

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

THÈSE
PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

PAR
OLIVIER CÔTÉ-MANTHA
B. SC.

ARCHITECTURE ET ORIGINE DU SYSTÈME DE MINÉRALISATION
POLYMÉTALLIQUE DU SECTEUR LAC LINE,
RÉGION DE CHIBOUGAMAU, QUÉBEC

JUIN 2009



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

Le projet de doctorat présenté ici s'intéresse à un système hydrothermal atypique retrouvé en contexte d'arc volcano-plutonique ancien. L'objectif principal visé est d'apporter de nouveaux éléments de compréhension sur la nature et la géométrie des conduits empruntés par les fluides hydrothermaux, la zonalité des empreintes hydrothermales de même que l'étendue et l'évolution spatio-temporelle d'un tel système. La méthodologie préconisée combine une approche classique de terrain (levé géologique, étude pétrographique, analyses géochimiques, etc.) et des méthodes d'investigation à la fine pointe de la technologique (datation isotopique U-Pb, analyses LA-ICP-MS sur pyrites, analyses de magnétite à la microsonde, etc.).

L'objet d'étude est le secteur lac Line, localisé à 3 km au nord de la ville de Chibougamau. Ce secteur exhibe un système minéralisé atypique à Au-Ag-Cu encaissé dans une séquence de roches volcano-sédimentaires et plutoniques faiblement métamorphisées et appartenant au second cycle volcanique du Groupe de Roy, édifié entre ~2720 et ~2712 Ma. Les roches volcano-sédimentaires font partie de la Formation de Blondeau et sont dominées par des coulées de laves intermédiaires à mafiques d'affinité calco-alcaline accompagnées de filons-couches comagmatiques d'affinité calco-alcaline à tholéitique. Des roches volcanoclastiques intermédiaires à felsiques calco-alcalines, formées dans un environnement sous-marin de bassin volcano-sédimentaire peu profond en émergence, s'y intercalent communément. Le secteur a été le théâtre d'une activité plutonique synvolcanique vigoureuse et soutenue matérialisée par l'abondance de filons-couches comagmatiques, par la présence des filons-couches tholéitiques du Complexe de Cummings ainsi que par la présence du Stock du lac Line. Ce dernier est dominé par une phase tonalitique localement porphyrique, d'affinité calco-alcaline et datée à $2707,6 \pm 1,4$ Ma (âge tardi-volcanique mais pré-déformation régionale).

L'architecture actuelle de l'empilement hôte du système minéralisé se résume à une séquence monoclinale verticalisée, orientée E-O, rajeunissant vers le nord et répétée à au moins quatre reprises par des failles ductiles longitudinales. La déformation fragile y est omniprésente sous forme de zones de fractures et de failles cassantes d'origine synvolcanique et d'orientations dominantes N-S et NO-SE. Ces discontinuités montrent une association spatiale systématique avec la minéralisation et sont communément accompagnées de perturbations importantes de la séquence stratigraphique (fracturation, rupture de la continuité, mégabrèche de talus, etc.). Les évidences de déformation ductile sont plus locales et se résument au développement hétérogène d'une schistosité pénétrante E-O subverticale attribuable à la déformation régionale (~2703 Ma). Cette schistosité se concentre le long des zones de cisaillement longitudinales. L'association spatiale entre déformation ductile et minéralisation est une exception plutôt qu'une règle, ne se limitant qu'à quelques zones les plus altérées. Les nombreuses duplications stratigraphiques et le caractère discontinu, incohérent et fracturé du secteur lac Line contraste grandement avec l'homogénéité et la continuité latérale caractéristique de l'empilement volcanique préservé ailleurs dans la région.

Les indices minéralisés sont essentiellement encaissés dans les zones de fractures N-S ou NO-SE synvolcaniques et sont formés d'une combinaison variable de veines de

magnétite-sulfures, de veines et veinules de sulfures à gangue silicatée et/ou de disséminations de sulfures. La signature géochimique globale est à Au, Ag, Cu, Zn, Mo, As, Bi, Co, Hg, Ni, Pb, Sb, Se et Te. Les indices montrent des caractéristiques typiques de minéralisations formées en régime d'extension à de faibles profondeurs dans la croûte et sont associés à divers styles d'altération (principalement propylitique, sodique à potassique, chloriteuse et séricitique) caractérisés par des assemblages minéralogiques et des changements de masses similaires à ceux des systèmes volcanogènes sous-marins. Certains indices, en particulier ceux dans lesquels Au est enrichi par rapport à Ag et Cu, montrent une association spatiale étroite avec des brèches et des dykes interminéraux potentiellement reliés au Stock du lac Line, militant ainsi pour un lien entre l'activité hydrothermale et le plutonisme intermédiaire à felsique tardi-volcanique.

Les relations de chronologie relative entre les événements de volcanisme, de plutonisme, d'hydrothermalisme, de déformation régionale et de métamorphisme confirment l'origine synvolcanique du système minéralisé. Couplé à la reconstruction de l'environnement synvolcanique, ce cadre chronologique définit un modèle évolutif en 4 étapes, impliquant :

1. la formation d'un environnement d'effondrement (caldeira?) vers la fin du second cycle volcanique régional (~2715-2712 Ma), qui explique les associations lithologiques, l'intense fracturation et les perturbations stratigraphiques observées à diverses échelles;
2. le développement d'un système hydrothermal dominé par l'eau de mer et responsable de minéralisations épithermales sous-marines neutres dans les structures synvolcaniques reliées à l'effondrement;
3. une possible contribution au système hydrothermal lors de la mise en place tardi-volcanique du Stock du lac Line (~2708 Ma), probablement responsable de minéralisations de type porphyrique et de la superposition locale d'une empreinte enrichie en Au et;
4. la déformation régionale (~2703 Ma), qui provoque la superposition de la schistosité régionale et de paragenèses du pic métamorphique sur les empreintes hydrothermales préexistantes ainsi que la réactivation des failles longitudinales en zones de cisaillement à mouvement inverse.

En somme, cette étude démontre que la région de Chibougamau expose un énorme système minéralisé volcano-plutonique archéen atypique, avec des dépôts Cu-Au magmatiques-hydrothermaux proximaux (camp minier du lac Doré) et des dépôts épithermaux polymétalliques distaux centrés sur des systèmes plutoniques satellites s'inscrivant dans la même lignée pétrogénétique. L'étude contribue par le fait même à mettre à l'avant-plan des processus tels l'activité volcano-plutonique calco-alcaline, la formation de caldeiras et l'implication de l'eau de mer en tant qu'agent confinant (profondeur bathymétrique) et agent chimique comme responsables de minéralisations polymétalliques atypiques en contexte d'arc. Dans l'ensemble, cela supporte l'idée que le potentiel minéral des arcs volcano-plutoniques calco-alcalins anciens a pu être sous-estimé dans le passé, surtout lorsqu'on prend conscience de l'immense richesse de leurs équivalents récents.

AVANT-PROPOS

Le secteur lac Line fait depuis plus de 60 ans l'objet de travaux d'exploration minière. À partir du milieu des années 1940, date des premiers travaux répertoriés y ayant eu lieu, jusqu'à l'acquisition de pratiquement tous les titres miniers du secteur par SOQUEM, en 1997, l'essentiel des travaux tentaient d'y trouver soit des minéralisations concordantes de type lentille de sulfures massifs volcanogènes, soit des minéralisations aurifères de type orogénique reliées aux zones de cisaillement. Sur la base de ces modèles gîtologiques, les travaux d'exploration ont été planifiés de sorte à investiguer de potentielles structures minéralisées d'orientation E-O, orientation correspondant à la fois à celle des strates et celle des zones de cisaillement longitudinales majeures du secteur. Cette approche a mené à la découverte d'un certain nombre de structures minéralisées d'envergure mineure mais le taux de découverte s'est progressivement atténué et le secteur a été délaissé.

L'entrée en jeu de SOQUEM dans le secteur à partir de 1997 constitue un point tournant ayant brisé cette tendance. L'équipe d'Yvon Trudeau, alors directeur du bureau de Chibougamau de SOQUEM, a procédé au jalonnement des claims du secteur lac Line sur la base d'un nouveau modèle gîtologique développé pour le camp minier du lac Doré, à quelques kilomètres au S-E, et dans lequel les structures synvolcaniques discordantes d'orientation NO-SE sont particulièrement favorables à la minéralisation. Par extrapolation, SOQUEM a ainsi misé sur la supposition que le prolongement de ces structures discordantes dans l'empilement volcanique susjacent pourrait être tout aussi favorable. Depuis 1998, SOQUEM a effectivement découvert plusieurs dizaines de structures

minéralisées polymétalliques dans le secteur lac Line en orientant ses travaux d'exploration sur la base de ce modèle, ce qui fait de ce secteur un excellent exemple où l'application d'un modèle d'exploration novateur a permis de nouvelles découvertes dans un secteur déjà exploré.

C'est suite à ces récentes découvertes, particulièrement celle de la Structure Brosman, qu'est né le projet de recherche dont il est question dans cette thèse. Il fait suite à une initiative entreprise en 2002 par Gaétan Lavallière, successeur d'Yvon Trudeau à la direction du bureau de Chibougamau de SOQUEM, qui a vu le potentiel de réaliser un projet de maîtrise sur la Structure Brosman et ses environs immédiats afin de documenter le système minéralisé et de l'intégrer dans l'évolution géologique de la région de Chibougamau. Dès le premier été de terrain de ce projet de maîtrise et suite à la découverte de nouvelles structures minéralisées par SOQUEM sur le mont Bourbeau, il s'est avéré que le système minéralisé n'était pas restreint aux environs de la Structure Brosman, et qu'il était donc beaucoup plus étendu que préalablement anticipé. Compte tenu de son ampleur, de la qualité de sa préservation et de sa bonne exposition, il a rapidement été convenu que le système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line était l'objet idéal pour une étude doctorale sur le développement de minéralisation polymétallique dans l'environnement superficiel d'arcs volcano-plutoniques. Le projet initial de maîtrise a donc été étendu vers le doctorat suite aux recommandations du comité de recherche au printemps 2004. La présente thèse de doctorat est le fruit de ce travail qui vise à fournir des éléments de compréhension et des guides d'exploration directs et/ou indirects permettant de contribuer à la prospérité de la région de Chibougamau et de toute autre région dont la santé

économique dépend, en tout ou en partie, de ressources minérales polymétalliques retrouvées en contexte d'arc volcano-plutonique.

Remerciements

Je tiens d'abord à exprimer toute ma gratitude envers mes co-directeurs, Dr. Réal Daigneault et Dr. Francis Chartrand, qui ont su me guider dans ce long et exigeant processus qu'est l'apprentissage de la recherche. Je leur serai éternellement reconnaissant d'avoir su m'inculquer leur passion pour la géologie et d'avoir favorisé chez moi le développement de l'esprit critique, de l'esprit de synthèse, de la rigueur au travail, de l'autonomie et de l'originalité, qualités selon moi essentielles à tout bon chercheur.

La compagnie SOQUEM Inc. mérite également mes plus sincères remerciements pour avoir rendu possible ce projet de recherche par sa contribution financière, son appui logistique et l'accès aux données non-publiées. En raison de l'aide de formes multiples mais toujours très appréciée qu'ils m'ont fournie, certains employés passés et actuels de la compagnie méritent particulièrement d'être remerciés ici : je pense à Pierre Folco, Gaétan Lavallière, Yvon Trudeau, Jean-François Pouliot, Isabelle Lapointe, Daniel Savard, Jacques Bolduc, Christiane Compartino, Zachary Thompson, Roger Laforge, Yoland Côté, Sylvain Lépine, Nancy Lafrance et Louis-Pierre Barrette.

Le support financier de nombreux organismes par le biais de prix et bourses a non seulement été très apprécié mais essentiel à ma réussite. En ce sens, je tiens à souligner la contribution du CRSNG, du FQRNT, du CONSOREM, de l'UQAC, de l'AQUEST et de l'ICM.

Toute ma reconnaissance également envers Dr. Damien Gaboury, Dr. Jayanta Guha, Pierre Pilote et Dr. Georges Beaudoin qui ont accepté de faire partie du comité d'évaluation de ma thèse et avec qui j'ai eu de nombreuses discussions des plus enrichissantes.

Je tiens aussi à remercier, d'une part, Patrick Houle et François Leclerc et, d'autre part, Wulf Mueller, pour les nombreux échanges instructifs au sujet de la géologie de la région de Chibougamau et de la volcanologie, respectivement. Bon nombre d'autres géologues, qu'il serait trop long d'énumérer ici, méritent également mes remerciements pour leurs commentaires lors de visites de terrain tenues dans le secteur lac Line.

Le support technique de Denis Côté, Richard Cox et Claude Dallaire de même que la disponibilité de Michael Hamilton, Georges Beaudoin, Céline Dupuis et Patrice Gosselin à répondre à mes questions concernant certaines données présentées dans ma thèse ont été des plus appréciés.

Enfin, je tiens à remercier sincèrement mes parents, Nicole et Réjean, et ma conjointe, Nancy, pour leur support inconditionnel et pour avoir stimulé ma persévérance et mon goût du travail bien fait. Sans leur présence, tout ceci n'aurait aucun sens. Sylvain Lépine mérite également mes remerciements les plus sincères pour les discussions et autres bons moments passés à Chibougamau. Aussi, Kim et mes autres amis ont tous su m'encourager et me supporter à un moment ou l'autre de la réalisation de ce projet de recherche. Leur présence a été essentielle et des plus appréciées.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	ii
AVANT-PROPOS	iv
TABLE DES MATIÈRES	viii
LISTE DES TABLEAUX	xiv
LISTE DES FIGURES	xvi
LISTE DES ANNEXES	xx
CHAPITRE 1 - INTRODUCTION	1
1.1 Problématique	1
1.1.1 Problématique générale : les systèmes hydrothermaux en contexte d'arcs volcano-plutoniques	1
1.1.1.1 Concepts et exemples	1
1.1.1.2 Intérêt de l'étude des systèmes hydrothermaux fossilisés en contexte d'arc déformé	7
1.1.1.3 Aspects fondamentaux de l'étude des systèmes hydrothermaux anciens	8
1.1.1.4 Lacunes et problèmes actuels	11
1.1.2 Problématique spécifique : le système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line	13
1.2 Objectifs, hypothèses de travail, originalité et incidences de la recherche	16
1.3 Méthodologie	19
1.3.1 Levé géologique	20
1.3.2 Étude pétrographique	21
1.3.3 Analyses géochimiques	22
1.3.4 Calculs de changements de masse	23
1.3.5 Chimie minérale	24
1.3.5.1 Analyse de pyrite par LA-ICP-MS	24
1.3.5.2 Analyse de magnétite à la microsonde	26
1.3.6 Datation isotopique	27
1.3.7 Présentation des résultats	29
1.4 Contexte géologique régional	29
1.4.1 Sous-province de l'Abitibi	29
1.4.2 Région de Chibougamau	30
1.4.2.1 Stratigraphie	31
1.4.2.1.1 Second cycle volcanique du Groupe de Roy	32
1.4.2.2 Roches intrusives	34
1.4.2.2.1 Complexe de Cummings	35

1.4.2.2.2 Pluton de Chibougamau.....	37
1.4.2.3 Géologie structurale	38
1.4.2.4 Métamorphisme.....	40
1.4.2.5 Géologie économique.....	40
TABLEAUX DU CHAPITRE 1.....	44
FIGURES DU CHAPITRE 1	50
CHAPITRE 2 - GEOLOGIE LOCALE	56
2.1 Introduction.....	56
2.2 Roches volcaniques.....	57
2.2.1 Volcanologie physique	57
2.2.1.1 Laves et filons-couches mafiques de la Formation de Gilman	57
2.2.1.2 Laves et filons-couches intermédiaires à mafiques de la Formation de Blondeau.....	58
2.2.1.3 Roches volcanoclastiques felsiques de la Formation de Blondeau.....	62
2.2.2 Géochimie.....	65
2.3 Roches intrusives	68
2.3.1 Description physique et pétrographique	68
2.3.1.1 Filons-couches mafiques à ultramafiques du Complexe de Cummings	68
2.3.1.1.1 Filon-couche de Roberge	68
2.3.1.1.2 Filon-couche de Ventures	69
2.3.1.1.3 Filon-couche de Bourbeau	71
2.3.1.2 Dykes mafiques	73
2.3.1.3 Intrusions intermédiaires à felsiques	75
2.3.1.3.1 Stock du lac Line.....	75
2.3.1.3.2 Dykes	78
2.3.2 Géochimie.....	79
2.3.3 Géochronologie U-Pb	81
2.3.3.1 Résultats et interprétations	81
2.4 Roches sédimentaires	83
2.4.1 Description physique et pétrographique	83
2.4.1.1 Conglomérats, arkoses et grès de la Formation de Chibougamau	83
2.5 Métamorphisme	84
2.6 Synthèse et discussion préliminaire	85
2.6.1 Interprétation du contexte géologique local.....	85
2.6.2 Discussion en lien au Stock du lac Line	87
TABLEAUX DU CHAPITRE 2.....	91
FIGURES DU CHAPITRE 2	99

CHAPITRE 3 - ASPECTS STRUCTURAUX ET DEFORMATION	121
3.1 Introduction.....	121
3.2 Cadre structural du secteur lac Line.....	122
3.2.1 Subdivision de l'aire d'étude en domaines structuraux	122
3.2.2 Éléments structuraux primaires et déformation fragile.....	123
3.2.2.1 Stratification primaire, polarité stratigraphique et plissement synsédimentaire.....	123
3.2.2.2 Fracturation	125
3.2.2.2.1 Analyse de la fracturation	126
3.2.2.2.2 Résultats	127
3.2.2.3 Failles cassantes	130
3.2.3 Déformation ductile	132
3.2.3.1 Schistosité.....	133
3.2.3.2 Zones de faille longitudinales	134
3.3 Synthèse et discussion préliminaire	139
3.3.1 Origine de la fracturation.....	140
3.3.2 Intégration dans le cadre structural régional.....	143
FIGURES DU CHAPITRE 3	147
CHAPITRE 4 - MINERALISATION.....	162
4.1 Introduction.....	162
4.2 Survol des gîtes et indices par domaines gîtologiques.....	163
4.2.1 Minéralisations du centre volcanique du lac Ham.....	163
4.2.1.1 Structure Brosman (Au, Ag, Cu).....	164
4.2.1.1.1 Roches hôtes	165
4.2.1.1.2 Fracturation et déformation.....	166
4.2.1.1.3 Minéralisation et altération	167
4.2.1.2 Indice Surprise (Au).....	170
4.2.1.3 Indice du lac Ham (Cu, Ag, Au)	172
4.2.1.4 Gîte Lessard (Cu, Ag, Au)	173
4.2.1.5 Autres indices	175
4.2.2 Minéralisations du Stock du lac Line	175
4.2.2.1 Indice Siscoe (Au, Cu, Ag)	176
4.2.2.2 Indice TR-1230-99-31 (Au, Cu, Ag).....	177
4.2.2.3 Indice TR-1230-00-69 (Au, Cu, Ag).....	178
4.2.2.4 Indice TR-1230-02-123 (Au, Cu).....	179
4.2.2.5 Autres indices	180
4.2.3 Minéralisations du mont Bourbeau.....	180
4.2.3.1 Indice « Main Showing » (Au, Ag, Cu)	181
4.2.3.2 Séquence d'indices des nouveaux décapages de SOQUEM (Au, Ag, Cu, Zn)	182
4.2.3.3 Indice du Dôme du Radar (Au, Ag, Cu, Zn)	184
4.2.3.4 Indice d'Argent (Au, Ag, Cu)	185

4.2.3.5 Indice du lac Devilliers (Au, Ag, Cu, Zn).....	186
4.2.3.6 Autres indices.....	187
4.2.4 Minéralisations du secteur McKenzie.....	188
4.2.4.1 Enveloppe aurifère (Au).....	188
4.3 Caractéristiques des formes de minéralisation observées	190
4.3.1 Veines de magnétite-sulfures	191
4.3.2 Veinules et veines de sulfures à gangue silicatée	193
4.3.3 Sulfures disséminés.....	197
4.4 Signature géochimique de la minéralisation	198
4.4.1 Signature des roches totales	199
4.4.1.1 Source des données utilisées	199
4.4.1.2 Signature en Au, Ag, Cu et Zn	200
4.4.1.2.1 Signatures métalliques à la Structure Brosman.....	201
4.4.1.2.3 Signature en autres éléments	203
4.4.2 Signature de la pyrite	204
4.4.2.1 Sélection des échantillons et des cristaux de pyrite à analyser	205
4.4.2.2 Contrôle de la qualité des analyses	206
4.4.2.3 Résultats et interprétations	206
4.4.2.3.1 Signature des pyrites à la Structure Brosman	209
4.4.3 Signature de la magnétite.....	212
4.4.3.1 Sélection et analyse des échantillons	212
4.4.3.2 Résultats et interprétations	213
4.5 Synthèse et discussion préliminaire	214
4.5.1 Contraintes sur l'environnement de formation du système minéralisé.....	214
4.5.2 Zonalité et contrôle lithologique.....	218
TABLEAUX DU CHAPITRE 4.....	222
FIGURES DU CHAPITRE 4	233
CHAPITRE 5 - ALTERATIONS HYDROTHERMALES.....	277
5.1 Introduction	277
5.2 Caractérisation physique des types d'altération.....	278
5.2.1 Altération propylitique.....	280
5.2.2 Altération sodique à potassique	281
5.2.3 Altération chloriteuse.....	282
5.2.4 Altération sérichtique.....	282
5.2.5 Altération en tourmaline	283
5.3 Caractérisation chimique des effets de l'altération	284
5.3.1 Bilan de masse	284
5.3.1.1 Bases de la méthode	284
5.3.1.2 Sélection des échantillons	285
5.3.1.3 Application des principes du bilan de masse	286
5.3.1.3.1 Groupe d'échantillons d'affinité transitionnelle à tholéitique	287

5.3.1.3.2 Groupe d'échantillons d'affinité calco-alcaline	290
5.3.1.4 Indices générés	292
5.3.1.5 Résultats et interprétations	292
5.3.1.5.1 Zone Aurifère de la Structure Brosman (forage 1230-02-29).....	293
5.3.1.5.2 Zone Polymétallique de la Structure Brosman (forage 1230-02-30).....	294
5.3.1.5.3 Indice TR-1230-99-31 (forage 1230-02-32).....	297
5.3.1.5.4 Indice TR-1287-02-08 (forage 1287-04-04).....	298
5.3.1.5.5 Prolongement sud de l'enveloppe minéralisée du secteur McKenzie (forage 4581-05-03)	300
5.3.1.5.6 Sommaire	302
5.4 Synthèse et discussion préliminaire	304
5.4.1 Contraintes sur l'environnement de formation du système minéralisé.....	304
5.4.2 Zonalité et contrôle lithologique.....	306
TABLEAUX DU CHAPITRE 5.....	309
FIGURES DU CHAPITRE 5	313
CHAPITRE 6 - RELATIONS DE CHRONOLOGIE RELATIVE	326
6.1 Introduction.....	326
6.2 Relations chronologiques entre les divers éléments de l'activité hydrothermale	327
6.2.1 Identification de deux épisodes hydrothermaux	327
6.2.2 Distribution spatiale des effets des deux épisodes hydrothermaux	330
6.2.3 Deux systèmes hydrothermaux distincts ou incrémentation d'un même système?.....	332
6.3 Relations chronologiques entre l'activité hydrothermale et différents phénomènes géologiques	334
6.3.1 Chronologie entre l'activité hydrothermale et le volcanisme, la sédimentation et la structuration synvolcanique	334
6.3.2 Chronologie entre l'activité hydrothermale et l'activité intrusive intermédiaire à felsique.....	336
6.3.3 Chronologie entre l'activité hydrothermale et la déformation ductile.....	337
6.3.4 Chronologie entre l'activité hydrothermale et le métamorphisme régional	339
6.3.5 Chronologie entre l'activité hydrothermale et certains phénomènes géologiques post-archéens	340
6.4 Synthèse	341
FIGURES DU CHAPITRE 6	343
CHAPITRE 7 - SYNTHESE ET DISCUSSION	352
7.1 Introduction.....	352

7.2	Synthèse générale.....	353
7.2.1	Géologie locale	353
7.2.2	Aspects structuraux et déformation	355
7.2.3	Minéralisation	357
7.2.4	Altérations hydrothermales.....	361
7.2.5	Relations de chronologie relative	363
7.3	Discussion sur l'ensemble du système minéralisé	365
7.3.1	Origine	365
7.3.2	Reconstruction de l'environnement synvolcanique	368
7.3.3	Typologie	374
7.3.4	Modèle évolutif.....	378
7.3.4.1	Étape 1 : Formation et structuration de l'édifice volcanique hôte	378
7.3.4.2	Étape 2 : Hydrothermalisme sous-marin au sein des failles synvolcaniques reliées à l'effondrement (premier épisode hydrothermal)	380
7.3.4.3	Étape 3 : Accentuation de la contribution magmatique au système hydrothermal lors de la mise en place du Stock du lac Line (second épisode hydrothermal)	381
7.3.4.4	Étape 4 : Déformation et métamorphisme de l'ensemble lors de la déformation régionale	384
7.3.5	Implications du modèle sur la chronologie régionale	385
7.4	Parallèles avec d'autres systèmes atypiques et identification des processus-clés	387
7.5	Implications pour l'exploration.....	390
	TABLEAUX DU CHAPITRE 7.....	395
	FIGURES DU CHAPITRE 7	399
	CHAPITRE 8 - CONCLUSION	406
	RÉFÉRENCES	409
	ANNEXES.....	428

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE 1 :

Tableau 1.1 : Caractéristiques des principales évidences laissées par certains systèmes hydrothermaux polymétalliques	45
Tableau 1.2 : Etat des connaissances concernant les minéralisations polymétalliques reconnues dans la région de Chibougamau au début du projet de recherche	48

CHAPITRE 2:

Tableau 2.1 : Composition chimique d'échantillons représentatifs de certaines roches volcaniques de la Formation de Blondeau	92
Tableau 2.2 : Localisation et description des échantillons provenant d'intrusions similaires au Stock du lac Line et situées à proximité du secteur lac Line.....	93
Tableau 2.3 : Composition chimique d'échantillons représentatifs de certaines roches intrusives du secteur lac Line	96
Tableau 2.4 : Caractéristiques et composition isotopique des zircons analysés pour la datation du Stock du lac Line	97
Tableau 2.5 : Comparaison du Stock du lac Line avec d'autres intrusions de la région de Chibougamau.....	98

CHAPITRE 4:

Tableau 4.1 : Synthèse des caractéristiques des principaux indices du secteur lac Line.....	223
Tableau 4.2 : Synthèse des caractéristiques des diverses formes de minéralisation observées dans le secteur lac Line.....	226
Tableau 4.3 : Teneurs et rapports métalliques d'échantillons représentatifs de la composition des principaux indices du secteur lac Line	227
Tableau 4.4 : Teneurs et rapports métalliques moyens des échantillons de roche totale prélevés en surface dans les deux zones de la Structure Brosman....	229
Tableau 4.5 : Synthèse des caractéristiques physiques des familles de pyrite retrouvées dans les principaux indices du secteur lac Line.....	230
Tableau 4.6 : Synthèse de la composition des différentes familles de pyrite analysées ...	231

CHAPITRE 5 :

Tableau 5.1 : Synthèse des caractéristiques des cinq principaux types d'altération hydrothermale observés dans le secteur lac Line	310
Tableau 5.2 : Information sur les forages échantillonnés pour le calcul du bilan de masse	311
Tableau 5.3 : Composition des précurseurs utilisés pour le calcul de bilan de masse des échantillons d'affinité transitionnelle à tholéïitique	312

CHAPITRE 7 :

Tableau 7.1 : Synthèse des caractéristiques du système minéralisé et des hypothèses de travail concernant son origine	396
Tableau 7.2 : Comparaison du système minéralisé du secteur lac Line avec d'autres systèmes atypiques sélectionnés.....	397

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1 :

Figure 1.1:	Quelques exemples sélectionnés de systèmes hydrothermaux et leurs paramètres fondamentaux	51
Figure 1.2:	Carte géologique simplifiée de la partie est de la sous-province de l'Abitibi et localisation de la région de Chibougamau	52
Figure 1.3:	Carte géologique de la région de Chibougamau et localisation du secteur lac Line.....	53
Figure 1.4:	Stratigraphie de la région de Chibougamau	54
Figure 1.5 :	Évolution temporelle schématique des séquences volcano-sédimentaires, du magmatisme, de la déformation et des épisodes de minéralisation hydrothermale des roches archéennes de la région de Chibougamau	55

CHAPITRE 2:

Figure 2.1 :	Géologie du secteur lac Line.....	100
Figure 2.2 :	Gradient magnétique du secteur lac Line.....	101
Figure 2.3 :	Colonne stratigraphique schématique du secteur lac Line	102
Figure 2.4 :	Photographies des laves cohérentes de la Formation de Blondeau.....	103
Figure 2.5 :	Photographies des laves bréchiques de la Formation de Blondeau.....	104
Figure 2.6 :	Photographies des filons-couches comagmatiques de la Formation de Blondeau.....	105
Figure 2.7 :	Photographies des tufs fins de la Formation de Blondeau	106
Figure 2.8 :	Photographies des tufs à lapilli et lapillistones grossiers monogéniques de la Formation de Blondeau	107
Figure 2.9 :	Photographies des tufs à lapilli et tufs à blocs polygéniques de la Formation de Blondeau	108
Figure 2.10 :	Caractérisation géochimique de certaines roches volcaniques de la Formation de Blondeau dans le secteur lac Line.....	109
Figure 2.11 :	Photographies des filons-couches du Complexe de Cummings.....	110
Figure 2.12 :	Cartographie de la tranchée TR-4581-97-02.....	111
Figure 2.13 :	Photographies des dykes mafiques.....	112
Figure 2.14 :	Carte de distribution spatiale des phases du Stock du lac Line.....	113
Figure 2.15 :	Photographies de la phase tonalitique du Stock du lac Line	114
Figure 2.16 :	Carte de distribution des dykes observés	115
Figure 2.17 :	Photographies des dykes felsiques à intermédiaires	116
Figure 2.18 :	Localisation des intrusions felsiques à intermédiaires échantillonées à proximité du secteur lac Line pour fins de comparaison avec le Stock du lac Line	117
Figure 2.19 :	Caractérisation géochimique de certaines roches intrusives du secteur lac Line.....	118
Figure 2.20 :	Données concernant la datation du Stock du lac Line	119

Figure 2.21 : Comparaison de la signature géochimique du Stock du lac Line et des autres intrusions analysées avec celle des différentes phases du Pluton de Chibougamau..... 120

CHAPITRE 3:

- | | | |
|---------------|---|-----|
| Figure 3.1 : | Subdivision du secteur lac Line en domaines structuraux | 148 |
| Figure 3.2 : | Stratification primaire des roches volcaniques et volcanoclastiques du secteur lac Line..... | 149 |
| Figure 3.3 : | Structures mésoscopiques représentatives de la fracturation observée dans le secteur lac Line | 150 |
| Figure 3.4 : | Attitude des joints mesurés dans le secteur lac Line..... | 151 |
| Figure 3.5 : | Attitude des failles, dykes et veines mesurés dans le secteur lac Line..... | 152 |
| Figure 3.6 : | Rosaces de direction de la stratification et des éléments structuraux reliés à la fracturation du secteur lac Line..... | 153 |
| Figure 3.7 : | Photographies représentatives de la schistosité pénétrante observée..... | 154 |
| Figure 3.8 : | Attitude de la schistosité mesurée dans le secteur lac Line..... | 155 |
| Figure 3.9 : | Zones de faille longitudinales et localisation de la section structurale du secteur lac Line..... | 156 |
| Figure 3.10 : | Section structurale simplifiée du secteur lac Line..... | 157 |
| Figure 3.11 : | Relations angulaires entre la fracturation dominante, la stratification et la direction des contraintes tectoniques principales | 158 |
| Figure 3.12 : | Position du secteur lac Line dans le cadre structural régional | 159 |

CHAPITRE 4:

- | | | |
|---------------|---|-----|
| Figure 4.1 : | Carte géologique de la Structure Brosman..... | 234 |
| Figure 4.2 : | Photographies relatives à la fracturation affectant la Structure Brosman ... | 235 |
| Figure 4.3 : | Caractérisation de la fracturation affectant la Structure Brosman | 236 |
| Figure 4.4 : | Photographies relatives à la Zone Aurifère de la Structure Brosman | 237 |
| Figure 4.5 : | Photographies relatives à la Zone Polymétallique de la Structure Brosman | 238 |
| Figure 4.6 : | Carte géologique de l'indice Surprise | 239 |
| Figure 4.7 : | Photographies relatives à l'indice Surprise | 240 |
| Figure 4.8 : | Carte géologique de l'indice du lac Ham | 241 |
| Figure 4.9 : | Carte géologique du Gîte Lessard | 242 |
| Figure 4.10 : | Photographies relatives au Gîte Lessard | 243 |
| Figure 4.11 : | Photographies relatives aux autres occurrences minéralisées du centre volcanique du lac Ham | 244 |
| Figure 4.12 : | Carte géologique de l'indice Siscoe | 245 |
| Figure 4.13 : | Photographies relatives à l'indice Siscoe | 246 |
| Figure 4.14 : | Carte géologique de l'indice TR-1230-99-31 | 247 |
| Figure 4.15 : | Photographies relatives à l'indice TR-1230-99-31 | 248 |
| Figure 4.16 : | Carte géologique de l'indice TR-1230-00-69 | 249 |
| Figure 4.17 : | Photographies relatives à l'indice TR-1230-00-69 | 250 |
| Figure 4.18 : | Carte géologique de l'indice TR-1230-02-123 | 251 |

Figure 4.19 : Photographies relatives à l'indice TR-1230-02-123	252
Figure 4.20 : Photographies relatives aux autres occurrences minéralisées de l'extrémité est du Stock du lac Line	253
Figure 4.21 : Photographies relatives à la séquence d'indices des décapages de SOQUEM	254
Figure 4.22 : Carte géologique de l'indice TR-1287-02-08	255
Figure 4.23 : Carte géologique de l'indice Dôme du Radar	256
Figure 4.24 : Photographies relatives à l'indice Dôme du Radar	257
Figure 4.25 : Photographies relatives à l'indice d'Argent	258
Figure 4.26 : Carte géologique des minéralisations du secteur McKenzie	259
Figure 4.27 : Photographies relatives aux minéralisations du secteur McKenzie	260
Figure 4.28 : Carte de distribution des styles de minéralisation pour l'ensemble du secteur lac Line	262
Figure 4.29 : Photographies relatives aux veines de magnétite-sulfures	263
Figure 4.30 : Photographies relatives aux veinules et veines de sulfures à gangue silicatée	264
Figure 4.31 : Photographies relatives aux sulfures disséminés	267
Figure 4.32 : Contenu en Au, Ag, Cu et Zn des échantillons de surface de la Structure Brosman	268
Figure 4.33 : Localisation des échantillons sélectionnés pour l'analyse des pyrites dans le secteur lac Line	269
Figure 4.34 : Synthèse de la composition des pyrites provenant des diverses formes de minéralisation du secteur lac Line	270
Figure 4.35 : Comparaison de la signature des pyrites du secteur lac Line avec celle de pyrites provenant d'ailleurs dans la région de Chibougamau	271
Figure 4.36 : Contenu en Au, Ag, Cu et Zn des pyrites analysées dans le centre volcanique du lac Ham	272
Figure 4.37 : Relation entre l'enrichissement en Au et la concentration en As, Bi, Pb et Sb des pyrites des veinules et veines à gangue silicatée de la Zone Aurifère de la Structure Brosman	273
Figure 4.38 : Relation entre le contenu en As et la concentration en Ga, In et Mo des pyrites des veinules et veines à gangue silicatée de la Zone Aurifère de la Structure Brosman	274
Figure 4.39 : Composition moyenne des magnétites analysées dans le secteur lac Line et dans d'autres gîtes de type veine de la région de Chibougamau	275
Figure 4.40 : Diagrammes permettant de discriminer différents types de gîtes en fonction de la chimie de leur magnétite	276

CHAPITRE 5 :

Figure 5.1 : Schéma synthétique des caractéristiques et associations spatiales mutuelles des cinq principaux types d'altération hydrothermale observés dans le secteur lac Line	314
Figure 5.2 : Photographies relatives à l'altération propylitique	315
Figure 5.3 : Photographies relatives à l'altération sodique à potassique	316

Figure 5.4 :	Photographies relatives à l'altération chloriteuse.....	317
Figure 5.5 :	Photographies relatives à l'altération séricitique	318
Figure 5.6 :	Photographies relatives à l'altération en tourmaline	319
Figure 5.7 :	Diagrammes binaires utilisés pour le calcul de bilan de masse	320
Figure 5.8 :	Profils de changements de masse du forage 1230-02-29	321
Figure 5.9 :	Profils de changements de masse du forage 1230-02-30	322
Figure 5.10 :	Profils de changements de masse du forage 1230-02-32	323
Figure 5.11 :	Profils de changements de masse du forage 1287-04-04	324
Figure 5.12 :	Profils de changements de masse du forage 4581-05-03	325

CHAPITRE 6 :

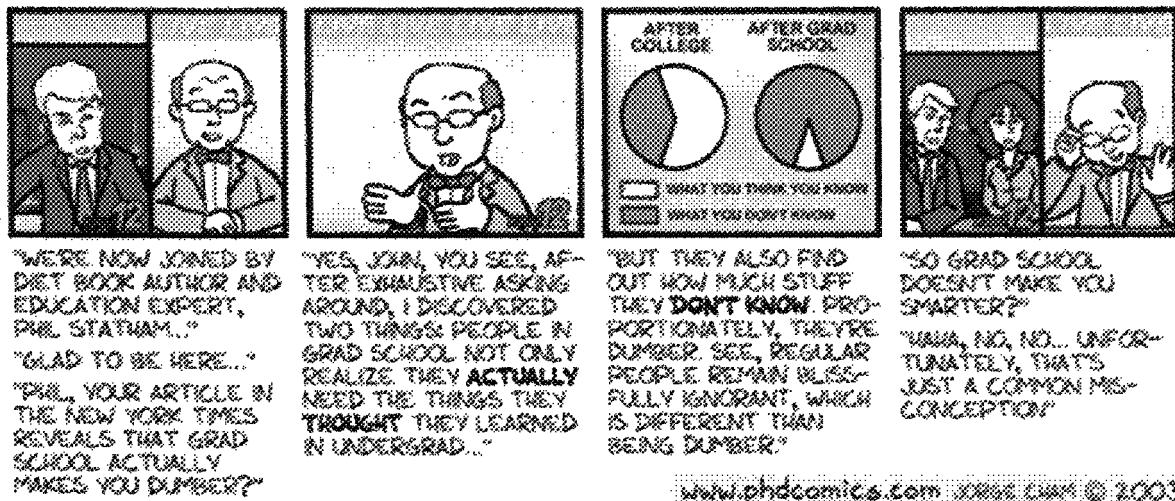
Figure 6.1 :	Photographies relatives aux évidences nécessitant l'interprétation de deux épisodes hydrothermaux	344
Figure 6.2 :	Carte de distribution des effets des deux épisodes hydrothermaux interprétés	345
Figure 6.3 :	Diagramme Au vs Ag des pyrites provenant des minéralisations interprétées comme reliées au second épisode hydrothermal	346
Figure 6.4 :	Photographies relatives à la chronologie entre l'altération hydrothermale et la déformation ductile	347
Figure 6.5 :	Photographie relatives à la chronologie entre l'activité hydrothermale et le métamorphisme régional	350
Figure 6.6 :	Schéma synthèse du cadre chronologique des différents éléments géologiques du système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line	351

CHAPITRE 7 :

Figure 7.1 :	Carte géologique de la Structure Brosman intégrant l'interprétation de la mégabrèche.....	400
Figure 7.2 :	Modèle évolutif régional	401
Figure 7.3 :	Modèle évolutif à l'échelle de la structure minéralisée (exemple de la Structure Brosman)	403
Figure 7.4 :	Intégration du modèle évolutif du secteur lac Line dans l'évolution géologique régionale	404
Figure 7.5 :	Gradient magnétique et structures principales des environs de Chibougamau	405

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 :	Spécifications techniques des méthodes analytiques employées pour les analyses lithogéochimiques de roche totale et résultats d'analyse des échantillons de référence.....	429
Annexe 2 :	Résultats des analyses lithogéochimiques de roche totale	431
Annexe 3 :	Information concernant les intrusions felsiques à intermédiaires échantillonnées à proximité du secteur lac Line pour fins de comparaison avec le Stock du lac Line	444
Annexe 4 :	Spécifications techniques de la méthode analytique employée pour les analyses multi-éléments sur roche totale.....	453
Annexe 5 :	Résultats des analyses multi-éléments sur roche totale.....	454
Annexe 6 :	Précision analytique et limites de détection des analyses au LA-ICP-MS	455
Annexe 7 :	Résultats des analyses de LA-ICP-MS sur cristaux de pyrite.....	456
Annexe 8 :	Spécifications techniques des analyses de magnétite à la microsonde	476
Annexe 9 :	Résultats des analyses de cristaux de magnétite à la microsonde	477
Annexe 10 :	Profils lithogéochimiques des forages échantillonnés pour le calcul du bilan de masse	480
Annexe 11 :	Diagrammes binaires et équations des courbes de fractionnement des éléments mobiles utilisés pour le calcul de bilan de masse des échantillons appartenant au système à précurseurs multiples	485



*Je dédie cette thèse à la
grandiose beauté de la Nature,
et à sa complexité qui saura toujours
susciter chez moi curiosité... et humilité.*

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 PROBLÉMATIQUE

1.1.1 PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE : LES SYSTÈMES HYDROTHERMAUX EN CONTEXTE D'ARCS VOLCANO-PLUTONIQUES

1.1.1.1 Concepts et exemples

Le terme « système hydrothermal » réfère à la circulation d'eaux chaudes produite par l'effet de deux principales perturbations dans la croûte terrestre, agissant souvent de concert (Norton, 1984; Cathles, 1990; Foucault et Raoult, 1995) :

1. une perturbation au sein de la pression des fluides interstitiels et;
2. une perturbation thermique.

Plus précisément, un système hydrothermal est un phénomène géologique qui implique plusieurs processus (expulsion, conduction, convection, expansion thermique, fracturation, réactions chimiques, etc.) opérant ensemble pour redistribuer l'énergie et rétablir l'équilibre régnant avant l'avènement d'une perturbation. Il en existe plusieurs types qui se forment dans une vaste gamme d'environnements tectoniques et qui présentent chacun des caractéristiques distinctes. En effet, les matériaux géologiques traversés par les fluides conservent une combinaison de traces (altération chimique, thermique et structurale)

de ce rééquilibrage qui est spécifique au type de système hydrothermal et qui nous permet de le reconnaître dans les archives géologiques. L'aspect le plus important de ces « traces hydrothermales » est qu'elles sont souvent accompagnées de concentrations de substances d'intérêts pour l'être humain (pétrole, métaux, minéraux industriels, etc.). En d'autres mots, les systèmes hydrothermaux sont en quelque sorte des usines servant à produire des gîtes minéraux, et ce faisant, ils laissent des marques dans leur environnement immédiat qui agissent comme témoins de leur existence. La figure 1.1 schématisse grossièrement les caractéristiques d'une sélection arbitraire et non-exhaustive de systèmes hydrothermaux et des gîtes minéraux polymétalliques associés. Le tableau 1.1 synthétise les principales caractéristiques de chacun des types de gîtes minéraux présentés sur cette figure.

De tous les environnements tectoniques, les arcs volcano-plutoniques sont parmi les plus favorables à la formation de systèmes hydrothermaux (voir par exemple Jébrak et Marcoux, 2008), et donc à la création de gîtes minéraux (figure 1.1a et tableau 1.1). De tels arcs sont le résultat d'une suite de processus magmatiques (Richards, 2003; Candela et Piccoli, 2005) tels :

1. la déshydratation d'une croûte océanique subductée, qui libère des fluides aqueux salins et oxydants riches en éléments mobiles (chlore, soufre, éléments lithophiles à grand rayon ionique [*LILE*] et certains métaux);
2. l'hydratation par ces fluides et la fusion partielle du manteau situé au-dessus de la plaque subductée, ce qui génère des magmas calco-alcalins enrichis en ces mêmes substances;
3. l'accumulation et l'interaction de ces magmas avec la lithosphère, au cours desquelles agissent les processus de type *MASH* (Hildreth et

Moorbath, 1988) pour créer des magmas hybrides oxydants et enrichis en soufre, éléments volatiles et autres composés chimiques incompatibles (y compris divers métaux) et;

4. la remontée vers la surface de ces magmas hybrides, qui se traduit par un apport important de chaleur dans les couches superficielles et froides de la croûte.

L'édification d'un arc volcano-plutonique résulte précisément de ce dernier processus et survient au cours d'une période d'intense activité magmatique comportant un ou plusieurs cycles volcaniques pouvant s'étendre sur plusieurs millions d'années (voir par exemple Daigneault et al., 2004). Tout au long du présent ouvrage, c'est à cette période qu'on fera allusion lorsqu'il sera question d'éléments « synvolcaniques ». En d'autres mots, le terme « synvolcanique » sera volontairement utilisé au sens large, en faisant référence à la longue période de construction d'un arc volcanique. En aucun cas le terme « synvolcanique » ne sera utilisé au sens strict, c'est-à-dire en référence à la synchronicité entre une coulée de lave spécifique et un autre phénomène. Par exemple, on pourra parler d'un épisode minéralisateur synvolcanique s'il a eu lieu pendant la période reconnue d'édification d'un arc, même s'il n'y a pas de coulées de laves reconnues comme étant exactement du même âge que cet épisode.

La période synvolcanique d'un arc, et plus particulièrement les perturbations thermiques accompagnant la mise en place des chambres magmatiques subvolcaniques, sont à l'origine du développement de systèmes hydrothermaux vigoureux dans lesquels d'immenses cellules de convection redistribuent la chaleur dégagée par le magma. Ces cellules sont alimentées par des fluides de diverses origines superficielles, comme des

fluides météoriques ou de l'eau de mer. De plus, l'exsolution et l'expulsion des éléments volatils contenus dans le magma (fluides magmatiques) lui permettent de contribuer au volume de fluides impliqué dans la circulation (Hedenquist et Lowenstern, 1994), si bien que les solutions hydrothermales acquièrent un grand pouvoir d'altération chimique et thermique leur permettant de laisser leurs traces dans les archives géologiques. La plus imposante de ces traces est une altération hydrothermale zonée en fonction de la proximité de l'intrusion motrice. On observe actuellement la création de ce type de zonalité autour de systèmes magmatiques-hydrothermaux actifs, notamment dans les arcs volcano-plutoniques de la Nouvelle-Zélande et des Philippines (Browne, 1978; Reyes, 1990; Hedenquist et al., 1993; Reyes et al., 1993; Simmons et Browne, 2000). Des équivalents fossilisés de telles zones d'altération ont aussi été étudiés exhaustivement à l'échelle mondiale, en particulier là où ils sont accompagnés de minéralisations de type porphyrique et/ou épithermales (parmi tant d'autres, voir Lowell et Guilbert, 1970; Gustafson et Hunt, 1975; Arribas et al., 1995; Hedenquist et al., 1998). Également, on reconnaît de plus en plus le lien génétique possible entre de tels systèmes magmatiques-hydrothermaux et la formation de zones d'altération et de gîtes de sulfures massifs volcanogènes en contexte d'arc immergé ou partiellement émergeant (Sillitoe et al., 1996; Huston et al., 2000; Ishizuka et al., 2002; Hannington et al., 2005; Naden et al., 2005; Simmons et al., 2005; Taylor, 2007).

En parallèle, étant intimement reliés à la subduction, les arcs volcano-plutoniques sont des environnement actifs dont la configuration peut changer rapidement, suite à des processus tels l'accrétion avec d'autres arcs, l'inversion de la subduction ou la migration de l'arc (Richards, 2008). Ces phénomènes surviennent typiquement tard dans la période

synvolcanique, alors que le paroxysme de l'activité volcanique est passé et que cette dernière est réduite à un minimum, ou encore quelques millions d'années après la période synvolcanique (voir par exemple Daigneault et al., 2004). Ce sont alors les processus tectoniques qui dominent l'activité géodynamique de l'arc, au cours d'une période essentiellement marquée par la déformation et le métamorphisme des assemblages géologiques préexistants (déformation régionale). On référera à cette période par le terme « syntectonique » pour la suite du présent ouvrage. En d'autres mots, le terme « syntectonique » sera utilisé pour désigner tout événement s'étant produit au cours de la longue période de déformation de l'arc, et donc en étroite relation temporelle avec le développement de la déformation ductile régionale et des assemblages métamorphiques associés.

Ainsi, après le développement de systèmes magmatiques-hydrothermaux lors de la période synvolcanique, d'autres systèmes hydrothermaux peuvent se développer au sein d'un arc lors de la période syntectonique cette fois, et ce en grande partie grâce à l'héritage métasomatique laissé dans la lithosphère lors de la déshydratation de la plaque subductée (Richards, 2008). C'est par exemple le cas des systèmes hydrothermaux orogéniques (Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007; figure 1.1b et tableau 1.1), caractérisés par la circulation de fluides métamorphiques lors de l'augmentation du gradient géothermique relié à l'épaississement crustal ou à la délamination du manteau lithosphérique. Cette perturbation impose un gradient de densité aux fluides interstitiels et produit des zones à forte pression de fluides. Le retour à l'équilibre est catalysé par l'activité sismique qui cause localement et sporadiquement un relâchement de la pression de fluides (mécanisme

fault-valve; Sibson et al., 1988). Ce type de système hydrothermal est intimement relié au métamorphisme régional de l'arc volcano-plutonique et laisse, entre autres preuves de son existence, les minéralisations de type orogénique et leurs altérations associées.

Cette étroite association entre les processus tectono-métamorphiques et volcano-plutoniques en contexte de subduction génère une problématique fondamentale quand vient le temps d'interpréter l'origine d'un système hydrothermal fossilisé. En effet, on vient de voir que les contextes minéralisateurs synvolcaniques, développés autour des appareils volcaniques en surface, peuvent coexister avec les contextes minéralisateurs syntectoniques, développés le long des grands accidents crustaux aussi bien en profondeur (més ozone et hypozone) qu'en surface (épizone; Goldfarb et al., 2005). Les différentes caractéristiques observées et interprétées (conditions de pression et de température, composition des fluides hydrothermaux, contrôles structural et lithologique, etc.) peuvent alors ne pas être des discriminants efficaces pour distinguer systèmes synvolcaniques et syntectoniques. Ceci explique l'existence de débats controversés concernant l'origine de certains gisements complexes retrouvés en contexte volcano-plutonique déformé et métamorphisé (par exemple : Hollinger-McIntyre, Boddington, Hemlo, Bousquet, etc. ; Groves et al., 2003). Une détermination des relations spatio-temporelles entre les empreintes hydrothermales et les divers éléments représentant l'évolution de l'arc (éléments volcano-plutoniques, fabriques pénétrantes reliées à la déformation régionale, paragenèses du pic métamorphique, etc.) s'avère indispensable pour résoudre la question de l'origine (Groves et al., 2003).

En somme, les éléments énoncés ci-haut mettent en évidence deux aspects fondamentaux reliés à l'étude des systèmes hydrothermaux en contexte d'arc volcano-plutonique. Le premier aspect doit être considéré comme un outil, et il correspond à nos connaissances actuelles, dont un bref aperçu est donné à la figure 1.1 et au tableau 1.1. Elles sont telles qu'il nous est possible de reconnaître le type de système hydrothermal et les processus l'ayant généré sur la base de son environnement géologique et des empreintes qu'il laisse dans la roche. Le second aspect soulevé doit plutôt être perçu comme une mise en garde. En effet, l'héritage métasomatique (particulièrement l'hydratation) acquis lors de la subduction suit l'arc tout au long de son évolution et peut y favoriser le développement préférentiel de différents systèmes hydrothermaux synvolcaniques et syntectoniques au fil du temps. La coexistence et/ou la superposition de systèmes de différentes natures peut ainsi survenir, ayant pour effet potentiel de complexifier la signature fossilisée des systèmes minéralisés.

1.1.1.2 Intérêt de l'étude des systèmes hydrothermaux fossilisés en contexte d'arc déformé

Tous les systèmes hydrothermaux en contexte d'arc volcano-plutonique présentent un intérêt scientifique car :

1. ils contribuent au façonnement de l'histoire géologique de l'arc par la circulation de fluides de natures variées;
2. ils sont à la source de plusieurs types de gisements desquels l'humanité tire profit et;
3. ils permettent de mieux connaître les mécanismes de redistribution de l'énergie à l'échelle de la croûte terrestre.

Toutefois, bien que l'étude de systèmes actifs soit primordiale, l'étude des systèmes fossilisés est plus révélatrice quant à la géométrie et à l'évolution des systèmes hydrothermaux. Ceci fait que, malgré le bon potentiel énergétique (géothermal) quelquefois associé aux systèmes actifs, leur étude est généralement motivée par des problèmes rencontrés dans la compréhension de systèmes fossilisés. Ces derniers sont plus faciles à étudier puisqu'ils ont souvent été exhumés et qu'ils présentent communément une section transversale (troisième dimension) impossible à observer de manière détaillée dans un système actif. En ce sens, la déformation et le basculement tectonique peuvent être considérés comme bénéfiques puisqu'ils favorisent une meilleure compréhension tridimensionnelle, ceci en dépit des modifications géométriques générées qui sont parfois très sévères. L'exploration et l'exploitation des ressources minérales contenues dans les systèmes anciens sont donc facilitées par rapport à celles des systèmes actifs, qui sont généralement instables et/ou inaccessibles (cœur de chaînes de montagnes, volcans en activité, etc.) et dans lesquels les ressources minérales sont immatures. Aussi, la vie d'un système hydrothermal s'étend sur plusieurs milliers d'années (Barnes, 1997b): étudier un système actif à l'échelle d'une vie humaine revient pratiquement à en dresser un portrait fixe dans le temps, tandis que tous les événements hydrothermaux passés sont archivés dans le système fossilisé.

1.1.1.3 Aspects fondamentaux de l'étude des systèmes hydrothermaux anciens

Il y a cinq paramètres fondamentaux à déterminer lors de l'étude de tout système hydrothermal (Barnes, 1997b) :

1. l'origine des solutions circulant dans le système;
2. la nature de la porosité permettant la circulation de ces solutions;
3. les forces qui favorisent la circulation hydrothermale;
4. les endroits et processus qui permettent aux solutions d'acquérir leurs constituants dissous et;
5. la cause de la précipitation de ces constituants.

Ceci dit, il est relativement facile de déterminer ces paramètres pour des systèmes jeunes ou actifs (figure 1.1), mais il s'agit d'une lourde tâche lors de l'étude d'un système hydrothermal fossilisé, dans lequel les effets de différents phénomènes sont habituellement superposés. Par exemple, l'héritage géologique d'un tel système (altération hydrothermale, fractures, structures minéralisées, etc.) tend à canaliser et/ou amplifier la déformation dans les endroits clefs pour la compréhension du système, ce qui produit souvent des zones structuralement complexes. Aussi, comme introduit précédemment, le métamorphisme et la remobilisation (mécanique et chimique), en plus de changer les assemblages minéraux originaux, peuvent favoriser la création d'altérations hydrothermales et de structures minéralisées se superposant à celles déjà existantes (Gilligan et Marshall, 1987a; Groves et al., 2003). Ceci met à nouveau l'emphase sur la nécessité d'établir la chronologie des événements géologiques ayant survenus dans le secteur étudié. Une approche intégrée, qui implique de considérer les résultats d'études de terrain à grande échelle et de les coupler aux études structurales et pétrographiques détaillées, doit être préconisée avant toute étude plus sophistiquée (par exemple géochimie isotopique, inclusions fluides, etc.; Groves et al., 2003).

Dans cette optique, ce sont en grande partie les observations de terrain (à diverses échelles) et en laboratoire qui permettent d'établir indirectement les paramètres fondamentaux énumérés en début de section. La cartographie et le levé structural permettent la compréhension de la géométrie actuelle de l'ensemble géologique étudié. La description géologique (pétrographie et minéraphie) et la caractérisation géochimique des lithologies et minéraux observés permettent de connaître la nature de l'environnement géologique dans lequel a agit le système hydrothermal en plus d'évaluer son effet sur cet environnement (altération hydrothermale, minéralisation, etc.). L'étude des recoupements (superposition d'éléments structuraux et de paragenèses minérales, recoupements produits par des intrusions, fragments encaissés dans des brèches, etc.) et la datation isotopique de divers matériaux géologiques (zircons des roches felsiques pour système U-Pb, etc.) permettent d'établir des relations chronologiques relatives et absolues. L'intégration de toutes ces observations et des interprétations en résultant (architecture actuelle du système; nature des lithologies, de la minéralisation et de l'altération; zonalité de la minéralisation et de l'altération; chronologie des événements) permet finalement d'obtenir des éléments de solution quant aux paramètres fondamentaux reliés au système hydrothermal étudié. Cette méthodologie favorise la compréhension des processus inhérents aux systèmes hydrothermaux et de la dynamique de leur évolution pour ultimement en extraire des outils d'exploration utiles pour trouver les zones propices à la minéralisation.

1.1.1.4 Lacunes et problèmes actuels

Des avancées remarquables ont été réalisées depuis 1950 en ce qui a trait à la compréhension des systèmes hydrothermaux en contexte d'arc volcano-plutonique. Ces avancées découlent de l'étude partielle de systèmes individuels et ont été catalysées par l'avènement de la géochimie comme outil d'investigation. Toutefois, pour chacun des systèmes hydrothermaux étudiés, plusieurs aspects demeurent mal connus (Barnes, 1997b; Groves et al., 2003). Parmi ceux-ci, il y a :

1. l'âge du système;
2. sa durée de fonctionnement;
3. son aire d'influence;
4. son intensité;
5. la source des métaux qu'il contient (si le système est minéralisé) et;
6. l'importance de l'enrichissement en métaux de cette source.

Une bonne connaissance de ces paramètres aurait des implications pratiques considérables : par exemple, il deviendrait possible d'évaluer le potentiel d'un système hydrothermal à produire des gisements de classe mondiale uniquement en fonction de sa durée de fonctionnement, de sa taille et/ou de la source de métaux impliquée. Le manque d'une bonne vue d'ensemble de chaque système hydrothermal étudié jusqu'à présent est probablement la cause majeure de la subsistance de ces inconnus. En fait, jusqu'à ce jour, aucun système hydrothermal n'a été cartographié sur toute son étendue spatiale, en raison d'une exposition limitée et/ou de l'érosion ayant détruit certaines parties. Aussi, certains systèmes sont tout simplement trop gros et/ou trop complexes pour être étudiés dans leur ensemble. Idéalement, l'objet d'étude parfait doit donc :

1. être de taille raisonnable (échelle kilométrique à décakilométrique plutôt qu'hectokilométrique) pour en faciliter l'étude globale;
2. présenter une bonne exposition (par basculement tectonique) des diverses expressions du système hydrothermal tout en ayant peu ou pas été affecté par la déformation;
3. avoir été préservé d'une érosion trop intense et;
4. être mis en place dans un contexte bien connu, pour rendre possible l'intégration d'études de terrain détaillées dans un cadre géologique régional.

En parallèle, la durée de vie des systèmes hydrothermaux rend difficile la conception directe d'une vue globale de leur évolution temporelle (naissance, variation de l'intensité, durée de fonctionnement, mort, etc.). On ne peut alors se baser que sur des témoignages indirects, comme des relations de chronologie relative et des datations isotopiques, avec les limites que cela implique :

1. la chronologie des événements n'est pas toujours bien connue à l'échelle régionale;
2. les datations isotopiques offrent une précision du même ordre de grandeur que la durée de vie estimée d'un système hydrothermal;
3. on retrouve généralement peu de minéraux datables;
4. il y a risque d'ouverture du système isotopique géochronologique lors du métamorphisme; etc.

Actuellement, les lacunes auxquelles il semble le plus réaliste d'amener des éléments de compréhension sont donc celles qui concernent les aspects géométriques des systèmes hydrothermaux (aire d'influence, meilleure compréhension de la géométrie des conduits, caractérisation de la zonalité des minéralisations et altérations, etc.). En effet, ces

lacunes présentent des vestiges observables sur le terrain et impliquent un minimum de composantes temporelles si l'on compare à d'autres lacunes énoncées (âge, durée de fonctionnement, source des métaux des systèmes hydrothermaux, etc.). C'est donc davantage au niveau de l'architecture et des aspects géométriques des systèmes hydrothermaux en contexte d'arc volcano-plutonique que le projet présenté dans cette thèse tente d'amener des éléments de compréhension, et ce par une approche classique de terrain sur un objet d'étude approprié.

1.1.2 PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE : LE SYSTÈME DE MINÉRALISATION POLYMÉTALLIQUE DU SECTEUR LAC LINE

Le secteur lac Line, l'objet d'étude de ce travail dans la région de Chibougamau, présente des minéralisations hydrothermales polymétalliques observables sous plusieurs formes (tableau 1.2) et encaissées dans une suite de roches volcano-sédimentaires et intrusives représentant les niveaux superficiels d'un arc volcano-plutonique archéen. Pour certaines de ces minéralisations, un consensus général existe en ce qui a trait à leur nature et à leur origine. Ainsi, certaines sont reconnues comme étant synvolcaniques, comme par exemple plusieurs corps de sulfures massifs stratiformes concordants encaissés dans des roches volcaniques (Pilote et al., 1984; Pilote, 1986). D'autres minéralisations sont clairement syn- à tardi-tectoniques, comme les veines aurifères encaissées dans des zones de cisaillement à la Mine Norbeau (Dubé, 1990) située tout près du secteur lac Line.

Toutefois, plusieurs autres structures minéralisées, dont notamment la Structure Brosman, ont récemment été exposées dans le secteur lac Line à la suite de travaux

d'exploration minière (Pouliot, 1998, 1999a, 1999b, 2001; Folco, 2003; Pouliot, 2003a, 2003b; Folco, 2004) et n'avaient fait l'objet que de quelques études scientifiques sommaires avant le début de ce projet (Lafrance, 1999b, 1999a; Pouliot et Chartrand, 1999). Leurs caractéristiques inusitées par rapport aux autres types de minéralisations reconnues dans la région (voir « minéralisations de type Brosman » dans le tableau 1.2) compliquent l'interprétation de leur origine (synvolcanique ou syntectonique?) et de leur typologie exacte (minéralisations de type SMV, porphyrique, épithermal, orogénique?).

En parallèle à la problématique fondamentale de l'origine et de la typologie de ces minéralisations, d'autres facteurs font du système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line, un système géologiquement intrigant et digne d'intérêt. D'abord, le degré de fracturation intense ainsi que l'omniprésence et la variabilité des minéralisations observées dans le secteur se démarquent nettement des autres secteurs de la région de Chibougamau. D'ailleurs, le secteur lac Line, qui fait partie d'une unité volcanoclastique intermédiaire à felsique d'étendue régionale (Formation de Blondeau), représente avec le camp minier de Chapais, les seuls endroits de l'unité présentant une concentration aussi élevée d'indices minéralisés sous forme de veinules et de disséminations stratiformes de sulfures (Guha, 1984; Réal Daigneault, communication personnelle, 2005).

De plus, la répartition spatiale de l'ensemble des minéralisations polymétalliques connues dans le secteur occupe une superficie d'environ 10 km² et un certain nombre des indices forment un regroupement centré sur une petite intrusion porphyrique de composition tonalitique (le Stock du lac Line), ce qui permet d'évoquer la possibilité d'un système magmatique-hydrothermal relié à cette intrusion. Le rôle qu'a pu jouer ce stock sur

la mise en place des minéralisations est à déterminer car, au début de ce projet de recherche, peu d'information était disponible quant à son âge, à l'influence thermique qu'il a eue et au volume de roche affecté par sa mise en place.

En fait, le système de minéralisation du secteur lac Line tel qu'observé actuellement constitue probablement le produit final d'un certain réaménagement géologique, qui a pu être ponctué à la fois par la mise en place du Stock du lac Line, par la mise en place de filons-couches mafiques et ultramafiques présents dans le secteur, par l'orogénie kénoréenne et/ou par l'orogénie grenvillienne. Ce réaménagement a pu se matérialiser par une combinaison de phénomènes tels une superposition d'altérations, des modifications géométriques ou une remobilisation mécanique et/ou chimique, à l'image de ce qui a été décrit dans d'autres cas par divers auteurs (Smith et Kesler, 1985; Pan et Fleet, 1992; Burrows et al., 1993; Michibayashi, 1995; Yeats et al., 1996; Allibone et al., 1998; Dubé et al., 2002). Donc, afin de bien comprendre l'origine et l'évolution des minéralisations polymétalliques du secteur lac Line, et particulièrement des minéralisations de type Brosman, il apparaît impératif d'établir précisément la succession chronologique et de caractériser les effets des événements de minéralisation et de réaménagement géologique ayant affectés le secteur.

Dans cette optique, le système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line présente bon nombre des caractéristiques d'un objet d'étude idéal (revoir section 1.1.1.4). La taille du système en surface est de l'ordre d'une dizaine de kilomètres carrés, ce qui en fait un objet d'étude réaliste par rapport au camp minier principal de la région (camp minier du lac Doré), qui est économiquement plus important mais difficile voire impossible

à circonscrire. Aussi, le système du secteur lac Line exhibe des minéralisations structuralement bien préservées, exposées par le biais de nombreuses tranchées mécaniques facilement accessibles dans un secteur aux affleurements abondants. De plus, le contexte et l'évolution géologique globale du secteur sont bien connus. Enfin, les minéralisations sont encaissées dans une vaste gamme de lithologies différentes rendant possible l'étude du contrôle lithologique sur la signature des altérations et minéralisations hydrothermales.

