
RELATIONS ENTRE LES MINERALISATIONS AURIFERES ET LES ISOGRADES METAMORPHIQUES EN ABITIBI

Projet 2013-03

Par : Stéphane Faure
2015



CONSOREM

Consortium de recherche
en exploration minérale

AVERTISSEMENT

Ce document présente certains résultats des travaux de recherche du CONSOREM (Consortium de Recherche en Exploration minérale) 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. Le CONSOREM ne peut être tenu responsable pour des décisions prises sur la base de ces résultats.

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., 2015. Relations entre les minéralisations aurifères et les isogrades métamorphiques en Abitibi. Rapport, Projet CONSOREM 2013-03, 52 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 rapport aborde le thème des relations entre les minéralisations aurifères orogéniques et le métamorphisme de la ceinture de roches vertes archéennes de l'Abitibi. Une nouvelle carte métamorphique est présentée pour l'ensemble de la ceinture. Les données géologiques qui ont servi à sa réalisation et les différentes étapes de construction de la carte sont présentées en détails.

Depuis les années 1980, plusieurs auteurs ont démontré que les gisements aurifères syn à tardi métamorphiques (orogéniques), comme la majorité des minéralisations d'or non volcanogènes dans des veines et cisaillements en Abitibi, se mettent en place dans le faciès schiste vert près de la limite des faciès schiste vert supérieur et amphibolite inférieur. Les zones minéralisées dans les mines de Sigma-Lamaque, Lapa, Casa Berardi et Detour Gold entre autres, coïncident avec cette limite jugée critique.

Suivant ce modèle de dévolatilisation de la croûte, il devient impératif de connaître à l'échelle de l'Abitibi la position des différents isogrades métamorphiques pour l'exploration aurifère. Or, la seule carte métamorphique de cette plus importante ceinture de roches vertes archéennes au monde est celle de Jolly (1978). Cette carte est générale et incomplète pour certaines portions de l'Abitibi, et ne distingue pas l'isograde du schiste vert supérieur. Le principal objectif de ce projet est de produire une nouvelle carte métamorphique pour l'ensemble de l'Abitibi. Trois types d'information ont été utilisés pour sa réalisation : 1) les différents travaux sur le métamorphisme compilés à partir de cartes et de rapports du ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERNQ), d'études spécifiques faites par l'Ontario Geological Survey en Ontario (OGS), et les publications dans des revues spécialisées pour le sud de l'Abitibi; 2) les minéraux métamorphiques observés à l'affleurement ou en forage et décrits visuellement ou en lames minces dans des banques du SIGÉOM ou de partenaires industriels du CONSOREM. Les principaux isogrades ont été tracés d'après des dizaines de milliers d'entrées correspondant à des points d'observation et interprétés en termes d'assemblages de minéraux métamorphiques; et finalement 3) différentes approches basées sur le contenu en volatiles de roches volcaniques ont été proposées et testées afin d'évaluer avec un certain succès la possibilité d'utiliser la géochimie et la norme CONSOREM comme outil complémentaire à la minéralogie pour tracer des isogrades.

La carte métamorphique a servi de guide d'exploration pour différents contextes. Il a été établi dans un premier temps que la très grande majorité des mines, gisements et gîtes d'or encaissés dans des veines et cisaillements, tout comme la majeure partie de l'or produite ou en réserve, sont situés à moins de 2 km des couloirs de déformation. Cette enveloppe de fertilité autour des couloirs de déformation a ensuite été utilisée en relation spatiale avec la carte métamorphique. Il est connu que les formations de fer sont minéralisées en or seulement si elles atteignent les faciès schiste vert supérieur - amphibolite à cause des réactions de sulfuration et des contrastes de compétence (Homestake 40 Moz, au Dakota par exemple). Le croisement entre les surfaces au schiste vert supérieur et amphibolite, l'enveloppe de fertilité de 2 km, et les formations de fer de l'Abitibi, permet d'exclure 77% de la superficie occupée par les formations de fer et donc de mieux orienter l'exploration. L'autre approche a été d'identifier les segments de couloirs de déformation qui présentent des contrastes de métamorphisme de part et d'autre et qui bordent des bassins sédimentaires. Le contraste métamorphique et les bassins sédimentaires traduiraient la présence de mouvements

verticaux importants (normal ou inverse) et la longévité de certaines structures (failles précoces réactivées lors de l'orogénie par exemple), deux ingrédients reconnus dans la littérature comme favorables pour la genèse des gisements d'or orogénique. Les statistiques montrent que seulement 38 des 252 segments de failles en Abitibi présentent ces deux caractéristiques et qu'il y a 3,9 fois plus d'or par kilomètre carré dans ces zones que dans les autres segments de failles. Finalement, afin d'évaluer la théorie selon laquelle l'or précipiterait dans le faciès schiste vert près de la limite des grades schiste vert supérieur et amphibolite, la quantité d'or par unité de surface et le tonnage absolu en or ont été calculés pour les faciès amphibolites et schiste vert supérieur, et pour des intervalles de distance de 1 km horizontalement à partir de l'isograde schiste vert supérieur. Le résultat obtenu démontre que la majorité de l'or se situe dans le faciès schiste vert et majoritairement dans les premiers 2 km de l'isograde schiste vert supérieur.

TABLE DES MATIERES

Avertissement	i
Sommaire exécutif	ii
Table des Matières	iv
Liste des Figures	v
Liste des Tableaux	viii
Abréviations et acronymes	ix
1 Introduction	1
1.1 Géologie régionale et métamorphisme en Abitibi	1
1.2 Problématique	3
1.3 Objectifs	4
2 Métamorphisme et minéralisations aurifères	4
2.1 Relation entre le métamorphisme et les minéralisations d'or orogénique	4
2.2 Périodes de minéralisations aurifères en Abitibi par rapport au métamorphisme	7
3 Méthodologie pour la réalisation de la carte métamorphique	8
3.1 Assemblages de minéraux métamorphiques déterminés en lames minces	9
3.2 Compilation de données cartographiques sur le métamorphisme en Abitibi	9
3.3 Compilation des minéraux métamorphiques décrits en affleurement ou en forage	10
3.4 Détermination du faciès métamorphique	10
3.5 Résultat de la carte métamorphique	13
4 Autres approches pour définir le grade métamorphique	16
4.1 Approche minéralogique avec la pyrrhotine	16
4.2 Approches géochimiques	18
4.2.1 Métamorphisme évalué selon la norme CONSOREM	19
4.2.2 Métamorphisme évalué selon le H ₂ O mesuré ou estimé	22
4.2.3 Métamorphisme évalué selon la perte au feu	28
5 Cibles d'exploration régionale pour l'Abitibi	31
5.1 Relations spatiales entre les minéralisations aurifères orogéniques en Abitibi et la carte métamorphique	32
5.2 Métamorphisme dans les couloirs de déformation	34
5.3 Métamorphisme et formations de fer	35
5.4 Contraste métamorphique le long des couloirs de déformation	38
6 Conclusion	42
Remerciements	42
Références	43

LISTE DES FIGURES

Figure 1.	Carte géologique régionale montrant les principaux types de roches d'après une compilation des données numériques du SIGÉOM (2012) et de l'OGS (2005) et les couloirs de déformation modifiés de Daigneault (1996). Localisation de la Sous-province de l'Abitibi dans le sud de la Province de Supérieur en encart.....	3
Figure 2.	Cadres montrant les localisations et références des travaux sur le métamorphisme en Abitibi d'après des publications scientifiques, rapports géologiques, ou cartes métamorphiques. Les polygones orange représentent les roches amphibolitisées selon la carte numérique du SIGÉOM (2012).	3
Figure 3.	Diagrammes montrant la quantité d'eau moyenne expulsée des minéraux hydratés lors de réactions de déshydratation progrades pour des argilites et des basaltes pour un gradient géothermique de 30°C/km (modifié de Bucher et Grapes, 2011 d'après Fyfe et al., 1978).	7
Figure 4.	Compilation des âges pour la déformation et les roches ignées de la zone volcanique sud d'après Daigneault et al. (2004). Âges des minéralisations aurifères (incluant les marges d'erreurs) pour le sud de l'Abitibi d'après Robert et al. (2005) et pour Canadian Malartic de De Souza et al. (2014) et de Helt et al. (2014). Âges pour le pic métamorphique d'après Kerrich et Ludden (2000).	8
Figure 5.	Distribution des lames minces à partir desquelles ont été interprétés un assemblage minéral et une interprétation sur le faciès métamorphique, d'après les données de Thompson (2005; croix), Daigneault (com. pers. 2014; symbole X) et Briao-Koth (2014; cercle).	9
Figure 6.	Distribution des affleurements et des intersections en forages (totalisant 48 375 points de contrôle) dans les bandes volcano-sédimentaires de l'Abitibi qui ont permis de caractériser les faciès métamorphiques d'après l'assemblage de minéraux provenant de descriptions macroscopiques (sources : SIGÉOM 2012 et compagnies partenaires du CONSOREM).....	10
Figure 7.	Grille d'identification de minéraux métamorphiques qui peuvent être identifiés macroscopiquement et leurs champs de stabilité (lignes continues ou en pointillées) pour les roches mafiques et les roches sédimentaires en fonction du degré de métamorphisme. Les cadres en pointillés jaunes correspondent au faciès schiste vert supérieur dans les basaltes et approximativement à la zone à biotite et grenat dans les métasédiments (modifié de Winter, 2001). SSV : sous-schiste vert; SV : schiste vert; SVS : schiste vert supérieur; AMP : amphibolite; GRA : granulite.....	12
Figure 8.	Carte métamorphique de l'Abitibi résultant de l'intégration de données publiques sur le métamorphisme et du traitement des données minéralogiques ponctuelles d'affleurement et de forages. Dômes métamorphiques au SVS-AMP indiqués par les lignes en pointillés blancs; Abitibi Est (AE); Abitibi Ouest (AO); Abitibi Nord (AN); Preissac-Lacorne (PL). Les lignes N-S représentent les tracés des levés séismiques du projet LITHOPROBE et dont l'interprétation des profils est montrée sur la Figure 9. Faille Casa Berardi (FCB); Faille de Cadillac-Larder Lake (FCLL); Faille Porcupine-Destor-Manneville (FPDM). Plutons gneissiques : Barry (Ba); Bernetz (Be); Corriveau (C); Hébert (Hé); Holmes (Ho); Josselin (J); Marest (M).	15
Figure 9.	Section composite N-S de la structure de la croûte continentale de la Sous-province de l'Abitibi interprétée par Ludden et Hynes (2000) d'après les	

levés de sismique-réfraction du projet LITHOPROBE (tracés présentés sur la Figure 8) avec les isogrades de la carte métamorphique projetés. Isogrades métamorphiques : SSV : sous schiste vert; SV : schiste vert; SVS : schiste vert supérieur; AMP : amphibolite; MIG-GRA : front des migmatites et granulite. Dômes métamorphiques : AO : Abitibi Ouest; AN : Abitibi Nord; P : Pontiac. Plutons : PLA : Lac Abitibi; PVS : Val St-Gille; PR : Rousseau. 15

Figure 10. Carte métamorphique du sud de l’Abitibi montrant la concentration le long de la faille de Cadillac-Larder Lake des gîtes avec de la pyrite et de la pyrrhotine dans le domaine au SVS. Les gîtes à pyrite-pyrrhotine dans le camp minier de Val-d’Or sont localisés autour d’intrusions dans les auréoles au SVS-AMP. 18

Figure 11. Carte métamorphique de la région du camp de Chapais (sud de Chibougamau) montrant la distribution des gîtes d’or et indices d’or ou de sulfures avec seulement de la pyrrhotine (sans pyrite). L’isograde SVS correspond à la limite de la présence de la pyrrhotine dans les secteurs de Joe Mann, Phillibert, Fenton, Lac des Vents, et R-14. Plusieurs indices à pyrrhotine seule sont présents dans les auréoles au SVS-AMP d’intrusions. Les autres indices et gîtes autour du pluton d’Eau Jaune correspondent à des minéralisations exhalatives, dans des volcanoclastites interdigitées dans des coulées de basaltes de la Formation d’Obatogamau..... 18

Figure 12. Localisation des échantillons géochimiques de Haus et Pauk (1993) et la carte métamorphique de Thompson (2005) dans les régions des camps miniers aurifères de Timmins et Kirkland Lake. Les échantillons sont classés selon la stabilité des minéraux métamorphiques dans l’un des trois tétraèdres de la norme minéralogique et correspondant aux SV, SVS et AMP.....21

Figure 13. Localisation des échantillons géochimiques du SIGÉOM (2012) et la carte métamorphique dans les régions des camps miniers de Rouyn et Val-d’Or. Les échantillons sont classés selon la stabilité des minéraux métamorphiques dans l’un des trois tétraèdres de la norme minéralogique et correspondant aux SV, SVS et AMP.22

Figure 14. Valeurs de H₂O analysé en % poids des échantillons géochimiques de roches volcaniques mafiques et intermédiaires, excluant les roches ultramafiques, intrusives et sédimentaires, en relation avec la carte métamorphique. À noter les plus faibles valeurs dans les régions au faciès AMP et les plus fortes valeurs dans les zones de bas grade métamorphique ou dans les couloirs de déformation. Légende de la carte métamorphique identique à la Figure 13.24

Figure 15. Boîtes à moustaches montrant les valeurs de H₂O analysé en % poids pour les roches volcaniques mafiques et intermédiaires du sud de l’Abitibi (Figure 14) en fonction du faciès métamorphique.....25

Figure 16. Diagramme comparant les valeurs de H₂O des analyses géochimiques à celles prédites par la norme au schiste vert 350C (Trépanier, 2013). Les symboles des points représentent le faciès métamorphique déterminé par Thompson (2005) sur les échantillons géochimiques de roches volcaniques intermédiaires à mafiques.25

Figure 17. Diagramme comparant les valeurs de H₂O estimées à celles prédites par la norme au schiste vert 350C (Trépanier, 2013) pour 4154 analyses géochimiques de roches volcaniques intermédiaires à mafiques de l’Abitibi avec une perte au feu (PAF) ≤ 4% et S ≤ 1%.26

Figure 18. Échantillons géochimiques de roches ignées intermédiaires/mafiques (PAF ≤ 4 et S ≤ 1%) dans le secteur NE du camp minier aurifère de Kirkland Lake classés selon les pentes du diagramme de la Figure 17 et par rapport à la

	carte métamorphique de Thompson (2005). A) Carte métamorphique et échantillons de Thompson (2005) avec la légende. B) Échantillons géochimiques classés SV inférieur ou SSV (pente < 0,9). C) Échantillons géochimiques classés au SV moyen par la norme 350C (pente entre 1 et 1,5).	26
Figure 19.	A) Carte de Hannington et al. (2003) montrant le changement métamorphique du SSV à l'est vers le SV à l'ouest avec la disparition de pumpellyite d'après la minéralogie déterminée aux rayons X sur roche totale (XRD). B) Échantillons géochimiques de roches ignées intermédiaires/mafiques ($PAF \leq 4$ et $S \leq 1\%$) et classés selon les pentes du diagramme de la Figure 17.	27
Figure 20.	Échantillons géochimiques de roches ignées intermédiaires/mafiques ($PAF \leq 4$ et $S \leq 1\%$) dans le secteur du camp minier aurifère de Kirkland Lake classés selon les pentes du diagramme de la Figure 17 et par rapport à la carte métamorphique modifiée de Thompson (2005). Même légende pour les faciès que sur la Figure 13.	27
Figure 21.	Échantillons géochimiques de roches ignées intermédiaires/mafiques ($PAF \leq 4$ et $S \leq 1\%$) dans le secteur du camp minier de Rouyn-Noranda classés selon les pentes du diagramme de la Figure 17 et par rapport à la carte métamorphique. Même légende pour les faciès que sur la Figure 13. Les échantillons classés SVS et AMP sont surtout présents dans les auréoles de plutons, mais ne sont pas montrés ici pour des raisons de clarté.	28
Figure 22.	Valeurs de la perte au feu (PAF) pour les basaltes, andésites et gabbros des échantillons géochimiques pour lesquels Thompson (2005) a identifié le faciès métamorphique.	30
Figure 23.	Valeurs de perte au feu d'échantillons géochimiques de volcanites mafiques et intermédiaires pour lesquels Thompson (2005) a identifié le faciès métamorphique.	31
Figure 24.	Distribution des gîtes et gisements d'or associés principalement à des cisaillements et des veines de quartz-carbonate à faible teneur en métaux de base par rapport à la carte métamorphique et les couloirs de déformation de l'Abitibi (modifié de Daigneault, 1996 et com. pers., 2013). Même légende pour les faciès que sur la Figure 13.	34
Figure 25.	Diagrammes montrant le nombre de gîtes et mines et la quantité d'or en fonction de la distance aux couloirs de déformation de l'Abitibi.	34
Figure 26.	A) Carte métamorphique dans les couloirs de déformation et leur enveloppe de 2 km de largeur (lignes avec traits en noir) pour la région de Malartic et Val-d'Or (à titre d'exemple) avec les gîtes et gisements d'or (ronds jaunes) et les zones tampons de 1 km de largeur dans le SV mesurées à partir de l'isograde SVS. Les zones en gris représentent des intrusions. B) Diagramme montrant pour l'ensemble de l'Abitibi la quantité d'or par km^2 et le nombre total de tonnes d'or dans les faciès AMP et SVS ainsi que dans les différentes tranches de 1 km depuis l'isograde SVS dans les couloirs de déformation et leur enveloppe de 2 km de largeur. La quantité d'or par unité de surface est maximale dans le SV à l'intérieur du premier km de l'isograde SVS.	36
Figure 27.	Zones prospectives (en bleu) représentant le faciès SVS et les deux premiers kilomètres depuis l'isograde SVS dans le SV à l'intérieur des couloirs de déformation de l'Abitibi et de leur enveloppe de 2 km de largeur (en référence aux résultats présentés sur la Figure 26). Les ronds jaunes représentent les gisements d'or dans des veines et cisaillements avec le nom de certaines mines.	37

Figure 28. Les gîtes d'or (carrés jaunes) totalement ou partiellement encaissés dans des formations de fer (en noir) en Abitibi d'après le SIGÉOM (2012) et l'OGS (2014) par rapport à la carte métamorphique. L'épaisseur du contour des formations de fer est exagérée pour fin de visibilité. Même légende pour les faciès que sur la Figure 13.....	37
Figure 29. Formations de fer métamorphisées au SVS et AMP (en noir) plus susceptibles de contenir des minéralisations aurifères que celles métamorphisées au SV. L'épaisseur du contour des formations de fer est exagérée pour plus de visibilité.....	38
Figure 30. Distribution de segments de failles avec (en noir) ou sans (gris pâle) contraste métamorphique. Noms des failles : Cas : Casa Berardi; Chi : Chicobi; Mac : Macamic; Man : Manneville; Cad : Cadillac-Larder Lake. Tracés des failles selon Daigneault (1996) et com. pers. Daigneault (2013).....	40
Figure 31. Segments de couloirs de déformation et leur enveloppe de 2 km (quadrillé noir) présentant un contraste de métamorphisme et qui sont bordés par des bassins sédimentaires.....	41

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Minéraux et assemblages minéralogiques distinctifs de certains faciès métamorphiques pour les roches volcaniques mafiques et intermédiaires d'après Winter (2001).....	13
Tableau 2. Correspondance spatiale entre le faciès métamorphique déterminé sur des échantillons géochimiques par la norme CONSOREM et la carte métamorphique de Thompson (2005) pour le sud de l'Abitibi en Ontario.	20
Tableau 3. Correspondance spatiale entre le faciès métamorphique déterminé sur des échantillons géochimiques par la norme CONSOREM et la carte métamorphique pour l'Abitibi au Québec.....	21
Tableau 4. Valeurs de la perte au feu (PAF) pour des échantillons d'andésites, de basaltes et de gabbros classés selon le métamorphisme par Thompson (2005) et en références à la Figure 22.....	29
Tableau 5. Correspondance entre le métamorphisme déterminé à partir de la perte au feu selon les barèmes du Tableau 4 et les 279 échantillons géochimiques de basaltes, d'andésites et de gabbros sur lesquels Thompson (2005) a déterminé le grade métamorphique.....	29
Tableau 6. Correspondance entre le métamorphisme déterminé à partir de la perte au feu de 2421 échantillons géochimiques de basaltes et d'andésites selon les barèmes du Tableau 4 par rapport à la carte métamorphique du côté québécois de l'Abitibi (présente étude).....	30
Tableau 7. Quantité d'or et nombre de mines et gîtes d'or orogénique par faciès métamorphique en Abitibi.	33
Tableau 8. Nombre de mines et gîtes d'or orogénique et quantité d'or associées aux segments de failles avec un contraste de métamorphisme en Abitibi.....	39

Tableau 9. Nombre de mines et gîtes d'or orogénique et quantité d'or associés aux segments de failles avec un contraste de métamorphisme et bordant un bassin sédimentaire en Abitibi.40

ABREVIATIONS ET ACRONYMES

AMP : Amphibolite

OGS : Ontario Geological Survey

SSV : Sous schiste vert

SV : Schiste vert

SVS : Schiste vert supérieur

ZVN : Zone volcanique nord

ZVS : Zone volcanique sud

SIGÉOM : Système d'informations géominières du gouvernement du Québec

1 INTRODUCTION

Cette étude présente une nouvelle carte métamorphique synthèse à l'échelle de la Sous-province archéenne de l'Abitibi. La carte métamorphique est le résultat d'une compilation exhaustive de la littérature, de la synthèse et du traitement de données publiques du Système d'informations géominières du gouvernement du Québec (SIGÉOM, 2012) et de données non-publiques de compagnies membres du CONSOREM.

Le rapport aborde la problématique de l'or orogénique par rapport au métamorphisme et explique la méthodologie utilisée pour la construction de la carte métamorphique. Des cibles d'exploration pour les minéralisations d'or orogénique sont proposées par rapport aux isogrades métamorphiques. Des régions favorables pour les minéralisations d'or sont identifiées dans des formations de fer métamorphisées au faciès schiste vert supérieur (SVS) à amphibolite (AMP). D'autres secteurs sont reconnus comme étant propices à des minéralisations d'or orogénique le long de certains segments de couloirs de déformation qui délimitent des domaines métamorphiques distincts et le long desquels des bassins sédimentaires se sont formés. Statistiquement, le nombre de gîtes et le contenu en or dans les segments ciblés sont de 2 à 4 fois plus élevés que dans les autres segments de failles.

1.1 Géologie régionale et métamorphisme en Abitibi

La Sous-province de l'Abitibi est une ceinture de roches vertes archéennes située dans le sud de la Province de Supérieur (**Figure 1**). Selon les cartes numériques du SIGÉOM (2012) et de l'OGS (2005), la ceinture a une superficie de 97 750 km². Les roches volcaniques occupent un peu moins de la moitié de cette étendue et sont largement dominées par des basaltes de composition tholéiitique. Les roches volcaniques felsiques occupent environ 6% de ce territoire volcanique et se concentrent autour de plutons synvolcaniques (**Figure 1**). Les plutons synvolcaniques occupent environ la même superficie (20 156 km²) que les intrusions syn à tardi-tectoniques (20 604 km²). Ils sont moins nombreux (148) mais de plus grande superficie (136 km² en moyenne) par rapport aux plutons syntectoniques dont le nombre atteint 435 et une superficie moyenne de 47 km². Les roches sédimentaires occupent une surface de 11620 km² et sont concentrées surtout dans la partie québécoise de la ceinture.

La Sous-province de l'Abitibi est divisée selon Chown et al. (1992) et Mueller et al. (1996) en deux zones lithotectoniques; la zone volcanique nord (ZVN) et la zone volcanique sud (ZVS). Elle représenterait un collage de deux arcs volcaniques délimités par la faille Porcupine-Destor-Manneville (Mueller et al., 1996). La ZVN (2735-2705 Ma) est limitée au nord par une zone de déformation et la Sous-province d'Opatca (**Figure 1**). La ZVS (2714-2697 Ma) est séparée des sédiments de la Sous-province de Pontiac (2685±3 Ma; Davis 2002) par la faille de Cadillac-Larder Lake. Les bassins sédimentaires sont localisés le long des principaux couloirs de déformation de l'Abitibi. On distingue les bassins de flyschs turbiditiques syn-orogéniques qui se forment vers la fin du volcanisme, et les bassins clastiques de type molasse qui reposent en discordance d'érosion ou structurale sur les flyschs et qui sont interprétés être associés à la tectonique tangentielle qui a lieu surtout dans la ZVS vers la fin de l'orogénie, entre 2690 et 2670 Ma (Mueller et Donaldson, 1992; Mueller et al., 1991, 1996; Daigneault et al., 2002; Beakhouse, 2011; Mueller et Corcoran, 1998).

La déformation de la ceinture est hétérogène et partitionnée. Des zones étroites et fortement déformées, formant les longs couloirs de déformation est-ouest et NO-SE, séparent de larges blocs faiblement déformés exposés à la faveur de dômes anticlinaux centrés sur de grandes intrusions généralement synvolcaniques (Daigneault et Archambault, 1990). Les roches sédimentaires occupent généralement le cœur des synclinaux en bordure des couloirs de

déformation. L'âge de la déformation dans la ZVN est estimé entre 2710 et 2698 Ma alors que dans la ZVS il est compris entre 2698 et 2660 Ma (Daigneault et al., 2004).

La majorité des travaux sur le métamorphisme en Abitibi se sont concentrés dans le sud de la ceinture, entre les failles Porcupine-Destor et Cadillac-Larder Lake (**Figure 2**). Les premières études ont surtout porté sur les zones à prehnite et pumpellyite dans le Groupe de Blake River (Baragar, 1968; Jolly, 1974; Gélinas et Brooks, 1974; Dimroth et al., 1974; Powell, 1991 et 1994; Hradi, 1993; Powell et Jackson, 1994). Ce faciès de bas grade métamorphique est interprété par Dimroth et al. (1983) comme l'altération pervasive régionale associée au volcanisme et où Gélinas et Brooks (1974) et Hannington et al. (2003) reconnaissent des textures volcaniques primaires bien préservées. Jolly (1978) publie la première et la seule carte métamorphique couvrant la ceinture de l'Abitibi. Gélinas et Brooks (1974) émettent l'hypothèse que les zones SSV et SV inférieur sont largement rependues en Abitibi, mais l'étude régionale de Jolly (1978) montre que les zones à prehnite et pumpellyite sont plutôt restreintes au SO de l'Abitibi, dans les groupes de Blake River, Stoughton-Roquemaure et de Kinojévis. Les travaux de Powell et al. (1995a) précisent la position des différents isogrades dans le Blake River, alors que Daigneault et al. (2002) produisent une carte détaillée du métamorphisme pour la ZVS et le sud de la ZVN. Plusieurs travaux du MERNQ présentent également des indications quant au métamorphisme, soit sous la forme de chapitres consacrés au métamorphisme, de cartes schématiques ou de courtes descriptions à l'intérieur de rapports. Mentionnons entre autres les travaux de Trudel et al. (1992) dans le secteur de Malartic, de Rocheleau et al. (1997), Girard et Moorhead (1993,1994), Daigneault et Allard (1994), Bandyayera et al. (2004), et Roy et al. (2005) au Front du Grenville (**Figure 2**). Dans la Sous-province de Pontiac, Goulet (1978), Imreh (1982), Camiré (1992), Camiré et Burg (1993), Benn et al. (1994), et Ghassemi (1996) ont proposé une série d'isogrades parallèles à la faille de Cadillac-Larder Lake qui indique une augmentation progressive du métamorphisme vers le sud, depuis le SVS jusqu'à l'AMP moyen. Du côté de l'Ontario, Easton (2000) et Easton et Berman (2004) ont publié une carte métamorphique de faible résolution pour l'ensemble de la province. Thompson (2005) interprète en lames minces plus spécifiquement le métamorphisme du sud de l'Abitibi du côté ontarien et de manière systématique avec des barèmes minéralogiques détaillés pour différents types de roches.

