000 [§]	1,98	-	Buro et Jean (2010)
Lac des Vents	14 000	-	1,88	Grenier (1967)
Lac Fenton	420 930	4,82	-	Chénard (2000)
Lac Meston	1 225 000	6,25	-	Northern Miner v.60, n.2 (1974)
Philibert	1 393 042	5,32	-	Morin (1993)

[§]Ressources inférées selon la norme 43-101

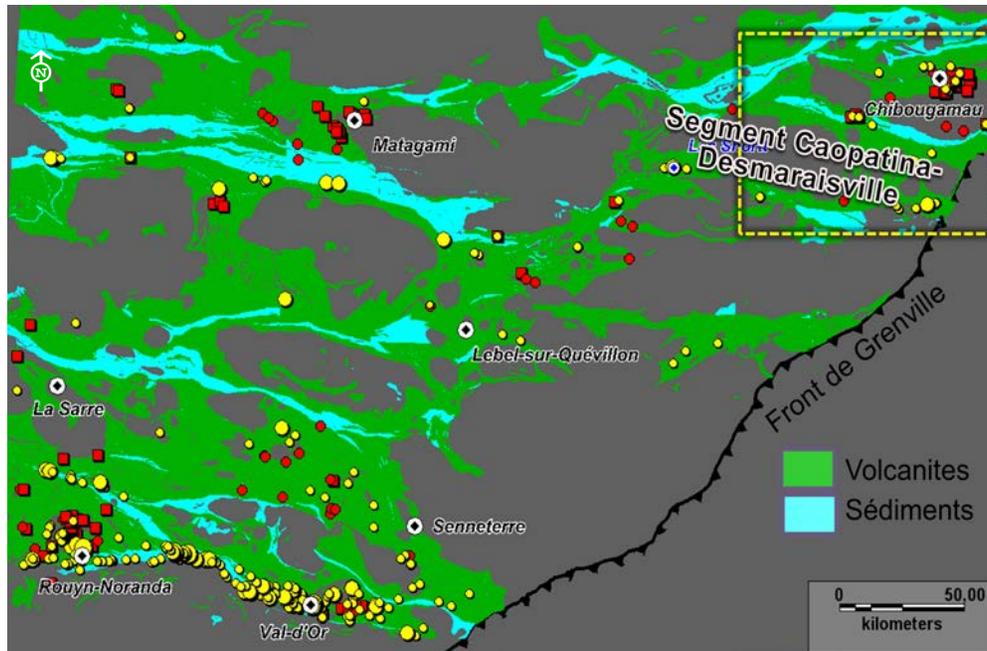


Figure 1. Localisation régionale dans la ceinture archéenne de l'Abitibi du segment Caopatina-Desmaraisville et région ciblée par l'étude en encadré jaune.

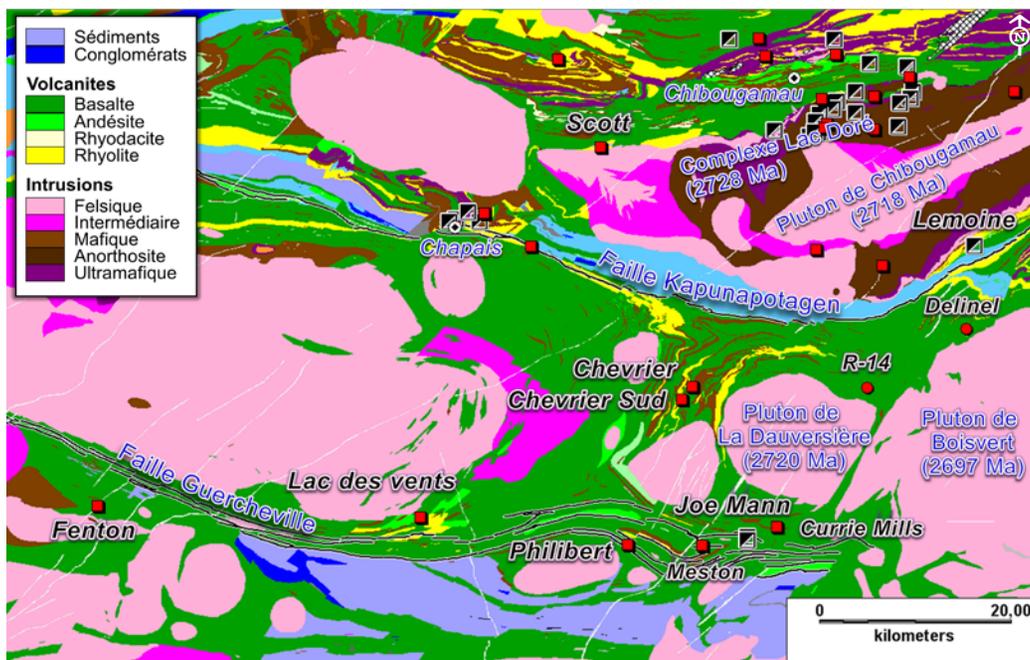


Figure 2. Carte géologique des régions de Chibougamau et de Chapais et du segment oriental Caopatina-Desmaraisville, entre les Failles de Kapunapotagen et de Guercheville, avec les principaux gîtes et gisements d'or discutés dans le rapport (géologie d'après le SIGÉOM 2012).

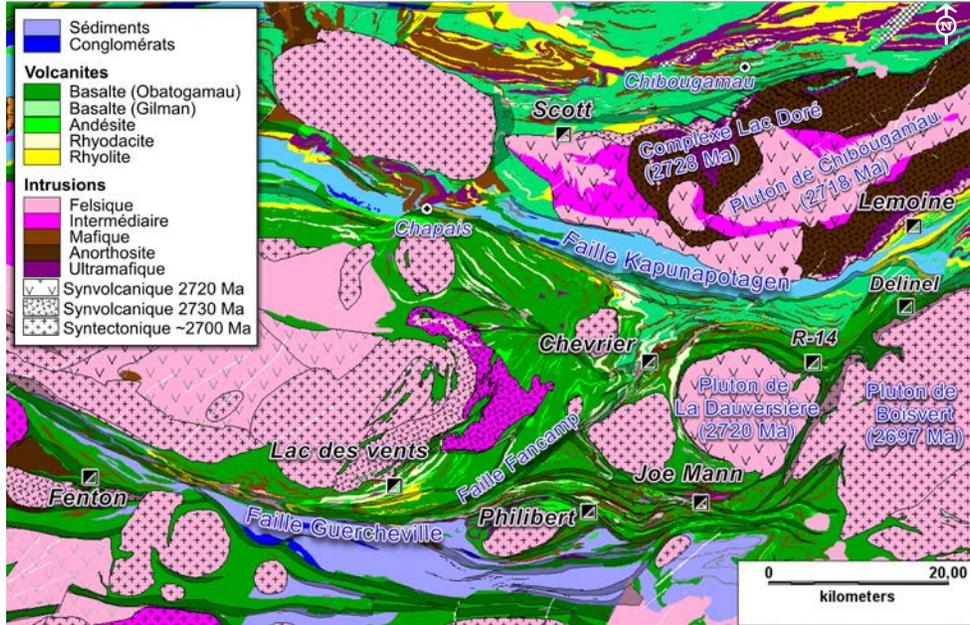


Figure 3. Nouvelle interprétation de la géologie et des couloirs de déformation du segment oriental de Caopatina-Desmaraisville avec les principaux gisements et gîtes d'or discutés dans le rapport.

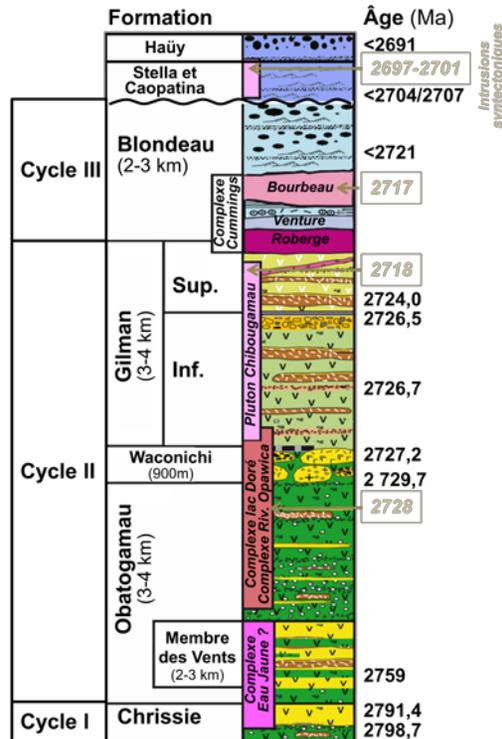


Figure 4. Colonne stratigraphique schématique du NE de l'Abitibi (modifiée de Leclerc et al., 2011) avec les âges U-Pb discutés dans le rapport pour les roches volcaniques et les roches plutoniques (en encadrés et lettres en gris).

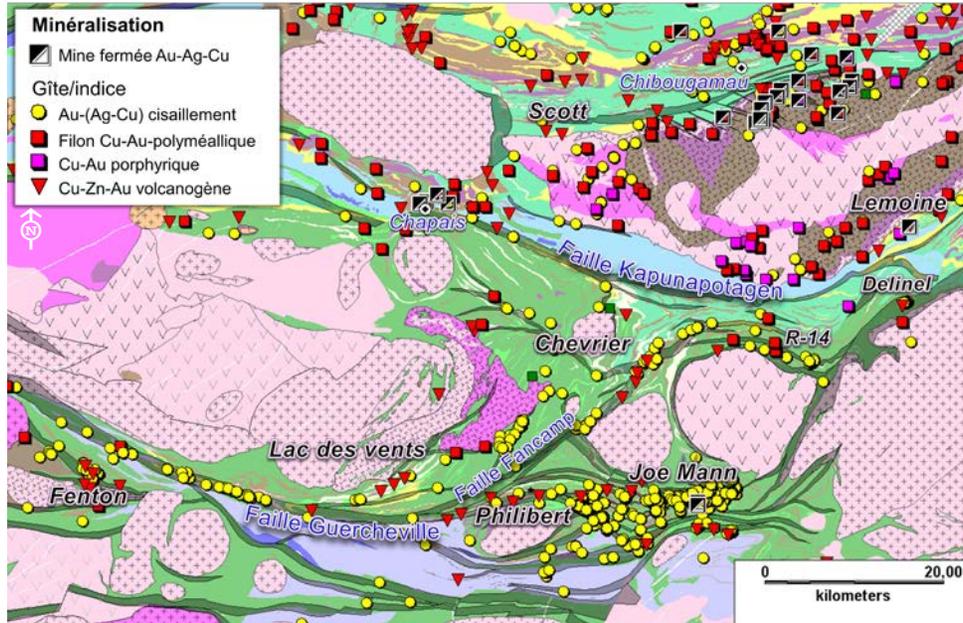


Figure 5. Carte géologique et couloirs de déformation avec les minéralisations métalliques par type selon la classification du SIGÉOM (2012). Intrusions (modifiées de Chown et al., 2002). Même légende que sur la Figure 3.

1.2 Problématique

Le projet touche trois aspects. Le premier concerne la mise à jour de la carte géologique de la partie est du segment de Caopatina-Desmaraisville (**Figures 1 et 2**). Les deux autres aspects concernent les sulfures massifs volcanogènes (SMV) aurifères dans les Formations d'Obatogamau et de Waconichi et les minéralisations aurifères associées aux petites intrusions autour du Pluton de La Dauversière.

Les campagnes de cartographie systématique du ministère des Ressources naturelles du Québec ont favorisé de nombreuses dépenses et travaux d'exploration dans cette région. À l'exception des travaux de cartographie de Roy et al. (2005), la majorité de la carte géologique date de plus de vingt ans. Trois principales phases de cartographie ont été réalisées sur ce territoire. Déland et Grenier (1959), Holmes (1959) et Lyall (1959) ont produit les premières cartes de la région. Au tournant des années 1980, les travaux de Hébert (1978a et 1978b, 1979, 1980, 1986), Gobeil et Racicot (1982, 1983), Thibault et Daigneault (1984), Daigneault (1986) ont conduit à une meilleure compréhension stratigraphique et structurale autour du Pluton de La Dauversière (**Figure 2**). Les dernières campagnes de cartographie systématique remontent à la fin des années 1980, début 1990, avec les cartographies de Lauzière et Chown (1988), Lauzière et al. (1989, 1990), Midra et al. (1992a; 1992b), et Tait et al. (1987). Les travaux de Mueller et al. (1989; 1994), Potvin (1991), Guha et al. (1991), Tait (1992), et Midra et al. (1992b) ont permis de mettre en valeur le centre felsique de Lac des Vents. Les études de Legault (2003) à l'ouest du Pluton de La Dauversière (gîte Chevrier), et la synthèse de Dion et Guha (1989; 1994) autour de l'ancienne mine Joe Mann et du gisement de Philibert, ont contribué également à soutenir et promouvoir l'exploration dans la région. Les levés

aéromagnétiques disponibles lors des différentes campagnes de cartographie étaient de faible ou moyenne résolution (espacement des lignes aux 800 ou 400 m). Le récent levé aéromagnétique haute résolution MEGATEM II n'a jamais été tenu en compte dans un modèle cartographique régional (Dumont et Potvin, 2006; Noranda Exploration et Mines d'or Virginia, 2008), pas plus que la majorité des travaux d'exploration, principalement ceux de forage, de décapage et de géophysique. Ces travaux ont été effectués après la plupart des campagnes de cartographie du gouvernement, et ont été versés soit comme travaux statutaires ou sont demeurés confidentiels autour de gîtes et de gisements. Il y a eu beaucoup d'analyses géochimiques qui ont été versées dans le Système d'informations géominières du gouvernement du Québec (SIGÉOM) mais celles-ci n'ont jamais été traitées en vrac et comparées entre elles sur l'ensemble de ce territoire. Dans le cadre de ce projet, 5 compagnies membres du CONSOREM ont partagé leurs données géologiques, géophysiques et géochimiques.

Les deux autres problématiques ont été établies suite à une excursion dans la région, sur les propriétés d'exploration de partenaires membres du consortium, et lors d'échanges et de discussions avec ces derniers. La problématique reliée aux SMV a été constatée aux gîtes Delinel (propriété Dollier de Ressources Cartier), Fenton (SOQUEM), et Lac des Vents (intérêts de Ressources Cartier et Mines Agnico Eagle). Ces minéralisations aurifères, contenues dans des sulfures disséminés à semi-massifs volcanogènes (SSMV), sont associées à des niveaux de pyroclastites felsiques, entre des coulées de basaltes de la Formation d'Obatogamau. Le contexte géologique et stratigraphique de ces horizons de sulfures massifs volcanogènes à or est assez mal connu. Que représentent ces niveaux minéralisés? Y a-t-il plusieurs de ces niveaux dans l'Obatogamau? Quelle est la continuité latérale de ces horizons marqueurs? Quelle est la composition géochimique de ces horizons et leur degré d'altération? Quel est le potentiel et quels sont les guides d'exploration autour de ces gîtes?

L'autre problématique a été établie en visitant les gîtes R-14 (Ressources d'Arianne, renommée Arianne Phosphate Inc. en 2013), le gîte de Philibert (SOQUEM) et l'ancienne mine Joe Mann (intérêt de SOQUEM). Ces minéralisations à Au ou à Cu-Au sont situées autour du Pluton synvolcanique de La Dauversière ($2720^{+3/-1}$ Ma; Mortensen, 1993). Elles sont logées dans des dykes ou de petites intrusions de composition mafique à felsique. Est-ce que ces minéralisations sont reliées à ce pluton, donc seraient synvolcanique? Ou ne pourraient-elles pas être syntectoniques comme les Plutons de Boisvert ($2697^{\pm 3}$ Ma; Davis et al., 2005) ou de Muscocho ($2701^{\pm 2}$ Ma; Mortensen, 1993). Quel est l'âge relatif de ces intrusions porteuses de minéralisation? Quels sont les guides d'exploration en périphérie de ces gîtes? Quel est le potentiel pour les minéralisations porphyriques à Cu-Au autour de l'ancienne mine Joe Mann?

1.3 Objectifs

Les objectifs du projet sont : de regrouper les données récentes non-publiques des compagnies membres du CONSOREM et de les arrimer avec celles du SIGÉOM 2012, de produire une carte géologique haute résolution pour la région à l'étude, d'établir un meilleur cadre géologique, stratigraphique et géochimique afin de mieux situer le contexte des minéralisations aurifères; et d'apporter des pistes d'exploration et une réflexion en fonction de ces nouvelles données et interprétations.

Pour la problématique des SMV à or, l'objectif est de mieux définir la géométrie des centres felsiques et des horizons de volcanoclastites et leur organisation spatiale et temporelle. Concernant les minéralisations aurifères associées aux intrusions, le but est d'établir des liens spatiaux et géochimiques entre les gîtes et les centres felsiques, les complexes de dykes et les intrusions synvolcaniques ou syntectoniques.

2 METHODOLOGIE ET DONNEES UTILISEES DANS LE SEGMENT CAOPATINA- DESMARSAVILLE

La géologie du sillon de roches volcaniques et plutoniques au sud de Chibougamau, entre les Failles de Kapunapotagen et de Guercheville, est revue en fonction de plusieurs types de données : descriptions d'affleurements, d'échantillons, et de forages, données structurales, données lithogéochimiques, analyses de métaux, levés magnétiques aéroportés et héliportés, et levés électromagnétiques (EM et PP). Les dizaines de milliers de nouvelles données sont majoritairement concentrées sur et autour des propriétés des partenaires (**Figure 6**). L'analyse, le traitement, et la superposition de toutes ces données ont conduit à trois produits thématiques; une carte géologique, comprenant des champs pour la lithologie, la stratigraphie et la lithogéochimie, une carte des couloirs de déformation, et une carte régionale des zones d'altération. Le détail sur ces données, sur la méthodologie et sur les traitements est présenté dans les sous-sections suivantes.

2.1 Carte lithologique, stratigraphique et lithogéochimique

Les données descriptives de roches provenant d'affleurements, d'échantillons, et de forages totalisent 63 547 entrées; 41 692 proviennent du SIGÉOM et 21 855 sont des nouvelles données descriptives provenant des compagnies, la majorité de celles-ci étant issues des journaux de forages (**Figure 6a**). Ces nouvelles données ont été codées selon la légende du MRN. Elles permettent d'atteindre un niveau élevé de détails autour de la majorité des zones minéralisées de la région.

Pour les échantillons lithogéochimiques, 4 801 données proviennent du SIGÉOM (2012), 976 sont des nouvelles données des compagnies, et 15 échantillons d'intrusions ont été récoltés par le CONSOREM et analysés au laboratoire de l'Institut National de la Recherche Scientifique à Québec pour les éléments majeurs, traces et de terres rares (**Figure 6b**). Les traitements géochimiques sur ces échantillons sont réalisés à l'aide du logiciel LITHOMODELEUR version 3.5.1. (Trépanier, 2013). Pour chaque échantillon, sont déterminés :

- le nom géochimique en utilisant différents schèmes de caractérisation géochimique selon la disponibilité des éléments,
- l'affinité calco-alkaline, transitionnelle, ou tholéiitique selon les critères de Barrett et MacLean (1994),
- le type et l'intensité de l'altération en utilisant la norme SV350 et la méthode des bilans de masse sur précurseurs modélisés (Trépanier 2011a; 2011b; 2013),
- des indices de fertilité pour les rhyolites (Pearson, 2007; Leshner et al., 1986; Hart et al., 2004),
- la fertilité d'intrusions pour des minéralisations du type Cu-Au porphyrique (Faure, 2011),
- et différents ratios d'éléments.

Les résultats de ces traitements en carte par exemple montrent que toutes les volcanites mafiques des Formations d'Obatogamau et de Gilman sont majoritairement des basaltes, ou des basaltes andésitiques, d'affinité tholéiitique (**Figure 7**). Les volcanites de composition rhyolitique à dacitique d'affinité calco-alkaline sont reconnues le long d'horizons peu épais de volcanoclastites mais latéralement étendus dans la Formation d'Obatogamau (**Figure 8**). Des laves rhyolitiques à dacitiques sont également associées à des centres volcaniques felsiques, comme dans le secteur de l'ancienne mine Lemoine et le gîte Selco-Scott de part et d'autre du Complexe du Lac Doré, autour du gîte Chevrier dans le segment Caopatina-Desmaraisville, ou au Complexe volcanique de Lac des Vents (**Figure 8**). Elles sont pour la plupart calco-alkalines, mais des volcanites felsiques tholéiitiques sont présentes dans les secteurs des gisements de Lemoine et Scott (**Figure 8**). D'autres horizons de volcanoclastites de composition andésitique et d'affinité calco-alkaline sont associés avec les volcanites felsiques (**Figure 9**).

Les échantillons analysés pour les métaux (Au, Ag, Cu, Zn) sont au nombre de 82 320; 74 655 analyses sont des nouvelles données provenant des compagnies. Les 7 665 autres échantillons proviennent de source publique (SIGÉOM 2012; **Figure 6c**). Ces nouvelles données permettent de mieux définir les zones minéralisées.

La carte géologique tient compte des données descriptives de roches et du résultat des traitements géochimiques. La correspondance spatiale est faite entre la carte et les échantillons lithogéochimiques. Pour chaque polygone de la carte contenant au moins un échantillon, sont attribués le nom géochimique de l'unité et son affinité. Les polygones qui ne contiennent pas d'échantillon, sont classés selon l'information contenue dans les polygones adjacents.

Les contacts entre les différentes unités et les failles sont tracés en utilisant la position des affleurements, des forages, des conducteurs électromagnétiques, et de la dérivée première verticale du champ magnétique. Les données aéromagnétiques donnent depuis peu une image en continu et de haute résolution (lignes de vol au 250 m) sur presque toute la portion volcanique de la région. La compagnie XSTRATA Zinc Canada (maintenant Glencore) a fourni les données magnétiques du MEGATEM II nivelées avec d'autres levés de plus faible résolution (**Figure 10**). Les anomalies électromagnétiques servent à localiser avec une grande précision certaines unités conductrices, notamment les horizons d'exhalites et de pyroclastites graphiteuses et/ou pyriteuses, des failles et des plis. Quelques levés magnétiques et électromagnétiques hélicoptés et au sol couvrant certaines propriétés des compagnies sont également utilisés (**Figure 10**).

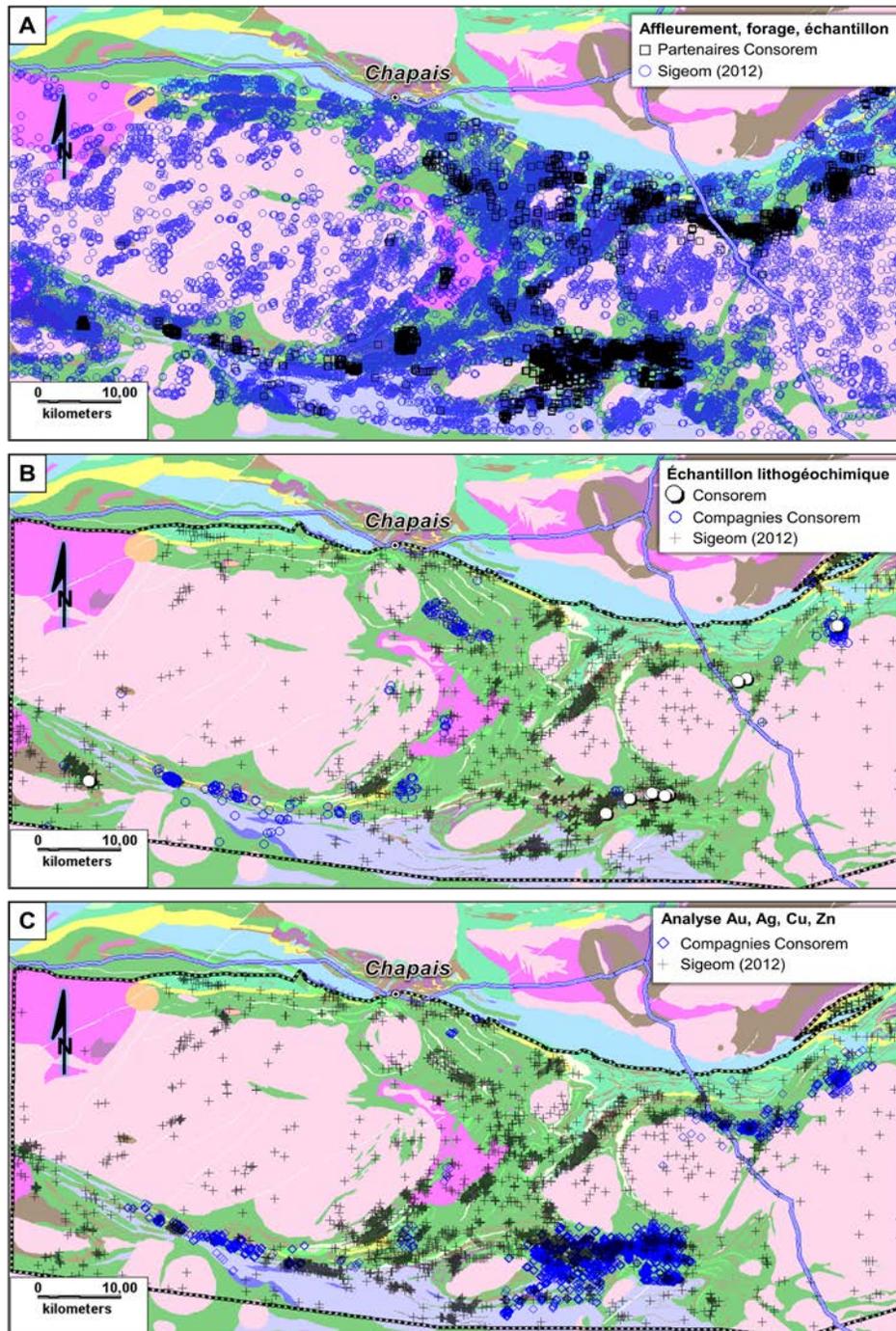


Figure 6. A) Distribution dans le segment Caopatina-Desmaraisville des affleurements, des échantillons de roches et des centroïdes d’intervalles de forages décrivant la lithologie, et le cas échéant, les altérations, les minéraux et la structure. B) Distribution des échantillons lithogéochimiques selon les sources. C) Distribution des analyses pour les métaux.