1.2 OBJECTIFS, HYPOTHÈSES DE TRAVAIL, ORIGINALITÉ ET INCIDENCES DE LA RECHERCHE

En regard à la problématique générale développée précédemment, ce projet de doctorat vise à comprendre le développement de zones propices à la minéralisation polymétallique au sein de systèmes hydrothermaux en contexte d'arc volcano-plutonique. Le projet touche plusieurs aspects de ces systèmes (revoir section 1.1.1.4), en particulier:

1. la nature et la géométrie des conduits empruntés par les fluides hydrothermaux;
2. la zonalité de la minéralisation et de l'altération hydrothermale et;
3. l'étendue et l'évolution spatio-temporelle de tels systèmes.

En regard à la problématique spécifique du projet, les caractéristiques géologiques, géochimiques et structurales actuelles du système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line seront utilisées pour:

1. établir les processus de formation des minéralisations qu'on y retrouve, avec emphase sur les minéralisations dites de « type Brosman »;

2. donner un cadre chronologique de leur mise en place par rapport aux événements volcano-plutoniques, tectoniques et métamorphiques et;
3. évaluer le rôle joué par l'activité plutonique intermédiaire à felsique.

Pour ce faire, les objectifs spécifiques suivants se doivent d'être atteints :

1. circonscrire et caractériser spatialement et géométriquement le système minéralisé;
2. établir la zonalité du système;
3. évaluer le rôle du stock tonalitique du lac Line et;
4. élaborer un modèle d'évolution géodynamique du secteur expliquant la mise en place des minéralisations, leur disposition spatiale actuelle et leur relation avec le plutonisme.

Trois hypothèses de travail distinctes s'imposent pour aborder la problématique de l'origine du système minéralisé et guider l'atteinte des objectifs du projet. La première hypothèse, dite synvolcanique, est que le système minéralisé a été formé en concomitance avec l'activité volcano-plutonique reliée à l'édification de l'arc, auquel cas on doit s'attendre à observer :

1. une empreinte similaire à celles de systèmes magmatiques-hydrothermaux développés dans un tel environnement (figure 1.1a et tableau 1.1) et;
2. une chronologie compatible avec une mise en place pré-déformation régionale et pré-pic métamorphique.

La seconde hypothèse, dite syntectonique, est que le système minéralisé a été formé par la circulation de fluides hydrothermaux résultant de la dévolatilisation

métamorphique durant la déformation et le métamorphisme régional de l'arc, auquel cas on doit s'attendre à observer :

1. une signature hydrothermale similaire à celle accompagnant les gîtes orogéniques (figure 1.1b et tableau 1.1);
2. une relation spatiale étroite entre les empreintes hydrothermales et des zones de déformation ductile et;
3. une chronologie compatible avec une mise en place syn- à post-déformation régionale et syn- à post-pic métamorphique.

Une troisième hypothèse, dite « post-tectonique », est également envisagée dans le cas où aucune des deux premières hypothèses ne s'avère exacte. On doit alors s'attendre à observer :

1. une signature hydrothermale différente de celle des gîtes synvolcaniques et syntectoniques;
2. une association spatiale avec des évidences fossilisées d'une perturbation thermique post-tectonique (intrusion post-tectonique) et;
3. une chronologie compatible avec une mise en place clairement post-déformation régionale et post-pic métamorphique.

Tout au long de cette thèse, la présentation des observations et interprétations préliminaires sera implicitement guidée par le but de vérifier ces hypothèses, ce qui sera fait dans la discussion finale.

L'originalité de cette recherche repose sur l'utilisation combinée d'une approche classique de terrain et de méthodes analytiques à la fine pointe de la technologie (voir section suivante) pour faire la lumière sur l'architecture et l'origine du système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line. Les incidences fondamentales et

pratiques qui en découlent, en particulier les guides d'exploration aux échelles locale et régionale, devraient favoriser la recherche d'un style de minéralisation jusqu'à présent négligé dans les ceintures volcano-plutoniques archéennes.

1.3 MÉTHODOLOGIE

L'approche préconisée pour atteindre les objectifs du projet et vérifier les hypothèses de travail se base sur le fait que tout système hydrothermal produit une combinaison d'évidences (structurales, géochimiques, géophysiques, etc.) unique mais qu'il est possible de positionner dans le temps et de relier par analogies à des modèles de signature bien connue (figure 1.1 et tableau 1.1). La méthodologie ici utilisée pour ce faire consiste en la caractérisation et l'intégration dans le cadre géologique régional des évidences d'hydrothermalisme du secteur lac Line. Ceci a nécessité :

1. la collecte et l'interprétation de nouvelles données de terrain et de laboratoire dont l'approche méthodologique est décrite dans la présente section et;
2. une revue exhaustive des connaissances géologiques pertinentes en ce qui a trait à la région de Chibougamau, qui sont synthétisées à la section 1.4.

La collecte des nouvelles données a permis l'établissement des relations géométriques, spatiales et chronologiques entre les roches hôtes, la minéralisation, l'altération hydrothermale, la déformation régionale et le métamorphisme du secteur lac Line. Cette collecte s'est déroulée en parallèle sur plusieurs fronts en raison de la nature variable des travaux décrits dans les sous-sections qui suivent. Les travaux de terrain axés

sur la recherche, totalisant environ 3 mois, ont été effectués à raison d'un mois par été pendant chacun des étés 2003, 2004 et 2005 alors que l'auteur de ces lignes était employé en tant que géologue d'exploration par SOQUEM. À cela s'ajoutent environ 6 mois de travaux axés sur l'exploration minérale dans le même secteur au cours desquels davantage d'observations ont été effectuées. Le traitement des données et les travaux de laboratoire ont été réalisés à l'UQAC entre septembre 2003 et mai 2008, période à laquelle ont été soustraites toutes les périodes estivales, qui ont été consacrées au travail de terrain, en relation ou non avec le projet de recherche.

1.3.1 LEVÉ GÉOLOGIQUE

La cartographie géologique du secteur lac Line a permis la collecte de l'information de base indispensable à l'étude. Elle avait pour but une caractérisation plus poussée du contexte géologique local du système minéralisé par la description des lithologies en présence et de l'agencement géométrique de l'ensemble. Ceci a été fait de pair avec la collecte d'échantillons qui ont servi de témoins et ont permis la préparation de lames minces à étudier en laboratoire. La cartographie a été réalisée selon deux niveaux de détail, soit à l'échelle de l'ensemble du système de minéralisation polymétallique (1:5000) et à l'échelle des indices et affleurements clés (1:100 à 1:250). L'emphase a été mise sur la pétrographie (lithologie et altération), la gîtologie (minéralisation) et la géologie structurale (éléments géométriques) afin de bien caractériser les évidences laissées par les événements hydrothermaux et de comprendre les relations d'interdépendance entre ces différents éléments. Une attention particulière a aussi été portée sur les éléments pouvant révéler des

relations de chronologie relative (recoupements, brèches, etc.) entre les événements de magmatisme, volcanisme, hydrothermalisme, déformation et métamorphisme archivés dans les roches du secteur. En regard aux objectifs spécifiques du projet, les observations recueillies lors de cette tâche ont permis :

1. de circonscrire le système de minéralisation polymétallique en présence;
2. de caractériser la géométrie des structures minéralisées;
3. d'avoir des interprétations préliminaires quant à sa zonalité minéralogique et hydrothermale;
4. d'établir des relations spatiales entre certains éléments (structures minéralisées, altérations, familles de fractures) et le Stock du lac Line et;
5. de déterminer une chronologie relative préliminaire des événements géologiques à l'origine de sa configuration actuelle.

1.3.2 ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

L'étude pétrographique a aussi été effectuée à deux échelles différentes. La distinction entre les différentes lithologies a été réalisée à l'échelle macroscopique lors du levé géologique puis ces observations préliminaires ont été confirmées et détaillées par l'observation de lames minces au microscope optique. Environ 250 lames minces polies ou avec couvre-objet ont été observées, ceci dans le but de décrire les paragenèses minéralogiques primaire, hydrothermale et métamorphique de chaque lithologie. La texture des minéralisations et leur relation avec les lithologies encaissantes ont été étudiées minutieusement étant donné la qualité des indices qu'elles peuvent donner quant à la

typologie des minéralisations et à leur chronologie relative de mise en place (Gilligan et Marshall, 1987b; Craig et al., 1998; Craig, 2001). Les observations ainsi amassées ont permis :

1. de raffiner la caractérisation pétrographique et gîtologique (minéralogie de la minéralisation et des altérations) du système minéralisé;
2. de préciser sa zonalité minéralogique et;
3. d'établir de façon plus précise la chronologie relative des évènements géologiques à l'origine de sa configuration actuelle.

1.3.3 ANALYSES GÉOCHIMIQUES

Au cours de ce projet, 126 roches ont été analysées pour les éléments majeurs et quelques éléments traces (Ba, Nb, Rb, Sc, Sr, Y et Zr) pour le compte de SOQUEM par Les Laboratoires SGS de Rouyn-Noranda et ALS Chemex de Val-d'Or. Le contrôle de la qualité des analyses a été assuré par l'inclusion de 2 échantillons de référence aux échantillons à analyser. Les spécifications techniques des méthodes analytiques employées et les résultats d'analyse des échantillons de référence sont présentés à l'annexe 1. Une vingtaine de ces analyses ont été faites sur des échantillons choisis non-météorisés, aux seules fins de classifications et de caractérisation géochimique (sections 2.2.2 et 2.3.2). Les autres analyses ont été réalisées dans le but d'acquérir les données quantitatives nécessaires à la caractérisation géochimique de la zonalité et de l'effet de l'altération hydrothermale dans les roches encaissantes du système étudié (section 5.3). Pour ce faire, les échantillons analysés étaient des sections de carottes prélevées au sein de quelques forages, eux-mêmes

choisis en fonction des principales lithologies dans lesquelles les minéralisations polymétalliques sont encaissées dans le secteur lac Line (andésite, gabbro, tonalite, pyroxénite et tufs felsiques). L'échantillonnage a été fait de manière à prélever quelques spécimens non-altérés et à faire une coupe au travers de différentes zones minéralisées. Autant que possible, les échantillons ne contenaient pas d'hétérogénéités non-reliées à l'altération hydrothermale. De ces échantillons, une cinquantaine ont fait l'objet d'une lame mince permettant d'établir la correspondance des analyses chimiques avec les observations pétrographiques microscopiques.

D'autres analyses géochimiques, certaines antérieurement réalisées par SOQUEM, certaines compilées de la littérature et d'autres non-publiées mais généreusement fournies par différents intervenants ont également été utilisées à diverses fins dans l'élaboration de la présente thèse. Leur nature et leur provenance sont brièvement décrites au moment opportun dans le texte.

1.3.4 CALCULS DE CHANGEMENTS DE MASSE

À la suite de l'étude en laboratoire des lames minces associées, un traitement mathématique a été appliqué aux analyses géochimiques afin de caractériser la nature, la distribution et l'intensité de l'altération hydrothermale associée aux minéralisations polymétalliques en présence. La méthode du calcul de bilan de masse a été préconisée, puisqu'il s'agit d'un outil traduisant l'altération hydrothermale en termes d'oxydes chimiques indépendants les uns des autres. Les détails des calculs employés, inspirés par le travail de divers auteurs (Gresens, 1967; Grant, 1986; MacLean, 1990; MacLean et Barrett,

1993), sont décrits à la section 5.3. Cette tâche a principalement permis d'amener des éléments quantitatifs à la caractérisation de la zonalité hydrothermale du système minéralisé.

1.3.5 CHIMIE MINÉRALE

1.3.5.1 Analyse de pyrite par LA-ICP-MS

Consécutivement à l'analyse pétrographique et à la reconnaissance d'un certain nombre de famille de pyrite, un total de 232 analyses de ce minéral a été effectué à l'aide de l'appareil de spectrométrie de masse avec plasma couplé par induction (*Induced Coupled Plasma – Mass Spectrometry* : ICP-MS) alimenté par un appareil d'ablation au laser (*laser ablation* : LA) à l'Université du Québec à Chicoutimi. Les cristaux analysés ont été sélectionnés de manière à fournir un échantillonnage représentatif des différentes structures minéralisées et des différentes familles de pyrite. Cette démarche de sélection, décrite à la section 4.4.2.1, suivie de l'analyse des cristaux de pyrites sélectionnés selon la méthode détaillée ci-bas ont permis d'amener des éléments quantitatifs supplémentaires pour fins de comparaisons et pour la caractérisation de la zonalité hydrothermale du système minéralisé.

Les bases et principes de la méthode LA-ICP-MS sont détaillés notamment par Jackson et al. (1992) ainsi que Perkins et Pearce (1993). Le LA-ICP-MS a été choisi particulièrement car il permet d'obtenir une image à haute résolution du cristal juste avant de l'analyser afin de sélectionner une zone du cristal représentative et dépourvue d'inclusions visibles. L'analyse se fait sur un volume de matériel très restreint (quelques

centaines de μm^3) et permet d'obtenir rapidement la concentration d'une large gamme d'éléments avec des limites de détection très faibles, atteignant l'ordre du ppb pour de nombreux éléments traces. Le LA-ICP-MS présente ainsi des avantages évidents par rapport à d'autres méthodes d'investigation de la chimie minérale de la pyrite, telles que l'analyse de concentrés de cristaux, la microsonde électronique ou la micro-fluorescence à rayons X.

L'instrumentation utilisée est celle du laboratoire de géochimie de l'Université du Québec à Chicoutimi et consiste en un instrument ICP-MS de type Thermo Elemental X-7 équipé d'un filtre de masse quadrupôle à permutation rapide (« *fast-switching quadrupole mass filter* ») ainsi que d'un multiplicateur d'électrons de type Galileo (« *Galileo-type electron multiplier* »). Ce système ICP-MS est couplé à un système d'ablation au laser de type New Wave Research 213 nm Nd-YAG. Lors de chaque analyse, le laser était mis en action à une fréquence de répétition de 5 Hz avec une énergie de 0,5 mJ par impulsion et un diamètre de faisceau de 100 μm . Le matériel prélevé par ablation était transporté par un flux d'hélium se mélangeant à un flux d'argon avant son arrivée à la torche du LA-ICP-MS. Les données pour V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Mo, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Au, Hg, Pb et Bi ont été acquises tout au long de l'ablation (« *time-resolved acquisition mode* ») en utilisant un temps d'acquisition (« *dwell time* ») de 10 ms par masse et un temps de permutation (« *quadrupole settling time* ») de 1 ms par masse. Le signal pour la plupart de ces éléments était relativement stable pendant toute la période d'acquisition, ce qui suggère que ces éléments traces étaient contenus sous forme de remplacements stœchiométrique ou non-stœchiométrique plutôt que sous forme d'inclusions. Une analyse typique consistait en

30 secondes d'analyse du bruit de fond du gaz transporteur (mélange d'hélium et d'argon) sans que l'ablation au laser n'opère, suivi de 60 secondes d'acquisition avec le laser en fonction. Le traitement des données brutes a été effectué en utilisant le logiciel Thermo PlasmaLab version 7.

La calibration pour la quantification des différents éléments a été réalisée en utilisant l'étalon de référence externe PS-1 (Wilson et al., 2002; Tubrett et al., 2003), qui est aussi connu sous le nom MASS-1. Il s'agit d'une pastille de poudre de sulfures comprimée fabriquée par le *United States Geological Survey*. L'étalon de référence interne utilisé était le soufre (voir Sylvester, 2001) dont la concentration a été fixée à 53,45% pour toutes les analyses.

1.3.5.2 Analyse de magnétite à la microsonde

Un total de 25 analyses de cristaux de magnétite a aussi été réalisé à l'aide de la microsonde électronique CAMECA SX-100 de l'Université Laval. Ce travail a été accompli par Georges Beaudoin et Céline Dupuis dans le cadre d'un projet de recherche DIVEX sur la signature géochimique des oxydes de fer (Beaudoin et Dupuis, 2007). Les cristaux de magnétite analysés proviennent des trois principales structures minéralisées à magnétite dans le secteur. Les données obtenues ont permis d'établir des analogies avec d'autres structures minéralisées de la région et avec certaines grandes classes de minéralisation.

1.3.6 DATATION ISOTOPIQUE

Les zircons d'origine magmatique retrouvés dans les roches felsiques peuvent être utilisés pour dater de façon absolue la cristallisation d'un magma à partir de l'intersection supérieure d'une droite Discordia avec la courbe Concordia (système radiogénique U-Pb; Heaman et Ludden, 1991; Rollinson, 1993; Dickin, 1997; Vidal, 1998). Cette approche a été utilisée avec succès dans la sous-province de l'Abitibi (par exemple, Mortensen, 1993b, 1993a) et a été la méthode choisie pour lever l'incertitude quant à l'âge du Stock du lac Line. L'âge obtenu a permis :

1. de déterminer avec un bon degré de certitude l'époque de mise en place du Stock du lac Line (pré-, syn- ou post-déformation régionale) et;
2. d'établir des limites chronologiques absolues pour certains éléments en relation directe avec cette intrusion (dykes, veines minéralisées, etc.).

Pour obtenir l'âge, environ 25 kg de la phase tonalitique porphyrique du Stock du lac Line ont été envoyés au laboratoire spécialisé *Jack Satterly Geochronology Laboratory* à Toronto, où Dr. Michael A. Hamilton a réalisé la datation à contrat pour le compte de SOQUEM.

La méthodologie employée est décrite en détail par Hamilton (2007) et résumée dans ce qui suit. Les fragments de roches ont été pulvérisés au moyen d'un broyeur à mâchoires puis d'un broyeur à disques. La concentration des minéraux lourds a été effectuée en utilisant une table gravimétrique de type *Wilfley*, un séparateur isodynamique Frantz et un système de liqueurs denses (bromoforme et iodure de méthylène). La sélection

finale des zircons s'est faite par inspection visuelle au microscope, en prenant bien soin de choisir les zircons les plus frais, les moins craqués et ceux ne contenant pas de cœur hérité. Les zircons retenus ont subi l'abrasion dans une chambre à pression d'air (Krogh, 1982) afin d'éliminer l'effet de potentielles pertes de plomb à la surface des cristaux. Le poids des zircons a été estimé à l'aide de photographies avec une précision de l'ordre de 20%. Cette estimation grossière n'a d'influence que sur les concentrations en U et en Pb, et non sur l'âge déterminé, qui lui dépend uniquement des rapports isotopiques mesurés.

Les cristaux de zircons ont été nettoyés puis dissous à haute pression dans l'acide fluoridrique (HF) chauffé à 200°C à l'intérieur d'une capsule de téflon à laquelle a été ajouté un traceur $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Les produits de cette dissolution ont ensuite été dissous à nouveau dans l'acide chloridrique (HCl) afin d'assurer une dissolution complète. Pour les grains de zircon dont le poids était initialement évalué à moins de cinq microgrammes, les solutions ont été évaporées et déposées directement sur les filaments de rhénium à l'aide de gel de silice. Pour les grains de zircon initialement plus lourds, le plomb et l'uranium ont été concentrés avant leur chargement sur les filaments à l'aide de colonnes à échange anionique de 50 microlitres. Ce procédé suit la méthode établie par Krogh (1973) avec capsules et colonnes de taille réduite afin de minimiser la contamination.

Les filaments ont ensuite été placés tour à tour dans le spectromètre de masse VG354 et les analyses ont été effectuées au moyen d'un compteur d'ions *Daly*. Les rapports mesurés ont été corrigés pour un fractionnement Pb-U de 0,10% / AMU.

1.3.7 PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

Les principaux résultats obtenus par le biais des tâches décrites ci-haut et leur interprétation sont présentés dans cette thèse. À la suite du présent chapitre, les second et troisième chapitres traitent respectivement du contexte géologique et de la déformation du secteur lac Line. Les quatrième et cinquième chapitres traitent des structures minéralisées et des altérations hydrothermales qui caractérisent le système minéralisé. Le sixième chapitre est consacré aux relations de chronologie relative reliant dans le temps les divers éléments présentés dans les chapitres précédents. Une discussion générale et les conclusions de la recherche sont finalement présentées aux chapitres 7 et 8.

1.4 CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

1.4.1 SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI

La Sous-province de l'Abitibi (figure 1.2) correspond à une ceinture volcano-sédimentaire archéenne percée par diverses suites plutoniques. Il s'agit de la plus imposante ceinture de roches vertes archéennes sur Terre (Card, 1990). Elle montre une évolution ponctuée par toutes les grandes étapes d'une orogénie collisionnelle, incluant la formation, l'évolution, la fragmentation et la collision d'arcs volcano-plutoniques (Daigneault et al., 2004). Elle est subdivisée en une zone volcanique nord (ZVN) et une zone volcanique sud (ZVS), deux zones distinctes représentant deux arcs accolés le long d'une structure majeure, la zone de faille de Destor-Porcupine-Manneville (Chown et al., 1992). Des épisodes majeurs de minéralisation synvolcaniques, essentiellement de type sulfures massifs volcanogènes (camps miniers de Noranda, de Doyon-Bousquet-Laronde, de

Matagami, de Joutel, de Chibougamau, etc.) mais aussi de type porphyrique (gîtes de Troïlus, du lac Clark, de Don Rouyn, etc.) et épithermal (mines Selbaie et Eagle-Telbel, gîte Berrigan, etc.), sont associés au développement de ces arcs alors que des gîtes aurifères de type orogénique (camps miniers de Val-d'Or et de Cadillac, mines Cooke et Norbeau, etc.) sont associés à leur collision.

1.4.2 RÉGION DE CHIBOUGAMAU

Le secteur lac Line se situe dans la région de Chibougamau, elle-même localisée à l'extrême NE de la ZVN de la Sous-province de l'Abitibi (figure 1.2). Cette région est l'hôte de minéralisations synvolcaniques et syntectoniques d'importance et présente bon nombre de caractéristiques inusitées qui en font une région géologique digne d'intérêt des points de vue tant scientifique qu'économique (Guha et Chown, 1984). En particulier, le Complexe du lac Doré et le Pluton de Chibougamau, deux intrusions synvolcaniques, forment un point central autour duquel toute l'évolution paléogéographique, métallogénique et structurale de la région de Chibougamau peut être rattachée (Daigneault, 1998). La région représente l'un des centres volcaniques majeurs de la ZVN et sa géologie a été décrite en détail par divers auteurs dont Daigneault et Allard (1990) et Chown et al. (2006). La suite de la présente section se base en majeure partie sur l'information divulguée dans ces deux ouvrages. Notons immédiatement que toutes les roches dont il est question sont essentiellement métamorphisées au faciès des schistes verts et que les roches initiales n'ont généralement subi que des modifications minéralogiques mineures. Dans ce qui suit et pour le reste de la thèse, le préfixe « méta- » précédant le nom des roches est donc omis

mais sous-entendu. Dans le même ordre d'idées, les termes comme « laves » et « coulées de laves » seront utilisés pour désigner les roches volcaniques pour lesquelles il est possible d'interpréter les processus de formation, et ce afin de simplifier les descriptions. Il faut toutefois bien comprendre qu'on réfère à chaque fois à des roches volcaniques solidifiées.

1.4.2.1 Stratigraphie

Les assemblages stratigraphiques retrouvés dans la région de Chibougamau sont d'âges Archéen et Protérozoïque (figure 1.3 et figure 1.4). Les roches archéennes sont formées de séquences volcano-sédimentaires d'orientation dominante E-O. L'évolution de ces séquences est mise en relation avec les épisodes de magmatisme, de déformation et de minéralisation hydrothermale à la figure 1.5. Deux groupes stratigraphiques sont reconnus : le Groupe de Roy sur lequel repose en discordance érosionnelle le Groupe d'Opémisca. Le Groupe de Roy est composé de deux cycles volcaniques. Le secteur lac Line comprend surtout des roches appartenant au second cycle ainsi que les roches intrusives associées. C'est pour cette raison qu'un accent particulier sera mis sur la description de ces roches un peu plus loin.

Mentionnons auparavant à titre de généralités que le premier cycle du Groupe de Roy correspond au développement, entre ~2730 et ~2723 Ma (figure 1.5), d'une plaine sous-marine de type MORB formée de volcans boucliers coalescents (Chown et al., 2006). Ce cycle est l'hôte du Complexe du lac Doré, une intrusion synvolcanique stratiforme interprétée comme étant la chambre magmatique ayant nourri le volcanisme du premier cycle. Le deuxième cycle volcanique, décrit de façon plus détaillée à la section 1.4.2.1.1,

correspond à l'édification d'un arc volcanique sub-émergent sur cette plaine entre ~2720 et ~2712 Ma (figure 1.5), en tant qu'équivalent volcanique d'une intrusion subvolcanique polyphasée du nom de Pluton de Chibougamau (décris à la section 1.4.2.2.2). Les couches superficielles de cet arc sont injectées par le Complexe de Cummings, constitué de trois filons-couches mafiques à ultramafiques différenciés décrits à la section 1.4.2.2.1. Le Groupe d'Opémisca est essentiellement constitué de roches sédimentaires épiclastiques dérivés des cycles volcaniques précédents. Des unités lithologiques protérozoïques (dykes de diabase et roches sédimentaires sous forme de lambeaux préservées tectoniquement) accompagnent localement les roches archéennes.

1.4.2.1.1 Second cycle volcanique du Groupe de Roy

Le secteur lac Line est situé dans un endroit (Synclinal de Chibougamau; Daigneault et Allard, 1990) où le second cycle du Groupe de Roy ne comprend que deux des quatre formations régionalement reconnues comme appartenant à ce cycle volcanique. Ce dernier débute avec un ensemble dominé par des laves basaltiques coussinées auquel Duquette (1970) a donné le nom de Formation de Gilman. On y retrouve de minces couches de tufs et plusieurs filons-couches de gabbro interprétés comme les équivalents intrusifs des coulées encaissantes. La Formation de Gilman a une épaisseur maximale de 3600 m dans les environs de la ville de Chibougamau. Cette puissance diminue dans toutes les directions, ce qui suggère un centre volcanique de type bouclier à cet endroit.

La Formation de Blondeau repose de façon concordante sur la Formation de Gilman et représente la portion felsique du deuxième cycle volcanique du Groupe de Roy

dans le Synclinal de Chibougamau. Il s'agit d'une séquence volcano-sédimentaire constituée de volcanoclastites felsiques, de coulées rhyodacitiques, de tufs à blocs felsiques, de basaltes variolitiques, d'argilites pyriteuses à graphite, de shales, de grauwackes volcanogènes et de lentilles stratiformes de sulfures. Elle est également l'hôte des filons-couches du Complexe de Cummings. Le passage de la Formation de Gilman à celle de Blondeau est marqué par l'apparition progressive de roches volcanoclastiques felsiques entre les coulées de lave mafique. Cette gradation est interprétée comme la transition graduelle d'un volcanisme mafique effusif vers la prédominance d'un volcanisme felsique explosif (Archer et al., 1984) centré sur le Pluton de Chibougamau. Certaines évidences telles la vésicularité des laves mafiques, la présence de coulées pyroclastiques d'origine phréato-magmatique à magmatique et l'apparition progressive de dépôts de tempête (tempestites) vers le sommet de la Formation de Blondeau indiquent un paléo-environnement sous-marin peu profond (<500 mètres) émergeant graduellement (Archer et al., 1984). En d'autres mots, la Formation de Blondeau est actuellement considérée comme le résultat de l'émergence d'îles volcaniques, qui auraient produit des coulées sous-marines de lave mafique diminuant graduellement en proportion au profit d'éjections subaériennes felsiques. Les dépôts pyroclastiques résultants ont été sujets à l'érosion, devenant ainsi sources de sédiments polygéniques qui se sont accumulés sur les flancs, localement émergeants, localement immergés, des îles volcaniques.

1.4.2.2 *Roches intrusives*

Les intrusions de la région de Chibougamau sont subdivisées en intrusions pré-, syn- et post-tectoniques sur la base de leur âge radiométrique, de leurs caractères pétrologiques et géochimiques ainsi que de leurs caractéristiques structurales (Chown et al., 2002). Les intrusions pré-tectoniques (ou synvolcaniques) ont des âges compris entre 2728 et 2712 Ma (Chown et al., 1992). Elles sont reliées à la genèse de la séquence volcanique mais sont intrusives dans celle-ci. Elles incluent, d'une part, de grands complexes stratiformes (par exemple, le Complexe du lac Doré) et de longs filons-couches différenciés de composition mafique à ultramafique (Complexe de Cummings; section 1.4.2.2.1) et, d'autre part, des plutons polyphasés de composition intermédiaire à felsique (par exemple, le Pluton de Chibougamau; section 1.4.2.2.2) ainsi que les dykes et apophyses associés. Les intrusions synvolcaniques granitoïdes occupent communément le cœur de grands anticlinaux d'orientation E-O produits lors de la déformation et les structures régionales se mourent à leurs contacts. Parmi ces intrusions, les plus grosses (Pluton de Chibougamau, Pluton de La Dauversière, Complexe Eau Jaune, etc.) sont polyphasées avec des phases précoces de diorite et des phases tardives de tonalite équigranulaire à porphyrique. La distribution des phases est irrégulière et les plutons n'ont pas de zonalité symétrique. Tous les stades d'activité plutonique ont produit une diversité de dykes qui recoupent les phases précoces des plutons et les roches encaissantes. Plusieurs stocks et complexes de dykes qui recoupent les roches volcaniques ont le même âge que les plutons et ils sont interprétés comme étant des appendices des plus grosses intrusions polyphasées (Chown et al., 1992). Les données géochimiques disponibles sur les plutons synvolcaniques indiquent que ces

roches sont chimiquement typiques de magmatisme associé à la subduction (Ludden et al., 1984; Rive et al., 1990; Midra et al., 1992a, 1992b; Bédard et Ludden, 1997).

Les plutons syn- et post-tectoniques de la région (Pluton d'Opémisca, Pluton de Muscocho, Pluton de Barlow, etc.) sont plus jeunes que 2701 Ma (Chown et al., 1992). Ils se trouvent communément adjacents aux plutons synvolcaniques ou aux complexes intrusifs stratiformes, ou encore à proximité de zones de faille majeures. Les plutons syntectoniques montrent une foliation magmatique ainsi qu'une forme tabulaire parallèle aux fabriques tectoniques prédominantes. Ils incluent les suites pétrographiques granodiorite-tonalite et monzodiorite. Les études géochimiques de certains plutons syntectoniques (Bédard et al., 1990; Rive et al., 1990; Moukhsil, 1991; Midra et al., 1992a, 1992b) indiquent qu'ils sont plus riches en terres rares légères, sont plus fractionnés et sont enrichis en éléments lithophiles par rapport aux plutons synvolcaniques, malgré le fait qu'une source similaire soit proposée pour les deux (Bédard et Ludden, 1997). Les plutons post-tectoniques sont généralement peu déformés et comprennent les suites granodiorite et syénite-carbonatite.

1.4.2.2.1 Complexe de Cummings

Le Complexe de Cummings¹ est constitué de trois filons-couches mis en place dans la Formation de Blondeau. Il s'étend sur une distance de près de 160 km vers l'ouest à partir du Front de Grenville, ce qui est une continuité latérale remarquable par rapport à

¹ Comme le soulignent Daigneault et Allard (1990), l'attribution du mot « complexe » est dans ce cas difficilement conciliable avec les définitions du Code stratigraphique Nord-Américain. Le terme est toutefois conservé ici sur une base d'usage historique.

l'épaisseur cumulative maximale de 1200 mètres des trois filons-couches, chacun montrant une épaisseur variant entre 200 et 1000 mètres. Cette continuité remarquable a dû se faire à la faveur d'un milieu tectonique relativement stable facilité par des séquences hôtes fortement anisotropes comme les roches volcanoclastiques de la Formation de Blondeau (Daigneault et Allard, 1990).

Les trois filons-couches du Complexe de Cummings sont toujours distincts les uns des autres et superposés dans le même ordre stratigraphique : le filon-couche de Roberge à la base, suivi des filons-couches de Ventures et de Bourbeau. Leur différenciation magmatique, évoluant des termes ultramafiques à la base vers les termes plus mafiques au sommet, s'observe aussi bien d'un filon-couche à l'autre qu'à l'intérieur d'un même filon-couche. Le filon-couche de Roberge est formé de roches ultramafiques dont la composition varie de la dunite à la pyroxénite et la wehrlite. Le filon-couche de Ventures comprend une pyroxénite noire à vert foncé à la base, un gabbro folié, un gabbro poecilitique grossièrement grenu (le « Gabbro de Ventures ») et localement des lentilles de gabbro granophyrique au sommet. Le plus évolué des filons-couches du Complexe de Cummings, le filon-couche de Bourbeau, est formé d'une mince pyroxénite discontinue à la base surmontée d'un leucogabbro puis d'une épaisse unité de ferrodiorite et ferrogabbro à quartz. Cette dernière unité a été datée à 2717 Ma par Mortensen (1993a), ce qui confirme l'origine synvolcanique de l'ensemble du Complexe de Cummings.

À l'échelle de la région, ces filons-couches renferment d'importantes minéralisations de nature hydrothermale (veines et brèches épithermales du gîte du lac Berrigan, veines aurifères orogéniques de la mine Norbeau, veines polymétalliques de type

Opémiska, etc.). Ceci démontre qu'en plus d'être un ensemble géologique unique, le Complexe de Cummings représente un métallotecte important de la région qui a eu un impact favorable lors des différents événements minéralisateurs ayant suivi sa mise en place, particulièrement en raison de la chimie et de la rhéologie de ses filons-couches.

1.4.2.2.2 Pluton de Chibougamau

Le Pluton de Chibougamau est une intrusion granitoïde synvolcanique polyphasée occupant la zone axiale de l'anticlinal de Chibougamau (figure 1.3). Racicot (1980; 1981) et Racicot et al. (1984) y reconnaissent quatre phases principales : méladiorite à hornblende, diorite quartzifère à hornblende, tonalite à biotite et tonalite. Les phases les plus mafiques se retrouvent dans la partie externe du pluton. La transition entre chacune de ces phases est graduelle et les compositions intermédiaires sont présentes. Tout un cortège de dykes est associé aux diverses phases du pluton. Ces dykes recoupent aussi bien les phases antérieures du pluton que les roches encaissantes.

Les roches du Pluton de Chibougamau montrent une bonne foliation, marquée par l'arrangement planaire du plagioclase et des minéraux ferromagnésiens ainsi que par l'aplatissement des grains de quartz. Cette foliation est plus prononcée dans la partie orientale du pluton, mais on la retrouve dans toutes ses phases y compris la tonalite et les brèches intrusives où la tonalite bréchifie les phases plus dioritiques (Racicot et al., 1984).

Les diverses phases du Pluton de Chibougamau et les dykes associés se sont successivement mis en place entre 2719 et 2712 Ma (Mortensen, 1993a; Joanisse, 1998). Les relations d'âge et de recouplement entre les différentes phases du pluton, les dykes, les

lithologies encaissantes et la minéralisation ont été d'une importance capitale dans la compréhension et l'établissement de la chronologie des événements géologiques associés au camp minier du lac Doré (voir section 1.4.2.5). Ces éléments ont également permis à Daigneault et Allard (1990) d'interpréter le Pluton de Chibougamau comme une intrusion multiple résultant de mises en place successives de magmas différenciés en profondeur. La composition et l'affinité calco-alcaline confirment qu'il s'agit d'un pluton associé à une zone de subduction. Ensemble, ces caractéristiques et l'âge du Pluton de Chibougamau appuient le lien génétique hypothétique entre ce dernier et la Formation de Blonseau (Ludden et al., 1984).

1.4.2.3 Géologie structurale

Chown et al. (1992) et Daigneault et al. (2004) fournissent une revue détaillée des styles structuraux et de la chronologie des différents épisodes de déformation pour la ZVN. Cette dernière montre une déformation hétérogène avec une alternance de domaines fortement à faiblement déformés. Les zones de faible déformation sont caractérisées par une organisation de plis distinctive, alors que les zones de forte déformation sont retrouvées à l'interface entre différents assemblages de roches et prennent communément la forme de failles d'envergure régionale ou d'auréoles de déformation intense à la périphérie des plutons synvolcaniques.

Les relations de recouplement entre le plissement, la schistosité, la foliation mylonitique et les linéations définissent cinq événements de déformation ayant des signatures distinctes quant à l'intensité et à la géométrie des contraintes. La succession des

quatre premiers événements de la ZVN est interprétée comme étant le résultat d'incrément d'un continuum de la déformation d'âge archéen (orogenèse kénoréenne) plutôt que l'effet de plusieurs phases orogéniques distinctes. Le cinquième événement est beaucoup plus jeune et est attribué à la période orogénique grenvillienne.

Parmi ces événements, le seul qui présente un intérêt particulier dans le cadre de cette recherche est l'épisode de compression N-S principal, auquel on attribue la déformation ductile régionale et le pic métamorphique. Cet événement a produit un raccourcissement horizontal N-S important caractérisé par une série de synclinaux E-O entre des dômes anticlinaux occupés par des plutons synvolcaniques. Dans la région de Chibougamau, quatre synclinaux et trois anticlinaux sont observés. Leur séquence stratigraphique et leurs caractéristiques structurales respectives sont décrites en détails par Daigneault et Allard (1990). La schistosité régionale est la fabrique planaire dominante observée à l'échelle de la région et correspond à une fabrique de plan axial aux plis mésoscopiques et aux synclinaux régionaux. Elle a une direction générale E-O avec un pendage subvertical. Elle contient une linéation d'étirement abrupte définie par l'elongation préférentielle des coussins, des fragments, des amygdales et des minéraux. L'âge de certains plutons syntectoniques recoupant des plis générés lors de cet épisode de déformation régionale suggère qu'il a dû débuter avant 2701 Ma (Daigneault et al., 2004) et atteindre son paroxysme (schistosité régionale) autour de 2703 Ma (figure 1.5).

1.4.2.4 Métamorphisme

Le métamorphisme dominant de la région de Chibougamau est au faciès des schistes verts et il est associé au paroxysme de la déformation régionale. Un métamorphisme de contact au faciès des amphibolites est observé à proximité des intrusions syntectoniques et post-tectoniques. L'auréole métamorphique autour des plutons synvolcaniques est généralement rétrogradée aux faciès des schistes verts. Le faciès des amphibolites est aussi retrouvé en bordure du Front de Grenville (Daigneault et Allard, 1990).

1.4.2.5 Géologie économique

Pilote et Guha (2006) dressent une revue exhaustive de la métallogénie de la région de Chibougamau. Ils mettent en évidence différents types de gîtes hydrothermaux polymétalliques qu'il est possible de relier aux principaux stades géodynamiques marquant la formation et la déformation de l'arc volcano-plutonique dans ce secteur de la ZVN. Les caractéristiques de ces gîtes sont synthétisées au tableau 1.2 et brièvement discutés dans ce qui suit.

Les gîtes de type sulfures massifs volcanogènes polymétalliques (mine Lemoine, Daigneault et Allard, 1990; gîte Selco-Scott; site web de Ressources Cogitore; indice du lac des Vents, fiche de gîte du MRNFQ et; mine Coniagas, Doucet et al., 1994) se sont pour la plupart formés lors des stades tardifs du développement de la plaine basaltique correspondant au premier cycle volcanique du Groupe de Roy, dans la Formation de Waconichi. Plusieurs indices sub-économiques sont aussi associés au développement de

l'arc volcanique sur cette plaine (second cycle volcanique du Groupe de Roy). Au nombre des éléments appuyant leur caractère synvolcanique, notons l'association avec la silicification de grands segments stratigraphiques (Trudeau, 1981; Couture, 1986) et avec des failles et autres évidences d'effondrement synvolcaniques (coulées de débris volcanoclastiques, mégabrèches, etc.; Bouchard, 1986).

La période d'édification de l'arc et l'activité volcano-plutonique associée est actuellement reconnue comme ayant été l'épisode hydrothermal le plus prolifique dans la région de Chibougamau, avec la formation des veines à Cu-Au du camp minier du lac Doré (par exemple, mines Copper Rand, Portage, Henderson, Principale et Cedar Bay; Pilote et Guha, 2006) et des minéralisations de type porphyrique associées (gîte du lac Clark, Pilote et al., 2006b; gîte Devlin, Pilote, 1995a; prospect Queylus, Pilote, 1995b). Ces minéralisations sont toutes spatialement reliées aux phases tardives du Pluton de Chibougamau, à la fois sur les flancs sud et nord de l'anticlinal de Chibougamau. Leur nature et leurs relations de recoupement avec des dykes interminéraux d'âge synvolcanique militent sans équivoque pour une origine magmatique-hydrothermale centrée sur le Pluton de Chibougamau et survenant avant la déformation régionale (Magnan et al., 1994; Pilote et al., 1994; Robert, 1994; Sinclair et al., 1994; Tessier et al., 1994; Magnan et al., 1995; Pilote et al., 1995; Magnan et al., 1999). En d'autres mots, il s'agit d'un vaste système porphyrique (superficie actuelle de l'ordre de 100 km²) qui s'est développé au cœur de l'arc volcano-plutonique en construction. Les roches contemporaines au développement de ce système mais situées dans les couches superficielles de l'empilement volcanique renferment également de la minéralisation polymétallique. Dans certains cas, des études

suggèrent qu'il s'agit de minéralisation épithermale atypique (gîte Berrigan, Pilote, 1987 et Pilote et Guha, 1998a; gîte Chevrier, Legault, 2003 et Legault et Daigneault, 2006) car il est possible de démontrer leur lien génétique avec l'activité volcano-plutonique dans les couches superficielles de la croûte sur la base:

1. du contrôle exercé par des failles synvolcaniques sur la position et de la géométrie des zones minéralisées;
2. du recouplement de la minéralisation par des dykes felsiques synvolcaniques;
3. de la présence locale de texture découlant du remplissage de fractures d'extension (rubanement, encroûtement de sulfures autour de fragments, etc.) et;
4. de la superposition sur la minéralisation d'éléments structuraux associés à la déformation régionale.

Dans d'autres cas (par exemple les minéralisations polymétalliques du secteur lac Line), trop peu d'information est disponible pour confirmer ou infirmer un lien génétique avec le vaste système magmatique-hydrothermal relié au développement de l'arc volcano-plutonique.

La déformation régionale et le métamorphisme de l'arc ont produit des minéralisations aurifères orogéniques (mines Norbeau et Cooke, Dubé, 1990; veine McKenzie de la mine Portage, Tessier et al., 1995) et modifié les systèmes hydrothermaux fossilisés (par déformation et superposition d'empreintes hydrothermales). Les arguments utilisés pour démontrer l'âge de mise en place syn- à tardi-tectonique sont :

1. la géométrie des corps minéralisés, qui est le résultat de mouvements inverses subverticaux le long de zones de cisaillement E-O

d'envergure régionale ou de systèmes conjugués NE-SO et NO-SE subsidiaires à ces structures majeures, indiquant un régime tectonique en compression;

2. l'abondance de carbonatation, qui est le type d'altération principal observé en association étroite avec la minéralisation aurifère et;
3. la superposition de l'altération hydrothermale reliée à la minéralisation sur les assemblages minéraux du pic métamorphique.

En raison de leurs caractéristiques propres, du fait qu'elles sont exclusives au secteur de Chapais (mines Springer, Perry et Robitaille; Pilote et Guha, 2006) et du peu d'études réalisées à leur sujet, les veines cuprifères de type Opémiska ne sont pas encore assignées à l'un ou l'autre des trois grands événements géodynamiques ayant marqué l'évolution géologique archéenne de la région de Chibougamau. La présence de ces veines est restreinte à des réseaux de fractures conjuguées et radiales contenues dans les parties grenues gabbroïques fortement plissées et faillées du filon-couche de Ventures, mais leur chronologie de mise en place par rapport à la déformation régionale demeure incertaine. Ces veines montrent, entre autres, la présence de quantités significatives de scheelite et molybdénite, minéraux à peu près absents des gîtes aurifères orogéniques de la région mais localement retrouvés dans les veines de Cu-Au du camp minier du lac Doré.

TABLEAUX DU CHAPITRE 1

Tableau 1.1 : Caractéristiques des principales évidences laissées par certains systèmes hydrothermaux polymétalliques

Évidence	Altération	Minéral/Métaux dominants	T° de formation	Caractéristiques morphologiques importantes	Références générales
Min. de type porphyrique Cu±Au Figure 1.1a-I	potassique, argilisation, séricitisation, propylitique	pyrite, chalcopyrite, bornite, magnétite, hématite Au, Ag, Cu, Bi, Mo, Te, Zn, Pb Au/Ag > 1	300-700°C	Minéralisation sous forme de disséminations, veinules et veines de sulfures encaissées dans une intrusion porphyrique ou dans son environnement immédiat Zonalité concentrique de l'altération hydrothermale autour de l'intrusion motrice du système (voir figure 1.1a-I) Zonalité similaire du cortège métallique des minéralisations (Cu+Au proximal vers Ag+Pb+Zn distal) Contrôle structural important mais contrôle lithologique aussi présent Intime association avec des évidences d'activité intrusive (dykes, brèches, etc.)	Sillitoe et al., 2000; Seedorff et al., 2005; Sinclair, 2007
Min. d'or de type épithermal acide (ou <i>high-sulphidation</i>) Figure 1.1a-II	argilisation ± avancée, silicification, alunite	pyrite, chalcopyrite, énargite, tennantite, covellite Au, Ag, Cu Au/Ag variable	100-300°C	Minéralisation sous forme de disséminations et veines de sulfures dans du QZ vésiculaire Encaissée dans l'environnement superficiel d'un système volcanique-hydrothermal Zonalité de l'altération reflétant une augmentation du pH des fluides hydrothermaux en s'éloignant des structures minéralisées (voir figure 1.1a-II) Présence d'énargite, covellite et alunite hypogène Association commune avec des évidences d'activité intrusive (dykes, brèches, etc.)	Simmons et al., 2005; Taylor, 2007
Min. d'or de type épithermal neutre (ou <i>low-sulphidation</i>) Figure 1.1a-III	argilisation, séricitisation, carbonatation, chloritisation, adulaire	pyrite, sphalérite, galène, arsénopyrite, électrum, or natif Au, Ag, Pb, Zn Au/Ag variable	100-300°C	Minéralisation sous forme de disséminations et veines de QZ+CB et sulfures; texture caractéristique (encroûtement, dents de peigne, etc.) Encaissées dans l'environnement distal d'un système volcanique-hydrothermal, i.e. dans un système géothermal Zonalité de l'altération reflétant une diminution du pH des fluides hydrothermaux en s'éloignant des structures minéralisées (voir figure 1.1a-III) Présence d'adulaire, séricite, calcite, sphalérite et arsénopyrite Association possible avec des évidences d'activité intrusive (dykes, brèches, etc.)	Simmons et al., 2005; Taylor, 2007

(suite à la page suivante)

Abréviations des noms de minéraux selon la légende de Géologie Québec.

Tableau 1.1 : Caractéristiques des principales évidences laissées par certains systèmes hydrothermaux polymétalliques (suite)

	Altération	Mineraux/Métaux dominants	T° de formation	Caractéristiques morphologiques importantes	Références générales
Min. d'or de type orogénique Figure 1.1b	carbonatation, séricitisation, sulfurisation	or natif, pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite Au, Ag, Sb, As, Hg, Te Au/Ag entre 1 et 10	200-700°C	Minéralisation sous forme de réseaux simples à complexes de filons discordants de QZ+CB laminés contenant <10% de sulfures disséminés ou en veinules Encaissées au sein de failles et de zones de cisaillement fragiles-ductiles reliées régionalement à une zone de faille crustale majeure Zonalité du cortège métallique potentiellement observable (voir figure 1.1b) à l'échelle kilométrique Zonalité de l'altération variable et dépendant de la profondeur de mise en place et de la nature de l'encaissant (voir p. 53 de Hagemann et Cassidy, 2000)	Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007
Min. de type SMV Figure 1.1c	séricitisation, silicification, chloritisation	pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, galène, sphalérite Cu, Pb, Zn, Au, Ag Au/Ag entre 0,0001 et 0,1	<350°C	Minéralisation sous forme de lentilles massives concordantes de sulfures surmontant une zone de stockwerk discordante minéralisée et altérée Encaissée dans des roches volcaniques et sédimentaires sous-marines Zonalité au sein des corps minéralisés et de l'altération hydrothermale environnante (voir figure 1.1c) Proximité de structures altérées ayant canalisé la circulation hydrothermale (zones de failles synvolcaniques) Souvent en association à de grandes zones régionales d'altération semi-concordante (silicification)	Franklin et al., 2005; Dubé et al., 2007; Galley et al., 2007
Min. de type MVT Figure 1.1d	silicification, dolomitisation	pyrite, sphalérite, galène Pb, Zn	100-200°C	Minéralisation sous forme de galène et de sphalérite en remplissage de brèches carbonatées stratiformes Encaissée dans des calcaires/dolomies de plate-forme Évidences de dissolution, de recristallisation et de bréchification des roches hôtes carbonatées	Leach et al., 2005; Paradis et al., 2007

(suite et fin à la page suivante)

Abréviations des noms de minéraux selon la légende de Géologie Québec.

Tableau 1.1 : Caractéristiques des principales évidences laissées par certains systèmes hydrothermaux polymétalliques (suite et fin)

	Altération	Mineraï/Métaux dominants	T° de formation	Caractéristiques morphologiques importantes	Références générales
Min. de Cu dans des roches sédimentaires clastiques	oxydation hématitique	bornite, chalcocite, chalcopyrite, galène, sphalérite	140-215°C	Minéralisation sous forme de disséminations de sulfures Zonalité des minéraux métalliques (CT proximale vers BN+CP vers GL+SP) Contrôle stratigraphique important donc corps minéralisés subconcordants aux strates sédimentaires	Evans, 1993; Sangster, 1996; Hitzman et al., 2005
Figure 1.1e		Cu, Ag, Pb, Zn		Souvent des lits rouges, des évaporites, des fentes de dessiccation, etc. associées aux structures minéralisées, indiquant milieu de sédimentation continental aride	
Min. de Pb dans grès	peu, en raison de la nature silicoclastique des encaissants	galène, sphalérite, pyrite	100-200°C	Minéralisation sous forme de disséminations de galène et de sphalérite Encaissée dans des quartzites ou grès quartzofeldspathiques À la base d'une séquence transgressive déposée sur un socle sialique Contrôle stratigraphique important donc corps minéralisés subconcordants aux strates sédimentaires	Sangster, 1996
Figure 1.1e		Pb, Zn, Ag			

Abréviations des noms de minéraux selon la légende de Géologie Québec.

Tableau 1.2 : État des connaissances concernant les minéralisations polymétalliques reconnues dans la région de Chibougamau au début du projet de recherche

Origine	Substances	Caractéristiques	Exemples
<u>Synvolcanique</u>			
Sulfures massifs volcanogènes*	Cu, Zn, Pb, Au, Ag	<p>Surtout sous forme de lentilles litées et remplissage de porosité primaire (vésicule, espace inter-fragments, etc.), localement sous forme de veinules anastomosées</p> <p>Lentilles essentiellement constituées de PY et PO</p> <p>Étroite relation avec la silification de grands segments stratigraphiques</p> <p>Carbonatation et chloritisation souvent associées</p> <p>Présence de brèches d'effondrement, de coulées pyroclastiques et de tufs</p>	<p>Mine Lemoine</p> <p>Mine Coniagas</p> <p>Indice du lac Scott</p> <p>Indice du lac des Vents</p> <p><i>Occurrences minéralisées stratiformes mineures dans les formations de Blondeau et de Gilman</i></p>
Minéralisations magmatiques-hydrothermales filonniennes à Cu-Au (type Chibougamau)	Cu, Au	<p>Sous forme de veines à CP+PY+PO±SP±GL encaissées dans des zones de cisaillement NO-SE au sein de la Série Anorthositique supérieure du Complexe du lac Doré</p> <p>Gangue à QZ+CB+SR±CL</p> <p>Or retrouvé en grains isolés associés à la PY et à la CP</p> <p>Façonnées par la déformation, le métamorphisme et la remobilisation pour acquérir leur configuration actuelle</p>	<p>Minéralisations à Cu-Au du camp minier du lac Doré (Mines Merrill, Copper Rand, Cedar Bay, Henderson, Portage, etc.)</p>
Minéralisations de type porphyrique*	Cu, Au, Mo	<p>Sous forme de veines, veinules, brèches et disséminations de sulfures</p> <p>Encaissées à l'intérieur ou en bordure de plutons granitoïdes intermédiaires à felsiques, lien étroit avec des dykes felsiques</p> <p>Présence d'altérations concentriques autour des plutons et/ou des structures minéralisées</p>	<p>Gîte du lac Clark</p> <p>Gîte Devlin</p> <p>Prospect Queylus</p> <p><i>Quelques indices situés dans l'extrémité Est du Stock du lac Line?</i></p>
Minéralisations de type épithermal*	Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As	<p>Expressions morphologiques et contenus métalliques variables</p> <p>Gîte Berrigan :</p> <p>Sous forme de veines, veinules, brèches et disséminations de sulfures</p> <p>Encaissées essentiellement dans des fractures N-S à pendage abrupt affectant les filons-couches du Complexe de Cummings</p> <p>Composition métallique des veines riche en métaux de base</p>	<p>Gîte Berrigan</p> <p>Gîte Chevrier</p> <p><i>Indice Main Showing?</i></p> <p><i>Indice Dôme du Radar?</i></p> <p><i>Gîte Lessard?</i></p> <p><i>Zone polymétallique – Str. Brosman?</i></p>

(suite et fin à la page suivante)

Tableau compilé de Guha (1984), Pilote (1986), Dubé (1990) et Pilote et Guha (2006).

* Indique les types de minéralisation dont la présence est reconnue dans le secteur lac Line.

Les caractères en italique sont utilisés pour identifier des éléments intimement reliés au secteur lac Line.

Abréviations des noms de minéraux selon la légende de Géologie Québec.

Tableau 1.2 : État des connaissances concernant les minéralisations polymétalliques reconnues dans la région de Chibougamau au début du projet de recherche (fin)

Origine	Substances	Caractéristiques	Exemples
<u>Syntectonique</u>			
Minéralisations aurifères orogéniques*	Cu, Au	<p>Retrouvées sous forme de veines et de disséminations de PY et CP aurifères</p> <p>Encaissées dans des zones de cisaillement est-W ou conjuguées NE et NO caractérisées par une carbonatation omniprésente</p> <p>Encaissées essentiellement dans des roches intrusives mafiques du Complexe de Cummings et rarement dans des roches intrusives felsiques</p> <p>Associations avec des dykes porphyriques felsiques indiquant un lien avec l'activité plutonique syn- à tardi-tectonique</p> <p>Composition métallique des veines pauvre en métaux de base</p>	<p>Mine Cooke Veine McKenzie <i>Mine Norbeau</i></p>
<u>Incertaine</u>			
Veines à Cu (type Opémiska)	Cu, Au	<p>Retrouvées sous forme de veines au sein d'un réseau conjugué de fractures radiales associées aux plis polyphasés affectant le filon-couche de Ventures et les roches volcaniques encaissantes dans le secteur de Chapais</p> <p>Veines composées de CP+PY+PO+SP+MG+GL+MO+AS dans une gangue à QZ+CC+CL+BO</p> <p>Or natif retrouvé avec PY et CP</p>	<p>Mine Springer Mine Perry <i>Mine Robitaille</i></p>
Minéralisations de type Brosman*	Au, Ag, Cu, Zn	<p>Disséminations, veines et lentilles de PY+PO±CP±SP±MG retrouvées au sein d'enveloppes fracturées et altérées d'orientation N-S et NO-SE</p> <p>Encaissées dans une vaste gamme de lithologies (andésite, tufs, tonalite, gabbro)</p> <p>Chloritisation, carbonatation, silicification et sérichtisation associées</p> <p>Variations au niveau de la signature des minéralisations (morphologie, minéralogie, nature de l'altération) en fonction de l'encaissant le long d'une même structure</p> <p>Peu de dykes retrouvés en association avec la minéralisation</p> <p>Peu de déformation associée aux structures minéralisées et à leurs encaissants</p> <p>Quand prises dans leur ensemble, montrent une zonalité de leur morphologie et de leur cortège métallique (Au+Cu vers Ag+Zn)?</p>	<p><i>Zone aurifère - Str. Brosman</i> <i>Indice Surprise</i> <i>Plusieurs indices minéralisés mineurs situées près de la Structure Brosman et un peu partout en périphérie du Stock du lac Line</i></p>

Tableau compilé de Guha (1984), Pilote (1986), Dubé (1990) et Pilote et Guha (2006).

* Indique les types de minéralisation dont la présence est reconnue dans le secteur lac Line.

Les caractères en italique sont utilisés pour identifier des éléments intimement reliés au secteur lac Line.

Abréviations des noms de minéraux selon la légende de Géologie Québec.