Dimroth et al. (1974) reconnaissent 3 types de métamorphisme dans le SO de l'Abitibi. Un métamorphisme de haute température et de faible pression autour d'intrusions synvolcaniques, un métamorphisme syncinématique lié à l'orogène kénoréen qui s'exprime par des minéraux alignés dans les plans de la schistosité, et un métamorphisme thermique tardi- a post cinématique qui se traduit par des minéraux qui recoupent les schistosités et qui forment des cornéennes autours de plutons syn à tardi-tectoniques (Powell et al., 1995a). Dans les couloirs de déformation, le métamorphisme est généralement au SV. Les couloirs qui bordent ou traversent des zones métamorphisées au SVS ou AMP sont retrogradés au faciès SV (Powell et al., 1995b). C'est le cas le long de la faille de Cadillac-Larder Lake à l'est de Rouyn, dans les secteurs de l'ancienne mine McWatters (Morin et al., 1993) et de la mine Lapa (Simard, 2011) par exemples. Powell et al. (1995a) ont montré qu'il n'y a pas de métamorphisme rétrograde à l'échelle régionale.

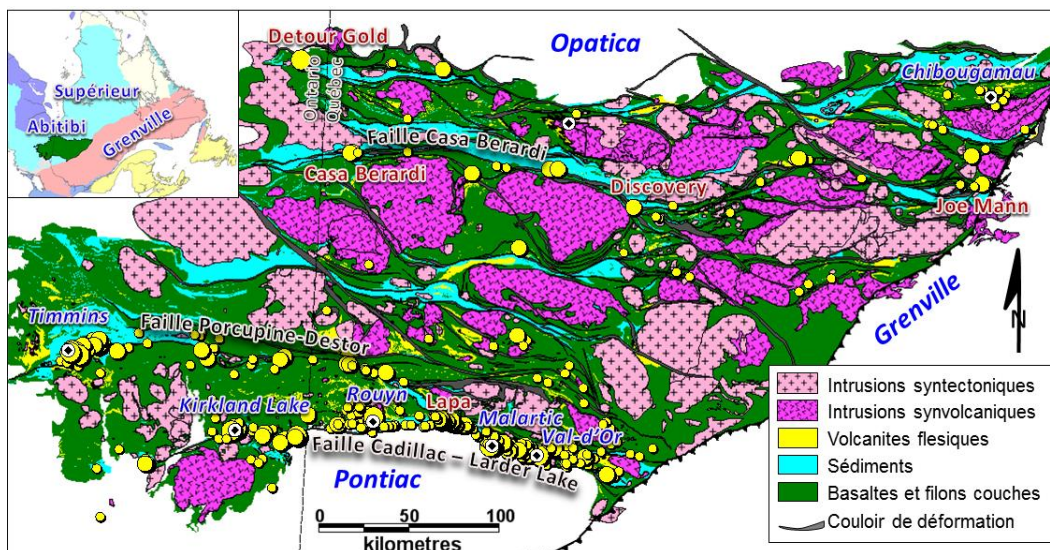


Figure 1. Carte géologique régionale montrant les principaux types de roches d'après une compilation des données numériques du SIGÉOM (2012) et de l'OGS (2005) et les couloirs de déformation modifiés de Daigneault (1996). Localisation de la Sous-province de l'Abitibi dans le sud de la Province de Supérieur en encart.

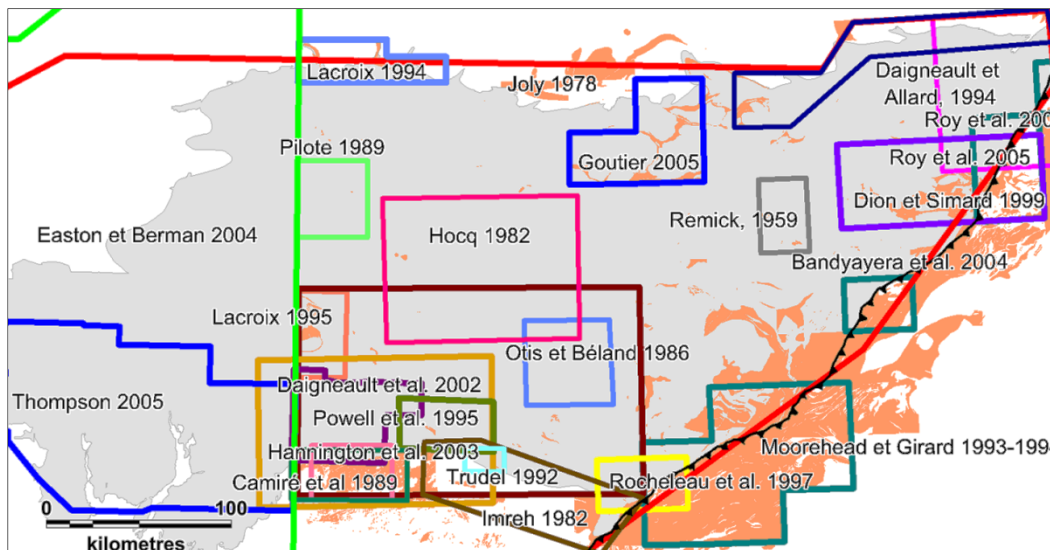


Figure 2. Cadres montrant les localisations et références des travaux sur le métamorphisme en Abitibi d'après des publications scientifiques, rapports géologiques, ou cartes métamorphiques. Les polygones orange représentent les roches amphibolitisées selon la carte numérique du SIGÉOM (2012).

1.2 Problématique

La majorité des gisements d'or orogénique dans le monde se sont formés dans la croûte moyenne (7-12 km de profondeur) à des conditions de pression et de température du SV. Selon Goldfarb et al. (2005), cette association spatiale étroite entre les gisements aurifères et ce faciès métamorphique s'explique notamment du fait : 1) qu'il y a une grande quantité de fluide créée à la transition SV - AMP (Elmer et al., 2006); 2) que ces fluides sont évacués au-dessus de cette

zone et piégés le long de couloirs de déformation dans des structures ductiles-cassantes favorables (Cox, 2005), et 3) qu'il y a un changement brusque de la solubilité de l'or juste au-dessus de cette transition (Phillips et Powell, 2010).

La distribution en carte des différents faciès métamorphiques devient donc un outil de ciblage à l'échelle régionale. Or, la connaissance sur le métamorphisme de l'Abitibi est sommaire et date des travaux de Jolly (1978). Cet auteur a subdivisé le métamorphisme en 3 faciès : SSV, SV, et AMP. Le faciès des granulites est présent uniquement à l'est de la ceinture, dans la portion parautochtone et archéenne de la Province de Grenville. Les faciès SSV, SV et AMP sont bien documentés dans certaines régions, notamment dans le Groupe de Blake River et dans le NE de l'Abitibi (voir les références citées sur la **Figure 2**). Mais ailleurs, l'information demeure très sommaire, notamment dans le NO de l'Abitibi. De plus, les connaissances sur le métamorphisme dans des rapports ou publications sous la forme de texte ou de cartes schématiques à l'échelle locale, n'ont jamais été synthétisées à l'échelle de la ceinture. En particulier, la zone de transition SVS-AMP, critique selon plusieurs auteurs (Goldfarb et al., 2005; Phillips et Powell, 2010), n'est pas connue à l'échelle de la ceinture. Les seuls travaux qui indiquent la position de cette zone de transition sont ceux de Powell et al. (1995a) et de Thompson (2005) dans le sud de l'Abitibi.

En Abitibi, la majorité des minéralisations aurifères post-volcaniques à faible teneur en métaux de base sont dans des encaissements métamorphisés au SV et situées spécifiquement le long de trois principaux couloirs de déformation; Cadillac-Larder Lake, Porcupine-Destor, et Casa Berardi (**Figure 1**). D'autres régions au SV sont aussi traversées par des failles régionales. Quel est leur potentiel de contenir des minéralisations aurifères? Quels autres facteurs, combinés au métamorphisme, pourraient contribuer à la fertilité d'un couloir?

1.3 Objectifs

Le premier objectif de l'étude est de produire une carte métamorphique synthèse pour l'ensemble de l'Abitibi. Un autre objectif est de tester d'autres approches minéralogiques et géochimiques qui permettraient de documenter le métamorphisme autrement que par des assemblages minéralogiques. Si ces approches s'avéraient utiles, elles permettraient de combler l'information dans certains secteurs dépourvus d'information minéralogique.

Concernant l'exploration, l'objectif principal est d'établir des relations spatiales entre les isogrades métamorphiques et la position des gisements aurifères. L'objectif final est de proposer des guides d'exploration pour les minéralisations d'or du type orogénique à la lumière de la compréhension du métamorphisme de l'Abitibi et de son interprétation.

2 METAMORPHISME ET MINERALISATIONS AURIFERES

Ce chapitre résume les modèles génétiques qui relient le métamorphisme et les minéralisations d'or orogénique (mésothermaux) ainsi que les principales périodes de minéralisations aurifères en Abitibi par rapport au pic métamorphique.

2.1 Relation entre le métamorphisme et les minéralisations d'or orogénique

Les données isotopiques d'hydrogène et d'oxygène indiquent que les fluides minéralisateurs des gisements d'or orogénique sont principalement d'origine métamorphique avec parfois une composante magmatique (Colvine et al., 1988; Kerrich et Ludden, 2000), comme le démontre par exemple l'étude de Helt et al. (2014) sur le gisement de Canadian Malartic le long de la faille de

Cadillac-Larder Lake. Il est proposé que la source des fluides hydrothermaux qui sont à l'origine de la formation de gisements soit des produits de compaction et de réactions de déshydratation de la croûte (Kerrick et Fyfe, 1981). Les réactions métamorphiques progrades dans la croûte inférieure et moyenne génèrent de larges quantités de fluides et de gaz qui sont transportés vers des parties supérieures de la croûte et ensuite piégés entre autre dans des structures ductiles-cassantes et restreintes au domaine séismique (Fyfe et al., 1978; Etheridge et al., 1983; Stanley et al., 1990; Powell et al., 1991; Rumble, 1994; Cox, 2005).

La **Figure 3** montre la quantité d'eau qui est expulsée lors de l'enfouissement et du métamorphisme d'argilites et de basaltes. Dans les argilites, la libération de fluides se produit à partir de la surface très tôt dans l'histoire de l'enfouissement lors de la diagenèse. À cause de certaines réactions métamorphiques progrades, l'expulsion de fluides s'effectue spontanément par paliers et sur de courts intervalles de distance (**Figure 3**). La plus forte quantité de fluides est produite à la transition SVS-AMP où les phyllosilicates se transforment en silicates. Dans le cas des basaltes et pour un gradient géothermique normal, les laves sont essentiellement anhydres près de la surface et s'hydratent jusqu'à ~5% poids H₂O autour de 7 km de profondeur dans le faciès à zéolite (**Figure 3**). Ce taux d'hydratation varie selon la quantité d'altération que subissent les roches avant leur enfouissement (altérations synvolcaniques par l'eau de mer par exemple). Par la suite et durant tout le SV, les basaltes se déshydratent progressivement en fonction de la profondeur. La limite SVS-AMP correspond à un changement dans le taux de production de fluide avec l'apparition de minéraux moins hydratés ou anhydre comme la hornblende, le grenat et le pyroxène.

Les modèles de dévolatilisation métamorphique de la croûte de Norris et Henley (1976), Etheridge et al. (1983), Colvine et al. (1988), Kerrich et al. (2000, 2005), Goldfarb et al. (2005), Thompson (2005) et ceux plus récents de Phillips et Powell (2009 et 2010) et de Large et al. (2011) impliquent un lien génétique entre la formation de la majorité des gisements d'or orogéniques et la zone de transition SVS-AMP. Ces auteurs tendent à démontrer que ces gisements aurifères syn à tardi métamorphiques (orogéniques) se mettent en place dans le faciès SV, au-dessus de cette transition. Cette zone transitoire est le lieu de plusieurs changements physicochimiques. Il existe une différence considérable dans le contenu en volatile de part et d'autre de cette zone (Fyfe et al., 1978; Elmer et al., 2006). Dans les terrains de faible à moyen grade métamorphique, les fluides métamorphiques dominés par H₂O sont générés par des réactions de déshydratation et/ou la mobilisation de fluides interstitiels (Fyfe et al., 1978; Groves et Phillips, 1987). Des quantités variables de CO₂ et CH₄ peuvent être générées au cours du métamorphisme prograde dépendamment de la composition de la roche encaissante. La transition vers un métamorphisme de plus haut grade produit une augmentation du CO₂ et du S en solution et une baisse de la salinité (Phillips, 1993; Phillips et Powell, 2010; Tomkins, 2010 et 2013). L'augmentation du CO₂ est produite par la transformation de carbonates en minéraux calco-silicatés ou par la réaction entre le graphite et le H₂O (Elmer et al., 2006; Ohmoto et Kerrick, 1977). La transformation de la pyrite en pyrrotine augmente le soufre réduit et permet le transport de l'or en solution sous forme H₂S dans le fluide métamorphique, alors que de faibles salinité et état d'oxydation assurent une faible concentration en métaux de base typique des gisements d'or orogénique (Crawford, 1981; Cox, 2005; Phillips et Powell, 2010).

La perméabilité et la vitesse de diffusion des fluides dans la croûte sont des facteurs importants dans la formation des gisements. Dans la croûte inférieure et moyenne, les fluides circulent lentement depuis les sites de production sur plusieurs kilomètres verticalement au travers d'un milieu ductile et relativement imperméable (Etheridge et al., 1983). Dans la croûte plus superficielle, le comportement rhéologique ductile-cassant favorise une plus grande perméabilité. Le transport des fluides s'effectue au cours d'épisodes séismiques et inter-séismiques dans des zones de dommage (Micklethwaite et Cox, 2006). Il est plus efficace dans une tectonique tangentielle (Sibson, 1987 et 1996). L'écoulement des fluides au travers de cette partie de la croûte s'effectue de 3 à 4 ordres de grandeur plus rapidement que dans la partie plus profonde (Cox, 2005). La précipitation des minéraux et des métaux est causée par la chute drastique de la

pression et par le tamponnement de lithologies réactives riches en fer (Kerrich et al., 2005; McCuaig et Kerrich, 1998).

Les gisements d'or mésothermaux peuvent se former à différents moments au cours de l'évolution d'accrétions et de collisions orogéniques, mais la majorité d'entre eux se développeraient vers la fin du processus orogénique, peu après le pic métamorphique, au cours des derniers incréments de la déformation crustale matérialisés par les grands couloirs de déformation (Böhlke, 1982; Colvin et al., 1984; Groves et al., 1989; McCuaig et Kerrich, 1998; Cox, 2005; Goldfarb et al., 2005). En Abitibi, les relations entre le métamorphisme et la déformation régionale indiquent que les isogrades sont sub-horizontaux et qu'ils recoupent à angles forts les strates déjà verticales (Colvine et al., 1984; Robert et Brown, 1986; Powell et al., 1991 et Powell, 1994). Dans le Blake River et dans la région de Matachewan, Powell et al. (1993) ont observé que les isogrades sont subhorizontaux. L'hypothèse faite par ces auteurs repose sur le rapport entre la superficie de ces zones métamorphiques (plusieurs centaines de km²) et l'épaisseur que peut faire un isograde. À l'échelle du sud de l'Abitibi, Powell et al. (1995a) suggèrent que les isogrades plongent à faible profondeur vers le nord, et sont orientés sub-parallèles aux directions lithologiques et structurales. Dans la région de Val-d'Or, Robert et Brown (1986) montrent que les couches volcaniques à l'intérieur du gisement Sigma-Lamaque sont subverticales, mais les isogrades les recoupent perpendiculairement. Dans le NO de l'Abitibi, à la mine Casa Berardi, les isogrades ont un pendage d'environ 20 degrés vers le sud et recoupent les unités volcano-sédimentaires verticalisées, et les isogrades ont été décalés par la faille Casa Berardi lors des derniers incréments de la déformation (Demers, Martin, com. person. 2014). Le basculement et le plissement ont donc lieu avant le pic métamorphique et la formation des isogrades.

En résumé, les réactions progrades produisent des fluides. Le volume et le flux de fluides varient selon le grade métamorphique et le type de roches. La transition SVS-AMP est une zone particulièrement importante où se produisent des changements chimiques (salinité, soufre, chlorures) et rhéologiques. Plusieurs gisements d'importance en Abitibi coïncident avec cette limite, notamment Detour Gold (réserves de 442 t Au), Sigma-Lamaque (250 t Au), Casa Berardi (65 t Au) et Lapa (21 t Au). Dans le NO de l'Abitibi en Ontario, le gisement de Detour Gold est situé le long de la faille Sunday Lake, le couloir de déformation le plus au nord de l'Abitibi, à la limite des faciès SVS-AMP (Oliver et al., 2012). Dans le gisement Sigma-Lamaque, les isogrades sont subhorizontaux. L'isograde à biotite (faciès SVS) est situé à 800 m de profondeur alors que l'isograde de la hornblende (faciès AMP) apparaît à partir 1600 m de profondeur, à la base de la minéralisation connue (Grant, 1986; Robert et Brown, 1986). À la mine Casa Berardi, les lentilles minéralisées sont dans le SV juste au-dessus de l'isograde SVS caractérisé par l'apparition de porphyroblastes de staurodite, du chloritoïde, et du plagioclase (Demers, com. pers. 2014). Comme plusieurs gisements le long de la faille de Cadillac-Larder Lake entre les villes de Malartic et Rouyn (**Figure 1**), le gisement de Lapa (2,82 Mt @ 7,43 g/t Au) est situé à la limite des faciès SVS et AMP (Simard, 2011). La partie inférieure du gisement (≤ 1 km de profondeur) est caractérisée par l'assemblage hornblende-oligoclase (AMP) et correspond au pic métamorphique et à la phase principale de minéralisation aurifère. Verticalement au centre du gisement, apparaît l'assemblage métamorphique rétrograde à actinote-albite (SVS). Logé dans la de faille Cadillac-Larder Lake et au sud, le gisement de Canadian Malartic à Malartic (**Figure 1**) dont la production et les réserves sont estimées à 525 t Au (Helt et al., 2014) est également dans le SVS, à moins de 2,5 km au nord de l'isograde AMP situé dans la Sous-province de Pontiac. Au sud de Chibougamau, l'ancienne mine Joe Mann (**Figure 1**) qui a produit 4 754 375 t @ 8,26 g Au/t et ~0,3 % Cu, est située dans le faciès SVS, à moins de 1,5 km de l'isograde AMP situé plus au sud (Hébert, 1978; Simard, 1992).

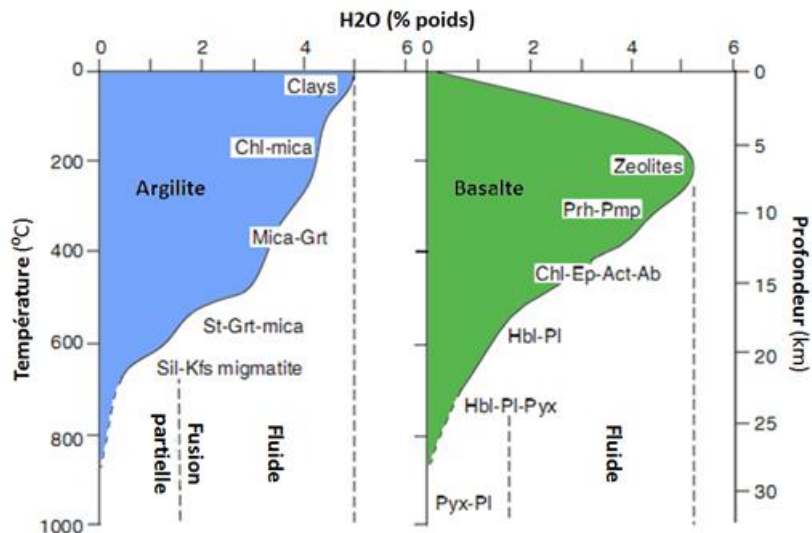


Figure 3. Diagrammes montrant la quantité d'eau moyenne expulsée des minéraux hydratés lors de réactions de déshydratation progrades pour des argilites et des basaltes pour un gradient géothermique de 30°C/km (modifié de Bucher et Grapes, 2011 d'après Fyfe et al., 1978).

2.2 Périodes de minéralisations aurifères en Abitibi par rapport au métamorphisme

En Abitibi, les relations de terrain et les données géochronologiques indiquent que la majorité des minéralisations aurifères associées à des systèmes de veines et de cisaillements (excluant ainsi celles dans les sulfures massifs volcanogènes) sont syn à tardi-métamorphiques.

Dans la majorité des cas, les minéraux d'altération aux épontes des veines minéralisées recoupent les minéraux métamorphiques, mais sont en équilibre rhéologique et thermique avec les roches hôtes, c'est-à-dire au même faciès métamorphique (Colvine et al., 1984; Robert et Brown, 1984). La période de métamorphisme régional dans le sud et le centre de la Province de Supérieur (Abitibi et Baie-James) est contrainte par des âges U-Pb entre 2695-2660 Ma (Colvine et al., 1988; Gauthier, 2000; Robert et al., 2005). La **Figure 4** montre pour la ZVS de l'Abitibi les différents épisodes de volcanisme, de sédimentation, de plutonisme et de déformation d'après Daigneault et al. (2002) par rapport au métamorphisme et aux minéralisations aurifères. Les âges U-Pb sur des minéraux métamorphiques indiquent que le métamorphisme régional en Abitibi a eu lieu entre 2690 et 2660 Ma (Schandl et al., 1991; Girard et Moorhead, 1993; Wilkinson et al., 1999; Wong et al., 1991; Davis et Lin, 2003; Beakhouse, 2011). Les minéraux métamorphiques de moyenne température indiquant l'âge du pic métamorphique, comme la hornblende et le rutile, ont livré dans le sud comme au nord de l'Abitibi des âges U-Pb et Ar/Ar entre 2685 et 2680 Ma (Schandl et al. 1991; Girard et Moorhead, 1993; Wilkinson et al. 1999; Wong et al. 1991; Feng et al., 1992; Hanes et al., 1992; Davis et Lin, 2003; Kerrich et Ludden, 2000; Beakhouse, 2011; Daoudene et al., 2014). Les datations de minéralisations aurifères dans le sud de l'Abitibi sont très discutables (Corfu, 1993), mais tendent à se concentrer autour de deux groupes d'âge. Le premier groupe est pré métamorphique ou au début du métamorphisme, tel que documenté dans les gisements de Kiena et Norlartic (Couture et al., 1994; Morasse et al., 1995). Le deuxième groupe suivrait de près le pic métamorphique dans l'intervalle 2682-2666 Ma (**Figure 4**). La quantité d'or associé à ce dernier événement de minéralisation représente l'essentielle de la ressource comparativement au premier événement. C'est au cours de cette période que ce forment les gisements des grands camps miniers aurifères comme Timmins, Kirkland Lake, Malartic et Val-d'Or (Marmont et Corfu, 1989 entre autres). Les datations Ar/Ar sur muscovite ou biotite indiquent un métamorphisme de plus basse température qui s'est poursuivi jusque vers

2610 Ma (Corfu, 1993; Powell et al., 1995b; Kerrich et Ludden, 2000), voire possiblement jusqu'à 2505 Ma dans la région de Val-d'Or (Lemarchand, 2012).

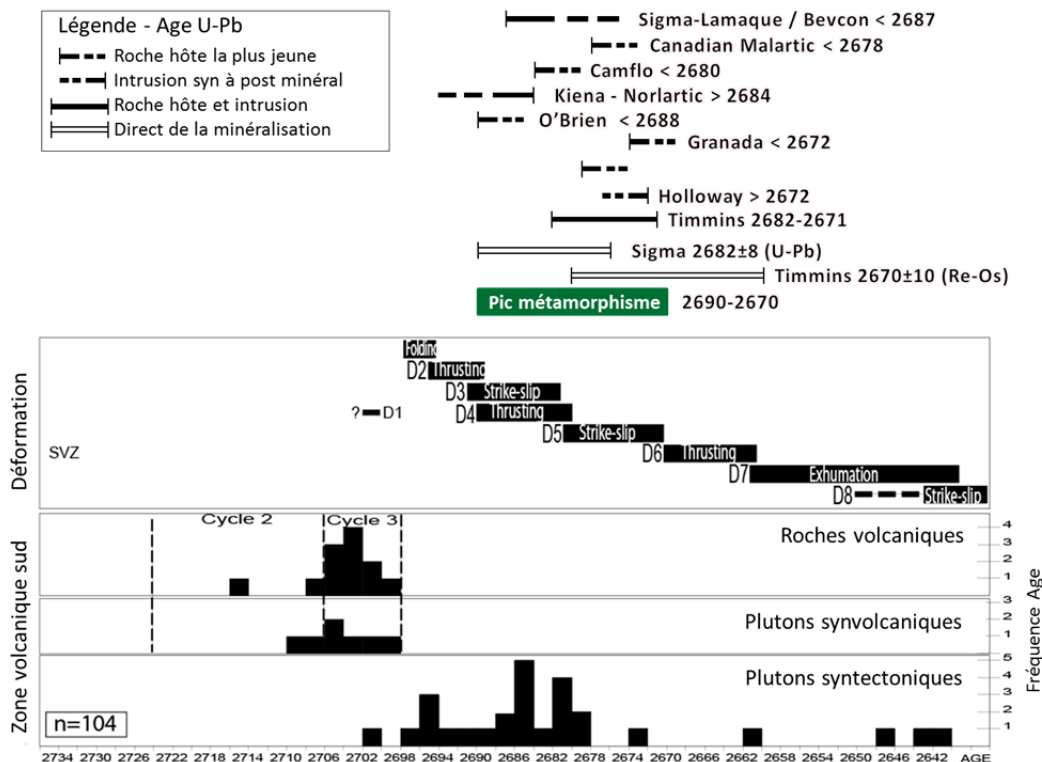


Figure 4. Compilation des âges pour la déformation et les roches ignées de la zone volcanique sud d'après Daigneault et al. (2004). Âges des minéralisations aurifères (incluant les marges d'erreurs) pour le sud de l'Abitibi d'après Robert et al. (2005) et pour Canadian Malartic de De Souza et al. (2014) et de Helt et al. (2014). Âges pour le pic métamorphique d'après Kerrich et Ludden (2000).

3 METHODOLOGIE POUR LA REALISATION DE LA CARTE METAMORPHIQUE

Trois types de données ont été utilisés pour produire la carte métamorphique; 1) des données publiques ou inédites sur des assemblages de minéraux métamorphiques observés en lames minces; 2) les données de compilation de cartes et isogrades métamorphiques provenant du domaine public; et 3) des données minéralogiques observées et décrites à l'affleurement ou en forage provenant de différentes bases de données du SIGÉOM (2012) et de compagnies d'exploration partenaires du CONSOREM.