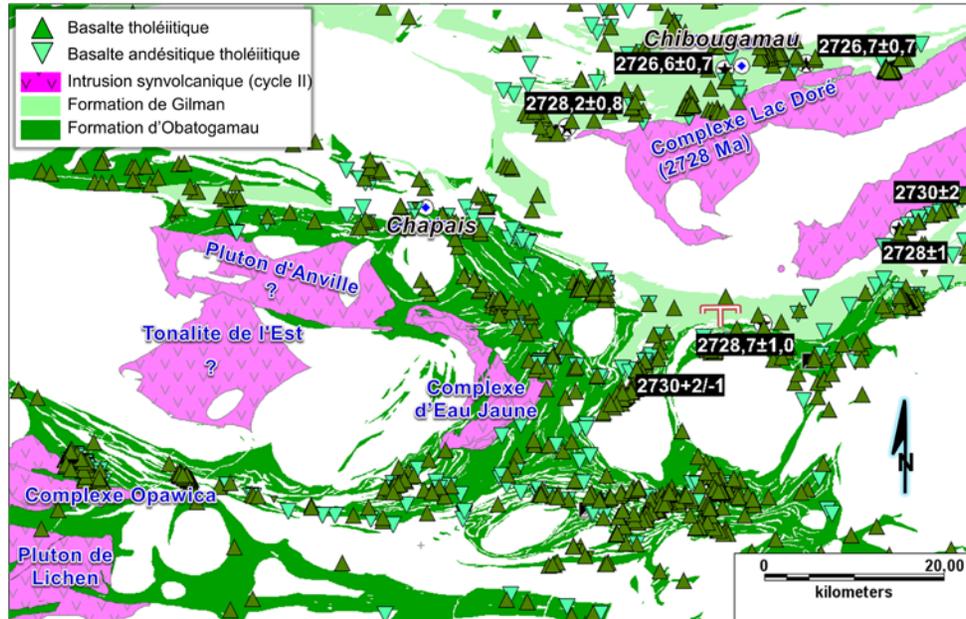


Figure 7. Distribution des échantillons lithogéochimiques classés comme des basaltes et basaltes-andésitiques tholéitiques dans les Formations d'Obatogamau et de Gilman avec les dates pour le volcanisme contemporain du Complexe du Lac Doré et probablement d'autres intrusions synvolcaniques du cycle II en rose.

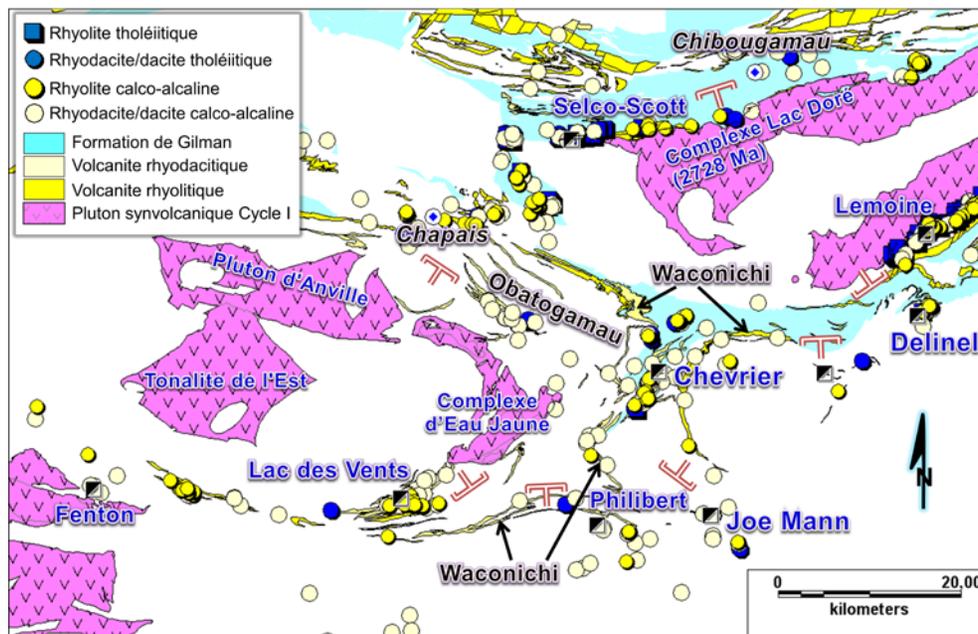


Figure 8. Distribution et compositions des échantillons lithogéochimiques de laves et de volcanoclastites rhyolitiques à dacitiques associées à des horizons ou des complexes volcaniques. Affinités selon les critères de Barrett et Maclean (1994). Le symbole en forme de T représente la polarité générale autour des plutons d'après Daigneault et al. (1990).

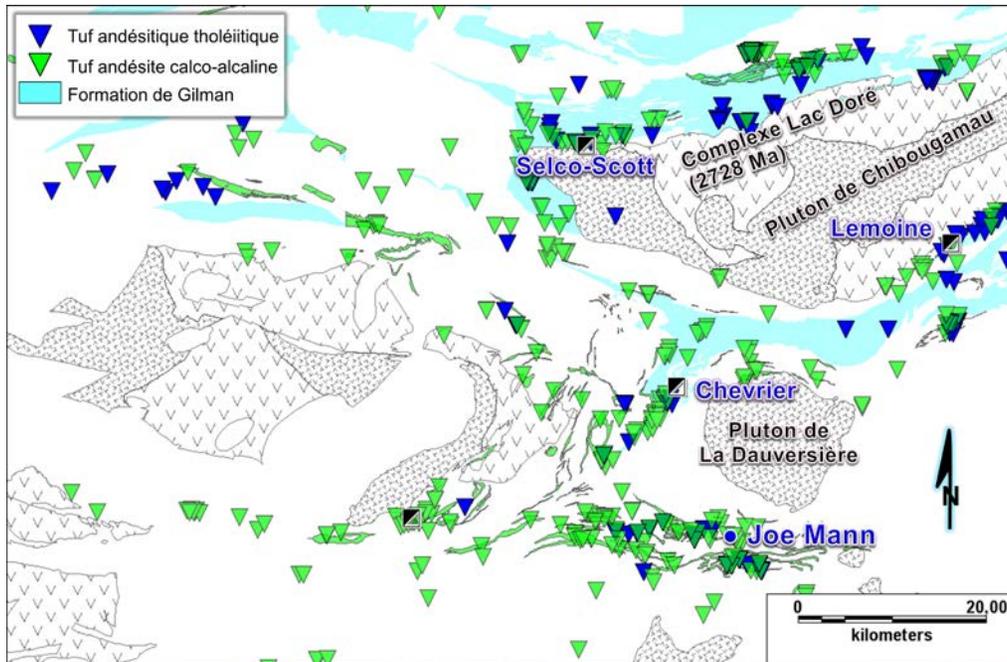


Figure 9 Horizons de volcanoclastites de composition andésitique avec la distribution des échantillons lithogéochimiques. Affinités selon les critères de Barrett et Maclean (1994).

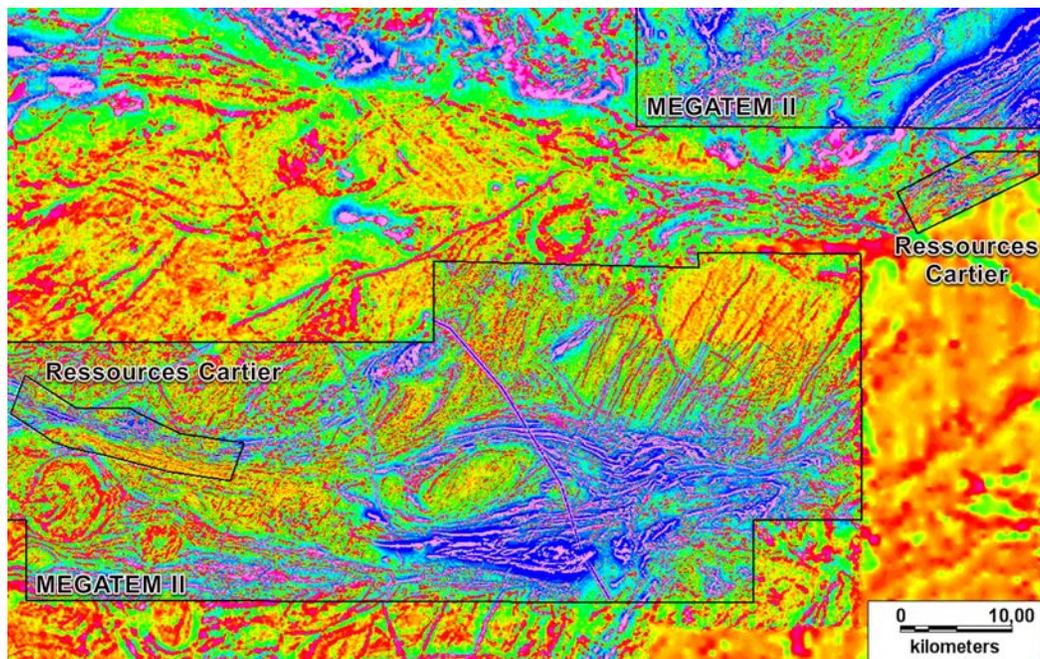


Figure 10. Carte de la dérivée première verticale du champ magnétique de la région étudiée. Levé MEGATEM II de Xstrata-Virginia (2006) nivelé par Xstrata Zinc Canada (maintenant Glencore) avec les données régionales publiques de plus faible résolution.

2.2 Carte des couloirs de déformation

La carte des couloirs de déformation est principalement basée sur les travaux de Daigneault (1996) qui a fait une mise à jour en 2012 (Daigneault, communication personnelle). Des modifications mineures ont été apportées en fonction des nouvelles informations acquises lors du projet (**Figures 3 et 5**). Une structure de deuxième ordre, parallèle aux Failles ESE-ONO de Kapunapotagen et de Guercheville, est interprétée à l'ouest du gîte Chevrier. Elle se connecte avec le couloir de déformation de Fancamp orienté NE-SO (Tait, 1992; Legault, 2003; Legault et Daigneault, 2006). Le gisement Chevrier est localisé à l'intersection des deux couloirs. Le couloir de déformation de Guercheville se divise en plusieurs branches à partir du centre de la région (au sud de Lac des Vents) et se termine en queue de cheval vers le Front de Grenville à l'est de Joe Mann où le métamorphisme atteint le faciès amphibolite (Simard, 1992; Roy et al., 2005).

2.3 Carte des altérations

Une carte des altérations est construite pour le segment Caopatina-Desmaraisville et les camps miniers de Chibougamau et Chapais à partir de données minéralogiques observées et des échantillons lithogéochimiques (**Figure 11**). Le but de cette carte est d'utiliser le maximum de données de sources diverses pour couvrir le maximum de surface et ainsi avoir un aperçu des systèmes hydrothermaux fossiles archéens. L'intérêt est de comparer l'intensité et l'étendue des zones d'altération entre les camps miniers connus et celles autour des gîtes et le long des couloirs de déformation dans la région à l'étude.

Les minéraux d'altérations identifiés dans les bases de données de descriptions d'affleurement, de forage, et d'échantillon sont les suivants; carbonates (calcite, ankérite, carbonates, dolomie et sidérite), chlorite, épidote, hématite, quartz, séricite, silicification, sulfures (chalcopyrite, malachite, pyrite, sphalérite, pyrrhotine, sulfures), altération potassique, altération en général (code AE dans le SIGÉOM), et roches métasomatiques (code M15 dans le SIGÉOM). Pour la chlorite et l'épidote, l'intensité de l'altération devait être spécifiée et seuls les échantillons très altérés sont retenus. Les données concernant les diabases, les lamprophyres, et les carbonatites sont exclues de l'analyse.

Les critères d'altérations géochimiques sont déterminés à l'aide de LITHOMODELEUR. Les indices d'altération géochimique retenus avec les valeurs limites suggérées par Trépanier (2011a) sont présentés au **Tableau 2**. Les échantillons de diabases, lamprophyres, carbonatites, anorthosites, syénites, et formation de fer sont exclus de l'analyse.

Les métaux sont également le témoin du passage de fluides. Les éléments suivants avec leur limite choisie sont; Au \geq 100 ppb, Cu et Zn \geq 1 000 ppm.

Tableau 2. Indices d'altération géochimique.

Altération	Indice ^s	Seuil significatif/100
Chlorite	ALT_CHLO_SV350	>25
Séricite	ALT_SER_SV350	>12
Pyrophyllite	ALT_PYRO_SV350	>0
Paragonite	ALT_PARA_SV350	>5
Phyllosilicates	ALT_PHYLLO_SV350	>25
Carbonates	ALT_CARBS_SV350	>30

^sNorme schiste vert moyen (350 °C) calculée avec LITHOMODELEUR (3.5.1)

La carte de la **Figure 11** est le résultat de la somme de ces trois critères d'altération. La carte est réalisée en normalisant toutes les données d'altération minéralogique, géochimique et les métaux sur des cellules de 200 x 200 m². Autrement dit, le nombre total d'échantillons altérés (minéralogiquement, géochimiquement, et en métaux) est normalisé par rapport à la somme de toutes les observations (pour la minéralogie) et les échantillons (pour la lithogéochimie), altérés et non-altérés, contenus dans chaque cellule pour donner un indice sur 100 (**Figure 11**). Ainsi, quel que soit le nombre d'observations par cellule, on connaît l'importance relative en pourcentage de l'altération en général et de manière semi-continue en carte selon l'échantillonnage et les points de contrôle. Cette approche permet de voir à la fois les endroits où il y a de l'altération, et avec quelle intensité relative, et où il n'y a pas d'information (**Figure 11**). Les résultats du traitement montrent l'ampleur du système hydrothermal du type porphyrique du camp de Chibougamau (Pilote et al., 1996).

La dimension de la zone d'altération entre le gisement de Philibert et l'ancienne mine Joe Mann est plus grande que la zone à Chapais par exemple. Dans la région à l'étude, la majorité des zones altérées sont localisées dans et en bordures des couloirs de déformation (**Figure 12**). Les structures majeures pourraient être la cause de l'altération. Inversement, des systèmes hydrothermaux précoces (anté-couloirs de déformation), comme celui synvolcanique de Chevrier le long de la Faille de Fancamp (**Figure 12**; Legault, 2003; Legault et Daigneault, 2006), pourraient permettre d'amorcer la déformation initiale et focaliser subséquemment la déformation à l'intérieur des couloirs. Il est à noter que la dimension des zones d'altération autour des systèmes VMS de Lemoine et Scott est beaucoup plus petite comparativement à celle identifiée autour de systèmes magmatiques-hydrothermaux comme à Chibougamau et probablement Joe Mann.

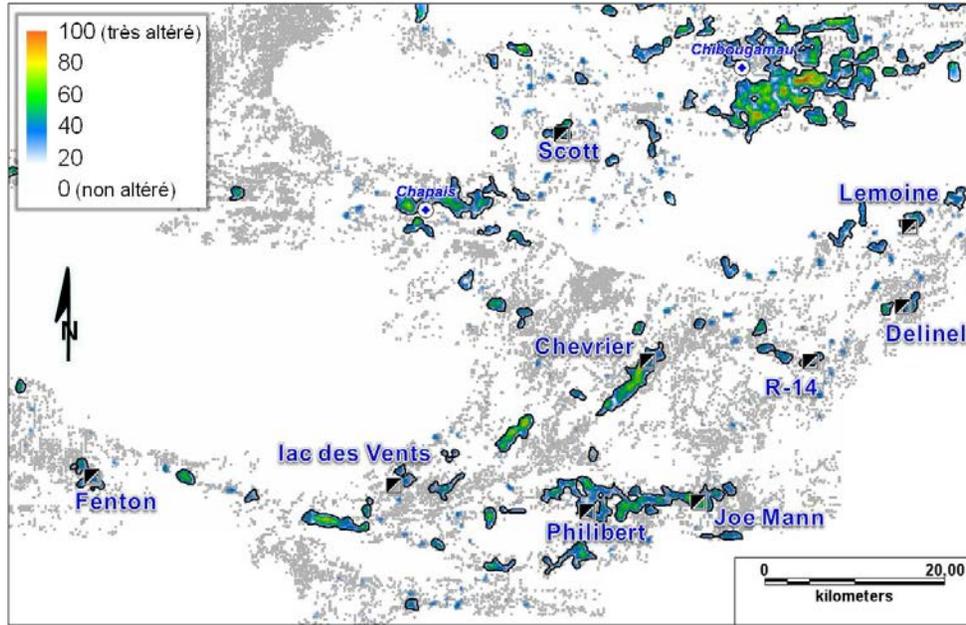


Figure 11. Carte des altérations hydrothermales du segment Caopatina-Desmaraisville et des camps miniers de Chibougamau et Chapais construite à partir de données d'altération minéralogique et géochimique et les métaux normalisées sur 100 pour des cellules de 200 m² (en gris) avec la position des principaux gisements et gîtes d'intérêt.

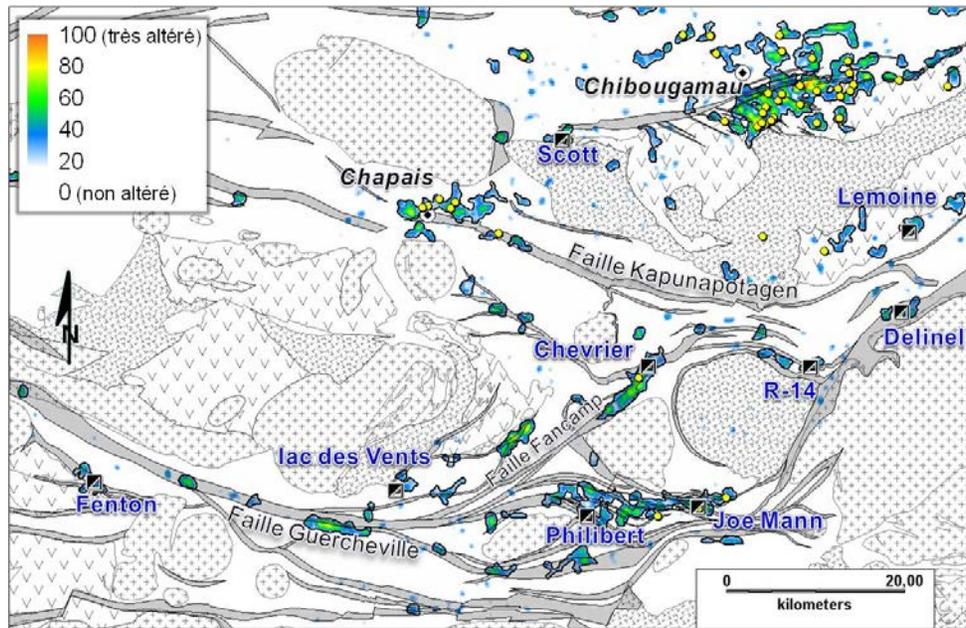


Figure 12. Carte des altérations hydrothermales du segment Caopatina-Desmaraisville et des camps miniers de Chibougamau et Chapais montrant le lien spatial avec les couloirs de déformation.

3 SULFURES DISSEMINES A MASSIFS VOLCANOGENES

Cette section du rapport aborde le potentiel pour les SMV à or et les guides d'exploration dans les Formations d'Obatogamau et de Waconichi, spécifiquement autour des gîtes Delinel, Fenton et Lac des Vents (**Figure 13**).

3.1 Extension régionale de la Formation de Waconichi

Historiquement à Chibougamau, l'exploration des SMV s'est concentrée de part et d'autre du Complexe du Lac Doré (**Figures 5 et 13**; Gobeil et Racicot, 1982; Pilote et Guha, 1996; Leclerc et al., 2012). C'est au sommet de la Formation de Waconichi que les SMV de l'ancienne mine Lemoine et le gîte Scott sont localisés, en particulier dans des rhyolites tholéitiques datées respectivement à $2730^{\pm 2}$ et $2728,2^{\pm 0,8}$ Ma par Mortensen (1993) et Leclerc et al. (2011; **Figure 8**). Le gisement est recouvert par un tuf à cristaux et des laves rhyodacitiques calco-alcalines de la Formation de Gilman (Lafrance et Brisson, 2006). Ces horizons felsiques sont surmontés par les basaltes et basaltes andésitiques d'affinité tholéitique de la Formation de Gilman (Lafrance et Brisson, 2006; Leclerc et al., 2011).

Les Formations de Waconichi et de Gilman sont connues dans le segment Caopatina-Desmaraisville. Elles sont coïncées dans un biseau limité au nord par la Faille de Kapunapotagen et les sédiments de la Formation de Haÿ, et au sud, par les Plutons de Muscocho, Verneuil, La Dauversière, et Boisvert (**Figure 13**; Cimon, 1977a et 1977b; Hébert, 1978b; Gobeil et Racicot, 1982 et 1983; Sharma et al., 1987; Thibault et Daigneault, 1984; Tait, 1992; Legault et al., 1997). La Formation de Waconichi est constituée d'une épaisseur de 900 m de pyroclastites rhyolitiques à rhyodacitiques et nommée faciès Queylus (Daigneault et Allard, 1990; Tait, 1992). Les volcanites felsiques de ce faciès ont le même âge que les rhyolites du gisement Lemoine (**Figure 13**; Leclerc et al., 2012). Par contre, au sud de la Faille de Kapunapotagen, il n'y a pratiquement aucune rhyolite tholéitique dans le Waconichi (**Figure 8**). Ceci pourrait expliquer pourquoi il n'y a pas jusqu'à présent d'indice de sulfures volcanogènes dans le Waconichi au sud de cette faille. La nouvelle interprétation cartographique et géochimique montre que la Formation de Waconichi serait présente jusqu'à la Faille de Guercheville au sud, sur une grande région autour des gisements de Joe Mann et de Philibert (**Figure 13**). Juste au sud de Joe Mann, Hébert (1978a et 1980) avait reconnu des horizons de rhyolites et de pyroclastites rhyolitiques qu'il avait assigné à cette formation. Selon la nouvelle interprétation de ce secteur, les volcanoclastites felsiques du Waconichi sont interprétées sur plus de 35 km dans le couloir de déformation de Guercheville. Les basaltes et filons-couches de gabbros tholéitiques ainsi que les andésites calco-alcalines sont corrélés respectivement avec les portions inférieure et supérieure de la Formation de Gilman (Ludden et al., 1984; Leclerc et al., 2011). Cette hypothèse est supportée du fait que l'Anticlinal de La Dauversière, au centre de la région, reproduit sur ces flancs l'image miroir de l'architecture structurale du contact Obatogamau – Waconichi au nord du Pluton de La Dauversière (**Figure 13**; Daigneault et al., 1990).

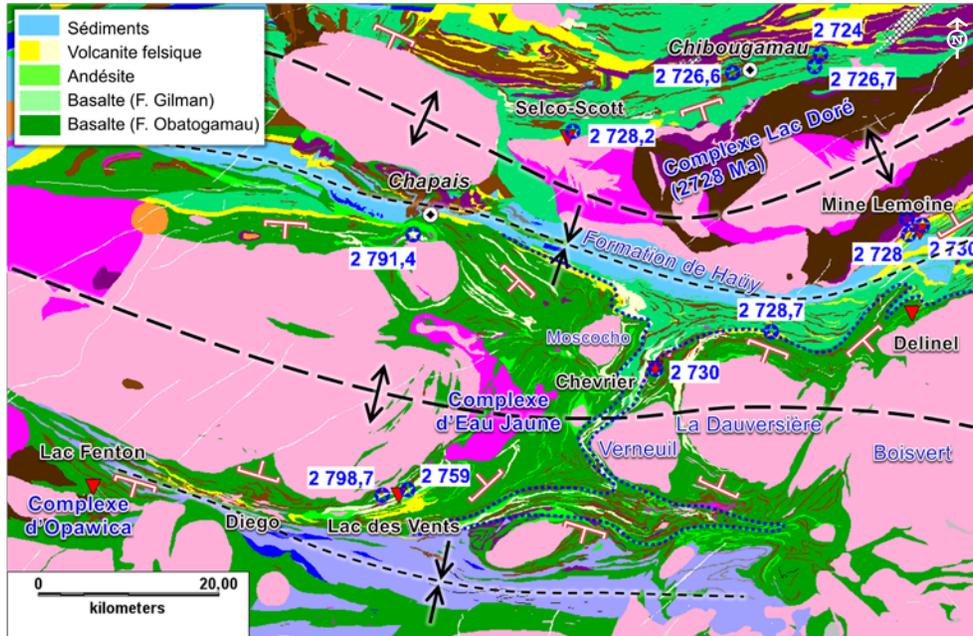


Figure 13. Carte géologique et datations de roches felsiques et andésitiques correspondant à des épisodes de minéralisations volcanogènes avec les gîtes discutés dans le rapport, les traces axiales de plis, les polarités autour des plutons (Daigneault et al., 1990) et le contour proposé des Formations de Waconichi et de Gilman dans le segment Caopatina-Desmaraisville en pointillé bleu foncé. Âges de Mortensen (1993), Legault et Daigneault (2006), David et Dion (2010), Leclerc et al. (2011), Davis et Dion (2012).

