

Fayol N, 2015, Magnetic signature of late-Archean alkaline intrusion-related gold deposits, PhD Thesis, UQAM, QC, 215 p.

NSERC-CMIC Mineral Exploration Footprints Project Contribution 059.

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

LES MINÉRALISATIONS AURIFÈRES ASSOCIÉES AUX
INTRUSIONS ALCALINES NÉOARCHÉENNES DE LA
SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI, CANADA

EXEMPLE DE LA MINE D'OR LAC BACHELOR, ABITIBI

– MODÈLE GÉNÉTIQUE ET GUIDES D'EXPLORATION –

THÈSE

PRÉSENTÉE COMME EXIGENCE PARTIELLE DU DOCTORAT
EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

NOÉMIE FAYOL

JUIN 2016

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.07-2011). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

NEOARCHEAN ALKALINE INTRUSION-RELATED GOLD DEPOSITS OF THE
ABITIBI SUBPROVINCE, CANADA

EXAMPLE OF THE LAC BACHELOR GOLD DEPOSIT, ABITIBI

– GENETIC MODEL AND EXPLORATION TARGETING –

THESIS

PRESENTED AS PARTIAL REQUIREMENT OF THE DOCTORAT
EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ATMOSPHÈRE

BY

NOÉMIE FAYOL

JUNE 2016

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier mon directeur de thèse, Michel Jébrak pour les discussions toujours riches, son accompagnement scientifique et humain, son optimisme et sa patience. Michel, évoluer dans ton laboratoire, au sein d'un groupe de recherche aussi diversifié, est une expérience parfois surprenante, toujours enrichissante.

Je remercie également Lyal Harris, mon co-directeur, qui m'a permis d'appréhender des approches originales et des méthodes variées.

Ces travaux de recherche n'auraient pas été possibles sans l'appui de Ressources Métanor Inc. Aussi, je remercie ses dirigeants et l'ensemble des équipes qui m'ont accueillie à la mine Lac Bachelor. Un merci particulier aux géologues, André Tremblay, Alain Blais, Claude Gobeil, Nicolas Demaude et Fati Cor Seck pour les discussions, le partage de leurs questionnements et les journées passées ensemble sous-terre.

Je remercie mes collègues de l'UQÀM qui par leur soutien ont contribué au projet. En particulier, Michelle Laithier pour son partage de compétences en graphisme et son aide dans l'élaboration des figures, et Denise Roy pour la gestion administrative.

Bien que le doctorat soit avant tout une démarche personnelle, l'aventure est longue et le chemin sinueux. Je remercie tous ceux qui par leur présence ici et outre-Atlantique m'ont soutenue. Papy, tu m'as transmis ta passion, encouragée à toutes les étapes de mes études : un échantillon de fluorine par-ci, un peu de barytine par-là ; j'espère être à la hauteur. A mes parents, Christine et François, votre patience, vos cartes postales de Belle-Ile-en-Mer, votre confiance sans cesse renouvelée sont précieuses. A mes sœurs, frère, « valeurs ajoutées », neveux et nièce, votre présence m'a rappelé que parfois le bonheur est aussi simple qu'une boîte de sirop d'érable sortie d'une valise et que la science commence par des questions simples... comme dirait Côme : « Pourquoi un volcan ça explose ? ». Collègues et amis, notamment

Kristina, Christian, Sacha, Nicolas, Julien, Lucille, Christophe, Marion, Sylvie, Ludovic, Yona, Dominique, Pierre, Diana, Valentin, Cyprien et Solène, chacun à votre manière vous m'avez aidée à cheminer. Merci !

DÉDICACE

A mon grand-père, Jean Lhégu,
géologue minier au BRGM de 1956 à 1989,
qui par une belle journée de l'été 1996 m'a tendu le marteau.

AVANT-PROPOS

Cette thèse de doctorat en sciences de la Terre et de l'atmosphère comporte des parties rédigées en français et d'autres rédigées en anglais. Les chapitres rédigés en anglais sont des articles soumis, ou qui seront soumis prochainement, à des revues scientifiques de portée internationale et dont la publication fait l'objet de révisions par des pairs. Ce format a été choisi avec mes directeurs de thèse afin de favoriser la diffusion des résultats de ces travaux de recherche au sein de la communauté scientifique.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	vi
LISTE DES FIGURES.....	x
LISTE DES TABLEAUX.....	xv
RÉSUMÉ	xvi
INTRODUCTION	1
1. L'Abitibi – contexte géologique.....	1
2. Les gisements d'or d'origine magmatique en Abitibi	8
3. Problématique et structuration de la thèse	11
CHAPITRE I	
LE CORRIDOR DE DEFORMATION WEDDING-LAMARCK : HETEROGENEITES CRUSTALES ET ORIGINE DU BASSIN DE TYPE TIMISKAMING DE DESMARAISVILLE – INTERPRETATIONS GÉOPHYSIQUES ET MODELISATION ANALOGIQUE	15
1. Introduction.....	16
1.1. L'Abitibi : stratigraphie et modèles tectoniques	16
1.2. Les bassins de types Timiskaming.....	22
2. Géophysique	25
2.1. Méthodologie	25
2.2. Description et interprétation des images d'anomalies de Bouguer (gravimétrie)...	26
2.3. Description et interprétation des images aéromagnétiques.....	29
2.3.1. Cisaillements E-O dextres précoces – Déformation finie NO-SE	30
2.3.2. Plis E-O – Raccourcissement N-S	31
2.3.3. Couloir Wedding-Lamarck, cisaillements NE-SO et NO-SE– Raccourcissement N-S	31
2.3.4. Le secteur de Desmaraisville	32
2.4. De la structuration profonde de la croûte inférieure aux déformations au sein de la croûte supérieure.....	37
3. Modélisation analogique.....	38
3.1. Dispositif expérimental.....	39
3.2. Résultats de la modélisation.....	41

3.3. Interprétations des résultats de la modélisation	44
4. Chronologie des évènements et phases tectoniques	45
5. Conclusion	49

CHAPITRE II

AN ARCHEAN ALKALINE GOLD PORPHYRY DEPOSIT: LAC BACHELOR, ABITIBI, CANADA	51
1. Introduction.....	53
2. Geological setting	55
3. Sampling and analytical technics.....	61
4. Deposit geology	62
4.1. Host-rocks	63
4.2. O'Brien syenitic complex	66
4.2.1. Petrography	67
4.2.2. Geochemistry	71
4.3. Faults.....	72
4.4. Mineralization styles	74
4.4.1. Planar metasomatized ore zones	76
4.4.2. « Porphyry-style » mineralization.....	83
4.5. Paragenetic sequence	86
4.6. Temperature estimate and fluid source	88
5. Discussion.....	90
5.1. Intrusion emplacement context	91
5.2. Age of gold mineralization	94
5.3. Association of gold with an oxydized alkaline plutonic system	94
5.4. A genetic model	99
6. Conclusion	101

CHAPITRE III

THE MAGNETIC SIGNATURE OF NEOARCHEAN ALKALINE INTRUSION AND THEIR RELATED GOLD DEPOSITS: SIGNIFICANCE AND EXPLORATION IMPLICATIONS.....	104
1. Introduction.....	106
2. Methods	107
3. Results.....	110
3.1. Magnetic signatures of late intrusions	110
3.2. Geochemistry vs. magnetic signature.....	116
3.3. Mineralization vs. size and magnetic signature	119
4. Discussion.....	122
5. Conclusion	126
 SYNTHÈSE	 130
CONCLUSION – ATTEINTE DES OBJECTIFS INITIAUX, DISCUSSION ET PERSPECTIVES	133
APPENDICES	139
APPENDICE A	
NEOARCHEAN GOLD PORPHYRIES AND THEIR GENESIS BY SANUKITOID MAGMATISM	140
APPENDICE B	
ANALYSES LITHOGÉOCHIMIQUES	160
APPENDICE C	
COMMUNICATIONS EN CONGRÈS.....	174
RÉFÉRENCES.....	177

LISTE DES FIGURES

Figure i.1 : Carte géologique de l'Abitibi montrant la stratigraphie unifiée et les principales zones de déformation, notamment une réinterprétation personnelle du corridor de déformation Wedding-Lamarck (modifiée de Thurston <i>et al.</i> , 2008).....	7
Figure i.2 : Carte géologique simplifiée de l'Abitibi, avec une sélection de gisements d'or "magmatiques" et "orogéniques" ainsi que les principales structures régionales (modifiée d'après Jébrak et Marcoux 2008, 2015).	11
Figure 1.1 : Carte géologique de l'Abitibi montrant la stratigraphie unifiée et les principales zones de déformation, notamment une réinterprétation personnelle du corridor de déformation Wedding-Lamarck (modifiée de Thurston <i>et al.</i> , 2008).....	21
Figure 1.2 : Anomalie de Bouguer, champ résiduel ombragé, de l'ensemble de l'Abitibi montrant d'importants contrastes de densité au sein même de la Sous-province. Les cadres A et B indiquent l'emplacement des figures 1.3 et 1.4 respectivement.....	28
Figure 1.3 : Anomalie de Bouguer, champ total ombragé, montrant d'importants contrastes de densité entre un bloc plus dense à l'ouest de la mine Lac Bachelor et moins dense à l'est. La mine Lac Bachelor se trouve à l'intersection d'une structure N-S, séparant des blocs de densités différentes, et d'une faille E-O précoce.....	29
Figure 1.4 : (A) image aéromagnétique rehaussée; (B) carte structurale interprétative superposée à l'image Tilt (=tan-1 (gradient vertical/gradient horizontal total)).....	34
Figure 1.5 : (A) image aéromagnétique rehaussée; (B) carte structurale interprétative superposée à l'image Tilt.	36
Figure 1.6 : Superposition des images de l'anomalie de Bouguer régionale (250 m) et de l'image aéromagnétique résiduelle rehaussée en ton de gris montrant les différences d'expression des cisaillements régionaux en fonction de la profondeur et de la rhéologie des roches.....	38
Figure 1.7 : Dispositif expérimental	41

Figure 1.8 : Résultats de la modélisation et analogie avec les structures observées sur les images aéromagnétiques et anomalie de Bouguer.	43
Figure 1.9 : Modèle d'évolution tectonique : chronologie des évènements et structures créés.	48
Figure 2.1: Simplified geological map of the Abitibi subprovince showing sedimentary basins, faults, porphyry and shear zone gold deposits (modified from Jébrak and Marcoux, 2015).	59
Figure 2.2: Geological map of the Lac Bachelor mine area (modified from Doucet et al., 1994, 1998). The O'Brien quartz-syenite is intrusive into intermediate volcanic rocks. Two "Timiskaming-type" sedimentary formations are present to the north and the south of the intrusion. The ore zones are located on the west side of the intrusion.	60
Figure 2.3: a) Zr/TiO ₂ vs. Nb/Y petrological classification (Winchester and Floyd, 1977). The host rocks have a basaltic to andesitic composition. The O'Brien intrusion is in the trachyandesite field which is equivalent to syenite for intrusive rocks; b) Streckeisen plot of the three facies of the O'Brien intrusion; the compositions range from quartz-syenite to alkali-granite.	64
Figure 2.4: a) Rare Earth Element profiles normalized to chondrite. Host rocks have a typical almost flat, tholeiitic profile. The O'Brien intrusion has a fractionated profile with no Eu anomaly. Mineralized zones profiles show a slight REE enrichment compared to the host rocks but have the same shape; b) Spider diagram plot of the three facies of the O'Brien intrusion; the O'Brien intrusion magma profiles with Nb, Ta and Ti anomalies are typical of an arc setting (although this interpretation may not be unique; Bédard et al., 2013).	65

- Figure 2.5: O'Brien intrusion: a) Porphyric facies with fluorite; b) equigranular facies; c) aplite cutting through the porphyritic facies and a quartz-fluorite vein; d-f) O'Brien intrusion thin sections showing altered and zoned alkali-feldspars, hydrothermal biotite, zircon, carbonates, fluorite and pyrite; g) mariolitic cavity filled with fluorite, apatite, carbonate, barite and muscovite; h) pyrite and fluorite; i) SEM pictures of a "G-shape" zircon from the intrusion. 67
- Figure 2.6: Schematic plan view of the Lac Bachelor mineralized zone (from level 11 geometry). The O'Brien selvage hosts a well-developed stockwork. Main and B zones are oriented N100 to N110 and dip 60° to 80° S; they are cut by the A zone which follow the WAC fault system. Transverse (T) NNE oriented late faults cut all ore zones. 73
- Figure 2.7: Fault poles and mean plans equal angle stereographic projection of: (1) ENE Waconichi faults; (2) NNE subvertical T faults and (3) NW subvertical T' faults veins. 74
- Figure 2.8: 3D view of the Lac Bachelor mineralized zones and O'Brien syenite modelled from the drill hole database (Metanor Resources Inc.) using Leapfrog Mining software. Pink: syenite, red: Main zone, blue: B zone, purple: A zone. 75
- Figure 2.9: Metasomatized mineralized zones: a) typical metasomatized ore zone; b) yellow staining showing the K-feldspar alteration and later brecciation by quartz veins in the main zone; c) brecciated main zone, reddish colors are due to hematite dust; d) P1 pyrite-SEM; e) P2 pyrite-SEM; f) P3 pyrite with inclusions of K-feldspar, apatite, barite and quartz-SEM; g) anhydrite inclusions in P3 pyrite; h-i) native gold associated with fluorite and P3 pyrite with Ce-REE mineral and K-feldspar inclusions. "Porphyry-style" mineralization: j) well-developed stockwork and aplites in the tuff; k) Stockwork of hematite, Quartz-fluorite and quartz veins in the porphyritic O'Brien facies; l) Quartz-fluorite-pyrite laminated vein in the porphyritic O'Brien facies. 80
- Figure 2.10: Relative gain and loss in the mineralized zone compared to the less altered volcanic host-rock. Grant isocon method with Al_2O_3 and TiO_2 considered immobile (Grant, 1986, 2005). A = A zone, B = B zone, M = Main zone, Bx = Breccia-type ore, Red= Red-type ore. 82

- Figure 2.11: a) Equal angle stereographic projection of: the stockwork veins' poles showing: (1) quartz only veins; (2) quartz-fluorite-pyrite and quartz-cryptocrystalline mineral veins. b) Equal angle stereographic projection of: the stockwork veins showing three families: (1) NW veins; (2) NNE veins; (3) E veins. c) Schematic cone crack model illustrating the formation of tension veins under Hertzian stress due to the indentation of the host-rock by the pluton; initial cracking is due to the push of the pluton, extension perpendicular to the veins is due to fluid pressure (modified from Chai and Lawn, 2005). 85
- Figure 2.12: Mineral paragenetic sequence of Lac Bachelor. "Red-ore" gold mineralization: (1) early silicification; (2) potassic pervasive metasomatism; (3) Hematisation; (4) Sulfidation and gold precipitation; (5) silica, carbonate, chlorite, sericite alteration both pervasive and brecciation. 87
- Figure 2.13: Plot of the $\delta^{18}\text{O}$ and δD isotopic compositions of the quartz veins indicates a magmatic fluids source. 90
- Figure 2.14: Based on Zr content, temperature of the O'Brien magma emplacement is estimated at between 675 and 735°C (modified from Miller et al., 2003). 93
- Figure 2.15: O'Brien intrusion temperature of emplacement, solidus and end of crystallization estimated from Zr concentration, melt and fluid inclusions (See, 1994) and zircon shape respectively. 93
- Figure 2.16: Plots of the estimated oxygen fugacity of the fluids show that the $f\text{O}_2$ decreases with temperature and is above the magnetite-hematite buffer (modified from See, 1994). 99
- Figure 2.17: Genetic model for late-Archean intrusion-related gold deposits showing the close relationship between an oxidized-alkaline intrusion and pervasive K-Na alteration of the host-rocks. Hydrothermal fluids exsolved from the crystalizing pluton; they are enriched in alkali, volatiles, sulfur and gold. Reduction of the fluids by the host-rocks induces sulfide and gold precipitation. 100

Figure 3.1: A - Location of the 31 alkaline intrusions studied on the Abitibi map (modified from Thurston et al., 2008). B – Shaded residual total field Abitibi aeromagnetic image (derived from the GSC dataset compiled by Keating et al., 2010).	109
Figure 3.2: Three magnetic signatures types. A-“annular”, B-“positive”, C-“composite” exemplified respectively by the O’Brien, Beattie and Otto intrusions.	111
Figure 3.3: Magnetic susceptibilities of the O’Brien, Otto and Beattie intrusions, related mineralized zones and host-rocks showing the correlation between lithology, alteration and magnetic susceptibility values.	113
Figure 3.4: Aeromagnetic profiles of the intrusions. A-“annular”, B-“positive”, C-“composite”, D-synthesis.	115
Figure 3.5: Geochemistry of the intrusions highlighting alkali vs. silica-rich fields (Middlemost, 1985). The “positive-like” intrusions have homogeneous syenitic compositions, whereas “composite-” and “annular-like” intrusions split into: (1) syenite to granite and (2) more mafic monzonites to gabbro groups.	117
Figure 3.6: Harker diagram showing almost linear evolutionary trends for TiO ₂ , MgO, FeO, CaO, Na ₂ O and Al ₂ O ₃ with differentiation (SiO ₂ increase) whereas K ₂ O has a cloudy distribution.	119
Figure 3.7: Distribution of the three types of magnetic signatures vs. sizes of the intrusions and relation to gold mineralization.	120
Figure 3.8: The three intrusions types relationships and related gold settings.	125

LISTE DES TABLEAUX

Table 1.1 : Correspondance entre les couches lithosphériques modélisées et les matériaux utilisés (n.a. = non applicable).....	40
Table 2.1: Resources estimate NI 43-101 Technical Report, Bachelor Lake gold deposit (Darling and Lafontaine, 2011)	62
Table 2.2: Detailed mineralogy of the three facies of the O'Brien intrusion; porphyritic and aplite facies have the same composition; the equigranular facies contains more quartz. Mineral abbreviations: Afs: alkali-feldspar, Ap: apatite, Brt: barite, Bt: biotite, Ccp: chalcopyrite, Chl: chlorite, Fl: fluorite, Gn: galena, Hem: hematite, Mag: magnetite, Mc: microcline, Ms: muscovite, Py: pyrite, Qtz: quartz, Rt: rutile, Ser: sericite, Ttn: titanite, Zrn: zircon. Crystallography abbreviations: anh: anhedral, euh: euhedral, subh: subhedral, po: porphyric.	70
Table 2.3: Pyrite classification (SEM-EDX observations and analyses). Mineral abbreviations: Ab: albite, Anh: anhydrite, Brt: barite, Cb: carbonate, Ccp: chalcopyrite, F-Ap: fluorapatite, Fl: fluorite, Gn: galena, Kfs: K-feldspar, Po: pyrrhotite, Qtz: quartz, REE: Rare Earth Element mineral. Crystallography abbreviations: anh: anhedral, euh: euhedral, subh: subhedral.	79
Table 2.4: Characteristics of the “porphyry-style” veins	83
Table 2.5: $\delta^{18}\text{O}$ and δD compositions of the quartz veins calculated at 275°C, 342.5°C and 410°C according to temperature estimation by See (1994) and calculation by Matsuhisa et al. (1979).	89
Table 2.6: Summary of the geological characteristics of the mineral deposits discussed in the text.....	103
Table 3.1: Intrusion characteristics; Shape: C=Circular, O=Oval, E=Elongated; Magnetic Signature: D=Donut, P=Peak, F=Flat.	128

RÉSUMÉ

Les ceintures de roches vertes archéennes, notamment la Sous-province de l'Abitibi, renferment de très nombreux gisements d'or. Ceux-ci sont de deux types : les gisements dit « orogéniques » et les gisements magmatiques associés aux intrusions tardi-orogéniques. Bien qu'ayant une distribution semblable le long de grandes zones de failles et étant parfois superposés, ils reflètent des processus de genèse différents. Les gisements magmatiques sont de mieux en mieux identifiés et leur importance économique est croissante. En effet, les plus importantes mines d'or en production (2014) en Abitibi (Canadian Malartic) et dans le Yilgarn (Boddington) sont associées à de telles intrusions. Cependant, leur genèse est encore peu comprise ; les caractéristiques des magmas et les conditions d'emplacement doivent être mieux définies afin de comprendre leurs rôles dans le transport, la concentration et le dépôt de l'or.

Deux sous-groupes d'intrusions sont définis selon la composition géochimique, reflétant des degrés d'évolution magmatique différents, la position de la minéralisation par rapport à l'intrusion et la signature aéromagnétique. D'une part, des syénites ferromagnésiennes riches en magnétite présentant une signature magnétique « positive » ; l'or est alors dans l'intrusion (ex. Beattie, QC et Young-Davidson, ON). D'autre part, les syénites et granites alcalins plus évolués et pauvres en Fe-Mg caractérisés par une signature magnétique « annulaire » ; l'or est alors concentré dans des zones très altérées au sein d'un halo magnétique affectant les roches encaissantes (ex. Lac Bachelor, QC et Canadian Arrow, ON). Une remobilisation subséquente de l'or par des structures tardives est observée, en particulier lorsque l'or est au sein de l'intrusion (ex. Beattie).

Ces intrusions sont principalement associées à des failles régionales E-O, dominantes en Abitibi, mais sont également présentes à l'intersection de ces structures avec des structures N-S (ex. Lac Bachelor) ou le long de corridors NO-SE (ex. Lac Shortt) tel que le corridor Wedding-Lamarck. Celui-ci ayant été peu étudié par le passé, une caractérisation, via l'étude de levés gravimétriques et aéromagnétiques, en est proposée. Il s'agit d'un corridor de déformation précoce large d'environ 25 km et long d'au minimum 150 km séparant deux blocs crustaux. La faille Wedding-Lamarck proprement dite est quant à elle une structure plus discrète située au sein du corridor de déformation. Elle a un comportement ductile-cassant et un jeu senestre.

L'étude de la mine Lac Bachelor, rouverte en 2011, permet de préciser les relations entre : (1) la mise en place d'une intrusion alcaline oxydée à faible profondeur ; (2) la transition vers des fluides hydrothermaux ; (3) la minéralisation en or située dans des zones de remplacement métasomatique caractérisées par un assemblage riche en minéraux alcalins (feldspath Na et K), fluorés (fluorine, fluoro-apatite), en hématite et pyrite.

Les failles régionales permettent la migration des magmas à travers la croûte et leur mise en place passive à faible profondeur, éventuellement via des structures plus locales. Le caractère alcalin et oxydé des magmas permet une mise en solution et un transport efficace de l'or. Les fluides hydrothermaux, souvent riches en fluor, sont issus de la séparation d'une phase fluide lors de la cristallisation du magma et circulent dans les roches encaissantes via des discontinuités préexistantes. La précipitation des sulfures et de l'or est provoquée par la déstabilisation des fluides hydrothermaux oxydés au contact des roches encaissantes. Ce modèle génétique issu de l'étude du gisement Lac Bachelor peut être appliqué à d'autres gisements en Abitibi voire à d'autres terrains archéens tels que le craton du Yilgarn.

Du point de vue de l'exploration, les levées aéromagnétiques régionaux permettent une bonne distinction des intrusions selon quelles ont une signature magnétique « annulaire » ou « positive ». Dans les deux cas, les intrusions de petites tailles, moins de 3 km², proches de structures crustales ont le meilleur potentiel aurifère. Dans le cas des intrusions ayant une signature magnétique « annulaire », les zones de faibles susceptibilités au sein de l'auréole magnétique sont les plus favorables (ex. Lac Bachelor). Les intrusions ayant une signature magnétique « positive » sont elles-mêmes les cibles puisque l'or y est porté par l'intrusion, éventuellement remobilisé par des failles et/ou cisaillements tardifs (ex. Beattie).

MOTS-CLÉS : gisement d'or, intrusion alcaline, porphyre, archéen, Abitibi, intrusion-related gold deposit, alkaline magmatism, magnetic signature, sanukitoid.

INTRODUCTION

Les ceintures de roches vertes archéennes, notamment dans la Sous-province de l'Abitibi, renferment de très nombreux gisements d'or. Ceux-ci peuvent, selon l'âge de leur formation, être subdivisés en gisements synvolcaniques et syntectoniques (Robert *et al.*, 2005). Les gisements synvolcaniques correspondent principalement à des gisements polymétalliques à or, cuivre et molybdène associés à des intrusions de types tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) ainsi qu'à des gisements de types sulfures massifs volcanogènes (VMS) enrichis en or (ex. Horne, La Ronde-Penna, Abitibi). Les gisements syntectoniques, « orogéniques » au sens large, sont eux subdivisés en deux catégories selon que les fluides minéralisateurs sont d'origine magmatique, associés à du plutonisme alcalin, ou métamorphiques, gisements orogéniques au sens strict. Cette étude doctorale a pour objet l'étude des gisements d'or d'origine magmatique et s'appuie principalement sur des systèmes minéralisés au sein de la Sous-province de l'Abitibi, aussi bien au Québec qu'en Ontario.

1. L'Abitibi – contexte géologique

La Sous-province de l'Abitibi est un domaine géologique néoarchéen constituant le sud-est de la Province du Supérieur, Canada. Longue d'environ 400 km, c'est un des plus grands ensembles de ceintures de roches vertes continu au monde (Card, 1990). De plus, il est établi que la ceinture de Wawa en est le prolongement ; l'Abitibi-Wawa s'étend donc sur 700 km (Leclair *et al.*, 1993).

L'Abitibi est un vaste domaine dominé par des ensembles volcaniques de compositions et d'âges variés, des plutons et des sédiments (Figure i. 1). Les roches volcaniques les plus mafiques sont les équivalent de plaines de lave sous-marine tandis que des centres volcaniques bimodaux, andésitiques à felsiques et pouvant être

associés à du plutonisme se sont mis en place en contexte de caldeira sous-marine à sub-émergente.

Si la stratigraphie de l'Abitibi est de mieux en mieux connue, les modèles de formation de cette Sous-province ont évolué au cours du temps et restent débattus à l'heure actuelle. L'origine même des plaines de laves sous-marines est discutée ; dans un premier temps une origine de type « plume mantellique » a été proposée, mais rapidement remise en cause pour des raisons essentiellement géotectoniques (Dimroth *et al.*, 1983b) ; l'influence de zones de subduction dans la genèse des magmas a alors été introduit. Ainsi, les modèles subséquents, pour l'Abitibi, reposent principalement sur l'interprétation des structures majeures, notamment E-O. Dans ces modèles dits « allochtones » l'Abitibi serait issue d'un collage d'arcs volcaniques mettant notamment en relation une Zone Volcanique Nord (ZVN) plus ancienne et une Zone Volcanique Sud (ZVS) plus récente. La zone de déformation Destor-Porcupine-Manneville en marquerait la suture (Dimroth *et al.*, 1983a ; Chown *et al.*, 1992 ; Mueller *et al.*, 1995 ; Mueller *et al.*, 1996 ; Daigneault *et al.*, 2002). Une seconde suture, la faille Larder Lake-Cadillac, plus au sud, mettant en relation l'Abitibi et la Sous-province du Pontiac est également proposée par ces auteurs (Figure i. 1).

Cependant, les études géochronologiques plus récentes (Ayer *et al.*, 2002 ; Ayer *et al.*, 2005) montrent qu'il y a peu de différence d'âge des roches volcaniques entre le nord et le sud de l'Abitibi ; seul le Blake River, plus jeune, est limité au Sud. De ce fait, d'autres modèles dits « autochtones » et dans lesquels la séquence stratigraphique de l'Abitibi forme un ensemble cohérent de sept épisodes volcaniques sont proposés (Ayer *et al.*, 2002 ; Benn et Moyen, 2008 ; Thurston *et al.*, 2008 ; Goutier et Melançon, 2010). Suite à la synthèse des données géochronologiques et de terrain, Thurston *et al.* (2008) proposent une stratigraphie unifiée à l'échelle de la Sous-province (Figure i. 1) :

- Pré-2750 Ma : Les unités volcaniques les plus anciennes sont dominées par des pyroclastites intermédiaires à felsiques recouvertes par des formations de fer. Elles sont préservées de façon très locale ;
- 2750-2735 Ma : L'assemblage de Pacaud-Gemini-Turgeon est la plus ancienne unité supracrustale ayant une extension latérale importante. L'assemblage de Pacaud est essentiellement constitué de laves ultramafiques à felsiques avec de rares formations de fer. Les laves calco-alcalines et pyroclastites de Gemini-Turgeon et leurs basaltes sus-jacent en seraient l'équivalent septentrional ;
- 2734-2724 Ma : L'assemblage de Deloro dans la partie ontarienne de l'Abitibi correspond à de nombreux groupes au Québec notamment dans la bande Caopatina-Desmaraisville ;
- 2723-2720 Ma : L'assemblage de Stoughton-Roquemaure est caractérisé par le dépôt de larges étendues de laves généralement mafiques : basalte tholéiitique, basalte komatiitique et komatiite ainsi que de secteurs plus restreints de volcanisme felsique ;
- 2719-2711 Ma : L'assemblage de Kidd-Munro a une extension est-ouest le long de la faille Destor-Porcupine dans le sud de l'Abitibi. Dans le nord, il est présent dans le secteur de la faille Casa-Berardi ;
- 2710-2704 Ma : L'assemblage de Tisdale est essentiellement présent dans le sud de l'Abitibi, cet assemblage est subdivisé en deux entités. Le Tisdale Inférieur est caractérisé par des laves mafiques tholéiitiques. Localement des komatiites, des roches calco-alcalines et des formations de fer sont présentes (ex. : région de Kirkland Lake). Le Tisdale Supérieur (2706-2704 Ma) est caractérisé par des roches volcaniques calco-alcalines, felsiques à

intermédiaires comportant des laves amygdulaires, des coulées de débris et des roches volcanoclastiques ;

- 2704-2695 Ma : L'assemblage de Blake River est localisé entre les failles Larder Lake-Cadillac et Destor-Porcupine. Il s'agit principalement d'un volcanisme tholéiitique passant à un volcanisme plus calco-alcalin à la fin de l'épisode.

A la suite de ces sept épisodes, deux types de bassins sédimentaires discordants sont décrits : (1) les bassins étendus de type Porcupine (2690-2685 Ma, Ayer *et al.*, 2005) et (2) les bassins localisés de type Timiskaming. Ces bassins Timiskaming auraient des âges de formation entre 2677 et 2670 Ma (Corfu *et al.*, 1991 ; Ayer *et al.*, 2005) dans le sud de l'Abitibi ; en revanche, des âges au moins 10 Ma plus vieux sont suggérés au nord dans la région de Chibougamau. Ceux-ci sont suggérés par l'âge de la formation de Haüy (2692 ± 3 Ma, David *et al.*, 2007) et l'âge du magmatisme alcalin associé tels que celui de la carbonatite du Lac Shortt (2691⁺⁵₋₃ Ma ; Joannis, 1994). La fin de l'histoire magmatique est marquée par la mise en place de nombreux plutons et dykes de syénite, gabbro, granite, lamprophyre ou bien encore carbonatite.

L'Abitibi est alors considérée comme un plateau océanique dont le magmatisme est lié à la fois à des panaches mantelliques et à du magmatisme d'arc. Ainsi, dès les années 90, le magmatisme calco-alcalin est expliquée par la subduction oblique d'une ride océanique en régime d'extension local (Desrochers *et al.*, 1993). Plus récemment il a été suggéré que la racine de ce plateau océanique soit la Sous-province d'Opatika (Benn et Moyen, 2008 ; Harris *et al.*, 2012). Le magmatisme serait lié, entre autre, à la présence d'une zone de subduction, mettant en relation ce plateau océanique et une croûte plus ancienne à la bordure sud de l'Abitibi ; c'est le contact actuel avec la Sous-province du Pontiac (Benn et Moyen, 2008). Dans leur récent modèle, Harris et Bédard (2014) suggèrent que les panaches mantelliques sont tels que le plateau océanique est formé à partir d'un véritable « rift » interne au manteau supérieur au

sein d'un proto-craton plus ancien. Cette hypothèse est notamment étayée par l'interprétation de données de tomographie sismique. Toute idée de structuration de l'Abitibi et de génération de magma par des processus de subduction est alors abandonnée ; les structures régionales E-O inverses et dextres marqueraient les marges réactivées de cet ancien rift.

L'Abitibi est structurée par de grands couloirs de déformation ductile (Hubert *et al.*, 1984 ; Daigneault, 1996). L'expression en surface de certaines (ex. : Larder Lake-Cadillac) de ces structures d'orientation E-O ont été précédemment interprétées comme d'anciennes zones de subduction ayant un jeu tardif dextre (Daigneault, 1996 ; Daigneault *et al.*, 2002). Cependant, la réinterprétation stratigraphique présentée ci-dessus implique l'abandon du modèle de collage d'arcs. L'ensemble des structures de la Sous-province, notamment les structures E-O font donc l'objet de réinterprétations via de nouvelles études de terrain et interprétations d'images géophysiques (Daoudene *et al.*, 2014 ; Harris et Bédard, 2014).

Bien que les structures E-O soient les plus documentées, le nord-est de la Sous-province est marqué par de nombreuses structures d'orientation NE-SO bien décrites dans la région de Chibougamau (ex. les failles Fancamp, Gwillim, Chibougamau-Copper, Lac Sauvage ; Legault, 2003 ; Leclerc *et al.*, 2012). Le front de Grenville est lui-même interprété comme étant localisé par une zone de déformation senestre NE-SO archéenne (Cadéron, 2003 ; Harris et Bédard, 2014). Plus à l'est, le corridor de déformation Wedding-Lamarck est moins étudié ; précédemment défini comme étant une faille décrochante tardive ayant un jeu senestre (Charbonneau *et al.*, 1983 ; Daigneault, 1996) il a fait l'objet d'une réévaluation géologique et métallogénique (Faure, 2011). Il est ainsi suggéré que le corridor Wedding-Lamarck serait une structure précoce délimitant deux domaines distincts à l'ouest et à l'est de celle-ci. Son envergure et les phases de déformation associées restent tout de même à préciser.

Les zones de déformations régionales, qu'elles soient orientées E-O, ONO-ESE ou NE-SO sont des métallotectes de premier ordre (Colvine *et al.*, 1988 ; Pilote *et al.*, 1990 ; Faure, 2001) et la plus part des gisements aurifères reconnus en Abitibi y sont associés. Ces gisements peuvent être subdivisés en deux grands groupes : (1) les gisements « orogéniques » situés dans les zones de cisaillement fragile-ductile de second ordre associés aux failles E-O et NE-SO (Dubé et Guha, 1992 ; Robert et Poulsen, 2001); (2) les gisements associés aux intrusions alcalines tardi-orogéniques, dont la distribution semble contrôlée par les structures E-O et NE-SO (Cameron et Hattori, 1987 ; Robert, 2001). Ainsi, les mines du Lac Shortt et du Lac Bachelor associées respectivement à une carbonatite et un complexe syénitique sont situées sur la bordure du corridor Wedding-Lamarck. De plus les intrusions alcalines néoarchéennes de l'Abitibi sont souvent au sein ou en bordure des bassins sédimentaires Timiskaming (Hewitt, 1963 ; Cooke et Moorhouse, 1968).

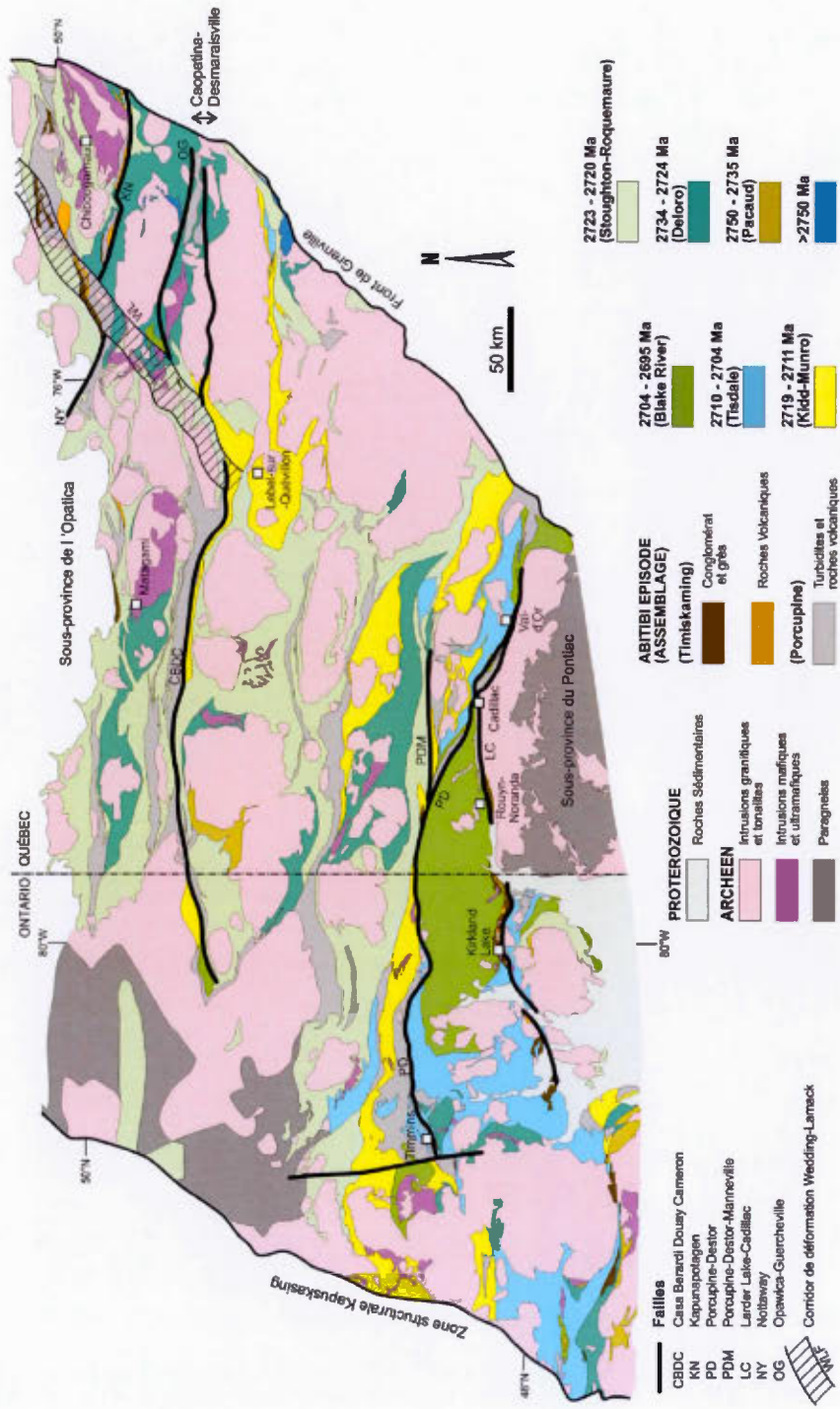


Figure i. 1 : Carte géologique de l'Abitibi montrant la stratigraphie unifiée et les principales zones de déformation, notamment une réinterprétation personnelle du corridor de déformation Wedding-Lamarck (modifiée de Thurston et al., 2008)

2. Les gisements d'or d'origine magmatique en Abitibi

Les gisements d'origine magmatique sont reconnus depuis plus de 40 ans (Franklin et Thorpe, 1982 ; Hattori, 1987 ; Sillitoe, 1991) et occupent une part de plus en plus importante dans l'économie et la production aurifère des terrains archéens. On reconnaît deux grands ensembles de gisements aurifères associés au plutonisme felsique.

Les porphyres à Au ± Cu ± Mo des complexes tonalitiques (TTG) sont associés à des chambres magmatiques généralement peu profondes et caractérisés par une faible altération potassique ; ce qui les distingue des porphyres Au-Cu phanérozoïques (Jébrak et Fayol, 2015). Parmi ceux-ci on peut citer (Dubé *et al.*, 2015) les gisements de Troilus (~ 2 Moz Au-Cu, ca. 2782 Ma, Figure i. 2) dans la ceinture de Frotet-Evans, Québec (Rowins, 2011) ainsi que le gisement du Lac Côté (~7 Moz Au-Cu, ca. 2737 Ma) dans la Swayze belt, Ontario (Katz *et al.*, 2015), ou bien encore la mine Doyon (~5 Moz Au-Cu, ca. 2698 Ma) en Abitibi, Québec (Galley et Lafrance, 2014). En Abitibi, ils sont datés entre 2730 et 2700 Ma environ.

Le second groupe correspond aux gisements d'or dont le système hydrothermal est centré sur des intrusions alcalines néoarchéennes (Cameron et Hattori, 1987 ; Hattori, 1987 ; Robert, 2001). Ces gisements sont associés à des magmas alcalins oxydés caractérisés par l'assemblage magnétite-hématite. La minéralisation y est disséminée et en stockwerk, associée à de la pyrite. Les altérations principales sont alcalines, majoritairement albite et feldspath potassique. Ces gisements sont nombreux et d'importance pour la production aurifère canadienne ; la mine Canadian Malartic (~11 Moz, Québec) était le plus important gisement d'or en production au Canada en 2014. De tailles plus modestes, on peut également citer les gisements du camp de Kirkland Lake, Young-Davidson et Golden Arrow en Ontario ainsi que Beattie,

Douay, Camflo, Lac Shortt et Lac Bachelor au Québec (Figure i. 2). En Abitibi, ces intrusions alcalines se sont mises en place lors de l'épisode « Timiskaming », entre 2691 et 2660 Ma environ. La plupart de ces intrusions sont situées le long de zone de cisaillement fragile-ductile E-O telles que les failles Larder Lake-Cadillac et Destor-Porcupine dans la partie sud, ou Casa Berardi-Douay-Cameron et Detour au dans le nord de la Sous-province (Robert, 2001). Cependant, leur distribution ne se limite pas à ces corridors E-O, mais s'étend également à des structures NE-SO telles que le corridor de déformation Wedding-Lamarck. Les gisements du Lac Shortt et du Lac Bachelor y sont associés respectivement à une carbonatite et une syénite. (Graham, 1957 ; Buro, 1984 ; Morasse, 1988 ; Lauzière, 1989 ; Brisson, 1998 ; Nadeau *et al.*, 2014). Malgré l'importance de ces gisements, la reconnaissance de leur caractère magmatique n'est pas systématique. En effet, leur association spatiale avec de grandes zones de déformation, des gisements de type orogéniques (Groves *et al.*, 1998) et la fréquente superposition des processus (Canadian Malartic, Beattie ; Helt *et al.*, 2014 ; Bigot et Jébrak, 2015 ; De Souza *et al.*, 2015) rendent leur classification complexe.

Si ces gisements sont reconnus depuis de nombreuses années (Hattori, 1987 ; Robert, 2001), ce n'est que depuis peu que des travaux ont été entrepris afin d'améliorer leur compréhension. En effet, considérant le poids économique grandissant lié à l'ouverture ou réouverture récentes de ces mines dans la Sous-province de l'Abitibi, les études centrées sur un gisement unique se multiplient (Kontak *et al.*, 2008 ; Bourdeau *et al.*, 2011 ; Martin, 2012 ; Campbell, 2014 ; Helt *et al.*, 2014 ; Zhang *et al.*, 2014 ; Bigot et Jébrak, 2015 ; De Souza *et al.*, 2015) ; les résultats n'étaient pas ou peu disponibles au début du projet et les études plus régionales restent rares. L'essentiel des questionnements sont donc issus de la synthèse et du modèle proposé par Robert (2001). Ceux-ci s'articulent autour de trois grandes thématiques : (1) la localisation de ces gisements et leur relation par rapport aux structures régionales ;

(2) la différence entre les faciès distaux et proximaux et (3) les guides d'exploration potentiels.

Les gisements les mieux reconnus sont situés dans le sud de l'Abitibi le long des structures E-O de Larder-Lake-Cadillac et de Destor-Porcupine ; dans le Nord le gisement Douay est également dans une structure E-O. Cependant, d'autres gisements, situés dans le nord-est de la Sous-province (ex. : Lac Shortt, Lac Bachelor), pourraient également faire partie de cet ensemble de gisements. Quels en sont les éventuels contrôles structuraux ? Sont-ils eux aussi contrôlés par des structures E-O ou existe-t-il d'autres structures présentant un potentiel aurifère associé aux intrusions alcalines ?

Robert (2001) identifie des faciès proximaux où l'or est principalement dans l'intrusif et des faciès distaux où l'or est dans les roches encaissantes. Quels sont donc les processus contrôlant cette distribution ? S'agit-il de variations locales liées à la nature de l'encaissant ou existe-t-il une différence en amont liée à la nature même des intrusions ?

Enfin, ces gisements ont des caractéristiques communes et sont notamment caractérisés par des associations à magnétite-hématite. Tel que suggéré par Hattori (1987), qui avait reconnu à la fois le caractère magnétique de certaines de ces intrusions et la diminution de la susceptibilité magnétique liée aux altérations d'autres intrusions, est-il possible d'utiliser la signature magnétique de ces intrusions afin d'en déterminer leur potentiel aurifère ? Si des différences existent, comment peuvent-elles nous renseigner sur les processus minéralisateurs et la nature des magmas ?

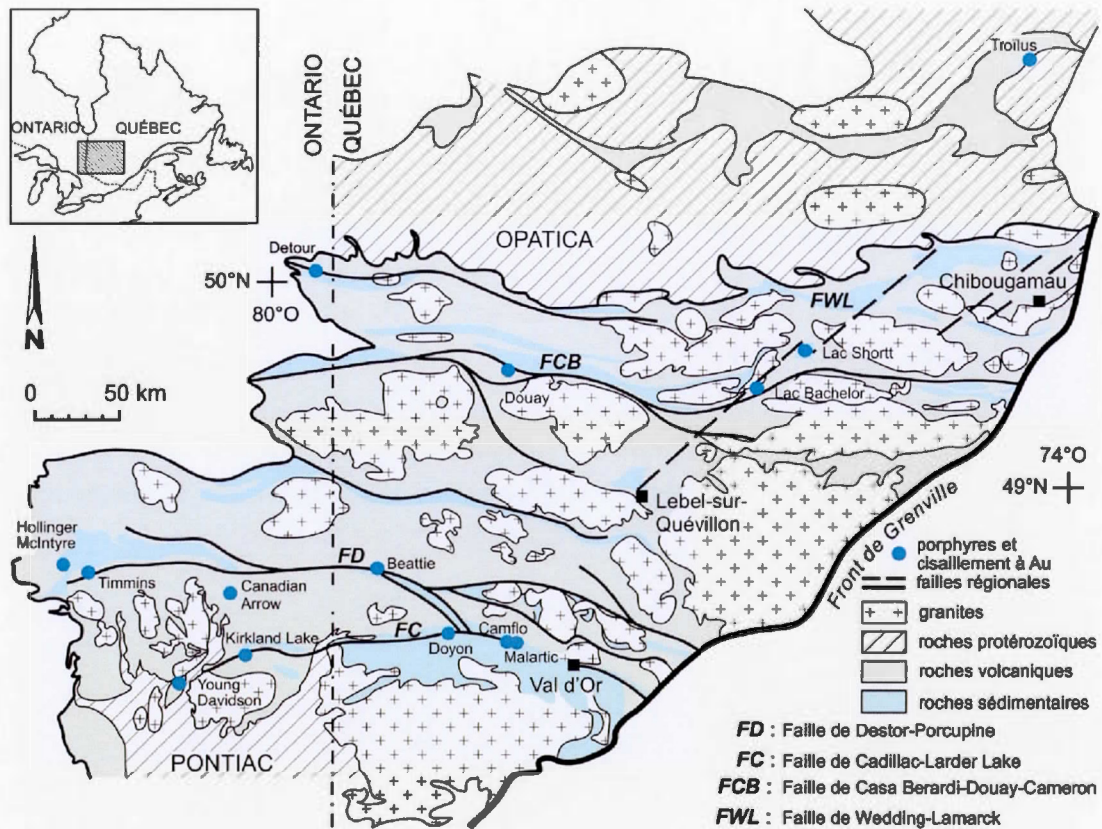


Figure i. 2 : Carte géologique simplifiée de l'Abitibi, avec une sélection de gisements d'or "magmatiques" et "orogéniques" ainsi que les principales structures régionales (modifiée d'après Jébrak et Marcoux 2008, 2015).

3. Problématique et structuration de la thèse

Les résultats des travaux de recherche présentés dans cette thèse visent donc à améliorer la compréhension de ces systèmes magmatiques-hydrothermaux néoarchéens. En particulier, les caractéristiques des magmas et les conditions d'emplacement des intrusions alcalines sont étudiées afin de comprendre leurs rôles dans le transport, la concentration et le dépôt de l'or. Ces travaux reposent sur l'étude de la mine Lac Bachelor, exploitée de 1982 à 1989 puis rouverte en 2011 par Ressources Métanor Inc., et sur des comparaisons avec d'autres intrusions et

gisements en Abitibi. Le gisement du Lac Bachelor, situé sur le corridor de déformation NE-SO Wedding-Lamarck, présente de nombreuses caractéristiques des gisements aurifères associés à des intrusions. L'accès sous-terre permet d'observer les relations entre la syénite, les roches encaissantes et la minéralisation ; ceci en fait donc un lieu d'étude privilégié.

Cette thèse de doctorat est organisée autour de trois chapitres répondant chacun et de façon complémentaire à une ou plusieurs des trois questions principales :

1. Où sont situées les intrusions alcalines néoarchéennes ?
2. Quelles sont les caractéristiques des gisements d'or associés aux intrusions alcalines néoarchéennes ?
3. Quelles relations existe-t-il entre nature de l'intrusion, propriétés magnétiques et potentiel aurifère ?

Le premier chapitre présente une caractérisation du corridor Wedding-Lamarck et du secteur de Desmaraisville au moyen de données géophysiques et de modélisation analogique. Cette étude a été réalisée afin de préciser l'environnement géologique de la mine Lac Bachelor, objet du second chapitre, et de définir au mieux un secteur propice à la mise en place d'intrusions alcalines néoarchéennes. Il répond donc en partie à la première question concernant la localisation des intrusions.

Le second chapitre est présenté sous forme d'un article intitulé : « An Archean alkaline gold porphyry deposit: Lac Bachelor, Abitibi, Canada ». Cet article co-signé par Michel Jébrak sera soumis au journal *Economic Geology*. Rédigé par la première auteure, Michel Jébrak en a permis l'enrichissement via l'encadrement de la recherche, la relecture et de nombreuses discussions. L'étude du gisement a été réalisée principalement sous-terre dans les zones accessibles, selon les contraintes liées à l'exploitation. Cette étude fait suite à une première étude du gisement réalisée

par Kathleen Lauzière (MSc, UQAC, 1989) et à des apports analytiques subséquents réalisés par Jeanette See (PhD, UQAC, 1994). Une approche d'analyse de terrain alliant pétrologie, géochimie et structurale suivie de l'interprétation des données à la lumière des connaissances métallogéniques actuelles a été choisie pour cette première étude du gisement après plus de 20 ans sans travaux ; les travaux précédents sont également réinterprétés. L'article présente la géologie et la métallogénie du gisement ainsi qu'un modèle de genèse plus général applicable à certains des gisements associés aux intrusions alcalines néoarchéennes de l'Abitibi. Ce chapitre répond plus particulièrement à la deuxième question de cette thèse en caractérisant un type de gisement lié aux intrusions alcalines néoarchéennes.

Le troisième chapitre, est également présenté sous forme d'un article intitulé : « The magnetic signature of Neoproterozoic alkaline intrusion-related and their related gold deposits: significance and exploration implications ». Cet article co-signé par Michel Jébrak et Lyal Harris a été accepté au journal *Precambrian Research*. Rédigé par la première auteure, le rôle des co-auteurs, Michel Jébrak et Lyal Harris réside principalement dans l'encadrement de la recherche, l'accompagnement technique et la relecture. L'article présente une classification des intrusions et de leur potentiel minéral basée sur leurs signatures magnétiques et compositions géochimiques. En effet, la variabilité de la composition des intrusions et des zones minéralisées en minéraux ferromagnésiens, magnétite et hématite, influe sur les propriétés magnétiques des roches. Cette classification repose donc sur l'étude de levés aéromagnétiques de l'Abitibi et sur la compilation de données géochimiques de ces intrusions à l'échelle de cette Sous-province. Les données utilisées sont en grande partie disponibles dans le domaine public (MRN, CGC) et publications scientifiques. Ce chapitre répond donc principalement à la troisième question de cette thèse, à savoir le lien entre la nature des intrusions, leur potentiel aurifère et leur propriétés magnétiques. L'assise régionale de ce chapitre permet également d'étudier la répartition des intrusions dans l'ensemble de l'Abitibi, et donc de compléter la

réponse à la première question. La synthèse des habitus de l'or et des propriétés géochimiques et magnétiques des intrusions présentée permet également de nuancer et compléter les apports du chapitre 2 à la deuxième question. Il s'agit d'un chapitre novateur par son approche mêlant géophysique et géochimie mais également d'un chapitre profondément intégrateur puisqu'il répond à l'ensemble des questions posées en proposant une synthèse aux multiples échelles se nourrissant des résultats des chapitres précédents.

En appendices sont présentés les données lithogéochimique ainsi que les communications en congrès. Par ailleurs, un article portant plus spécifiquement sur la genèse magmatique des différentes familles (identifiées dans le chapitre 3) de gisements aurifères associés aux intrusions alcalines néoarchéennes est présenté (Appendice A). Co-signé par Michel Jébrak, Noémie Fayol et Christophe Azevedo il a été soumis à la revue *Mineralium Deposita*. Les résultats et interprétations qui y sont présentés sont le fruit d'un travail collectif et d'une réflexion menée par les co-auteurs à partir, entre-autres, des résultats de cette thèse. Cet article permet donc de présenter les implications plus générales des travaux réalisés dans le cadre de ce doctorat.

CHAPITRE I

LE CORRIDOR DE DEFORMATION WEDDING-LAMARCK :
HETEROGENEITES CRUSTALES ET ORIGINE DU BASSIN DE TYPE
TIMISKAMING DE DESMARAISVILLE – INTERPRETATIONS
GEOPHYSIQUES ET MODELISATION ANALOGIQUE

1. Introduction

La Sous-province de l'Abitibi est un domaine géologique néoarchéen constituant le sud-est de la Province du Supérieur, Canada. Longue d'environ 400 km, c'est un des plus grands ensembles de ceintures de roches vertes continu au monde (Card, 1990). De plus, il est établi que la ceinture de Wawa en est le prolongement ; l'Abitibi-Wawa s'étend donc sur 700 km (Leclair *et al.*, 1993).