FIGURES DU CHAPITRE 1

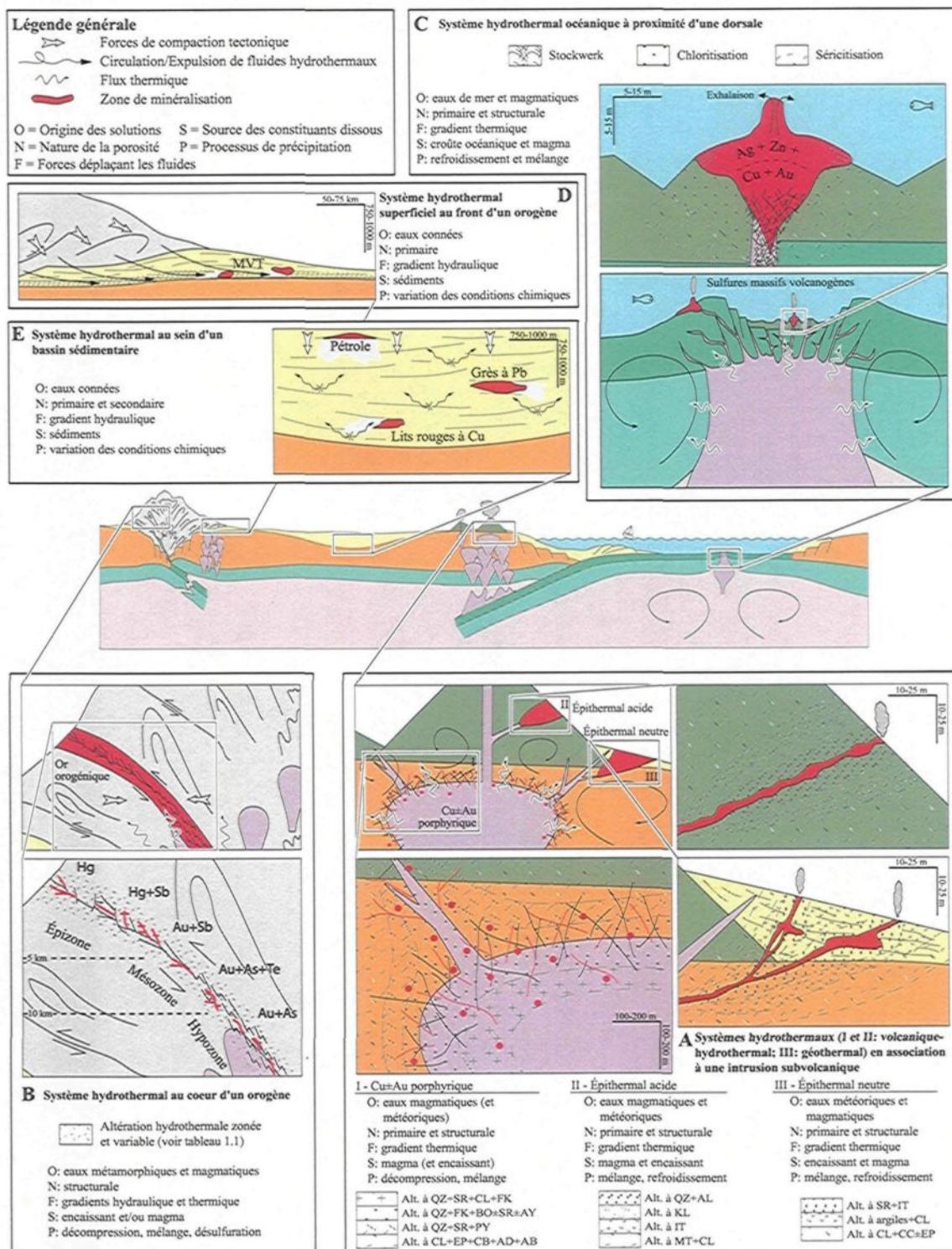


Figure 1.1 : Quelques exemples sélectionnés de systèmes hydrothermaux et leurs paramètres fondamentaux

AB = albite, AD = adulaire, AL = alunite, AY = anhydrite, BO = biotite, CB = carbonates, CL = chlorite, EP = epidote, FK = feldspath potassique, IT = illite, KL = kaolinite, MT = montmorillonite, PY = pyrite, QZ = quartz, SR = séricite

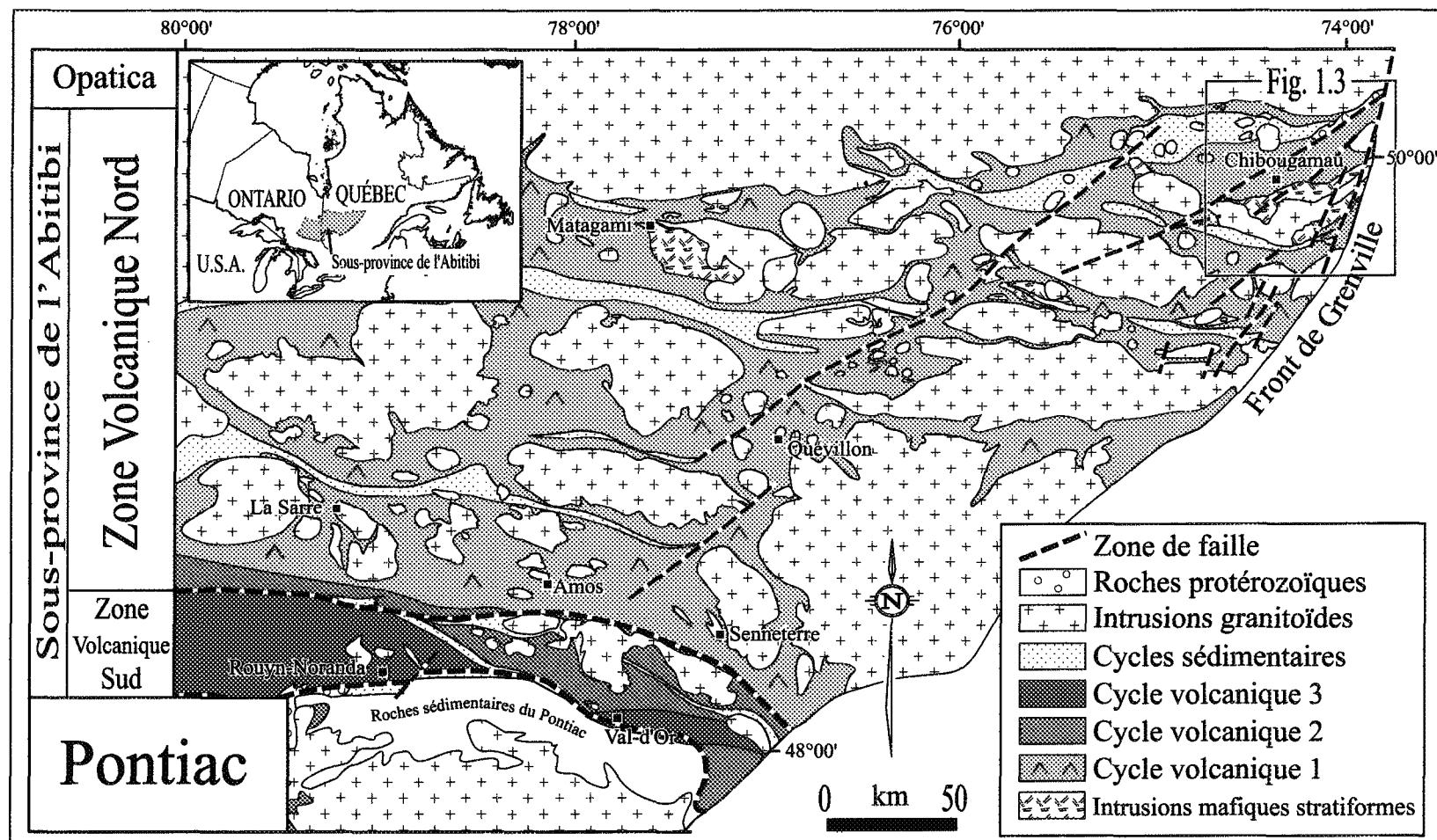


Figure 1.2: Carte géologique simplifiée de la partie est de la sous-province de l'Abitibi et localisation de la région de Chibougamau (modifiée de Chown et al., 1992; Mueller et al., 1996)

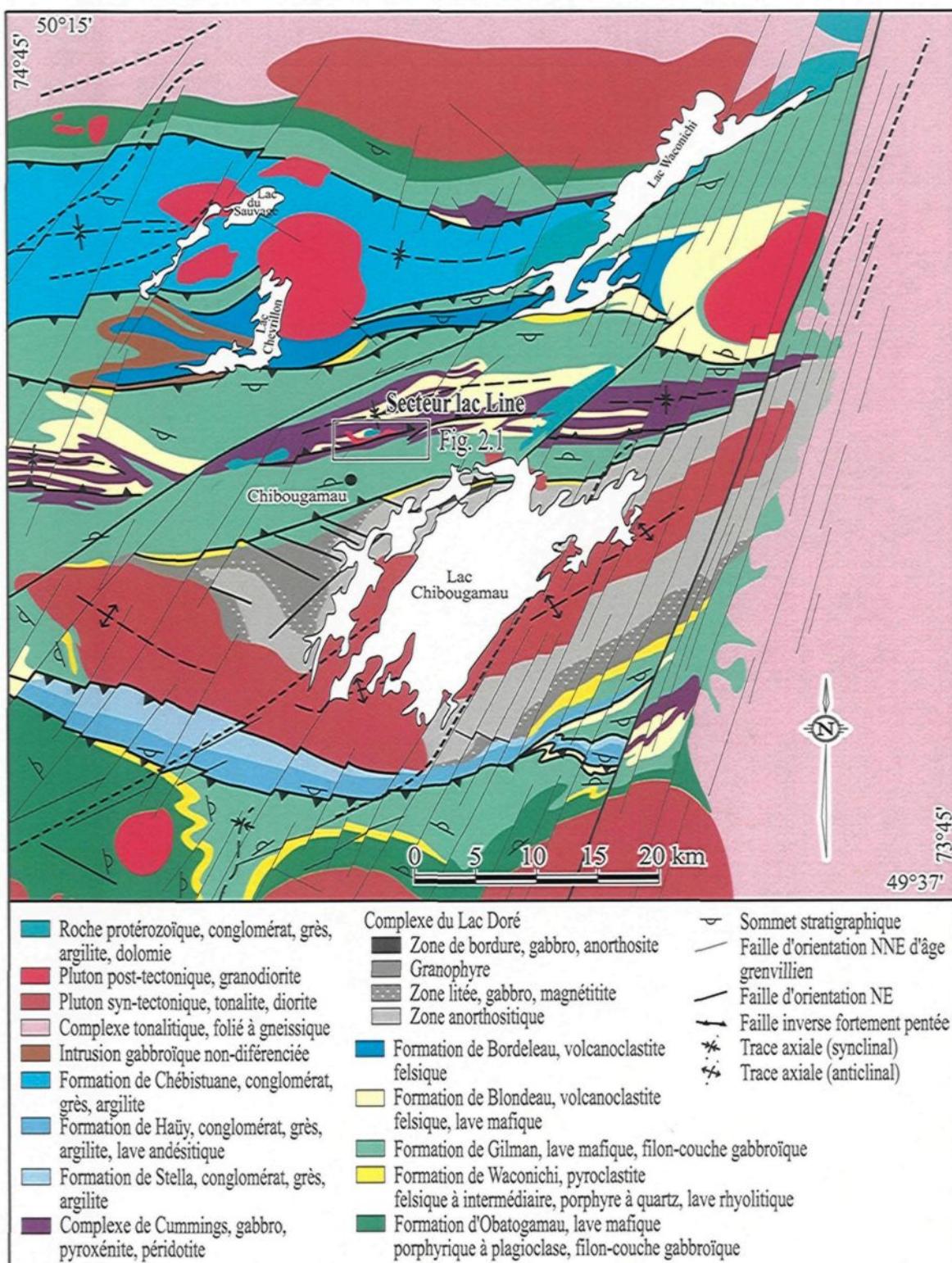


Figure 1.3: Carte géologique de la région de Chibougamau et localisation du secteur lac Line (modifiée de Daigneault et Allard, 1990)

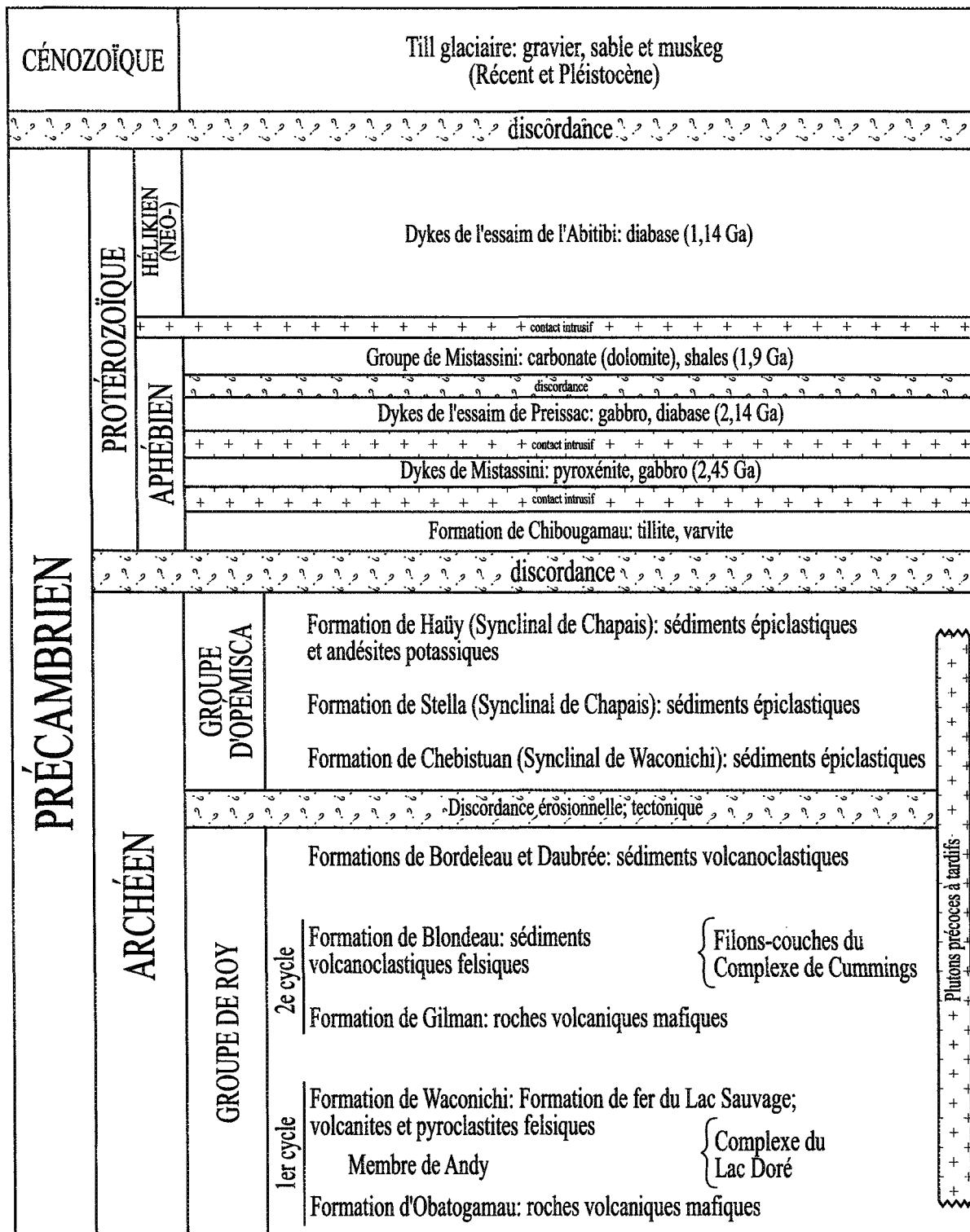


Figure 1.4: Stratigraphie de la région de Chibougamau (modifiée de Chown et al., 2006)

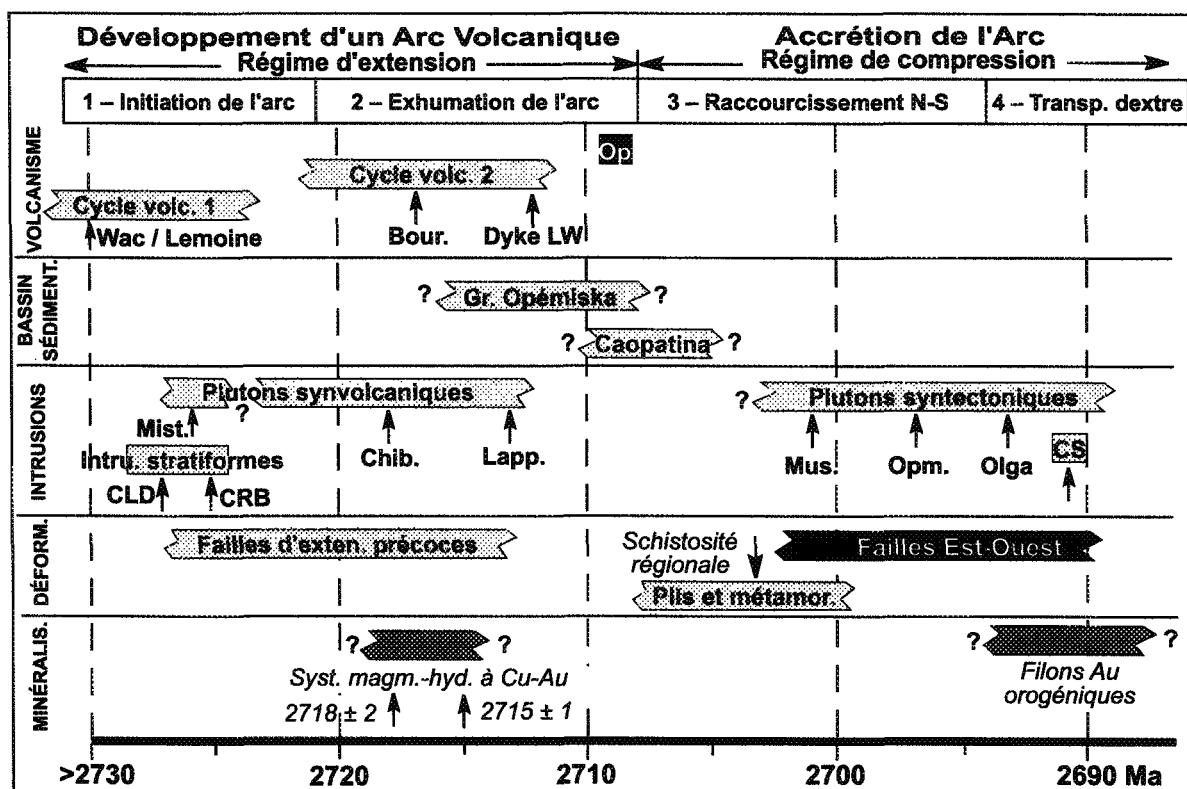


Figure 1.5 : Évolution temporelle schématique des séquences volcano-sédimentaires, du magmatisme, de la déformation et des épisodes de minéralisation hydrothermale des roches archéennes de la région de Chibougamau (modifiée de Pilote et Guha, 2006)

L'âge d'autres unités importantes de la Zone Volcanique Nord est également indiqué.

Abréviations: Op=volcanites du Groupe d'Opémisca, Wac/Lemoine=Formation de Waconichi dans le secteur Lemoine, Bour.=filon-couche de Bourbeau, Dyke LW=dyke porphyrique dans le secteur du lac Waconichi, Mist.=pluton de Mistaouac, Chib.=pluton de Chibougamau, Lapp.=Complexe de Lapparent, Mus.=pluton de Muscocho, Opm.=pluton d'Opémisca, Olga=pluton d'Olga, CLD=Complexe du lac Doré, CRB=Complexe de la rivière Bell, CS=carbonatite du lac Shortt.

CHAPITRE 2

GÉOLOGIE LOCALE

2.1 INTRODUCTION

La géologie du secteur lac Line, déjà relativement bien connue en raison des travaux de Smith et Allard (1960), Duquette (1982) et Pilote (1986; 1987), a pu être raffinée grâce aux campagnes de cartographie et de décapage réalisées par SOQUEM depuis 1997 ainsi qu'aux observations effectuées lors de la présente étude. La figure 2.1 présente la carte géologique résultant de l'intégration de ces divers travaux. La figure 2.2 présente l'interprétation géologique proposée superposée au gradient magnétique. La colonne stratigraphique schématisée du secteur lac Line ainsi que les faits saillants des lithologies qui s'y retrouvent est présentée à la figure 2.3.

Le secteur lac Line est situé sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau. Il comprend une vaste gamme d'unités typiques de la région, telles que les roches volcaniques du second cycle du Groupe de Roy (sommet de la Formation de Gilman et Formation de Blondeau) ainsi que les roches intrusives associées (filons-couches du Complexe de Cummings et Stock du lac Line). La suite de cette section décrit les faits saillants ayant trait aux divers types de roches formant le secteur lac Line, avec un accent particulier sur les

roches volcaniques et intrusives intermédiaires à felsiques à cause de leur association spatiale avec la plupart des indices du secteur.

2.2 ROCHES VOLCANIQUES

2.2.1 VOLCANOLOGIE PHYSIQUE

2.2.1.1 Laves et filons-couches mafiques de la Formation de Gilman

Cette séquence volcanique couvre le quart sud du secteur lac Line et le système de minéralisation polymétallique y est peu développé. Elle est majoritairement représentée par des coulées basaltiques massives à coussinées. Certaines présentent des sommets bréchifiés mais la rareté de ces derniers empêche d'évaluer l'épaisseur individuelle des coulées. Pilote (1986) rapporte qu'une épaisseur moyenne variant entre 5 et 15 mètres est réaliste et les observations de la présente étude vont dans le même sens. La morphologie des coussins et la séquence interne des coulées permettent localement d'établir une polarité stratigraphique systématiquement orientée vers le nord. La lave montre généralement une texture microlitique, localement variolaire. La granulométrie est fine, inférieure à 1 mm. La minéralogie des laves les moins altérées est formée d'un mélange de plagioclase, de reliques de pyroxène chloritisé, d'épidote, de quartz et de carbonates. Quelques rares niveaux de matériel volcanoclastique intermédiaire à mafique sont interdigités avec les coulées.

Des filons-couches gabbroïques comagmatiques sont communément retrouvés au sein des laves. Leur granulométrie plus grossière (1-5 mm) que celle des coulées de lave permet de les distinguer de ces dernières. L'épaisseur des filons-couches est très variable

mais n'excède pas une centaine de mètres. Leur minéralogie consiste en un assemblage d'actinote et d'hornblende chloritisées, de pyroxène chloritisé et ouralitisé et de plagioclase souvent epidotisé. Le quartz est rare mais est localement observable sous forme de phénocristaux (2 à 4% de la roche) au sommet des filons-couches les plus épais, qui sont souvent différenciés.

2.2.1.2 Laves et filons-couches intermédiaires à mafiques de la Formation de Blondeau

Cette séquence volcanique est également formée de coulées andésitiques à basaltiques massives à coussinées et recoupées de filons-couches comagmatiques. Elle se distingue toutefois de la séquence précédente:

1. par sa position stratigraphique plus élevée,
2. par la composition et les caractéristiques physiques différentes des laves qui la composent,
3. par l'abondance de minéralisation et d'altération hydrothermale.

On la retrouve principalement dans le quart S-E du secteur lac Line, encaissant notamment la Structure Brosman, les indices Doré et Surprise ainsi que de nombreuses autres structures minéralisées (figure 2.1). On observe dans ce secteur, sur une superficie d'environ 4 km par 1 km, une dominance de laves et de filons-couches par rapport aux roches volcanoclastiques qui n'est pas commune dans la Formation de Blondeau. Ceci suggère qu'il s'agit d'un centre volcanique significatif, nommé « Centre Volcanique du lac Ham » (CVLH) pour la suite de cette thèse. Il faut savoir que deux hypothèses ont dû être confrontées quant à l'appartenance stratigraphique de ce centre volcanique : appartient-il à

la Formation de Gilman ou à la Formation de Blondeau? L'interprétation retenue, qui justifie que le CVLH soit présenté dans cette section, est que ce dernier fait bien partie de la Formation de Blondeau pour les raisons suivantes :

1. Le CVLH surmonte un gros filon-couche qui présente toutes les caractéristiques du filon-couche de Bourbeau (revoir section 1.4.2.2.1 et voir section 2.3.1.1.3) et il en est séparé par un contact intrusif (et non faillé; voir figure 2.1). Rappelons que le filon-couche de Bourbeau est reconnu comme s'étant mis en place dans la Formation de Blondeau (section 1.4.2.2.1);
2. Ce soit-disant assemblage Blondeau-Bourbeau repose tout juste au N-O (stratigraphiquement au-dessus) d'occurrences des filons-couches de Roberge et de Ventures (voir à la limite S-E de la figure 2.1). Ceci renforce la confiance qu'on peut avoir dans la séquence stratigraphique résultante de l'ensemble (Roberge, Ventures, Bourbeau puis Blondeau [CVLH]), qui est alors conforme à la séquence stratigraphique reconnue régionalement, et;
3. Les laves du CVLH présentent de fortes ressemblances physiques et géochimiques avec celles reconnues dans la Formation de Blondeau un peu partout dans la région (Archer, 1983; Daigneault et Allard, 1990; Réal Daigneault, communication personnelle, 2005).

Mis à part le CVLH, des ensembles de coulées de laves de superficie beaucoup plus limitée se trouvent également intercalées dans les roches volcanoclastiques de la Formation de Blondeau, au S-O du lac Line et au sud du lac Devilliers, encaissant respectivement les indices TR-4581-97-06 et du lac Devilliers (figure 2.1). Ces deux secteurs de petite superficie (de l'ordre de quelques centaines de mètres carrés) où les laves

sont abondantes seront respectivement appelés « secteur McKenzie » et « secteur du lac Devilliers » pour la suite.

L'absence d'affleurement continu et la complexité structurale compliquent la détermination de l'épaisseur, de l'abondance relative et de l'extension latérale des différentes unités observées dans chacun de ces trois secteurs à dominance de laves. Aussi, les unités observées sont très similaires d'un secteur à l'autre de sorte qu'elles seront décrites indépendamment de leur secteur d'appartenance dans ce qui suit, sauf si autrement spécifié.

Les coulées de laves cohérentes sont généralement massives. Des coussins mal formés ont communément été observés, sauf dans le secteur du lac Devilliers où ils semblent absents. Bien que difficile à établir avec exactitude en raison du manque de repère, l'épaisseur de coulées individuelles varie de 1 à plus de 5 mètres, ce qui est en accord avec les observations de Pilote (1986). Les laves montrent communément un rubanement irrégulier matérialisé par l'alternance de bandes centimétriques de couleur gris verdâtre pâle et vert foncé (figure 2.4a), interprété comme le résultat du mélange hétérogène de laves de compositions et/ou de textures légèrement différentes lors de l'écoulement (« *flow banding* »). Elles présentent une texture variant de cristalline aphanitique à microlitique, parfois porphyrique à phénocristaux de quartz et/ou plagioclase (figure 2.4b), et sont régulièrement sphérolitiques près des bordures de coussins (figure 2.4c et d). Leur granulométrie varie d'aphanitique à finement grenue (<1 mm). Leurs principaux constituants sont l'albite, la chlorite, le quartz, le leucoxène ainsi que les carbonates et l'épidote localement.

Des faciès de laves bréchiques ont été observés en quelques endroits. Dans le CVLH, au N-O du Gîte Lessard (figure 2.1), l'imbrication en casse-tête des fragments constituant une brèche sur la tranchée TR-1230-01-96 (texture « jigsaw-fit »; figure 2.5a) suggère qu'il s'agit de hyaloclastites *in situ*. Les textures observées en microscopie le confirment (figure 2.5b). Des hyaloclastites similaires ont été observées dans le secteur McKenzie, notamment sur la tranchée TR-4581-97-02 (figure 2.5c). Des brèches autoclastiques et de coussins caractérisant le sommet de coulées ont aussi localement été observées et permettent d'établir une polarité stratigraphique vers le nord pour les trois secteurs où dominent les laves dans le secteur lac Line.

Les filons-couches comagmatiques de composition intermédiaire à mafique ont exclusivement été observés dans le CVLH. Leur épaisseur varie de 5 mètres à plusieurs dizaines, voire une centaine de mètres. Les plus épais sont quelquefois différenciés, avec une base pyroxénitique et un sommet renfermant des cristaux de quartz. La distinction entre les filons-couches et les parties massives des coulées de laves est la plus évidente lorsque la granulométrie des filons-couches est moyenne (1-5 mm), ce qui est généralement le cas des filons-couches les plus épais (plus d'une dizaine de mètres d'épaisseur). Toutefois, cette distinction est plus ardue pour les filons-couches minces, où la granulométrie est fine, ou pour les zones altérées des filons-couches, dans lesquelles la texture primaire a été oblitérée. Dans la zone située immédiatement au nord du lac Ham, les filons-couches dominent en abondance la séquence volcanique. Les secteurs cartographiés dans les extensions latérales est et ouest de cette zone montrent une diminution progressive de l'abondance relative des filons-couches au profit des coulées de laves (figure 2.1). Ceci

suggère la présence d'un centre d'émission à cet endroit. Le contact entre les filons-couches et les laves est généralement diffus et n'est jamais marqué par une bordure de trempe. Ce contact est souvent très subtil, ne se matérialisant que par une diminution graduelle de la granulométrie et par l'apparition d'un rubanement compositionnel irrégulier typique des laves. Toutefois, en quelques endroits, des textures pépéritiques (figure 2.6a) ainsi que des contacts irréguliers et légèrement discordants ont été observés le long des interfaces laves – filons-couches, prouvant ainsi le caractère synvolcanique de ces intrusions (McPhie et al., 1993). La texture des filons-couches est très variable. Il semble y avoir un continuum entre des textures typiques de lave (porphyrique, équigranulaire finement grenue, etc.; figure 2.6b) et des textures de roches intrusives (hypidiomorphique équigranulaire, intergranulaire, mésocumulus, etc.; figure 2.6c). L'assemblage minéralogique des filons-couches est très semblable à celui des laves décrites ci-haut et comprend de l'albite sérichtisée, des pyroxènes en reliques variablement chloritisées et ouralitisées ainsi que du quartz.

L'agencement des laves et des filons-couches est compatible avec l'édification d'une séquence volcanique andésitique sous-marine par l'extrusion de laves et par un gonflement généré par la mise en place répétée de filons-couches comagmatiques sous la surface (Schmidt et Schmincke, 2000).

2.2.1.3 Roches volcanoclastiques felsiques de la Formation de Blondepouy

On retrouve ces roches à plusieurs endroits dans le secteur lac Line en raison de répétitions stratigraphiques causées par des failles longitudinales. Au nord du mont

Bourbeau, à la latitude du secteur du lac Devilliers (figure 2.1), elles forment un horizon de 70 à 100 mètres d'épaisseur, ce qui est caractéristique du reste de la Formation de Blondeau sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau. Une anomalie survient toutefois à la longitude du secteur du lac Devilliers alors que cet horizon double pratiquement d'épaisseur dans une zone limitée par de courtes failles discordantes. C'est précisément dans ce secteur qu'il est l'hôte de minéralisation (indice du lac Devilliers). Dans le secteur McKenzie et au sommet du mont Bourbeau, ces roches atteignent également une épaisseur de près de 200 mètres et renferment de nombreuses structures minéralisées. Dans le CVLH, elles ne forment que de minces horizons, épais au maximum d'une dizaine de mètres, intercalés entre diverses coulées de laves et filons-couches. À nouveau, elles y sont l'hôte de plusieurs indices. Deux interprétations permettraient d'expliquer ces variations d'épaisseur :

1. des failles longitudinales intra-formationnelles non-identifiées sur le terrain dupliquent et/ou tronquent structuralement ces unités ou;
2. la paléo-topographie synvolcanique a favorisé une accumulation de matériel volcanoclastique plus importante dans les paléo-dépressions que sur les paléo-hauts topographiques.

La majeure partie de ces roches volcanoclastiques se compose d'une alternance de lits millimétriques à centimétriques de tufs fins et moyens. Le litage est généralement parallèle et des empreintes de charge y sont quelquefois observables (figure 2.7a), permettant ainsi de déterminer une polarité stratigraphique orientée vers le nord. Des faciès turbiditiques sont communs. Des textures pseudo-variolaires recristallisées d'origine indéterminée (lapilli accrétionnaires, concrétions carbonatées, sphérolites?) sont présentes

localement (figure 2.7b). Lorsque la granulométrie en permet l'observation, les fragments composant la roche sont sub-arrondis à arrondis et sont formés de quartz et d'albite. Ces roches correspondent à celles décrites par Archer (1983; 1984), qu'il interprète comme des faciès épiclastiques sous-marins typiquement distaux formés dans un bassin volcanosédimentaire en émergence.

Des horizons centimétriques à métriques à fragments plus grossiers sont communément rencontrés sur le mont Bourbeau, dans le secteur du lac Devilliers et dans le secteur McKenzie. Ils s'interdigitent avec les roches volcanoclastiques typiquement distales décrites ci-haut. Il s'agit de tufs à lapilli et de lapillistones grossiers généralement monogéniques formant des lits massifs à faiblement lités dans lesquels les fragments allongés définissent un litage primaire. Ces roches sont constituées de cristaux libres de plagioclase et de quartz, de fragments de ces mêmes cristaux, de fragments de laves massives et porphyriques ainsi que de rares fragments de ponce. Les fragments ont généralement la taille de lapilli, mais Pilote (1986) rapporte l'occurrence de blocs atteignant jusqu'à 20 cm de côté dans le secteur du lac Devilliers. Les fragments juvéniles forment plus de 90% de la roche (figure 2.8a). Ils sont anguleux à subanguleux et sont formés de lave souvent porphyrique et de composition intermédiaire à felsique (figure 2.8b). Jusqu'à 30% de fragments essentiels sont présents dans certains horizons sous forme de lapilli tabulaires de tufs fins lités (figure 2.8c) et de rares lapilli arrondis de pyrite massive (figure 2.8d). Ces derniers sont toutefois exclusifs à quelques lits du secteur McKenzie et du secteur du lac Devilliers. La matrice inter-fragments a la granulométrie de cendres et est de composition felsique à intermédiaire. L'abondance de fragments juvéniles,

la nature de ces fragments (cristaux, fragments de cristaux, ponce, etc.) et la structure massive à faiblement litée de ces dépôts volcanoclastiques suggèrent qu'il s'agit de coulées pyroclastiques (McPhie et al., 1993).

Des tufs à lapilli et des tufs à blocs polygéniques ont été localement observés surmontant les tufs à lapilli et lapillistones monogéniques, particulièrement sur le mont Bourbeau. À cet endroit, ils sont formés de fragments subanguleux à arrondis de tufs fins lités et de laves porphyriques felsiques à intermédiaires (figure 2.9a). Quelques blocs de tufs lités montrent des évidences de déformation à l'état plastique (« *soft-state deformation* »; figure 2.9b). La structuration interne de ces dépôts est très hétérogène, montrant localement des lits massifs, du litage parallèle, du granoclassement et des lentilles irrégulières de matériel grossier inclus dans des lits de granulométrie plus fine. Ces caractéristiques suggèrent qu'il s'agit de coulées de débris (McPhie et al., 1993).

2.2.2 GÉOCHIMIE

La composition géochimique des roches volcaniques de la Formation de Blondeau décrites précédemment a été analysée par le biais de 58 analyses de roche totale réparties comme suit :

1. 40 analyses des laves (20 analyses) et filons-couches (20 analyses) intermédiaires à mafiques et;
2. 18 analyses des roches volcanoclastiques felsiques. Les échantillons de laves et de filons-couches proviennent respectivement des forages 1230-02-29 et 1230-02-30 (Pouliot, 2003a), recoupant tous deux la Structure Brosman (figure 2.1).

Les échantillons de roches volcanoclastiques proviennent du forage 1287-04-04 (Martel et Folco, 2004), qui recoupe l'indice TR-1287-02-08 sur le mont Bourbeau (figure 2.1). Les résultats détaillés des 58 analyses sont présentés à l'annexe 2. Les échantillons présentant une perte au feu égale ou inférieure à 2,5% ont été considérés comme les moins altérés, donc comme étant les plus appropriés pour :

1. attribuer un nom aux roches en fonction de leur composition chimique (Winchester et Floyd, 1977);
2. établir leur affinité magmatique en fonction de leur ratios Zr/Y (calco-alcaline, transitionnelle ou tholéïitique; MacLean et Barrett, 1993) et;
3. donner une idée de l'environnement tectonique de leur mise en place (Pearce, 1982).

Le tableau 2.1 présente des analyses représentatives des échantillons les moins altérés appartenant aux roches volcaniques de la Formation de Blondeau.

Les diagrammes de la figure 2.10a et b montrent que les laves analysées ont une composition andésitique à basaltique, alors que les filons-couches comagmatiques ont une composition essentiellement basaltique. Les roches volcanoclastiques sont de composition dacitique à trachyandésitique, selon les mêmes diagrammes. Les rapports Zr/Y suggèrent que l'affinité magmatique des laves (Zr/Y de 7 à 14) et des roches volcanoclastiques (Zr/Y de 8 à 25) est calco-alcaline, alors que la plupart des filons-couches sont tholéïitiques à transitionnels (Zr/Y de 3 à 14; figure 2.10c). L'environnement tectonique de mise en place suggéré par la composition des laves et des roches volcanoclastiques correspond à un arc

volcanique, alors que la composition de certains filons-couches est plus compatible avec un environnement intra-plaque ou de ride médio-océanique (figure 2.10d).

Ces résultats et la distribution des échantillons sur les diagrammes de la figure 2.10 suggèrent un lien possible entre la composition des laves et celle des roches volcanoclastiques intermédiaires à felsiques. En fait, ces roches appartiennent probablement à la même suite magmatique calco-alcaline. Par ailleurs, on se serait attendu à une composition chimique identique pour les laves et les filons-couches comagmatiques associés, ce qui n'est pas le cas pour tous les échantillons. Il faut toutefois noter que les échantillons de filons-couches proviennent d'un forage différent de celui des échantillons de laves (forage 1230-02-30 vs 1230-02-29). Malgré leur proximité, ces forages ne recoupent pas le même genre de séquence. Le forage 1230-02-30 (échantillonné pour les filons-couches) a été foré sous la partie nord d'un indice où d'importantes perturbations de la séquence stratigraphique sont observées en surface, y compris la présence de masses hétérogènes de roches intrusives intermédiaires à mafiques pouvant représenter des lambeaux de filons-couches (voir section 4.2.1.1.1 sur la Structure Brosman). Il est probable que ces perturbations stratigraphiques se répètent également en profondeur. Ainsi, l'hypothèse la plus plausible est que certains des filons-couches échantillonnés sont comagmatiques aux laves, d'où leur chimie similaire, alors que les autres représentent des masses distinctes qui se sont retrouvées là par des processus qui restent à déterminer, ce qui pourrait expliquer leur chimie différente de celle des laves.

2.3 ROCHES INTRUSIVES

2.3.1 DESCRIPTION PHYSIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE

2.3.1.1 *Filons-couches mafiques à ultramafiques du Complexe de Cummings*

Les travaux de Pilote (1986; 1987) fournissent déjà une description exhaustive des roches du Complexe de Cummings comprises dans le secteur lac Line. La suite de cette section synthétise ces travaux et intègre les observations complémentaires pertinentes réalisées lors de la présente étude.

2.3.1.1.1 Filon-couche de Roberge

Ce filon-couche forme la base du Complexe du Cummings et occupe une importante partie du secteur lac Line, le traversant d'est en ouest en son centre (figure 2.1). Il est l'hôte de quelques structures minéralisées en périphérie de l'extrémité est du Stock du lac Line. Son épaisseur réelle est impossible à déterminer dans la zone d'étude puisque sa base et/ou son sommet sont toujours tronqués par une faille longitudinale. De telles failles sont également responsables de l'épaisissement local du Roberge dans l'est et de sa répétition stratigraphique dans le centre et l'ouest du secteur lac Line. Le caractère fortement magnétique de ce filon-couche permet de tracer ses contacts malgré le manque d'affleurement. Deux membres du Roberge sont observables dans le secteur lac Line, pour une épaisseur totale d'environ 450 mètres selon Pilote (1986).

Le membre inférieur du filon-couche est constitué d'une alternance rythmique de lits pyroxénitiques et périclinitiques d'une dizaine de mètres d'épaisseur. La pyroxénite

montre une patine gris blanchâtre souvent tachetée de larges phénocristaux poecilitiques de pyroxène de 1-2 cm d'arête (jusqu'à 60% de la roche). Il s'agit d'un clinopyroxène pâle variablement uralitisé renfermant des reliques de petits cristaux d'olivine totalement transformée en serpentine et magnétite (figure 2.11a).

Le membre supérieur se compose d'une zone dunitique massive où un litage magmatique ne s'observe que très localement. L'olivine y est à nouveau fortement à totalement remplacée par la serpentine et la magnétite. La présence de minéraux amiantifères en veinules est commune.

2.3.1.1.2 Filon-couche de Ventures

Ce filon-couche, formant le centre du Complexe de Cummings, traverse le secteur lac Line dans son tier nord et on le retrouve également dans le S-E de l'aire d'étude, répété deux fois par des failles longitudinales (figure 2.1). Il encaisse quelques structures minéralisées sur une crête dans la partie nord du mont Bourbeau. Il repose directement sur le filon-couche de Roberge, sauf lorsque sa base est tronquée par une faille longitudinale ou lorsqu'une mince bande discontinue de tufs de la Formation de Blondeau marque le contact (Pilote, 1986). Le Ventures varie de 100 à 150 mètres d'épaisseur dans la zone d'étude.

Un membre pyroxénitique vert d'une puissance d'environ 60 mètres forme la base de ce filon-couche. Il est massif, localement magnétique et sa texture varie généralement de mésocumulus à adcumulus avec des cumulats souvent poecilitiques. La pyroxénite est formée de 80 à 95% de cumulats submillimétriques de clinopyroxène variablement uralitisé baignant dans une phase intercumulus de plagioclase. La

composition minéralogique et la granulométrie de la roche sont homogènes de la base au sommet du membre, bien que des bandes gabbroïques centimétriques conformes au litage magmatique puissent s'y retrouver à tous les niveaux. Certaines de ces bandes aboutissent à des dykes aux parois localement pyritisées qui bréchifient la pyroxénitique, notamment sur le mont Bourbeau (Pilote, 1986).

La transition entre le membre inférieur et le membre supérieur du Ventures est mise en évidence par l'évolution de la structure du membre inférieur vers son sommet, où une foliation magmatique apparaît sur une puissance de un à trois mètres. Elle est matérialisée par l'orientation préférentielle des cristaux aciculaires d'amphibole et de plagioclase. L'apparition de ce dernier marque clairement la différentiation du filon-couche de sa base vers son sommet.

Le membre supérieur du filon-couche, communément appelé « Gabbro de Ventures », correspond à un gabbro massif, moyennement à grossièrement grenu et à texture gloméroporphyrrique ophitique caractéristique (figure 2.11b). Son épaisseur atteint de 50 à 60 mètres. Il est composé d'un assemblage de cristaux de clinopyroxène se disposant plus ou moins en rosettes et baignant au travers de cristaux de plagioclase saussuritisé, eux-mêmes localement disposés en rosette (figure 2.11c). Le clinopyroxène est variablement uralitisé. Le plagioclase atteint une abondance maximale de 60% au sommet de ce membre et c'est lui qui est la phase cumulus à cet endroit. L'apatite et localement le quartz représentent de 1 à 2% de la roche.

Pilote (1986) décrit une zone granophyrique massive de deux à dix mètres d'épaisseur surmontant le Gabbro de Ventures localement dans le secteur lac Line. Cette

zone est immédiatement surmontée des tufs felsiques de la Formation de Blondeau, avec lesquels il est facile de la confondre. La roche se compose de 50 à 60% de plagioclase en cristaux millimétriques idiomorphes montrant localement une texture myrmékitique accompagnés de 10 à 15% d'un assemblage de chlorite et d'amphibole, le tout baignant dans 25 à 30% d'une matrice riche en quartz et plagioclase.

2.3.1.1.3 Filon-couche de Bourbeau

Ce filon-couche forme le sommet du Complexe de Cummings. Il occupe le quart nord de l'aire d'étude et est répété par des failles longitudinales dans les quarts N-O et S-E du secteur lac Line (figure 2.1). Il est l'hôte de nombreuses structures minéralisées sur le mont Bourbeau. Il encaisse également le Gîte Lessard, l'indice du lac Ham ainsi que plusieurs autres indices au N-E du lac Ham. Il est séparé du filon-couche de Ventures par un intervalle de 125 à 175 mètres de tufs appartenant à la Formation de Blondeau. L'épaisseur totale du Bourbeau varie entre 500 et 600 mètres dans l'aire d'étude. Son contact avec les tufs est très net, concordant et ne montre pas de métamorphisme de contact très développé. Une zone de trempe gabbroïque finement grenue faisant de deux à trois mètres d'épaisseur marque la base du filon-couche.

Le membre inférieur du Bourbeau correspond à une pyroxénite massive de 50 à 60 mètres d'épaisseur. L'assemblage minéralogique comprend du clinopyroxène fortement uralitisé et serpentiniisé, de rares reliques d'olivine en phénocristaux ovoïdes totalement serpentiniisés ainsi qu'une faible quantité de minéraux opaques, comprenant la magnétite. Pilote (1986) met en évidence que contrairement à ce qui a été observé ailleurs dans la

région (Allard, 1976; Poitras et al., 1984), l'orthopyroxène bronzite ne semble pas être présent dans cette pyroxénite dans le secteur lac Line. Il suggère également la présence locale d'apophyse périclinal à dunitique s'injectant dans les tufs de la Formation de Blondeau à partir de la base du membre inférieur pyroxénitique. Compte tenu de leur position stratigraphique nettement sous le niveau normalement occupé par le Bourbeau, il s'agit selon lui de zones favorables où la différentiation magmatique a favorisé l'accumulation d'olivine. Dans le N-E du secteur lac Line, à proximité de la mine Norbeau, Dubé (1990) souligne que la composition du membre inférieur est d'ailleurs généralement plus périclinal que pyroxénitique.

Le membre inférieur du Bourbeau est surmonté d'une épaisse unité de gabbro leucocrate à granulométrie moyenne à grossière, d'une puissance variant entre 225 et 250 mètres. Sa texture varie généralement d'équigranulaire à intergranulaire. Ses principaux constituants comprennent 40 à 50% de pyroxène ouralitisé et chloritisé, 35 à 40% de plagioclase saussuritisé, 1 à 3% de quartz ainsi qu'une matrice chloriteuse. Un litage rythmique se développe graduellement vers le sommet de l'unité. Il est matérialisé par des lits millimétriques à centimétriques dominés en alternance par du plagioclase et par de l'amphibole chloritisée. Des lentilles gabbroïques de dimensions décimétriques et à granulométrie légèrement plus grossière sont communément rencontrées dans ce leucogabbro. Elles sont caractérisées par la présence d'une plus grande abondance de cristaux de quartz et par des cristaux d'amphiboles ayant jusqu'à 15 millimètres de longueur. Ces lentilles sont généralement disposées de façon conforme au litage magmatique, lorsqu'il est observable.

La partie supérieure du filon-couche de Bourbeau est formée d'une unité de ferrogabbro à quartz à la base évoluant graduellement vers une ferrodiorite à quartz au sommet. L'unité atteint une épaisseur totale d'environ 250 mètres. La roche consiste en un assemblage de 40 à 45% de plagioclase, de 15 à 20% d'amphibole, de 10 à 15% de quartz, de 5 à 10% de pyroxène ainsi que de traces de pyrite et magnétite (figure 2.11d). La ferrodiorite sommitale contient un peu moins de minéraux ferromagnésiens et un peu plus de quartz que le ferrogabbro. À nouveau, des lentilles décimétriques de gabbro à granulométrie grossière et à texture localement pegmatitique se retrouvent dans ce membre et augmentent en abondance et en dimensions vers le sommet. À son sommet, cette unité est en contact avec des laves de la Formation de Blondeau. Au N-O du secteur lac Line, Pilote (1986) rapporte que ce contact est très net et que les laves sont basaltiques et massives. Bien que très affectés par l'altération hydrothermale, la majorité des affleurements observés lors de la présente étude et qui exposent la même interface, notamment au N-O du Gîte Lessard, montrent le même genre de contact.

2.3.1.2 *Dykes mafiques*

Dans le secteur McKenzie, trois dykes mafiques très semblables ont été observés par le biais de la tranchée TR-4581-97-02 (figure 2.12). Il s'agit de corps discordants d'épaisseur décimétrique à métrique injectés dans une zone bréchifiée considérablement altérée et minéralisée marquant le contact entre un gabbro du filon-couche de Roberge et les roches volcaniques de la Formation de Blondeau. Ces dykes ont des bordures irrégulières le long desquelles apparaissent des structures de rubanement d'écoulement

(« *flow banding* ») ainsi que des joints de refroidissement formant des colonnades (figure 2.13a). La structure de la roche est plus massive au cœur de ces dykes. La patine est de couleur gris verdâtre. La roche présente une granulométrie fine à moyenne et une texture variant d'intergranulaire fine à porphyrique (figure 2.13b), selon les diverses bandes formant le rubanement. L'assemblage minéralogique est principalement formé de reliques de phénocristaux d'albite variablement remplacés par de la séricite, le tout baignant dans une matrice intergranulaire de chlorite, séricite et leucoxène.

Près du CVLH, un dyke très similaire a été observé sur la tranchée TR-1230-01-95 (figure 2.13c) à quelques centaines de mètres à l'est du lac Ham. Il est injecté dans le ferrogabbro du filon-couche de Bourbeau. Son épaisseur varie de 1 à 2,5 mètres d'épaisseur et un rubanement d'écoulement est à nouveau visible le long de ses bordures, alors que son centre est massif. L'aspect visuel de la roche est pratiquement identique à celui des trois dykes décrits ci-haut, avec une patine gris verdâtre, une granulométrie fine à moyenne et une texture intergranulaire. Certaines bandes exhibent les vestiges d'une vésicularité s'exprimant aujourd'hui sous la forme d'amygdales submillimétriques de chlorite et/ou de plagioclase formant jusqu'à 20% de la roche. L'assemblage minéralogique se résume à de l'actinote, de la chlorite, de la séricite et du leucoxène.

Pilote (1986) décrit également un dyke porphyrique à phénocristaux de pyroxènes encaissés dans les roches volcaniques du CVLH à l'ONO du lac Ham. Il est d'épaisseur métrique et est composé de 15 à 20% de phénocristaux de pyroxène ouralitisés dans une matrice fine constituée de chlorite, d'épidote et de carbonates. Ce dyke mafique semble en tout point similaire aux quatre décrits précédemment.

Ces dykes mafiques sont interprétés comme étant des conduits nourriciers ayant alimenté les centres volcaniques sus-jacents. Sur la base de ressemblances texturales et minéralogiques, Pilote (1986) suggère qu'il s'agit de dykes nourriciers des laves de la Formation d'Haüy. Des arguments géochimiques, non disponibles pour cette thèse, sont toutefois nécessaires pour vérifier cette hypothèse.

2.3.1.3 *Intrusions intermédiaires à felsiques*

2.3.1.3.1 Stock du lac Line

Le Stock du lac Line occupe le centre du secteur lac Line (figure 2.1). À première vue, la disposition des minéralisations du secteur à l'intérieur et en périphérie du stock suggère un lien génétique possible entre ce stock et certains indices. La trace en surface du stock est de forme ovoïde allongée selon un axe E-O et faisant environ 4 km de longueur par 500 mètres de largeur. Il est observé recoupant aussi bien les filons-couches du Complexe de Cummings que les roches volcaniques de la Formation de Blondeau. Le contact sud du stock est limité par une faille longitudinale majeure. Au sud de cette faille, Pilote (1986) rapporte l'occurrence de grands dykes allongés, apparemment conformes à la séquence stratigraphique, qui lui seraient apparentés. Les observations effectuées au cours de la présente étude ont permis de reconnaître ces dykes en quelques endroits, mais pas en aussi grande abondance que décrit par Pilote (1986). Quelques dykes felsiques à intermédiaires observés en surface à l'est du lac Line et sur le mont Bourbeau ainsi que d'autres recoupés en forage dans le CVLH pourraient également être apparentés au Stock du lac Line (voir section 2.3.1.3.2).

Pilote (1986) a initialement reconnu trois phases dans cette intrusion. Les observations de la présente étude abondent dans le même sens et ont permis d'établir une carte générale de la distribution spatiale de ces phases et de leur texture (figure 2.14). La phase principale est une tonalite dont la texture varie d'équigranulaire à porphyrique (figure 2.15). Elle est formée de 40 à 75% de phénocristaux idiomorphes de plagioclase millimétriques baignant au travers de plages hypidiomorphes à allotriomorphes de quartz avec localement jusqu'à 10% de biotite et d'amphibole (figure 2.15a). Le plagioclase est variablement séricité alors que l'amphibole est transformée en un assemblage de carbonates, de chlorite et d'actinote. L'abondance des minéraux métalliques, essentiellement de la pyrite, y varie de traces à 5%. La tonalite équigranulaire forme l'essentiel de la portion ouest du Stock du lac Line, jusqu'au lac de la Belle Baie. À partir de cet endroit, la texture évolue progressivement vers l'est pour donner place à la tonalite porphyrique, dans laquelle la granulométrie de la matrice interstitielle aux phénocristaux de plagioclase diminue (figure 2.15b et c). Cette évolution texturale n'est pas sans rappeler un phénomène similaire observé dans la fosse de la mine Merrill du camp minier de Chibougamau (Pilote et al., 1998). À cet endroit, un stock tonalitique appelé « phase Merrill » change graduellement de texture, passant d'équigranulaire à porphyrique à mesure qu'il s'amincit et qu'il se subdivise en dykes. Cette transition est interprétée comme due à un refroidissement plus rapide des corps intrusifs minces (Pilote et al., 1998), ce qui est une explication également plausible dans le cas du Stock du lac Line, qui s'amincit progressivement vers l'est. Une apophyse tonalitique à texture porphyrique se prolonge à l'ouest du lac Line (figure 2.14). Par ailleurs, de nombreuses enclaves pyroxénitiques

centimétriques à métriques apparaissent un peu partout dans la tonalite porphyrique du Stock du lac Line. Elles ont généralement une forme anguleuse et leur abondance croissante à l'approche du contact sud du stock permet d'affirmer que ces enclaves proviennent probablement du filon-couche de Roberge.

La seconde phase du stock correspond à une syénite porphyrique à phénocristaux aciculaires centimétriques d'amphibole. C'est une phase mineure qui n'a été observée par Pilote (1986) qu'en quelques endroits. La meilleure exposition était à l'intérieur d'une rampe d'exploration située dans la portion ouest du stock mais cet accès est maintenant bloqué. À cet endroit, la syénite prend la forme d'un dyke de 6 à 7 mètres de large recoupant une roche d'aspect pyroxénitique appartenant possiblement au filon-couche de Bourbeau. Deux affleurements tout juste à l'ouest du secteur lac Line exposent cette même syénite également encaissée dans la base du Bourbeau (Pilote, 1987). Les autres occurrences de la phase syénitique correspondent à de rares amas décimétriques à métriques de forme irrégulière contenus dans la tonalite.

La troisième phase est également mineure et s'observe en bordure des dykes tonalistiques allongés au sud de la faille longitudinale formant la limite sud du Stock du lac Line. Il s'agit de diorite et localement de gabbro qui évoluent graduellement sur quelques mètres vers une tonalite massive équigranulaire. Cette phase est localement foliée et la foliation est alors parallèle à ses contacts.

2.3.1.3.2 Dykes

Quelques dykes de composition intermédiaire ont pu être identifiés au cours de la présente étude. La plupart ont été observés en affleurement à la périphérie du Stock du lac Line (figure 2.16). Ils occupent alors les deux systèmes principaux de fractures du secteur, orientés N-S et NO-SE. D'autres ont été recoupés en forage, principalement dans le CVLH, mais leur expression en surface et leur attitude n'ont pu être documentées.

En surface, la puissance des dykes n'excède jamais deux mètres. En forage, leur épaisseur apparente peut atteindre quelques dizaines de mètres. Leur apparence rappelle la phase tonalitique équigranulaire à porphyrique du Stock du lac Line. Leur texture est le plus souvent porphyrique, formée essentiellement de phénocristaux de plagioclase moyennement à fortement sérichtisés (de 30 à 55% de la roche), mais en abondance généralement moindre que dans la phase tonalitique du Stock du lac Line (figure 2.17a). On y retrouve aussi plus de phénocristaux de quartz, ces derniers pouvant former jusqu'à 15% des dykes. Les phénocristaux baignent dans une matrice finement grenue de quartz contenant jusqu'à 10% de minéraux mafiques (chlorite, hornblende et biotite) et 1-2% de minéraux opaques. Une bordure de trempe d'épaisseur centimétrique est localement présente le long des dykes (figure 2.17b), principalement lorsqu'ils sont encaissés dans les roches volcaniques intermédiaires à felsiques, ces dernières étant plus sensibles à la chaleur que les roches intrusives mafiques à ultramafiques du Complexe de Cummings. Certaines bordures montrent également des évidences de bréchification de la roche encaissante. Enfin, des fragments mafiques à ultramafiques arrondis et des fragments anguleux à

subarrondis de tourmalinite ont localement été observés, baignant dans les dykes (figure 2.17c).

2.3.2 GÉOCHIMIE

La composition géochimique de trois groupes de roches intrusives du secteur lac Line a été analysée par le biais de 50 analyses de roche totale réparties comme suit :

1. 18 analyses du filon-couche mafique à ultramafique de Ventures (proviennent du forage 4581-05-03, Folco et Côté-Mantha, 2006; localisation à la figure 2.1);
2. 26 analyses des différentes phases du Stock du lac Line (proviennent du forage 1230-02-32, Pouliot, 2003a, et de quelques affleurements et tranchées du secteur lac Line; localisation aux figures 2.1 et 2.14) et;
3. 6 analyses de dykes (1 dyke mafique et 5 dykes intermédiaires; localisation à la figure 2.16).

De plus, 18 analyses provenant de huit intrusions situées dans le synclinal de Chibougamau, spatialement associées à de la minéralisation polymétallique et de texture et composition comparables au Stock du lac Line ont été échantillonnées pour comparaisons à l'échelle régionale. Une attention particulière a été portée afin de prélever les échantillons les plus frais possibles. La localisation de ces échantillons est présentée à la figure 2.18 et au tableau 2.2, ce dernier comprenant également une brève description de chaque roche échantillonnée. Une description plus détaillée des échantillons sélectionnés ainsi que des photographies montrant leur texture sont présentées à l'annexe 3. Dans tout les cas, il s'agit de porphyre à quartz et feldspaths (PQF) ou de roche felsique à intermédiaire à texture

équigranulaire finement à moyennement grenue qui rappelle la phase tonalitique équigranulaire à porphyrique du Stock du lac Line.

Les résultats détaillés des 68 analyses sont présentés à l'annexe 2, alors que le tableau 2.3 présente quelques analyses représentatives. Pour les échantillons du Ventures et du Stock du lac Line, les analyses dont la perte au feu était supérieure à 2,5% n'ont pas été considérées dans la présente section. Toutefois, étant donné leur nombre plus restreint, les analyses des dykes et des autres intrusions situées à proximité du secteur lac Line ont toutes été conservées.

Les roches intrusives mafiques à ultramafiques du Ventures et le dyke mafique analysés ont une affinité tholéïtique à transitionnelle alors que les roches intrusives felsiques sont toutes de caractère calco-alcalin (figure 2.19a). L'environnement tectonique suggéré par presque toutes les intrusions felsiques analysées est un arc volcanique (figure 2.19b et c; Pearce et al., 1984), ce qui concorde avec la signature des laves et roches volcanoclastiques du secteur (section 2.2.2).

Sur tous les diagrammes de la figure 2.19, la disposition des échantillons provenant du Stock du lac Line (champ en grisé sur la figure) et des dykes avoisinants se superpose bien au champ généré par la distribution des autres intrusions similaires situées à proximité du secteur lac Line. On peut qualitativement apprécier que certains échantillons, provenant notamment du stock du gîte MOP-II (échantillon 91315), du Stock de Grandroy (échantillons 91301 et 91302) ainsi que des PQF de la mine Bruneau (échantillon 91305) et de l'indice Monexco (échantillon 376897), ont une composition chimique constamment semblable à la composition du Stock du lac Line sur tous les diagrammes.

2.3.3 GÉOCHRONOLOGIE U-PB

Les intrusions felsiques (dykes, stocks, etc.) sont des atouts particulièrement importants à plusieurs égards dans la détermination de l'origine d'un système minéralisé. En plus d'avoir pu servir de sources de fluides minéralisateurs, ces intrusions fournissent des relations chronologiques critiques. D'abord, elles sont généralement faciles à dater car elles contiennent des zircons en quantité et qualité convenables pour la datation isotopique U-Pb. Ensuite, elles empruntent souvent les mêmes conduits que les fluides hydrothermaux pour se mettre en place, ce qui rend possible la datation indirecte à la fois de ces conduits et de la minéralisation, lorsqu'il y a recouplement avec les intrusions. Aussi, ces intrusions fournissent des relations de chronologie relatives avec la déformation, permettant ainsi d'interpréter l'origine pré-tectonique, syntectonique ou post-tectonique d'une intrusion (Davis et Reynolds, 1996).

Pour ces raisons, la datation isotopique U-Pb sur zircons effectuée dans le cadre de la présente étude avait pour but premier de déterminer l'âge absolu du Stock du lac Line. L'échantillon daté provient de la phase tonalitique à texture porphyrique dans la portion est du stock (figure 2.20a) et a été traité en suivant la méthodologie décrite à la section 1.3.6.

2.3.3.1 *Résultats et interprétations*

L'échantillon a donné de nombreux zircons de haute qualité, de forme prismatique montrant des faces cristallines bien développées (figure 2.20b). Cinq cristaux ont été analysés. Leurs principales caractéristiques et les résultats de leurs analyses

isotopiques sont présentés au tableau 2.4. On y constate que l'incertitude sur les mesures isotopiques est de moins de 0,5% pour les rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et de l'ordre de 0,1% pour le rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ à un niveau de confiance de 95%.

Les données sont également représentées sous la forme d'un diagramme Concordia (figure 2.20c), sur lequel apparaissent des ellipses tenant compte de l'incertitude (2σ) reliée à l'analyse de chacun des zircons. Quatre des cinq analyses forment un alignement très cohérent sous la courbe Concordia. La cinquième analyse (zircon 4) repose sous cet alignement et est interprétée comme reflétant la combinaison d'une perte de Pb et d'un héritage mineur dû à la présence possible d'un noyau submicroscopique de zircon plus âgé (>2708 Ma; Hamilton, 2007). Une régression linéaire excluant cette cinquième analyse et réalisée à l'aide du logiciel Isoplot de Ludwig (2003) a permis d'établir l'équation de la droite Discordia et ainsi de déterminer l'âge moyen de l'échantillon, correspondant à l'intersection supérieure de la droite Discordia avec la courbe Concordia. L'âge ainsi obtenu est de $2707,6 \pm 1,4$ Ma et est interprété comme l'âge de cristallisation du Stock du lac Line. Ceci est légèrement plus jeune que l'âge minimum de 2712 Ma estimé pour le Pluton de Chibougamau (Joanisse, 1998), mais plus vieux que l'âge maximum de 2701 Ma reconnu pour les plutons syntectoniques régionaux (Mortensen, 1993a). Quelques dykes synvolcaniques de la région ont donné des âges radiométriques similaires ($2711,7 +9,4/-7,0$ Ma par 1993a; 2711 ± 6 Ma and 2713 ± 7 Ma par Joanisse, 1998) et même plus jeunes (2704 ± 2 Ma par Joanisse, 1998). Tout ceci suggère un âge pré-déformation régionale et synvolcanique tardif pour le Stock du lac Line.

2.4 ROCHES SÉDIMENTAIRES

2.4.1 DESCRIPTION PHYSIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE

2.4.1.1 Conglomérats, arkoses et grès de la Formation de Chibougamau

Les roches volcaniques et intrusives archéennes décrites précédemment sont recouvertes en discordance angulaire par des lambeaux de roches sédimentaires protérozoïques. Trois lambeaux irréguliers sont présents sur les reliefs topographiques élevés du secteur lac Line, précisément sur le mont Bourbeau ainsi qu'au S-E et au S-O du lac Line. Ces roches correspondent à des conglomérats, des arkoses et des grès possiblement d'origine glaciaire (Long, 1974). L'unité principale est un conglomérat polygénique composé de fragments subanguleux à arrondis de roches granitoïdes et de roches volcaniques représentant toutes les lithologies archéennes reconnues dans la région. Cette unité, d'une épaisseur pouvant atteindre une dizaine de mètres, forme généralement la base de la séquence protérozoïque et repose directement sur les roches archéennes. Elle est ensuite surmontée d'une alternance de bandes de conglomérats, d'arkoses, de grès et localement d'argilites d'épaisseurs variées. Selon Pilote (1986), l'épaisseur totale du couvert protérozoïque atteindrait jusqu'à 50 mètres sur le mont Bourbeau, et des lambeaux d'épaisseurs beaucoup plus importantes pourraient s'être formés le long de paléo-dépressions topographiques limitées par de grandes failles, notamment au sud du lac Line.

2.5 MÉTAMORPHISME

L'intensité du métamorphisme régional du secteur lac Line est au faciès des schistes verts inférieurs. La composition minéralogique des roches a subi de légères modifications, comme le remplacement :

1. de l'olivine par la magnétite et la serpentine;
2. du pyroxène par la chlorite, l'actinote, l'hornblende et la magnétite;
3. du plagioclase calcique par l'albite et l'épidote;
4. des minéraux titanifères par le leucoxène;
5. du verre volcanique mafique par la chlorite, le leucoxène et l'albite;
6. du verre volcanique intermédiaire à felsique par l'albite, le quartz et la séricite et;
7. de la biotite par le stilpnomélane.

Pour leur part, les textures primaires et la composition chimique initiale n'ont été modifiées que très peu, ce qui a comme avantage de ne pas avoir obscurci les relations chimiques et texturales du système volcanique. Toutefois, la faible intensité du métamorphisme, dont les conditions de température ont été comparables à celles régnant lors de l'activité hydrothermale, a comme inconvénient d'avoir favorisé la création d'une paragenèse métamorphique similaire à la paragenèse hydrothermale caractéristique de nombreux indices du secteur. La distinction entre ces deux paragenèses est ainsi plus ardue, mais faisable sur la base de certaines observations (voir chapitre 5).

Par ailleurs, l'intrusion du Stock du lac Line s'exprime localement par un métamorphisme de contact d'intensité faible formant dans l'encaissant une zone tampon de moins de 100 mètres en bordure du stock. Ce métamorphisme n'est apparent à l'œil nu qu'à

quelques endroits au S-O du lac Line, dans les roches volcanoclastiques litées de la Formation de Blondeau, alors qu'il leur confère un aspect de cornéenne. Ailleurs, il ne s'exprime que subtilement par de rares textures de recristallisation observables au microscope et développées à la fois dans les roches de la Formation de Blondeau et du Complexe de Cummings, à condition qu'elles soient très proches en bordure du stock. Aucune observation réalisée dans le cadre du présent travail n'a permis de mettre en relation claire le métamorphisme de contact avec le métamorphisme régional.

2.6 SYNTHÈSE ET DISCUSSION PRÉLIMINAIRE

2.6.1 INTERPRÉTATION DU CONTEXTE GÉOLOGIQUE LOCAL

Les observations décrites dans le présent chapitre indiquent que le système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line s'est développé dans la Formation de Blondeau, plus précisément au sein une séquence volcano-sédimentaire recoupée d'intrusions syn- à tardi-volcaniques prenant la forme de filons-couches, de dykes et d'un stock. Cette séquence volcano-sédimentaire est construite autour d'un centre volcanique majeur (CVLH) et de deux autres secteurs où dominent des laves sur de plus petites superficies (secteur McKenzie et secteur du lac Devilliers). Ces entités se distinguent du reste de la Formation de Blondeau par :

1. la dominance des coulées de laves par rapport aux roches volcanoclastiques et;
2. la présence d'éléments indiquant la proximité d'un édifice volcanique (Dimroth et al., 1978; McPhie et al., 1993; Gibson et al., 1999), tels que des coulées de laves massives ou à coussins mal

formées, des coulées pyroclastiques, des coulées de débris et des filons-couches comagmatiques en abondance et d'épaisseur considérable.

La présence de laves coussinées, d'hyaloclastites, de textures pépéritiques et de faciès turbiditiques suggère un environnement sous-marin. Les travaux de Archer (1983), Dimroth et al. (1985) et Lefebvre (1991) sur des roches similaires de la Formation de Blondeau permettent même de suggérer une faible profondeur d'eau, possiblement inférieure à 500 mètres.

Les résultats d'analyse géochimique obtenus lors de cette étude ne permettent pas une interprétation pétrogénétique poussée des séquences ignées du secteur lac Line, ce qui aurait plutôt nécessité un échantillonnage systématique de toutes les unités du secteur ainsi que plusieurs analyses d'éléments de terres rares. Néanmoins, les rapports Zr/Y obtenus suggèrent que les roches felsiques à intermédiaires en présence, qu'elles soient de nature intrusive ou extrusive, ont toutes une affinité calco-alcaline et pourraient faire partie de la même suite magmatique. Aussi, leur signature en éléments traces est compatible avec un environnement d'arc volcanique, ce qui est cohérent avec l'environnement géodynamique suggéré pour la région (Daigneault, 1998). Pour leur part, le dyke mafique analysé et certains filons-couches ont une affinité transitionnelle à tholéïitique, ce qui suggère un magma parent différent. À l'instar des résultats de Poitras (1984), les analyses du filon-couche de Ventures indiquent son caractère tholéïitique et suggèrent l'implication d'un troisième magma parent. Sans pouvoir entrer davantage dans les détails, tout ceci souligne

le caractère polyphasé des événements synvolcaniques ayant survenu dans le secteur lac Line, où le magmatisme d'arc et celui de rift ont pu coexister.

2.6.2 DISCUSSION EN LIEN AU STOCK DU LAC LINE

Les caractéristiques minéralogiques, texturales et géochimiques du Stock du lac Line permettent de l'associer à plusieurs éléments géologiques à l'échelle locale et régionale (tableau 2.5). D'abord, les éléments suivants convergent en faveur d'une association génétique entre les dykes intermédiaires du secteur lac Line et le stock lui-même :

1. en général, ces dykes se concentrent à la périphérie immédiate du stock alors qu'ils deviennent plus rares ou tout simplement absents en s'en éloignant;
2. lorsque documentée, l'attitude des dykes est compatible avec une mise en place radiale par rapport au stock;
3. on observe le même genre de fragments mafiques à ultramafiques dans les dykes et dans le stock et;
4. la minéralogie, la texture et la signature géochimique des dykes sont similaires à celles de la phase tonalitique du stock.

Ainsi, l'hypothèse la plus plausible pour expliquer l'origine des dykes intermédiaires est qu'ils ont été formés lors de la mise en place de la phase tonalitique du Stock du lac Line. Certains pourraient également être contemporains à la phase dioritique à gabbroïque observée par Pilote (1986) le long des dykes tonalitiques allongés situés au sud de la faille longitudinale formant la limite sud du Stock du lac Line. Toutefois, la possibilité que ces dykes puissent être plus jeunes que le stock ne peut pas être définitivement exclue,

surtout en sachant que l'activité platonique intermédiaire à felsique s'est manifestée après la mise en place du Stock du lac Line ailleurs en région (revoir section 2.3.3.1 et discussion ci-bas). L'hypothèse du lien génétique entre les dykes et le stock, bien qu'elle soit celle retenue pour la suite, devrait éventuellement être testée de manière plus rigoureuse par des datations et/ou des études pétrogénétiques plus poussées.

Le Stock du lac Line présente aussi des similarités avec d'autres intrusions intermédiaires à felsiques situées à proximité du secteur lac Line, suggérant que ce stock n'est pas un phénomène isolé mais fait plutôt partie d'une succession d'intrusions mises en place à l'échelle régionale. Ces similarités sont d'abord d'ordre minéralogique et texturale. En effet, on reconnaît dans la région plusieurs dykes et stocks de composition dioritique à tonalitique présentant des textures équigranulaire à porphyrique pratiquement identiques à celles observées dans le Stock du lac Line (revoir annexe 3 et voir par exemple Maillet, 1978). Aussi, l'analyse géochimique de certaines de ces intrusions dans le cadre de la présente étude leur confère une signature géochimique et une affinité magmatique calco-alcaline en tous points comparables à celles du Stock du lac Line. L'association spatiale avec de la minéralisation polymétallique sous forme filonienne et/ou disséminée est également un élément commun à pratiquement toutes ces intrusions.

Une hypothèse plausible pour expliquer l'existence et le lien génétique apparent entre ces diverses intrusions a été énoncée par divers auteurs (Blecha, 1966; Maillet, 1978; Pilote et al., 1998). Basée sur des similitudes texturales, minéralogiques et chimiques, cette hypothèse stipule que les dykes et stocks retrouvés dans le camp minier du lac Doré pourraient être génétiquement liés à l'une ou l'autre des différentes phases du Pluton de

Chibougamau. Les données présentées dans ce chapitre permettent de suggérer que le Stock du lac Line, et possiblement d'autres intrusions granitoïdes régionales, pourraient également avoir une origine liée à celle des phases tonalitiques tardives du pluton et/ou à leurs équivalents évolués. Cette suggestion trouve de nombreux appuis qualitatifs au niveau des similitudes minéralogiques et texturales (tableau 2.5), mais trouve aussi des appuis quantitatifs au niveau de similitudes géochimiques. En effet, en utilisant les données inédites de Racicot et Pilote et al. (2006a), il est possible d'apprécier la bonne correspondance générale entre la signature du Stock du lac Line et celle des phases tardives (tonalitique, tonalitique à quartz et leucotonalitique; Racicot et al., 1984) du Pluton de Chibougamau (figure 2.21). À nouveau, bien que les données présentées au cours de la présente étude l'appuient fortement, l'hypothèse du lien pétrogénétique entre ces diverses intrusions reste hautement spéculative et nécessite une validation plus rigoureuse dans le futur.