3.2 Potentiel pour les SMV à or dans la Formation d'Obatogamau

Dans la Formation d'Obatogamau, plusieurs horizons de volcanoclastites, d'exhalites et d'argilites graphiteuses se retrouvent entre des coulées de laves massives ou coussinées (**Figures 3, 8 et 9**; Cimon, 1977a et 1977b; Gobeil et Racicot, 1982 et 1983; Hébert, 1986). Ils sont pour la plupart à l'origine des nombreux conducteurs électromagnétiques d'envergure régionale. Des minéralisations de sulfures disséminés à massifs sont associées à ces horizons, et elles sont parfois aurifères comme par exemples aux gîtes Delinel et Fenton (**Figure 13**). Les sections 3.2.1 et 3.2.2 décrivent en détails la géologie réinterprétée autour de ces gîtes et présentent des guides d'exploration.

3.2.1 Gîte Delinel, propriété Dollier

La Zone Delinel est située sur la propriété Dollier de Ressources Cartier, à 30 km au sud de Chibougamau et à moins de 1 km au NO du Pluton syntectonique de Boisvert (**Figures 13 et 14**). La région a été cartographiée par Daigneault (1986) et revisitée par Roy et al. (2005). Le gîte se trouve dans un horizon minéralisé de 200 m d'épaisseur, conducteur et chargeable, qui se suit par géophysique latéralement de manière plus ou moins discontinue sur près de 10 km (**Figures 14 et 15**). L'horizon consiste en une alternance de rhyodacites (localement de rhyolites) et d'andésites calco-alcalines,

probablement représentant des niveaux de volcanoclastites, entre des coulées de basaltes tholéiitiques et amphibolitisés de la Formation d'Obatogamau (**Figures 8 et 9**). Les lentilles d'épaisseur métrique sont minéralisées en sulfures semi-massifs (Py-Po-Cp-Zn), sont altérées en silice et séricite et sont fortement enrichies en K₂O. En rainurage, les teneurs maximales varient entre 3,5 et 4,0 g/t sur des intervalles de 2 à 3,2 m d'épaisseur. En forage, des intervalles ont donné jusqu'à 13,2 g/t Au sur 1,2 m à l'intérieur d'une enveloppe de 0,2 à 0,5 g/t Au sur des épaisseurs variant entre 30 et 50 m (Site Web de Ressources Cartier, juin 2013).

Les roches volcaniques sur la propriété Dollier sont très déformées à l'intérieur du couloir de déformation de Palmer-Tippecanoe (**Figure 15**). Une charnière de pli isoclinal est interprétée à 3 km au SO du gîte, à partir du patron magnétique d'un levé hélicoptéré et d'un conducteur électromagnétique (**Figure 15**). Une mesure de stratification (N162°/90°) prise par Daigneault (1986) à moins de 1 km au SO de la Zone Delinel confirmerait l'existence de cette charnière. Cette interprétation de la géologie sur la propriété Dollier laisse entrevoir un potentiel pour l'exploration dans les extensions ENE et OSO de la Zone Delinel, le long des conducteurs géophysiques formationnels et possiblement dans la charnière du pli où d'éventuelles lentilles de sulfures massifs pourraient s'épaissir par déformation et remobilisation.

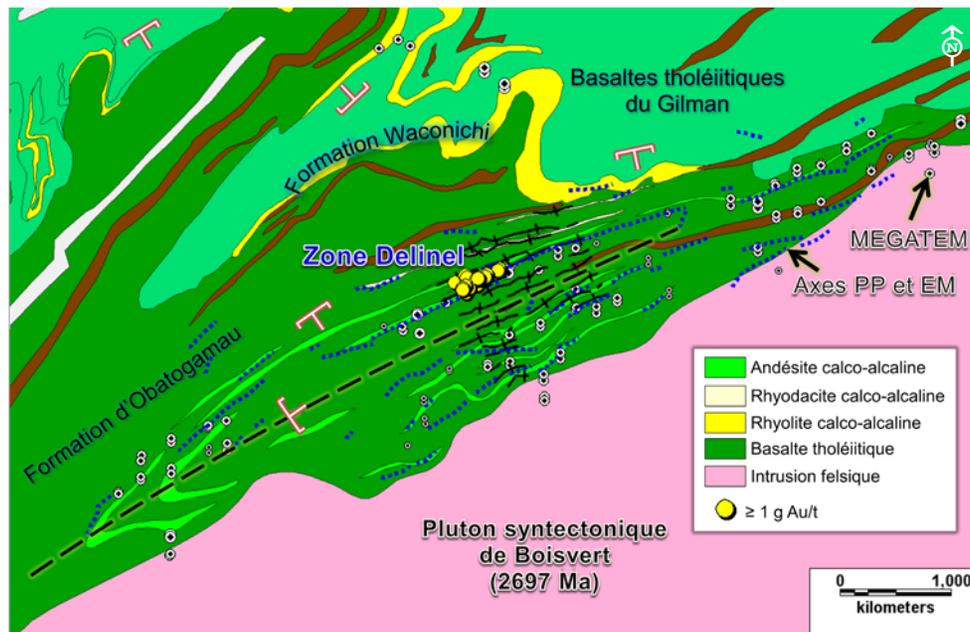


Figure 14. Géologie de la propriété Dollier et de la Zone Delinel (Ressources Cartier) montrant les différents conducteurs géophysiques et anomalies EM et MEGATEM le long des horizons de volcanoclastites calco-alcalines.

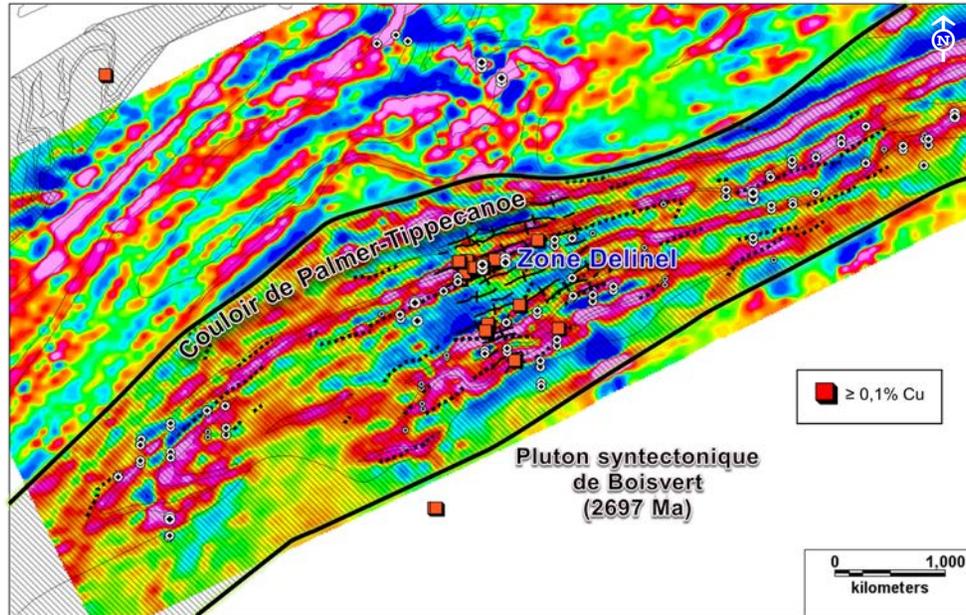


Figure 15. Carte de la dérivée première verticale du champ magnétique du levé héliporté de la propriété Dollier montrant le pli interprété à l'OSO de la Zone Delinel (Levé fourni par Ressources Cartier). Symboles pour les conducteurs géophysiques sur la Figure 14.

3.2.2 Gîte Fenton

Le gîte Fenton (aussi appelé Fenton sud) est encaissé dans des unités tholéïtiques de basalte porphyrique à plagioclase de la Formation d'Obatogamau (Midra et al., 1992a). Il est situé à moins de 1 km au nord du Complexe de la Rivière Opawica (**Figures 13 et 16**), une intrusion anorthositique semblable au Complexe d'Asio (Midra, FJL Daigneault et Allard, 1990; Dion et Simard, 1999). Sa position par rapport au complexe anorthositique rappelle le contexte du gisement Lemoine à Chibougamau, à l'exception que les volcanites felsiques de la Formation de Waconichi ne sont pas présentes dans la région (**Figure 16**). Les assemblages de roches consistent en des laves massives ou en coussins et des niveaux de brèches de coulées. Plusieurs types de dykes ont été reconnus sur les affleurements (Daigneault, 1998). Les dykes mafiques sont de puissance métrique et sont allongés parallèlement au grain structural SE. Ils sont boudinés et injectés de veines de quartz d'apparence stérile (Vermette et al., 2001). Des dykes de porphyres à quartz sont localement reconnus et cartographiables (**Figure 16**). L'attitude du litage suit celle de la schistosité principale N305° et le couloir de déformation de Guercheville (Midra et al., 1992a; Daigneault, 1998).

Le gîte Fenton comporte 5 lentilles de sulfures semi-massifs, boudinées et étirées à la verticale selon les linéations minérales observées sur les décapages. L'inventaire minéral du gîte Fenton, réalisé à partir de 73 forages effectués sur les trois zones aurifères principales, est évalué à 420 930 t à 4,82 g/t Au (Chénard, 2000). Les meilleurs intervalles en forages sont de 6,54 g/t Au sur 17,8 m (incluant 34,3 g/t Au sur 1,2 m); 3,46 g/t Au sur 27,7 m, et 2,71 g/t Au sur 43,6 m, et en rainures, 9,90 g/t Au sur 13,5 m, 8,85 g/t Au sur 11,0 m, et 3,99 g/t Au sur 27,0 m (site Web de Ressources Cartier en juin 2013). À l'échelle de l'affleurement, les lentilles sont semi-concordantes à la stratification

N305° (Vermette et al., 2001). La minéralisation est interprétée comme ayant pris place préférentiellement dans les niveaux perméables formés par les faciès de brèches volcaniques (Daigneault, 1998). À l'échelle du gîte cependant, l'horizon porteur des 5 lentilles, qui fait plus de 200 m de longueur par 1 mètre à une dizaine de mètres d'épaisseur, est disposé à angle par rapport à la stratification, selon une orientation N325° (Blanchet, 1999; Vermette et al., 2001). De plus, plusieurs zones de sulfures disséminés, de filonets de sulfures, et de veines de quartz, pyrite, magnétite et sphalérite aurifères sont disposées à fort angle par rapport à la stratification (Vermette et al., 2001). Ces minéralisations pourraient être interprétées comme des conduits d'alimentation entre les lentilles superposées. Selon Daigneault (1998), la relation angulaire entre les corps minéralisés et la fabrique du couloir de déformation peut être expliquée par un contrôle structural ou lithologique d'attitude sécante par rapport à la schistosité. Comme l'attitude du litage n'est pas différente de celle de la schistosité, cet auteur conclut que l'aspect discordant des minéralisations reflète un cheminement des fluides hydrothermaux à travers un système de fractures synvolcaniques, et que l'intersection entre les conduits minéralisés et des zones perméables, comme les brèches volcaniques, représente des cibles d'exploration. Daigneault (1998) a également noté une sulfurisation des bordures de coussins dans les basaltes démontrant une activité hydrothermale volcanogène.

Le corridor minéralisé sur la propriété Fenton est suivi sur plus de 2 km selon une orientation N340°, à fort angle par rapport au litage et au couloir de déformation de Guercheville (**Figure 17**). L'or est associé à la pyrite, et dans une moindre mesure à la chalcopryrite, la sphalérite et la pyrrhotine (Daigneault, 1998; Vermette et al., 2001). Ces sulfures répondent aux méthodes géophysiques de polarisation provoquée (P.P.). L'altération est caractérisée sur le terrain par une importante silicification et chloritisation dans les basaltes, de la séricitisation avec des sulfures dans des horizons d'apparence felsique, et une ankéritisation (Daigneault, 1998). Localement, des nodules d'épidote et de la biotite ont été observés, mais ces minéraux pourraient être d'origine métamorphique (Vermette et al., 2001). Le traitement des échantillons lithogéochimiques avec LITHOMODELEUR confirme l'étendue et l'orientation du corridor altéré avec les indices d'altération en chlorite (indice ICHLO_SV350C) et en carbonates (indice CARB_SV350C). La forme générale de la zone d'altération suit l'alignement des minéralisations en sulfures et en or (**Figures 17 et 18**). De fortes valeurs normatives en pyrophyllite (valeurs entre 11 et 12) et en paragonite (valeur égale à 30) témoignent d'un fort lessivage et d'un résidu en aluminium, sodium et silice, à l'extrémité NO du corridor, à l'interface d'un filon-couche de gabbro et d'une coulée de basalte. Ce type de lessivage est typique d'altération acide dans les systèmes VMS.

En géophysique, le grain structural est souligné par une série de conducteurs P.P. d'orientation SE et un fort linéament magnétique qui passe directement par le gîte Fenton et qui est expliqué par des basaltes à magnétique \pm pyrrhotine (**Figure 19**). Le corridor minéralisé correspond à une série de conducteurs P.P. parallèles, orientés N330° à N350°, et de longueurs variant entre 300 m et 1 km (**Figure 19a**; Plante, 2001a et 2001b). Les sulfures expliquent ces conducteurs à fort angle par rapport aux autres conducteurs formationnels ONO-ESE. Des zones étroites de faible chargeabilité apparente, d'envergure kilométrique, et d'orientation également NNO-SSE, soulignent le couloir minéralisé (**Figure 19b**). Ces zones sont parallèles aux conducteurs P.P. mais ne coïncident pas avec ces derniers. Elles correspondraient aux zones d'altération et de lessivage. L'axe long de l'anomalie magnétique ovoïde et correspondant au gîte Fenton est également orienté NNO.

L'extrémité sud du corridor minéralisé de Fenton coïncide avec une portion isolée et très magnétique du Complexe de la Rivière Opawica et une rupture dans le pluton de tonalite et de diorite quartzifère d'Opawica faiblement magnétique (**Figure 18**). Des minéralisations en cuivre, nickel, fer et molybdène y sont associées. Le corridor minéralisé de Fenton affecterait donc la séquence volcanique et les plutons synvolcaniques. Il est interprété comme une structure synvolcanique majeure dans le secteur. La déformation dans le couloir de déformation, dominée par de l'aplatissement, aurait fait subir au corridor altéré une rotation antihoraire.

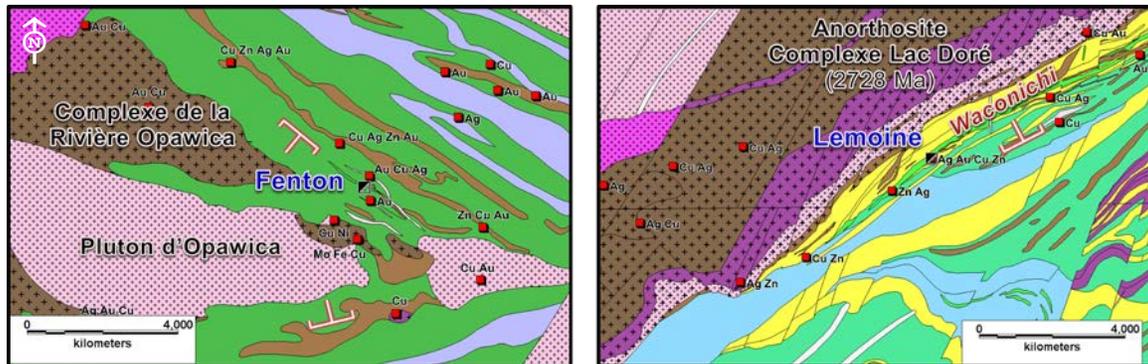


Figure 16. Comparaison à la même échelle des positions du gîte de Fenton (à gauche) et du gisement de Lemoine (à droite) par rapports aux deux seuls complexes anorthositiques (en brun) présents au NE de l'Abitibi. Lithologies selon la légende de la Figure 3.

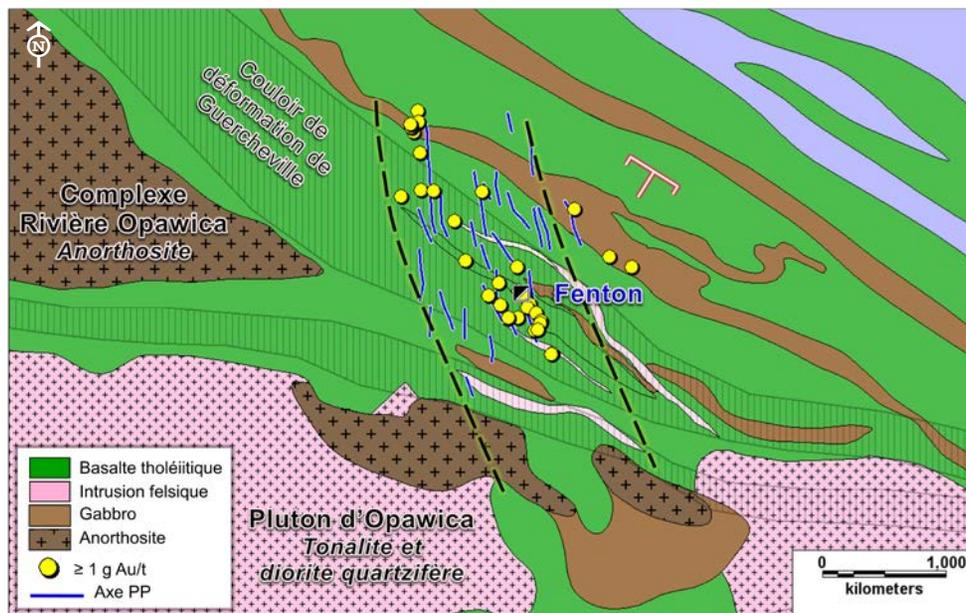


Figure 17. Couloir minéralisé NNO-SSE de Fenton indiqué par les deux lignes en pointillé noir. Les minéralisations aurifères sont spatialement associées aux conducteurs P.P. (lignes en bleu) à angle par rapport au litage volcanique et au couloir de déformation de Guercheville.

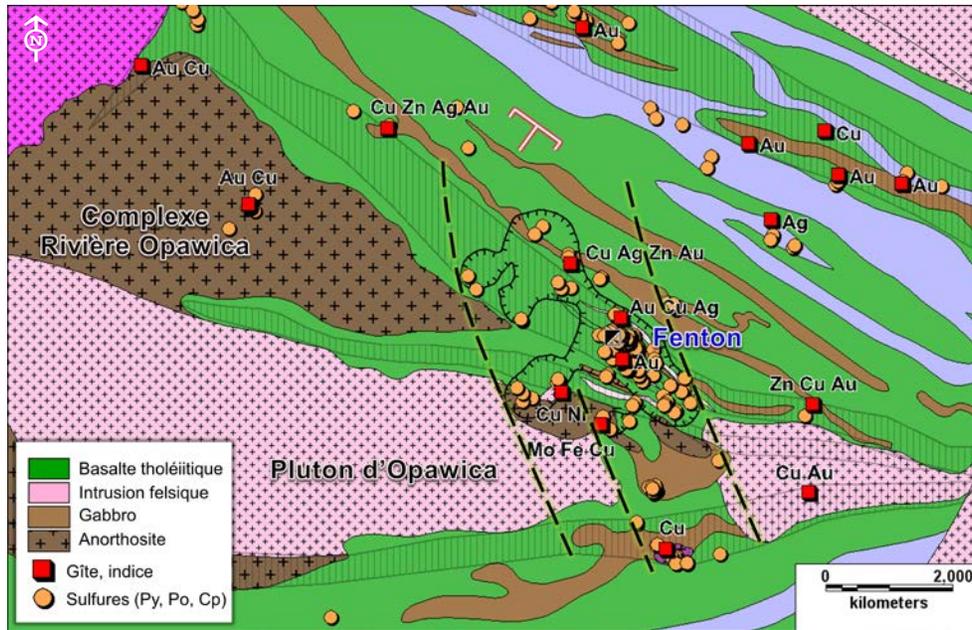


Figure 18. Le couloir NNO-SSE altéré et minéralisé de Fenton coïncide avec d'autres types de minéralisation et d'associations métalliques et des ruptures (faille synvolcanique?) dans le Complexe anorthositique de la Rivière Opawica et le pluton synvolcanique de tonalite et de diorite quartzifère d'Opawica. La zone d'altération (contour noir avec tirets perpendiculaires) est déterminée à partir des descriptions d'affleurements et de forages ainsi que par des traitements de données d'échantillons lithogéochimiques. Gîtes et indices selon SOQUEM et SIGÉOM (2012).

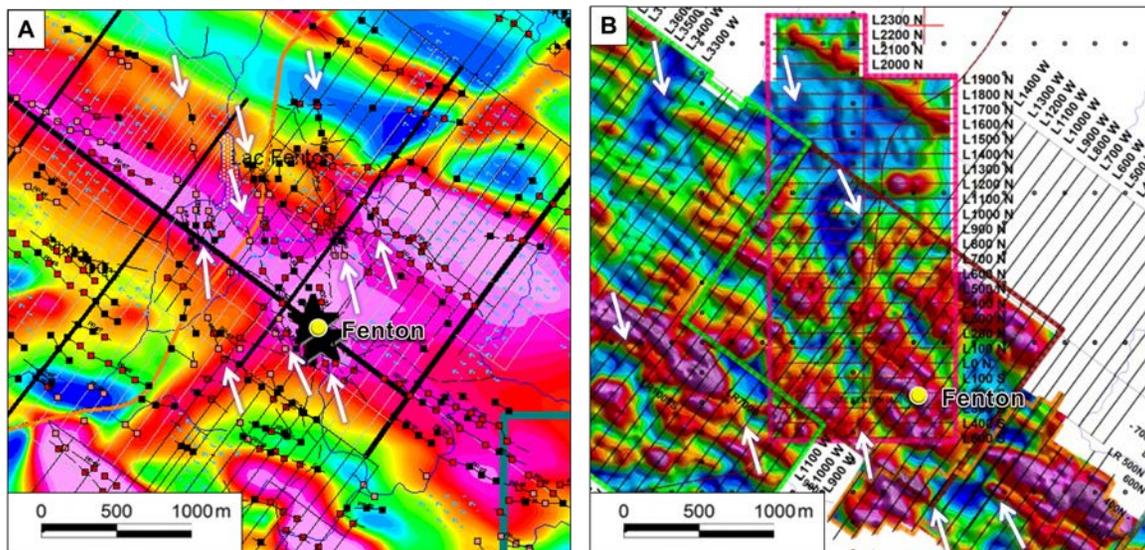


Figure 19. A) Axes de polarisation provoquée (P.P.) indiqués par des lignes noires et des carrés rouges ou noirs sur le levé magnétique hélicoptère (champ total) en couleur et les structures NNO-SSE interprétées (flèches blanches). B) Carte de chargeabilité apparente montrant les structures NNO-SSE (flèches blanches) et correspondant probablement à des zones altérées. Gracieuseté de SOQUEM.

3.2.3 Membre des Vents

La région du Lac des Vents a fait l'objet de travaux de cartographie régionale (Gobeil et Racicot, 1982; Tait et al., 1987; Lauzière et al., 1990; Midra et al., 1992b) et d'études thématiques sur une partie seulement de la séquence de roches volcaniques felsiques et mafiques de Lac des Vents désigné Membre des Vents de la Formation d'Obatogamau (Sharma et al., 1987; Mueller et al., 1989 et 1994; Guha et al., 1991; Potvin, 1991). Le membre représente une séquence homoclinale, peu déformée, et basculée à la verticale et à polarité vers le SE. La schistosité principale est subparallèle au litage. Le métamorphisme atteint le faciès schiste vert inférieur à moyen (actinote-chlorite-épidote). La séquence volcanique a été initialement reconnue en cartographie sur 15 km de longueur (**Figure 2**; Mueller et al., 1989; Lauzière et al., 1990; Midra et al., 1992b). L'interprétation présentée dans le cadre de cette étude fait plutôt état d'un complexe volcanique et intrusif qui fait près de 40 km de longueur si on intègre les volcanites felsiques et les intrusions felsiques porphyriques calco-alkalines coincées dans la Faille de Guercheville vers l'extrémité ouest (**Figures 3, 20 et 21**). En termes de dimension et d'épaisseur, ce complexe équivaut aux complexes felsiques des camps miniers de Matagami, Selbaie et Val-d'Or.

L'épaisseur de l'empilement de volcanites felsiques et mafiques fait 2,8 km, mais les publications scientifiques se sont concentrées à la base du complexe, sur les premiers 770 m (Mueller et al., 1989 et 1994; Potvin, 1991). Ces auteurs interprètent le Membre des Vents comme un édifice volcanique sous-marin mis en place à plus de 200 m de profondeur d'eau. La séquence volcanique est constituée par 5 unités de dômes de rhyodacites et de dacites massives et bréchiques et de pyroclastites felsiques (localement andésitiques) de 60 à 450 m d'épaisseur intercalées entre des coulées de 30 à 700 m d'épaisseur de laves de basaltes tholéitiques massives, coussinées ou bréchiques de la Formation d'Obatogamau (**Figure 22**; Potvin, 1991; Mueller et al., 1994). Les unités felsiques sont interprétées comme des produits d'éruptions magmatiques et/ou phréatomagmatiques. Des horizons de turbidites pyroclastites, d'argilites graphiteuses, et de formations de fer sont exposés au sommet de certaines coulées. Ceux-ci témoignent d'un environnement pélagique et de pauses dans le volcanisme. Ces horizons sont très conducteurs du fait de la présence de graphite, de pyrite ou de pyrrhotine. Ils se suivent latéralement sur plusieurs kilomètres par géophysique. La plupart des conducteurs ont été forés et plusieurs sondages ont intercepté des lentilles de SSMV et SMV à pyrite et pyrrhotine très conductrices et d'épaisseur métrique à décamétrique qui sont à l'occasion minéralisées en cuivre, mais rarement en or (**Figure 21**). La partie sommitale de la séquence volcanique est constituée de conglomérats et de grès avec des rides de courants qui témoignent de l'émergence de l'édifice volcanique (Mueller et al., 1989).