1.1. L'Abitibi : stratigraphie et modèles tectoniques

L'Abitibi est un vaste domaine dominé par des ensembles volcaniques de compositions et d'âges variés, des plutons et des sédiments (Figure 1. 1). Les roches volcaniques les plus mafiques sont les équivalent de plaines de lave sous-marine tandis que des centres volcaniques bimodaux, andésitiques à felsiques et pouvant être associés à du plutonisme se sont mis en place en contexte de caldeira sous-marine à sub-émergente.

Si la stratigraphie de l'Abitibi est de mieux en mieux connue, les modèles de formation de cette Sous-province ont évolués au cours du temps et restent débattus à l'heure actuelle. L'origine même des plaines de laves sous-marines est discutée ; dans un premier temps une origine de type « plume mantellique » a été proposée, mais rapidement remise en cause pour des raisons essentiellement géotectoniques (Dimroth *et al.*, 1983b) ; l'influence de zones de subduction dans la genèse des magmas a alors été introduit. Ainsi, les modèles subséquents, pour l'Abitibi, reposent principalement sur l'interprétation des structures majeures, notamment E-O. Dans ces modèles dits « allochtones » l'Abitibi serait issue d'un collage d'arcs volcaniques mettant notamment en relation une Zone Volcanique Nord (ZVN) plus ancienne et une Zone Volcanique Sud (ZVS) plus récente. La zone de déformation Destor-Porcupine-

Manneville en marquerait la suture (Dimroth *et al.*, 1983a ; Chown *et al.*, 1992 ; Mueller *et al.*, 1995 ; Mueller *et al.*, 1996 ; Daigneault *et al.*, 2002). Une seconde suture, la faille Larder Lake-Cadillac, plus au sud, mettant en relation l'Abitibi et la Sous-province du Pontiac est également proposée par ces auteurs (Figure 1. 1).

Cependant, les études géochronologiques plus récentes (Ayer *et al.*, 2002 ; Ayer *et al.*, 2005) montrent qu'il y a peu de différence d'âge des roches volcaniques entre le nord et le sud de l'Abitibi ; seul le Blake River, plus jeune, est limité au Sud. De ce fait, d'autres modèles dits « autochtones » et dans lesquels la séquence stratigraphique de l'Abitibi forme un ensemble cohérent de sept épisodes volcaniques sont proposés (Ayer *et al.*, 2002 ; Benn et Moyen, 2008 ; Thurston *et al.*, 2008 ; Goutier et Melançon, 2010). Suite à la synthèse des données géochronologiques et de terrain, Thurston *et al.* (2008) proposent une stratigraphie unifiée à l'échelle de la Sous-province (Figure 1. 1) :

- Pré-2750 Ma : Les unités volcaniques les plus anciennes sont dominées par des pyroclastites intermédiaires à felsiques recouvertes par des formations de fer. Elles sont préservées de façon très locale ;
- 2750-2735 Ma : L'assemblage de Pacaud-Gemini-Turgeon est la plus ancienne unité supracrustale ayant une extension latérale importante. L'assemblage de Pacaud est essentiellement constitué de laves ultramafiques à felsiques avec de rares formations de fer. Les laves calco-alcalines et pyroclastites de Gemini-Turgeon et leurs basaltes sus-jacent en seraient l'équivalent septentrional ;
- 2734-2724 Ma : L'assemblage de Deloro dans la partie ontarienne de l'Abitibi correspond à de nombreux groupes au Québec notamment dans la bande Caopatina-Desmaraisville ;

- 2723-2720 Ma : L'assemblage de Stoughton-Roquemaure est caractérisé par le dépôt de larges étendues de laves généralement mafiques : basalte tholéiitique, basalte komatiitique et komatiite ainsi que de secteurs plus restreints de volcanisme felsique ;
- 2719-2711 Ma : L'assemblage de Kidd-Munro a une extension est-ouest le long de la faille Destor-Porcupine dans le sud de l'Abitibi. Dans le nord, il est présent dans le secteur de la faille Casa-Berardi ;
- 2710-2704 Ma : L'assemblage de Tisdale est essentiellement présent dans le sud de l'Abitibi, cet assemblage est subdivisé en deux entités. Le Tisdale Inférieur est caractérisé par des laves mafiques tholéiitiques. Localement des komatiites, des roches calco-alcalines et des formations de fer sont présentes (ex. : région de Kirkland Lake). Le Tisdale Supérieur (2706-2704 Ma) est caractérisé par des roches volcaniques calco-alcalines, felsiques à intermédiaires comportant des laves amygdulaires, des coulées de débris et des roches volcanoclastiques ;
- 2704-2695 Ma : L'assemblage de Blake River est localisé entre les failles Larder Lake-Cadillac et Destor-Porcupine. Il s'agit principalement d'un volcanisme tholéiitique passant à un volcanisme plus calco-alcalin à la fin de l'épisode.

A la suite de ces sept épisodes, deux types de bassins sédimentaires discordants sont décrits : (1) les bassins étendus de type Porcupine (2690-2685 Ma, Ayer *et al.*, 2005) et (2) les bassins localisés de type Timiskaming. Ces bassins Timiskaming auraient des âges de formation entre 2677 et 2670 Ma (Corfu *et al.*, 1991 ; Ayer *et al.*, 2005) dans le sud de l'Abitibi ; en revanche, des âges au moins 10 Ma plus vieux sont suggérés au nord dans la région de Chibougamau. Ceux-ci sont suggérés par l'âge de la formation de Haüy (2692 ± 3 Ma, David *et al.*, 2007) et l'âge du magmatisme

alcalin associé tels que celui de la carbonatite du Lac Shortt (2691 ± 3 Ma ; Joannis, 1994). La fin de l'histoire magmatique est marquée par la mise en place de nombreux plutons et dykes de syénite, gabbro, granite, lamprophyre ou bien encore carbonatite.

L'Abitibi est alors considérée comme un plateau océanique dont le magmatisme est lié à la fois à des panaches mantelliques et à du magmatisme d'arc. Ainsi, dès les années 90, le magmatisme calco-alcalin est expliquée par la subduction oblique d'une ride océanique en régime d'extension local (Desrochers *et al.*, 1993). Plus récemment il a été suggéré que la racine de ce plateau océanique soit la Sous-province d'Opatca (Benn et Moyen, 2008 ; Harris *et al.*, 2012). Le magmatisme serait lié, entre autre, à la présence d'une zone de subduction, mettant en relation ce plateau océanique et une croûte plus ancienne à la bordure sud de l'Abitibi ; c'est le contact actuel avec la Sous-province du Pontiac (Benn et Moyen, 2008). Dans leur récent modèle, Harris et Bédard (2014) suggèrent que les panaches mantelliques sont tels que le plateau océanique est formé à partir d'un véritable « rift » interne au manteau supérieur au sein d'un proto-craton plus ancien. Cette hypothèse est notamment étayée par l'interprétation de données de tomographie sismique. Toute idée de structuration de l'Abitibi et de génération de magma par des processus de subduction est alors abandonnée ; les structures régionales E-O inverses et dextres marqueraient les marges réactivées de cet ancien rift.

L'Abitibi est structurée par de grands couloirs de déformation ductile (Hubert *et al.*, 1984 ; Daigneault, 1996). L'expression en surface de certaines (ex. : Larder Lake-Cadillac) de ces structures d'orientation E-O ont été précédemment interprétées comme d'anciennes zones de subduction ayant un jeu tardif dextre (Daigneault, 1996 ; Daigneault *et al.*, 2002). Cependant, la réinterprétation stratigraphique présentée ci-dessus implique l'abandon du modèle de collage d'arcs. L'ensemble des structures de la Sous-province, notamment les structures E-O font donc l'objet de

réinterprétations via de nouvelles études de terrain et interprétations d'images géophysiques (Daoudene *et al.*, 2014 ; Harris et Bédard, 2014).

Bien que les structures E-O soient les plus documentées, le nord-est de la Sous-province est marqué par de nombreuses structures d'orientation NE-SO bien décrites dans la région de Chibougamau (ex. les failles Fancamp, Gwillim, Chibougamau-Copper, Lac Sauvage ; Legault, 2003 ; Leclerc *et al.*, 2012). Le front de Grenville est lui-même interprété comme étant localisé par une zone de déformation senestre NE-SO archéenne (Cadéron, 2003 ; Harris et Bédard, 2014). Plus à l'est, le corridor de déformation Wedding-Lamarck est moins étudié ; précédemment défini comme étant une faille décrochante tardive ayant un jeu senestre (Charbonneau *et al.*, 1983 ; Daigneault, 1996) il a fait l'objet d'une réévaluation géologique et métallogénique (Faure, 2011). Il est ainsi suggéré que le corridor Wedding-Lamarck serait une structure précoce délimitant deux domaines distincts à l'ouest et à l'est de celle-ci. Son envergure et les phases de déformation associées restent tout de même à préciser.

Les zones de déformations régionales, qu'elles soient orientées E-O, ONO-ESE ou NE-SO sont des métallotectes de premier ordre (Colvine *et al.*, 1988 ; Pilote *et al.*, 1990 ; Faure, 2001) et la plus part des gisements aurifères reconnus en Abitibi y sont associés. Ces gisements peuvent être subdivisés en deux grands groupes : (1) les gisements « orogéniques » situés dans les zones de cisaillement fragile-ductile de second ordre associés aux failles E-O et NE-SO (Dubé et Guha, 1992 ; Robert et Poulsen, 2001); (2) les gisements associés aux intrusions alcalines tardi-orogéniques, dont la distribution semble contrôlée par les structures E-O et NE-SO (Cameron et Hattori, 1987 ; Robert, 2001). Ainsi, les mines du Lac Shortt et du Lac Bachelor associées respectivement à une carbonatite et un complexe syénitique sont situées sur la bordure du corridor Wedding-Lamarck. De plus les intrusions alcalines néoarchéennes de l'Abitibi sont souvent au sein ou en bordure des bassins sédimentaires Timiskaming (Hewitt, 1963 ; Cooke et Moorhouse, 1968).

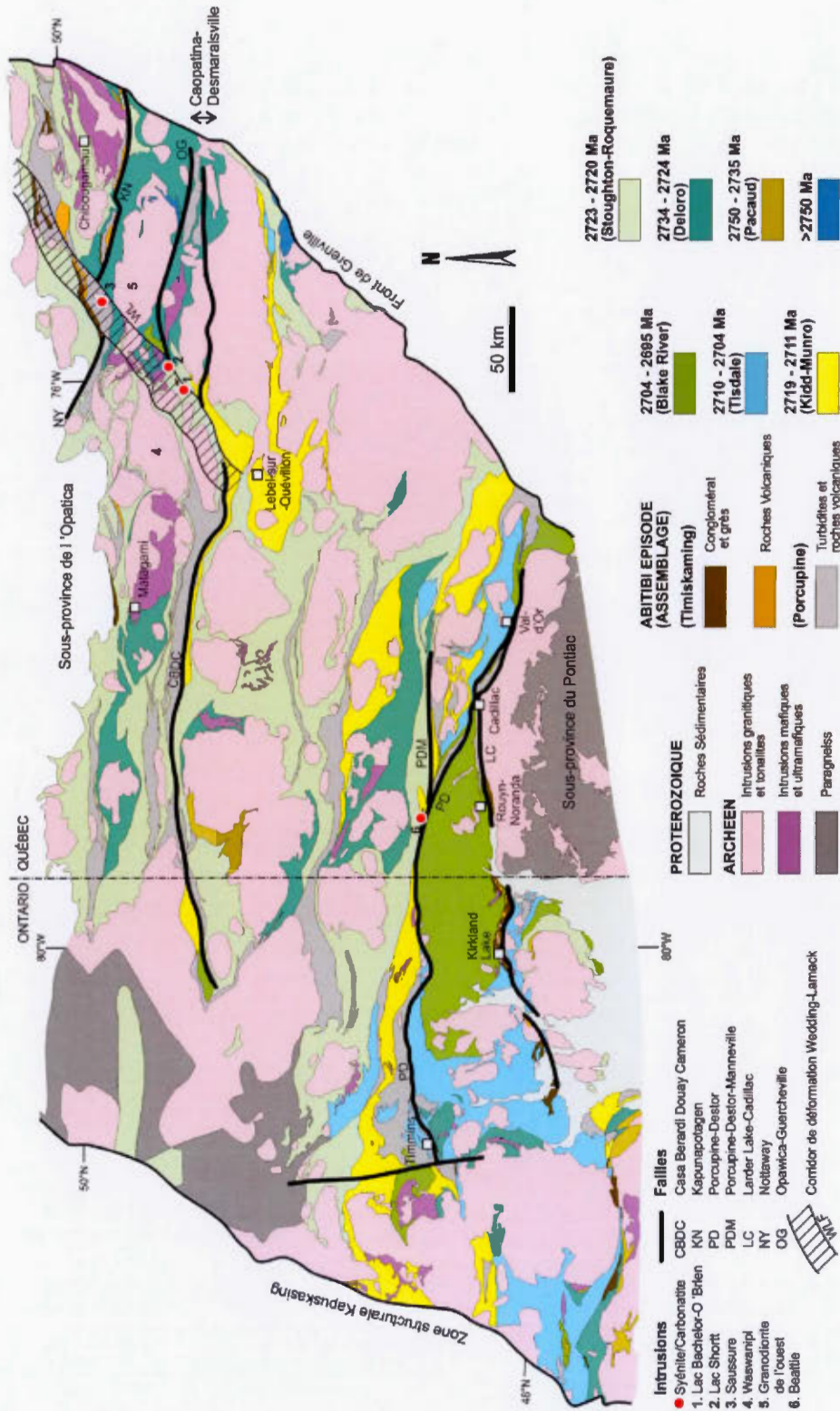


Figure 1.1 : Carte géologique de l'Abitibi montrant la stratigraphie unifiée et les principales zones de déformation, notamment une réinterprétation personnelle du corridor de déformation Wedding-Larnack (modifiée de Thurston *et al.*, 2008)

1.2. Les bassins de types Timiskaming

Les failles E-O de l'Abitibi sont caractérisées par la présence de nombreux bassins sédimentaires tardi-archéens (Leclair *et al.*, 1993) souvent regroupés sous l'appellation « Timiskaming type sequences » telle que définie par Hewitt (1963). Ces bassins contiennent des conglomérats polygéniques de types cône alluvial, des grès et turbidites mais aussi quelques séquences volcaniques alcalines à calco-alcalines. La présence de fragments de jaspe au sein des conglomérats serait un marqueur de cet épisode sédimentaire (Hewitt, 1963). De par leurs caractéristiques sédimentaires et structurales, ils ont été comparés aux bassins en « pull-apart » plus récents à actuels (Card, 1990 ; Thurston et Chivers, 1990).

Les bassins en « pull-apart », losangiques dans leur forme la plus évoluée (Mann *et al.*, 1983), sont associés à des failles décrochantes en relais ou en Riedel. Deux mécanismes de formation sont reconnus : (1) les « dilatational jogs » se forment lorsqu'une première faille décrochante s'arrête et qu'une deuxième faille quasi parallèle et légèrement décalée latéralement commence (Sibson, 1986) ; (2) un système de Riedel peut apparaître le long d'une faille décrochante. Lorsque le cisaillement est combiné à de l'aplatissement et que la contrainte principale σ_1 forme un angle inférieur à 45° avec le cisaillement il y a transtension. Une zone en dilatation selon la direction des failles R ou T est alors créée (Gidon, 1987). La sédimentation est proximale, de type cône alluvial, et les jeux verticaux des failles contrôlent la subsidence du bassin qui peut montrer des changements brusques de faciès sédimentaires (Mann *et al.*, 1983).

Le modèle « pull-apart » a été largement appliqué aux bassins Timiskaming de l'Abitibi (Colvine *et al.*, 1988 ; Thurston et Chivers, 1990 ; Mueller *et al.*, 1991). Par exemple, une inflexion de la faille Destor-Porcupine (Figure 1. 1) permet le

développement d'une faille subsidiaire (faille Donchester) ; le bassin est donc bordé par ces deux failles. L'évolution tectonique de ce bassin est ensuite compliquée par une phase de transpression dextre, créant notamment des plis en échelons dans le bassin (Mueller *et al.*, 1991 ; Mueller *et al.*, 1996). La syénite aurifère de Beattie est intrusive au sein du bassin de Duparquet à l'intersection entre la faille de premier ordre (Destor-Porcupine) et la faille de second ordre (Donchester).

Bien que reconnaissant les similarités tectono-sédimentaires entre les « pull-apart » récents et les bassins Timiskaming, Bleeker (2012) pointe le problème de leur préservation. Il propose donc un second modèle intégré de leur initiation à leur préservation par enfouissement. Ce modèle est subdivisé en quatre grandes étapes (Bleeker, 2012, 2015) débutant par (1) une surrection régionale accompagnée d'une extension générale globalement N-S. (2) L'érosion des points hauts permet ensuite une sédimentation proximale dans des bassins d'effondrement contrôlés par des failles normales. (3) L'extension se poursuivant, les mouvements verticaux dus aux failles normales provoquent une rapide subsidence des bassins. Les magmas alcalins remontent progressivement. Finalement (4) l'arrêt de l'extension et le retour en régime compressif provoque l'inversion des failles. C'est cette inversion qui permet la préservation des bassins qui sont alors enfouis aux murs des failles. Ce modèle implique que la sédimentation Timiskaming était étendue au sein de larges bassins ; la taille plus modeste des bassins actuellement observés ne serait que le fait d'une préservation partielle.

Un troisième modèle de formation des bassins de « type Timiskaming », « verticaliste », est proposé par des auteurs (Parmenter *et al.*, 2006 ; Lin *et al.*, 2013) qui partent du constat que certains bassins de « type Timiskaming » ne sont pas directement associés aux zones de cisaillement et que, lorsqu'ils le sont, ils précèdent l'apparition de la faille identifiée. Dans ce modèle, des bassins synformes se formeraient par subsidence de la croûte mafique entre des dômes plutoniques.

L'érosion de ces dômes permettrait alors de remplir les bassins. Ces bassins se refermeraient, adoptant une forme de synclinal à flancs quasi parallèles moulés sur les dômes plutoniques. Eventuellement, des failles inverses se développent afin d'accommoder la subsidence. Le bassin est progressivement enfoui, ce qui permet sa préservation. Ce modèle est donc basé sur un concept totalement opposé aux modèles plus classiques faisant intervenir des processus horizontaux. En effet, la subsidence y est à l'origine de la faille tardive alors que, dans les modèles plus classiques, la faille précoce est responsable de la subsidence subséquente. Cependant ce modèle a été développé à partir d'exemples situés dans le nord-ouest de la Province du Supérieur ; les différences, notamment en termes d'âges, de chronologie relative et de grades métamorphiques, entre le nord-ouest et le sud de la Province du Supérieur ne permettent pas d'en faire une application directe en Abitibi.

La mine du Lac Bachelor est elle-même située en bordure d'un bassin sédimentaire interprété comme étant de type Timiskaming (Goutier et Melançon, 2010). Dans la suite, ce bassin sera appelé « bassin de Desmaraisville ». Cependant, sa différence d'orientation (NE-SO) par rapport aux bassins Timiskaming (E-O) du reste de l'Abitibi amène à une réflexion sur sa formation.

Cette étude a deux objectifs principaux. En premier lieu, étant donné les lacunes d'observation du corridor de déformation Wedding-Lamarck et de ses relations avec les structures avoisinantes, il paraît nécessaire de le caractériser d'un point de vue purement descriptif, puis de voir comment celui-ci s'insère dans l'histoire tectonique de l'Abitibi. Dans un second temps, et afin de préciser l'environnement de dépôt du gisement Lac Bachelor faisant l'objet du deuxième chapitre de cette thèse, la caractérisation du bassin sédimentaire de Desmaraisville est nécessaire.

Afin d'atteindre ces deux objectifs, deux méthodes complémentaires sont utilisées. L'interprétation de données géophysiques régionales rehaussées permet de décrire les objets et d'établir une chronologie relative des événements. En ce qui concerne le

bassin de Desmaraisville, la recherche de contrôles structuraux est privilégiée. Suite à ces observations, la réalisation d'un modèle analogique en silicone et sable permet de tester nos hypothèses et de visualiser la formation du corridor de déformation Wedding-Lamarck et du bassin de Desmaraisville.

2. Géophysique

2.1. Méthodologie

Les données aéromagnétiques sont issues d'une compilation de levés publics et privés (Xtrata Zinc, Mines d'Or Virginia Inc. et Campbell Resources), réalisée par la Commission Géologique du Canada dans le cadre du projet IGC 3 (Keating *et al.*, 2010a). Elles ont été traitées et interprétées afin de caractériser la géométrie des plis et des zones de cisaillement. L'espacement des lignes de vol est de 200 m et l'altitude de vol est de 120 m ; les grilles ont été réalisées avec un intervalle de 50 m. Les grilles de données gravimétriques sont également issues de compilations de la CGC (Canadian Geodetic Information System, 2015). Les données présentées pour l'ensemble de l'Abitibi proviennent d'une grille dont le maillage est de 2 km. Les données gravimétriques centrées sur le corridor Wedding-Lamarck sont issues d'une compilation de Pierre Keating intégrant les données de la CGC, du MRNF et de compagnies d'exploration minière ; l'interpolation a été réalisée avec une résolution de 250 m (Keating *et al.*, 2010b).

Afin de rehausser les images aéromagnétiques, le champ total réduit au pôle a été traité dans le logiciel Geosoft Oasis Montaj. Les grandes longueurs d'ondes, générées par les sources profondes, ont été retirées grâce à l'utilisation d'un filtre « butterworth ». Ce filtre permet de conserver les courtes longueurs d'ondes (signal résiduel) ou les grandes longueurs d'ondes (signal régional). Cependant,

contrairement à un filtre passe-haut/bas classique, la coupure n'est pas franche mais incurvée. Ceci permet d'éviter l'apparition d'artéfacts (effet de cloche, Geosoft Inc., 2014). Les courtes longueurs d'ondes restantes proviennent des roches les plus superficielles dont la profondeur est estimée à moins de 5 km. Cette estimation est obtenue par calcul de la pente du spectre de puissance radial moyen selon la méthode de Spector et Grant (1970). Afin de combiner les observations, d'autres traitements ont été effectués sur la grille aéromagnétique (champ total), notamment le tilt (Miller et Singh, 1994 ; Cooper et Cowan, 2006 ; $\text{tilt} = \tan^{-1}(\text{gradient vertical}/\text{gradient horizontal total})$). L'observation de linéaments identiques sur plusieurs images issues de traitements variés permet de confirmer la présence de ces linéaments et ainsi de s'assurer qu'il ne s'agit pas d'artéfacts générés par l'un ou l'autre des traitements.

La grille gravimétrique au 2 km du Canada a également été rehaussée selon le même processus que les données aéromagnétiques ; seules les sources estimées à moins de 15 km de profondeur ont été conservées.

2.2. Description et interprétation des images d'anomalies de Bouguer (gravimétrie)

L'anomalie de Bouguer résiduelle de l'Abitibi permet d'identifier les variations de densité au sein de la Sous-province (Figure 1. 2). Des blocs plus denses ressortent clairement (anomalies de 1 à 35 mGal) ; ils correspondent à la croûte dominée par des roches plus denses, de composition plus mafiques. Le bloc moins dense est dominé par des tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), les roches mafiques sont limitées à des bandes E-O situées entre les TTG, telles que la bande Caopatina-Desmaraisville, dans un secteur s'étendant de Lebel-sur-Quévillon, au sud, à la transition Abitibi-Opatca, au nord (Figure 1. 1). Ces observations sont en accord avec la structuration

des 15 premiers kilomètres de croûte telle que déterminée par les travaux de sismique réflexion du programme Lithoprobe (Ludden et Hynes, 2000).

L'anomalie de Bouguer régionale (Figure 1. 3) permet l'étude spécifique du secteur de Desmaraisville et de la mine du Lac Bachelor. La région à l'ouest de la mine du Lac Bachelor est dominée par des anomalies gravimétriques comprise entre -65 et -33 mGal. Un bloc plus dense est donc délimité à l'ouest de Desmaraisville par rapport à un domaine moins dense à l'est. Les zones de plus faible densité (-96 à -75 mGal) à l'intérieur du bloc ouest peuvent être expliquées par la présence de grands plutons de type TTG tels que le pluton de Waswanipi (Figure 1. 1, Figure 1. 3). La forme en « escalier » de ce bloc plus dense ainsi que le décalage des plutons de TTG suggèrent la présence de zones de cisaillement apparent dextre, orientées E-O dont l'une passe à Desmaraisville. Ceci impliquerait que le contact initial, « proto-Wedding-Lamarck », entre le bloc plus mafique à l'ouest et plus felsique à l'est était initialement orienté N-S puis a été déplacé d'environ 50 km par les cisaillements apparents dextres E-O régionaux. La mine du Lac Bachelor serait ainsi à l'intersection des structures E-O et du contact N-S. L'image en Figure 1. 2 montre également un déplacement dextre au niveau de la faille Destor-Porcupine-Manneville, au nord de Rouyn-Noranda.

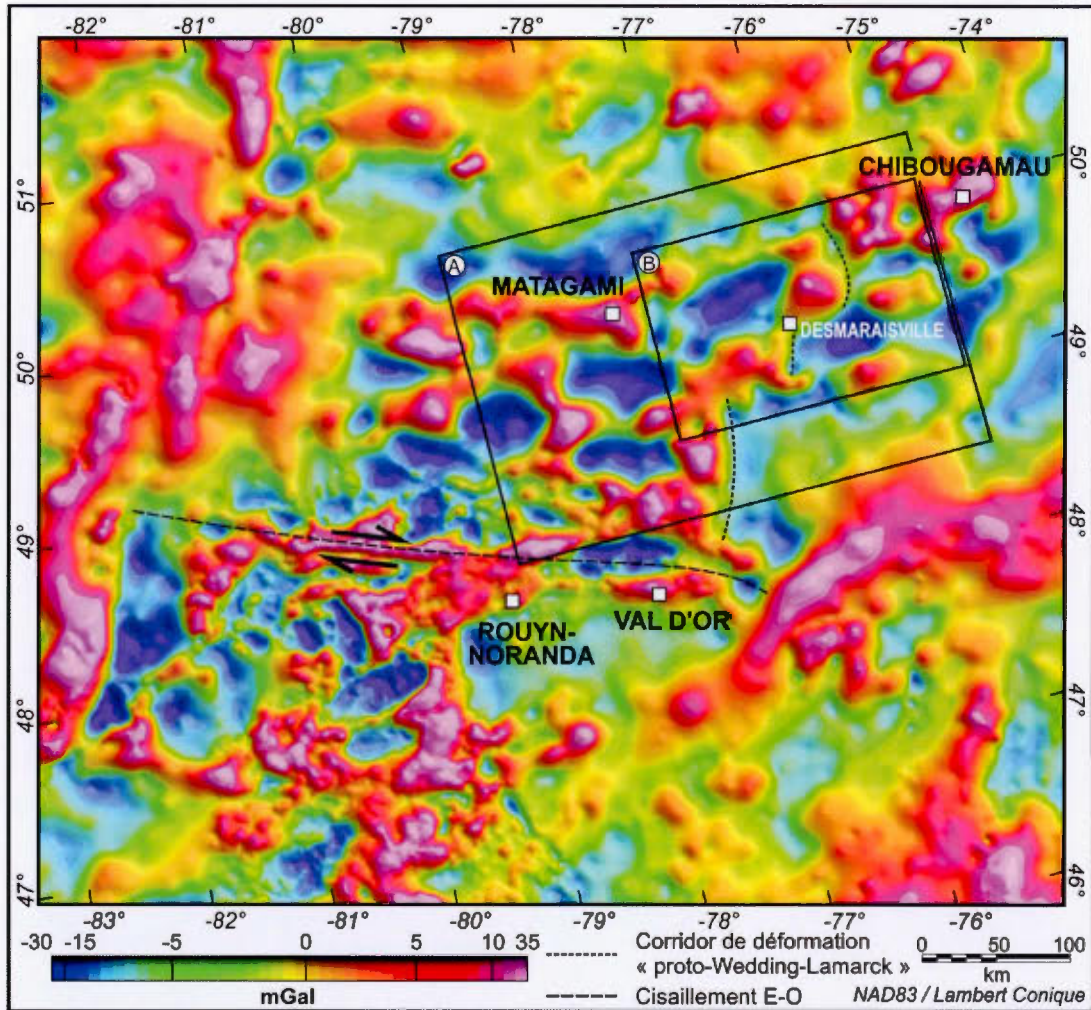


Figure 1. 2 : Anomalie de Bouguer, champ résiduel ombragé, de l'ensemble de l'Abitibi montrant d'importants contrastes de densité au sein même de la Sous-province. Les cadres A et B indiquent l'emplacement des figures 1.3 et 1.4 respectivement.

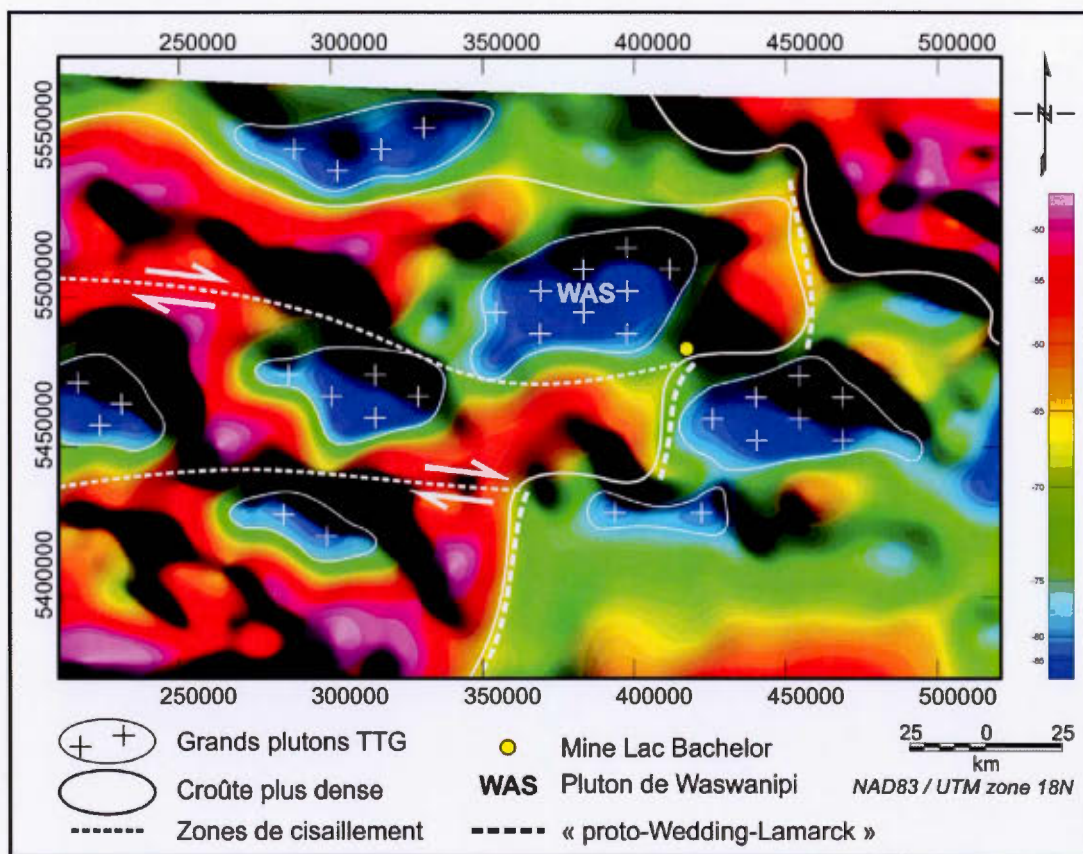


Figure 1. 3 : Anomalie de Bouguer, champ total ombragé, montrant d'importants contrastes de densité entre un bloc plus dense à l'ouest de la mine Lac Bachelor et moins dense à l'est. La mine Lac Bachelor se trouve à l'intersection d'une structure N-S, séparant des blocs de densités différentes, et d'une faille E-O précoce.

2.3. Description et interprétation des images aéromagnétiques

L'interprétation des données de la composante résiduelle issue du filtrage du champ aéromagnétique total présentée dans la Figure 1. 4 (cadre B de la Figure 1. 2) met en avant les principales intrusions, les dykes, les failles et la trajectoire de la stratification (S0) visibles grâce aux différences de susceptibilité magnétique des unités géologiques. Ceci est rendu possible grâce à la haute qualité d'image obtenue avec le filtre « butterworth » qui, contrairement à la dérivée verticale (gradient),

permet de conserver les valeurs de susceptibilité magnétique ainsi que l'estimation de la profondeur maximale des sources.

La région d'étude (Figure 1. 4), est dominée par des valeurs de susceptibilité magnétique variant d'environ -2 à +30 nT. Ces zones relativement homogènes correspondent aux roches plutoniques felsiques, notamment les TTG. Les roches volcaniques intermédiaires à mafiques localisées entre ces plutons, ont des valeurs de susceptibilité magnétique modérément négatives variant de 0 à -20 nT environ. Plus localement des valeurs extrêmes (minimum -87 nT, maximum +48 nT) correspondent à des formations sédimentaires, formations de fer, complexes mafiques-ultramafiques, dykes mafiques, etc. Les formations sédimentaires, du fait de leurs faibles signatures magnétiques, contrastant avec celles des roches volcaniques, sont d'excellents marqueurs de la stratification. De nombreuses structures—zones de cisaillements ductiles à ductile-fragiles, plis et failles cassantes—sont identifiées.

2.3.1. Cisaillements E-O dextres précoces – Déformation finie NO-SE

Le grain magnétique indique que le litage développé autour du pluton au NO de la mine Lac Bachelor (Figure 1.4.B-a) est dissymétrique en σ (comme les porphyroblastes observés dans les mylonites ; Harris et Bédard, 2014), selon un axe E-O. Des plis dont les traces de flancs sont subparallèles et écartés 8 à 10 km sont également présents. Leur trace axiale est orientée NE, c'est-à-dire à 45° de la direction de la schistosité régionale E-O. Ces deux observations permettent de définir une zone de cisaillement apparente dextre orientée E-O. Ce cisaillement se poursuit à l'est par la faille Opawica-Guercheville (Figure 1. 1, Figure 1.4.B-b). Les zones de déformation ductile E-O sont principalement situées entre les grands plutons synvolcaniques (TTG) ; elles sont marquées par un litage développé autour de plutons de tailles plus modestes (± 10 km).

2.3.2. Plis E-O – Raccourcissement N-S

Au sud de la mine du Lac Bachelor, de grands plis dont les traces de flancs sont subparallèles (5 à 8 km d'amplitude) et de trace axiale E-O sont coupés par des zones de déformations ductiles dextres sur leurs flancs (Figure 1.4.B-c). Ceux-ci pourraient correspondre aux plis P₂ caractéristiques du raccourcissement N-S attribué à la phase de déformation D₂ en Abitibi tels que décrit par Chown *et al.* (1992).

2.3.3. Couloir Wedding-Lamarck, cisaillements NE-SO et NO-SE– Raccourcissement N-S

Le couloir Wedding-Lamarck est orienté NE-SO. Il recoupe, avec un sens de mouvement apparent senestre, les cisaillements dextres précoces dans la partie la plus septentrionale ; les relations de recoupement sont moins nettes au sud de la faille Cameron. Large d'environ 25 km et long d'au minimum 150 km, il s'étend de la limite entre les Sous-provinces d'Opatica et de l'Abitibi, au nord, jusqu'à Lebel-sur-Quévillon, au sud (Figure 1. 1).

La faille Wedding-Lamarck fragile occupe une position centrale dans la portion septentrionale du corridor de déformation ductile NE-SO ; plus au sud elle est située à la bordure est du corridor. Les modifications de la trace de la stratification, notamment des plis « en S », des roches volcaniques affectées par cette structure indiquent un comportement rhéologique ductile. Les masses granitiques sont en revanche affectées par une déformation cassante exprimée par des failles nettes décalant la masse granitique (ex. : la granodiorite de l'Ouest, Figure 1.4.B-4). Cette différence peut être expliquée par des rhéologies différentes d'une unité à l'autre. Dans les deux cas, le mouvement apparent est senestre. Il s'agit donc d'une structure décrochante ductile-fragile senestre. Des intrusions alcalines telles que la syénite de Saussure, la carbonatite du Lac Shortt ou bien encore le complexe syénitique O'Brien

associés à la mine du lac Bachelor sont situées au voisinage de cette faille (Figure 1.4.B).

Le secteur est également caractérisé par des cisaillements orientés NO-SE, notamment le cisaillement de Nottaway (Figure 1. 4.B-d). L'attitude de la stratification indique un entrainement des formations dans ces structures dont le jeu est dextre. Directement au sud du cisaillement Nottaway, des plis dont les traces de flancs sont subparallèles, larges de 8 à 10 km et longs d'une vingtaine de kilomètres sont présents (Figure 1. 4.B-e). L'orientation des traces de plans axiaux varie légèrement, mais est globalement NO-SE. Les flancs nord sont entraînés dans la zone de cisaillement de Nottaway. Il pourrait s'agir de plis E-O précoces ayant été réorientés entre des zones de cisaillement fragile-ductile décrochantes dextres parallèles entre-elles. Cette hypothèse est également soutenue par des études structurales de terrain par l'observation du même type de structures (Daoudene *et al.*, 2014).

Les structures NE-SO senestres et NO-SE dextres sont interprétées comme des structures conjuguées formées lors d'une phase de compression N-S. Ceci est en accord avec les études de terrain les plus récentes (Daoudene *et al.*, 2014).

Le couloir de déformation Wedding-Lamarck est limité par de grands dykes mafiques, ayant une plus haute anomalie magnétique. Ils constituent l'essaim de dykes de l'Abitibi, mis en place vers 1,1 Ga (Faure, 2001) et sont intrudés dans des failles archéennes préexistantes.

2.3.4. Le secteur de Desmaraisville

Sur les images aéromagnétiques, on observe que le gisement d'or du Lac Bachelor est situé entre une zone de cisaillement ductile dextre E-O et la faille senestre Wedding-

Lamarck (Figure 1. 5). Le complexe syénitique s'est mis en place entre deux masses granitiques plurikilométriques qui localisent l'essentiel de la déformation régionale. Un pli local, de surface axiale N-S, est indiqué par la virgation de la stratification d'une unité ayant une plus forte susceptibilité magnétique que les andésites. Le complexe syénitique se serait mis en place au cœur d'un pli ouvert de trace axiale nord-sud (Figure 1. 5.B-1). La formation de ce pli pourrait être due à des contraintes locales, dans une zone abritée liée à la présence des plutons de plus grande taille.

Les sédiments du Lac Bachelor (Figure 1. 5.B-2) sont situés au nord-ouest de l'intrusion O'Brien. L'attitude du grain magnétique suggère la présence d'une zone de cisaillement apparemment senestre orientée NE-SO ; elle borderait les sédiments du Lac Bachelor. Il est toutefois à noter que la nature des roches couramment appelées « sédiments du Lac Bachelor » reste incertaine. En effet si le caractère sédimentaire a été reconnu par le passé, la confusion avec des tufs à blocs, également présents dans la région est possible.

Nos observations de terrain nous ont permis de noter la présence de figures sédimentaires telles que des litages, granoclassements, slumps et autres figures de charge ainsi que la présence de conglomérats polygéniques présentant deux tailles de blocs arrondis (< 5 cm et > 10 cm). Des horizons de tuf à lapillis seraient également intercalés dans la séquence sédimentaire. Considérant également les interprétations de nos prédécesseurs ayant décrit des roches de types conglomérats, grès et siltstone (Sharma et Lauzière, 1983 ; Doucet *et al.*, 1995) nous considérerons que la formation du Lac Bachelor est bien un ensemble de faciès sédimentaires.

Les structures observées, et notamment l'absence de faille en relais ou de Riedel, ne permettent pas d'expliquer la formation du bassin de Desmaraisville selon un modèle classique de « pull-apart ». Un autre mécanisme doit donc être proposé.



Figure 1. 4 : (A) image aéromagnétique rehaussée ; (B) carte structurale interprétative superposée à l'image Tilt ($=\tan^{-1}$ (gradient vertical/gradient horizontal total)).

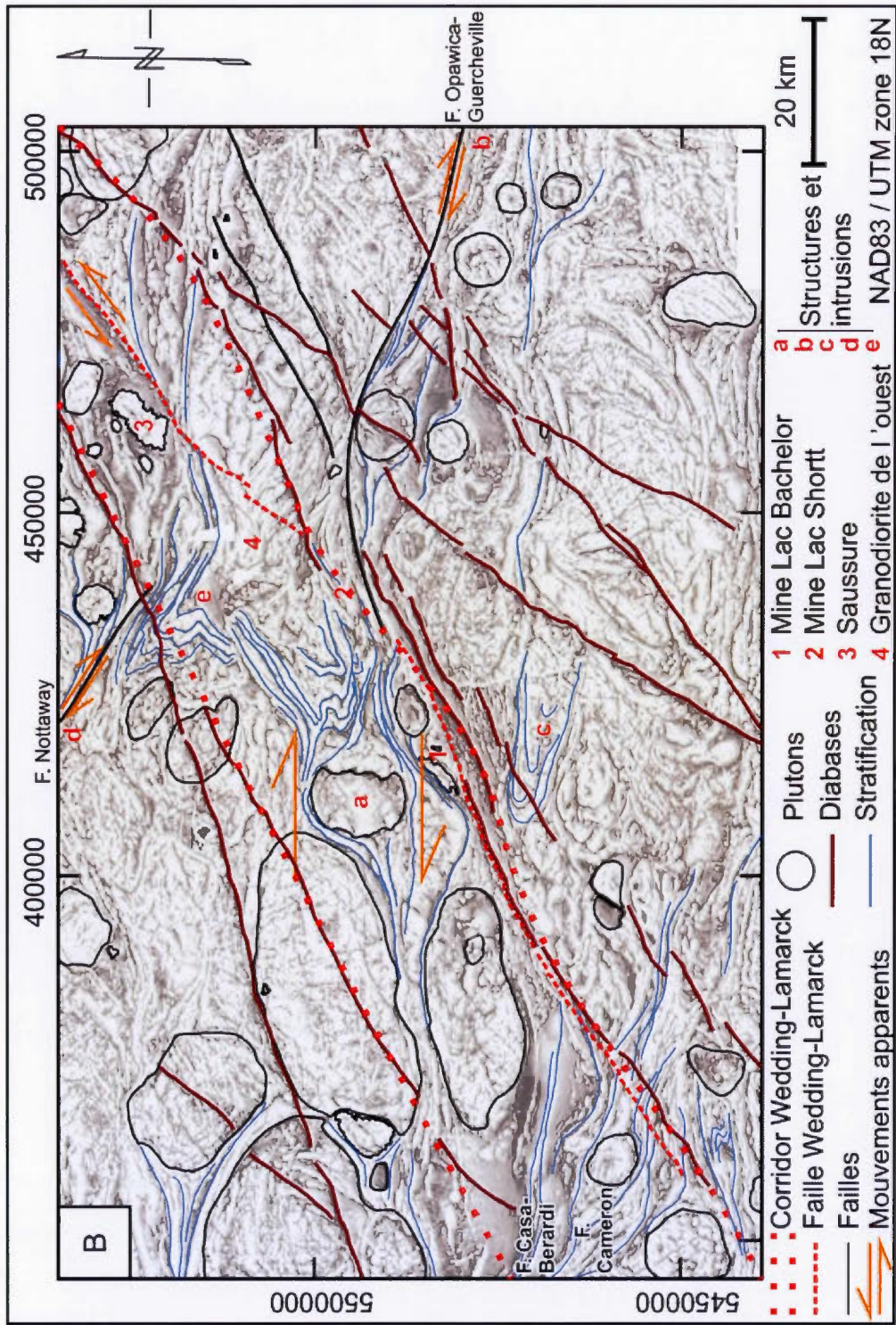


Figure 1.4 : (B) carte structurale interprétative superposée à l'image Tilt (=tan-1 (gradient vertical/gradient horizontal total)).

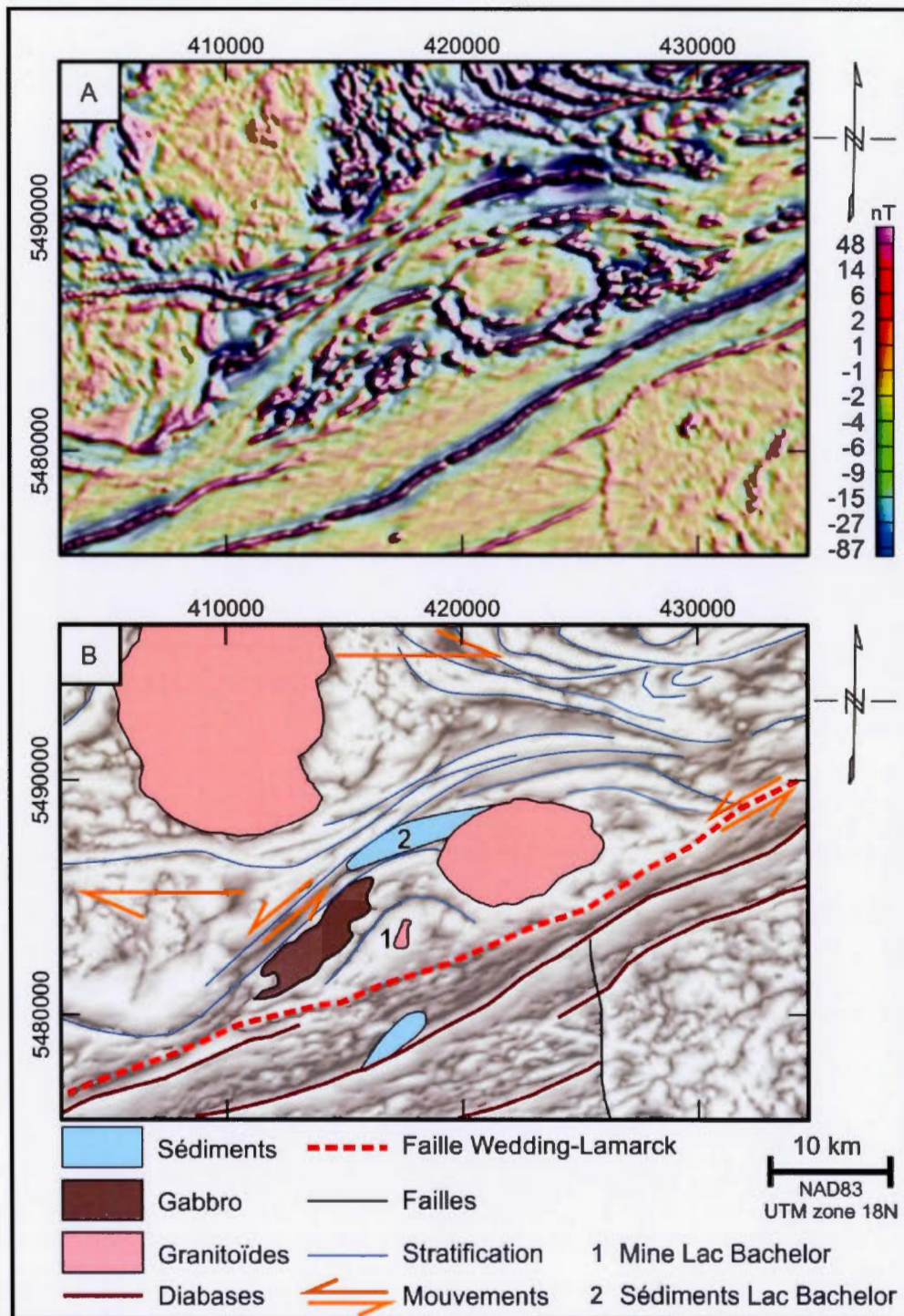


Figure 1. 5 : (A) image aéromagnétique rehaussée ; (B) carte structurale interprétative superposée à l'image Tilt.

2.4. De la structuration profonde de la croûte inférieure aux déformations au sein de la croûte supérieure

L'étude des images gravimétriques et aéromagnétiques a permis de décrire des structures profondes et plus superficielles respectivement. Afin de comprendre la relation entre ces deux niveaux d'observation, nous avons superposé une image aéromagnétique rehaussée en tons de gris (croûte supérieure, ≤ 5 km) sur l'anomalie de Bouguer champ total (croûte supérieure et inférieure car elle n'est pas filtrée ; Figure 1. 6).

En profondeur, les corridors E-O sont larges de quelques kilomètres (≤ 5 km). Dans la croûte superficielle, la largeur de ces corridors est influencée par la présence de grands plutons. Entre ceux-ci, les corridors font environ 5 km de large ; il y a une bonne corrélation entre les structures profondes et superficielles.

Dans les secteurs identifiés comme plus denses en gravimétrie, à dominance de volcanites mafiques et où l'influence des grands plutons est moindre, la déformation ductile E-O est distribuée sur 10 à 15 km. La stratification, exprimée par le grain magnétique, tourne notamment autour des plutons de taille moyenne ; elle y est dissymétrique en σ . Le secteur du corridor Wedding-Lamarck est localisé à l'aplomb des zones à dominance mafique. La déformation y est localement plus intense, avec des structures ductiles et ductile-cassantes nombreuses et variées.

La détermination de la largeur de zone de déformations peut être sujette à débat puisqu'elle dépend de la résolution des données de géophysique ainsi que de la profondeur des anomalies. Cependant la corrélation des données aéromagnétiques et gravimétriques permet de confirmer qu'une largeur de 5 km en profondeur est possible, puisque c'est le cas en surface.

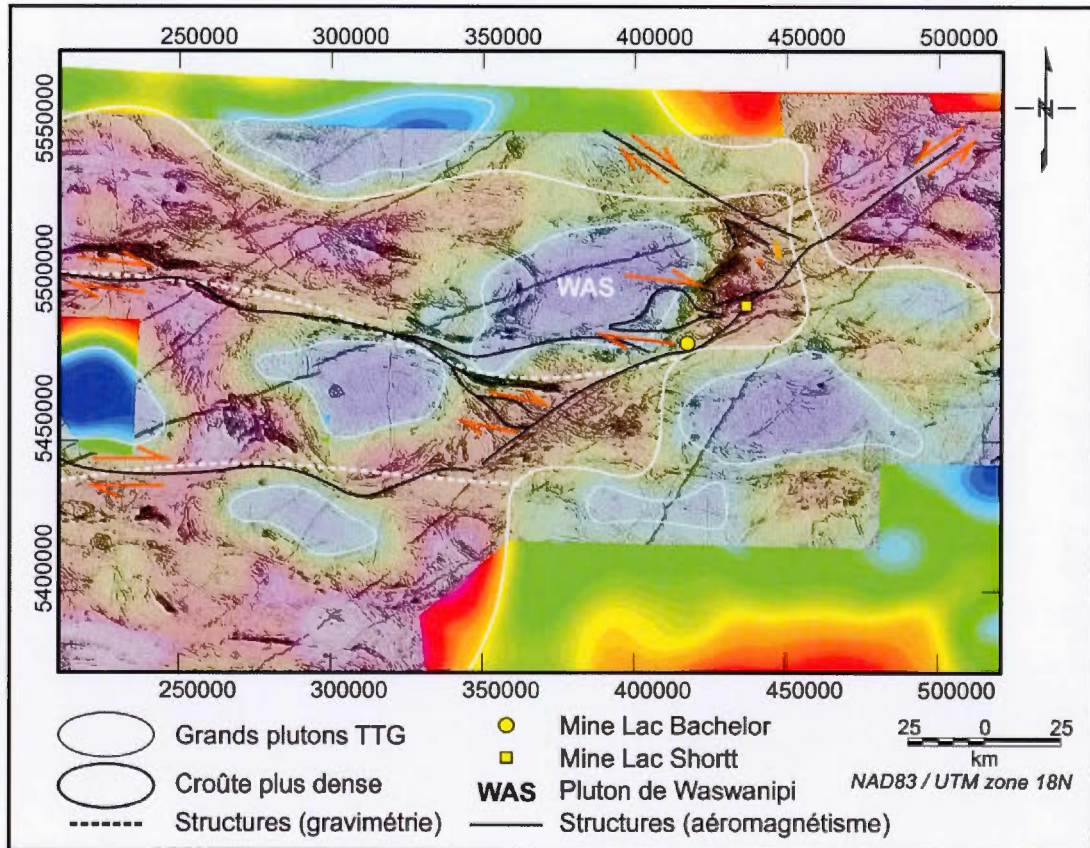


Figure 1. 6 : Superposition des images de l'anomalie de Bouguer régionale (250 m) et de l'image aéromagnétique résiduelle rehaussée en ton de gris montrant les différences d'expression des cisaillements régionaux en fonction de la profondeur et de la rhéologie des roches.

3. Modélisation analogique

Un modèle analogique inspiré de l'interprétation du levé gravimétrique de l'Abitibi a été réalisé afin d'observer la formation des structures tectoniques postérieures aux cisaillements E-O telles que la faille Wedding-Lamarck et le bassin sédimentaire de Desmaraisville. La géométrie du modèle prend en compte les structures tectoniques suivantes : (1) une hétérogénéité crustale caractérisée par un bloc plus dense à l'ouest qu'à l'est ; (2) des structures E-O décrochantes ayant un mouvement apparent dextre.

L'étude des images aéromagnétiques suggère une compression N-S ; nous l'appliquerons donc pour l'expérimentation.

3.1. Dispositif expérimental

Le modèle a été réalisé dans un bac contenant du glucose (Table 1. 1, Figure 1. 7) afin de reproduire les phénomènes d'isostasie. Ce modèle est composé de trois couches principales: (1) le glucose représente le manteau ductile; (2) une couche de silicone ductile représente la lithosphère ductile ; (3) un mélange de sable et d'Ethylcellulose (EthocelTM) représente la lithosphère cassante. L'Ethocel ayant une très faible densité ($0,4 \text{ g/cm}^3$), il permet de réduire la densité du sable pour parer aux problèmes de flottabilité de l'ensemble sur le glucose. Les matériaux utilisés prennent en compte le caractère plus ductile de la lithosphère archéenne (Rey et Coltice, 2008). Ce type de matériaux et analogies sont utilisés par d'autres équipes, notamment à l'université de Rennes, France (Harris, 1996 ; Cagnard *et al.*, 2006a ; Cagnard *et al.*, 2006b). Afin d'intégrer les hétérogénéités crustales déterminées grâce à la gravimétrie, un ajout de sable est effectué à l'endroit des grands plutons (TTG). Ceci engendre à la fois une plus grande compétence de ces zones ainsi qu'un ajustement isostasique (Harris, 1996). Du sable très fin et un quadrillage de sable sont ajoutés afin d'optimiser la visualisation des déformations. Avant la compression le modèle mesure 24 cm de long (direction du raccourcissement), 23 cm de large et 1,8 à 1,9 cm d'épaisseur (hors glucose).