Il n'y a pas eu d'acquisition de données de terrain dans le cadre de l'étude, ni d'observation minéralogique directe faite par l'auteur. Cependant, une base de données inédites de minéraux observés sur plus de 600 lames minces a été intégrée à l'étude (Figure 5; Daigneault, com. pers. 2014; Briao-Koth, 2014). Le métamorphisme a été interprété dans les roches volcaniques intermédiaires à ultramafiques et dans les roches sédimentaires. Celui à l'intérieur des plutons n'est pas considéré, seulement leur auréole. Seuls les assemblages de minéraux dans les gabbros et interstratifiés dans les roches volcaniques ont été considérés puisqu'ils sont contemporains du volcanisme, donc en principe pré métamorphiques. Les dykes felsiques à

intermédiaires n'ont pas été pris en compte parce qu'ils se sont mis en place sur une longue période de temps (événements synvolcaniques jusqu'à post métamorphiques).

3.1 Assemblages de minéraux métamorphiques déterminés en lames minces

Les données sur la détermination de minéraux métamorphiques à partir de lames minces proviennent de sources publiques ou inédites. Les données publiques pour lesquelles il y a une interprétation du faciès métamorphique proviennent d'articles scientifiques ou de rapports gouvernementaux, notamment celui de Thompson (2005) qui couvre une grande partie du sud de l'Abitibi en Ontario (**Figure 5**). Les données inédites proviennent de l'identification et l'interprétation d'assemblages de minéraux métamorphiques faites sur 265 lames minces par R. Daigneault (comm. pers. 2014) et sur 336 autres par Briao-Koth (2014) pour le compte du CONSOREM (**Figure 5**). D'autres données sur l'identification microscopique de minéraux proviennent du SIGÉOM (2012), mais celles-ci n'avaient pas été interprétées en termes d'assemblage métamorphique.

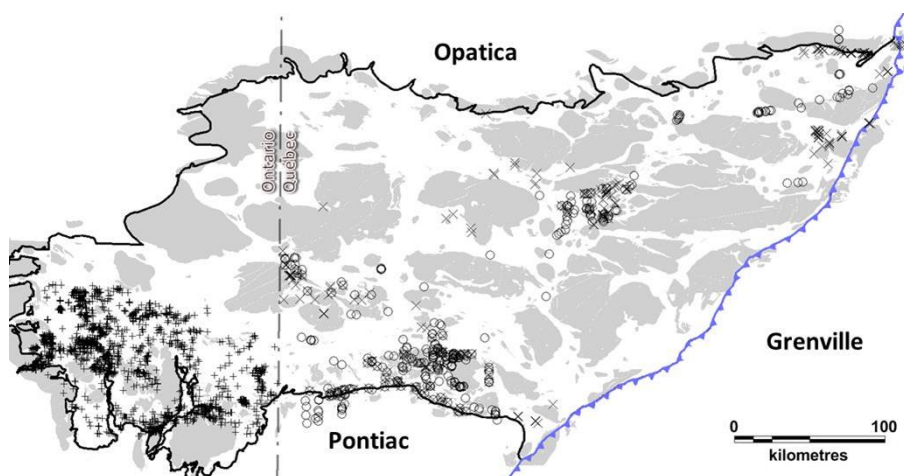


Figure 5. Distribution des lames minces à partir desquelles ont été interprétés un assemblage minéral et une interprétation sur le faciès métamorphique, d'après les données de Thompson (2005; croix), Daigneault (com. pers. 2014; symbole X) et Briao-Koth (2014; cercle).

3.2 Compilation de données cartographiques sur le métamorphisme en Abitibi

La **Figure 2** montre les limites de cartes où des isogrades métamorphiques ont été établis lors de campagnes de cartographie du ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec ou lors d'études spécifiques sur le métamorphisme pour certaines régions de l'Abitibi. La majorité des cartes métamorphiques ont été publiées à des échelles locales dans des rapports ou des articles scientifiques. Ces cartes ont été géoréférencées et les isogrades numérisés. Pour certains secteurs en Abitibi, l'auteur a rencontré les géologues Pierre Pilote et Jean Goutier du MERNQ qui ont cartographié plusieurs feuillets 1:50 000 et 1:20 000. Leurs connaissances ont permis de préciser les limites d'isogrades dans certaines régions.

Les polygones de la carte numérique de compilation géologique (SIGÉOM, 2012) ont été utilisés dans leur intégrité lorsqu'ils représentaient des lithologies au faciès AMP et dérivées de roches sédimentaires ou volcaniques (avec leur code respectif); gneiss (M1), gneiss rubané (M2), paragneiss (M4), gneiss quartzofeldspathique (M5), gneiss granulitique (M7), amphibolite (M16), cornéenne (M18), métatexite (M20), diatexite (M21), et migmatite (M22).

3.3 Compilation des minéraux métamorphiques décrits en affleurement ou en forage

Cette partie de l'étude a été complexe puisqu'il s'agissait de rassembler sous forme numérique toutes les données d'observation macroscopique et de description minéralogique observées à l'affleurement ou en forage qui proviennent de différentes bases de données du SIGÉOM (2012) et de compagnies d'exploration partenaires du CONSOREM. Au total, 48 375 données ponctuelles ont été normalisées par codes minéralogiques et de roches et ensuite interprétées en termes d'assemblage métamorphique dans une banque de données unifiée. La distribution de ces points d'observation est présentée sur la **Figure 6**. Presque la totalité des points se trouvent du côté québécois de la ceinture de l'Abitibi. Les points jusqu'à une distance de 10 km autour de l'Abitibi ont été conservés dans les sous-provinces de Pontiac et de l'Opatica et dans le parautochtone de la Province de Grenville (**Figure 6**). Ceux à l'intérieur des plutons ont été exclus.

Le défi a été de regrouper des banques de données aux structures différentes et d'isoler les minéraux parmi différents champs codés (différents codes pour un même minéral ou type de roche) ou champs texte. Les fichiers numériques suivants du SIGÉOM (2012) ont été utilisés : affleurements de compilation, affleurements de géofiches, échantillons lithogéochimiques de roches, description de fiches de gîtes minéraux, et descriptions de forages. Dans certaines géofiches du SIGÉOM (2012), le faciès métamorphique est spécifié par le géologue qui a décrit l'affleurement dans une fiche numérique descriptive. Aussi, comme pour les polygones de la carte géologique du MERN, les informations sur le type de roche en affleurement ou en forage conduisent directement à une interprétation sur le métamorphisme, comme les amphibolites (M16) et autres roches métamorphiques mentionnées dans la précédente sous-section par exemples. Le défi a été encore plus grand concernant les données de compagnies d'exploration parce que les structures de bases de données sont très différentes d'une compagnie à l'autre, et même à l'intérieur d'un même projet d'une compagnie.

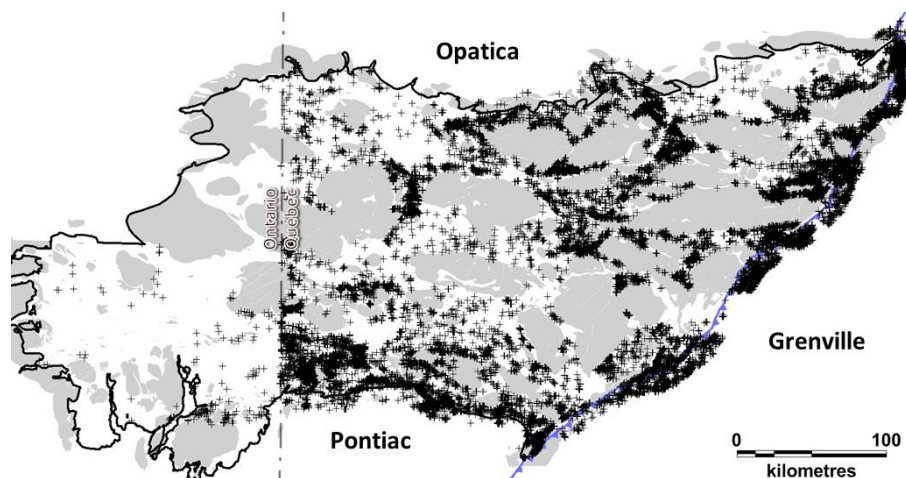


Figure 6. Distribution des affleurements et des intersections en forages (totalisant 48 375 points de contrôle) dans les bandes volcano-sédimentaires de l'Abitibi qui ont permis de caractériser les faciès métamorphiques d'après l'assemblage de minéraux provenant de descriptions macroscopiques (sources : SIGÉOM 2012 et compagnies partenaires du CONSOREM).

3.4 Détermination du faciès métamorphique

Une fois les bases de données structurées, un autre défi a été d'établir la liste de minéraux discriminants dans les bases de données afin de déterminer un assemblage métamorphique pour

les roches intermédiaires à ultramafiques et métasédimentaires. La détermination des faciès métamorphiques est basée sur la grille des assemblages de minéraux de Winter (2001) pour les roches mafiques et pélitiques tel que présentée à la **Figure 7**. La principale difficulté en utilisant les descriptions macroscopiques est que la gamme de minéraux et de textures observables à l'œil nu est plus restreinte qu'en lames minces. Pour chaque point d'observation, le faciès métamorphique est déterminé à partir de minéraux clés pour lesquels généralement il n'y pas d'ambiguïté macroscopiquement, tels que : actinote, biotite, chlorite, épidote, grenat, hornblende, et orthopyroxène. Des minéraux comme l'albite, oligoclase, phengite, et cummingtonite, généralement identifiables qu'en lames minces, sont très rarement décrits dans les bases de données. Pour les roches métasédimentaires (pélites, wackes, grès), les minéraux distinctifs sont : biotite, chlorite, cordiérite, grenat, kyanite, muscovite, sillimanite, et staurotide. L'information minéralogique macroscopique limite donc notre étude à la reconnaissance des 5 faciès métamorphiques suivants : SSV : sous-schiste vert; SV : schiste vert inférieur et moyen; SVS : schiste vert supérieur; AMP : amphibolite; GRA : granulite. (**Figure 7**).

Pour les roches ultramafiques, l'assemblage chlorite-talc-carbonates ou séricite-chlorite sont stables au SV inférieur, alors que la présence d'amphiboles (trémolite ou cummingtonite) est caractéristique du faciès SVS et AMP (Will et al., 1990; Bucher et Grapes, 2011). Thompson (2005) a produit une charte d'identification pour les minéraux métamorphiques des principales variétés de roches ignées, sédimentaires et hydrothermales pour le sud de l'Abitibi en Ontario. Cependant, la majorité des minéraux mentionnés par cet auteur doivent être observés en lames minces.

Établir en un point d'observation le grade métamorphique selon l'information minéralogique souvent partielle de la roche est un autre problème. Le **tableau 1** montre la liste des principaux minéraux et assemblages minéralogiques qui ont servi à déterminer ponctuellement le faciès métamorphique dans les roches intermédiaires à mafiques (qui couvrent une grande proportion de l'Abitibi). Certains assemblages sont très déterminants, comme l'assemblage hornblende-épidote ou hornblende-chlorite pour le SVS, alors que d'autres assemblages, comme chlorite-épidote, sont stables pour tout le faciès des schistes verts.

La correspondance entre les faciès déterminés à partir de différents protolithes (roches sédimentaires versus roches volcaniques mafiques) est également une problématique des pétrologues métamorphiques (Spear, 1993; Bucher et Grapes, 2011). Dans les métasédiments, le premier isograde majeur qui marque l'apparition du SVS est la zone à biotite (+muscovite) qui est issue de la transformation de la chlorite et du feldspath potassique (**Figure 7**). La température à laquelle se situe cette réaction demeure imprécise selon les diagrammes pétrogénétiques KFMASH ou AKF (Spear, 1993). Dans le système KFMASH, l'apparition de l'isograde pour un gradient géothermique normal (P et T moyennes) a lieu autour de 425°C (Winter, 2001). Le grenat apparaît vers 525°C, alors que la zone à staurotide marquant l'apparition du faciès AMP débute entre 550 et 575°C (White et al., 2000; **Figure 7**). Dans les roches mafiques, la zone à prehnite-pumpellyite du SSV occupe une plage de température entre 200 et 300°C (Frey et Robinson, 1999; Winter, 2001).

Dans la région de Kirkland Lake en Ontario, la température qui marque le passage entre le SSV et le SV est estimée entre 250 et 270°C (Powell et al., 1993). Deux réactions minéralogiques majeures se produisent au passage du SV à l'AMP. La première est la transformation de l'albite en oligoclase. Il n'est pas envisageable d'utiliser ces deux minéraux dans la base de données de minéraux observés macroscopiquement. La seconde réaction, nommée zone de transition, est la transformation de l'actinote en hornblende qui a cours progressivement entre 420 et 470°C (Elmer et al., 2006). La disparition de la chlorite et de l'épidote au profit de l'amphibole s'effectue entre 525 et 550°C. Le grenat, fréquemment observé dans les basaltes en Abitibi, apparaît à des températures comprises entre 475 et 550°C selon la pression, la teneur en Mn et le rapport Fe/Mg. En résumé, la principale ambiguïté est pour identifier le faciès SVS. Pour les roches ignées mafiques, le SVS est défini ici par l'apparition de la biotite et/ou la hornblende, soit un peu avant la zone de transition entre le SVS et l'AMP (**Figure 7**). Dans les métasédiments, le début

du SVS correspond à la zone à biotite et grenat, et se termine avec l'apparition de la staurotide à l'AMP.

Un autre problème lorsqu'on intègre et traite de grosses banques de données est que certains minéraux, comme le grenat, la chlorite et la biotite par exemples peuvent être des minéraux d'altération ne correspondant pas à un épisode métamorphique mais à un événement hydrothermal anté, syn ou post métamorphique. C'est le cas en particulier pour certains secteurs de camps miniers de sulfures massifs volcanogènes, comme Matagami, Rouyn-Noranda et Val-d'Or, où des changements dans la minéralogie se produisent rapidement d'un point d'observation à un autre et qui pourraient être interprétés comme du métamorphisme régional. Mais, ces endroits sont généralement circonscrits à des minéralisations connues.

Le métamorphisme de haute température - basse pression autour de plutons syn à tardi-tectoniques est reconnu comme étant au SVS ou à l'AMP (Jolly, 1978; Dimroth et al., 1983; Daigneault et al., 2002). Ce métamorphisme de type cornéenne se manifeste sur la réponse magnétique contrastée des auréoles par rapport aux plutons et aux roches encaissantes situées à l'extérieur de l'auréole très magnétique et métamorphisée. Le champ magnétique total du levé MEGATEM (Noranda Exploration et Mines d'Or Virginia, 2008) et celui régional du domaine public (SIGÉOM) permettent ainsi de tracer avec précision les auréoles en dépit d'avoir une bonne répartition des données minéralogiques.

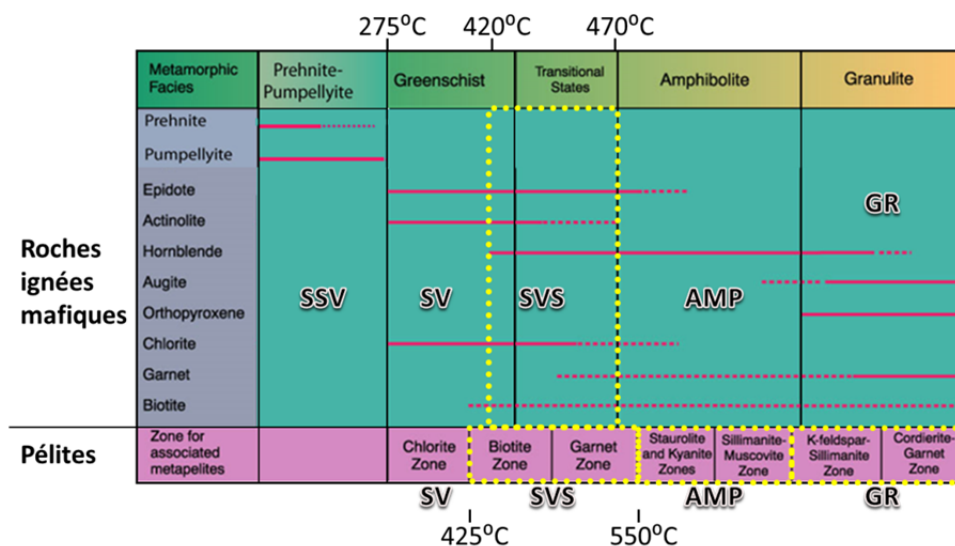


Figure 7. Grille d'identification de minéraux métamorphiques qui peuvent être identifiés macroscopiquement et leurs champs de stabilité (lignes continues ou en pointillées) pour les roches mafiques et les roches sédimentaires en fonction du degré de métamorphisme. Les cadres en pointillés jaunes correspondent au faciès schiste vert supérieur dans les basaltes et approximativement à la zone à biotite et grenat dans les métasédiments (modifié de Winter, 2001). SSV : sous-schiste vert; SV : schiste vert; SVS : schiste vert supérieur; AMP : amphibolite; GRA : granulite.

Tableau 1. Minéraux et assemblages minéralogiques distinctifs de certains faciès métamorphiques pour les roches volcaniques mafiques et intermédiaires d'après Winter (2001).

Minéral ou assemblage minéralogique	Faciès métamorphique
Actinote	SSV à SVS
Actinote - Hornblende	SVS
Actinote - Chlorite et/ou Épidote	SV
Augite	GRA
Biotite	SVS à AMP
Biotite - Chlorite et/ou Épidote	SVS
Biotite - Grenat	SVS à AMP
Chlorite	SSV à AMP inf.
Chlorite - Épidote	SSV à SVS
Épidote	SSV à SVS
Grenat	SVS à AMP
Grenat - Biotite et/ou Hornblende	SVS à AMP inf.
Grenat - Chlorite et/ou Épidote	SVS
Hornblende	SVS à AMP
Hornblende - Chlorite et/ou Épidote	SVS
Orthopyroxène	GRA
Prehnite et/ou Pumpellyite	SSV

SSV : sous-schiste vert; SV : schiste vert indifférencié; SVS : schiste vert supérieur; AMP : amphibolite indifférencié; GRA ; granulite.

3.5 Résultat de la carte métamorphique

La carte métamorphique présentée à la **Figure 8** est le résultat de l'intégration de l'ensemble des données publiques sur le métamorphisme (cartes, polygones de cartes, données d'observations ponctuelles) et de l'approche sur les assemblages minéralogiques présentée dans la sous-section 3.4.

La majeure partie de l'Abitibi est au SV tel que le montre Jolly (1978). Le SVS (faciès prehnite-pumpellyite) est majoritairement préservé dans le Groupe de Blake River, au NO et à l'ouest de Rouyn (**Figure 8**). Les roches volcaniques de ce groupe sont les plus jeunes de l'Abitibi (McNicoll et al., 2014) et représentent les niveaux les plus superficiels de la croûte archéenne. Il semble donc y avoir un certain lien entre l'âge des volcanites dans le sud de l'Abitibi et le faible niveau de métamorphisme. À l'échelle de l'Abitibi, la zonalité du métamorphisme résulterait de l'exposition de dômes métamorphiques et de bassins de faible grade. Les isogrades auraient été plissés légèrement à la fin de l'orogénie. Une section composite des profils de sismique-réfraction LITHOPROBE montrent des anticlinaux exposant de la croûte profonde et des synclinaux aux cœurs faiblement métamorphisés comme dans le Blake River par exemple (**Figure 9**).

Les domaines au SVS-AMP en Abitibi forment 4 dômes métamorphiques coalescents aux quatre coins cardinaux de la ceinture, nommés informellement dômes Abitibi Est, Abitibi Ouest, Preissac-Lacorne, et Abitibi Nord (**Figure 8**). Ils s'expliquent par différents phénomènes tectoniques. Certains plutons TTG liés à la construction des arcs volcaniques, tels que le batholite de Marest et l'intrusion de Bernetz par exemples, exposent leur racine gneissique (**Figure 8**; Chown et al., 2002). Le métamorphisme SVS et AMP autour de ces plutons syn à tardi-volcaniques est exposé à la faveur de grands anticlinaux qui traversent l'Abitibi d'est en

ouest (Daigneault et al., 2004). Les auréoles métamorphiques sont recoupées par la schistosité régionale et sont rétrogradées par le métamorphisme régional au SV (Chown et al., 2002). Ces auréoles se distinguent du métamorphisme thermique et anhydre du type cornéenne (sans fabrique minérale) observé autour de la majorité des plutons syn à tardi-tectoniques.

Le dôme métamorphique à l'est de l'Abitibi est formé de batholites et de complexes gneissiques (plutons de Barry, Corriveau, Josselin, Hébert et Holmes), d'amphibolites et de paragneiss du domaine d'Attic (SIGÉOM, 2012). Ce dôme est interprété comme une remontée de la croûte profonde et du métamorphisme archéen de l'Abitibi dans l'avant-pays du Front de Grenville. Il présente des caractéristiques géologiques comparables à la Sous-province d'Opatca et pourrait constituer une fenêtre structurale exposant le « socle » des séries abitibiennes (Revelli et al., 2014). Le dôme métamorphique à l'ouest de l'Abitibi, est formé des batholites du Lac Abitibi, de Colombourg, et de Poularies et d'une série de plutons tonalitiques à granodioritiques. Ces intrusions sont pour la plupart syntectoniques précoces (2690-2696 Ma; Davis et al., 1993 et 2000; Feng et al., 1993; Mortensen, 1993). Les intrusions les plus à l'ouest (en Ontario) s'amalgament avec la ceinture plutonique de la Sous-province de l'Opatca. Lacroix et al. (1998) interprètent ce biseau métamorphique comme une zone de transfert en transtension coincé entre des couloirs de déformation NO-SE à mouvement dextre dominant et une faille inverse E-O subsidiaire à la faille Porcupine-Destor au sud (**Figure 8**). Les intrusions se seraient mises en place dans des conditions de pression-température du faciès amphibolite (Lacroix et al., 1998). Sur la section LITHOPROBE, une série de duplex remontant de la croûte profonde expliquerait ce dôme (**Figure 9**).

La faille de Cadillac-Larder Lake délimite deux sous-province au métamorphisme contrasté; l'Abitibi au nord, avec des assemblages aux SSV et SV dans le Blake River (Rouyn), et le Pontiac au sud caractérisé par un métamorphisme de haute pression-température. Le Pontiac est constitué de métasédiments qui ont atteint le faciès AMP moyen à supérieur et localement les migmatites (Jolly, 1978; Camiré, 1992; Ghassemi, 1996; Feng et Kerrich, 1990). Au sud de Rouyn, Daigneault et al. (2002) ont démontré par des indicateurs cinématiques dans les conglomérats du Timiskaming l'existence de mouvements normaux et ductiles. Ces mouvements pourraient expliquer la remontée du Pontiac par exhumation (**Figure 9**). Au nord de la faille de Cadillac-Larder Lake, le dôme de Preissac-Lacorne est en continuité métamorphique avec le Pontiac par une bande au SVS. Ce dôme est interprété comme un noyau métamorphique (Daigneault et al., 2002). Les schistes à staurotide-biotite et les amphibolites exposés par le complexe résultent de l'exhumation des parties plus profonde de la croûte (Feng et Kerrich, 1990). Les limites nord et sud du dôme auraient d'abord été actives en chevauchement et par la suite en extension le long de failles normales à faible pendage (Daigneault et al., 2002). Des granites d'anatexis à biotite, muscovite et grenat tardi-orogéniques de type S accompagneraient cette extension et la remontée progressive de la croûte (Bourne et Danis, 1987; Ducharme et al., 1997).

Au SE de la région de Matagami, le dôme métamorphique Abitibi Nord se lie en continuité au métamorphisme SVS-AMP de la Sous-province de l'Opatca. Le dôme s'explique par la présence de plutons synvolcaniques et syntectoniques aux cœurs d'anticlinaux et des copeaux de roches métamorphisées à l'AMP exhumées le long de couloirs de déformation E-O (Goutier et al., 2003; Goutier, 2005). Du côté de l'Opatca, les roches plutoniques déformées montrent des fabriques acquises dans le faciès métamorphique amphibolite (Daoudene et al., 2014). Des migmatites (AMP supérieur) et des granulites sont également présentes (Sawyer et Benn, 1993; Goutier et al., 2003).

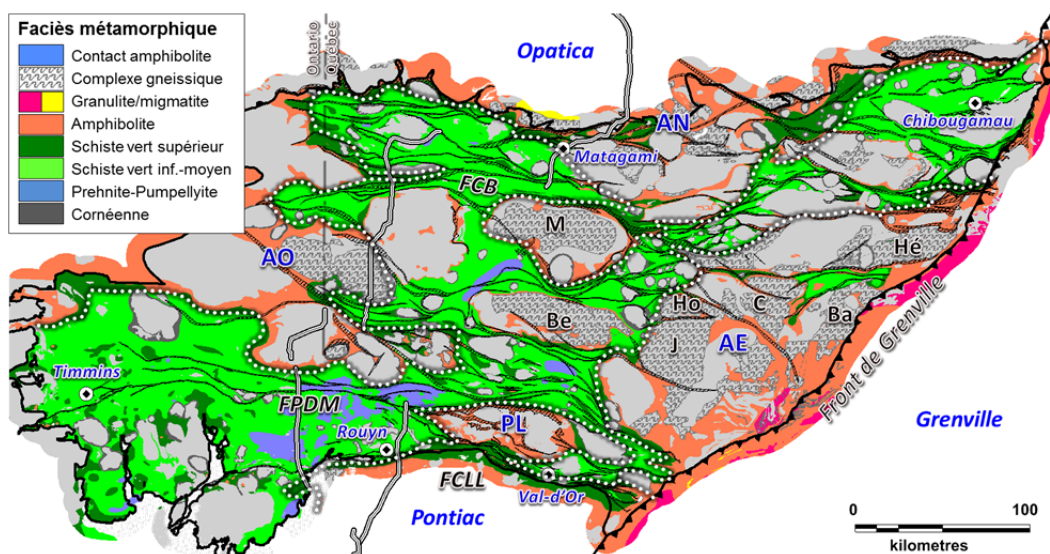


Figure 8. Carte métamorphique de l'Abitibi résultant de l'intégration de données publiques sur le métamorphisme et du traitement des données minéralogiques ponctuelles d'affleurement et de forages. Dômes métamorphiques au SVS-AMP indiqués par les lignes en pointillés blancs; Abitibi Est (AE); Abitibi Ouest (AO); Abitibi Nord (AN); Preissac-Lacorne (PL). Les lignes N-S représentent les tracés des levés sismiques du projet LITHOPROBE et dont l'interprétation des profils est montrée sur la Figure 9. Faille Casa Berardi (FCB); Faille de Cadillac-Larder Lake (FCLL); Faille Porcupine-Destor-Manneville (FPDM). Plutons gneissiques : Barry (Ba); Bernetz (Be); Corriveau (C); Hébert (Hé); Holmes (Ho); Josselin (J); Marest (M).

