
Reconnaissance de structures synvolcaniques majeures dans les environnements de sulfures massifs volcanogènes, nord-ouest de la Sous- province d'Abitibi

Projet 2009-04

Par : Stéphane Faure, Ph.D
2010



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., 2010. Reconnaissance de structures synvolcaniques majeures dans les environnements de sulfures massifs volcanogènes, nord-ouest de la Sous-province d'Abitibi. Rapport, Projet CONSOREM 2009-04, 34 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

Ce projet conceptuel se base sur le principe que l'architecture des empilements de roches volcano-sédimentaires de l'Abitibi résulte d'une organisation primaire et synvolcanique, modifiée subséquemment par la déformation. L'architecture volcanique du NO de l'Abitibi, avec un accent particulier pour les camps miniers zincifères de Matagami et de Selbaie, est testée avec cette approche. Le projet permet en plus de valoriser les données géologiques et lithogéochimiques ainsi que les récents levés magnétiques et gravimétriques couvrant ce secteur.

Il est proposé que les unités felsiques des flancs Nord, Sud et Ouest du camp de Matagami soient des entités distinctes matérialisant la présence de failles synvolcaniques de bordures de grabens et/ou de calderas. Ces failles sont soulignées, outre la présence de rhyolites, par une abondance de dykes felsiques calco-alcalins ainsi que par des dykes mafiques magnétiques clairement identifiables sur les levés aéromagnétiques de haute résolution. Le flanc Sud est de plus caractérisé par une famille principale de failles synvolcaniques orientée NO-SE et une famille secondaire orientée ENE. Ces failles sont soulignées par l'alignement des sulfures massifs, des changements abrupts de l'attitude de la Tuffite Clef, des arrêts ou des changements d'épaisseur d'unités rhyolitiques, de la démagnétisation, et de l'altération typiquement volcanogène (lessivage des alcalins et enrichissement en fer selon la méthode des bilans de masse par précurseurs modélisés). L'interprétation des levés aéromagnétiques et gravimétriques au sol permet de souligner la présence d'une structure d'orientation NO située à mi-chemin entre les flancs Sud et Ouest. Cette structure est constituée d'un corridor de dykes et de petites intrusions dioritiques magnétiques. Elle est interprétée, avec le flanc Ouest, comme un des deux conduits nourriciers de l'intrusion synvolcanique de McIvor. Il s'agit d'une structure synvolcanique qui délimite à l'est deux probables intrusions mafiques, enfouies, dont la signature gravimétrique est similaire au complexe synvolcanique de la Rivière Bell. Cette structure supporte l'idée d'une zone en extension de type graben. La faille du flanc Ouest est recoupée au nord par un bassin synvolcanique linéaire et étroit (3 à 10 km par plus 100 km de longueur) orienté E-O et fortement magnétique, à l'intérieur duquel sont documentés en forage des volcanites felsiques calco-alcalines, des sulfures massifs, et des niveaux d'exhalites (tuffites).

Avec les mêmes arguments, des failles synvolcaniques sont également proposées pour le camp minier de Selbaie à l'ouest de Matagami. Ces failles ceinturent un domaine de rhyolites et

d'andésites d'affinité calco-alkaline situées de chaque côté de l'intrusion synvolcanique de Brouillan, également calco-alkalin. Le gradient vertical de l'anomalie de Bouguer (levé hélicoptéré du DP 2008-02) montre que les anomalies négatives correspondraient à deux étroits bassins de volcanoclastites allongés ESE et à deux conduits nourriciers de l'intrusion de Brouillan. Le bassin le plus au nord contient les volcanites felsiques et les minéralisations des anciennes Mines Selbaie. Une famille de failles synvolcaniques secondaires orientée NE-SO, matérialisé entre autres par la Zone B de Selbaie, découpe le bassin hôte de la minéralisation.

La géométrie et la chronologie relative entre les failles synvolcaniques interprétées dans le NO de l'Abitibi permet de proposer une reconstitution de l'architecture des failles et des arcs volcaniques entre 2720 et 2730 Ma environ, ceci en éliminant les bassins sédimentaires et en reconstituant la position des blocs avant les mouvements proposés le long de failles. L'un des scénarios proposés est que le camp minier de Joutel (Zn-Cu) ait été juxtaposé au flanc Ouest de Matagami et la bordure sud du bassin de Selbaie serait le prolongement de ce flanc vers le NO. La marge NE du complexe volcano-plutonique calco-alkalin de Selbaie pourrait s'inscrire dans la continuité NO du flanc Sud de Matagami. Ce genre de modélisation conceptuelle permet d'ouvrir de nouveaux secteurs d'exploration pour les sulfures massifs volcanogènes.

TABLE DES MATIÈRES

Avertissement.....	i
Sommaire exécutif.....	ii
Table des matières.....	iv
Liste des figures.....	v
1 INTRODUCTION.....	1
2 PROBLÉMATIQUES ET OBJECTIFS.....	1
3 DONNÉES UTILISÉES.....	2
3.1 Géologie.....	2
3.2 Lithogéochimie.....	3
3.3 Géophysique.....	3
4 MÉTHODOLOGIE.....	3
4.1 Classification des données lithogéochimiques et transfert vers la carte géologique.....	3
4.2 Reconnaissance de failles synvolcaniques.....	5
4.2.1 Arguments géologiques.....	5
4.2.2 Arguments géochimiques.....	6
4.2.3 Arguments géophysiques.....	6
5 Résultats et interprétations.....	7
5.1 Carte des affinités volcaniques du NO de l'Abitibi.....	7
5.2 Interprétation de failles synvolcaniques dans le camp de Matagami.....	7
5.2.1 Rhyolites du flanc Sud.....	8
5.2.2 Sulfures massifs.....	10
5.2.3 Altérations (bilans de masses).....	12
5.2.4 Sills et dykes.....	14
5.2.5 Domaines magnétiques et failles.....	15
5.2.6 Gravimétrie et plutons enfouis.....	18
5.3 Interprétation de failles synvolcaniques dans le camp de Selbaie.....	19
5.3.1 Failles synvolcaniques dans la région des anciennes Mines Selbaie.....	19
5.3.2 Géophysique.....	21
5.4 Intégration régionale et reconstitution paléogéographique.....	23
5.4.1 Reconstruction de l'architecture de l'arc volcanique Selbaie-Matagami-Joutel.....	23
6 DISCUSSION et CONCLUSION.....	28

Remerciements	30
Références	31

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Localisation de la région d'étude (encadré blanc) dans la Sous-province d'Abitibi. Carte géologique selon SIGEOM (2007).....	1
Figure 2. Cheminement, critères et diagrammes utilisés pour discriminer l'affinité géochimique des échantillons lithogéochimiques (tholéiitique, transitionnel et calco-alcalin).....	4
Figure 3. Cheminement et diagrammes utilisés pour classer les échantillons lithogéochimiques, de rhyolite à basalte.	4
Figure 4. Carte des affinités géochimiques selon la classification de Barrett et MacClean (1994) des roches volcaniques intrusives et extrusives du NO de l'Abitibi. Les régions laissées en blanc représentent des intrusions orogéniques ou ultramafiques, ou des bassins métasédimentaires.	7
Figure 5. Carte géologique du Camp minier de Matagami (modifiée du Sigeom 2009, Xstrata Zinc, cette étude) montrant la distribution des gisements de sulfures massifs volcanogènes (carrés rouges). Les tirets blancs représentent la trace axiale interprétée de l'Anticlinal de Galinée.	8
Figure 6. Analogie à la même échelle entre le flanc Sud à Matagami (A) et des failles bordières de la caldera de Monowāi (B) dans l'arc de Kermadec soulignées par les accolades blanches (Wright <i>et al.</i> , 2008).	10
Figure 7. Cheminées d'altération et/ou de filonets de sulfures (en jaune) des principaux gisements du flanc Sud dans leur position actuelle ou basculées à la vertical afin d'illustrer la relation angulaire avec les lentilles de sulfures massifs (en rouge) et l'attitude des coulées volcaniques ou des tuffites (ligne pointillée bleue). Toutes ces géométries sont à la même échelle et suggèrent que l'ensemble de l'empilement volcanique du flanc Sud était basculé avant que ne se mettent en place les amas de sulfures massifs. À noter que les amas sont localisés aux endroits où il y a un déplacement du litage et/ou un changement d'attitude d'horizons repères. Redessiné à partir de documents de Xstrata Zinc.	12
Figure 8. Bilan de masse absolue calculé à partir de précurseurs modélisés (Trépanier, 2009) pour le Camp minier de Matagami. A) Na ₂ O, B) K ₂ O et C) Fe ₂ O ₃ total. Les valeurs sur la barre de couleurs représentent les gains (+) et pertes (-) de masse en g/100g. Traits noirs représentent la trace de failles synvolcaniques interprétées.	13
Figure 9. Pourcentage de dykes par cellules de 200 m ² normalisé sur le nombre total d'observations de lithologie en forage avec la position des mines du Camp de Matagami et la trace de la Faille Daniel en surface avec son pendage moyen.....	15
Figure 10. Champ magnétique total en couleurs et en transparence sur la première dérivée verticale du champ total en tons de gris et ombragée avec les principales limites (lignes noires) de domaines magnétiques. Ces limites sont interprétées comme des failles synvolcaniques. Les ronds blancs avec un losange noir indiquent l'emplacement des dépôts de SMV. CLM : cisaillement du Lac Matagami, CLO : cisaillement Lac Olga.	16

Figure 11. Gravité résiduelle de l'anomalie de Bouguer mesuré au sol pour la région de

Matagami (données publiques de Jobin <i>et al.</i> , 2009 et non-publiques de Xstrata Zinc). Les fortes anomalies gravimétriques sont de couleur mauve et les faibles sont de couleur cyan à bleu. Gros carrés jaunes; Gisements de SMV; petits carrés jaunes; gîtes de SMV.	19
Figure 12. Carte géologique de la région des Mines Selbaie (modifiée du SIGEOM 2009). Plutons en tons de rose; rose pâle (felsiques) rose foncé (intermédiaire). Les plutons avec une trame de sigmoïdes sont des plutons syn- ou post-tectoniques. Intrusions ultramaïques en mauve foncé.	20
Figure 13. Champ magnétique total (MEGATEM de Xstrata Zinc) en couleurs et en transparence sur la première dérivée verticale du champ total en tons de gris et ombragé de la région des Mines Selbaie montrant la signature magnétique des diorites synvolcaniques (D) et des intrusions syntectoniques (S).	22
Figure 14. Gradient vertical du levé gravimétrique héliporté (DP 2008-02) montrant le principal bassin interprété de rhyolites (V1) à l'ouest des Mines Selbaie et l'enracinement de la granodiorite subcirculaire et une structure de graben orientée NNO sous les intrusions synvolcanique de Brouillan recoupant les diorites (traits blancs). V2; andésite. Les fortes anomalies gravimétriques sont de couleur mauve et les faibles sont de couleur cyan à bleu.	22
Figure 15. Carte géologique du NO de l'Abitibi avec les failles synvolcaniques proposées (trait gras noir). Dates d'après la compilation de Goutier et Melançon (2010). Même légende géologique que la Figure 11. Plutons en tons de rose; rose pâle (felsiques), rose foncé (intermédiaire). Plutons en gris représentent des intrusions syn ou post-tectoniques. Gisements (gros carré rouge) et gîtes (petit carré rouge) de Zn et/ou Cu.	23
Figure 16. Principaux bassins sédimentaires (cyan) et intrusions synvolcaniques (vert clair) avec les directions inférées d'extension régionale et locale. Les dates en noir (en Ma) proviennent d'intrusions. Les dates en mauve proviennent de roches sédimentaires (signe <) et celles en bleu de roches volcaniques. Dates d'après la compilation de Goutier et Melançon (2010). Les plutons en gris sont syn ou post-tectoniques.	24
Figure 17. Scénario I de reconstitution paléo-tectonique de l'arc volcanique du NO de l'Abitibi, camps miniers de Matagami, Selbaie et Joutel sans aucune modification des polygones de la carte géologique. A) Retrait du Bassin sédimentaire de Taïbi (2697-2685 Ma) et des volcanites de Cartwright (2721 Ma), gabbros (en brun); B) Références sur les dates dans le texte.	26
Figure 18. Scénario II de reconstitution paléogéographique de l'arc volcanique du NO de l'Abitibi, camps miniers de Matagami, Selbaie et Joutel. A) retrait du Bassin sédimentaire de Taïbi (2697- 2685 Ma) et des volcanites de Cartwright (2721 Ma); B). Références sur les dates dans le texte. C) CRB; complexe de la Rivière-Bell, CV; Complexe de Valrennes, CEF; Complexe d'Enjalran-Fenelon. Pour plus de détail se référer au texte.	27
Figure 19. Signature magnétique selon l'état final du scénario de reconstitution II montrant la similitude des anomalies magnétiques entre le Complexe d'Enjalran-Fenelon (E) et le flanc Nord (FN) de Matagami. Noter la continuité magnétique vers l'ouest et ensuite vers le sud de l'anomalie magnétique située dans le sud du Complexe de la Rivière Bell (CRB) et indiquée par les trois flèches noires.	28

1 INTRODUCTION

L'étude porte sur la reconnaissance de structures régionales synvolcaniques dans le NO de l'Abitibi (**Figure 1**). Elle couvre en particulier les camps miniers de Matagami (Zn-Cu) et de Selbaie (Zn-Cu-Au-Ag). Il s'agit d'un projet conceptuel qui vise à évaluer l'héritage volcanique de cette portion de l'Abitibi et à porter un nouveau regard sur l'exploration des sulfures massifs volcanogènes (SMV) dans les ceintures de roches vertes en général. Le camp minier de Matagami est traité avec plus de profondeur du fait de son importance économique. Il s'agit en effet du second district zincifère archéen en importance au monde après Kidd Creek (Timmins, Ont.) avec 5,3 Mt de Zn produites et en réserves.

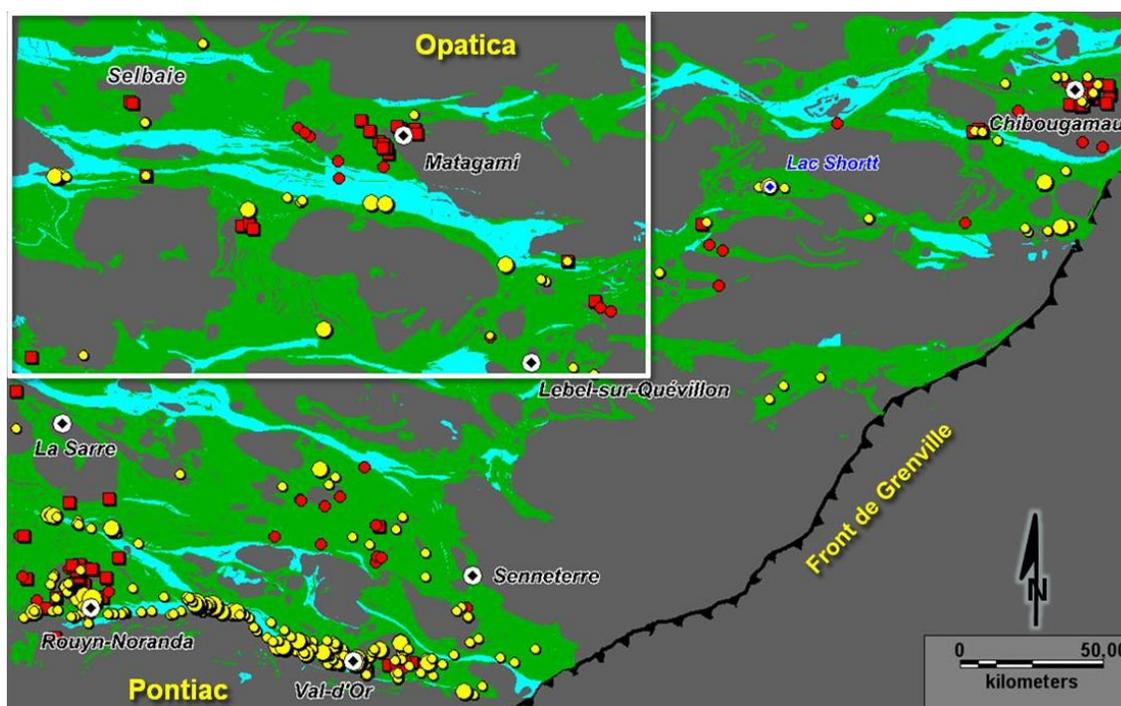


Figure 1. Localisation de la région d'étude (encadré blanc) dans la Sous-province d'Abitibi. Carte géologique selon SIGEOM (2007).