L'ensemble est ensuite compressé lentement (2 cm/h) à l'aide d'un piston actionné par un moteur. Au fur et à mesure de la progression de la déformation, une dépression apparaît au niveau de « Desmaraisville », au sud un bombement se crée simultanément. Afin de modéliser les événements d'érosion et de sédimentation associés à ces variations topographiques, le sable du sommet du bombement est

aspiré et un sable vert est déposé dans le bassin. Des photos sont prises régulièrement afin d'observer l'évolution structurale du modèle

Table 1. 1 : Correspondance entre les couches lithosphériques modélisées et les matériaux utilisés (n.a. = non applicable)

Couche	Composition détaillée	Répartition	Epaisseur	Analogie
Glucose	Sirop de glucose	Uniforme	n.a.	Manteau
Silicone	Mélange de silicones Crazy Aaron et Dow Corning ^R	Uniforme	1 cm	Base de la croûte ductile
Sable + Ethocel7 TM	90% Sable des Iles de la Madeleine 10% Ethocel7 TM	Uniforme	0,5 cm	Croûte fragile
Sable	Sable des Iles de la Madeleine, 300-450 μm	Ajouté localement	0,3 cm	Zones plus compétentes (TTG) déduites de la gravimétrie
Sable marron	Sable des Iles de la Madeleine coloré, <150 μm	Localement, hors des zones les plus denses	0,1 cm	Visualisation des structures
Sable rouge	Sable des Iles de la Madeleine coloré, 450-500 μm	Quadrillage 1x1 cm		Visualisation des structures et déplacements
Sable vert	Sable des Iles de la Madeleine coloré, <250 μm			Simulation de la sédimentation dans la dépression formée au niveau de « Desmaraisville »

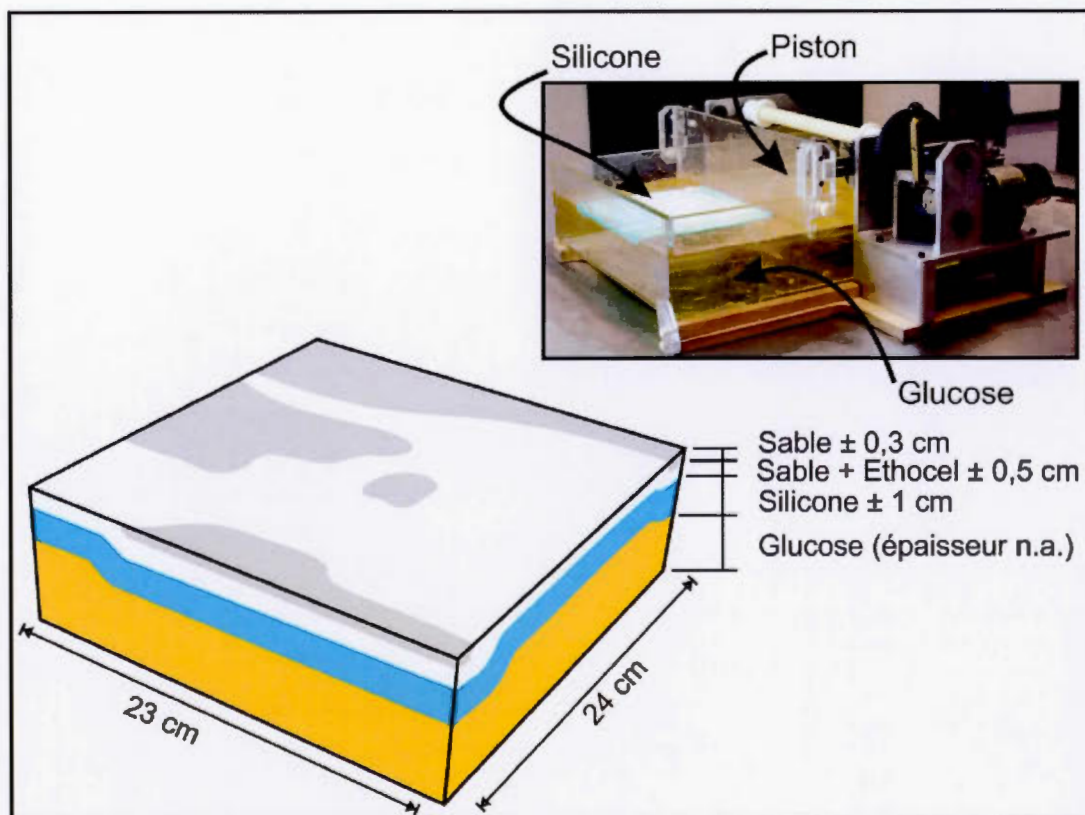


Figure 1. 7 : Dispositif expérimental

3.2. Résultats de la modélisation

La déformation est essentiellement localisée dans les zones où l'épaisseur de sable est moindre, c'est-à-dire dans les secteurs représentant une croûte moins compétente. Dans les zones plus compétentes, modélisées par une épaisseur de sable plus importante, la déformation se limite à des plis de grande longueur d'onde (Figure 1.8).

Dans les zones les moins compétentes des variations topographiques apparaissent, notamment une dépression au niveau de Desmaraisville (Figure 1.8-a) et un bombement directement au sud (b). Lorsque contraint par la présence de plusieurs

blocs compétents, les anticlinaux et synclinaux sont de plus faible longueur d'onde ; les plis sont serrés (c). Lorsque non contraints, ils sont de plus grande longueur d'onde et de plus grande amplitude (variation verticale).

Des failles senestres NE-SO (d) se développent progressivement sur la bordure est du bloc le plus compétent. Ces failles sont initiées dès le début de la compression et continuent à jouer tout au long de celle-ci. Elles recoupent donc les sédiments syntectoniques du bassin. Tandis que le raccourcissement se poursuit, les structures NE-SO subissent une rotation liées à l'aplatissement. Cette rotation des structures est d'environ 10° , en sens horaire, entre les étapes 2 et 3 (Figure 1.8). A l'arrêt de la compression l'orientation des structures NE-SO principales est identique à celle du corridor de déformation Wedding-Lamarck (Figure 1. 1).

En même temps que les failles NE-SO, une famille de failles NO-SE (e) se développent en bordure du bloc le plus compétent, principalement au NE, ainsi que dans la partie droite (est) du modèle. A l'arrêt de la compression l'orientation des structures NO-SE principales est identique à celle du cisaillement de Nottaway (Figure 1. 1).

Des failles E-O (f) se développent progressivement, notamment sur les flancs des plis E-O, et viennent se mouler sur la structure NE-SO.

Au cours de l'aplatissement N-S, quatre grandes famille de structures sont donc créés : (1) des plis E-O dont les longueurs d'ondes et amplitudes varient en fonction de la rhéologie est roches ; (2) des cisaillements senestres NE-SO ; (3) des cisaillements NO-SE et (4) des failles E-O.

3.3. Interprétations des résultats de la modélisation

La phase de raccourcissement N-S modélisée génère dans un premier temps des synclinaux et anticlinaux E-O dont la longueur d'onde et l'amplitude dépend de la rhéologie : (1) grande longueur d'ondes, faible amplitude dans les zones les plus compétentes ; (2) grande longueur d'ondes, grande amplitude dans les zones peu compétentes et non contraintes ; (3) plis serrés lorsque contraint par les zones les plus compétentes.

Dans un second temps, l'aplatissement est principalement accommodé par la formation de failles décrochantes, principalement en bordure des blocs les plus compétents. Deux familles de failles sont ainsi formées : (1) des cisaillements NE-SO senestres tels que la structure Wedding-Lamarck ; (2) des cisaillements NO-SE tels que le cisaillement de Nottaway. Au fur et à mesure de l'augmentation de l'aplatissement des failles E-O se développent, notamment en bordure des plis E-O. La déformation est alors plus localisée.

Les deux failles NE-SO correspondent par leur orientation et leur jeu senestre au corridor de déformation ductile-cassant Wedding-Lamarck. Les structures E-O se moulent sur les structures NE-SO, ce qui est également observé sur les images aéromagnétiques. Le développement des failles E-O se poursuit après l'apparition des failles NE-SO.

La localisation du bassin dans le modèle correspond à la localisation du bassin de Desmaraisville dans la nature. Cependant l'échelle du modèle ne permet pas une localisation précise et le bassin ainsi formé est de taille très supérieure aux dépôts sédimentaires observés à Desmaraisville. Dans ce modèle, le bassin n'est pas contrôlé par des failles ; c'est un bassin synforme étendu. Les formations sédimentaires peu étendues reconnues actuellement pourraient ainsi représenter les rares vestiges

préservés de ce bassin initial. Les données disponibles ne nous permettent pas de conclure.

Il y a une bonne concordance entre le modèle et les éléments déduit de l'étude géophysique cependant les différences d'échelles (verticale, horizontale et propriété des matériaux) ne permettent pas une superposition parfaites des structures déduite de l'interprétation des données aéromagnétiques et du modèle analogique. Toutefois, cette modélisation permet de montrer que l'ensemble des structures observées sur les images aéromagnétiques peuvent être créées, avec les mêmes relations chronologiques, au cours d'une phase de déformation coaxiale N-S. La modélisation permet également de confirmer le rôle primordial des zones les plus compétentes dans la localisation de la déformation.

4. Chronologie des évènements et phases tectoniques

L'étude des levés gravimétriques et aéromagnétiques permet de mieux caractériser le corridor de déformation Wedding-Lamarck et la région avoisinante. Large d'environ 25 km et long d'au minimum 150 km, il sépare deux blocs crustaux de densités différentes. Lorsqu'on reconstruit les cisaillements E-O interprétés sur l'image gravimétrique, c'est-à-dire en déplaçant les blocs de part et d'autre de la structure dans le sens contraire au déplacement observé (Figure 1. 3), l'orientation initiale du contact, « proto-Wedding-Lamarck » aurait été approximativement N-S (Figure 1. 9.A). Il s'agit donc d'une structure profonde, précoce dans l'histoire de l'Abitibi et sub-perpendiculaire à l'orientation E-W généralement décrite en Abitibi.

Les cisaillements dextres E-O précoces forment des corridors au sein desquels la déformation ductile est soit localisée, notamment en profondeur et lorsque influencée par la présence de grands plutons, soit distribuée lorsque les facteurs limitant sont moins présents (Figure 1.9.B, C). Les indicateurs cinématiques et structures associées

observés sur les images aéromagnétiques indiquent qu'ils ont pu se former en régime décrochant dextre associé à une contrainte principale orientée NO-SE. Les cisaillements dextres ainsi créés décalent le contact entre les deux blocs crustaux, conférant ainsi au « proto-Wedding-Lamarck » une géométrie « en escalier » (Figure 1. 9.A et B). Les décalages sont de l'ordre de 50 km.

La modélisation analogique, simulant un raccourcissement N-S subséquent permet d'établir un scénario menant à la formation des structures interprétées des images aéromagnétiques ainsi que d'en confirmer la chronologie.

Dans un premier temps, des synclinaux et anticlinaux dont les longueurs d'ondes et amplitudes varient selon la rhéologie des roches sont créés. Ils correspondent aux plis E-O observés sur les images aéromagnétiques. Ces plis pourraient correspondre aux plis P_n associés à une phase de compression N-S, D_n – ca. 2685-2632 Ma, déduite d'études de terrain dans le secteur de Chapais (Daoudene *et al.*, 2014).

Dans un second temps, des cisaillements conjugués NE senestres (ex. : Wedding-Lamarck) et NO dextres (ex. : Nottaway) apparaissent en marge des grands plutons, dans les volcanites (Figure 1. 9.D). Le corridor Wedding-Lamarck, correspond donc à une bande de volcanites où les déformations ductiles et ductile-fragiles sont bien exprimées, contrastant ainsi avec ses bordures plus compétentes caractérisées par la présence de nombreux grands plutons. La faille Wedding-Lamarck est une structure plus discrète tardive située au sein du corridor de déformation ductile NE-SO. Elle a un comportement ductile-cassant et un jeu senestre qui déplace les cisaillements E-O dextres précoces. Sa formation résulte probablement de la déformation coaxiale associées au raccourcissement N-S, tel que modélisé. Les cisaillements NE et NO correspondraient aux cisaillements associés à une phase de déformation D_{n+1} déduite d'études de terrain (ca. 2600-2480 Ma ; Daoudene *et al.*, 2014).

Au fur et à mesure de la déformation, les failles E-O apparaissent ; elles correspondent à des zones en compression (Figure 1. 9.E) perpendiculaire à la direction de raccourcissement. Ces structures correspondent aux grandes failles régionales, telles que la faille Opawica-Guercheville (Figure 1. 9.D), dont le pendage est généralement abrupte et pour lesquelles des jeux inverses sont décrits (Daigneault *et al.*, 1990 ; Daigneault, 1996 ; Brisson, 1998).

L'étude du secteur de Desmaraisville et de la mine du Lac Bachelor en particulier est limitée par la résolution du levé aéromagnétique régional de l'Abitibi. Toutefois, la meilleure compréhension de l'agencement des structures régionales permet de proposer un modèle de mise en place de l'intrusion O'Brien associée à la mine du Lac Bachelor. En effet, selon le modèle de déformation coaxiale présenté, des structures N-S en extension peuvent se former (Figure 1.4 et Figure 1. 9-E). La faille Wedding-Lamarck toute proche ou les structures E-O et N-S auraient donc pu servir de conduit pour la remontée du magma. La mise en place du complexe syénitique O'Brien a ensuite pu être facilitée par une structure N-S extensionnelle associée ; celle-ci est située à l'intersection avec une structure E-O dextre. La forme allongée et l'orientation N-S de cette intrusion est en accord avec cette hypothèse. De plus, le secteur de l'intrusion O'Brien est une zone abritée, entre deux masses granitiques plus grandes, de la déformation ce qui a pu également favoriser sa mise en place. Le lien entre les failles régionales et les plutons tardi-orogéniques est proposé par différents auteurs (Chown *et al.*, 2002 ; Bleeker, 2012) ; l'alignement d'intrusions alcalines tardi-orogéniques le long de la faille Wedding-Lamarck semble le confirmer (ex. O'Brien, Lac Shortt, Saussure ; Figure 1. 1).

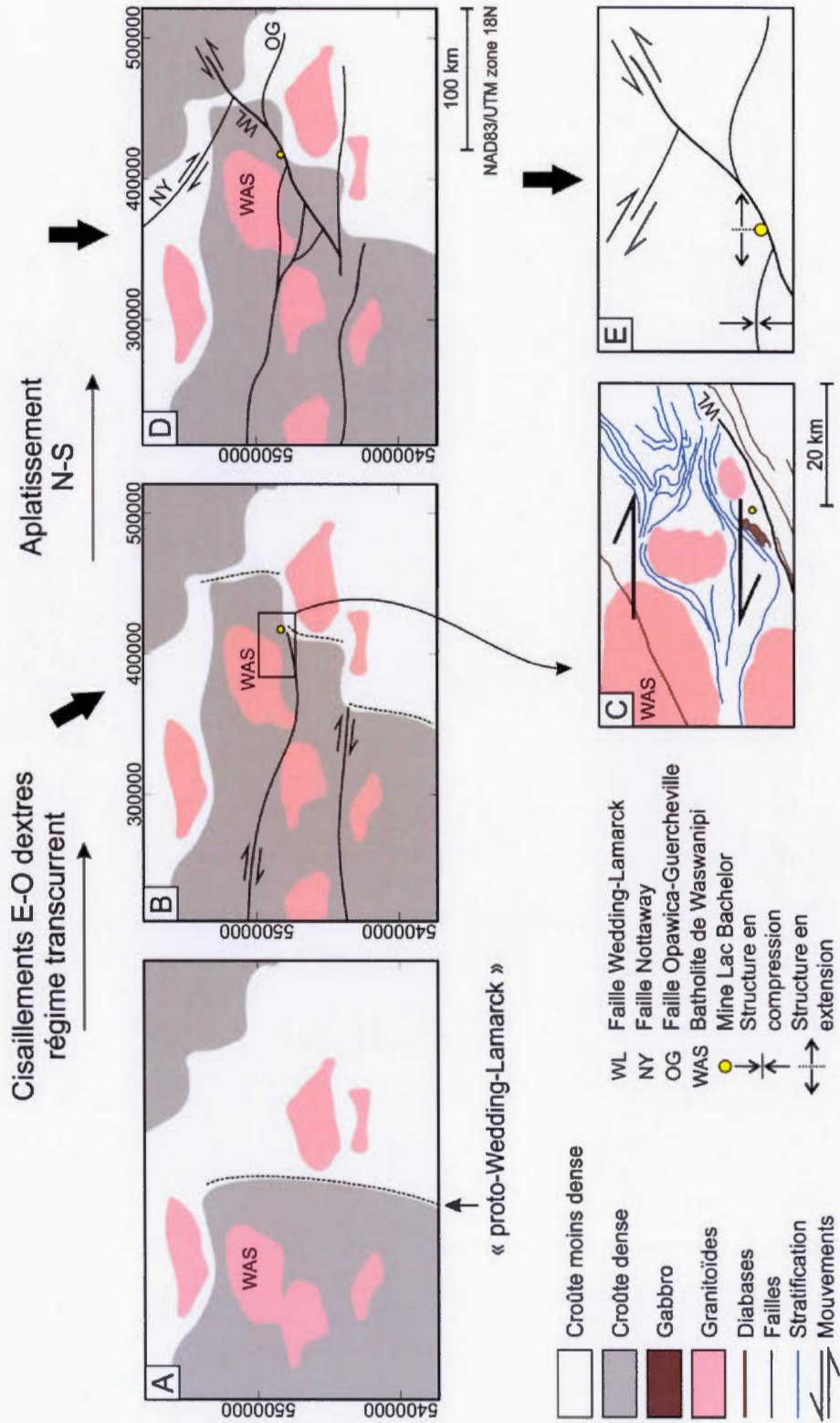


Figure 1.9 : Modèle d'évolution tectonique : chronologie des événements et structures créées.

5. Conclusion

Les études des données géophysiques et la modélisation permettent donc de proposer les événements suivants :

1. Une structure profonde, « proto-Wedding-Lamarck », précoce N-S divise l'Abitibi en une région plus dense à l'ouest et moins dense à l'est de Desmaraisville.
2. Une phase de déformation dextre E-O précoce créer une marge irrégulière « en escaliers » du bloc plus dense à l'ouest du secteur d'étude. Un tel déplacement est également présent dans le sud de l'Abitibi.
- 3a. Lors d'une compression N-S subséquente, le comportement ductile de la lithosphère permet de distribuer la déformation en entraînant la formation de plis E-O dont les longueurs d'ondes dépendent de la rhéologie.
- 3b. Dans un second temps, les hétérogénéités crustales permettent de localiser la déformation et expliquent la création des cisaillements NE senestres et NO dextres, telles que les failles Wedding-Lamarck et Nottaway.
- 3c. Enfin la déformation coaxiale N-S provoque la formation de failles E-O inverses telles que la faille Opawica-Guercheville. Le passage d'un comportement ductile à un régime ductile-cassant serait lié au refroidissement de la lithosphère.
4. Des plutons alcalins tardi-orogéniques se mettent en place au sein du corridor de déformation Wedding-Lamarck ; les failles crustales ont facilité la remontée du magma. Des structures extensionnelle N-S plus superficielles ont pu, dans certains cas, faciliter la mise en place de ces intrusions alcalines.

Ces structures et phases tectoniques ainsi décrites viennent s'ajouter au débat actuel concernant l'évolution tectonique de l'Abitibi. Tout d'abord, un corridor précoce N-S affecte l'Abitibi dans son entièreté, sans considération de ZVN et ZVS. Ceci tend à appuyer les modèles « autochtones » (Ayer *et al.*, 2002 ; Benn et Moyen, 2008 ; Thurston *et al.*, 2008 ; Bédard *et al.*, 2013 ; Harris et Bédard, 2014). Cependant la nature même de cette structure N-S profonde reste totalement inconnue. S'agit-il d'une marge N-S reflétant l'accrétion de deux blocs selon une phase de compression E-O ? Une telle phase a été suggérée suite à l'observation de plis orientés N-S dans la région de Chibougamau (Leclerc *et al.*, 2012). Si l'on considère l'ouverture d'un rift E-O tel que suggéré par Harris et Bédard (2014), serait-ce un équivalent des failles de transfert perpendiculaires à la direction d'ouverture telles que décrites dans les rifts plus récents ? Ou bien encore, serait-ce un rift N-S (équivalent à des rifts ca. N-S tels que suggérés plus à l'ouest par Harris et Bédard, 2014, fig.9.15b) et les cisaillements E-O précoces en seraient les failles de transfert ?

La suite des conclusions de cette étude est plus conventionnelle puisque qu'elle propose la réinterprétation de structures relativement connues. Notamment la phase de déformation coaxiale N-S tardive est corroborée par des études de terrain (Daigneault *et al.*, 1990 ; Brisson, 1998). Les âges récemment déterminés sur micas et amphiboles par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, indiquent que l'âge minimal de cette compression serait ca. 2685 Ma (Daoudene *et al.*, 2014) ; ceci est cohérent avec l'âge minimal des intrusions alcalines de la région (ex. Carbonatite du Lac Shortt, 2691 ± 5 Ma ; Joannis, 1994).

Cette étude a permis de décrire le corridor et la faille Wedding-Lamarck et donc de mieux définir le contexte structural de mise en place des intrusions alcalines néoarchéennes ; en particulier dans le secteur de Desmaraisville où se trouve le gisement du Lac Bachelor, sujet du prochain chapitre.

CHAPITRE II

AN ARCHEAN ALKALINE GOLD PORPHYRY DEPOSIT: LAC BACHELOR, ABITIBI, CANADA

by

Noémie Fayol ^a and Michel Jébrak ^b

^a Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère, UQAM, CP 8888, succ. Centre-ville, Montréal (QC) H3C3P8, Canada – noemiefayol@gmail.com, corresponding author.

^b Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère, UQAM, CP 8888, succ. Centre-ville, Montréal (QC) H3C3P8, Canada

To be submitted to Economic Geology

Abstract

In the Abitibi subprovince of the Superior Craton, Canada, recognition of intrusion-related gold deposits is improving but their formation remains poorly understood. The recently re-opened Lac Bachelor deposit in the northeastern Abitibi subprovince is located at the edges of a syenitic complex and is hence an example of highly fractionated, Fe-Mg-poor quartz-syenite to alkali-granite centered deposits. Gold is associated with pyrite in localized alkaline, fluorine and hematite-rich metasomatized zones in magnetite-rich host-rocks. Minor mineralization is present in a quartz vein stockwork at the edges of the syenitic complex.

A genetic model is proposed where alkaline-oxidized magma, which favors sulfur and gold solubility and transport, migrates through the crust via major and subsidiary faults. Presence of miaroles, transolvus and low temperature crystallization conditions confirm the surficial emplacement of the magma. This was favored by the high fluorine content of the magma which lowers both viscosity and solidus temperature and therefore permits the development of a long lived magmatic-hydrothermal system. Oxygen and hydrogen isotope, miaroles filling and mineralized zones paragenesis confirm that oxidized hydrothermal fluids were exsolved from the magma. The planar geometry of the metasomatized ore zones indicates that hydrothermal fluid circulation and metasomatism reactions occurred preferentially in high permeability pathways, such as pre-existing faults in the host-rock. The oxidation-reduction contrast between the oxidized magmatic-hydrothermal fluids and the intermediate volcanic host-rocks caused sulfide precipitation and gold deposition. This genetic model is applied to the Abitibi subprovince and other Archean cratons.

1. Introduction

Archean greenstone belt host a wide range of gold deposits, including late orogenic and intrusion-related gold deposits (Groves et al., 2003). Intrusion-related deposits have been recognized for more than 40 years (e.g., Franklin and Thorpe, 1982; Hattori, 1987; Sillitoe, 1991) and have gained in importance. The largest producing gold deposits mined in Canada and Australia since 2012, Canadian Malartic, in the Abitibi subprovince and Boddington, in the Yilgarn craton, are both associated with late-Archean intrusive rocks, from subvolcanic calc-alkaline Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) to late syntectonic monzonite/syenite belonging to the sanukitoids clan (Hattori, 1987; McCuaig et al., 2001; Robert, 2001; Galley, 2003; Duuring et al., 2007; Jébrak, 2011; Helt et al., 2014; De Souza et al., 2015; Jébrak and Fayol, 2015). However, they were not always identified as such because of their close spatial relationship to faults, epigenetic structurally-hosted lode gold deposits (Kerrich, 1993) or orogenic gold deposits (Groves et al., 1998). The latter may overprint pre-existing intrusion-related deposits (e.g., Canadian Malartic; Helt et al., 2014; De Souza et al., 2015 and Beattie; Bigot and Jébrak, 2015) making early intrusion-related mineralization difficult to recognize.

In the Abitibi subprovince, several gold deposits (e.g., Beattie, Douay, Canadian Arrow, etc.) define a large group of hydrothermal system centered on late-Archean alkaline intrusions, in the vicinity of late clastic sedimentary basins along major structural fault-zones (Robert, 2001). Based on the geochemistry of the intrusions, mineralization setting and magnetic signature, these deposits can be divided into two groups which are exemplified by the Beattie (Quebec) and the Canadian Arrow (Ontario) deposits (Fayol et al., accepted). The Beattie syenite has a high-ferromagnesian content, with abundant magnetite and has a slightly fractionated REE pattern. Gold is associated with disseminated pyrite within the intrusion and concentrated in late shear zones (Bigot and Jébrak, 2015). The Canadian Arrow

intrusion has a lower ferromagnesian content, display a low magnetic signature on regional surveys, and reveals a higher differentiation magmatic process. The mineralization is concentrated along hematized discontinuities at the pluton's interface with mafic volcanic host rocks. Although metasomatized ore zones are planar and sit on pre-existing faults, gold is mainly associated with pyrite in K-Na-hematite-rich replacement zones rather than in quartz veins characteristic of "orogenic" gold deposits (Lavigne, 2011).

In order to better understand the genesis of such intrusion-related gold deposits, several parameters have to be better constrained. First, the emplacement context and composition of the intrusion has to be analysed in order to identify key parameters leading to the development of an efficient hydrothermal system which permits gold deposition. Then, the timing of gold precipitation regarding magmatic events has to be analyzed and finally, if the link between magmatism and gold is established, the chemical characteristics of the magma and their role in gold transportation have to be explained.

Our study focused on the Lac Bachelor deposit that was re-opened in 2011 by Metanor Resources Inc. After a successful exploration campaign that evaluate the Lac Bachelor gold resources to 6558 kg (210 857 Oz), the first ingot was produced in 2012 and the mine is in production down to 696 m. This deposit presents numerous characteristic of a typical pluton-associated mineralization. Its new underground access allowed us to study precisely the relationships between the mineralized zones and the intrusion. One of the specifics of the Lac Bachelor deposit is to be associated with an unusual NE-SW structure, the Wedding-Lamarck deformation zone, which localizes deposits such as Lac Bachelor (Graham, 1957; Buro, 1984; Lauzière, 1989) and Lac Shortt (Figure 2. 1; Morasse, 1988; Prud'homme, 1990; Brisson, 1998; Nadeau et al., 2014).

This paper describes the geology and the metallogeny of the Lac Bachelor deposit, including a regional reassessment of the Wedding-Lamarck deformation zone, petrography, geochemistry and stable isotope analysis of quartz veins. We proposed a model where the associated oxydized alkaline porphyritic intrusion was passively emplaced in a local extension zone. Gold was deposited outside the intrusion in pre-existing fault zones and was associated to a late oxydic event occurring after K-metasomatism and sulfidation. Although late in the paragenesis, gold is associated to magmatic brines that were expulsed at the end of the intrusion

2. Geological setting

The Lac Bachelor gold deposit occurs in the northeastern part of the Abitibi subprovince, near Desmaraisville (Québec, Figure 2. 1). The classic Abitibi construction model involved a two arc collages referred as Southern Volcanic Zone and Northern Volcanic Zone (Chown et al., 1992). In this model, the Northern Volcanic Zone (NVZ) stratigraphic sequence records two volcanic cycles (Chown et al., 1992). The Monocyclic volcanic segment is composed of oceanic basalts with few felsic volcanics centers dated between 2730 and 2725 Ma (Mortensen in Chown et al., 1992). Volcaniclastic sedimentary units are interstratified or overlay those volcanics. The Polycyclic Volcanic Segment encompasses the first volcanic cycle over which a second mafic-felsic volcanic cycle is overlain at 2722-2711 Ma (Chown et al., 1992). However the tectonic setting remains controversial and geochronological studies suggest a unified stratigraphy for the entire subprovince, without involving arc assembly within the Abitibi Subprovince (Ayer et al., 2002; Ayer et al., 2005; Thurston et al., 2008; Goutier and Melançon, 2010). In the northeastern part of the Abitibi, the volcanism is generally older than in the rest of the subprovince (Thurston et al., 2008).

The Lac Bachelor mine is located in the Caopatina-Desmaraisville greenstone belt which is composed of the Obatogamau formation and Wachigabau member (Sharma et al., 1987). The 1-3 km thick Obatogamau formation comprises massive, pillowed and brecciated basalts with feldspar phenocrysts to megacrysts (Daigneault et al., 1990). The Wachigabau member is less than 1 km thick and consists of intermediate to felsic flows and pyroclastic rocks within the Obatogamau formation (Sharma et al., 1987). At Desmaraisville, due to the paucity of outcrops, the stratigraphy is poorly known. However, the geological environment can be constrained by observations made in the 90's in the Coniagas volcanogenic massive sulfide deposit (Doucet et al., 1994, 1998), 3 km east from the Lac Bachelor deposit. This Zn-Pb-Ag VMS deposit produced 718 465 t grading 10.77% Zn, 1% Pb, 0.05% Cu and 183g/t Ag (Allard et al., 1972; Doucet et al., 1998). It is hosted by a 280 m thick volcanoclastic sequence composed of massive, brecciated and pillowed basaltic to andesitic flows and massive, stratified and bedded lapilli tuffs. These units strike NE, are steeply dipping and are overturned with south facing. The main sulfide lens is a well-laminated, massive ore zone parallel to the regional bedding. It is interpreted to be the results of two explosive-effusive volcanic cycles in a submarine environment with a volcanic center proximal to the Coniagas deposit (~2730 Ma; Doucet et al., 1994, 1998).

The felsic plutonic activity falls into three main groups depending of their relation to volcanism and tectonism: (1) ca. 2730-2700 Ma synvolcanic TTG intrusions; (2) ca. 2700-2692 Ma syntectonic granodiorite, rare tonalite and monzodiorite plutons; and (3) ca. 2690-2670 Ma late-tectonic intrusions (Chown et al., 1992; Chown et al., 2002). These late to post-tectonic stocks have a monzonite to syenite composition and are often associated with lamprophyres and locally with carbonatites (e.g., Lac Shortt, Nadeau et al., 2014). In the Desmaraisville area, the previously mined Lac Shortt and the currently mined Lac Bachelor gold deposits are respectively associated with a carbonatite and a syenitic complex (Graham, 1957; Buro, 1984; Morasse, 1988; Lauzière, 1989; Prud'homme, 1990; Brisson, 1998; Fayol et al., 2013; Nadeau et al.,

2014). The Lac Bachelor mine is located on the border of the O'Brien stock that intrudes the andesites and tuffs of the Obatogamau formation. It sits near the intersection between the NE-SW Wedding-Lamarck deformation corridor and the E-W Opawica-Guercheville fault (Brisson, 1998).

According to the arc accretion tectonic model, the late structural evolution of the NVZ (Daigneault et al., 1990; Chown et al., 1992) can be decomposed on two major events: (1) North-South shortening during 2708-2694 Ma arc accretion; and (2) dextral transpression. East-trending faults, such as the Opawica-Guercheville fault (Figure 2. 1), recorded these two phases, viz. early high-angle thrusting during bulk N-S shortening followed by dextral transpressional shearing. In more recent models, the Abitibi is interpreted as a unique terrane (Benn and Moyen, 2008; Thurston et al., 2008; Harris and Bédard, 2014) where the deformation is mainly caused by regional N-S shortening. Based on field work and geochronology in the northeastern part of the Abitibi, Daoudene et al. (2014) propose a two phase N-S shortening model: (D_n) E-W trending folds and shear zones at 2685-2632 Ma; (D_{n+1}) NE-SW sinistral shear zones and NW-SE dextral shear zones at 2600-2480 Ma. Such a two phase, response to a N-S shortening event is also inferred by analog modeling based on geophysical data interpretations (Fayol et al., 2012).

The NE-trending Wedding-Lamarck deformation corridor extends at least over 150 km, from the Opatica subprovince border to Lebel-sur-Quévillon (Figure 2. 1). This deformation zone was described as the Opawica fault (Sharma and Lacoste, 1981) and later documented as the Lamarck fault: a late brittle structure with an apparent sinistral movement (Charbonneau et al., 1983; Daigneault, 1996). However recent studies based on geophysical data suggest that this is a 25 km wide, ductile deformation corridor overprinted by late sinistral faults (Faure, 2011; Fayol et al., 2012; Harris and Bédard, 2014). The Bouguer gravity anomaly shows a high density contrast between the west and the east side of the corridor. This suggests that the

Wedding-Lamarck corridor is a deep crustal structure which separates denser more mafic crust in the west from a less dense block to the east (Fayol et al., 2012; Harris and Bédard, 2014). The Wedding-Lamarck structure is now interpreted as an early N-S crustal structure, the “proto-Wedding-Lamarck”, which was cut by E-W oriented regional shear zones with an apparent dextral offset (chap 1). Due to dextral displacement along these shear zones; the previously oriented N-S crustal margin has a “stair-like” shape. During later N-S compression, these “stair-like” shape crustal heterogeneities localized the deformation and induce the NE-SW orientation of the Wedding-Lamarck corridor. The last recorded movements indicate that the Wedding-Lamarck deformation zone is a brittle-ductile sinistral shear zone (Faure, 2011; Fayol et al., 2012; Harris and Bédard, 2014). In this evolution model, the Opawica-Guercheville deformation zone may be an early ductile dextral shear zone which was reactivated under brittle-ductile conditions. Vertical movement on this steeply dipping fault was also observed on the field (Daigneault, 1996; Brisson, 1998).

The Lac Bachelor gold deposit is located near two small sedimentary basins (Doucet et al., 1995; Fayol et al., 2012) which are filled by the Lac Bachelor and Auger sediments to the north and to the south respectively (Figure 2. 2). These formations are composed of polygenic conglomerate, greywacke, siltstone, turbidite and tuffs (Graham, 1957; Sharma and Lauzière, 1983; Doucet, 1993). Their stratigraphic position is uncertain, but they have been considered to be equivalent of the Haüy formation in the Chapais area (Goutier and Melançon, 2010). The Haüy formation is dated at 2692 ± 3 Ma (David et al., 2007) and considered to be the Timiskaming sediment's equivalent in northern Abitibi, despite that it is about 20 My older than in the southern Abitibi (Thurston et al., 2008; Goutier and Melançon, 2010; Leclerc et al., 2011; Leclerc et al., 2012). Due to the polygenic composition of the Lac Bachelor conglomerates, both Lac Bachelor and Auger sediments are considered to fill late-orogenic successor “Timiskaming-like” basins in the same ways that E-W detritic basins marked the major Cadillac-Larder Lake and Porcupine-Destor fault zones.

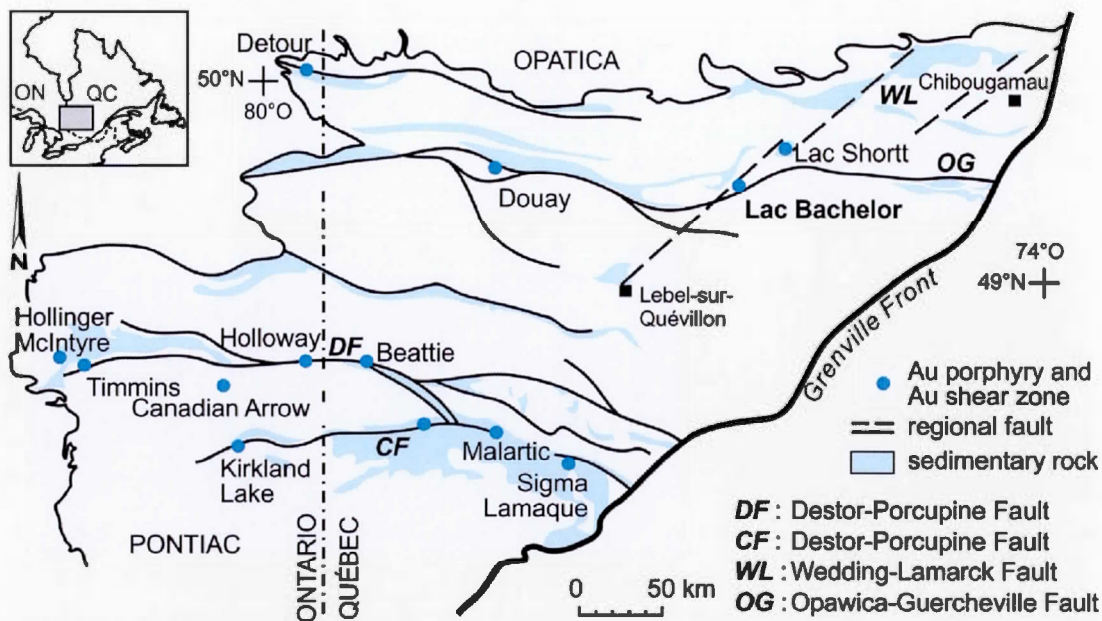


Figure 2. 1: Simplified geological map of the Abitibi subprovince showing sedimentary basins, faults, porphyry and shear zone gold deposits (modified from Jébrak and Marcoux, 2015).

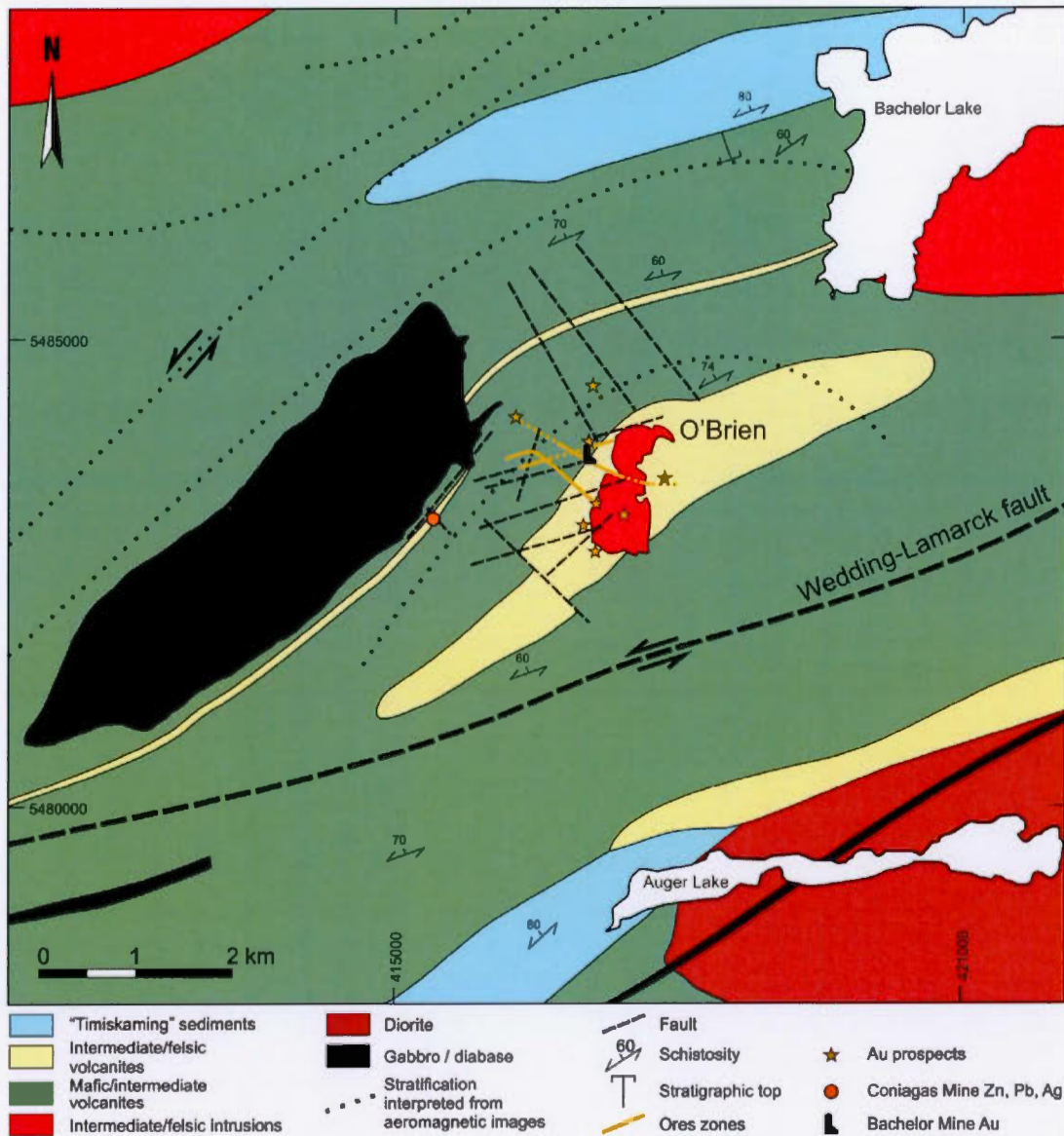


Figure 2. 2: Geological map of the Lac Bachelor mine area (modified from Doucet et al., 1994, 1998). The O'Brien quartz-syenite is intrusive into intermediate volcanic rocks. Two "Timiskaming-type" sedimentary formations are present to the north and the south of the intrusion. The ore zones are located on the west side of the intrusion.

3. Sampling and analytical technics

Sampling and observation of the intrusion, mineralization, veins and alteration zones were mainly done underground at levels 6 to 14 on the western margin of the O'Brien stock.

Whole rock litho-geochemical analyses were completed at Acme Analytical Laboratories in Vancouver, Canada. Samples were crushed, fused with lithium meta/tetraborate and dissolved in nitric acid. More precise analyses were performed for Au and other volatile elements with aqua regia digestion. Major and trace elements were then determined by ICP-MS and ICP-ES. Fluorine analyses were obtained by NaOH fusion, water digestion, and acidification. Then F concentration was determined by the potentiometric method.

Petrographic observations were done with a Leica DMLP transmitted-reflected light polarizing microscope. Detailed characterizations were performed at the UQAM SEM laboratory using a Hitachi TM3000 (LV-SEM) with energy-dispersive X-ray spectrometry (EDS) and backscattered electron (BSE).

Hydrogen and oxygen isotope concentrations were measured for 22 samples representing 6 types of quartz veins. Analyses were processed on bulk fluid samples at the Queen's Facility for Isotope Research at Queen's University (Canada). Oxygen isotopes were measured using a Thermo-Finnigan DeltaPlusXP Continuous-Flow Isotope-Ratio Mass Spectrometer (CF-IRMS) on quartz mineral. Hydrogen isotopes were measured on fluid inclusions in quartz using a Thermo-Finnigan thermo-combustion elemental analyzer (TC/EA) coupled to a Thermo-Finnigan DeltaPlus XP CF-IRMS. Both $\delta_2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ are given in permil, relatively to Vienna-Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) with 3‰ and 0.1‰ respective precisions.

4. Deposit geology

The first gold occurrence was discovered on the eastern margin of the O'Brien intrusion during the 1946 fall by O'Brien Gold Mines Ltd. Following this discovery, exploration was conducted both in surface and underground until 1982, when the Bachelor Lake Gold Mines Inc. company reach commercial production.

The Lac Bachelor mine has a past production recorded of 869,418 tonnes at 4.66 g/t grade, meaning 4,054 kg (130,338 oz) of gold extracted between 1982 and 1989. In December 2013, Metanor Resources Inc. reached commercial production and produced 1,564 kg (50,283 oz) of gold from 259,470 tons at 6.03 g/t until the end of 2014. In the last resources estimate, prior to current production, the total proven and probable resources were: 843,722t @ 7.38g/t for a total of 6,226 kg (200,177 oz; Table 2. 1).

Table 2. 1: Resources estimate NI 43-101 Technical Report, Bachelor Lake gold deposit (Darling and Lafontaine, 2011)

		Lac Bachelor	Hewfran	Total
Inferred	Tonnes	207,517	218,630	426,148
	Grade (g/t)	6.76	6.30	6.52
	Oz of Gold	45,083	44,283	89,366
Proven	Tonnes	178,359	14,734	193,093
	Grade (g/t)	8.36	8.05	8.33
	Oz of Gold	47,930	3,814	51,743
Probable	Tonnes	467,135	183,543	650,679
	Grade (g/t)	7.23	6.76	7.10
	Oz of Gold	108,538	39,895	148,433
Total Proven + Probable	Tonnes	645,494	198,278	843,772
	Grade (g/t)	7.54	6.86	7.38
	Oz of Gold	156,467	43,710	200,177

Since 1940, the Desmaraisville area has been mapped by the Quebec Ministry of Energy and Mines and the Canadian Geological Survey. The Desmaraisville-Lac

Shortt area has been the object of several MSc and PhD thesis in late 80's and 90's. Lauzière (1989) focused on the Lac Bachelor deposit's geology and structural context. Morasse (1988) and Prud'homme (1990) studied the Lac Shortt deposit and finally Brisson (1998) proposed a geological synthesis of the Lac Shortt-Opawica sector, north of Desmaraisville. Based on those field studies, See (1994) focused her research on fluids and melt inclusions from both the Lac Bachelor and Lac Shortt deposits.

The Lac Bachelor deposit is located on the West limit of the O'Brien syenitic complex; however the initial discovery was located on the East side of the intrusion. Known mineralization is mainly hosted in three, almost planar, replacement zones within the andesites and tuffs that are intruded by the O'Brien stock. Minor mineralization is also located within the intrusion itself, both disseminated and in stockwork.

4.1. Host-rocks

Tuffs and andesites of the Obatogamau formation consist of massive, brecciated and pillowed basaltic to andesitic flows and massive, stratified and bedded lapilli tuffs (Graham, 1957; Doucet et al., 1994). This volcanic series trends NNE to NE and dips $\sim 70^\circ$ to 80° NW. These volcanic rocks are aphanitic to fine-grained; locally centimetric feldspar phenocrysts or amygdules are present.

Volcanics lavas are characterised by up to 70% euhedral Mg-chlorite, sericite, actinolite, epidote (1-5%), and a fine quartz-feldspar matrix. Tuffs present the same mineral assemblage; however the proportion of mafic minerals is less and they are around more felsic minerals and fragments. This mineral assemblage is characteristic of lower greenschist metamorphism of intermediate volcanics. Locally very fine magnetite with hematite edges and pyrite are present.

The use of immobile elements on the Zr/TiO_2 vs. Nb/Y diagram (Winchester and Floyd, 1977; Figure 2. 3) indicates that flows and tuffs have similar andesitic basalt to andesite composition. Rare Earth Elements (REE) normalized to chondrite profiles (Figure 2. 4) are almost flat, with slight fractionation, and a negative Eu anomaly. This small fractionation is consistent with andesitic and basaltic composition of a tholeiitic melt. The tholeiitic composition of the volcanics, presence of pillows and tuffs suggest a submarine environment with a proximal volcanic center with both effusive and explosive activity (Doucet et al., 1994).

Lamprophyre dikes ranging from a few centimeters to a metre in width cut host-rocks and mineralized zones. Proterozoic gabbro dikes up to 5 meters in width and hundreds of meters long, striking NNE and dipping $30^\circ E$, cut both host rocks and mineralized zones.

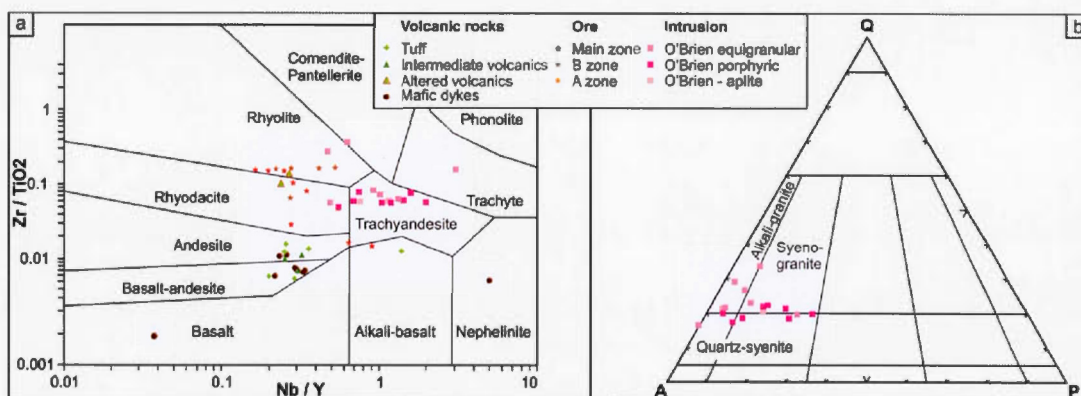


Figure 2. 3: a) Zr/TiO_2 vs. Nb/Y petrological classification (Winchester and Floyd, 1977). The host rocks have a basaltic to andesitic composition. The O'Brien intrusion is in the trachyandesite field which is equivalent to syenite for intrusive rocks; b) Streckeisen plot of the three facies of the O'Brien intrusion; the compositions range from quartz-syenite to alkali-granite.

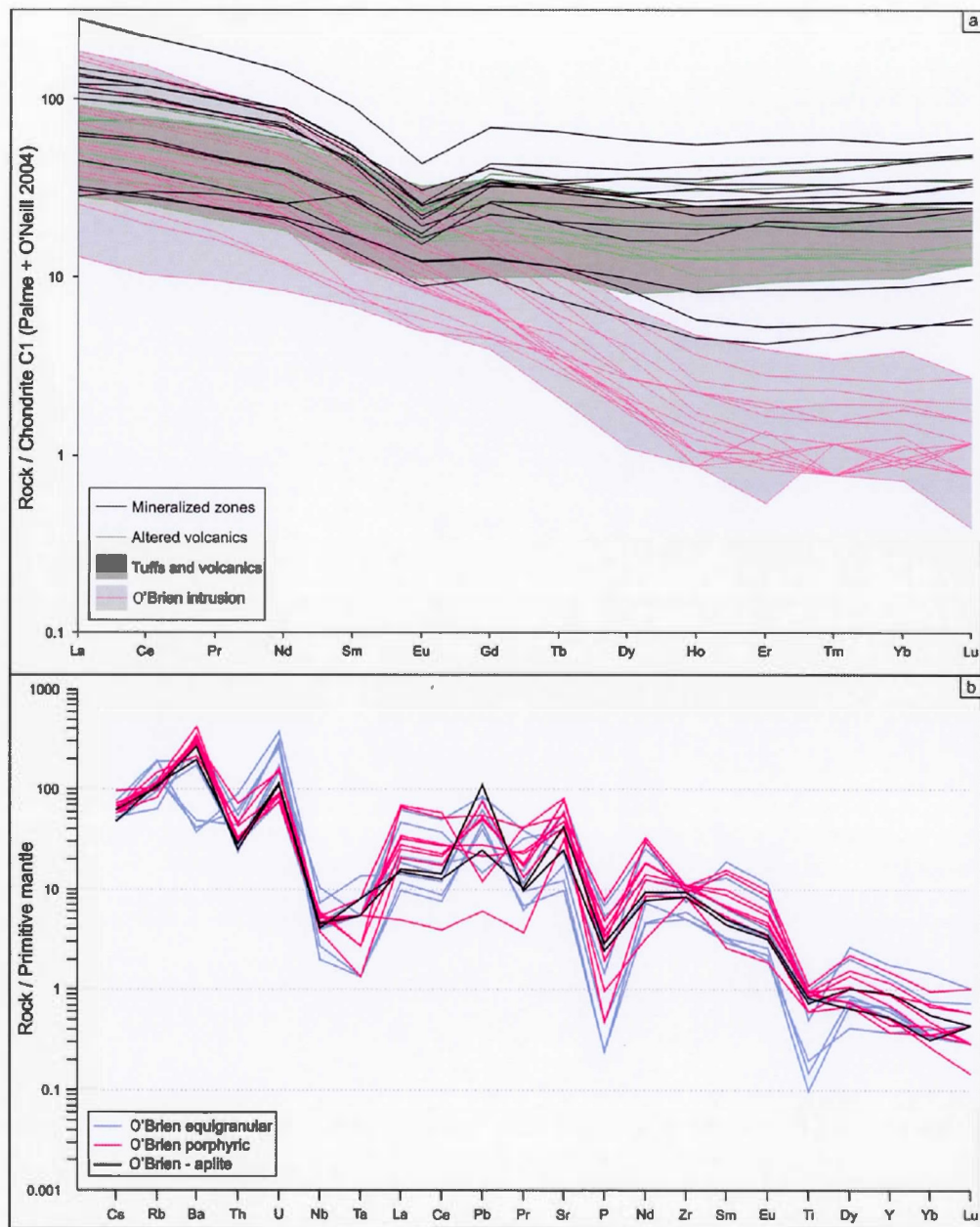


Figure 2. 4: a) Rare Earth Element profiles normalized to chondrite. Host rocks have a typical almost flat, tholeiitic profile. The O'Brien intrusion has a fractionated profile with no Eu anomaly. Mineralized zones profiles show a slight REE enrichment compared to the host rocks but have the same shape; b) Spider diagram plot of the three facies of the O'Brien intrusion; the O'Brien intrusion magma profiles with Nb, Ta and Ti anomalies are typical of an arc setting (although this interpretation may not be unique; Bédard et al., 2013).

4.2. O'Brien syenitic complex

The O'Brien syenitic complex is a 0.6 km² oval intrusion (Figure 2. 2). Oriented N-S, its maximum length is 1.3 km and its width is about 0.5 to 0.6 km. The intrusion is not exposed at the surface, but it is apparent on aeromagnetic images as a low magnetic zone surrounded by a 500 m large highly magnetic halo within the volcanic rocks (Figure 2. 6, Fayol et al., accepted, Ch. 3). The only access is on the western margin in few galleries of the mine. Previous studies were also done in several historical drill holes, which are no longer available (Graham, 1957; Buro, 1984; Lauzière, 1989). At level 6 (corresponding to 270 m in depth), the O'Brien contact is exposed over 150 m from west to east. More sporadic contacts are exposed from 350 to 620 m deep in four levels. In previous studies, the main part of the intrusion was described as an equigranular to porphyritic albite-granite (Graham, 1957) or an equigranular to porphyritic granodiorite to granite mainly composed of plagioclases, K-feldspars, quartz and hornblende in its central part with later aplitic and porphyritic dikes (Buro, 1984; Lauzière, 1989).