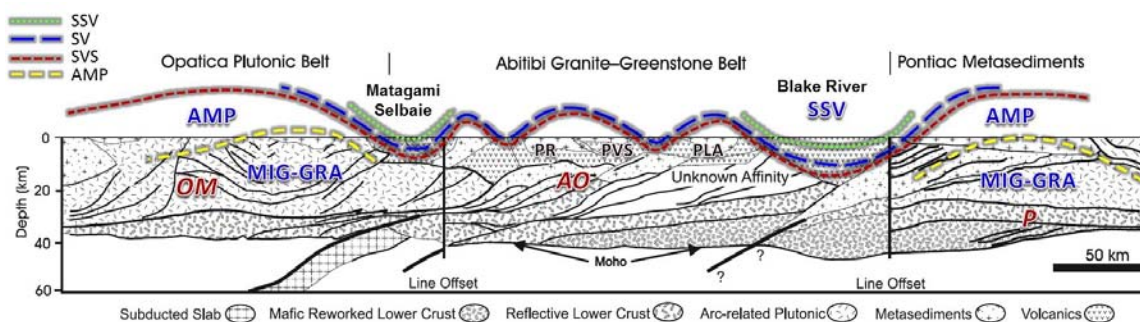


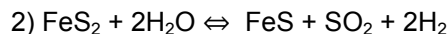
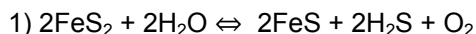
Figure 9. Section composite N-S de la structure de la croûte continentale de la Sous-province de l'Abitibi interprétée par Ludden et Hynes (2000) d'après les levés de sismique-réfraction du projet LITHOPROBE (tracés présentés sur la Figure 8) avec les isogrades de la carte métamorphique projetés. Isogrades métamorphiques : SSV : sous schiste vert; SV : schiste vert; SVS : schiste vert supérieur; AMP : amphibolite; MIG-GRA : front des migmatites et granulite. Dômes métamorphiques : AO : Abitibi Ouest; AN : Abitibi Nord; P : Pontiac. Plutons : PLA : Lac Abitibi; PVS : Val St-Gille; PR : Rousseau.

4 AUTRES APPROCHES POUR DEFINIR LE GRADE METAMORPHIQUE

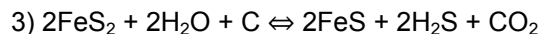
Cette section vise à tester premièrement la transformation de la pyrite en pyrrhotine comme traceur potentiel pour la limite des grades SV et AMP, et deuxièmement de tester différentes approches géochimiques avec les volatiles afin d'évaluer le faciès métamorphique. Les résultats de ces approches sont comparés avec la carte métamorphique tel que présentée dans la section 3 et sur la **Figure 8**. Le but est d'évaluer la pertinence d'utiliser ces approches lorsqu'il n'y a pas de données minéralogiques pour établir le grade métamorphique.

4.1 Approche minéralogique avec la pyrrhotine

Avec une augmentation de la pression et la température, la pyrite se transforme progressivement en pyrrhotine. La pyrite est stable à plus basse température que la pyrrhotine (Craig et Vokes, 1993). Dépendamment de la fugacité du soufre et de la composition globale de la roche, la pyrite se convertit progressivement en pyrrhotine à partir du faciès SV moyen jusqu'au SVS-AMP inférieur (Large et al., 2011; Thomas et al., 2011). Lors d'un métamorphisme prograde (en présence d'eau), la transformation de la pyrite en pyrrhotine s'effectue selon une des réactions suivantes (Tomkins et al., 2006; Tomkins, 2010);



La déshydratation de la chlorite qui se produit entre 450° et 600°C facilite cette réaction. En présence de sédiments graphiteux (carbone), les transformations suivantes peuvent également se produire (Ferry, 1981; Hoschek, 1984)



L'or est souvent piégé dans la structure de la pyrite ou la pyrite arsénicale alors que la structure de la pyrrhotine n'en permet pas sa capture. Le métamorphisme devient donc un moyen de libérer l'or durant le métamorphisme prograde (Pitcairn et al., 2006; Large et al., 2011). La transformation de la pyrite en pyrrhotine libère du soufre réduit et produit du H₂S (équations 1 et 3). L'or relâché progressivement de la structure de la pyrite est transporté dans les fluides par des ligands sous forme de complexes hydrosulfurés Au(HS)₂⁻ et AuHS (Loucks et Mavrogenes, 1999; Tomkins, 2010).

La présence prépondérante de la pyrrhotine dans les gisements d'or orogéniques témoigne généralement d'un métamorphisme au faciès AMP (Mikucki et Ridley, 1993; Large et al., 2011). Hodgson et Troop (1988) ont démontré statistiquement que 83% des minéralisations aurifères de la Sous-province de l'Abitibi en Ontario, qui sont largement encaissées dans le SV (Thompson, 2005), contiennent de la pyrite, alors que seulement 10% contiennent de la pyrrhotine. Deux gisements géants d'or en Abitibi se situent à la transition pyrite-pyrrhotine. À l'ancienne mine Hollinger-McIntyre dans le camp de Timmins par exemple (987 t Au; Gosselin et Dubé, 2005), la pyrite est le sulfure dominant dans la partie supérieur du gisement alors que la pyrrhotine domine en profondeur (Colvine et al., 1984). Dans les veines minéralisées du gisement Sigma-Lamaque, la transition entre l'assemblage tourmaline-pyrite et celui à biotite-chlorite-pyrrhotine-chalcopyrite a lieu abruptement vers 1300 m de profondeur, juste au-dessus de l'isograde AMP situé à 1500 m de profondeur (Robert et Brown, 1986).

En résumé, la prédominance de la pyrrhotine par rapport à la pyrite dans les pourcentages de sulfures de la roche devrait être une indication empirique du degré de métamorphisme. Afin de tester cette hypothèse, tous les gisements, gîtes et indices d'or non-volcanogènes (selon la classification dans le SIGÉOM 2012) de l'Abitibi côté québécois et contenant de la pyrite et/ou de

la pyrrhotine ont été classés selon le pourcentage estimé de sulfures ou la proportion relative entre les deux sulfures, comme étant à pyrite dominante ou à pyrrhotine dominante. Cette hypothèse semble s'appliquer le long de la faille de Cadillac-Larder Lake, entre les villes de Rouyn et Val-d'Or où plusieurs dépôts d'or d'importance (gisements Héva et Hosco, mine Lapa, ancienne mine Marban) contiennent à la fois de la pyrite et de la pyrrhotine en proportions variables (Rafini, 2014). Tous ces gîtes, sauf ceux dans la région de Val-d'Or, sont localisés dans le faciès SVS (**Figure 10**). Dans la région de Val-d'Or, les gîtes contenant de la pyrrhotine sont tous localisés dans les auréoles métamorphiques d'intrusions (plutons de Saint-Valentin et Sullivan) ou très près de la bordure de l'intrusion synvolcanique de Bourlamaque (**Figure 10**).

Au sud de Chibougamau, dans le segment Caopatina-Desmaraisville, la corrélation spatiale entre la présence uniquement de la pyrrhotine dans les gîtes d'or et les indices d'or ou de sulfures et le faciès SVS et AMP est variable selon les secteurs (**Figure 11**). Dans le secteur de l'ancienne mine d'or Joe Mann et du gisement Philibert (ressources non conforme 43-101 de 1,4 Mt @ 5,32 g Au/t; Morin, 1993), la pyrrhotine est presque exclusivement dans les faciès SVS et AMP et la limite de la présence exclusive de la pyrrhotine coïncide remarquablement avec l'isograde SV-SVS. Quatre des cinq gîtes d'or dans cette région sont localisés le long de cette limite (**Figure 11**). Les minéralisations dans le secteur du gisement Fenton (420 930 t @ 4,82 g Au/t; Chénard, 2000) et des gîtes du Lac des Vents et de Dollier, qui sont des minéralisations aurifères volcanogènes associées à de la pyrrhotine, sont dans le faciès SVS ou AMP. Les indices du secteur R-14 ainsi que plusieurs autres indices sont localisés dans l'auréole métamorphique de plutons pré- à syn-tectoniques, comme celui de la Dauversière. Par contre beaucoup d'indices d'or ou de sulfures avec pyrrhotine seulement sont localisés dans le SV, notamment au SE du pluton synvolcanique d'Eau Jaune (**Figure 11**). Il s'agit en fait de minéralisations associées à de minces horizons stratiformes de volcanoclastites interstratifiés entre des coulées de basaltes de la Formation d'Obatogamau, et qui sont latéralement continus et très conducteurs à cause de la présence de graphite et de pyrrhotine. Statistiquement pour l'ensemble de l'Abitibi, le pourcentage de mines, gîtes et indices d'or avec de la pyrrhotine (pas associées à des VMS) dans le SV est de 42,6%, alors qu'il est de 57,4% dans le faciès SVS-AMP (incluant les auréoles métamorphiques de plutons).

Pour conclure sur cette approche minéralogique, la pyrrhotine est un critère métamorphique intéressant pour localiser les faciès SVS et AMP et la limite critique de libération du soufre réduit qui favorise la mobilité de l'or. Dans des régions où il n'y pas d'autre indication sur le métamorphisme, ce type de données peut contribuer à tracer un isograde, mais il faut prendre en considération dans la mesure du possible l'environnement dans lequel se sont formés ces sulfures.

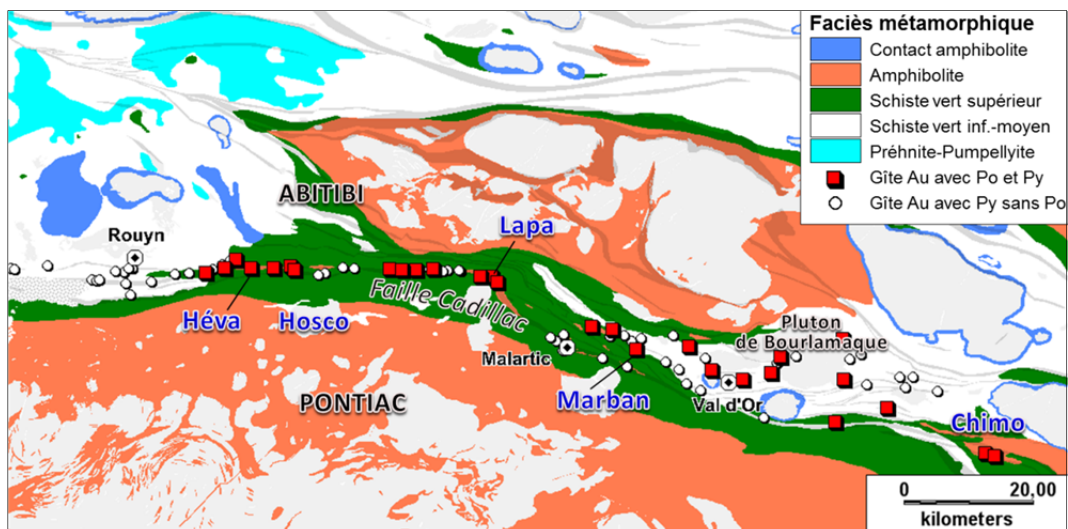


Figure 10. Carte métamorphique du sud de l'Abitibi montrant la concentration le long de la faille de Cadillac-Larder Lake des gîtes avec de la pyrite et de la pyrrhotine dans le domaine au SVS. Les gîtes à pyrite-pyrrhotine dans le camp minier de Val-d'Or sont localisés autour d'intrusions dans les auréoles au SVS-AMP.

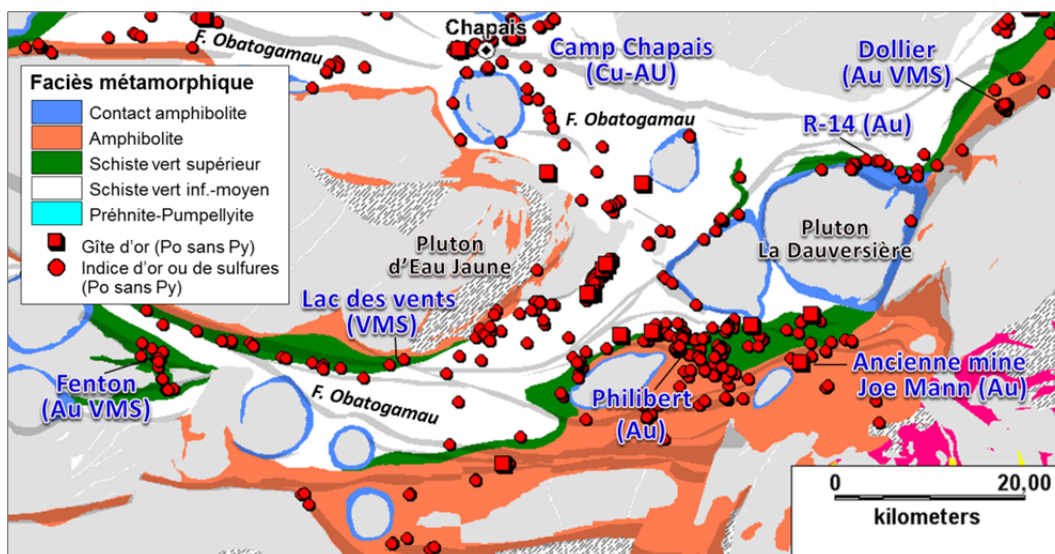


Figure 11. Carte métamorphique de la région du camp de Chapais (sud de Chibougamau) montrant la distribution des gîtes d'or et indices d'or ou de sulfures avec seulement de la pyrrhotine (sans pyrite). L'isograde SVS correspond à la limite de la présence de la pyrrhotine dans les secteurs de Joe Mann, Phillibert, Fenton, Lac des Vents, et R-14. Plusieurs indices à pyrrhotine seule sont présents dans les auréoles au SVS-AMP d'intrusions. Les autres indices et gîtes autour du pluton d'Eau Jaune correspondent à des minéralisations exhalatives, dans des volcanoclastites interdigitées dans des coulées de basaltes de la Formation d'Obatogamau.

4.2 Approches géochimiques

Dans les prochaines sous-sections, trois approches géochimiques sont évaluées afin d'estimer le métamorphisme. Les volatiles mesurés en laboratoire ou estimés par des normes minérales pour

des échantillons lithogéochimiques sont à la base de ces approches. La première approche utilise l'équilibre de H₂O estimé par une norme pour les minéraux métamorphiques. La deuxième approche consiste à évaluer les relations entre le degré du métamorphisme et le H₂O mesuré ou prédit. Finalement, la dernière approche utilise la perte au feu des échantillons comme un indicateur de métamorphisme.

Selon la disponibilité des volatiles analysés, les échantillons lithogéochimiques choisis sont associés à un faciès métamorphique connu, déterminé dans l'étude de Thompson (2005) par exemple, ou par rapport à des régions où le métamorphisme est bien documenté (carte de la **Figure 8**). Autrement dit, il s'agit d'évaluer l'efficacité de ces approches en mesurant les écarts des réponses par rapport à des zones tests de la carte métamorphique. Le but de cette démarche est d'apporter un complément d'information afin d'améliorer la carte là où il n'y a pas d'information minéralogique.

4.2.1 Métamorphisme évalué selon la norme CONSOREM

Un calcul normatif pour les roches métamorphiques a été développé par Trépanier (2013). Trois niveaux métamorphiques sont disponibles dans cette nouvelle norme : SV moyen (350°C), SV supérieur (450°C) et AMP moyen (575°C). À partir d'une analyse géochimique, la norme permet de calculer rapidement par des équations linéaires les proportions minérales dans les tétraèdres métamorphiques correspondant à ces trois faciès (Barth, 1959; Pruseth, 2009; Trépanier, 2013). Selon le niveau du métamorphisme choisi dans le logiciel, le H₂O peut être en équilibre pour former les minéraux du tétraèdre, c'est-à-dire qu'il n'y a pas d'excès ou de déficit en H à la fin du processus de calcul et cela signifie que le faciès choisi est bon. En effet, tous les éléments devraient normalement avoir été utilisés pour former les minéraux du tétraèdre choisi. Les excès et déficits sont donnés en nombre de moles. Le seuil de tolérance pour l'excès ou le déficit en H pour chacun des faciès est de 0,03 mole. S'il y a un déficit en H₂O ($H < -0,03$ mole) cela indique que la roche ne contient pas assez d'eau pour former l'assemblage métamorphique calculé et que l'assemblage métamorphique réel de la roche est de plus haute température que celui calculé avec le niveau de la norme choisie. Par contre, un excès en H₂O ($H > 0,03$ mole) est une indication que la roche est trop hydratée pour l'assemblage métamorphique calculé et que le niveau métamorphique réel de la roche est plus faible que celui choisi. Pour chaque échantillon géochimique, les excès et les déficits en H sont calculés pour les 3 niveaux métamorphiques de la norme. Le faciès retenu correspond au plus petit écart de déficit ou d'excès. En réalité, il existe autant de possibilités qu'il y a de tétraèdres métamorphiques, alors que cette norme en compte trois. Il est donc commun qu'un échantillon se situe quelque part entre deux niveaux de la norme. Un échantillon qui présente un excès en H₂O au faciès SV indique un niveau de métamorphisme inférieur au SV moyen (350°C), et serait interprété comme étant du SV inférieur ou SSV (prehnite-pumpellyite).

Même s'il n'est pas nécessaire d'avoir le H₂O analysé pour utiliser la norme CONSOREM (le calcul permet d'estimer sa valeur), seuls les échantillons avec le H₂O et le CO₂ analysés sont utilisés pour que le calcul de la norme s'effectue avec les valeurs mesurées des deux principaux volatiles de l'échantillon. Uniquement les échantillons géochimiques de roches volcaniques intermédiaires et mafiques sont considérés dans cette étude. Les échantillons de petites intrusions et de dykes sont exclus parce qu'ils sont souvent de générations différentes par rapport au volcanisme et au métamorphisme, et pourraient par conséquent fausser les corrélations spatiales une fois ces données disposées en carte. De même, les échantillons de volcanites situés à moins de 300 m des dykes protérozoïques sont exclus car la majorité d'entre eux ont subi un métamorphisme de contact. Ces échantillons ont un déficit systématique en H₂O qui résulte d'un métamorphisme de contact anhydre sans lien avec le métamorphisme régional.

Deux tests statistiques ont été fait afin d'évaluer la performance des résultats obtenus avec la norme. Le premier test est réalisé du côté ontarien de l'Abitibi (régions de Timmins et Kirkland

Lake) avec la banque de données lithogéochimique de Haus et Pauk (1993) et la carte métamorphique de Thompson (2005), qui est bien contrainte par une étude exhaustive de lames minces.

La **Figure 12** montre la correspondance entre les résultats de la norme et la carte. Visuellement, la meilleure corrélation est pour le SVS, en particulier dans le quadrant SE. Pour le reste de la carte au SV, il y a beaucoup d'échantillons classés par la norme au SVS. Le **Tableau 2** traduit ce constat et résume statistiquement la correspondance spatiale entre ces deux types de données. La meilleure corrélation est pour le SVS avec 74,2% des échantillons géochimiques estimés être à ce faciès par la norme SV supérieur (450°C). Près de la moitié des échantillons (49,5%) classés SV correspondent au faciès SV de la carte de Thompson (2005). Deux raisons expliquent cette différence. La principale est qu'il y a une différence dans le niveau du métamorphisme entre les barèmes minéralogiques de Thompson (2005) et les faciès de la norme utilisée. En effet, Thompson (2005) ne subdivisent pas pour les basaltes le SV et le SVS, mais seulement la zone de transition à actinote - hornblende qui serait de plus haute température que la norme 450°C. L'autre raison est que les échantillons géochimiques utilisés ne correspondent pas aux mêmes échantillons utilisés par Thompson (2005) pour construire sa carte. Une bonne quantité d'échantillons géochimiques sont localisés dans des plages au métamorphisme uniforme où Thompson (2005) n'a aucune information de terrain. Si on considère les traitements géochimiques avec la norme comme étant juste, cela pourrait indiquer que la distribution du métamorphisme dans ces régions est plus complexe et hétérogène que ne le propose Thompson (2005). Pour les auréoles métamorphiques autour des plutons, l'approche géochimique fonctionne très bien avec un pourcentage de 91% si le SVS et AMP sont considérés ensemble.

Le second test est réalisé du côté québécois de l'Abitibi. Les données géochimiques proviennent du SIGÉOM (2012). Visuellement pour le sud de l'Abitibi, les corrélations spatiales entre les faciès de la norme et la compilation métamorphique sont meilleures que pour le test réalisé du côté ontarien (**Figure 13**). Dans le dôme métamorphique de Preissac-Lacorne par exemple, 55 des 81 échantillons (68%) sont classés au SVS ou à l'AMP. Dans la région d'Amos, la majorité des échantillons au SV inférieur et moyen (115/134) et au SVS (23/26) sont correctement classés par rapport aux faciès métamorphiques de la carte. Le **Tableau 3** résume les corrélations pour l'ensemble des données de l'Abitibi au Québec. Les corrélations sont bonnes en particulier pour le SV et le SVS (71,2% et 57,0%, respectivement). Les résultats plutôt mitigés pour l'AMP s'expliquent par le fait que la norme est fixée pour une température de 575°C, c'est-à-dire le faciès AMP moyen, alors que le métamorphisme en Abitibi ne dépasse pas l'amphibolite inférieur, soit autour de 500-525°C. Par contre la géochimie fonctionne très bien pour caractériser les auréoles métamorphiques autour de plutons avec un recoupement de 81% entre les données (**Tableau 3**).

Tableau 2. Correspondance spatiale entre le faciès métamorphique déterminé sur des échantillons géochimiques par la norme CONSOREM et la carte métamorphique de Thompson (2005) pour le sud de l'Abitibi en Ontario.

Faciès carte* métamorphique	Nb éch. classé SV (norme 350°C)	Nb éch. classé SVS (norme 450°C)	Nb éch. classé AMP (norme 575°C)	Correspondance avec carte métamorphique
SV	384	349	43	49,5% (384/776)
SVS	13	72	12	74,2% (72/97)
AMP	0	1	2	66,6% (2/3)
Cornéennes	3	23	7	91,0% ((23+7)/33)

*Carte de Thompson (2005). Abréviations : Nb: nombre; éch. : échantillons. Faciès métamorphiques : SV : schiste vert inférieur à moyen; SVS : schiste vert supérieur; AMP : amphibolite.

Tableau 3. Correspondance spatiale entre le faciès métamorphique déterminé sur des échantillons géochimiques par la norme CONSOREM et la carte métamorphique pour l'Abitibi au Québec.

Faciès carte* métamorphique	Nb éch. classé SV (norme 350°C)	Nb éch. classé SVS (norme 450°C)	Nb éch. classé AMP (norme 575°C)	Correspondance avec carte métamorphique
SV	451	159	23	71,2% (451/633)
SVS	106	158	13	57,0% (/277)
AMP	34	64	64	39,5% (/162)
Cornéennes	11	42	6	81,4% ((42+6)/59)

*Carte de l'Abitibi (cette étude). Abréviations : Nb : nombre; éch. : échantillons; SV : schiste vert inférieur à moyen; SVS : schiste vert supérieur; AMP : amphibolite.

Pour conclure sur cette approche, Trépanier (2013) a montré de très bonnes corrélations entre les minéralogies réelles et normatives par des études de cas où l'échantillon décrit en lame mince était couplé à une analyse géochimique. Pour les deux tests présentés ici pour le sud de l'Abitibi, la comparaison est faite par rapport à deux données sources différentes. La carte métamorphique de Thompson (2005) est un modèle basé sur une distribution et une densité d'échantillons qui sont différentes de celles de la banque de données géochimiques. De plus, les barèmes minéralogiques qui servent à déterminer le niveau du métamorphisme dans notre étude ou celle de Thompson (2005) ne correspondent pas tout à fait avec les 3 niveaux de la norme CONSOREM. Dans ces circonstances, les corrélations de l'ordre de 60 et 70% obtenues (Tableaux 2 et 3) peuvent être considérées satisfaisantes. Pour les échantillons géochimiques dont le niveau de métamorphisme ne correspond pas à celui de la carte métamorphique, cela peut signifier que l'interprétation des résultats de la norme en termes d'excès et de déficits est sensible, et/ou que les résultats obtenus avec la norme représentent une réalité terrain.

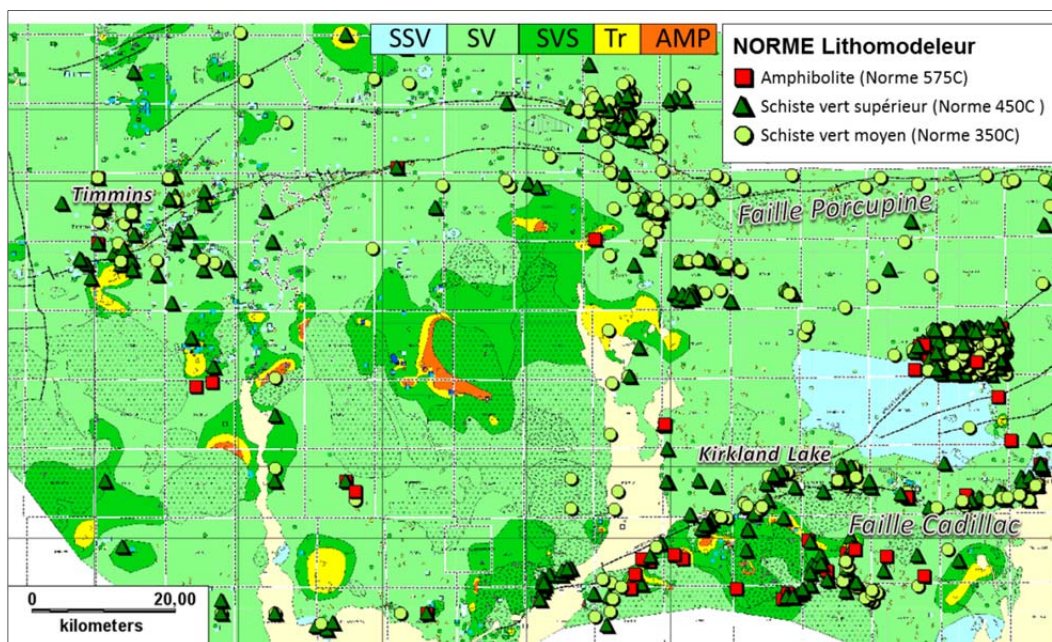


Figure 12. Localisation des échantillons géochimiques de Haus et Pauk (1993) et la carte métamorphique de Thompson (2005) dans les régions des camps miniers aurifères de Timmins et Kirkland Lake. Les échantillons sont classés selon la stabilité des minéraux métamorphiques dans l'un des trois tétraèdres de la norme minéralogique et correspondant aux SV, SVS et AMP.

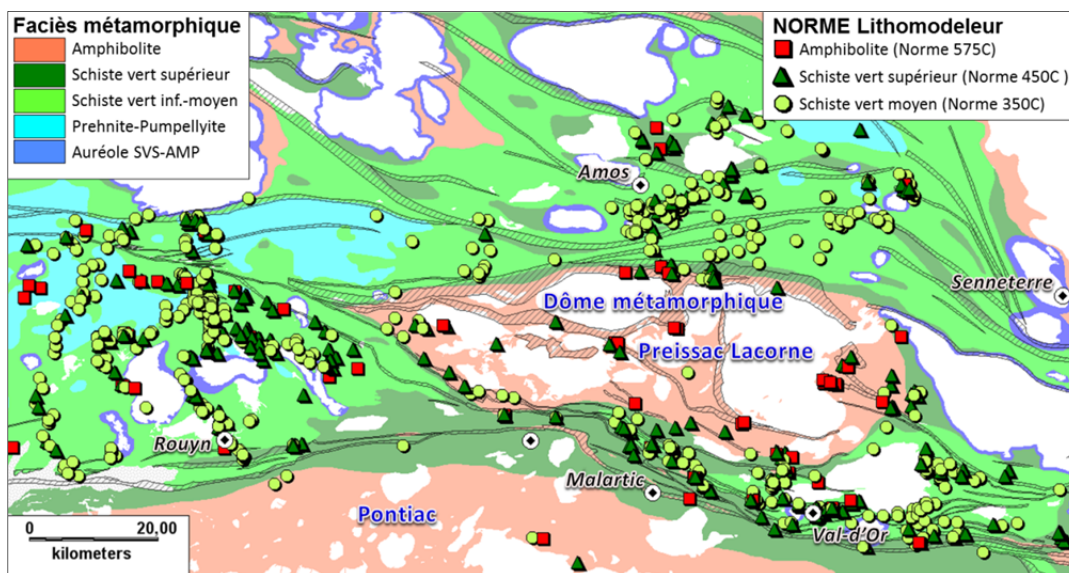


Figure 13. Localisation des échantillons géochimiques du SIGÉOM (2012) et la carte métamorphique dans les régions des camps miniers de Rouyn et Val-d'Or. Les échantillons sont classés selon la stabilité des minéraux métamorphiques dans l'un des trois tétraèdres de la norme minéralogique et correspondant aux SV, SVS et AMP.