2 PROBLÉMATIQUES ET OBJECTIFS

La majorité des failles et des couloirs de déformation en Abitibi sont considérés comme des structures orogéniques (Daigneault *et al.*, 2004). Si cette conception est compatible avec les manifestations de la déformation ductile visible au sein de ces failles, elle n'exclut pas la possibilité que certaines structures aient été initiées très tôt dans l'histoire géologique, notamment lors de la formation des arcs volcaniques. La géométrie initiale de ces structures synvolcaniques pourrait avoir été préservée sachant que les domaines géologiques entre les

couloirs de déformation sont généralement peu déformés (Daigneault *et al.*, 2004).

L'intérêt d'étudier le NO de l'Abitibi réside dans le fait que beaucoup d'information s'est ajoutée depuis la synthèse régionale du début des années 1990 (Lacroix *et al.*, 1990; Lacroix, 1994), notamment plusieurs campagnes majeures de forages et des levés géophysiques régionaux de haute résolution (MEGATEM et gravimétrie). Si les camps ont été relativement bien étudiés, le cadre régional en terme d'architecture synvolcanique est plus difficile à contraindre, entre autres parce qu'il y a peu d'affleurements (épaisseur des dépôts quaternaires est importante) et l'information géoscientifique est principalement centrée autour des dépôts et des mines de sulfures massifs à l'intérieur des camps miniers. Le projet vise à mettre à jour l'information géologique dans le NO de l'Abitibi à partir des éléments suivants:

1. intégration de cartes géologiques de compagnies (informations non-publiques et publiques) à la carte du SIGEOM (2009),
2. augmentation du niveau de détails de certaines lithologies critiques pour la compréhension de l'architecture volcanique, notamment les rhyolites, exhalites, andésites, gabbros, sédiments et formation de fer, et
3. atténuation ou élimination de failles de cartes en utilisant l'information d'affleurements et de forages ainsi qu'en extrapolant les contacts et les failles par géophysique.

3 DONNÉES UTILISÉES

3.1 Géologie

La carte géologique de base provient des feuillets cartographiques aux 1 : 50 000 et 1 : 20 000 tels qu'archivés dans le système SIGEOM en 2009. Les cartes géologiques non publiques des compagnies Xstrata Zinc pour la région de Matagami et d'Aurizon Mines Ltd pour la région de Casa Berardi ont été intégrées. La carte de la région de Selbaie provient de l'intégration d'une carte publiée sur le site WEB de la compagnie COGITORE (www.cogitore.com) et d'une réinterprétation d'une cartographie de Verschelden et Poitras (1996).

Un fichier numérique a été construit pour regrouper toutes les données lithologiques ponctuelles de ce secteur. Ce fichier compte 133 380 points d'observation pour lesquels on retrouve des descriptions lithologiques et minéralogiques (pour l'altération et la minéralisation notamment). Toute l'information provenant d'affleurements et de forages du SIGEOM (2009), de Xstrata Zinc et d'Aurizon Mines Ltd a donc été regroupée dans un seul fichier. Ce fichier a permis de mieux définir ou préciser certaines unités clés et d'atténuer les failles de cartes.

3.2 Lithogéochimie

Au total, 62 995 échantillons lithogéochimiques (affleurements et forages) ont été compilés à partir des banques numériques du Sigeom (2009), de Xstrata Zinc, et d'Aurizon Mines Ltd. Les échantillons ont par la suite été classés en terme géochimique (nom de roche), d'affinité volcanique, et de contexte tectonique.

3.3 Géophysique

Dans le NO de l'Abitibi, les dépôts quaternaires peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. C'est pourquoi la géophysique est un outil indispensable à la compréhension géologique de cette région. Une compilation du champ magnétique total des levés MEGATEM (données inédites de Xstrata Zinc, 2006) et couvrant l'ensemble du territoire a servi de base pour l'interprétation géophysique. Les régions non couvertes par ces levés ont été comblées par des levés de plus basses résolutions (levés provinciaux et fédéraux) et le tout a été nivelé par une firme privée pour Xstrata Zinc. La première dérivée verticale a été calculée et des jeux d'ombrage et d'éclairage ont été appliqués.

Les données électromagnétiques (EM) des levés MEGATEM (Xstrata Zinc) et INPUT (Sigeom) ont été utilisées pour interpréter les conducteurs formationnels.

Deux levés gravimétriques ont été également utilisés pour interpréter l'architecture volcanique et les intrusions. Le premier concerne la partie NO du territoire, entre le camp de Matagami et la frontière de l'Ontario à l'ouest (DP 2008-02). Il s'agit d'un levé hélicopté dont l'espacement nominal des lignes de vol est de 500 m. L'autre levé, qui couvre le camp de Matagami, est une compilation de trois levés au sol avec un espacement nominal des stations de 500 m (Jobin *et al.*, 2009). À cette dernière compilation, une cinquantaine de nouvelles stations ont été ajoutées par Xstrata Zinc (données 2009 non publiques). Le gradient vertical de l'anomalie de Bouguer a été calculé ainsi que la résiduelle selon la suppression de l'anomalie régionale par une tendance polynomiale d'ordre 2.

4 MÉTHODOLOGIE

4.1 Classification des données lithogéochimiques et transfert vers la carte géologique

Les différentes banques de données lithogéochimiques provenant d'échantillons de surface et de forages, ont été formatées sur une base commune en s'inspirant de la structure du Sigeom. Chaque banque a été vérifiée pour certaines analyses, notamment le fer (FeO, Fe₂O₃total,

Fe₂O₃ analysé), la perte au feu (PAF mesuré ou estimé avec le CO₂ et H₂O mesurés), et le calcul à 100 % de la somme des 10 oxydes. Plusieurs erreurs ont été notées et corrigées.

Le logiciel de traitement de la lithogéochimie de Trépanier (2009) a été utilisé pour classer et catégoriser les 62 995 échantillons géochimiques. Selon la disponibilité des éléments majeurs et traces analysés, les échantillons ont été classés en terme d'affinité géochimique (tholéiitique, transitionnelle et calco-alkaline selon les ratios de Barrett et MacClean, 1994) et de noms de roches volcaniques (de rhyolite à basalte). Les schémas des **Figures 2** et **3** illustrent le cheminement, les critères, et les diagrammes qui ont été utilisés pour le classement des échantillons.

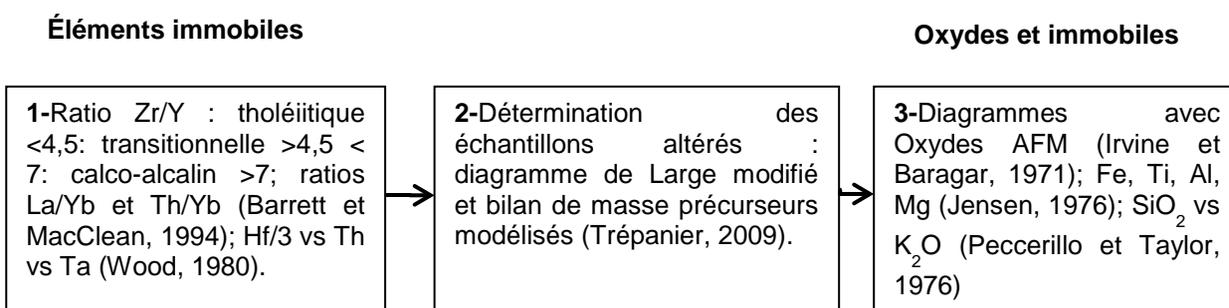


Figure 2. Cheminement, critères et diagrammes utilisés pour discriminer l'affinité géochimique des échantillons lithogéochimiques (tholéiitique, transitionnel et calco-alkalin).

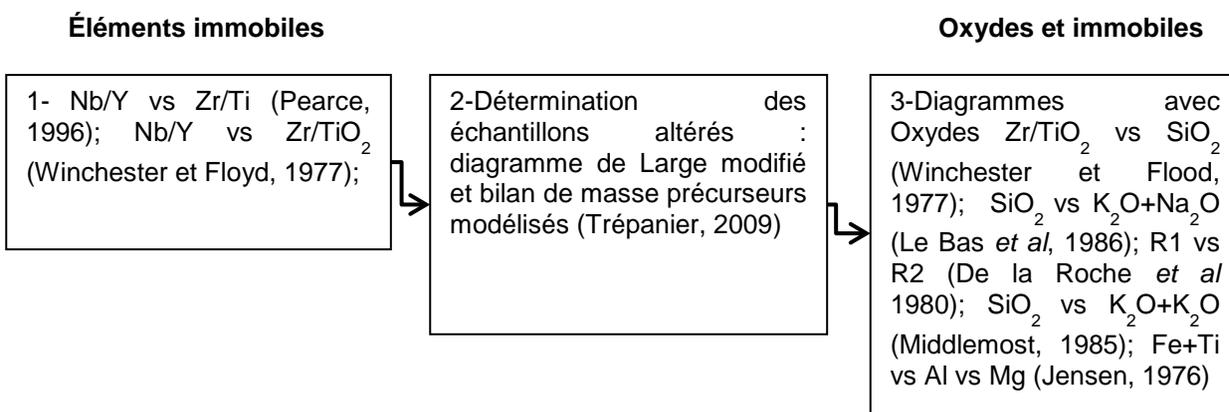


Figure 3. Cheminement et diagrammes utilisés pour classer les échantillons lithogéochimiques, de rhyolite à basalte.

Le résultat des classifications a été ajouté dans la base de données pour chaque échantillon selon les éléments géochimiques disponibles et les critères sélectionnés. Le transfert de l'information des données ponctuelles vers la carte géologique s'est fait en relation spatiale de la manière suivante : chaque polygone de la carte a interrogé le fichier de données lithogéochimiques (points) afin d'évaluer les proportions relatives pour chaque catégorie de

roches, calculées séparément pour les affinités et les classes. Une étiquette pour la dominance du type de roche et une autre pour celle de l'affinité ont été ensuite attribuées pour chaque polygone contenant au moins un point. À cause des problèmes d'échelles entre les cartes et les données de terrain, plus de la moitié des polygones ne contiennent aucune information géochimique. Cette information manquante a été complétée avec les polygones de la carte du Sigeom (2009) ou en interpolant visuellement à l'écran l'affinité et le type de roche d'un polygone dont l'information géochimique est connue vers un polygone vide adjacent. Cela a permis de produire une carte synthèse et interprétative uniforme.

4.2 Reconnaissance de failles synvolcaniques

Plusieurs arguments géologiques, géophysiques et géochimiques sont présentés afin de tester l'hypothèse que les bandes de roches felsiques des flancs Nord, Sud et Ouest à Matagami ainsi que la majorité des couloirs de déformation dans le NO de l'Abitibi sont des failles synvolcaniques.

4.2.1 Arguments géologiques

Selon Gibson et Kerr (1993) et Gibson *et al.* (1997), les critères de reconnaissance de failles synvolcaniques à une échelle locale (1 à 5 km) sont :

- l'intensification, la discordance, et les changements abrupts de l'altération hydrothermale;
- les changements abrupts d'épaisseur ou de faciès suivant les unités volcaniques ou arrêts nets d'unités;
- la présence de brèches volcaniques grossières, localisées et localement discordantes aux unités (Franklin, 1993); de roches fragmentaires, « foliées » ou schisteuses; et des veines de quartz, des stockwerks et des filonets de sulfures;
- l'alignement de complexes de dômes-cryptodômes rhyolitiques;
- des unités non faillées recouvrant des séquences faillées;
- l'abondance de réseaux de dykes ou apophyses liés à des intrusions synvolcaniques;
- des changements ou des ruptures de direction et/ou de pendage d'unités volcaniques;
- la présence de large volume de brèches mono et polygéniques;
- le télescopage stratigraphique de minéralisation de type SMV;
- une dépression volcanique allongée (graben).

Cette liste de critères n'est pas toujours applicable, principalement dans le NO de l'Abitibi, parce qu'il y a peu d'affleurements, que l'information est souvent restreinte à certains endroits sur 1 ou 2 km² et en forages, et qu'il n'y a pas de données et d'études sur la volcanologie physique. Les critères de reconnaissance des failles synvolcaniques à l'échelle régionale peuvent être différents de ceux pour une échelle locale.

4.2.2 Arguments géochimiques

Les altérations ont généralement des expressions géochimiques significatives, en particulier le long de failles synvolcaniques et dans les cheminées d'altération sous, et parfois au-dessus, des sulfures massifs volcanogènes (Franklin, 1997). La méthode des bilans de masses est particulièrement adaptée car les gains (ajouts) et les pertes (lessivage) de masses calculés pour certains éléments sont directement liés aux paramètres et processus hydrothermaux qui génèrent ces amas. La méthode des bilans de masses à précurseurs modélisés (Trépanier, 2009) a été utilisée.

À une échelle régionale, les limites rectilignes entre deux domaines volcaniques d'âges et/ou d'affinité géochimique différents sont souvent l'expression de structures synvolcaniques régionales comme des failles de caldeiras ou de graben.

4.2.3 Arguments géophysiques

Le changement d'intensité du magnétisme des roches est un phénomène complexe. Le magnétisme de la roche s'acquiert lors de sa cristallisation et peut-être modifié subséquemment par des processus d'altération, de déformation et de métamorphisme. En Abitibi, les limites franches entre deux domaines de grain (texture) ou de rubanement magnétiques différents représentent généralement des failles majeures. Les axes de conducteurs électromagnétiques (EM) représentent des niveaux de graphite et, dans une moindre mesure, de pyrrhotite. Ils sont des indicateurs de pauses volcaniques aux sommets de coulées. Les relations angulaires entre deux séries d'axes de conducteurs ou des arrêts abrupts de conducteurs sont également interprétées comme des failles. Dans les deux cas cependant, il n'y a pas d'argument pour distinguer une faille synvolcanique d'une faille orogénique.

5 RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

5.1 Carte des affinités volcaniques du NO de l'Abitibi

La compilation des échantillons lithogéochimiques et leur traitement ont permis de mettre en carte les affinités des roches volcaniques effusives et intrusives (**Figure 4**). Sur cette carte, la majorité des centres volcano-plutoniques calco-alcalins sont entourés par des roches volcaniques tholéiitiques. Les roches d'affinité transitionnelle sont systématiquement associées aux roches calco-alcalines.

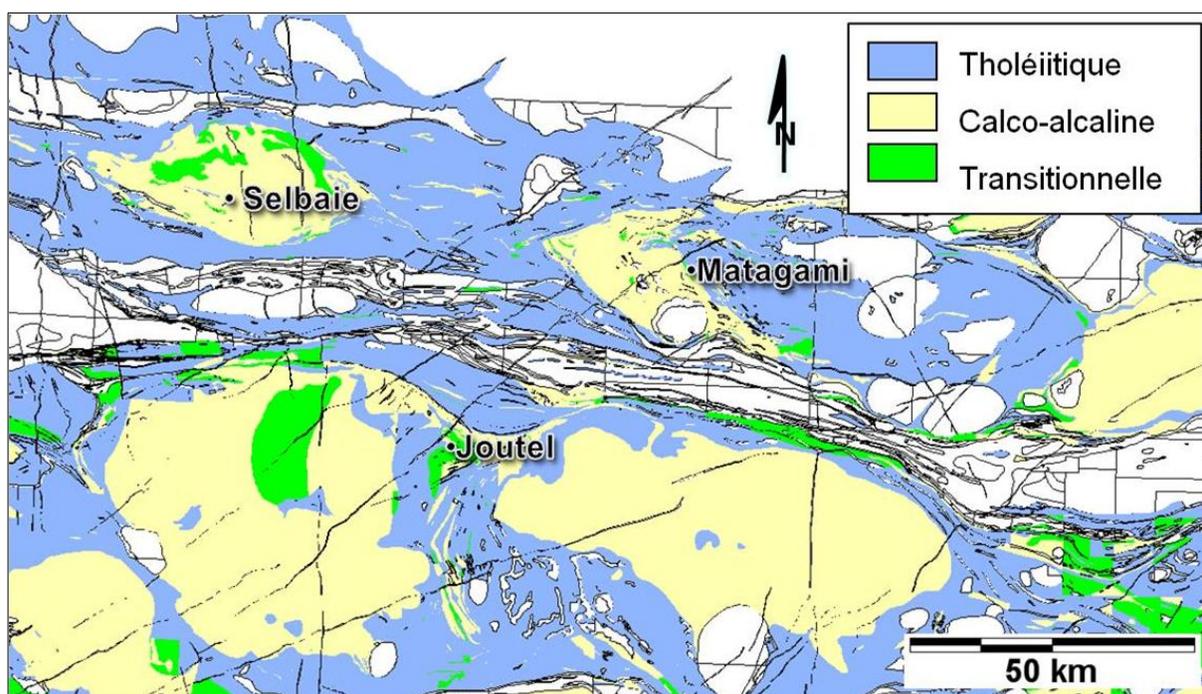


Figure 4. Carte des affinités géochimiques selon la classification de Barrett et MacClean (1994) des roches volcaniques intrusives et extrusives du NO de l'Abitibi. Les régions laissées en blanc représentent des intrusions orogéniques ou ultramafiques, ou des bassins métasédimentaires.