Access to the O'Brien stock is presently limited to its western border. Three main facies can be observed: (1) porphyritic, (2) equigranular and (3) aplitic. The porphyritic facies is the most abundant one. With the equigranular facies, they represent the oldest phases of the intrusion. Both porphyritic and equigranular facies are cut by centimeter to decimeter wide aplites dikes oriented NNE and NNW and steeply deeping to the W (Figure 2. 5). The spatial repartition of these facies remains poorly known due to the paucity of exposure. Detailed mineralogy is reported in Table 2. 2. Depending of the intensity of the hematite dust alteration, the intrusion's color varies from pale to intense pink. Locally, intense carbonate alteration induces a beige color.

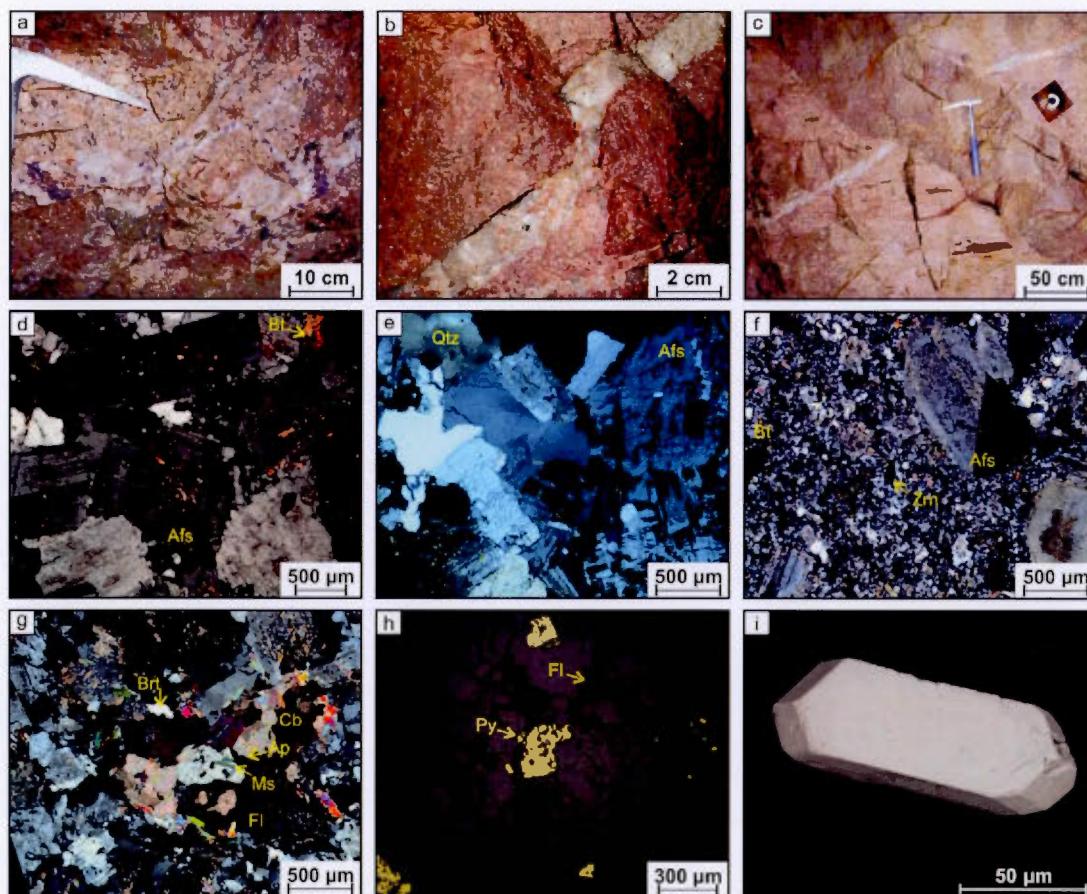


Figure 2. 5: O'Brien intrusion: a) Porphyritic facies with fluorite; b) equigranular facies; c) aplite cutting through the porphyritic facies and a quartz-fluorite vein; d-f) O'Brien intrusion thin sections showing altered and zoned alkali-feldspars, hydrothermal biotite, zircon, carbonates, fluorite and pyrite; g) mariolitic cavity filled with fluorite, apatite, carbonate, barite and muscovite; h) pyrite and fluorite; i) SEM pictures of a "G-shape" zircon from the intrusion.

4.2.1. Petrography

The porphyritic facies, a quartz-syenite, is characterised by albite and K-feldspar phenocrysts in a finer quartz-feldspar matrix. Albite and K-Feldspar are mostly euhedral with Carlsbad and polysynthetic twins. Perthite is very common. Feldspars represent 75 to 95 % of the rock. Quartz is always anhedral with undulose extinction.

The finest minerals show sutured grain boundaries indicative of recrystallization. Quartz represents 5 to 20 % of the rock. The mafic minerals (< 3 %) are anhedral Fe-Mg chlorite and hydrothermal biotite. They might replace the hornblende observed by Lauzière (1989) in the center of the intrusion. Accessory minerals, purple fluorite, subhedral fluorapatite (ca. 4% F, SEM-EDS measurement), barite, euhedral zircon, titanite and rutile, represent less than 1 % each. Rare metallic minerals are disseminated. Pyrite has subhedral to euhedral cubic shape. Chalcopyrite is rare and subhedral. Magnetite and hematite represent up to 1 % of the rock. Magnetite is either skeletal or cubic with hematite edges. Rare visible gold is present as isolated grains of less than 500 μm . Sericite is present in the porphyritic facies as very fine needles in feldspars and rarely coarser intergranular flakes in the matrix, and thus represents a strong sericitic alteration. Slight carbonate alteration occurred as rare anhedral carbonate, mainly dolomite and rarer calcite, crystals. Some centimeter in size miaroles are indicative of a shallow emplacement. They encompass fluorite, fluorapatite, barite, calcite and muscovite. In the O'Brien porphyritic facies, zircons are homogeneous. According to Pupin (1980) zircon shape is dependant of both temperature (T indices) and aegiricity (A indices) of the crystallising magma. They have an elongated prismatic shape with bevelled pyramidal edges (G type, Pupin, 1980). It corresponds to a T index of 300, meaning a temperature of 650°C, and A index equal to 700 characteristic of alkaline intrusion.

The equigranular, alkali-granite facies is characterised by equigranular albite, K-feldspar and quartz. Albite and K-Feldspar are mostly euhedral with Carlsbad and polysynthetic twins. Feldspars represent 65 % of the rock. Quartz (35 %) is always anhedral with undulose extinction. Sericite is present in the equigranular facies as very fine needles in feldspars and rarely coarser intergranular flakes, and thus represents a strong sericitic alteration. Accessory minerals, purple fluorite, euhedral zircon, titanite and rutile, represent less than 1 % each. Rare metallic minerals are disseminated. Pyrite has subhedral to euhedral cubic shape and is porous.

Chalcopyrite is rare and subhedral. Very rare and fine galena occurs. Magnetite-hematite association is either skeletal or in inclusion in the pyrite. Slight carbonate alteration occurred as rare anhedral carbonate crystals.

Aplites are characterised by albite and K-feldspar phenocrysts (30 %) in a finer quartz-feldspar matrix. They have a quartz-syenite to syeno-granite composition. Albite and K-Feldspar are mostly euhedral with Carlsbad and polysynthetic twins. Perthite is very common. Altogether feldspars represent 70 to 80 % of the rock. Quartz is always anhedral with undulose extinction. The finest minerals show sutured grain boundaries indicative of recrystallization. Quartz represents 10 to 20 % of the rock. Very rare oval shape quartz grains are present. Mafic minerals (< 2 %) are anhedral Fe-Mg chlorite and hydrothermal biotite. Accessory minerals, purple fluorite, subhedral fluorapatite, barite, euhedral zircon, titanite and rutile, represent less than 1 % each. Rare metallic minerals are disseminated. Pyrite has subhedral to euhedral cubic shape. Chalcopyrite is rare and subhedral. The magnetite-hematite association represent up to 2 % of the rock. Magnetite is either skeletal or cubic with hematite edges. Sericite (1-2%) is present in aplite as very fine needles in feldspars and rarely coarser intergranular flakes in the matrix, and thus represents a strong sericitic alteration. Aplites are characterized by a strong sericitic alteration of the feldspars. Slight carbonate alteration occurred as rare anhedral calcite crystals.

All three facies were affected by hydrothermal alteration, especially sericitic alteration of feldspars and martitisation of magnetite. Undulose extinction and sutured grain boundaries of quartz indicate that the O'Brien syenitic complex was submitted to post-solidus strain causing quartz annealing.

The western margin of the O'Brien stock is a swarm of apophyses and aplite dikes cutting through the volcanic rocks. Contacts are either intrusive or faulted; they are always strongly hematized; when volcanics clasts are present, they are also altered. When hematized, the intrusion has a distinctive red color and the magnetics

susceptibility drops to less than 1.10^{-3} SI (Fayol et al., accepted). The granitic magma has intruded the volcanics rocks under brittle-ductile conditions and has been emplaced by several pulses showing different degree of crystallisation.

Table 2. 2: Detailed mineralogy of the three facies of the O'Brien intrusion; porphyritic and aplite facies have the same composition; the equigranular facies contains more quartz. Mineral abbreviations: Afs: alkali-feldspar, Ap: apatite, Brt: barite, Bt: biotite, Ccp: chalcopyrite, Chl: chlorite, Fl: fluorite, Gn: galena, Hem: hematite, Mag: magnetite, Mc: microcline, Ms: muscovite, Py: pyrite, Qtz: quartz, Rt: rutile, Ser: sericite, Ttn: titanite, Zrn: zircon. Crystallography abbreviations: anh: anhedral, euh: euhedral, subh: subhedral, po: porphyric.

	Porphyritic quartz-syenite			Aplite			Equigranular Alkali-granite		
	Description	Size- μm	pct	Description	Size- μm	pct	Description	Size- μm	pct
Afs	euh-po: perthite, polysynthetic, Carlsbad, Mc	500-7500	75-95	euh- zoned po: perthite, polysynthetic, Carlsbad, Mc	400-5000	30	Euh: polysynthetic, Carlsbad, Mc	400-1000	65
Qtz	Anh	200-1500	2-10	Anh	25-125	1-5	Anh	400-1000	35
Qtz-Afs Matrix	anh Qtz sutured grain boundaries	25-50	5-10	subh Afs anh Qtz: sutured grain boundaries	25-75	Afs 40-50 Qtz 10-20			
Fl	Anh	100-750	<1	Anh		<1	Anh to Subh	50-500	<1
Brt	Anh	50-100	<1	Anh	10-20	<1			
Ap	Subh	100-250	<1	Subh	50-125	<1			
Ser/Ms	Needles in Afs, rarely in the matrix	<25 25-250	1-3	Needles in Afs, rarely in the matrix	<25	1-2	Needles in Afs, rarely in the matrix	25-125	1
Bt	anh to subh	125-500	<2	Subh	125-1500	<1			
Fe-Mg-Chl	anh to subh	100-250	<1	Subh	125	<1			
Cb	Anh		<1				intergranular, anh	50-1250	1
Zr	Euh	25-125	<1	Euh	25-125	<1	Euh	50-125	<1
Ttn	Euh	25-100	<1	Euh	25-250	<1	Euh	50-100	<1
Rt	Anh	25-500	<1	Anh	50	<1	Anh	10	<1
Mag / Hem	Skeletal or cubic Mag-Hem	50-250 to 500-1000	<1	Skeletal or cubic Mag-Hem	125	<2	Skeletal and inclusions in Py	25-125	<1
Py	subh, cubic	50-150	<1	subh, cubic	25-125	<1	Subh, cubic, porous	25-300	<1
Ccp	Subh	250-500	<1				subh	250-500	<1
Gn				Anh	5-10	<1	anh	5-10	<1
Gold Au-Ag-Te	Diss	< 500	<1						

4.2.2. Geochemistry

Alteration and the presence of veinlets in the O'Brien samples have to be considered when interpreting the geochemical analyses of the three O'Brien facies. Geochemistry based on major elements is strongly affected by the presence of small quartz veinlets in the samples. Therefore, an overestimation of the SiO₂ % and thus a shifting of the data in diagram along a SiO₂-based axis is predictable. Therefore a multi-diagrams approach was used. First, the calculation of the CIPW norm followed by a Streckeisen plot (Figure 2. 3) clearly indicates that the O'Brien intrusion has a composition that range from quartz-syenite and syeno-granite for the porphyritic and aplite phases to alkali-granite for the equigranular phase; this is consistent with petrographic observations. The use of immobile elements on the Zr/TiO₂ vs. Nb/Y diagram (Winchester and Floyd, 1977; Figure 2. 3) confirmed the syenitic composition of the O'Brien stock that plots into the trachy-andesite field. All O'Brien facies have high fluorine content. The mean on twelve samples is F=1659 $^{+1180}_{-1075}$ ppm. The O'Brien intrusion has an alkali-calcic to alkaline affinity.

The REE diagram (Figure 2. 4) shows that REE patterns are similar for all O'Brien samples without distinction between the three facies. Fractionation between LREE and HREE is significant, spanning two orders of magnitude. There is no Eu anomaly. The spider diagram normalized to primitive mantle (Figure 2. 4) shows strong Nb, Ta and Ti negative anomalies. This intrusion, especially the porphyric and the aplite facies, are rich in Ba (Ba>1000 ppm) and Sr (Sr>400, appendice B). The O'Brien intrusion encounter must of the characteristics of the more evolved sanukitoids *s.l.* intrusions as defined by Laurent et al. (2014).

4.3. Faults

Three fault-families are observed in the mine (Figure 2. 6, Figure 2. 7):

- The Waconichi (WAC) faults trend ENE and are 70°SE dipping. They form decametric to few meters wide shear zones and are sometimes mineralized (A zone); they are pre- to syn-mineralization. Lauzière (1989) divided the Waconichi fault family into two groups: the WAC (N70-60°SE) and the WAC'(N50-80°SE) but this was not confirmed by our observations;
- The Transversal (T) faults strike consistently NNE, are subvertical and a few fault's slickenside striation indicate a probable dextral movement along this faults;
- The Transversal (T') faults strike consistently NW to N, are subvertical and few fault's slickenside striation indicate a sinistral movement along this faults.

T and T' fault poles fit on a same great circle; the mean angle between T and T' planes is 60° (in between ca. 40-80°). This two fault-families therefore appear conjugate and the implied maximum principal stress (σ_1) is oriented ENE-WSW. They are very abundant and cut mineralized zones. "Transverse" fault's width varies from a centimeter to few decimeters; chlorite matrix is common. They mark a late post-mineralization brittle tectonic.

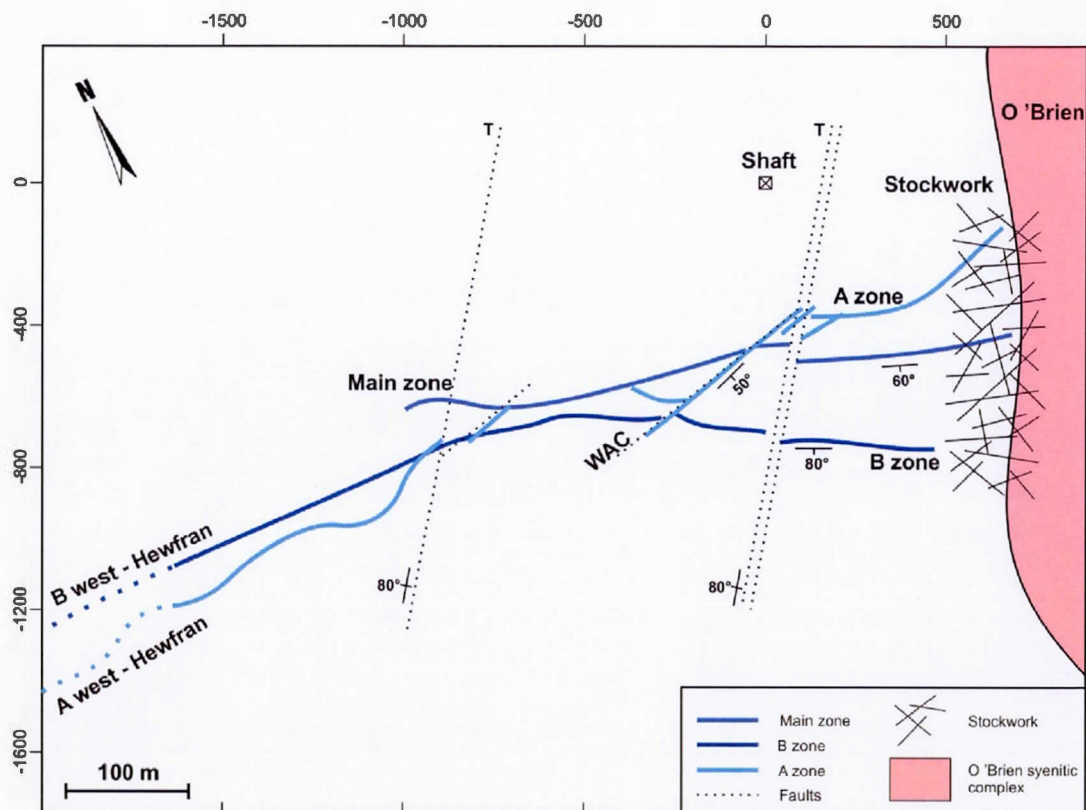


Figure 2. 6: Schematic plan view of the Lac Bachelor mineralized zone (from level 11 geometry). The O'Brien selvage hosts a well-developed stockwork. Main and B zones are oriented N100 to N110 and dip 60° to 80° S; they are cut by the A zone which follow the WAC fault system. Transverse (T) NNE oriented late faults cut all ore zones.

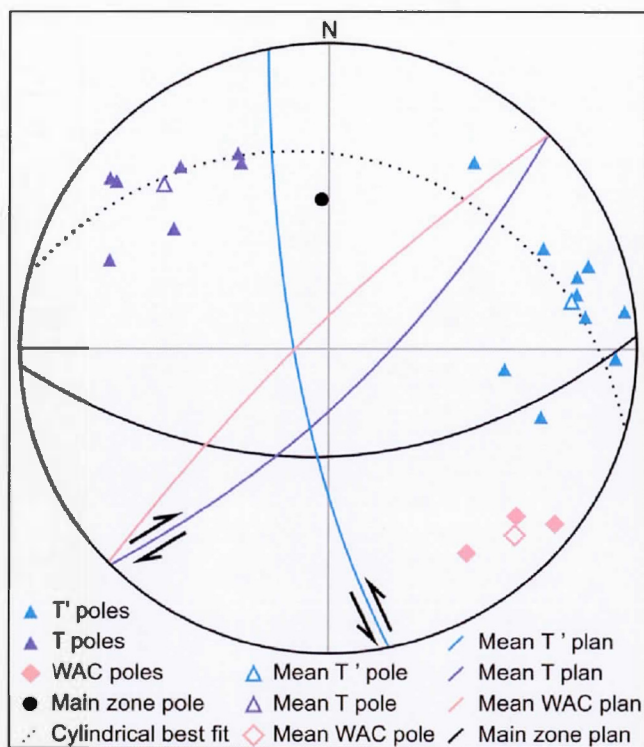


Figure 2. 7: Fault poles and mean plans equal angle stereographic projection of: (1) ENE Waconichi faults; (2) NNE subvertical T faults and (3) NW subvertical T' faults veins.

4.4. Mineralization styles

In the Lac Bachelor deposit, gold is found in both zones of pervasive metasomatism and stockwork. The planar replacement zones labelled Main, B and A zones (Figure 2. 6) extend from the western margin of the O'Brien intrusion over 500 m in the volcanic host rocks. Their outward extensions, over approximately 500 m, to the west are referred as the A west and B west "Hewfran" zones. Those are mine names but do not suggest any geological difference between Main, B, A zones and their "Hewfran" extensions. These replacement zones are located within the highly magnetic aureole that surrounds the O'Brien stock and the

host rocks is characterised by the presence of a well-developed stockwork (Figure 2.6).

The historical and present gold production mainly comes from Main, B and A planar metasomatized ore zones in the volcanic host-rocks at the western margin of the O'Brien stock. The "porphyry-style", stockwork, mineralization makes only a minor contribution to the total gold production.

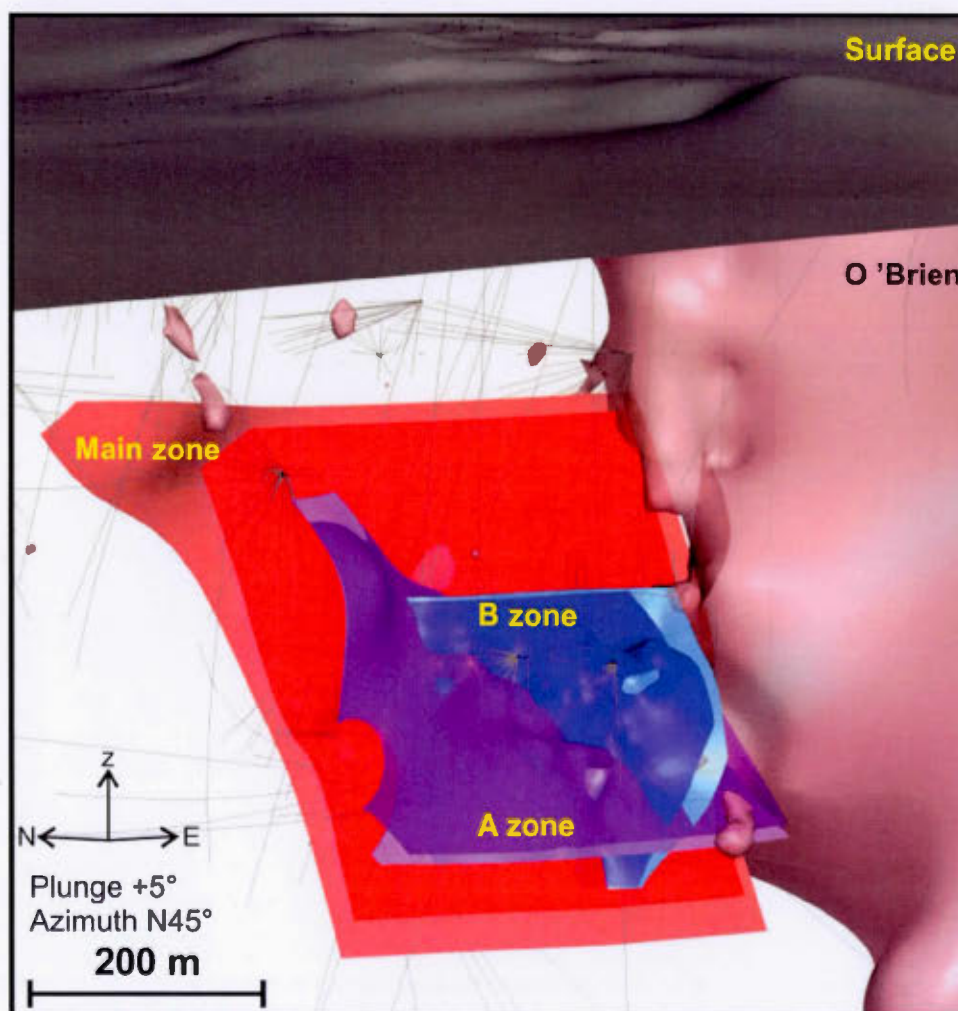


Figure 2. 8: 3D view of the Lac Bachelor mineralized zones and O'Brien syenite modelled from the drill hole database (Metanor Resources Inc.) using Leapfrog Mining software. Pink: syenite, red: Main zone, blue: B zone, purple: A zone.

4.4.1. Planar metasomatized ore zones

The metasomatized hematite-rich mineralized zones and their extensions characterized the Main zone, B zone, and A zone.

The Main zone is almost planar, trending N110° and dipping 60° south. This zone, mined from level 1 to 14, 40 to 620 m deep, and over 500 m in length, is in contact with the western edge and dikes of the intrusion at almost all levels. The average thickness is 3 m.

The B zone is almost planar, trending N115° and dipping 80° south. This zone is mined from level 11 to 14, 470 to 620 m deep, and over 200 m of lateral extension. The width is similar to the Main zone one, about 3 m. Main and B zones cut each other at the 13th level; the exposure did not allowed precise determination of the relative crosscutting relationship.

The A mineralized trends N70° to N80° and deeps 50 south; it correspond to the Waconichi fault system (WAC). It is recognized and mined from level 4 to 14 (180-620 m); however the grade is lower than in main and B zones, with best grades occurring at junctions with these zones.

Contacts between mineralized zones and the host rocks are abrupt; intensity of the hematitic (red ore) alteration and gold grades decrease within less than a meter from the contact. Locally brown breccia (breccia ore) and quartz veinlets extend to the host rocks over few meters. Main and B zones are cut by the Waconichi faults system (WAC) that trend N80° and strike 50-60° SE.

Mineralogy

Alteration assemblages appear similar in Main and B zones; those zones are known to have the same 7.6 g/t grade (Darling and Lafontaine, 2011). The principal ore rocks type has an intense red colour, an aphanitic to fine grain matrix and disseminated pyrite (Figure 2. 9). Locally the rocks are browner than red due to a local carbonation. This defines the “red-type ore”. The matrix is composed of very fine grains (< 10 µm) of quartz, K-feldspar and albite up to 70-90%. Very rare albite and K-feldspar phenocrysts are present. The 10 to 30% left are composed of dolomite, fluorapatite, Mg-chlorite, sericite, magnetite, hematite, rutile and very rare tourmaline (uvite, SEM-EDS determination), zircon and rare earth element minerals (Ce-F-LREE silico-calcic and Ce-phosphate; SEM-EDS). Locally, the carbonate alteration can reach 30%.

A minor volume of ore is found in brecciated, beige rocks. This “breccia-type ore” occurs in contact with quartz-syenite dikes and in some contact between the red-ore and the host-rocks. The carbonatation, mainly dolomite, is more intense than in the red-ore and occurs as veinlets; otherwise the mineralogy is similar.

Sulfides are mainly composed of pyrite with very rare chalcopyrite and pyrrhotite. Three pyrite types can be determined (Figure 2. 9, Table 2. 3) based on grain size, shape and porosity:

(P1) fine to coarse pyrite, 60 µm to 2 mm, highly porous, and euhedral. They display a wide range of inclusions: (a) subhedral to euhedral minerals — K-feldspar, albite, quartz, carbonate, Fe-Mg chlorite, fluorapatite, fluorite, barite, anhydrite, REE minerals; (b) sulfides — chalcopyrite, pyrrhotite, galena; (c) gold bearing minerals — Au-Ag, Te-Au-Ag petzite; and some empty pores;

(P2) fine to coarse pyrite, greater than 60 μm , slightly porous, subhedral to euhedral pyrites; they have inclusions of gangue minerals (K-feldspar, albite, quartz) and rare Te-Au-Ag petzite; some pores are empty;

(P3) very fine pyrite, less than 60 μm , non to slightly porous, anhedral to subhedral pyrites; it displays rare empty pores, when subhedral they present a cubic or plane-parallel shape with truncated edges.

Free gold occurs as nuggets (< 100 μm) in the mineralized zones matrix, at pyrite edges and as inclusions within pyrite. These grains are Ag-poor, 9:1 Au-Ag ratio, with no telluride. The Au-Ag ratio was measured on few grains using an SEM-EDS; this is consistent with metallurgical recovery at the mine (Au:Ag \approx 8:1; Metanor Resources personal communication).

These metasomatized zones are cut by several veinlets: (1) chlorite \pm carbonate, (2) quartz tensile veins and (3) carbonate. Chlorite veins come first; P1 pyrites are brecciated by these veins. Then quartz veins cut the chlorite ones. Finally, carbonate veins cut all the previous ones.

Table 2. 3: Pyrite classification (SEM-EDX observations and analyses). Mineral abbreviations: Ab: albite, Anh: anhydrite, Brt: barite, Cb: carbonate, Ccp: chalcopyrite, F-Ap: fluorapatite, Fl: fluorite, Gn: galena, Kfs: K-feldspar, Po: pyrrhotite, Qtz: quartz, REE: Rare Earth Element mineral. Crystallography abbreviations: anh: anhedral, euh: euhedral, subh: subhedral.

		P1	P2	P3
Size		< 60 μm	> 60 μm	60 μm - 2 mm
Shape		anh to subh, plane-parallel, truncated edge	subh to euh	subh to euh
Porosity		non to slightly	Slightly	highly
Inclusions	≤ 100 μm	empty pores		Qtz, Anh, empty pores
	2-20 μm		Kfs, Ab, Qtz, empty pores	Kfs, Ab, Cb, F-Ap, Fl, Ccp, REE
	1-4 μm			Brt, Po, Gn
	1-2 μm		Petzite	Au-Ag (9:1), Petzite

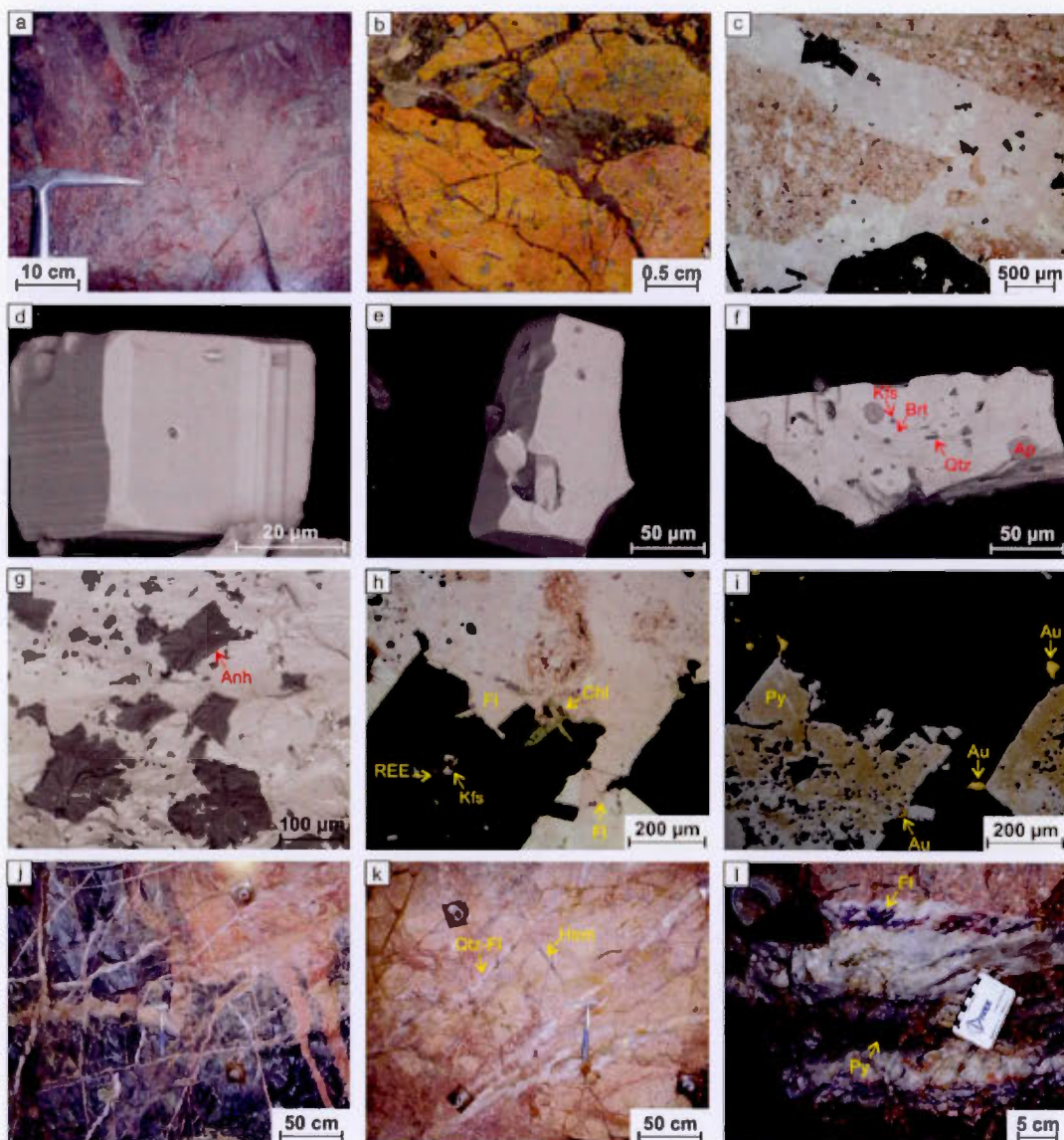


Figure 2. 9: Metasomatized mineralized zones: a) typical metasomatized ore zone; b) yellow staining showing the K-feldspar alteration and later brecciation by quartz veins in the main zone; c) brecciated main zone, reddish colors are due to hematite dust; d) P1 pyrite-SEM; e) P2 pyrite-SEM; f) P3 pyrite with inclusions of K-feldspar, apatite, barite and quartz-SEM; g) anhydrite inclusions in P3 pyrite; h-i) native gold associated with fluorite and P3 pyrite with Ce-REE mineral and K-feldspar inclusions. "Porphyry-style" mineralization: j) well-developed stockwork and aplites in the tuff; k) Stockwork of hematite, Quartz-fluorite and quartz veins in the porphyritic O'Brien facies; l) Quartz-fluorite-pyrite laminated vein in the porphyritic O'Brien facies.

Geochemistry

In order to characterise the alteration in the ore zones, mass balance calculation were performed. However, the mineralogical replacements are too intense to determine the precursor from petrographic observations. Thus, we compare REE profiles of mineralized zones normalized to a chondrite diagram (Figure 2. 4) with volcanic host-rocks and syenite, which are the two lithologies in the area. Mineralized zones have the same profile as the altered volcanic host-rocks. Therefore, mineralized zones are considered to be metasomatized andesites and tuff. In order to quantify gain and loss of elements with metasomatism, the less altered volcanic sample (based on microprobe observations and low LOI) is used as precursor and the Grant isocon method is applied where Al_2O_3 and TiO_2 are considered immobile (Grant, 1986, 2005). Results are presented in Figure 2. 10; two groups are identified: (1) red-type ore and (2) breccia-type ore. Those two ore types have the same kind of major elements gain and loss. Almost systematic loss in Fe_2O_3 , MgO and CaO occurs, except in the Main zone for some higher grade samples where there is a CaO gain. There is a systematic SiO_2 gain reflecting the silicification within the mineralized zones. Na_2O and K_2O are also added; however there is an inverted correlation between these alkali; there is either an important Na_2O gain or a K_2O one but not both at the same time. In extreme cases, an important K_2O or Na_2O gain induce a Na_2O loss or K_2O smaller gain respectively. Therefore, the total alkali ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) gain is a better indicator of alkali-alteration than the individual K_2O and Na_2O gain/loss. The difference between the two ore types is based on the LREE and HREE mobility. The red-type ore has a strong REE enrichment whereas the breccia-type ore has none to slight enrichment in those elements. However, those variations are very local and the system is not zoned. For the red ore, the REE gains show atypical distribution. The LREE gains are decreasing from La to Eu; HREE gains are increasing from Eu to Lu. This REE mobility is not explained by classic mineral trapping where REE evolution is usually linear. Such atypical REE distribution remains poorly understood, however Monecke

et al. (2011) suggested that it could result from unusual REE fractionation between liquid and vapor phases during hydrothermal event in the presence of fluorine. The Ce-Nd-La-Pr-F-silico-calcic mineral observed in ore zones can be the result of the LREE element enrichment.

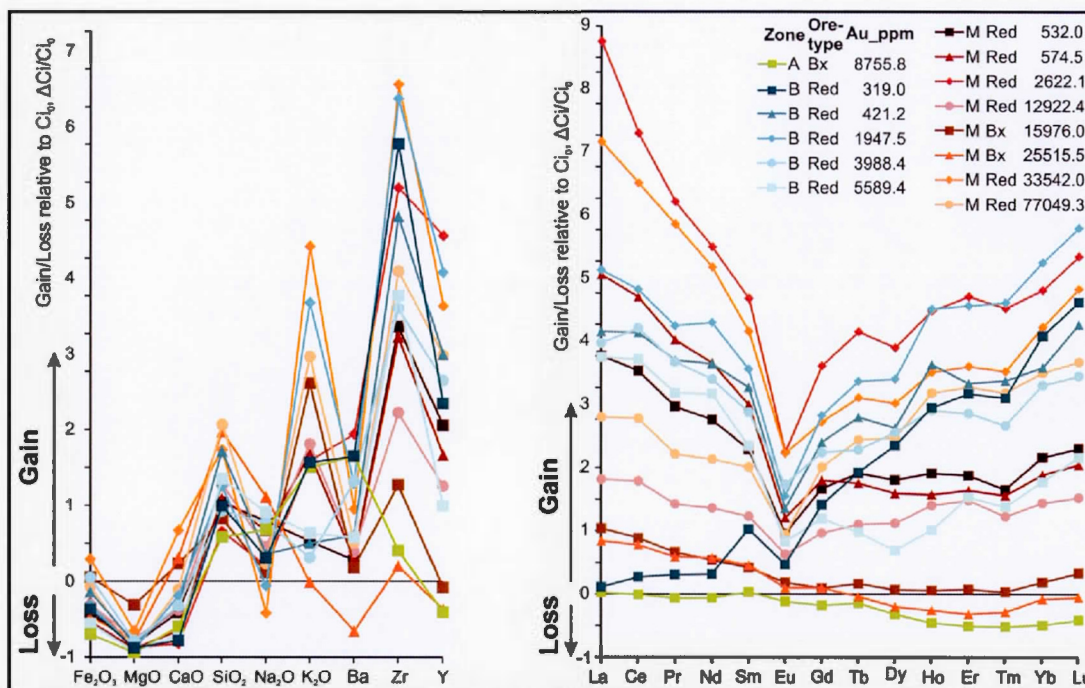







Figure 2. 10: Relative gain and loss in the mineralized zone compared to the less altered volcanic host-rock. Grant isocon method with Al_2O_3 and TiO_2 considered immobile (Grant, 1986, 2005). A = A zone, B = B zone, M = Main zone, Bx = Breccia-type ore, Red= Red-type ore.

4.4.2. « Porphyry-style » mineralization

A large stockwork is observed at the western margin of the O'Brien syenite and in the host rocks (Figure 2. 9). Four main veins types are distinguished (Table 2. 4), presented on chronological order: (1) rare massive hematite veins with feldspar selvages; (2) quartz only; (3) quartz with cryptocrystalline assemblage edges; (4) Quartz-fluorite-pyrite-(Au) veins. Quartz only and Qz-FI-Py-(Au) veins are equally represented and count for about 90% of the veins. Most of these veins are narrow and long — 1-4 centimeters over 1-6 meters. However, few Qz-FI-Py-Au are thicker and laminated, 10-45 centimeters, due to repeated opening events. Hematite veins are usually smaller, less than 2 meters long.

Hematite veins precede almost all other veins. Most often, quartz only veins are cut by the Qz-FI-Py-(Au) and Qz-cryptocrystalline minerals veins. The largest Qz-FI-Py-(Au) veins are crosscutting all others; its represent the later event. Narrow aplites have mutually crosscutting relationships with all these veins; this is the later felsic magmatism event.

Table 2. 4: Characteristics of the “porphyry-style” veins

Vein type	Width	Length	Filling	Timing
1. Hematite	1-3 cm	< 2 m	Massive hematite, feldspar edges	
2. Quartz	1-5 cm	1-3 m	bulk quartz	
3. Quartz	1 cm	0,2 - 1 m, rarely up to 6 m	bulk quartz, cryptocrystalline assemblage edges	
4. Quartz-fluorite-pyrite-(Au)	1-4 cm	1 m	bulk quartz	
	15-45 cm	2-5 m	laminated, bulk quartz	

Stereographic projection (Figure 2. 11) shows that the quartz-only vein's poles fit on an almost E-W great circle; these veins trend NNW-SSE and are almost vertical. The Qz-FI and Qz-cryptocrystalline minerals veins poles also fit on a great circle; this indicates that they probably form at the same time under the same stress conditions. These veins portray a wide range of orientations and dips, but three main families are inferred: (1) NW veins; (2) NNE veins and (3) E veins. They cross each other in the SE quadrant of the stereographic plot (Figure 2. 11). These three families have a fan-like distribution. These tension veins's formation can be explained by applying a Hertzian stress model (Figure 2. 11-c). As explained by Chai and Lawn (2005), the stress induced by a spherical object acting upon on a brittle object forms cracks with a conical distribution. Then, fluid pressure causes the extension of these cracks to form tension veins. By analogy with this experiment, we propose that the emplacement of late plutonic phases into the volcanics and earlier plutonic phases is responsible for the initial push (Hertzian stress) and initiates cracks. Then, hydrothermal fluids filled this cracks and the fluid pressure allowed extension of these tension veins.

The quartz vein stockwork developed in two steps: (1) quartz-only veins parallel to the intrusion edges and could have formed by the contraction of the magma during crystallisation; (2) Quartz-fluorite and quartz-cryptocrystalline minerals veins could have formed as tension veins due to both pluton expansion and an increase in fluid pressure allowing fracture to occur at a lower stress state.

Vein paragenesis in the porphyry stockwork of the Bachelor mine appears slightly different to that in classic Au-Cu porphyries described in Cordillera (Gustafson and Hunt, 1975; Sillitoe, 2010). The "M vein" equivalents are composed of hematite rather than magnetite. They are then crosscut by the quartz and quartz \pm fluorite \pm pyrite \pm (Au) veins which lack selvage alteration and could be interpreted as the "A veins" in terms of chronology; however the mineral association

is different. B and D veins are absent; Sillitoe (2010) previously notice such absence in Au-rich porphyries.

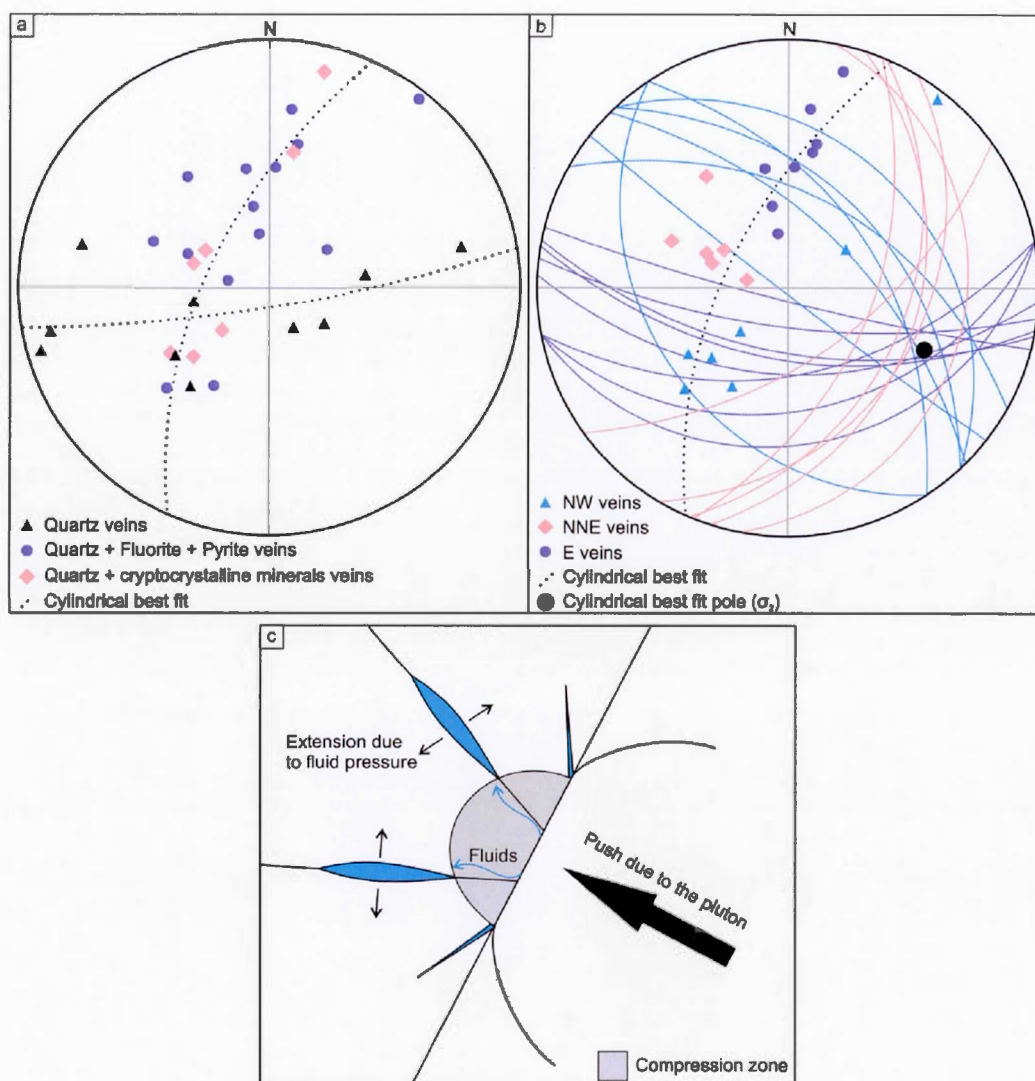


Figure 2. 11: a) Equal angle stereographic projection of: the stockwork veins' poles showing: (1) quartz only veins; (2) quartz-fluorite-pyrite and quartz-cryptocrystalline mineral veins. b) Equal angle stereographic projection of: the stockwork veins showing three families: (1) NW veins; (2) NNE veins; (3) E veins. c) Schematic cone crack model illustrating the formation of tension veins under Hertzian stress due to the indentation of the host-rock by the pluton; initial cracking is due to the push of the pluton, extension perpendicular to the veins is due to fluid pressure (modified from Chai and Lawn, 2005).

4.5. Paragenetic sequence

The paragenetic sequence (Figure 2. 12) is deduced from the mineralogy of metasomatized gold-rich zones, mineral relationships such as inclusions and alteration, and crosscutting vein relationships described in section 4.4. The hydrothermal activity is divided into five stages: (1) early silicification; (2) potassic pervasive metasomatism; (3) martitisation (4) sulfidation and (5) late brecciation and sericite-carbonate retrograde assemblage.

The early silicification formed small quartz veins that are slightly deformed into the replacement zones. Then, fluids circulated along pre-existing E-W discontinuities through the volcanic host rocks; the pervasive potassic alteration is characterised by the formation of magnetite and K-feldspars which are then oxidized; this is the martitisation of magnetite and hematite dusting stage. Oxidized F-rich fluids circulated and many accessory minerals—fluorite, barite, fluorapatite—precipitate into those replacement zones. Then, pyrite and gold bearing minerals precipitated. At the same time, quartz ± fluorite ± cryptocrystalline assemblage ± pyrite ± (Au) formed at the O'Brien-volcanics contact. Finally, there was retrograde sericitization, metasomatized ore zones were brecciated and late quartz ± carbonate ± chlorite veins formed.

Rare, large (30-50 cm) and long (≥ 10 m) white quartz veins with fragments of both intrusion and mineralized zones cutting through both host-rocks and syenitic dikes represent a late hydraulic brecciation event.

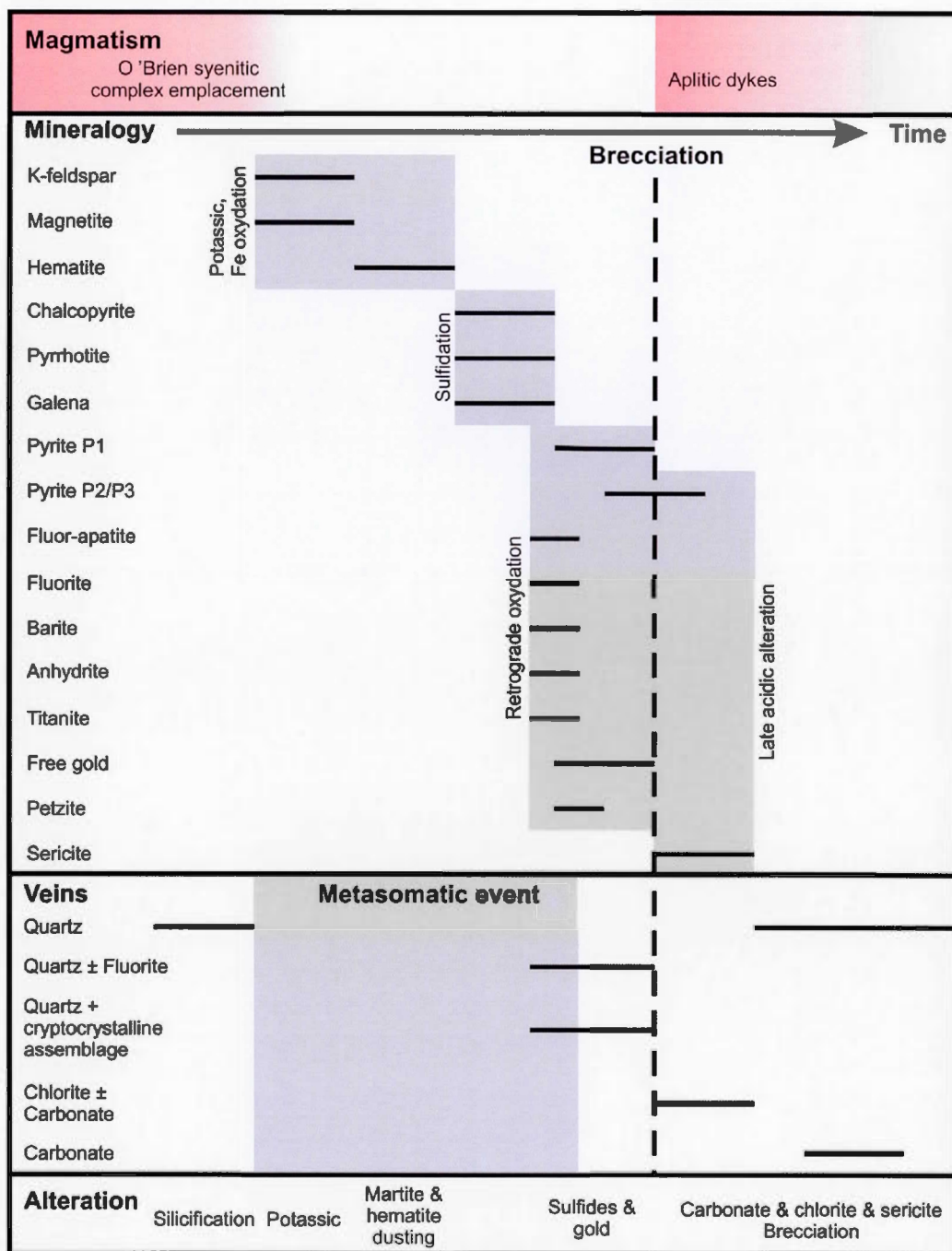


Figure 2. 12: Mineral paragenetic sequence of Lac Bachelor. "Red-ore" gold mineralization: (1) early silicification; (2) potassic pervasive metasomatism; (3) Hematisation; (4) Sulfidation and gold precipitation; (5) silica, carbonate, chlorite, sericite alteration both pervasive and brecciation.

4.6. Temperature estimate and fluid source

See's (1994) studied fluid inclusions of quartz and fluorite in the O'Brien intrusion and mineralized zones. Two coexisting fluids, carbonic and aqueous, were recognized. The temperature of vein formation is comprised between 275°C and 410°C.

Using $\delta^{18}\text{O}$ and δD measurements performed on our samples combined with See (1994) temperature estimation, we calculated the oxygen isotope compositions for fluids at a mean temperature of about 340°C. The oxygen and hydrogen isotopes composition for the Lac Bachelor deposit are reported in Table 2. 5. Whatever the vein type, the δD is in between -79 and -40‰; This corresponds to the magmatic fluids window (Yardley and Bodnar, 2014). The $\delta^{18}\text{O}$ values are more variable due to uncertainties on the temperature of formation. At 410°C, all veins are in the magmatic fluids field. At lower temperatures $\delta^{18}\text{O}$ values are smaller and in some case are outside the magmatic fluids box (Figure 2. 13). However, considering the composition of the veins — intrusive edges, purple fluorite — a magmatic origin of the fluids is more probable.

All veins present the same δD and $\delta^{18}\text{O}$ compositional range. This indicates that the fluid source is similar for all this veins and therefore through the all hydrothermal event. The later white quartz vein, containing both mineralized zones and intrusions clasts, is derived from magmatic fluids. We therefore consider that it represents the expulsion of residual fluids during the cooling of the magmatic-hydrothermal system.

Table 2. 5: $\delta^{18}\text{O}$ and δD compositions of the quartz veins calculated at 275°C, 342.5°C and 410°C according to temperature estimation by See (1994) and calculation by Matsuhisa et al. (1979).