4.2.2 Métamorphisme évalué selon le H₂O mesuré ou estimé

Dans cette section, le volatile H₂O est testé comme un indicateur potentiel du métamorphisme. Le contenu en H₂O des roches intermédiaires et mafiques diminue avec l'augmentation du métamorphisme à partir du faciès à zéolites (**Figure 3** : Fyfe et al., 1978; Bucher et Grapes, 2011). Le premier test de comparaison entre le métamorphisme et le contenu en volatile, est fait avec le H₂O analysé des roches volcaniques mafiques à intermédiaires de la même banque de données du SIGÉOM (2012) que dans la section précédente (section 3.3.1). La **Figure 14** montre pour le sud de l'Abitibi les relations spatiales entre le H₂O analysé et la carte métamorphique de référence. Globalement, les valeurs en ce volatile sont comprises entre 1 et 3% dans le faciès AMP du dôme métamorphique de Preissac-Lacorne et entre 3 et 5% dans le faciès SV dans les régions de Rouyn-Noranda et Amos. Plusieurs valeurs entre 4 et 5% sont localisées dans le faciès prehnite-pumpellyite dans la région de Rouyn-Noranda, ce qui est dans les intervalles de valeurs (entre 4 et 6%) déterminés par Jolly (1978). Plusieurs valeurs supérieures à 4% sont associées à des couloirs de déformation où le rapport eau-roche est généralement très élevé (Kerrick et Ludden, 2000). Statistiquement, il y a une bonne corrélation négative entre la quantité de H₂O et le degré du métamorphisme, comme le démontre les diagrammes en boîtes à moustaches de la **Figure 15**. Si la décroissance en volatile par rapport au métamorphisme est perceptible, les variations des valeurs moyennes entre 2,1% pour l'amphibolite et 3% pour le faciès SSV représentent un écart trop petit pour être un outil applicable concrètement. Il y a trop de superposition entre les valeurs des différents faciès pour être un critère discriminant.

Le deuxième test concerne les valeurs de H₂O calculées par la norme CONSOREM. Le principal problème avec H₂O c'est qu'il est rarement analysé. Par contre, le CO₂ et le S le sont plus fréquemment. Le H₂O d'un échantillon peut être estimé en soustrayant la somme de ces deux principaux volatiles de la perte au feu (PAF) comme suit :

$$4) \text{ H}_2\text{O estim\acute{e}} = \text{PAF} - (\text{CO}_2 + \text{S})$$

Une manière indirecte d'évaluer le métamorphisme est de comparer les valeurs de H₂O estimé de cette manière avec celles de H₂O prédit par la norme CONSOREM (Trépanier, 2013). Un test est réalisé avec les mêmes échantillons que Thompson (2005) a utilisé pour déterminer en lames minces les faciès métamorphiques de sa carte. Des 2373 échantillons de Thompson (2005), 109 échantillons de roches volcaniques intermédiaires ou mafiques avaient été analysés pour le CO₂ par Hillary et al. (2008). La **Figure 16** montre pour ces échantillons la corrélation entre le H₂O estimé et le H₂O prédit par la norme 350C. En théorie, les échantillons situés le long de la pente égale à 1 indiquent qu'ils sont en équilibre avec la norme choisie (i.e. SV moyen). Les échantillons sous cette pente ont un surplus en H₂O par rapport à la prédiction, ce qui indique un métamorphisme de plus bas grade que la norme 350C, au SV inférieur ou SSV (**Figure 16**). Par contre, les échantillons situés au-dessus de la pente de 1 indiquent un déficit en H₂O et témoignent d'un métamorphisme plus élevé. Des limites arbitraires sur le métamorphisme sont fixées sur le diagramme de la **Figure 16** selon les faciès déterminés sur les 109 échantillons de Thompson (2005). Les barèmes suivants ont été choisis pour fixer un niveau de métamorphisme selon la pente;

- pentes inférieures à 0,9 : SV inférieur à SSV;
- pentes entre 0,9 et 1,5 : SV moyen;
- pentes entre 1,5 et 5 : SV supérieur à AMP.

Le seul échantillon de la banque de données avec de la prehnite-pumpellite est sur la pente 0,9 (**Figure 16**). Dans le champ défini par la pente supérieure à 0,9 et celle inférieure à 1,5 tous les échantillons sont au SV, sauf deux. Presque la totalité des échantillons au SV supérieur et AMP de Thompson (2005), sauf 3, sont situés entre les pentes 1,5 et 5. Par contre, 19 des 44 échantillons dans ce champ sont considérés par Thompson (2005) comme au SV moyen. Encore une fois, le problème de barèmes minéralogiques et de la norme pour laquelle il n'y a que trois niveaux fixés à 350C, 450C et 575C peut être une cause de cette discordance entre les deux types de données.

Les 4154 échantillons de roches volcaniques intermédiaires et mafiques de l'Abitibi dont les valeurs de PAF, CO₂ et S ont été analysées et H₂O estimé, sont projetés dans le diagramme H₂O estimé versus H₂O prédit par la norme 350C (**Figure 17**). Les valeurs de ces ratios montrent des résultats intéressants lorsqu'elles sont mises en cartes (**Figures 18, 19 et 20**). Au NE de Kirkland Lake, Thompson (2005) a cartographié dans le Groupe de Blake River une région au faciès SSV à prehnite-pumpellyite (**Figure 18**). La limite NE de cette zone correspond plus ou moins à la limite de ces échantillons (**Figure 18a**). Les échantillons géochimiques avec une pente inférieure à 0,9 épousent cette limite, mais avec un décalage vers le NE, ce qui laisse entrevoir que la zone se poursuit au-delà de l'échantillonnage de Thompson (**Figure 18b**). Les échantillons classés SV (pentes entre 0,9 et 1,5) occupent toute la carte, tant dans le SV que dans le SSV (**Figure 18c**). Cependant dans le détail, le secteur de Ben Nevis (encadré sur la **Figure 18c**), là où il y a beaucoup d'échantillons, est géologiquement complexe. La **Figure 19** montre les résultats de Hannington et al. (2003) sur la minéralogie déterminée aux rayons X sur roche totale (XRD). Ces auteurs ont remarqué en utilisant certains assemblages de minéraux une augmentation de la température depuis l'est vers le stock synvolcanique de Clifford et vers la base stratigraphique exposée par la structure en dôme à l'ouest (**Figure 19a**). La disparition de la pumpellyite et l'apparition de l'actinote selon une limite approximative N-S traduit ce changement thermique. Les échantillons géochimiques corroborent en grande partie cette interprétation. Les échantillons classés SSV sont à l'est de cette limite et au sud de la faille Kirkland Lake (**Figure 19b**), et ceux classés SVS-AMP sont en bordure du stock de Clifford. À l'est de la carte, une série d'échantillons groupés forment un centre thermique au SVS-AMP qui est entourée par une couronne d'échantillons au SSV (**Figure 19b**). Cette distribution pourrait être interprétée comme un autre dôme centré au-dessus d'un pluton enfoui.

Dans le secteur de Kirkland Lake, les corrélations entre les échantillons géochimiques et la carte de Thompson (2005) sont également bonnes (**Figure 20**). Dans la zone SVS, 54 des 77

échantillons (70,1%) sont classés SVS-AMP. Beaucoup d'échantillons SVS-AMP sont aussi situés dans les auréoles de plutons syntectoniques, y compris de plus petites intrusions le long de la faille de Cadillac-Larder Lake. Dans la région de Rouyn-Noranda, les résultats sur la **Figure 21** montrent que la plupart des échantillons au SSV sont situés en bordure des, ou dans les zones à prehnite-pumpellyite telles que définies dans le Groupe de Blake River et la Formation de Deguisier au nord de la faille Porcupine-Destor par Gélinas et Brooks (1974), Dimroth et al. (1974), Powell et al. (1995a) et Hannington et al. (2003). Il y a une uniformité des réponses d'un échantillon à l'autre par secteur ce qui indique une cohérence dans les résultats et valide la méthode. Les échantillons pour le SV moyen sont majoritairement présents dans le faciès SV régional.

En résumé, l'approche avec le H₂O estimé et le H₂O prédit permet d'utiliser un plus grand nombre d'analyses dans les banques de données avec seulement le CO₂ et le S analysés comme volatiles. Les résultats interprétés localement montrent qu'il est possible d'utiliser cette approche géochimique pour mieux définir les faciès métamorphiques.

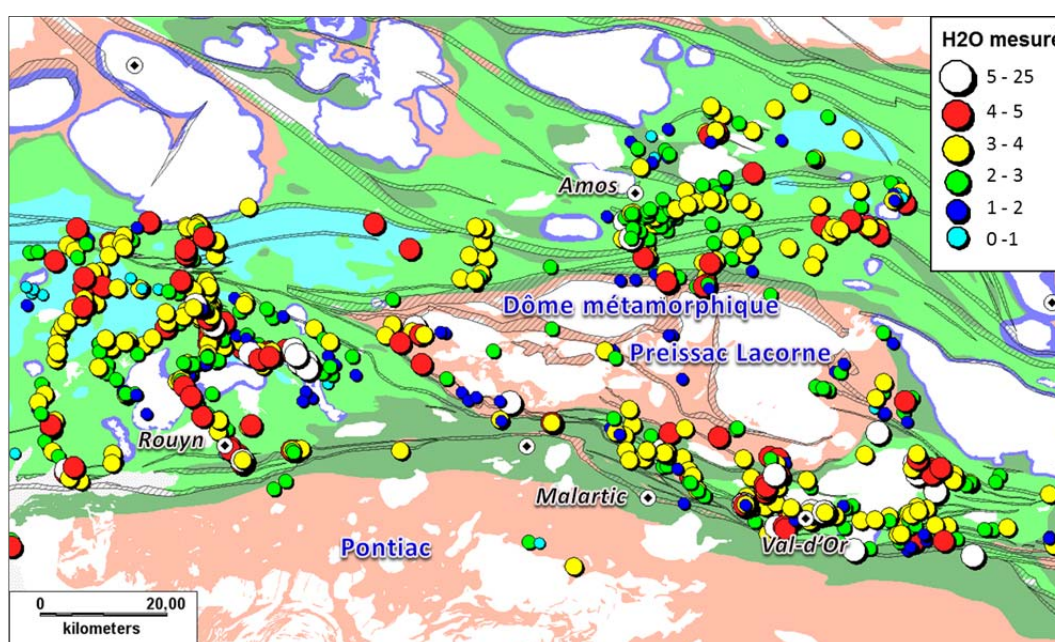


Figure 14. Valeurs de H₂O analysé en % poids des échantillons géochimiques de roches volcaniques mafiques et intermédiaires, excluant les roches ultramafiques, intrusives et sédimentaires, en relation avec la carte métamorphique. À noter les plus faibles valeurs dans les régions au faciès AMP et les plus fortes valeurs dans les zones de bas grade métamorphique ou dans les couloirs de déformation. Légende de la carte métamorphique identique à la Figure 13.

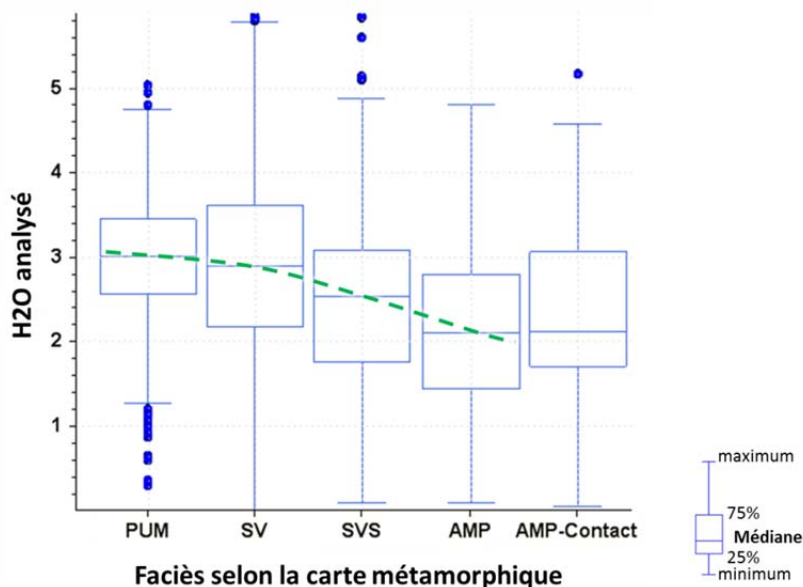


Figure 15. Boîtes à moustaches montrant les valeurs de H₂O analysé en % poids pour les roches volcaniques mafiques et intermédiaires du sud de l'Abitibi (Figure 14) en fonction du faciès métamorphique.

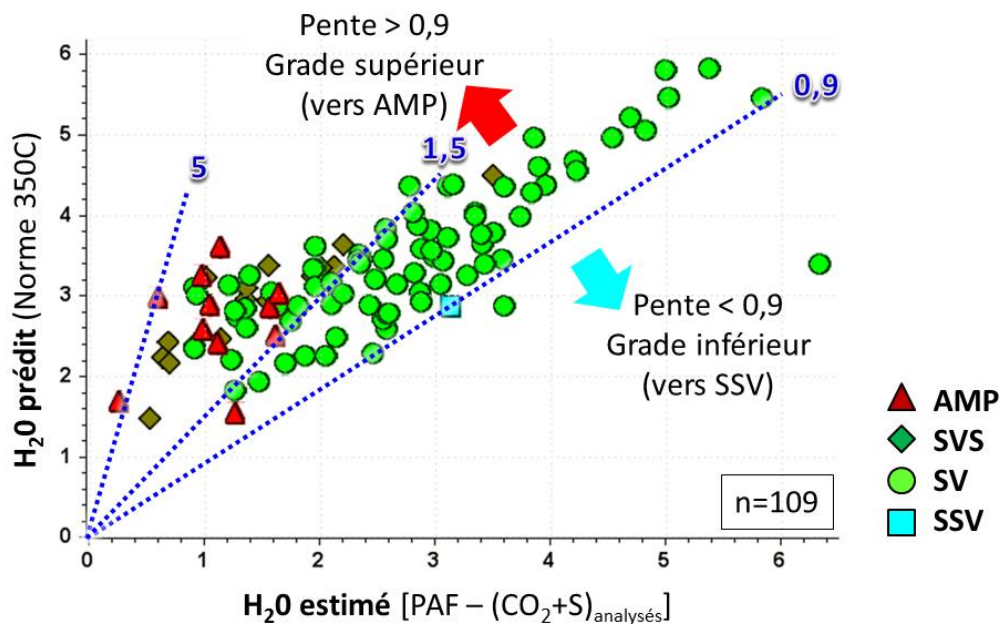


Figure 16. Diagramme comparant les valeurs de H₂O des analyses géochimiques à celles prédites par la norme au schiste vert 350C (Trépanier, 2013). Les symboles des points représentent le faciès métamorphique déterminé par Thompson (2005) sur les échantillons géochimiques de roches volcaniques intermédiaires à mafiques.

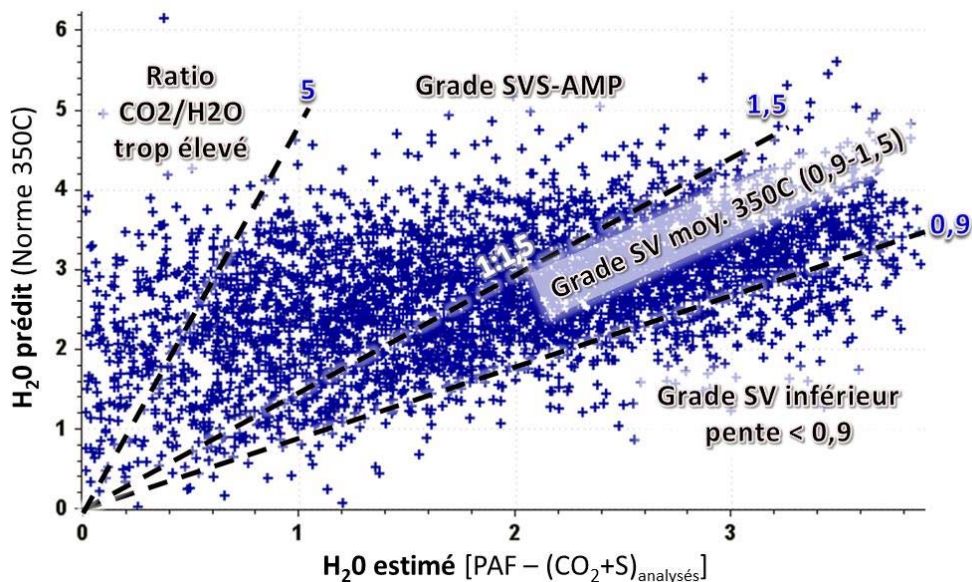


Figure 17. Diagramme comparant les valeurs de H₂O estimées à celles prédites par la norme au schiste vert 350C (Trépanier, 2013) pour 4154 analyses géochimiques de roches volcaniques intermédiaires à mafiques de l'Abitibi avec une perte au feu (PAF) ≤ 4% et S ≤ 1%.

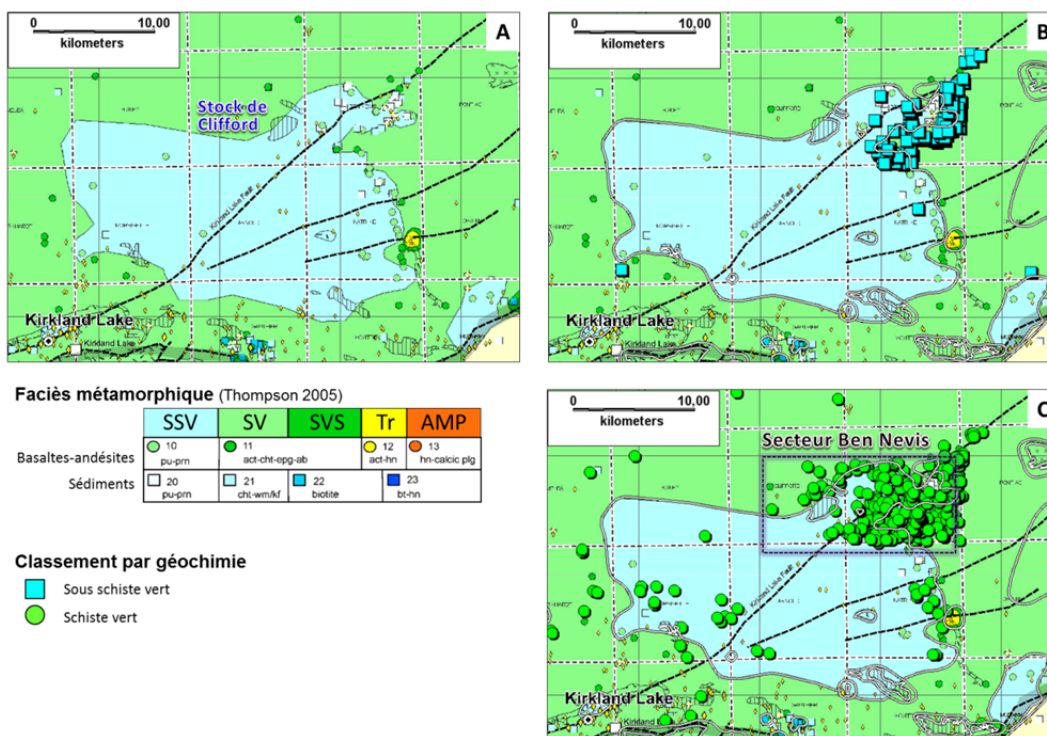


Figure 18. Échantillons géochimiques de roches ignées intermédiaires/mafiques (PAF ≤ 4 et S ≤ 1%) dans le secteur NE du camp minier aurifère de Kirkland Lake classés selon les pentes du diagramme de la Figure 17 et par rapport à la carte métamorphique de Thompson (2005). A) Carte métamorphique et échantillons de Thompson (2005) avec la légende. B) Échantillons géochimiques classés SV inférieur ou SSV (pente < 0,9). C) Échantillons géochimiques classés au SV moyen par la norme 350C (pente entre 1 et 1,5).

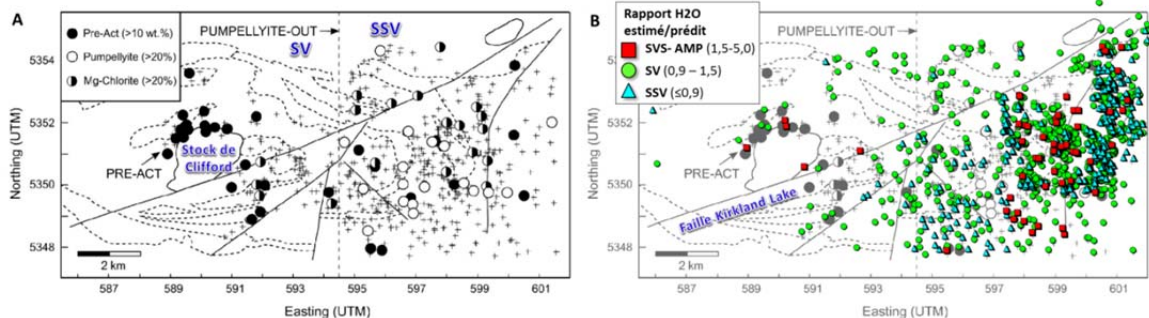


Figure 19. A) Carte de Hannington et al. (2003) montrant le changement métamorphique du SSV à l'est vers le SV à l'ouest avec la disparition de pumpellyite d'après la minéralogie déterminée aux rayons X sur roche totale (XRD). B) Échantillons géochimiques de roches ignées intermédiaires/mafiques ($PAF \leq 4$ et $S \leq 1\%$) et classés selon les pentes du diagramme de la Figure 17.

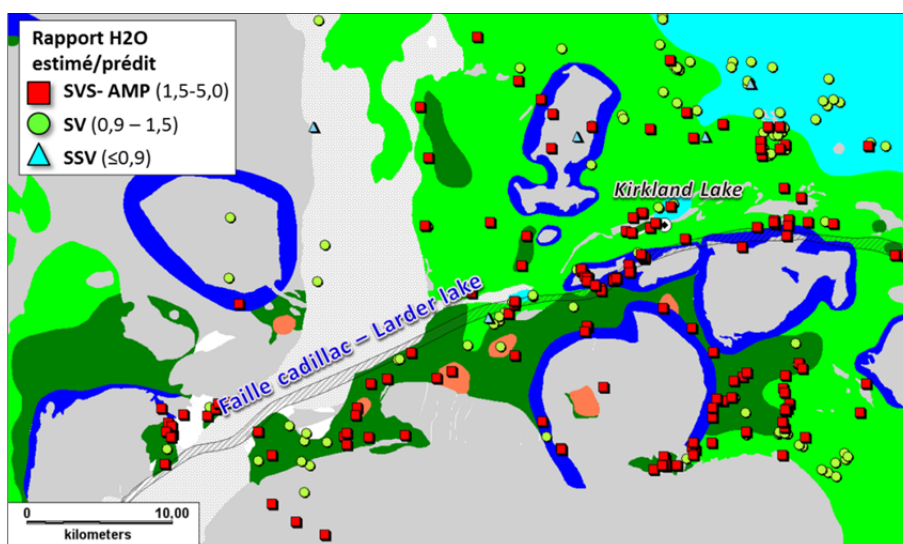


Figure 20. Échantillons géochimiques de roches ignées intermédiaires/mafiques ($PAF \leq 4$ et $S \leq 1\%$) dans le secteur du camp minier aurifère de Kirkland Lake classés selon les pentes du diagramme de la Figure 17 et par rapport à la carte métamorphique modifiée de Thompson (2005). Même légende pour les faciès que sur la Figure 13.

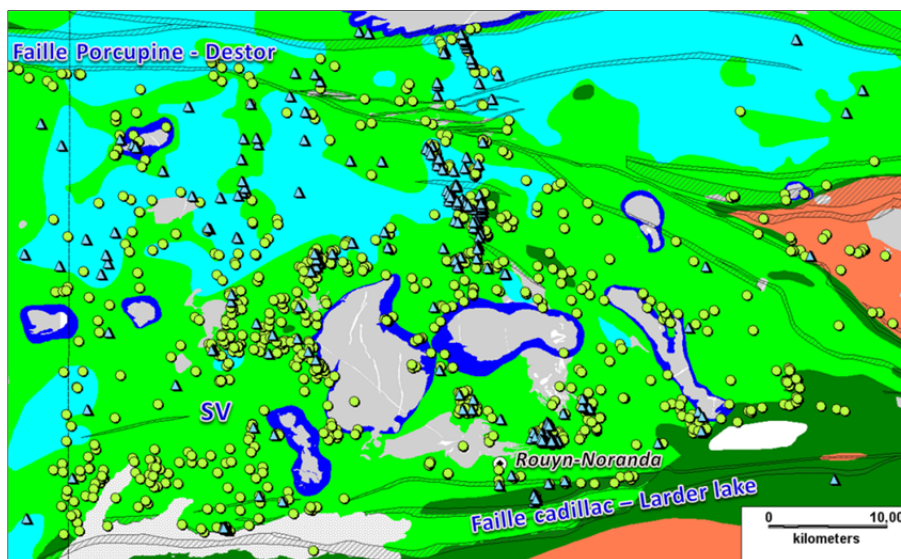


Figure 21. Échantillons géochimiques de roches ignées intermédiaires/mafiques (PAF ≤ 4 et S $\leq 1\%$) dans le secteur du camp minier de Rouyn-Noranda classés selon les pentes du diagramme de la Figure 17 et par rapport à la carte métamorphique. Même légende pour les faciès que sur la Figure 13. Les échantillons classés SVS et AMP sont surtout présents dans les auréoles de plutons, mais ne sont pas montrés ici pour des raisons de clarté.

4.2.3 Métamorphisme évalué selon la perte au feu

La dernière approche géochimique testée consiste à évaluer le degré du métamorphisme en utilisant les valeurs de la perte au feu (PAF) d'analyses géochimiques. L'avantage d'utiliser la PAF c'est qu'elle est toujours analysée. Les 347 échantillons de basaltes, d'andésites et de gabbros de Thompson (2005) auxquels sont couplés une analyse géochimique permettent d'évaluer le comportement de la PAF selon le métamorphisme dans le SO de l'Abitibi. Le diagramme en boîtes à moustaches de la **Figure 22** montre que la PAF diminue progressivement avec le métamorphisme et permet de catégoriser distinctement certains faciès. Le SSV a un intervalle de valeurs qui chevauche complètement celui du SV, mais les valeurs sont surtout restreintes entre 3,3 et 4,1% poids de volatiles, avec une médiane à 3,6% alors que la médiane pour le SV est à 3,1%. Au faciès AMP, les valeurs pour les PAF sont basses, entre 0,7 et 1,3, et chevauchent légèrement l'intervalle des valeurs pour la zone de transition SVS-AMP de Thompson (2005) qui est comprise entre 1 et 2,3 (**Figure 22**). Le **Tableau 4** résume pour chaque faciès ou sous-faciès les barèmes utilisés pour évaluer le métamorphisme. Les intervalles de valeurs de la PAF utilisés correspondent à peu de chose près aux 25 et 75 centiles sur la **Figure 22**.