La principale unité de rhyolites hôte des minéralisations, la Formation de Lac Watson, est présente à l'intérieur de trois segments de 20 km de longueur par moins de 2 km d'épaisseur. Le segment E-O du flanc Nord, à pendage fort (80-90°) vers le nord, et celui NO-SE du flanc Sud à pendage entre 10 et 80° (moyenne à 45°) sont définis par rapport à un hypothétique anticlinal (l'anticlinal de Galinée) passant au centre du complexe synvolcanique mafique de la Rivière Bell (**Figure 5**). Le flanc Ouest à pendage fort (80°) correspond à un autre horizon de rhyolites orienté NO-SE situé à 15 km à l'ouest du flanc Sud. Mis à part le flanc Nord qui représente un corridor de déformation ductile, le reste de la région présente globalement peu de déformation ductile, en particulier sur le flanc Sud où la schistosité y est inexistante ou

localement peu développée. Un des modèles d'exploration préconisés depuis plusieurs années dans le camp par plusieurs entreprises repose sur ce plissement régional. Il y est proposé que les unités de rhyolites entre les flancs soient en continuité latérale, c'est-à-dire qu'avant le plissement, les séquences minéralisées du flanc Nord étaient contiguës au-dessus du Complexe de la Rivière Bell (CRB) et que celles du flanc Sud le seraient avec le flanc Ouest, sous les andésites de la partie centrale du camp (**Figure 5**), ouvrant ainsi tout le secteur en profondeur entre les flancs Sud et Ouest.

L'hypothèse soutenue dans le présent rapport est plutôt à l'effet que les trois flancs seraient le lieu de failles synvolcaniques distinctes ayant contrôlé la mise en place des bandes de rhyolites le long de ces flancs. Les arguments présentés s'appuient sur des observations et des interprétations géologiques à l'échelle régionale.

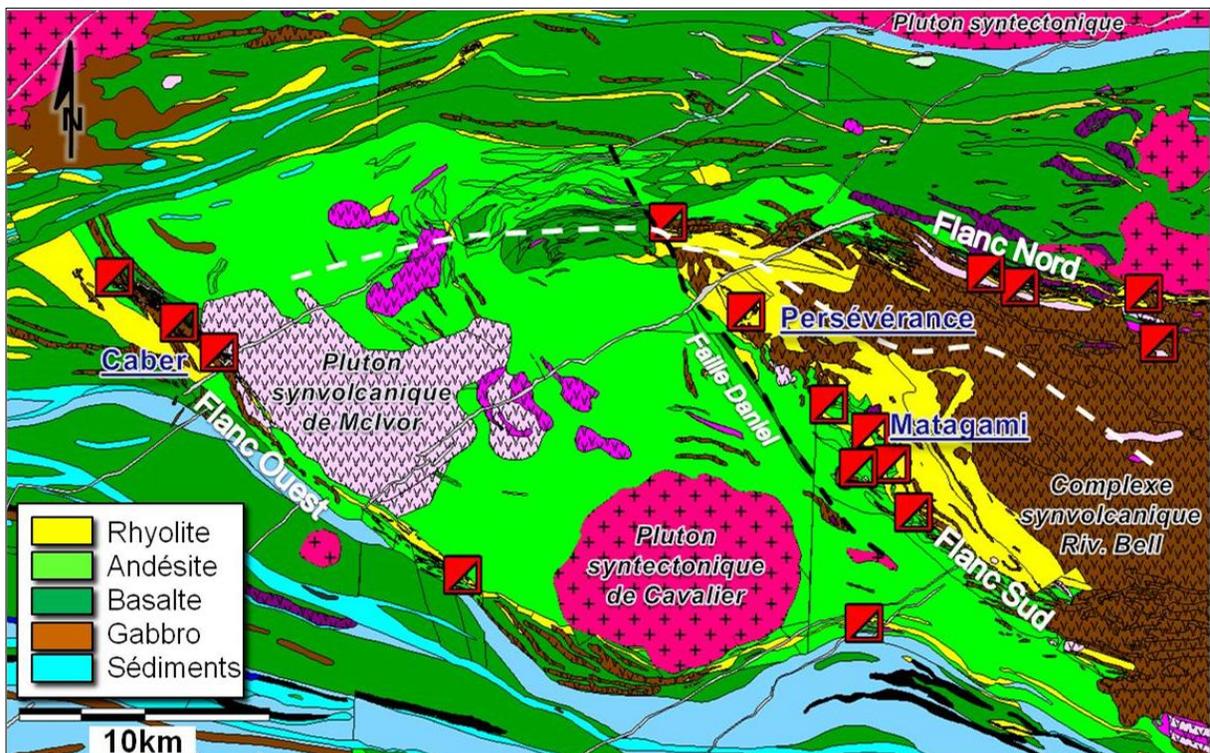


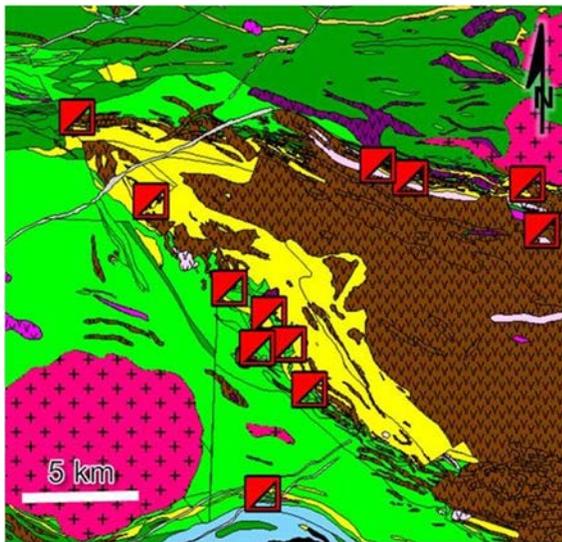
Figure 5. Carte géologique du Camp minier de Matagami (modifiée du Sigeom 2009, Xstrata Zinc, cette étude) montrant la distribution des gisements de sulfures massifs volcanogènes (carrés rouges). Les tirets blancs représentent la trace axiale interprétée de l'Anticlinal de Galinée.

5.2.1 Rhyolites du flanc Sud

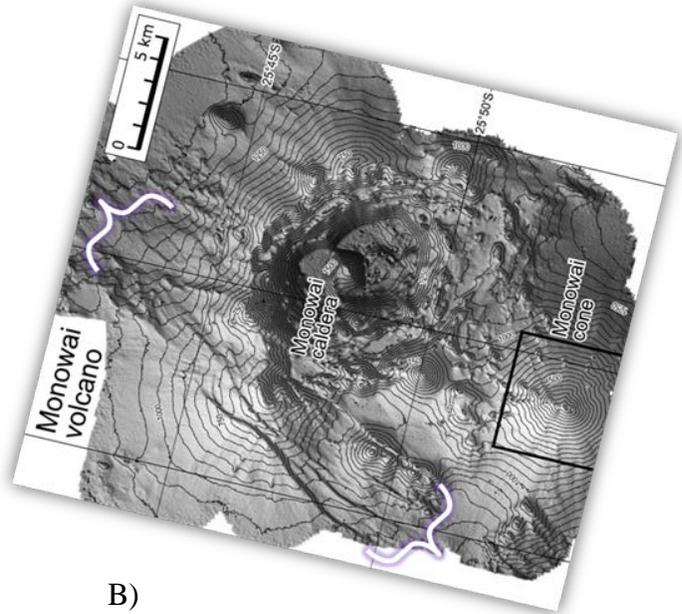
L'alignement de dômes et cryptodômes rhyolitiques dans une séquence volcanique est une indication de la présence d'une structure nourricière synvolcanique proximale le long de laquelle sont associés des systèmes hydrothermaux et parfois des SMV, tel que proposé par Dimroth et

al. (1978) et Gibson et Galley (2007) dans le camp de Noranda. La haute viscosité des laves felsiques et leur refroidissement rapide dans l'eau font que les épanchements sont restreints par rapport aux dykes nourriciers. La reconnaissance de ces dômes est capitale puisqu'ils sont un vecteur direct vers la proximité de structures synvolcaniques. Les morphologies et l'architecture des différentes coulées rhyolitiques à Matagami ne sont pas bien comprises. Selon les observations des géologues de Xstrata Zinc, la morphologie des coulées de rhyolites semble différente des dômes rhyolitiques du camp de Noranda. Les coulées sont homogènes et les faciès de brèches semblent rares. Les rhyolites à Matagami sont des volcanites tholéitiques de type FIIIb (Gaboury et Pearson, 2008). Il est probable qu'elles étaient moins visqueuses (plus chaudes) et qu'elles se seraient épanchées sur de plus grandes distances que dans le camp de Noranda. Un flux d'extrusion soutenu et vigoureux pourrait expliquer ces énormes épanchements de roches felsiques.

Les modélisations thermiques et les simulations numériques de Carr (2004) et Carr *et al.*, (2008) sont compatibles avec la mise en place sur une longue période de temps de laves de hautes températures en bordure d'une intrusion synvolcanique (intrusion de la Rivière Bell). Les modélisations analogiques et les modèles conceptuels montrent que les failles périphériques de caldeiras correspondent aux limites de la chambre magmatique sous-jacente (Troll *et al.*, 2002; Stix *et al.*, 2003; Cole *et al.*, 2005; Mueller *et al.*, 2009). La Faille Daniel qui borde la partie ouest du flanc Sud pourrait être interprétée comme une faille de graben d'une caldeira tel que le démontrent les modèles analogues de Holohan *et al.*, (2005) et la morphobathymétrie de volcans d'arcs océaniques actuels (**Figure 6**). L'emplacement actuel de la faille correspondrait plus ou moins à la limite du CRB en profondeur. Les deux sections sismiques LITHOPROBE qui traversent le flanc Sud, montrent que la Faille Daniel (**Figure 5**) correspond à un système complexe des failles normales et listriques et de failles inverses (Calvert et Li, 1999; Adam *et al.*, 2000) compatibles avec les modélisations analogiques (Mueller *et al.*, 2009). Cette géométrie de failles est s'intègre très bien dans un régime volcanique en extension et pourrait être d'origine synvolcanique.



A)



B)

Figure 6. Analogie à la même échelle entre le flanc Sud à Matagami (A) et des failles bordières de la caldera de Monowai (B) dans l'arc de Kermadec soulignées par les accolades blanches (Wright *et al.*, 2008).

Les mêmes arguments peuvent s'appliquer pour le flanc Nord. Ce flanc pourrait représenter une zone de failles synvolcaniques bordières du CRB. La chronologie relative entre les failles Daniel et du flanc Nord n'est pas définie. Il est à noter que le prolongement de la Faille Daniel au niveau et au-delà de l'anticlinal de Galinée vers le nord (**Figure 5**) demeure spéculatif compte tenu qu'il n'y a pas de véritable contrôle sur le terrain ou en forage (comm. perso géologues Xstrata Zinc). Un argument pour ne pas poursuivre la Faille Daniel au-delà de la trace de l'anticlinal proposé est que la direction dominante E-O des unités volcaniques le long du flanc Nord se poursuit vers l'ouest sans interruption apparente, recoupant à angle fort et nettement la direction générale NO-SE des unités volcaniques du flanc Sud (**Figure 5**). Sur cette base purement géologique, ce recoupement indiquerait que la Faille du flanc Nord serait plus jeune que la Faille Daniel supportant ainsi une origine précoce synvolcanique (proto-faille Danielle) nourricière des coulées de rhyolites et qui aurait été active à plusieurs reprises, voir même réactivée durant l'orogénie ou au cours de périodes d'extension protérozoïques (diabases).

5.2.2 Sulfures massifs

L'alignement des SMV et de cheminées d'altération sont des critères sans équivoque qui soulignent la présence de failles synvolcaniques (Gibson *et al.*, 1997; Gibson et Galley, 2007). Les SMV sur le flanc Sud sont situés au niveau de la Tuffite Clef, un horizon repère d'exhalites. Les failles synvolcaniques identifiées jusqu'à présent sont une série de structures altérées

subverticales, orientées ONO-ESE, et de longueurs comprises entre 1 et 3 km dans le secteur des anciennes mines Isle Dieu, Orchan et Bell Allard (Lavallière *et al.*, 1994). Il s'agit de structures de deuxième ordre obliques par rapport à l'orientation du flanc. À l'échelle du camp, cet alignement des SMV parallèlement au flanc et à la Faille Daniel suggère qu'une structure cryptique de premier ordre, constituée probablement d'un réseau de failles synvolcaniques, serait présente sous les amas de sulfures massifs.

Un examen de la géométrie des cheminées d'altérations sous (et au-dessus) les gisements de SMV du flanc Sud permet de constater qu'elles sont systématiquement subverticales (plusieurs sections et longitudinales verticales ont été revues) et font un angle aigu d'environ 60° avec la stratification (**Figure 7**). Ces cheminées ne sont donc pas perpendiculaires à S0 comme on s'attend dans les modèles classiques de mise en place des SMV dans des coulées de laves massives. Cette attitude des cheminées par rapport à S0 peut être interprétée de deux manières. Il pourrait s'agir 1) de failles normales ou inverses synvolcaniques de caldera déjà à angle par rapport à la stratification horizontale ou 2) d'un basculement /affaissement majeur le long du flanc Sud suivi par la mise en place des SMV le long de structures verticales. Dans le camp de Noranda, les failles du chaudron (camp central) sont subverticales et les amas lenticulaires sont perpendiculaires à celles-ci (Gibson *et al.*, 1983; Setterfield *et al.*, 1995; Santaguida *et al.*, 2002; Gibson et Galley, 2007). C'est le cas par exemple du secteur de Persévérance dans le camp de Matagami où la stratification est subhorizontale (**Figure 7**). Sur la section sismique-réfraction orientée est-ouest au niveau de l'ancienne mine Bell Allard, Adams *et al.* (2000) interprète la Faille Daniel comme étant perpendiculaire à S0. Calvert et Li (1999) montrent sur une autre section (orientée nord-sud) que les failles autour de cette ancienne mine sont également perpendiculaires à la stratification, mais ils interprètent ailleurs sur cette section quelques failles à plus faible angle. Sur la base de ces derniers arguments, il est proposé que la majorité des SMV le long du flanc sud se sont mis en place dans des structures synvolcaniques après un basculement majeur, possiblement causé par la vidange de la chambre magmatique sous-jacente.