Ainsi, l'activité magmatique ayant généré le Pluton de Chibougamau pourrait avoir été à l'origine de nombreuses autres intrusions situées à l'extérieur des limites reconnues du pluton. Pour être en accord avec les nouveaux arguments géochronologiques, il faut toutefois reconsiderer la durée de cette activité magmatique. Jusqu'à présent, on croyait que l'histoire magmatique pré-tectonique de la région de Chibougamau s'arrêtait autour de 2712 Ma avec la mise en place des dernières phases du Pluton de Chibougamau dans le camp minier du lac Doré (revoir figure 1.5; Daigneault, 1998; Pilote et Guha, 1998b). Or, l'âge du Stock du lac Line ($2707,6 \pm 1,4$ Ma), couplé à l'âge d'un dyke interminéral à la mine Copper Rand (2704 ± 2 Ma; Joansse, 1998) et à celui d'une

intrusion reliée à la phase leucotonalitique du Pluton de Chibougamau ($2701,7 \pm 1,0$ Ma; Patrice Roy, communication personnelle, 2008), suggère que l'activité magmatique tonalitique s'est poursuivie, à tout le moins de façon sporadique, jusqu'à environ 2702 Ma. Dans ce contexte, le Stock du lac Line pourrait être interprété comme une des intrusions périphériques, ou peut-être même comme une des apophyses reliées à un centre intrusif majeur et polyphasé (le Pluton de Chibougamau) construit par l'injection répétée de magma sur certainement plus de 10 Ma.

En somme, ces interprétations préliminaires indiquent que le modèle de formation du système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line doit impérativement tenir compte :

1. de la mise en place synvolcanique tardive du Stock du lac Line et;
2. du fait que cette intrusion pourrait être génétiquement liée à d'autres intrusions situées à proximité, définissant ainsi une suite d'événements magmatiques similaires découlant de l'évolution volcano-plutonique de l'arc.

TABLEAUX DU CHAPITRE 2

Tableau 2.1 : Composition chimique d'échantillons représentatifs de certaines roches volcaniques de la Formation de Blondeau

Échantillon	Laves intermédiaires à mafiques		Filons-couches intermédiaires à mafiques		Tufs intermédiaires à felsiques	
	L-OCM-03-002	L-OCM-03-017	L-OCM-03-033	L-OCM-03-035	L-OCM-05-005	L-OCM-05-016
No. de forage	1230-02-29	1230-02-29	1230-02-30	1230-02-30	1287-04-04	1287-04-04
de (m)	517	989	503	533	90	150
à (m)	518	990	504	534	90,4	150,4
SiO₂ (%)	53,93	56,57	39,28	59,45	64,52	65,10
Al₂O₃ (%)	17,40	16,80	10,64	14,36	15,63	15,88
Fe₂O₃(₀) (%)	7,54	4,83	33,62	5,93	5,42	6,26
MgO (%)	2,24	1,37	2,98	3,59	1,95	1,73
CaO (%)	6,79	7,66	5,37	4,68	1,62	1,31
Na₂O (%)	5,88	6,06	4,01	5,35	5,40	5,59
K₂O (%)	0,93	0,31	0,27	1,33	1,19	0,84
TiO₂ (%)	0,79	0,73	1,39	0,75	0,56	0,48
P₂O₅ (%)	0,25	0,21	0,13	0,15	0,15	0,14
MnO (%)	0,10	0,05	0,12	0,06	0,06	0,07
Cr₂O₃ (%)	0,04	0,04	0,01	0,03	0,01	0,02
LOI (%)	1,60	1,40	2,20	1,60	2,13	1,90
Somme (%)	97,58	96,10	100,10	97,37	98,70	99,37
Zr (ppm)	120	119	84	175	140	129
Y (ppm)	11	12	17	18	7	7
Rb (ppm)	25	10	11	46	23	17
Nb (ppm)	6	5	4	7	5	5
Au (ppb)	n.d.	43	539	n.d.	n.d.	n.d.
Ag (ppm)	n.d.	0,1	12,8	n.d.	n.d.	n.d.
Cu (ppm)	n.d.	86	8824	n.d.	20	47
Zn (ppm)	n.d.	35	96	n.d.	45	49

n.d. = non-détecté

Tableau 2.2 : Localisation et description des échantillons provenant d'intrusions similaires au Stock du lac Line et situées à proximité du secteur lac Line

Intrusion échantillonnée	Détail de localisation	Échantillon	Estant ^t	Nordant ^t	Lithologie	Structure	Texture	Minéralogie	Altération	Minéralisation
PQF de la mine Gwillim	Affleurement près de l'entrée remblayée de la rampe	376898	236462	5536290	Diorite	Massive	Porphyrique	5% phéno. QZ < 4 mm 20% phéno. PL < 5 mm	EP+	tr.-1% PY diss.
Stock du gîte MOP-II	Amas de mineraux et de stérile près de l'entrée remblayée de la rampe	91312	239431	5535991	Tonalite	Schisteuse	Porphyrique	5% phéno. QZ 1-2 mm	SI ++	5-7% PY diss.
		91313	239431	5535991	Tonalite	Massive	Porphyrique	5% phéno. QZ < 6 mm 25% phéno. FP < 2 mm	SR+ CL+ en fractures	1% PY diss.
		91314	239431	5535991	Tonalite	Massive	Porphyrique	5% phéno. QZ < 6 mm 25% phéno. FP < 2 mm	SI ++ SR+ CL++ en fractures	1% PY diss.
Forage 1206-00-02 de SOQUEM	91315	238691	5536019	Tonalite	Massive	Équigranulaire GM (1-4 mm)	1-3% mx. mafiques	CL++	tr. PY diss.	
Forage 1206-00-03 de SOQUEM	91316	237516	5535691	Tonalite	Massive	Équigranulaire GM (1-4 mm)	1-3% mx. mafiques	CL++	2-3% PY diss.	
Intrusion du lac Dufault	Forage 1311-02-02 de SOQUEM	91317	243589	5538190	Tonalite	Massive	Équigranulaire GF-GM (1 mm)	tr. mx. mafiques	CL++ SR+	tr. SF diss.
	Forage 1311-02-04 de SOQUEM	91318	241290	5536975	Tonalite	Massive	Porphyrique	50% phéno. PL < 3 mm 5% phéno. QZ < 2 mm tr. mx. mafiques	CL+ à ++	1% PY diss.

(suite à la page suivante)

Tableau 2.2 : Localisation et description des échantillons provenant d'intrusions similaires au Stock du lac Line et situées à proximité du secteur lac Line (suite)

Intrusion échantillonnée	Détail de localisation	Échantillon	Estant ¹	Nordant ¹	Lithologie	Structure	Texture	Minéralogie	Altération	Minéralisation
PQF du secteur de la mine Bruneau	Tranchées TR-1303-03-20 de SOQUEM	91303	251380	5534100	Tonalite	Massive	Porphyrique	2-3% phéno. QZ 1-3 mm 15-20% phéno. PL 1-5 mm tr.-1% mx. mafiques	tr. PY diss.	
	Tranchée TR-1303-03-16 de SOQUEM	91304	250575	5533835	Tonalite	Massive	Porphyrique	10% phéno. QZ 2-5 mm 35% phéno. PL 1-5 mm tr.-1% mx. mafiques	SR+	tr. PY diss.
	Tranchée TR-1303-03-09 de SOQUEM	91305	250350	5533650	Diorite	Massive	Porphyrique	1-2% phéno. QZ 2-6 mm 20-30% phéno. PL 1-6 mm tr. mx. mafiques		1% PY+PO diss.
Stock de Grandroy	Amas de stérile près des anciennes installations	91301	254606	5532970	Tonalite	Massive	Équigranulaire GM (1-3 mm)	2-3% mx. mafiques	SR+ à ++	tr. CP+PY diss.
	Forage 1114-99-03 de SOQUEM	91302	253977	5532718	Tonalite	Massive	Équigranulaire GM (2-5 mm)	3-4% mx. mafiques	SR+ à ++	
PQF de la route 167		376893	260046	5542540	Tonalite	Massive	Porphyrique	5% phéno. QZ < 5 mm 40% phéno. PL < 2 mm	SR+	tr.-1% PY diss.
PQF de l'indice Monexco	Tranchée #1 (PQF seconde génération)	376895	269537	5539977	Tonalite	Massive	Porphyrique	2% phéno. QZ < 1 mm 10-20% phéno. PL < 5 mm 5% paillettes BO < 2 mm	SR+	
	(PQF première génération)	376896	269537	5539977	Tonalite	Schisteuse	Porphyrique	10-15% phéno. QZ < 5 mm	SR+	
	Tranchée #2 (PQF première génération)	376897	269548	5540213	Tonalite	Schisteuse	Porphyrique	10-15% phéno. QZ < 5 mm	SR+ AK+	2% PY diss.

(suite et fin à la page suivante)

Tableau 2.2 : Localisation et description des échantillons provenant d'intrusions similaires au Stock du lac Line et situées à proximité du secteur lac Line (suite et fin)

Intrusion échantillonnée	Détail de localisation	Échantillon	Estant ¹	Nordant ¹	Lithologie	Structure	Texture	Minéralogie	Altération	Minéralisation
PQF des décapages Cheval d'Or	Décapage Cheval d'Or	376894	272298	5542027	Tonalite	Schisteuse	Porphyrique	10% phéno. QZ <1 mm 30% phéno. PL <3 mm	SI++ à +++ SR+	tr. SF

¹Les coordonnées sont données dans la projection Québec MTM NAD 83 zone 8.

L'annexe 3 donne davantage d'information concernant les intrusions échantillonées et les échantillons eux-mêmes

AK = ankérite, BO = biotite, CL = chlorite, diss. = disséminée, PL = feldspaths, GF = grain fin, GM = grain moyen, HB = hornblende, HM = hématite, mx. = minéraux, phéno. = phénocristaux, PY = pyrite, QZ = quartz, SI = silice, SR = séricite, tr. = traces

Tableau 2.3 : Composition chimique d'échantillons représentatifs de certaines roches intrusives du secteur lac Line

Échantillon	Gabbro et pyroxénite du filon-couche de Ventures		Phase tonalitique du Stock du lac Line		Dyke mafique	Dyke intermédiaire
	L-OCM-05-031	L-OCM-05-039	L-OCM-03-043	L-OCM-03-055	sud-OCM-05-027	L-OCM-05-034
No. de forage	4581-05-03	4581-05-03	1230-02-32	1230-02-32		4581-05-03
de (m)	149,2	214,3	40	125		165
à (m)	149,6	214,7	41	126		165,4
SiO₂ (%)	47,43	50,89	63,07	64,01	51,04	61,91
Al₂O₃ (%)	8,32	3,58	15,89	15,89	12,75	16,31
Fe₂O_{3(t)} (%)	13,88	10,64	3,17	2,91	10,33	5,15
MgO (%)	10,99	14,96	1,64	1,42	8,91	4,18
CaO (%)	13,31	14,69	2,67	3,36	7,03	1,21
Na₂O (%)	0,87	0,68	6,62	5,05	3,97	5,90
K₂O (%)	0,36	0,51	2,29	1,90	0,37	0,86
TiO₂ (%)	1,34	0,65	0,29	0,29	0,65	0,55
P₂O₅ (%)	0,04	0,03	0,16	0,15	0,19	0,16
MnO (%)	0,22	0,22	0,02	0,02	0,15	0,04
Cr₂O₃ (%)	0,07	0,07	0,02	0,02	0,14	0,01
LOI (%)	1,70	1,42	2,30	2,20	3,27	2,49
Somme (%)	98,58	98,37	98,28	97,41	98,84	98,81
Zr (ppm)	50	30	112	115	71	119
Y (ppm)	16	11	8	5	15	9
Rb (ppm)	7	10	55	52	8	22
Nb (ppm)	3	n.d.	3	2	3	5
Au (ppb)	n.d.	12	69	119	n.d.	n.d.
Ag (ppm)	n.d.	0,2	0,2	1,3	n.d.	n.d.
Cu (ppm)	50	398	373	405	215	16
Zn (ppm)	26	16	22	11	54	50

Tableau 2.4 : Caractéristiques et composition isotopique des zircons analysés pour la datation du Stock du lac Line

Identifiant d'analyse	Description	Poids	U	Th/U	Pb _{tot}	Pb _{com}	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	¹⁰⁸ Pb/ ²³⁸ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	% Disc	Rho		
		(μg)	(ppm)	(pg)	(pg)	mesuré																	
Échantillon D-OCM-05-001																							
Tonalite porphyrique																							
1	1 zr ab, clr, brp, plat, pr	2,7	144	0,885	243,5	0,9	13460	0,510361	0,001185	13,01386	0,03448	0,184938	0,000168	2658,2	5,1	2680,7	2,5	2697,7	1,5	1,8	0,941		
2	1 zr ab, clr, brp, plat, pr	2,7	141	0,892	243,4	0,9	13467	0,518881	0,001182	13,29297	0,03514	0,185803	0,000151	2694,4	5,0	2700,7	2,5	2705,4	1,3	0,5	0,957		
3	1 zr ab, clr, brp, trapu, pr	3,0	56	0,890	108,1	0,7	7756	0,519538	0,001088	13,31066	0,03332	0,185815	0,000167	2697,2	4,6	2701,9	2,4	2705,5	1,5	0,4	0,939		
4	1 zr ab, clr, brp, trapu, pr	2,5	74	0,875	116,4	0,4	14385	0,515591	0,000990	13,20718	0,03085	0,185782	0,000151	2680,5	4,2	2694,6	2,2	2705,2	1,3	1,1	0,945		
5	1 zr ab, clr, brtp, f. all., pr	3,6	41	0,877	94,6	0,9	5798	0,520783	0,001074	13,34962	0,03355	0,185909	0,000173	2702,5	4,6	2704,7	2,4	2706,3	1,5	0,1	0,936		

Tableau modifié de Hamilton (2007)

Zr ab = zircon ayant subit l'abrasion à l'air; clr = clair; brp = brun pale; brtp = brun très pâle; pr = prismatique/idiomorphe; f. all. = faiblement allongé
Pb_{tot} = Plomb total corrigé

Pb_{com} = Plomb commun avec composition isotopique du blanc: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,221$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,612$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39,360$; (2% d'erreur)

Th/U calculé à partir du ratio radiogénique $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et de l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en assumant qu'il s'agisse d'un âge concordant

% Disc = Pourcentage de discordance pour l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ donné

Rho = Coefficient d'erreur de corrélation

Constantes de désintégration de l'uranium d'après Jaffey et al. (1971)

Tableau 2.5 : Comparaison du Stock du lac Line avec d'autres intrusions de la région de Chibougamau

	Secteur lac Line			Pluton de Chibougamau			
	Phase tonalitique du Stock du lac Line	Dykes intermédiaires	Stock du gîte MOP-II	Stock de Grandroy	Phase tonalitique à biotite	Phase leucotonalitique	Dykes de tonalité
Composition	Tonalitique	Dioritique à tonalité	Tonalitique	Tonalitique	Tonalitique	Tonalitique	Tonalitique
Granulométrie	1-5 mm	0,5-2 mm	1-6 mm	1-5 mm	>2 mm	1-5 mm	0,5-1 mm
Texture	Équigranulaire à porphyrique	Porphyrique	Équigranulaire à porphyrique	Équigranulaire	Équigranulaire à porphyrique	Équigranulaire à porphyrique	Équigranulaire à porphyrique
Minéralogie	40-75% FP 20-55% QZ <5% BO/HB	30-50% FP 40-60% QZ <10% BO/HB/CL	40-75% FP 20-55% QZ <5% HB	45-75% FP 20-50% QZ <5% HB/CL/EP	FP QZ BO	FP QZ	60% FP 30% QZ 10% BO
Signature géochimique	60-65% SiO ₂ Zr/Y entre 10 et 30	55-60% SiO ₂ Zr/Y d'environ 10	60-66% SiO ₂ Zr/Y entre 18 et 40	60-65% SiO ₂ Zr/Y d'environ 20	55-62% SiO ₂ Zr/Y entre 8 et 10	62-68% SiO ₂ Zr/Y entre 10 et 20	69-72% SiO ₂
Âge	2707,6 ± 1,4 Ma	-	-	-	2714 +3/-2 Ma	2701,7 ± 1,0 Ma	-
Minéralisation associée?	Oui	Non	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui
Autres détails	<5% de phéno. de QZ	<10% de phéno. de QZ	<5% de phéno. de QZ	-	-	-	-
Références	cette étude	cette étude	cette étude; Folco et Pouliot, 2001; Schmitt, 2006; Lépine, 2009	cette étude; Pouliot, 1999c	Racicot et al., 1984; Joanisse, 1998; Pilote et al., 2006a	Racicot et al., 1984; Pilote et al., 2006a; Patrice Roy, communication personnelle, 2008	Maillet, 1978

BO = biotite, CL = chlorite, FP = feldspaths, HB = hornblende, phéno. = phénocristaux, QZ = quartz

FIGURES DU CHAPITRE 2

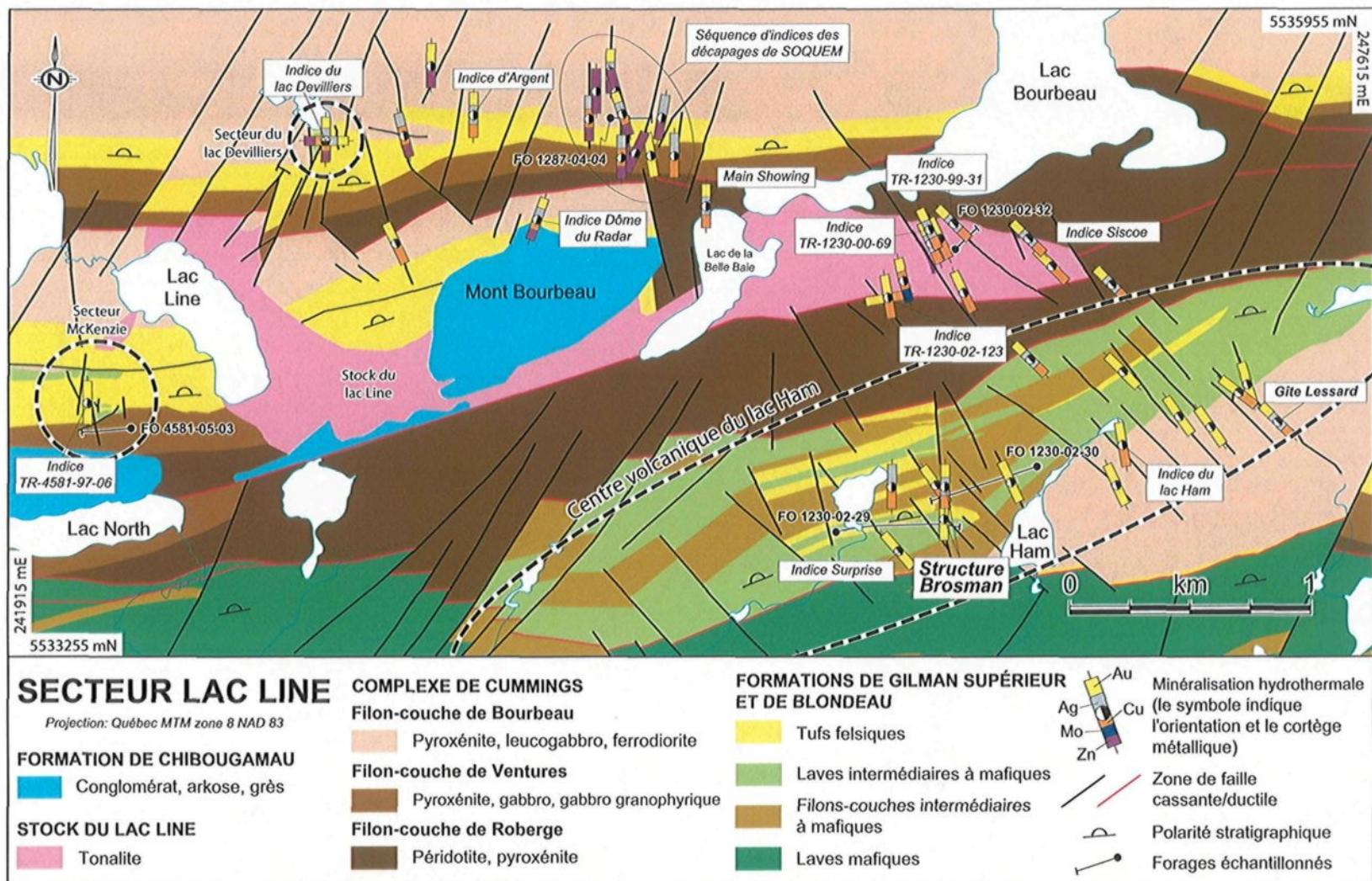


Figure 2.1 : Géologie du secteur lac Line

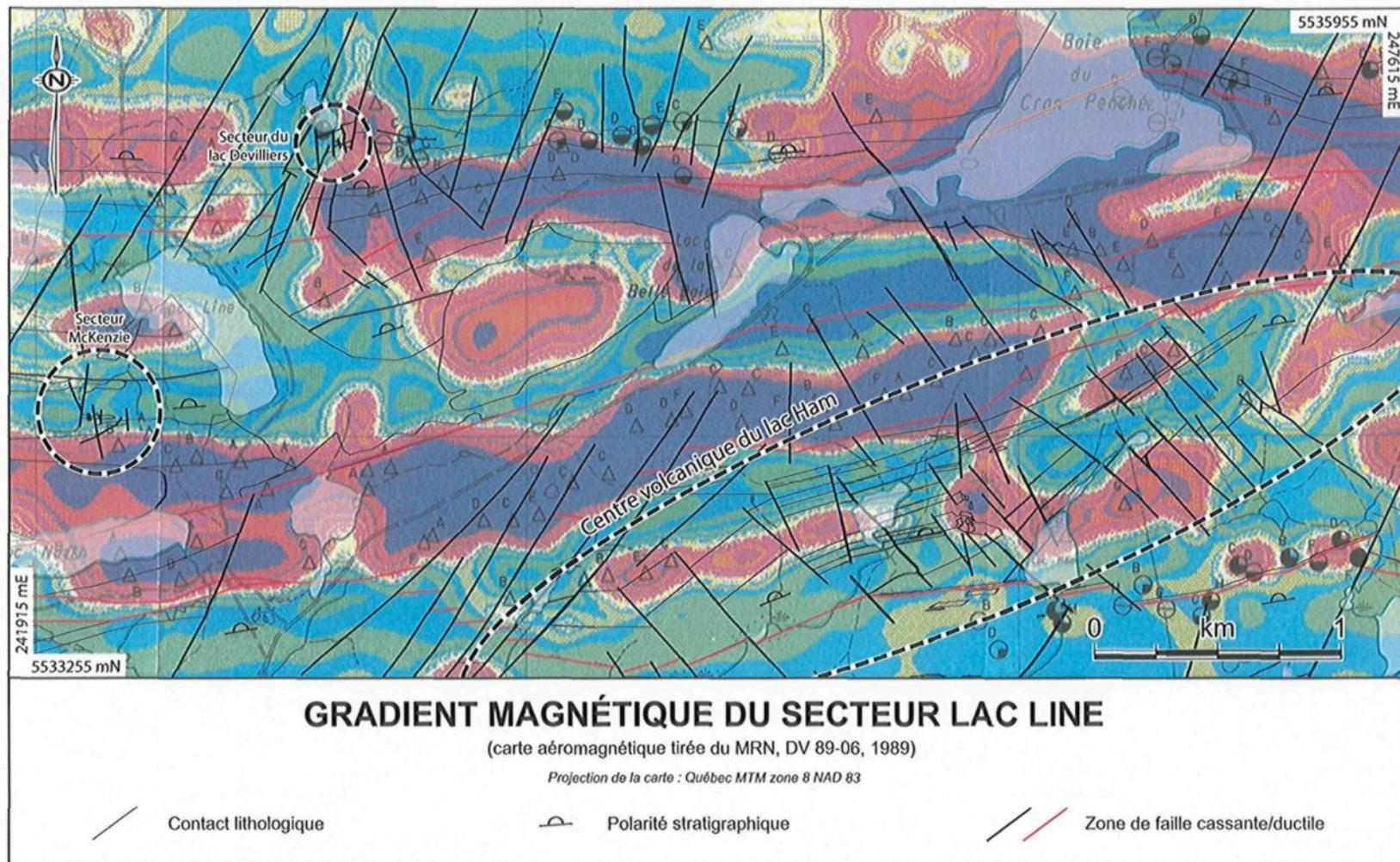


Figure 2.2 : Gradient magnétique du secteur lac Line

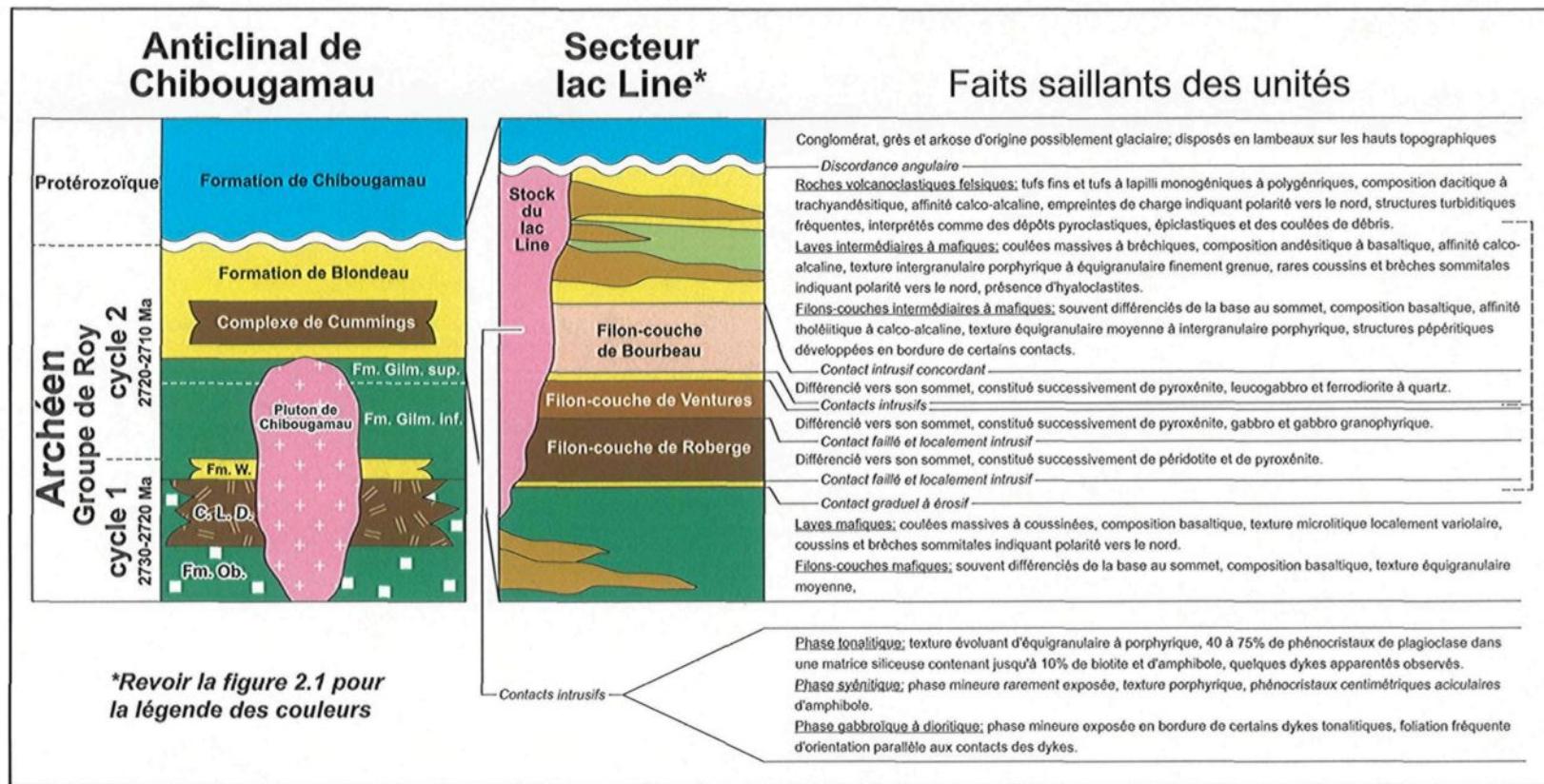
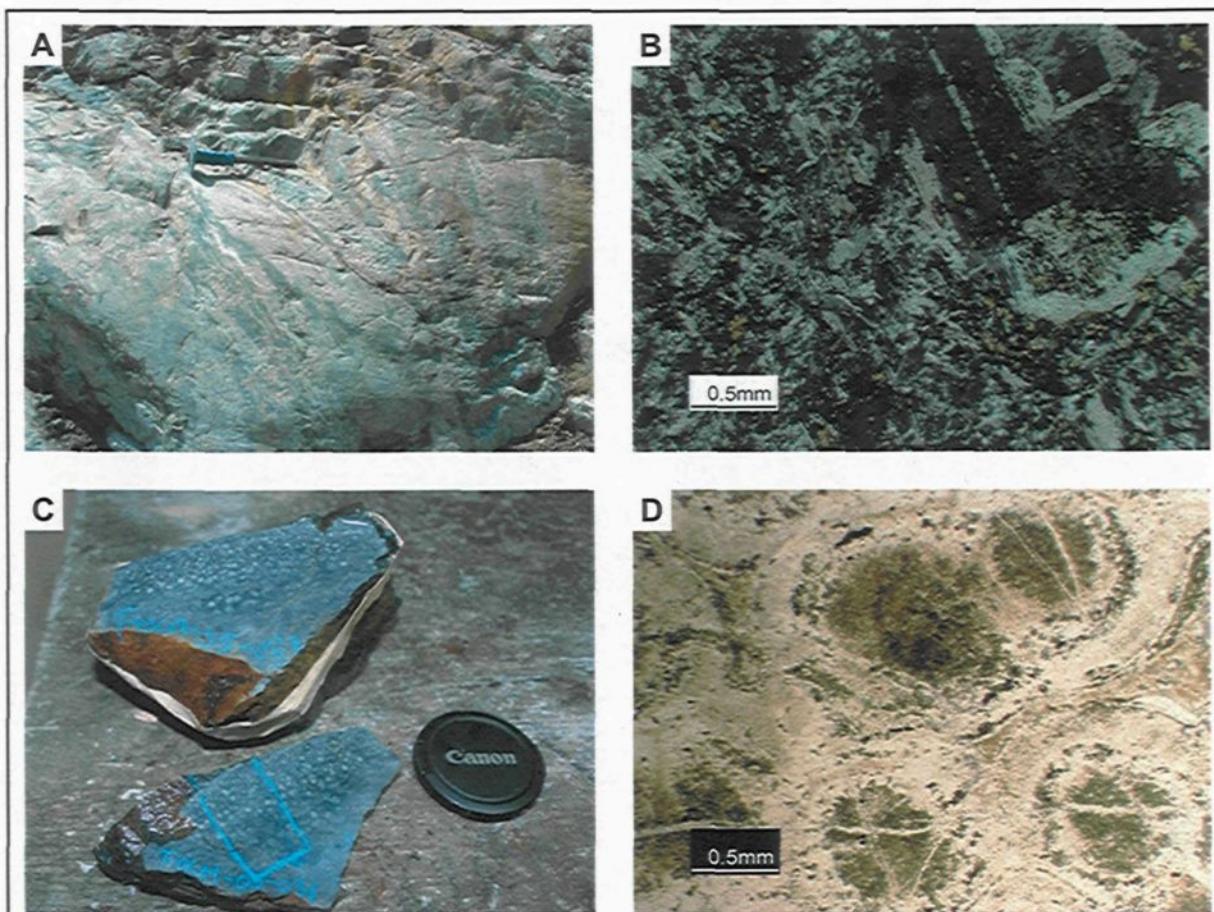


Figure 2.3 : Colonne stratigraphique schématique du secteur lac Line

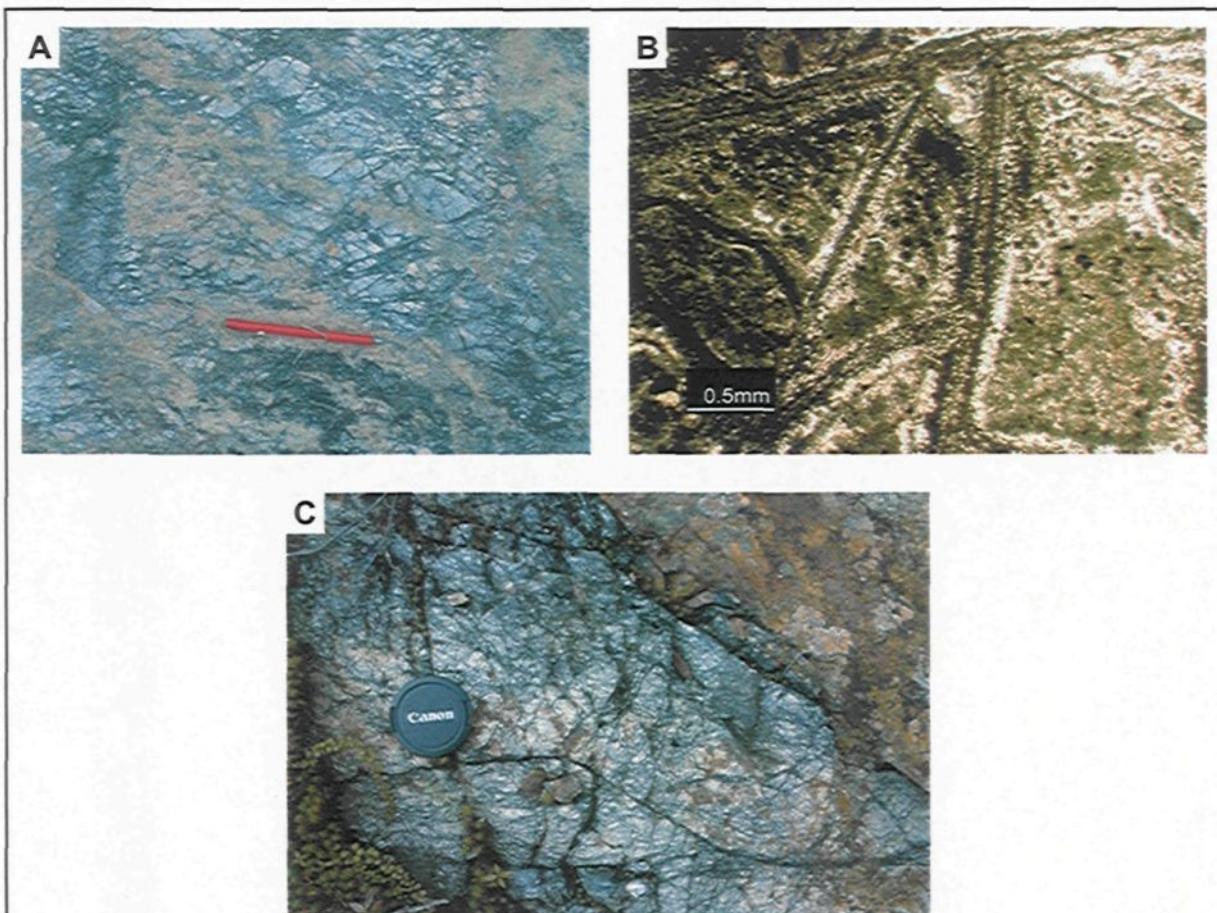


A - Rubannement irrégulier matérialisé par l'alternance de bandes centimétriques de couleur gris verdâtre pâle et vert foncé, interprété comme une structure d'écoulement (« flow banding »).

B - Texture microlitique porphyrique à phénocristaux de plagioclase. Microphotographie en lumière transmise analysée.

C et D - Texture sphérolitique fréquemment développée près des bordures de coussins. La photographie D est une microphotographie en lumière naturelle transmise.

Figure 2.4 : Photographies des laves cohérentes de la Formation de Blondeau

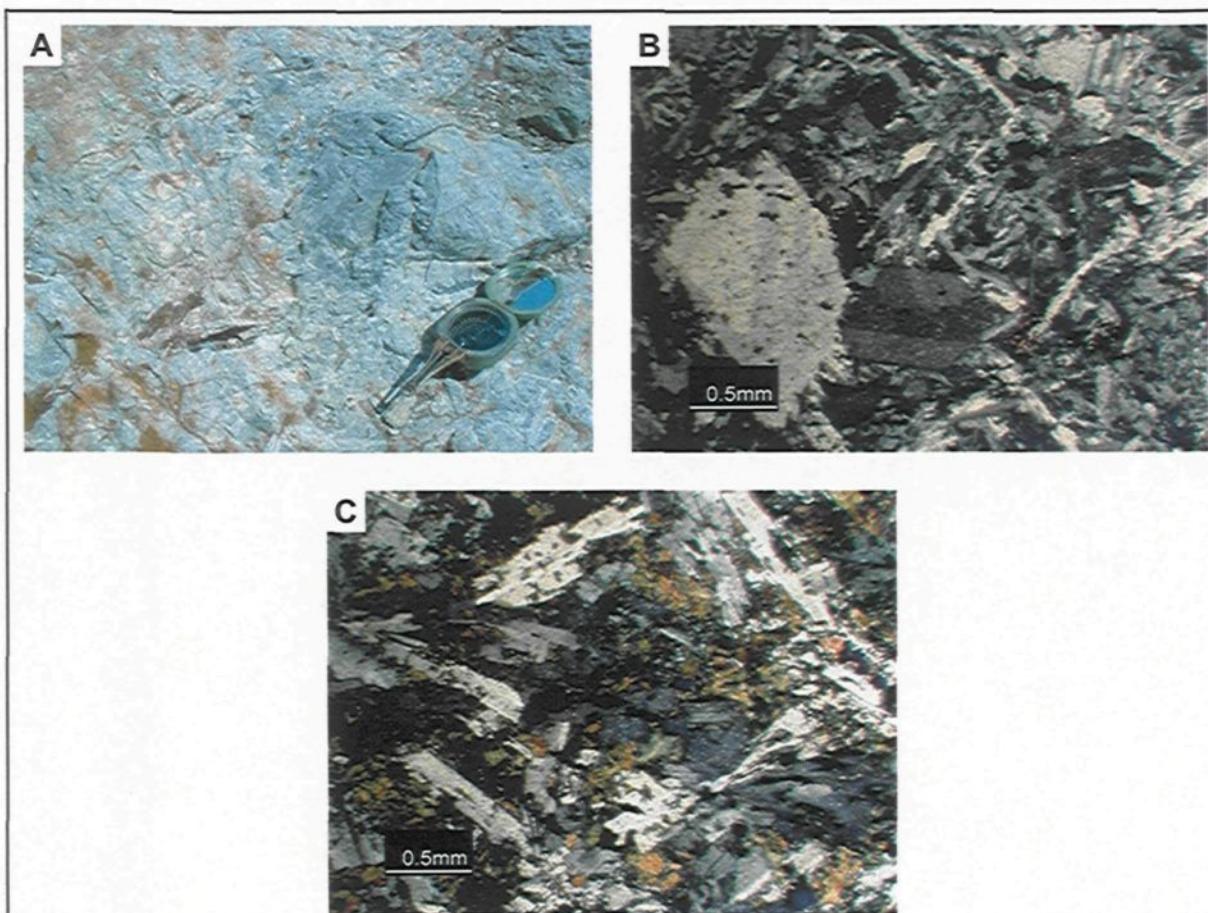


A - Hyaloclastites in-situ observées dans le Centre Volcanique du lac Ham. Notez l'imbrication en casse-tête des fragments (texture “jigsaw-fit”).

B - Texture hyaloclastique micro-sphérolitique des hyaloclastites du Centre Volcanique du lac Ham. Microphotographie en lumière naturelle transmise.

C - Hyaloclastites in-situ observées dans le secteur McKenzie. La texture et la composition sont comparables à celle des hyaloclastites présentées en A. Notez l'association spatiale avec la minéralisation (rouille) dans la partie supérieure droite de la photo.

Figure 2.5 : Photographies des laves bréchiques de la Formation de Blonseau



A - Exemple de texture péperitique formée dans les laves et roches volcanoclastiques au contact de certains filons-couches.

B - Texture porphyrique similaire à celle observée dans les laves, mais ici à matrice moyennement grenue entre les phénocristaux. Microphotographie en lumière transmise analysée.

C - Texture intergranulaire à équigranulaire dans laquelle les lattes de plagioclase baignent dans une matrice intergranulaire moyennement grenue de pyroxènes chloritisés. Microphotographie en lumière transmise analysée.

Figure 2.6 : Photographies des filons-couches comagmatiques de la Formation de Blondeau

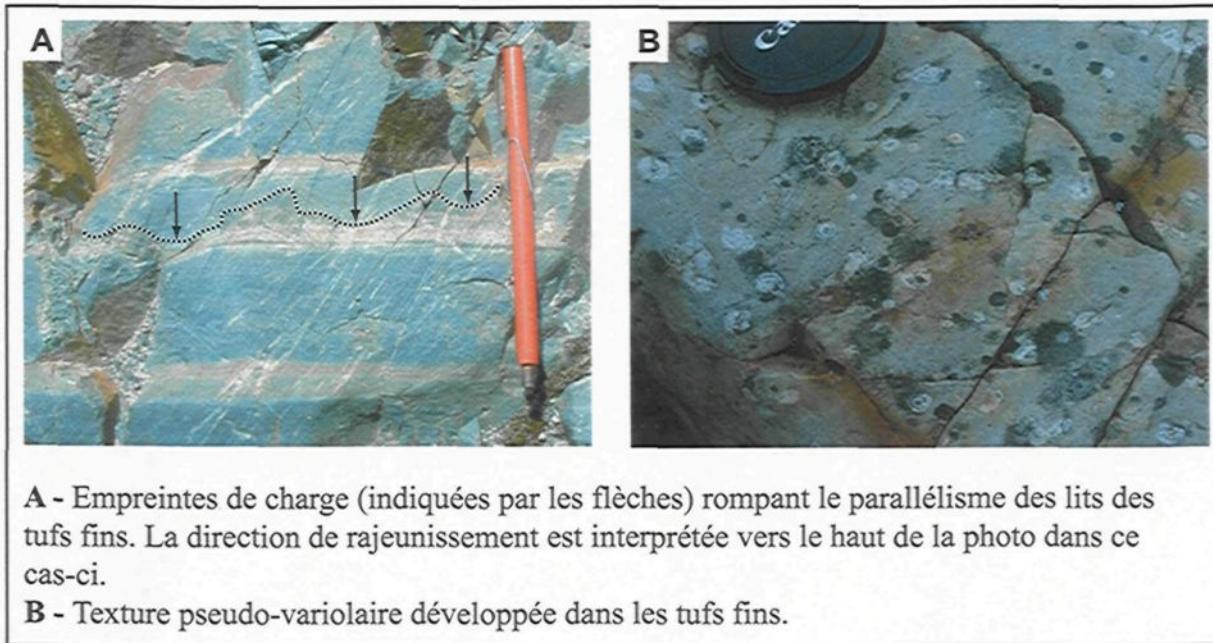
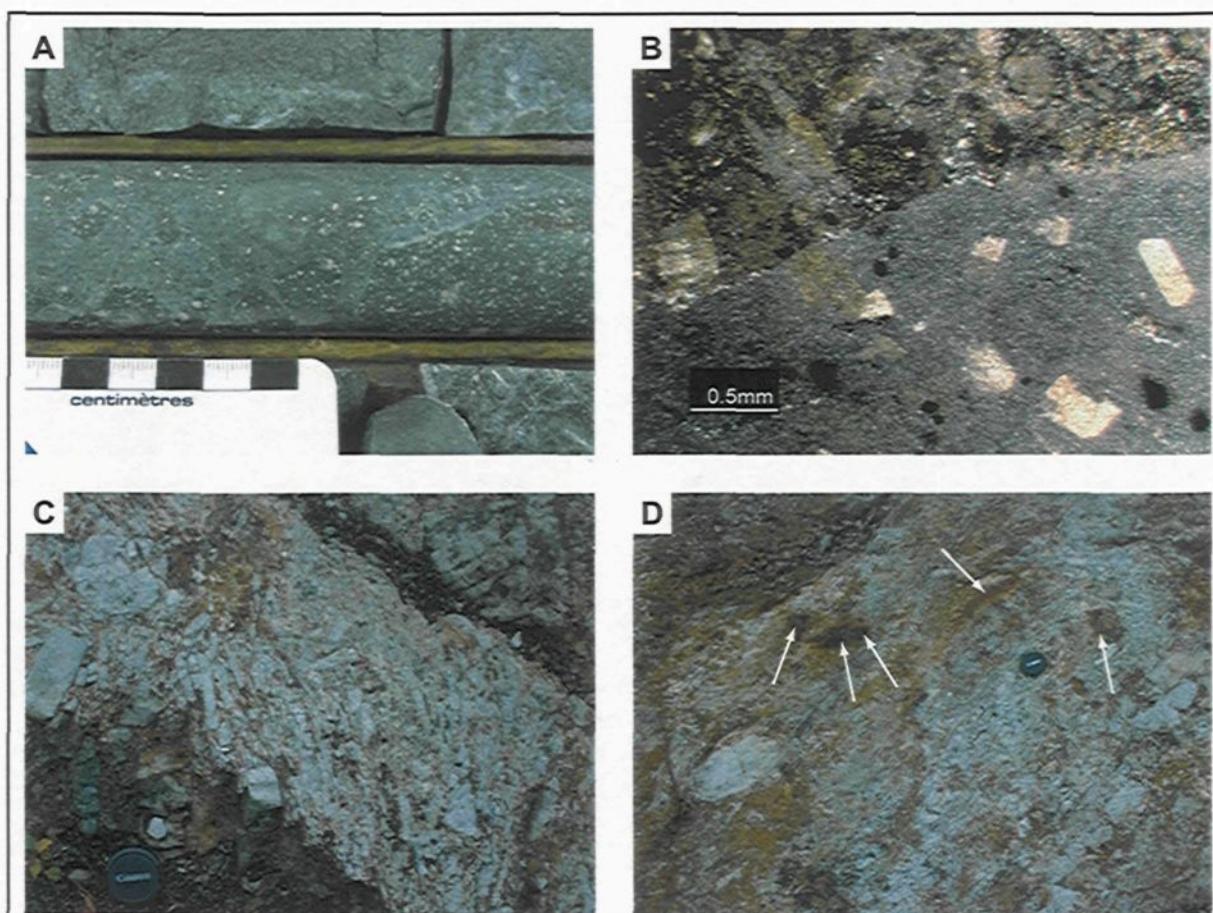


Figure 2.7 : Photographies des tufs fins de la Formation de Blondeau



A - Abondance de fragments de lave prophyrique anguleux dans une matrice de composition similaire légèrement plus sérichtisée.

B - Texture de l'un des lapilli de lave porphyrique (moitié inférieure de la photo) baignant dans une matrice de composition similaire mais plus altérée en chlorite et séricite. Microphotographie en lumière transmise analysée.

C - Abondance de fragments juvéniles de lave massive avec jusqu'à 30% de lapilli tabulaire de tufs lités localement.

D - Présence de 1 à 5% de fragments centimétriques de pyrite massive, indiqués par les flèches sur la photo.

Figure 2.8 : Photographies des tufs à lapilli et lapillistones grossiers monogéniques de la Formation de Blondeau

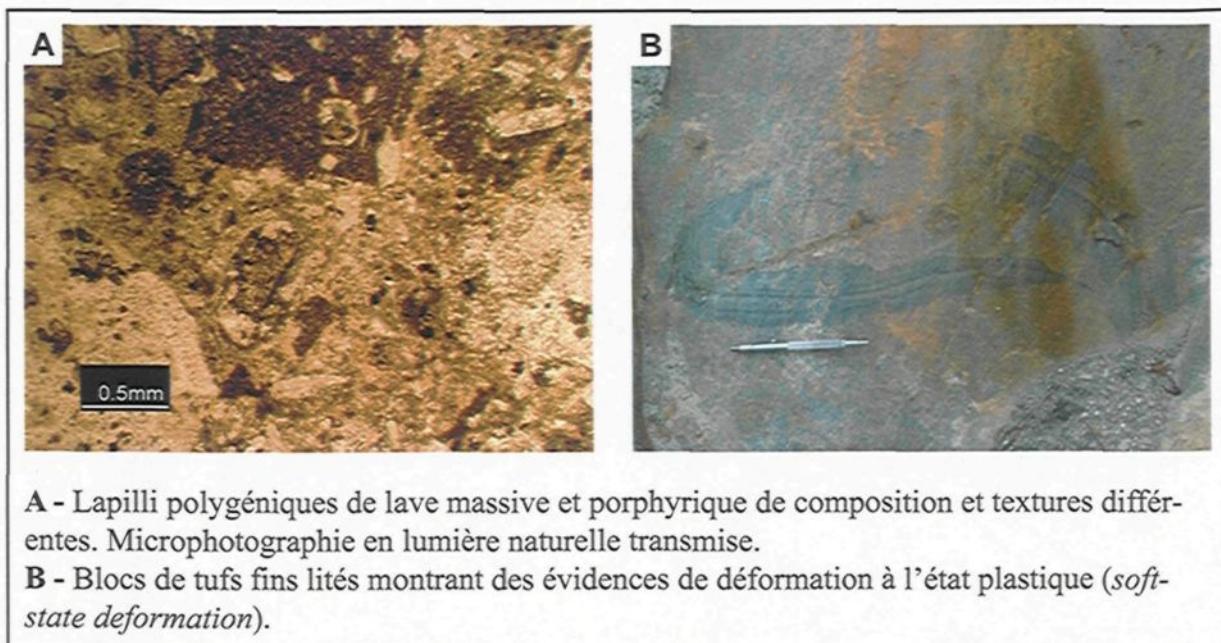


Figure 2.9 : Photographies des tufs à lapilli et tufs à blocs polygéniques de la Formation de Blondeau

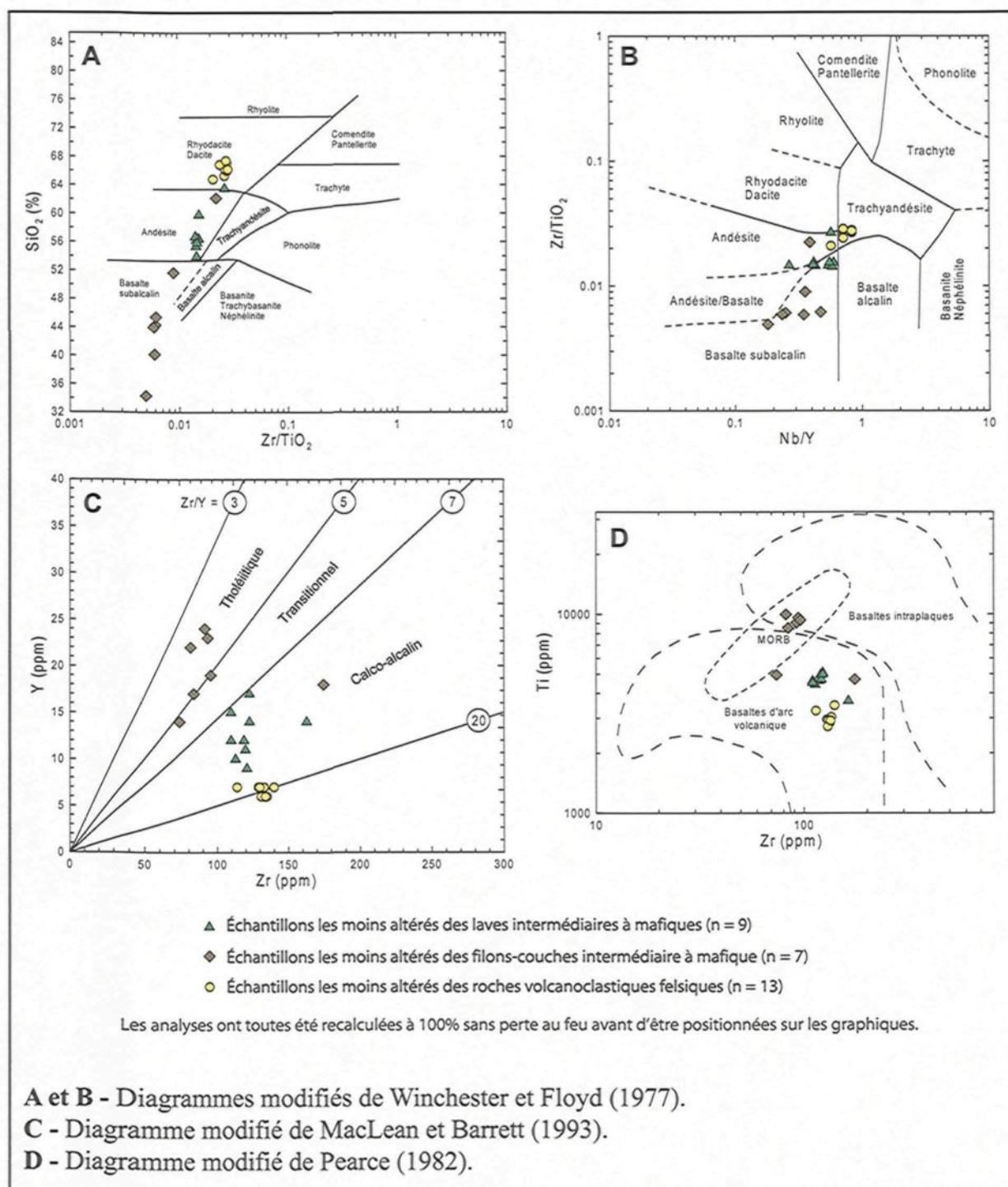
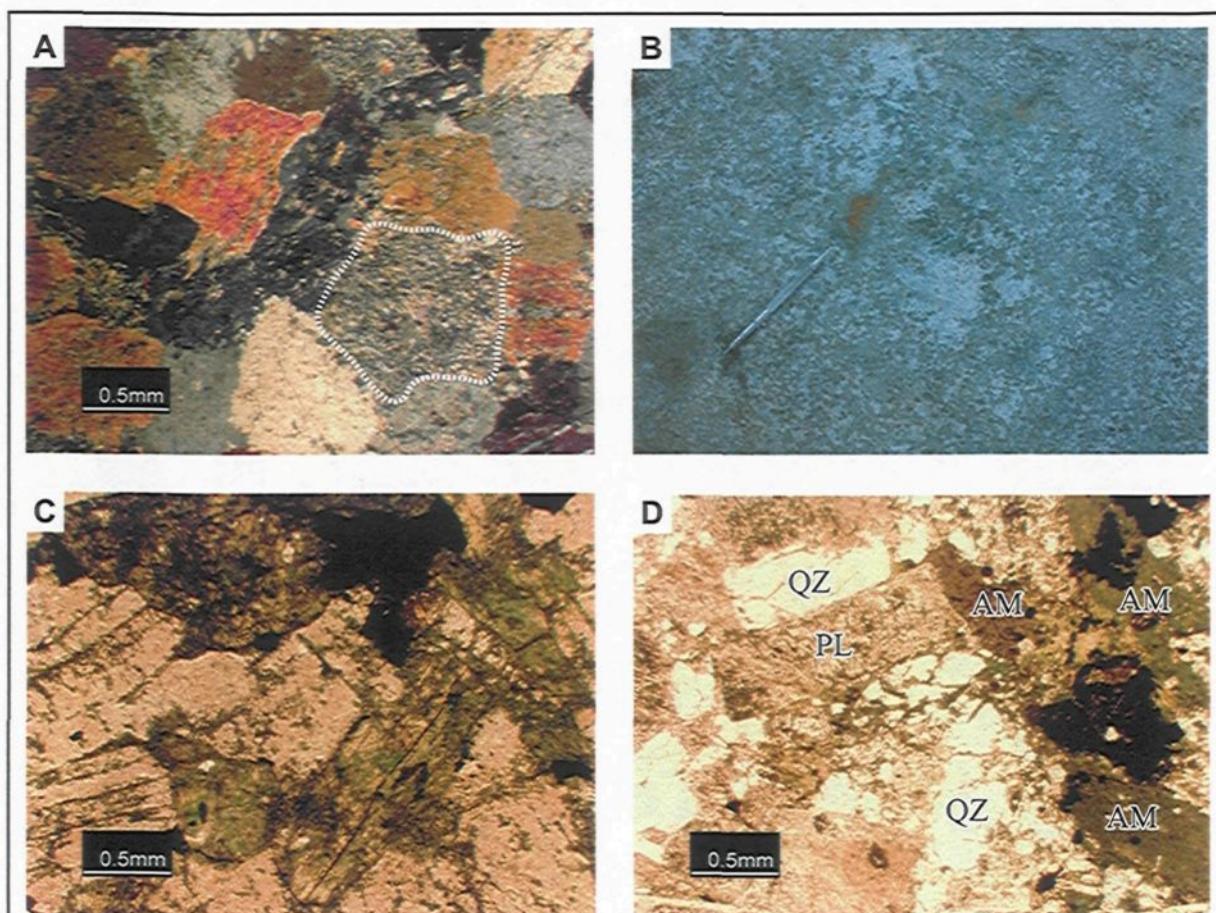


Figure 2.10 : Caractérisation géochimique de certaines roches volcaniques de la Formation de Blondepau dans le secteur lac Line



A - Texture équigranulaire caractéristique de la pyroxénite du membre inférieur du filon-couche de Roberge. Notez les reliques de petits cristaux d'olivine totalement transformée en serpentine et magnétite (souligné par les traits tirets sur la photo). Microphotographie en lumière transmise analysée.

B et C - Texture glomeroporphyrique ophitique caractéristique du Gabbro de Ventures, marquée par un assemblage de cristaux de clinopyroxène et d'amphibole se disposant plus ou moins en rosettes et baignant au travers de cristaux de plagioclase saussuritisé, eux-mêmes localement disposés en rosette. La photo C est une microphotographie en lumière naturelle transmise.

D - Texture équigranulaire montrant l'agencement typique du quartz (QZ), du plagioclase (PL) et de l'amphibole (AM) dans la ferrodiorite à quartz du filon-couche de Bourbeau. Microphotographie en lumière naturelle transmise.

Figure 2.11 : Photographies des filons-couches du Complexe de Cummings

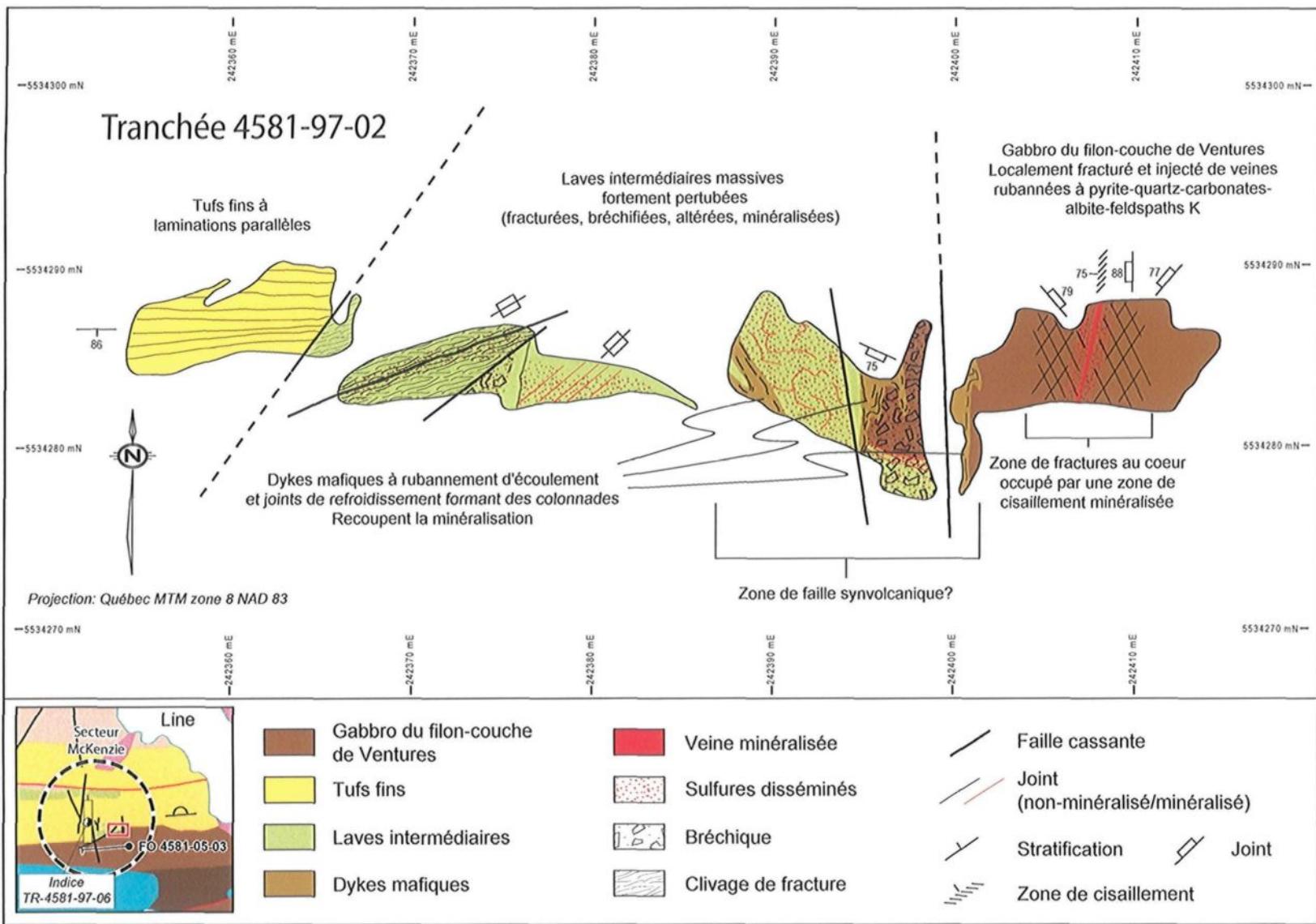


Figure 2.12 : Cartographie de la tranchée TR-4581-97-02



Figure 2.13 : Photographies des dykes mafiques

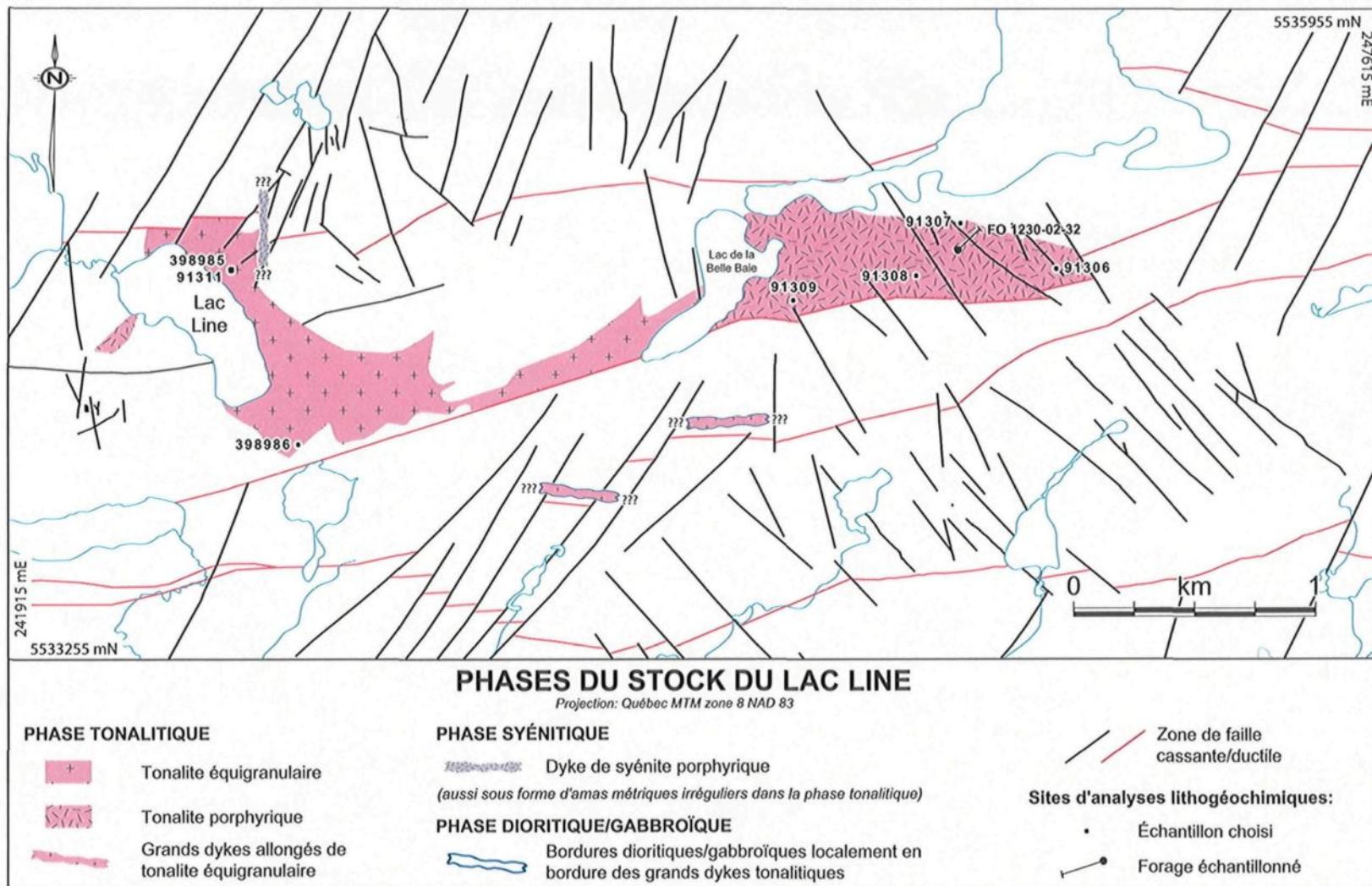
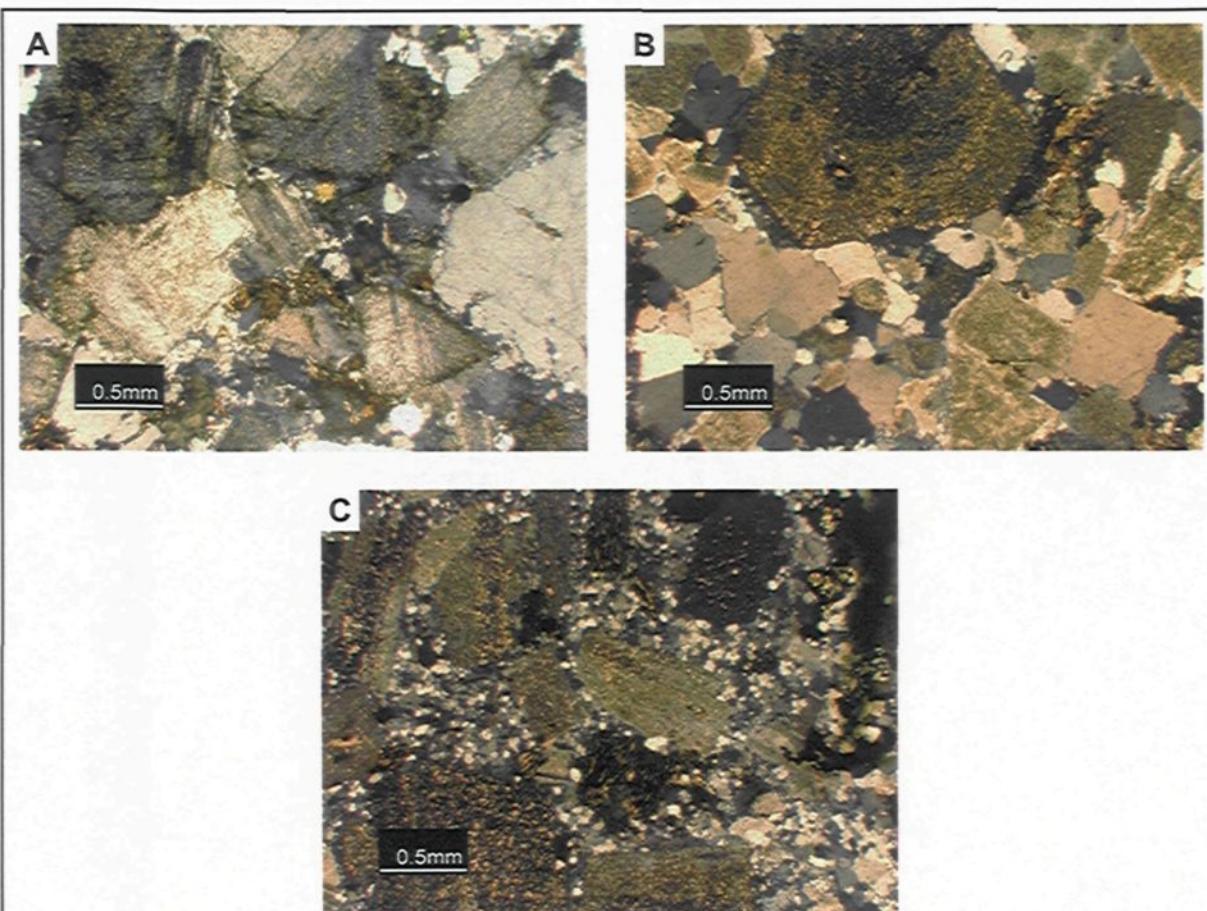


Figure 2.14 : Carte de distribution spatiale des phases du Stock du Lac Line



A - Texture équigranulaire typique de la portion ouest de la phase tonalitique du Stock du lac Line. Microphotographie en lumière transmise analysée.