En reprenant les 347 échantillons géochimiques sur lesquels Thompson (2005) a déterminé le faciès métamorphique et en appliquant les barèmes de valeurs du **Tableau 4** tout en enlevant les valeurs de la PAF inférieures 0,5 et supérieures à 4,1, un total de 279 échantillons est retenu. Il y a une bonne corrélation (supérieure à 70%) entre la perte au feu et les faciès SSV et AMP (**Tableau 5**). La correspondance est moyenne pour le SV et SVS avec 45% des échantillons qui se classent correctement.

Une démarche identique du côté québécois de l'Abitibi est faite par rapport à la carte métamorphique. Seuls les échantillons géochimiques de basaltes et d'andésites avec les conditions suivantes sont considérés : PAF $\geq 0,5$ et $\leq 4,1$, S $\leq 0,2\%$, et situés à plus de 300 m d'un dyke de diabase. La **Figure 23** montre la distribution des échantillons géochimiques et le **Tableau 6** les résultats de correspondance. La correspondance entre le faciès estimé par la

méthode et celui de la carte est assez faible (autour de 30%), sauf pour le SV où le nombre d'échantillons bien classés domine par rapport à ceux des autres faciès ou sous-faciès. Il est clair que ces résultats ne permettent pas de déterminer le niveau du métamorphisme. Cependant en regroupant deux faciès (ou sous-faciès), les données des **Tableaux 5 et 6** permettent de distinguer entre un métamorphisme faible ou élevé. Par exemple, si les données du SSV sont regroupées avec celles du SV dans les deux premières lignes du **Tableau 5**, et que leur nombre est comparé avec la somme des données du SVS et AMP, on obtient un pourcentage de 87,6% et 76,1% de reconnaissance pour le métamorphisme faible et élevé, respectivement.

En conclusion, les approches géochimiques ne remplaceront pas la détermination du faciès métamorphique fait à partir d'assemblages minéralogiques. Il ne serait pas réaliste de produire une carte uniquement avec des données géochimiques. Cependant, utilisées par secteurs, ces approches ont permis de confirmer sur la carte métamorphique des faciès interprétés sur une base minéralogique. Si les résultats obtenus à l'échelle locale par différentes approches géochimiques sont en accord avec des assemblages minéralogiques, alors ces données peuvent être utiles pour préciser un isograde. Au final, la carte métamorphique a été modifiée à quelques endroits seulement.

Tableau 4. Valeurs de la perte au feu (PAF) pour des échantillons d'andésites, de basaltes et de gabbros classés selon le métamorphisme par Thompson (2005) et en références à la Figure 22.

Faciès métamorphique	Intervalles de valeurs de la PAF
SSV	3,3 – 4,1
SV	2,3 – 3,3
TRANS (SVS)	1,3 – 2,3
AMP	0,5 – 1,3

Abréviations : PAF : perte au feu; SSV : sous schiste vert; SV : schiste vert inférieur à moyen; SVS : schiste vert supérieur; AMP : amphibolite.

Tableau 5. Correspondance entre le métamorphisme déterminé à partir de la perte au feu selon les barèmes du Tableau 4 et les 279 échantillons géochimiques de basaltes, d'andésites et de gabbros sur lesquels Thompson (2005) a déterminé le grade métamorphique.

Faciès métamorphique*	Nb éch. classé SSV PAF ≥ 3,3 < 4,0	Nb éch. classé SV PAF ≥ 2,3 < 3,3	Nb éch. classé SVS PAF ≥ 1,3 < 2,3	Nb éch. classé AMP PAF ≥ 0,5 < 1,3	Correspondance avec carte métamorphique
SSV	17	4	2	0	73,9% (17/23)
SV	50	82	39	11	45,0% (82/182)
SVS	0	10	20	14	45,5% (20/44)
AMP	0	0	8	22	73,3% (22/30)

*Selon Thompson (2005). Abréviations : Nb : nombre; éch. : échantillons; SSV : sous-schiste vert; SV : schiste vert inférieur à moyen; SVS : schiste vert supérieur; AMP : amphibolite.

Tableau 6. Correspondance entre le métamorphisme déterminé à partir de la perte au feu de 2421 échantillons géochimiques de basaltes et d'andésites selon les barèmes du Tableau 4 par rapport à la carte métamorphique du côté québécois de l'Abitibi (présente étude).

Faciès métamorphique*	Nb éch. classé SSV PAF $\geq 3,3 < 4,1$	Nb éch. classé SV PAF $\geq 2,3 < 3,3$	Nb éch. classé SVS PAF $\geq 1,3 < 2,3$	Nb éch. classé AMP PAF $\geq 0,5 < 1,3$	Correspondance avec carte métamorphique
SSV	135	231	44	8	32,3% (135/418)
SV	410	597	259	53	45,3% (597/1318)
SVS	99	175	176	29	36,7% (176/479)
AMP	23	41	82	60	29,1% (1206)

*Selon la carte de l'Abitibi au Québec (présente étude). Abréviations : Nb : nombre; éch. : échantillons; SSV : sous-schiste vert; SV : schiste vert inférieur à moyen; SVS : schiste vert supérieur; AMP : amphibolite.

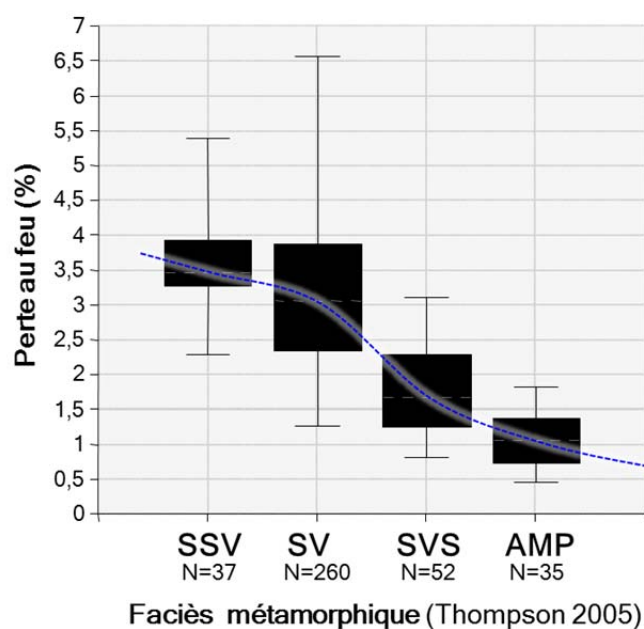


Figure 22. Valeurs de la perte au feu (PAF) pour les basaltes, andésites et gabbros des échantillons géochimiques pour lesquels Thompson (2005) a identifié le faciès métamorphique.

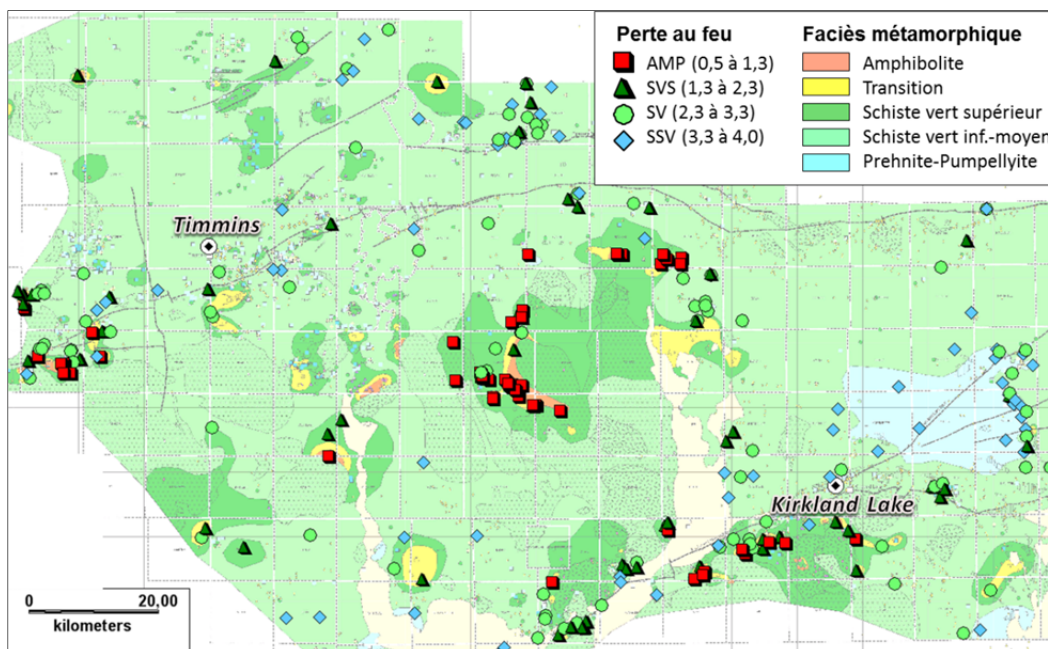


Figure 23. Valeurs de perte au feu d'échantillons géochimiques de volcanites mafiques et intermédiaires pour lesquels Thompson (2005) a identifié le faciès métamorphique.

5 CIBLES D'EXPLORATION REGIONALE POUR L'ABITIBI

Cette section présente les relations spatiales empiriques et statistiques entre la position des minéralisations d'or orogénique et celles des couloirs de déformation, des isogrades, des formations de fer et des bassins sédimentaires. L'objectif est de générer des cibles d'exploration et de tester l'hypothèse selon laquelle les minéralisations aurifères se forment près des faciès SVS-AMP (section 2).

La base de données pour les minéralisations aurifères provient de l'information contenue dans les bases de données du SIGÉOM (2012), de l'OGS (2014), et de la Commission Géologique du Canada (Gosselin et Dubé, 2005). On définit ici les minéralisations orogéniques dans les descriptions comme des minéralisations associées principalement à des cisaillements et des veines de quartz-carbonate à faible teneur en métaux de base. Basé sur la typologie du SIGÉOM (2012), sont exclus les filons à Cu-Au synvolcaniques comme ceux présents à Chibougamau (Pilote et al., 1996), les minéralisations aurifères associées à des sulfures massifs d'origine volcanogène (Horne, Doyon, Bousquet, LaRonde; Mercier-Langevin et al., 2014), et les minéralisations épithermales. Les minéralisations à l'intérieur de grandes intrusions, comme celle de Bourlamaque à Val-d'Or, ne sont pas considérées parce que le métamorphisme dans les intrusions n'a pas été évalué dans le cadre du projet. Les corps minéralisés sont classés en ordre d'importance selon les critères et la terminologie du SIGÉOM (2012) comme mines ouvertes ou fermées (exploitations), gisements avec tonnage évalué, ou gîtes sur lesquels il y a eu des travaux de prospection et généralement de forage. Les indices ne sont pas considérés. Au total, 798 points représentant des corps minéralisés ont été répertoriés, dont 568 gîtes, 101 gisements, et 129 mines (**Figure 24**). La ressource globale en or (production plus réserves et ressources conformes ou non à la norme 43-101) a aussi été comptabilisée selon les données de Gosselin et Dubé (2005), du SIGÉOM (2012), du « Mineral Deposits Inventory (MDI) » de l'OGS (2014), et de la compilation de Rafini (2014) le long de la faille de Cadillac-Larder Lake.

Kerrich et Ludden (2000) proposent que des dizaines de milliers de kilomètres cubes de fluides produits par les réactions de déshydratation à la base du complexe de subduction-accrétion, durant la phase de relaxation thermique qui a suivi la collision, furent transportés par advection ascendante à la frontière des structures, pour former localement des dépôts filoniens. Le diagramme de la **Figure 25** montre clairement que la grande majorité des mines et gîtes d'or en Abitibi sont restreints à une enveloppe de 2 km autour des couloirs de déformation, avec un pic de minéralisation à 1 km. Le tonnage d'or en fonction de la distance aux failles indique les mêmes résultats, suggérant qu'une quantité appréciable d'or a circulé et a été piégée dans les couloirs, mais aussi qu'une plus grande quantité a précipité jusqu'à une distance de 2 km dans la zone de dommage et des structures de deuxième et troisième ordre tel que suggéré par Robert et al. (1995).

En termes de prospectivité aurifère, les couloirs de déformation sont un métallotecte de premier ordre, devant le métamorphisme. En Abitibi cependant, on ne connaît pas quel faciès métamorphique est le plus fertile ni où chercher les formations de fer potentiellement minéralisées. De plus, l'incidence du métamorphisme par rapport à la fertilité des grandes failles crustales a été très peu évaluée. Les réponses à ces questions permettront de mieux circonscrire des secteurs favorables pour l'exploration aurifère.

5.1 Relations spatiales entre les minéralisations aurifères orogéniques en Abitibi et la carte métamorphique

La position des corps minéralisés par rapport à la carte métamorphique de la **Figure 24** permet d'estimer le nombre de mines, de gisements, et de gîtes, et le tonnage en or pour chacun des 4 faciès métamorphiques. La majorité des gisements aurifères en Abitibi, du moins leur sommet ou leur enveloppe minéralisée, affleurent ou sont sub-affleurants (Lulin, 1990). Pour les gisements plus profonds qui n'ont pas d'expression en surface (Goldex à Val-d'Or par exemple), la correspondance entre la carte et la minéralisation représente donc un degré de métamorphisme minimal.

Le **Tableau 7** résume les résultats obtenus par faciès métamorphique. Les régions au faciès prehnite-pumpellyite totalisent une faible superficie de 1857 km². Trois mines importantes en Ontario, qui ont produit au total 514 t Au, sont dans deux petites zones au SSV de 4 et 20 km² le long de la faille Larder Lake tel que définie sur la carte de Thompson (2005). Il s'agit de Wright-Hargreaves dans le camp de Kirkland Lake, et Chesterville et Kerr Addison près de la frontière interprovinciale. Le nombre de tonnes d'or par unité de surface est le double (0,28 t / km²) de celui obtenu pour le SV et le SVS (**Tableau 7**). Cependant, ces zones de bas grades tels que définis par Thompson (2005) sont discutables car le faciès est déterminé sur une base texturale et non sur la présence de prehnite et pumpellyite. À Kirkland Lake, le seul échantillon définissant la zone et présumé être au SSV par Thompson (2005) indique un assemblage de feldspath, chlorite, carbonates représentatif du schiste vert. Toutes les autres mines voisines de Wright-Hargreaves ont des assemblages typiques du SV selon Gosselin et Dubé (2005). La zone autour de Kerr Addison est aussi ambiguë. Elle est définie par un échantillon près de la mine avec des feldspaths frais, et les 3 autres échantillons qui définissent la zone sont situés à plus de 4 km au nord. Du côté québécois, aucune minéralisation aurifère significative n'est connue dans les plus grandes régions au faciès prehnite-pumpellyite du Blake River ou au nord de la faille Porcupine-Destor (**Figure 21**).

Quarante-neuf (49) pourcent de toute la ressource en or, et 85 des 129 mines en Abitibi sont dans le SV (**Tableau 7**). Le nombre de tonnes d'or par km² est de 0,127. Les mines sont essentiellement dans la zone volcanique sud, dans les camps miniers de Timmins, Kirkland Lake, et Val-d'Or, et le long de la faille Porcupine-Destor (mines Holt-McDermott, Harker Holloway, Beattie et Doncherster).

Pour le SVS, le nombre de tonnes d'or par unité de surface est de 0,24 t / km² et le nombre de mines est de 30. Ces mines sont localisées principalement dans le sud de l'Abitibi entre Rouyn et Val-d'Or, plus précisément à l'intérieur, ou en bordure de la zone de déformation de la faille de Cadillac-Larder Lake. La mine Canadian Malartic (685 t Au) est la principale mine, suivie des anciennes exploitations de Hosco et Héva (réserves et ressources de 80,27 t Au), et de McWatters. Deux anciennes mines à Timmins, Dome et Paymaster, sont situées à l'intérieur d'îlots au SVS le long de la faille Porcupine-Destor selon Thompson (2005). Au centre de l'Abitibi, le long du couloir de déformation de Casa Berardi, le gîte Discovery (**Figure 1**; ressources non-conforme 43-101 de 2,12 Mt à 5,11 g/t) est également situé à l'intérieur d'une zone au SVS qui fait près de 100 km de longueur par 3 à 7 km de largeur. Au sud de Chibougamau, l'ancienne mine Joe Mann est située à moins de 1,5 km au nord de l'isograde AMP, alors que le gîte Philibert (ressources non-conforme 43-101 citée par Morin, 1993) est localisé sur l'isograde.

Le nombre de tonnes d'or par unité de surface dans le faciès AMP (0,06 t / km²) est de deux à trois fois plus faible que pour les autres faciès. Au total, 17 mines sont répertoriées dans ce faciès. Du côté québécois de l'Abitibi, la totalité des mines fermées ou en production (2014) à l'intérieur du faciès AMP sont localisées entre les villes de Cadillac et Malartic, le long de la faille de Cadillac-Larder Lake, dans des copeaux ou fenêtres amphibolitiques très proches de la limite avec le SVS, comme à Lapa par exemple (Simard, 2011). L'autre gisement au faciès AMP est Detour Gold, dans le NO de l'Abitibi en Ontario (Oliver et al., 2012).

Ces résultats viennent corroborer l'hypothèse que la majorité des gisements se mettent en place principalement dans le SV (section 2). En termes prospectifs et selon la quantité d'or par unité de surface (**Tableau 7**), le SSV peut donner l'impression d'être deux fois plus favorable que le SV et SVS. Mais pour les raisons présentées précédemment (2^{ème} paragraphe de ce sous-chapitre), et parce qu'il s'agit d'un seul dépôt sur une petite surface, ces statistiques ne sont pas représentatives et ne devraient pas être prises en compte pour l'exploration. Pour le SVS, le nombre de tonnes d'or par unité de surface est plus du double que pour celui au SV, ce qui rend le SVS le faciès le plus favorable. Pour l'AMP, la faible valeur du ratio tonnes d'or par unité de surface reflète une réalité connue qu'il y a moins de gisements aurifères dans les terrains de haut grade (Goldfarb et al., 2005; Phillips et Powell, 2010), mais il faut aussi considérer dans ces résultats qu'il y a deux grandes régions au faciès AMP traditionnellement peu explorées en Abitibi, soit les dômes métamorphiques Abitibi Est et Abitibi Ouest (**Figure 8**). Cela ne devrait pas être un critère négatif pour l'exploration comme le démontre la présence de Detour Gold tout près de l'isograde SVS-AMP.

Pour conclure ce volet, la simple utilisation de la carte métamorphique de l'Abitibi comme guide d'exploration ne permet pas directement de cibler des secteurs d'intérêts. Cependant, lorsque d'autres critères géologiques favorables sont considérés, le métamorphisme une variable significative et utile. Les prochaines sections illustrent des exemples d'approches afin de cibler des secteurs d'intérêt pour l'or orogénique.

Tableau 7. Quantité d'or et nombre de mines et gîtes d'or orogénique par faciès métamorphique en Abitibi.

Faciès métamorphique*	Superficie (km ²)	Tonnes Au	Tonne / km ²	% Tonne Au	Nb mine	Nb gisements	Nb gîtes
SSV	1857	524	0,28	7,8	4	1	12
SV	30060	3290	0,11	49,0	80	64	413
SVS	8978	2188	0,24	32,6	30	32	139
AMP	12890	709	0,06	10,6	17	10	37

SSV : sous schiste vert; SV : schiste vert inférieur à moyen; SVS : schiste vert supérieur; AMP : amphibolite.

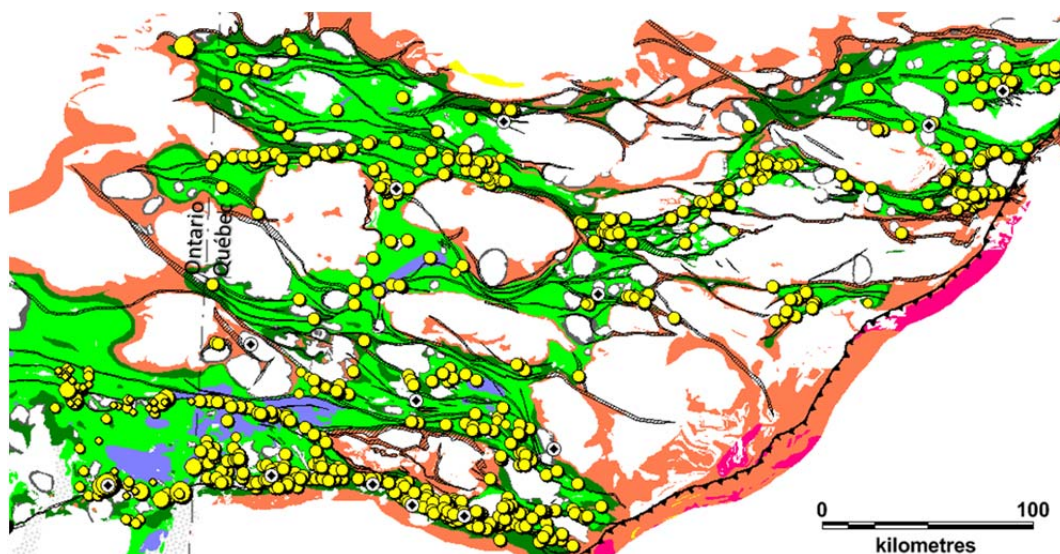


Figure 24. Distribution des gîtes et gisements d'or associés principalement à des cisaillements et des veines de quartz-carbonate à faible teneur en métaux de base par rapport à la carte métamorphique et les couloirs de déformation de l'Abitibi (modifié de Daigneault, 1996 et com. pers., 2013). Même légende pour les faciès que sur la Figure 13.

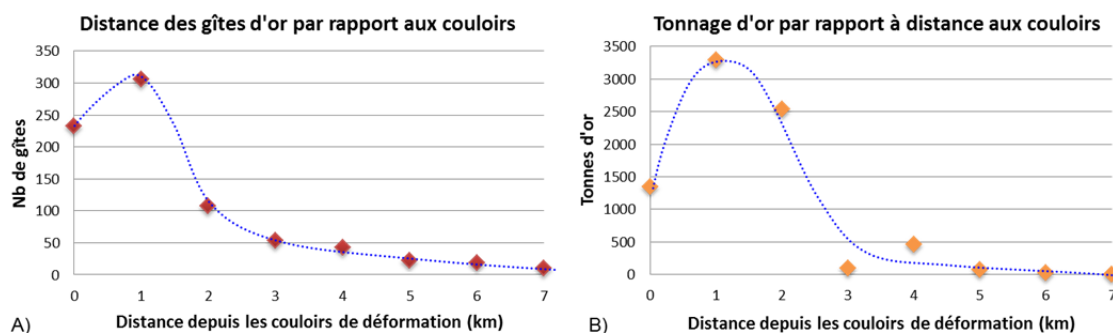


Figure 25. Diagrammes montrant le nombre de gîtes et mines et la quantité d'or en fonction de la distance aux couloirs de déformation de l'Abitibi.

5.2 Métamorphisme dans les couloirs de déformation

Afin de mieux documenter longitudinalement la fertilité des failles régionales de l'Abitibi pour l'or, une première approche est de calculer le nombre de tonnes d'or par unité de surface, non pas sur l'ensemble de l'Abitibi (section 5.1), mais seulement dans les couloirs de déformation et leur enveloppe de 2 km. La **Figure 26a** illustre à titre d'exemple sur la région de Malartic et Val-d'Or, comment cette évaluation est réalisée. La quantité d'or par unité de surface est établie dans les faciès AMP et SVS, ainsi que dans une série de zones tampons de 1 km de largeur dans le SV mesurée horizontalement à partir de l'isograde SVS. Les résultats sont présentés pour l'ensemble des couloirs de l'Abitibi sur l'histogramme de la **Figure 26b**. La quantité d'or absolue et par unité de surface est beaucoup plus grande dans le SVS que dans l'AMP. La plus grande quantité d'or se trouve dans le SVS où sont localisés les principaux gisements le long de la faille de Cadillac-Larder Lake au Québec, les anciennes mines de Paymaster et Dome le long de la faille Porcupine à Timmins (îlots de SVS identifiés par Thompson, 2005), et les mines de Casa Berardi et Detour Gold dans le NO de l'Abitibi le long des failles Casa Berardi et Sunday Lake

respectivement. Par contre la plus grande quantité d'or par unité de surface se trouve dans le SV à l'intérieur du premier km depuis l'isograde SVS (**Figure 26b**). Sont localisés dans cet intervalle, les gisements de Goldex, Marban, Kiena, Siscoe au NE et à l'est de la ville de Malartic, les anciennes mines de Kirkland Lake (Lake Shore, Wright-Hargreave, Marcassa, Teck-Hughes et Upper Canada), et celles de McIntyre, Aunor, Preston, Paymaster, Ankerite et Delnite dans le camp de Timmins. Ce résultat supporte le modèle de dévolatilisation métamorphique de la croûte et l'idée que la majorité des gisements d'or orogéniques se mettent en place dans le faciès SV, tout près au-dessus de la zone de transition du SVS (section 2.1). La quantité d'or décroît rapidement après 2 km de l'isograde SVS pour remonter légèrement à 4 km, une anomalie qui s'explique principalement par le gisement de classe mondial de Sigma-Lamaque.

En résumé, l'essentiel du contenu en or de l'Abitibi, soit 5225 t Au sur un total de 6515 t (80%), est situé le long des couloirs de déformation et de leur enveloppe de 2 km de largeur, dans le faciès SVS et les deux premiers kilomètres depuis l'isograde SVS dans le SV. La **Figure 27** situe ces zones prospectives qui couvrent une superficie de 10 288 km².

5.3 Métamorphisme et formations de fer

Il est bien connu que les minéralisations aurifères encaissées entièrement ou partiellement dans les formations de fer se forment aux faciès SVS et AMP, comme par exemples Homestake (40 Moz) dans le sud du Dakota aux É.-U., et Lupin, Musselwhite et Meadowbank au Canada (Caddey et al., 1991; Lhotka et Nesbitt, 1989; Bullis et al., 1994; Sherlock et al., 2005; Gosselin et Dubé, 2005). Ce type de gisements a connu un certain engouement en Abitibi dans les années 1980. Plusieurs géologues ont parcouru la sous-province en échantillonnant systématiquement les formations de fer, bien visibles sur les récents levés magnétiques aéroportés de l'époque, sans pouvoir compter sur une carte métamorphique détaillée.

En Abitibi, 13 gisements et gîtes (**Figure 28**), et une quinzaine d'indices sont répertoriés comme des minéralisations aurifères associées à des formations de fer (SIGÉOM, 2012; OGS, 2014). La seule mine exploitée en partie dans les formations de fer, est celle de Chimo à l'est de Val-d'Or qui a produit 379 000 onces d'or (www.ressourcescartier.com, **Figure 28**). Deux des cinq lentilles sont associées aux formations de fer. Elles sont constituées de sulfures semi-massifs d'arsénopyrite et de pyrrhotite (Sauvé et al., 1987; Rocheleau et al., 1988). Les minéraux métamorphiques comprennent de la grunérite et des grenats dans les formations de fer, de la biotite, du grenat et de la hornblende dans les sédiments du Groupe de Trivio et de la cummingtonite dans les laves amphibolitiques (Rocheleau et al., 1988; Plouffe, 1990).