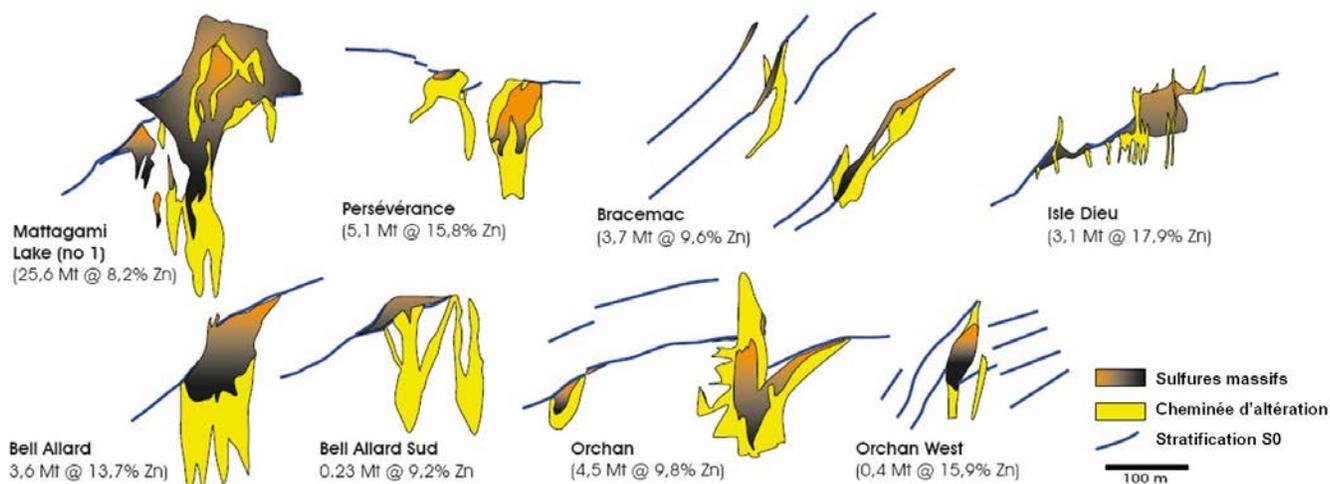


Figure 7. Cheminées d'altération et/ou de filonets de sulfures (en jaune) des principaux gisements du flanc Sud dans leur position actuelle ou basculées à la vertical afin d'illustrer la relation angulaire avec les lentilles de sulfures massifs (en rouge) et l'attitude des coulées volcaniques ou des tuffites (ligne pointillée bleue). Toutes ces géométries sont à la même échelle et suggèrent que l'ensemble de l'empilement volcanique du flanc Sud était basculé avant que ne se mettent en place les amas de sulfures massifs. À noter que les amas sont localisés aux endroits où il y a un déplacement du litage et/ou un changement d'attitude d'horizons repères. Redessiné à partir de documents de Xstrata Zinc.

5.2.3 Altérations (bilans de masses)

La distribution spatiale des altérations volcanogènes permet également de proposer que les flancs Nord et Sud soient des zones de failles synvolcaniques ayant canalisé les fluides hydrothermaux. La méthode de bilans de masses à précurseurs modélisés (Trépanier, 2009) a été appliquée sur la banque de Xstrata Zinc qui compte 23 127 analyses géochimiques d'échantillons. Il s'agit de la première étude utilisant les bilans de masse à l'échelle du camp de Matagami. La méthode calcule les gains et pertes en certains éléments et est indépendante des lithologies. La **Figure 8** montre le résultat du traitement sur l'ensemble des échantillons projetés (la troisième dimension n'est pas considérée) pour le Na_2O , K_2O et Fe_2O_3 total, respectivement. Le flanc Sud offre une section continue depuis la base (NE) vers le sommet (SO) du système hydrothermal puisque le pendage de la stratification est en moyenne à 45° vers le SO.

Le bilan de masse en Na_2O montre les régions de lessivage (pertes de masse) et d'enrichissement (gains de masse) qu'on retrouve typiquement dans les systèmes hydrothermaux de SMV (Franklin, 1993 et 1997). Sur le flanc Sud, une grande zone de lessivage des alcalis (Na_2O et K_2O) est identifiée à la base de l'empilement volcanique vers le NE. Il y a une démarcation très nette également à l'ouest du gisement Persévérance qui pourrait correspondre au tracé de la Faille Daniel. De plus petites zones de lessivage en ces éléments correspondant à plusieurs cheminées de SMV. Certaines petites zones correspondent à des gains en Na_2O . Il pourrait s'agir de chapeaux d'altération (cap) au-dessus de certains gisements (système télescopé).

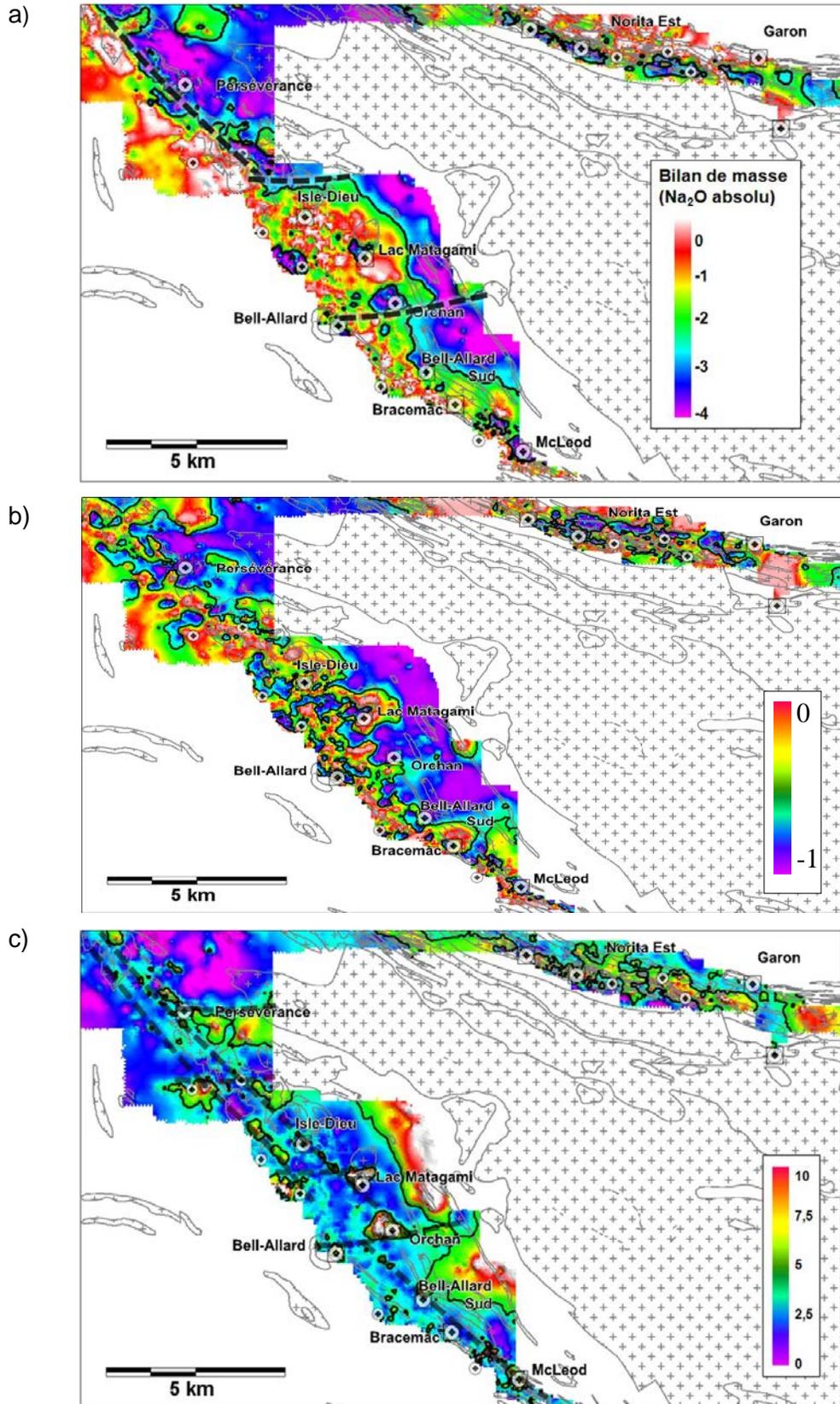


Figure 8. Bilan de masse absolue calculé à partir de précurseurs modélisés (Trépanier, 2009) pour le Camp minier de Matagami. A) Na₂O, B) K₂O et C) Fe₂O₃ total. Les valeurs sur la barre de couleurs représentent les gains (+) et pertes (-) de masse en g/100g. Traits noirs représentent la trace de failles synvolcaniques interprétées.

Les zones de forts gains en fer correspondent aux zones de sulfuration (amas) et de chloritisation (cheminées de chlorite ferrifère). Ces anomalies correspondent aux gisements et s'alignent en chapelet selon une direction NO-SE parallèle au flanc Sud (**Figure 8c**). Tel que mentionné précédemment, les cheminées sont subverticales et il est fort probable que les zones d'altération le sont également. Cet alignement pourrait représenter la faille de premier ordre du système. Les alignements d'anomalies secondaires orientés E-O représentent des discontinuités qui peuvent être interprétées comme des failles synvolcaniques d'une famille secondaire et à angle fort par rapport au flanc Sud.

5.2.4 Sills et dykes

Le flanc Sud est caractérisé par une abondance de filons-couches et de dykes et de quelques petits stocks. D'épais filons-couches de gabbros et de tonalites co-génétiques au CRB ainsi qu'une multitude de dykes de composition mafique à felsique, tholéitiques et calco-alcalins sont interceptés en forage avec de multiples orientations. L'abondance des filons-couches est actuellement remise en question par les géologues d'exploration (M. Dessureault comm. pers.). Il pourrait s'agir de coulées massives plutôt que d'intrusions. Par contre et sans équivoque, des filons-couches sont interprétés recoupant les cheminées et les amas sulfurés comme à la Mine Persévérance et à Bracemac par exemple. Selon les critères de Gibson *et al.* (1997), l'abondance de dykes synvolcaniques est une évidence directe soulignant la présence de failles volcaniques. Dans le but de vérifier s'il y a une plus grande abondance de dykes le long de la Faille Daniel, une densité de dykes a été calculée en comptant le nombre d'observations de dykes (centroïdes X et Y le long du trou de forage) sur le total des observations lithologiques. Ce ratio est ensuite normalisé par cellule de 200 m² tel qu'illustré sur la **Figure 9**. Il ne tient pas compte de l'épaisseur, de l'orientation, ni de la composition des dykes. On constate que la plus grande densité de dykes est en marge du flanc Sud, le long d'un corridor de 600 m de largeur en moyenne et orienté NO-SE. Il pourrait s'agir de l'enveloppe de la Faille Daniel à l'intérieur de laquelle la majorité des magmas nourriciers. À une échelle plus locale, les dykes se concentrent ponctuellement le long de cette structure selon une orientation grossièrement E-O, laissant à penser que les dykes suivent une orientation secondaire similaire à celle de structures synvolcaniques interprétées par Lavallière *et al.* (1994), de bris dans la maille des altérations géochimiques (**Figure 8**), et des corps intrusifs sur la carte géologique entre Persévérance et Isle-Dieu (**Figure 9**).

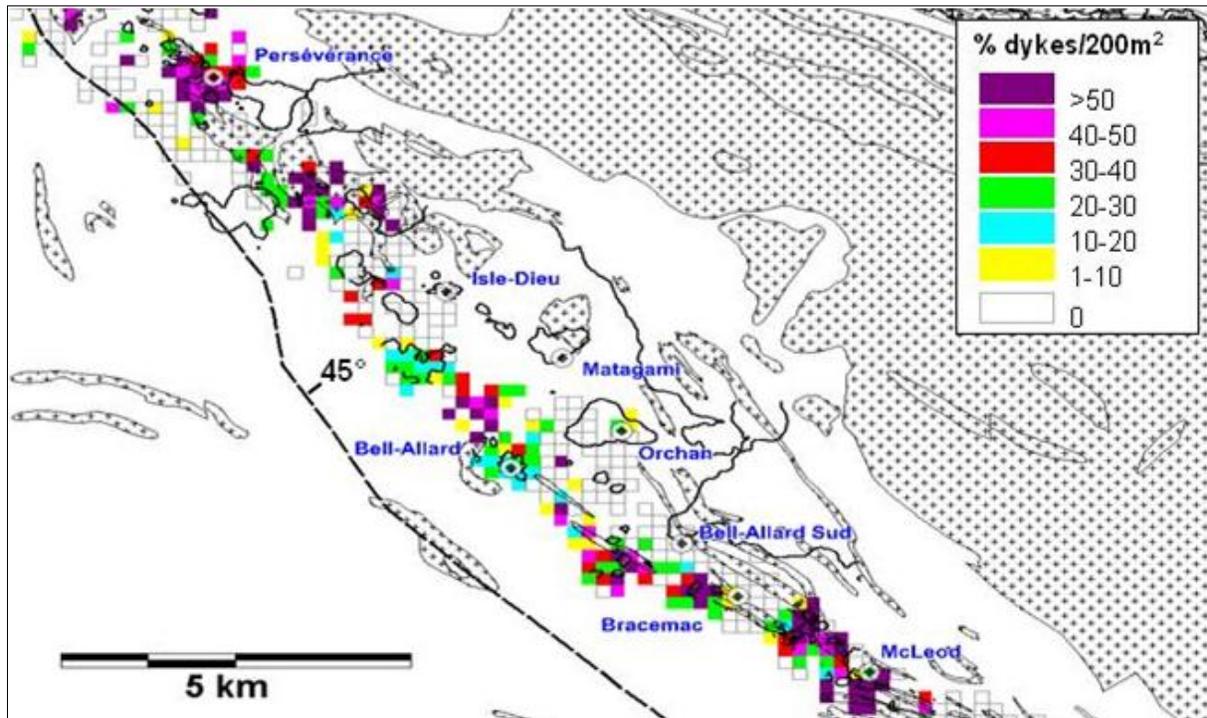


Figure 9. Pourcentage de dykes par cellules de 200 m² normalisé sur le nombre total d'observations de lithologie en forage avec la position des mines du Camp de Matagami et la trace de la Faille Daniel en surface avec son pendage moyen.

5.2.5 Domaines magnétiques et failles

Les levés aéroportés de haute résolution (lignes de vol aux 200 m) de Xstrata Zinc dans le Camp de Matagami permettent de proposer des limites de domaines magnétiques qui correspondent dans certains cas à des failles connues ou à des ensembles géologiques distincts (**Figure 10**). Le magnétisme est en général contrasté avec de grandes plages faiblement magnétiques et des corridors fortement magnétiques.

Le flanc Sud est caractérisé par une organisation magnétique complexe occasionnée surtout par des dykes de gabbros et des coulées de basaltes, mais également par des rhyolites variablement magnétiques (M. Allard comm. pers.). La limite orientale de ce domaine magnétique est graduelle pour finalement se confondre dans le CRB. Par contre, la limite ouest est nette avec le domaine faiblement magnétique qui caractérise les volcanites de la Rivière Allard entre les flancs Sud et Ouest. Cette limite géophysique est interprétée comme la trace de la Faille Daniel près de la surface (**Figure 10**). Une importante anomalie magnétique positive et subcirculaire est juxtaposée sur le mur de la Faille Daniel (à l'ouest de la faille). Cette anomalie n'est pas expliquée en affleurement et n'a apparemment jamais été forée. Elle est interprétée comme une intrusion enfouie et d'après la forme et la décroissance du magnétisme vers la périphérie, cette intrusion pourrait être subhorizontale. Une mise en place de magmas depuis la Faille Daniel serait une hypothèse plausible.