L'altération consiste en un assemblage de séricite et/ou chlorite et calcite (Mueller et al., 1994). Dans les pyroclastites, l'altération est pénétrante et est considérée comme étant forte par Potvin (1991). Une altération hydrothermale de basse température et de la magnétite sont présentes à l'interface de coulées de brèches felsiques et de tufs turbiditiques (Mueller et al., 1994). Les traitements lithogéochimiques sur d'autres échantillons que ceux utilisés par Potvin (1991), confirment l'affinité calco-alkaline des roches volcaniques felsiques et andésitiques (**Figure 8**). Vers le sommet du complexe, qui est majoritairement sous le Lac des Vents, d'autres échantillons de compagnies (forages) et du SIGÉOM (2012) traités avec LITHOMODELEUR indiquent qu'il y a une épaisse unité de rhyolites (**Figure 8**). En terme géochimique, l'intensité de l'altération est

généralement faible, dépassant rarement les seuils fixés pour caractériser une altération significative (**Tableau 2**). Les volcanites felsiques sont altérées en albite et ou calcite, ou en séricite. Les basaltes sont altérés en calcite, chlorite et épidote (**Figure 22**).

La séquence volcanique est recoupée par des filons-couches et des dykes nourriciers mafiques et des dykes felsiques. Des décalages importants d'unités volcaniques ont été cartographiés de part et d'autres de dykes (Mueller et al., 1994). Ces intrusions ainsi que des cheminées de dégazage sont interprétées comme des conduits suivant des fractures synvolcaniques (Mueller et al., 1994). Le Complexe d'Eau Jaune sous-jacent au Membre des Vents est interprété comme l'intrusion volcanique source (**Figure 21**; Mueller et al. 1989). Le pluton n'est pas daté, mais il est interprété faisant partie du cycle volcanique II (~2730 Ma; Chown et al. 1996). Les traitements lithogéochimiques avec LITHOMODELEUR indiquent que le complexe intrusif est polyphasé. Il est constitué de gabbro, de diorite gabbroïque, de diorite quartzifère, et de diorite d'affinité tholéiitique, et de diorite, tonalite et granodiorite calco-alcalines. Les affinités sont donc compatibles avec celles des basaltes tholéiitiques et les volcanites felsiques calco-alcalines du Membre des Vents.

Dans la partie ouest du Membre des Vents, cinq petites intrusions felsiques porphyriques, en partie très déformées, sont logées dans la Faille de Guercheville (**Figures 3 et 21**). Elles sont sur la propriété Diego de Ressources Cartier. Les 40 sondages réalisés par Esso Minerals à la fin des années 1980, sur une partie de la propriété, ont révélé de larges zones d'essaims de dykes porphyriques anomaux en or sur plus de 200 mètres d'épaisseur (91 ppb Au / 213,0 m; 80 ppb Au / 269,6 m; 0,12 g/t Au / 161,5 m) suivies sur plusieurs kilomètres de longueur. À l'été 2010, les échantillons choisis de Ressources Cartier ont rapporté des valeurs en or de l'ordre de 5,02, 4,83, et 4,08 g/t (Site Web de Ressources Cartier, 2012). Des 5 300 échantillons analysés pour l'or dans ce secteur, seulement 2,4 % l'ont été pour le cuivre. À partir de ces données, on observe une corrélation positive entre l'or et le cuivre, ce qui suggère un type de minéralisation porphyrique à Cu-Au. Les dykes porphyriques sont fortement altérés en séricite-carbonate-pyrite et sont injectés de veines et veinules de quartz aurifères. Géochimiquement, le complexe de dykes est calco-alcalin, comme les volcanites felsiques, et il est interprété comme étant la source magmatique des coulées felsiques. Les intrusions ont des compositions qui varient de diorite à granite. La géochimie confirme l'altération observée sur le terrain avec de la calcite (parfois dolomite-ankérite) et de la séricite. Dans la séquence de basaltes sous-jacente au complexe de dykes felsiques, il y a un complexe de filons-couches et de dykes de gabbros magnétiques qui se retrouvent nulle part ailleurs dans la région et qui a la même étendue que le système porphyrique (**Figures 3 et 13**). La forte concentration d'intrusions et la complexité architecturale du système magmatique à cet endroit suggèrent qu'il y a un centre d'éruption volcanique important et possiblement des failles synvolcaniques.

Stratigraphiquement, les unités felsiques et mafiques se regroupent sous le Membre des Vents de la Formation d'Obatogamau (Sharma et al., 1987). Deux horizons de volcanites felsiques ont été datés dans la région du gîte de Lac des Vents (**Figures 20 et 21**). Un âge de $2798,7^{±0,7}$ Ma a été obtenu dans la première unité felsique (tuf à lapillis) à partir du Complexe synvolcanique d'Eau Jaune (Davis et Dion, 2012). L'autre datation est localisée à 3 km à l'est de la précédente, dans un autre horizon felsique situé stratigraphiquement à 700 m au-dessus du premier, et a livré un âge de $2759,0^{±1,6}$ Ma (Mortensen, 1993). Cela représente un intervalle de temps de 30 Ma pour un

empilement de seulement 700 m d'épaisseur (**Figure 21**). Selon l'interprétation cartographique et ces âges, le premier horizon ferait bande à part du Membre des Vents proprement dit, puisqu'il est séparé des cinq unités telles que définies par Mueller et al. (1994) par une séquence de basaltes de 300 à 600 m d'épaisseur. Le tuf de cette unité n'est pas conducteur et c'est ce qui le distingue des autres horizons de volcanoclastites du complexe felsique (**Figure 21**). Cet horizon de tuf est corrélé au premier cycle volcanique et à la Formation de Chrissie située au nord du Pluton d'Eau Jaune (à 4 km au SO de Chapais) et qui est datée à $2\,791,4^{+3,7/-2,8}$ (David et Dion, 2010; Leclerc et al., 2012). La Formation de Chrissie serait donc présente tout autour du complexe intrusif qui occupe le centre du segment Caopatina-Desmaraisville (**Figure 20**). L'autre datation effectuée dans le Membre des Vents ($2\,759,0^{\pm 1,6}$ Ma) est interprétée plutôt comme la base véritable du membre, dans une coulée massive de rhyodacite porphyrique (Mortensen, 1993). C'est à partir de cette unité que commence la série de conducteurs formationnels et étagés qui caractérisent cette unité (**Figure 21**). Le Membre des Vents correspondrait donc à la base de la Formation d'Obatogamau (Cycle II) plutôt qu'au sommet de la Formation de Chrissie tel que proposé par Leclerc et al. (2012). C'est ce qui est illustré sur la colonne stratigraphique pour la région (**Figure 4**).

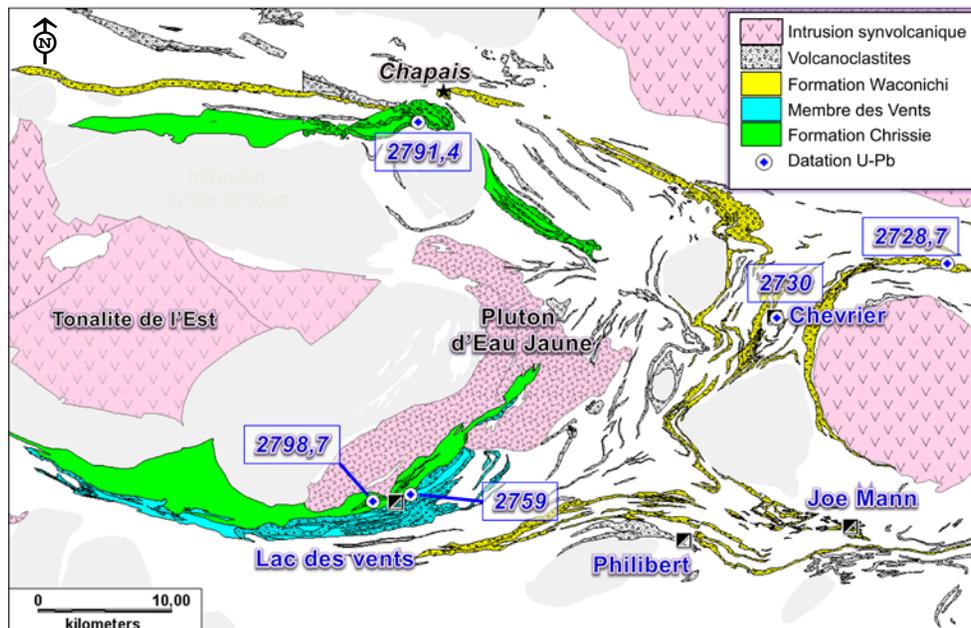


Figure 20. Extensions proposées pour la Formation de Chrissie et le Membre des Vents de la Formation d'Obatogamau autour du Pluton synvolcanique d'Eau Jaune. La Formation de Chrissie était seulement représentée par le segment au SO de Chapais tel que proposé par Leclerc dans le SIGÉOM (2012). Le Membre des Vents surmonte celle de Chrissie au sud. Finalement, la Formation de Waconichi est étendue jusque dans la région de Joe Mann et de Philibert. Datations de Mortensen (1993), Legault et Daigneault (2006), David et Dion (2010), Leclerc et al. (2011), et Davis et Dion (2012).

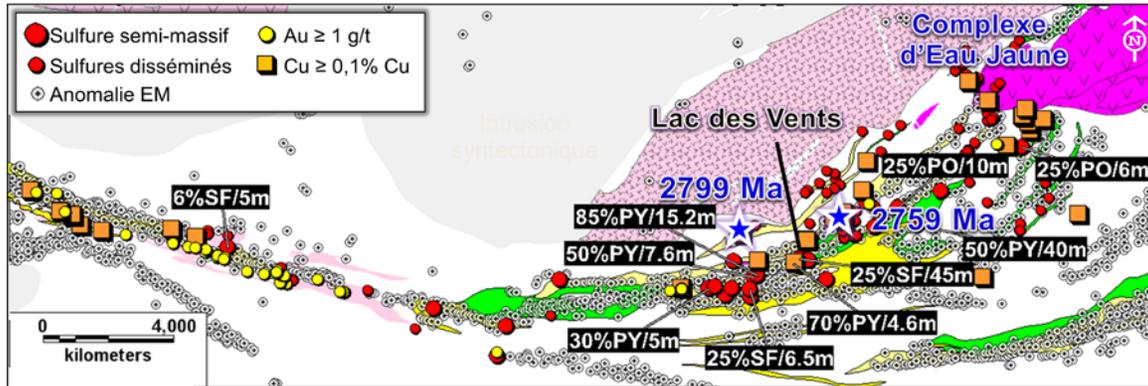


Figure 21. Carte géologique du Membre des Vents montrant les minéralisations en or et cuivre, ainsi que les intervalles semi-massifs à massifs de sulfures (SF), pyrite (PY), ou pyrrhotine (PO) dans les horizons conducteurs à graphite et/ou pyrrhotine (anomalies EM). Datations de Mortensen (1993) et Davis et Dion (2012) indiquées par des étoiles en bleu. Les volcanites felsiques sont en jaune, les andésites en vert, les basaltes en blanc et les intrusions syntectoniques en gris.

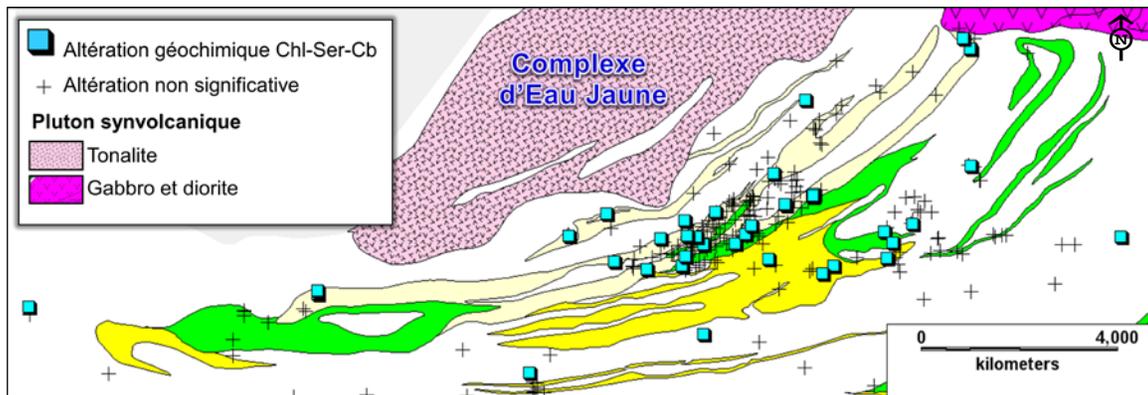


Figure 22. Altérations géochimiques déterminées par la Norme schiste vert moyen (350 °C) avec LITHOMODELEUR et présentées selon les critères d'intensité du Tableau 2 pour la partie est du Membre des Vents. Même légende que la Figure 21.

3.3 Fertilité des volcanites felsiques pour les SMV

En termes de fertilité des rhyolites et des rhyodacites pour les SMV, la carte de la **Figure 23** montre les échantillons qui sont fertiles et ceux qui ne le sont pas selon les critères géochimiques établis par Hart et al. (2004) avec La et Yb, par Lesher et al. (1986) avec La et Yb ou Zr et Y, ou par Pearson (2007) avec les éléments majeurs. Les rhyolites tholéïtiques de la Formation de Waconichi au pourtour du Complexe du Lac Doré sont très majoritairement fertiles. Elles se poursuivent vers Chapais, après quoi les volcanites felsiques ne sont plus fertiles. Dans le segment Caopatina-Desmaraisville, des groupes d'échantillons sont reconnus comme étant fertiles aux gîtes Delinel, Lac des Vents et Diego et quelques échantillons se trouvent isolés au sud du gîte Chevrier ou dans la Formation d'Obatogamau (**Figure 23**). Aucun échantillon de rhyolite et de rhyodacite n'est considéré fertile dans les formations de Waconichi et de Gilman autour

de l'ancienne mine Joe Mann, à l'image de ce qui est documenté au nord de Chevrier et du Pluton de La Dauversière (**Figure 23**).

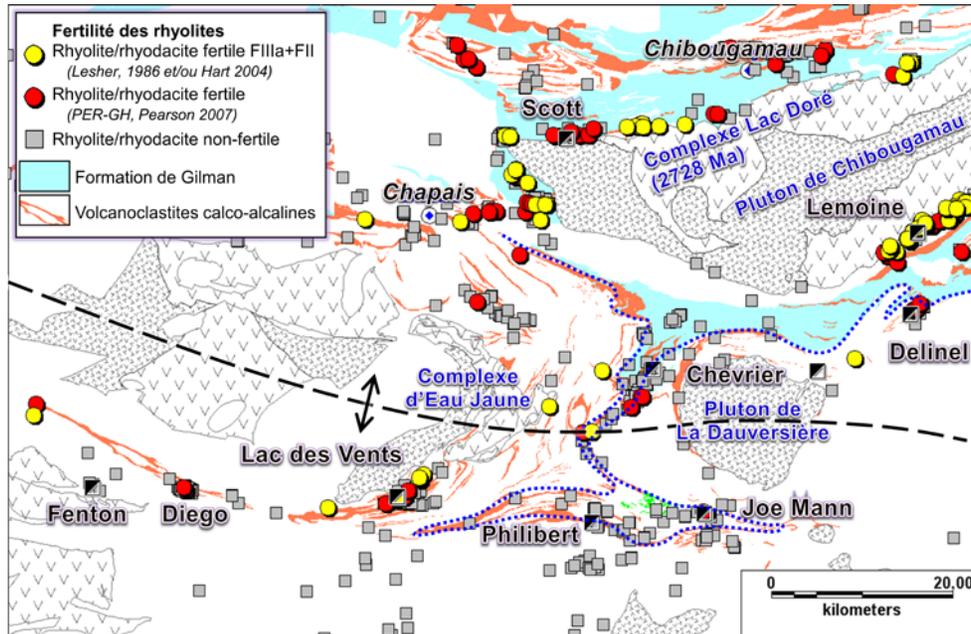


Figure 23. Potentiel de fertilité des rhyolites/rhyodacites pour les SMV selon les critères géochimiques de Hart et al. (2004), Leshner et al. (1986), ou Pearson (2007).

4 MINÉRALISATIONS A AU ET CU-AU AUTOUR DU PLUTON DE LA DAUVERSIÈRE

Plusieurs zones minéralisées à Au et Au-Cu sont étroitement associées à des intrusions mafiques à felsiques autour du Pluton synvolcanique de la Dauversière daté à 2720 Ma. C'est le cas des indices sur la propriété R-14 de Ressources d'Arianne (renommée Arianne Phosphate Inc. en 2013) (Roy et al., 2005), des gîtes de Chevrier de Tawsho Mining (Legault, 2003; Legault et Daigneault, 2006; Buro et Jean, 2010) et Philibert de SOQUEM (Dion et Guha, 1994), et de l'ancienne mine Joe Mann pour laquelle SOQUEM a des intérêts. La majorité des zones minéralisées sont encaissées dans des filons-couches de gabbros et en étroite association avec des dykes felsiques à intermédiaires, souvent porphyriques (sauf à Philibert). S'il n'y a pas de doute que les filons-couches appartiennent aux formations d'Obatogamau ou de Gilman, les petites intrusions et dykes felsiques et intermédiaires minéralisés peuvent être synvolcaniques et liés par exemple au Pluton de La Dauversière (cycle II), ou être associés à un magmatisme syntectonique comme en témoigne dans la région les Plutons de Muscocho (2700 Ma; Mortensen, 1993) et de Boisvert (2697 Ma; Davis et al., 2005).

Les prochaines sections décrivent d'abord la géochimie des différentes intrusions felsiques et intermédiaires et ensuite le contexte géologique réinterprété des propriétés R-14, Philibert et Joe Mann selon le nouveau modèle cartographique. Une réflexion est portée sur les guides d'exploration.

4.1 R-14

Le gîte R-14 est situé dans la Formation d'Obatogamau et consiste en une série de petites zones minéralisées en or et parfois en cuivre sur un territoire de 1 km². Les minéralisations sont situées à 1,5 km au nord du Pluton synvolcanique de La Dauversière et à 3 km à l'ONO du Pluton syntectonique de Boisvert (**Figure 24**). Les polarités des basaltes sont vers le nord et NO. Le litage et la schistosité moulent le contour des plutons (Thibault et Daigneault, 1984; Roy et al., 2005). Les minéralisations sont situées dans le couloir de déformation de Queylus qui fait à cet endroit entre 200 et 300 m de largeur (**Figure 25**). Une forte augmentation de l'anisotropie et des linéations d'étirement minéral en aval-pendage sont observées sur des décapages. La schistosité, les filons-couches de gabbro, et les dykes felsiques sont entraînés dans le couloir de déformation (**Figures 24 et 25**). Au cœur de la faille, des coussins en forme de molaires ont été observés, indiquant la présence d'une charnière de pli.

Les zones minéralisées en or sont encaissées dans les basaltes ou dans des dykes felsiques généralement porphyriques. La minéralisation est associée aux sulfures disséminés dans des zones silicifiées ou dans des veines de quartz, carbonates, chlorite, et tourmaline (Roy et al., 2005). Les indices aurifères sont à l'intérieur d'une zone altérée qui fait environ 1 x 2 km² et qui est allongée NE-SO, ne coïncidant pas avec l'orientation du couloir de déformation de Queylus (**Figure 24**). Cette zone est démagnétisée comparativement au domaine magnétique qui l'entoure. Les basaltes sont généralement schisteux et cisailés, et altérés en chlorite et séricite ou en silice. Les dykes sont décrits comme des tonalites. Tel qu'il sera démontré dans la section 4.4, ces dykes ont la même chimie que le Pluton de La Dauversière. Lorsque les dykes felsiques sont minéralisés, ils sont altérés en silice et séricite et injectés de veines et d'amas de quartz. La pyrite domine, avec des quantités moindres de pyrrhotine, arsénopyrite, et des traces de chalcopyrite et de malachite. Des valeurs exceptionnelles de 142,29 g/t Au sur 2,44 m et 37,03 g/t Au sur 0,76 m ont été obtenues par Corner Bay au début des années 1980 (Brunelle, 1983). Ces dernières années, la compagnie d'exploration Ressources d'Arianne (renommée Arianne Phosphate Inc. depuis 2013) a réalisé du décapage et recueilli des échantillons qui ont rapporté des valeurs supérieures à 1 g/t Au pour une trentaine d'échantillons, dont les meilleures valeurs sont de 95,9, 125,5 et 176 g/t Au.

La minéralisation au gîte R-14 semble résulter d'une complexité structurale. Sa localisation coïncide avec un changement majeur d'orientation du couloir de déformation de Queylus et le gîte est près de l'intersection avec le couloir de déformation du lac Dufresne. L'attitude régulière et homoclinale des coulées de basaltes et des filons-couches de la Formation d'Obatogamau est perturbée à l'approche du couloir de déformation (**Figures 24 et 25**). Le style structural pourrait être le résultat d'un poinçonnement N-S qui aurait focalisé les forces tectoniques à cet endroit à cause de la disposition orthogonale du Pluton de La Dauversière par rapport à celui du Boisvert. Les contrastes de compétence entre les intrusions felsiques et l'encaissant volcanique schisteux sont aussi des facteurs favorables qui auraient favorisé le dépôt de l'or dans des pièges structuraux.

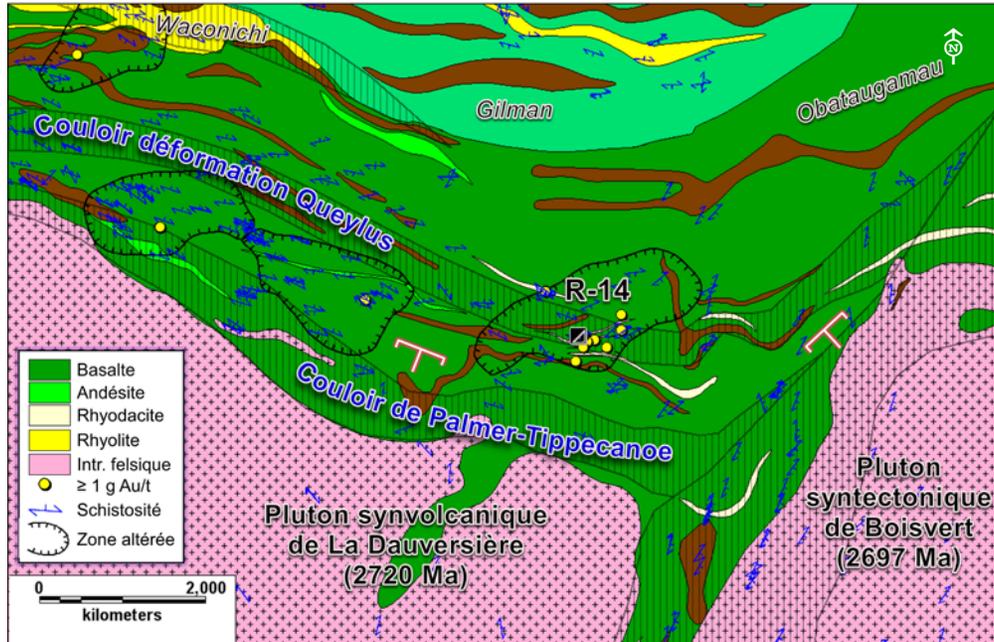


Figure 24. Contexte géologique et structural du secteur du gîte R-14. Les datations des plutons sont de Mortensen (1993) et Davis et al. (2005). La zone d'altération (contour noir avec tirets perpendiculaires) est déterminée à partir des descriptions d'affleurements et de forages ainsi que par des traitements de données d'échantillons lithogéochimiques.

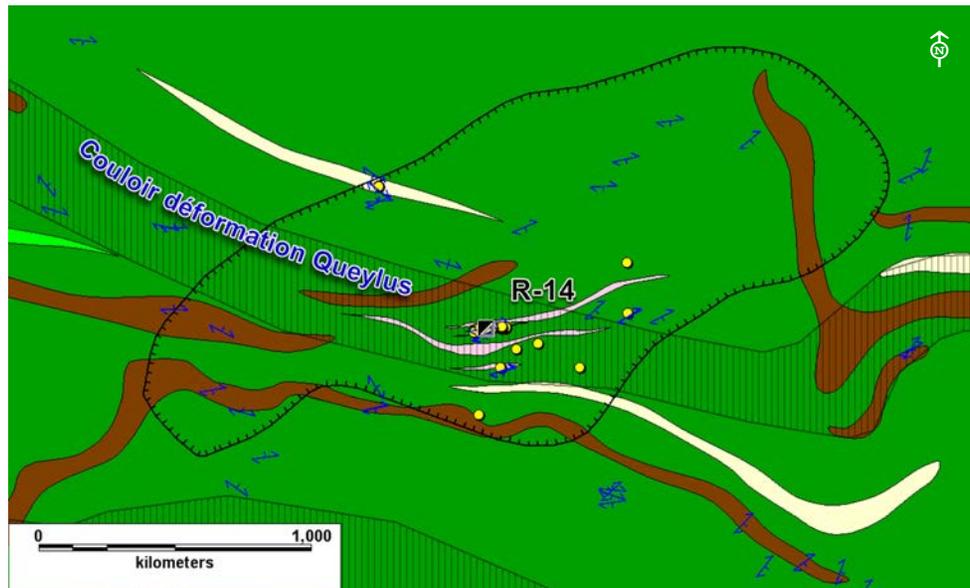


Figure 25. Détails de la géologie autour du gîte R-14. Même légende pour les unités et la zone d'altération que sur la Figure 24.