B et C - Texture porphyrique typique de la portion est de la phase tonalitique du Stock du lac Line. La matrice interstitielle aux phénocristaux de plagioclase séricités est formée de cristaux de quartz devenant progressivement plus fins vers l'est. Microphotographies en lumière transmise analysée.

Figure 2.15 : Photographies de la phase tonalitique du Stock du lac Line

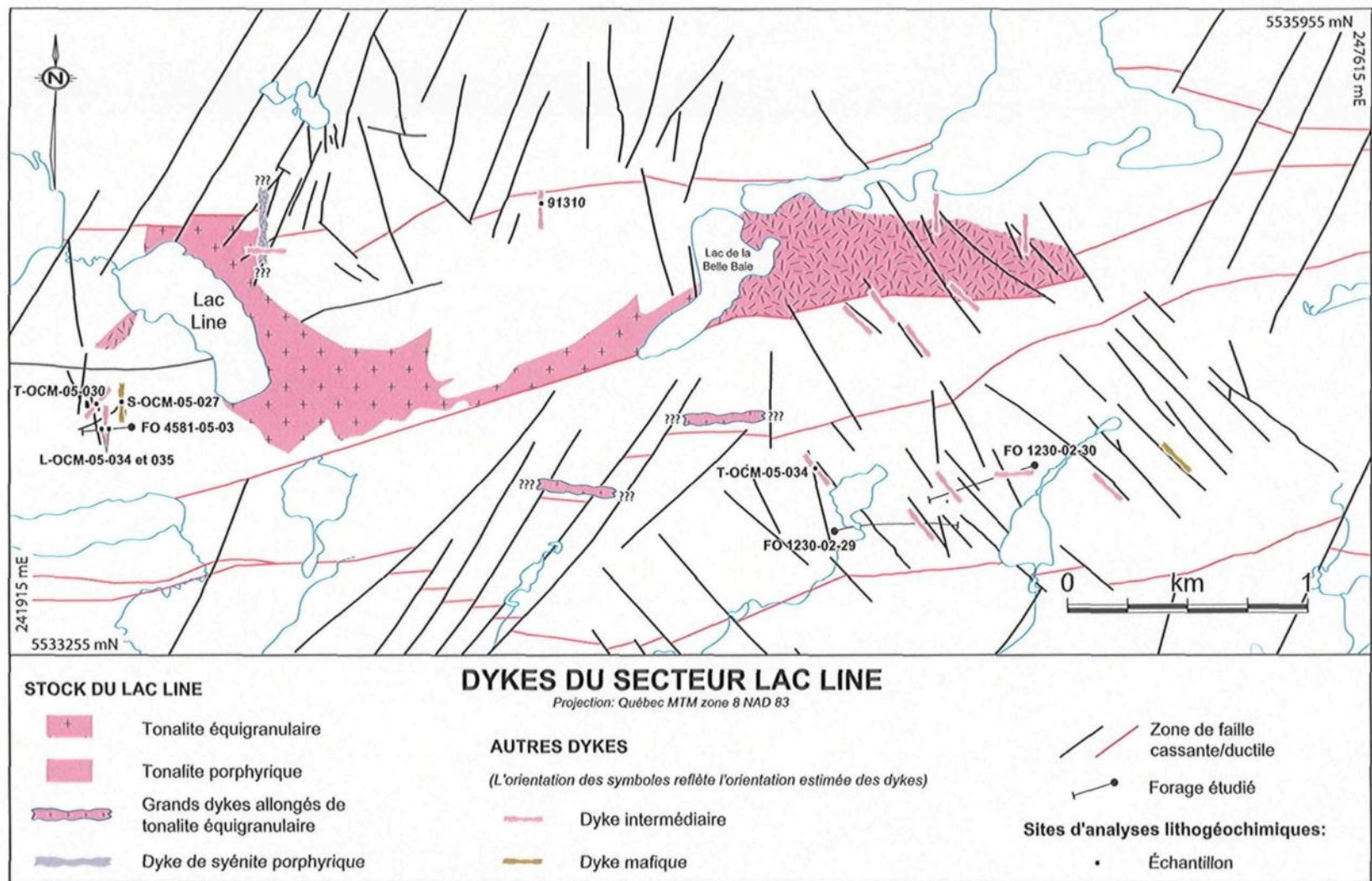


Figure 2.16 : Carte de distribution des dykes observés

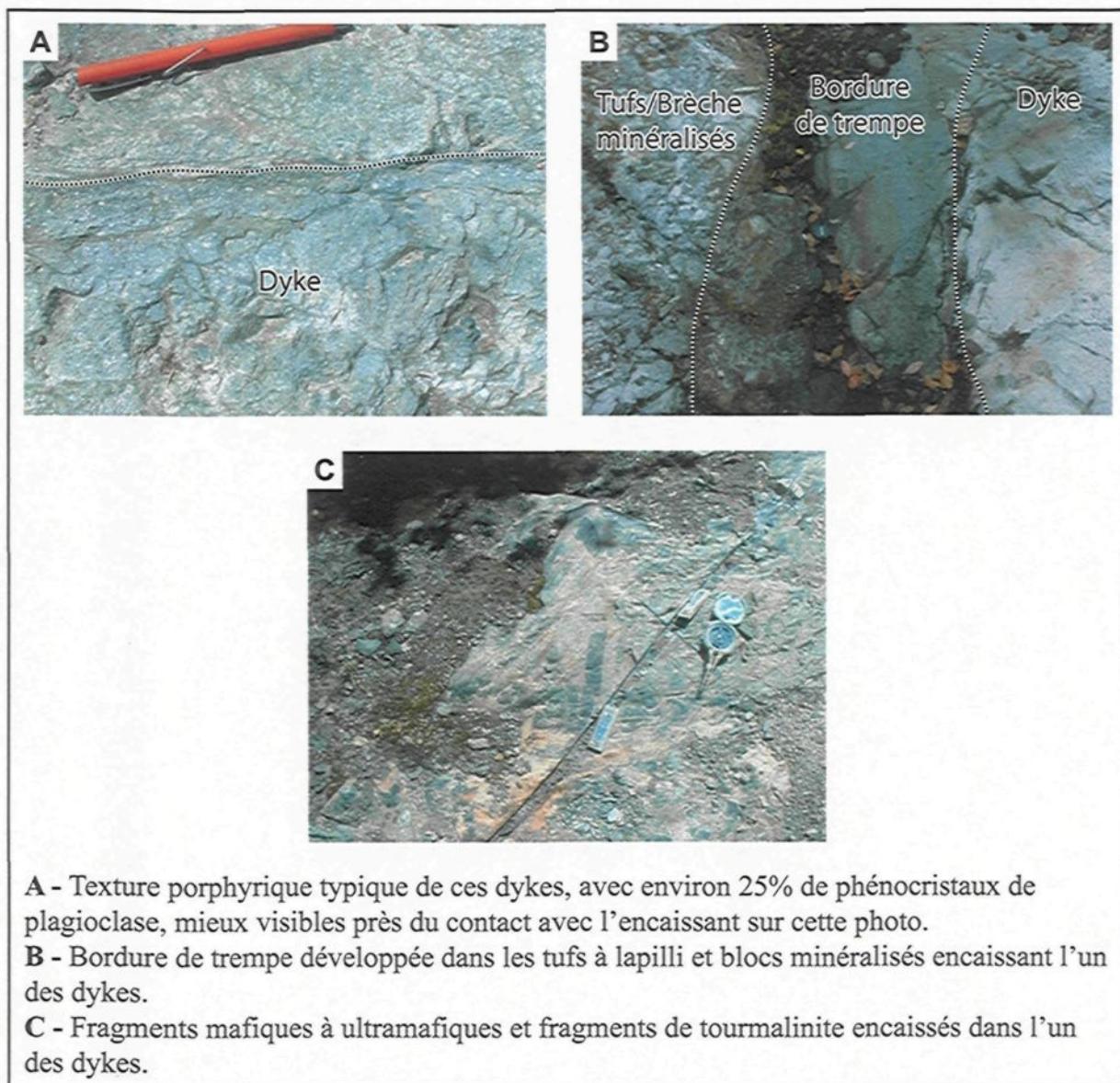


Figure 2.17 : Photographies des dykes felsiques à intermédiaires

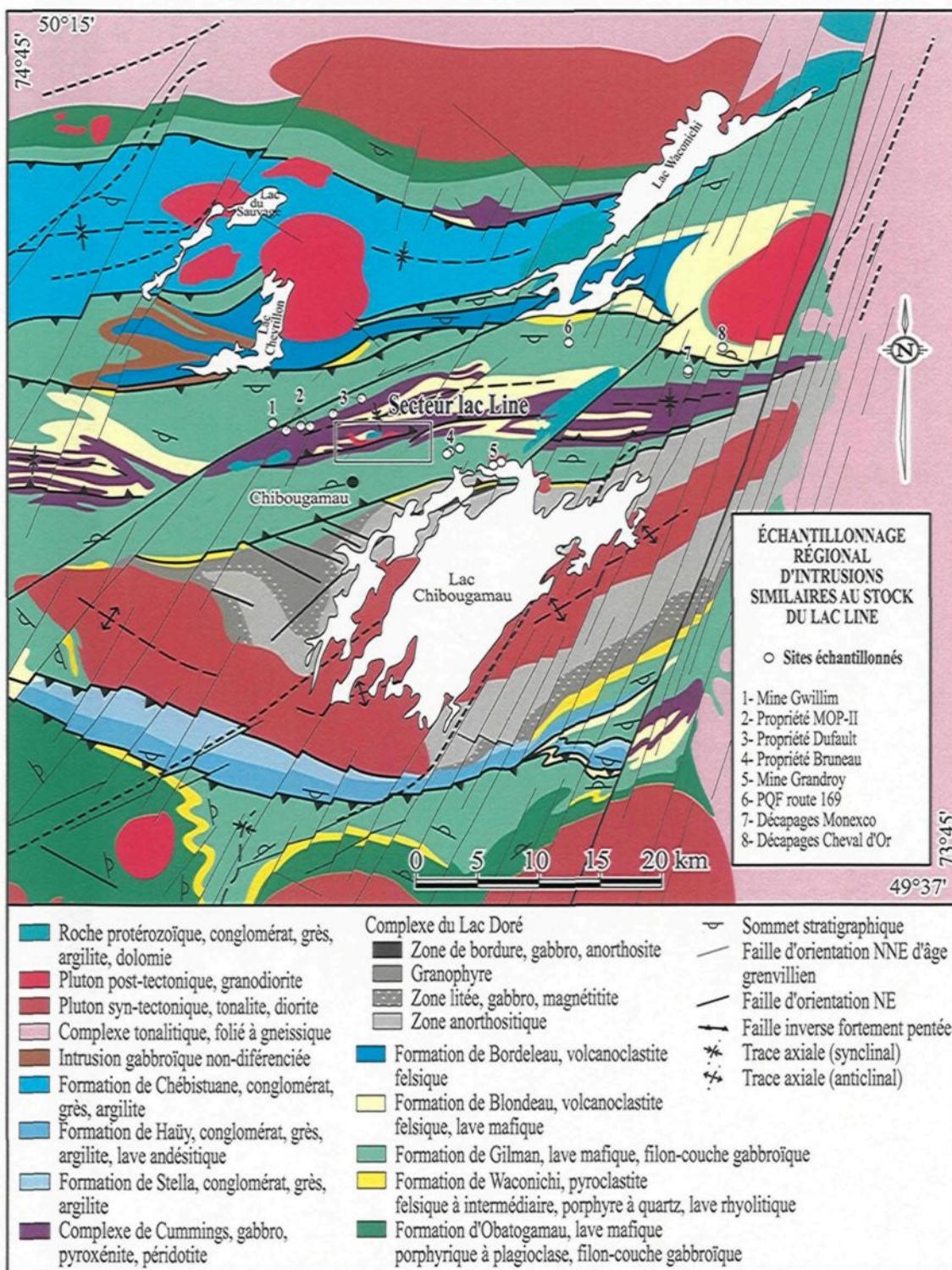


Figure 2.18 : Localisation des intrusions felsiques à intermédiaires échantillonnées à proximité du secteur lac Line pour fins de comparaison avec le Stock du lac Line (modifiée de Daigneault et Allard, 1990)

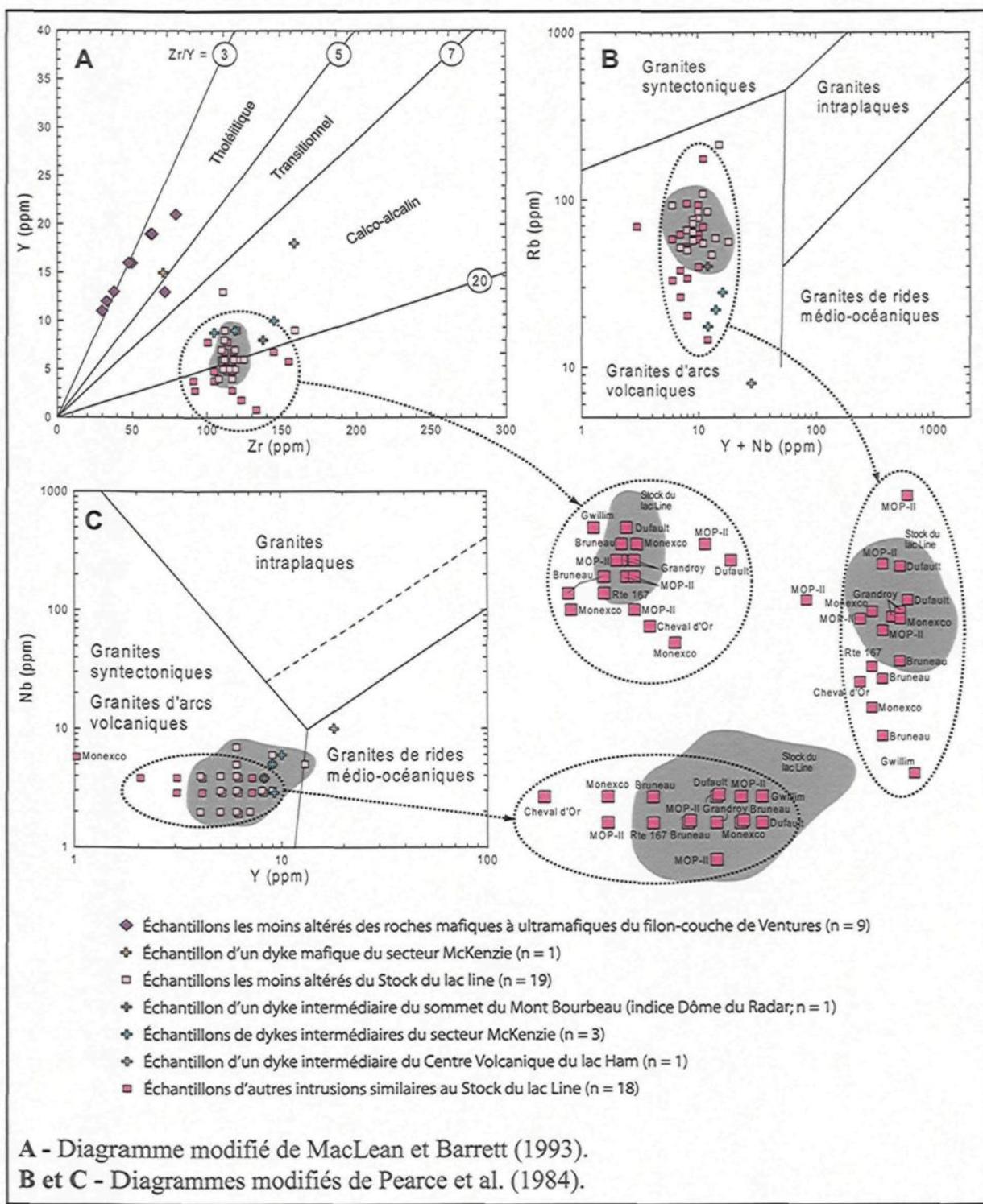


Figure 2.19 : Caractérisation géochimique de certaines roches intrusives du secteur lac Line

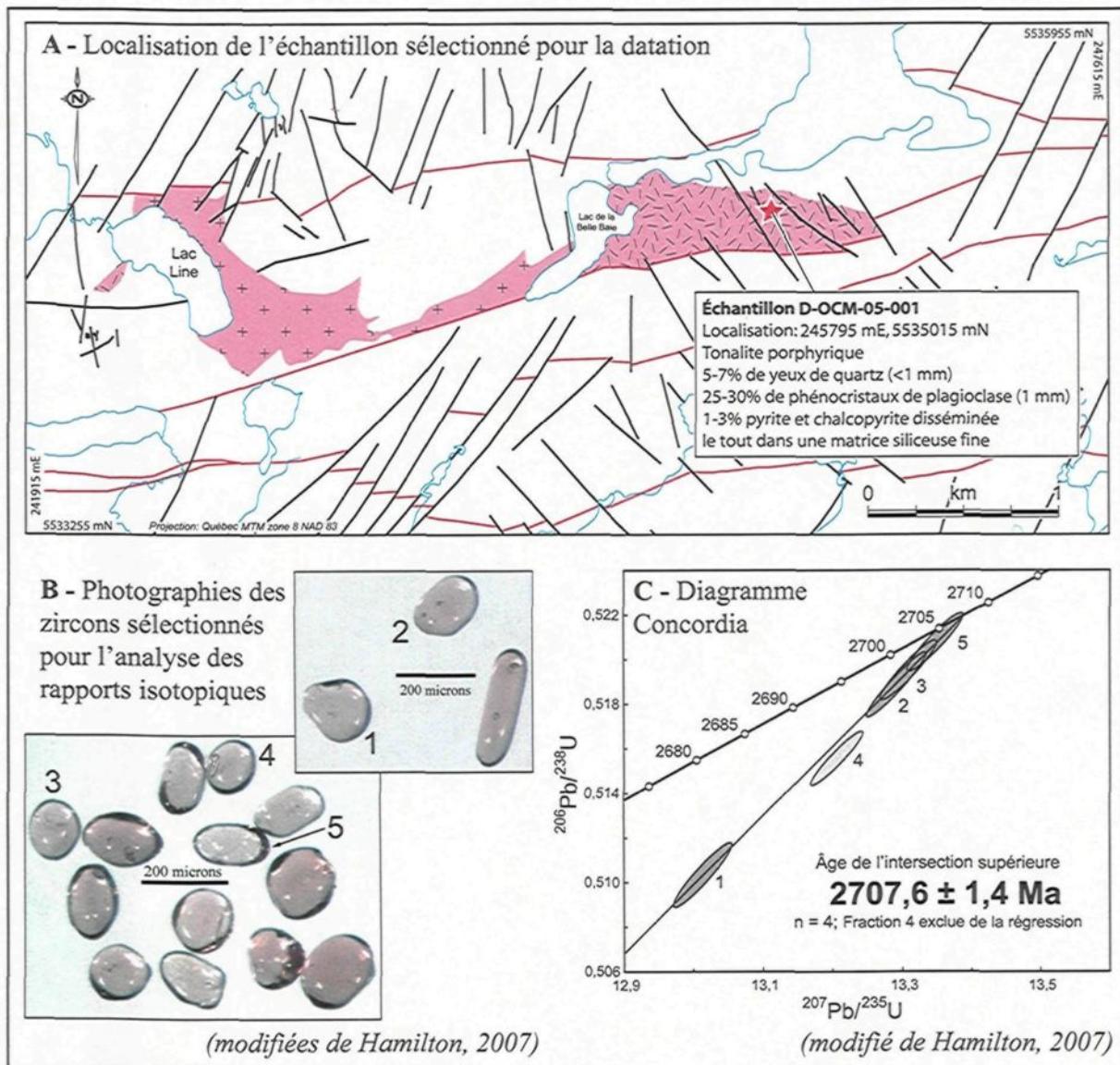


Figure 2.20 : Données concernant la datation du Stock du lac Line

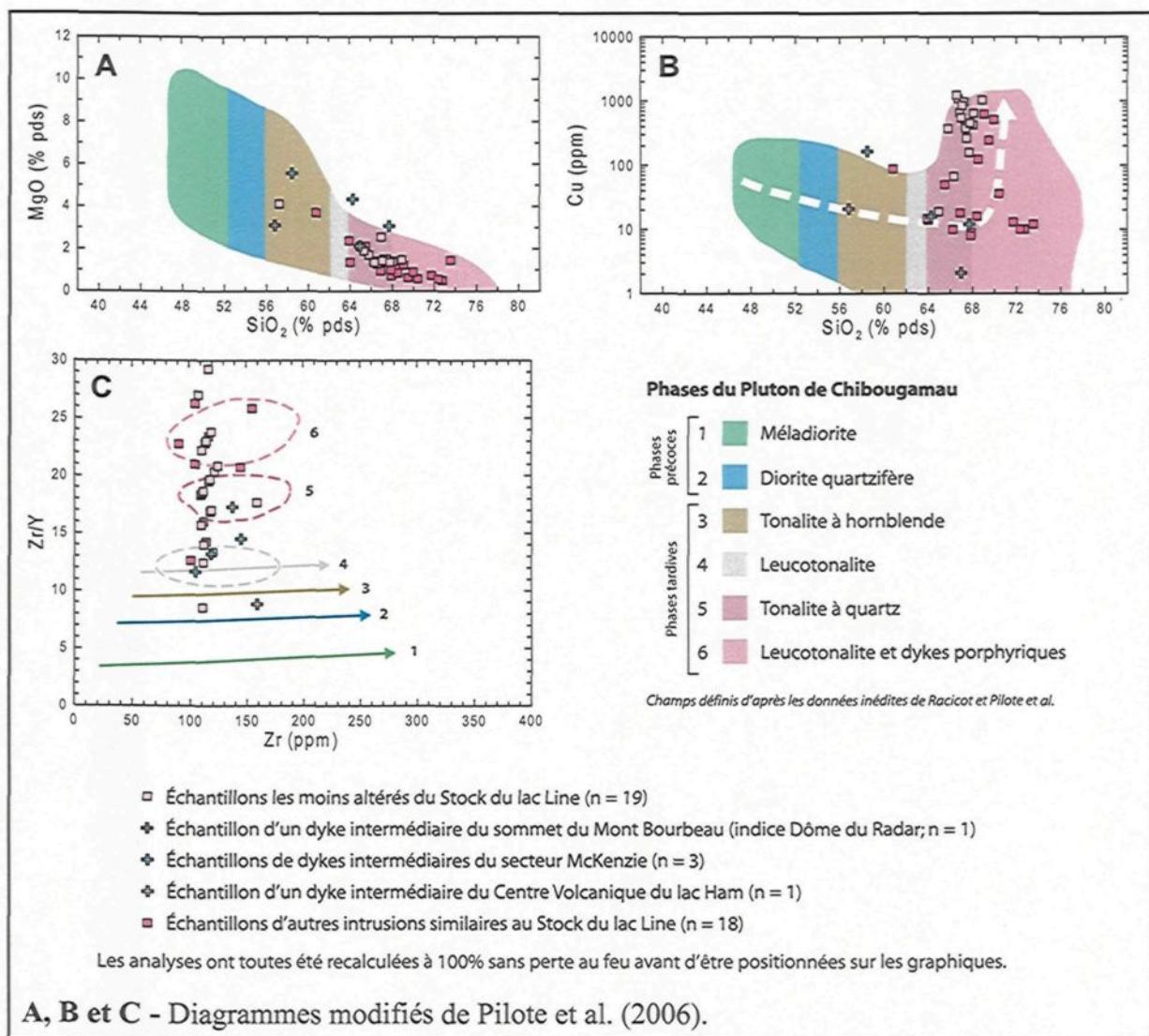


Figure 2.21 : Comparaison de la signature géochimique du Stock du lac Line et des autres intrusions analysées avec celle des différentes phases du Pluton de Chibougamau

CHAPITRE 3

ASPECTS STRUCTURAUX ET DÉFORMATION

3.1 INTRODUCTION

Dans le cas d'un système minéralisé de type veines comme celui du secteur lac Line, l'étude de l'architecture actuelle et de la déformation des strates formant l'environnement géologique hôte a le potentiel d'être très révélatrice quant à l'origine de la minéralisation. Cette démarche est en fait un élément essentiel à la reconstruction de l'architecture originale du système minéralisé, qui permettra ultimement d'établir un lien génétique entre la minéralisation et un environnement géologique donné, caractérisé par un système spécifique de contraintes (tectonique souple ou cassante; régime en extension, neutre ou en compression; développement antérieur, synchrone ou postérieur à la déformation régionale, etc.). Un pré-requis essentiel à l'étude de la structure et de la déformation actuelle des strates est toutefois d'avoir une bonne connaissance de la séquence stratigraphique caractérisant l'environnement étudié. Dans le cas du secteur lac Line, les éléments géologiques régionaux et locaux décrits dans les chapitres précédents fournissent ce pré-requis, et la carte géologique établie (figure 2.1) présente la disposition spatiale en deux dimensions des différentes unités stratigraphiques reconnues. Le présent

chapitre contribue à préciser cette distribution spatiale en décrivant les éléments structuraux caractérisant et mettant en relations les différents segments stratigraphiques, de même qu'en élaborant au sujet de la disposition tridimensionnelle de l'ensemble (section 3.2). La seconde partie du chapitre (section 3.3) est consacrée à interpréter et à intégrer la structure et la déformation du secteur lac Line dans un contexte régional afin de démontrer le caractère perturbé de ce secteur et de le comparer à ce qui est observé ailleurs dans la région. Pour leur part, les relations chronologiques entre les éléments structuraux et la minéralisation seront revues en détails au chapitre 6.

3.2 CADRE STRUCTURAL DU SECTEUR LAC LINE

3.2.1 SUBDIVISION DE L'AIRE D'ÉTUDE EN DOMAINES STRUCTURAUX

Une analyse préliminaire des données structurales recueillies dans le secteur lac Line permet de définir grossièrement 4 domaines structuraux sur la base d'une certaine homogénéité dans l'attitude des éléments structuraux mesurés. Cette démarche permet de regrouper par domaines les nombreuses mesures effectuées, ce qui en facilite la description dans les sections qui suivent. Les domaines structuraux ainsi définis sont (figure 3.1) :

1. le domaine du Stock du lac Line (incluant sa périphérie immédiate), au centre de l'aire d'étude;
2. le domaine du lac Ham, occupant la portion de l'aire d'étude située au S-E du Stock du lac Line;
3. le domaine du mont Bourbeau (incluant le secteur du lac Devilliers), occupant la portion de l'aire d'étude située au nord du Stock du lac Line et;

4. le domaine du lac Line, occupant la portion de l'aire d'étude située à l'ouest du Stock du lac Line.

Chacun de ces domaines est défini sur la base d'observations distribuées de manière hétérogène (concentrées dans le CVLH pour le domaine du lac Ham; concentrées dans le secteur McKenzie pour le domaine du lac Line, etc.). Toutefois, les secteurs où sont concentrées les mesures sont considérés comme représentatifs de l'ensemble de leur domaine structural, sur la base de ressemblances litho-structurales mises en évidence lors de travaux de cartographie, de prospection et de compilation non rapportés dans cette thèse (Pouliot, 1998, 1999a, 1999b, 2001; Folco, 2003; Pouliot, 2003a, 2003b; Folco, 2004; Martel et Folco, 2004; Lapointe et Folco, 2005; Folco, 2006; Folco et Côté-Mantha, 2006).

3.2.2 ÉLÉMENTS STRUCTURAUX PRIMAIRES ET DÉFORMATION FRAGILE

3.2.2.1 *Stratification primaire, polarité stratigraphique et plissement synsédimentaire*

Les indicateurs de stratification primaire du secteur lac Line ont brièvement été introduits au chapitre précédent et se résument à :

1. du litage dans les roches volcanoclastiques de la Formation de Blondeau et;
2. du rubanement d'écoulement et des coussins développés dans certaines coulées de lave des formations de Gilman et de Blondeau.

Les évidences de direction de la polarité stratigraphique proviennent :

1. des empreintes de charge et du granoclassement affectant le litage;
2. de la morphologie des laves coussinées et;

3. de la structuration interne de certaines coulées de laves évoluant d'une base massive vers un sommet bréchique.

La figure 3.2 permet d'apprécier que la stratification du secteur a une direction moyenne E-O à ENE-OSO, un pendage subvertical et une polarité stratigraphique systématiquement orientée vers le nord. Cette attitude est très homogène dans les domaines du lac Line et du mont Bourbeau. Par contre, la direction et le pendage des strates sont moins homogènes dans le domaine du lac Ham. Une partie de la variabilité observée est attribuable à du plissement d'échelle métrique à décamétrique visible en affleurement. À chaque site d'observation, ce genre de plissement :

1. affecte un nombre limité de lits de tufs fins (pli intraformationnel);
2. ne se propage pas de manière prédictible dans le reste de la séquence stratigraphique;
3. montre localement des changements radicaux dans l'épaisseur des lits et;
4. n'a pas de fabrique pénétrante associée.

Ces caractéristiques permettent d'interpréter ce plissement comme le résultat d'une déformation synsédimentaire provoquée par des instabilités gravitationnelles alors que le matériel volcanoclastique n'était pas encore consolidé (Davis et Reynolds, 1996). Toutefois, sur d'autres affleurements, aucun plissement n'est apparent, le litage des tufs est rectiligne et d'épaisseur régulière, mais la stratification mesurée est tout de même de direction significativement différente par rapport à ce qui est observé sur les affleurements avoisinants. Ce phénomène est particulièrement commun aux environs de la Structure Brosman (localisation à la figure 2.1; description plus détaillée à la section 4.2.1.1).

3.2.2.2 *Fracturation*

La fracturation est l'élément structural prédominant du secteur lac Line. Elle se matérialise à toutes les échelles par :

1. des failles cassantes et zones de fractures responsables de perturbations de la séquence stratigraphique et ayant une signature topographique et/ou magnétique à l'échelle de l'ensemble du secteur;
2. des familles de fractures (joints et failles, occupés ou non par des veines et dykes) omniprésentes à l'échelle de l'affleurement et;
3. des micro-fractures affectant les minéraux à l'échelle de l'échantillon choisi et de la lame mince.

De plus, il existe une relation spatiale systématique entre la fracturation et à peu près tous les indices minéralisés connus dans le secteur, en ce sens que la minéralisation est généralement encaissée à l'intérieur ou en bordure de joints et zones de fractures. Cette relation, davantage mise en évidence au chapitre 4, souligne l'importance de traiter la fracturation de manière approfondie ici. En effet, de nombreux auteurs ont démontré que la fracturation joue un rôle prépondérant dans le développement des systèmes de minéralisation hydrothermale en contexte d'arc volcano-plutonique et que son étude contribue à la compréhension de l'architecture et du régime tectonique régional dans lesquels se sont développés ces systèmes (voir entre autres Tosdal et Richards, 2001 et les références y figurant).

3.2.2.2.1 Analyse de la fracturation

L'analyse structurale de la fracturation se restreint ici à l'étude des systèmes de fractures à l'échelle de l'affleurement. Il s'agit d'éléments structuraux dont les paramètres physiques (direction, pendage, longueur, espacement, remplissage, etc.) sont directement mesurables et/ou observables. Ceci présente un avantage car l'existence de ces structures est indiscutable, contrairement aux failles et zones de fracture à plus grande échelle dont certaines sont déduites, interprétées de levés géophysiques ou extraites de cartes antérieures.

Les éléments planaires qui ont été mesurés pour caractériser la fracturation sont des structures mésoscopiques visibles à l'échelle de l'affleurement, soient :

1. des joints (minéralisés ou non);
2. des veines;
3. des failles et;
4. des dykes.

La figure 3.3 illustre le genre de structures mesurées et leurs caractéristiques physiques. Les joints ont été mesurés seulement lorsqu'ils appartenaient à des familles de plus de 3 surfaces similaires subparallèles. Les veines, failles et dykes étaient rarement observés en famille, donc ils ont été mesurés individuellement.

Les sites de mesure correspondent à des affleurements et décapages mécaniques choisis arbitrairement de manière à offrir une bonne couverture de tout le secteur lac Line. Plusieurs mesures étaient prises à chacun des sites pour obtenir une bonne représentation de l'attitude de la fracturation.

3.2.2.2.2 Résultats

De manière générale, la fracturation du secteur lac Line s'exprime le plus souvent par des joints, c'est-à-dire des plans de discontinuité rectilignes affectant la roche et le long desquels le déplacement relatif des faces est nul ou très faible. Ces plans sont localement occupés par :

1. de minces filets (moins de 1 mm d'épaisseur) de minéraux magmatiques, hydrothermaux et/ou supergènes (hornblende, biotite, feldspaths, quartz, chlorite, séricite, epidote, carbonates, magnétite, sulfures, tourmaline, axinite), auquel cas il s'agit de joints minéralisés;
2. de veines millimétriques à métriques renfermant les mêmes minéraux et;
3. de dykes centimétriques à métriques de composition mafique à felsique.

Ces évidences de fracturation sont omniprésentes dans le secteur lac Line mais leur abondance est définitivement plus grande à proximité des failles cassantes, définissant ainsi des enveloppes de fractures de largeur métrique à décamétrique.

La fracturation est bien développée dans tous les types d'encaissants. Toutefois, elle se matérialise différemment selon le caractère isotrope ou anisotrope des roches encaissantes (contrôle lithologique qui se traduit en contrôle rhéologique). Dans les roches isotropes (roches intrusives), les fractures tendent à être d'extension plus longue (décimétrique à métrique) et d'espacement plus large (centimétrique à décimétrique). Dans

les roches anisotropes (roches volcaniques rubanées ou volcanoclastiques litées), les fractures sont plus courtes (centimétriques à décimétriques) car elles se buttent souvent sur des plans de rubanement ou de stratification primaire, mais leur espacement (millimétrique à centimétrique) a tendance à être moindre que dans les roches isotropes. Ce constat nécessite de conclure que la densité de l'échantillonnage effectué n'est pas adéquat pour comparer quantitativement la densité de fracturation d'un encaissant à l'autre sur une base uniforme à l'échelle du secteur lac Line. L'exercice est toutefois possible à l'échelle de la Structure Brosman, où l'exposition en continu a permis un relevé systématique des fractures et une caractérisation adéquate de l'intensité de fracturation affectant les divers types de roche encaissante. Pour faciliter leur présentation, les résultats de cette analyse détaillée de la densité de fracturation sont présentés à la section 4.2.1.1.2, une fois que le contexte géologique de la Structure Brosman aura été introduit. La suite de la présente section s'attardera donc davantage à l'attitude de la fracturation qu'à sa densité.

Les figures 3.4 et 3.5 montrent la position des sites de mesure et l'attitude des joints, failles, veines et dykes mesurés dans chacun des 4 domaines structuraux définis plus haut. La figure 3.6 présente les rosaces de direction par domaine pour chaque type d'éléments structuraux. Étant donné les pendages abrupts, la rosace de direction constitue un mode de représentation tout aussi approprié que la projection stéréographique pour identifier les directions dominantes.

La figure 3.4 met en évidence les orientations préférentielles N-S à NO-SE et le pendage abrupt des joints du secteur lac Line. Leur attitude est relativement homogène dans les domaines du lac Line et du mont Bourbeau, se résumant à une famille subverticale de

joints orientés N-S. En contrepartie, les joints mesurés dans les domaines du Stock du lac Line et du lac Ham présentent des orientations plus variables mais à dominance NO-SE. Une famille de joints E-O semble également ressortir dans le domaine du lac Ham. Les autres éléments caractéristiques de la fracturation (failles, dykes et veines) présentent des distributions en tous points compatibles avec celles décrites pour les joints (figure 3.5). Cette bonne correspondance peut également être appréciée sur la figure 3.6, où l'on constate qu'au sein d'un même domaine structural, les familles d'orientation dominantes sont à peu près les mêmes pour les joints, failles, veines et dykes. Ceci permet d'étendre à l'échelle du secteur lac Line les observations réalisées en affleurement et qui indiquent que les joints ont exercé un contrôle structural sur la position des autres éléments structuraux, particulièrement les veines et dykes. On peut en déduire que les joints étaient probablement présents avant ou se sont formés en même temps que ces autres éléments structuraux.

La figure 3.6 permet également de constater que la direction dominante de la fracturation tend à être perpendiculaire à la stratification. En effet, dans les domaines à stratification E-O (domaines du lac Line et du mont Bourbeau), la fracturation est d'orientation dominante N-S. En contrepartie, dans le domaine du lac Ham, où la stratification est ENE-OSO, la fracturation est d'orientation dominante NNO-SSE. La stratification n'a pas été mesurée dans le domaine du Stock du lac Line mais la disposition des contacts lithologiques suggère une orientation également ENE-OSO. La fracturation qui s'y retrouve, d'orientation dominante NO-SE, est donc à nouveau grossièrement orthogonale à l'attitude estimée de la stratification.

3.2.2.3 Failles cassantes

Les travaux de Pilote (1986) et la présente étude mettent en évidence 3 familles de failles cassantes dans le secteur lac Line, qu'il est possible de distinguer sur la base de leur orientation :

1. les failles de direction moyenne N-S (NNO à NNE en fait);
2. les failles NO-SE et;
3. les failles NNE-SSO tardives.

Les principales occurrences de ces failles sont représentées sur la figure 2.1. Certaines ont été observées directement sur le terrain ou recoupées en forage. D'autres proviennent des travaux inédits de SOQUEM, basés sur l'interprétation combinée de diverses cartes géoscientifiques non-présentées ici (modèle numérique de terrain, cartes du champ magnétique, cartes de polarisation provoquée, etc.). Certaines proviennent également de la compilation de cartes à diverses échelles et de travaux antérieurs (Pilote, 1986, 1987; Daigneault et Allard, 1990).

Mise à part leur orientation, les failles N-S et NO-SE présentent les mêmes caractéristiques physiques. Elles sont d'un grand intérêt car il existe une association spatiale claire entre ces failles et la plupart des indices minéralisés connus dans le secteur lac Line (figure 2.1). Elles ont un pendage abrupt et montrent généralement des épontes abondamment fracturées. À l'image des familles de fractures dominantes, le réseau de failles cassantes NO-SE est particulièrement bien développé dans le domaine du lac Ham et à la périphérie est du Stock du lac Line, alors que le réseau approximativement N-S (constitué essentiellement de failles NNO à NNE similaires, pour une orientation moyenne

N-S) domine les domaines du mont Bourbeau et du lac Line. Le plan principal des failles n'est pas toujours visible, mais la concentration de la fracturation à leurs abords et les perturbations qu'elles génèrent au sein de la séquence stratigraphique sont bien présentes. Ces perturbations correspondent à d'importantes variations d'épaisseur, d'orientation et/ou de pendage, et même à la disparition complète de certaines unités (figure 2.1). Des zones de brèche grossière monogéniques à polygéniques sont quelquefois reconnues à proximité de ces failles. La longueur des failles dépasse rarement 200 mètres et elles sont recoupées ou délimitées en extension par certaines failles ductiles ou par une unité lithologique continue. En quelques endroits, ces failles sont occupées par des dykes mafiques nourriciers. En comparant ces observations avec les caractéristiques typiques de failles synvolcaniques (Gibson et al., 1999), on en déduit qu'elles sont compatibles avec une origine synvolcanique pour les failles N-S et NO-SE. Pilote (1986) en était venu à la même conclusion lors de son étude, en ajoutant à l'argumentation que l'étendue et la configuration de ces failles ne s'associent à aucun système de contraintes tectoniques majeures reconnu dans la région. Son argumentation était également basée sur l'étude de plusieurs de ces cassures de courte extension ayant permis le passage de fluides hydrothermaux et le dépôt de minéralisations volcanogènes stratiformes dans le secteur du lac Devilliers. Il a démontré clairement que la propagation des failles à cet endroit a été entravée par l'épanchement subséquent de coulées de laves, ce qui est considéré comme un argument particulièrement convaincant de l'origine synvolcanique de ces failles.

Quelques failles cassantes NNE tardives sont reconnues dans l'aire d'étude, particulièrement dans ses portions N-E, S-O et N-O. Il s'agit de bris rectilignes très

continus qui recoupent toutes les autres familles de failles, qu'elles soient cassantes ou ductiles, et même les roches sédimentaires protérozoïques. Elles se distinguent clairement des failles synvolcaniques car elles ne sont associées à aucune fracturation significative. Ces failles montrent des déplacements tantôt dextres, tantôt senestres et de rejet apparent dépassant rarement 50 mètres (Pilote, 1986). Leur rejet réel est toutefois d'amplitude inconnue, mais il pourrait être relativement grand comme en témoigne la terminaison abrupte du CVLH vers l'ouest (figure 2.1). Leur orientation, leur caractère très continu et leur âge relatif permet de les associer aux failles grenvillienes NNE reconnues à l'échelle régionale (Daigneault et Allard, 1990).

3.2.3 DÉFORMATION DUCTILE

Les évidences de déformation ductile sont beaucoup plus localisées que celles de déformation fragile dans le secteur lac Line. Toutefois, la déformation ductile semble avoir eu une grande influence sur l'architecture actuelle de l'aire d'étude, par le biais de grandes zones de cisaillement longitudinales E-O à ENE-OSO modifiant la séquence stratigraphique (figure 2.1). La déformation ductile montre un développement très hétérogène, étant principalement concentrée sous forme d'une schistosité pénétrante au sein de ces zones de cisaillement. Toutefois, elle a rarement une expression visible en dehors de ces corridors. La seule exception à cette règle s'observe au sein des épontes altérées de certaines zones minéralisées, où une schistosité pénétrante est communément observée. C'est à ces endroits que les relations de chronologie relative entre la minéralisation et les éléments de la déformation, développées au chapitre 6, sont les plus claires. L'étude de la

déformation ductile a donc une importance particulière à la fois pour la reconstruction de l'architecture originale et pour l'établissement des relations chronologiques du système de minéralisation polymétallique, d'où l'intérêt de s'y attarder davantage dans ce qui suit.

3.2.3.1 *Schistosité*

La schistosité pénétrante observée près des zones de cisaillement E-O et au sein de certaines zones d'altération est la seule fabrique ductile apparente du secteur lac Line. Elle est généralement bien développée sur plusieurs dizaines de mètres en bordure des zones de cisaillement longitudinales. Dans les zones d'altération, elle est moins bien développée, beaucoup plus subtile (souvent visible uniquement au microscope) et n'affecte pas plus d'un à deux mètres de roche altérée de part et d'autre d'une structure minéralisée. Dans tout les cas, cette schistosité se matérialise par l'alignement préférentiel des minéraux en feuillets, en particulier la chlorite et la séricite (figure 3.7). La figure 3.8 montre l'emplacement des sites de mesure de la schistosité ainsi que son attitude dans chaque domaine structural du secteur lac Line. On y constate une orientation moyenne subparallèle aux zones de cisaillement longitudinales, soit E-O à ENE-OSO, et un pendage subvertical. Cette attitude est parfaitement compatible avec celle de la schistosité pénétrante attribuée à la déformation régionale (revoir section 1.4.2.3; Daigneault et Allard, 1990). Comme il sera discuté plus en détail à la section 6.3.3, l'attribution de l'origine de la schistosité observée à la déformation régionale revêt une grande importance pour déterminer la chronologie relative entre la déformation régionale et la minéralisation.

Quelques exceptions à l'attitude moyenne de la schistosité principale apparaissent sur les stéréogrammes caractérisant les domaines du Stock du lac Line et du mont Bourbeau (figure 3.8). Ces exceptions indiquent du plissement parasite affectant la schistosité mesurée dans certaines zones d'altération bordant les zones de fractures N-S à NO-SE. Leur faible nombre et leur attitude incohérente sont compatibles avec l'idée que ces plis ont profité du caractère altéré et anisotrope de la roche pour se former. En certains endroits à proximité ou dans certaines zones faiblement schisteuses, des plans de clivage espacés ainsi que des stylolites crénulés sont observés. Ce phénomène est particulièrement commun dans les tufs fins et, dans une moindre mesure, dans les laves. Ces éléments structuraux non-pénétrants sont également associés à la déformation régionale, sur la base du fait qu'ils sont systématiquement parallèles à la schistosité avoisinante ainsi qu'aux minéraux recristallisés dans les ombres de pression. Ils fournissent ainsi un repère supplémentaire pour établir la chronologie relative entre la déformation régionale et la minéralisation (voir section 6.3.3).

3.2.3.2 Zones de faille longitudinales

Certaines zones de faille principales du secteur lac Line ont une orientation générale E-O à ENE-OSO. En plan, elles sont donc subparallèles au grain stratigraphique et à la schistosité régionale, d'où leur désignation de zones de faille « longitudinales ». Elles sont pour la plupart marquées par de larges corridors de déformation ductile ce qui permet de les interpréter comme des zones de cisaillement. Elles ont une importance capitale sur l'architecture du secteur car elles provoquent la répétition et/ou l'omission de segments intacts de la séquence stratigraphique qui conservent toujours la même polarité. Elles

juxtaposent également des domaines structuraux différents. Il s'agit là de phénomènes communément interprétés à l'échelle régionale le long de telles failles (Daigneault et Allard, 1990). En effet, Allard (1976) et Poitras et al. (1984) se sont basé sur la répétition stratigraphique sans changement de polarité des filons-couches du Complexe de Cummings (excellents repères stratigraphiques régionaux, voir Daigneault et Allard, 1990 et section 3.3) pour justifier la présence de ces failles longitudinales dans les secteurs des lacs Cummings et Barlow, situés à une dizaine de km respectivement à l'est et à l'ouest du secteur lac Line.

D'après les travaux antérieurs (Allard, 1976; Pilote, 1986; Daigneault et Allard, 1990) et ceux de la présente étude, il existerait quatre zones de cisaillement longitudinales principales dans le secteur lac Line (figure 3.9);

1. la faille du lac Cummings;
2. la faille du lac Antoinette;
3. la faille de la base du Roberge et;
4. la faille du lac Ham.

Les deux premières ont été clairement reconnues par Pilote (1986; 1987) et Daigneault et Allard (1990). Toutefois, la faille de la base du Roberge et la faille du lac Ham sont davantage déduites des présents travaux qu'observées sur le terrain. En effet, leur existence est nécessaire pour expliquer la présence du filon-couche de Bourbeau immédiatement au-dessus de la Formation de Gilman au sud du CVLH et l'apparition du filon-couche de Roberge au-dessus de la Formation de Blondeau au nord du même centre volcanique (figure 2.1). Leur position exacte est déduite de la présence de quelques zones fortement schisteuses et de rares zones mylonitisées en affleurement et en forage. Certains

segments occupent également des linéaments topographiques en relief négatif identifiables sur les cartes topographiques et les photos aériennes. Toutes ces zones de cisaillement montrent localement la présence d'altération hydrothermale et de minéralisation, indiquant qu'elles ont pu agir comme conduits pour les fluides. Toutefois, contrairement aux failles cassantes, elles ne montrent pas d'association spatiale particulière avec les indices minéralisés reconnus dans le secteur.

Aux quatre zones de cisaillement longitudinales principales s'ajoutent quelques autres failles longitudinales d'orientation similaire qui ont été identifiées sur le terrain, déduites d'incohérences stratigraphiques, identifiées sur des cartes géophysiques ou compilées de travaux antérieurs. Elles sont toutefois d'envergure beaucoup plus modeste que les quatre énumérées précédemment et sont intraformationnelles pour la plupart. Elles ne montrent généralement pas le développement de déformation ductile. Elles ne perturbent pas non plus de manière significative la séquence stratigraphique, bien qu'elles contribuent à épaisser certaines unités en les répétant structuralement. Le seul exemple ici digne de mention est une faille cassante longitudinale initialement reconnue par Pilote (1986) au sud du lac Larone et dont la trace E-O traverse le lac Line (figure 3.9). Elle est appelée ici « faille du mont Bourbeau » et elle duplique les roches volcanoclastiques de la Formation de Blondeau pour leur donner une épaisseur anormalement grande par rapport aux autres occurrences de cette formation ailleurs dans le secteur. Elle n'a toutefois aucune signature dans le Stock du lac Line, suggérant que ce dernier la recoupe. Compte tenu de cette relation de recouvrement et de l'âge tardi-volcanique du stock (revoir section 2.3.3.1), il est probable que la faille du mont Bourbeau ait une origine synvolcanique.

L'évaluation des impacts exacts des failles longitudinales sur l'architecture du secteur lac Line nécessite de connaître l'attitude du plan de discontinuité le long duquel a eu lieu le mouvement. On peut facilement en connaître la direction en observant en plan le tracé du corridor de déformation, mais le fait de ne pas pouvoir observer les failles directement complique l'évaluation de leur pendage. La schistosité associée a généralement un pendage subvertical, mais il peut exister une relation angulaire entre cette schistosité et le plan de cisaillement responsable du mouvement (Daigneault, 1991). On ne peut donc pas conclure directement à un pendage subvertical pour le plan de cisaillement sur la seule base de l'attitude de la schistosité principale observée dans le corridor de déformation. Par contre, des travaux de cartographie détaillée ont été réalisés récemment par Leclerc et al. (2006) à environ 7 km à l'est du secteur lac Line, sur une nouvelle coupe de bord de route exposant directement les plans de cisaillement et couvrant les mêmes niveaux stratigraphiques que ceux du secteur lac Line. Ces travaux démontrent clairement le caractère listrique et le pendage subvertical ou fortement penté vers le nord des plans de cisaillement E-O. Leclerc et al. (2006) reconnaissent que ces plans sont à l'origine d'un mouvement inverse du nord vers le sud ayant provoqué des duplications stratigraphiques similaires à celles observées dans le secteur lac Line. Ces travaux ne font que confirmer ceux de Pilote (1986; 1987) et Daigneault et Allard (1990) qui confèrent eux aussi un pendage fort vers le nord et un transport tectonique du nord vers le sud aux différentes failles longitudinales du flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau. On peut donc considérer avec un bon niveau de confiance que les failles longitudinales du secteur lac Line ont bel et bien un pendage fort vers le nord.

La section structurale de la figure 3.10 tient compte de ce pendage pour représenter l'architecture du secteur lac Line telle qu'interprétée en profondeur. L'effet de duplication de la séquence stratigraphique par les différentes zones de cisaillement longitudinales y est parfaitement compatible avec le mécanisme de raccourcissement par charriage proposé par Daigneault et Allard (1990) dans cette portion du synclinal de Chibougamau (voir encadré de la figure 3.10). Le corridor de déformation représenté comme étant le plus développé est celui de la faille du lac Antoinette. Ceci traduit l'importante dépression topographique qui lui est associée ainsi que les larges zones schisteuses observées en affleurement et en forage dans ce secteur. Ces mêmes zones renferment localement des enclaves du filon-couche de Roberge et du Stock du lac Line, qui sont également schématisées sur la section. On remarque que la faille du lac Antoinette correspond à la limite sud du Stock du lac Line, bien que des dykes tonalistiques plus ou moins démembrés associés à cette intrusion soient retrouvés au sud de cette faille. Les autres zones de failles longitudinales principales sont de largeur beaucoup plus réduites et ne semblent pas présenter une intensité de déformation aussi grande que celle évaluée pour la faille du lac Antoinette.

Par ailleurs, la cartographie géologique, les cartes géophysiques et la topographie suggèrent que la relation de recouplement entre les failles longitudinales et les failles cassantes N-S à NO-SE n'est pas systématique, c'est-à-dire qu'il semble y avoir recouplement mutuel (figure 2.1). Étant donné l'origine synvolcanique interprétée pour ces failles cassantes (revoir section 3.2.2.3), il est donc possible que les failles longitudinales aient aussi été formées lors de la structuration synvolcanique en contexte d'extension. Il

pourrait ainsi s'agir de failles normales qui ont été réactivées en failles inverses étant donnée leur orientation favorable par rapport au raccourcissement N-S résultant de la déformation régionale.

3.3 SYNTHÈSE ET DISCUSSION PRÉLIMINAIRE

L'analyse structurale présentée dans les sections précédentes met en évidence les points saillants suivants pour le secteur lac Line :

1. une séquence stratigraphique à pendage subvertical et d'orientation générale E-O, avec perturbations locales de cette orientation particulièrement dans le domaine du lac Ham (section 3.2.2.1);
2. une déformation fragile fortement développée caractérisée par une fracturation répandue montrant une étroite association spatiale avec la minéralisation (sections 3.2.2.2 et 3.2.2.3) et;
3. une déformation ductile hétérogène concentrée essentiellement le long de failles longitudinales ductiles qui ne présentent pas d'association spatiale particulière avec la minéralisation mais qui sont responsables de répétitions stratigraphiques (section 3.2.3).

Comme mentionné précédemment, la déformation fragile (fracturation) est de loin l'élément structural dominant de l'aire d'étude et est étroitement associée à la minéralisation. Elle mérite ainsi qu'on s'attarde davantage à son origine, ce qui sera fait dans la section suivante. Il sera ensuite possible d'intégrer le tout dans un contexte régional à la section 3.3.2.

3.3.1 ORIGINE DE LA FRACTURATION

La fracturation se matérialise à différentes échelles dans le secteur lac Line (revoir section 3.2.2.2), et en particulier sous la forme de joints et de failles cassantes. En comparaison, l'interprétation de l'origine des failles cassantes est plus simple que l'interprétation de l'origine des joints, car elle se base sur l'observation de phénomènes de plus grande amplitude. Sur cette base, il a été possible, à la section 3.2.2.3, d'identifier deux familles de failles synvolcaniques (orientées N-S et NO-SE) et une famille de failles tardives, probablement grenvillienes (orientées NNE-SSO). Pour ce qui est de l'origine des joints, il est maintenant possible de s'y attarder en tenant compte à la fois des observations rapportées à la section 3.2.2.2 et de l'origine des failles cassantes, qui sont en quelque sorte des équivalents des joints mais à plus grande échelle.

Le fait saillant ressortant de l'étude de la fracturation (section 3.2.2.2) est que la direction dominante des fractures tend à être perpendiculaire à la stratification, et ce dans chacun des 4 domaines structuraux. Sachant que les joints se forment parallèlement à la direction de la contrainte maximale et perpendiculairement à celle de la contrainte minimale (figure 3.11a; Cox et al., 2001), cette observation suggère que les familles de joints dominantes ont été formées alors que les contraintes maximale et minimale étaient respectivement perpendiculaire et parallèle aux strates. Pour mieux comprendre les implications de ce phénomène, il faut réaliser que la fracturation du secteur lac Line peut être la somme de trois principaux processus ou série de processus, soient (Davis et Reynolds, 1996) :

1. la contraction thermique résultant du refroidissement suite à la mise en place des corps géologiques chauds (intrusions, laves, roches volcanoclastiques chaudes, etc.);
2. les contraintes tectoniques locales reliées à la structuration synvolcanique et synsédimentaire (enfouissement, compaction, effondrement, mise en place d'intrusion, etc.) et;
3. les contraintes tectoniques à plus grande échelle reliées à la déformation régionale (compression, extension, transpression, transtension, exhumation, etc.).

La contraction thermique forme des familles de fractures dont l'étendue se limite aux corps géologiques ayant subi cette contraction (Rehrig et Heidrick, 1972; McPhie et al., 1993). Les familles de fractures développées en réponse à des contraintes tectoniques locales affectent plusieurs corps géologiques distincts mais n'ont pas de signature régionale étendue (Davis et Reynolds, 1996), contrairement aux contraintes tectoniques régionales qui créent des familles de fractures d'orientation similaire sur des surfaces beaucoup plus grandes (Rehrig et Heidrick, 1972).

Dans le cas du secteur lac Line, les orientations dominantes de la stratification et de la fracturation changent d'un domaine structural à l'autre mais leur relation angulaire reste la même (situation de la figure 3.11b). Si les familles de fractures dominantes avaient été générées par des contraintes tectoniques reliées à la déformation régionale, elles auraient plutôt une orientation à peu près identique pour tous les domaines structuraux étudiés et cette orientation aurait été compatible avec un système de contraintes principales reliées à la compression N-S (situation de la figure 3.11c). Toutefois, comme souligné précédemment, ce n'est pas la situation reconnue. Les familles de fractures dominantes ont

une étendue locale appréciable, qui correspond approximativement à la taille des domaines structuraux de l'aire d'étude, mais pas une étendue régionale. Cette étendue locale est donc davantage compatible avec celle à laquelle on pourrait s'attendre suite à des contraintes tectoniques à l'échelle locale. Des processus de fracturation synvolcaniques et/ou synsédimentaires sont ainsi plus convenables pour expliquer la fracturation observée. Dans de tels contextes, où les strates sont en position subhorizontales, les contraintes maximale et minimale respectivement perpendiculaire et parallèle aux strates signifient un régime tectonique en extension. En d'autres mots, l'étendue de la fracturation et la relation angulaire entre le plan de stratification et les familles de fractures dominantes du secteur lac Line sont en tous points compatibles avec le régime d'extension ayant régné lors de l'activité volcanique du second cycle de la région de Chibougamau (Daigneault, 1998). La direction variable des familles de fractures dominantes peut ainsi être expliquée par des contraintes locales variables en fonction de la morphologie des terrains volcaniques, ou encore par la rotation subséquente de segments stratigraphiques préalablement fracturés.

En appui à cet argumentaire, il faut également souligner d'autres arguments non-négligeables mettant en relation les familles principales de joints et les failles synvolcaniques, tels :

1. une bonne cohérence entre la direction des familles principales de joints et celle des failles synvolcaniques;
2. une concentration des joints appartenant aux familles principales sous forme d'enveloppe en bordure des failles synvolcaniques et;
3. une incompatibilité entre les régimes de contraintes tectoniques majeures reconnus pour la région versus ceux interprétés pour les

failles synvolcaniques et les familles principales de joints de l'aire d'étude.

Ainsi, l'analyse structurale de la fracturation et celle des failles cassantes d'orientation N-S et NO-SE convergent vers une origine synvolcanique pour expliquer l'essentiel de la fracturation du secteur lac Line.

3.3.2 INTÉGRATION DANS LE CADRE STRUCTURAL RÉGIONAL

La combinaison des 3 faits saillants structuraux du secteur lac Line (revoir en début de section 3.3) n'est pas unique, mais n'est pas chose courante sur le flanc sud du synclinal de Chibougamau, ce qui fait du secteur du lac Line une anomalie structurale de la région.

Les travaux de cartographie et de compilation réalisés par Daigneault et Allard (1987; 1990; carte électronique inédite, 2003) mettaient déjà en évidence le caractère structuralement complexe du secteur lac Line en comparaison au reste du synclinal de Chibougamau. En effet, la figure 3.12a et b illustre bien la concentration anomale de failles de direction variable reconnue dans ce secteur suite à leurs travaux d'échelle régionale. Ces travaux ont également mis en évidence les incohérences stratigraphiques, les changements d'orientation brusque, les variations d'épaisseur et la répétition d'unités à cet endroit. Les trois filons-couches du Complexe de Cummings, en raison de leur continuité latérale remarquable et de leur ordre de superposition constant, sont d'excellents horizons marqueurs permettant d'illustrer ces perturbations. Sur la base de la carte de Daigneault et Allard (carte électronique inédite, 2003; figure 3.12a), de la signature magnétique évidente

de ces filons-couches (figure 3.12c) et des travaux de la présente étude, il est possible de représenter schématiquement la géométrie du synclinal de Chibougamau en faisant ressortir le tracé des filons-couches. C'est la méthode qui a été employée pour créer la figure 3.12d. On y constate que la continuité stratigraphique latérale typique de la partie est du flanc sud du synclinal de Chibougamau est perturbée et se rompt localement dans le secteur lac Line. Cette perturbation atteint son paroxysme immédiatement à l'ouest du secteur lac Line, dans les environs du gîte Berrigan, où les filons-couches du Complexe de Cummings sont très segmentés et disposés de manière chaotique. Pilote (1987) note que ces perturbations se font à la faveur de failles cassantes discordantes et suggère comme explication l'existence à cet endroit d'un bassin d'effondrement bordé de failles synvolcaniques similaires à celles décrites pour le secteur lac Line. En comparaison, la continuité latérale des filons-couches n'est pas rompue significativement par la fracturation ou les failles longitudinales en dehors du secteur lac Line et des environs du gîte Berrigan.

La présence soupçonnée de quatre failles longitudinales principales dans le secteur lac Line le rend également unique d'un point de vue régional, puisque aucun autre endroit sur le flanc sud du synclinal de Chibougamau n'en montre autant (figure 3.12d). En effet, ces failles sont interprétées comme correspondant à la culmination de la déformation régionale et tendent à s'être développées de manière à accommoder un maximum de raccourcissement sur le flanc des plis (Daigneault et Allard, 1990). Ceci tend à suggérer que le secteur lac Line se trouve dans une zone ayant accommodé beaucoup de raccourcissement. Ceci est compatible avec l'idée qu'il s'agissait déjà, au moment de la déformation régionale, d'une zone de faiblesse fortement fracturée ayant pu fournir bon

nombre de structures à réactiver pour accommoder la déformation. Plus à l'est et au nord du secteur lac Line, la structure régionale est plutôt marquée par du plissement parasite associée au synclinal de Chibougamau. Le fait qu'il n'y ait pas de plissement parasite reconnu dans le secteur lac Line, mais plutôt plusieurs segments dupliqués à polarité stratigraphique unidirectionnelle, suggère à nouveau qu'il y avait peu de cohérence (donc beaucoup de fractures) au sein des ensembles lithologiques lors de l'enclenchement de la compression N-S, favorisant ainsi un raccourcissement par réactivation de failles plutôt que par plissement.

Le camp minier du lac Doré présente beaucoup d'analogies structurales avec le secteur lac Line. On y retrouve la faille du lac Sauvage, qui est considérée comme l'une des discontinuités E-O les plus importantes de la région, autant du point de vue stratigraphique que métallogénique (Daigneault et Allard, 1990). Elle présente d'importantes similarités avec la faille du lac Antoinette, notamment du point de vue de son orientation, de son pendage, de ses extensions et de la répétition de la séquence stratigraphique qu'elle génère dans le secteur Portage (figure 3.12d et figure 110 de Daigneault et Allard, 1990). Il y a même un lien spatial remarquable entre la faille du lac Sauvage et les cisaillements SE renfermant les gisements du camp minier (Daigneault et Allard, 1990). Or, l'origine précoce de ces gisements (Magnan et al., 1994; Pilote et al., 1994; Robert, 1994; Sinclair et al., 1994; Tessier et al., 1994; Magnan et al., 1995; Pilote et al., 1995; Magnan et al., 1999) pourrait impliquer également une origine précoce pour cette faille, puis une réactivation lors de la déformation régionale. Il s'agit là d'éléments additionnels supportant la possibilité d'une origine synvolcanique pour la faille du lac Antoinette et les autres failles

E-O du secteur lac Line, qui présentent également une association spatiale avec un système minéralisé d'orientation dominante NO-SE (figure 2.1).