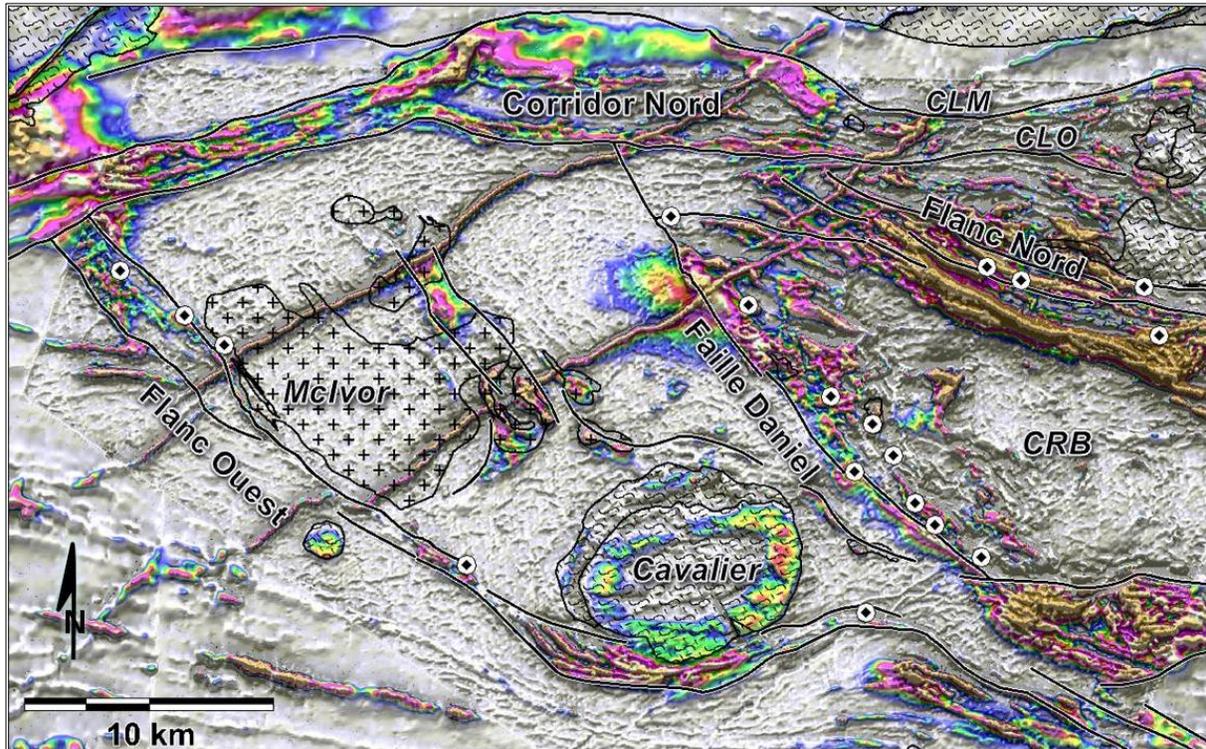


Figure 10. Champ magnétique total en couleurs et en transparence sur la première dérivée verticale du champ total en tons de gris et ombragée avec les principales limites (lignes noires) de domaines magnétiques. Ces limites sont interprétées comme des failles synvolcaniques. Les ronds blancs avec un losange noir indiquent l'emplacement des dépôts de SMV. CLM : cisaillement du Lac Matagami, CLO : cisaillement Lac Olga.

Le flanc Nord est caractérisé par de forts contrastes magnétiques qui soulignent la présence de filons-couches et de dykes de gabbros et de roches ultramafiques magnétiques. Cette partie du CRB pourrait représenter la base d'un complexe lité basculé ou pourrait correspondre à des intrusions qui se seraient mises en place verticalement dans une zone de failles synvolcaniques (système non basculé).

Le flanc Ouest est également variablement magnétique. Il est constitué d'une alternance de bandes plus ou moins magnétiques et continues qui se poursuivent vers le SE longeant le sud du CRB. Au sud du Pluton syntectonique de Cavalier (caractérisé par une auréole très magnétique), une zone E-O constituée de gabbros et volcanites mafiques, massives et magnétiques est interprétée d'après l'allure des crêtes magnétiques comme un petit bassin synvolcanique d'apparence en extension ou transtension (**Figure 10**). Des zones d'extension avec cette géométrie à angle presque droit sont très similaires à celle simulée par des modèles analogiques de caldeiras qui se mettent en place de façon concomitante à une extension (Holohan *et al.*, 2005).

Un domaine magnétique qui se distingue nettement de par son contraste et son orientation, est

celui du Corridor Nord de Matagami (nom informel). La limite sud du corridor correspond au cisaillement du Lac Olga (Pilote, 2010). Le corridor affleure très peu et l'information provient surtout de forages d'exploration de Noranda et Xstrata Zinc. Il est constitué de volcanites et de dykes mafiques à felsiques. Des exhalites (tuffites) et des sulfures massifs (jusqu'à 23 m de pyrite massive) sont présents dans le secteur du gîte Daniel-1. Les andésites et les rhyolites sont de composition principalement calco-alkaline. Vers l'est (au nord du CRB), ce corridor pourrait se corréliser avec les volcanites de la Formation de Dussieux puisque que celles-ci sont également de composition calco-alkaline (**Figure 4**; Goutier *et al.*, 2004). Les crêtes magnétiques dans le corridor recoupent de manière franche et orthogonale le flanc Ouest et à angle de 15 degrés environ le flanc Nord. En résumé, ce corridor se distingue donc de la région de Matagami par : 1) l'alternance de crêtes et de creux magnétiques dont les continuités latérales atteignent la dizaine de kilomètres, 2) son orientation E-O, 3) sa chimie calco-alkaline, contrairement aux volcanites sur les flancs à Matagami qui sont tholéitiques, et 4) son âge plus jeune (inféré à 2720 Ma) que les flancs Sud et Ouest de Matagami (2725 Ma), selon une date située à l'extérieur de la zone d'étude, mais dans le même couloir (Davis *et al.*, 2005). Il est possible que le développement de ce corridor soit synchrone au flanc Nord puisque certaines volcanites et intrusions felsiques du flanc Nord sont datées entre 2720 et 2723 Ma (Mortensen, 1993).

Le domaine entre les flancs Sud (à l'ouest de la Faille Daniel) et Ouest est caractérisé par un plat magnétique peu contrasté (**Figure 10**). Le pluton synvolcanique de Mclvor n'a aucune expression magnétique, contrairement au pluton syntectonique de Cavalier et comme c'est le cas pour la majorité des plutons synvolcaniques de l'Abitibi. La première dérivée verticale permet de faire ressortir de faibles crêtes magnétiques. Certaines de ces crêtes correspondent à des dykes de gabbros. Ces crêtes sont soit orientées E-O et dans la continuité du grain magnétique du flanc Nord, ou sont orientées NO-SE parallèlement aux flancs Sud et Ouest. La transition entre ces deux domaines de directions est subtile, mais rapide. Il est proposé que l'architecture volcanique du flanc Nord se poursuive vers l'ouest le long de cette limite au-delà de la Faille Daniel, jusqu'au flanc Ouest. De plus, le grain magnétique ne semble pas plissé, ce qui remettrait en question l'existence d'une fermeture liée à l'anticlinal de Galinée traversant l'ensemble du Camp de Matagami tel qu'illustré sur la **Figure 5**. La seule région magnétique à l'intérieur de ce vaste domaine faiblement magnétique correspond à une crête de 2 à 3 km de largeur par 10 km de longueur, orientée NO-SE et à mi-distance entre les deux flancs. Avec le peu d'information disponible, les anomalies magnétiques à l'intérieur de cette zone correspondent à des granodiorites et des diorites magnétiques polyphasées. Cette signature d'intrusions magnétiques est similaire à celle de petits stocks felsiques et ultramafiques qu'on retrouve sur le flanc Sud plutôt qu'à celle d'intrusions syntectoniques qui sont généralement circulaires. Plusieurs crêtes minces et allongées NO-SE à l'intérieur ou en périphérie de cette zone pourraient être vues comme un réseau de dykes. Cette zone centrale magnétique est interprétée comme une structure synvolcanique importante et solidaire des flancs Sud et Ouest. Le pluton de Mclvor semble recouper les anomalies magnétiques, ce qui appuierait l'hypothèse

d'une structure synvolcanique précoce par rapport à ce pluton synvolcanique. Cette structure pourrait représenter un graben avorté et un conduit d'alimentation pour le pluton de McIvor au même titre que le flanc Ouest. En effet, la modélisation gravimétrique contrainte de Cheng et Boszczuk (2009) montre que ce pluton synvolcanique est enraciné à l'ouest, le long du flanc Ouest, et à l'est, le long de cette structure centrale, appuyant ainsi un lien génétique.

Un dernier domaine magnétique qui retient l'attention est celui situé au sud dans le CRB (**Figures 5 et 10**). Il s'agit d'une structure fortement magnétique orientée E-O, d'environ 4 km de largeur par 12 km de longueur et constituée de gabbros magnétiques variablement altérés (épidote, chlorite, carbonates, sulfures) et d'intrusions ultramafiques appartenant au CRB. Il semble y avoir un recoupement mutuel entre cette structure discordante et la Faille Daniel, elles seraient donc pénécontemporaines. Une structure volcanique orientée NO-SE relierait ce graben intraplutonique et celui au centre du bassin, longeant la bordure nord du pluton syntectonique de Cavalier. Plusieurs petites intrusions magnétiques en chapelet constitueraient cette structure sinueuse.

5.2.6 Gravimétrie et plutons enfouis

La résolution exceptionnelle des levés gravimétriques au sol permet de confirmer les limites de domaines magnétiques et de proposer plusieurs failles interprétées comme synvolcaniques tel que discuté précédemment. La Faille Daniel apparaît clairement comme une rupture gravimétrique (**Figure 11**). Une structure secondaire et parallèle à cette faille (à 2,5 km à l'ouest) est également proposée comme une structure synvolcanique. Le flanc Ouest correspond également à une rupture gravimétrique. La structure centrale entre les deux flancs montre un bas gravimétrique qui appuie l'hypothèse d'un graben linéaire dominé par des intrusions (et probablement des volcanites) felsiques à intermédiaires. Un haut gravimétrique, dont l'intensité du signal est très similaire à celui du CRB, est coïncé entre la Faille Daniel et le graben central. Il pourrait s'agir d'une intrusion mafique, ou d'un groupe d'intrusions, comparable au CRB et enfouie sous les volcanites de la Rivière Allard (Groupe de Wabasse). Ceci vient appuyer l'hypothèse d'une intrusion magnétique telle qu'identifiée sur le levé magnétique juste à l'ouest de la Faille Daniel (**Figure 11**). Deux autres hauts gravimétriques, localisés le long du flanc Ouest, au nord et au sud du pluton de McIvor, pourraient être interprétés également comme un substratum plutonique mafique.

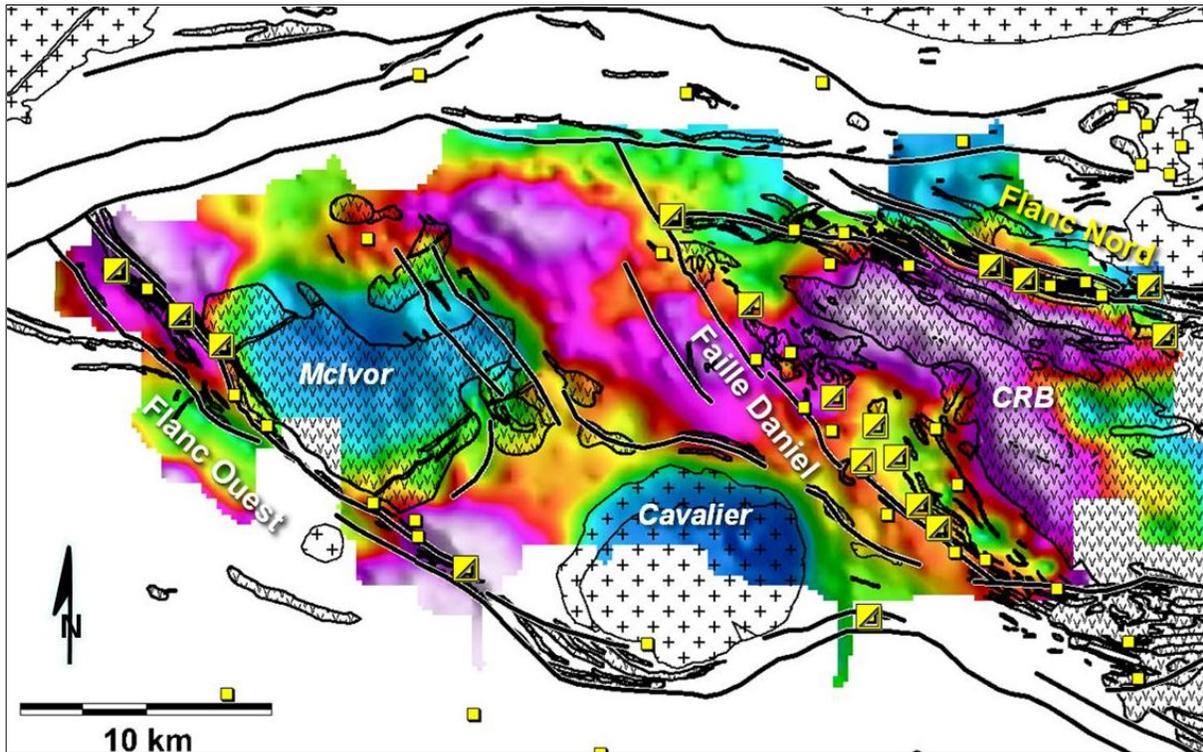


Figure 11. Gravité résiduelle de l'anomalie de Bouguer mesurée au sol pour la région de Matagami (données publiques de Jobin *et al.*, 2009 et non-publiques de Xstrata Zinc). Les fortes anomalies gravimétriques sont de couleur mauve et les faibles sont de couleur cyan à bleu. Gros carrés jaunes; Gisements de SMV; petits carrés jaunes; gîtes de SMV.

5.3 Interprétation de failles synvolcaniques dans le camp de Selbaie

5.3.1 Failles synvolcaniques dans la région des anciennes Mines Selbaie

La carte géologique de Lacroix (1994) en périphérie de l'intrusion synvolcanique de Brouillan a été modifiée en fonction d'une nouvelle réinterprétation faite par Lafrance (2008) à l'ouest des Mines Selbaie, d'une réinterprétation d'une carte géologique de Verschelden et Poitras (1996) et par la caractérisation lithogéochimique des andésites et des rhyolites faite dans le cadre de cette étude. La carte géologique modifiée (**Figure 12**) met en évidence un vaste domaine homogène dominé par des andésites et des coulées et intrusions rhyolitiques à dacitiques dont l'âge est estimé à 2729 Ma (Tucker et Krogh, 1996). Ce domaine est calco-alcalin et ceinture principalement le sud du Pluton de Brouillan également calco-alcalin et daté à 2729 Ma (Barrie et Krogh, 1996). Ce pluton est constitué de tonalite, trondhjemite et de granodiorite (Lacroix, 1994). Les limites de ce domaine géologique avec les basaltes tholéiitiques environnants sont ici interprétées comme des failles synvolcaniques. Elles représenteraient la géométrie et la limite de la Caldeira de Selbaie telle que proposée sur une base volcanologique par Deptuck *et al.*, (1982), Larson et Hutchinson (1993) et Taner (2000). Il est suggéré que la séquence bimodale (andésites/rhyolites) calco-alcaline se soit formée sur le substratum basaltique et tholéiitique du

Groupe d'Enjalran-Bapst (Lacroix *et al.*, 1990).

À l'ouest des Mines Selbaie, l'allongement ONO-ESE et le parallélisme des unités bimodales suggèrent que les volcanites se sont mises en place dans un bassin étroit dont la limite sud correspondrait à une intrusion ultramafique linéaire (**Figure 12**). Le sous bassin de roches felsiques hôte des minéralisations filoniennes et exhalatives de Selbaie est bordé au sud par un porphyre vertical soupçonné d'être un dyke nourricier dans une faille synvolcanique (Taner, 2000). Une série de failles NE-SO se répète à intervalle régulier décalant les unités volcaniques et où le long desquelles s'interrompt des coulées. Ces failles sont considérées comme synvolcaniques (Larson et Hutchinson, 1993; Taner, 2000) et sont parfois minéralisées en métaux de base, la plus notable étant la Zone B de Selbaie (**Figure 12**). Vers l'est, de l'autre côté du Pluton de Brouillan, une structure NNO identifiée par Verschelden et Poitras (1996) et bordée par une unité de brèches rhyolitiques pourrait être interprétée comme un paléo escarpement le long d'une structure synvolcanique. La géométrie de failles synvolcaniques proposées de part et d'autre du Pluton de Brouillan est très comparable, à la même échelle, à celle des failles de rift de Valles Caldeira (Self *et al.*, 1986).