4.2 Secteur du gisement de Philibert

Le gisement de Philibert (ressources non-conformes de 1 393 042 t @ 5,32 g/t Au; Morin, 1993) est situé dans le couloir de déformation de Guercheville, à 2 km au NE du Pluton d'Hazeur, et à 12 km à l'ouest de l'ancienne mine Joe Mann (**Figures 3, 29 et 30**; Midra et al., 1992b). Il n'y a pas d'affleurement dans le secteur et toute la géologie est interprétée à partir de sondages et de la géophysique.

La minéralisation aurifère est au cœur d'un complexe de filons-couches de gabbros et de pyroxénites interstratifiés dans des basaltes assignés à la Formation de Gilman (tel que proposé à la section 3.1) et au Complexe de Cummings. D'après la carte géologique, les filons-couches occupent 30 % de la surface totale de cette zone (**Figure 26**). Il s'agit du seul secteur dans le segment Caopatina-Desmaraisville avec autant de filons-couches mafiques-ultramafiques. Géochimiquement, les intrusions ultramafiques à Philibert ont un contenu en MgO jusqu'à 27 % et en chrome de l'ordre de 2 000 ppm. En termes de composition, elles se comparent aux autres roches ultramafiques et aux gabbronorites des filons-couches de Bourbeau, Roberge et Ventures du Complexe de Cummings des régions de Chapais et Chibougamau (**Figures 4, 27 et 28**). Toute la région de Philibert représente ainsi une image miroir du patron de filons-couches observé au nord du Pluton de La Dauversière, dans les formations d'Obatogamau et de Gilman, et autour de Chapais. L'Anticlinal de La Dauversière au centre du segment en est la cause (**Figure 27**). Ainsi, les filons-couches ultramafiques à Philibert sont interprétés être des équivalents du Complexe de Cummings dont l'âge est estimé au NE de la ville de Chibougamau à $2717^{±1}$ Ma (Mortensen, 1993). Cette hypothèse supporte celle déjà avancée à la section 3,1 à savoir que le Gilman, plus jeune que le Waconichi (2728 Ma), est présent au sud du segment, dans la région de Joe Mann et Philibert (cette étude) et tel que proposé initialement au sud du gisement de Joe Mann par Hébert (1978).

Le gisement de Philibert est localisé le long d'un filon-couche mafique-ultramafique différencié qui est suivi par forages presque en continu sur 25 km de longueur (**Figure 29**). Les zones minéralisées aurifères sont logées à l'intérieur d'un corridor aurifère qui fait 2,8 km de longueur par 600 m de largeur. La position du gisement correspond à l'intersection entre la bordure sud du couloir de déformation de Guercheville, orientée SE, et le couloir de déformation orienté NE qui ceinture le Pluton d'Hazeur (**Figure 30**). Au moins 5 lentilles tabulaires sont connues. Elles sont pentées entre 30 et 45 degrés vers le NE (**Figure 31**). La principale lentille, la zone 106 (ressources non-conformes de 778 137 t à 5,41 g/t Au), est suivie à partir de 200 m de profondeur sur plus de 500 m et sur des épaisseurs entre 3 et 8 m. Les zones 37-1 (ressources non-conformes de 272 826 t à 5,39 g/t Au) et 37-2 (ressources non-conformes de 342 079 t à 5,08 g/t Au) sont situées à moins de 400 m à l'est et à moins de 200 m au-dessus de la zone 106 parallèlement aux autres lentilles (**Figure 31**). Une visite à la carothèque de SOQUEM a permis d'observer la minéralisation aurifère dans des gabbros cisailés et fortement altérés en silice ± carbonate de fer. Un halo d'altération en dolomie entoure les zones d'altération proximales. L'or est associé à la pyrite finement disséminée (2-5 %) et à des traces de chalcopryrite, pyrrotine, arsénopyrite et galène (Dion et Guha, 1989 et 1994). Les teneurs en cuivre sont faibles, atteignant en général moins de 150 ppm. Les filons-couches de gabbros sont différenciés, depuis des pyroxénites jusqu'à des granophyres. Dion et Guha (1989) notent que les zones de cisaillement, d'une dizaine à une centaine de mètres d'épaisseur, sont anastomosées et isolent des lentilles peu déformées de diorite

quartzifère fortement altérée dans la partie supérieure du filon-couche de la zone 106 (**Figure 31**). Le gisement contient peu de veines de quartz et celles-ci sont stériles (Dion et Guha, 1989).

Selon Dion et Simard (1999), la minéralisation à Philibert est atypique dans la région du fait qu'elle est associée à une pyrite finement disséminée. Ils classent le gisement d'or comme étant orogénique. Le contraste de compétence et la composition riche en fer de la roche hôte (gabbro/diorite) agiraient comme piège chimique et structural (Dion et Guha, 1989).

Selon le modèle cartographique présenté pour la région de Philibert, il y a un potentiel d'exploration sur 25 km de longueur le long du filon-couche de gabbro et de pyroxénite au nord du Pluton d'Hazeur (**Figures 29 et 30**). Dans un modèle rhéologique théorique, les régions situées à l'ouest et à l'est du Pluton d'Hazeur pourraient développer des ombres de pression tectonique sous l'effet d'une compression N-S, avec possiblement de la transpression, tel qu'illustré sur la **Figure 30**. Ceci pourrait favoriser une importante migration des fluides préalablement chauffés dans l'auréole thermique du pluton syntectonique et expliquer la concentration de la minéralisation de Philibert. Symétriquement, de l'autre côté du Pluton d'Hazeur, la bordure SO de l'intrusion représente une cible d'exploration intéressante. D'ailleurs à cet endroit, l'indice aurifère du sondage SP-93-02 présente les mêmes caractéristiques géologiques qu'à Philibert selon les données du SIGÉOM (**Figure 30**). Le secteur au NO du pluton représente également une cible d'exploration, compte tenu du fait que le grain magnétique est perturbé et que des crêtes très magnétiques sont interprétées comme des filons-couches mafiques-ultramafiques plissés.

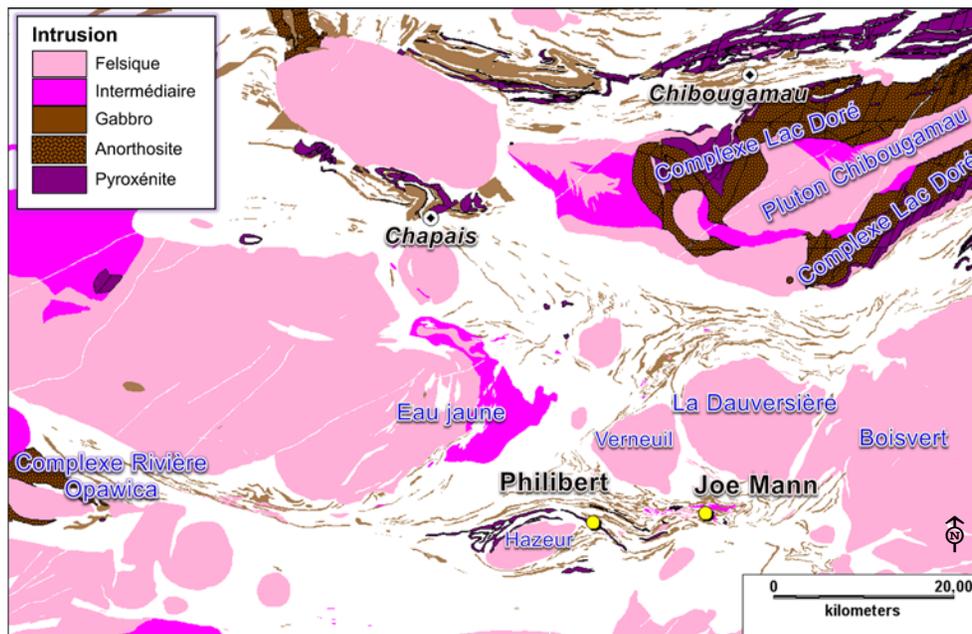


Figure 26. Carte géologique montrant la distribution des intrusions mafiques à felsiques. L'intérêt est porté sur les filons-couches de gabbros et de pyroxénites des secteurs du gisement de Philibert et des camps miniers de Chapais et Chibougamau.

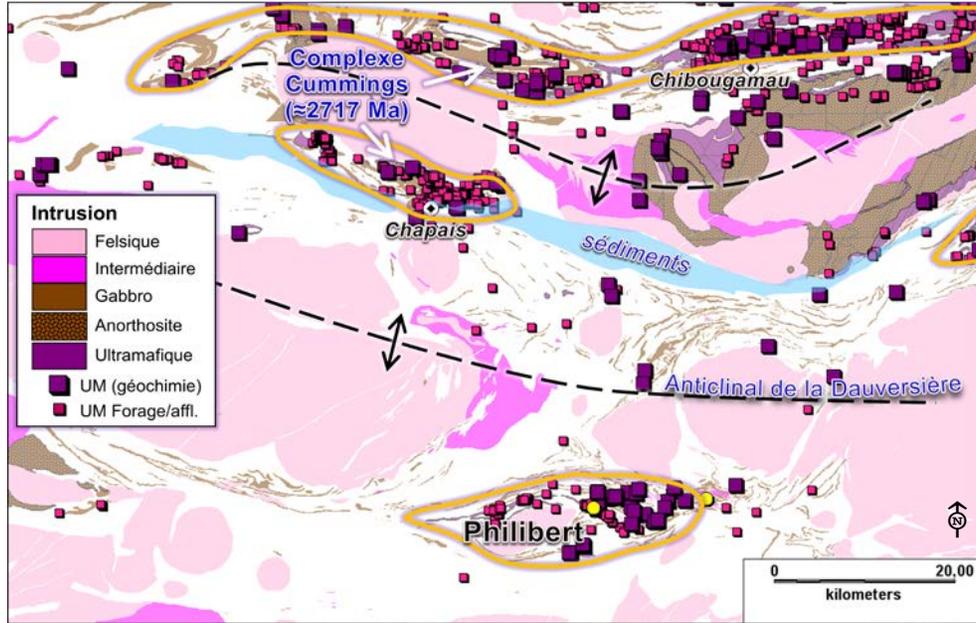


Figure 27. Carte géologique montrant la distribution des échantillons lithogéochimiques de filons-couches classés comme des roches ultramafiques (Figure 28) et les points d'observation décrivant à l'affleurement ou en forage la présence de pyroxénites. L'Anticlinal de La Dauversière au centre du segment explique la présence au sud du complexe de filons-couches mafiques-ultramafiques du secteur de Philibert, un analogue au Complexe de Cummings situé au nord du segment Caopatina-Desmaraisville.

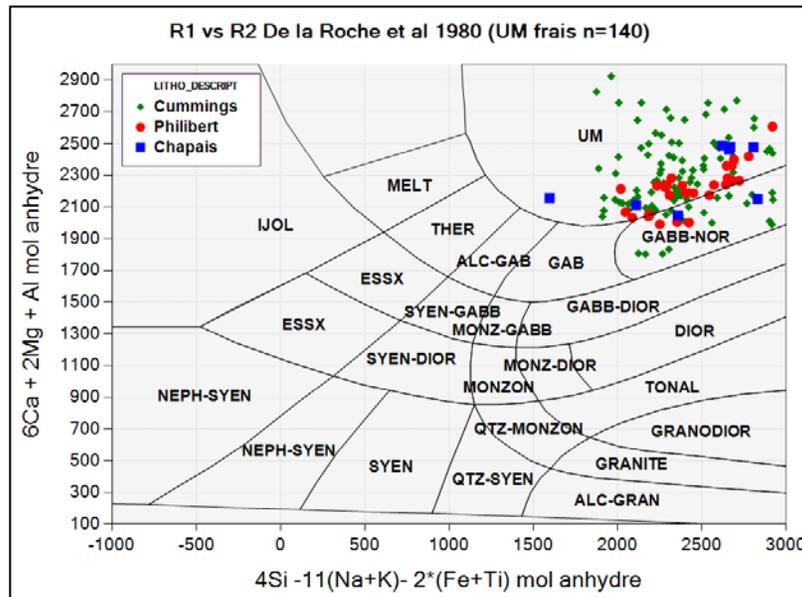


Figure 28. Diagramme de De la Roche (1980) indiquant les compositions géochimiques des filons-couches mafiques-ultramafiques du secteur de Philibert en comparaison avec celles du Complexe de Cummings de la région de Chibougamau et Chapais. Données du SIGÉOM (2012) et de SOQUEM. Note : les échantillons sont déterminés être peu altérés géochimiquement avec LITHOMODELEUR.

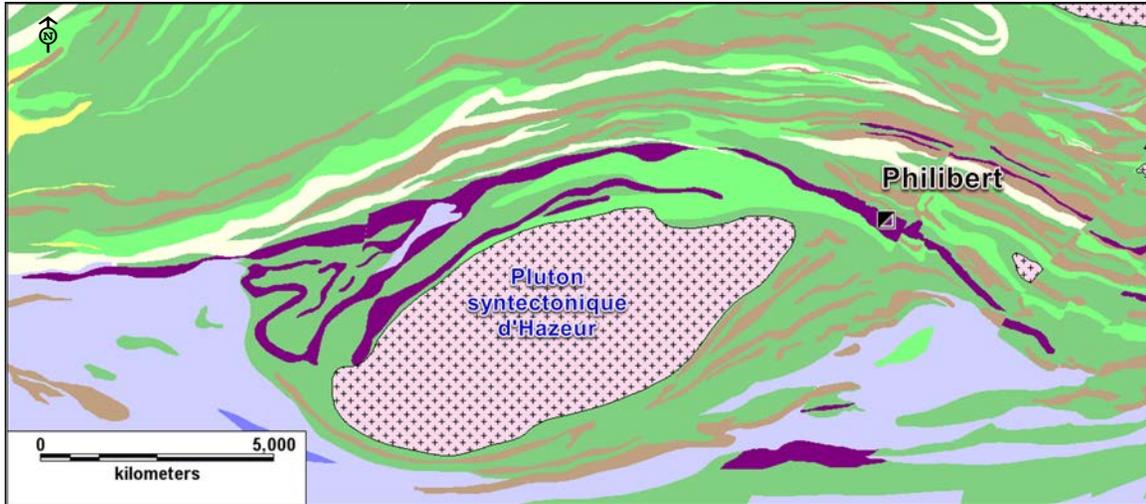


Figure 29. Géologie de la région du gisement de Philibert montrant la distribution des filons-couches mafiques-ultramafiques (en mauve). Se référer à la Figure 3 pour la légende lithologique.

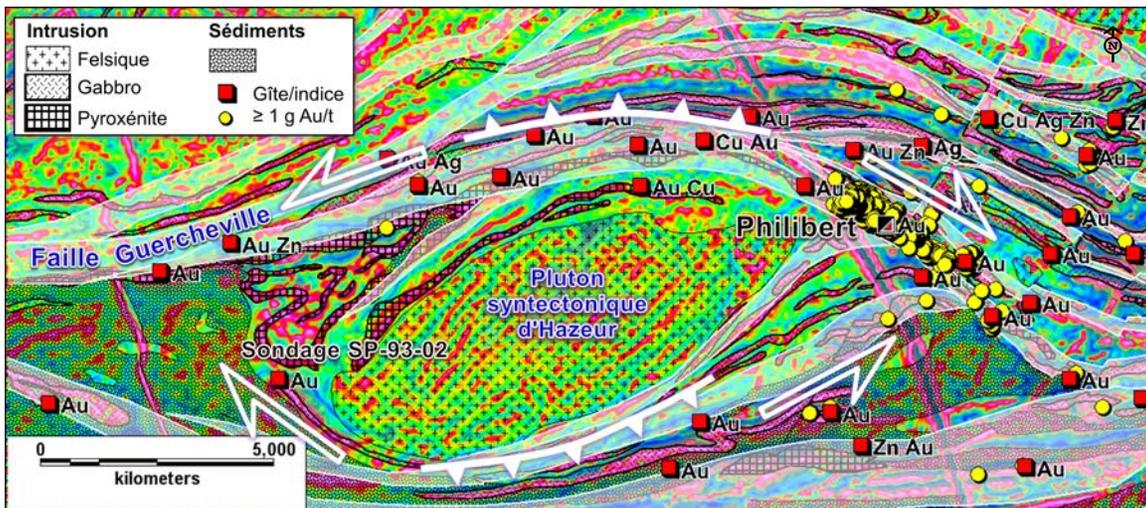


Figure 30. Interprétation géologique et géophysique du secteur du gisement de Philibert montrant les couloirs de déformation (en blanc transparent) de part et d'autre du Pluton d'Hazeur et les zones de transpression interprétées dans un modèle structural qui favoriserait la circulation des fluides hydrothermaux dans les ombres de pression de l'intrusion.

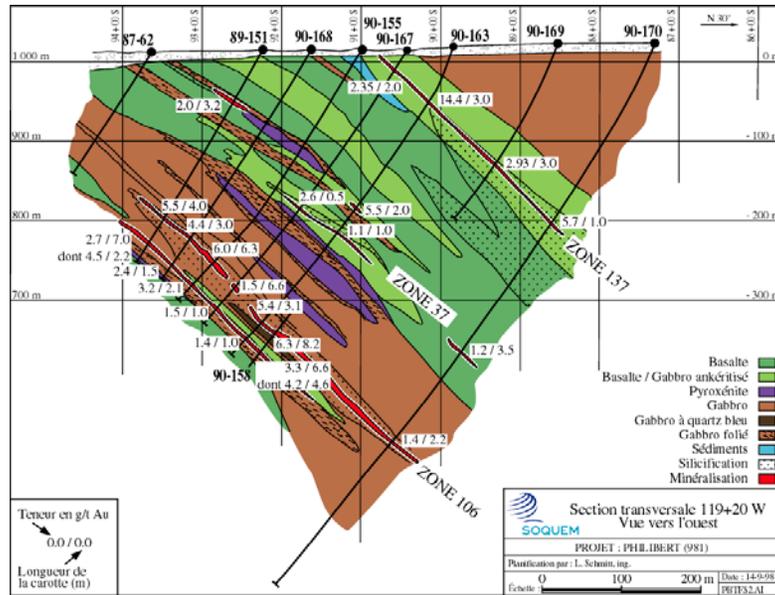


Figure 31. Section SSO-NNE dans le gisement de Philibert montrant les zones minéralisées logées dans un filon-couche de gabbro différencié et de pyroxénite avec les intervalles de valeurs aurifères. Gracieuseté de SOQUEM (1998).

4.3 Secteur de l'ancienne mine Joe Mann

L'ancienne mine d'or et de cuivre de Joe Mann a produit au cours de trois courtes périodes, entre 1956 et 2007, un total de 4 754 377 t à 8,26 g/t Au (Houle, 2011) et autour de 0,3 % Cu (SIGÉOM, 2012). Elle a été la seule mine en production dans le segment oriental de Caopatina-Desmaraisville. Le gisement est situé à 5 km au SE du Pluton synvolcanique de La Dauversière (2720 Ma) et à égale distance au SSO du Pluton syntectonique de Boisvert (2697 Ma).

La région de Joe Mann a été cartographiée par Hébert (1980) et Simard (1992). Elle comporte peu d'affleurements, mais les 899 forages de diverses compagnies regroupés dans une seule banque de données par SOQUEM a permis d'avoir une nouvelle image géologique et structurale de la région. Des horizons de rhyolites, de tufs rhyolitiques, et d'andésites intercalés dans les basaltes et les gabbros tholéitiques ont été reconnus au sud du Pluton de La Dauversière par Hébert (1978; 1980) et autour de Joe Mann par Wagner (1978). Ces auteurs ont établi la polarité de la séquence volcanique vers le sud (Wagner, 1978; Hébert 1980). Les unités felsiques et intermédiaires sont interprétées par Hébert (1980) comme appartenant à la Formation de Waconichi, et les basaltes au sud de Joe Mann à la Formation de Gilman. Le traitement géochimique des échantillons du secteur de Joe Mann indique que les volcanites felsiques sont des rhyodacites et dacites calco-alcalines et que leur potentiel de fertilité pour des SMV n'est pas favorable (**Figures 8 et 23**).

Le gisement de Joe Mann est au cœur du couloir de déformation ductile-fragile de Guercheville (**Figure 32**). Hébert (1980) et Simard (1992) ont cartographié à l'échelle régionale quelques zones de cisaillement E-O. Daigneault (1996) a reconnu son envergure régionale sur 120 km et a estimé sa largeur entre 800 et 1 300 m. La nouvelle

interprétation du secteur montre que le couloir de déformation fait entre 2 et 7 km de largeur et est constitué de plusieurs zones de cisaillement anastomosées orientées E-O à SE, localement NE. Les failles à l'intérieur du couloir ont des épaisseurs qui varient entre 200 et 400 m. Elles sont subverticales avec une linéation d'étirement en aval-pendage. Elles sont caractérisées par des zones très schisteuses, des mylonites, et des plis d'entraînement en Z (Wagner, 1978; Hébert, 1980; Dion et Guha, 1994). Selon l'analyse des descriptions de carottes de forage de SOQUEM en format numérique, les blocs entre ces failles sont caractérisés sur le plan structural par des zones de fractures, de brèches, et de veines qui traduisent un comportement cassant. L'altération est généralisée dans le couloir de déformation, indépendamment du type de roches (**Figure 33**). La zone altérée est continue sur une longueur de 21 km par 1 à 4 km de largeur (38 km²) et se poursuit vers l'ouest au-delà du gisement de Philibert. Les descriptions d'Hébert (1980) et de Simard (1992) font état de plusieurs zones altérées en ankérite, sidérose et calcite qui constituent, par endroits, jusqu'à 15 % de la roche. Toujours selon les descriptions de carottes de forage, les minéraux d'altération dans cette zone altérée sont la chlorite, la séricite, les carbonates, la silice, les veines de quartz-carbonates (parfois tourmaline), et les sulfures disséminés. Ces altérations confirment celles identifiées par le traitement des échantillons lithogéochimiques avec LITHOMODELEUR, notamment que les basaltes et les gabbros sont altérés en chlorite et calcite, et plus rarement en épidote et carbonates de fer et magnésium, et les roches volcaniques felsiques en séricite, carbonates et paragonite.

Mises à part les intrusions de La Dauversière et de Boisvert et les filons-couches de gabbros, la seule intrusion dans le secteur de Joe Mann sur les cartes publiques est le Stock de Meston, situé à 5 km à l'OSO du gisement (**Figures 32 et 34**). Cette petite intrusion de 0,6 km² a été découverte par le prospecteur A. Meston en 1950 (Dion et Guha, 1989) et rapportée sur la carte de Simard (1992). La partie nord de l'intrusion est minéralisée. Une dizaine de valeurs ont été obtenues en forages entre 10 et 60 g/t Au sur des intervalles de 0,4 à 1,7 m. Le stock est différencié, avec une couronne de diorite et un cœur de tonalite et granodiorite massive ou porphyrique. Des âges préliminaires entre 2691 Ma et 2711 Ma ont été obtenus par Dion et al. (1995) pour la marge nord de l'intrusion de Meston (**Figures 32 et 35**). L'analyse montrant une droite avec le moins de discordance pour un point sur la concordia fixé à 910 Ma, a donné un âge de 2697 Ma (**Figure 35a**). Même si la datation du Stock de Meston n'est pas précise, ces études isotopiques semblent indiquer que l'intrusion est syntectonique. L'âge de 2697 Ma est probablement une estimation raisonnable considérant que les principaux plutons syntectoniques dans la grande région de Chibougamau ont à peu près le même âge; les Plutons de Boisvert et d'Opémisca ont livré les deux un âge de 2697 Ma, et le Pluton de Muscocho un âge de 2701 Ma (Frarey et Krogh, 1986; Mortensen, 1993; Davis et al. 2005).

À 600 m au nord du gisement Joe Mann, les travaux d'exploration de SOQUEM ont mis à jour une importante intrusion calco-alcaline de tonalite, granodiorite et de granite. Il s'agit de l'intrusion de Norhart qui fait 5,5 km de longueur par 200 à 700 m de largeur, pour une superficie de 1,8 km² (**Figures 32 et 34**). Plusieurs générations de dykes équigranulaires et porphyriques ont été observés sur des affleurements et en forages et ceux-ci sont variablement altérés. L'intrusion est limitée au nord et au sud par deux zones de cisaillement.