En somme, il semble que le caractère structural perturbé et segmenté du secteur lac Line ne soit pas grandement répandu à l'échelle régionale, mais qu'il présente des analogies avec le secteur du gîte Berrigan et le camp minier du lac Doré. L'évolution structurale du secteur lac Line semble donc pouvoir s'inscrire dans un cadre évolutif cohérent à l'échelle régionale, avec des liens structuraux possibles avec d'autres systèmes minéralisés.

FIGURES DU CHAPITRE 3

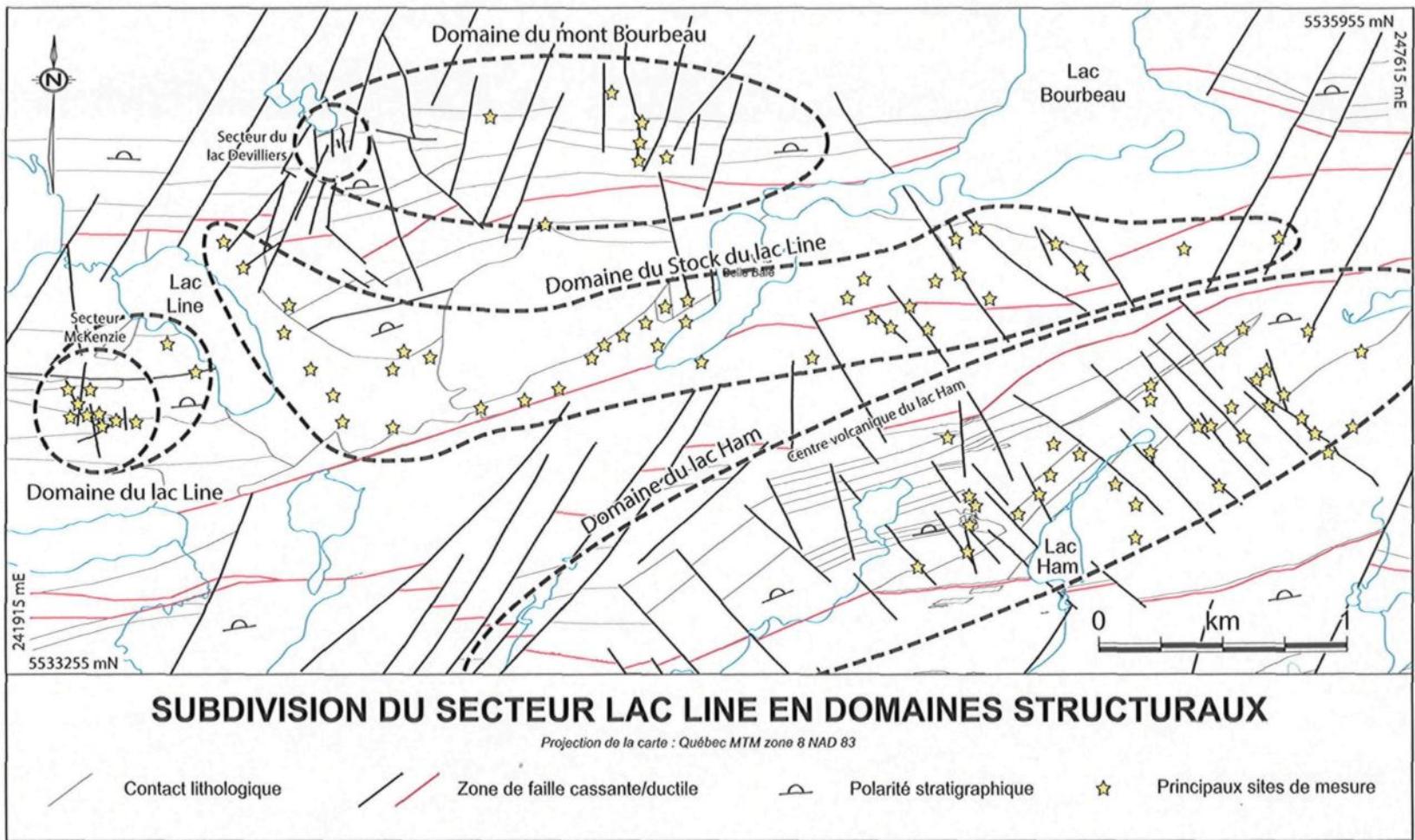


Figure 3.1 : Subdivision du secteur lac Line en domaines structuraux

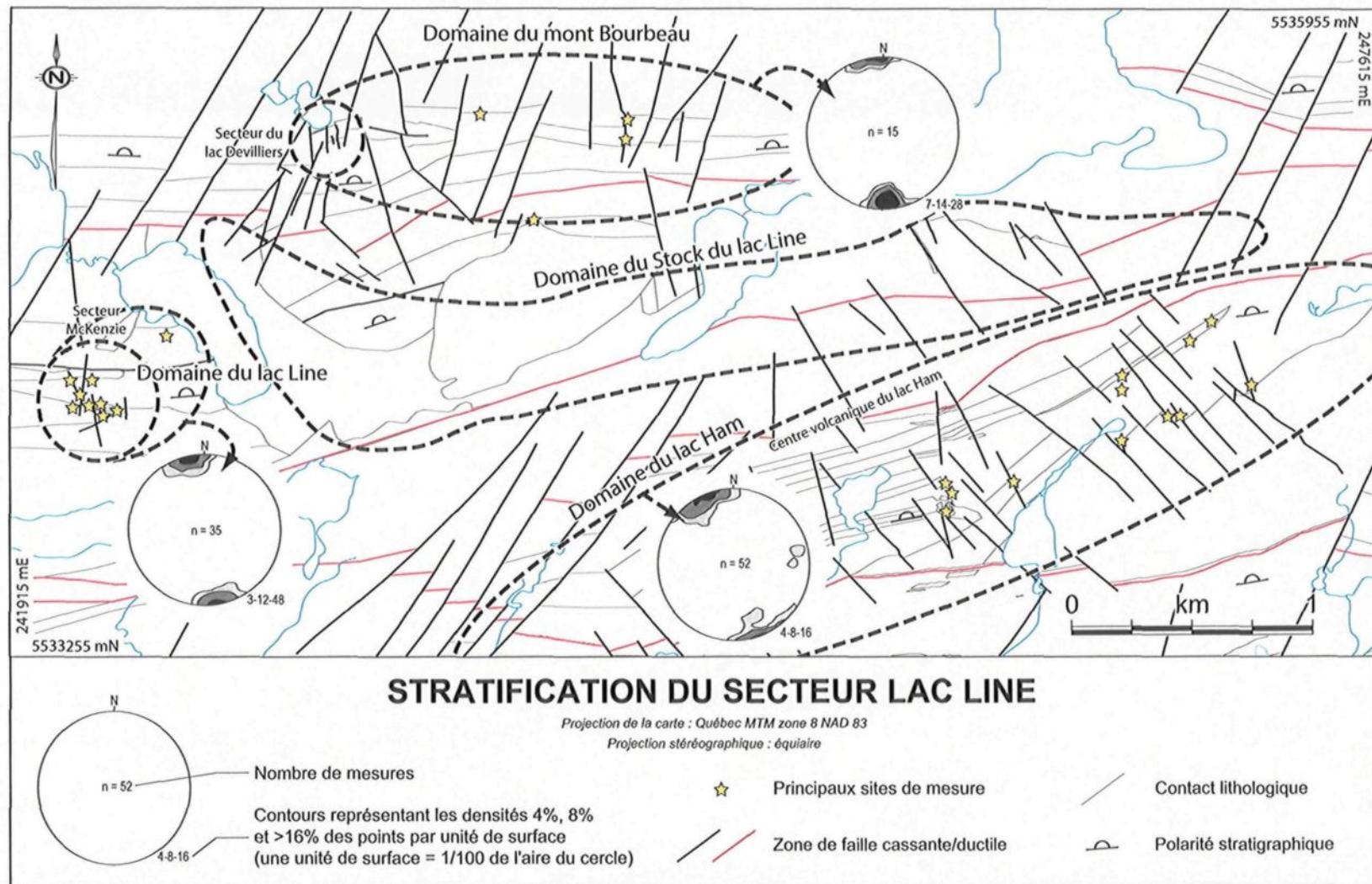


Figure 3.2 : Stratification primaire des roches volcaniques et volcanoclastiques du secteur lac Line

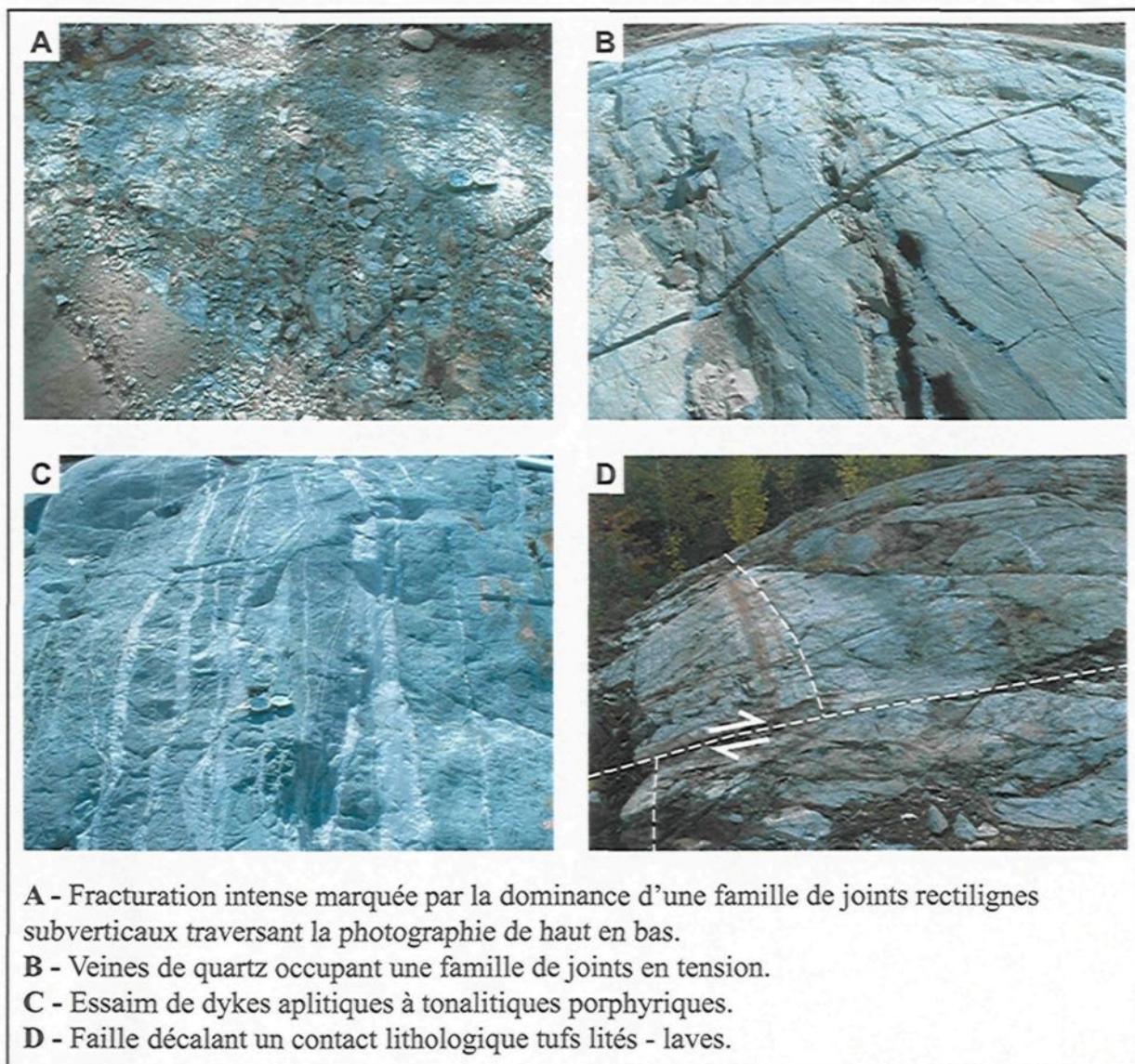


Figure 3.3 : Structures mésoscopiques représentatives de la fracturation observée dans le secteur lac Line

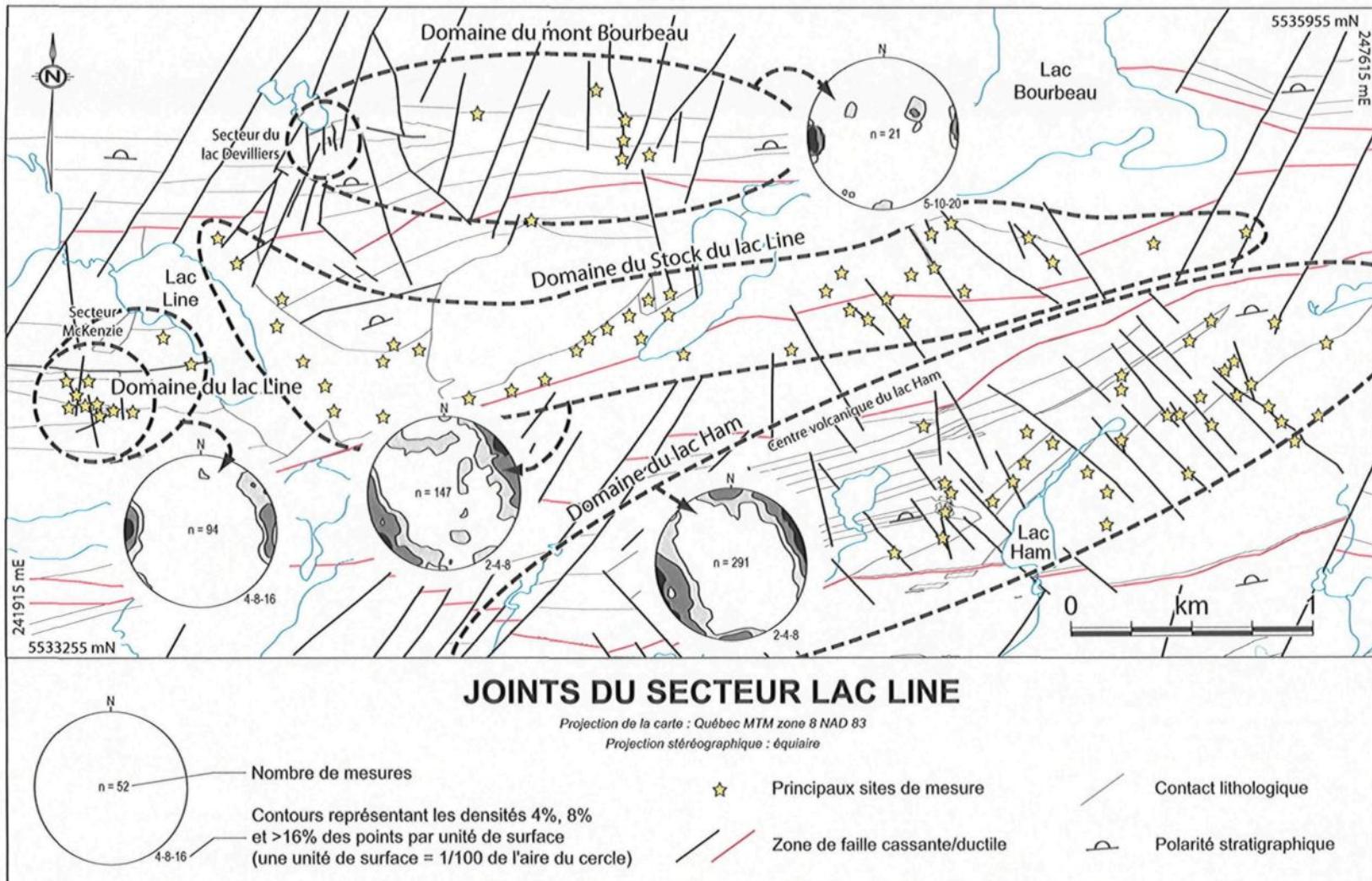


Figure 3.4 : Attitude des joints mesurés dans le secteur lac Line

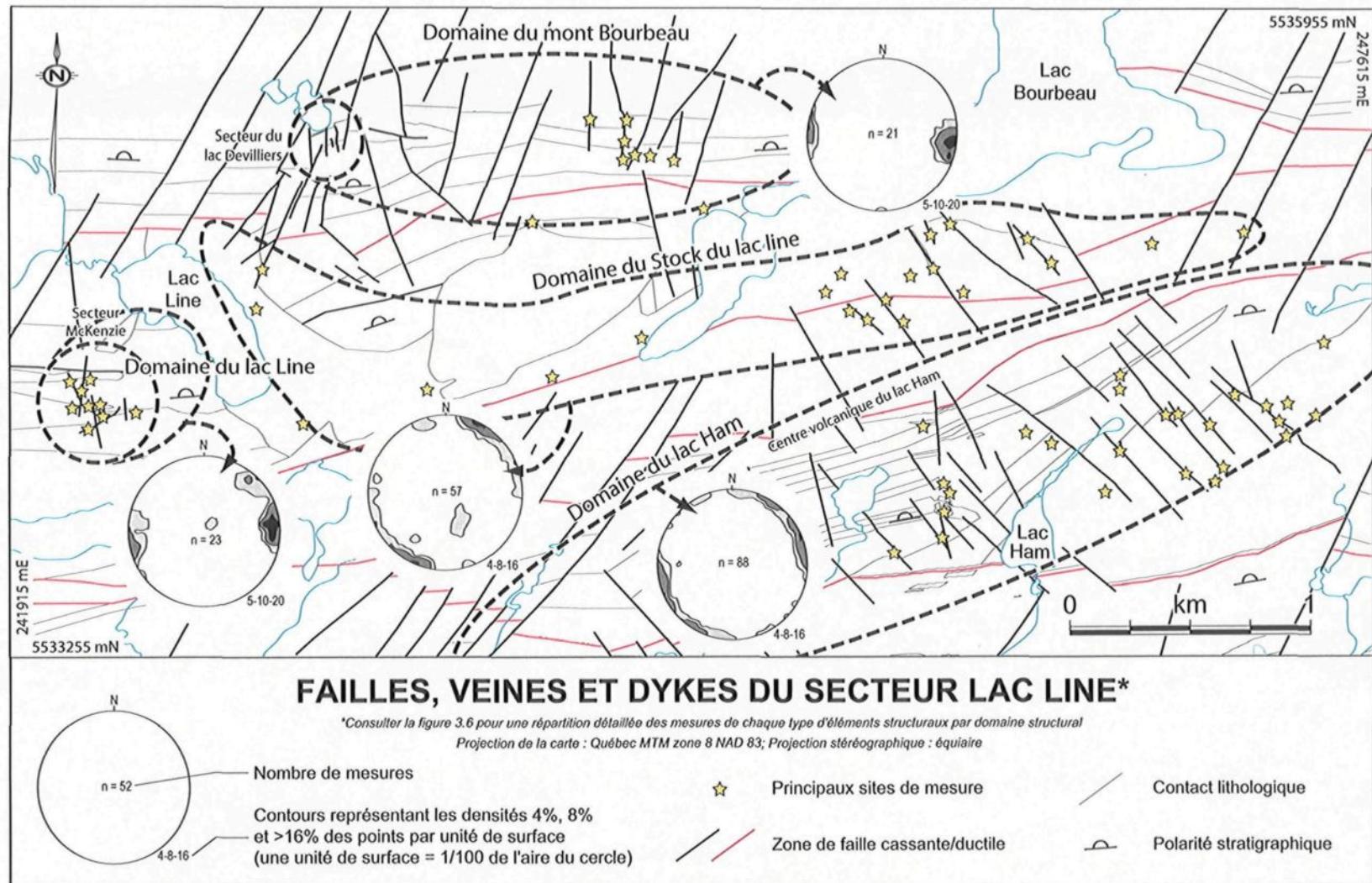


Figure 3.5 : Attitude des failles, dykes et veines mesurés dans le secteur lac Line

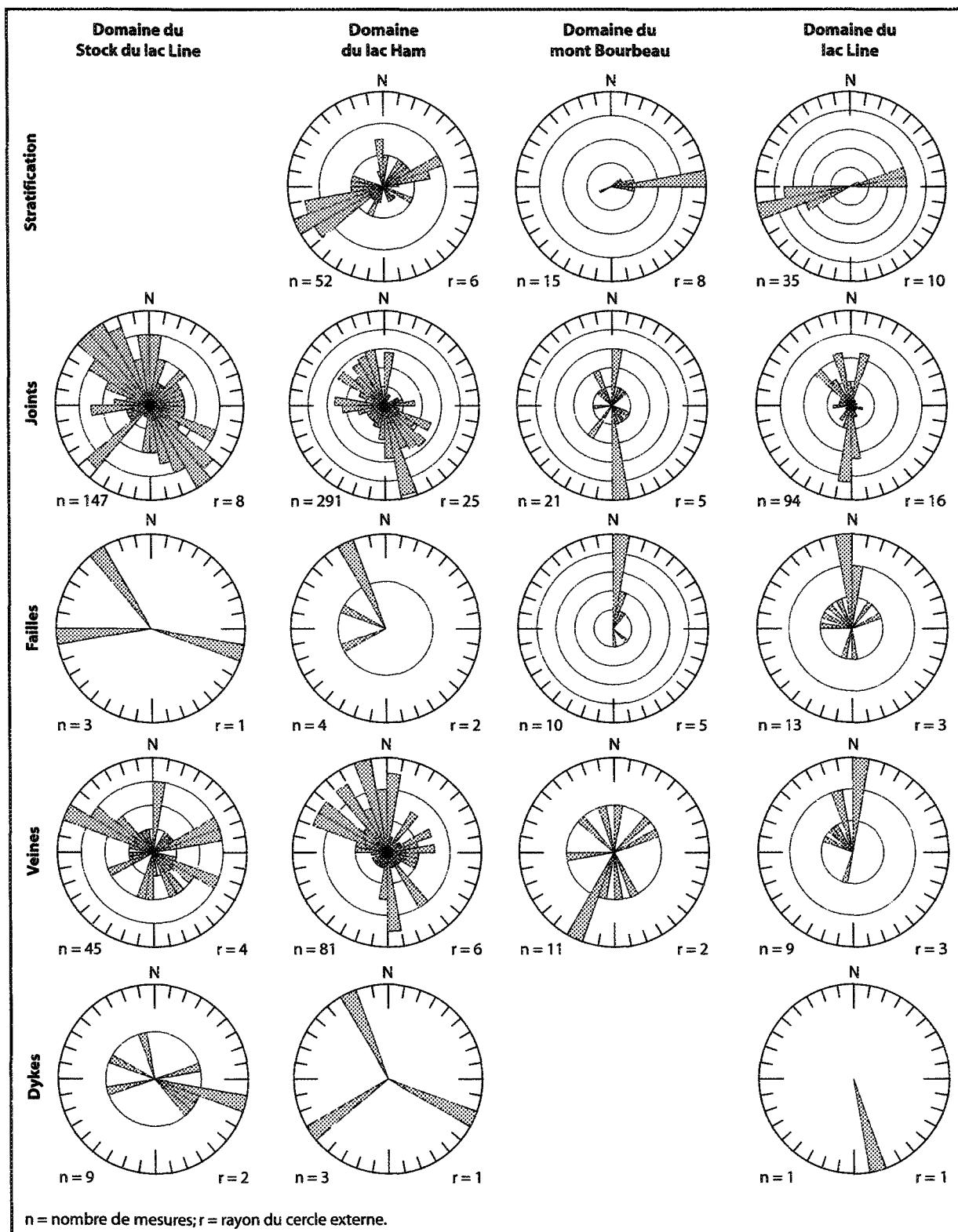
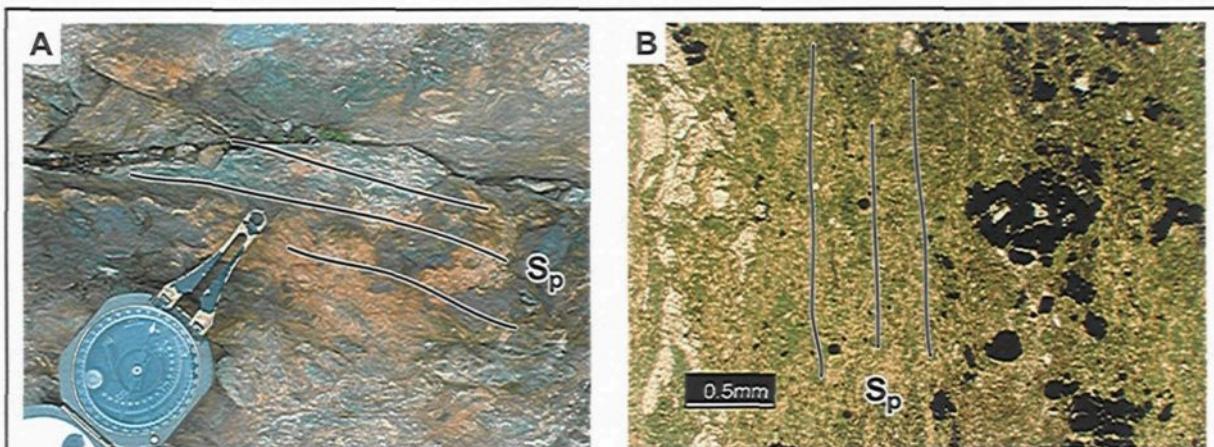


Figure 3.6 : Rosaces de direction de la stratification et des éléments structuraux reliés à la fracturation du secteur lac Line



A et B - Expressions typiques de la schistosité (S_p) en affleurement (A) et en lame mince (B). On reconnaît par un alignement préférentiel des minéraux en feuillets, particulièrement la chlorite. En B: microphotographie en lumière naturelle transmise.

Figure 3.7 : Photographies représentatives de la schistosité pénétrante observée

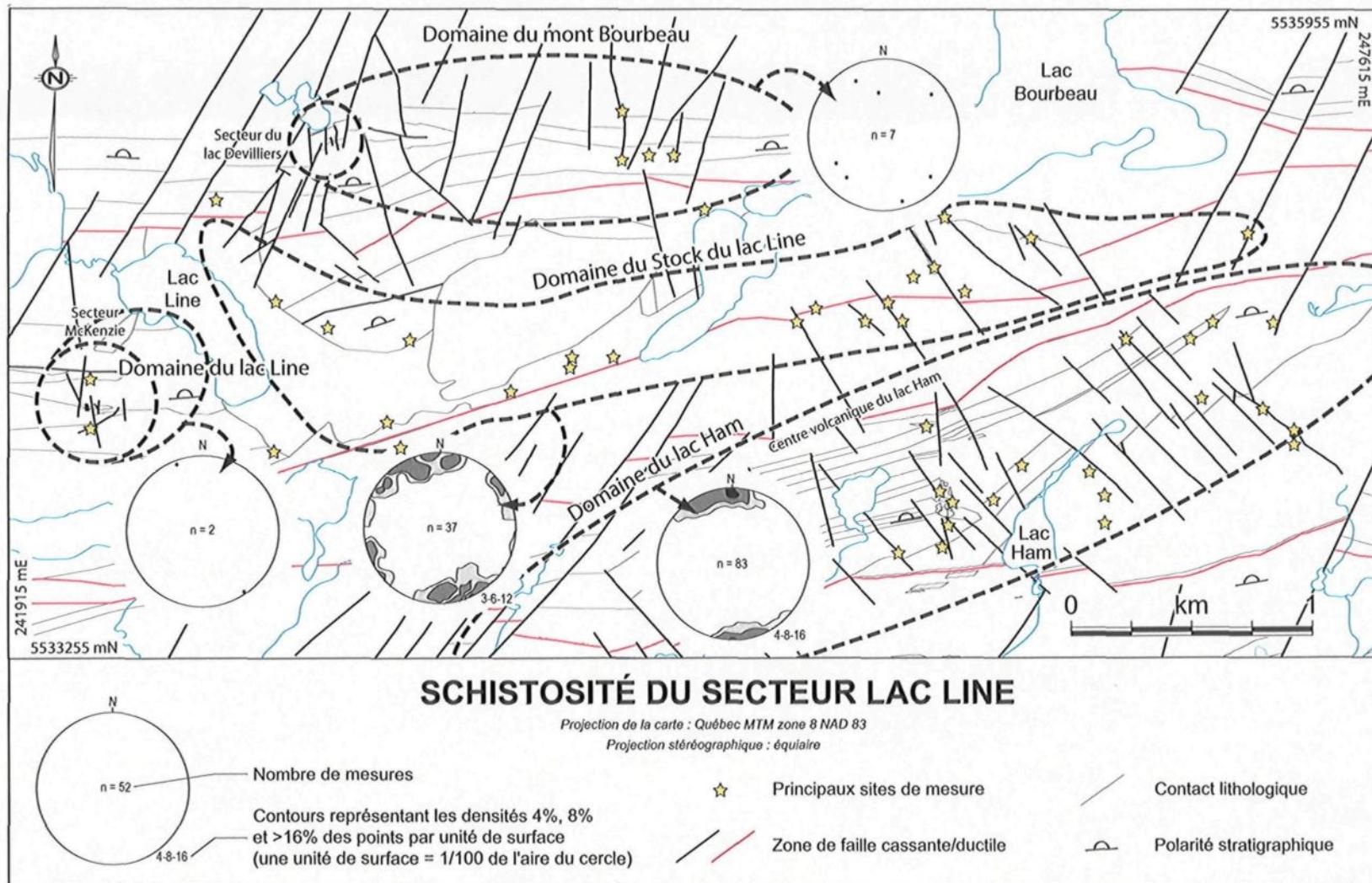


Figure 3.8 : Attitude de la schistosité mesurée dans le secteur lac Line

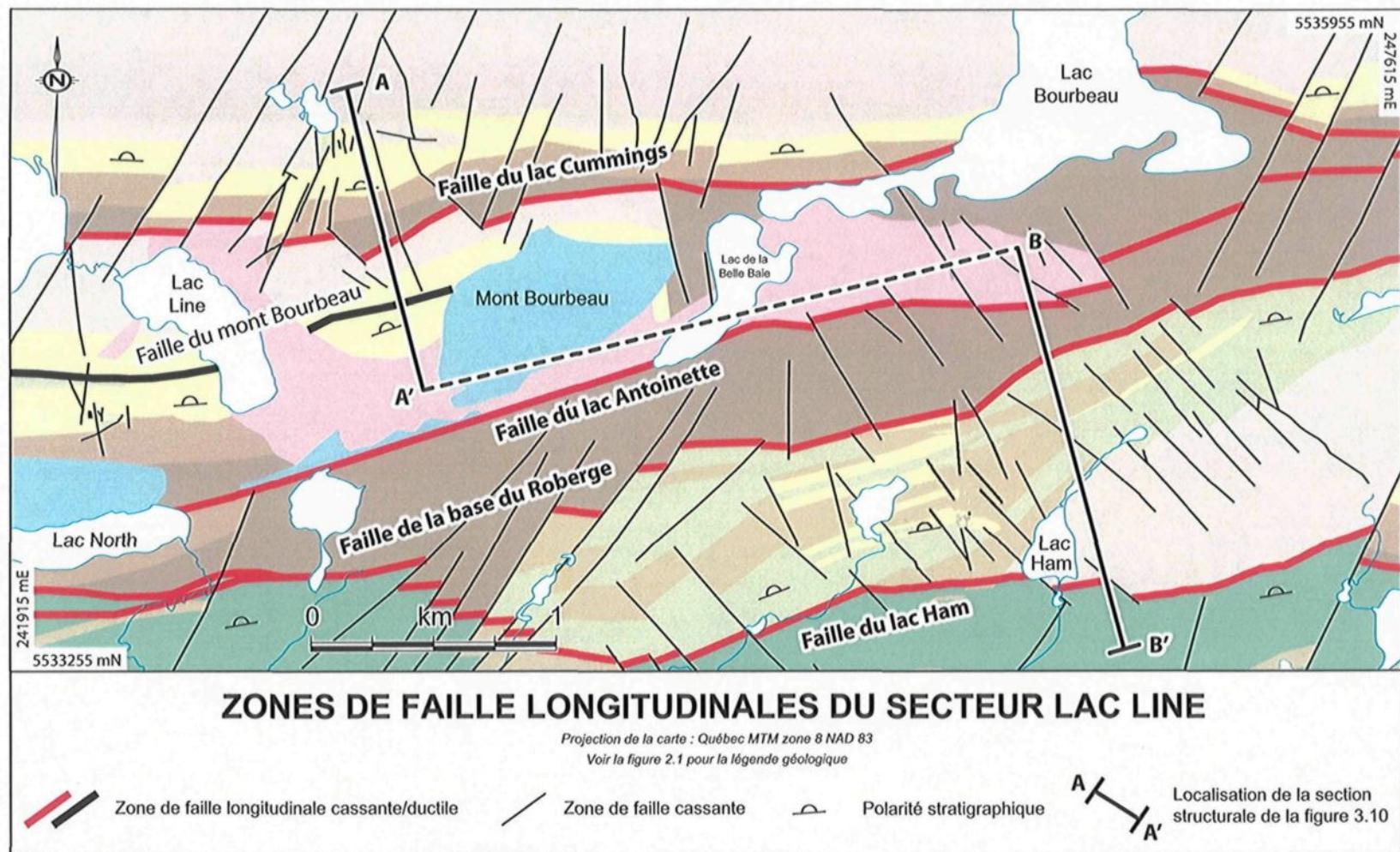


Figure 3.9 : Zones de faille longitudinales et localisation de la section structurale du secteur lac Line

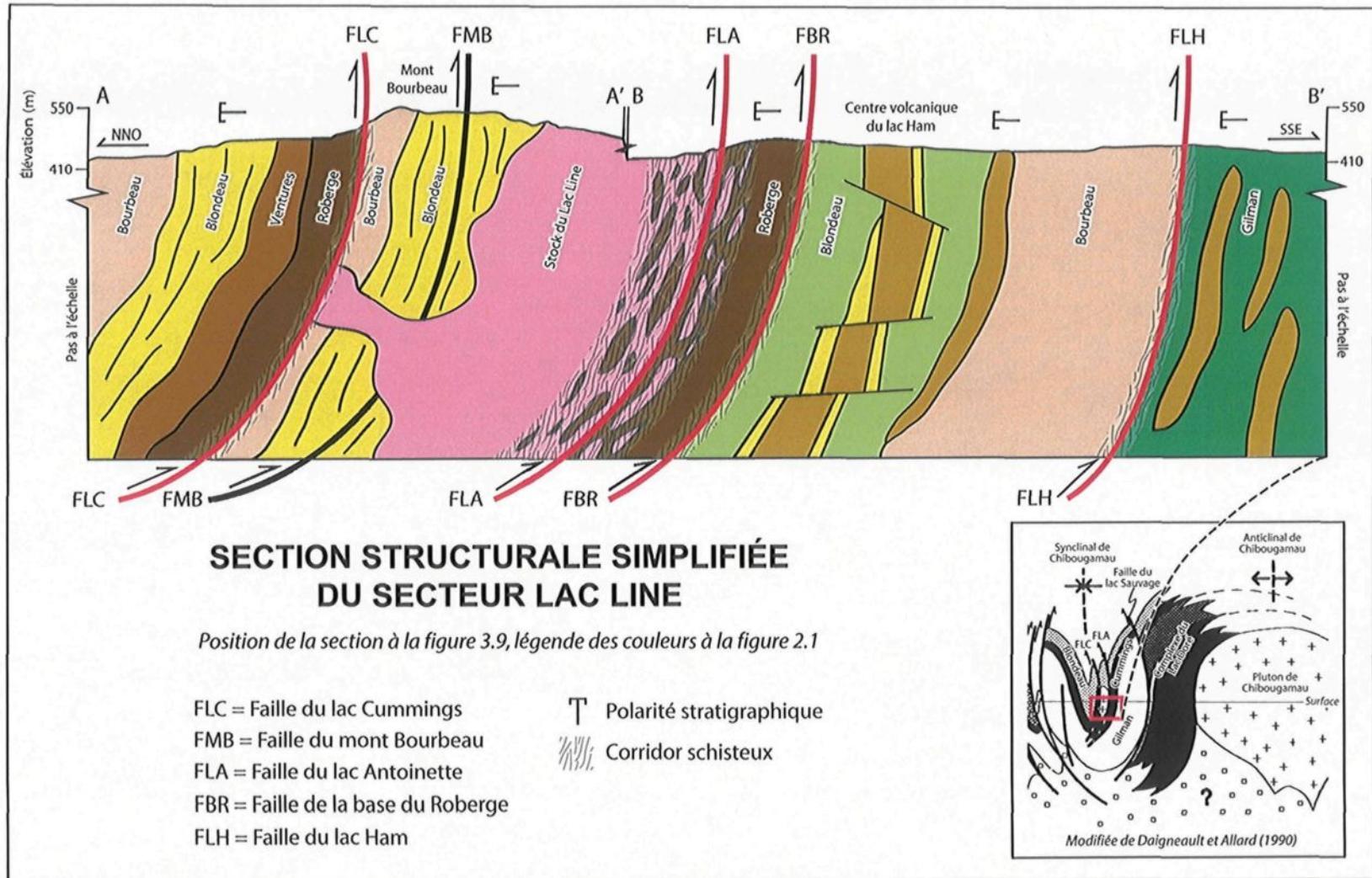
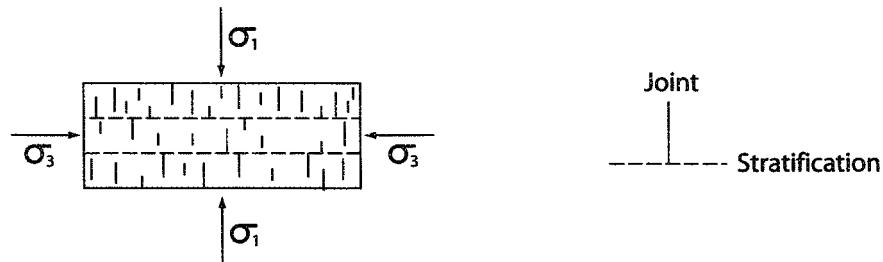


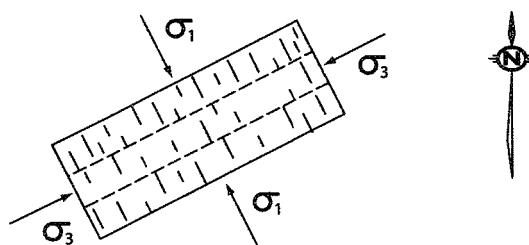
Figure 3.10 : Section structurale simplifiée du secteur lac Line (modifiée de Pilote, 1986)

A - Orientation des joints par rapport aux contraintes principales (Cox et al., 2001)

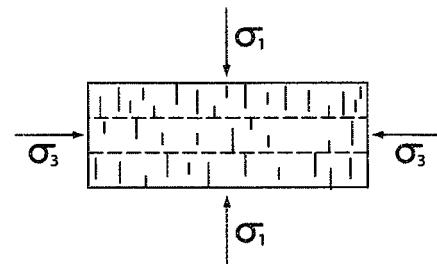


B - Application du concept aux domaines structuraux du secteur lac Line

Domaines du Stock du lac Line et du lac Ham

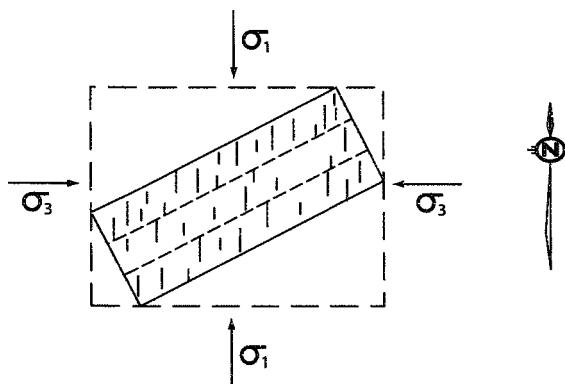


Domaine du mont Bourbeau et du lac Line



C - Cas attendu si les contraintes tectoniques reliées à la compression N-S étaient à l'origine de la fracturation observée

Domaines du Stock du lac Line et du lac Ham



Domaine du mont Bourbeau et du lac Line

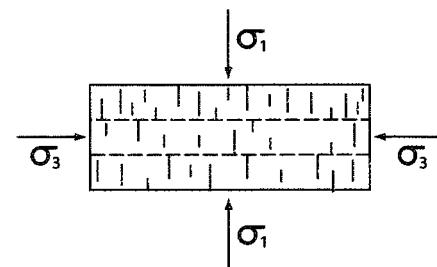


Figure 3.11 : Relations angulaires entre la fracturation dominante, la stratification et la direction des contraintes tectoniques principales

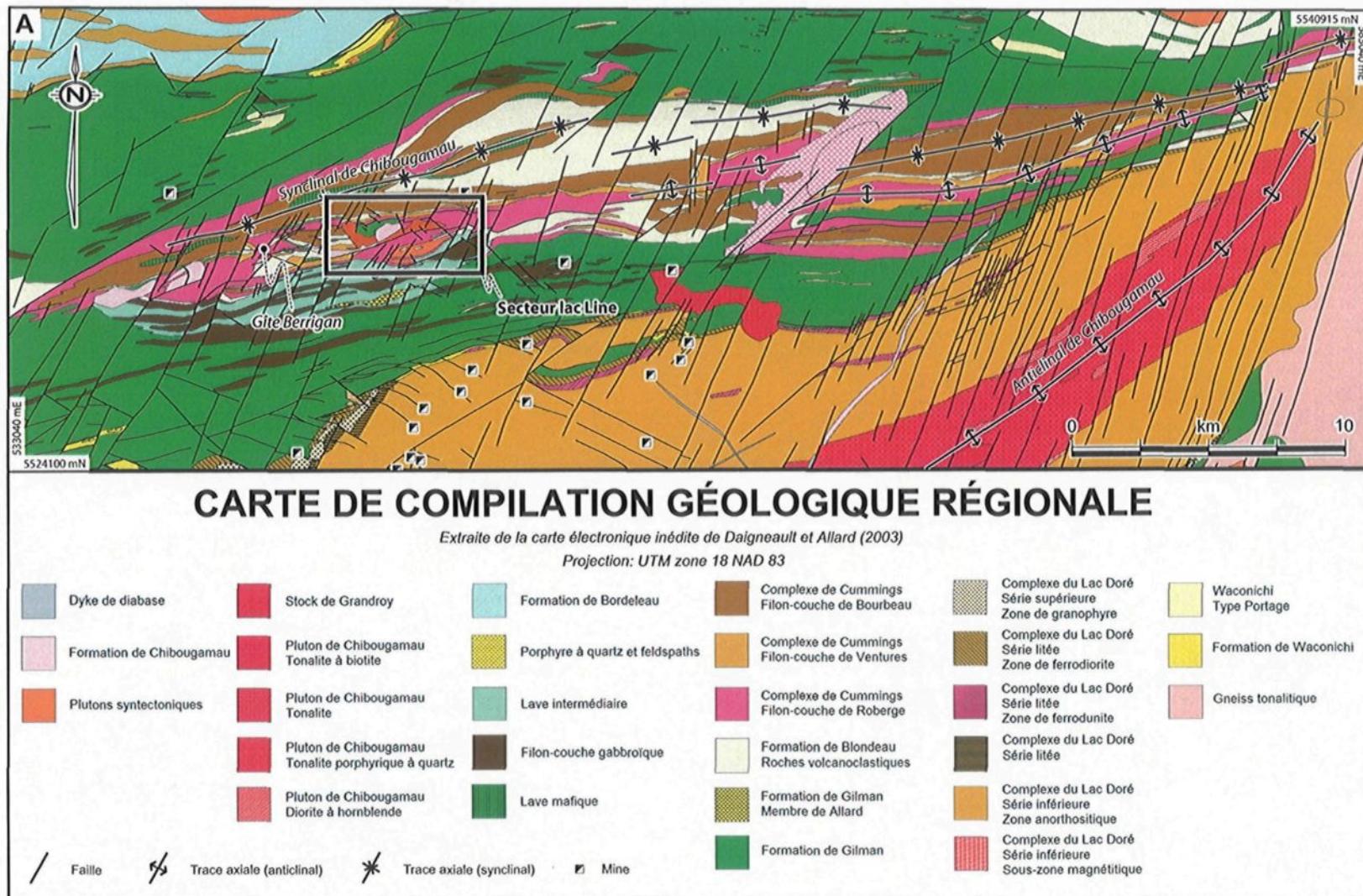


Figure 3.12 : Position du secteur lac Line dans le cadre structural régional

(suite à la page suivante)

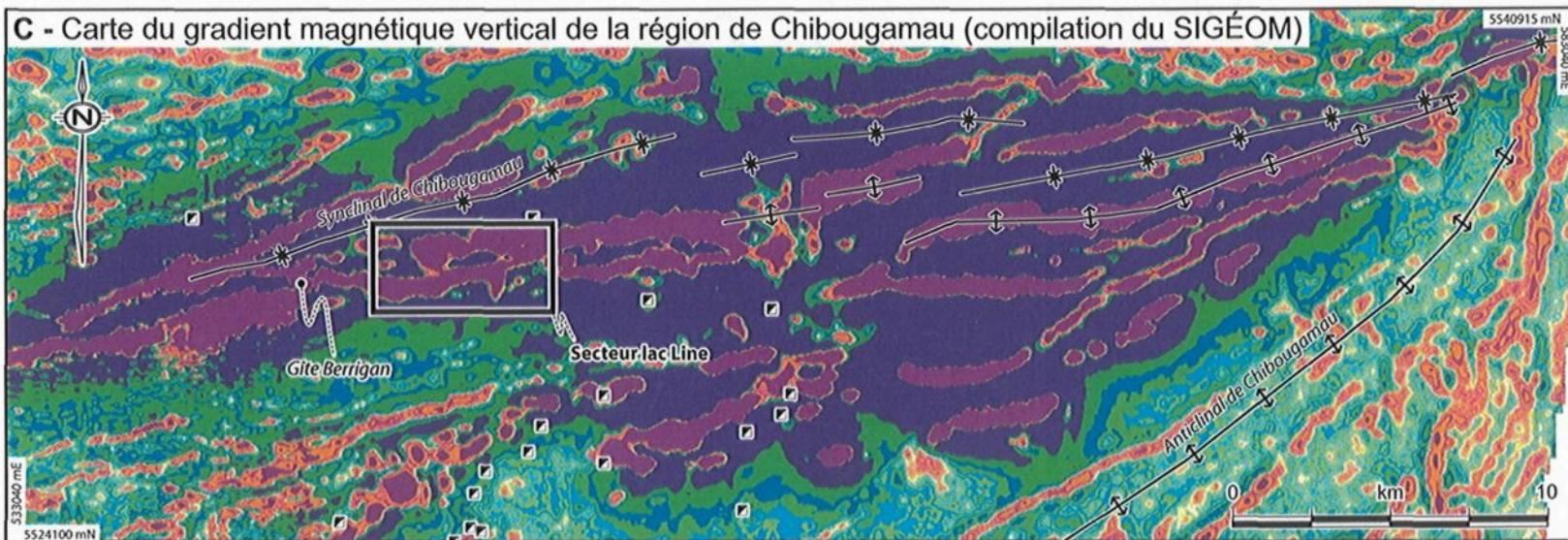
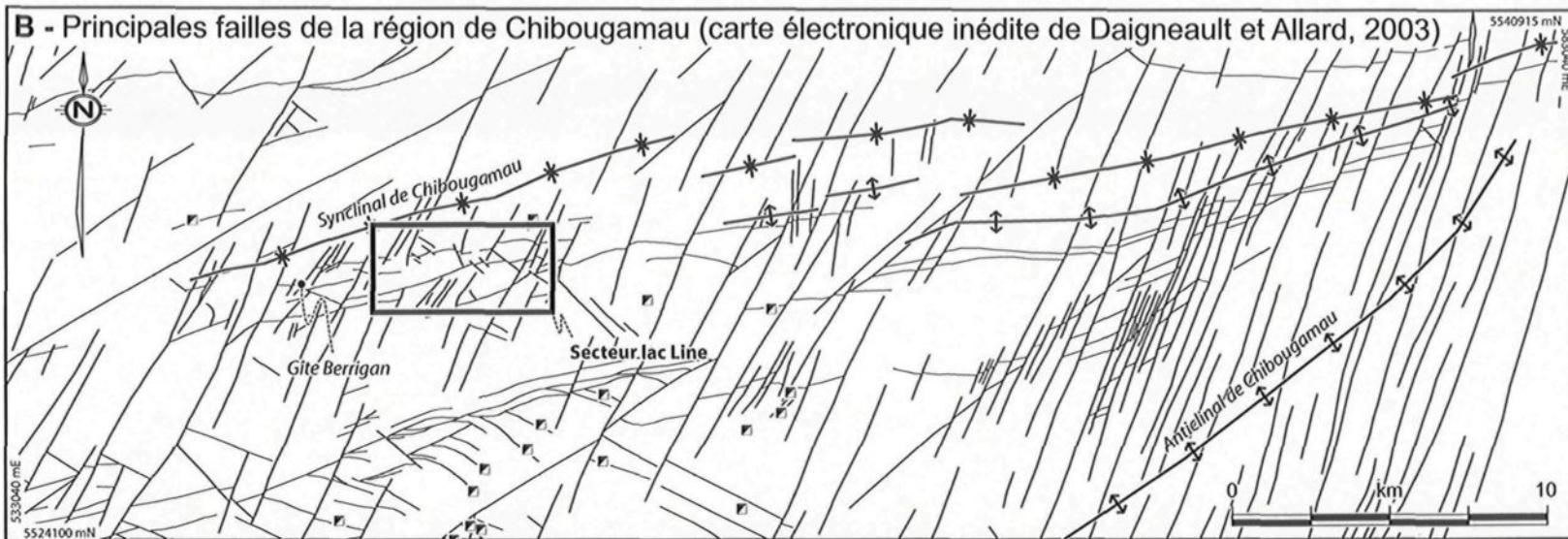


Figure 3.12 : Position du secteur lac Line dans le cadre structural régional (suite)

(suite et fin à la page suivante)

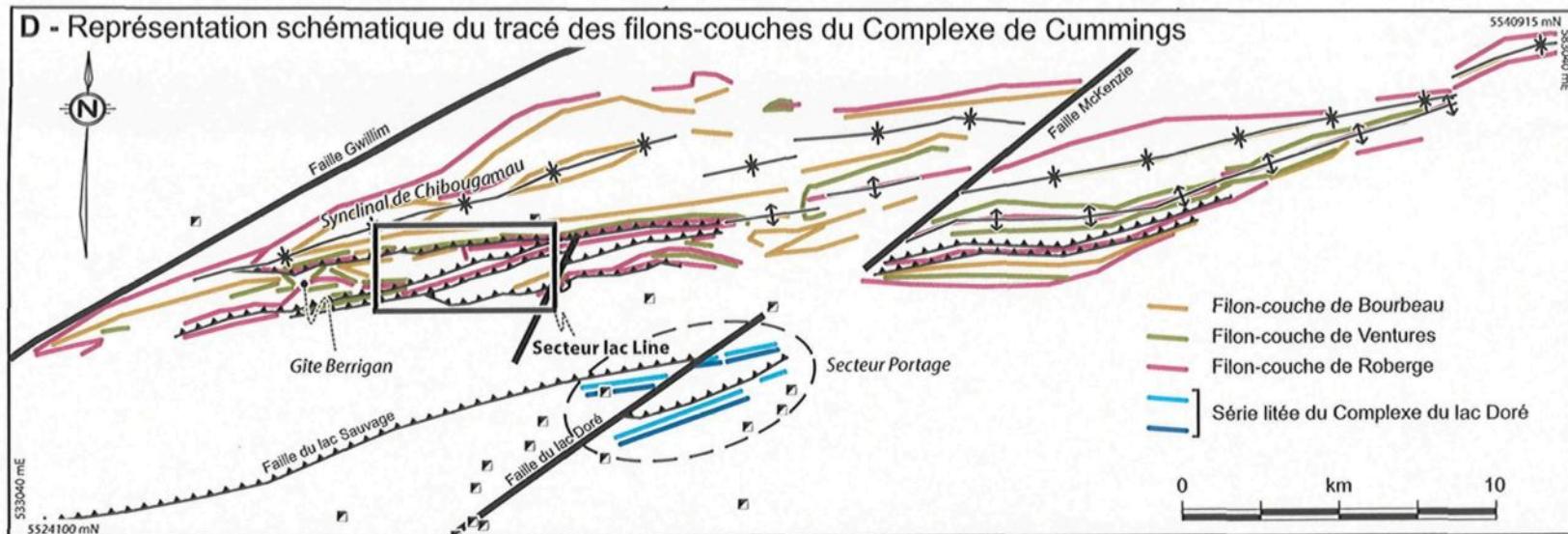


Figure 3.12 : Position du secteur lac Line dans le cadre structural régional (suite et fin)

CHAPITRE 4

MINÉRALISATION

4.1 INTRODUCTION

L'environnement encaissant, l'attitude, la morphologie, la texture, la minéralogie et la composition des zones minéralisées sont autant d'éléments essentiels à analyser pour contraindre la typologie et les processus de formation d'un système hydrothermal complexe comme celui du secteur lac Line (revoir chapitre 1). Ce système inclut plus d'une centaine de structures minéralisées de tailles variées montrant divers encaissants, styles de minéralisation, minéraux d'altération et effets de la déformation (figure 2.1). Le présent chapitre s'attarde à la distribution spatiale ainsi qu'à la caractérisation physique et chimique des différentes formes de minéralisation observées afin de préciser la nature du système hydrothermal. La section 4.2 présente d'abord une description des principaux indices. Les caractéristiques propres à chacun des styles de minéralisation formant les indices sont ensuite détaillées à la section 4.3. La section 4.4 présente finalement divers aspects concernant la signature géochimique de la minéralisation.

4.2 SURVOL DES GÎTES ET INDICES PAR DOMAINES GÎTOLOGIQUES

Cette section présente un survol des différentes structures minéralisées du secteur lac Line. Pour ce faire, le secteur est divisé en quatre domaines gîtologiques définis par le contexte géologique et la distribution spatiale d'indices similaires. Les principales caractéristiques de chaque gîte et indice décrits sont synthétisées au tableau 4.1. Il est à noter que l'altération hydrothermale associée à chaque indice n'est que brièvement introduite ici. Le chapitre 5 en présentera une description plus exhaustive, et ce pour l'ensemble du secteur lac Line plutôt qu'indice par indice. Pour leur part, les relations chronologiques évoquées dans le texte et/ou illustrées sur les figures seront discutées en détail au chapitre 6.

4.2.1 MINÉRALISATIONS DU CENTRE VOLCANIQUE DU LAC HAM

Les structures minéralisées reconnues dans le CVLH sont encaissées aussi bien dans l'unité gabbroïque sommitale du filon-couche de Bourbeau que dans les laves, filons-couches et roches volcanoclastiques sus-jacentes appartenant à la Formation de Blondeau. La minéralisation occupe systématiquement des failles cassantes de direction NO-SE à N-S et les réseaux de fractures associés. Elle se présente sous trois formes principales décrites en détail à la section 4.3:

1. disséminations de sulfures;
2. veines de magnétite-sulfures et;
3. veinules et veines de sulfures à gangue silicatée.

Les métaux qu'on y retrouve en quantité appréciable sont l'or, le cuivre et localement l'argent. Les principaux minéraux d'altération sont la chlorite, la séricite, l'épidote et les carbonates. Dans ce qui suit, une emphase particulière est mise sur la Structure Brosman étant donné la quantité de données disponibles, la qualité de l'information géologique fournie par ce corps minéralisé et son importance économique.

4.2.1.1 Structure Brosman (Au, Ag, Cu)

La Structure Brosman est localisée à environ 300 mètres au NO du lac Ham (figure 2.1). Elle a été découverte en 1998 lors d'une campagne de décapage réalisée par SOQUEM et a été travaillée et décrite depuis par divers auteurs, dans divers cadres (Lafrance, 1999b, 1999a; Pouliot, 1999a, 1999b; Pouliot et Chartrand, 1999; Pouliot, 2001; Côté-Mantha, 2003; Pouliot, 2003a, 2003b; Côté-Mantha, 2004b, 2004a, 2005a, 2005b; Lapointe et Folco, 2005; Côté-Mantha, 2006; Folco, 2006). L'appellation « Structure Brosman » réfère ici à l'enveloppe minéralisée exhibée par le biais de huit tranchées distinctes, initialement considérées comme des indices différents (indice Brosman, indice Doré, etc.). Cette enveloppe est divisée en deux zones sur la base du style de minéralisation observé. Il s'agit de la Zone Aurifère et de la Zone Polymétallique, formant respectivement la moitié sud et nord de la Structure Brosman (figure 4.1).

En plus d'être actuellement le corps minéralisé le plus prometteur du secteur lac Line, et par le fait même un des plus travaillés, la Structure Brosman permet des observations clés dans la compréhension du système de minéralisation polymétallique,

notamment en ce qui a trait à l'origine des failles cassantes et réseaux de fractures NO-SE et à leur rôle dans la mise en place de la minéralisation.

4.2.1.1.1 Roches hôtes

La Structure Brosman est encaissée dans une succession de laves et filons-couches intermédiaires à mafiques et de tufs fins felsiques à intermédiaires. Ces unités présentent des caractéristiques microscopiques et mésoscopiques typiques des mêmes unités observées ailleurs dans le CVLH. Toutefois, particulièrement dans la moitié nord de l'indice, l'agencement mégascopique de ces unités est chaotique, c'est-à-dire qu'il n'est prédictible ni latéralement le long d'un horizon stratigraphique, ni transversalement en progressant dans l'empilement. Ce n'est pas commun dans le secteur, sauf à proximité de certains autres indices. Par exemple, dans la Zone Polymétallique, les contacts entre les unités gabbroïques et les tufs sont irréguliers et le plus souvent faillé. Il est aussi fréquent d'observer des changements drastiques de la texture du gabbro de part et d'autre d'une mince structure minéralisée. L'attitude du litage des tufs d'un affleurement à l'autre est incohérente. La partie nord de la Zone Aurifère montre le même genre d'agencement chaotique. Des zones de contacts irréguliers entre unités ainsi que des changements abrupts de texture sont choses communes. Des masses de tufs ayant subi un plissement synsédimentaire sont limitées par des plans de décollement. Des corps lenticulaires désorganisés de gabbro et de tufs sont régulièrement observés.

4.2.1.1.2 Fracturation et déformation

La fracturation est l'élément structural qui domine la Structure Brosman (figure 4.2a). Elle est d'intensité moyenne à forte et affecte la roche encaissante selon trois directions principales, soient N-S, NO-SE et ENE-OSO (figure 4.3). Ces dernières correspondent aux directions de fracturation synvolcanique dominantes reconnues à l'échelle du secteur lac Line (revoir section 3.2.1). Toutes les familles de fractures ont été empruntées par les fluides hydrothermaux, tel qu'illustré par l'omniprésence de minéraux d'altération et de sulfures (figure 4.2b). La fracturation est la mieux développée dans les laves, là où la Zone Aurifère atteint sa puissance maximale. Les meilleures teneurs en or de cette zone sont systématiquement obtenues dans les corridors les plus fracturés, plus particulièrement dans ceux de direction NO-SE (figure 4.3). Ceci démontre le contrôle structural important qu'a exercé la fracturation sur la mise en place de la minéralisation aurifère. Pour sa part, la minéralisation de la Zone Polymétallique se retrouve dans des zones généralement moins fracturées que dans la Zone Aurifère, mais les mêmes familles de fractures y sont toujours présentes.

Les évidences de déformation ductile sont rares sur la Structure Brosman et, tout comme ce qui est observé à plus grande échelle, leur distribution est hétérogène. Une schistosité principale associée à la déformation régionale est localement présente. Elle est alors mal développée, se matérialise par l'alignement préférentiel des minéraux en feuillets et n'est apparente qu'au microscope. Cette fabrique devient pénétrante et son intensité augmente le long de certains corridors fortement altérés. Son orientation est en moyenne E-O et elle montre un pendage très fort, généralement vers le sud. Des plans de clivage

espacés ainsi que des stylolites crénulés sont communément observés surtout dans les tufs fins et, dans une moindre mesure, dans les laves. Ces éléments structuraux non-pénétrants sont également associés à la déformation régionale (revoir section 3.2.3.1).

4.2.1.1.3 Minéralisation et altération

La Structure Brosman offre une opportunité rare d'observer, sur une surface relativement restreinte, les trois formes de minéralisation caractéristiques du secteur lac Line. En effet, la Zone Polymétallique est formée de veines de magnétite-sulfures avec un peu de pyrite disséminée, alors que la Zone Aurifère renferme uniquement de la pyrite disséminée et des veinules et veines de sulfures à gangue silicatée. Les veines de magnétite-sulfures y sont absentes. Le contraste entre le style de minéralisation propre à chacune de ces deux zones soulève une question principale à laquelle la présente étude tente de répondre: ce contraste est-il le résultat de la juxtaposition de deux zones minéralisées différentes ou plutôt le résultat du contrôle lithologique ou de la zonalité d'un même système minéralisateur? Les caractéristiques de la minéralisation des deux zones sont décrites dans ce qui suit afin d'amener des éléments de réponses à cette question, qui sera traitée plus loin (voir section 4.5.2).

Zone Aurifère

La minéralisation de la Zone Aurifère correspond à des disséminations de pyrite et des veinules et veinules millimétriques à centimétriques de sulfures-quartz (figure 4.4a)

distribuées de façon hétérogène principalement dans les laves intensément fracturées, mais également dans les tufs et le filon-couche. Les disséminations de pyrite (2 à 20% de la roche) sont toujours présentes et sont associées à une altération propylitique pénétrante d'intensité faible à moyenne. Les veines et veinules de sulfures-quartz sont également très fréquentes mais se concentrent dans les zones les plus fracturées de l'indice. Elles sont associées à une altération chloriteuse d'intensité moyenne à forte, restreinte aux épontes des veinules. L'ensemble de la minéralisation et de l'altération associée définit une enveloppe N-S subverticale d'un maximum de 30 mètres de puissance en surface où une teneur moyenne de 0,5 g/t Au a été obtenue en rainures (Pouliot, 1999b). Des corridors enrichis de direction NO-SE, titrant jusqu'à 14,2 g/t Au sur 7 mètres en rainures, sont retrouvés dans cette enveloppe. Ils correspondent aux zones les plus intensément fracturées, celles-là même où se concentrent les veines et veinules à quartz-sulfures (figure 4.3). En profondeur, un forage indique que l'enveloppe minéralisée s'élargit jusqu'à une épaisseur vraie de 175 m à 0,48 g/t Au (Pouliot, 2003a), ce qui inclut de nombreuses zones enrichies (par exemple, 5,5 mètres à 3,48 g/t Au). Le corps minéralisé demeure ouvert à une profondeur verticale de 950 mètres.

Les zones enrichies en or et fortement fracturées diminuent considérablement en nombre et en intensité lorsqu'elles passent de l'encaissant effusif aux tufs, tout comme leurs teneurs moyennes en or. Un contrôle similaire est exercé à plus petite échelle, alors que l'hétérogénéité matérialisée par la présence du rubanement compositionnel irrégulier au sein des coulées de laves contrôle le dépôt des sulfures, à tout le moins le long de certaines fractures. Les sulfures sont plus abondants là où ces fractures recoupent les bandes les plus

foncées des laves, c'est-à-dire celles qui sont plus chloritisées (figure 4.4b et c), possiblement en raison de la disponibilité du fer de la chlorite qui a su favoriser la saturation en sulfures des fluides hydrothermaux à ces endroits.

Zone Polymétallique

La minéralisation de la Zone Polymétallique correspond à des veines à magnétite-pyrite-chalcopyrite généralement subverticales, d'orientation N-S à NO-SE et larges de plusieurs centimètres, avec l'une d'elles atteignant une puissance de 2 mètres (veine principale de la Zone Polymétallique; figure 4.5a). Cette dernière a retourné des teneurs allant jusqu'à 5,32 g/t Au, 103 g/t Ag et 7,55% Cu sur 1,3 mètre (Pouliot, 1999b). Ces veines sont pour la plupart restreintes à un couloir N-S variablement magnétique, fracturé et altéré. Elles sont localement accompagnées de filonnets anastomosés de magnétite-chlorite en bordure de leurs épontes (figure 4.5b). On retrouve également de la pyrite disséminée (jusqu'à 15% de la roche), et plus rarement en veinules, dans les épontes des veines. L'altération hydrothermale observée semble zonée. On retrouve une altération propylitique pénétrante d'intensité moyenne dans les secteurs les moins minéralisés. À moins d'un mètre des veines, ce faciès évolue vers une altération sodique à potassique d'intensité forte et de forme pénétrante et en veinules. En forage, plusieurs zones minéralisées similaires ont été recoupées, retournant des teneurs atteignant 0,85 g/t Au, 16,2 g/t Ag and 1,12% Cu sur 1 mètre (Pouliot, 2003a).

Bien que les veines traversent directement certaines masses irrégulières de roches intrusives dans la Zone Polymétallique, les limites entre ces masses exercent un contrôle

structural plus important sur leur position. En effet, plusieurs veines marquent le contact entre une masse gabbroïque et une masse de tufs ou encore entre deux masses gabbroïques à texture différente. Aussi, les veines à magnétite-sulfures semblent un peu mieux développées dans les masses gabbroïques que dans tout autre encaissant. Ce contrôle lithologique est démontré par la veine principale qui, passant d'une masse gabbroïque à une masse de tufs dans le centre nord de la Zone Polymétallique (figure 4.1), s'amincit et change légèrement de cortège minéralogique pour devenir une veine à magnétite-pyrite de 0,3 mètre de largeur, accompagnée localement de quartz, de tourmaline et de minéraux argileux. Plus au nord, alors que la structure traverse de nouveau une masse de gabbro, le cortège minéralogique à magnétite-sulfures et la puissance originale de la veine principale réapparaissent.