Des cibles directes pour l'exploration peuvent être générées en établissant des relations spatiales entre les formations de fer de l'Abitibi, la carte métamorphique et les couloirs de déformation. Des 13 gisements et gîtes dans des formations de fer, 2 sont dans le SV, 3 dans le SVS, et 8 sont dans l'AMP (**Figure 28**). Ces résultats confirment que les minéralisations aurifères dans les formations de fer sont prédominantes dans les faciès de haut grade. La superficie totale des polygones de la carte géologique contenant des formations de fer en Abitibi est de 661 km². La **Figure 29** montre les intersections entre ces polygones et ceux des faciès SVS et AMP. Cette opération de couplage réduit la superficie des formations de fer prospectives à 279 km², soit une réduction de 58% de la superficie totale. Les secteurs d'intérêt se répartissent en petites bandes, principalement au sud de l'Abitibi, au nord de la faille de Cadillac-Larder Lake (Groupe de Cadillac et Complexe de Trivio), près de la limite NO de l'Abitibi en Ontario, et le long de la faille Casa Berardi dans le Groupe de Ta'ibi à l'est de Joutel. À elles seules, ces bandes représentent des cibles d'exploration. En considérant ensuite ces zones favorables avec la proximité des couloirs de déformation et leur enveloppe de 2 km de largeur, la zone d'intérêt est réduite à 152 km², soit une réduction de 77% de la superficie totale des formations de fer.

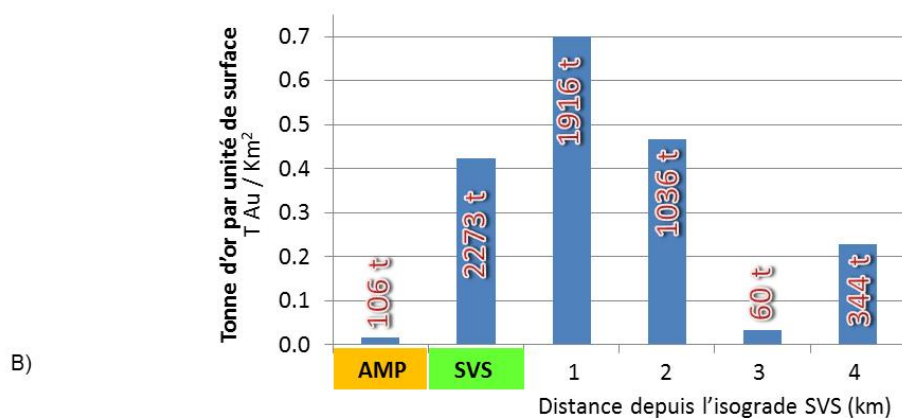
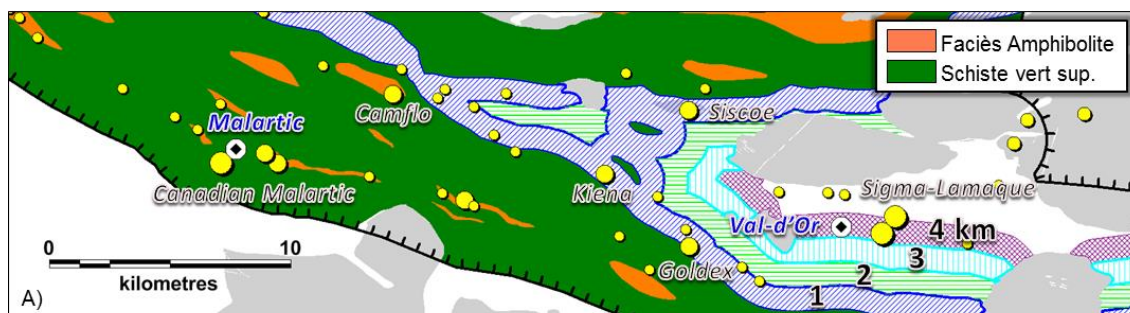


Figure 26. A) Carte métamorphique dans les couloirs de déformation et leur enveloppe de 2 km de largeur (lignes avec traits en noir) pour la région de Malartic et Val-d'Or (à titre d'exemple) avec les gîtes et gisements d'or (ronds jaunes) et les zones tampons de 1 km de largeur dans le SV mesurées à partir de l'isograde SVS. Les zones en gris représentent des intrusions. B) Diagramme montrant pour l'ensemble de l'Abitibi la quantité d'or par km² et le nombre total de tonnes d'or dans les faciès AMP et SVS ainsi que dans les différentes tranches de 1 km depuis l'isograde SVS dans les couloirs de déformation et leur enveloppe de 2 km de largeur. La quantité d'or par unité de surface est maximale dans le SV à l'intérieur du premier km de l'isograde SVS.

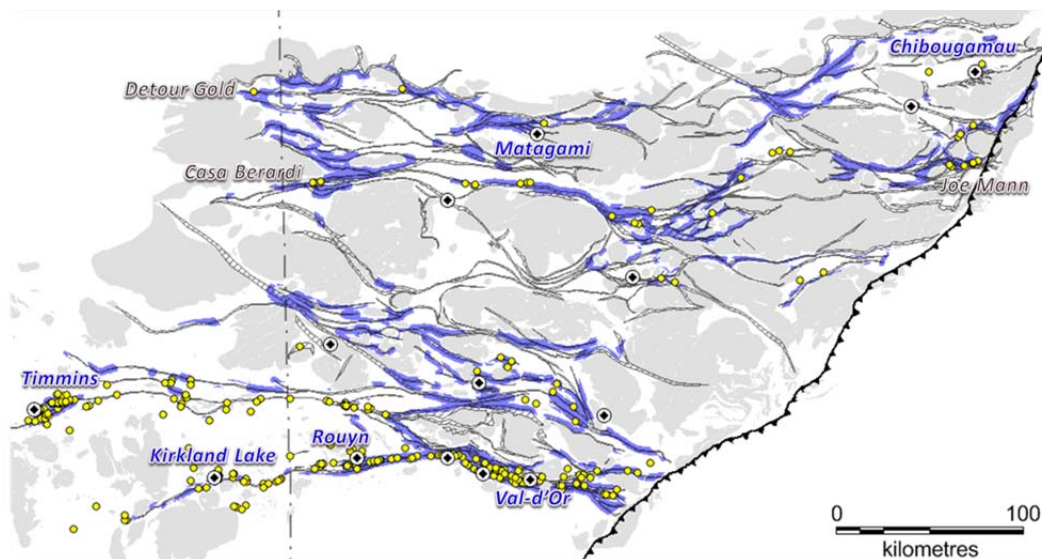


Figure 27. Zones prospectives (en bleu) représentant le faciès SVS et les deux premiers kilomètres depuis l'isograde SVS dans le SV à l'intérieur des couloirs de déformation de l'Abitibi et de leur enveloppe de 2 km de largeur (en référence aux résultats présentés sur la Figure 26). Les ronds jaunes représentent les gisements d'or dans des veines et cisaillements avec le nom de certaines mines.

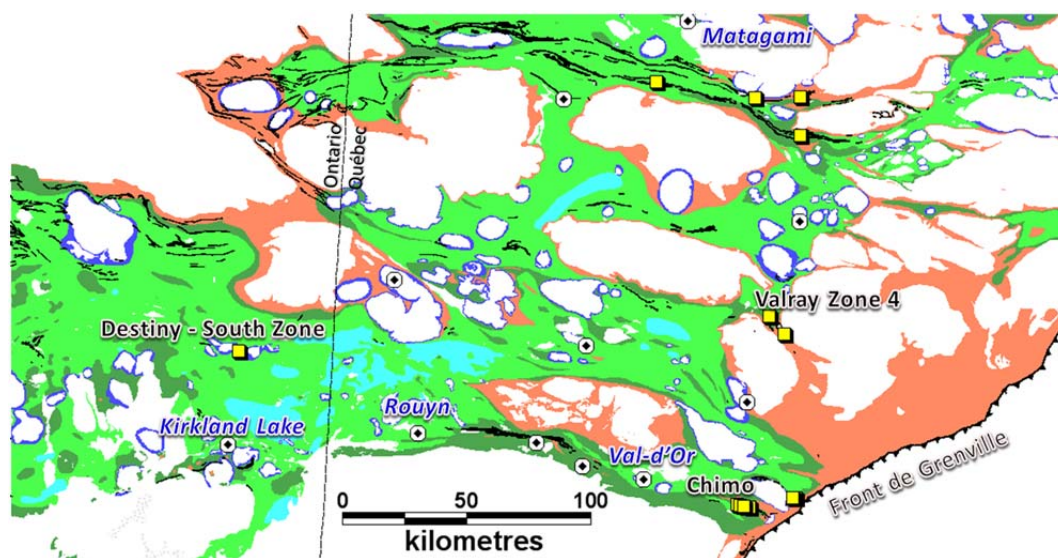


Figure 28. Les gîtes d'or (carrés jaunes) totalement ou partiellement encaissés dans des formations de fer (en noir) en Abitibi d'après le SIGÉOM (2012) et l'OGS (2014) par rapport à la carte métamorphique. L'épaisseur du contour des formations de fer est exagérée pour fin de visibilité. Même légende pour les faciès que sur la Figure 13.

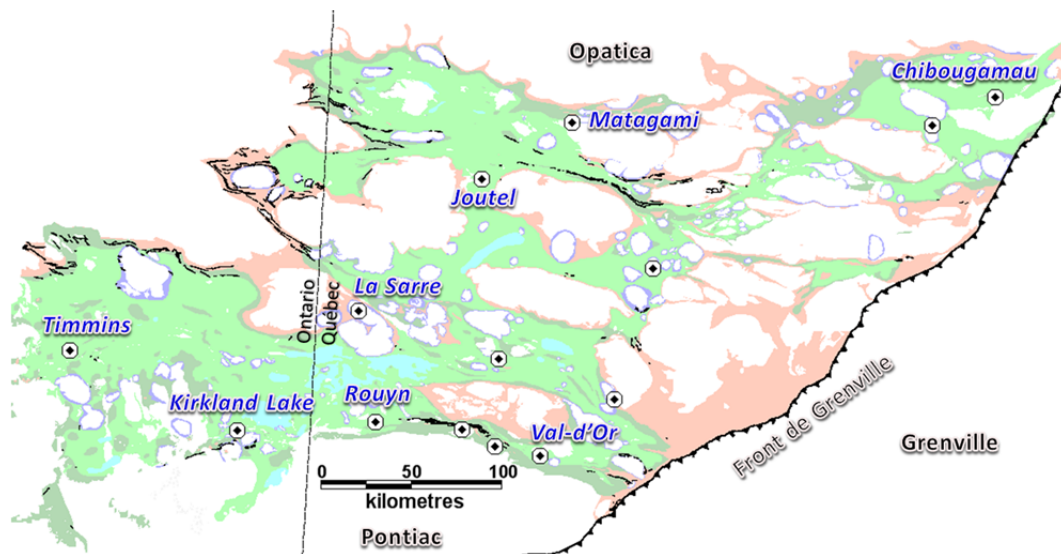


Figure 29. Formations de fer métamorphisées au SVS et AMP (en noir) plus susceptibles de contenir des minéralisations aurifères que celles métamorphisées au SV. L'épaisseur du contour des formations de fer est exagérée pour plus de visibilité.

5.4 Contraste métamorphique le long des couloirs de déformation

Les contrastes métamorphiques de part et d'autre des couloirs indiquent la présence de mouvements verticaux significatifs. Selon Feng et Kerrich (1990) et Daigneault et al. (2002), la juxtaposition de domaines SV et AMP est une indication d'un soulèvement (uplift) important lors d'une phase de compression, ou d'un affaissement lors d'une période d'exhumation. La période d'exhumation dans le sud de l'Abitibi est postérieure au chevauchement régional et précède le coulissage dextre tardi-orogénique (Daigneault et al., 2002). Des périodes d'extension dans un système de collision favorisent les circulations hydrothermales le long de structures à cause de plus faibles pressions de confinement. Les segments de failles qui recoupent l'isograde SV-SVS ou SVS-AMP, ou qui ont un changement de faciès d'un côté ou de l'autre de la faille sont considérés comme des cibles puisqu'ils sont dans l'environnement immédiat de la zone de transition SVS-AMP critique pour les mécanisme de lessivage, de transport et de déposition de l'or (Section 2). En Alaska par exemple, les études de Light et al. (1989) et de Goldfarb et al. (1997) montrent que les minéralisations d'or orogénique sont distribuées sur quelques kilomètres, seulement lorsque la structure crustale rencontre les faciès SV et SVS d'une séquence métamorphique complète du type Barrovien. À quelques endroits en Abitibi, des couloirs de déformation recoupent à angle les isogrades. C'est le cas à la mine Detour Gold où l'isograde SVS-AMP orienté ENE est recoupé par la faille Sunday Lake orientée E-O. À 15 km à l'ouest de la mine Casa Berardi, les isogrades à biotite et à grenat (SVS-AMP) recoupent à 30 degrés la faille Casa Berardi.

Plusieurs exemples de failles en Abitibi montrent des contrastes métamorphiques et la majorité des grandes failles ont des lambeaux au SVS ou à l'AMP distribués longitudinalement ici et là, comme les failles Casa Berardi, Chicobi, Macamic, Manneville et Cadillac-Larder Lake, (**Figure 30**). La faille Norbénite, au nord de Malartic, délimite une zone au SVS au sud et une zone au SV au nord (au niveau du gîte Marban sur la **Figure 10**). Les failles de Macamic et de Manneville juxtaposent deux domaines à l'amphibolite au sud à de vastes régions au SV au nord (**Figure 30**).

Un test est réalisé à l'échelle de l'Abitibi afin de savoir si les segments de failles avec des contrastes métamorphiques sont plus fertiles que les autres segments. Le fichier des segments

de failles provient des travaux de Daigneault (Daigneault, 1996; com. pers., 2013) sur les couloirs de déformation. On entend par segment de faille, des tronçons et des embranchements ayant des largeurs d'une centaine de mètres à plus de 5 km et des longueurs entre 10 et 100 km. La **Figure 30** montre la distribution de segments de failles avec ou sans un contraste métamorphique. Sur un total de 291 segments de failles, 77 montrent des contrastes de métamorphisme. En tenant compte de l'enveloppe de fertilité de 2 km de part et d'autre des failles (section 5.3), la superficie des segments avec des contrastes métamorphiques est sensiblement la même que pour les autres segments, mais la quantité d'or et le nombre de mines et de gîtes sont deux fois plus élevés, avec des facteurs de 2,3 et 2,5 respectivement (**Tableau 8**). Ces résultats montrent que les segments de failles présentant des contrastes métamorphiques ont une incidence sur la fertilité aurifère.

À ces critères précédemment décrits et testés, la présence ou non de bassins sédimentaires est considérée comme critère d'exploration. Les bassins sont des indications de la longévité des failles, un des critères de fertilité pour l'or orogénique selon Goldfarb et al. (2005). En Abitibi, ils se développent vers la fin de la construction de l'arc entre les principaux arcs volcaniques (bassins de flyschs turbiditiques) et ces mêmes limites de domaines sont parfois réactivées vers la fin de l'orogénie en décrochement formant des bassins clastiques de type molasse ou Timiskaming (Mueller et al., 1991 ; Mueller et Donaldson, 1992; Daigneault et al., 2002; section 1.1). L'importance de ces derniers bassins sédimentaires pour l'or a été notée à Timmins, Kirkland Lake et à Duparquet notamment, surtout qu'ils sont accompagnés par du magmatisme alcalin (Robert, 2001; Bateman et al., 2008; Ispolatov et al., 2008).

En ajoutant la présence de bassins sédimentaires comme un critère de fertilité supplémentaire aux couloirs de déformation avec des contrastes métamorphiques (**Figure 30**), on obtient le résultat présenté à la **Figure 31**. Des 77 segments de failles avec contrastes, la moitié (38) bordent des bassins sédimentaires. Les statistiques concernant les segments de failles avec ou sans ce nouveau critère sont présentées sur le **Tableau 9**. La superficie totale des 38 segments considérés favorables est deux fois moins grande, mais ces segments contiennent deux fois plus d'or que les autres segments, ce qui signifie un facteur 3,9 fois plus enrichi en or par km². Ces segments contiennent 2,3 fois plus de gîtes et mines.

En résumé, la carte métamorphique à elle seule ne permet pas de cibler directement des secteurs pour l'or orogénique. Par contre, lorsque d'autres paramètres sont considérés, elle peut devenir un outil d'exploration pertinent. La présence de bassins sédimentaires et d'un contraste métamorphique le long de failles indiquent que celles-ci ont été actives sur de longues périodes de temps et qu'elles ont subi des rejeux importants lors de périodes de compression et/ou extension. Tous ces critères font partie d'une longue liste de facteurs qui conduisent à la formation de gisements.

Tableau 8. Nombre de mines et gîtes d'or orogénique et quantité d'or associées aux segments de failles avec un contraste de métamorphisme en Abitibi.

Type de failles	Nombre de segments de failles	Surface totale failles* (km ²)	Tonnes Au	Ratio T Au / km ²	Nb mines et gîtes	Ratio gîtes/km ²
Avec contraste métamorphique	77	18 150	4321	0,238	452	0,025
Sans contraste métamorphique	214	20 230	2115	0,104	202	0,010

* Comprend une enveloppe de 2 km de chaque côté des segments de faille.

Tableau 9. Nombre de mines et gîtes d'or orogénique et quantité d'or associés aux segments de failles avec un contraste de métamorphisme et bordant un bassin sédimentaire en Abitibi.

Type de failles	Nombre de segments de failles	Surface totale failles* (km ²)	Tonnes Au	Ratio T Au / km ²	Nb mines et gîtes	Ratio gîtes/km ²
Avec contraste métamorphique et bassins séd.	38	12 020	4130	0,344	329	0,027
Autre segments de faille	252	26 360	2307	0,088	325	0,012

* Comprend une enveloppe de 2 km de chaque côté des segments de faille.

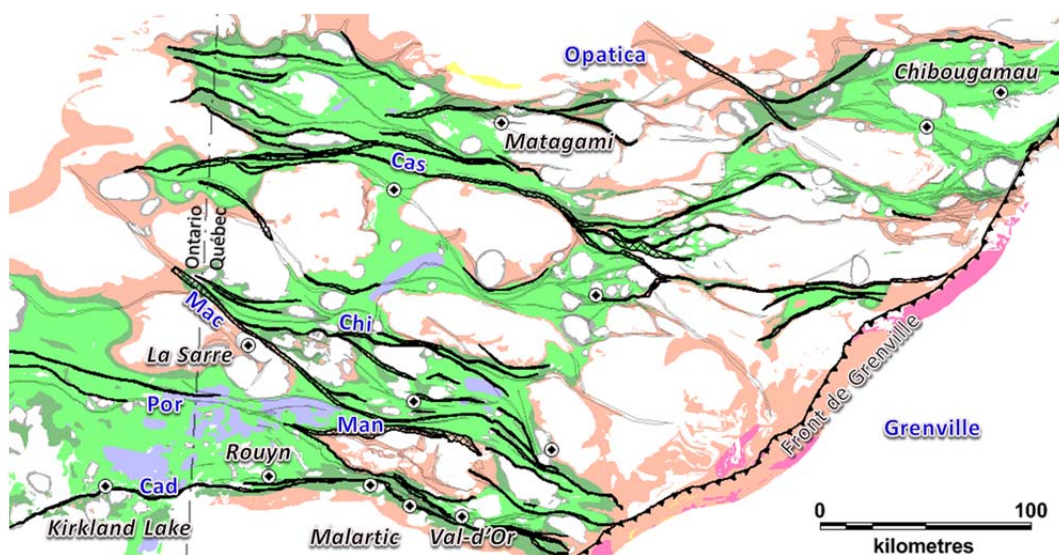


Figure 30. Distribution de segments de failles avec (en noir) ou sans (gris pâle) contraste métamorphique. Noms des failles : Cas : Casa Berardi; Chi : Chicobi; Mac : Macamic; Man : Manneville; Cad : Cadillac-Larder Lake. Tracés des failles selon Daigneault (1996) et com. pers. Daigneault (2013).

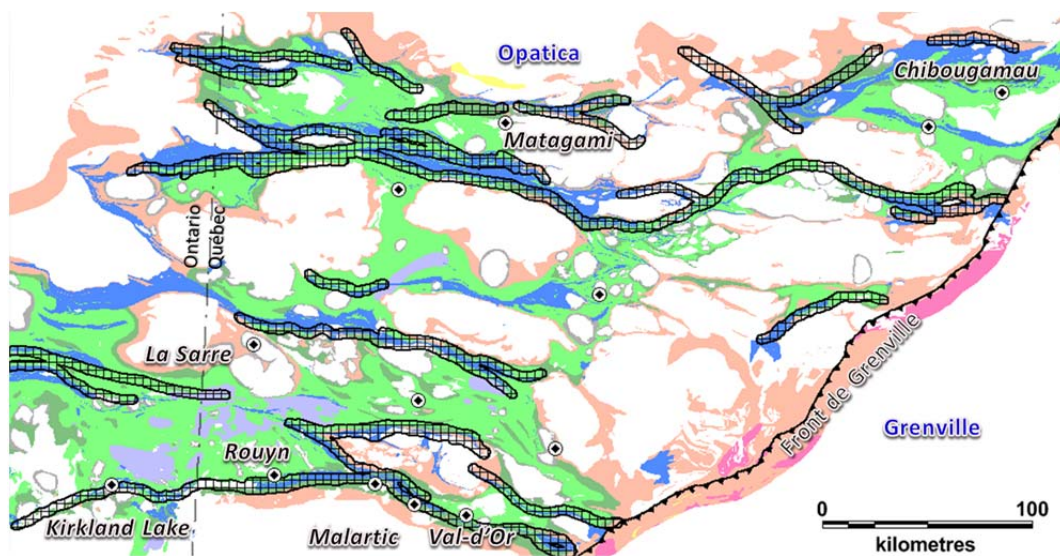


Figure 31. Segments de couloirs de déformation et leur enveloppe de 2 km (quadrillé noir) présentant un contraste de métamorphisme et qui sont bordés par des bassins sédimentaires.

6 CONCLUSION

Cette étude a permis de réaliser la première carte métamorphique haute résolution couvrant l'ensemble des domaines volcano-sédimentaires de l'Abitibi. La carte est le résultat d'une compilation de documents publics sur le métamorphisme, d'une étude sur les assemblages de minéraux métamorphiques faite sur des centaines de lames minces, et surtout par l'intégration de larges banques de données de forages et d'affleurements qui contiennent des informations minéralogiques pertinentes et souvent sous-utilisées.

Même si la majorité des roches volcaniques et sédimentaires sont au SV, le détail de la carte métamorphique révèle une complexité qui n'apparaît pas sur la carte de Jolly (1978). Des contrastes de métamorphisme sont observés de part et d'autre de certains couloirs de déformation. Quatre dômes métamorphiques sont distingués aux quatre coins cardinaux de la sous-province. Les strates verticales dans certaines mines (Sigma, Lapa, Casa Berardi) sont clairement recoupées par les isogrades métamorphiques, indiquant que le raccourcissement régional, les chevauchements et les plis précèdent le métamorphisme régional. Par contre, les isogrades ondulent à l'échelle de la ceinture à la faveur de grandes structures synclinales ou anticlinales, suggérant que la déformation s'est poursuivie après le pic métamorphique.

La géochimie de roches volcaniques, en particulier les volatiles analysés ou prédits (H₂O, PAF) par la Norme CONSOREM, permet dans une certaine mesure d'identifier un faciès métamorphique. Mais cette approche ne remplace pas la précision obtenue par les études en lames minces sur les assemblages de minéraux métamorphiques ou la simple identification macroscopique de minéraux indicateurs d'isogrades métamorphiques. Les tests préliminaires montrent que la géochimie permet d'apporter une information complémentaire dans des secteurs où l'information minéralogique est déficiente.

Pour l'exploration, la carte métamorphique prend toute sa valeur lorsqu'elle est combinée avec d'autres couches d'information géologique. Plusieurs cibles sont proposées en combinant les informations de la carte avec les couloirs de déformation, les formations de fer et les bassins sédimentaires.

REMERCIEMENTS

L'auteur remercie Lucas Briao-Koth pour l'excellent travail d'identification minéralogique sur les lames minces que Réal Daigneault a accumulé au cours de sa carrière en Abitibi. L'auteur remercie ce dernier, pour la supervision de l'étudiant et pour la lecture critique du rapport, ainsi que Julie Menier (CONSOREM) pour l'édition. Les discussions fructueuses avec Pierre Pilote et Jean Goutier du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec ont été très appréciées.

REFERENCES

- Bandyayera, D., Rhéaume, P., Doyon, J. et Sharma, K. N. M., 2004. Géologie de la région du lac Hébert (32G/03). Ministère Ressources naturelles, RG 2003-07, 57 p.
- Baragar, W. R. A., 1968. Major-element geochemistry of the Noranda volcanic belt, Quebec-Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 5, pp. 773-790.
- Barth, T. F. W., 1959. Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks. *Journal of geology* 67, pp. 135-152.
- Bateman, R., Ayer, J. A. et Dubé, B., 2008. The Timmins-Porcupine Gold Camp, Ontario: Anatomy of an Archean Greenstone Belt and Ontogeny of Gold Mineralization. *Economic Geology*, 103, pp. 1285-1308.
- Beakhouse, G. P., 2011. The Abitibi Subprovince plutonic record: Tectonic and metallogenic implications; Ontario Geological Survey, Open File Report 6268, 161 p.
- Benn, K., Warner, W., Ghassemi, M.R. et Gillett, J., 1994. Crustal structure and kinematic framework of the northwestern Pontiac Subprovince, Quebec: an integrated structural and geophysical study. *Can. J. Earth Sci.* 31, pp. 271-281.
- Böhlke, J. F. P. 1982. Orogenic (metamorphic-hosted) gold-quartz veins. *Dans Characteristics of Mineral Deposit Occurrences*, Erickson R. L. éditeur, U.S. Geological Survey, Open-File Report 82-795, p. 70-76.
- Bourne, J. et Danis, D., 1987. A proposed model for the formation of reversely zoned plutons based on a study of the Lacorne Complex, Superior Province, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* 24, pp. 2506-2520.
- Briao-Koth, L., 2014. Rapport interne du CONSOREM sous la forme de tables Excel.
- Bucher, K. et Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 428 p.
- Bullis, H. R., Hureau, R. A. et Penner, B. D., 1994. Distribution of gold and sulfides at Lupin, Northwest Territories. *Economic Geology*, 89, pp. 1217-1227.
- Caddey, S. W., Bachman, R. L., Campbell, T. J., Reid, R. R. et Otto, R. P., 1991. The Homestake Gold Mine : an early Proterozoic iron-formation hosted gold deposit, Lawrence County, South Dakota. *Dans Geology and resources of gold in the United States*, Ch. J., USGS Bulletin 1857.
- Camiré, G. E., 1992. Évolution tectono-métamorphique de la partie nord-ouest de la sous-province archéenne de Pontiac, Bouclier canadien. Thèse Ph.D. Univ. Montpellier, 234 p.
- Camiré, G. E. et Burg, J. P., 1993. Late Archaean thrusting in the northwestern Pontiac Subprovince, Canadian Shield. *Precambrian Research*, v. 61, pp. 51-66.
- 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., Mueller, W. et Mortensen, J., 1992. Tectonic Evolution of the Northern Volcanic Zone of the Abitibi Belt. *Can. J. Earth Sci.*, 29, pp. 2211-2225.
- Chown, E. H., Harrap, R. et Mouhksil, A., 2002. The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. *Precambrian Res.* 115 pp. 291-310.
- Colvine, A. C., Andrews, A. J., Cherry, M. E., Durocher, M. E., Fyon, J. A., Lavigne, M. J., Macdonald, A. J., Marmont, S., Poulsen, K. H., Springer, J. S. et Troop, D. G., 1984. An integrated model for the origin of Archean lode gold deposits. Ontario Geological Survey, Open-File Report 5524, 98 p.