Le gisement Joe Mann est situé à l'intérieur d'un complexe d'intrusions et de dykes felsiques et intermédiaires qui fait 10 km de longueur par 2 km de largeur (**Figures 26,**

32 et 34). Ces intrusions représentent 43 % de la surface de cette région de 20 km². Il y a une grande quantité de dykes dans le secteur du gisement. Hébert (1980) note qu'il y a une augmentation des dykes quartzo-feldspathiques vers les zones minéralisées de l'ancienne mine. Les intrusions felsiques à intermédiaires recoupent les basaltes et les filons-couches de gabbros de la Formation d'Obatogamau (intrusion de Norhart) ou de Gilman (Stock de Meston), et sont allongées parallèlement au litage, à la schistosité et aux failles E-O. Le traitement des échantillons lithogéochimiques indique que les intrusions occupent un spectre de composition qui varie des diorites jusqu'aux granites et elles sont essentiellement calco-alkalines. La majorité des intrusions sont altérées en carbonates et séricite et certaines en albite (normative).

Dans le gisement de Joe Mann, Wagner (1978) et Dion et Guha (1994) ont distingué trois types de dyke; les dykes felsiques porphyriques ou aphyriques, et les dykes andésitiques. Les dykes à porphyres de plagioclase sont variablement altérés. Leur cœur est faiblement à moyennement déformé, mais les bordures sont souvent mylonitisées (Dion et Guha, 1994). Dans la zone Principale, l'épaisseur des dykes varient entre 1 et 35 m et certains dykes se suivent sur des distances allant jusqu'à 1 km (Wagner, 1978). Les dykes aphyriques sont rares et se trouvent que dans la zone Principale du gisement, à proximité, ou en contact avec les veines de quartz minéralisées. Ils sont plus altérés et cisailés que les dykes porphyriques et les relations de recoupement entre ces deux types de dyke suggèrent qu'ils sont précoces. Une datation U-Pb préliminaire réalisée sur un dyke aphyrique de la zone Principale par Dion et al. (1995) indique un âge de cristallisation de $2717^{+5/-2}$ Ma. Cette date est égale, dans les marges d'erreur, au Pluton de La Dauversière daté à $2720^{+3/-1}$ Ma (Mortensen, 1993). L'analyse de la fraction provenant d'un autre dyke, de la génération porphyrique cette fois, est très discordante, mais suggère tout de même selon Dion et al. (1995) que cette génération de dykes est à peu près du même âge que celle aphyrique. Cette période de magmatisme associé au cycle volcanique II est un autre argument en faveur de la présence de la Formation de Gilman au sud du gisement de Joe Mann (Hébert, 1980). Les dykes andésitiques sont aphanitiques, étroits (cm) et difficiles à reconnaître. Ils semblent être associés aux zones de cisaillement E-O.

Le gisement Joe Mann se divise en trois zones; les zones Principale, Sud et Nord. La majorité du minerai (80 %) provenait de la zone Principale (Dion et Guha, 1994). Les zones Principale et Nord sont encaissées dans un filon-couche de gabbro de 300 m d'épaisseur. Les zones minéralisées étaient constituées d'une ou plusieurs veines de quartz ± carbonates ± albite rubanées et bréchiques type *crack and seal* et contenant de l'or natif, de la pyrite, de la chalcopirite et de la pyrrhotine, et de faibles quantités de sphalérite, de tellures et d'arsénopyrite (Wagner, 1978; Dion et Guha, 1994). Comme pour les gisements de Chibougamau, l'association Cu et Au est évidente à Joe Mann comme le démontre la corrélation positive entre ces deux métaux (**Figure 36**). Les veines font entre 5 cm et 3 m d'épaisseur, sont bien définies et droites. Certaines veines individuelles ont été suivies latéralement et verticalement sur plus de 150 m (Dion et Guha, 1994). Dans la zone Principale, les veines occupaient la portion centrale d'un couloir de déformation qui fait de 8 à 20 m d'épaisseur. Les phénomènes de bréchification, de boudinage et de plissement ont été fréquemment observés dans les veines par Dion et Guha (1994). Les épontes sont fortement cisailées et altérées et sont minéralisées en sulfures disséminés. Le mouvement dominant dans les couloirs de déformation est inverse, mais sur la base d'indicateurs cinématiques et de stries de failles, Dion et Guha (1994) mentionnent la présence de mouvements horizontaux dextres. Selon ces auteurs, une caractéristique importante des veines de la zone

Principale est leur constante association avec les deux types de dyke felsique. Les dykes ont été observés souvent directement en contact avec la veine minéralisée. La zone Sud est située dans une unité felsique de 30 à 80 m d'épaisseur, et décrit comme une roche felsique massive et aphanitique, au sommet d'une coulée de basalte qui surmonte le filon-couche. Wagner (1978) a décrit cette unité comme des tufs rhyolitiques et a observé du litage, des structures de chenaux, des slumps, et des surfaces d'érosion. Les veines et veinules de quartz-carbonate-sulfures (moins de 20 %) étaient irrégulières et très déformées, et logées au centre d'une zone de cisaillement intense de 1,5 à 2 m d'épaisseur et orientée E-O. Plusieurs autres lentilles minéralisées étroites et continues, jusqu'à 1 km de longueur, et parallèles aux zones de Joe Mann, ont été découvertes plus au nord dans l'intrusion de Norhart (zones Norhart, 2800, 3100, 3500 et 3900; **Figure 34**).

En résumé, il apparaît évident que la minéralisation aurifère et cuprifère à Joe Mann est contrôlée par la structure et les intrusions. Dans la grande région autour du gisement, il y a une association spatiale claire entre les minéralisations et les intrusions. Statistiquement, les 17 gîtes sur 22 de ce secteur sont en partie ou en totalité dans des filons-couches de gabbros ou des intrusions felsiques à intermédiaires, et 72,5 % des valeurs ≥ 1 g/t Au sont dans des zones de cisaillement E-O et ESE-ONO (**Figure 34**). Les zones Principale et Nord sont encaissées dans un filon-couche de gabbro. Elles sont localisées à l'intersection du couloir de déformation de Guercheville avec la faille majeure ONO-ESE qui suit le contact sud du Pluton de Verneuil (**Figure 32**). La minéralisation est étroitement associée à des dykes felsiques synvolcaniques du cycle II (2717 Ma; Dion et al., 1995). Les 6 autres zones minéralisées au nord de Joe Mann sont associées à des cisaillements parallèles à l'intérieur du complexe de dykes felsiques à intermédiaires de l'intrusion de Norhart. L'intrusion syntectonique de Meston (2691-2697 Ma; Dion et al., 1995) est également minéralisée. L'étroite association entre les veines minéralisées mésothermales, les zones de cisaillement qui se sont développées à la fin de l'Orogénie kénoréenne et la présence d'intrusions syntectoniques sont des arguments pour classer la minéralisation aurifère comme orogénique tel que proposé par Dion et Guha (1994). Cependant la présence d'intrusions synvolcaniques à Joe Mann, qui ont le même âge que les minéralisations à Cu-Au autour du Pluton de Chibougamau (2720 Ma), suggère que l'activité hydrothermale a débuté tôt, avant même la formation du couloir de déformation de Guercheville, et aurait contribué au bagage métallique de la région.

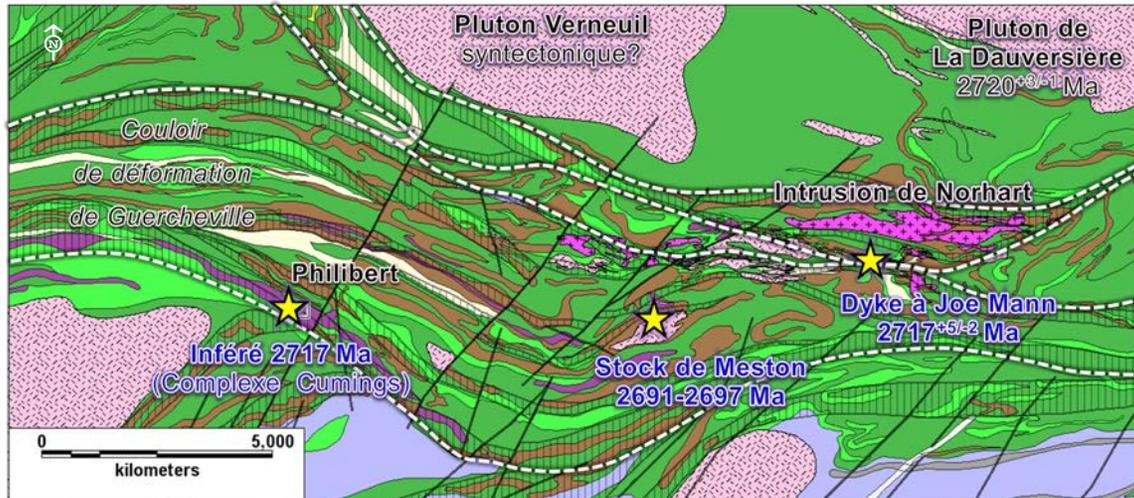


Figure 32. Géologie de la région de l'ancienne mine Joe Mann (Au-Cu) et du gisement Philibert (Au) avec les datations de Dion et al. (1995). Couloirs de déformation indiqués par les zones hachurées.

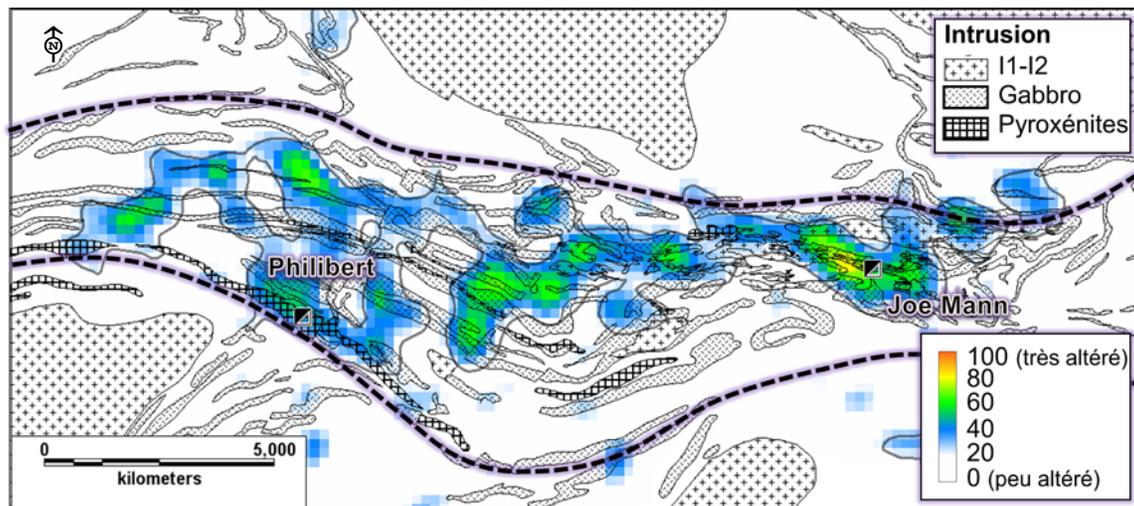


Figure 33. Carte des altérations résultant de la somme des altérations minéralogiques observées à l'affleurement ou en forage, des altérations géochimiques déterminées avec LITHOMODELEUR et des métaux normalisés sur 100 pour des cellules de 200 x 200 m². Le couloir de déformation de Guercheville est indiqué par les limites en tirets noirs.

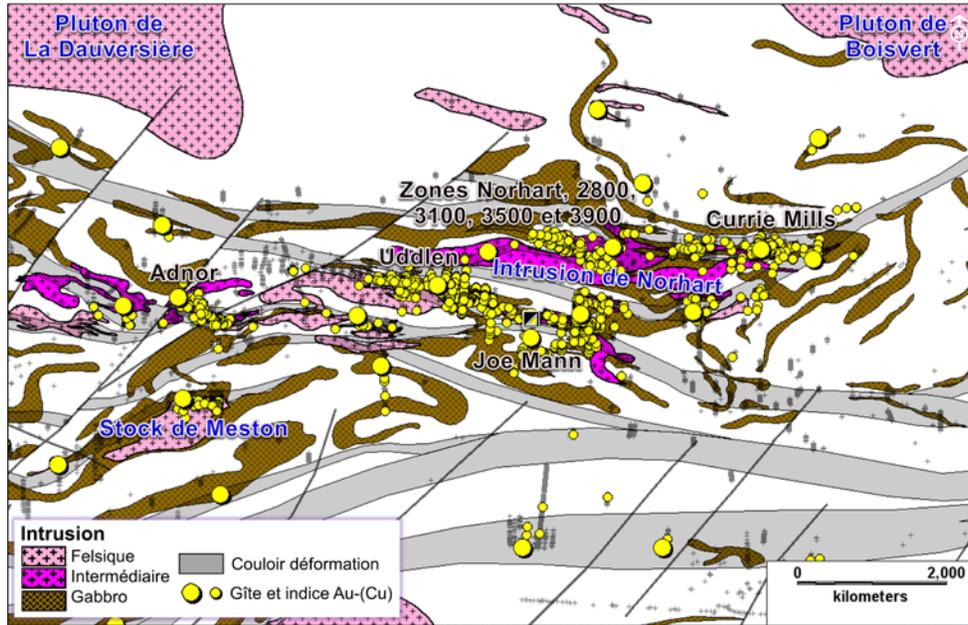


Figure 34. Carte des intrusions mafiques à felsiques dans le secteur de l'ancienne mine Joe Mann avec les minéralisations, les noms des zones minéralisées ou des gîtes, et les couloirs de déformation en gris. Légende pour les intrusions sur la Figure 2.

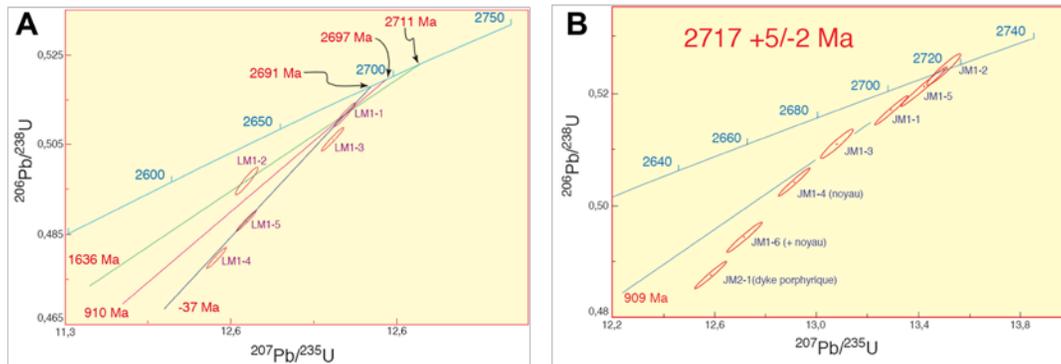


Figure 35. Diagrammes Concordia montrant les résultats de datations préliminaires faites par Dion et al. (1995) pour le Stock de Meston (A) et un dyke aphyrique de la zone Principale à l'ancienne mine Joe Mann (B).

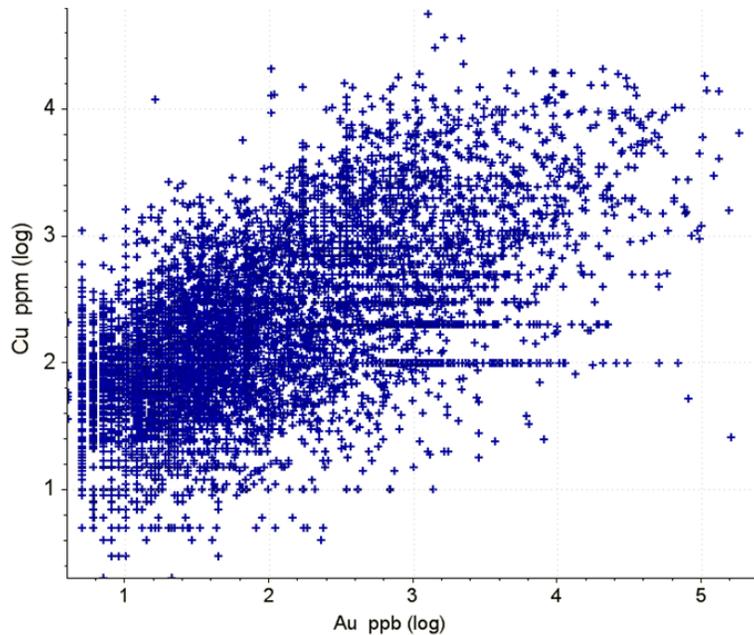


Figure 36. Relation entre l'or et le cuivre d'après les analyses de métaux de la région de l'ancienne mine Joe Mann (Données de SOQUEM, 2012).

4.4 Géochimie des intrusions autour du Pluton de La Dauversière

L'étude géochimique des Plutons synvolcaniques du cycle II (2720 Ma) de Chibougamau et de La Dauversière, et du Pluton syntectonique de Boisvert (2697 Ma) a pour but de caractériser le magmatisme fertile pour les minéralisations à Au-Cu du type Chibougamau. Ces trois plutons servent d'étalons géochimiques afin de caractériser les intrusions et les dykes autour des gîtes étudiés. Cette démarche permet d'associer les échantillons géochimiques d'intrusions à un événement synvolcanique ou syntectonique et ainsi spéculer sur l'âge probable de la minéralisation aurifère.

Quinze échantillons de dykes felsiques à intermédiaires ont été analysés par le CONSOREM. Ils proviennent des gîtes autour du Pluton de La Dauversière, sauf deux échantillons qui viennent du gîte Fenton (**Figure 37**). Ces échantillons sont comparés aux profils des éléments des terres rares (ÉTR) et aux ratios d'éléments immobiles provenant d'analyses du SIGÉOM pour les Plutons de Chibougamau, de La Dauversière et de Boisvert. Tous les échantillons lithogéochimiques utilisés dans cette section sont peu ou pas altérés visuellement et selon différents critères géochimiques, notamment les valeurs pour la perte au feu qui sont inférieures à 3 %.

Dans un premier temps, la comparaison géochimiquement entre le Pluton de La Dauversière et celui de Chibougamau est intéressante sachant que ce dernier est le moteur thermique synvolcanique responsable des minéralisations magmatiques-hydrothermales à Cu-Au du camp de Chibougamau (Pilote et al., 1996; Leclerc et al., 2012). Les deux plutons sont datés autour de 2720 Ma et du point de vue géochimique, les deux plutons sont très similaires. Ils contiennent des tonalites et des granodiorites (Affleurements SIGÉOM, 2012; Hébert, 1980; Daigneault et Allard, 1990; Simard, 1992; Roy et al., 2005). Les profils d'ÉTR pour le Pluton de La Dauversière sont très similaires

à ceux de Chibougamau (**Figure 38**). Ils sont fortement pentés et indiquent un enrichissement en ÉTR légers par rapport aux ÉTR lourds typique des séries calco-alcalines. Le ratio $[La/Yb]_{ch}$ est globalement similaire avec une valeur moyenne autour de 21, mais l'écart type pour ce ratio est grand (**Tableau 3**). Deux échantillons de l'intrusion de La Dauversière ont un profil légèrement en U au niveau des terres rares lourdes comparativement à un profil plat pour le reste des échantillons. Les Plutons de Chibougamau et La Dauversière ont des ratios Al_2O_3/TiO_2 , Zr/Y, et Nb/Zr similaires, autour de 40, 20, et 40 respectivement (**Tableau 3**).

Les échantillons du Pluton de Boisvert ont des compositions géochimiques qui varient de tonalite à granite. Les profils des ÉTR normalisés aux chondrites sont différents de ceux de Chibougamau et de La Dauversière (**Figure 39**). D'après les données géochimiques du SIGÉOM, le pluton est bimodal. La moitié des échantillons (groupe 1) forment des profils moins pentés que ceux des Plutons de Chibougamau et La Dauversière (**Figures 38 et 39**). Un des échantillons lithogéochimiques de ce groupe correspond à l'échantillon daté à 2697 Ma par Davis et al. (2005). Les autres échantillons du Boisvert (groupe 2) épousent sensiblement la même signature que l'intrusion de Chibougamau et possèdent le même profil en U que les deux échantillons felsiques de La Dauversière (**Figure 38**).

Les ratios Al_2O_3/TiO_2 et Nb/Zr sont discriminant pour distinguer les échantillons syntectoniques du Pluton de Boisvert de ceux synvolcaniques des Plutons de Chibougamau et de La Dauversière (**Tableau 3**). Pour le Pluton de Boisvert, le ratio Al_2O_3/TiO_2 est plus élevé et le ratio Nb/Zr est plus bas. Le ratio Sr/Y est le plus discriminant (**Tableau 3; Figure 40**). Il est au-dessus de 100 pour les deux groupes du Boisvert et inférieur à 40 pour les Plutons de Chibougamau et de La Dauversière. Il est à noter que le Sr peut-être contenu dans les carbonates et donc être influencé par l'altération. Mais tous les échantillons utilisés sont peu altérés en carbonates selon les valeurs calculées avec LITHOMODELEUR en CO_2 normatif (<1,5 %) et pour l'indice ALT_CARBS_SV350 (<5,4; normalement altéré si >30). En résumé, deux groupes d'échantillons (deux phases?) sont distinguées dans le Pluton de Boisvert, mais aucune d'elles ne s'apparentent aux caractéristiques géochimiques des plutons synvolcaniques.

Les dykes felsiques échantillonnés au gîte R-14 ont la même signature que la majorité des échantillons du Pluton de La Dauversière, avec un profil plat au niveau des ÉTR lourds (**Figure 41**). Le ratio Zr/Y est presque identique, et les rapports Al_2O_3/TiO_2 , Nb/Zr et Sr/Y sont légèrement différents de La Dauversière, mais ceux-ci sont nettement distincts du Boisvert (**Tableau 3; Figure 40**). Les dykes à R-14 sont donc interprétés comme des intrusions satellites du Pluton de La Dauversière.

Les deux échantillons provenant de la Zone Delinel sont des roches déformées et parallèles à la foliation et au litage. Ils ont une composition rhyolitique et calco-alcaline. Il n'est pas possible sur le terrain de distinguer s'il s'agit de dykes ou de coulées. Les profils des ÉTR ne ressemblent ni à la signature du Pluton de La Dauversière ni à celle du Boisvert (**Tableau 3; Figure 41**). Les échantillons ont une anomalie négative en Eu distinctive qui témoigne de la cristallisation du plagioclase et un profil plat à partir de cet élément pour les ÉTR intermédiaires et lourds. En fait, le profil a plus de similitude avec celui des andésites de Condie (1993; **Figure 41**). Les ratios d'éléments immobiles sont différents de ceux pour les Plutons de La Dauversière et de Boisvert, sauf pour Al_2O_3/TiO_2 qui est similaire au groupe 1 du Boisvert (**Tableau 3**). Le ratio $[La/Yb]_{ch}$ est le plus faible de tous les échantillons. Le ratio Sr/Y très faible et les valeurs élevées pour

Y suggèrent que ces roches ont cristallisé à partir d'une source andésitique et d'un processus de fractionnement du plagioclase (**Figure 40**). Ces constatations suggèrent qu'il s'agit de roches volcaniques de la Formation d'Obatogamau plutôt que des dykes appartenant aux Plutons de Boisvert ou de La Dauversière.

Les échantillons provenant des environs du gisement de Joe Mann se classent géochimiquement comme des granodiorites calco-alkalines, sauf un échantillon qui représente une tonalite et un autre une diorite, également calco-alkalines. Les profils des ÉTR permettent de distinguer nettement deux groupes d'échantillons. Le groupe de dykes 1 est systématiquement enrichi en ÉTR et est très similaire à la majorité des échantillons du Pluton de La Dauversière (**Figure 42**). Les ratios Al_2O_3/TiO_2 , Zr/Y , Nb/Zr et Sr/Y ont beaucoup de similitudes avec les Plutons synvolcaniques de La Dauversière et de Chibougamau. Le groupe de dykes 2 est moins enrichi en ÉTR et les profils se superposent au groupe 1 du Boisvert (syntectonique) et aux deux échantillons de La Dauversière qui ont un profil en U au niveau des ÉTR lourds. Les ratios Al_2O_3/TiO_2 , Zr/Y , Nb/Zr et Sr/Y s'inscrivent dans les intervalles de valeurs des groupes 1 et 2 du Boisvert (**Tableau 3; Figure 40**). Les groupes de dykes 1 et 2 se retrouvent dans l'intrusion de Norhart. L'échantillon du Stock de Meston provient du cœur de l'intrusion porphyrique où les lattes de feldspath atteignent une proportion jusqu'à 80 %. Géochimiquement, il s'agit d'une granodiorite calco-alkaline. Le profil des ÉTR correspond à celui du groupe de dykes 2 de Joe Mann (**Figure 42**) et les ratios d'éléments immobiles à ceux du Pluton de Boisvert (**Tableau 3**). L'échantillon du Meston a un ratio Sr/Y typique des intrusions syntectoniques de la région (**Figure 40**). En résumé, il semble y avoir à Joe Mann des intrusions synvolcaniques (groupe de dykes 1) et des intrusions syntectoniques (groupe de dykes 2 et Meston), ce qui est en accord avec les deux datations réalisées dans le secteur par Dion et al. (1995).