Sample	δD vs. VSMOW	$\delta^{18}\text{O}$ vs. VSMOW	$\delta^{18}\text{O}$, 275°C	$\delta^{18}\text{O}$, 342.5°C	$\delta^{18}\text{O}$, 410°C	Veins type
17107	-60	10.9	3.08	5.38	7.025	Quartz and cryptocrystalline assemblage
23807	-63	11.1	3.34	5.64	7.291	
23812	-52	12.1	4.33	6.63	8.281	
23814	-56	12.0	4.24	6.54	8.193	
17117	-74	11.6	3.80	6.10	7.75	
17137	-40	10.0	2.20	4.50	6.15	
17138	-51	10.1	2.30	4.60	6.25	
17140	-46	10.1	2.30	4.60	6.25	
17143	-60	9.9	2.10	4.40	6.05	
23801	-46	9.8	1.97	4.27	5.917	
23821	-67	11.0	3.18	5.48	7.13	
23822	-58	11.3	3.55	5.85	7.497	
17130	-79	11.9	4.10	6.40	8.05	
17139	-49	13.6	5.80	8.10	9.75	
23816	-63	11.1	3.34	5.64	7.287	Quartz only, in the intrusion
17125	-47	12.3	4.50	6.80	8.45	
17135	-45	12.4	4.60	6.90	8.55	
17144	-73	10.0	2.20	4.50	6.15	Quartz with intrusive edges in tuff
17123	-67	13.5	5.70	8.00	9.65	Early quartz in mineralized zone
17132	-69	12.2	4.40	6.70	8.35	
17122	-67	13.0	5.20	7.50	9.15	Late quartz with intrusion and mineralized fragments
17127	-66	10.3	2.50	4.80	6.45	

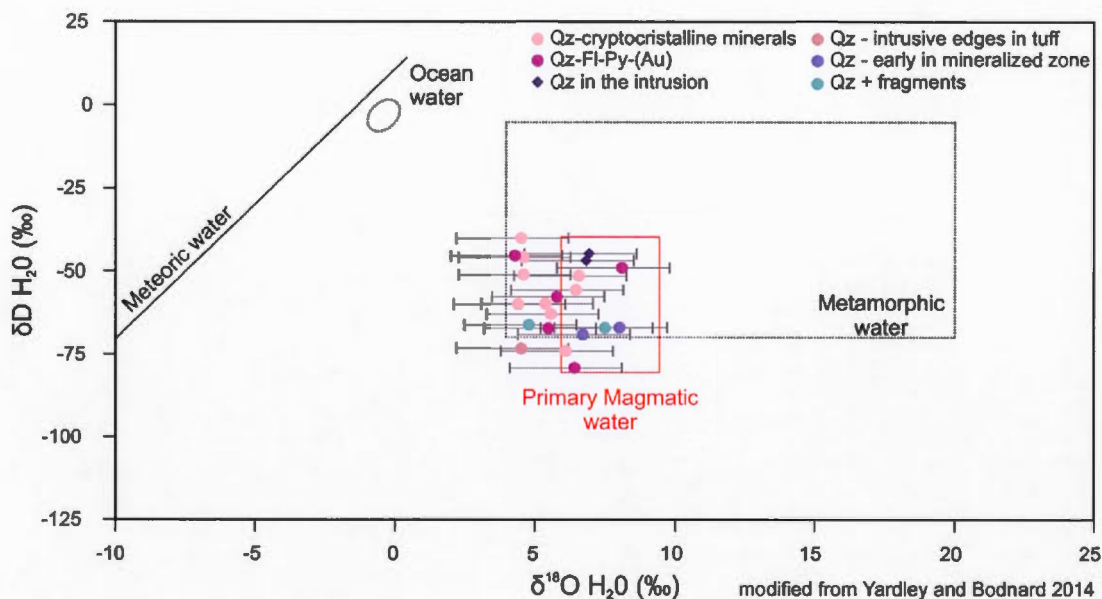


Figure 2. 13: Plot of the $\delta^{18}O$ and δD isotopic compositions of the quartz veins indicates a magmatic fluids source.

5. Discussion

The Bachelor deposit is one of the end members of the Neoproterozoic alkaline gold related deposits (Robert, 2001). Based on our data, we present a new interpretation that takes into account (1) The position of the O'Brien pluton and Bachelor gold mineralization relative to the structural evolution of this part of the Abitibi Greenstone belt; (2) The age of Bachelor gold mineralization relative to surrounding geology; and (3) Descriptive elements of the Bachelor mineralization relative to what we know about oxidized alkaline porphyry-style deposits.

5.1. Intrusion emplacement context

The O'Brien intrusion is located in the vicinity Wedding-Lamarck deformation corridor. This is a deep crustal structure marking the contact between a mafic rocks dominated domain on the west side and a more felsic rocks dominated domain in the east side (Fayol et al., 2012) along which several alkalic intrusions (e.g., O'Brien, Lac Shortt, Saussure) were emplaced (Fayol et al., accepted). This corridor and subsidiary extensional structures might have play a key role on those intrusions emplacement as they could have acted as conduit for the magmas. Gold deposits are associated with those late-Archean alkaline intrusions.

The emplacement of the O'Brien pluton appears to be very surficial. Estimates of crystallisation temperature are made using the Miller et al. (2003) Zr thermometer and the zircon shape analysis method (Pupin and Turco, 1972; Pupin, 1980). In aplite and highly fractionated rocks, such as the O'Brien intrusion, the zircon saturation temperature represents the minimal magma temperature at emplacement, in case of inherited zircon, the temperature can be slightly overestimated (Miller et al., 2003). The O'Brien intrusion has a mean Zr content of 94.5 ppm, which correspond to a temperature around 735°C. Using minimal and maximal Zr content, the magma emplacement temperature varies from 675°C to 760°C (Figure 2. 14). In the O'Brien intrusion, zircons are homogeneous and have a T index of 300 corresponding to an approximate crystallisation temperature of 600 to 650°C. They are interpreted to form at the end of crystallisation (Pupin and Turco, 1972; Pupin, 1980). Such evaluations fit perfectly with the previous data: See (1994) determined that melted inclusions reached saturated solidus between 650 and 700°C. Aqueous fluids inclusions were trapped at 675°C. Those different temperature determinations indicate that the magma was emplaced at temperature ranging from 675 to 760°C and cooled to the solidus point between 700 and 650°C (Figure 2. 15). Such a low solidus temperature may be explained by the fluorine activity (Manning, 1981; Bouchez and Nédélec, 2011)

which is high in the O'Brien intrusion (mean F=1659 ppm); fluorapatite and interstitial purple fluorite are present.

The O'Brien intrusion encompasses albite, K-feldspar and perthite. The presence of perthite is indicative of hypersolvus crystallisation whereas the presence of coexisting albite and K-feldspar indicates a subsolvus crystallisation. Therefore the combination of those three feldspars indicates changes on the crystallisation conditions and the intrusion can be referred as transolvus (Bonin, 1990; Bouchez and Nédélec, 2011). The transolvus crystallisation and the albite + K-feldspar + perthite paragenesis can be explained by the modification of crystallisation conditions in presence of fluorine (Manning, 1981). Transolvus crystallisation and the presence of miaroles are indicative of low pressure, and therefore surficial emplacement of the magma.

The high fluorine activity in the magma lowers the viscosity and enables the segregation of a less viscous, enriched residual fluid (Dingwell et al., 1985; Bagdassarov et al., 1993; Bouchez and Nédélec, 2011) which can circulate more easily into the pluton and host-rocks. This F-rich fluid often occurs as miaroles and hydrothermal veins in such systems (Webster et al., 1998). The miaroles mineral assemblage—fluorite, fluorapatite, barite, calcite and muscovite—reflects the composition of the hydrous fluid exsolved from the melt. As fluorine reduces the liquidus-solidus temperature, it increases the duration of the magmatic process (Dingwell, 1985). A long term system and low viscosity favours the transition from a magmatic to a hydrothermal system.

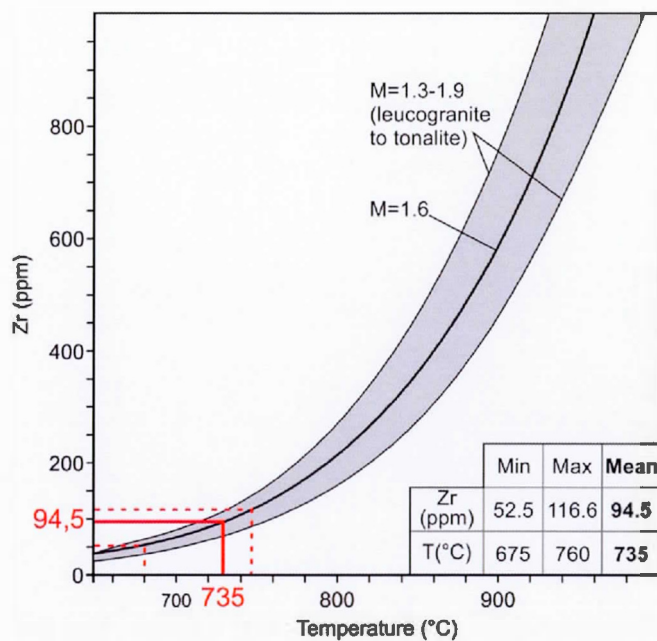


Figure 2. 14: Based on Zr content, temperature of the O'Brien magma emplacement is estimated at between 675 and 735°C (modified from Miller et al., 2003).

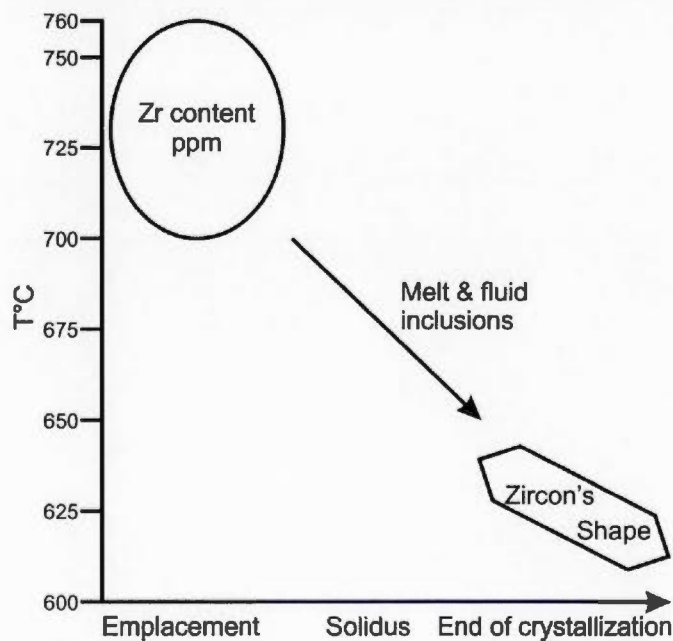


Figure 2. 15: O'Brien intrusion temperature of emplacement, solidus and end of crystallization estimated from Zr concentration, melt and fluid inclusions (See, 1994) and zircon shape respectively.

5.2. Age of gold mineralization

The paragenetic sequence (Figure 2. 12) show that the metasomatism event leading to the formation of replacement ore zones is divided into three main stages: (1) Oxidation and potassic alteration; (2) sulfidation; (3) retrograde oxidation including pyrite and gold precipitation. The gold deposition is therefore presented as a late event. However, those three stages are bounded by two magmatism events. The intrusion of the main O'Brien syenitic body is the starting point of this magmatic-hydrothermal system; the gold deposition occurs before the intrusion of aplitic dykes through the O'Brien syenite, the mineralized zones and the volcanic host rocks.

Crosscutting relationship between mineralized zone and aplite are supporting the magmatic origin of the mineralizing fluids. This is also supported by the synchronous precipitation of gold, fluorite, fluorapatite, barite and other minerals that are presents in both mineralized zones and disseminated in the O'Brien syenite.

A late brecciation event took place during and after emplacement of the aplite dykes. However, there is no record of gold mineralization related to these event and fluids still have a magmatic isotopic signature.

5.3. Association of gold with an oxydized alkaline plutonic system

The O'Brien pluton is a polyphased alkali-calcic to alkaline intrusion with composition ranging from quartz-syenite to alkali-granite. The alkalinity of this intrusion is confirmed by both geochemistry (europium anomaly) and zircon shape. The presence of magnetite rather than ilmenite, and the presence of sulfates at different stages of the magmatic-hydrothermal process are indicative of an oxydized system.

The O'Brien intrusion and metasomatized ore zones contain sulfates, barite and anhydrite. In the intrusion, barite is observed in association with feldspar, apatite and fluorite in both groundmass and miaroles. In the mineralized zone, barite is within inclusions in pyrite and in the alkali feldspar matrix. This indicates that barite crystallized at both magmatic and hydrothermal stage. Anhydrite is only found in inclusions within the pyrite, indicative of precipitation at the hydrothermal stage. Numerous experimental and natural sample studies have been done in order to understand the sulfur speciation in melts and fluids (Carroll and Rutherford, 1985; Metrich and Clocchiatti, 1996; Jugo, 2009; Baker and Moretti, 2011; Williams-Jones and Migdisov, 2014). The sulfur state, S^{2+} (sulfides) or S^{6+} (sulfates), in melts is dependent of several parameters: pressure, temperature, fluid composition, FeO content, fO_2 and fS_2 (Baker and Moretti, 2011). The fO_2 is not the only parameter influencing the sulfides-sulfates transition but most studies demonstrate that sulfate saturation is reached for higher fO_2 than the sulfides one (Carroll and Rutherford, 1987; Metrich and Clocchiatti, 1996; Jugo, 2009; Baker and Moretti, 2011). In the O'Brien intrusion sulfates are barite rather than anhydrite; the presence of barite over anhydrite can be explained by its greater stability in Ba-rich environment (Hattori, 1989; Hanor, 2000).

The Eu anomaly is an estimation of the Eu^{2+}/Eu^{3+} ratio (Drake and Weill, 1975). During the crystallisation process, Eu^{2+} substitute for Ca^{2+} and Na^+ in plagioclase; Eu^{3+} , which is incompatible, stays in the residual magma (Henderson, 1984). In a feldspar-rich rock such as a quartz-syenite, an anomaly is therefore expected. However, the O'Brien intrusion lacks any Eu anomaly. The absence of an Eu anomaly reflects either a magmatic source with no plagioclase (Cullers and Graf, 1984) or indicates an oxidized nature of the magma where Eu is in the Eu^{3+} state (Drake and Weill, 1975). The presence of minerals indicative of high fO_2 such as magnetite-hematite-sulfates in the O'Brien intrusion is consistent with a lack of Eu anomaly due to oxidation.

In order to estimate the fO_2 of mineralizing fluids in the Lac Bachelor deposit, See (1994) measured the composition of hydrothermal biotite in equilibrium with magnetite and alkali-feldspar. From these measurements, she determined that the fO_2 of the fluid decreases with temperature as the system cools. The fO_2 lies in between the QFM and the Hem-Mag buffers (Figure 2. 16). The higher fO_2 , -16, is measured in the edge of the mineralized zone. The lowest fO_2 , -23, are measured in syngenetic quart-fluorite-pyrite vein in the Main zone.

The O'Brien magnetite-hematite-rutile, oxidized, mineral association, presence of sulfates and lack of Eu anomaly are consistent with an oxidized magma from which an oxidized fluid exsolved. This fluid is progressively reduced by interaction with host rocks and crystallisation. Two coexisting mineralizing fluids were recognized (See, 1994): (1) a carbonic fluid $H_2O-CO_2-NaCl (\pm CH_4-H_2S)$; (2) an aqueous fluid $H_2O-NaCl \pm MgCl_2-KCl$. Their moderate salinity (3.3 to 14.55%), temperatures in between 275 and 410°C and pressure fluctuating from 110 to 310 MPa are consistent with fluids exsolving from magma during crystallisation.

The association between oxidized alkaline magmatism and gold deposits is recognized (Cameron and Hattori, 1987; Jensen and Barton, 2000; Sillitoe, 2000; Blevin, 2004) in both Phanerozoic (e.g., Cripple Creek, USA; Ladolam, Papua New Guinea) and Archean (e.g., Boddington, Australia; Young-Davidson, Ontario; Beattie, Quebec). Therefore, it is important to understand how this specific magmatism favored gold transport and deposition. Alkali magmas are derived from low degrees of partial melting and are enriched in alkali (Na, K), volatiles (Cl, F...) and incompatible elements. Experimental studies allow us to understand the role of oxidation, sulfur speciation, volatiles and alkali content of melts in gold solubility and transport (Jugo, 2009; Botcharnikov et al., 2011; Pokrovski and Dubrovinsky, 2011).

Gold and other chalcophile element's solubility is strongly dependant on the presence of ligands such as sulfur complexes. HS^- and H_2S are recognised to be the main gold

transporting agents (Barnes, 1997) and in more oxidized hydrothermal fluids, S^{3-} is now a proposed ligand (Pokrovski and Dubrovinsky, 2011; Pokrovski and Dubessy, 2015). Therefore, the sulfur solubility is a key factor and conditions at which sulfur saturation is high should favor incorporation of gold to the magma during partial melting and further transportation. Partial melting under oxidizing condition favors sulfide dissolution in the source magma and therefore an increase in gold and chalcophile element's initial concentration (Mungall, 2002; Sun et al., 2015). Depending of the oxidation states of the fluids, sulfur is present either as sulfides or sulfates and some studies focused on the sulfur solubility variation with oxidation; the higher sulfur solubility is reached when sulfide and sulfate saturation occurs simultaneously (Jugo, 2009). Therefore, melts with both sulfides and sulfates have a greater sulfur budget. However, a greater sulfur concentration does not always correlate with higher gold solubility because Au has not an equal affinity with all sulfur complexes. The higher Au solubility in melt occurs for moderately oxidized (FMQ+1) magma, when sulfur is present as both sulfides and sulfates, and at low degree of partial melting (Botcharnikov et al., 2011). As gold forms complexes with sulfur, the early precipitation of sulfides has to be avoided; oxidizing conditions, above the FMQ buffer, is needed in order to allow concentration of gold into residual melt and aqueous phase during fractionated crystallisation of the magma (Mungall, 2002; Blevin, 2004).

Oxidation state during partial melting and later transport is a key factor but as well as being oxidized, many gold-bearing intrusions are alkaline. Do the alkali elements influence the gold solubility? Recent studies demonstrate that gold solubility increases in the presence of Na or K by forming $NaAuCl_2$, $KAuCl_2$, or even better, $NaAu(HS)_2$ and $KAu(HS)_2$ complexes that allow efficient transfer of gold to magmatic fluids (Zajacz et al., 2010). Alkaline magmas are also enriched in volatile element and are fluorine-rich which favored segregation of enriched hydrothermal fluids at a late stage of crystallisation.

In conclusion, weakly oxidized (around FMQ+1), alkaline, F-rich magmas encompass most of the best conditions for: (1) gold and sulfur concentration in the melt during partial melting, (2) gold transportation and preservation during magma ascent and (3) final concentration in residual F-rich hydrothermal fluids.

All these conditions are met at the Lac Bachelor gold deposit. Magnetite, presence of both sulfides and sulfates and fO_2 determination on biotite indicates a moderate oxidation state. The O'Brien mineralogy–alkali-feldspar, fluorite–and geochemistry indicates an alkaline F-rich composition. And finally, magmatic fluids exsolution at the end of the crystallisation is confirmed by the presence of both metasomatized zones, indicative of pervasive fluids circulation, and quartz \pm fluorite \pm pyrite \pm Au veins stockwork with magmatic origin, indicative of local high fluids pressure.

As the crystallisation and cooling of the intrusion progress, residual aqueous fluids exsolved from the magma and percolated through the host-rocks and could use pre-existing faults as pathway. This oxidized magmatic fluid was enriched in fluorine, sulfur and gold. The reaction between fluids and host rocks changed the oxidation state of the fluids allowing precipitation of sulfides. Such reduction is needed to precipitate pyrite and associated gold (Cameron and Hattori, 1987; Mungall, 2002; Pokrovski and Dubrovinsky, 2011; Sun et al., 2015). At Lac Bachelor, the Coniagas volcanogenic massive sulfide deposit which is very close might have accentuated the reducing character of the Fe-rich tholeiitic host-rocks by locally adding sulfides in those rocks, prior to the O'Brien intrusion emplacement.

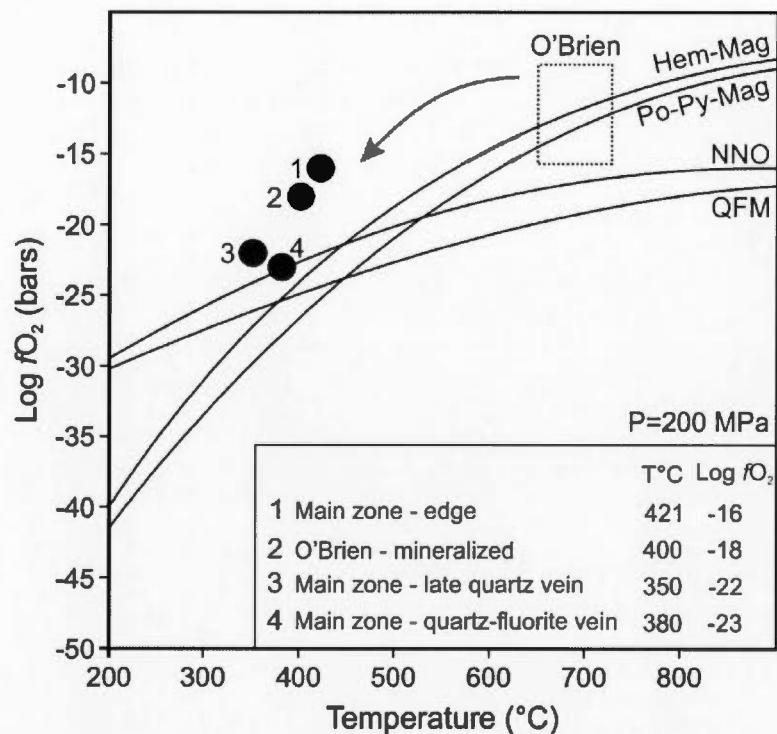


Figure 2. 16: Plots of the estimated oxygen fugacity of the fluids show that the fO_2 decreases with temperature and is above the magnetite-hematite buffer (modified from See, 1994).

5.4. A genetic model

The O'Brien intrusion sits in the unusual NE-SW Wedding-Lamarck deformation corridor whereas most of the Archean breaks are E-W to WNW-ESE orientated in the Abitibi subprovince. Several late-Archean alkaline intrusions (O'Brien, Lac Shortt, etc.) have been found along or bordering this corridor. This structure, earlier deep N-S and E-W crustal structures and subsidiary faults probably played an important role on magma migration through the crust. Pre-existing faults acted as pathway for both magma and hydrothermal fluids. This alkalic magma was probably generated by a low degree of partial melting and fractionated crystallisation permitting the separation of a much evolved Fe-Mg-poor granitic phase, the O'Brien quartz-syenite

and alkali-granite, from a mafic residual phase, from which the lamprophyres might originate. This alkalic magma was enriched in fluorine and has a low viscosity, which allowed passive transport through the crust via a regional fault system and latter emplacement via more local extensive structures.

The emplacement of the intrusive body in a Fe-rich tholeiitic volcanic sequence induced an oxidizing fluids circulation which remobilized Fe from these host rocks and created a magnetite halo around the intrusion. This magnetite halo is responsible for the high-magnetic signal around the intrusions (Figure 2. 17).

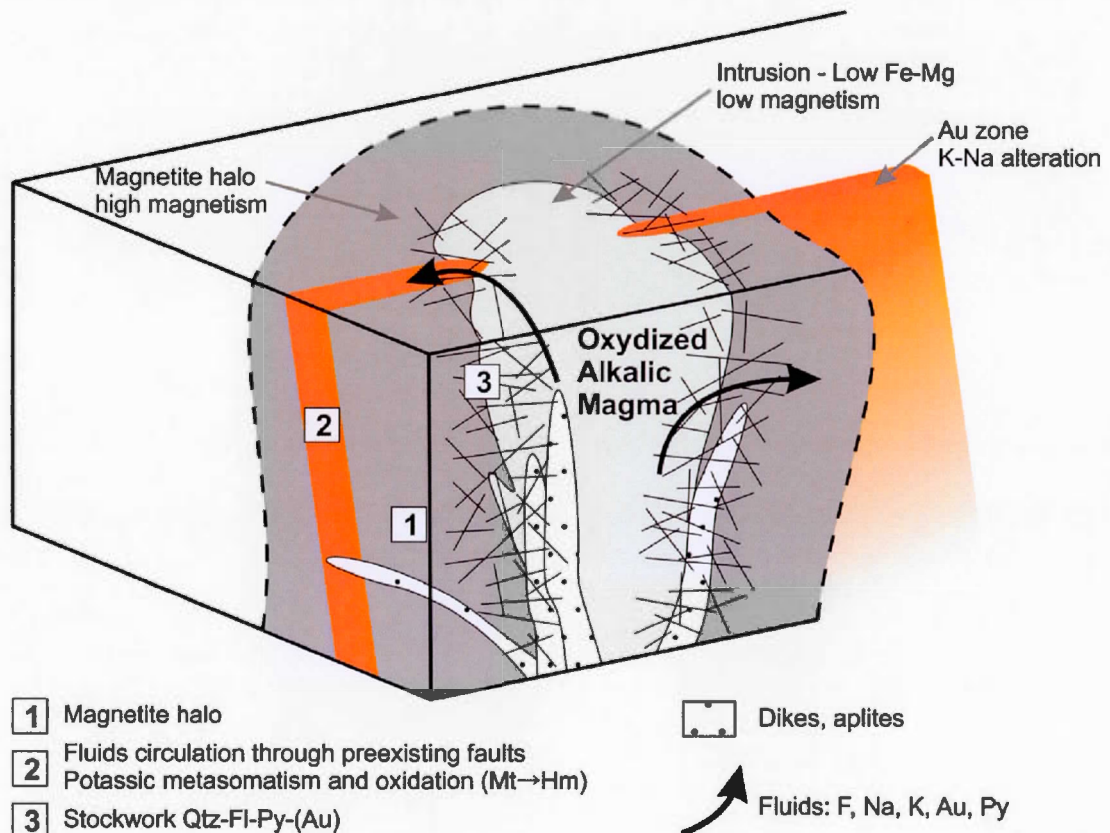


Figure 2. 17: Genetic model for late-Archean intrusion-related gold deposits showing the close relationship between an oxidized-alkaline intrusion and pervasive K-Na alteration of the host-rocks. Hydrothermal fluids exsolved from the crystalizing pluton; they are enriched in alkali, volatiles, sulfur and gold. Reduction of the fluids by the host-rocks induces sulfide and gold precipitation.

6. Conclusion

In the Abitibi subprovince, late-Archean intrusion-related gold deposits are mainly located in the vicinity of major breaks. These structures have long been studied in order to propose tectonic models of the Abitibi subprovince construction, understand the Timiskaming sedimentary basin formation or the hydrothermal fluids circulation (e.g., modeling of low pressure area after a seismic event along the break; Faure and Rafini, 2004). However, the presence of magmatic gold deposits in E-W, N-S and NW-SE corridor indicates that on top of structural approaches, the ability of such structures to act as pathway for ascendant magmas through the crust is a new but necessary approach.

The Lac Bachelor gold deposit is located at the edges of a syenitic complex surrounded by a magnetic halo (Figure 2. 6). Gold is associated with pyrite in localized alkaline, fluorine and hematite-rich pervasive metasomatized zones in the magnetite-rich volcanic host-rocks. Similar characteristics are observed in other gold deposits through the entire Abitibi subprovince (e.g., Canadian Arrow, Douay; Table 2. 6, Figure 2. 1). In the North of the Abitibi, Douay is on an E-W trending fault. The syenitic complex is intrusive into intermediate to mafic volcanics and a magnetic halo is present. High grade gold mineralization is present in metasomatized zones in the volcanics and a lower grade in the intrusion itself (Dupéré and Gagnon, 2010; Cliff, 2012; Fayol et al., accepted). In the South of the Abitibi, the Canadian Arrow deposit is located less than 10 km south of the Destor-Porcupine fault zone, on the NE-trending Golden Arrow fault. The syenitic complex is intrusive into mafic volcanics; a magnetic halo is also present. Gold is present in strongly metasomatized, red, zones at the intrusion edges and are controlled by a pre-existing NE-trending fault. Late hydraulic brecciation is observed (Cherry, 1983; Lavigne, 2011; Fayol et al., accepted). The Canadian Malartic dikes and sills are intrusive into metasediments, rather than volcanics, therefore alteration mineral assemblages are sometimes

different from the ones observed at the Lac Bachelor deposit. However, the alterations zones are still characterised by alkali metasomatism and presence of hematite. A magmatic source for the fluids is proposed (Helt et al., 2014). The structure is complex with multiple folding and shearing events (De Souza et al., 2015). The genetic model based on the Lac Bachelor deposit may apply to the most evolved (low Fe-Mg, high SiO₂) end member intrusions of the sanukitoid *s.l.* clan as defined by Laurent et al. (2014), at least in the Abitibi subprovince.

To form such deposits, following conditions have to be met: (1) Alkaline-oxidized magmatism which favours sulfur and gold solubility and transport; (2) crustal discontinuities allowing migration of such magma through the crust; (3) high permeability in the host-rock to permit hydrothermal fluids circulation and metasomatism reactions; (4) oxido-reduction contrast between the fluids and the host-rocks to cause gold deposition.

Acknowledgments

This research was supported by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), the Fonds de Recherche du Québec - Nature et Technologies (FQRNT). We thank Metanor Resources Inc. and its teams for the founding, easy access to the mine, datasets and discussions.

Table 2. 6: Summary of the geological characteristics of the mineral deposits discussed in the text.

Deposit	Size		Intrusion	Setting of mineralization	Elemental association	Alteration	References
	produced	reserves					
Lac Bachelor	869 418t @ 4.66 g/t	843 722t @ 7.38 g/t	Polyphased syenitic complex – Qz-syenite to alkali-granite	Disseminated, pervasive metasomatism in the volcanic host rocks Minor stockwork and disseminated in the intrusion	Au, F, Te Au:Ag ≈ 10:1	K-Na-feldspar, hematite, calcite, sericite, silica	Buro, 1984; Lauzière, 1989; Darling and Lafontaine, 2011
Canadian Malartic	36,7 Mt @ 4.70 g/t + 43,9 Mt @ 0.94 g/t	314, 2 Mt @ 1.07 g/t	Quartz monzonite and porphyritic granodiorite dikes and sills	Disseminated, pervasive metasomatism in the sedimentary host rocks and intrusions Minor stockwork	Au, Te, W, Bi ± Ag ± Mo ± Pb Au:Ag ≈ 4:3	Carbonates, albite, microcline, biotite, hematite white mica	Trudel and Sauvé, 1992; Gervais et al., 2014; Helt et al., 2014; De Souza et al., 2015
Golden Arrow	275 285t @ 2.16 g/t	No NI 43-101 compliant data	Monzonite to syenite plug and dikes	Stockwork and disseminated in the metasomatized intrusion and volcanic host rocks	Au	K-Na-feldspar, hematite, calcite, sericite, silica	Cherry, 1983; Lavigne, 2011
Douay		313 000t @ 7.75 g/t (Douay West) 905 000t @ 1,7 g/t (entire property)	Polyphased syenitic complex	Disseminated, pervasive metasomatism in the volcanic host rocks; disseminated in the intrusion and remobilized in late shear at intrusion edges	Au, F, Te	K-Na-feldspar, hematite, calcite, sericite, silica	Dupéré and Gagnon, 2010; Cliff, 2012

CHAPITRE III

THE MAGNETIC SIGNATURE OF NEOARCHEAN ALKALINE INTRUSION AND THEIR RELATED GOLD DEPOSITS: SIGNIFICANCE AND EXPLORATION IMPLICATIONS

by

Fayol N. ^a, Jébrak M. ^b, Harris L.B. ^c

^a Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère, UQAM, CP 8888, succ. Centre-ville, Montréal (QC) H3C3P8, Canada – noemiefayol@gmail.com, corresponding author, Tel.: +1 514 235-2520

^b Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère, UQAM, CP 8888, succ. Centre-ville, Montréal (QC) H3C3P8, Canada – jebrak.michel@uqam.ca

^c INRS, Centre – Eau Terre Environnement, 490, rue de la Couronne, Québec (QC) G1K9A9, Canada – lyal.harris@ete.inrs.ca

Accepted by Precambrian Research

Abstract

Exploration for Neoproterozoic intrusion-related gold deposits in the Abitibi greenstone belt of the Superior craton, Canada, is of increasing interest. The two most recent Abitibi gold mines are intrusion-related. Late-Proterozoic alkaline intrusions in the Abitibi subprovince are separated into three groups based on their geophysical and geochemical signatures: (1) large, heterogeneous, unmineralized batholiths; (2) small magnetite rich-syenites with magmatic gold, which is often remobilized by fault systems; (3) small magnetite poor-quartz-syenites to alkali granites with magnetite-rich halos and magmatic gold mineralization. The “positive like” signature of some gold-bearing intrusions is related to their magmatic evolution and the high content in magnetite of the more ferromagnesian intrusions. Intrusions with an “annular-like” shape record a lower Fe_2O_3 content in their less magnetite-rich cores and gold mineralization occurs within their magnetite-rich metasomatized host-rocks. If the aeromagnetic signature has an “annular-shape”, the lower-magnetic zones in the magnetic aureole are the more favourable zones. For those with a “positive-like” magnetic signature, the intrusion itself is the target.

Keywords

Superior Craton

Abitibi Subprovince

Neoproterozoic

Intrusion-related gold deposits

Alkaline magmatism

Magnetic signatures

Highlights

- Three Neoproterozoic intrusion types are distinguished from aeromagnetic and geochemical signatures.
- Aeromagnetic signatures of plutons allow to recognize the style of gold mineralization.
- Both small intrusions with “annular-” and “positive-like” magnetic signature have gold potential

1. Introduction

Alkaline intrusion-related gold deposits have been recognized worldwide (e.g. Cripple Creek, Colorado and Ladolam, Papua New Guinea; Jébrak and Marcoux, 2015). Similar Neoproterozoic deposits are now recognized in Archean greenstone belts such as in the Yilgarn Craton and the Abitibi greenstone belt of the Superior Craton (Robert, 2001; Duuring et al., 2007; Beakhouse, 2011). In the latter, the two most recent gold mines in the Quebec part of the Abitibi, Canadian Malartic and Lac Bachelor, are intrusion-related (Fayol et al., 2013; Helt et al., 2014).

Based on geological surveys maps, about one hundred late, calc-alkaline to alkaline intrusions may be distinguished in Ontario and Quebec. The 2685 and 2670 Ma plutons (Legault and Lalonde, 2009) are clearly different from 2697 Ma and older TTG intrusions and from Al-rich leucogranite (S-type) intrusions which formed by melting a crustal component after 2665 Ma (Goutier and Melançon, 2010). Abitibi calc-alkaline to alkaline intrusions belong to the sanukitoïd *sensu lato* clan of Laurent et al. (2014). Most of the intrusions are located along or near major brittle-ductile shear zones or ‘faults’ including the Cadillac Larder Lake Fault zone and the Destor Porcupine Fault zone in its southern part, and Lennox Creek-Harricana, Casa Berardi

and Detour Lake in the Northern part. All these faults are marked by detrital Temiskaming-type basins (Daigneault and Archambault, 1990; Thurston et al., 2008). The plutons vary from less than 500 m to 10 km in diameter (Legault and Lalonde, 2009) and display large differences in composition from truly alkaline syenite, to carbonatite to felsic monzodiorite (Kontak, 2012; Helt et al., 2014; Nadeau et al., 2014; Bigot and Jébrak, 2015). A large proportion of these intrusions contain gold mineralization; this association has been explained either by a genetic connection or by a late rheological control (Robert, 2001).

These gold-related late intrusions have been long known to have a distinctive magnetic signature, commensurate with their oxidic character (Hattori, 1987). A geophysical approach is therefore useful to better constrain the redox state of intrusions and their associated mineralization, and to provide efficient exploration tools (c.f. Clark and Schmidt, 2001). In this paper, we will propose a classification of these late intrusions emphasizing their magnetic character, their major element geochemistry and their metallogenic potential. The petrological and geodynamical interpretation of these intrusions using trace elements will be provided in a companion paper.

2. Methods

The study used the Geological Survey of Canada high-resolution TGI3 aeromagnetic Abitibi data compilation (Keating et al., 2010). This grid is a compilation of datasets from Quebec (MERN), Ontario (OGS) and Geological Survey of Canada (GSC). The surveys were flown at a mean flight altitude of 120 m with a maximum line spacing of 200 m; data were gridded at a 50 m interval. In order to enhance the aeromagnetic images, the aeromagnetic residual total field grid (IGRF removed and reduced to the pole; Keating et al., 2010) was processed using Oasis Montaj software. The long

wavelength component due to deepest sources was removed using a Butterworth filter, keeping the short wavelengths arising from shallow, approximately less than 5 km, source bodies (calculated from the slope of the radially averaged power spectrum using the method of Spector and Grant, 1970). This method generates detailed images of the residual magnetic field reflecting variations in magnetism in and around the plutons. Removal of the long wavelength component was necessary to allow observation of smallest intrusions and to image the zoning of the magnetic response around and within these stocks. However, even with this treatment, considering that regional data with 200 m line spacing is used, the study is focused on intrusions of at least 0.25 km² and dikes are excluded.

Profiles of the filtered grid were generated over 31 alkaline intrusions widely distributed within the Abitibi Subprovince in Quebec and Ontario (Figure 3. 1). Studied intrusions represent about 30% of recognised alkaline intrusions in the Subprovince. The shape and size of the analysed intrusions were calculated using the image analysis ImageJ software (Schneider et al., 2012) based on contours drawn in Oasis Montaj. From these enhanced aeromagnetic images and profiles, focused field work (Lac Bachelor) and previous studies, correlations between lithology, mineralization, shape, size, and magnetic susceptibility led to a classification of plutons showing association with gold.

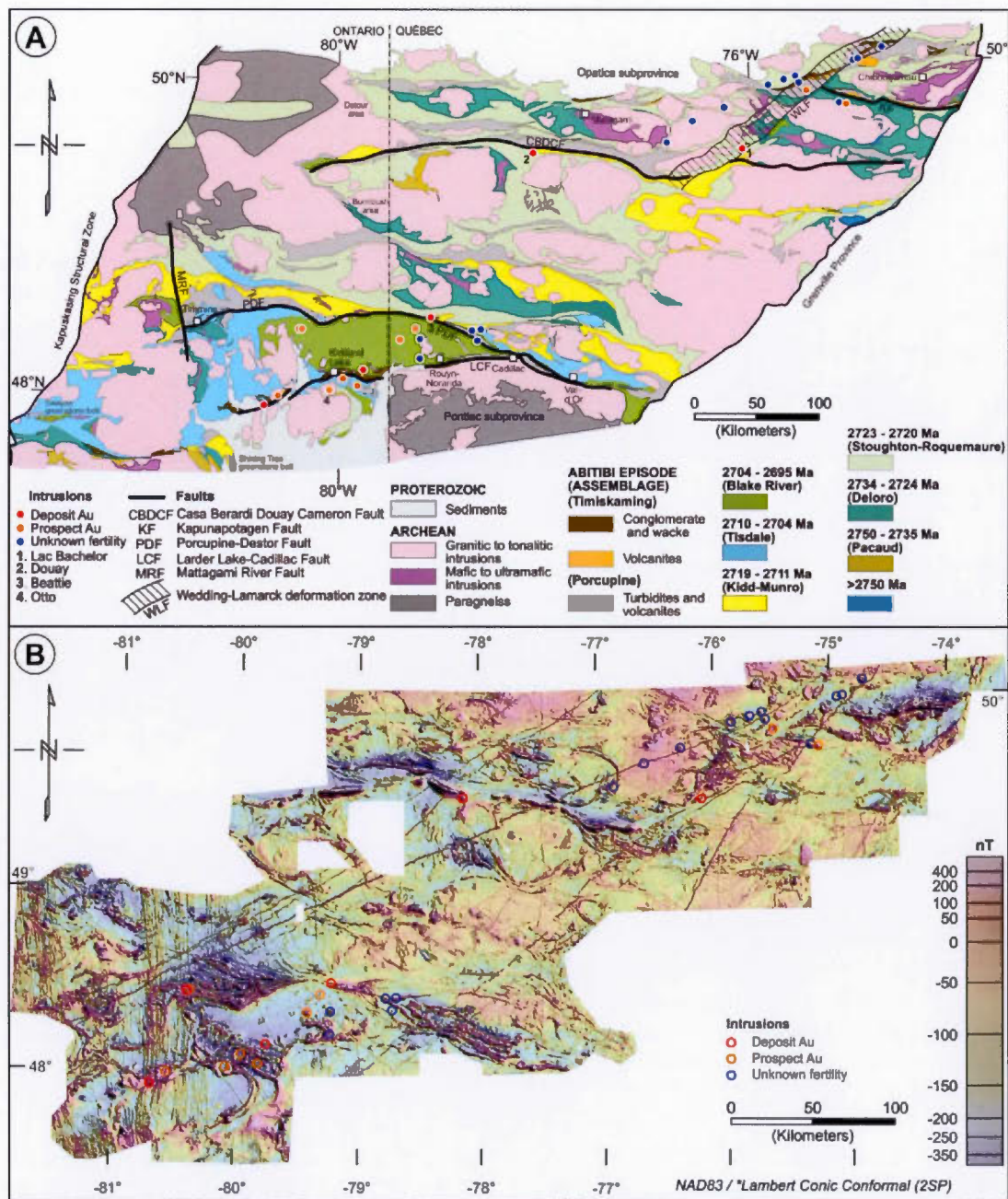


Figure 3. 1: A - Location of the 31 alkaline intrusions studied on the Abitibi map (modified from Thurston et al., 2008). B - Shaded residual total field Abitibi aeromagnetic image (derived from the GSC dataset compiled by Keating et al., 2010).

A magnetic susceptibility survey was carried out in the Bachelor Mine (Figure 3. 1-A) from the O'Brien intrusion to the outer mineralized zone using a Georadis KT-10 Magnetic Susceptibility Meter in order to correlate aeromagnetic responses of the intrusions and host rocks to field exposures. For the other intrusion, we use published data from Bigot (2012) and Ontario Geological Survey datasets (Ontario Geological Survey, 2001).

A compilation of 163 geochemical rock analysis, representing 18 intrusions, from geological surveys (OGS, MERN), companies and academic studies (Bigot, 2012; Martin, 2012; Fayol et al., 2013) was used to correlate the magnetic response and the lithological properties of the intrusions. Source of the data can be found in the associated data repository.

3. Results

3.1. Magnetic signatures of late intrusions

All intrusions display a rather regular concentric signature. Three main aeromagnetic signatures were distinguished (Table 3. 1): fourteen intrusions present an “annular” like signature, 10 a “composite” signature and 7 a “positive” signature. These three types are exemplified respectively by the O'Brien, the Beattie and the Otto intrusions (Figure 3. 2). As our measurements have been made on about 30% of the known late alkaline intrusions in the Abitibi, the results are representative and clearly indicate that these three types of aeromagnetic signatures are commonly observed.

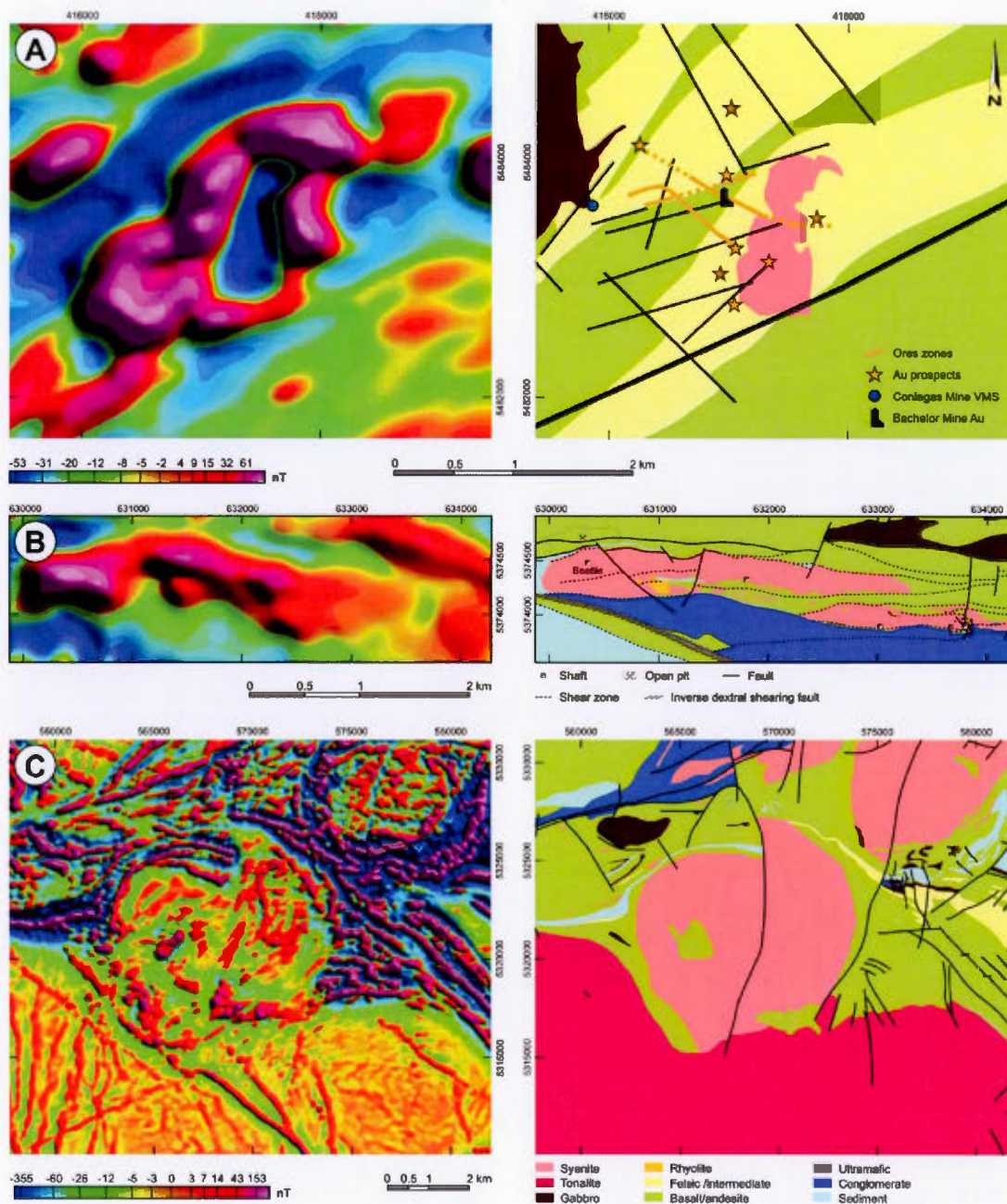


Figure 3. 2: Three magnetic signatures types. A-“annular”, B-“positive”, C-“composite” exemplified respectively by the O’Brien, Beattie and Otto intrusions.

The O'Brien intrusion, a quartz-syenite intruding intermediate tuffs, andesites, basalts and minor felsic volcanics (Lauzière, 1989; Fayol et al., 2013) in the Lac Bachelor gold mine, represents the annular type. The intrusion shows a low magnetic response however the host rocks are highly magnetic (Figure 3. 2-A). Gold mineralization is mainly within the magnetite-rich halo to the intrusion and is particularly abundant in zones where hematite partly replaces magnetite. Consequently, the ore zones correspond to a lower magnetic response compared to the overall highly magnetised halo. Magnetic susceptibilities measured in the mine (Figure 3. 3) show that the highest value corresponds to magnetite alteration of the tuff around the intrusion. The quartz-syenite itself is weakly magnetic and where hematite alteration is present, the magnetic susceptibility drops to less than 1.10^{-3} SI.

The Beattie syenite (Figure 3. 2-B) has the opposite magnetic signature and represents the "positive" type. The syenite has a magnetite-rich core with high magnetic susceptibility (Figure 3. 3). The edges and sheared syenite are hematite-carbonate-pyrite-(Au) rich which correlates with lower measured magnetic susceptibilities (Bigot, 2012). The syenite is hosted by basalts to the north and Timiskaming sediments to the south. The intrusion has a positive anomaly and the host rocks are less magnetic.

The composite type is illustrated by the Otto stock (Figure 3. 2-C), a multi-kilometric polyphased syenitic stock of the Kirkland Lake area (Smith and Sutcliffe, 1988; Berger, 2006). It is hosted by mafic and intermediate volcanics and is not mineralized, however many mineralized syenite dikes are known in the area. The magnetic signature is characterized by highly magnetic, narrow edges and variations of the magnetic response on the inside due to lithological heterogeneities within the Otto stock. The aeromagnetic response correlates with variations of the magnetic susceptibility of each lithology (Figure 3. 3). This stock is a typical example of the

“composite” magnetic signatures that characterize very large intrusions, more than 9 km².

In the Kirkland Lake area, the Königsberger ratio is often greater than 1 (Ontario Geological Survey, 2001; Dentith and Mudge, 2014) which means that the remanent magnetism has a greater influence than the induced magnetism on the aeromagnetic signal. However, in these three examples, there are strong correlations between the aeromagnetic signal and the magnetic susceptibilities measured on rock samples. Therefore, the variations of the aeromagnetic signal are interpreted to be the result of the induced magnetism variations and the remanent magnetism is probably parallel to the present day magnetic field.

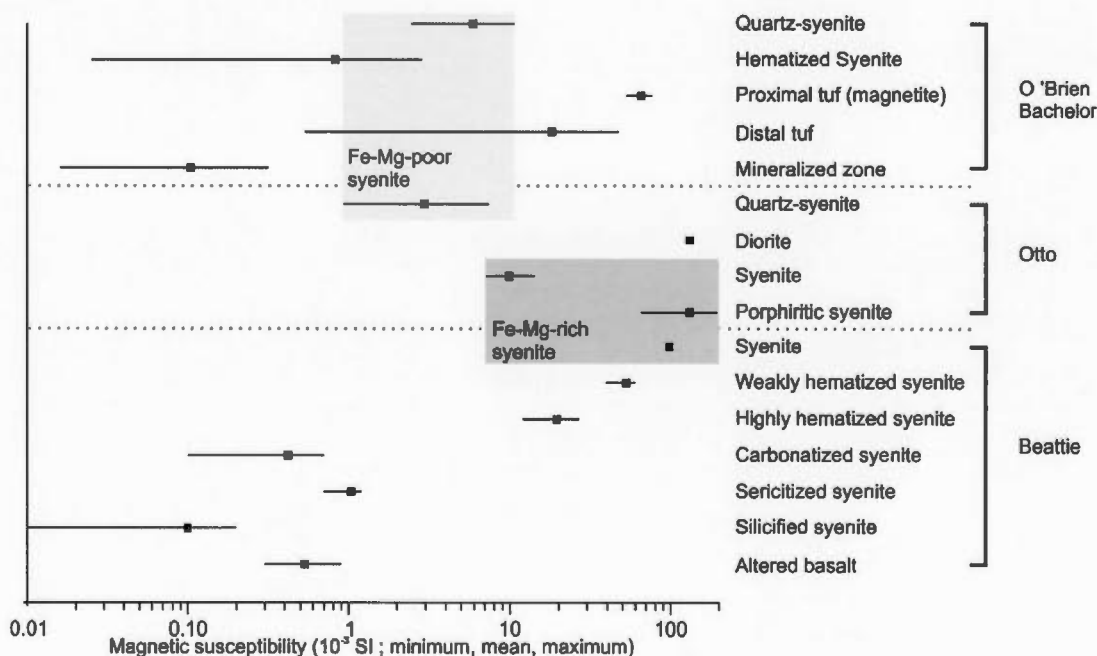


Figure 3. 3: Magnetic susceptibilities of the O'Brien, Otto and Beattie intrusions, related mineralized zones and host-rocks showing the correlation between lithology, alteration and magnetic susceptibility values.

The previous three categories are more distinct on magnetic profiles. “Annular- type” intrusions are small, less than 3 km² and about 1 km² in average diameter (Figure 3. 4-A). Their magnetic field variation between the edges and the core of the intrusion is large: 100-700 nT. The “positive-like” intrusions are also small, with 1.4 km² in average surface area (Figure 3. 4-B). The variation between edges and core is less, reaching a maximum of 200 nT.

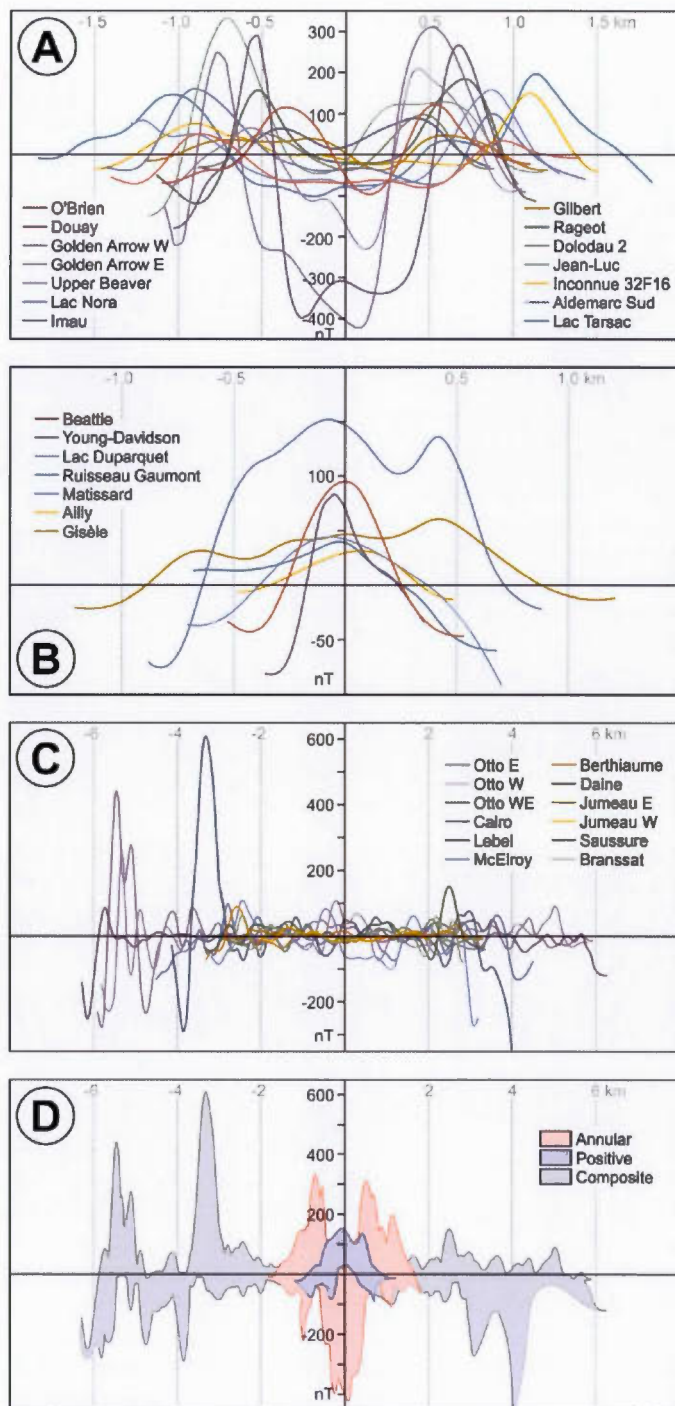


Figure 3. 4: Aeromagnetic profiles of the intrusions. A-“annular”, B-“positive”, C-“composite”, D-synthesis.