4.2.1.2 Indice Surprise (Au)

L'indice Surprise (localisation à la figure 2.1, cartographie détaillée à la figure 4.6) est encaissé dans une séquence volcanique similaire à celle de la partie sud de la Zone Aurifère de la Structure Brosman. On retrouve à la base un filon-couche gabbroïque altérée et finement grenu surmonté de laves massives intermédiaires à mafiques, localement mal coussinées et montrant des passées variolaires, bréchiques, hyaloclastiques et pépéritiques. Une altération propylitique pénétrante d'intensité moyenne est omniprésente dans les laves sous forme de bandes irrégulières, filonnets et amas millimétriques de chlorite, epidote et séricite (figure 4.7a).

La schistosité E-O reliée à la déformation régionale est mieux développée qu'à la Structure Brosman mais la fracturation est plus localisée. Il est tout de même possible d'apprécier quelques zones où la fracturation est fortement développée et occupée par de l'altération et la minéralisation, particulièrement près du contact entre les laves et le filon-couche gabbroïque.

La zone minéralisée se matérialise par un réseau de corridors centimétriques à métriques fortement altérés, minéralisés et cisaillés (figure 4.7b). Ils s'anastomosent selon deux directions dominantes, N-S et NO-SE, dans une enveloppe large d'environ 10 mètres, de direction NO-SE avec un pendage fort vers le SO. Cette enveloppe semble s'être développée entre deux structures principales pouvant correspondre à des failles synvolcaniques, si l'on se fie à leur attitude et à leurs effets sur la séquence stratigraphique (revoir section 3.2.2.3). Les meilleures teneurs obtenues dans l'enveloppe minéralisée sont de 4,43 g/t Au sur 6 m en rainures (Pouliot, 1999a) et de 6,06 g/t Au sur 3 mètres à plus de 370 mètres de profondeur en forage (Pouliot, 2003a). La minéralisation est formée de disséminations de pyrite et pyrrhotite atteignant ensemble jusqu'à 35% de la roche. Des traces de chalcopyrite sont présentes par endroits. On retrouve plus localement des veinules et masses lenticulaires millimétriques à centimétriques constituées des mêmes sulfures, toujours dans les mêmes proportions (figure 4.7c). L'altération intimement reliée à la minéralisation est de nature similaire mais d'intensité supérieure à celle affectant l'ensemble des laves. Il s'agit d'une altération propylitique d'intensité forte dominée par la chlorite, la séricite ou l'épidote. Des veinules de quartz et carbonates sont localement bien développées.

4.2.1.3 Indice du lac Ham (Cu, Ag, Au)

L'indice du lac Ham (localisation à la figure 2.1, cartographie détaillée à la figure 4.8) correspond à un ancien indice autrefois nommé « *Main showing* ». Le nom « indice du lac Ham », attribué par Pilote (1986), est conservé ici pour éviter toute confusion avec l'indice « *Main showing* » retrouvé sur le mont Bourbeau. La minéralisation, similaire à celle de la Zone Polymétallique de la Structure Brosman, est encaissée dans l'unité de ferrogabbro et ferrodiorite à quartz du filon-couche de Bourbeau, tout près du contact entre ce filon-couche et des laves variolaires intermédiaires à mafiques présentant localement des faciès hyaloclastiques. Le filon-couche et les laves montrent une altération propylitique qui s'accentue graduellement à l'approche de l'enveloppe minéralisée.

Dans l'encaissant gabbroïque, la fracturation est bien développée selon deux directions principales, soient N-S et NO-SE, dans un corridor d'environ 10 mètres de large d'orientation N-S. Ce corridor correspond à l'enveloppe minéralisée et les deux familles de fractures y exercent un fort contrôle sur la concentration de la minéralisation et de l'altération. Le corridor fracturé se poursuit dans les laves mais on n'y retrouve que peu de minéralisation.

La minéralisation est formée de veinules et veines de magnétite-pyrite-chalcopyrite atteignant jusqu'à 40 cm de largeur et suivant les deux familles de fractures principales. Ces veines sont relativement rectilignes, d'extension plurimétrique et sont fortement pentées vers le NE. La magnétite est la phase dominante, formant de 50 à 80% des veines. Elle est remplacée par la pyrite et la chalcopyrite, conférant aux veines une

texture bréchique matérialisée par une cimentation de fragments de magnétite par les sulfures. Les éponges des veines sont altérées en quartz-chlorite ± carbonates ± epidote, les deux derniers minéraux étant le mieux développés tout près de la zone minéralisée. De la tourmaline est localement retrouvée en remplissage de fractures. Aussi, jusqu'à 5% de pyrite disséminée se retrouve un peu partout dans l'enveloppe minéralisée et localement dans les laves. Les meilleures teneurs obtenues sur ces veines sont de 1,33 g/t Au, 17 g/t Ag et 1,4% Cu en échantillon choisi (Pouliot, 1999a), 1,0 g/t Au, 31 g/t Ag et 1,06% Cu sur 1 mètre en rainure (Pouliot, 1999a) ainsi que 1,02 g/t Au et 2,05% Cu sur 1,7 mètre en forage (Harris et Jamieson, 1957).

4.2.1.4 Gîte Lessard (Cu, Ag, Au)

Le Gîte Lessard (localisation à la figure 2.1, cartographie détaillée à la figure 4.9) est très similaire à l'indice du lac Ham, excepté en ce qui a trait aux dimensions de la zone minéralisée, qui est ici beaucoup plus grande. L'encaissant principal est à nouveau l'unité sommitale du filon-couche de Bourbeau, qui montre le développement d'une altération propylitique d'intensité faible à moyenne. Cette dernière est dominée par la chlorite, l'épidote et l'actinote sur une étendue d'au moins une dizaine de mètres de part et d'autre de la zone minéralisée. L'altération et la minéralisation se poursuivent et s'atténuent progressivement dans les roches volcaniques sus-jacentes, correspondant à des laves intermédiaires à mafiques variolaires et hyaloclastiques ainsi qu'à des tufs fins lités. À cet endroit, tout comme c'était le cas dans la partie nord de la Structure Brosman, on observe

un agencement chaotique et incohérent des faciès volcaniques et du litage des tufs contrôlée par une zone de faille principale et quelques subsidiaires.

Cette zone de faille est subverticale, de direction NO-SE et est soulignée par une fracturation d'intensité moyenne au sein de laquelle s'est développée la minéralisation du gîte. L'enveloppe minéralisée a une longueur d'au moins 300 mètres en surface, une largeur atteignant rarement plus de 5 mètres et semble confinée à moins de 50 mètres de profondeur (Lapointe et Folco, 2005). Le développement de la minéralisation y est hétérogène. Le segment SE de l'enveloppe est caractérisée par une faible abondance de veinules de chlorite et d'actinote recoupées par des veinules de pyrite-pyrrhotite (figure 4.10a). Le segment central, exhibé par les décapages TR-1230-99-51 et 52, est caractérisé par des corridors de largeur décimétrique fortement cisaillées, chloritisés et minéralisés en magnétite-pyrite-chalcopyrite (figure 4.10b). Des ressources de 14 356 tonnes à 1,06 % Cu y sont délimitées (Lapointe et Folco, 2005). Le segment NO de l'enveloppe minéralisée montre la décroissance de la minéralisation vers et dans les roches volcaniques (décapages TR-1230-01-96 et 97). Les cisaillements et veines massives à magnétite-sulfures y sont rares et étroits et la pyrite domine souvent la magnétite en abondance. Toutefois, le développement local d'une altération dominée par l'épidote et l'injection de filonnets de magnétite sont remarquables (figure 4.10c). On y retrouve aussi jusqu'à 30% de pyrite disséminée et en amas irréguliers dans des zones de fractures à teneurs aurifères anomalies, atteignant 0,52 g/t Au sur 4,5 mètres en rainures (Pouliot, 2003a). Une schistosité pénétrante subverticale et d'orientation parallèle aux différents segments de la zone minéralisée apparaît localement, matérialisée par un alignement des feuillets de chlorite.

Cette schistosité se superpose à la minéralisation mais sa distribution hétérogène et son orientation variable ne permettent toutefois pas d'attribuer son origine à la déformation régionale, sans toutefois exclure une telle origine.

4.2.1.5 *Autres indices*

De nombreuses autres structures minéralisées sont rencontrées dans le CVLH (voir figure 2.1). Elles sont toutes similaires à l'un ou l'autre des indices décrits précédemment, tant du point de vue des lithologies encaissantes que de celui des styles de minéralisation et d'altération observés. L'aspect le plus important à souligner à leur égard est qu'il est très commun, voire systématique, de retrouver ces indices en étroite association avec des perturbations importantes de la séquence stratigraphique comme :

1. du plissement synsédimentaire (figure 4.11a);
2. des assemblages incohérents de masses discontinues de diverses unités de l'empilement volcanique (figure 4.11b);
3. des zones de bréchification à petite, moyenne et grande échelle (figure 4.11c);
4. des injections de dykes intermédiaires à mafiques nourriciers d'unités volcaniques sus-jacentes (figure 4.11d) et;
5. une fracturation fortement développée.

4.2.2 MINÉRALISATIONS DU STOCK DU LAC LINE

Les indices du Stock du lac Line sont retrouvés essentiellement dans la phase tonalitique porphyrique formant la partie est du stock, et localement au contact entre

l'intrusion et le filon-couche de Roberge. La minéralisation se présente essentiellement sous forme de veines rubanées de quartz-sulfures occupant des zones de fractures subverticales d'orientation NO-SE. Les métaux d'intérêts qui y sont enrichis sont l'or, le cuivre, l'argent et, plus localement, le molybdène. L'altération est dominée par la séricite avec quelques occurrences de brèches à matrice magmatique où s'observe une altération en séricite et tourmaline.

4.2.2.1 Indice Siscoe (Au, Cu, Ag)

L'indice Siscoe est situé à la bordure N-E du Stock du lac Line (localisation à la figure 2.1, cartographie détaillée à la figure 4.12), le long de la zone de contact entre la tonalite et un horizon pyroxénitique du filon-couche de Roberge. Des dykes de composition intermédiaire à mafique possiblement reliés à diverses phases du stock sont injectés dans cette zone. Certains recoupent uniquement la pyroxénite, alors que d'autres recoupent également la tonalite porphyrique.

La structure minéralisée est un corridor subvertical suivant le contact NO-SE entre le stock et le Roberge. Ce corridor atteint jusqu'à 5 mètres de largeur en surface et son cœur est occupé par une veine rubanée à quartz-pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite ± sphalérite ± molybdénite de largeur inférieure à 2 mètres (figure 4.13a). Son contenu total en sulfures est de 30% avec dominance de la pyrite. La veine et ses épontes ont rapporté des teneurs atteignant 12,24 g/t Au, 139,9 g/t Ag et 1,19% Cu sur 2 mètres en rainure (Pouliot, 2001). Le corridor minéralisé est caractérisé par jusqu'à 10% de pyrite disséminée sur 1 à 2 mètres en bordure de la veine dans la pyroxénite qui est fortement altérée en chlorite, quartz et

carbonates. L'altération de l'encaissant tonalitique est moins pénétrante et se matérialise par la séricitisation partielle à totale des phénocristaux de plagioclase et de la matrice du porphyre en bordures de fractures à remplissage de sulfures (figure 4.13b). Le corridor minéralisé est affecté d'une schistosité pénétrante, matérialisée par l'alignement des minéraux en feuillets (chlorite, séricite), qui se superpose à la minéralisation. Cette schistosité est subverticale et d'orientation globale E-O, malgré qu'elle soit localement plissotée de manière aléatoire. Elle est également observable à l'extérieur du corridor minéralisé, quoique moins bien développée. Son attitude et sa distribution suggèrent qu'il s'agit de la schistosité principale associée à la déformation régionale.

4.2.2.2 Indice TR-1230-99-31 (*Au, Cu, Ag*)

L'indice TR-1230-99-31 (localisation à la figure 2.1; cartographie détaillée à la figure 4.14) est lui aussi encaissé tout près du contact nord entre le Stock du lac Line et le Roberge. La minéralisation occupe une zone de fractures recoupant une brèche formée de fragments tourmalinisés (figure 4.15a et b) de diverses phases du stock encaissés dans une matrice intrusive intermédiaire fine. Des dykes intermédiaires recoupent ces fragments altérés et localement minéralisés (figure 4.15c).

L'enveloppe minéralisée est définie par quelques fractures minéralisées centimétriques subparallèles s'anastomosant entre elles et se joignant à une structure NO-SE plus importante. Cette enveloppe est altérée en séricite avec une quantité significative d'ankérite (figure 4.15d). Les fractures minéralisées renferment des veinules et lentilles centimétriques discontinues de pyrite-chalcopyrite-sphalerite ± molybdénite ± galène dans

une gangue de quartz et localement d'albite. Leurs éponges contiennent jusqu'à 10% de pyrite disséminée et sont altérées en séricite, chlorite, épidoze et albite. Les teneurs obtenues dans cette enveloppe atteignent 8,25 g/t Au, 92,2 g/t Ag, 0,72% Cu et 0,39% Zn sur 1,5 m en rainures (Pouliot, 2001).

4.2.2.3 Indice TR-1230-00-69 (Au, Cu, Ag)

L'indice TR-1230-00-69 (localisation à la figure 2.1; cartographie détaillée à la figure 4.16) est encaissé dans un dyke porphyrique intermédiaire injecté dans une zone de fractures NO-SE recoupant la tonalite équigranulaire à porphyrique. Cette dernière est faiblement altérée en séricite et ankérite et contient de la pyrite disséminée. La structure minéralisée correspond à une veine subverticale d'orientation NO-SE. Elle mesure de 0,3 à 0,7 mètre de largeur et est composée de 5 à 25% de pyrite et de 1 à 5% de chalcopyrite sous forme de rubans, lentilles, veinules et disséminations au sein d'une gangue essentiellement quartzifère (figure 4.17a). Les éponges de la veine sont fortement altérées en séricite, quartz, chlorite, ankérite et tourmaline. Des teneurs de 8,68 g/t Au, 107,8 g/t Ag et 1,19% Cu sur 2 mètres y ont été obtenues lors de l'échantillonnage en rainures (Pouliot, 2001). La veine montre une structure en relais, occupant tantôt le contact ouest du dyke puis bifurquant brusquement pour occuper le contact est du même dyke (figure 4.17b). Des veinules millimétriques à chlorite-tourmaline-sulfures recoupent la veine principale et ses éponges altérées (figure 4.17c).

4.2.2.4 Indice TR-1230-02-123 (Au, Cu)

L'indice TR-1230-02-123 (localisation à la figure 2.1; cartographie détaillée à la figure 4.18) présente relativement peu de minéralisation mais est d'un intérêt tout particulier puisque la minéralisation est mise en place dans la zone de contact sud entre le Stock du lac Line et le filon-couche de Roberge. Le contact E-O exposé, entre la tonalite porphyrique et une pyroxénite schisteuse, correspond possiblement à l'expression en surface de la faille du lac Antoinette ou à la limite nord d'une enclave décimétrique de Roberge qui serait coincée dans le stock tonalitique à proximité de cette zone de faille. La schistosité pénétrante, bien développée sur quelques mètres dans la pyroxénite, est E-O et a un pendage subvertical à fortement incliné vers le sud. Cette zone schisteuse est faiblement décalée le long d'une faille cassante subverticale N-S. Une zone de fractures subparallèle à cette faille cassante est occupée par un dyke felsique à intermédiaire similaire à l'encaissant tonalitique formant la partie N-E du décapage (figure 4.19a). Ce dyke recoupe la pyroxénite altérée et minéralisée mais n'est lui-même que très peu affecté par l'altération et la minéralisation. Au nord, le dyke est recoupé et démembré par la zone schisteuse.

La minéralisation se concentre dans la zone de contact entre la tonalite et la pyroxénite. Elle s'exprime sous forme de veinules de quartz-pyrite-chalcopyrite développées dans l'encaissant variablement altéré en fuchsite et ankérite (figure 4.19b). La déformation ductile semble s'être concentrée dans cette zone d'altération. Les meilleures teneurs obtenues sont de 1,03 g/t Au et 0,4% Cu sur 1 mètre en rainure (Pouliot, 2003a). Quelques fractures à remplissage de molybdénite ont été observées dans le dyke felsique à

intermédiaire. De nombreuses veinules et veines de quartz avec très peu de sulfures s'étendent au-delà de la zone minéralisée mais ne présentent pas de teneurs significatives.

4.2.2.5 *Autres indices*

De nombreux autres indices sont observés dans l'extrême est du Stock du lac Line. Le fait le plus remarquable est qu'ils sont toujours retrouvés en étroite association avec l'injection polyphasée de magma dans la phase porphyrique du stock, que ce soit sous forme de dykes ou de matrice au sein de brèches refermant des fragments de tonalite altérés et localement minéralisés. Aussi, ces indices sont systématiquement accompagnés de veinules et veines de quartz plus ou moins stériles qui occupent des fractures en extension (figure 4.20a et b; revoir aussi figure 3.3b). La minéralisation s'exprime le plus communément par des veinules de quartz-sulfures irrégulières remplissant les fractures N-S et NO-SE. Certaines veines plus riches en molybdénite ont un cortège minéralogique dominé par l'hématite et des minéraux argileux, avec des quantités moindres de séricite. D'autres veinules occupent des fractures qui recoupent des dykes de tonalite équigranulaire encaissés dans le Roberge à proximité du contact avec le stock (figure 4.20c). Des brèches similaires à l'encaissant de l'indice TR-1230-99-31 sont observées en quelques autres endroits en association avec la minéralisation (figure 2.17c).

4.2.3 MINÉRALISATIONS DU MONT BOURBEAU

Les minéralisations du mont Bourbeau sont retrouvées au sommet et sur le flanc nord de cette colline (figure 2.1). La minéralisation renferme des combinaisons variables

d'or, d'argent, de cuivre et de zinc sous forme de sulfures en disséminations, veinules et veines encaissées aussi bien dans les roches volcaniques de la Formation de Blondeau que dans les trois filons-couches du Complexe de Cummings. Des altérations hydrothermales propylitique et chloriteuse dominées par la chlorite, le quartz, la calcite, la séricite et l'épidote accompagnent la minéralisation.

4.2.3.1 *Indice « Main Showing » (Au, Ag, Cu)*

L'indice « *Main Showing* » est encaissé dans des horizons périclitiques, pyroxénitiques et dunitiques du filon-couche de Roberge, tout juste au nord du lac de la Belle Baie (figure 2.1). La faille longitudinale du lac Cummings a été recoupée en forage à quelques dizaines de mètres au nord de l'indice et semble tronquer l'extension de ce dernier. Ce site se trouve également à proximité d'une perturbation importante de la séquence stratigraphique. En effet, à moins de 300 mètres au S-O de l'indice (250 mètres à l'ouest du lac de la Belle Baie) se trouve un contact Blondeau – Roberge de direction N-S (figure 2.1), traduisant la présence d'un segment stratigraphique dont la stratification est orientée de façon incohérente par rapport à la tendance E-O régionale. Ceci suggère, comme c'était souvent le cas pour les indices du CVLH, que le « *Main Showing* » se trouve dans ou à proximité d'une zone où la séquence stratigraphique est passablement perturbée en raison de failles.

Le « *Main Showing* » comporte quatre corps minéralisés de 0,3 à 1 mètre de largeur par 2 à 8 mètres de longueur inclus dans un axe N-S d'environ 60 mètres de longueur en surface. Il s'agit de segments discontinus de veines de pyrrhotite massive avec

des quantités variable de pyrite, chalcopyrite, sphalérite et magnétite. Ces segments sont encaissés dans une zone de cisaillement N-S à pendage subvertical et qui est démembrée par de plus petits cisaillements de direction NNO et NNE. Les épontes, fortement altérées en chlorite et carbonates, sont très déformées sur quelques décimètres en bordure des veines, où apparaît une schistosité pénétrante. L'échantillonnage a rapporté jusqu'à 83,45 g/t Au, 45,26 g/t Ag et 1,44% Cu sur 2,3 m en rainures (Folco, 2004). Les veines sont également présentes en profondeur mais sont très discontinues (Racine, 1984a, 1984b).

4.2.3.2 Séquence d'indices des nouveaux décapages de SOQUEM (Au, Ag, Cu, Zn)

Cette séquence d'indices semblables est localisée sur le flanc nord du mont Bourbeau et est encaissée dans un empilement homoclinal comportant le gabbro de Ventures à la base, les tufs de la Formation de Blondeau au centre et des pyroxénites et gabbros du filon-couche de Bourbeau au sommet (figure 2.1). La minéralisation s'y présente sous forme d'enveloppes altérées de largeur variable se développant autour d'une fracture principale ou d'un réseau de fractures subparallèles (figure 4.21a). Ces enveloppes sont le plus souvent subverticales et d'orientation N-S. Elles sont marquées par une altération en chlorite, quartz et carbonates d'intensité faible à moyenne ainsi que par la présence de séricite, d'albite, d'actinote et d'épidote en quantités variables selon la nature de l'encaissant. Une schistosité pénétrante est localement développée dans les zones les plus altérées. Cette schistosité est toujours subverticale, mais localement d'orientation E-O et ailleurs de direction N-S (subparallèle aux zones minéralisées). Toutefois, dans tous les cas où elle a été observée, cette schistosité se superpose aux zones minéralisées.

L'agencement des halos d'altération crée communément des pseudo-brèches aux croisements des structures altérées (figure 4.21b). La minéralisation au sein de ces halos d'altération correspond à de la pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, sphalérite et galène disséminées et en veinules. Au cœur des structures altérées, ces mêmes sulfures s'agencent localement en veines de puissance centimétrique à décimétrique, avec ou sans gangue de quartz et/ou albite (figure 4.21c). Ce type de veines est mieux développé dans les roches volcanoclastiques. L'une d'elles est particulièrement bien exposée sur le décapage TR-1287-02-08 de SOQUEM (figure 4.22). Cette veine montre du rubanement et une texture bréchique formée par l'injection de sulfures dans la gangue quartzifère (figure 4.21d). Les diverses enveloppes minéralisées de ce secteur présentent toutes des teneurs anomalies en Au, Ag, Cu et/ou Zn, mais dans des proportions et combinaisons différentes (Folco, 2004; Martel et Folco, 2004). Les différents assemblages de métaux résultants ne semblent pas présenter de zonalité spatiale particulière, ni d'association avec un type de roche spécifique. Le zinc est toutefois globalement présent en proportions beaucoup plus grandes que n'importe où ailleurs dans le secteur lac Line. Les meilleures intersections obtenues sont de 0,5 g/t Au, 163 g/t Ag, 1,14% Cu et 2,53% Zn sur 3 mètres en rainures (Folco, 2004) et 0,41 % Zn sur 12,7 mètres incluant 2,51 % Zn sur 1 mètre ainsi que 75,2 g/t Ag et 0,83 % Cu sur 1 mètre en forage (Martel et Folco, 2004), le tout à proximité du décapage TR-1287-02-08. Des teneurs aurifères beaucoup plus élevées, atteignant par exemple 13,24 g/t Au sur 0,5 mètre, sont très fréquentes mais sont retrouvées au sein de structures minéralisées plus modestes, dont l'épaisseur dépasse rarement 1 mètre.

4.2.3.3 *Indice du Dôme du Radar (Au, Ag, Cu, Zn)*

L'indice du Dôme du Radar, déjà étudié par plusieurs auteurs (Gobeil dans Allard et al., 1979; Pilote, 1986) étant donné qu'il s'agit d'un affleurement classique des excursions géologiques sur le mont Bourbeau, se situe tout près du contact E-O entre les tufs fins de la Formation de Blonseau et la base pyroxénitique du filon-couche de Bourbeau (localisation à la figure 2.1; cartographie détaillée à la figure 4.23). Il est exposé par le biais de nombreux petits affleurements et anciens décapages. Certains permettent d'observer des dykes métriques de PQF, localement minéralisés, recoupant les tufs et la pyroxénite à proximité de la minéralisation. La texture et la composition de ces dykes rappellent la phase tonalitique porphyrique du Stock du lac Line. Des lambeaux discontinus de conglomérat de la Formation de Chibougamau reposent en discordance sur la minéralisation et ses encaissants.

Deux principaux styles de minéralisation coexistent sur les différents affleurements de l'indice. Le premier correspond à des disséminations et lits massifs concordants de pyrite, pyrrhotite, sphalérite, chalcopyrite et magnétite occupant des niveaux centimétriques au sein de tufs fortement fracturés et silicifiés (figure 4.24a). Ces horizons minéralisés montrent le développement d'une altération en chlorite et carbonates dont l'intensité augmente vers l'est. Ils renferment des teneurs anomalies en Au, Ag, Cu et Zn (Folco, 2004). Le second style de minéralisation correspond à des veines massives de chalcopyrite-magnétite-pyrite-pyrrhotite (figure 4.24b) recoupant les tufs, la pyroxénite et les dykes de PQF. Elles sont généralement subverticales et légèrement à fortement discordantes par rapport aux strates. Les épontes de ces veines sont fortement altérées en

chlorite et carbonates. Des teneurs atteignant 12,78 g/t Au, 54 g/t Ag, 23,75% Cu and 3,35% Zn y ont été obtenues sur 1 mètre en rainure (Folco, 2004) dans une veine mise en place le long d'un contact entre les tufs et un dyke de PQF. Comme c'était le cas dans l'extrémité est du Stock du lac Line, les dykes de PQF contiennent ici aussi des traces de pyrite, chalcopyrite et molybdénite disséminées et en fines veinules.

4.2.3.4 Indice d'Argent (Au, Ag, Cu)

L'indice d'Argent est situé au même contact stratigraphique que l'indice du Dôme du Radar, soit le contact Blondeau – Bourbeau (Racine, 1984a, 1984b; Pilote, 1986; figure 2.1). Il est toutefois localisé à 500 mètres plus au NNO, de l'autre côté de la faille longitudinale du lac Cummings, qui répète la séquence stratigraphique. L'essentiel de la minéralisation est encaissé dans les tufs fins lités de la Formation de Blondeau et se poursuit peu dans la pyroxénite sus-jacente. Une silicification pénétrante d'intensité faible à forte affecte l'ensemble de la zone exposée.

La minéralisation correspond à des veinules de sulfures ± quartz occupant des fractures rectilignes subverticales d'orientation N-S et ne présentant aucun décrochement apparent (figure 4.25a). Ce style de minéralisation est particulièrement similaire à celui retrouvé dans les roches volcaniques du CVLH et du secteur McKenzie. Les sulfures sont dominés par la pyrrhotite et contiennent des traces de pyrite, chalcopyrite et sphalérite. Les épontes des veinules sont caractérisées par un front d'altération zoné sur quelques centimètres, avec une zone proximale à chlorite évoluant vers un faciès distal dominé par la séricite. Un motif de pseudo-bréchification similaire à celui observé sur les indices plus à

l'est apparaît localement lorsque se croisent des fractures ayant subi l'activité hydrothermale (figure 4.25b). Les meilleures teneurs obtenues sur cet indice sont de 20,9 g/t Au, 106,3 g/t Ag et 2,63% Cu sur 0,6 mètres en rainures et 3,08 g/t Au, 147,4 g/t Ag et 4,65% Cu sur 0,5 mètres en forage (Folco, 2004).

À moins de 100 mètres à l'est de l'indice d'Argent, SOQUEM a décapé et foré des structures minéralisées très similaires. En plus d'occuper des fractures rectilignes, des sulfures disséminés, en veinules et localement sous forme de fragments semi-massifs sont retrouvés dans une zone chloritisée bréchique affectant les tufs (figure 4.25c). Les meilleures teneurs ont été obtenues en forage et atteignent 4,49 g/t Au sur 1,3 mètre avec des valeurs anomalies en Cu (Folco, 2004; Martel et Folco, 2004).

4.2.3.5 Indice du lac Devilliers (Au, Ag, Cu, Zn)

L'indice du lac Devilliers est localisé dans le secteur du même nom (figure 2.1). Les travaux de Pilote (1986) sont très évocateurs quant au contexte géologique et à la nature de la minéralisation qui s'y trouve. Elle est encaissée dans une séquence de tufs de la Formation de Blondeau, tout près du contact avec les laves intermédiaires à mafiques variolaires sus-jacentes. La carte de Pilote (1986) montre des unités ayant des extensions latérales dépassant rarement quelques dizaines de mètres et communément limitées par des failles cassantes d'orientation N-S. Ceci, couplé à la présence de coulées de débris, de failles et de structures de glissement (« *slumping* ») synsédimentaires au sein des roches volcanoclastiques hôtes, permet à Pilote (1986) de suggérer un environnement de faille synvolcanique.

La minéralisation se présente sous forme de lentilles de sulfures stratiformes d'épaisseur centimétrique surmontant localement des stockwerks de sulfures bréchifiant les roches volcanoclastiques encaissantes. La pyrrhotite constitue le sulfure dominant et est localement accompagnée de pyrite, de chalcopyrite et de sphalérite. Les teneurs en Au, Ag, Cu et Zn sont légèrement anomalies. L'altération hydrothermale est dominée par la chlorite, le quartz et les carbonates et est d'intensité moyenne à forte. Pilote (1986) met en évidence que cette altération est répandue dans les roches volcanoclastiques mais ne pénètre pas le niveau de laves sus-jacent, ce qui est également le cas pour les filonnets minéralisés discordants. Il en conclut donc que l'épanchement des laves est postérieure à la mise en place des minéralisations stratiformes et discordantes. Il répertorie aussi la présence de blocs minéralisés en enclaves dans ces laves, observation qui converge vers la même interprétation.

4.2.3.6 Autres indices

De nombreux autres indices sont connus sur le mont Bourbeau. Ils ont tous une forme, une altération ainsi qu'un cortège métallique similaires à ceux de l'un ou l'autre des styles de minéralisation décrits pour les indices précédents. Les travaux de Racine (1984a; 1984b), Tremblay (1984), Pilote (1986), Folco (2004) et Martel et Folco (2004) sont de bons compléments au présent ouvrage pour un inventaire exhaustif de tous les indices présents.

4.2.4 MINÉRALISATIONS DU SECTEUR MCKENZIE

Les minéralisations du secteur McKenzie sont localisées à environ 500 mètres au S-O du lac Line (figure 2.1). Il s'agit de plusieurs zones fracturées similaires exhibées en surface par le biais d'une dizaine de décapages et également recoupées en forage (Pouliot, 1998; Folco, 2003; Folco et Côté-Mantha, 2006). Il est possible de regrouper ces zones en une enveloppe N-S large d'environ 200 mètres et se suivant sur au moins 250 mètres en surface. La minéralisation y est exclusivement aurifère et les teneurs sont marginales, malgré la présence de plusieurs petits corridors métriques atteignant localement plus de 5 g/t Au (Pouliot, 1998; Folco, 2003; Folco et Côté-Mantha, 2006). Toutefois, le contexte géologique dans laquelle la minéralisation est développée fournit d'importants éléments pour comprendre l'environnement de mise en place et interpréter la nature des minéralisations encaissées dans les roches volcaniques du secteur lac Line. Les minéralisations du secteur McKenzie ont notamment beaucoup de points en commun avec les zones de fractures aurifères minéralisées en sulfures observées dans le CVLH et à l'indice d'Argent, tant et si bien qu'il est très probable que leur origine soit reliée.

4.2.4.1 *Enveloppe aurifère (Au)*

L'enveloppe minéralisée du secteur McKenzie est encaissée dans une succession de tufs fins et de tufs à lapilli localement entrecoupée de coulées de laves massives ou coussinées (figure 4.26). Cette séquence repose sur le gabbro formant le sommet du filon-couche de Ventures. Là où il a pu être observé, le contact E-O à ENE-OSO entre les deux formations correspond à une zone fortement fracturée, altérée et localement cisaillée. Ce

contact, tout comme les contacts entre les différentes unités effusives, pyroclastiques et épiclastiques susjacentes, est décalé le long de zones de fractures ou de failles minéralisées d'orientation moyenne N-S (figure 4.27a). Ces structures constituent les zones enrichies de l'enveloppe minéralisée. L'extension de l'une de ces structures prise individuellement atteint rarement plus d'une dizaine de mètres et il est commun d'en voir la terminaison supérieure recouverte par une unité volcanique continue (figure 4.27b). De nombreuses perturbations des unités, peu communes ailleurs dans la séquence volcanique, sont observables à proximité de ces structures. On retrouve par exemple :

1. du plissement synsédimentaire (figure 4.27c);
2. des faciès volcanoclastiques bréchiques (figures 2.8d et 4.27b);
3. des dykes clastiques (figure 4.27d) et;
4. des dykes mafiques rubanés à colonnades (figure 2.13a).

L'intensité de la fracturation est variable mais généralement forte au sein de l'enveloppe minéralisée (figure 4.27e). Les principales familles de fractures sont subverticales et orientées N-S et NO-SE. Cette expression de la fracturation rappelle fortement celle associée aux minéralisations du CVLH (comparer la figure 4.2a et b avec la figure 4.27e). La déformation régionale ductile n'est développée que localement au contact Blondeau-Ventures et au sein de quelques zones de cisaillement altérées et minéralisées affectant le sommet du filon-couche de Ventures. Elle se matérialise à ces endroits par une schistosité E-O fortement pentée.

La minéralisation est constituée de fines veinules dominées par la pyrite et occupant toutes les fractures présentes (figure 4.27f). Jusqu'à 20% de pyrite disséminée est également observable par endroits, notamment dans les bordures de coussins, dans la

matrice des faciès bréchiques et le long de certains horizons de tufs. La relation entre les veinules occupant le réseau de fractures et les disséminations et amas concordants de pyrite est observable localement et indique que certaines de ces fractures ont servi de conduits nourriciers aux minéralisations stratiformes (figure 4.27g), alors que d'autres recoupent ces dernières. L'altération est d'intensité moyenne et est dominée par la chlorite et la séricite. Le développement de la séricite est intense dans certains faciès bréchiques des roches volcanoclastiques felsiques. Les rares structures minéralisées retrouvées dans le gabbro se présentent sous la forme de veines rubanées et bréchiques de largeur centimétrique (figure 4.27h). Elles sont généralement subverticales et d'orientation N-S, donc subparallèles à la famille de fractures dominante dans laquelle s'est développée la minéralisation de l'enveloppe aurifère dans les roches volcaniques susjacentes. Les veines encaissées dans le gabbro sont formées de pyrite accompagnée d'une gangue de quartz, de carbonates, d'albite et localement de feldspaths potassiques. Les épontes de ces veines sont altérées en chlorite et séricite. Elles sont souvent bréchifiées et localement très cisaillées.

4.3 CARACTÉRISTIQUES DES FORMES DE MINÉRALISATION OBSERVÉES

Les formes de minéralisation rencontrées aux indices décrits précédemment sont ici regroupées en trois grands types en fonction de leur morphologie et de leur cortège minéralogique. D'une part, cette démarche permet de présenter les caractéristiques propres à chaque style de minéralisation pour l'ensemble du secteur lac Line, sans égard à leur localisation ou à leur association avec un autre style de minéralisation. Une synthèse de ces caractéristiques est présentée au tableau 4.2. D'autre part, cette démarche permet

d'apprécier la distribution spatiale de la minéralisation par types, telle que présentée à la figure 4.28.

4.3.1 VEINES DE MAGNÉTITE-SULFURES

Les veines de magnétite-sulfures sont les corps minéralisés dominants de la Zone Polymétallique de la Structure Brosman, du Gîte Lessard et de l'indice du lac Ham. On retrouve également des quantités considérables de magnétite dans les veines de sulfures du *Main Showing* et de l'indice du Dôme du Radar sur le mont Bourbeau (figure 4.28).

Ces veines sont d'épaisseur centimétrique à métrique et forment des réseaux rectilignes ou anastomosés au sein de zones altérées, fracturées et plus ou moins schisteuses. Les veines principales sont accompagnées d'un essaim de veinules millimétriques à centimétriques de magnétite-chlorite ± epidote (figures 4.5b et 4.10c). Dans l'ensemble, ces veines se composent de 10 à 80% de magnétite, de 1 à 30% de chalcopyrite et de 3 à 20% de pyrite. La pyrrhotite est localement plus abondante dans le cœur des veines les plus larges, particulièrement dans celles situées sur le mont Bourbeau. La magnétite se présente en plages irrégulières variablement fracturées constituées de grains allotriomorphes à hypidiomorphes jointifs dont les bordures sont soulignées par des inclusions. Ces dernières mettent localement en évidence du rubanement qui pourrait bien correspondre à des plans de clivage préservés au sein de pseudomorphes de pyroxènes totalement remplacés par la magnétite (figure 4.29a). La magnétite est généralement bréchifiée et cimentée par les sulfures (figures 4.5a et 4.29b). La pyrite se présente en cristaux allotriomorphes à hypidiomorphes renfermant de nombreux grains de magnétite

(texture pœcilitique), et s'alignant en rubans variablement fracturés. La chalcopyrite forme des plages irrégulières dans lesquelles baignent la magnétite et la pyrite ainsi qu'en remplacement partiel à total de ces minéraux (figure 4.29c et d). Dans certaines zones où la chalcopyrite est la plus abondante et où la bréchification est intense, des couronnes et de fines aiguilles de covellite sont développées en bordure des plages de chalcopyrite (figure 4.29d). De nombreux autres minéraux métalliques sont présents en traces (Pouliot et Chartrand, 1999). Il s'agit principalement de tellurures d'or et argent, d'argent natif et d'argentite. Plus rarement, des inclusions de galène (\pm argentifère), d'électrum, d'or natif, de bismuth natif ainsi que de sulfures de plomb et bismuth sont également présentes.

Peu de minéraux non métalliques sont retrouvés dans la gangue des veines à magnétite-sulfures. En fait, la gangue constitue rarement plus de 10% de ces veines et est généralement formée de chlorite, de biotite, d'albite, de quartz, d'hydroxydes de fer et localement de stilpnomélane. Ces minéraux forment la matrice interstitielle ou sont retrouvés en remplissage de fractures et en inclusions dans les minéraux métalliques.

Les minéraux d'altération qui dominent les épontes immédiates des veines sur des épaisseurs centimétriques sont grossièrement les mêmes que ceux formant la gangue, soient la chlorite, l'albite et la biotite. La séricite, la chlorite, les carbonates et l'actinote forment l'altération distale.

Un des points saillants de ce type de minéralisation est son association spatiale avec les filons-couches synvolcaniques de composition mafique à ultramafique (figure 4.28). Magnan et al. (1999) reconnaît un phénomène similaire à la mine Copper Rand, où les sections des veines les plus riches en magnétite montrent une disposition et une texture

qui suggèrent une mise en place en remplacement de roches intrusives de composition mafique (gabbro, anorthosite, etc.). Le remplacement de la magnétite par les sulfures est aussi un aspect important des veines de magnétite-sulfures du secteur lac Line. À nouveau, il s'agit là d'un phénomène très similaire à ce qui est observé dans le camp minier du lac Doré. En effet, Magnan et al. (1999) soulignent le remplacement systématique des phases oxydées précoces par les phases sulfurées tardives dans les veines à carbonates-magnétite-sulfures de la mine Copper Rand. Tout ceci semble traduire l'évolution progressive de la chimie des fluides minéralisateurs d'une composition précoce oxydante et/ou à faible activité du soufre vers une composition tardive réductrice et/ou à forte activité du soufre (Vaughan et Craig, 1997).

4.3.2 VEINULES ET VEINES DE SULFURES À GANGUE SILICATÉE

Ce type de minéralisation est très abondant dans le secteur lac Line et est retrouvé dans toutes les unités archéennes de l'aire d'étude (figure 4.28). Il forme la minéralisation principale de nombreux indices, notamment celle de la Zone Aurifère de la Structure Brosman, de l'indice Surprise, des indices de l'extrémité est du Stock du lac Line, des indices du flanc nord du mont Bourbeau et de l'enveloppe aurifère du secteur McKenzie.

Il s'agit de veinules et veines centimétriques à décimétriques de sulfures qui occupent toutes des réseaux de fractures N-S à NO-SE au sein d'enveloppes altérées de largeur et d'intensité de fracturation variables. Toutefois, leur cortège minéralogique présente une grande variabilité d'un indice à l'autre, d'une veine à l'autre au sein d'un indice et même d'un endroit à l'autre le long d'une veine. Cette variabilité s'exprime à la

fois par divers assemblages de sulfures, par la présence ou non de gangue silicatée ainsi que par la nature et l'abondance variables de cette gangue lorsque présente. Aucune subdivision en sous-familles de veinules et veines à texture, cortège minéralogique et/ou relations de recouplement identiques ne semble émerger, d'où le regroupement général proposé ici. Un phénomène se dessine toutefois à l'échelle de l'ensemble du secteur lac Line pour expliquer cette grande variabilité affectant des structures similaires. La variabilité du cortège minéralogique et de l'intensité de la fracturation aux épontes de divers segments d'une veine est systématiquement moindre si les segments comparés sont encaissés dans la même unité lithologique que s'ils sont au sein d'unités de nature différente. Ceci suggère un contrôle lithologique important de l'encaissant, autant sur la composition chimique du fluide minéralisateur que sur la morphologie des conduits hydrothermaux.

Une structure rubanée est observable au sein de plusieurs veinules et veines, de façon plus commune dans le secteur McKenzie mais également ailleurs dans le secteur lac Line. Ce rubanement est évident au sein des veines larges (figures 4.13a, figure 4.17a, 4.21d et 4.27h), qui sont le plus souvent encaissées dans les roches intrusives. Un micro-rubanement est également présent à l'échelle microscopique au sein de nombreuses veinules dans lesquelles la gangue silicatée est abondante. Certaines de celles-ci montrent des textures bréchique, en peigne et crustiforme localement bien préservées (figure 4.30a à d). Il s'agit là de textures typiques de cristallisation en espace ouvert (Dong et al., 1995).

La pyrite est de loin la phase métallique la plus abondante de ce type de minéralisation. Elle se présente sous forme de plages irrégulières millimétriques formées de cristaux allotriomorphes à idiomorphes qui s'alignent pour former des rubans plus ou moins

continus en raison d'une fracturation d'intensité variable (figure 4.30e). De nombreuses inclusions de divers minéraux métalliques (énumérés plus loin) sont parsemées dans la pyrite, de façon généralement plus commune au cœur des cristaux. La chalcopyrite constitue la seconde phase métallique en abondance et représente rarement plus de 1% des veines et veinules. Elle prend la forme de plages irrégulières interstitielles aux minéraux métalliques et elle est omniprésente en fines inclusions dans la pyrite. La pyrrhotite est moins abondante que la chalcopyrite mais peut localement représenter jusqu'à 30% des veinules et veines, notamment là où celles-ci sont les plus larges. La pyrrhotite s'y présente alors sous forme de plages allotriomorphes interstitielles formant des masses millimétriques à centimétriques. Des encroûtements de marcassite sont localement développées sur des cristaux de pyrite et de pyrrhotite ainsi que sur les minéraux silicatés formant des dents de peignes le long des épontes des veines (figure 4.30f et g). La sphalerite, la galène et, plus rarement, la molybdénite représentent localement jusqu'à 20% des sulfures (figure 4.30h), particulièrement dans l'extrémité est du Stock du lac Line et sur le mont Bourbeau. De très fines couronnes de chalcocite et de covellite sont souvent développées en bordure des plages de chalcopyrite (figure 4.30i). Quelques inclusions d'or natif sont observables dans la pyrite, en particulier dans les zones où elle est recristallisée (figure 4.30j). Les autres phases métalliques sont retrouvées en traces sous forme d'inclusions dans la pyrite et localement dans les minéraux de la gangue. Il s'agit de bismuth natif, de sulfures de plomb et bismuth, d'électrum et plus localement de sulfosels et tellurures d'argent et de bismuth (Pouliot et Chartrand, 1999). Lafrance (1999a) a également observé de rares inclusions d'arséniure de cobalt, fer et nickel (minéraux du groupe de la lollingite : (Co, Fe, Ni,)As₂).

Lorsque la gangue est présente en accompagnement des sulfures, les principaux assemblages de silicates observés sont :

1. quartz-chlorite-carbonates ± séricite;
2. albite-chlorite-quartz-carbonates;
3. séricite-chlorite-épidote ± carbonates et;
4. quartz-feldspaths potassiques-séricite ± albite.

Les trois premiers assemblages sont aussi bien retrouvées dans les veines massives que rubanées, alors que le quatrième assemblage est restreint aux veines rubanées. Dans les veines massives, des masses irrégulières de quartz accompagnent généralement la pyrite pour constituer le bâti des veinules alors que les autres sulfures et minéraux de la gangue forment les phases interstitielles. Dans les veines rubanées, on retrouve communément aux épontes une alternance de fins rubans de quartz, de chlorite et/ou de carbonates. Régulièrement, les cristaux de quartz sont idiomorphes et ont la forme allongée de dents de peigne. Les sulfures et autres minéraux de la gangue occupent alors le cœur des veinules sous forme de masses interstitielles irrégulières épousant la forme des cristaux idiomorphes formés aux épontes (revoir figure 4.30k et l).

Tout comme l'intensité de la fracturation et le cortège minéralogique des veines, la composition de l'altération accompagnant ce type de minéralisation varie selon l'encaissant. Dans les roches volcaniques intermédiaires à mafiques et les roches volcanoclastiques felsiques à intermédiaires, la chloritisation et la séricitisation dominent. Dans les roches intrusives mafiques à ultramafiques, ce sont la chloritisation et la carbonatation qui sont les mieux développées. Dans les roches intrusives felsiques, la séricitisation est de loin la plus abondante.

4.3.3 SULFURES DISSÉMINÉS

Les sulfures disséminés représentent la forme de minéralisation la plus répandue dans la zone d'étude (figure 4.28). On les retrouve sur des distances variant de quelques centimètres à des dizaines de mètres en bordure d'à peu près toutes les zones altérées et/ou minéralisées, à tout le moins dans les roches volcaniques. Ils sont systématiquement dominés par les cristaux de pyrite de taille submillimétrique à millimétrique, de forme généralement idiomorphe et formant jusqu'à 20% de la roche. Une variété d'autres sulfures, notamment la pyrrhotite, la chalcopyrite, la molybdénite, la sphalérite et la galène sont communément retrouvés en petits cristaux accompagnant la pyrite ou en inclusions dans cette dernière. Les sulfures disséminés sont surtout associés aux altérations distales pénétrantes et en veinules bordant les structures minéralisées.

Une association entre les sulfures disséminés et certains éléments géologiques particuliers, autres que les structures altérées et/ou minéralisées principales, permet de souligner quelques aspects fondamentaux du système minéralisé dans son ensemble. Par exemple, les sulfures disséminés sont communément retrouvés dans les roches volcanoclastiques litées (figure 4.28), que ce soit à proximité d'indices connus ou non. Ils forment alors des corps généralement stratiformes et peuvent représenter jusqu'à 50% de certains lits (figure 4.31a). Les lits préférentiellement minéralisés sont d'épaisseur millimétrique à décimétrique. De rares textures rubanée, colloforme ou framboïdale, typiques de sulfures syngénétiques (Sweeney et Kaplan, 1973; Ostwald et England, 1977), sont observées au sein de quelques amas de sulfures disséminés. Plus communément, les

lits minéralisés sont fortement chloritisés et/ou silicifiés et montrent localement des textures où les disséminations de sulfures se transforment en amas de sulfures semi-massifs en remplacement (figure 4.31b). Ces observations suggèrent deux processus à l'origine des disséminations stratiformes de sulfures dans les roches volcanoclastiques :

1. certaines sont syngénétiques à la sédimentation des roches volcanoclastiques et;
2. d'autres ont été formées par remplacement épigénétique lors de la circulation de fluides hydrothermaux au sein de strates perméables.

4.4 SIGNATURE GÉOCHIMIQUE DE LA MINÉRALISATION

La signature géochimique de la minéralisation a été étudiée en utilisant la composition de trois médiums communs dans les structures minéralisées du secteur lac Line, soient :

1. des échantillons de roche totale considérés comme représentatifs;
2. des cristaux de pyrite et;
3. des cristaux de magnétite.

Leur signature est traitée dans les sections 4.4.1, 4.4.2 et 4.4.3 afin de faire ressortir les caractéristiques chimiques des minéralisations étudiées et de dresser des parallèles entre la signature des roches totales et celle de la pyrite et de la magnétite. L'accent est à nouveau mis sur la Structure Brosman étant donné la représentativité des minéralisations qui y sont observées ainsi que la quantité et la qualité de l'information géochimique disponible sur cette structure. La signature géochimique d'éléments externes à

la Structure Brosman est tout de même utilisée à plusieurs reprises pour fins de comparaison à plus grande échelle.

4.4.1 SIGNATURE DES ROCHES TOTALES

4.4.1.1 *Source des données utilisées*

La signature métallique des roches totales provenant des principaux indices du secteur lac Line a été étudiée par le biais :

1. des analyses lithogéochimiques réalisées dans le cadre de ce projet de recherche et déjà introduites précédemment (revoir la section 1.3.3 et les annexes 1 et 2);
2. de sept analyses d'un spectre étendu de métaux sur des échantillons provenant de quelques indices spécifiques (spécifications techniques à l'annexe 4; résultats détaillés à l'annexe 5) et;
3. des analyses de roches totales provenant des travaux de prospection et décapage de SOQUEM (Pouliot, 1998, 1999a, 1999b, 2001; Folco, 2003; Pouliot, 2003a, 2003b; Folco, 2004; Martel et Folco, 2004; Lapointe et Folco, 2005; Folco et Côté-Mantha, 2006).

Ces dernières ont été réalisées dans différents laboratoires commerciaux selon les méthodes spécifiées dans chacun des rapports auxquels il est fait référence. Il est important de préciser que le contrôle de la qualité de ces analyses a été assuré par l'inclusion de blancs et de duplicitas durant chaque campagne d'exploration. Malgré que ce ne soit pas des analyses de qualité « recherche », elles permettent de documenter adéquatement la signature métallique typique des différents indices, élément essentiel pour alimenter la discussion dans les sections suivantes.

4.4.1.2 Signature en Au, Ag, Cu et Zn

La signature en Au, Ag, Cu et Zn des principaux indices du secteur lac Line et les rapports métalliques en découlant sont présentés au tableau 4.3. Les indices y sont regroupés selon leur forme de minéralisation dominante et selon leur domaine gîtologique, ce qui permet de faire ressortir différentes familles de signature métallique.

De manière générale, les veinules et veines de sulfures à gangue silicatée tendent à être plus enrichies en Au que ne le sont les veines de magnétite-sulfures. Ceci se traduit par des rapports Ag/Au et Cu/Au généralement plus faibles pour les premières que pour les secondes. Les indices des décapages de SOQUEM, l'indice « Main Showing » et l'indice du Dôme du Radar, tous situés dans le secteur N-E du mont Bourbeau, constituent toutefois des exceptions, étant tous particulièrement riches en Ag, Cu et Zn, mais pas nécessairement en Au. En d'autres mots, bien qu'ils soient constitués de formes de minéralisation similaires à ce qui est observé ailleurs dans le secteur lac Line, le bagage métallique de ces indices est différent. Il faut sans doute voir là l'effet d'un phénomène métallogénique local, peut-être relié à la faille synvolcanique soupçonnée dans ce secteur (revoir section 4.2.3.1). En dehors de ce secteur précis, la teneur en Zn des principaux indices est plus faible et ne semble pas corrélée aux autres métaux, sauf à quelques endroits près du secteur du lac Devilliers.

Trois signatures métalliques distinctes semblent donc émerger de l'étude de la composition des principaux indices du secteur lac Line :

1. celle typique de la plupart des veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, caractérisée par des rapports Au:Ag de 1:1 à 15 et Au:Cu de 1:100 à 4000;
2. celle typique de la plupart des veines de magnétite-sulfures, caractérisée par des rapports Au:Ag de 1:20 à 30 et Au:Cu de 1:3000 à 17000, et;
3. celle exclusive aux veines du secteur N-E du mont Bourbeau, qui montrent des teneurs aurifères variables mais qui sont généralement riches en Zn.

4.4.1.2.1 Signatures métalliques à la Structure Brosman

Comme mentionné précédemment, les deux zones de la Structure Brosman sont représentatives des deux formes de minéralisation dominantes du secteur lac Line. La Zone Aurifère est formée de sulfures disséminés et du réseau de veines et veinules de sulfures à gangue silicatée le mieux développé de tout le secteur lac Line, alors que la Zone Polymétallique est formée de veines à magnétite-sulfures tout aussi bien développées. L'échantillonnage exhaustif réalisé en surface durant les travaux d'exploration de SOQUEM (Pouliot, 1998, 1999a, 1999b, 2001, 2003a) a permis d'y amasser un total de 638 échantillons choisis et en rainures, rendant ainsi possible une caractérisation plus poussée de la signature métallique de ces deux zones. Le tableau 4.4 présente la signature métallique moyenne calculée pour chacune des zones, alors que la figure 4.32 présente les diagrammes binaires permettant d'évaluer qualitativement les corrélations entre Au, Ag, Cu et Zn.

Les signatures métalliques contrastantes des deux zones de la Structure Brosman confirment les interprétations préliminaires réalisées précédemment, à savoir que la signature métallique des veinules et veines de sulfures à gangue silicatée tend à être différente de celle des veines à magnétite-sulfures. Dans le cas de la Structure Brosman, ces différences s'expriment d'abord au niveau des teneurs minimale, moyenne et maximale en Ag et Cu, qui sont toutes plus faibles pour la Zone Aurifère que pour la Zone Polymétallique (tableau 4.4). Ceci se traduit également sur la figure 4.32b, où les échantillons de la Zone Aurifère sont regroupés vers des valeurs en Ag et en Cu plus faibles que celle des échantillons de la Zone Polymétallique. Les rapports Cu/Ag sont toutefois du même ordre de grandeur pour les deux zones, ce qui explique la bonne superposition des champs de dispersion des échantillons des deux zones sur le diagramme binaire. En revanche, les teneurs minimale, moyenne et maximale en Au sont systématiquement plus fortes pour la Zone Aurifère que pour la Zone Polymétallique (tableau 4.4). En fait, tous les échantillons de cette zone ayant une teneur en Au supérieure à 0,1 ppm forment une population distinctivement enrichie en Au par rapport à la tendance observée pour la Zone Polymétallique sur les diagrammes binaires (figure 4.32c, d et e). Les ratios métalliques Ag/Au, Cu/Au et Zn/Au corroborent cette observation, avec leurs valeurs minimale, moyenne et maximale étant toutes plus faibles dans la Zone Aurifère (tableau 4.4), y démontrant ainsi la prédominance de Au par rapport à Ag, Cu et Zn en comparaison à la Zone Polymétallique. Les ratios Au:Ag et Au:Cu moyens de la Zone Aurifère sont respectivement de l'ordre de 1:1 et 1:100, alors que ceux de la Zone Polymétallique sont plutôt de l'ordre de 1:20 et 1:3500. Les diagrammes binaires impliquant le Zn (figure 4.32e,

f et g) confirment qu'il n'y a pas de corrélation positive claire entre la teneur de ce métal et les teneurs en Au, Ag et Cu dans la Zone Aurifère mais qu'une telle corrélation semble exister dans la Zone Polymétallique.

En somme, le cas de la Structure Brosman permet de documenter de façon semi-quantitative deux des trois signatures métalliques distinctes identifiées à l'échelle du secteur lac Line par l'analyse de roches totales. La Zone Aurifère est clairement enrichie en Au par rapport à Ag, Cu et Zn, et ce dans des proportions similaires à celles observées pour la plupart des autres indices formés de veinules et veines de sulfures à gangue silicatée. La Zone Polymétallique est moins enrichie en Au par rapport aux autres métaux et présente une signature très semblable aux autres veines de magnétite-sulfures étudiées.

4.4.1.3 Signature en autres éléments

Trop peu d'analyses géochimiques de roche totale sur les minéralisations du secteur lac Line sont disponibles pour évaluer quantitativement quels autres éléments sont positivement corrélés aux teneurs en Au, Ag, Cu et Zn. Toutefois, les observations pétrographiques réalisées lors de la présente étude ainsi que des études spécifiques commandées par SOQUEM (Lafrance, 1999a; Pouliot et Chartrand, 1999) permettent de mettre au jour une association commune de certains éléments avec les diverses formes de minéralisation sur la base des minéraux en traces et des inclusions identifiées (revoir sections 4.3.1 et 4.3.2). Ainsi, il est probable que des éléments tels As, Bi, Co, Ni, Pb, Sb et Te soient corrélés positivement avec Au, Ag, Cu et/ou Zn dans la plupart des indices du

secteur. Plus localement, le Mo est un autre élément associé à Au et Cu, particulièrement dans les indices localisés dans ou en périphérie immédiate du Stock du lac Line.

4.4.2 SIGNATURE DE LA PYRITE

La pyrite (FeS_2) est le sulfure le plus commun (Deer et al., 1992). Mis à part le fer et le soufre, la pyrite contient souvent d'autres éléments en concentrations mineures (voir par exemple Craig et al., 1998; Abraitis et al., 2004; Savage et al., 2008). Ces éléments traces, dont les plus communs sont As, Co, Ni, Pb, Cu, Se et Zn, s'incorporent dans un cristal de pyrite en formation par le biais de l'un des trois processus suivants (Loftus-Hills et Solomon, 1967; Huston et al., 1995; Abraitis et al., 2004) :

1. par substitution stœchiométrique dans la structure du cristal (solution solide);
2. par substitution non-stœchiométrique dans cette même structure ou;
3. sous forme de phases minérales indépendantes en inclusions (impuretés).

Peu importe comment ils y sont parvenus, les éléments traces contenues dans un cristal de pyrite lui confèrent une signature géochimique unique mais globalement représentative de celle de sa famille. Par famille de pyrite, on entend ici l'ensemble des cristaux de pyrite qui se sont formés en des endroits différents d'un système hydrothermal mais qui présentent des caractéristiques physiques semblables et qui appartiennent à des structures minéralisées similaires. C'est en partant de ce principe que l'étude de la composition géochimique des pyrites présentée dans ce qui suit a été entreprise, le tout afin

de définir la signature géochimique des pyrites appartenant aux différentes formes de minéralisation reconnues dans le secteur lac Line.

4.4.2.1 Sélection des échantillons et des cristaux de pyrite à analyser

Un total de 17 échantillons a été sélectionné dans le secteur lac Line de manière à obtenir un échantillonnage représentatif des principaux indices reconnus et des diverses formes de minéralisation en présence (localisation à la figure 4.33). Chaque échantillon a fait l'objet d'une étude pétrographique sur lame mince polie de 100 µm d'épaisseur afin de déterminer les caractéristiques physiques des cristaux de pyrite. Tous les échantillons ne contenaient qu'une seule famille de cristaux, sauf l'échantillon S-OCM-03-038 provenant de la Zone Aurifère de la Structure Brosman qui contenait à la fois de la pyrite sous forme de veinules et de la pyrite sous forme de cristaux finement disséminés. Tous les cristaux analysés appartiennent à l'une ou l'autre des trois grandes familles suivantes :

1. les cristaux de pyrite disséminés en dehors de veinules ou veines minéralisées;
2. des cristaux de pyrite retrouvés dans les veines de magnétite-sulfures et;
3. des cristaux de pyrite retrouvés dans les veinules et veines de sulfures à gangue silicatée.

De plus, trois échantillons provenant d'autres gîtes minéraux de la région de Chibougamau (gîte Berrigan, mine Copper Rand et mine Springer) ont également été sélectionnés et étudiés en pétrographie en vue d'analyser leurs pyrites pour fins de comparaison avec celles du secteur lac Line. Entre 4 et 13 cristaux représentatifs ont

finalement été sélectionnés sur chaque lame mince en vue de l'analyse, pour un total de 183 cristaux de pyrite à analyser. Une attention particulière a été portée à la reconnaissance des évidences de recristallisation métamorphique afin de s'assurer de ne pas analyser de cristaux dont la composition primaire aurait pu être modifiée lors de la déformation et du métamorphisme régional. Une synthèse des caractéristiques physiques propres aux différentes familles de cristaux de pyrite sélectionnés et des photos d'exemples représentatifs sont présentés au tableau 4.5.

4.4.2.2 Contrôle de la qualité des analyses

Le contrôle de la qualité a été assuré par l'analyse régulière de l'étalon de référence PS-1 lors des routines d'analyses réalisées selon la méthodologie décrites à la section 1.3.5.1. Sa composition officielle de même que les limites de détection moyennes et la précision analytique obtenues sont présentées à l'annexe 6. La précision analytique est estimée à moins de 10%, sauf pour le Ni et le Cd (explication à l'annexe 6).

4.4.2.3 Résultats et interprétations

Certains des 183 cristaux de pyrite sélectionnés ont fait l'objet de plusieurs analyses, pour un grand total de 232 analyses de pyrite. Les résultats détaillés sont présentés à l'annexe 7. Ils sont aussi synthétisés au tableau 4.6 et à la figure 4.34 où ils sont regroupés par famille. La médiane est la mesure de tendance centrale ici privilégiée afin d'amenuiser l'effet des valeurs extrêmes, résultant généralement de l'ablation d'inclusions submicroscopiques d'autres minéraux que la pyrite. La présence de ces inclusions est

décelée par l'observation de pics dans le signal de certains éléments durant l'analyse de certains cristaux.

En observant la figure 4.34, on constate qu'il est difficile de différencier les veines de magnétite-sulfures, les veines et veinules de sulfures à gangue silicatée et les disséminations de sulfures sur la base du spectre multiéléments des pyrites qu'elles contiennent. En d'autres mots, la signature des pyrites est relativement homogène à l'échelle du secteur lac Line, peu importe la forme de minéralisation d'où elles proviennent, ce qui empêche une discrimination facile et convenable. En effet, pour un élément donné, l'écart entre les valeurs médianes des différentes familles de pyrite dépasse rarement un ordre de grandeur et l'étalement des analyses est toujours à peu près le même d'une famille à l'autre. Les pyrites de certaines formes de minéralisation semblent tout de même présenter un enrichissement ou un appauvrissement systématique en certains éléments. Par exemple, les pyrites provenant des disséminations de sulfures sont légèrement plus riches en V, Cr et Mn alors qu'elles sont plus pauvres en Bi que les pyrites provenant des deux autres familles. Aussi, les pyrites des veines à magnétite-sulfures sont dans l'ensemble plus riches en Co, Cu et Ag que celles des autres familles. Selon Abraitis et al. (2004), le contenu en Ag, Bi et Cu d'un cristal de pyrite est généralement attribuable à la présence d'autres minéraux en fines inclusions. Les pyrites des veines de magnétite-sulfures du secteur lac Line sont ainsi probablement plus riches en inclusions de chalcopyrite et de minéraux argentifères (argent natif, argentite, tellurures d'argent, etc.) que ne le sont les autres familles de pyrite analysées, et il semble qu'il y ait moins d'inclusions de minéraux de Bi dans les pyrites provenant des disséminations de sulfures que dans les autres. Les

résultats de différentes études sur la chimie des pyrites tendent également à démontrer que de fortes teneurs en Co (>300 ppm) sont caractéristiques de pyrites retrouvées dans des zones nourricières de haute température dans les systèmes de minéralisation volcanogène (Loftus-Hills et Solomon, 1967; Green et al., 1981; Huston et al., 1995). Les veines de magnétite-sulfures du secteur lac Line pourraient donc représenter des conduits de plus haute température que ceux ayant généré les autres formes de minéralisation.

Donc, malgré des différences de composition mineures, il semble que toutes les pyrites du secteur lac Line ont une même signature géochimique relativement bien définie. On constate sur la figure 4.34 que cette signature est caractérisée par un enrichissement en Co, Ni, Cu, As, Se, Ag, Au, Hg et Bi par rapport à la composition moyenne de la croûte supérieure (Wedepohl, 1995). Il s'agit là des mêmes éléments qui sont interprétés comme accompagnant les métaux d'intérêts au sein des différents indices du secteur lac Line (revoir section 4.4.1.3). À l'opposé, les éléments V, Cr, Mn, Zn, Ga et Sn sont appauvris.

La figure 4.35 permet de comparer la signature de l'ensemble des pyrites du secteur lac Line à celle de pyrites représentatives des trois autres gîtes échantillonnés dans la région de Chibougamau. On y constate des différences de signature beaucoup plus significatives que celles qui existaient au sein des trois différentes familles sur la figure 4.34. Par exemple, les pyrites du gîte Berrigan sont en général plus riches en Zn, Ag, Sn, Sb et Pb mais sont plus pauvres en Se que celles du secteur lac Line, et des différences de signature encore plus marquées distinguent ces dernières des pyrites de la mine Springer. Ceci supporte l'idée que les structures minéralisées du secteur lac Line possèdent une signature de pyrite qui leur est propre et qui est distincte de celle de gîtes situés

relativement près, comme le gîte Berrigan. Par contre, la signature des pyrites de la mine Copper Rand est particulièrement semblable à celle des pyrites du secteur lac Line, suggérant qu'une signature particulière peut se répéter dans différents gîtes même s'ils sont éloignés. Une telle similarité de la composition des pyrites dans deux gîtes différents pourrait également suggérer des processus métallogéniques similaires ou même un lien génétique direct. Toutefois, ces constats ne peuvent que demeurer ici à l'état spéculatif car davantage d'analyses ainsi que des études statistiques plus poussées sont nécessaires pour les démontrer avec un meilleur degré de certitude.

4.4.2.3.1 Signature des pyrites à la Structure Brosman

Le caractère représentatif et l'importance de la Structure Brosman dans la compréhension du système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line justifie à nouveau de s'attarder à cet indice, cette fois-ci pour y étudier spécifiquement le contenu en Au, Ag, Cu et Zn des différentes familles de pyrite et de le mettre en relation avec le contenu des mêmes métaux dans les roches totales, tels que présentés à la section 4.4.1.2.1. On retrouve dans la Structure Brosman des pyrites de chacune des trois familles présentes dans le secteur lac Line, desquelles proviennent 45 analyses réparties comme suit :

1. 21 analyses de pyrite provenant des veines de magnétite-sulfures;
2. 18 analyses de pyrite provenant de veinules et veines de sulfures à gangue silicatée et;
3. 6 analyses de pyrite provenant de disséminations de sulfures.