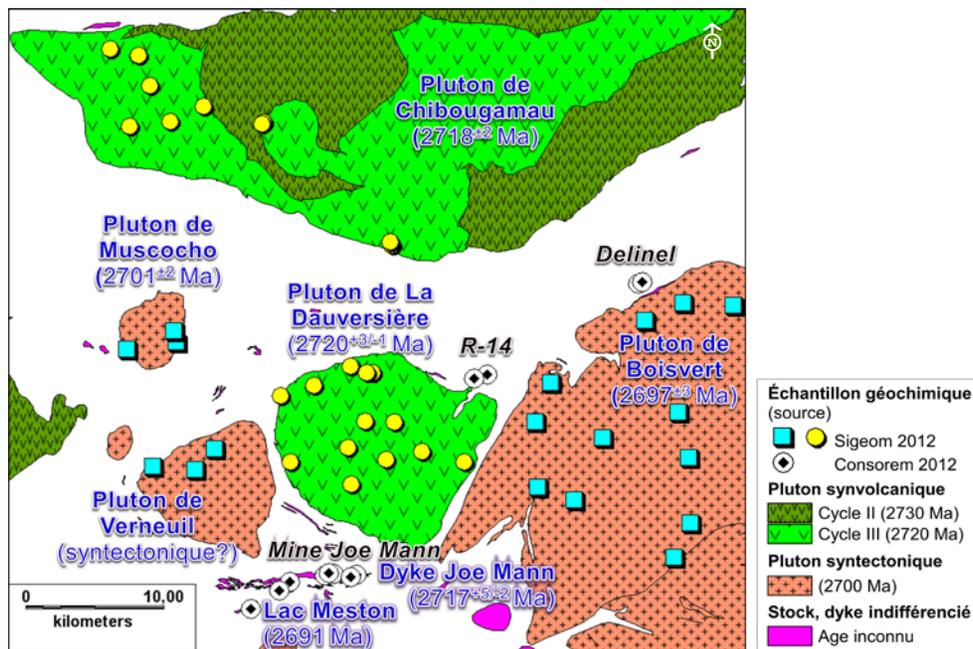


Figure 37. Distribution des échantillons lithogéochimiques d'intrusions felsiques et intermédiaires contenant des éléments majeurs, traces et des terres rares, et les intrusions datées.

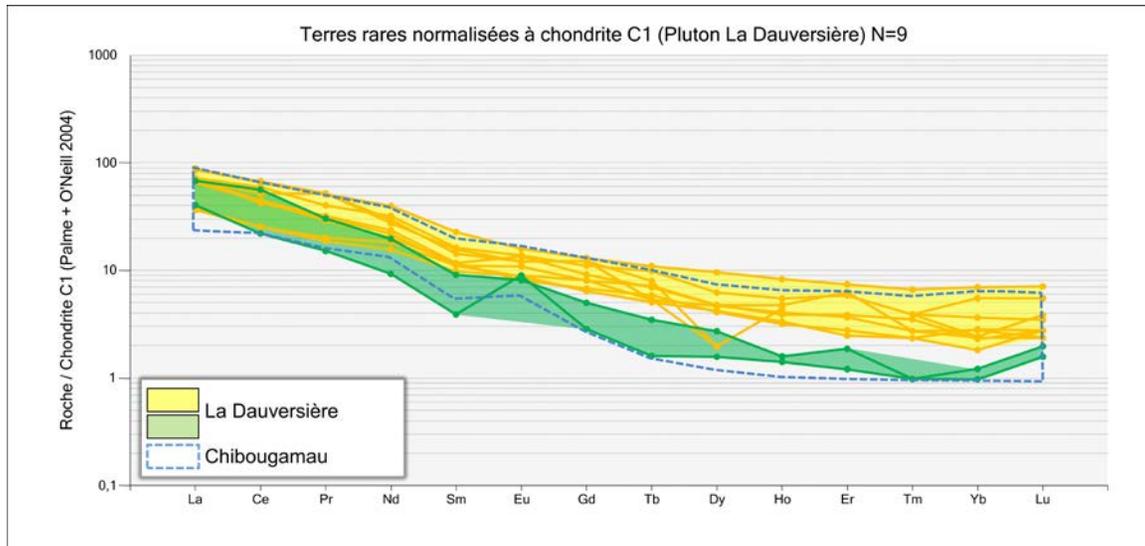


Figure 38. Diagramme des terres rares normalisées aux chondrites (Palme et O'Neil, 2004) montrant les profils du Pluton synvolcanique de La Dauversière (2720 Ma) comparés à celui du Pluton de Chibougamau comme référence (Données du SIGÉOM, 2012).

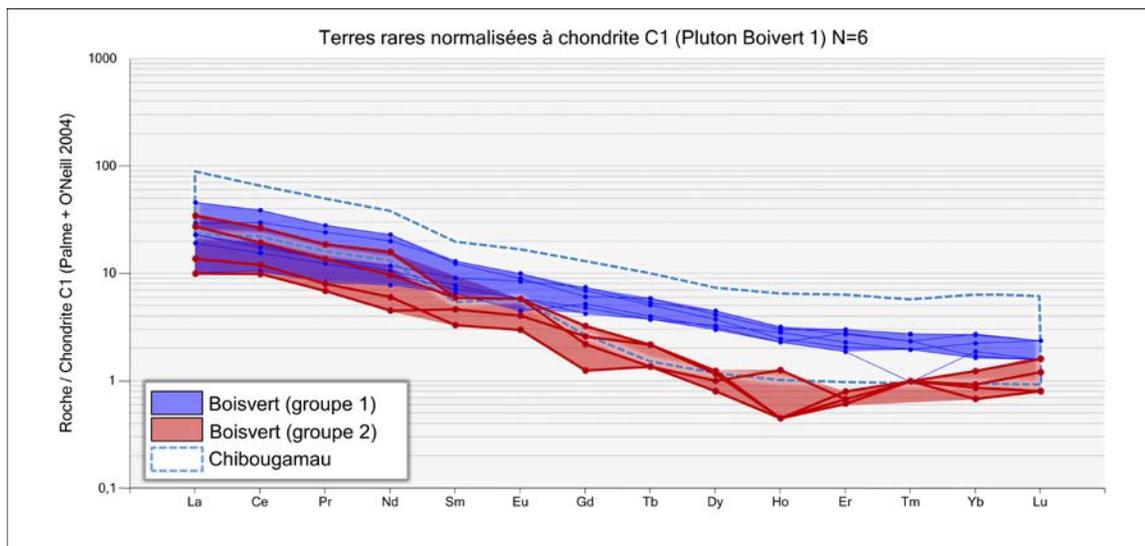


Figure 39. Diagramme des terres rares normalisées aux chondrites (Palme et O'Neil, 2004) montrant les profils des deux groupes d'échantillons du Pluton syntectonique de Boisvert (2697 Ma) comparés à celui du Pluton de Chibougamau comme référence (Données du SIGÉOM, 2012).

Tableau 3. Ratios d'éléments lithogéochimiques discriminants pour des intrusions de la région de Chibougamau et du segment Caopatina-Desmaraisville

Pluton/ Intrusion	Chibou- gamau (n=10)	La Dau- versière (n=9)	Boisvert Groupe 1 (n=6)	Boisvert Groupe 2 (n=4)	R-14 dykes (n=2)	Delinel (n=2)	Joe Mann dykes 1 (n=5)	Joe Mann dykes 2 (n=3)	Meston (n=1)
Age (Ma)	2718	2720	2697	?	Synvol- canique?	Synvol- canique?	2717	Syntecto- nique?	2691- 2697
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	41,6	38,3	66,3	91,1	28,1	62,2	35,9	71,9	52,1
Zr/Y	17,5	20,1	20,2	53,4	17,5	13,9	14,5	39,0	25,9
Nb/Zr	0,043	0,036	0,031	0,021	0,066	0,059	0,036	0,024	0,019
Sr/Y	39,7	34,7	109,2	298,6	25,6	2,4	25,2	167,2	120,5
[La/Yb] _{n_{ch}}	20,4±14,4	22,3±9,5	11,9±4,2	26,1±16,2	16,9±3,7	7,1±3,9	12,9±3,6	27,2±5,4	15,1

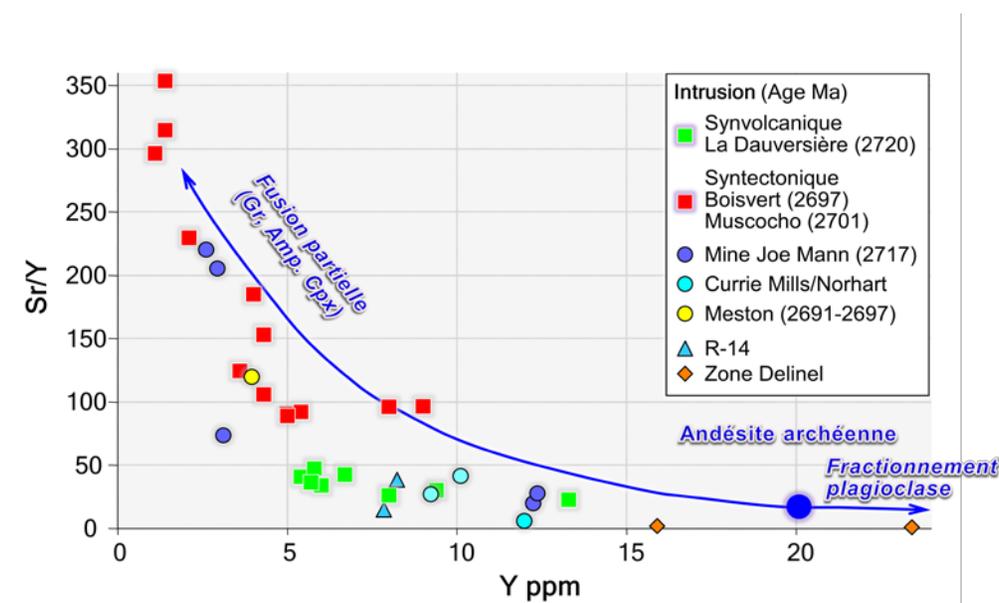


Figure 40. Diagramme de Defant et Drummond (1990) montrant les compositions de dykes et d'intrusions de la région de Joe Mann et au nord du Pluton de La Dauversière comparées aux Plutons de La Dauversière et de Boisvert comme références et à la composition moyenne d'andésites archéennes de Condie (1993).

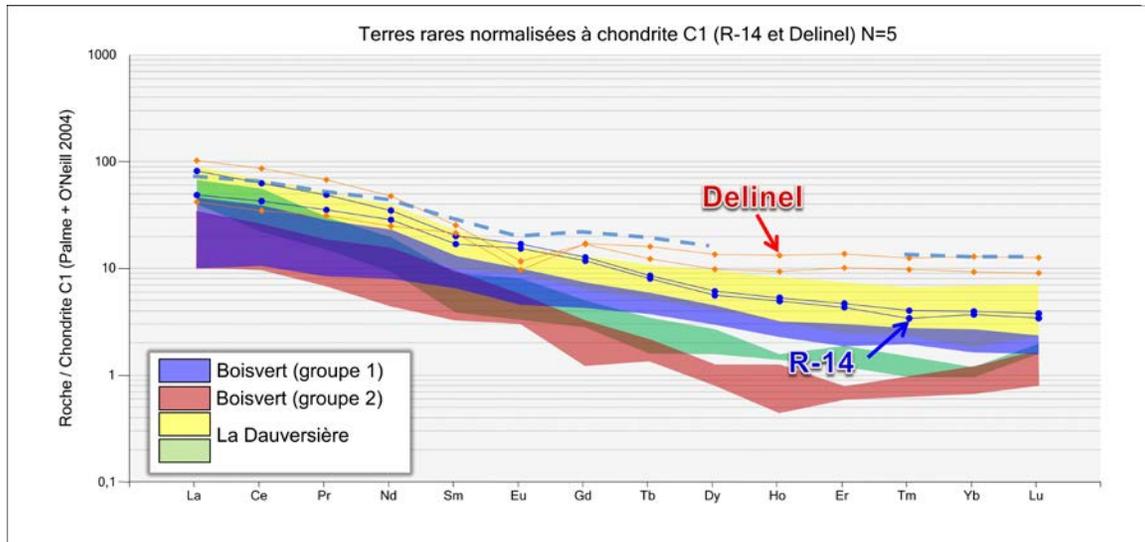


Figure 41. Diagramme des terres rares normalisées aux chondrites (Palme et O’Neil, 2004) montrant les profils des deux dykes échantillonnés au gîte R-14 et des deux échantillons de la Zone Delinel comparés aux profils des Plutons de Boisvert et La Dauversière comme références et à la composition moyenne d’andésites archéennes de Condie (1993) en tirets bleus.

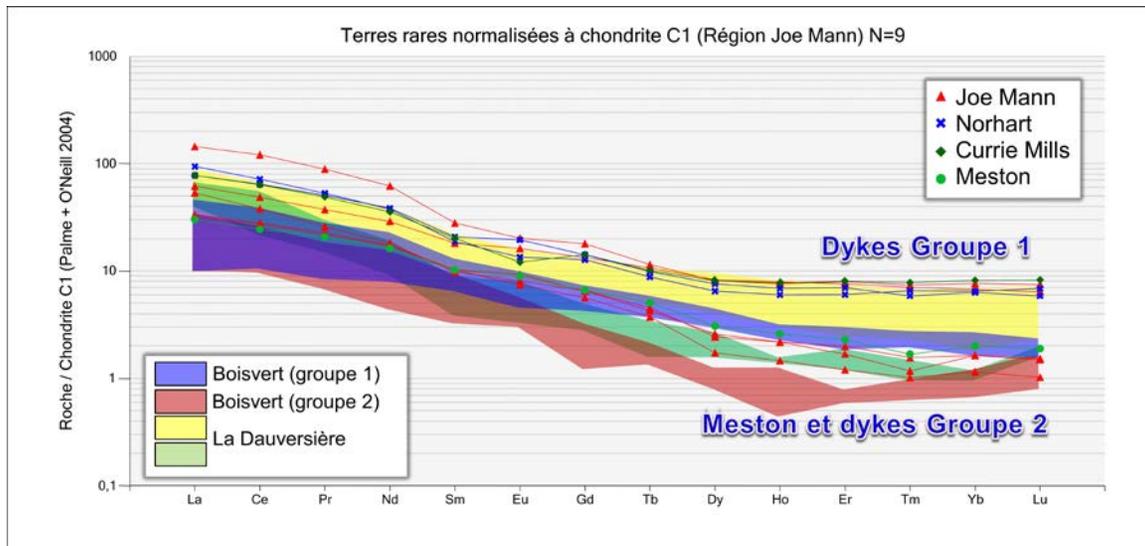


Figure 42. Diagramme des terres rares normalisées aux chondrites (Palme et O’Neil, 2004) montrant les profils d’intrusions échantillonnées dans la région de l’ancienne mine Joe Mann et comparés aux profils des Plutons de Boisvert et de La Dauversière comme références.

4.5 Fertilité des intrusions pour les minéralisations Cu-Au de type porphyrique

Faure (2011) a proposé une méthode de reconnaissance géochimique (automatisée dans LITHOMODELEUR) pour reconnaître la fertilité d'intrusions subalcalines pour les minéralisations Cu-Au de type porphyrique. Cette méthode est basée sur un réseau de neurones qui utilise certains éléments traces et ratios d'éléments discriminants qui caractérisent les intrusions associées à la minéralisation Cu-Au de grands gisements porphyriques dans le Monde. Le résultat du traitement pour la région de Chibougamau, Chapais et le segment Caopatina-Desmaraisville est montré sur la **Figure 43**. Le cinquième des échantillons dans le Pluton de Chibougamau et dans son encaissant intrusif du Complexe du Lac Doré montrent une affinité avec les intrusions porphyriques à Cu-Au. Ces échantillons pourraient représenter une phase fertile particulière du pluton polyphasé. Ceci supporte l'interprétation que la minéralisation à Cu-Au dans le camp de Chibougamau est associée au système porphyrique du Pluton de Chibougamau (Pilote et al., 1996; Leclerc et al., 2012).

Dans le segment Caopatina-Desmaraisville, il est intéressant de noter que la majorité des échantillons dans les principaux plutons synvolcaniques et syntectoniques ne sont pas fertiles, notamment le Pluton de La Dauversière qui est pourtant comparable à plusieurs points de vue au Pluton de Chibougamau qui lui a une phase fertile (section 4.4; **Figure 43**). Par contre, une concentration de petites intrusions et de dykes fertiles se retrouvent tout autour du Pluton de La Dauversière, en particulier, au gîte R-14, Chevrier, et Philibert et dans les environs du gisement Joe Mann (**Figure 43**). À l'ONO du Pluton de La Dauversière, c'est autour du gîte Chevrier Sud (1,7 km au SO du gisement Chevrier) qu'on retrouve le plus de dykes fertiles, à l'intérieur d'une petite intrusion dans les volcanoclastites de la Formation de Waconichi. Les échantillons fertiles dans ce secteur seraient plus attribuables à des intrusions contemporaines du Waconichi, considérant la date à 2730 Ma obtenue au gisement Chevrier sur un dyke felsique (Legault et Daigneault, 2006).

Dans le secteur de Joe Mann, la moitié des échantillons d'intrusions se sont avérés fertiles selon le traitement. Il n'est pas possible de déterminer lesquels des dykes synvolcaniques (groupe de dykes 1) ou syntectoniques (groupe de dykes 2) sont fertiles car il n'y a pas assez de données et les résultats sur la fertilité sont contradictoires. Le seul échantillon lithogéochimique du Stock de Meston est considéré fertile. Ces données sur la fertilité et la relation positive observée entre l'or et le cuivre renforcent l'hypothèse d'une minéralisation de type porphyre dans ce secteur.

Le Pluton syntectonique de La Tour au SE du gisement Fenton semble un bon candidat pour des minéralisations porphyriques (**Figure 43**).

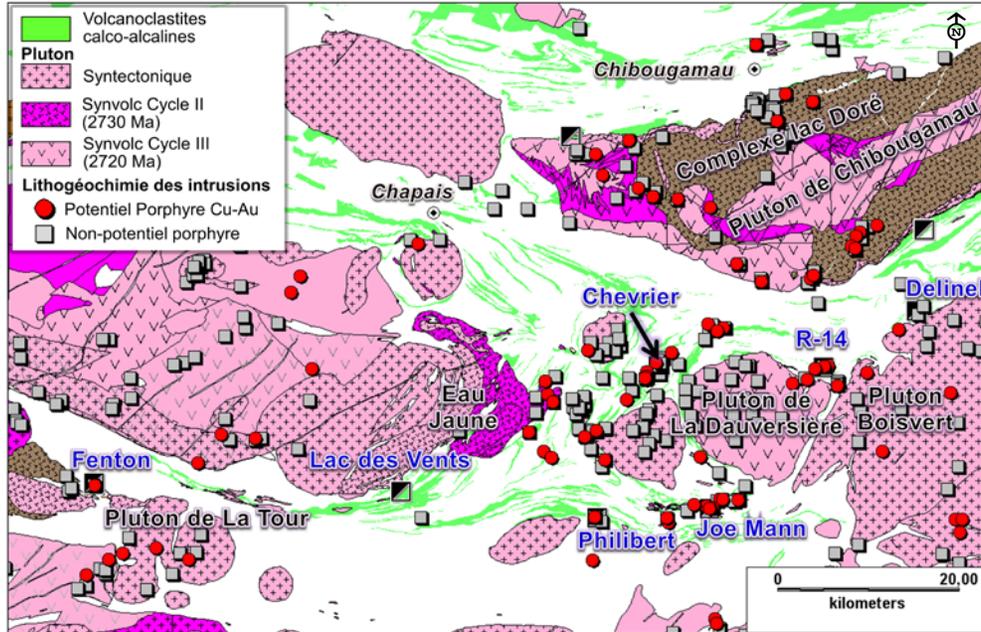


Figure 43. Potentiel de fertilité pour les minéralisations porphyriques à Cu-Au déterminé à partir de certains éléments et ratios d'éléments sur les échantillons lithogéochimiques d'intrusions felsiques à intermédiaires d'après l'approche de Faure (2011) et le calcul fait dans LITHOMODELEUR.

5 CONCLUSIONS

Ce projet a pu être réalisé grâce à une intégration et la valorisation de données géologiques, géochimiques et géophysiques provenant de plusieurs entreprises membres du CONSOREM. Ces données inédites, arrimées à celles du SIGÉOM, ont conduit à une interprétation cartographique de haute définition du segment Caopatina-Desmaraisville et à une meilleure compréhension des contextes de minéralisations autour du Pluton de La Dauversière. Les résultats de l'étude montrent qu'il y a beaucoup de similitude géologique entre le segment et les camps miniers de Chapais et Chibougamau. La Formation de Waconichi se poursuit plus au sud, dans le secteur du gisement de Joe Mann, coïncée dans la Faille de Guercheville, et sur un vaste secteur comparable en dimension à celui qu'elle occupe au nord du segment. Les filons-couches de gabbro et de pyroxénites dans le secteur du gisement de Philibert sont corrélés aux filons-couches de Cummings de la région de Chapais et Chibougamau. La reconnaissance de ces deux entités géologiques est expliquée par l'effet que produit l'Anticlinal de La Dauversière au centre du segment (Daigneault et al., 1990). L'anticlinal régional reproduit au sud l'image miroir de la géologie et le patron structural de la région de Chapais et celle au nord et à l'ouest du Pluton de La Dauversière.

Plusieurs amas de Py et/ou Po semi-massifs à massifs, parfois aurifères, sont situés à différents niveaux de la Formation d'Obatogamau, entre la base du Membre des Vents (2760 Ma) et la base de la Formation de Waconichi (2730 Ma). Il s'agit d'une cible non traditionnelle pour les VMS à Chibougamau qui sont recherchés traditionnellement dans les rhyolites tholéitiques de la Formation de Waconichi. Ces minéralisations atypiques sont situées dans des horizons de volcanoclastites felsiques calco-alcalines, comme par exemples au Membre des Vents et au gîte Delinel, ou dans des volcanoclastites mafiques tholéitiques, comme au gîte de Fenton. Le Membre des Vents a été réinterprété en termes de dimension et de position stratigraphique. Il se compare maintenant aux grands camps de volcanoclastites felsiques de l'Abitibi, comme Selbaie et Val-d'Or. Il représente un imposant édifice volcanique relativement peu altéré dont le potentiel pour les SMV économique demeure à être démontré. Le complexe volcanique felsique du Membre des Vents est considéré comme immature sur le plan de l'exploration puisqu'il y a plusieurs secteurs n'ayant pas fait l'objet de travaux.

Les minéralisations à Au et Cu-Au autour du Pluton de La Dauversière sont encaissées dans des basaltes et des filons-couches de gabbro (parfois de pyroxénite comme à Philibert) de la Formation d'Obatogamau ou de Gilman (au sud de Joe Mann). Elles sont intimement associées à des dykes felsiques à intermédiaires, parfois porphyriques (R-14, Chevrier, et Joe Mann). À la Zone Delinel, les roches felsiques échantillonnées sont probablement des laves ou des horizons de volcanoclastites felsiques de la Formation d'Obatogamau car la géochimie de ces échantillons ne correspond pas à celle des Plutons de Boisvert ou de La Dauversière. Au gîte R-14, les dykes ont sensiblement les mêmes caractéristiques géochimiques que le Pluton synvolcanique de La Dauversière daté à 2720 Ma. Autour de l'ancienne mine Joe Mann, deux générations d'intrusions sont distinguées par géochimie. Une génération synvolcanique qui s'apparente à l'intrusion de La Dauversière, et une génération syntectonique similaire aux caractéristiques géochimiques des Plutons de Boisvert (2697 Ma) et de Meston (2691-2697 Ma). Les deux générations sont associées à la minéralisation Cu-Au.

Les minéralisations à Delinel, R-14, Philibert, Joe Mann et Fenton sont spatialement associées à des zones de cisaillement altérées à l'intérieur de couloirs de déformation d'envergure régionale. Les contrastes de compétence entre les dykes felsiques et l'encaissant mafique sont probablement un facteur important qui a favorisé la précipitation de l'or à R-14 et Joe Mann. Le secteur du gisement Joe Mann est complexe et polyphasé au niveau magmatique et structural. Cette ancienne mine, ainsi que le gisement de Philibert sont situés à la bordure nord et sud respectivement du couloir de déformation de Guercheville et à l'intersection avec des failles subsidiaires (**Figure 32**). Autour de Joe Mann, des intrusions felsiques à intermédiaires synvolcaniques du cycle II côtoient des intrusions syntectoniques. Les filons-couches différenciés mafiques-ultramafiques dans le secteur du gisement de Philibert pourraient-être des équivalents des intrusions du Complexe de Cummings (~2717 Ma). Ils témoignent en faveur de la présence du dernier cycle volcanique au sud du Pluton de La Dauversière. À l'exception des Plutons de Norhart et Meston, les intrusions felsiques et intermédiaires au sud et à l'ouest de Joe Mann sont spatialement associées aux volcanoclastites felsiques de la Formation de Waconichi (2730 Ma) et aux volcanoclastites andésitiques calco-alkalines de la Formation de Gilman. La présence autour de Joe Mann d'intrusion synvolcanique du cycle II (fertile comme autour du Pluton de Chibougamau) indique qu'il y aurait eu une préparation de terrain pour la minéralisation. Il est même envisageable de proposer que la majorité du bagage métallique a été acquis lors de cet épisode magmatique en considérant la relation Cu-Au à Joe Mann qui n'est pas sans rappeler l'association métallique autour du Pluton de Chibougamau. La chaleur et la convection générées par les intrusions syntectoniques, les fluides hydrothermaux circulant dans le réseau anastomosé de failles ductiles-cassants dans le couloir de déformation de Guercheville, et les contrastes géochimiques et de compétence rhéologique auraient contribué à concentrer la minéralisation.