Finally, the “composite” like category includes ten intrusions and appears more heterogeneous than the two others categories (Figure 3. 4-C). All of these intrusions are large (9 to 69 km²), amongst the largest alkaline intrusions of the Abitibi greenstone belt. Except for two intrusions (Otto, Lebel) with very highly magnetised borders, the magnetic field variation is not that significant, with a maximum of 200 nT. However, since the intrusions are very large and heterogeneous, their magnetic susceptibility fluctuates; edges are nevertheless always more magnetic than core (+100 nT). In addition to lithological heterogeneities, the Otto stock is cut by the north trending Amikougami fault; thus east and west sides of the intrusion may not be at the same erosional level due to normal displacements on the fault (Berger, 2006). However, no interpretation of the vertical distribution of magnetite or oxidation state can be made because of the presence of several alkaline phases (porphyritic-, quartz-, mafic-syenites and hornblendite) in the main syenite body (Smith and Sutcliffe, 1988; Berger, 2006) and because of complex displacement along the Amikougami fault suggested by Berger (2006).

3.2. Geochemistry vs. magnetic signature

Three categories were determined from pluton geochemistry: granite, syenite and monzonite (Figure 3. 5), and a clear geochemical distinction between the “positive-” and “annular-like” intrusions is recognized. A “positive-like” magnetic signature characterizes the intermediate group ($55 < \text{SiO}_2 < 70\%$, $6 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 13$). These intrusions are characterized by the presence of mafic minerals such as amphibole and pyroxene and are magnetite-rich.

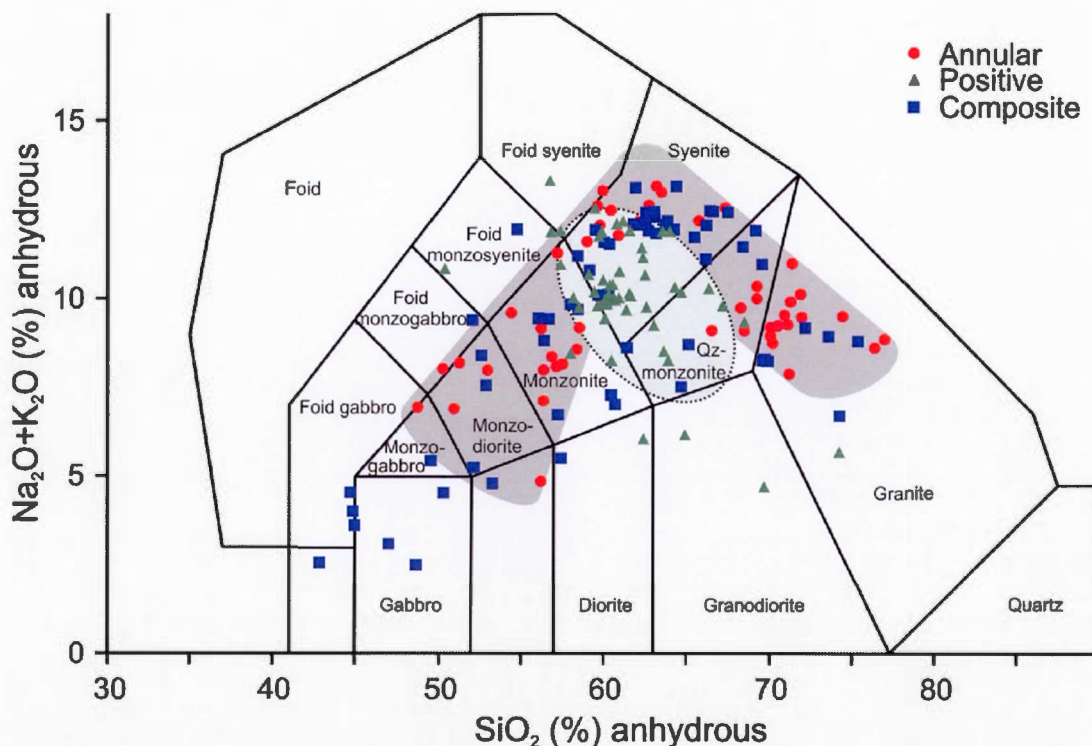


Figure 3. 5: Geochemistry of the intrusions highlighting alkali vs. silica-rich fields (Middlemost, 1985). The “positive-like” intrusions have homogeneous syenitic compositions, whereas “composite-” and “annular-like” intrusions split into: (1) syenite to granite and (2) more mafic monzonites to gabbro groups.

Plutons with an “annular-like” magnetic response are either alkali-silica rich granitic intrusions ($\text{SiO}_2 > 60\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7.5\%$) or more mafic intrusions ($\text{SiO}_2 < 60\%$). These two end members display very different metallogenic potential: the alkali-silica rich granitic intrusions are frequently associated with Au-(Cu) mineralization in the wall-rock (e.g. O’Brien, Godlen Arrow), whereas the more mafic ones (e.g. Lac Imau, Aldermac) have no known mineralization. Several polyphased intrusions (e.g. Douay, Lac Nora, Lac Tarsac) encompass both lithologies and significant gold concentration can occur (e.g. Douay). The alkali-silica rich granitic intrusions are the only “annular-like” intrusions with known economic gold concentrations. They are silica-rich ($\text{SiO}_2 > 60\%$) in comparison to the ferromagnesian intrusions; silica could

be either a primary component or as secondary quartz. For instance, field observations made at the Lac Bachelor gold mine (O'Brien stock) show that the high silica content of the intrusion is partly due to a post-solidus silicification that is expressed by a quartz veinlet stockwerk associated with gold mineralization. Those silicified intrusions commonly have an annular magnetic signature with low magnetic values at core (e.g. O'Brien, Golden Arrow; Fig 3 and 4).

Larger intrusions with "composite-like" magnetic signatures have heterogeneous geochemical compositions with variations similar to the "annular-like" intrusions. However, these heterogeneities are present in the intrusions itself. Large intrusions are polyphased with evolution from mafic to more silica-alkali-rich lithologies (e.g. Otto, Cairo, and Lebel).

Harker diagrams (Figure 3. 6) show linear trends TiO_2 , MgO , FeO , CaO , Na_2O and Al_2O_3 , indicating a progressive increase in the sodic plagioclase toward a syenitic composition, and a decrease of ferromagnesian minerals. TiO_2 content allows a clear distinction between more mafic "annular-like" intrusions ($\text{TiO}_2 > 0.6\%$), "positive-like" ones ($0.3 < \text{TiO}_2 < 0.6$) and silica-rich end members of the "annular" group ($\text{TiO}_2 < 0.3$). The fuzzy distribution of K_2O reflects the independent character of the post-solidus potassic alteration. There is a continuum from Fe-Mg-Ti-rich to less ferromagnesian and more silica-rich intrusions. The major element diagrams therefore demonstrate that the alkali-silica rich granitic intrusions appear to be the final product of a differentiation process beginning with mafic syenites. Therefore, these end members could be the result of the magmatic evolution of a unique parental magma.

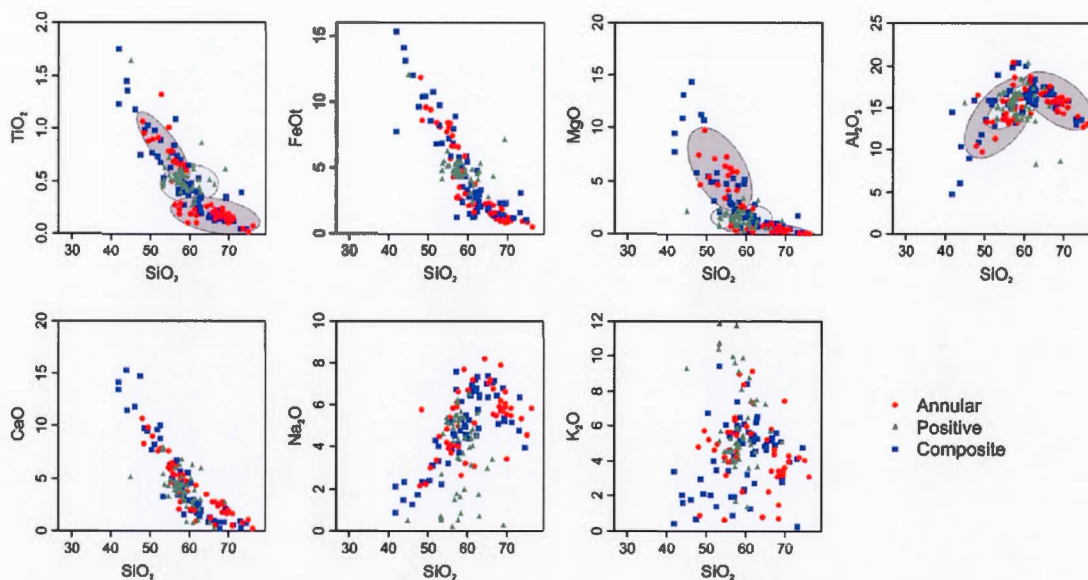


Figure 3. 6: Harker diagram showing almost linear evolutionary trends for TiO_2 , MgO , FeO , CaO , Na_2O and Al_2O_3 with differentiation (SiO_2 increase) whereas K_2O has a cloudy distribution.

The “positive-like” magnetic response is a very distinctive pattern for magnetite-rich syenites and quartz-monzonite that are commonly mineralized in their core (e.g. Beattie, Young-Davidson). The “annular” signature is distinctive of both ferromagnesian rich intrusions and felsic ones, outside of the “positive” intrusions geochemical composition range. However, silica rich ones usually have a more contrasting signature with low magnetic value at core and higher ones at the edges (e.g.; Golden Arrow, O’Brien).

3.3. Mineralization vs. size and magnetic signature

Two groups are defined from size analyses of the intrusions presented in Figure 7, viz. intrusions smaller than 3 km^2 and intrusions bigger than 9 km^2 . They are separated by a gap between 3 and 9 km^2 without known intrusions. Their shape is

described using the aspect ratio (ratio between the longest diameter of the intrusion and its shorter one, Table 3. 1). Based on previous study (Legault and Lalonde, 2009) three categories are defined: circular ($1 < AR < 1.5$), oval ($1.5 < AR < 3$) and elongate ($AR > 3$). All the largest intrusions have a circular or slightly oval shape. The smallest intrusions (less than 3 km^2) have shapes varying from circular to elongate without distinction between “annular” and “positive” intrusions (Table 3. 1).

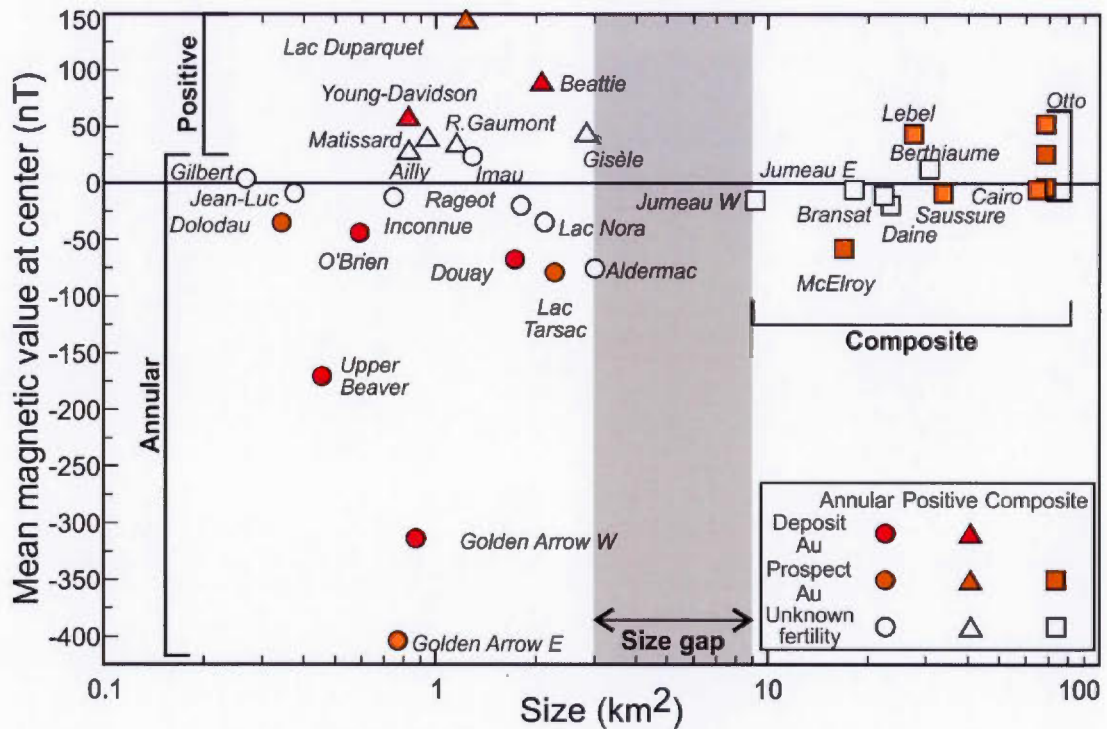


Figure 3. 7: Distribution of the three types of magnetic signatures vs. sizes of the intrusions and relation to gold mineralization.

Among the three types of magnetic signatures obtained in this study, “annular-” and “positive-like” patterns highlight the most prospective plutons to be for mineralized. Several intrusions of those categories host gold deposits whereas bigger intrusions with a “composite” profile are poorly mineralized (Figure 3. 7).

Of the fourteen intrusions with “annular” magnetic signatures, four have known economic or sub-economic mineralization (e.g. Douay, O’Brien, Golden Arrow West, Upper Beaver). In all these deposits, gold mineralization is intrusion-related (McNeil and Kerrich, 1986; Lauzière, 1989; Robert et al., 1997; Robert, 2001; Kontak et al., 2008; Fayol et al., 2013). Most of the ore is hosted in highly metasomatized (magnetite, hematite, K-feldspar, pyrite) host rocks at the syenite edges. The Upper Beaver deposit is a different system; it is a more typical Au-Cu porphyry-style deposit with mineralization both in the host rocks and a vein system in the syenite (Kontak et al., 2008). For all these deposits the ore is mainly situated in the highly magnetic halo around the low-magnetic intrusion on enhanced geophysical images. Those mineralized system are characterized by low magnetic value at center of the intrusions. This might be correlated to their higher silica and lower ferro-magnesian content. This could reflect silicification process that occurred on mineralized system. Three other intrusions (Golden Arrow East, Dolodau and Lac Tarsac) are gold prospects. Less siliceous, ferro-magnesian-rich intrusions have no recognized gold occurrences, unless they are polyphased and also have more felsic phases (e.g. Douay).

For the seven intrusions with a “positive” magnetic signature, two have known economic or sub-economic mineralization (e.g. Beattie, Young-Davidson). In these deposits, the mineralization is mainly in the magnetite-rich \pm hematite, K-feldspar, carbonate, pyrite alteration zone of the syenite. The gold mineralization is the result of probable magmatic and metamorphic fluid-mixing (Martin, 2012; Naderi, 2013; Bigot and Jébrak, 2015). The mineralized syenite has a high-magnetic response on enhanced aeromagnetic images. As shown in K_2O vs. SiO_2 diagram (Figure 3. 6), strong potassic alteration can occur. The Lac Duparquet intrusion is a prospect.

The style of mineralization associated with larger intrusions is more difficult to determine. In most cases, there is no directly related gold deposit, only mineral

occurrences, but a genetic link has been inferred from these large stocks and mineralized smaller plugs and dikes (Beakhouse, 2011). This could be the case for many dikes on the Kirkland Lake area (Rowins et al., 1993). In the Matachewan area, the Cairo stock hosts a few mineralized veins associated along late faults in altered syenite (Berger, 2006). A genetic link is suggested with the Young-Davidson syenite which is interpreted as a distal dike (Lovell, 1967). However, no economic gold concentration is known in those large, composite intrusions and only some minor prospect are recognized.

In conclusion, small intrusions, less than 3 km², are highly prospective with 50% of them hosting gold mineralization occurrences (19%) and deposits (28,6%). The gold mineralization is associated with either (1) extensive metasomatism of the host rocks around the intrusion due to magmatic fluids; (2) metasomatized syenite due to magmatic-metamorphic fluid mixing. These two styles of mineralization correspond to (1) “annular-” and (2) “positive”-like patterns respectively. Considering the proportion of deposits and prospects both types are equally prospective.

4. Discussion

Lithology and hydrothermal process are known to influence the magnetic properties of rocks. In this section we propose a review of known effects, previous assumptions related to those parameters and their application to Neoproterozoic intrusions in the literature. Afterward a synthesis of this study results and their consequences in term of intrusion genesis and gold setting is proposed.

The link between magnetite-series intrusions, oxidized hydrothermal fluids and gold mineralization has long been recognized in the Abitibi Subprovince (Cameron and Hattori, 1987; Hattori, 1987; Rowins et al., 1991). The magnetite content of the intrusions is controlled by the Fe content and the oxidation state of the magma

(Ishihara, 1977). Beakhouse (2007, 2011) considers that magnetite is the more abundant ferromagnetic mineral in intermediate to felsic plutons and therefore proposes the use of magnetic susceptibility as a proxy for fO_2 . The late-Archean alkaline intrusions with known gold mineralization portray relatively high magnetic susceptibility related to their Fe_2O_3 content. Where the oxidation state of the magma is over the fayalite-magnetite-quartz buffer, magnetite crystallization occurs.

Hydrothermal alteration appears to be a key component in the interpretation of the magnetic signature of mineralized systems (Clark, 1997; Gunn and Dentith, 1997; Clark, 2014). Early alteration stage and potassic alteration (K-feldspar) is usually magnetite-producing or, at least, magnetite remains stable (Beane and Bodnar, 1995; Arancibia and Clark, 1996). Magnetite and K-feldspar crystallisation are produced by biotite and/or amphibole iron oxidation (Liang et al., 2009). In oxidized-alkaline systems such as the Abitibi alkaline-related gold deposits, potassic alteration is abundant but the magnetite-hematite transition is the key to gold precipitation (Cameron and Hattori, 1987; Robert, 2001; Martin, 2012; Fayol et al., 2013; Bigot and Jébrak, 2015). In fact, the oxidized character of the magmatic fluids allowed incorporation of Au and S in the melt which avoids early precipitation of the sulfides. To precipitate gold and pyrite, a reduction of sulfates to sulfides is needed (Cameron and Hattori, 1987; Mungall, 2002; Pokrovski and Dubrovinsky, 2011; Sun et al., 2015). The intrusion of the magma into ferromagnesian volcanics—such as tholeiitic basalts, andesites and tuffs—and circulation of associated fluids remobilized Fe from those host rocks which created a magnetite halo around the intrusion. This reaction between fluids and host rocks changes the oxidation state of the fluids, allowing pyrite and hematite to precipitate. A high-magnetic response is expected for the magnetite-rich zone whereas the phyllic and propylitic alteration zones are magnetite-destructive, with crystallization of pyrite and hematite and are therefore less magnetic. In several deposits in Abitibi (e.g. O'Brien, Douay, Beattie, Young-Davidson, Golden Arrow), gold mineralization is frequently associated with pyrite-

hematite-rich zones, and therefore should be located in zone of lower magnetic susceptibility resulting in a low aeromagnetic response.

As shown, in section 3.1, in the Abitibi, there is a strong correlation between aeromagnetic signatures and magnetic susceptibilities of intrusions, mineralization and surrounding rocks measured in the field. Measurements and interpretations for the Kirkland Lake presented on Dentith and Mudge (2014) also illustrate this correlation.

Late alkaline plutons are common along major structural discontinuities in Archean greenstone belts. In the Abitibi subprovince, they are usually of limited surface area (<10 km²), although the largest ones may attain 100 km². They display rounded to elliptical shape and do not show evidence for late tilting. Their compositions vary from gabbro to granite, with large variations in alkali related both to primary signature and late potassic mobility. However, they do form a distinct assemblage (sanukitoid *s.l.*; Laurent et al., 2014) suggesting formation by fractionation of the same type of magmatic reservoir. Numerous gold deposits have been associated with such magmatism, including the large Malartic porphyry-style deposit.

Three distinct types of aeromagnetic signatures are widely distributed in the belt (Figure 8):

- The positive signature, corresponding to small meta-aluminous syenitic intrusions with a high ferro-magnesian content; gold is directly associated with these intrusion but may also be mobilized along crosscutting shear zones and within quartz veins;
- The annular signature, corresponding to (1) small meta-aluminous granitic intrusions with a low ferro-magnesian content; gold is both disseminated and within veins associated with a magnetite/hematite halo; in the Lac Bachelor deposit, gold is related to a late magmatic-hydrothermal event; (2) more mafic

intrusions, possibly magnetite-poor for which there is no recognized mineralization.

- The composite signature, reflecting lithological heterogeneities of large intrusions; gold does not seem to be directly associated with these intrusions.

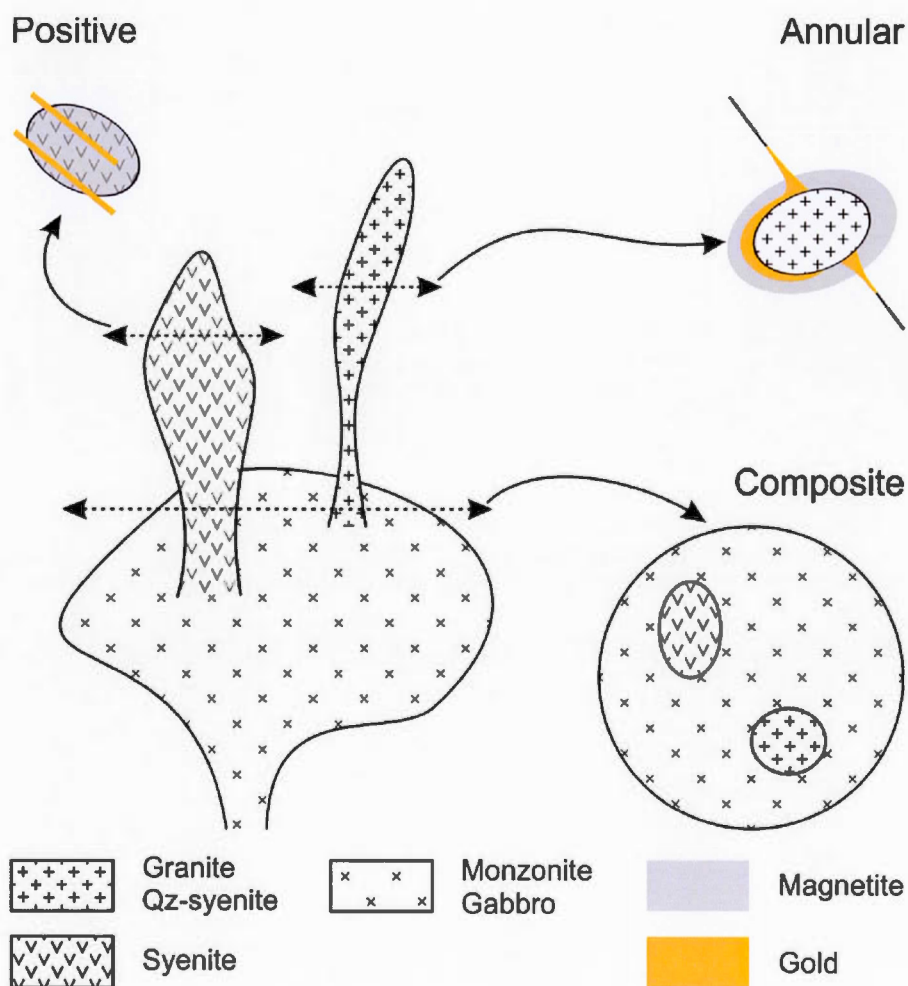


Figure 3. 8: The three intrusions types relationships and related gold settings.

As summarized by Sillitoe (2010), Phanerozoic Cu-(Au) porphyry deposits are related to small intrusions which are the expression of the late magmatic evolution of a large unmineralized parental batholith. Geochemical compositions of late-Archean intrusions show that these stocks represent three differentiation stages of the same parental magma. Therefore, we can attempt to draw a parallel between Phanerozoic porphyry deposits and late-Archean intrusion related gold deposits where the large, heterogeneous, unmineralized intrusions would be equivalent to Phanerozoic parental batholiths. Small, more felsic, mineralized intrusions—"positive-" and "annular-like"—would be the equivalent of Phanerozoic mineralized porphyries. However, further research is needed to see how far this comparison can go and how knowledge on Phanerozoic Cu-(Au) porphyry deposits can help us to better understand late-Archean intrusion related gold deposits.

5. Conclusion

Regional aeromagnetic surveys are shown to be a powerful tool to explore for late-Archean intrusion-related gold deposits seeking (1) "annular-" (2) "positive-like" patterns. In both cases, the focus should be on small intrusions, less than 3 km², located near crustal structures. In the case of "annular-like" magnetic signature, the favorable zones are in the highly-magnetic aureole around the intrusion and more specifically the lower-magnetic zones indicative of hematite and pyrite metasomatism (e.g. O'Brien). Identification of the more prospective "annular" signature can be made by preferentially targeting intrusions having the lowest magnetic values at core and, if geochemistry is available, SiO₂>60% and TiO₂<0.3%. In the case of "positive-like" magnetic signatures, the intrusion itself is the target. However, remobilization at the edges can occur if the intrusion edges are faulted or sheared (e.g. Beattie). "Composite" ones are not considered to be highly prospective, as there is no deposit

associated with them at that stage. However, smaller intrusions in there vicinity could be prospective (e.g.: Young Davidson, Kirkland Lake).

Acknowledgments

This research was supported by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), the Fonds de Recherche du Québec - Nature et Technologies (FQRNT) and the Canadian Mining Innovation Council and associated companies through the “Integrated Multi-Parameter Footprints of Ore Systems” project. We greatly appreciated comments by an anonymous reviewer which help improving the manuscript.

Table 3. 1: Intrusion characteristics; Shape: C=Circular, O=Oval, E=Elongated; Magnetic Signature: D=Donut, P=Peak, F=Flat.

Intrusion	X		Y		Filtered residual magnetic field (center)	Area km ²	AR (length / width)	Shape	Magnetic signature	Host rocks	Fault/deformation corridor	Age	References
	NAD83-Conformal	Lambert Conic											
Rageot	1494665.88	1388563.32	-21.4	1.80	4.01	E	D	sediments	Wedding-Lamarck	SIGEOM - MM89-03			
Jumeau E	1484414.26	1376165.68	-6.2	18.19	1.20	C	F	sediments / mafic volcanics	Wedding-Lamarck	SIGEOM			
Jumeau W	1481360.26	1374226.28	-15.3	9.17	1.16	C	F	sediments / mafic volcanics	Wedding-Lamarck	SIGEOM			
Gilbert	1439955.80	1352867.05	4.6	0.27	3.28	E	D	mafic volcanics	Wedding-Lamarck / Dussault	SIGEOM			
Daine	1432753.04	1348482.48	-22.0	23.44	1.62	O	F	mafic volcanics	Wedding-Lamarck / Dussault	SIGEOM			
Gisèle	1443540.79	1348884.98	46.3	2.84	1.15	C	P	sediments	Wedding-Lamarck / Dussault	SIGEOM			
Saussure	1449874.59	1344826.29	-4.3	33.89	2.32	O	F	sediments	Wedding-Lamarck / Dussault / Kapunapotagen	SIGEOM			
Branssat	1422961.6	1342145.51	-10.8	22.35	1.12	C	F	mafic volcanics	Wedding-Lamarck / Dussault	SIGEOM			
Jean-Luc	1474437.85	1341556.11	-0.9	0.38	3.13	E	D	mafic volcanics	Kapunapotagen	SIGEOM			
Dolodau	1479799.11	1341800.88	-38.9	0.34	1.31	C	D	mafic volcanics / granodiorite	Kapunapotagen	Tilton and Bell, 1994			
Inconnue	1397995.55	1318076.09	-22.3	0.75	1.56	O	D	diorite		SIGEOM			
Ailly	1380068.34	1303267.81	31.5	0.83	1.52	O	P	granite-granodiorite		SIGEOM			
O'Brien	1418964.18	1291868.84	-66.5	0.59	2.39	O	D	mafic volcanics	Wedding-Lamarck / Opawica	Buro, 1984; Fayol et al., 2013; Lauzière, 1989			
Berthiaume	1366076.90	1284221.88	-8.3	30.67	1.59	O	F	granite-granodiorite		2687.9± 1.2 Ma			
Douay	1279007.88	1253788.06	-68.2	1.74	4.25	E	D	mafic volcanics / sediments	Casa-Berardi	2676 ±6/-5 Ma			
Lac Matissard	1272163.21	1125200.41	42.1	0.94	1.59	O	P	mafic volcanics	Porcupine-Destor				

Beattie	1232473.44	1123534.07	46.3	2.08	4.95	E	P	sediments / mafic volcanics	Porcupine-Destor / Beattie / Donchester	2681.6 ± 1 Ma	Bigot and Jébrak, 2015; Bourdeau et al., 2011; Mueller et al., 1996
Ruisseau Gaumont	1266278.28	1123030.13	36.6	1.16	3.72	E	P	sediments / mafic volcanics	Porcupine-Destor		SIGEOM
Lac Imau NE	1271650.97	1116890.08	19.6	1.29	1.19	C	D	sediments / mafic volcanics	Porcupine-Destor / Parfouru		SIGEOM
Lac Duparquet	1227032.32	1114871.94	143.3	1.23	1.24	C	P	intermediate volcanics / gabbro			SIGEOM
Lac Nora	1235818.55	1106304.22	-32.9	2.13	1.60	O	D	intermediate-mafic volcanics			SIGEOM
Lac Tarsac	1221868.3	1102439.48	-75.6	2.28	1.86	O	D	intermediate volcanics			SIGEOM
Golden Arrow E	1149730.89	1096286.08	-413.2	0.77	1.91	O	D	intermediate-mafic volcanics	Porcupine-Destor / Arrow		Cameron and Hattori, 1987; Cherry, 1983
Golden Arrow W	1148066.12	1095818.52	-313.0	0.88	1.37	C	D	intermediate-mafic volcanics	Porcupine-Destor / Arrow		OGS
Aldermac	1238949.7	1092744.95	-80.5	3.01	2.18	O	D	intermediate volcanics	Larder Lake-Cadillac		SIGEOM
Upper Beaver	1202418.04	1076783.28	-169.4	0.46	1.31	C	D	mafic volcanics	Larder Lake-Cadillac		Koniak et al., 2008
Lebel	1190049.62	1067370.91	10.2	27.57	1.91	O	F	sediments / mafic volcanics	Larder Lake-Cadillac	2673±2 Ma	Cruden and Launeau, 1994; Wilkinson et al., 1999
McElroy	1201005.74	1064555.89	-64.4	16.99	1.23	C	F	mafic volcanics	Larder Lake-Cadillac		Abrahams, 1950
Otto	1182602.35	1057196.38	-3.7	68.84	1.29	C	F	mafic volcanics	Larder Lake-Cadillac	2671±8 Ma 2680±1Ma 2679±1Ma	Berger, 2006; Corfu et al., 1991; Corfu et al., 1989; Othman et al., 1990
Cairo	1148580.30	1044925.06	19.3	65.10	1.63	O	F	sediments / mafic volcanics	Larder Lake-Cadillac	2676±1.7Ma	Berger, 2006; Lovell, 1967
Young Davidson	1140418.6	1036000.46	71.7	0.83	2.88	O	P	mafic volcanics / sediments	Larder Lake-Cadillac	2678.8 ± 1.6 Ma	Martin, 2012; Naderi, 2013; Zhang et al., 2014

SYNTHÈSE

En Abitibi, les gisements d'or associés aux intrusions alcalines néoarchéennes ont été décrits dès les années 1980 (Cameron et Hattori, 1987 ; Hattori, 1987) et intégrés à l'évolution géologique par Robert (2001). La distribution de ces gisements est contrôlée par les discontinuités crustales majeures, qu'elles soient orientées E-O ou NE-SO. La capacité de ces structures à servir de conduit pour la migration des magmas alcalins au sein de la croûte semble être un contrôle prépondérant dans la localisation de ces intrusions. Le corridor de déformation NE-SO Wedding-Lamarck, hôte de plusieurs intrusions alcalines dont certaines sont minéralisées en or, apparaît ainsi comme un terrain à fort potentiel prospectif.

Les gisements aurifères associés aux intrusions néoarchéennes sont généralement portés par des intrusions polyphasées de petite taille (< 3 km²) ou des dykes. Ces intrusions se sont mises en place pendant l'épisode « Timiskaming », entre 2691 et 2660 Ma environ.

Deux sous-groupes illustrés par les gisements Beattie et Lac Bachelor sont définis. D'une part, la syénite de Beattie présente une forte signature magnétique due à la présence de minéraux ferromagnésiens et de magnétite. La minéralisation en or est essentiellement portée par l'intrusion et remobilisée aux bordures et au sein de failles tardives (Bigot et Jébrak, 2015). Le gisement Young-Davidson en Ontario et certaines zones du gisement Douay au Québec font également partie de ce groupe. D'autre part, le gisement Lac Bachelor est situé au contact d'une intrusion oxydée polyphasée dont la composition varie de syénite à quartz à granite alcalin. Les volcanites intermédiaires encaissantes sont fortement enrichies en magnétite au contact de l'intrusion qui est alors entourée d'un halo magnétique. L'essentiel de l'or y est associé à de la pyrite dans des zones de remplacement métasomatique caractérisées par un assemblage de feldspaths alcalins, minéraux fluorés et hématite. L'intrusion

elle-même est peu minéralisée. Les gisements Golden Arrow en Ontario, Douay et Canadian Malartic au Québec font également partie de ce groupe.

Ces deux groupes d'intrusions s'inscriraient dans un continuum magmatique (Jébrak, Fayol, Azevedo – soumis, appendice A). De ce fait, certaines intrusions polyphasées telles que Douay (QC) présentent les deux types de compositions chimiques et positions de l'or. L'habitus de ces minéralisations correspond, respectivement, aux faciès proximaux et distaux suggérés par Robert (2001). Cependant, les différences de composition chimique des intrusions et la relation systématique entre composition et habitus de la minéralisation tend à montrer qu'il ne s'agit pas là d'une relation proximale *versus* distale, mais plutôt de deux systèmes faisant intervenir des processus différents, notamment concernant le degré d'évolution des magmas. L'étude du gisement Lac Bachelor permet donc d'établir un modèle métallogénique pour les gisements associés aux intrusions les plus felsiques uniquement.

La genèse de tels gisements est possible grâce à la concomitance de plusieurs facteurs pour lesquels notre degré de compréhension varie.

1. D'après la localisation des intrusions, le transport du magma par des structures crustales de différentes orientations est établi. Plusieurs scénarios de mise en place restent possibles, notamment les modèles de bassin localisés de type « pull-apart » classiques, les bassins étendus (Bleeker, 2015) ou les structures extensionnelles localisées N-S telles que proposées dans le premier chapitre de cette thèse. Dans les trois cas, les intrusions se mettent en place dans des zones en extension, que ce soit un phénomène local ou régional.
2. Le caractère oxydé et alcalin de ces magmas est établi. Celui-ci permet une plus grande solubilité de l'or et facilite son transport, notamment en évitant le piégeage précoce par la précipitation précoce des sulfures. Les fluides hydrothermaux enrichis en éléments alcalins, fluor, soufre et or proviennent

de ces magmas et s'en échappent en fin de cristallisation. Des études approfondies sur ces phases minérales pourraient permettre de mieux contraindre les conditions de cette séparation. La source de ces magmas n'est pas établie à ce stade.

3. Les fluides hydrothermaux circulent au sein des roches encaissantes via des zones de perméabilités préexistantes. La déstabilisation, notamment la variation de l'état d'oxydation, de ces fluides par réaction avec les roches encaissantes est le processus le plus probable pour expliquer la précipitation des sulfures et de l'or.

La compréhension de ces systèmes et des facteurs les contrôlant permet de proposer des guides d'exploration. Ainsi, les levées aéromagnétiques régionaux permettent une bonne distinction des intrusions. Les plus ferromagnésiennes ont une forte susceptibilité magnétique leur conférant une signature magnétique « positive ». Les intrusions plus felsiques ont une faible susceptibilité magnétique ; le halo à magnétite les entourant leur confère une signature magnétique « annulaire ». Dans les deux cas, les intrusions de petite taille, moins de 3 km², proches de structures crustales ont le meilleur potentiel aurifère. Dans le cas des intrusions ayant une signature magnétique « annulaire », les zones de faible susceptibilité au sein de l'auréole magnétique sont les plus favorables (ex. Lac Bachelor). Les intrusions ayant une signature magnétique « positive » sont elles-mêmes les cibles puisque l'or y est porté par l'intrusion, éventuellement remobilisé par des failles et/ou cisaillements tardifs (ex. Beattie). Les structures régionales auxquelles ces intrusions sont souvent associées peuvent également être identifiées à l'aide d'outils géophysiques.

CONCLUSION – ATTEINTE DES OBJECTIFS INITIAUX, DISCUSSION ET PERSPECTIVES

Cette étude avait pour objectif de répondre à trois questions principales :

1. Où sont situées les intrusions alcalines néoarchéennes ?
2. Quelles sont les caractéristiques des gisements d'or associés aux intrusions alcalines néoarchéennes ?
3. Quelles relations existe-t-il entre nature de l'intrusion, propriétés magnétiques et potentiel aurifère ?

L'apport de la géophysique régionale a permis, au travers des chapitres 1 et 3, de définir la position des intrusions alcalines néoarchéennes. Celles-ci sont réparties dans l'ensemble de la Sous-province de l'Abitibi. Cependant un plus grand nombre est reconnu dans le Sud. Elles sont majoritairement situées dans ou à proximité de grandes structures régionales telles que les failles E-O de Larder-Lake-Cadillac, Destor-Porcupine, Casa-Berardi-Douay-Cameron mais aussi au sein du corridor atypique Wedding-Lamarck d'orientation NE-SO. Ces intrusions peuvent selon les cas s'être mises en place dans des bassins « type Timiskaming » formés à la faveur du développement de failles subsidiaires aux cisaillements principaux (ex. Beattie dans le bassin de Duparquet) ou bien encore dans des structures subsidiaires, ou zones abrités (ex. O'Brien-Bachelor).

A partir de ces trois observations majeures, plusieurs questions se posent :

Pourquoi y-a-t-il plus d'intrusions reconnues au sud qu'au nord ? Est-ce une réalité ou un biais d'observation ? Les travaux réalisés au cours de cette thèse tendent à montrer qu'il n'y a pas de différence majeure de composition géochimique, de taille, ni de forme entre les intrusions situées au nord et celles situées au sud. Un diachronisme pourrait être envisagé, en particulier un début du magmatisme alcalin

un peu plus précoce au nord qu'au sud puisque certaines intrusions telles que la carbonatite du Lac Shortt ont des âges supérieurs à 2685 Ma, ce qui n'est pas reconnu dans le Sud. Des intrusions clairement d'âge Timiskaming sont toutefois identifiées dans le Nord (ex. Douay 2676±6/-5 Ma). Les connaissances disponibles au nord sont moins nombreuses et peu de ces intrusions ont été étudiées. Situées en milieu éloigné, peu accessible et dans des zones humides (ex. : Douay), les affleurements sont rares, les campagnes d'explorations moins nombreuses et plus récentes que dans le Sud. Le biais d'observation est donc établi et seule une connaissance accrue du territoire permettra de conclure sur une éventuelle disparité de répartition des intrusions entre le nord et le sud de la Sous-province. Les outils géophysiques développés dans cette thèse peuvent aider à cibler de potentielles intrusions méconnues et ainsi permettre leur caractérisation sur le terrain.

L'alignement des intrusions alcalines néoarchéennes le long des structures régionales profondes et de différentes orientations tend à démontrer l'importance de ces structures dans la migration de ces magmas, la position précise par rapports aux structures ne refléterait que des variations locales du processus menant à la mise en place de ces intrusions. Une étude plus détaillée des relations existantes entre les intrusions et leurs conditions de mises en place pourrait être menée. Celle-ci pourrait reposer sur la synthèse et la mise en relation de paramètres intrinsèques aux intrusions—composition, forme, taille, âge, minéralisation éventuelle—et de paramètres liés aux conditions de mise en place—type d'encaissant, structure favorisant la mise en place (bassin, zone d'extension, charnière de pli, zone abrité...). Ceci pourrait permettre de mieux identifier les processus finaux de mise en place des intrusions, d'estimer les profondeurs et de voir en quoi, ces différences mènent, ou non, à des systèmes minéralisés différents. Le confinement de l'or au sein de l'intrusion ou la concentration de celui-ci au sein de zones de remplacement en périphérie pourrait notamment être influencé par des paramètres physiques (pression fluide/lithostatique, perméabilité...) propre aux différents environnements de dépôts. La réalisation d'une

telle classification devrait donc permettre, si ces critères apparaissent pertinents, d'affiner les modèles géologiques et de proposer de nouveaux guides d'exploration.

L'évènement magmatique alcalin néoarchéen est exprimé de façon ponctuelle, contrôlé par les structures crustales, mais s'étend à l'ensemble de l'Abitibi. Ceci suggère que la genèse de ces magmas a lieu dans le manteau ou en base de croûte à l'échelle de la Sous-province. Les structures régionales ne pourraient-elles pas être d'anciennes failles de détachement témoignant d'une remontée du manteau ayant permis la genèse de ces magmas alcalins ? La source de ces magmas, notamment la contribution potentielle des TTG et/ou dans un autre contexte géodynamique, d'une croûte en subduction, reste à explorer.

Les chapitres 2 et 3, c'est-à-dire l'étude du gisement Lac Bachelor et la synthèse régionale des données géochimiques et magnétiques des intrusions, permettent de répondre à la seconde question posée en introduction : quelles sont les caractéristiques de ces gisements d'or magmatiques néoarchéens ? Il en ressort qu'il existe en réalité deux types de gisements selon la composition de l'intrusion. Il n'y a plus un faciès proximal versus un faciès distal tel que le suggérait Robert (2001) mais bien deux types distincts : (1) des gisements d'or disséminé au sein d'intrusions syénitique riches en minéraux ferromagnésiens (les faciès proximaux de Robert) et dont l'or doit être remobilisé afin d'obtenir des concentrations exploitables économiquement (ex. Beattie, Young-Davidson) ; (2) des gisements d'or disséminé au sein de zones de remplacement en périphérie d'intrusions alcalines plus différenciées de type syénite à quartz voire de granite alcalin (les faciès distaux de Robert), ne nécessitant pas de remobilisation tardive de l'or puisque celui-ci est concentré de façon précoce au sein des zones de métasomatisme (ex. Lac Bachelor, Golden Arrow). La superposition de ces deux types de gisements est possible dès lors que les deux types d'intrusions sont présents en un même lieu (ex. Douay).

Cependant, ces études portant sur des gisements associés à des intrusions alcalines, par des études de terrain essentiellement réalisées à Beattie (Bigot et Jébrak, 2015) et Lac Bachelor (cette thèse) ainsi que sur des données de géophysique régionales n'ont pas abordé l'entièreté du spectre du magmatisme alcalin néoarchéen en Abitibi. En effet, les gisements associés à des essaims de dykes, notamment Canadian Malartic ou ceux de la région de Kirkland Lake n'ont pu y être intégrés que partiellement. Il serait donc intéressant de compléter les modèles génétiques proposés dans cette étude par ceux découlant des récents travaux menés, et en cours, à Canadian Malartic (Helt *et al.*, 2014 ; De Souza *et al.*, 2015). En quoi le caractère plus contraint et à la fois plus dispersé du magmatisme sous forme de dykes influence le dépôt de l'or ? Si les fluides magmatiques sont bien responsables de la minéralisation aurifère, on peut en effet s'attendre à une dissémination plus forte, et donc une concentration plus faible, de l'or autour des dykes. Est-ce que ces dykes se sont mis en place de façon plus superficielle que les intrusions de plus grande dimension ? Si oui, le rapport entre la pression fluide et la pression lithostatique serait différent de ceux des gisements étudiés précédemment, quelles seraient alors les conséquences sur l'habitus de l'or et les caractéristiques physiques, notamment la perméabilité, des roches encaissantes ?

Dans un troisième volet, nous avons étudié quels sont les liens entre la nature des intrusions, leur propriétés magnétiques et leur potentiel aurifère ? Aux deux types de gisements précédemment définis sont associées deux types de signatures magnétiques : (1) des signatures « positives » caractéristiques des intrusions riches en minéraux ferromagnésiens et où l'or est porté par l'intrusion (2) des signatures « annulaires » indiquant des intrusions plus riches en quartz entourées d'une auréole magnétiques au sein de laquelle se trouvent les zones minéralisées. Si cela a permis de mieux définir les types de gisements et d'en comprendre certains processus, ce volet est résolument tourné vers l'exploration avec une approche opérationnelle directement applicable. Ainsi, un levé aéromagnétiques régional peut servir à cibler de potentielles intrusions voire même, si la résolution le permet, des zones d'intérêt

au sein ou en périphérie de l'intrusion. Dans une démarche d'exploration plus avancée et centrée sur une intrusion, l'obtention de données magnétiques de plus haute résolution que le levé régional devrait s'avérer plus efficace et plus précis. Le repérage des zones minéralisées repose sur les propriétés magnétiques des minéraux formés et/ou remplacés lors du processus minéralisateur et reflètent donc la paragenèse minérale propre à chaque gisement. Les raisonnements établis à partir du levé régional et présentés dans le chapitre 3 de cette thèse devraient donc, en théorie, s'appliquer à des levés au sol. Cependant, ceci n'a pu être testé au cours de cette étude. Afin d'illustrer la démarche d'exploration, prenons le cas du gisement du Lac Bachelor. L'intrusion O'Brien présente une anomalie magnétique annulaire mettant en lumière une intrusion riche en quartz, ayant peut de minéraux ferromagnésiens, encaissée dans des roches volcaniques riches en magnétite, minéral précoce dans la paragenèse minérale. Les zones minéralisées, situées au sein même de cette auréole, sont caractérisées par une forte oxydation ayant menée à la transformation de la magnétite en hématite. Ces zones ont donc une plus faible susceptibilité magnétique que les roches volcaniques non minéralisées, ce qui est confirmé par les mesures sur le terrain ; elles apparaissent donc en « creux » sur le levé aéromagnétique. Le levé régional ne permet pas un positionnement très précis de ces zones larges de seulement quelques mètres. En revanche, un levé magnétique au sol, plus précis, devrait permettre de mieux les localiser en surface. Une fois le levé effectué, il est donc conseillé de chercher les zones de plus faibles susceptibilité magnétique en bordure de l'intrusion. La géophysique, en particulier les méthodes magnétiques, devrait donc permettre de cibler au mieux les intrusions ayant un fort potentiel aurifère puis, en adaptant la méthode à l'échelle d'observation, de cibler les zones les plus favorables à l'échelle de l'intrusion.

A l'issue de ce doctorat, l'ensemble des objectifs initiaux sont atteints ; les travaux réalisés ont permis de préciser la genèse des gisements associés aux intrusions néoarchéennes et de définir des guides d'exploration. Ils ouvrent également la voie à

de nouvelles investigations. Ainsi, la confirmation du lien génétique entre les deux types d'intrusions fera l'objet d'une publication prochainement (Jébrak, Fayol, Azevedo – soumis, appendice A).

L'origine de l'or lui-même n'est pas établie. Une meilleure connaissance de la source des magmas pourrait permettre de proposer des hypothèses de travail. En effet, si les magmas sont générés, au moins partiellement, par le recyclage des TTG dont certains sont minéralisés, alors une reprise de ce stock de métaux est envisageable.

Les intrusions alcalines de l'Abitibi présentent des assemblages minéraux particuliers à apatite, fluorine et barytine indicateurs de fortes concentrations en éléments halogènes et de conditions oxydantes. L'étude de ces minéraux pourrait apporter un éclairage sur leur rôle dans le transport et le piégeage de l'or. La présence de fluor modifie les propriétés physiques des magmas ; l'étude des fluorines pourrait permettre de préciser les conditions de migration des magmas et de transition du stade magmatique au stade hydrothermal.

APPENDICES

APPENDICE A

NEOARCHEAN GOLD PORPHYRIES AND THEIR GENESIS BY SANUKITOID
MAGMATISM

by

Michel Jébrak¹, Noémie Fayol¹, and Christophe Azevedo¹

*¹Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre et de
l'atmosphère, CP 8888, Centre-ville, Montréal (QC), H3C 3P8 Canada*

Corresponding author: jebrak.michel@uqam.ca

Submitted as a letter to Mineralium Deposita

ABSTRACT

Disseminated gold deposits in Archean greenstone belts are increasingly found to be associated with late calc alkaline to alkaline oxidized plutons. Given the broad compositional variety of the plutons, the current orogenic model has suggested that the association of gold with the plutons could only reflect a rheological control without magmatic endowment. From the compilation of existing high quality analysis and new data for these plutons in the Abitibi greenstone belt (Canada), we show that two magmatic suites may be distinguished, sanukitoid and alkali granite. These were emplaced at the same time and in the same districts, along late major faulted corridors marked by syn-orogenic detrital sediment. Both magmas are issued from an enriched Archean mantle. The sanukitoid represents the more primitive pole with pyroxene fractionation; early gold mineralization is hosted within the intrusions, and could be enriched by later syntectonic CO₂-H₂O-rich fluids. Alkali granite testifies to an addition of crustal water and fluorine to the magma, and to a more pronounced differentiation with amphibole fractionation. Gold is extracted from the magma and deposited in the iron-rich alteration aureole around the plutons. The concentration of gold therefore appears to be independent of the differentiation mechanism, instead reflecting a source enrichment in the mantle.

KEY WORDS

Gold, porphyry, Archean, Sanukitoid,

INTRODUCTION

A key period for crustal evolution, more than 50 % of the continental crust formed by the end of the Archean (Condie, 2000). It was also a major period for the concentration of gold mineralization, as more than 50 % of current gold resources are hosted by sedimentary and volcanic rocks of Archean age (Goldfarb et al., 2005). The source and mechanism of gold mineralization in the majority of the syn-orogenic gold deposits in Archean greenstone belts are largely attributed to late metamorphic events (Groves et al., 1998). In contrast, the recognition that several late Archean gold deposits share numerous characteristics with porphyry copper gold deposits suggests that some Archean gold deposits could be related to the magmatic evolution of these greenstone belts. Recent studies of giant low grade gold deposits associated with late-Archean granitoids (Allibone et al., 1998; Helt et al., 2014; De Souza et al., 2015; Muller and Groves, 2016) suggest that magma composition and subsequent deformation were contributing factors to gold mineralization. Archean gold (Cu-Mo) porphyry deposits have long been described in the Abitibi Greenstone Belt (AGB), Canada (Ayres and Cerny, 1982). Early Cu-Mo-Au porphyry systems are related to Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) magmatism and associated with submarine calderas, whereas late syntectonic gold-only porphyry systems are associated with major fault zones and clastic sedimentary basins. The style of these late syntectonic associated gold mineralizations is variable in nature (Robert, 2001). Gold may occur as a large stockworks within the intrusion (Beattie, Kiena), as low grade disseminations (Canadian Malartic) and magnetite replacements (Lake Bachelor) at the contact of the intrusion, and in syntectonic quartz veins (Fayol et al., 2013; Helt et al., 2014; Bigot and Jébrak, 2015). Mineralization is associated with a group of calc-alkaline to alkaline plutons that have collectively been referred to as sanukitoids s.l. (Laurent et al., 2014), hereafter referred to as the sanukitoid clan. This includes the sanukitoids s.s. (Shirey and Hanson, 1984) and other late Neoproterozoic

plutons, including the “syenite - quartz monzonite – granite” suite (Feng and Kerrich, 1992).

This paper discusses the geochemical evolution of the sanukitoid clan in the AGB based on new and already published whole-rock analysis (Electronic Supplementary Material). Two plutonic suites can be distinguished from the dataset, corresponding to sanukitoid *s.s.* and alkali-granite suites, and are interpreted as diverging magmatic paths from the same source. The style of gold mineralization associated with these suites reflects both the magmatic evolution and the genetic mantle connection for these major gold deposits.

NEOARCHEAN INTRUSIONS IN THE ABITIBI REGION

The sanukitoid clan includes sanukitoids *s.s.*, i.e. LILE- and LREE-rich diorites with high Mg# (>0.6; e.g. Stern et al., 1989) and more differentiated granodiorites and granites (Martin et al., 2009; Heilimo et al., 2010). These late Archean intrusions are granodiorite-granite to syenite in composition, with high Sr (>400 ppm), Sr/Y (5-140), and La/Yb (4-90), and Eu/Eu* close to unity. In the AGB, the sanukitoid clan corresponds to the late-tectonic calc-alkaline to alkaline magmatism that developed between 2680- 2668 MA. They share a dual primitive-to-evolved nature (SiO₂ from 45 to 75%) that distinguishes them from other Archean plutonic suites. More than 50 intrusions, dykes, and plugs were recognized based on existing geochemical analyses (Fig. 1). These plutons show a strong structural control along crustal-scale structures marked by lamprophyres and synorogenic clastic basins (Timiskaming assemblage) that evolved during the same period.

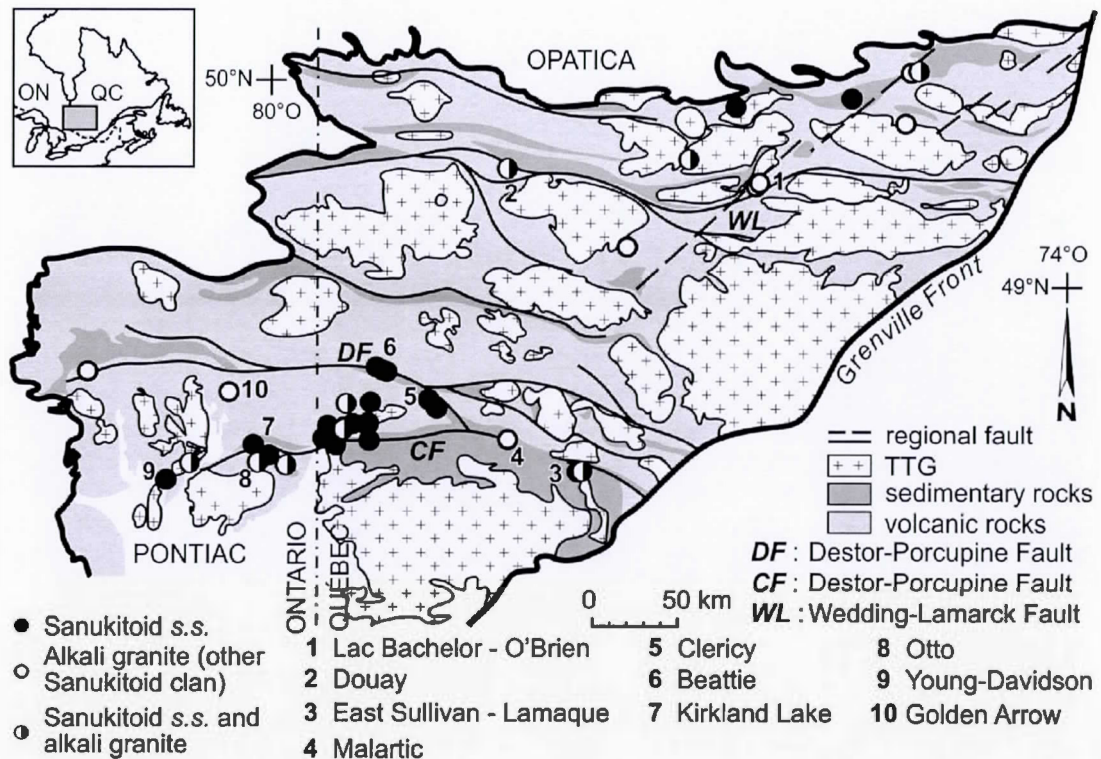


Figure 1. Map of Neoproterozoic alkaline magmatism in the Abitibi greenstone belt, showing the distribution of sanukitoid s.s. and alkali granite intrusions.