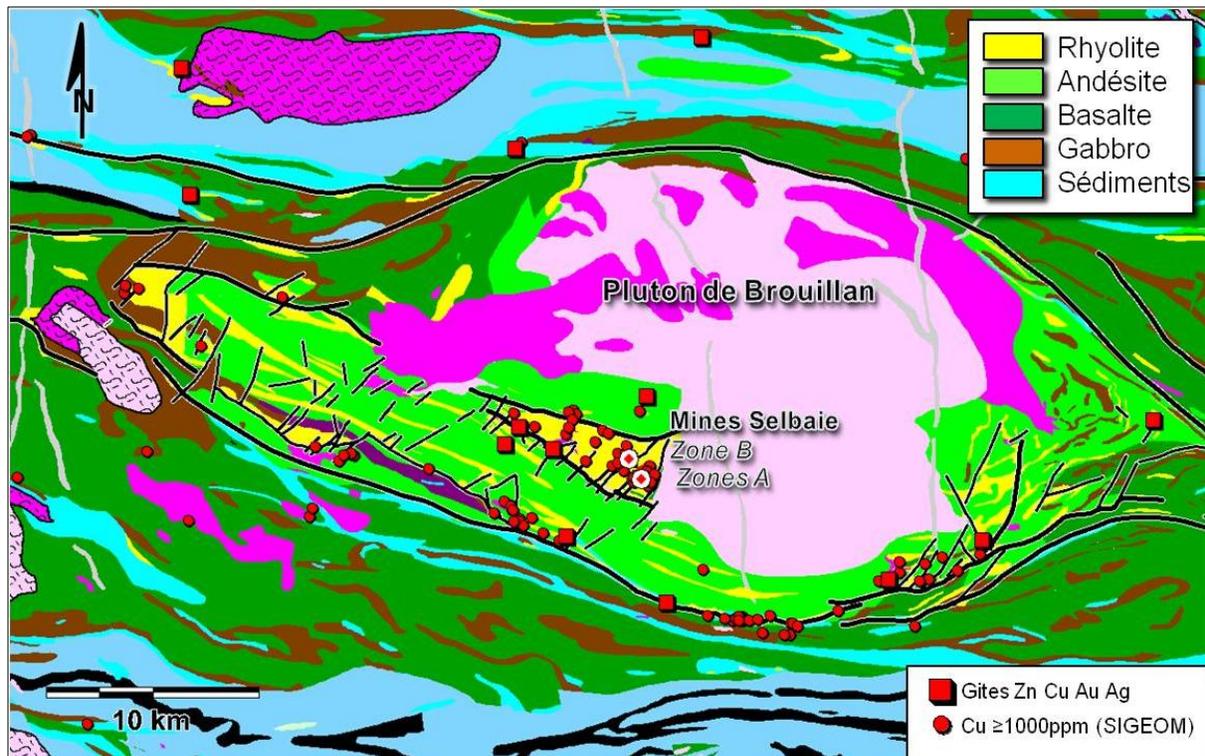


Figure 12. Carte géologique de la région des Mines Selbaie (modifiée du SIGEOM 2009). Plutons en tons de rose; rose pâle (felsiques) rose foncé (intermédiaire). Les plutons avec une trame de sigmoïdes sont des plutons syn- ou post-tectoniques. Intrusions ultramafiques en mauve foncé.

5.3.2 Géophysique

Les levés magnétiques MEGATEM de la région de Selbaie ne révèlent pas de structures ou de domaines magnétiques comparables au Camp de Matagami. L'ensemble du domaine calco-alcalin de Selbaie est d'une homogénéité magnétique comparable à celui également calco-alcalin de Matagami, entre les flancs Sud et Ouest (**Figures 9** et **13**). Un domaine formé de fortes anomalies magnétiques traverse d'est en ouest le Pluton de Brouillan (**Figure 13**). Il s'agit de diorites et de diorites quartzifères magnétiques (Lacroix, 1994) et leur composition géochimique indique une affinité transitionnelle. La forme de cette série d'intrusions intermédiaires pourrait être interprétée comme une structure arquée majeure et précoce par rapport à la phase calco-alcaline de la Caldeira de Selbaie. En effet, le levé gravimétrique hélicoptéré (DP 2008-02) semble montrer que la phase tonalitique du Pluton de Brouillan recoupe la phase dioritique. Les deux plus fortes anomalies gravimétriques négatives du Camp de Selbaie sont localisées sous la phase granodioritique du Brouillan (**Figure 14**). Ces anomalies pourraient être interprétées comme des conduits magmatiques plus profonds confinés le long d'une structure NNO-SSE intraplutonique ou contrôlée par le substratum volcanique. L'interprétation du levé sismique-réflexion LITHOPROBE sous la partie ouest de la granodiorite montre que l'intrusion synvolcanique est enracinée en forme d'entonnoir (Bellefleur *et al.*, 1995; Adam *et al.*, 2000) ce qui appuierait cette hypothèse. La gravité résiduelle à l'ouest de Selbaie montre également deux anomalies négatives allongées parallèlement aux unités volcaniques ONO-ESE. La plus importante anomalie se situe au sud de la Mine Selbaie et est interprétée comme bassin dont le centre serait constitué de matériel moins dense, probablement d'une plus importante quantité de roches felsiques que laisse supposer la carte géologique.

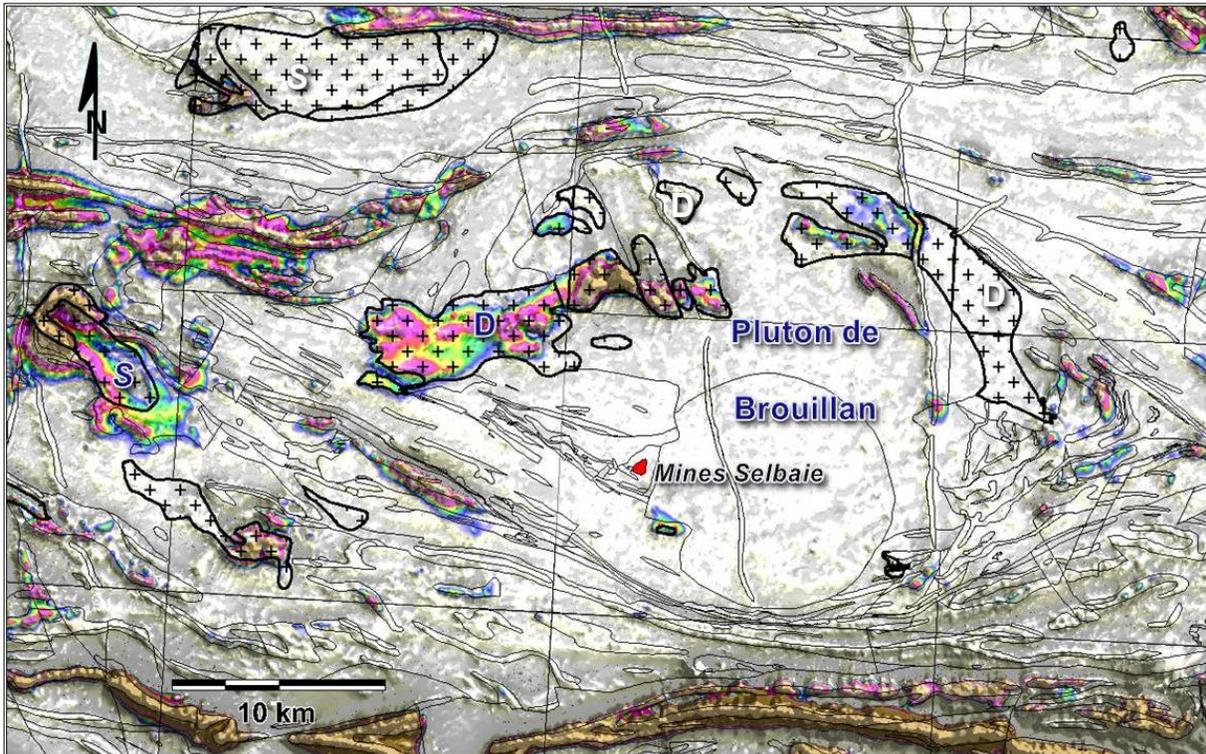


Figure 13. Champ magnétique total (MEGATEM de Xstrata Zinc) en couleurs et en transparence sur la première dérivée verticale du champ total en tons de gris et ombragé de la région des Mines Selbaie montrant la signature magnétique des diorites synvolcaniques (D) et des intrusions syntectoniques (S).

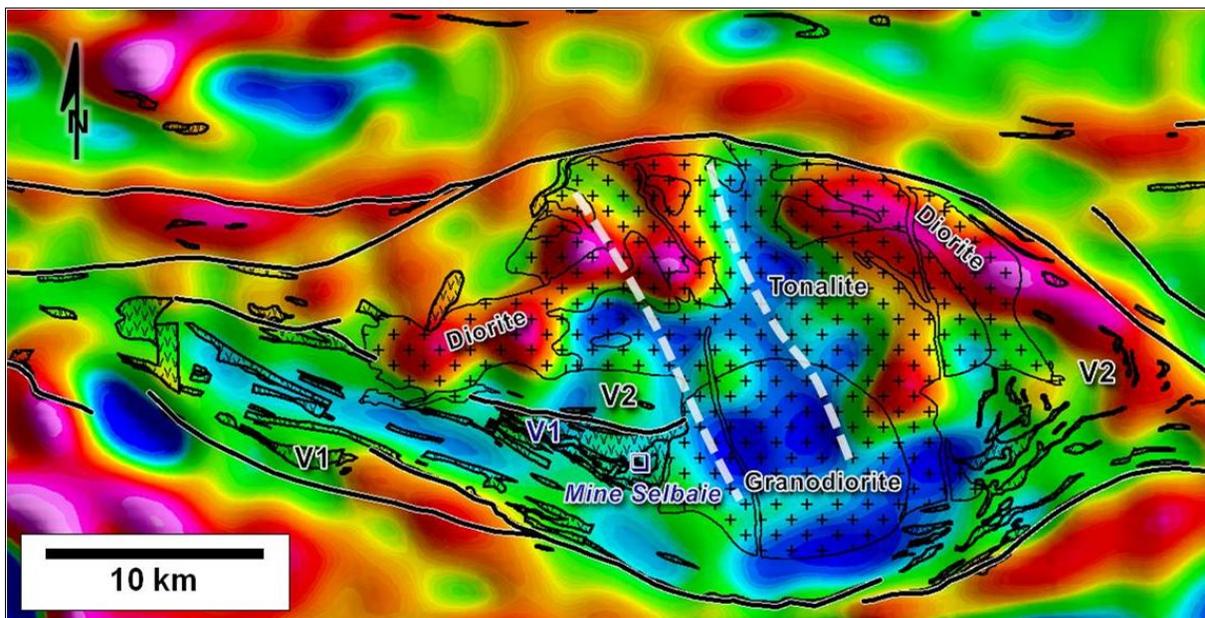


Figure 14. Gradient vertical du levé gravimétrique hélicoptère (DP 2008-02) montrant le principal bassin interprété de rhyolites (V1) à l'ouest des Mines Selbaie et l'enracinement de la granodiorite subcirculaire et une structure de graben orientée NNO sous les intrusions synvolcanique de Brouillan recoupant les diorites (traits blancs). V2; andésite. Les fortes anomalies gravimétriques sont de couleur mauve et les faibles sont de couleur cyan à bleu.

5.4 Intégration régionale et reconstitution paléogéographique

Les failles synvolcaniques interprétées à partir d'arguments géologiques, géochimiques et géophysiques dans les camps miniers de Matagami et Selbaie sont intégrées dans un cadre régional afin de proposer une architecture volcanique et une reconstitution paléogéographique pour le NO de l'Abitibi (**Figure 15**). Une cohérence apparaît à cette échelle d'observation entre les structures synvolcaniques interprétées. Les structures NO-SE présentes à Matagami sont similaires en orientation avec la marge NE de la Caldeira de Selbaie ainsi que la marge au nord du Camp de Joutel. De telles structures obliques sont communes dans l'arc volcanique de la Mer Égée, où elles sont interprétées comme des grabens d'arrière-arc (Jolivet *et al.*, 2008). Par ailleurs, le corridor Nord à Matagami, qui est orienté E-O et qui est calco-alcalin, se prolonge vers l'ouest en escalier jusqu'à la partie est du Camp de Selbaie. Si le recoupement de ce corridor avec les structures des flancs Sud et Ouest de Matagami est clair, il en est moins évident vers Selbaie où les structures NO-SE semblent plutôt les recouper. Il semble donc qu'il y ait eu des jeux de recoupements mutuels.

5.4.1 Reconstruction de l'architecture de l'arc volcanique Selbaie-Matagami-Joutel

En intégrant la compilation de dates U-Pb de Goutier et Melançon (2010) à la géométrie de failles et de bassins synvolcaniques du NO de l'Abitibi (**Figure 16**), il est possible de soustraire successivement certains groupes (ou formations) de roches volcaniques et sédimentaires et ainsi proposer deux scénarios de reconstitution de l'architecture volcanique (**Figures 17 et 18**).

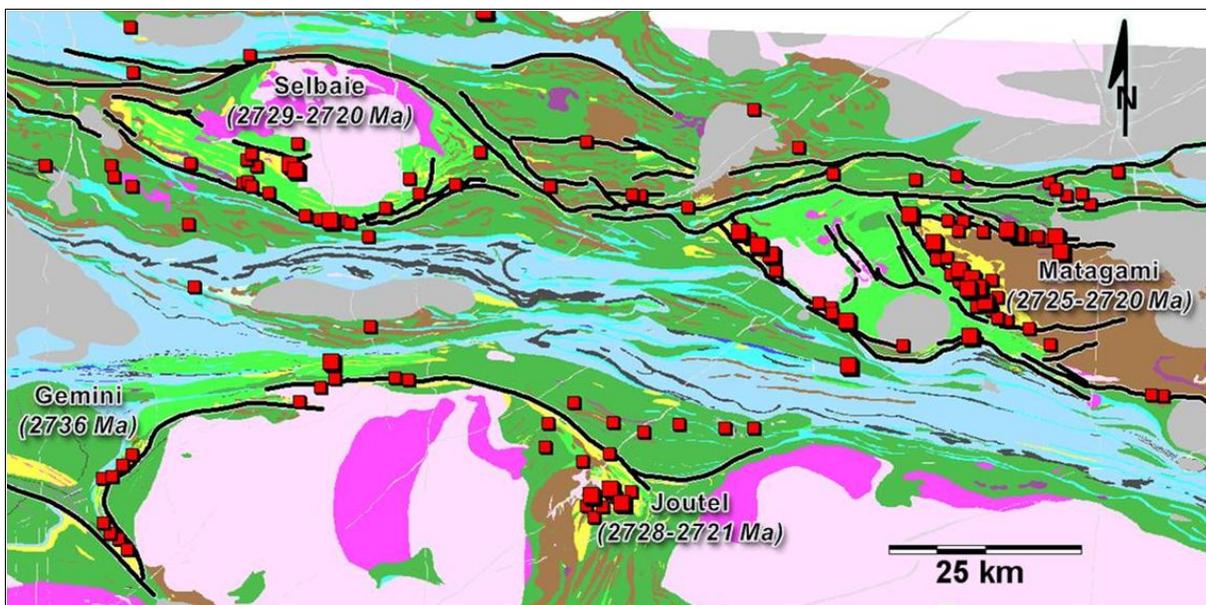


Figure 15. Carte géologique du NO de l'Abitibi avec les failles synvolcaniques proposées (trait gras noir). Dates d'après la compilation de Goutier et Melançon (2010). Même légende géologique que la Figure 11. Plutons en tons de rose; rose pâle (felsiques), rose foncé (intermédiaire). Plutons en gris représentent des intrusions syn ou post-tectoniques. Gisements (gros carré rouge) et gîtes (petit carré rouge) de Zn et/ou Cu.