REMERCIEMENTS

De sincères remerciements sont exprimés envers Laury Schmitt et Yvon Trudeau de la SOQUEM, à Stéphanie Lavaure d'Arianne Phosphate Inc., Olivier Coté-Mantha d'Agnico Eagle, et Philippe Berthelot de Ressources Cartier. Merci également au ministère des Ressources naturelles, en particulier à Claude Dion, François Leclerc, et Patrice Roy. La relecture critique par Réal Daigneault (UQAC), Julie Menier (CONSOREM) et Geneviève Boudrias a grandement été appréciée.

RÉFÉRENCES

- Barrett, T.J. et MacLean, W.H., 1994. Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks. Dans Lentz, D.R. ed. Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems. Geological Association of Canada, short course notes, 11: 433-467.
- Blanchet, C., 1999. Rapport sur la campagne de forage (mars 1998), Projet Fenton, Chapais, Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, GM-56278 et GM-56279.
- Brunelle, S., 1983. Geological report, Corner Bay Exploration Ltd., Group 14 property, La Dauversière, Charron Townships, Chibougamau, Québec. Ministère des Ressources naturelles du Québec, GM 41181, 9 p.
- Buro, Y.A., et Jean, R., 2010. NI 43-101 technical report on the mineral resources of the Chevrier Gold project, Chibougamau, Québec, Canada. Met-Chem Canada Inc. final report, 207 p.
- Chénard, D., 2000. Rapport des travaux de forages, Février 2000, propriété Fenton-centre, Ministère des Richesses naturelles du Québec, rapport GM 58003, 83 p.
- Chown, E.H., Daigneault, R., et Mueller, W., 1996. Partie A – Environnement géologique de l'extrémité orientale de la Sous-Province de l'Abitibi. *Dans* Géologie et évolution métallogénique de la région de Chibougamau : des gîtes de type Cu-Au-Mo porphyriques aux gisements filoniens mésothermaux aurifères, édité par Pilote, P., Dion, C., et Morin, R. Ministère des Ressources naturelles du Québec, rapport MB 96-14, p. 1-32.
- Chown, E.H., Harrap, R., et Moukhsil, A., 2002. The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. *Precambrian Research*, 115: 291-310.
- Cimon, J., 1977a. Géologie du canton de Queylus (nord-est). Ministère des Richesses naturelles du Québec, rapport DPV-439, 34 p.
- Cimon, J., 1977b. Quart sud-est du canton de Queylus. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-448, 33 p.
- Condie K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology* 104: 1-37.
- Daigneault, R., 1986. Géologie de la partie nord-est du Canton de Dollier, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport DV 85-19.
- Daigneault, R., 1996. Couloirs de déformation de la Sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, rapport MB 96-33, 114 p.
- Daigneault, R., 1998. Évaluation structurale et métallogénique, Projet Fenton. Rapport non-public du CERM/Université du Québec à Chicoutimi pour la compagnie Boréal, 18 p.
- Daigneault, R., et Allard, G.O., 1990. Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique, région de Chibougamau, Sous-Province de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport MM 89-03, 275 p.

- Daigneault, R., St-Julien, P., et Allard, G.O., 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Québec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 27:1714-1736.
- David, J. et Dion, C., 2010. Géochronologie d'échantillons recueillis par géologie Québec, année 2009–2010. Ministère des Ressources naturelles et Faune du Québec, rapport final GM-64849, 33 p.
- Davis, W.D. et Dion, C., 2012. Datation ID-TIMS d'échantillons recueillis en 2011-2012 par Géologie Québec. Ministère des Ressources naturelles et Faune du Québec, rapport GM 66443, 26 p.
- Davis, D.W., David, J., Dion, C., Goutier, J., Bandyayera, D., Rhéaume, P., et 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 Faune du Québec, rapport RP 2005-02, 20 p.
- Defant, M.J., et Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662–665.
- Déland, A.N., et Grenier, P.E., 1959. Région d'Hazeur – Druillettes, District électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines du Québec, rapport RG 087, 84 p.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. et Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, p. 183–210.
- Dion, C., et Guha, J., 1989. Étude métallogénique de la bande Caopatina-Desmaraisville, secteur Joe Mann. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, 84 p.
- Dion, C., et Guha, J., 1994. Minéralisation aurifère du secteur oriental de la bande Caopatina-Desmaraisville. Ministère des Ressources naturelles du Québec, rapport ET 91-10, 146 p.
- Dion, C., et Simard, M., 1999. Compilation et synthèse géologique et métallogénique du Segment de Caopatina, région de Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles du Québec, rapport MB 99-33, 225 p.
- Dion, C., Machado, N., et Joanisse, A., 1995. Géochronologie préliminaire des intrusions felsiques et alcalines associées aux minéralisations aurifères du segment de Caopatina, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés, DV 95-04, 45 p.
- Dumont, R., et Potvin, J., 2006. Dérivée seconde verticale du champ magnétique total avec les coefficients de Keating, levé MEGATEM II Chibougamau. Commission géologique du Canada, Dossier Public 5250, 28 cartes.
- Faure, S., 2011. Porphyres Cu-Au subalcalins : Caractéristiques géochimiques et cibles d'exploration dans les terrains de haut grade métamorphique archéens et paléoprotozoïques au Québec. Projet CONSOREM 2011-07, 23 p.
- Frarey, M.J. et Krogh, T.E., 1986. U-Pb zircon ages of late internal plutons of the Abitibi and eastern Wawa subprovinces, Ontario and Quebec. *Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A*. p. 43-48.

- Gobeil, A. et Racicot, D., 1982. Région des lacs Caopatina et des Vents. Ministère de l'Énergie et des Ressources, rapport DP 82-18, 1 carte annotée.
- Gobeil, A. et Racicot, D., 1983. Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, carte annotée no 1978.
- Grenier, P.E., 1967. Bibliographie annotée sur la minéralisation métallique dans les régions de Noranda, Matagami, Val-d'Or et Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles, étude spéciale ES-2, 305 p.
- Guha, J., Chown, E.H., et Daigneault, R., 1991. Litho-tectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi Greenstone Belt, Québec (Field Trip 3). Geological Survey of Canada, Open File 2158, 131 p.
- Hart, T.R., Gibson, H.L., et Leshner, C.M., 2004. Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits. *ECONOMIC GEOLOGY*, 99: 1003–1013.
- Hébert, C., 1978a. Contexte géologique régional du gisement aurifère de Chibex, Chibougamau, Québec. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 106 p.
- Hébert, C., 1978b. Demie nord du Canton de Fancamp. Ministère des Richesses naturelles du Québec, rapport préliminaire DPV 570, 9 p.
- Hébert, C., 1979. Demie sud du Canton de Haüy. Ministère des Richesses naturelles du Québec, rapport préliminaire DPV 653, 9 p.
- Hébert, C., 1980. La Dauversière (SW) et Rohault (NW). Ministère des Richesses naturelles du Québec, rapport final DPV 723, 47 p.
- Hébert, C., 1986. Géologie du Canton de Brongniart, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport ET-84-10, 31 p.
- Holmes, S., 1959. Région de Fancamp-Haüy, Abitibi Est. Ministère des Mines du Québec, rapport RG 084.
- Houle, P., 2011. Nouvelle vision du potentiel aurifère de la région Chapais-Chibougamau. Présentation publique dans le cadre du Symposium Mines Baie-James 2011. (<http://www.mrn.gouv.qc.ca/mines/quebec-mines/2011-03/31mai/am/01-patrick.pdf>).
- Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 637–649.
- Lafrance, B., et Brisson, T. 2006. Rapport sur le programme de forage 2005, Projet Lemoine Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles et Faune du Québec, rapport GM 62564, 334 p.
- Lauzière, K., et Chown, E.H., 1988. Géologie du secteur du lac Remick, projet Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport DP 88-12, 2 cartes annotées.
- Lauzière, K., Chown, E.H., et Sharma, K.N.M., 1989. Géologie de la région du lac Remick, projet Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport MB 89-60, 93 p.

- Lauzière, K., Chown, E.H., Mueller, W., et Tait, L., 1990. Géologie du secteur de lac des Vents, Surprise et Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport MB 89-40, 100 p.
- Leclerc, F., Bédard, J.H., Harris, L.B., McNicoll, V.J., Goulet, N., Roy, P., et 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. *Can. J. Earth Sci.* 48: 661–694.
- Leclerc, F., Harris, L.B., Bédard, J.H., van Breemen, O., Goulet, N., 2012. Structural and stratigraphic controls on magmatic, volcanogenic, and shear zone-hosted mineralization in the Chapais-Chibougamau mining camp, northeastern Abitibi, Canada. *Economic Geology*, 107: 963–989.
- Legault, M., 2003. Environnement métallogénique du couloir de Fancamp avec emphase sur les gisements aurifères de Chevrier, région de Chibougamau, Québec. Thèse Ph.D. Université du Québec à Chicoutimi, 371 p.
- Legault, M. et Daigneault, R., 2006. Synvolcanic gold mineralization within a deformation zone: the Chevrier deposit, Chibougamau, Abitibi Subprovince, Canada. *Mineralium Deposita*, 41: 203–228.
- Legault, M., Daigneault, R., et Couture, J.F., 1997. Contexte structural et métallogénique des indices aurifères du couloir de déformation de Fancamp. Ministère des Ressources naturelles du Québec, rapport MB 97-32, 55 p.
- Leshner, C.M., Goodwin, A.M., Campbell, I.H., and Gorton, M.P., 1986. Trace element geochemistry of ore-associated and barren felsic metavolcanic rocks in Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23: 222-237.
- Ludden, J., Francis, D.M., et Allard, G.O., 1984. The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt. *Dans Chibougamau, stratigraphy and mineralization*. Edité par J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Vol. 34, p. 20–34.
- Lyall, H., 1959. Brongniart-Lescure area. , Ministère des Mines du Québec, rapport RG 085.
- Midra, R., 1989. Géochimie des laves de la Formation Obatogamau, bande sud de la ceinture archéenne Chibougamau-Matagami. Mémoire Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 101 p.
- Midra, R., Chown, E.H., Tait, L. 1992a. Géologie de la région du Lac Dickson, bande de Caopatina-Desmaraisville. Ministère des Ressources naturelles du Québec, rapport MB 91-30 et carte ET 90-01, 65 p.
- Midra, R., Lauzière, K., Chown, E.H., et Mueller, W., 1992b. Géologie du lac Surprise (Feuillet 32 G/07), bande Caopatina-Desmaraisville, Sous-Province de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport MB 92-16, 116 p.
- Morin, R., 1993. District minier de Chibougamau. *Dans Rapports des géologues résidents sur l'activité minière régionale 1992*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport DV 93-01, p. 61-83.
- Mortensen, J.K., 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30: 11–28.

- Mueller, W., Chown, E.H., Sharma, K.N.M., Tait L., et Rocheleau, M., 1989. Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement-controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau-Caopatina, Quebec. *Journal of Geology*, 97: 399-420.
- Mueller, W., Chown, E.H., et Potvin, R., 1994. Substorm wave base felsic hydroclastic deposits in the Archean Lac des Vents volcanic complex, Abitibi belt, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60: 273-300.
- Noranda Exploration et Mines d'or Virginia, 2008. Levé électromagnétique aérien MEGATEM II en Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, rapport DP 2008-41, 4 p. et 112 cartes.
- Palme, H., et O'Neill H.S.C., 2004. Cosmochemical estimates of mantle composition. *Dans Treatise on Geochemistry*, vol. 2, édité par H. Holland et K. K. Turekian, Elsevier, New York, p. 1- 38.
- Pearson, V., 2007. Le PER-GH: un nouvel indice de classification des volcanites felsiques pour la reconnaissance des environnements fertiles. Rapport du projet CONSOREM 2004-02, 27 p.
- Pilote, P., et Guha, J., 1996. Partie B – Métallogénie de l'extrémité est de la Sous-Province de l'Abitibi. *Dans Géologie et évolution métallogénique de la région de Chibougamau : des gîtes de type Cu-Au-Mo porphyriques aux gisements filoniens mésothermaux aurifères*, édité par Pilote, P., Dion, C., et Morin, R. Ministère des Ressources naturelles du Québec, rapport MB 96-14, p. 33-48.
- Pilote, P., Dion, C. et Morin, R., 1996. Géologie et évolution métallogénique de la région de Chibougamau : gîtes de type Cu-Au-Mo porphyriques aux gisements filoniens mésothermaux aurifères. Ministère des Ressources naturelles du Québec, rapport MB 96-14, 172 p.
- Plante, L., 2001a. Levés géophysiques MAG et PP pour Agnico Eagle Inc., projet Fenton, Canton de Guercheville, Québec. Ministère des Ressources naturelles du Québec, GM-58665.
- Plante, L., 2001b. Levés géophysiques MAG et PP pour Agnico Eagle Inc., projet Fenton Extension, Canton de Guercheville, Québec. Ministère des Ressources naturelles du Québec, GM-559236.
- Potvin, R., 1991. Étude volcanologique du centre volcanique felsique du lac des vents, Région de Chibougamau. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 108 p.
- Roy, P., Turcotte, S., Cadéron, S., Houle, P., et Sharma, K.N.M., 2005. Géologie de la région du lac Charron (SNRC 32G08 et 32G09). Ministère des Ressources naturelles, Faune et des Parcs, Québec; RG 2005-02, 33 p.
- Salmon, B., et McDonough, B. 2011. Technical report on the mineral resource estimate of the Scott lake Project, Northern Québec, Canada. Rapport NI 43-101, Roscoe, Postle Associates Inc., 144 p.
- Schmitt, L., 1999. Rapport annuel d'exploration 1996-1997, propriété Joe Mann. Ministère des Ressources naturelles du Québec, rapport GM 56367.
- Sharma, K.N.M., Gobeil, A., et Mueller, W., 1987. Stratigraphie de la région du lac Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport MB 87-16, 16 p.

- Simard, M., 1992. Géologie de la région du lac Rohault (Chibougamau). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport MB 92-23, 43 p.
- Tait, L., 1992. Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport MB 91-29. 85 p.
- Tait, L., Pilote, P., Chown, E.H., 1987. Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune, district de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport MB 87-24. 119 p.
- Thibault, P. et Daigneault, R., 1984. Partie sud-ouest du Canton de Queylus, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, rapport DP 85-11, carte annotée.
- Trépanier, S., 2011a. Norme LITHOMODELEUR. Projet CONSOREM 2011-04, 89 p.
- Trépanier, S., 2011b. Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. Projet CONSOREM 2008-07, 209 p. (disponible sur www.consorem.ca)
- Trépanier, S., 2013. Logiciel LITHOMODELEUR CONSOREM, version 3.5.1. Projet CONSOREM 2012-05.
- Vermette, D., De Chavigny, B., et Blanchet, C., 2001. Rapport sur les travaux d'exploration de surface, été 2000, Mines Sudbury Contact Ltée, propriété Fenton. Ministère des Ressources du Québec, GM-58665, 42 p. plus annexes.
- Wagner, W.R., 1978. Geology of the Chibex gold deposit, Chibougamau, Québec. Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 105 p.

Annexe 1 - Échantillons lithogéochimiques prélevés sur le terrain en juin et août 2012

#	Localisation	X_UTM83_Z18	Y_UTM83_Z18	Description échantillon
1	Joe Mann (Zone Veine P1)	539105	5482213	Dyke felsique, 1 m épaisseur. N278°/63°, gris moy. 2 % Biotite. Altération faible. Massif recoupé par faille, dans gabbro.
2	Joe Mann (Tranchée 95-Norhart-01)	542238	5482808	Dyke felsique gris moyen, au nord du Lac Norhart, plan schistosité bien développé par 2-3 % Biotite. Tr. Py.
3	Joe Mann (Tranchée 95-Norhart-01)	542244	5482812	Intrusion felsique principale, au nord du Lac Norhart, foliation soulignée par Biotite. Lég. CB, tr. sulfures, oxydes de fer, rouillé lég.
4	Joe Mann (Tranchée Veinor-1, Currie-Mills)	543897	5482717	Dyke felsique N310°/76°, 2 m épaisseur, granulaire massif, 2-3 % amphiboles. Légèrement altéré et minéralisé.
5	Gîte R-14 (Tranchée Tr-01)	553308	5497442	Dyke felsique, 1 m épaisseur, schistosité bien développée par muscovite, 3-5 % ferro-magnésiens.
6	Gîte R-14 (Tranchée Tr-02)	552348	5497125	Dyke felsique/intermédiaire, 3 m épaisseur, 5-7 % Biotite, massif. Faible carbonatation.
7	Propriété Dollier (décapage Zone Delinel)	564174	5504079	Dyke I1 ou volcanite felsique, linéation étirement prononcée. Lég. altéré, 1 % oxydes, amphibolitisé.
8	Propriété Dollier (Tranchée à 300 m à l'ENE de la Zone Delinel)	564448	5504201	Dyke felsique, linéation étirement prononcée, muscovite, inf. 1-2 % ferro-magnésiens. Faible carbonatation, 1 % Py.
9	Gîte Fenton (Tranchée)	473503	5484370	Dyke felsique, 1 m épaisseur, gris moyen, fracturé, massif, semble boudiné, 1-2 % BO, 1 % oxydes fer. Légèrement altéré.
10	Gîte Fenton (Tranchée)	473434	5484308	Dyke ou petite intrusion tonalite, 25 m épaisseur minimum, muscovite, très peu de ferro-magnésiens. Tr. PY, veinules QZ, altération faible CB, tr. à inf. 1 % PY.
11	Joe Mann (Forage H-550: 103,5 - 103,8 m)	541616	5482659	Dyke felsique équigranulaire, légèrement altéré (Sr-CB), qqes vns Quartz. 5-7 % ferro-magnésien. Biotite.
12	Joe Mann (Forage H-535: 85.9 - 86,3 m)	541907	5482833	Dyke intermédiaire porphyrique (5-10 % Feldspath) 15-20 % ferro-magnésien dans basalte. Alt: Feldspaths altérés en SR, tr. Py. pas de schistosité.
13	Joe Mann, gîte Montgomery (Forage H-454 à 182,6 m)	538342	5481557	Intrusion felsique, 5-7 % yeux de quartz, 2-3 % lattes de feldspath, 2-3 % Biotite. Altération moyenne en Sr. Lég. schistosité.
14	Joe Mann (Forage VM-89-17: 176,8 - 177,40 m)	543472	5482544	Dyke QFP, 10-15 % Feldspath, 2-3 % Biotite, Équigranulaire, non-déformé.
15	Lac Meston (Forage H-457 (147,8 m)	536273	5480237	Au cœur du Stock de Meston. Granodiorite, 80-85 % Feldspath, porphyrique, 2-4 mm, 5-10 % Quartz porphyrique, 1-3 % Biotite, peu altéré, tr. Py. Non déformé.

#	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ _Total	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	LOI	Total	As	Ba	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er
1	69,89	0,26	15,70	2,12	0,03	1,15	2,61	5,99	1,63	2,03	101,55	-20	540	17,3	7	166,92	1,52	-3	0,66	0,33
2	62,28	0,58	15,41	6,65	0,06	2,68	6,56	2,46	1,65	2,03	100,78	-20	275	40,9	22	190,65	1,68	155,83	1,93	1,16
3	74,25	0,27	14,95	2,56	0,01	0,87	1,97	2,75	2,40	1,43	101,68	-20	420	45,6	18	122,12	0,91	577,06	1,65	1
4	70,69	0,43	14,94	2,22	0,02	0,91	3,91	2,25	3,07	3,09	101,69	-20	379	40,6	2,8	64,39	0,68	-3	2,07	1,33
5	63,34	0,44	15,21	4,07	0,05	2,16	3,80	5,41	0,92	5,36	101,02	-20	228	27,2	15,9	129,20	0,86	39,38	1,42	0,716
6	64,62	0,73	16,02	4,93	0,05	2,61	3,57	4,94	1,49	2,44	101,55	-20	411	39,9	14,4	154,09	2,6	20,16	1,55	0,777
7	78,32	0,17	14,06	1,25	0,01	0,23	0,68	4,91	1,42	0,93	102,15	25,92	635	55	2,3	278,58	0,3	52,71	2,5	1,68
8	78,48	0,01	13,80	1,14	0,01	0,11	0,93	5,70	0,76	0,85	101,98	-20	291	22,1	1,4	226,31	0,13	29,35	3,43	2,27
9	68,60	0,18	16,74	2,64	0,04	1,13	1,33	8,22	0,16	1,08	100,20	-20	56,7	13,5	6,2	296,10	-0,14	26,87	0,64	0,33
10	69,14	0,15	16,65	2,03	0,03	1,14	2,40	4,98	0,97	1,60	99,24	-20	259	16,3	6,3	182,94	0,15	93,76	0,49	0,23
11	72,78	0,22	14,20	1,98	0,02	0,65	2,79	4,67	1,26	1,62	100,35	34,84	327	24,2	4,7	209,47	0,5	32,30	0,62	0,28
12	61,36	0,63	15,67	6,08	0,07	3,59	5,79	3,37	1,12	1,58	99,48	-20	227	31	21	329,49	1,1	30,70	2,11	1,26
13	69,04	0,38	14,88	3,56	0,03	1,30	2,52	4,44	1,57	1,59	99,50	-20	538	77	7,7	231,77	0,75	29,88	2,07	1,32
14	72,90	0,17	15,46	1,38	0,01	0,57	2,29	5,86	0,66	0,77	100,17	24,64	466	17,8	3	353,63	0,75	19,18	0,44	0,2
15	67,67	0,31	15,99	2,72	0,03	1,10	3,58	5,79	1,40	0,89	99,64	-20	413	15,6	7,4	279,23	0,25	34,91	0,78	0,38

#	Eu	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Te	Th	Tm
1	0,54	1,33	2,3	0,124	8	0,039	9,7	2,32	8,12	25,70	5,36	2,1	57,7	-7	1,58	1,3	605	0,15	0,16	-1,3	1,8	0,04
2	1,13	2,89	3,12	0,39	19	0,149	7,5	4,4	18,2	79,26	2,61	4,89	69,4	-6	3,2	2,4	427	0,33	0,37	-1,2	2,9	0,15
3	0,78	2,59	4,14	0,34	23	0,174	9,3	4,42	17,8	47,49	2,73	5,1	72,9	-6	2,9	1,4	258	0,44	0,33	-1,3	3,3	0,168
4	0,7	2,9	4,19	0,44	19	0,210	5,5	5,28	16,8	12,37	1,78	4,72	87	-5	3,1	1	80,1	0,51	0,38	-1	3	0,2
5	0,89	2,4	2,84	0,28	11,9	0,087	6,8	2,66	13,5	36,02	2,1	3,4	28,3	-7	2,6	1,4	108	0,22	0,3	-1,3	1,3	0,087
6	0,98	2,59	3,24	0,3	20	0,096	8,1	16,8	16,5	56,21	2	4,7	39,6	-6	3,1	3	306	0,32	0,32	-1,3	2,7	0,103
7	0,68	3,43	3,61	0,53	25	0,230	12	6,1	22,5	15,16	2,87	6,51	43,9	-6	3,9	10,2	32,7	0,66	0,46	-1,3	5,7	0,25
8	0,56	3,49	2,8	0,75	10,3	0,320	10,9	5,65	11,8	12,77	1,96	3	21,4	-6	3,3	7	25,3	0,78	0,6	-1,1	4,4	0,32
9	0,36	1,18	2,16	0,129	5,9	0,040	9,6	1,49	6,22	23,52	1,2	1,68	3	-7	1,26	5,6	47,5	0,15	0,17	-1,4	1	0,04

#	Eu	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Te	Th	Tm
10	0,31	1,12	1,89	0,09	7,9	0,026	6,4	0,98	7,23	20,17	2,99	2	28,3	-5	1,28	2,2	282	0,11	0,13	-1,1	0,94	0,031
11	0,47	1,34	2,97	0,123	13,1	0,038	11,7	3,22	8,61	50,24	3,86	2,5	40,2	-6	1,51	2,4	231	0,3	0,17	-1,3	1,5	0,03
12	0,94	2,72	1,93	0,45	15,1	0,162	11,2	4,59	13,7	126,49	2,42	3,6	50,7	-6	2,8	3	253	0,42	0,4	-1,2	1,8	0,18
13	1,17	3,66	4,52	0,43	35,3	0,190	8,8	8,17	29,3	159,74	5,81	8,57	47,4	-6	4,31	6,5	353	0,66	0,43	-1,2	4,9	0,19
14	0,43	1,15	2,59	0,083	8,2	0,026	12	2,32	8,22	95,50	5,52	2,2	23,1	-7	1,58	3	574	0,21	0,14	-1,3	1	0,026
15	0,52	1,35	2,3	0,148	7,4	0,048	10,4	1,91	7,69	72,30	5,45	2	35,8	-5	1,57	8,3	475	0,147	0,19	-1,1	0,3	0,043

#	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr
1	0,59	42,11	1,1	2,93	0,27	44,31	88,8
2	0,82	103,6 3	2,2	10,11	1,04	38,61	131
3	0,63	26,50	4,2	9,22	1,07	23,09	182
4	0,62	45,39	6,3	11,98	1,35	8,16	185
5	0,52	73,49	3,9	7,81	0,61	129,59	129
6	0,55	72,89	0,9	8,21	0,65	66,02	152
7	1,55	18,15	3	15,94	1,53	12,66	138
8	1,52	8,96	1	23,46	2,13	-5	77,2
9	0,35	53,46	1	3,13	0,31	23,35	86,4
10	0,22	16,58	0,8	2,23	0,19	35,79	77,2
11	0,41	28,22	1,4	3,10	0,27	21,01	131
12	0,56	99,37	1,4	12,24	1,11	45,23	81
13	1,19	49,96	1,5	12,36	1,26	27,51	217
14	0,63	25,44	1,1	2,60	0,19	29,46	116
15	0,31	47,68	1	3,94	0,33	56,35	102