The whole-rock analyses in the database were screened using LOI as a proxy for alteration (< 5% LOI). A total of 396 whole-rock analyses were selected, including 29 new analyses from the Bachelor and Douay deposits, and 367 from the public domain; see Electronic Supplementary Material). Within the sanukitoid clan, two major groups of plutons were distinguished on the basis of their mineralogy and geochemical content: relatively dark sanukitoids, which represent a magnesian-potassic association, and more leucocratic plutons. Large plutons such as the Otto stock in Ontario are composite, showing both mafic- and felsic- dominated components (Beakhouse, 2011). Both groups of plutons are oxidized and were emplaced within the same timeframe, and with the same structural controls. Major element compositions show that the plutons exhibit a compositional range from

ultramafic to felsic, in which the alkali granites are more silica-rich than the sanukitoids. Although showing the same differentiation trend (Al_2O_3 , MgO , P_2O_5), the two suites can be clearly distinguished on the basis of their REE content and ratios (Fig. 2).

The sanukitoid s.s. suites of the AGB are best exemplified by intrusions in the Beattie (Québec), Young Davidson (Ontario), and Kirkland Lake (Ontario) districts. These alkaline complexes are composed of 3 to 10 comagmatic intrusions of different, but mainly porphyritic compositions. They may form zoned intrusions with a thin mafic margin of clinopyroxenite, meladiorite, melamonzodiorite, and melasyenite (with nepheline), and a felsic core of alkali feldspar syenite (Rowins et al., 1993; Beakhouse, 2011). Sanukitoid suites range from plutonic to subvolcanic, in which later suites are frequently trachytic and may reach the surface, forming pyroclastic units. Clasts of sanukitoids have been observed in the penecontemporaneous Timiskaming sediments (Robert, 2001), indicating rapid uplift, erosion, and deposition processes after their emplacement.

Mineralogy comprises orthoclase-albite, clinopyroxene, apatite, titanite, and magnetite in variable proportions. Magmatic carbonate, andradite, barite, and celestite are present locally. In some stocks, cores of pyroxene crystals may be rimmed by amphibole, and could be completely replaced by post-solidus amphibole and chlorite (Bourdeau, 2013). Sanukitoids are characterized by their magnesio-potassic nature, combining intermediate silica contents (58-66%), a metaluminous character, high MgO (usually >1%), relatively high TiO_2 (>0.3%), and transition elements such as V, Ni, and Cr (20–500 ppm), variable K_2O contents, and high Zr, Th, and REE (total REE >200 ppm), with enrichment in Sr and Ba (>500 ppm; Fig. 2,3).

Sanukitoid suites are characterized by a positive magnetic anomaly centered on the intrusion (Fayol et al., 2013) that reflects their strongly oxidized composition (Cameron and Hattori, 1987; Rowins et al., 1993) and high magnetite content.

The alkali granites are less numerous. These are exemplified by the Bachelor/O'Brien, Douay, and Canadian Arrow deposits. This group of rocks includes the granitic suite of Kirkland Lake (Levesque, 1994), and the "alkalic" series of Beakhouse (2011), as well as more felsic calc-alkaline plutons. The potassic monzodiorite of the Malartic area can also be classified as belonging to the alkali granite suite (De Souza et al., 2015). Primary mineralogical association is dominated by Na and K feldspars, quartz, hornblende, some epidote, and biotite (Fayol et al., 2013), although many of these suites have been affected by late silicification. These are usually less deformed than the sanukitoid due to their location slightly off the fault zones.

Alkali granite suites are characterized by intrusions formed by multiple injections of magmas rich in silica ($\text{SiO}_2 > 66\%$) and poor in MgO ($< 1\%$), TiO_2 ($< 0.3\%$), Zr, and REE (total REE < 200 ppm). They are more aluminous than the sanukitoid suites (Fig 2c), as reflected by the abundance of feldspars, which also induces a small positive europium anomaly. They possess a high Sr/Y ratio (> 50) reflecting a high H_2O content (Lu et al., 2015). Textures show that most of these plutons were sharply undercooled, with exsolution of hydrous volatiles phase.

Because of their low ferromagnesian content, they present a doughnut shape on the magnetic survey, with a halo of positive anomalies around the pluton (Fayol et al., 2013).

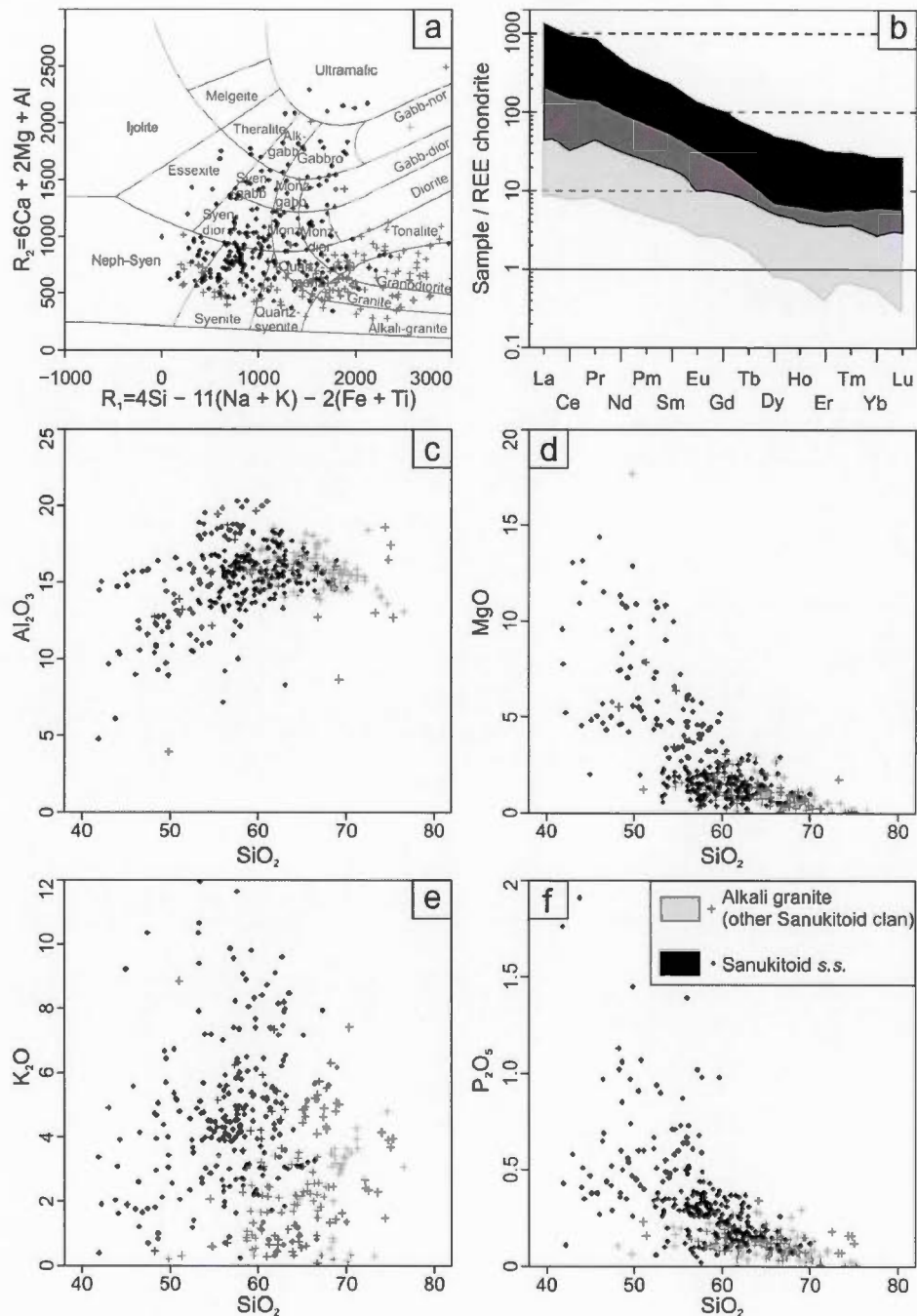


Figure 2: a: R1-T2 diagram showing the composition of the two clans; b: REE chondrite-normalized spectrum of the Neoproterozoic alkali plutons in the AGB, showing the enrichment of the sanukitoid suite and their similar fractionation compared to alkali-granite; c-f: Harker diagrams for Neoproterozoic plutons in the AGB c: Al_2O_3 , d: MgO, e: K_2O , f: P_2O_5 .

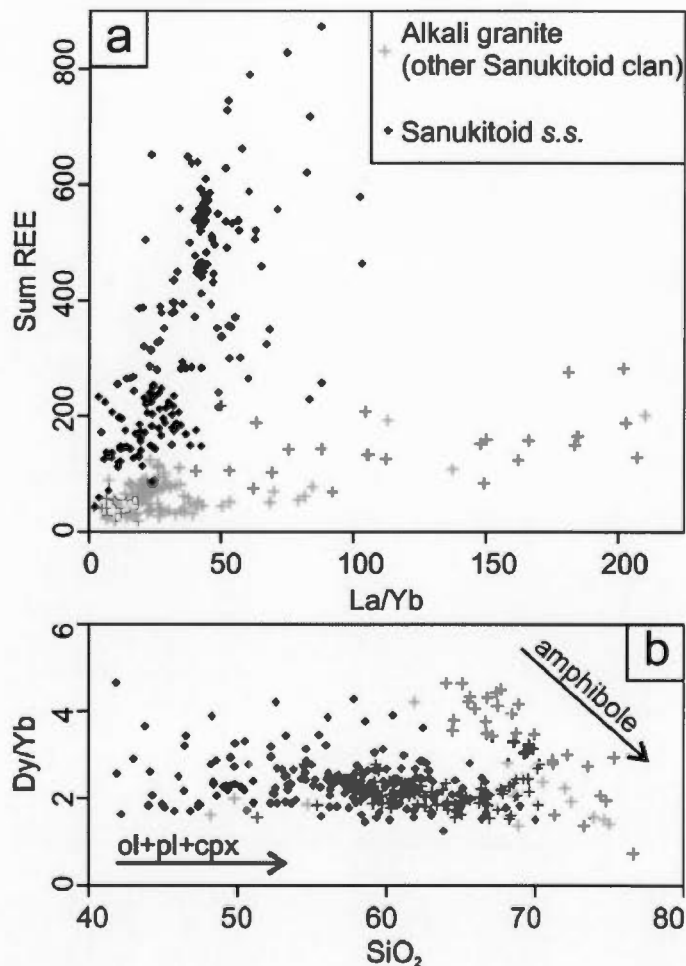


Figure 3. a: Total REE vs La/Yb, showing the distinction of the two clans; b: Fractionation of amphibole vs. pyroxene in the alkali granite and sanukitoid suites in a Dy/Yb versus SiO₂ diagram. Fractional crystallization vectors of garnet, olivine+plagioclase+clinopyroxene, and amphibole are from Davidson et al. (2007).

GOLD METALLOGENY

Gold occurrences and mines have long been recognized in association with the late alkaline plutonism in the AGB (Robert, 2001). They share numerous similarities,

such as the same geochemical association (Au±Te-W-Bi-Cu-F-Pb-Zn-Mo), the same style of mineralization (discordant quartz, K-feldspar, carbonate vein stockworks, and replacements/disseminations), and the same alterations. However, the styles of gold mineralization are different in the two groups of plutons (Fig. 4).

Gold mineralization in the sanukitoid *s.s.* suites occurs mainly within the intrusions (Beattie, Young Davidson) in association with the magnetite-rich ± hematite, K-feldspar, sericite, iron carbonate, and pyrite alteration zone of the syenite. In the Beattie intrusion, gold mineralization began by early epithermal deposition with quartz and calcedonia. Disseminated sulphide is marked by finely disseminated gold-bearing arsenian pyrite and minor arsenopyrite. No fluorite concentration has been recorded. Syenite-hosted gold mineralization is characterized by albite-twinned feldspar replacement by untwined K- feldspar during potassic-hematite-pyrite alteration. This gold mineralization could have been the result of magmatic and metamorphic fluid-mixing (Bigot and Jébrak, 2015). Economic concentration occurs only if this early magmatic disseminated mineralization is reworked by structural events.

Gold mineralization associated with the alkali granite suites occurs mainly outside the intrusion. The Bachelor and the Canadian Arrow deposits are typical representative of the alkali granite suites. Like other alkaline-related gold deposits (Muller and Groves, 2016), alkaline granite gold porphyry deposits are characterized by telluride-rich mineralization, extensive carbonatation, voluminous K-metasomatism, low total sulfide, and limited hydrolytic alteration. They may contain abundant fluorite, and hydrothermal magnetite forms a halo around the intrusion. Gold-quartz-carbonate-hydrothermal deposition and their potassic associated alteration are controlled by early faults that act as a metasomatic sink for gold during the pluton emplacement (Fayol et al., 2013). In the Bachelor intrusion, gold is clearly contemporaneous with magmatic activity. Carbonate-rich and moderate aqueous

fluids yield temperatures between 275 and 410°C with pressure fluctuating from 110 to 310 MPa, consistent with the evolution of exsolved fluids during magmatic crystallisation (See, 1994).

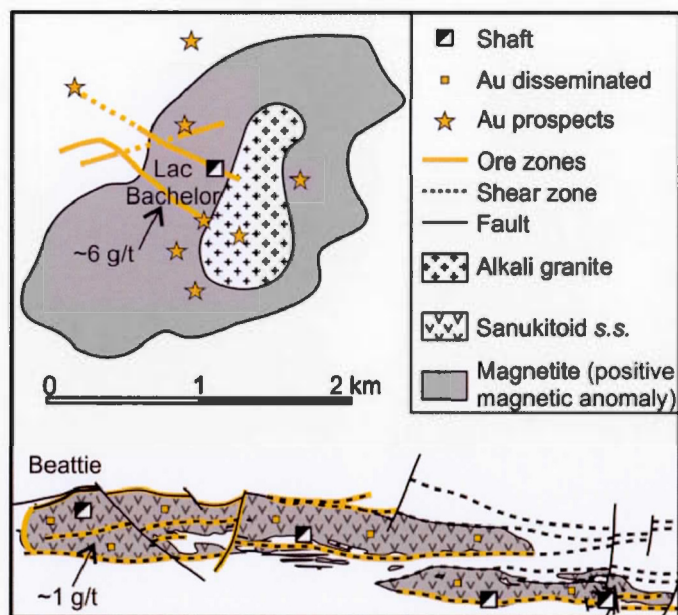


Figure 4. Typical models for gold association associated with a: alkali-granite (Bachelor) and b: sanukitoid s.s. (Beattie).

DISCUSSION

The origin of the sanukitoid is still under debate. The parental potassic mafic alkaline magma could have been derived by either partial melting of a extensively metasomatic, LILE- and light REE-enriched upper mantle (Shirey and Hanson, 1984; Heilimo et al., 2010; Oliveira et al., 2010), or from the interaction of a tonalitic melt with a relatively undepleted peridotite (Semprich et al., 2015). In the latter case, it is necessary to add LILE from a carbonatite to also explain the local association of sanukitoid with carbonatite complex (Nadeau et al., 2014). In the AGB, the geochemical distribution of trace and major elements between sanukitoids *s.s.* and

alkali granites shows a continuous trend for elements such as titanium, whereas discontinuous trends occur for most of the usual elements in Harker diagrams (see DR2). The two suites may reflect either a source rock difference or a different magmatic evolution, as described below.

1. The two suites could correspond to heterogeneous source rocks, reflecting either variation in the metasomatized mantle or in the degree of tonalitic magma assimilation. The sanukitoids *s.s.* composition would reflect the initial mantle in such a case, whereas the alkali granite would represent either a lower degree of mantle metasomatism or a higher granitic component (Stevenson et al., 1999). Variable #Mg could also reflect different pressures and temperatures in the melting process of the metasomatized mantle (Oliveira et al., 2010). However, such a model implies that the suites should display a distinct spatial distribution, reflecting the heterogeneity of the source. This is not observed in the AGB, where both alkali granite and sanukitoid occur in the same place (Fig. 1) and at the same period of time (see Supplementary electronic material). Moreover, it appears difficult to keep the mantle ultramafic signal undiluted (high Cr value) with the necessary huge volume of granite able to produce the meta-aluminous character of alkali granites.
2. The two suites may reflect two differentiation paths from the same source rocks. The mineralogy and geochemistry suggest that fractional crystallization occurred during the ascent of the magma and subsequent to the final emplacement at the upper-crustal level. HREE fractionation shows that sanukitoid *s.s.* and alkali granite reflect clinopyroxene-dominated fractional crystallization and amphibole-dominated fractional crystallization respectively (Fig. 3b; Davidson et al., 2007). Whereas sanukitoids reflect dry conditions, such as in the Clericy pluton ($P_{H_2O} < 2.5$ kbar; Laflèche et al., 1991), the

presence of hornblende during the early mafic stages of alkali granite crystallization indicates that these melts evolved under hydrous (>4 wt.% H₂O) and oxidizing (~Ni-NiO) conditions in the mid- to lower crust (Oliveira et al., 2010). Amphibole is likely the product of the destabilization of early pyroxene, or crystallization in an intermediated magmatic chamber at the ductile/brittle transition (0.3 Kbar, 15 km; Smith, 2014). Fluorine abundance would be acquired during the fractionation process and liberated during the magmatic-hydrothermal system.

We therefore propose that sanukitoids and alkali granites represent the product of fractional crystallization from the same parental magma (Fig. 5). The diversity of the evolved magmas reflects the protracted crystallization of basaltic magmas with various amounts of added H₂O (Annen et al., 2015). The formation of an amphibole-rich magma for the alkali granite could be explained by a longer residence time favoring the adsorption of crustal water and the replacement of early clinopyroxene by amphibole, as observed in arc magmas.

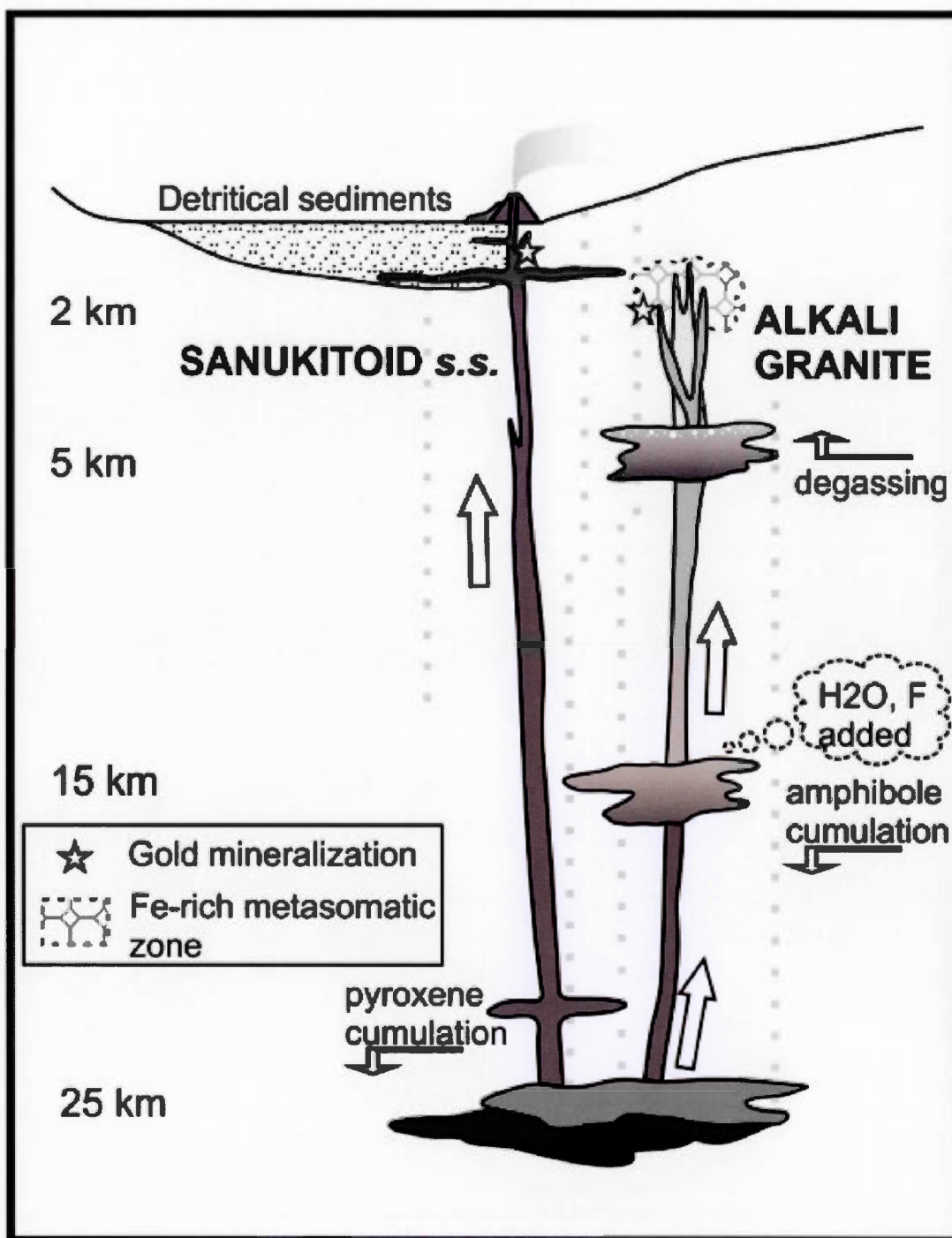


Figure 5: Model of the Neoproterozoic magmatism emplacement and associated gold Mineralization.

A MODEL FOR GOLD ENRICHMENT IN AND AROUND NEOARCHEAN ALKALINE PLUTONS

The two styles of gold mineralization illustrate two behaviors of gold in alkaline magmas. In the mafic-dominated sanukitoid suites, gold remains associated within the dry magma, and is liberated at the sub-solidus stage as micro particles of gold within the pluton (Bigot and Jébrak, 2015). Gold may have been transported by magnetite, immiscible sulfide, or orthopyroxene, the latter containing the highest gold concentration in silicate minerals (Crocket, 1991). The average grade of these early magmatic abundances is largely uneconomic at present. However, remobilization of the gold by CO₂-H₂O rich fluids associated with late orogenic compressive events produces concentrations that surpass economic thresholds (Zhang et al., 2014; Bigot and Jébrak, 2015).

In the alkali granite suite, pyroxene is replaced by amphibole during a wetting stage (Smith, 2014). Amphibole may also carry a limited amount of gold and, upon its destruction, water and halogens (Cl, F) are liberated, allowing gold to be mobilized in the magmatic hydrothermal system that will carry the metallic element to the periphery of the pluton. The detail of the gold extraction process needs to be better calibrated, however, by precise measurement of the gold content of each of the mineral phases.

The association of gold with late orogenic magnesio-potassic magmatism is not unique to the end of the Archean. A similar plutonism has been recorded in numerous younger orogens, including the Proterozoic West African Birrimian orogen and the Paleozoic European Hercynian chain (Murphy, 2013; Muller and Groves, 2016). Their high water content, the association of mafic and LILE elements, and the ubiquitous presence of mantellic CO₂ (Wyman and Kerrich, 1988; Nadeau et al., 2014) are very similar to the metallogenic association of late-orogenic, pluton-related

gold deposits. As shown by the Neoproterozoic event, the gold mantle connection could be possible in younger orogens.

CONCLUSIONS

Late Neoproterozoic calc-alkaline to alkaline plutons are related to major fault systems in the AGB. They result from the same source rocks, with different differentiation paths. Sanukitoid *s.s.* pluton geochemistry is mainly controlled by orthopyroxene crystallization, allowing gold to be kept in the magma, forming low grade disseminations within the magnetic syenitic plutons. Such early concentrations may be revealed by later structural hydrothermal events. Alkali-granite geochemistry is controlled by amphibole crystallization, reflecting higher water content. Water and halogen (Cl, F) would be acquired by crustal contamination. Gold is released by magmatic hydrothermal alteration, and precipitated around the low-magnetic plutons.

Neoproterozoic magmatic gold mineralization appears to be related to both differentiation process and gold availability in the mantle. The late Neoproterozoic alkaline episode is considered to be exceptional in terms of its intensity and its gold endowment, however similar processes have been recorded in more recent orogens.

ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by an NSERC grant to M. Jébrak. The authors would also like to thank R. Stevenson and J.F. Moyen for their comments on an early draft of this manuscript.

REFERENCES

- Allibone, AH, Windh, J, Etheridge, MA, Burton, D, Anderson, G, Edwards, PW, Miller, A, Graves, C, Fanning, CM, Wysoczanski, R (1998) Timing relationships and structural controls on the location of Au-Cu mineralization at the Boddington gold mine, Western Australia. *Economic Geology* 93: 245-270.
- Annen, C, Blundy, JD, Leuthold, J, Sparks, SJ (2015) Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism. *Lithos* 30: 206-221
- Ayres, LD, Cerny, P (1982) Metallogeny of granitoid rocks of the Canadian shield. *Chemical Geology* 20: 439-536
- Beakhouse, GP (2011) The Abitibi Subprovince plutonic record: tectonic and metallogenic implications: Ontario Geological Survey, Open File 6268, 161 p.
- Bigot, L, Jébrak, M (2015) Mineralizations at the Syenite-hosted Beattie gold deposit at Duparquet, Archean Abitibi Belt, Quebec, Canada. *Economic Geology* 110: 315-335
- Bourdeau, JE (2013) Petrology, mineralogy and geochemistry of the Beattie syenite and country rocks, Abitibi greenstone belt, Québec: Unpublished M.Sc. thesis, Ottawa, Canada, University of Ottawa, 413 p
- Cameron, EM, Hattori, K (1987) Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Economic Geology* 82: 1177-1191
- Condie, KC (2000) Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics* 22: 153-162
- Crocket, JH (1991) Distribution of gold in the Earth's crust, pp 1-36. In Foster, RP ed. *Gold metallogeny and exploration*: Blackie and Son Ltd., Glasgow and London
- Davidson, J, Turner, S, Handley, H, Macpherson, C, Dosseto, A (2007) Amphibole "sponge" in arc crust? *Geology* 35: 787-790

- De Souza, S, Dubé, B, McNicoll, VJ, Dupuis, C, Mercier-Langevin, P, Creaser, RA, Kjarsgaard, IM (2015) Geology, hydrothermal alteration, and genesis of the world-class Canadian Malartic stockwork-disseminated Archean gold deposit, Abitibi, Quebec, In: Dubé, B, and Mercier-Langevin, P (ed.). Geological Survey of Canada; open file 7852, pp 113-126
- Fayol, N, Jébrak, M, Harris, LB (2013) Gold associated with Neoproterozoic alkaline intrusion, Lac Bachelor, Abitibi, Canada. *Mineralogical Magazine* 77: 1068
- Feng, R, Kerrich, R (1992) Geodynamic evolution of the southern Abitibi and Pontiac terranes: evidence from geochemistry of granitoid magma series (2700-2630 Ma). *Canadian Journal of Earth Sciences* 29: 2266-2286
- Goldfarb, RJ, Baker, T, Dubé, B, Groves, DI, Hart, CJR, Gosselin, P (2005) Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes In: Hedenquist, JW, Thompson, JFH, Goldfarb, RJ, and Richards, JR (Ed.). *Economic Geology, 100th Anniversary Volume*. Littleton, CO: p. 407-450.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gevrey-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert, F. (1998) Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore geology reviews* 13: 7-27.
- Heilimo, E., Halla, J., Hölttä, P. (2010) Discrimination and origin of the sanukitoid series: Geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos* 115: 27-39.
- Helt, K.M., Williams-Jones, A.E., Clark, J.R., Wing, B.A., Wares, R.P. (2014) Constraints on the genesis of the Archean oxidized intrusion-related Canadian Malartic Gold deposit, Québec, Canada. *Economic Geology* 109: 713-735
- Laflèche, M R, Dupuy, C, Dostal, J (1991) Archean orogenic ultrapotassic magmatism: an example from the southern Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research* 52: 71-96

- Laurent, O, Martin, H, Moyen, JF, Doucelance, R (2014) The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of « modern-style » plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos* 205: 208-235
- Levesque, G (1994) Duality of magmatism at Kirkland Lake, Ontario, Canada, Unpublished M.Sc. thesis, Univ. Ottawa, Canada. 226 p.
- Lu, YJ, Loucks, RR, Fiorentini, ML, Yang, ZM, Hou, ZQ (2015) Fluid flux melting generated postcollisional high Sr/Y copper ore-forming water-rich magma in Tibet. *Geology* 43: 583-586
- Martin, H, Moyen, JF, Rapp, R (2009) The sanukitoid series: magmatism at the Archaean-Proterozoic transition. *Trans Royal Soc Edinburgh: Earth Sciences* 100: 15-33
- Muller, D, and Groves, DI (2016) Potassic igneous rocks and association gold-copper mineralization. *Mineral Resources Reviews*, 296 p, Springer, 4th edition
- Murphy, JB (2013) Appinite suites: a record of the role of water in the genesis, transport, emplacement and crystallization of magma. *Earth Science Reviews* 119: 35-59
- Nadeau, O, Stevenson, R, and Jébrak, M (2014) The Archean magmatic-hydrothermal system of Lac Shortt (Au-REE), Abitibi, Canada: Insights from carbonate fingerprinting. *Chemical Geology* 387: 144-156
- Oliveira MA de, Dall'Agnol, R, Scaillet, B (2010) Petrological constraints on crystallization conditions of Mesoarchean sanukitoid rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology* 51: 2121-2148
- Robert, F (2001) Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Mineralium Deposita* 36: 503-516
- Rowins, SM, Cameron, EM, Lalonde, AE, Ernst, RE (1993) Petrogenesis of the late Archean syenitic Murdock Creek Pluton, Kirkland Lake, Ontario Evidence for an extensional setting. *Canadian Mineralogist* 31 : 219-244
- See, J (1994) L'analyse des inclusions fluides et magmatiques des dépôts aurifères dans la région du Lac Shortt, Abitibi, Québec: l'interprétation

- thermodynamique et métallogénétique du rôle des fluides minéralisants à l'Archéen, Unpublished M.Sc. thesis, Université du Québec à Chicoutimi, 281 p
- Semprich, J, Moreno, JA, Oliveira, EP, Elson, P (2015) Phase equilibria and trace element modeling of Archean sanukitoid melts. *Precambrian Research* 269: 122-138
- Shirey, SB, Hanson, GN (1984) Mantle-derived Archean monzodiorites and trachyandesites. *Nature* 310: 222-224
- Smith, DJ (2014) Clinopyroxene precursors to amphibole sponge in arc crust. *Nature Communications*, 5, Article #4329, doi:10.1038/ncomms5329
- Stern, R.A, Hanson, GN, Shirey, SB (1989) Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoid) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26: 1688-1712
- Stevenson, R, Henry, P, Gariépy, C (1999) Assimilation-fractional crystallization origin of Archean sanukitoid suites: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research* 96: 83-99
- Wyman, DA, Kerrich, R (1988) Archean lamprophyres, gold deposits and transcrustal structures: implications for greenstone belt gold metallogeny. *Economic Geology* 83: 454-461
- Zhang, J, Lin, S, Linnen, R, Martin, R (2014) Structural setting of the Young-Davidson Syenite-hosted gold deposit in the Western Cadillac-Larder Lake Deformation Zone, Abitibi Greenstone belt, Superior Province, Ontario. *Precambrian Research* 248: 39-59

ELECTRONIC SUPPLEMENTARY MATERIAL

Table of whole-rock analysis in the Neoproterozoic alkali pluton of the AGB with radiometric age of intrusion; data from SIGEOM (MRN, Quebec), OGS (Ontario), and new analysis from Douay (12 samples) and Bachelor (17 analysis).

APPENDICE B
ANALYSES LITHOGÉOCHIMIQUES

Des analyses lithogéochimiques ont été effectuées sur 52 échantillons du gisement Lac Bachelor. Les analyses ont été réalisées au laboratoire ACME à Vancouver.

Les concentrations d'éléments majeurs et traces ont été déterminées par ICP-MS et ICP-ES suite à la digestion de l'échantillon par une solution de HCl, HNO₃ et DIH₂O.

Pour le Fluor, l'échantillon est décomposé par fusion en présence d'hydroxyde de sodium (NaOH) puis digéré dans de l'eau. La solution est ensuite acidifiée avec de l'acide citrique puis tamponnée avec du citrate d'ammonium. Le fluor est ensuite mesuré par la méthode potentiométrique.

Les analyses de Carbone et Souffre ont été réalisées par la méthode LECO ; c'est-à-dire par mesure des gaz libérés lors de la fusion de l'échantillon. Cette mesure est effectuée par adsorption sur une cellule spectrométrique par infrarouge.

Dans les tableaux, les abréviations suivantes sont utilisées :

- Intrusion O'Brien : OB-Ap = aplites, OB-Eq = faciès équigranulaire, OB-Po = faciès porphyrique ;
- Roches encaissantes : Tuf = tuf andésitique, V2 = volcanite intermédiaire, V-alt = volcanite altérée ;
- Dykes : Lamp. = lamprophyre, I3 = dyke mafique ;
- Zones minéralisées : ZM = zone Main, ZA = zone A, ZB = zone B.

Echantillon		13227	23805	13247	23840	23841	17126	17136	13206	23839
Roche		OB-Ap	OB-Ap	OB-Eq	OB-Eq	OB-Eq	OB-Eq	OB-Eq	OB-Eq	OB-Eq
SiO2	%	71,2	69,84	74,28	74	70,29	68,4	65,92	75,3	69,93
Al2O3	%	15,82	15,81	13,16	14,04	14,36	15,59	15,8	12,71	16,25
Fe2O3	%	1,04	1,1	1,15	0,98	0,9	0,98	1,52	0,9	1,33
MgO	%	0,27	0,4	0,09	0,08	0,23	0,25	0,63	0,06	0,41
CaO	%	0,44	1,63	1,08	0,74	1,65	2,5	2,75	1,04	1,75
Na2O	%	5,79	6,04	5,21	5,31	3,41	5,9	7,17	4,55	5,87
K2O	%	4,24	3,36	3,94	4,14	7,41	3,06	2,24	3,95	3,3
TiO2	%	0,15	0,17	0,03	0,04	0,1	0,16	0,2	0,02	0,16
P2O5	%	0,05	0,06	-0,01	-0,01	0,03	0,11	0,14	0,01	0,05
MnO	%	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	-0,01	0,02
Cr2O3	%	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	0,002	-0,002	-0,002
C	%	0,03	0,15	0,12	0,06	0,21	0,39	0,72	0,09	0,03
S	%	0,02	-0,02	0,13	-0,02	0,14	0,25	0,3	0,27	-0,02
LOI	%	0,8	1,2	0,9	0,5	1,3	2,7	3,2	1,4	0,5
Sum	%	99,81	99,62	99,88	99,88	99,71	99,67	99,63	99,94	99,58
Ba	ppm	1300	1756	269	244	1280	1138	2031	318	1898
Be	ppm	-1	3	1	5	-1	1	2	1	-1
Co	ppm	1,6	2,4	1,7	0,7	0,9	1,3	4,7	0,3	2,4
Cs	ppm	1	1,3	1	1,6	1,3	1	1,1	1	2
Ga	ppm	16,4	18,3	23,6	27,3	19,6	18	16,6	20,8	17,1
Hf	ppm	2,5	2,9	3	3,9	2,2	3,1	3,2	2,9	2,5
Nb	ppm	3	2,7	1,3	4,8	6,8	2,6	2,7	1,8	3
Rb	ppm	66,4	62,5	79,5	114,8	112,8	57,2	38,3	78,3	62,6
Sn	ppm	-1	-1	-1	-1	1	-1	-1	-1	-1
Sr	ppm	489,9	837,3	193,2	244,7	452,4	1556,8	784	340,9	1190,2
Ta	ppm	0,2	0,3	-0,1	0,5	0,2	0,2	0,2	-0,1	0,3
Th	ppm	2,3	2	5	7,2	2,1	2,2	4,4	3,5	1,9
U	ppm	2,3	2,2	5,2	7,5	3,4	1,5	5,6	6	3
V	ppm	14	13	9	10	11	16	23	-8	15
W	ppm	1,2	0,8	-0,5	0,7	3,3	4,7	6,7	-0,5	-0,5
Zr	ppm	89	98	62,3	53,2	78,7	113,2	115,5	52,5	101,9
Y	ppm	4	2,3	2,8	1,6	7,5	2,6	5,6	2,9	2,3

Echantillon		13227	23805	13247	23840	23841	17126	17136	13206	23839
Roche		OB-Ap	OB-Ap	OB-Eq	OB-Eq	OB-Eq	OB-Eq	OB-Eq	OB-Eq	OB-Eq
Mo	ppm	1,6	0,1	0,1	0,1	0,1	-0,1	9,2	0,5	0,1
Cu	ppm	7,8	3,7	5,7	3,3	79,3	7,1	36,6	3,2	1,6
Pb	ppm	16,5	3,7	5,9	11,8	12,6	3,3	2,2	6,8	9,3
Zn	ppm	15	23	8	8	95	11	19	73	41
Ni	ppm	1,9	2,5	0,7	0,7	1	1	8,4	0,8	2,2
Sc	ppm	2	1	-1	-1	1	-1	3	-1	2
As	ppm	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	0,6	-0,5
Cd	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	0,6	-0,1	-0,1	0,3	-0,1
Sb	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Bi	ppm	0,1	-0,1	0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Ag	ppm	-0,1	-0,1	0,1	-0,1	0,3	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Au	ppb	-0,5	4,9	30,9	-0,5	-0,5	95,9	13,5	24,7	-0,5
Hg	ppm	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,01	-0,01
Tl	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Se	ppm	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5
Te	ppm		-0,2	-0,2		-0,2	-0,2	-0,2		
F	ppm		1370	2500	1701	2839	2054	714		1192
La	ppm	10,4	9,6	7,6	9,1	40,4	13,8	29,9	6,3	11,9
Ce	ppm	24,1	21,4	14,7	20,1	83,1	30,2	61,9	12,7	23,8
Pr	ppm	2,49	2,64	1,74	2,41	9,89	3,87	8,08	1,58	2,93
Nd	ppm	9,6	11,7	5,8	9,1	37,7	15,7	31	5,7	10,6
Sm	ppm	1,81	2,06	1,33	1,29	7,65	2,63	5,29	1,19	1,98
Eu	ppm	0,49	0,55	0,4	0,3	1,73	0,6	1,18	0,34	0,5
Gd	ppm	1,25	1,3	1	0,81	4,33	1,42	3,29	0,94	1,28
Tb	ppm	0,18	0,12	0,13	0,08	0,48	0,15	0,34	0,11	0,13
Dy	ppm	0,7	0,44	0,54	0,28	1,78	0,59	1,38	0,47	0,52
Ho	ppm	0,13	0,06	0,08	0,05	0,27	0,06	0,15	0,07	0,05
Er	ppm	0,28	0,17	0,16	0,16	0,66	0,17	0,39	0,17	0,23
Tm	ppm	0,04	0,03	0,03	0,02	0,09	0,02	0,06	0,02	0,02
Yb	ppm	0,25	0,14	0,15	0,18	0,64	0,15	0,34	0,16	0,15
Lu	ppm	0,03	0,03	0,03	0,03	0,07	0,02	0,05	0,02	0,02

Echantillon		13217	13207	23802	13205	23806	17120	23837	17121	17129
Roche		OB-Po	OB-Po	OB-Po	OB-Po	OB-Po	OB-Po	OB-Po	OB-Po	Lampr.
SiO2	%	66,71	67,35	70,14	67,66	69,58	68,69	71,16	68,84	32,88
Al2O3	%	15,56	15,76	15,65	15,81	15,4	16	15,1	16,07	6,37
Fe2O3	%	2,19	1,16	1,26	1,3	0,86	1,6	1,26	1,33	13,63
MgO	%	0,95	0,33	0,36	0,31	0,16	0,59	0,26	0,42	14,8
CaO	%	2,66	2,25	1,8	2,46	1,68	1,73	1,54	2,44	10,13
Na2O	%	5,5	5,45	5,55	5,46	6,55	5,65	5,47	5,63	0,41
K2O	%	3,37	4,62	3,6	4,32	3,13	3,37	3,91	3,17	1,69
TiO2	%	0,22	0,17	0,18	0,19	0,12	0,19	0,12	0,19	3,74
P2O5	%	0,16	0,06	0,04	0,1	0,02	0,08	0,01	0,07	0,87
MnO	%	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,39
Cr2O3	%	0,004	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	0,131
C	%	0,22	0,34	0,08	0,35	0,31	0,17	0,09	0,07	1,82
S	%	0,24	0,24	0,04	0,2	0,07	0,09	0,02	0,19	0,18
LOI	%	2,3	2,3	1	2	2,1	1,7	0,8	1,4	14,2
Sum	%	99,63	99,47	99,58	99,63	99,62	99,66	99,65	99,59	99,3
Ba	ppm	1927	2793	1986	2132	2320	1902	1400	1788	1097
Be	ppm	3	-1	1	1	2	2	-1	1	2
Co	ppm	5,4	2,1	2	2	0,8	2,9	1,6	2,4	77,1
Cs	ppm	2	1,2	1,2	1,5	1,2	1,4	1,3	1,5	5,3
Ga	ppm	16,2	19,9	18,7	20	17,2	15,8	21,7	18,5	13,8
Hf	ppm	3,2	2,6	3,1	3,3	2,9	3,1	3,7	3,2	8
Nb	ppm	3,5	3,9	3,7	3,4	2,8	3,4	2,5	3,1	153
Rb	ppm	61,7	71,9	63,6	67,7	50	59,8	87,4	61,7	83,3
Sn	ppm	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	3
Sr	ppm	1068,9	1612	1160,3	934,5	626,7	810,9	783,8	1513,8	895,8
Ta	ppm	0,3	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	-0,1	0,2	8,9
Th	ppm	5,7	2,3	2,6	2,4	2,3	3,4	3,7	2,6	16,8
U	ppm	3	1,7	1,8	2,2	2,3	1,8	3,2	1,5	3,5
V	ppm	40	13	10	15	9	21	19	18	276
W	ppm	0,6	2	-0,5	4,3	1,7	2	213,4	-0,5	2
Zr	ppm	113,4	98	105,3	114,6	90,5	114,2	88,9	116,6	308,8
Y	ppm	6,4	3,8	1,9	3	3,8	5	1,6	2,2	30,8

Echantillon		13217	13207	23802	13205	23806	17120	23837	17121	17129
Roche		OB-Po	OB-Po	OB-Po	OB-Po	OB-Po	OB-Po	OB-Po	OB-Po	Lampr.
Mo	ppm	2	0,1	0,2	13,6	0,1	0,2	-0,1	0,3	2,4
Cu	ppm	2,4	38,7	4,2	12	3,5	2,5	1,7	3,1	106,6
Pb	ppm	1,8	8,2	7,9	3,2	0,9	4,2	11,2	7,4	19,4
Zn	ppm	41	36	39	35	3	30	40	51	143
Ni	ppm	11,6	1,4	1,9	2,1	0,7	6	1,6	2,4	460,9
Sc	ppm	3	1	1	1	-1	2	-1	1	25
As	ppm	-0,5	3,5	-0,5	21,6	-0,5	-0,5	-0,5	0,5	2,3
Cd	ppm	-0,1	0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Sb	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Bi	ppm	-0,1	0,1	-0,1	0,2	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Ag	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	0,2	-0,1	0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Au	ppb	-0,5	5,6	6,8	87,6	3,7	401,3	0,7	0,9	5,3
Hg	ppm	-0,01	0,01	-0,01	0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,02
Tl	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	0,5
Se	ppm	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5
Te	ppm			-0,2		-0,2	-0,2		-0,2	-0,2
F	ppm			1730		585	1267	2320	1639	
La	ppm	44,9	42,6	16,1	22	3,2	20,7	13,1	17,9	133,7
Ce	ppm	97,7	86,1	35,6	47,8	6,6	45,6	29	38	282
Pr	ppm	10,59	10,34	4,29	6,08	0,93	5,68	3,39	4,53	34,17
Nd	ppm	40,5	37,6	15,5	23,1	4	22,4	10,7	17,7	130,2
Sm	ppm	6,33	5,89	2,77	4,03	1,06	3,57	2,16	2,69	21
Eu	ppm	1,49	1,32	0,71	0,93	0,29	0,84	0,52	0,66	5,43
Gd	ppm	3,48	3,04	1,46	2,14	0,93	2,27	1,26	1,52	14,4
Tb	ppm	0,4	0,28	0,14	0,21	0,14	0,23	0,13	0,13	1,66
Dy	ppm	1,5	0,93	0,51	0,72	0,69	1,05	0,46	0,5	7,4
Ho	ppm	0,21	0,1	0,06	0,09	0,13	0,13	0,05	0,06	1,03
Er	ppm	0,47	0,22	0,14	0,19	0,31	0,33	0,09	0,15	2,27
Tm	ppm	0,07	0,03	0,02	0,02	0,05	0,04	0,03	0,02	0,29
Yb	ppm	0,43	0,21	0,19	0,16	0,32	0,3	0,16	0,12	1,6
Lu	ppm	0,07	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,02	0,01	0,23

Echantillon		17128	13243	13215	17134	23842	13226	13221	13208	13216	13210
Roche		Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	V2	V2	V2	V-alt
SiO2	%	59,68	59,9	54,27	56,12	49,85	52,29	49,23	58,52	53,07	71,11
Al2O3	%	13,03	14,24	15,78	12,35	16,84	15,51	16,13	14	15,49	13,06
Fe2O3	%	7,87	10,34	9,45	8,69	10,67	8,24	8,13	11,52	10,68	4,89
MgO	%	3,12	2,55	2,65	2,49	6,61	8,06	3,34	2,78	6,31	0,96
CaO	%	4,39	3,41	7,35	6,42	7,42	7,28	5,3	3,96	5,83	2,71
Na2O	%	3,87	4,55	2,69	5,05	4,02	1,75	0,9	3,56	4,01	3,64
K2O	%	1,85	1,47	2,58	0,43	1,8	3,43	6,16	2,17	1,43	1,59
TiO2	%	0,68	1,04	0,92	0,92	1,04	0,56	0,83	1,28	0,8	0,34
P2O5	%	0,14	0,21	0,18	0,13	0,16	0,12	0,17	0,55	0,18	0,08
MnO	%	0,14	0,15	0,19	0,15	0,17	0,16	0,12	0,18	0,18	0,1
Cr2O3	%	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	0,024	0,031	0,007	-0,002	0,007	-0,002
C	%	0,86	0,1	0,71	1,41	0,02	0,06	1,83	0,05	0,04	0,15
S	%	0,24	0,18	0,03	0,87	-0,02	-0,02	1,92	0,31	0,04	-0,02
LOI	%	5,1	1,9	3,7	7	1,2	2,3	9,5	1,3	1,8	1,5
Sum	%	99,83	99,75	99,8	99,74	99,81	99,73	99,79	99,85	99,79	99,91
Ba	ppm	207	516	866	961	226	858	530	138	360	178
Be	ppm	2	1	-1	3	-1	-1	3	3	-1	2
Co	ppm	20,1	18	26,8	22,6	39,9	36,2	24,2	18,2	39,7	2,7
Cs	ppm	4,2	4,3	6,6	2,3	7,1	7,8	7,1	12,4	5,7	2,4
Ga	ppm	12,9	20,8	18,6	20,6	17,2	12,5	25,8	19,4	16,3	18,8
Hf	ppm	3,6	4,8	3,8	3,9	2,6	1,2	3,2	4,9	2,2	8,5
Nb	ppm	6,2	11,2	7,2	25,8	4,1	3,5	6,4	9,5	6,1	11,9
Rb	ppm	59,9	56	62,4	12,9	59,4	119,6	177,5	84,2	47,6	33,5
Sn	ppm	1	2	1	4	-1	-1	2	1	-1	2
Sr	ppm	149	221	98,5	311,5	424,9	178,1	190,6	81,3	242,9	68,3
Ta	ppm	0,5	0,6	0,6	0,5	0,2	0,2	0,4	0,6	0,4	1
Th	ppm	1,7	2,3	2,1	1,5	0,5	0,5	1,2	2,3	0,9	3,8
U	ppm	0,4	1	0,5	0,9	0,3	-0,1	0,5	0,5	0,3	0,9
V	ppm	106	84	198	142	211	185	289	36	218	-8
W	ppm	1,8	0,6	0,9	1,3	1,2	0,7	13,4	1,8	0,5	-0,5
Zr	ppm	138,5	188,5	153,9	157,3	95	48,1	129,3	181,1	84,4	316,9
Y	ppm	24,3	31,5	28,9	18,8	20,6	12,1	19,9	37,8	20,1	50,2

Echantillon		17128	13243	13215	17134	23842	13226	13221	13208	13216	13210
Roche		Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	Tuf	V2	V2	V2	V-alt
Mo	ppm	10,8	4,3	0,3	3,6	3,5	0,7	1	7,4	0,3	0,8
Cu	ppm	124,9	51,2	4,1	35,8	4,1	7,2	7,7	71	28,3	1,5
Pb	ppm	7,4	2	0,8	12,8	2,2	1,6	4,1	1,3	1,7	1,8
Zn	ppm	106	113	89	109	75	42	46	81	61	90
Ni	ppm	20,5	0,5	30,6	11,7	65,7	57,1	24,7	0,6	46,5	0,5
Sc	ppm	19	23	25	17	28	32	20	23	30	9
As	ppm	1,1	0,8	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	1,9	-0,5	-0,5	-0,5
Cd	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Sb	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Bi	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	0,4	-0,1	-0,1	0,2	0,1	-0,1	-0,1
Ag	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	0,2	-0,1	-0,1	-0,1
Au	ppb	1,5	19,7	-0,5	3,4	-0,5	-0,5	615,5	0,8	-0,5	-0,5
Hg	ppm	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01
Tl	ppm	0,3	0,3	0,1	-0,1	0,3	0,2	-0,1	0,4	0,1	-0,1
Se	ppm	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	0,6	-0,5	-0,5	-0,5
Te	ppm	-0,2	-0,2		-0,2						
F	ppm										
La	ppm	14,4	19,4	16,5	19	8,7	6,9	10,8	22,6	12,2	24,5
Ce	ppm	33,5	45,3	36,1	45,8	21,1	16,3	25,1	50,9	27,8	57,3
Pr	ppm	4,29	5,73	4,54	6,16	3	2,04	3,47	6,85	3,28	7,41
Nd	ppm	18,3	22,5	18,6	26	12,9	8,7	15,4	28,2	13,5	29,8
Sm	ppm	3,78	5,53	4,77	5,54	3,02	1,87	3,51	6,62	3,22	6,79
Eu	ppm	1	1,37	1,36	1,48	0,96	0,57	0,91	1,89	0,92	1,39
Gd	ppm	4,02	5,73	5,28	4,7	3,78	2,05	3,72	7,26	3,3	7,2
Tb	ppm	0,67	0,89	0,93	0,68	0,59	0,38	0,62	1,13	0,58	1,27
Dy	ppm	4,12	5,25	4,92	3,56	3,77	2,06	3,28	6,84	3,38	7,59
Ho	ppm	0,8	1,13	1,07	0,58	0,71	0,48	0,72	1,42	0,73	1,75
Er	ppm	2,43	3,24	3,3	1,72	2,11	1,56	2,12	4,09	2,18	5,27
Tm	ppm	0,37	0,5	0,49	0,28	0,34	0,25	0,33	0,61	0,35	0,85
Yb	ppm	2,33	3,68	2,99	1,84	1,98	1,64	2,11	4,17	2,25	5,82
Lu	ppm	0,38	0,53	0,51	0,31	0,3	0,31	0,32	0,63	0,4	0,88

Echantillon		13239	13218	17110	17124	13245	13229	13209	23844	13211	13225
Roche		V-alt	I3	I3	I3	I3	I3	I3	I3	I3	I3
SiO2	%	63,6	48,87	50,6	49,19	49,05	43,12	48,82	47,03	56,16	50,92
Al2O3	%	12,51	13,99	14,37	14,42	13,95	15,31	14,66	13,49	14,75	16,43
Fe2O3	%	11,25	10,07	10,02	9,85	10,16	11,14	14,96	9,42	11,68	8,55
MgO	%	2,93	5,95	6,21	4,98	5,59	10,63	5,2	4,65	3,02	6,82
CaO	%	1,64	7,28	6,35	6,25	7,37	14,74	5,89	7,91	7,18	9,47
Na2O	%	3,13	3,73	3	2,88	2,59	0,34	4,71	1,81	2,9	2,98
K2O	%	1,02	0,83	0,96	2,32	1,76	0,1	2,11	3,12	0,84	1,37
TiO2	%	0,27	1,26	1,27	1,26	1,24	0,7	1,19	1,2	1,17	0,59
P2O5	%	0,05	0,3	0,31	0,3	0,32	0,01	0,28	0,28	0,2	0,22
MnO	%	0,13	0,12	0,12	0,1	0,15	0,14	0,26	0,14	0,25	0,19
Cr2O3	%	-0,002	0,02	0,026	0,01	0,02	0,038	-0,002	0,016	-0,002	0,021
C	%	-0,02	1,31	0,65	1,33	1,31	0,08	0,11	2,12	0,04	0,04
S	%	2,05	0,25	0,27	0,28	0,29	-0,02	0,09	0,34	0,86	-0,02
LOI	%	3,2	7,3	6,5	8,2	7,4	3,4	1,5	10,7	1,7	2,2
Sum	%	99,76	99,77	99,71	99,76	99,67	99,7	99,61	99,79	99,8	99,75
Ba	ppm	163	253	322	339	340	26	717	477	128	297
Be	ppm	1	-1	1	-1	2	-1	3	-1	-1	2
Co	ppm	20,1	37,4	34,4	32,3	31,1	56,9	47	33	44,5	26,4
Cs	ppm	4,1	1,6	2,5	6	4,2	0,1	9,9	4,2	1,9	3,6
Ga	ppm	19,8	15,7	16,6	16,5	19,3	15,8	19,2	15,8	19,3	18,1
Hf	ppm	8,3	3,2	3,6	3,4	3,4	0,7	2,2	3,3	4,4	2,7
Nb	ppm	13,8	5,6	5,7	5	5,8	0,3	6	4,5	6,9	3,9
Rb	ppm	34,7	28	31,4	56,2	58,6	1,8	75,3	77,7	19,8	41,6
Sn	ppm	2	-1	-1	-1	1	-1	-1	-1	2	2
Sr	ppm	107,6	437,5	713,6	250,8	550,3	625,5	617,8	276,5	135	582,7
Ta	ppm	0,9	0,3	0,3	0,3	0,4	-0,1	0,4	0,2	0,6	0,3
Th	ppm	4	3,7	3,4	3,6	3,7	-0,2	1,5	3,7	2	4
U	ppm	1,1	0,8	0,7	0,8	0,7	-0,1	1,4	0,6	0,5	1
V	ppm	60	154	140	144	136	327	320	139	235	175
W	ppm	0,7	0,7	-0,5	3,4	1,5	-0,5	3	0,7	2,6	0,7
Zr	ppm	324,1	128	133,9	133,4	135,5	14,2	109,8	135,1	176,9	92,4
Y	ppm	51,7	17	16,9	16,6	19,5	8	27,6	15,5	29,7	15,1