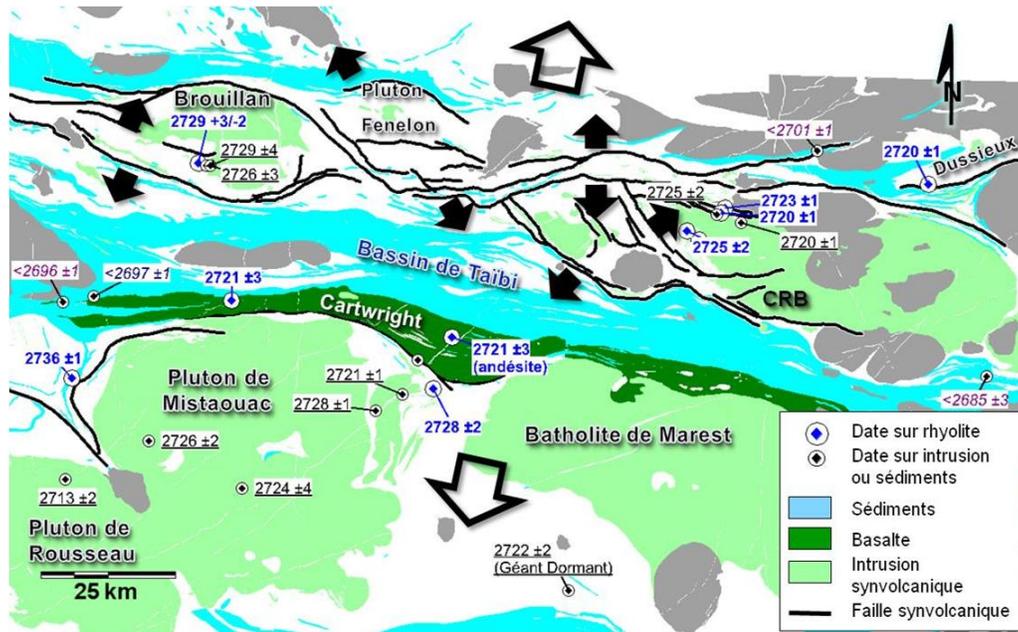
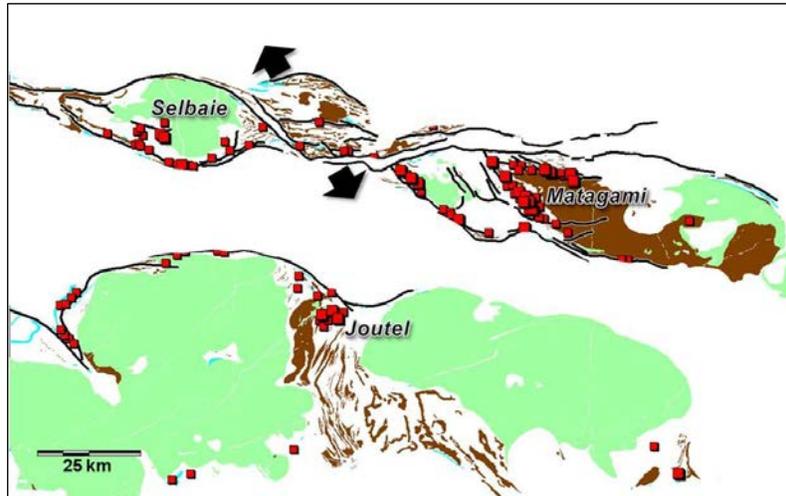


Figure 16. Principaux bassins sédimentaires (cyan) et intrusions synvolcaniques (vert clair) avec les directions inférées d'extension régionale et locale. Les dates en noir (en Ma) proviennent d'intrusions. Les dates en mauve proviennent de roches sédimentaires (signe <) et celles en bleu de roches volcaniques. Dates d'après la compilation de Goutier et Melançon (2010). Les plutons en gris sont syn ou post-tectoniques.

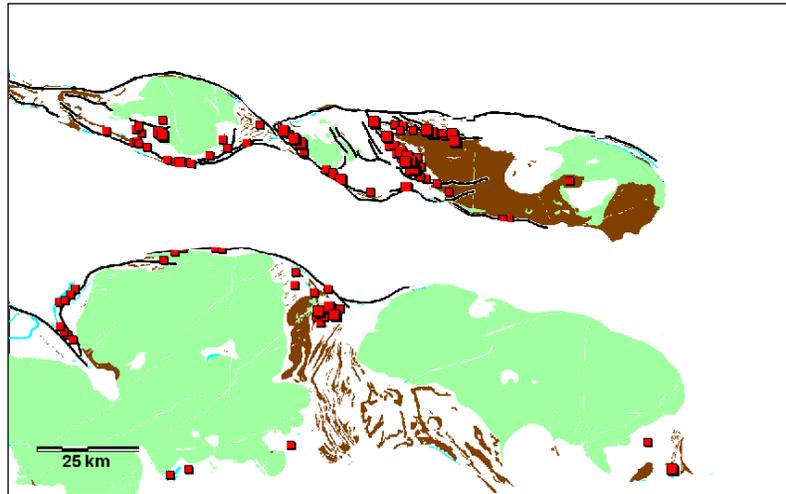
Scénario I. Le bassin sédimentaire de Taïbi, dont les plus jeunes populations de zircons sont inférieures à 2697 et 2685 Ma, est interprété comme un bassin de flysch intra-arc (Daigneault *et al.*, 2004) alors que le domaine volcanique des Collines de Cartwright est constitué de volcanites basaltiques à komatiitiques (**Figure 17**; Lacroix *et al.*, 1990). Ces volcanites sont parmi les plus jeunes de la région (2721 Ma; Legault *et al.*, 2002) et témoigneraient du développement d'un bassin intra-arc (Mueller *et al.*, 2009). Le bassin sédimentaire de Taïbi et le bassin intra-arc des Collines de Cartwright marqueraient donc la séparation d'un arc volcanique qui juxtaposait au sud Joutel et au nord Selbaie-Matagami. En enlevant ceux-ci, on obtient l'image présentée sur la **Figure 17a**. Au nord du CRB, le Corridor Nord E-O, étroit et magnétique qui est corrélé dans cette étude avec la Formation de Dussieux plus à l'est (rhyolite datée à 2720 Ma; Davis *et al.*, 2005), pourrait représenter un mince bassin allongé (rift avorté ?) contemporain des Collines de Cartwright (**Figure 17a**). Les gabbros des groupes d'Enjalran et de Fenelon (nommé informellement ici Complexe d'Enjalran-Fenelon) entre Selbaie et Matagami pourraient également représenter un bassin volcanique en transtension (extension orientée NO-SE) auquel est associée une importante intrusion ultramafique (Pluton de Fenelon). La présence de roches ultramafiques dans ce complexe est compatible avec la primitivité des laves des Collines de Cartwright (**Figure 17a**) et c'est pourquoi ils sont tous deux associés dans le temps pour ce scénario. En enlevant le bassin allongé et celui en transtension, l'emboîtement des polygones de l'arc volcanique du Nord se fait aisément avec celui du Sud (**Figure 17b, c**). Dans ce scénario, le flanc Ouest de Matagami devient l'image miroir de Joutel (**Figure 17c**).

Scénario II. La première étape de ce scénario de reconstitution est similaire au scénario I, à la différence que le Complexe d'Enjalran-Fenelon n'est pas impliqué à l'étape de séparation des arcs volcaniques (**Figures 17a** et **18a**). L'accolement du Nord et du Sud se fait plutôt en diagonal après avoir enlevé le bassin sédimentaire de Taïbi et celui des volcanites des Collines de Cartwright (**Figure 18b**). Comme dans le premier scénario, le flanc Ouest serait le jumeau du camp de Joutel. Par contre, un déplacement d'environ 50 km vers l'est est invoqué le long du bassin du Corridor Nord afin de placer le camp de Selbaie dans la prolongation du flanc Ouest de Matagami (**Figure 18c**). La faible largeur de ce bassin volcanique serait compatible avec un tel mouvement. Ceci permet dans un même temps de corréliser le Complexe d'Enjalran-Fenelon à l'est de Selbaie avec le CRB et de proposer une architecture volcano-plutonique commune aux deux complexes comme le montre la continuité de la signature magnétique une fois reconstituée (**Figure 19**). D'autre part, le Complexe de Valrennes (2728 ± 1 Ma; Legault *et al.*, 2002) à Joutel pourrait être un équivalent, peut-être moins profond, du CRB ($2725 \pm 3/-2$ Ma; Mortensen, 1993). Ces deux complexes pourraient représenter la chambre magmatique d'une seule caldeira (**Figure 18c**) dont la dimension est similaire à celle proposée pour la Caldeira de Misema (Blake River) au sud de l'Abitibi (Pearson et Daigneault, 2009). Quant aux flancs Sud et Ouest, ces deux structures pourraient être interprétées comme un graben orienté NO-SE et sécantes par rapport à cette caldeira au même titre que le Chaudron de Noranda (Gibson et Galley, 2007).

A)



B)



C)

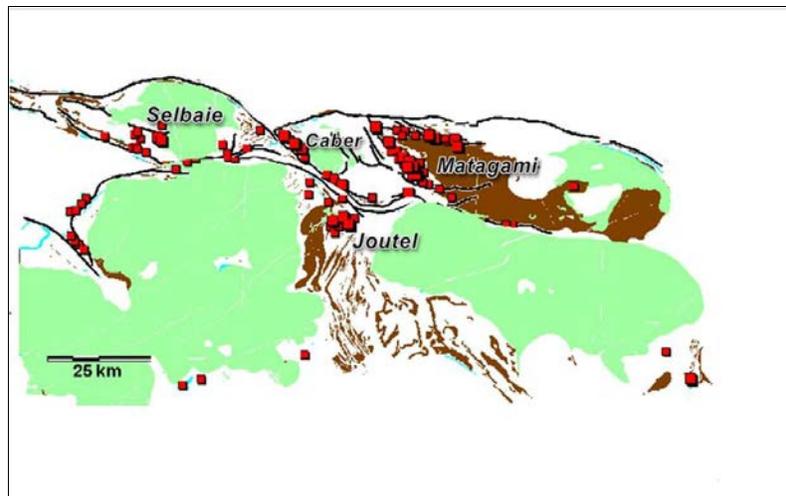
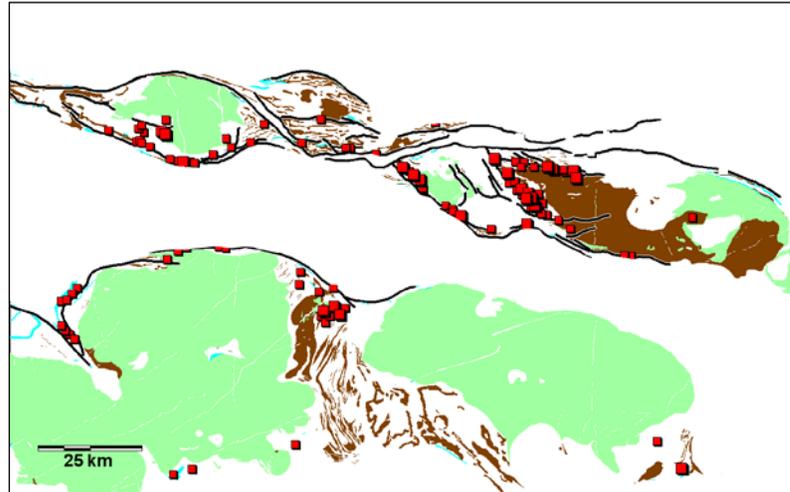
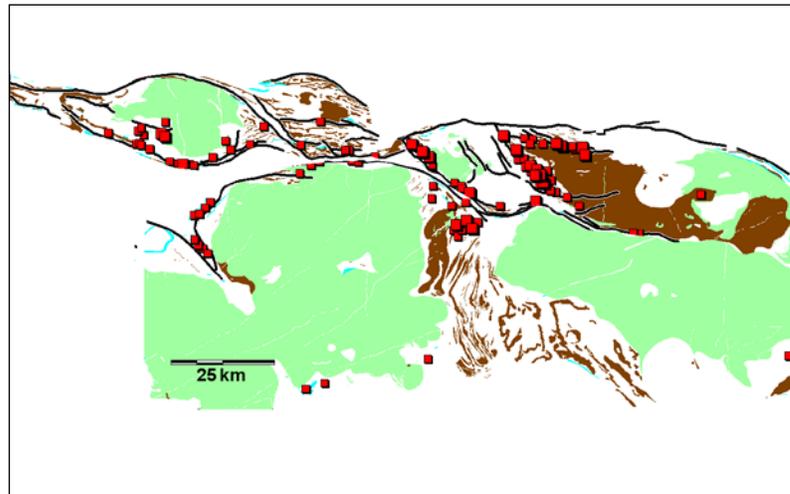


Figure 17. Scénario I de reconstitution paléo-tectonique de l'arc volcanique du NO de l'Abitibi, camps miniers de Matagami, Selbaie et Joutel sans aucune modification des polygones de la carte géologique. A) Retrait du Bassin sédimentaire de Taïbi (2697- 2685 Ma) et des volcanites de Cartwright (2721 Ma), gabbros (en brun); B) Références sur les dates dans le texte.

A)



B)



C)

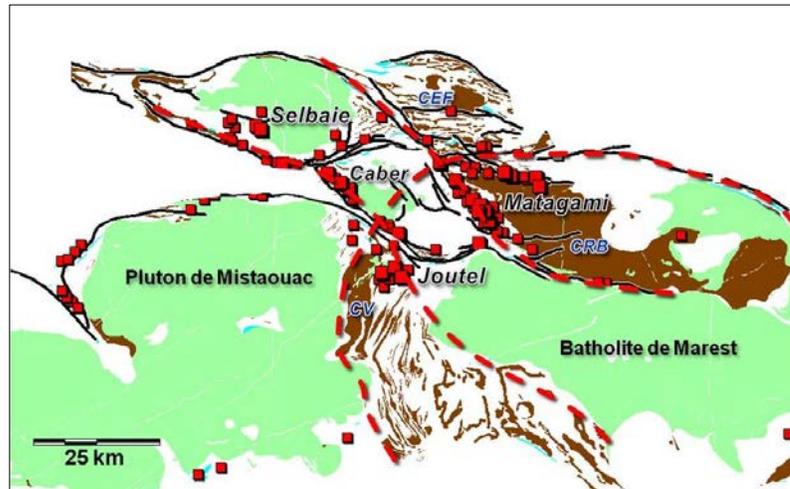


Figure 18. Scénario II de reconstitution paléogéographique de l'arc volcanique du NO de l'Abitibi, camps miniers de Matagami, Selbaie et Joutel. A) retrait du Bassin sédimentaire de Taïbi (2697-2685 Ma) et des volcanites de Cartwright (2721 Ma); B). Références sur les dates dans le texte. C) CRB; complexe de la Rivière-Bell, CV; Complexe de Valrennes, CEF; Complexe d'Enjalran-Fenelon. Pour plus de détail se référer au texte.

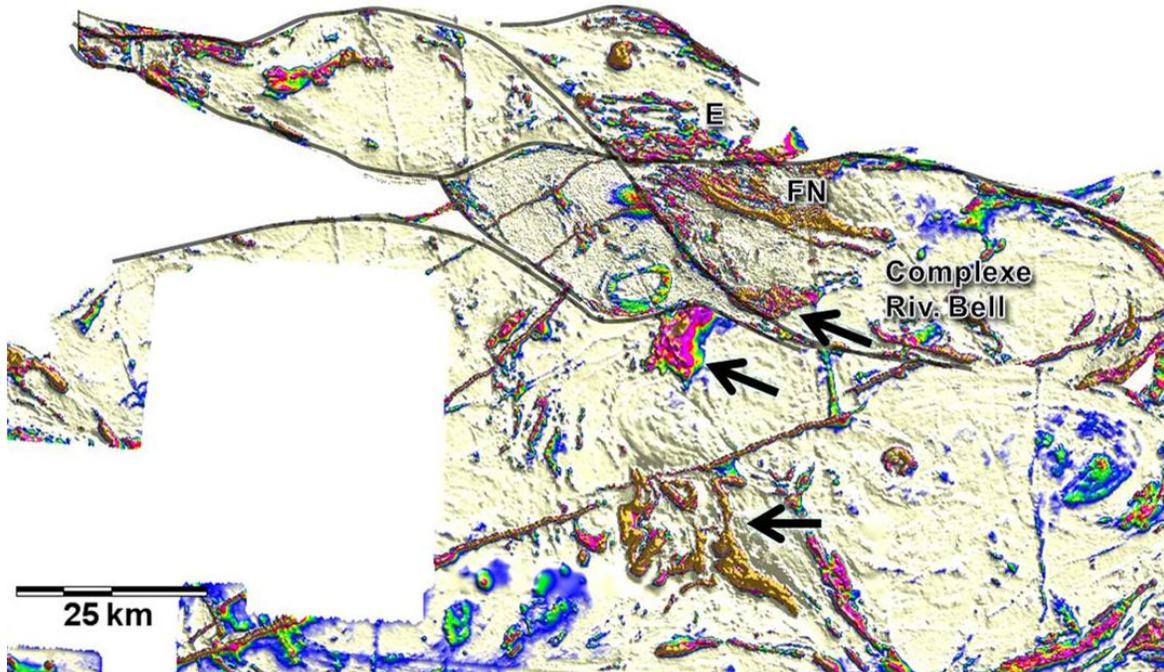


Figure 19. Signature magnétique selon l'état final du scénario de reconstitution II montrant la similitude des anomalies magnétiques entre le Complexe d'Enjalran-Fenelon (E) et le flanc Nord (FN) de Matagami. Noter la continuité magnétique vers l'ouest et ensuite vers le sud de l'anomalie magnétique située dans le sud du Complexe de la Rivière Bell (CRB) et indiquée par les trois flèches noires.