- Colvine, A. C., Fyon, J. A., Heather, K. B., Marmont, S., Smith, P. M. et Troop, D. G., 1988. Archean lode gold deposits in Ontario. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 139, 136 p.
- Corfu, F., 1993. The Evolution of the Southern Abitibi Greenstone Belt in Light of Precise U -Pb Geochronology. *Economic Geology* 88, pp.1323-1340.
- Couture, J. F., Pilote, P., Machado, N. et Derochers, J.P., 1994. Timing of gold mineralization in the Val-d'Or District, southern Abitibi Belt: evidence for two distinct mineralizing events. *Economic Geology* 89, pp. 1542-1551.
- Cox, S. F., 2005. Coupling between Deformation, Fluid Pressures, and Fluid Flow in Ore-Producing Hydrothermal Systems at Depth in the Crust. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume pp. 39-75.
- Craig J. R. et Vokes F. M., 1993. The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview. *Mineralogical Magazine*, 57, pp. 3-18.
- Crawford, M. L., 1981. Fluid inclusions in metamorphic rocks - Low and medium grade; in *Short Course on Fluid Inclusions: Applications to Petrology*, edited by L.S. Hollister and M. Crawford, Mineralogical Association of Canada, Volume 6, pp. 157-181.
- Daigneault, R. et Archambault, G., 1990. Les grands couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. *Dans The northwestern Quebec polymetallic belt: A summary of 60 years of mining exploration*. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin, and A. Simard. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43, pp. 43-64.
- Daigneault, R. et Allard, G., 1994. Transformation of Archean structural inheritance at the Grenvillian Foreland Parautochthon Transition Zone, Chibougamau, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* 31, pp. 470-488.
- Daigneault, R., 1996. Couloirs de déformation de la Sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, MB 96-33, 140 p.
- Daigneault, R., Mueller, W. U. et Chown, E. H., 2002. Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Research* 115 pp. 261-290.
- Daigneault, R., Mueller, W. U. et Chown E. H., 2004. Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision. *Dans Developments in Precambrian Geology 12 / The Precambrian Earth: Tempos and events*, P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu, (Eds.), Elsevier: pp. 88-102.
- Daoudene, Y., Tremblay, A., Goutier, J., Leclerc, F. et Ruffet, G., 2014. Étude structurale et métamorphique de la bordure nord-est de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, Québec, Canada: apport de la thermochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et implications tectoniques. Ministère des Ressources naturelles du Québec. Ministère Énergie et Ressources naturelles du Québec, rapport MB 2014-04, 57 p.
- Davis, W. J., Machado, N. et Gariépy, C., 1993. U-Pb geochronology of plutonic rocks along Lithoprobe Line 28, northern Abitibi Subprovince. 1992 Abitibi-Grenville Lithoprobe Workshop 33, pp. 145-146.
- Davis, W. J., Lacroix, S., Gariépy, C. et Machado, N., 2000. Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from the central Abitibi subprovince: significance to the internal subdivision and plutono-tectonic evolution of the Abitibi belt. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, pp. 117-133.
- Davis, D. W., 2002. U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research* 115, pp. 97-117.

- Davis, D. W. et Lin, S., 2003. Unraveling the geologic history of the Hemlo Archean gold deposit, Superior Province, Canada: a U-Pb geochronological study. *Economic Geology* 98 pp. 51-67.
- De Souza, S., Dubé, B., Dupuis, C., Mercier-Langevin, P., McNicoll, V. et Creaser, R., 2014. Altération hydrothermale à la mine Canadian Malartic : distribution, minéralogie et géochimie d'un système aurifère archéen complexe et multiphasé. Conférence Québec Mines, centre des congrès de Québec, 20 novembre.
- Dimroth, E., Rocheleau, M., Boivin, P., Larouche, M. et Côté, R., 1974. Stratigraphic and tectonic work on the Rouyn-Noranda area, counties of Rouyn-Noranda, Abitibi-West and Temiscamingue. Rapport préliminaire, Ressources naturelles, Québec, DP-246, 40 p.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. et Rocheleau, M., 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Can J Earth Sci* 20, pp.1374-1388.
- Ducharme, Y., Stevenson, R. K. et Machado, N., 1997. Sm-Nd geochemistry and U-Pb geochronology of the Preissac and Lamotte leucogranites, Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34, pp. 1059-1071.
- Easton, R. M., 2000. Metamorphism of the Canadian Shield, Ontario, Canada. I. The Superior Province; *Canadian Mineralogist*, v.38, pp. 287-317.
- Easton, R. M. et Berman, R. G., 2004. Tectonometamorphic map of Ontario, Canada and parts of the United States of America. Geological Survey of Canada, Open File 1810; Ontario Geological Survey, Preliminary Map P.3533, scale: 1:1 500 000.
- Elmer, F. L., White, R. W. et Powell, R., 2006. Devolatilization of metabasic rocks during greenschist-amphibolite facies metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 24, pp. 497-513.
- Etheridge M. A., Wall, J. et Vernon, R.H., 1983. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J Metam Geol* 1, pp. 205-226.
- Feng, R. et Kerrich, R., 1990. Geobarometry, differential block movements, and crustal structure of the southwestern Abitibi greenstone belt, Canada. *GEOLOGY*, 18, pp. 870-873.
- Feng, R., Kerrich, R., McBride, S., et Farrar, E. 1992. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the thermal history of the Archean Abitibi greenstone belt and the Pontiac Subprovince: implications for terrane collision, differential uplift, and overprinting of gold deposits. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29: 1389-1411.
- Feng, R., Machado, N. et Ludden, J., 1993. Lead geochronology of zircon by LaserProbe-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LP-ICPMS). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, pp. 3479-3486.
- Ferry, J. M., 1981. Petrology of graphitic sulfide rich schist from south-central Maine: An example of desulfidation during prograde regional metamorphism. *American Mineralogist*, 66 pp. 908-931.
- Frey, M. et Robinson D., 1999. Low-grade metamorphism. Blackwell Science, Oxford, 328 p.
- Fyfe, W. S., Price, N. J. et Thompson, A. B., 1978. Fluids in the Earth's Crust. Elsevier, Amsterdam, 383 p.
- Gauthier, M., 2000. Styles et répartition des gîtes métallifères du territoire de la Baie-James (Québec). *Chronique de la recherche minière*, 539, pp. 17-61.
- Gélinas, L. et Brooks, C., 1974. Archean Quench-Texture Tholeiites. *Can. J. Earth Sci.*, 11, pp. 324-340.

- Ghassemi, M. R., 1996. Tectonic evolution of the Late Archean Pontiac Subprovince, Superior Province, Canada: Structural, metamorphic and geochronological studies. Thèse Ph. D., Ottawa-Carleton Geoscience Centre, University of Ottawa, Ont., 286 p.
- Girard, J. et Moorhead, J., 1993. Potentiel minéral des équivalents métamorphisés des ceintures de roches vertes de l'Abitibi dans la Province de Grenville, à l'est de Senneterre. Ministère des Ressources naturelles, DV93-03 pp. 37-42.
- Girard, J. et Moorhead, J., 1994. Géologie de la région de Press-Ciova: phase 2 de 3 et 3 de 3. Ministère des Ressources naturelles, MB 94-34, 40 p.
- Goldfarb, R. J., Miller, L. D., Leach, D. L. et Snee, L.W., 1997. Gold deposits in metamorphic rocks of Alaska. Economic Geology Monograph, 9, pp. 151-190.
- Goldfarb, R. J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D. I., Hart, C. J. R. et Gosselin, P., 2005. Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes. Society of Economic Geologists, 100th Anniversary Volume, pp. 407-450.
- Gosselin, P. et Dubé, B., 2005. Gold deposits of Canada : distribution, geological parameters and gold content. Geological Survey of Canada, Open File 4896, 64 p.
- Goulet, N., 1978. Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac - Larder Lake fault, Rouyn-Beauchastel area, Quebec. Thèse Ph.D. thesis, Université Queen's, Kingston, Ont. Ministère des Richesses naturelles du Québec, CPV-602, 155 p.
- Goutier, J., Rhéaume, P. et Davis, D. W., 2003. Géologie de la région du Lac Olga (32F14). Ministère des Richesses naturelles du Québec, RG 2003-09, 40 p.
- Goutier, J., 2005. Géologie de la région de la baie Ramsay (32F/10) et de la rivière Opaoqa (32F/11). Ministère des Richesses naturelles du Québec, RG 2005-01, 56 p.
- Grant, M., 1986. Étude du métamorphisme et de la distribution verticale des teneurs en Au, As et Sb à la mine Sigma, Val d'Or, Québec. M .Sc. thesis, Ecole polytechnique, Montréal, Québec, 121 p.
- Groves, D. L et Phillips, G. N., 1987. The genesis and tectonic control on Archean gold deposits of the western Australian shield - a metamorphic replacement model. Ore Geology Reviews, 2, pp. 287-322.
- Groves, D. I., Barley, M. E. et Ho, S.E., 1989. Nature, genesis and tectonic setting of mesothermal gold mineralization in the Yilgarn block, Western Australia. Economic Geology Monograph 6, pp. 71-85.
- Hanes, J. A., Archibald, D. A., Hodgson, C. J. et Robert, F., 1992. Dating of Archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi Greenstone belt, Canada: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for a 70- to 100-m.y. time gap between plutonism-metamorphism and mineralization. Economic Geology 87, pp. 1849-1861.
- Hannington, M. D., Santaguida, F., Kjarsgaard, I. M. et Cathles, L. M., 2003. Regional-scale hydrothermal alteration in the Central Blake River Group, western Abitibi subprovince, Canada: implications for VMS prospectivity. Mineralium Deposita (2003) 38 pp. 393-422.
- Haus, M. et Pauk, T., 1993. PETROCH lithogeochemical data. Ontario Geological Survey, Open File Report 5855, 18 p.
- Hébert, C., 1978. Contexte géologique régional du gisement aurifère de Chibex, Chibougamau, Québec. Mémoire M. Sc. Université du Québec à Chicoutimi, 106 p.
- Helt, K. M., Williams-Jones, A. E., Clark James R., Wing, B. A. et Wares, R. P., 2014. Constraints on the genesis of the Archean oxidized, intrusion-related Canadian Malartic gold deposit, Quebec, Canada. Economic Geology, v. 109, pp. 713-735.

- Hillary, E. M., Grunsky, E. C. et Adcock, S.W., 2008. Compilation of lithogeochemistry - Abitibi greenstone belt - Ontario portion. Geological Survey of Canada, Open File 5510; 1 CD-ROM, doi:10.4095/224833.
- Hodgson, C. J. et Troop, D. G., 1988. A New Computer-Aided Methodology for Area Selection in Gold Exploration: A Case Study from the Abitibi Greenstone Belt. *Economic Geology*, 83, pp. 952-977.
- Hoschek, G., 1984. Alpine metamorphism of calcareous metasediments in the Western Hohe Tauern, Tyrol: Mineral equilibria in COHS fluids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87, pp. 129-137.
- Hrabi, R. B., 1993. Supracrustal assemblages and structural geology in the Midlothian Lake - Peterlong Lake area, Abitibi subprovince. M.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ont., 147 p.
- Imreh, L., 1982. Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et géologique. Ministère de l'énergie et des Ressources, MM 82-04, 72 p.
- Ispolatov, V., Lafrance, B., Dubé, B., Creaser, R. et Hamilton, D. M., 2008. Geologic and Structural Setting of Gold Mineralization in the Kirkland Lake-Larder Lake Gold Belt, Ontario. *Economic Geology*, 103, pp. 1309-1340.
- Jolly, W. T., 1974. Regional metamorphic zonation as an aid in study of Archean terranes: Abitibi Region, Ontario. *Canadian Mineralogist*, v.12, pp. 499-508.
- Jolly, W. T., 1978. Metamorphic history of the Archean Abitibi Belt. in Fraser, J.A. and Heywood, W.W. (eds), *Metamorphism in the Canadian Shield*. Geological Survey of Canada, Paper 78-10, pp. 63-78.
- Kerrick, R. et Fyfe, W.S., 1981. The gold-carbonate association: Source of CO₂, and CO₂ fixation reactions in Archean lode deposits. *Chemical Geology*, v. 33, pp. 265-294.
- Kerrick, R. et Ludden, J., 2000. The role of fluids during formation and evolution of the southern Superior Province lithosphere: an overview. *Can. J. Earth Sci.* 37, pp. 135-164.
- Kerrick, R., Goldfarb R. J., Groves D. I. et Garwin, S., 2000. The geodynamics of world class gold deposits: Characteristics, space-time distribution, and origins. *Reviews in Economic Geology*, v. 13, pp. 501-551.
- Kerrick, R., Goldfarb, R. J. et Richards J. P., 2005. Metallogenic Provinces in an Evolving Geodynamic Framework. *Economic Geology 100th Anniversary Volume* pp. 1097-1136.
- Lacroix, S., Sawyer, E. W. et Chown, E. H., 1998. Pluton emplacement within an extensional transfer zone during dextral strike-slip faulting: an example from the late Archean Abitibi Greenstone Belt. *Journal of Structural Geology*, 20, pp. 43-59.
- Large, R. R., Bull, S. W. et Maslennikov, V. V., 2011. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits. *Economic Geology*, v. 106, pp. 331-358.
- Lemarchand, J., 2012. Les minéralisations filoniennes aurifères du pluton de Bourlamaque (Val-d'Or, (Abitibi) : synthèse structurale et apports de la datation ⁴⁰Ar/³⁹Ar. Thèse Ph.D. Université du Québec à Montréal, 234 p.
- Lhotka, P. G. et Nesbitt, B. E., 1989. Geology of unmineralized and gold-bearing iron formation, Contwoyto Lake -Point Lake region, Northwest Territories, Canada. *Can. J. Earth Sci.* 26, pp. 46-64.
- Light, T. D., Brew, D. A. et Ashley, R. P., 1989. The Alaska-Juneau and Treadwell Lode Gold Systems, Southeastern Alaska. *Dans Geology and resources of gold in the United States, Gold Deposits in Metamorphic Rocks-Part I*. Éditeurs: Shawe, D.R., Ashley, R.P. et Carter, L.M.H. U.S. Geological Survey bulletin 1857, pp. 27-36.

- Loucks, R. R. et Mavrogenes, J. A., 1999. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions. *Science*, v.284, pp. 2159-2163.
- Ludden, J. et Hynes, A., 2000. The Lithoprobe Abitibi-Grenville transect: two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada. *Can. J. Earth Sci.* 37, pp. 459-476.
- Lulin, J. M., 1990. Une analyse du développement minier du nord-ouest québécois. Editeurs; M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. ICM Institut canadien des mines et de la métallurgie, volume spécial 43, pp. 17-42.
- Marmont, S. et Corfu, F., 1989. Timing of gold introduction in the Late Archean tectonic framework of the Canadian Shield: Evidence from U-Pb zircon geochronology of the Abitibi subprovince: *Economic Geology Monograph* 6, pp. 101-111.
- McCuaig, T. C. et Kerrich, R., 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: Evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews* 12, pp. 381-453.
- McNicoll, V., Goutier, J., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Ross, P. S., Dion, C., Monecke, T., Legault, M., Percival, J. et Gibson, H., 2014. U-Pb Geochronology of the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, and Implications for Base Metal Exploration. *Economic Geology*, 109, pp. 27-59.
- Mercier-Langevin, P., Gibson, H. L., Hannington, M. D., Goutier, J., Monecke, T., Dubé, B. et Houlié, M. G., 2014. A Special Issue on Archean Magmatism, Volcanism, and Ore Deposits: Part 2. Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. *Economic Geology*, 109 pp. 1-9.
- Micklethwaite, S. et Cox, S. F., 2006. Progressive fault triggering and fluid flow in aftershock domains: Examples from mineralized Archean fault systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 250, pp. 318-330.
- Mikucki, E. J. et Ridley, J. I. R., 1993. The hydrothermal fluid of Archean an lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constraints from ore and wallrock alteration assemblages. *Mineralium Deposita*, 28, pp. 469-481.
- Morasse, S., Wasteneys, H. A., Cormier, M., Helmstaedt, H. et Mason, R., 1995. A pre-2686 Ma intrusion-related gold deposit at the Kiena mine, Val d'Or, Quebec, southern Abitibi Subprovince. *Economic Geology*, 90 pp. 1310-1321.
- Morin, D., Jébrak, M., Beaufort, D. et Meunier, A., 1993. Metamorphic evolution of the late Archean Cadillac tectonic zone, McWatters, Abitibi belt, Quebec. *J. metamorphic Geol.*, 1993, 11, pp. 121-135.
- 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, pp. 61-83.
- Mortensen, J. K., 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. *Canadian Journal of Earth Sciences* 30 pp. 29-41.
- Mueller, W.U. et Corcoran, P.L. 1998. Late-orogenic basins in the Archean Superior Province, Canada: characteristics and inferences. *Sedimentary Geology*, 120: 177-203.
- Mueller, W., Donaldson, J. A., Dufresne, D. et Rocheleau, M., 1991. The Duparquet Formation, sedimentation in a late Archean successor basin, Abitibi Greenstone belt. *Can. J. Earth Sci.*, 28, pp. 1394-1406.
- Mueller, W. et Donaldson, J. A., 1992. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Can. J. Earth Sci.* 29, pp. 2249-2265.
- Mueller, W., Daigneault, R., Mortensen, J. et Chown, E. H., 1996. Archean terrane docking: Upper Crust Collision Tectonics, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, 265, pp. 127-150.

- Noranda Exploration et Mines d'or Virginia, 2008. Levé électromagnétique aérien MEGATEM II en Abitibi. Ministères des Ressources naturelles du Québec, rapport DP 2008-41, 4 p. et 112 cartes.
- Norris, R. J. et Henley R. W., 1976. Dewatering of a metamorphic pile. *Geology* 4, pp. 333-336.
- OGS, 2005. Integrated GIS Compilation of Geospatial Data from the Abitibi Greenstone Belt, North-eastern Ontario; Discover Abitibi Project. Miscellaneous Release-Data 186, Ontario Geological Survey.
- OGS, 2014. Mineral Deposits Inventory (MDI) 2014, Ontario Geological Survey (<http://www.geologyontario.mndm.gov.on.ca>).
- Ohmoto, H. et Kerrick D. M., 1977. Devolatilization equilibria in graphitic schists. *Am. J. Sci.* 277, pp. 1013-1044.
- Oliver, J., Ayer, J., Dubé, B., Aubertin, R., Burson, M., Panneton, G., Friedman, R. et Hamilton, M., 2012. Structure, Stratigraphy, U-Pb Geochronology and Alteration Characteristics of Gold Mineralization at the Detour Lake Gold Deposit, Ontario, Canada. *Exploration and Mining Geology*, 20, pp.1-30.
- Phillips, G. N., 1993. Metamorphic fluids and gold. *Mineralogical Magazine*, 57, pp. 365-374.
- Phillips, G. N. et Powell, R., 2009. Formation of gold deposits: Review and evaluation of the continuum model. *Earth-Science Reviews* 94, pp. 1-21.
- Phillips, G. N. et Powell, R., 2010. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *J. metamorphic Geol.*, 28 pp. 689-718.
- 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.
- Pitcairn, I. K., Teagle, D. A. H., Craw, D., Olivo, G. K., Kerrich, R. et Brewer., T. S, 2006. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits; Insights from the Otago and Alpine schists, New Zealand. *Economic Geology*, 101, pp. 1525-1546.
- Plouffe, C., 1990. Analyse structurale et contrôles de la minéralisation aurifère de la mine Chimo, canton de Vauquelin, Abitibi, Québec. Mémoire M.Sc., Université du Québec à Montréal, 152 p.
- Powell, W. G., 1991. The distribution, structural history and relationship to regional metamorphism of high-strain zones forming the Larder Lake - Cadillac deformation zone, Matachewan area, Abitibi belt. M.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ont., 150 p.
- Powell, R., Will T. M. et Phillips C. N., 1991. Metamorphism in Archaean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, pp.141-150.
- Powell, W. G., Carmichael, D. M. et Hodgson, C. J., 1993. Thermobarometry in a subgreenschist to greenschist transition in metabasites of the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada. *Journal of Metamorphic Geology*, v.11, pp.165-178.
- Powell, W. G., 1994. A petrological and geochronological study of the metamorphic history of the Rouyn - Noranda area, Quebec. Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 102 p.
- Powell, W. G. et Jackson, S. L., 1994. Metamorphism of the Larder Lake - Boston Creek area, District of Timiskaming, Ontario. Ontario Geological Survey, Open File Report 5885.

- Powell, W. G., Carmichael, D. M. et Hodgson, C. J., 1995a. Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1995, 32(6), pp. 787-805.
- Powell, W. G., Hodgson, C. J., Hanes, J. A., Carmichael, D. M., McBride, S. et Farrar E., 1995b. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological evidence for multiple postmetamorphic hydrothermal events focused along faults in the southern Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32(6), pp. 768-786.
- Pruseth, K., 2009. Calculation of the CIPW norm: new formulas. *Journal of Earth Science Systems* 118 no 1, pp. 101-113.
- Rafini, S., 2014. Typologie des minéralisations aurifères associées à la Faille de Cadillac. Consortium de Recherche en Exploration Minière, rapport projets 2011-01 et 2012-01, 45 p.
- Revelli, N., Daoudene, Y., Hamouche, H. et Tremblay, A., 2014. Étude structurale et métamorphique du Complexe d'Attic (phase 1) : la région du lac Holmes, Lebel-sur-Quévillon, Québec. Résumé d'affiche, Québec Mines 2014.
- Robert, F. et Brown, A. C., 1984. Progressive alteration associated with gold-quartz-tourmaline veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Economic Geology* 79, pp. 393-399.
- Robert, F. et Brown, A. C., 1986. Archean Gold-Bearing Quartz Veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: Part I. Geologic Relations and Formation of the Vein System. *Economic Geology* 81, pp. 578-592.
- Robert, F., Boullier, A. M. et Firdaus, K., 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, NO. B7, pp. 12,861-12,879.
- Robert, F., 2001. Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Mineralium Deposita*, 36, pp. 503-516.
- Robert, F., Poulsen, K. H., Cassidy, K. F. et Hodgson, D. C. J., 2005. Gold Metallogeny of the Superior and Yilgarn Cratons. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, pp. 1001-1033.
- Rocheleau, M., Gaudreau, R., Sauvé, P. et Perrier, B., 1988. Géologie des gisements aurifères de Chimo et de Nordeau, région de Val-d'Or. *Ministère de l'énergie et des Ressources du Québec*, MB 88-14, 52 p.
- Rocheleau, M., Hébert, R., Lacoste, P., St-Julien, P., Racine, M. et Gaudreau, R., 1997. Synthèse stratigraphique, paléogéographique et géologique: cantons de Vauquelin, Pershing, Haig et parties des cantons de Louvicourt, Pascalis et Denain. *Ministère des Ressources naturelles* MB 97-11, 230 p.
- Roy, P., Turcotte, S., Cad ron, S., Houle, P. et Sharma, K. N. M., 2005. Géologie de la région du lac Charron (32G/08 et 32G/09). *Ministère des Ressources naturelles*, RG 2005-02, 33 p.
- Rumble, D., 1994. Water circulation in metamorphism. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, pp. 15,499-15,502.
- Sauvé, P., Blanchet, P., Blouin, J. Y., Champagne, M. et Leclerc, A., 1987. Géologie de la Mine d'or Chimo, Val-d'Or, Québec. *Ministère de l'énergie et des Ressources du Québec*, MB 87-05, 59 p.
- Sawyer, E. et Benn, K., 1993. Structure of the highgrade Opatica belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince: an Archean mountain front. *Journal of Structural Geology*, 15, pp. 1443-1458.

- Schandl, E. S., Davis, D. W., Gorton, M. P. et Wasteneys, H. A., 1991. Geochronology of hydrothermal alteration around volcanic-hosted massive sulphide deposits in the Superior Province. In Geoscience research grant program summary of research 1990 - 1991. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 156, pp. 105-120.
- Sherlock, R., Pehrsson, S., Logan, A. V., Hrabi R. B. et Davis W. J., 2005. Geological Setting of the Meadowbank Gold Deposits, Woodburn Lake Group, Nunavut. Exploration and Mining Geology, v. 13, no. 1-4, pp. 67-107.
- Sibson, R. H., 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. Geology, 15, pp. 701-704.
- Sibson, R. H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. Journal of Structural Geology, 18, pp. 1031-1042.
- SIGÉOM, 2012. Système d'informations géominières du gouvernement du Québec, Ministère Énergie et Ressources naturelles (<http://sigeom.mrn.gouv.qc.ca>).
- Simard, M., 1992. Géologie de la région du lac Rohault (Chibougamau). Ministère Énergie et Ressources naturelles, MB 92-23, 43 p.
- Simard, M., 2011. Multi événements de déformation, métamorphisme et d'hydrothermalisme provoquant l'enrichissement aurifère du gisement Lapa. Thèse Ph. D. Université du Québec à Chicoutimi, 522 p.
- Spear, F. S., 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of America, Washington, D. C. 799 p.
- Stanley, W. D., Mooney, W. D. et Fuis, G.S., 1990. Deep crustal structure of the Cascade Range and surrounding regions from seismic refraction and magnetotelluric data. J. Geophys. Res., 95, pp. 19,419-19,468.
- Thomas, H. V., Large, R. R., Bull, S. W., Maslennikov, V., Berry, R. F., Fraser, R., Froud, S. et Moye, R., 2011. Pyrite and Pyrrhotite Textures and Composition in Sediments, Laminated Quartz Veins, and Reefs at Bendigo Gold Mine, Australia: Insights for Ore Genesis. Economic Geology, 106, pp. 1-31.
- Thompson, P. H., 2005. A new metamorphic framework for gold exploration in the Timmins-Kirkland Lake area, western Abitibi greenstone belt: Discover Abitibi Initiative. Ontario Geological Survey, Open File Report 6162, 104 p.
- Tomkins, A. G., 2010. Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis. Geochimica et Cosmochimica Acta 74, pp. 3246-3259.
- Tomkins, A. G., Frost, B. R. et Pattison, D. R. M., 2006. Arsenopyrite melting during metamorphism of sulfide deposits. The Canadian Mineralogist, 44, pp. 1045-1062.
- Tomkins, A. G., 2013. On the source of orogenic gold. Geology, 41, pp. 1255-1256.
- Trépanier, S., 2013. Norme LithoModèleur. Consortium de Recherche en Exploration Minière, Rapport projet 2011-04, 91 p.
- Trudel, P., Sauvé, P., Tourigny, G., Hubert, C. et Hoy, L., 1992. Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d'or de la région de Cadillac (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 91-01, 107 p.
- White, R. W., Powell R., Holland T. J. B. et Worley B. A., 2000. The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃. Journal of Metamorphic Geology 18, pp. 497-511.
- Wilkinson, L., Cruden, A. et Krogh, T. E., 1999. Timing and kinematics of post-Timiskaming deformation within the Larder Lake-Cadillac deformation zone, southwest Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences 36, pp. 627-647.

- Will, T. M., Powell, R. et Holland, T. J. B., 1990. A calculated petrogenetic grid for ultramafic rocks in the system CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O at low pressures. Contributions to mineralogy and petrology, 105, pp. 347-358.
- Winter, J. D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall Upper Saddle River, New Jersey.
- Wong, L., Davis, D. W., Krogh, T. E. et Robert, F., 1991. U-Pb zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val D'Or region, Quebec. Earth and Planetary Science Letters 104, pp. 325-336.