Echantillon		13239	13218	17110	17124	13245	13229	13209	23844	13211	13225
Roche		V-alt	I3	I3	I3	I3	I3	I3	I3	I3	I3
Mo	ppm	5,4	0,3	0,5	0,5	0,4	-0,1	16,1	0,6	1,5	0,3
Cu	ppm	312,3	11,3	13	42	39,4	70	15,6	34,6	188,1	1,5
Pb	ppm	3,9	1,3	0,9	4,5	2,1	1	4,3	2,5	1,3	1,4
Zn	ppm	129	113	108	135	126	32	112	118	54	57
Ni	ppm	13,2	91	111,1	89,2	96,3	35,4	25	84,1	12,7	33,1
Sc	ppm	10	17	18	16	17	38	32	17	26	21
As	ppm	0,9	-0,5	0,6	0,6	0,8	-0,5	-0,5	-0,5	1,4	-0,5
Cd	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	0,1	-0,1	-0,1
Sb	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Bi	ppm	0,7	-0,1	-0,1	0,2	-0,1	-0,1	0,2	-0,1	0,2	0,1
Ag	ppm	0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	0,2	-0,1	-0,1	0,1	-0,1
Au	ppb	-0,5	-0,5	1,6	4,7	11,2	4,9	-0,5	0,8	-0,5	-0,5
Hg	ppm	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01
Tl	ppm	0,1	-0,1	-0,1	0,2	-0,1	-0,1	0,4	-0,1	-0,1	-0,1
Se	ppm	0,7	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5
Te	ppm	-0,2			-0,2	-0,2					
F	ppm										
La	ppm	18,4	37,6	36,2	40,2	39,8	2,3	98,2	36,6	14,6	31,9
Ce	ppm	49	85,7	82,4	88,4	90,2	7,5	172,5	84,6	33,3	68,7
Pr	ppm	6,65	9,89	10,53	11,17	10,86	1,34	19,23	10,65	4,36	8,11
Nd	ppm	28,5	39,4	41,4	44,6	44,5	7,4	65,7	43	20,3	33,2
Sm	ppm	7,22	7,21	7,46	7,41	8,02	2,2	10,2	7,28	4,33	5,44
Eu	ppm	1,22	1,91	1,96	1,89	2,09	0,63	2,4	1,94	1,29	1,27
Gd	ppm	7,78	5,36	5,85	5,51	6,11	2,03	7,28	5,99	5,13	3,6
Tb	ppm	1,33	0,75	0,7	0,69	0,78	0,32	0,96	0,72	0,86	0,52
Dy	ppm	9,02	3,73	3,75	3,67	4,05	1,69	5,06	3,6	5,39	2,61
Ho	ppm	1,94	0,63	0,56	0,6	0,72	0,33	0,96	0,62	1,15	0,53
Er	ppm	6,51	1,68	1,76	1,51	1,91	0,92	2,75	1,61	3,58	1,57
Tm	ppm	1,05	0,24	0,23	0,24	0,24	0,13	0,45	0,24	0,49	0,25
Yb	ppm	7,47	1,6	1,34	1,42	1,39	0,86	3,04	1,35	3,46	1,73
Lu	ppm	1,19	0,23	0,19	0,21	0,21	0,12	0,44	0,19	0,5	0,27

Echantillon		23809	13241	17133	23845	17131	17123	17119	23808
Roche		ZM	ZM	ZM	ZM	ZM	ZM	ZM	ZM
SiO ₂	%	72,97	72,96	71,69	66,7	69,62	56,71	64,64	70,22
Al ₂ O ₃	%	8,32	8,07	11,63	13,66	11,59	10,53	8,01	10,46
Fe ₂ O ₃	%	2,77	4,72	3,41	6,11	4,19	6,99	6,52	4,49
MgO	%	0,73	0,33	0,5	0,64	0,76	2,84	1,07	1
CaO	%	4,8	3,14	1,77	1,05	3,01	5,7	5,87	2,87
Na ₂ O	%	4,18	2,37	4,62	3,9	4,95	2,8	1,1	3,62
K ₂ O	%	0,87	3,41	3,32	3,77	1,89	4,06	4,63	3,14
TiO ₂	%	0,29	0,18	0,36	0,37	0,3	0,64	0,26	0,57
P ₂ O ₅	%	0,05	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06	0,02	0,14
MnO	%	0,06	0,08	0,04	0,03	0,06	0,11	0,09	0,05
Cr ₂ O ₃	%	0,004	-0,002	-0,002	0,003	0,002	-0,002	-0,002	-0,002
C	%	1,19	0,61	0,63	0,28	0,82	2,46	1,59	0,61
S	%	0,87	2,92	0,19	1,91	0,18	1,35	3,21	1,25
LOI	%	4,9	4,5	2,5	3,5	3,5	9,3	7,7	3,3
Sum	%	99,93	99,84	99,88	99,74	99,89	99,8	99,86	99,87
Ba	ppm	38	163	201	538	198	167	209	195
Be	ppm	1	1	-1	1	-1	3	-1	-1
Co	ppm	8,2	6,4	2,9	3,4	2,3	17	10,5	6,2
Cs	ppm	0,5	0,7	0,5	1,7	1	1,2	1,4	0,9
Ga	ppm	17,6	15	15,6	18,6	15	14,2	10,5	15,6
Hf	ppm	1,6	6,4	7,1	11,6	7,3	3,5	8,7	4,5
Nb	ppm	5,7	9,7	13	18,2	12,2	7,5	7,4	7,9
Rb	ppm	13,7	45,2	38,6	81,2	32,2	81,8	66,4	47,1
Sn	ppm	1	2	3	3	2	1	1	2
Sr	ppm	61	106,6	58,4	105,2	91,3	237,2	113	69,9
Ta	ppm	0,2	0,7	0,9	1,3	0,9	0,4	0,9	0,6
Th	ppm	0,8	2,3	4,6	5,9	3,7	1,4	3,6	2,1
U	ppm	0,3	0,6	0,9	1,3	0,9	1,5	1	0,6
V	ppm	-8	11	62	69	38	100	23	46
W	ppm	10,9	8,8	8,4	12,5	7,5	18,1	14,8	18
Zr	ppm	56,2	231,1	276,4	476,2	284,5	134,9	341,1	190
Y	ppm	6,4	39,2	37,8	92,7	43,2	11,8	45,3	28,8

Echantillon		23809	13241	17133	23845	17131	17123	17119	23808
Roche		ZM	ZM	ZM	ZM	ZM	ZM	ZM	ZM
Mo	ppm	1,3	1,6	1,8	2,5	3,5	1,2	33,5	1,4
Cu	ppm	2,1	7,9	53,1	40,1	24,5	311	15	19,1
Pb	ppm	1	2,7	2,8	2,6	1,9	176,4	4,5	1,5
Zn	ppm	17	27	18	12	40	74	47	32
Ni	ppm	15,8	6	0,9	2,3	1,4	15,2	7,6	2,1
Sc	ppm	9	7	7	13	10	13	13	9
As	ppm	-0,5	0,7	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	0,5	-0,5
Cd	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Sb	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Bi	ppm	0,3	0,6	0,1	0,5	0,1	6,9	1,4	0,3
Ag	ppm	1,4	4,4	0,1	0,6	0,2	5,4	2,4	0,9
Au	ppb	25515,5	77049,3	574,5	2622,1	532,0	15976,0	33542,0	12922,4
Hg	ppm	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01
Tl	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	0,2	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Se	ppm	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5
Te	ppm	0,4	0,6	-0,2	0,9	-0,2	1,1	1,3	0,4
F	ppm								
La	ppm	7,9	15,8	36,3	68,7	28,5	11,1	33,7	15,2
Ce	ppm	18,5	38,1	82,9	141,7	65,7	24,9	75,2	36,5
Pr	ppm	2,35	4,61	10,38	17,51	8,17	3,12	9,76	4,51
Nd	ppm	10	19,3	41,4	67,8	33,3	12,4	37,8	18,9
Sm	ppm	2,17	4,34	8,31	13,88	6,82	2,68	7,39	4,18
Eu	ppm	0,52	0,89	1,46	2,52	1,29	0,71	1,47	0,97
Gd	ppm	2,05	5,43	7,3	14,1	6,93	2,59	6,68	4,61
Tb	ppm	0,28	0,97	1,12	2,46	1,18	0,43	1,15	0,77
Dy	ppm	1,49	6,26	6,74	14,95	7,27	2,52	7,19	4,96
Ho	ppm	0,26	1,42	1,26	3,15	1,42	0,47	1,52	1,06
Er	ppm	0,71	4,31	3,84	9,75	4,17	1,42	4,61	3,25
Tm	ppm	0,12	0,68	0,6	1,52	0,62	0,22	0,73	0,47
Yb	ppm	0,9	4,26	3,94	9,31	4,3	1,47	4,91	3
Lu	ppm	0,14	0,67	0,63	1,54	0,68	0,25	0,83	0,47

Echantillon		17118	23846	23843	23810	23811	13244
Roche		ZA	ZB	ZB	ZB	ZB	ZB
SiO2	%	67,08	73,61	68,79	65,46	75,43	71,89
Al2O3	%	14,38	9,19	10,35	11,5	10,87	12,22
Fe2O3	%	2,72	4,98	4,49	7,6	3,02	4,85
MgO	%	0,32	0,65	0,42	0,95	0,3	0,57
CaO	%	2,54	2,7	3,67	3,39	1,38	1,17
Na2O	%	5,74	2,96	2,31	4,86	4,93	3,81
K2O	%	3,83	1,47	5,16	1,61	1,89	3,34
TiO2	%	0,23	0,22	0,32	0,46	0,21	0,34
P2O5	%	0,13	0,04	0,01	0,06	0,03	0,03
MnO	%	0,05	0,09	0,07	0,08	0,03	0,02
Cr2O3	%	-0,002	-0,002	-0,002	-0,002	0,002	-0,002
C	%	0,51	0,77	0,84	0,72	0,31	0,21
S	%	1,21	1,45	1,17	1,04	0,88	0,44
LOI	%	2,9	3,9	4,2	3,8	1,6	1,5
Sum	%	99,91	99,84	99,82	99,82	99,71	99,78
Ba	ppm	509	197	317	357	229	433
Be	ppm	-1	-1	-1	-1	3	3
Co	ppm	2,1	5,1	2,6	3,4	1,7	2,6
Cs	ppm	0,5	2,8	0,8	1,1	0,4	2,9
Ga	ppm	21,8	11,7	12,4	17,1	16,8	20,1
Hf	ppm	2,8	9,1	10,4	6,9	8,2	12,8
Nb	ppm	5,6	12,3	14,1	13,9	13,7	20,5
Rb	ppm	49,3	52,3	70,8	35,8	25	75,7
Sn	ppm	-1	-1	1	2	2	3
Sr	ppm	96,9	90,5	76,5	96,8	78,9	55,2
Ta	ppm	0,3	0,8	1,2	0,8	0,9	1,2
Th	ppm	1,1	3,7	4,7	4,2	3,9	5,5
U	ppm	0,7	0,9	1,3	2	1,2	1,6
V	ppm	11	12	67	116	22	60
W	ppm	6,2	5	11,3	11,4	9,5	5,5
Zr	ppm	113,7	300,7	429,7	298,1	291,7	466,1
Y	ppm	10,4	44,8	64,1	51,2	26,4	49,9

Echantillon		17118	23846	23843	23810	23811	13244
Roche		ZA	ZB	ZB	ZB	ZB	ZB
Mo	ppm	3,5	0,3	0,7	0,6	1,7	7,6
Cu	ppm	15	17,1	15,4	60,2	11,4	12,4
Pb	ppm	2	1,2	2,7	4	1,5	2,1
Zn	ppm	22	18	15	49	18	12
Ni	ppm	2,7	2,4	2,5	1,9	1,4	0,7
Sc	ppm	6	8	10	15	4	14
As	ppm	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	0,6
Cd	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Sb	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Bi	ppm	1,2	0,3	0,2	0,2	-0,1	1,8
Ag	ppm	1,3	0,2	0,3	0,4	0,4	0,7
Au	ppb	8755,8	421,2	1947,5	3988,4	5589,4	319,0
Hg	ppm	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01
Tl	ppm	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Se	ppm	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5
Te	ppm	0,9	0,4	0,4	-0,2	-0,2	1,7
F	ppm						
La	ppm	7,6	24,4	32,7	29,5	26,6	7
Ce	ppm	17,8	59	75,3	74,9	64	19,4
Pr	ppm	2,39	7,68	9,65	9,56	8,08	2,84
Nd	ppm	10,3	32,6	41,9	38,7	34,6	12,3
Sm	ppm	2,65	7,02	8,44	7,98	6,5	4,43
Eu	ppm	0,72	1,23	1,5	1,79	1,13	1,02
Gd	ppm	2,64	7	8,86	8,35	5,34	6,6
Tb	ppm	0,43	1,22	1,58	1,32	0,75	1,25
Dy	ppm	2,18	7,45	10,18	9,14	4,11	9,14
Ho	ppm	0,33	1,79	2,4	1,89	0,92	2,03
Er	ppm	0,88	4,98	7,2	5,55	3,44	6,37
Tm	ppm	0,14	0,81	1,17	0,85	0,52	1,01
Yb	ppm	0,86	4,94	7,59	5,81	3,54	7,29
Lu	ppm	0,15	0,86	1,25	0,91	0,61	1,22

APPENDICE C
COMMUNICATIONS EN CONGRÈS

Les travaux de recherche dont les résultats sont présentés dans ce manuscrit ont fait l'objet de nombreuses communications en congrès, soit sous forme d'affiches, soit de présentations orales.

Conférences :

- **Québec Mines (Québec, novembre 2014) :** La mine d'or Lac Bachelor : un nouveau modèle plutonique pour l'Abitibi. N. Fayol, M. Jébrak, L.B. Harris.
- **RST-5^{èmes} Journées De Launay (Pau, octobre 2014) :** L'or associé aux intrusions alcalines tardi-archéennes. Exemple de la mine Lac Bachelor, Abitibi, Canada. N. Fayol, M. Jébrak, L.B. Harris.
- **Goldschmidt (Florence, août 2013):** Gold Associated with Neoproterozoic Alkaline Intrusion, Lac Bachelor, Abitibi, Canada. N. Fayol, M. Jébrak, L.B. Harris.
- **GAC-MAC (Winnipeg, mai 2013):** The Lac Bachelor gold deposit (Abitibi, Québec). N. Fayol, M. Jébrak.
- **Québec Mines (Québec, novembre 2012) :** Signatures géophysiques des intrusions aurifères tardi-archéennes de l'Abitibi dans leur contexte géodynamique. N. Fayol, C. Azevedo, L. Bigot, M. Jébrak, L.B. Harris.

Affiches :

- **13th Biennial SGA meeting (Nancy, août 2015):** The Late-Archean Magmatic Gold Event: Toward a Non-Uniformitarian Approach. M. Jébrak, N. Fayol.

- **PDAC-SEG student minerals colloquium (Toronto, mars 2014):** Magnetic Signatures of Late Archean Intrusions in the Abitibi Greenstone Belt and Implications for Exploration. N. Fayol, M. Jébrak, L.B. Harris.
- **XVI Peruvian geological congress & SEG 2012 conference (Lima, septembre 2012):** Late Archean porphyry gold deposits in the Abitibi greenstone belt: Do variations of the structural context make differences for the gold location? N. Fayol, M. Jébrak, L.B. Harris.
- **Gordon Conference (Andover, juillet 2012):** Late Archean porphyry gold deposits in the Abitibi greenstone belt: geochemistry vs. structural context. N. Fayol, M. Jébrak, L.B. Harris.
- **GAC-MAC (St-John's, mai 2012):** Transpressional dynamics and the role of crustal heterogeneities in the localization of the Desmaraisville basin (Abitibi): Geophysical study and analogue modelling. N. Fayol, L.B. Harris, M. Jébrak.
- **Acfas-4^{èmes} journées De Launay (Montréal, mai 2012) :** Géologie de la mine d'or Lac Bachelor (Abitibi, Québec). N. Fayol, M. Jébrak, L.B. Harris.
- **PDAC-SEG student minerals colloquium (Toronto, mars 2012):** Transpressional dynamics and the role of crustal heterogeneities in the localization of the Desmaraisville basin (Abitibi): Geophysical study and analogue modelling. N. Fayol, L.B. Harris, M. Jébrak.
- **Québec Exploration (Québec, novembre 2011) :** Dynamique transpressive et rôle des hétérogénéités crustales dans la localisation du bassin de Desmaraisville (Abitibi) : étude géophysique et modélisation analogique. N. Fayol, L.B. Harris, M. Jébrak - Récompensé par le 2^{ème} prix AQUEST.

RÉFÉRENCES

- Abrahams, E. M., 1950, Geology of McElroy and part of Boston townships, District of Timiskaming, Ontario Department of Mines Annual Report 59, part 6, p. 1-66.
- Allard, G. O., Duquette, G., Latulippe, M., Van de Walle, M., Brown, A., Guilloux, L., et Lasalle, P., 1972, Precambrian geology and mineral deposits of the Noranda-Val d'Or and Matagami-Chibougamau greenstone belts, Quebec, Guidebook for Excursion A41 and C41, 24th International Geological Congress: Montreal, Quebec, p. 58-61.
- Arancibia, O. N., et Clark, A. H., 1996, Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia: *Economic Geology*, v. 91, p. 402-438.
- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K., et Trowell, N., 2002, Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation: *Precambrian Research*, v. 115, p. 63-95.
- Ayer, J., Thurston, P. C., Bateman, R., Dubé, B., Gibson, H. L., Hamilton, M. A., Hathway, B., Hocker, S. M., Houlié, M. G., Hudak, G., Ispolatov, V., Lafrance, B., Leshner, C. M., MacDonald, P. J., Péloquin, A. S., Piercey, S. J., Reed, L. E., et Thompson, P. H., 2005, Overview of results from the greenstone architecture project: discover Abitibi initiative, Ontario Geological Survey, Open File Report 6154, p. 146.
- Bagdassarov, N., Dingwell, D. B., et Webb, S. L., 1993, Effect of boron, phosphorus and fluorine on shear stress relaxation in haplogranite melts: *European Journal of Mineralogy*, p. 409-425.

- Baker, D. R., et Moretti, R., 2011, Modeling the solubility of sulfur in magmas: a 50-year old geochemical challenge: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 73, p. 167-213.
- Barnes, H. L., 1997, *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, John Wiley & Sons.
- Beakhouse, G. P., 2007, Structurally controlled, magmatic hydrothermal model for Archean lode gold deposits: a working hypothesis, Ontario Geological Survey, Open File Report 6193, p. 133.
- Beakhouse, G. P., 2011, The Abitibi Subprovince plutonic record: tectonic and metallogenic implications, Ontario Geological Survey, Open File Report 6268, p. 161.
- Beane, R. E., et Bodnar, R. J., 1995, Hydrothermal fluids and hydrothermal alteration in porphyry copper deposits, *in* Pierce, F. W., and Bohm, J. G., eds., *Porphyry copper deposits of the American cordillera: Tucson, AZ, Arizona Geological Society Digest 20*, p. 83-93.
- Bédard, J. H., Harris, L. B., et Thurston, P. C., 2013, The hunting of the snArc: *Precambrian Research*, v. 229, p. 20-48.
- Benn, K., et Moyen, J. F., 2008, The late Archean Abitibi-Opatoca terrane, Superior Province: A modified oceanic plateau: *The Geological Society of America, Special Paper 440*, p. 173-197.
- Berger, B. R., 2006, Geological synthesis along Highway 66 from Matachewan to Swastika, Ontario Geological Survey, Open File Report 6177, p. 125.
- Bigot, L., 2012, Les minéralisations aurifères du gisement archéen de Beattie à Duparquet, Abitibi, Québec, Canada., Université du Québec à Montréal, 146 p.
- Bigot, L., et Jébrak, M., 2015, Gold mineralization at the syenite-hosted Beattie gold deposit, Duparquet, Neoproterozoic Abitibi belt, Canada: *Economic Geology*, v. 110, p. 315-335.

- Bleeker, W., 2012, Targeted Geoscience Initiative 4: lode gold deposits in ancient deformed and metamorphosed terranes: The role of extension in the formation of Timiskaming basins and large gold deposits, Abitibi greenstone belt—a discussion, summary of field work and other activities 2012, Ontario Geological Survey, Open File Report 6280, p. 47-1 to 47-12.
- Bleeker, W., 2015, Synorogenic gold mineralization in granite-greenstone terranes: the deep connection between extension, major faults, synorogenic clastic basins, magmatism, thrust inversion, and long-term preservation, *in* Dubé, B., and Mercier-Langevin, P., eds., Targeted Geoscience Initiative 4: contributions to the understanding of Precambrian lode gold deposits and implications for exploration, Geological Survey of Canada, Open File 7852, p. 25-47.
- Blevin, P. L., 2004, Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of eastern Australia: implications for gold-rich ore systems: *Resource Geology*, v. 54, p. 241-252.
- Bonin, B., 1990, Les granites des complexes annulaires - Manuels & Méthodes 4, BRGM, 183 p.
- Botcharnikov, R. E., Linnen, R. L., Wilke, M., Holtz, F., Jugo, P. J., et Berndt, J., 2011, High gold concentrations in sulphide-bearing magma under oxidizing conditions: *Nature Geoscience*, v. 4, p. 112-115.
- Bouchez, J.-L., et Nédélec, A., 2011, *Pétrologie des granites, structure - cadre géologique*. Vuibert, 320 p.
- Bourdeau, J., Lalonde, A. E., et Goutier, J., 2011, Petrology, mineralogy, and geochemistry of the Beattie syenite, Porcupine-Destor fault zone, Abitibi Subprovince, Québec: *Association géologique du Canada - Association minéralogique du Canada*, v. 34, p. 24.

- Brisson, H., 1998, Caractéristiques, chronologie et typologie des minéralisations aurifères de la région du Lac Shortt (Québec), sous-province archéenne de l'Abitibi, Chicoutimi : Université du Québec à Chicoutimi, 1998.
- Buro, Y. A., 1984, Geology of the Bachelor lake gold mine, Desmaraisville, Abitibi-East, Québec, *in* Guha, J., and Chown, E. H., eds., Chibougamau-stratigraphie and mineralization CIM Special Volume 34, p. 385-392.
- Cadéron, S., 2003, Interprétation tectonométamorphique du nord de la province du Supérieur, Québec, Canada., Université du Québec à Chicoutimi, 343 p.
- Cagnard, F., Brun, J., et Gapais, D., 2006a, Modes of thickening of analogue weak lithospheres: *Tectonophysics*, v. 421, p. 145-160.
- Cagnard, F., Durrieu, N., Gapais, D., Brun, J.-P., et Ehlers, C., 2006b, Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times: *Terra Nova*, v. 18, p. 72-78.
- Cameron, E. M., et Hattori, K., 1987, Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids: *Economic Geology*, v. 82, p. 1177-1191.
- Campbell, R. A., 2014, Controls on syenite-hosted gold mineralization in the Western Timmins camp, University of Western Ontario, 143 p.
- Canadian Geodetic Information System, 2015, Gravity & Geodetic Networks Section, Geodetic Survey Division, Geomatics Canada, Earth Sciences Sector, Natural Resources Canada.
- Card, K. D., 1990, A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion: *Precambrian Research*, v. 48, p. 99-156.
- Carroll, M. R., et Rutherford, M. J., 1985, Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 90, p. C601-C612.
- Carroll, M. R., et Rutherford, M. J., 1987, The stability of igneous anhydrite: experimental results and implications for sulfur behavior in the 1982 El Chichon trachyandesite and other evolved magmas: *Journal of Petrology*, v. 28, p. 781-801.

- Chai, H., et Lawn, B. R., 2005, Hydraulically pumped cone fracture in brittle solids: *Acta Materialia*, v. 53, p. 4237-4244.
- Charbonneau, J.-M., Picard, C., et Dupuis-Hébert, L., 1983, ET 82-01 Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et La Ribourde, Abitibi-Est., Ministère des Ressources Naturelles du Québec, p. 67.
- Cherry, M. E., 1983, The association of gold and felsic intrusions - examples from the Abitibi belt, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 110, p. 48-55.
- Chown, E. H., Daigneault, R., Mueller, W., et Mortensen, J. K., 1992, Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 2211-2225.
- Chown, E. H., Harrap, R., et Moukhsil, A., 2002, The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada: *Precambrian Research*, v. 115, p. 291-310.
- Clark, D. A., 1997, Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys: *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 17, p. 83-103.
- Clark, D. A., 2014, Magnetic effects of hydrothermal alteration in porphyry copper and iron-oxide copper-gold systems: a review: *Tectonophysics*, v. 624-625, p. 46-65.
- Clark, D. A., et Schmidt, P. W., 2001, Petrophysical properties of the Goonumbla volcanic complex, NSW: implications for magnetic and gravity signatures of porphyry Cu-Au mineralisation: *Exploration Geophysics*, v. 32, p. 171-175.
- Cliff, D. P., 2012, Douay deposit national instrument NI 43-101 compliant technical report, p. 162.
- 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, p. 156.

- Cooke, D. L., et Moorhouse, W. W., 1968, Timiskaming volcanism in the Kirkland Lake area, Ontario, Canada: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 6, p. 117-132.
- Cooper, G. R. J., et Cowan, D. R., 2006, Enhancing potential field data using filters based on the local phase: *Computers & Geosciences*, v. 32, p. 1585-1591.
- Corfu, F., Jackson, S. L., et Sutcliffe, R. H., 1991, U–Pb ages and tectonic significance of late Archean alkalic magmatism and nonmarine sedimentation: Timiskaming Group, southern Abitibi belt, Ontario: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 28, p. 489-503.
- Corfu, F., Krogh, T. E., Kwok, Y. Y., et Jensen, L. S., 1989, U–Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 26, p. 1747-1763.
- Cruden, A., et Launeau, P., 1994, Structure, magnetic fabric and emplacement of the Archean Lebel Stock, SW Abitibi greenstone belt: *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 677-691.
- Cullers, R. L., et Graf, J. L., 1984, Chapter 8 - Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks – ore petrogenesis, *in* Henderson, P., ed., *Developments in Geochemistry*, Volume 2, Elsevier, p. 275-316.
- Daigneault, R., 1996, MB 96-33 Couloirs de déformation de la Sous-Province de l'Abitibi, Ministère de l'Énergie et des Mines du Québec, p. 140.
- Daigneault, R., et Archambault, G., 1990, Les grands couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. , *in* Rive, M., Riverin, G., Simard, A., Lulin, J. M., and Gagnon, Y., eds., *La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois : synthèse de 60 ans d'exploration minière — The northwestern Quebec polymetallic belt: a summary of 60 years of mining exploration.*, Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, p. 43-64.

- 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*, v. 115, p. 261-290.
- Daigneault, R., St-Julien, P., et Allard, G. O., 1990, Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 1714-1736.
- Daoudene, Y., Tremblay, A., Ruffet, G., et Leclerc, F., 2014, MB 2014-04 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, p. 57.
- Darling, P., et Lafontaine, M., 2011, NI 43-101 technical report Bachelor lake gold project, p. 229.
- David, J., Davis, D. W., Dion, C., Goutier, J., Legault, M. I., et Roy, P., 2007, Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi en 2005-2006, RP 2007-01, Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, p. 17.
- 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*, v. 37, p. 117-133.

- De Souza, S., Dubé, B., McNicoll, V. J., Dupuis, C., Mercier-Langevin, P., Creaser, R. A., et Kjarsgaard, I. M., 2015, Geology, hydrothermal alteration, and genesis of the world-class Canadian Malartic stockwork-disseminated Archean gold deposit, Abitibi, Quebec, *in* Dubé, B., and Mercier-Langevin, P., eds., Targeted Geoscience Initiative 4: contributions to the understanding of Precambrian lode gold deposits and implications for exploration, Geological Survey of Canada, Open File 7852, p. 113-126.
- Dentith, M. C., et Mudge, S. T., 2014, Geophysics for the mineral exploration geoscientist, Cambridge University Press, 454 p.
- Desrochers, J.-P., Hubert, C., Ludden, J. N., et Pilote, P., 1993, Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi, greenstone belt, Canada: *Geology*, v. 21, p. 451-454.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rocheleau, M., 1983a, Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part II: tectonic evolution and geomechanical model: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rocheleau, M., 1983b, Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part III: plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1374-1388.
- Dingwell, D. B., 1985, The structure and properties of fluorine-rich magmas: a review of experimental studies, *in* Taylor, R. P., and Strong, D. F., eds., Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. Special volume 39, The Canadian institute of mining and metallurgy, p. 1-12.
- Dingwell, D. B., Scarfe, C. M., et Cronin, D. J., 1985, The effect of fluorine on viscosities in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$: implications for phonolites, trachytes and rhyolites: *American Mineralogist*, p. 80-87.

- Doucet, P., 1993, MB 93-46 - Caractérisation de l'environnement volcanique du gisement de Coniagas, Desmaraisville - District de Chibougamau., Ministère de l'Énergie et des Mines du Québec, p. 52.
- Doucet, P., Mueller, W., et Chartrand, F., 1995, MB 95-14 - Environnement volcanique, géochimie et minéralisation du gisement de Coniagas, Desmaraisville., Ministère de l'Énergie et des Mines du Québec, p. 112.
- Doucet, P., Mueller, W. U., et Chartrand, F., 1994, Archean, deep-marine, volcanic eruptive products associated with the Coniagas massive sulfide deposit, Quebec, Canada: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 31, p. 1569-1584.
- Doucet, P., Mueller, W. U., et Chartrand, F., 1998, Alteration and ore mineral characteristics of the Archean Coniagas massive sulfide deposit, Abitibi belt, Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 35, p. 620-636.
- Drake, M. J., et Weill, D. F., 1975, Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu^{2+} , Eu^{3+} , and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 39, p. 689-712.
- Dubé, B., et Guha, J., 1992, Relationship between northeast-trending regional faults and Archean mesothermal gold-copper mineralization; Cooke Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada: *Economic Geology*, v. 87, p. 1525-1540.

- Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Castonguay, S., McNicoll, V. J., Bleeker, W., Lawley, C. J. M., De Souza, S., Jackson, S. E., Dupuis, C., Gao, J.-F., Bécu, V., Pilote, P., Goutier, J., Beakhouse, G. P., Yergeau, D., Oswald, W., Janvier, V., Fontaine, A., Pelletier, M., Beauchamp, A.-M., Katz, L. R., Kontak, D. J., Tóth, Z., Lafrance, B., Gourcerol, B., Thurston, P. C., Creaser, R. A., Enkin, R. J., El Goumi, N., Grunsky, E. C., Schneider, D. A., Kelly, C. J., et Lauzière, K., 2015, Precambrian lode gold deposits — a summary of TGI-4 contributions to the understanding of lode gold deposits, with an emphasis on implications for exploration, *in* Dubé, B., and Mercier-Langevin, P., eds., Targeted Geoscience Initiative 4: contributions to the understanding of Precambrian lode gold deposits and implications for exploration, Geological Survey of Canada, Open File 7852, p. 1-24.
- Dupéré, M., et Gagnon, G., 2010, NI 43-101 Preliminary economic assessment of the Douay West mineral deposit, p. 106.
- Duuring, P., Cassidy, K. F., et Hagemann, S. G., 2007, Granitoid-associated orogenic, intrusion-related, and porphyry style metal deposits in the Archean Yilgarn craton, Western Australia: Ore Geology Reviews, v. 32, p. 157-186.
- Faure, S., 2001, Analyse des linéaments géophysiques en relation avec les minéralisations en or et métaux de base de l'Abitibi., Projet CONSOREM 2000-03B, p. 26.
- Faure, S., 2011, Le Corridor métallogénique de Lebel-sur-Quévillon/Lac Shortt (Abitibi). Projet CONSOREM 2010-03., p. 33.
- Faure, S., et Rafini, S., 2004, Modélisation des paléocontraintes et des paléopressions le long de la faille Porcupine-Destor - Implication pour la formation de bassins sédimentaires, d'intrusions et de minéralisations aurifères. Projet CONSOREM 2003-03, p. 53.

- Fayol, N., Harris, L. B., et Jébrak, M., 2012, The role of crustal heterogeneities in the localization of the Desmaraisville basin (Quebec Abitibi) established from regional geophysics and analogue modelling, GeoMod 2012 conference, Lausanne, Switzerland, 5–20 July 2012.
- Fayol, N., Jébrak, M., et Harris, L. B., 2013, Gold associated with Neoproterozoic alkaline intrusion, Lac Bachelor, Abitibi, Canada: *Mineralogical Magazine*, v. 77, p. 1068.
- Fayol, N., Jébrak, M., et Harris, L. B., accepted, The magnetic signature of Neoproterozoic alkaline intrusion and their related gold deposits: significance and exploration implications: *Precambrian Research*.
- Franklin, J. M., et Thorpe, R. I., 1982, Comparative metallogeny of the Superior, Slave and Churchill provinces: Geological Association of Canada Special Paper 25, p. 1-90.
- Galley, A., 2003, Composite synvolcanic intrusions associated with Precambrian VMS-related hydrothermal systems: *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 443-473.
- Galley, A. G., et Lafrance, B., 2014, Setting and evolution of the Archean synvolcanic Mooshla intrusive complex, Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi Greenstone Belt: emplacement history, petrogenesis, and implications for Au metallogenesis: *Economic Geology*, v. 109, p. 205-229.
- Geosoft Inc., 2014, Oasis montaj MAGMAP Filtering How-to Guide, p. 25.
- Gervais, D., Roy, C., Thibault, A., Pednault, C., et Doucet, D., 2014, NI 43-101 technical report on the mineral resource and mineral reserve estimates for the Canadian Malartic property, p. 460.
- Gidon, M., 1987, Les structures tectoniques - *Manuels et Méthodes n°15*, Éditions BRGM, 208 p.
- Goutier, J., 2005, RG 2005-01 Géologie de la région de la baie Ramsay (32F10) et de la rivière Opaoca (32F11), Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, p. 58.

- Goutier, J., et Melançon, M., 2010, RP 2010-04 Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi, Ministère de l'Énergie et des Mines du Québec, p. 1.
- Graham, R. B., 1957, RG 072 - Partie Sud-Ouest du canton de Lesueur, District électoral d'Abitibi-Est, Ministère de l'Énergie et des Mines du Québec, p. 37.
- Grant, J. A., 1986, The isocon diagram; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration: *Economic Geology*, v. 81, p. 1976-1982.
- Grant, J. A., 2005, Isocon analysis: a brief review of the method and applications: *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, v. 30, p. 997-1004.
- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. G., et Robert, F., 1998, Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types: *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 7-27.
- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Robert, F., et Hart, C. J. R., 2003, Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance: *Economic Geology*, v. 98, p. 1-29.
- Gunn, P. J., et Dentith, M. C., 1997, Magnetic responses associated with mineral deposits: *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 17, p. 145-158.
- Gustafson, L. B., et Hunt, J. P., 1975, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, v. 70, p. 857-912.
- Hanor, J. S., 2000, Barite–Celestine geochemistry and environments of formation: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 40, p. 193-275.
- Harris, L. B., 1996, Polyphase faulting in the Perth Basin and Yilgarn Craton, Western Australia: relationship to Upper Palaeozoic–Mesozoic tectonics of Gondwanaland, *in* Guha, P. K. S., Ayyasami, K., Sengupta, S., and Ghosh, R. N., eds., *Gondwana 9 (Vol. 2)*, Oxford and IBH Publishing, p. 1051-1060.

- Harris, L. B., et Bédard, J. H., 2014, Crustal evolution and deformation in a non-plate-tectonic Archean Earth: comparisons with Venus, *in* Dilek, Y., and Furnes, H., eds., Evolution of Archean crust and early life, 7. Modern approaches in solid Earth sciences, Springer Netherlands, p. 215-291.
- Harris, L. B., Godin, L., et Yakymchuk, C., 2012, Regional shortening followed by channel flow induced collapse: A new mechanism for “dome and keel” geometries in Neoarchean granite-greenstone terrains: *Precambrian Research*, v. 212–213, p. 139-154.
- Hattori, K., 1987, Magnetic felsic intrusions associated with Canadian Archean gold deposits: *Geology*, v. 15, p. 1107-1111.
- Hattori, K., 1989, Barite-celestine intergrowths in Archean plutons; the product of oxidizing hydrothermal activity related to alkaline intrusions: *American Mineralogist*, v. 74, p. 1270-1277.
- Helt, K. M., Williams-Jones, A. E., Clark, J. 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, p. 713-735.
- Henderson, P., 1984, Chapter 1 - general geochemical properties and abundances of the rare earth elements, *in* Henderson, P., ed., *Developments in Geochemistry*, v. 2, Elsevier, p. 1-32.
- Hewitt, D. F., 1963, The Timiskaming series of the Kirkland Lake area: *The Canadian Mineralogist*, v. 7, p. 497-523.
- Hubert, C., Trudel, P., et Gélinas, L., 1984, Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 21, p. 1024-1032.
- Ishihara, S., 1977, The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks: *Mining Geology*, v. 27, p. 293-305.
- Jébrak, M., 2011, Archean gold porphyry deposits of the Abitibi greenstone belt, Québec, Canada, SGA - 11th biennial meeting: Antofagasta, Chile.

- Jébrak, M., et Fayol, N., 2015, The late-Archean magmatic gold event: toward a non-uniformitarian approach, SGA - 13th biennial meeting: Nancy, France.
- Jébrak, M., et Marcoux, E., 2015, Geology of mineral resources, Mineral Deposits Division of The Geological Association of Canada, 668 p.
- Jensen, L. S., et Barton, M. D., 2000, Gold deposits related to alkaline magmatism, *in* Hagemann, S. G., and Brown, P. E., eds., *Gold in 2000, 13: Reviews in Economic Geology*, p. 279-314.
- Joanisse, A., 1994, Datation de la carbonatite du lac Shortt: Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre, document inédit, activité de synthèse, p.16.
- Jugo, P. J., 2009, Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas: *Geology*, v. 37, p. 415-418.
- Katz, L. R., Kontak, D. J., Dubé, B., et McNicoll, V. J., 2015, The Archean Côté gold intrusion-related Au (-Cu) deposit, Ontario, Canada: A large-tonnage, low-grade deposit centred on a magmatic-hydrothermal breccia, *in* Dubé, B., and Mercier-Langevin, P., eds., *Targeted Geoscience Initiative 4: contributions to the understanding of Precambrian lode gold deposits and implications for exploration*, Geological Survey of Canada, Open File 7852, p. 139-155.
- Keating, P., Dubé, B., et Lacroix, S., 2010a, Use of high-resolution geophysical data to help mineral exploration and geological mapping in the Abitibi Greenstone Belt, TGI-3 Workshop: Public geoscience in support of base metal exploration programme and abstracts, Geological Association of Canada, Cordilleran Section, p. 19-22.
- Keating, P., Lefebvre, D., Rainsford, D., et Oneschuk, D., 2010b, Geophysical Series, parts of NTS 31, 32, 41 and 42, Abitibi greenstone belt, Québec and Ontario; Geological Survey of Canada, Open File 6563; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, DP 2010-05; Ontario Geological Survey, Map 81 998.

- Kerrick, R., 1993, Perspectives on genetic models for lode gold deposits: *Mineralium Deposita*, v. 28, p. 362-365.
- Kontak, D. J., 2012, Magmatic-hydrothermal gold systems in the Archean: examples of porphyry gold system and syenite-associated Au-Cu deposits: Presented at Metallogeny of the Brazilian, Canadian and African Shields Seminar during the SIMEXMIN Symposium, Ouro Preto, Brazil, May 21-23, 2012.
- Kontak, D. J., Dubé, B., et Benham, W. R., 2008, The Upper Beaver project, Kirkland Lake area: investigation of a syenite-associated copper-gold deposit with magnetite-epidote-feldspar alteration. Summary of field work and other activities 2008, Ontario Geological Survey, Open File Report 6226, p. 12-1 to 12-12.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J. F., et Doucelance, R., 2014, The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga: *Lithos*, v. 205, p. 208-235.
- Lauzière, K., 1989, Environnement géologique et minéralisation aurifère à la mine Bachelor, Desmaraisville, Québec., Université du Québec à Chicoutimi, 181 p.
- Lavigne, J., 2011, NI 43-101 technical report on the Golden Arrow property, Ontario, p. 77.
- Leclair, A. D., Ernst, R. E., et Hattori, K., 1993, Crustal-scale auriferous shear zones in the central Superior province, Canada: *Geology*, v. 21, p. 399-402.
- Leclerc, F., Bédard, J. H., Harris, L., Goulet, N., Roy, P., et Houle, P., 2011, Tholeiitic to calc-alkaline cyclic volcanism in the Roy Group, Chibougamau area, Abitibi greenstone belt — revised stratigraphy and implications for VHMS exploration, Geological Survey of Canada Contribution 20100254. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune Contribution 8439-2010-2011-17: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 48, p. 661-694.

- Leclerc, F., Harris, L. B., Bédard, J. H., van Breemen, O., et Goulet, N., 2012, Structural and stratigraphic controls on magmatic, volcanogenic, and shear zone-hosted mineralization in the Chapais-Chibougamau mining camp, northeastern Abitibi, Canada: *Economic Geology*, v. 107, p. 963-989.
- Legault, M., 2003, Environnement métallogénique du couloir de déformation de Fancamp avec emphase sur les gisements aurifères de Chevrier, région de Chibougamau, Québec., Université du Québec à Chicoutimi, 361 p.
- Legault, M. I., et Lalonde, A. E., 2009, RP 2009-04 Discrimination des syénites associées aux gisements aurifères de la Sous-province de l'Abitibi, Québec, Canada, Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, p. 10.
- Liang, H.-Y., Sun, W., Su, W.-C., et Zartman, R. E., 2009, Porphyry copper-gold mineralization at Yulong, China, promoted by decreasing redox potential during magnetite alteration: *Economic Geology*, v. 104, p. 587-596.
- Lin, S., Parks, J., Heaman, L. M., Simonetti, A., et Corkery, M. T., 2013, Diapirism and sagduction as a mechanism for deposition and burial of "Timiskaming-type" sedimentary sequences, Superior Province: Evidence from detrital zircon geochronology and implications for the Borden Lake conglomerate in the exposed middle to lower crust in the Kapuskasing uplift: *Precambrian Research*, v. 238, p. 148-157.
- Lovell, H. L., 1967, Geology of the Matachewan area district of Timiskaming, Ontario Department of Mines, Geological Report 51, p. 78.
- 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: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, p. 459-476.
- Mann, P., Hempton, M. R., Bradley, D. C., et Burke, K., 1983, Development of pull-apart basins: *The Journal of Geology*, v. 91, p. 529-554.
- Manning, D. A. C., 1981, The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 76, p. 206-215.

- Martin, R. D., 2012, Syenite-hosted gold mineralization and hydrothermal alteration at the Young-Davidson deposit, Matachewan, Ontario., University of Waterloo, 188 p.
- Matsuhisa, Y., Goldsmith, J. R., et Clayton, R. N., 1979, Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 43, p. 1131-1140.
- McCuaig, T. C., Behn, M., Stein, H., Hagemann, S. G., McNaughton, N. J., Cassidy, K. F., Champoin, D., et Wyborn, L., 2001, The Boddington gold mine: a new style of Archean Au-Cu deposit [ext. abs.], *Geoscience Australia Record 2001/37*, AGSO, p. 453–455.
- McNeil, A. M., et Kerrich, R., 1986, Archean lamprophyre dykes and gold mineralization, Matheson, Ontario: the conjunction of LILE-enriched mafic magmas, deep crustal structures, and Au concentration: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 23, p. 324-343.
- Metrich, N., et Clocchiatti, R., 1996, Sulfur abundance and its speciation in oxidized alkaline melts: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 4151-4160.
- Middlemost, E. A. K., 1985, *Magmas and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology*, London & New York (Longman), 266 p.
- Miller, C. F., McDowell, S. M., et Mapes, R. W., 2003, Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance: *Geology*, v. 31, p. 529-532.
- Miller, H. G., et Singh, V., 1994, Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources: *Journal of Applied Geophysics*, v. 32, p. 213-217.
- Monecke, T., Kempe, U., Trinkler, M., Thomas, R., Dulski, P., Wagner, T., 2011, Unusual rare earth element fractionation in a tin-bearing magmatic-hydrothermal system: *Geology*, v. 39, p.295-298.
- Morasse, S., 1988, *Geological setting and evolution of the Lac Shortt gold deposit, Waswanipi, Quebec, Canada*, Queen's University, Kingston, Ontario, 221 p.

- Mortensen, J. K., 1993, U–Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau–Matagami–Joutel region: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 11-28.
- Mueller, W., Daigneault, R., et Chown, E. H., 1995, Archean terrane docking: Destor-Porcupine-Manneville zone, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada, Ontario Geological Survey, Open File Report 3145, p. 60.
- Mueller, W., Donaldson, J. A., Dufresne, D., et Rocheleau, M., 1991, The Duparquet formation: sedimentation in a late Archean successor basin, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 28, p. 1394-1406.
- Mueller, W. U., Daigneault, R., Mortensen, J. K., et Chown, E. H., 1996, Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada: *Tectonophysics*, v. 265, p. 127-150.
- Mungall, J. E., 2002, Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits: *Geology*, v. 30, p. 915-918.
- Nadeau, O., Stevenson, R., et Jébrak, M., 2014, The Archean magmatic-hydrothermal system of Lac Shortt (Au-REE), Abitibi, Canada: insights from carbonate fingerprinting: *Chemical Geology*, v. 387, p. 144-156.
- Naderi, N., 2013, Stable isotopes and XRD investigation of gold mineralization at the syenite-hosted Young-Davidson deposit, Matachewan, Ontario., University of Western Ontario, 159 p.
- Ontario Geological Survey, 2001, Physical rock property data from the physical rock property study in the Timmins and Kirkland Lake areas, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Release – Data 91.
- Othman, D. B., Arndt, N. T., White, W. M., et Jochum, K. P., 1990, Geochemistry and age of Timiskaming alkali volcanics and the Otto syenite stock, Abitibi, Ontario: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 1304-1311.

- Parmenter, A. C., Lin, S., et Corkery, M. T., 2006, Structural evolution of the Cross Lake greenstone belt in the northwestern Superior Province, Manitoba: implications for relationship between vertical and horizontal tectonism: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 43, p. 767-787.
- Pilote, P., Guha, J., Daigneault, R., Robert, F., et Golightly, J. P., 1990, Contexte structural et minéralisations aurifères des gîtes Casa-Berardi, Abitibi, Québec: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 1672-1685.
- Pokrovski, G. S., et Dubessy, J., 2015, Stability and abundance of the trisulfur radical ion in hydrothermal fluids: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 411, p. 298-309.
- Pokrovski, G. S., et Dubrovinsky, L. S., 2011, The S^{3-} ion is stable in geological fluids at elevated temperatures and pressures: *Science*, v. 331, p. 1052-1054.
- Prud'homme, N., 1990, Caractérisation pétrographique et géochimique de la carbonatite et de la syénite de la mine Lac Shortt, petrographic and geochemical characterization of the carbonatite and of the syenite of the Shortt Lake Mine, Canada, Université du Québec à Chicoutimi.
- Pupin, J. P., 1980, Zircon and granite petrology: contributions to mineralogy and petrology, v. 73, p. 207-220.
- Pupin, J. P., et Turco, G., 1972, Le zircon accessoire en géothermométrie: *C.R. Académie des Sciences Paris*, v. 274 (D), p. 2121-2124.
- Rey, P. F., et Coltice, N., 2008, Neoproterozoic lithospheric strengthening and the coupling of Earth's geochemical reservoirs: *Geology*, v. 36, p. 635-638.
- Robert, F., 2001, Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada: *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 503-516.
- Robert, F., et Poulsen, K. H., 2001, Vein formation and deformation in greenstone gold deposits: *Society of Economic Geologists Reviews*, v. 14, p. 111-155.
- Robert, F., Poulsen, K. H., Cassidy, K. F., et Hodgson, C. J., 2005, Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn cratons: *Economic Geology*, v. 100th Anniversary, p. 1001-1033.

- Robert, F., Poulsen, K. H., et Dubé, B., 1997, Gold deposits and their geological classification, *in* Gubins, A. G., ed., Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration, p. 209–220.
- Rowins, S. M., 2011, The Troilus Au-Cu deposit: a deformed Archean porphyry of the reduced variety: Program with abstracts; Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada-Society of Economic Geologists-Society for Geology Applied to Mineral Deposits (GAC-MACSEG-SGA) joint meeting, Ottawa, May 25-27, 2011, v. 34, 2011, p. 189-190.
- Rowins, S. M., Cameron, E. M., Lalonde, A. E., et Ernst, R. E., 1993, Petrogenesis of the late Archean syenitic Murdock Creek Pluton, Kirkland Lake, Ontario; evidence for an extensional tectonic setting: *The Canadian Mineralogist*, v. 31, p. 219-244.
- Rowins, S. M., Lalonde, A. E., et Eion, M. C., 1991, Magmatic oxidation in the syenitic Murdock Creek intrusion, Kirkland Lake, Ontario: evidence from the ferromagnesian silicates: *The Journal of Geology*, v. 99, p. 395-414.
- Schneider, C. A., Rasband, W. S., et Eliceiri, K. W., 2012, NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis: *Nature Methods*, v. 9, p. 671-675.
- See, J., 1994, L'analyse des inclusions fluides et magmatiques des dépôts aurifères dans la région du Lac Shortt, Abitibi, Québec : l'interprétation thermodynamique et métallogénétique du rôle des fluides minéralisants à l'Archéen, Chicoutimi : Université du Québec à Chicoutimi.
- Sharma, K. N. M., Gobeil, A., et Mueller, W., 1987, MB 87-16 Stratigraphie de la région du lac Caopatina, Ministère de l'Énergie et des Mines du Québec.
- Sharma, K. N. M., et Lacoste, P., 1981, DP 852 - Carte géologique Gand (SW) et Lespérance (NW) Ministère de l'Énergie et des Mines du Québec.
- Sharma, K. N. M., et Lauzière, K., 1983, DP 84-10 - Géologie de la région de Desmaraisville. Carte manuscrite avec notes marginales, Ministère de l'Énergie et des Mines du Québec.

- Sibson, R. H., 1986, Earthquakes and lineament infrastructure: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 317, p. 63-79.
- Sillitoe, R. H., 1991, Intrusion-related gold deposits, *Gold metallogeny and exploration*, Springer US, p. 165-209.
- Sillitoe, R. H., 2000, Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery., *in* Hagemann, S. G., and Brown, P. E., eds., *Gold in 2000, 13: Reviews in Economic Geology*, p. 315-345.
- Sillitoe, R. H., 2010, Porphyry copper systems: *Economic Geology*, v. 105, p. 3-41.
- Smith, A. R., et Sutcliffe, R. H., 1988, Project Unit 88-08. Plutonic rocks of the Abitibi Subprovince. Summary of field work and other activities 1988, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 141, p. 188-196.
- Spector, A., et Grant, F. S., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data: *Geophysics*, v. 35, p. 293-302.
- Sun, W., Huang, R.-f., Li, H., Hu, Y.-b., Zhang, C.-c., Sun, S.-j., Zhang, L.-p., Ding, X., Li, C.-y., Zartman, R. E., et Ling, M.-x., 2015, Porphyry deposits and oxidized magmas: *Ore Geology Reviews*, v. 65, Part 1, p. 97-131.
- Thurston, P. C., Ayer, J. A., Goutier, J., et Hamilton, M. A., 2008, Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: a key to exploration for syngenetic mineralization: *Economic Geology*, v. 103, p. 1097-1134.
- Thurston, P. C., et Chivers, K. M., 1990, Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada: *Precambrian Research*, v. 46, p. 21-58.
- Tilton, G. R., et Bell, K., 1994, Sr-Nd-Pb isotope relationships in late Archean carbonatites and alkaline complexes: applications to the geochemical evolution of Archean mantle: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 3145-3154.
- Trudel, P., et Sauvé, P., 1992, MM89-04 Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d'or du district de Malartic.

- Webster, J. D., Thomas, R., Veksler, I., Rhede, D., Seltmann, R., et Forster, H.-J., 1998, Late-stage processes in P- or F-rich granitic magmas: *Acta Universitatis Carolinae—Geologica*, v. 42, p. 181-188.
- Wilkinson, L., Cruden, A. R., 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*, v. 36, p. 627-647.
- Winchester, J. A., et Floyd, P. A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, v. 20, p. 325-343.
- Yardley, B. W. D., et Bodnar, R. J., 2014, Section 2. Crustal fluid compositions: the basics: *Geochemical Perspectives*, v. 3, p. 20-53.
- Zajacz, Z., Seo, J. H., Candela, P. A., Piccoli, P. M., Heinrich, C. A., et Guillong, M., 2010, Alkali metals control the release of gold from volatile-rich magmas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 297, p. 50-56.
- Zhang, J., Lin, S., Linnen, R., et Martin, R., 2014, Structural setting of the Young-Davidson syenite-hosted gold deposit in the western Cadillac-Larder Lake deformation zone, Abitibi greenstone belt, Superior Province, Ontario: *Precambrian Research*, v. 248, p. 39-59.