6 DISCUSSION ET CONCLUSION

Le flanc Sud, à pendage modéré (20-50°) vers le SO, est très peu déformé ce qui permet de reconstituer en partie l'architecture synvolcanique. Des failles synvolcaniques de premier et second ordre ont été identifiées. Ces failles sont soulignées par l'alignement des sulfures massifs, de la concentration des dykes, et de l'altération typiquement volcanogène. Cette altération, caractérisée par une nouvelle méthode de bilans de masse sur précurseurs modélisés, montre un lessivage des alcalins à la base de l'empilement volcanique et un enrichissement en fer au sommet, autour des sulfures massifs et le long de failles les reliant. L'étude des gisements en sections montre que les cheminées d'altération sont systématiquement subverticales indépendamment de l'attitude de la stratification. Cette constatation suggère que l'empilement felsique le long du flanc sud aurait subi une série de basculements avant la mise en place des SMV. Des comparaisons avec des modèles morphobathymétriques de volcans sous-marins récents, analogiques et conceptuels permettent de croire que tout comme le flanc Sud, les flancs Nord et Ouest plus déformés sont des failles de bordures de caldeiras sous-marines.

L'interprétation des levés aéromagnétiques et gravimétriques au sol permet de souligner la

présence d'une structure majeure d'orientation NO située à mi-chemin entre les flancs Sud et Ouest. Cette structure est constituée d'un corridor de dykes et de petites intrusions dioritiques magnétiques. Elle est interprétée, avec le flanc Ouest, comme un des deux conduits nourriciers de l'intrusion intermédiaire synvolcanique de McIvor. Il s'agit d'une structure synvolcanique majeure délimitant à l'est deux probables intrusions mafiques enfouies dont la signature gravimétrique est similaire au complexe synvolcanique de la Rivière Bell. Cette structure supporte l'idée d'une zone en extension centrale de type graben. La faille du flanc Ouest est recoupée au Nord par un bassin synvolcanique linéaire et étroit (3 à 10 km par plus 100 km de longueur) orienté E-O et fortement magnétique, à l'intérieur duquel sont documentés en forage des volcanites felsiques calco-alcalines, des sulfures massifs, et des niveaux d'exhalites (tuffite). La valorisation de la cartographie, des données lithogéochimiques et de récents levés magnétiques et gravimétriques telle que présentée dans ce rapport permet d'entrevoir l'application de nouveaux paradigmes pour l'exploration en Abitibi. Plusieurs couloirs de déformation de l'Abitibi pourraient être considérés comme le résultat d'une superposition d'une empreinte de la déformation sur des éléments hérités de l'évolution volcanogène. En observant l'architecture d'arcs modernes et la morphobathymétrie de fonds marins, les failles à angles (20 à 70°) par rapport à des fronts de subduction et d'arcs volcaniques océaniques sont présentes à plusieurs endroits dans le Pacifique et en Méditerranée. De telles structures pourraient très bien être préservées en Abitibi en dépit de la déformation ductile régionale. Les variations de pendage des unités volcaniques à l'extérieur des couloirs de déformation dans les camps de Matagami, Selbaie et Joutel pourrait être provoquées par des basculements et effondrements précoces en bordure de failles synvolcaniques avant même le principal épisode de déformation régionale. Ceci est compatible avec le fait que l'empreinte de déformation ductile est faible ou absente à l'extérieur des couloirs de déformation. La déformation orogénique n'aurait fait qu'accentuer la verticalité des couches dans ces structures précoces. Les couloirs de déformation se seraient développés préférentiellement le long de ces structures synvolcaniques préexistantes à cause des faibles rigidités engendrées par l'altération volcanogène (zone de faiblesse) et de la longévité de ces faiblesses crustales.

La cohérence de l'emboîtement géométrique entre les différentes failles régionales et arcs volcaniques à l'échelle du NO de l'Abitibi tel que proposé dans les deux scénarios de reconstitution paléogéographique est un argument qui permet de proposer que plusieurs des failles dans ce secteur soient des failles synvolcaniques. Il est plus logique d'expliquer cette géométrie par un héritage volcanique que par la formation de failles au cours de la déformation ductile régionale. L'intégration des camps miniers de Matagami, Joutel et Selbaie dans un modèle de caldeira et de graben comparable en dimension à celui du camp de Rouyn-Noranda et à des exemples modernes est également un argument en faveur d'une architecture synvolcanique. Du point de vue de l'exploration régionale, ceci implique que plusieurs des couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi sont susceptibles d'abriter des minéralisations de type SMV.

REMERCIEMENTS

L'auteur voudrait remercier la compagnie Xstrata Zinc, en particulier, Gilles Bouchard, Gilles Roy, Michel Allard et Michel Dessureault pour leur étroite collaboration au projet, notamment pour les banques de données et les discussions fructueuses. Merci également à Sylvain Lacroix du MRNF pour l'accès aux données du SIGEOM et les discussions, de même qu'à Réal Daigneault, Benoit Lafrance et Geneviève Boudrias pour leur lecture critique.

RÉFÉRENCES

- Adam, E., Perron, G., Milkereit, B., Wu, J., Calvert, A.J., Salisbury, M., Verpaelst, P., and Dion, D.J., 2000. A review of high-resolution seismic profiling across the Sudbury, Selbaie, Noranda, and Matagami mining camps. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37: 503–516.
- Barrett, T.J. et MacLean, W.H., 1994. Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area. *Exploration and Mining Geology*, v. 3, p. 131-160.
- Barrie, T.C. et Krogh, T.E. 1996. U-Pb Zircon Geochronology of the Selbaie Cu Zn Ag Au Mine, Abitibi Subprovince, Canada. *Economic Geology* 91: 563 575.
- Bellefleur, G., Barnes, A., Calvert, A., Hubert, C., et Mareschal, M., 1995. Seismic reflection constraints from Lithoprobe line 29 on the upper crustal structure of the northern Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32: 128-134.
- Bussièrès, Y. et Théberge, D., 2006. Rapport technique NI 43-101, concernant la propriété caber – Du Dôme, Secteur de Matagami, Nord-ouest du Québec, région de l’Abitibi. 125 p.
- Calvert, A.J., et Li, Y., 1999. Seismic reflection imaging of a massive sulfide deposit at the Matagami mining camp, Québec. *Geophysics*, 64: 24–32.
- Carr, P.M., 2004. Physical and chemical consequences of the cooling of sills by porewater convection with application to massive sulphide deposits. Thèse Doctorat, Cornell University, 130 p.
- Carr, P.M., Cathles, L.M., et Barrie, C.T., 2008. On the Size and Spacing of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits within a District with Application to the Matagami District, Quebec. *Economic Geology*, v. 103, pp. 1395–1409.
- Cheng, L.Z., et Boszczuk, P., 2009. Modélisation 3D géophysique et géologique dans le camp minier de Matagami. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, GM 64426, 6 p.
- Cole J.W., Milner, D.M. Spinks, K.D., 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews* 69: 1 –26.
- Daigneault, R., Mueller, W.U. and Chown E.H., 2004. Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision. Dans : *Developments in Precambrian Geology / Tempos of events in Precambrian time*. P. Eriksson, W. Altermann, D. Nelson, W. Mueller, O. Catuneanu, and K. Strand (Eds.), Elsevier: p. 88-102.
- 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 terrain et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RP 2005-02, 20 p.
- De LaRoche, 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, 183-210.

- Deptuck, R., Squir, H., et Wierzbicki, V., 1982. Geology of the Detour zinc-copper deposits, Brouillan Township, Quebec. Dans Precambrian Sulphide Deposits, H.S. Robinson Memorial Volume, R.W. Hutchinson, C.D. Spence et J.M. Franklin éditeurs, Geological Association of Canada Special Paper 25, p.319-342.
- Dimroth, E., Cousineau, P., Leduc, M., et Sanschagrín, Y., 1978. Structure and organisation of the Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 16: 902-918.
- Franklin, J. M., 1993. Volcanic-associated massive sulphide deposits. Dans : Kirkham, R. V., Sinclair, W. D., Thorpe, R. I., et Duke, J. M., éditeurs. Mineral deposit modeling. Association géologique du Canada, Special Paper 40: 315-334.
- Franklin, J.M., 1997. Lithogeochemical and Mineralogical Methods for Base Metal and Gold Exploration. Dans "Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration" édité par A.G. Gubins, p. 191–208.
- Gaboury, D., et Pearson, V., 2008. Rhyolite Geochemical Signatures and Association with Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Examples from the Abitibi Belt, Canada. Economic Geology, 103: 1531-1562.
- Gibson, H.L., Watkinson, D.H., et COMBA, C.D.A., 1983. Silicification: Hydrothermal Alteration in an Archean Geothermal System within the Amulet Rhyolite Formation, Noranda, Quebec. Economic Geology, 78: 954-971.
- Gibson, H.L. et Kerr, D.J., 1993. Giant volcanic-associated massive sulphide deposits: with emphasis on Archean examples: Economic Geology, Special Publication 2, p. 319-348.
- Gibson, H.L., Morton, R.L. et Hudak, G.J., 1997. Submarine volcanic processes, deposits, and environments favourable for location of volcanic-associated massive sulfides deposits. In Volcanic-associated massive deposits: Processes and examples in modern and ancient settings, T. C. Barrie and Hannington, M. D. éditeurs, p.13-51.
- Gibson, H., et Galley, A., 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Archean, Noranda District, Quebec, in Goodfellow, W. D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, Special Publication No. 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, p. 533-552.
- Goutier, J., Rhéaume, P. et Davis, D.W., 2004. Géologie de la région du Lac Olga (32F/14). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RG 2003-09, Géologie Québec, 42 p.
- Goutier, J. et Melançon, M., 2010. Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi (version préliminaire). Ministère Ressources naturelles et de la Faune du Québec, RP 2010-04.
- Holohan, E.P., Troll, V.R., Walter, T.R., Münn, S. McDonnell, S., Shipton, Z.K., 2005. Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach. Journal of Volcanology and Geothermal Research 144: 119-136.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.
- Jensen, L.S., 1976. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 66. Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W.,

- Streckeisen, A. & Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.
- Jobin, D., Keating, P., Lefevbre, D., 2009. Série des cartes géophysiques, parties des SNRC 32E09, 32E16, 32F11, 32F12, 32F13, 32F14, Levé gravimétrique de Matagami, Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, DP 2009-06, 7 p. 2 cartes.
- Jolivet, L. Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., and Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179 : 525-550.
- Kerbali, M, Sander, L., 2008. Levé gravimétrique aéroporté à l'ouest de Matagami, 2008. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec. DP-2008-02.10 cartes.
- Lacroix, S., Simard, A., Pilote, P., et Dubé, L-M., 1990. Regional geologic elements and mineral resources of the Harricana-Turgeon belt, Abitibi of NW Quebec. *Institut canadien des mines et de la métallurgie ICM, volume special 43* : 313-326.
- Lacroix, S., 1994. Géologie de la partie ouest du sillon Harricana-Turgeon, Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, rapport MB 94-54, 26 p.
- Lafrance, B., 2008. Carte géologique du projet Selbaie Ouest (<http://www.cogitore.com>).
- Larson, J.E., et Hutchinson, R.,W., 1993. The Selbaie Zn-Cu-Ag Deposits, Quebec, Canada: an example of evolution from Subaqueous to Subaerial volcanism and mineralization in an Archean caldera environment. *Economic Geology*, 88:1460-1482.
- Lavallière, G., Guha, J. et Daigneault, R., 1994. Cheminées de sulfures massifs atypiques du gisement d'Isle-Dieu, Matagami, Québec; implications pour l'exploration. *Exploration and Mining Geology*, 3: 109-129.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.
- Legault, M., Gauthier, M., Jébrak, M., Davis, D.W., and Baillargeon, F., 2002. Evolution of the subaqueous to near-emergent Joutel volcanic complex, Northern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince, Quebec, Canada. *Precambrian Research* 115 (2002) 187–221.
- Middlemost, E.A.K., 1985. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Sciences Reviews* 37, 215–224.
- 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.U., Stix, J., Corcoran, P.L., and Daigneault, R., 2009. Subaqueous calderas in the Archean Abitibi greenstone belt: An overview and new ideas. *Ore Geology Reviews* 35 (2009) 4–46.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. ed. *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.
- Pearson, V., et Daigneault, R., 2009. An Archean megacaldera complex: The Blake River

- Group, Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research*, 168 : 66–82.
- Peccerillo, A. et Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 58, pp. 63–81.
- Pilote, P., 2010. Géologie du flanc nord de la région de Matagami - Phase 3. Résumés de conférences et des photoprésentations, *Québec Exploration 2010*.
- Santaguida, F., Gibson, H.L., Watkinson, D.H., et Hannington, M.D., 2002. Part I: Semi-conformable epidote-quartz hydrothermal alteration in the Central Noranda Volcanic Complex, Canada: Relationship to volcanic activity and VMS mineralization. *Commission géologique du Canada, Open File 4431*, 139-180.
- Self, S., Goff, F., Gardner, J.N., Wright, J.V., Kite, W.M., 1986. Explosive rhyolitic volcanism in the Jemez Mountains: vent locations, caldera development and relation to regional structure. *Journal Geophysical Research*, 91: 1779-1798.
- Setterfield, T. N., Hodder., R.W., Gibson, H.L. et Watkins, J.J., 1995. The McDougall-Despina fault set, Quebec: Evidence for fault-controlled volcanism and hydrothermal fluid flow. *Exploration and Mining Geology*, 4: 381-393.
- Stix, J., Kennedy, B., Hannington, M., Gibson, H., Fiske, R., Mueller, W., et Franklin J., 2003. Caldera-forming processes and the origin of submarine volcanogenic massive sulfide deposits. *Geology*, 31: 375–378.
- Taner, M.F., 2000. The geology of the volcanic-associated polymetallic (Zn, Cu, Ag, and Au) Selbaie eposits, Abitibi, Quebec, Canada. *Exploration and Mining Geology*, 9: 189-214.
- Troll V.R., Walter, T.R. et Schmincke, H.-U., 2002. Cyclic caldera collapse: Piston or piecemeal subsidence? *Field and experimental evidence. Geology*, 30: 135-138.
- Tucker, B.C. et Krogh, T.E., 1996. U-Pb Zircon Geochronology of the Selbaie Cu-Zn-Ag-Au Mine, Abitibi subprovince, Canada. *Economic Geology*, 91: 563-575.
- Trépanier, S., 2009. Outils d'assistance pour le traitement lithogéochimique de l'altération et du métasomatisme. *Projet Consorem 2008-07*. 87 p.
- Verschelden, R., et Poitras, S., 1996. Rapport de la campagne de forages, décembre 1995-janvier 1996, projet Beschefer. *Ministère des Ressources naturelles du Québec, GM 53922*, 135 p.
- Winchester, J.A. et Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary Volcanic Province. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 50, pp.11-30.
- Wright, I.C., Chadwick, W.W. Jr., de Ronde, C.E.J. Reymond, D. Hyvernaud, O. Gennerich, H.-H. Stoffers, P. Mackay, K. Dunkin, M.A. et Bannister S.C., 2008. Collapse and reconstruction of Monowai submarine volcano, Kermadec arc, 1998–2004, *Journal Geophysical Research*, 113 - B08S03, doi:10.1029/2007JB005138.