Le contenu en Au, Ag, Cu et Zn de ces pyrites est présenté sous forme de diagrammes binaires à la figure 4.36, où sont également compilées les analyses des autres pyrites provenant du CVLH. Cette figure est construite selon le même patron que la figure 4.32 pour faciliter les comparaisons.

Une seule tendance de distribution émerge pour toutes les analyses de pyrite du CVLH dans le diagramme Ag vs Cu (figure 4.36a), suggérant une corrélation positive de la teneur de ces deux métaux dans la pyrite. Toutefois, deux tendances apparaissent sur les diagrammes Au vs Ag et Au vs Cu (figure 4.36b et c), comme c'était le cas pour les analyses de roches totales (figure 4.32c et d). Sur ces deux diagrammes, la tendance la plus riche en Au est clairement définie par les pyrites provenant des veinules et veines à gangue silicatée de la Zone Aurifère de la Structure Brosman. De plus, cette tendance se superpose bien à la même tendance reconnue au sein des roches totales de la Zone Aurifère, indiquant un enrichissement selon les mêmes proportions. Pour leur part, les analyses de pyrites provenant des veines à magnétite-sulfures et des disséminations de sulfures forment un alignement général qui se superpose mieux à la tendance définie par les roches totales de la Zone Polymétallique. Par ailleurs, il n'y a pas de corrélation apparente entre Zn et Au, Ag ou Cu dans les pyrites du CVLH et les analyses ne se superposent pas bien à la tendance positive définie sur les diagrammes équivalents pour les roches totales (figure 4.36d, e et f).

L'enrichissement en Au des veinules et veines de sulfures à gangue silicatée de la Zone Aurifère de la Structure Brosman est également généralement accompagné par un enrichissement progressif en As, Bi, Pb et Sb en plus de Ag et Cu (figure 4.37). Abraitis et al. (2004) rapportent deux possibilités pouvant être à l'origine de ces corrélations et qui

peuvent donc fournir une explication pour l'enrichissement en Au. La première possibilité est reliée à l'incorporation de As dans la structure atomique de la pyrite, qui aurait pour effet une augmentation de la capacité du minéral à incorporer d'autres éléments mineurs et traces, particulièrement ceux qui se présentent sous forme de cations trivalents. Toutefois, il ne semble pas y avoir de corrélation entre le contenu en As et les concentrations en Ga, In et Mo par exemple (figure 4.38), qui se présentent tous trois sous forme de cations trivalents. Ceci tend à favoriser la seconde possibilité, qui est la présence dans la pyrite d'inclusions submicroscopiques de minéraux pouvant présenter diverses combinaisons de Au, Ag, Cu, As, Bi, Pb et Sb, tels que l'électrum, la galène ainsi que divers sulfosels et tellurures. La présence de ce genre de minéraux sous forme de traces dans les veinules et veines de gangue silicatée (revoir section 4.3.2) est un élément additionnel favorisant cette possibilité.

En somme, bien que les différentes formes de minéralisation étudiées n'aient pas des signatures de pyrite qui se distinguent facilement les unes des autres à l'échelle du secteur lac Line, le cas de la Structure Brosman et des autres pyrites du CVLH nous montre qu'il peut exister des signatures distinctives à plus petite échelle. En effet, il est clair que les pyrites provenant des veinules et veines de sulfures à gangue silicatée de la Zone Aurifère de la Structure Brosman sont enrichies en Au, et ce dans un rapport similaire à l'enrichissement observé par l'analyse des roches totales pour cette même zone. L'enrichissement en Au des pyrites semble relié à la présence spécifique de minéraux tels l'électrum, la galène ainsi que divers sulfosels et tellurures en inclusions submicroscopiques. Cette signature enrichie se distingue de celle des pyrites provenant des

veines de magnétites-sulfures et des disséminations de sulfures du CVLH, qui ne sont pas particulièrement enrichies en Au par rapport à Ag, Cu et Zn. Ceci suggère que c'est exclusivement la pyrite des veinules et veines de sulfures à gangue silicatée qui confère à la Zone Aurifère son caractère riche en Au, malgré la présence de pyrite sous forme de sulfures stratiformes disséminés un peu partout dans cette zone.

4.4.3 SIGNATURE DE LA MAGNÉTITE

La composition chimique des oxydes de fer est généralement uniforme chez les différents gîtes d'un même type, mais variable d'un type de gîte à l'autre (Gosselin et al., 2006; Beaudoin et Dupuis, 2007). C'est selon ce principe qu'a été entreprise une brève étude de la composition des magnétites retrouvées dans les veines de magnétite-sulfures du secteur lac Line, dans le but précis de savoir à quel grand type de gîte leur signature géochimique s'associe le mieux.

4.4.3.1 *Sélection et analyse des échantillons*

Trois échantillons représentatifs des meilleurs exemples de veines à magnétite-sulfures du secteur lac Line ont été sélectionnés. Ils proviennent de la Zone Polymétallique de la Structure Brosman (localisation de l'échantillon à la figure 4.1), du gîte Lessard (localisation de l'échantillon à la figure 4.9) et de l'indice du lac Ham localisation de l'échantillon à la figure 4.8). Un total de 25 analyses de magnétite a alors été réalisé à la microsonde électronique CAMECA SX-100 de l'Université Laval (revoir section 1.3.5.2)

selon le protocole décrit en détails dans Beaudoin et Dupuis (2007) et dont les spécifications techniques sont résumées à l'annexe 8.

4.4.3.2 Résultats et interprétations

Les résultats détaillés des analyses de magnétite sont compilés à l'annexe 9. Beaudoin et Dupuis (2007) présentent ces résultats sous forme de diagrammes multiéléments montrant la signature moyenne des magnétites analysées dans le secteur lac Line ainsi que celle provenant d'autres gîtes de type veine de la région de Chibougamau (figure 4.39). Ces auteurs soulignent que les spectres multiéléments sont très uniformes pour toutes ces magnétites et que leur signature est très semblable à celle des magnétites provenant de gîtes de type SMV (figure 4.39). Elles sont généralement caractérisées par des teneurs plus élevées en Zn, Ca et/ou Si et plus faibles en Al que les magnétites des autres types de gîtes, ce qui permet de les distinguer de manière efficace sur différents diagrammes discriminants (figure 4.40). Les magnétites des gîtes porphyriques archéens, qui proviennent également de la région de Chibougamau (Beaudoin et Dupuis, 2007), ne montrent pas l'enrichissement caractéristique en Si et ne tombent pas dans le champ des veines de la même région et des gîtes de type SMV dans les diagrammes de la figure 4.40a et b. Toutefois, elles présentent bon nombre d'autres caractéristiques communes aux magnétites des gîtes de type veine de la région de Chibougamau, comme un appauvrissement en Al et un enrichissement en Zn (Beaudoin et Dupuis, 2007), ce qui fait qu'elles se regroupent toutes ensemble sur les diagrammes de la figure 4.40c et d.

Par ailleurs, l'enrichissement en Ca et en K est particulièrement prononcé dans les magnétites du secteur lac Line (figure 4.39). Les altérations à calcite et à biotite communément observées en bordure des veines d'où elles proviennent sont probablement responsables de ce phénomène.

4.5 SYNTHÈSE ET DISCUSSION PRÉLIMINAIRE

4.5.1 CONTRAINTES SUR L'ENVIRONNEMENT DE FORMATION DU SYSTÈME MINÉRALISÉ

Malgré certaines différences morphologiques et minéralogiques qui distinguent entre elles les diverses formes de minéralisation du secteur lac Line, les observations présentées dans ce chapitre soulignent plusieurs caractéristiques fondamentales communes à la plupart des indices. Ces caractéristiques, discutées dans ce qui suit, amènent des éléments clés pour la reconstruction de l'environnement et pour la compréhension des processus de formation du système minéralisé.

D'abord, peu importe la nature des roches encaissantes, les structures minéralisées observées sont généralement encaissées au sein de failles ou zones de fractures cassantes qui sont sécantes à fort angle par rapport à la stratification et qui sont accompagnées de perturbations significatives de la séquence stratigraphique (plissement synsédimentaire, bréchification, injections de dykes nourriciers, etc.). Ces structures ne montrent pas le développement marqué de déformation ductile et elles sont toutes subverticales et d'orientation N-S ou NO-SE, attitude incompatible avec le système de contraintes ayant généré la déformation régionale. L'origine des structures hôtes des zones

minéralisées est ainsi davantage compatible avec celle de zones de failles synvolcaniques qu'avec celle de zones de failles générées lors de la déformation régionale.

L'environnement géologique dans lequel se sont développées ces zones de failles a déjà été partiellement constraint aux chapitres 2 et 3 (revoir sections 2.6.1 et 3.3) et se résume à un édifice volcanique calco-alcalin fortement fracturé construit sous de faibles profondeur d'eau. Certaines caractéristiques des minéralisations observées permettent de préciser qu'un régime en extension y régnait lors de l'activité hydrothermale. Par exemple, on observe sur la plupart des indices que toutes les directions de fractures sont occupées par la minéralisation et l'altération et que des motifs de pseudo-bréchification hydrothermale sans direction préférentielle sont communément développés. Ceci tend à suggérer qu'il n'y avait pas de contraintes tectoniques compressives majeures qui auraient pu canaliser les fluides le long de familles de conduits privilégiés parallèles à l'orientation de la contrainte principale (ou perpendiculaire à σ_3). Par ailleurs, même si elles sont généralement difficile à reconnaître en raison d'une recristallisation métamorphique d'intensité variable, les textures d'encroûtement et en dents de peigne préservées dans plusieurs veines indiquent une cristallisation des fluides hydrothermaux en espace ouvert (Dong et al., 1995), ce qui est aussi un phénomène propre aux gîtes formés à faible profondeur dans une croûte en régime d'extension (Taylor, 2007).

Le cortège des métaux économiques des minéralisations du secteur lac Line est un autre aspect relativement semblable pour tous les indices, en ce sens qu'il combine toujours un ou plusieurs des éléments Au, Ag, Cu et localement Zn ou Mo. Les ratios métalliques de ces divers éléments sont très variables d'un indice à l'autre, mais ceci est

interprété comme le résultat de particularités locales du système hydrothermal plutôt que comme l'effet de systèmes hydrothermaux de natures différentes (voir section 4.5.2). De la même façon, bien qu'il semble exister différentes signatures de pyrites dans la région de Chibougamau, la composition des pyrites est globalement uniforme à l'échelle du secteur lac Line et ne permet pas l'attribution d'une signature particulière à l'une ou l'autre des trois formes de minéralisation décrites. Par contre, lorsque la densité d'échantillonnage le permet, il est localement possible de reconnaître des pyrites au contenu distinctif pour certains métaux du spectre analysé (cas de la Structure Brosman). Dans l'ensemble, la signature des magnétites est aussi très homogène. En d'autres mots, l'absence de signatures géochimiques de pyrite et de magnétite drastiquement différentes nous pousse à suggérer qu'il n'y a pas eu l'action superposée de systèmes hydrothermaux distincts.

Là où elle a été étudiée, la signature en éléments traces des minéralisations du secteur lac Line démontre un enrichissement en éléments comme As, Bi, Co, Hg, Ni, Pb, Sb, Se et Te en plus de Au, Ag, Cu, Zn et Mo. On reconnaît là une association d'éléments caractéristiques de systèmes hydrothermaux où sont impliqués des fluides riches en éléments volatils issus du magmatisme felsique (Hart, 2007). Ces systèmes peuvent être développés dans différents contextes tectoniques et à diverses époques entre la formation de l'arc (Hannington et al., 2005) et sa déformation (Goldfarb et al., 2005). Si un système magmatique-hydrothermal se développe pendant la formation d'un arc volcanique sous-marin comme celui de Chibougamau, le fluide le plus susceptible de se combiner aux fluides magmatiques est l'eau de mer, qui possède une salinité faible à moyenne (Hannington et al., 1999; Jébrak et Marcoux, 2008). Toutefois, si le système hydrothermal

se développe parallèlement à la déformation du même arc, ce sont plutôt des fluides d'origine métamorphique, avec leur salinité généralement plus faible mais leur contenu généralement plus élevé en CO₂ (Goldfarb et al., 2005; Jébrak et Marcoux, 2008), qui s'additionneront aux fluides magmatiques. Dans le cas du secteur lac Line, l'association entre les métaux précieux (Au, Ag et les éléments traces associés comme As, Mo, Sb et Hg) et les métaux de base (Cu, Pb, Zn) est peu compatible avec l'implication des fluides métamorphiques, qui contiennent en général trop peu de complexes chlorurés essentiels à la mobilisation efficace des métaux de base (Seccombe et Barnes, 1990; Hannington et al., 1999). Le couplage entre métaux précieux et métaux de base s'explique beaucoup mieux si l'eau de mer, riche en NaCl, est impliquée dans le système hydrothermal. En d'autres mots, compte tenu des données disponibles, le tandem fluides magmatiques et eau de mer est l'explication la plus plausible aux associations métalliques observées dans les minéralisations du secteur lac Line. Toutefois, ceci n'exclut pas définitivement l'implication possible de fluides métamorphiques, hypothèse impossible à tester de manière plus rigoureuse avec les données de la présente étude.

Le Stock du lac Line présente des caractéristiques métallogéniques qui suggèrent qu'il pourrait être responsable d'une certaine contribution au système minéralisé. Par exemple, son caractère calco-alcalin et sa texture porphyrique impliquent qu'il y a pu avoir séparation de fluides aqueux riches en éléments volatils lors de sa cristallisation, ce qui semble être confirmé par la présence de brèches et de nombreuses veines (minéralisées ou non) dans et en périphérie du stock. Il est donc plausible que d'éventuels fluides aqueux exsolvés riches en éléments volatils aient pu être également riches en métaux, et qu'ils aient

pu extraire une partie de ces métaux du stock pour les transmettre à l'environnement encaissant. Ceci a pu se produire à quelques reprises au cours de la cristallisation du Stock du lac Line étant donné son caractère polyphasé.

4.5.2 ZONALITÉ ET CONTRÔLE LITHOLOGIQUE

Les observations réalisées dans le cadre de cette étude n'ont pas permis de mettre à jour une zonalité métallique systématique au sein des minéralisations du secteur lac Line. Toutefois, deux phénomènes dignes de mention ont été identifiés. Le premier est la présence commune d'une quantité localement significative de molybdénite en accompagnement des minéralisations du Stock du lac Line. Le cortège résultant, caractérisé par Au, Cu et Mo, ressemble grandement à la signature de fluides hydrothermaux à forte composante magmatique, tel qu'observé dans de nombreux gîtes reliés à des intrusions felsiques (Seedorff et al., 2005; Hart, 2007). L'autre phénomène digne de mention est le contenu significatif en Zn de la majorité des indices retrouvés sur le mont Bourbeau. Quelques indices de l'extrême est du Stock du lac Line montrent également jusqu'à 1% de sphalérite en lame mince. Par contre, il est rare d'observer ce minéral dans le CVLH. La présence préférentielle du Zn dans la portion nord du secteur lac Line traduit donc un processus d'enrichissement local dont l'origine est difficile à établir. Il résulte possiblement de l'action de fluides ayant permis un meilleur lessivage en Zn des roches hôtes, c'est-à-dire de fluides plus riches en complexes chlorurés (Seccombe et Barnes, 1990).

Pour sa part, la zonalité morphologique de la minéralisation est un phénomène observé à plusieurs échelles dans le secteur lac Line. À quoi est due cette zonalité?

Pourquoi le système minéralisé n'est-il pas formé uniquement de veines de sulfures à gangue silicatée, ou uniquement de veines de magnétite-sulfures? Pourquoi deux styles de minéralisation si contrastant peuvent être juxtaposés au sein d'un même indice (Structure Brosman)? Des éléments de réponse à ces questions peuvent être déduits du fait que certaines unités semblent plus favorables que d'autres au développement de formes de minéralisation spécifiques. Par exemple, les veines de magnétites-sulfures sont presque exclusivement développées au sein de roches intrusives mafiques à ultramafiques, alors que les disséminations de sulfures sont plus fréquentes et développées de manière plus extensive dans les roches volcaniques. Entre d'autres mots, le contrôle lithologique, découlant des caractéristiques physiques et chimiques intrinsèques aux différentes unités, semble en partie responsable des différentes formes de minéralisations observées. Le caractère isotrope et la rhéologie cassante des roches intrusives mafiques à ultramafiques semblent en général avoir favorisé la formation de fractures uniques ayant canalisé beaucoup de fluides hydrothermaux. C'est particulièrement vrai dans le filon-couche de Bourbeau, tout comme c'est le cas au gisement de la mine Norbeau située tout juste au N-E du secteur lac Line (Dubé, 1990). En contrepartie, le caractère anisotrope, localement poreux et pré-fracturé des roches volcaniques semble avoir favorisé l'écoulement extensif des fluides hydrothermaux le long d'unités et/ou de larges zones de fracture favorables. Ces deux conditions contrastantes ont pu avoir un effet sur les ratios fluide/roche à l'origine des formes de minéralisation observées (Colvine et al., 1988; Legault et Daigneault, 2006). Par exemple, la circulation soutenue de fluides hydrothermaux concentrée dans quelques

fractures principales a pu engendrer de forts ratios fluide/roche et ainsi être à l'origine des veines de magnétite-sulfures. Ceci est compatible avec :

1. les assemblages hydrothermaux de haute température de ces veines (présence de magnétite, assemblage à Cu-Au-Ag, etc.);
2. le remplacement localement intense d'unités par la minéralisation, tel que suggéré par la présence de pseudomorphes de pyroxène remplacés par la magnétite (revoir figure 4.29a);
3. la forte intensité de l'altération hydrothermale aux abords des veines (voir également section 5.4.2) et;
4. la morphologie et la composition minéralogique relativement uniforme malgré le passage d'un type d'encaissant à un autre (revoir section 4.2.1.1.3).

La circulation plus diffuse et l'écoulement des fluides hydrothermaux dans les roches volcaniques poreuses et fortement fracturées a dû engendrer des ratios fluide/roche moins élevés, et ainsi des formes de minéralisation davantage contrôlées par la chimie de la roche que par celle des fluides. Ceci pourrait expliquer :

1. la présence de formes de minéralisation moins concentrées (sulfures disséminés et veinules de sulfures à gangue silicatée);
2. les assemblages hydrothermaux de moins haute température;
3. l'altération hydrothermale d'intensité plus faible (voir également section 5.4.2) et;
4. les variations minéralogiques plus communes au sein de la minéralisation et de sa gangue, possiblement reliées au contrôle chimique (tamponnage) de la roche encaissante et provoquant par exemple la précipitation préférentielle des sulfures au sein des bandes chloritisées des roches volcaniques (revoir section 4.3.2 et figure 4.4b et c).

En plus du contrôle lithologique et du rôle de tampon exercés par les roches encaissantes, les conditions physico-chimiques propres aux fluides minéralisateurs ont sans doute contribué aux contrastes minéralogiques et à la zonalité des différentes formes de minéralisation. Entre autres, la fugacité de l'oxygène et l'activité du soufre ont nécessairement eu une influence sur les relations de stabilité dans les veines de magnétite-sulfures (Vaughan et Craig, 1997). D'ailleurs, comme introduit précédemment, le remplacement systématique de la magnétite par les sulfures suggère une diminution de la fugacité de l'oxygène et/ou une augmentation de l'activité du soufre avec le temps dans les fluides à l'origine de ces veines. Compte tenu des données amassées, il serait toutefois hasardeux ici de spéculer davantage quant à la composition et à l'évolution chimique précise des fluides.

TABLEAUX DU CHAPITRE 4

Tableau 4.1 : Synthèse des caractéristiques des principaux indices du secteur lac Line

Domaine géologique Nom de l'indice	Cortège métallique	Forme de minéralisation	Encaissant	Attitude	Minéraux métalliques	Altération
<i>Centre volcanique du lac Ham</i>						
Structure Brosman	Au, Ag, Cu	Disséminations, veinules et veines de sulfures et de magnétite dans enveloppe fortement fracturée	Laves, filons-couches et roches volcanoclastiques en environnement de séquence stratigraphique perturbée	N-S et NO-SE Subvertical	Pyrite, magnétite, chalcopyrite, pyrrhotite	Propylitique, chloriteuse, localement sodique à potassique
Indice Surprise	Au	Réseau de corridors anastomosés altérés et cisaillés renfermant des disséminations et veinules de sulfures	Séquence de laves massives à bréchiques et filons-couches	N-S et NO-SE Pendage fort vers le SO	Pyrite, pyrrhotite	Propylitique
Indice du lac Ham	Cu, Ag, Au	Réseau de veines de magnétite et sulfures développées dans enveloppe fracturée et altérée	Unité sommitale du filon-couche de Bourbeau, près du contact avec des laves de la Formation de Blondeau	N-S et NO-SE Pendage fort vers le NE	Magnétite, pyrite, chalcopyrite	Propylitique
Gîte Lessard	Cu, Ag, Au	Réseau de veines de magnétite et sulfures développées dans enveloppe fracturée et altérée	Unité sommitale du filon-couche de Bourbeau, près du contact avec des roches volcaniques de la Formation de Blondeau montrant des perturbations stratigraphiques	NO-SE Subvertical	Magnétite, pyrite, chalcopyrite	Propylitique, forte épidotisation localement
<i>Stock du lac Line</i>						
Indice Siscoe	Au, Cu, Ag	Veine rubanée de quartz et sulfures dans un corridor altéré renfermant des sulfures disséminés	Zone de contact entre la tonalite porphyrique du Stock du lac Line et un horizon pyroxénitique du filon-couche de Roberge	NO-SE Subvertical	Pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite, molybdénite	Chloriteuse, séricitique

(suite à la page suivante)

Tableau 4.1: Synthèse des caractéristiques des principaux indices du secteur lac Line (suite)

<i>Domaine géologique</i> <i>Nom de l'indice</i>	<i>Cortège métallique</i>	<i>Forme de minéralisation</i>	<i>Encaissant</i>	<i>Attitude</i>	<i>Minéraux métalliques</i>	<i>Altération</i>
<i>Stock du lac Line</i>						
Indice TR-1230-99-31	Au, Cu, Ag	Zone de fractures occupées localement par des lentilles et veinules discontinues de sulfures et albite	Brèche magmatique-hydrothermale tourmalinisée développée dans la tonalite porphyrique du Stock du lac Line	NO-SE Subvertical	Pyrite, chalcopyrite, sphalérite, molybdénite, galène	Séricitique, en tourmaline
Indice TR-1230-00-69	Au, Cu, Ag	Zone de fractures occupée par une veine principale et des veinules mineures de sulfures et quartz	Dyke intermédiaire recoupant la tonalite équigranulaire à porphyrique du Stock du lac Line	NO-SE Subvertical	Pyrite, chalcopyrite	Séricitique, en tourmaline
Indice TR-1230-02-123	Au, Cu	Zone altérée schisteuse à sulfures disséminés et à veinules de sulfures et quartz	Zone de contact entre la tonalite porphyrique du Stock du lac Line et un horizon pyroxénitique du filon-couche de Roberge	N-S et E-O Pendage subvertical à fort vers le sud	Pyrite, chalcopyrite, molybdénite	À fuchsite et ankérite
<i>mont Bourbeau</i>						
Indice "Main Showing"	Au, Ag, Cu	Veines de sulfures démembrées	Zone de cisaillement au sein de éridotites, dunites et pyroxénites du filon-couche de Roberge	N-S Subvertical	Pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, sphalérite, magnétite	Chloriteuse et propylitique
Indices des décapages de SOQUEM	Au, Ag, Cu, Zn	Disséminations, veinules et veines de sulfures au sein d'enveloppes altérées développées autour de fractures principales	Roches volcanoclastiques de la Formation de Blonseau et filon-couche du Complexe de Cummings	N-S Subvertical	Pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, sphalérite et galène	Chloriteuse et propylitique

(suite et fin à la page suivante)

Tableau 4.1: Synthèse des caractéristiques des principaux indices du secteur lac Line (suite et fin)

Domaine géologique Nom de l'indice	Cortège métallique	Forme de minéralisation	Encaissant	Attitude	Minéraux métalliques	Altération
mont Bourbeau						
Indice du Dôme du Radar	Au, Ag, Cu, Zn	Lentilles concordantes et veines discordantes de sulfures	Roches volcanoclastiques de la Formation de Blondeau, près du contact avec la base du filon-couche de Bourbeau	E-O et N-S Subvertical	Pyrite, pyrrhotite, sphalérite, chalcopyrite, magnétite	Chloriteuse et propylitique
Indice d'Argent	Au, Ag, Cu	Veinules de sulfures au sein d'un réseau de fractures rectilignes	Roches volcanoclastiques (localement bréchiques) de la Formation de Blondeau, près du contact avec la base du filon-couche de Bourbeau	N-S Subvertical	Pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, sphalérite	Chloriteuse et propylitique
Indice du lac Devilliers	Au, Ag, Cu, Zn	Lentilles concordantes et veines discordantes de sulfures	Roches volcanoclastiques de la Formation de Blondeau, près du contact une coulée de lave sus-jacente	E-O et N-S Subvertical	Pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, sphalérite	Chloriteuse et propylitique
Secteur McKenzie						
Enveloppe aurifère	Au	Veinules et disséminations de pyrite dans enveloppes de fractures	Roches volcanoclastiques et laves de la Formation de Blondeau, près du contact avec le sommet du filon-couche de Ventures	N-S et NO-SE Subvertical	Pyrite	Chloriteuse et propylitique

Tableau 4.2 : Synthèse des caractéristiques des diverses formes de minéralisation observées dans le secteur lac Line

Forme de minéralisation	Style morphologique	Minéraux métalliques	Gangue	Altération associée	Encaissants principaux	Indices fournissant les meilleurs exemples
Veines de magnétite-sulfures	Veines centimétriques à métriques formant des réseaux rectilignes ou anastomosés dans des zones altérées, fracturées et localement cisaillées	Magnétite, chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite Traces de tellurures d'or et argent, argent natif, argentite, galène, électrum, or natif, bismuth natif, sulfures de plomb et bismuth	Peu abondante Constituée surtout de chlorite, biotite, albite, quartz, hydroxydes de fer et stilpnomélane	Propylitique (distale) Sodique à potassique (proximale)	Roches intrusives de composition mafique à ultramafique (filons-couche du Complexe de Cummings, filons-couche comagmatiques aux laves de la Formation de Blondeau)	Zone Polymétallique de la Structure Brosman, Gîte Lessard, indice du lac Ham
Veinules et veines de sulfures à gangue silicatée	Veines millimétriques à métriques formant des réseaux rectilignes ou anastomosés dans des zones altérées, fracturées et localement cisaillées	Combinaisons variables de pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite, sphalérite, galène et/ou molybdénite Traces de chalcocite, covellite, or natif, bismuth natif, sulfures de plomb et bismuth, électrum, sulfosels et tellurures d'argent et de bismuth, arsénure de cobalt, de fer et de nickel (safflorite)	Abondance variable Combinaisons diverses de quartz, chlorite, carbonates, séricite, albite, épidoïte et/ou feldspaths Traces de chalcocite, covellite, or natif, bismuth natif, sulfures de plomb et bismuth, électrum, sulfosels et tellurures d'argent et de bismuth, arsénure de cobalt, de fer et de nickel (safflorite)	Chloriteuse dans les roches volcaniques et les roches intrusives intermédiaires à ultramafiques Sérichtique et en tourmaline dans les roches intrusives felsiques	Toutes les unités archéennes En particulier les roches volcaniques fortement fracturées	Zone Aurifère de la Structure Brosman, indice TR-1230-00-69, indice TR-1287-02-08, indice TR-4581-97-06
Sulfures disséminés	Disséminations formant des corps discordants ou concordants par rapport aux strates, souvent en bordure des 2 types de veines présentés ci-haut	Pyrite Localement pyrrhotite, chalcopyrite, molybdénite, sphalérite et galène		Propylitique	Pratiquement toutes les unités archéennes En particulier les roches volcaniques litées et fortement fracturées	Zone Aurifère de la Structure Brosman

Tableau 4.3 : Teneurs et rapports métalliques d'échantillons représentatifs de la composition des principaux indices du secteur lac Line

		No de l'échantillon ¹	Au (ppm)	Ag (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Ag/Au	Cu/Au	Zn/Au	Cu/Ag	Zn/Ag	Cu/Zn
		<i>Limite de détection</i>	0,005	0,2-0,5 ²	1	1						
VEINULES ET VEINES DE SULFURES À GANGUE SILICATÉE												
Centre volcanique du lac Ham	Structure Brosman											
	Zone Aurifère											
	Échantillons de surface (n = 407)											
	Moyenne ³											
	Forage 1230-02-29		L-OCM-03-012	0,4	0,4	55	62	1,1	147	165	138	155
	Indice Surprise			2249 ⁴	3,4	10,2	720	1 000	3	209	290	71
	Indice Siscoe			8435 ⁵	16,4	150,7	22 750	3 700	9	1 391	226	151
	Indice TR-1230-99-31											
	Échantillon de surface			122040 ⁶	21,2	121,9	7 700	9 000	6	363	424	63
	Forage 1230-02-32			L-OCM-03-056	0,6	4,9	424	287	8	677	458	87
Stock du lac Line	Indice TR-1230-00-69			8474 ⁵	1,2	17,8	2 900	230	15	2 363	187	163
	Indice TR-1230-02-123			94153 ⁷	1,0	4,6	4 000	86	4	3 883	83	870
	Indices des décapages de SOQUEM											
	Échantillons de surface											
	TR-1287-02-03			93592 ⁸	0,02	36,4	10 210	2 080	1 733	486 190	99 048	280
	TR-1287-02-04			93600 ⁸	5,0	12,8	620	10 200	3	124	2 038	48
	TR-1287-02-08			42902 ⁸	0,6	388,0	27 650	29 500	664	47 346	50 514	71
	Forage 1287-04-04			26540 ⁹	0,1	75,2	8 279	927	716	78 848	8 829	110
	Indice d'Argent (TR-1287-02-59)			93185 ⁸	0,6	6,2	272	131	10	423	204	44
	Enveloppe aurifère											
mont Bourbeau	Échantillons de surface											
	TR-4581-97-04			2012 ¹⁰	0,5	2,5	150	220	6	332	487	60
	TR-4581-97-05			2019 ¹⁰	9,3	12,4	150	45	1	16	5	12
	TR-4581-97-06			2035 ¹⁰	0,4	1,0	25	59	2	61	144	25
	Forage 4581-05-03			64137 ¹¹	0,2	2,8	281	42	15	1 487	222	100
Secteur McKenzie	(suite et notes à la page suivante)											

Tableau 4.3 : Teneurs et rapports métalliques d'échantillons représentatifs de la composition des principaux indices du secteur lac Line (suite et fin)

	No de l'échantillon	Au (ppm)	Ag (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Ag/Au	Cu/Au	Zn/Au	Cu/Ag	Zn/Ag	Cu/Zn	
<i>Limite de détection</i>		0,005	0,2-0,5 ²	1	1							
VEINES DE MAGNÉTITE-SULFURES												
Centre volcanique du lac Ham												
Centre volcanique du lac Ham	Structure Brosman											
	Zone Polymétallique											
	Échantillons de surface (n = 231)											
	Moyenne ³	0,5	15,7	4 664	152	21	3 579	142	169	7,6	30	
Centre volcanique du lac Ham	Forage 1230-02-30	L-OCM-03-033	0,5	12,8	8 824	96	24	16 371	178	689	7,5	92
	Indice du lac Ham	59200 ⁴	1,0	31,0	10 575	59	31	10 554	59	341	1,9	179
	Gîte Lessard	115717 ⁵	1,7	50,2	20 750	130	30	12 300	77	413	2,6	160
	Indice "Main Showing"	91205	13,1	21,3	23 800	1 130	2	1 820	86	1 117	53,1	21
mont Bourbeau	Indice du Dôme du Radar	9456 ⁶	12,8	54,5	237 500	33 500	4	18 584	2 621	4 358	614,7	7

¹Échantillon arbitrairement considéré comme étant le plus représentatif de l'indice. Les échantillons en rainures ont été privilégiés pour un maximum de représentativité.

²Il y a eu deux limites de détection différentes pour l'argent en fonction du laboratoire et de la méthode d'analyse utilisée.

³Pour le calcul de la moyenne, les concentrations sous la limite de détection se sont vues assignées une valeur égale à la moitié de la limite de détection. Davantage de détails sont fournis au tableau 4.4.

⁴Source : Pouliot (1999a)

⁵Source : Pouliot (2001)

⁶Source : Pouliot (1999b)

⁷Source : Pouliot (2003a)

⁸Source : Folco (2004)

⁹Source : Martel et Folco (2004)

¹⁰Source : Pouliot (1998)

¹¹Source : Folco et Côté-Mantha (2006)

Tableau 4.4 : Teneurs et rapports métalliques moyens des échantillons de roche totale prélevés en surface dans les deux zones de la Structure Brosman

	Au (ppm)	Ag (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Ag/Au	Cu/Au	Zn/Au	Cu/Ag	Zn/Ag	Cu/Zn
<i>Limite de détection</i>	0,005	0,2-0,5 ^l	1	1						
Structure Brosman										
Zone Aurifère										
Échantillons de surface										
n	407	407	407	407	136	166	166	136	136	166
minimum	<0,005	<0,2	3	5	0,1	7,5	0,5	11	1,5	0,1
maximum	173917	59,3	12000	650	63	5588	5328	410	291	128
Moyenne	2,0	2,2	193	67	1,3	106	16	56	16	5,1
Zone Polymétallique										
Échantillons de surface										
n	231	231	231	231	114	115	115	114	114	115
minimum	<0,005	<0,2	10	5	1,8	164	4,6	24	0,9	2,2
maximum	23800	311,5	172500	1140	367	112903	3137	733	80	216
Moyenne	0,5	15,7	4 664	152	21	3 579	142	169	7,6	30

Les données brutes utilisées pour créer ce tableau proviennent de Poulot (1998; 1999a; 1999b; 2001; 2003a).

Pour le calcul de la moyenne, les concentrations sous la limite de détection se sont vues assignées une valeur égale à la moitié de la limite de détection.

Pour le calcul des ratios, seuls les échantillons contenant plus de 0,1 ppm Au et ayant une teneur au dessus-de la limite de détection pour les deux éléments concernés ont été utilisés.

La distribution spatiale des échantillons est présentée à la figure 4.32a.

^lIl y a eu deux limites de détection différentes pour l'argent en fonction du laboratoire et de la méthode d'analyse utilisée.

Tableau 4.5 : Synthèse des caractéristiques physiques des familles de pyrite retrouvées dans les principaux indices du secteur lac Line

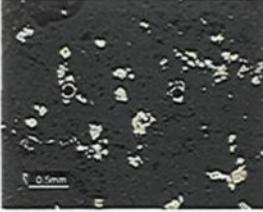
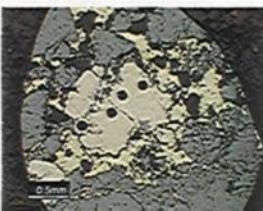
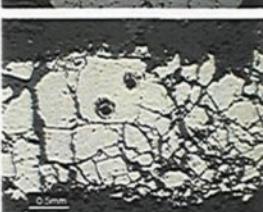
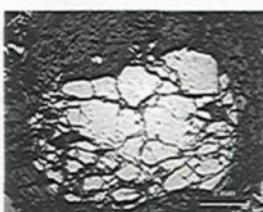
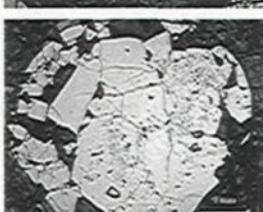
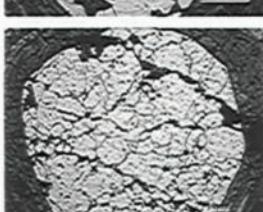
Famille de pyrite	Caractéristiques texturales	Dimensions typiques	Exemple représentatif du type de cristal analysé
<i>Secteur lac Line</i>			
Cristaux appartenant aux disséminations de sulfures	Cristaux allotriomorphes à idiomorphes isolés Abondance faible à forte d'inclusions silicatées	100 à 400 µm	
Cristaux appartenant aux veines de magnétite-sulfures	Cristaux allotriomorphes à hypidiomorphes craquelés Abondance moyenne à forte d'inclusions de magnétite et/ou de sulfures	250 µm à > 1 mm	
Cristaux appartenant aux veinules et veines de sulfures à gangue silicatée	Cristaux allotriomorphes à hypidiomorphes craquelés Abondance faible à forte d'inclusions de sulfures et de gangue silicatée	150 µm à 1 mm	
<i>Autres gîtes de la région de Chibougamau</i>			
Cristaux provenant du gîte Berrigan	Cristaux hypidiomorphes localement craquelés Abondance faible d'inclusions de sulfures et de silicates	300 µm à > 1 mm	
Cristaux provenant de la mine Copper Rand	Cristaux hypidiomorphes à idiomorphes fortement craquelés et localement recristallisés Abondance forte d'inclusions de sulfures et de silicates, particulièrement dans le cœur des cristaux	150 µm à 1 mm	
Cristaux provenant de la mine Springer	Grosses masses formées de petits cristaux hypidiomorphes craquelés Abondance forte d'inclusions sulfurées et silicatées dans et aux bordures des petits cristaux	200 à 800 µm	

Tableau 4.6 : Synthèse de la composition des différentes familles de pyrite analysées

	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se
Toutes les pyrites du secteur lac Line (n = 196)											
Nombre détectable ¹	72	61	133	196	192	188	189	156	189	193	195
Minimum détectable (ppm)	0,05	0,24	0,12	0,15	10,93	1,38	0,80	0,03	0,26	3,04	2,87
Maximum (ppm)	166,90	150,90	454,00	23080,00	4720,00	37400,00	14930,00	10,04	22,24	9150,00	452,10
Médiane (ppm)	0,66	3,61	3,07	240,90	293,65	57,85	7,69	0,22	5,27	207,30	30,65
Veines de magnétite-sulfures (n = 69)											
Nombre détectable ¹	23	14	45	69	69	65	67	49	69	69	68
Minimum détectable (ppm)	0,09	0,26	0,12	29,30	34,18	3,08	1,96	0,04	0,90	7,85	2,87
Maximum (ppm)	58,06	58,76	454,00	23080,00	3001,00	37400,00	1141,00	10,04	14,83	6363,00	181,10
Médiane (ppm)	0,30	1,46	2,70	484,00	307,80	172,40	9,77	0,26	5,89	207,30	46,99
Veinules et veines de sulfures à gangue silicatée (n = 76)											
Nombre détectable ¹	26	25	55	76	72	73	73	62	72	73	76
Minimum détectable (ppm)	0,05	0,24	0,20	0,15	10,93	1,38	0,80	0,03	0,29	3,04	4,78
Maximum (ppm)	166,90	150,90	169,70	10950,00	2126,00	3251,00	14930,00	3,54	22,24	9150,00	452,10
Médiane (ppm)	0,42	3,28	1,89	125,00	276,50	17,89	6,50	0,21	5,47	33,91	27,56
Sulfures disséminés (n = 51)											
Nombre détectable ¹	23	22	33	51	51	50	49	45	48	51	51
Minimum détectable (ppm)	0,41	0,27	0,31	1,20	104,60	1,44	2,04	0,04	0,26	3,64	8,11
Maximum (ppm)	52,78	45,36	138,70	13290,00	4720,00	5353,00	9173,00	3,66	8,90	3885,00	166,80
Médiane (ppm)	4,06	8,38	15,89	217,10	290,90	19,62	7,84	0,21	4,58	1045,00	20,86
Gîte Berrigan (n = 12)											
Nombre détectable ¹	3	7	11	12	12	12	12	11	12	12	3
Minimum détectable (ppm)	0,27	0,46	0,14	1,29	121,90	37,55	5,04	0,04	1,33	17,44	1,20
Maximum (ppm)	7,46	83,88	86,64	295,30	2566,00	1198,00	5097,00	2,73	6,56	21320,00	3,37
Médiane (ppm)	0,94	1,41	17,68	52,30	1419,00	276,90	97,32	0,43	3,64	126,05	1,53
Mine Copper Rand (n = 13)											
Nombre détectable ¹	3	0	8	13	10	8	8	2	4	13	13
Minimum détectable (ppm)	0,17	-	0,23	13,74	12,97	4,52	2,48	0,15	2,11	3,89	2,33
Maximum (ppm)	8,92	-	22,60	7459,00	1498,00	3969,00	46,43	1,69	3,38	2629,00	79,08
Médiane (ppm)	5,66	-	6,09	3149,00	92,43	44,40	5,27	0,92	2,37	125,40	16,41
Mine Springer (n = 11)											
Nombre détectable ¹	0	5	11	11	11	11	11	11	11	11	11
Minimum détectable (ppm)	-	0,36	1,43	64,66	242,40	340,50	278,90	0,08	2,57	13,67	45,82
Maximum (ppm)	-	0,76	24,07	4233,00	477,30	10830,00	3383,00	0,27	6,54	154,40	54,36
Médiane (ppm)	-	0,52	5,25	245,20	368,10	3030,00	1484,00	0,20	4,79	41,94	49,18

(suite et fin à la page suivante)

¹Nombre d'analyses dans lesquelles l'élément a été détecté.

Tableau 4.6 : Synthèse de la composition des différentes familles de pyrite analysées (suite et fin)

	Mo	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Au	Hg	Pb	Bi
Toutes les pyrites du secteur lac Line (n = 196)										
Nombre détectable ¹	182	190	158	74	171	150	155	166	192	192
Minimum détectable (ppm)	0,07	0,01	0,01	0,003	0,06	0,01	0,002	0,08	0,01	0,0002
Maximum (ppm)	3926,00	450,10	55,24	6,26	5,85	79,47	521,90	20,38	7014,00	91,97
Médiane (ppm)	0,34	1,15	0,07	0,04	0,38	0,18	0,05	0,27	4,32	0,66
Veines de magnétite-suifures (n = 69)										
Nombre détectable ¹	63	66	61	35	56	53	55	61	66	66
Minimum détectable (ppm)	0,07	0,01	0,01	0,003	0,06	0,01	0,002	0,08	0,01	0,0002
Maximum (ppm)	108,60	450,10	26,45	1,15	4,17	79,47	521,90	20,38	116,30	72,06
Médiane (ppm)	0,28	3,48	0,10	0,03	0,36	0,21	0,03	0,31	4,77	0,70
Veinules et veines de sulfures à gangue silicatée (n = 76)										
Nombre détectable ¹	69	73	58	25	67	61	60	66	75	76
Minimum détectable (ppm)	0,08	0,01	0,02	0,004	0,06	0,01	0,004	0,09	0,01	0,002
Maximum (ppm)	3926,00	200,00	51,32	6,26	5,32	12,64	5,63	0,63	7014,00	91,97
Médiane (ppm)	0,36	1,22	0,06	0,03	0,28	0,12	0,06	0,28	2,49	1,29
Sulfures disséminés (n = 51)										
Nombre détectable ¹	50	51	39	14	48	36	40	39	51	50
Minimum détectable (ppm)	0,09	0,01	0,02	0,01	0,15	0,01	0,002	0,08	0,01	0,0002
Maximum (ppm)	48,66	106,80	55,24	3,25	5,85	22,61	3,08	1,96	3332,00	70,70
Médiane (ppm)	0,40	0,20	0,06	0,05	0,48	0,54	0,06	0,23	5,29	0,13
Gîte Berrigan (n = 12)										
Nombre détectable ¹	12	12	12	9	12	12	12	12	12	12
Minimum détectable (ppm)	0,10	2,69	0,05	0,01	0,28	0,55	0,00	0,10	47,25	0,05
Maximum (ppm)	0,66	96,64	14,41	2,65	132,30	16,92	4,82	0,52	25880,00	24,52
Médiane (ppm)	0,39	26,89	0,48	0,61	4,53	3,37	0,08	0,33	351,75	0,57
Mine Copper Rand (n = 13)										
Nombre détectable ¹	8	9	3	3	7	8	11	11	12	13
Minimum détectable (ppm)	0,24	0,03	0,26	0,03	0,20	0,06	0,003	0,13	0,06	0,003
Maximum (ppm)	43,40	5,77	0,84	0,09	1,52	0,68	4,34	0,60	19,91	1,23
Médiane (ppm)	2,02	0,80	0,60	0,05	0,56	0,16	0,03	0,25	2,47	0,12
Mine Springer (n = 11)										
Nombre détectable ¹	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
Minimum détectable (ppm)	0,18	5,13	1,32	1,09	1,12	0,13	0,04	0,45	4,40	0,19
Maximum (ppm)	1,36	180,70	14,88	5,97	5,05	2,76	5,53	0,98	441,90	1,22
Médiane (ppm)	0,31	10,46	6,39	2,34	2,01	0,76	0,14	0,67	25,24	0,72

¹Nombre d'analyses dans lesquelles l'élément a été détecté.

FIGURES DU CHAPITRE 4

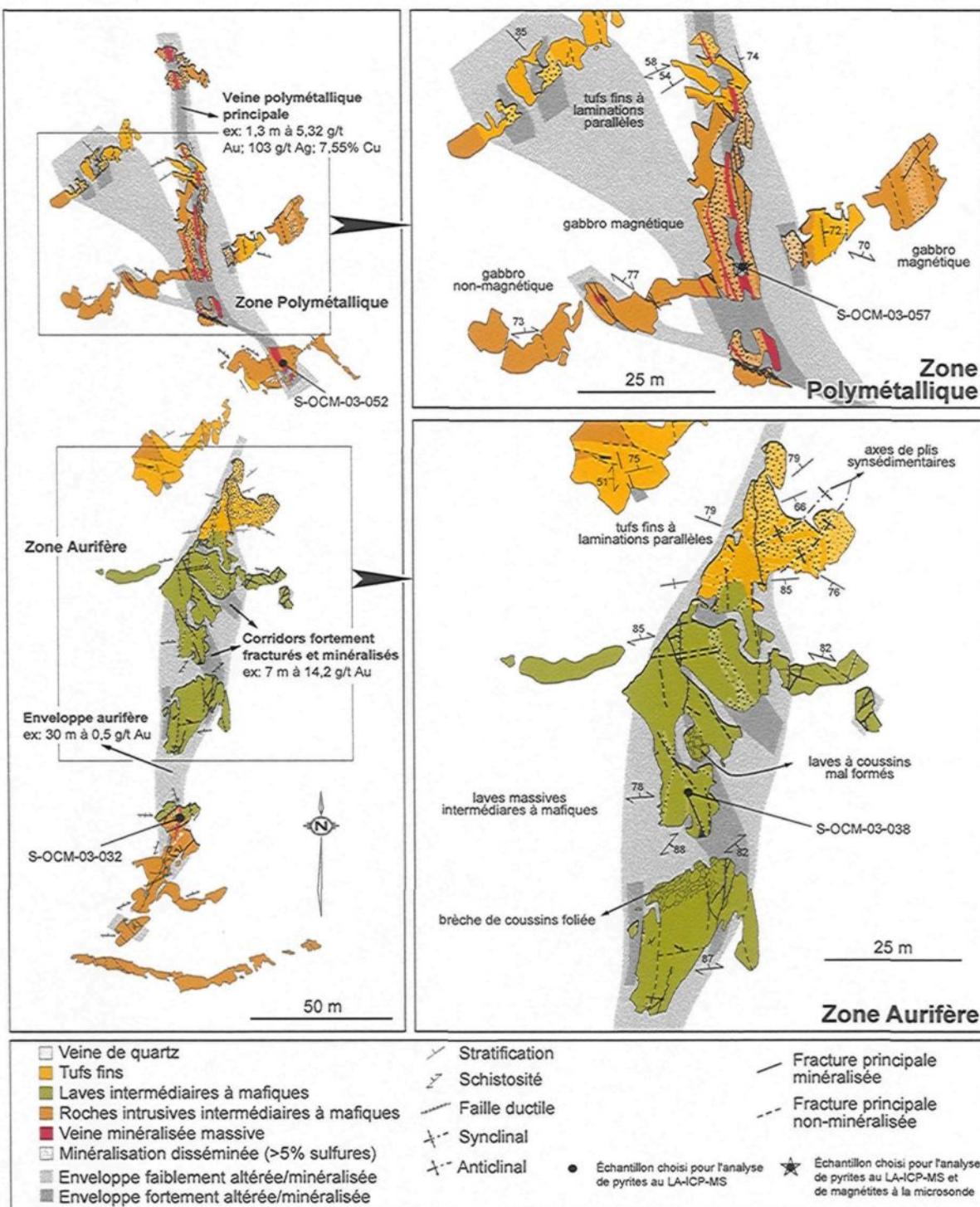
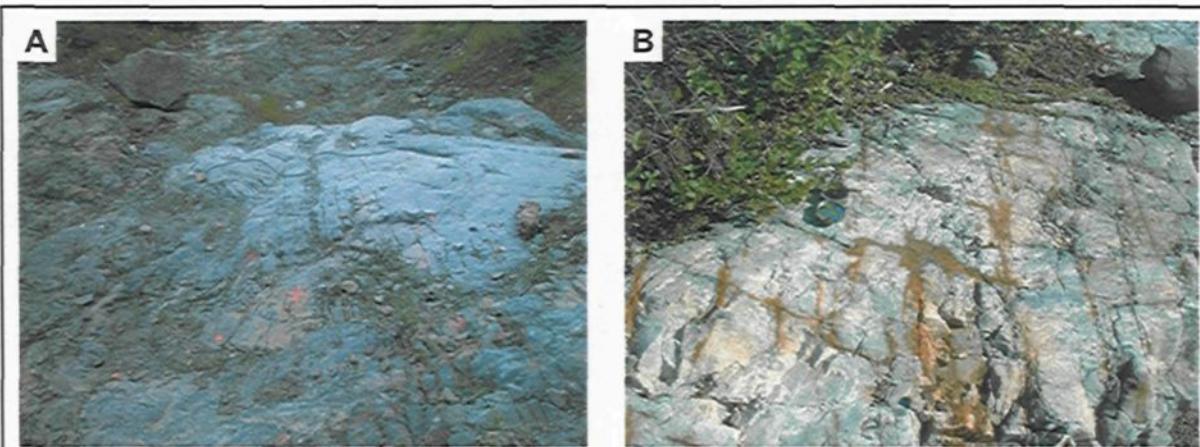


Figure 4.1 : Carte géologique de la Structure Brosman (modifiée de Pouliot, 1999b)



- A - Expression typique de la fracturation le long de la Structure Brosman. Remarquez le caractère rectiligne et la densité croissante de la fracturation vers la gauche de la photo, à l'approche d'un corridor minéralisé situé hors champ.
- B - Le développement de veinules de sulfures et d'éponges altérées dans la plupart des fractures présentes suggère que tous les réseaux de fractures ont été empruntés par les fluides hydrothermaux.

Figure 4.2 : Photographies relatives à la fracturation affectant la Structure Brosman

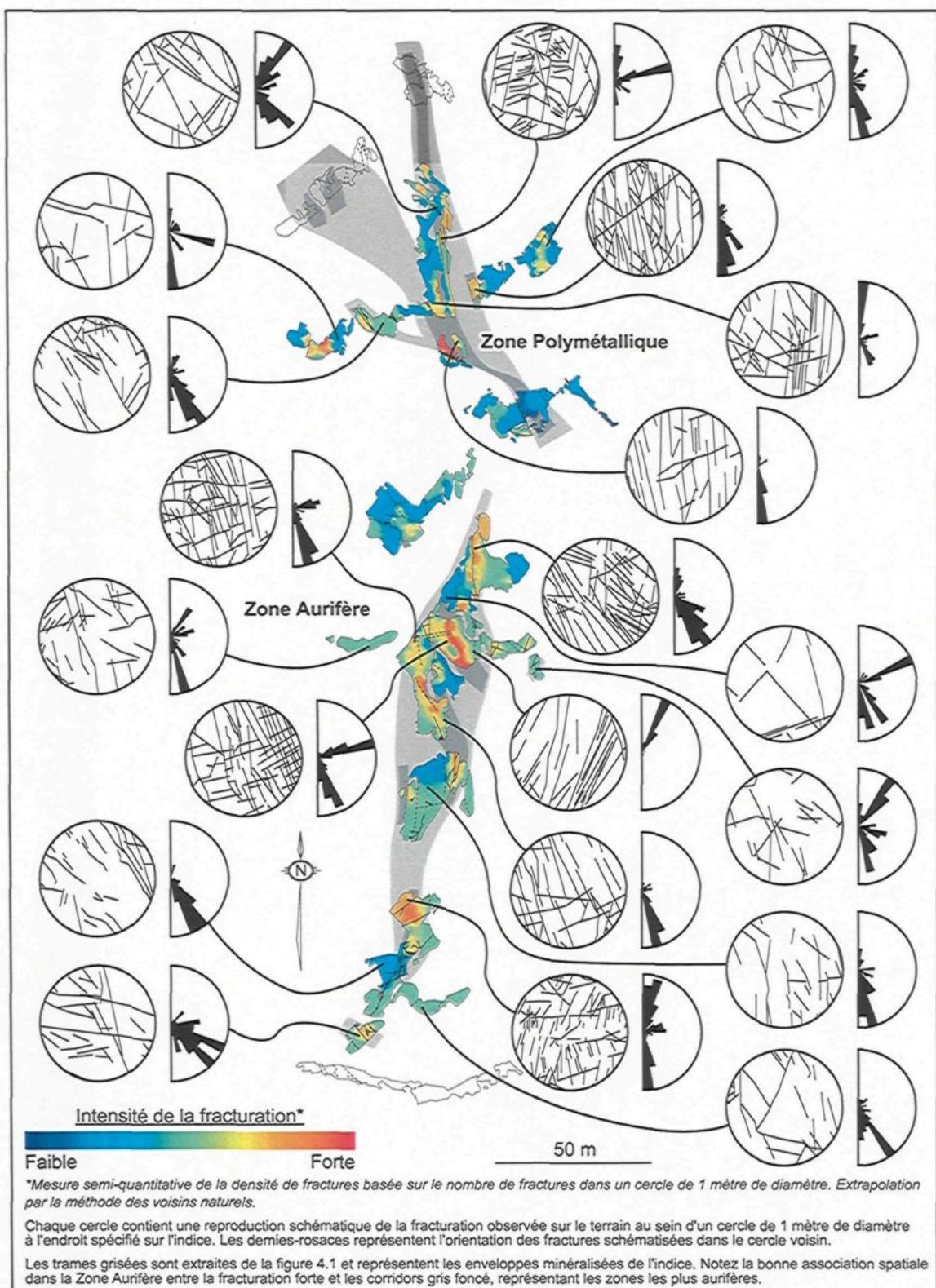


Figure 4.3 : Caractérisation de la fracturation affectant la Structure Brosman



Figure 4.4 : Photographies relatives à la Zone Aurifère de la Structure Brosman

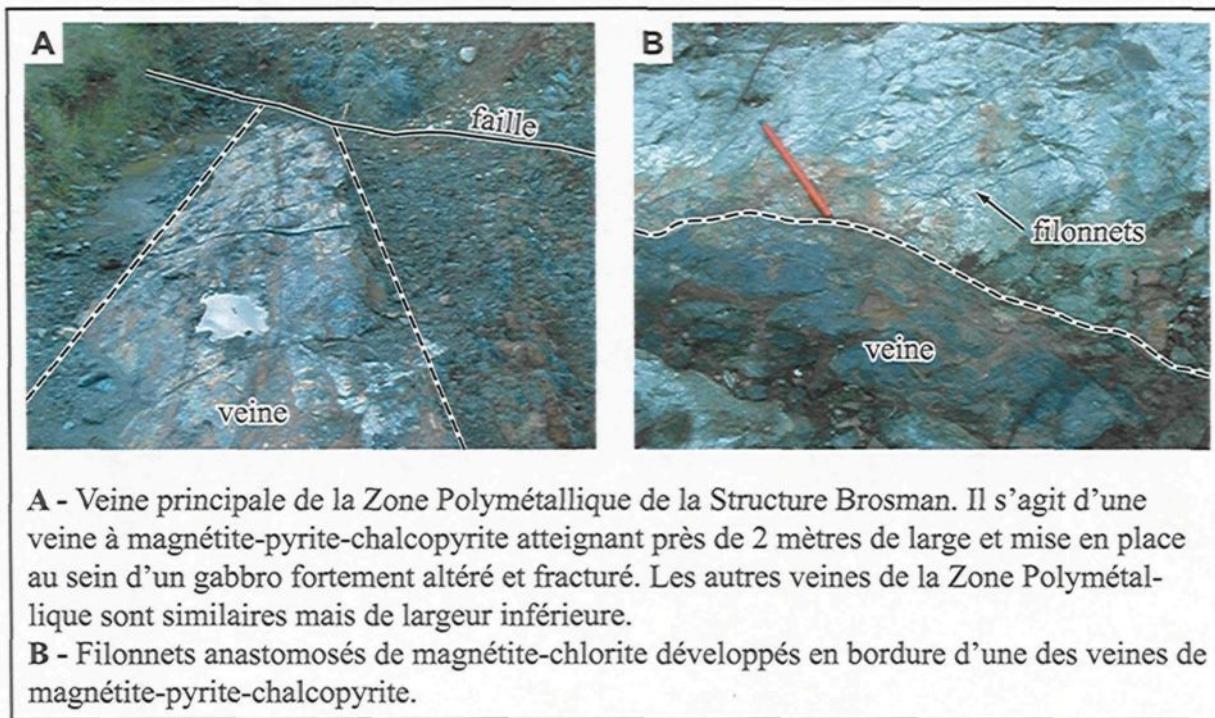


Figure 4.5 : Photographies relatives à la Zone Polymétallique de la Structure Brosman

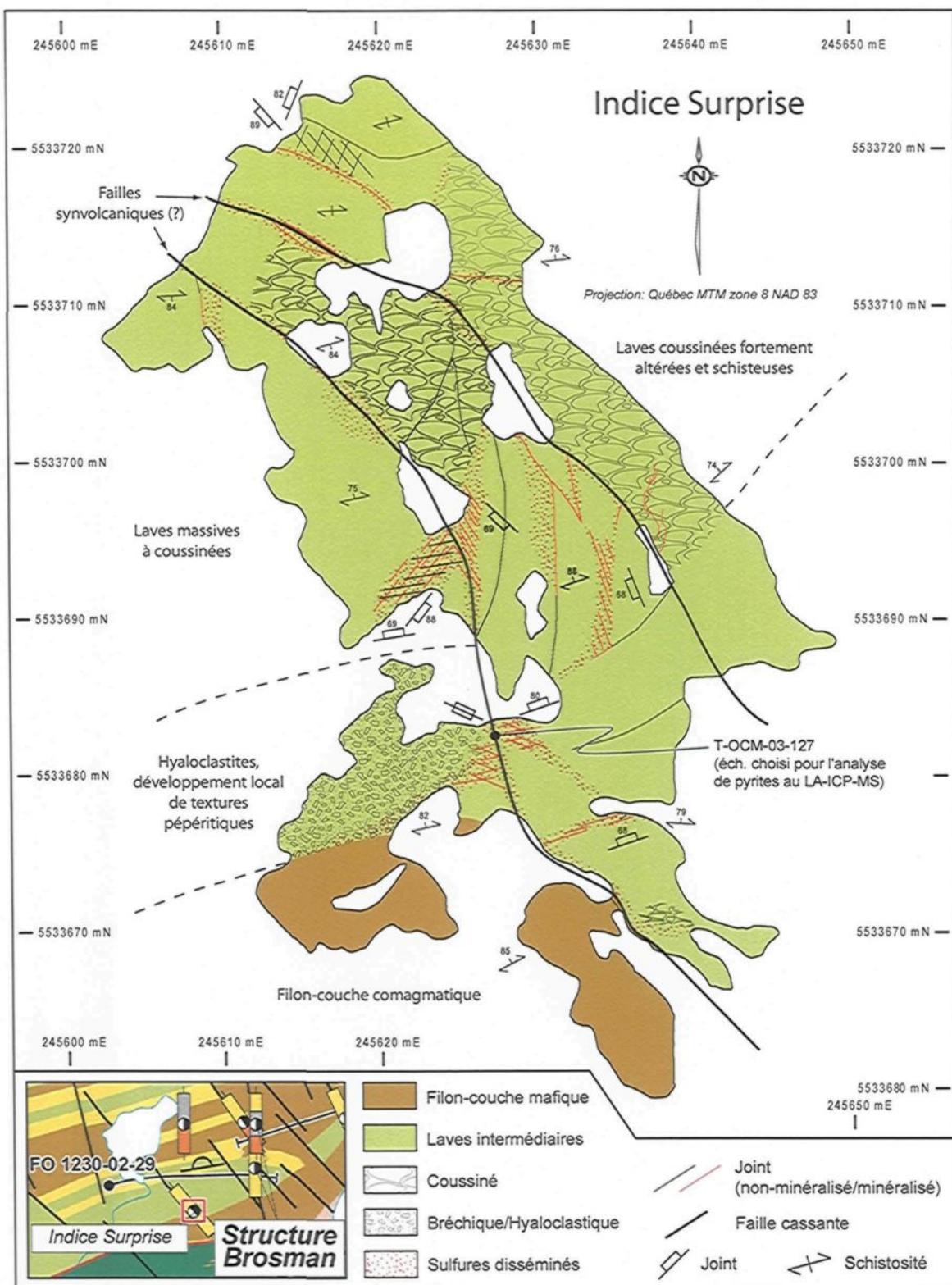
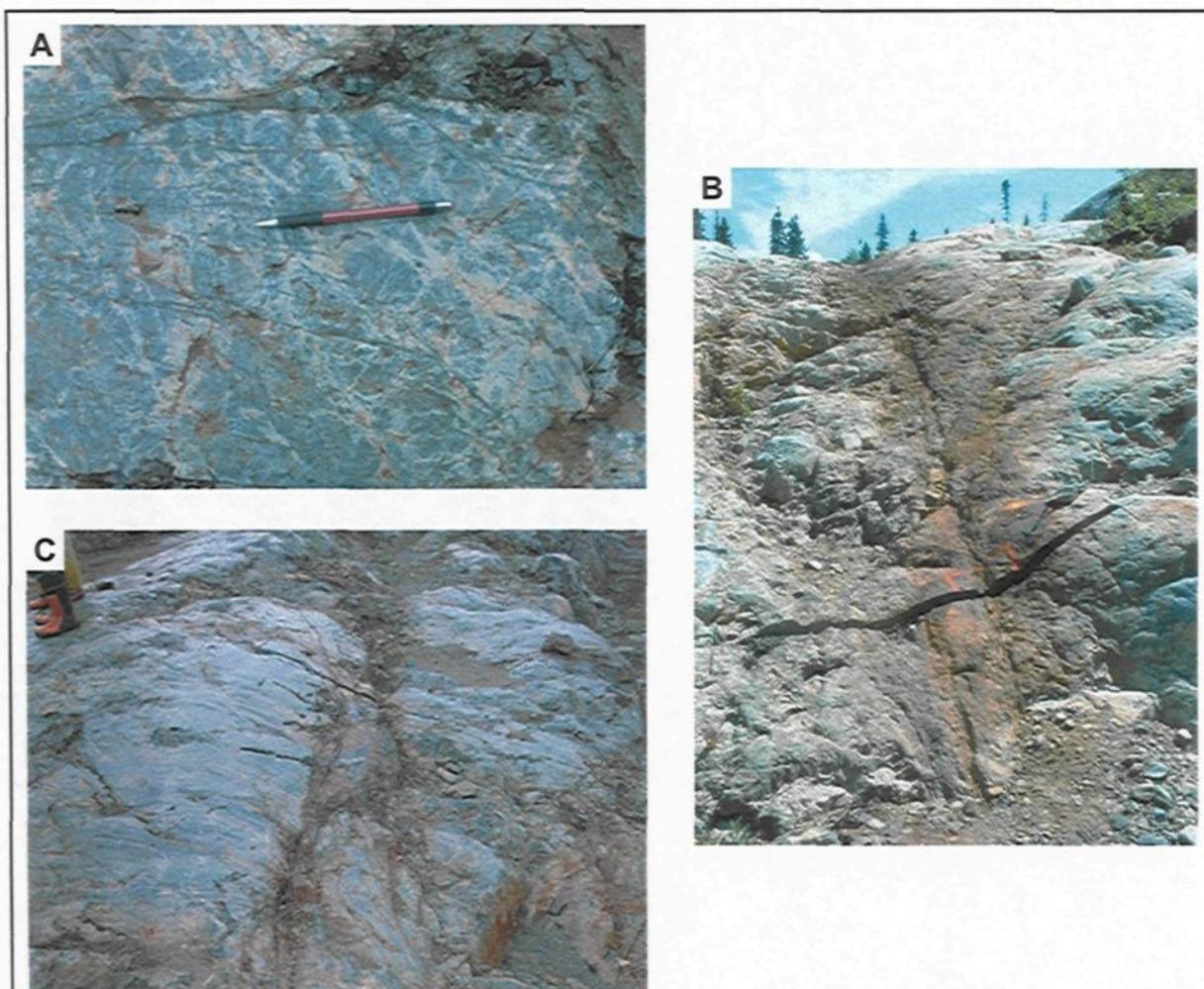


Figure 4.6 : Carte géologique de l'indice Surprise (modifiée de Pouliot, 1999a)



A - Bandes irrégulières, filonnets et amas millimétriques de chlorite, épidoïte et séricite formant une zone d'altération hydrothermale particulièrement bien développée en bordure des structures minéralisées formant l'indice Surprise.

B - Corridor rouillé de largeur décimétrique développé de part et d'autre d'une zone de fracture minéralisée, altérée et cisaillée. Il s'agit là de l'expression typique des structures minéralisées de l'indice Surprise.

C - Veinules et masses lenticulaires de sulfures développés dans un des corridors minéralisé de l'indice.

Figure 4.7 : Photographies relatives à l'indice Surprise

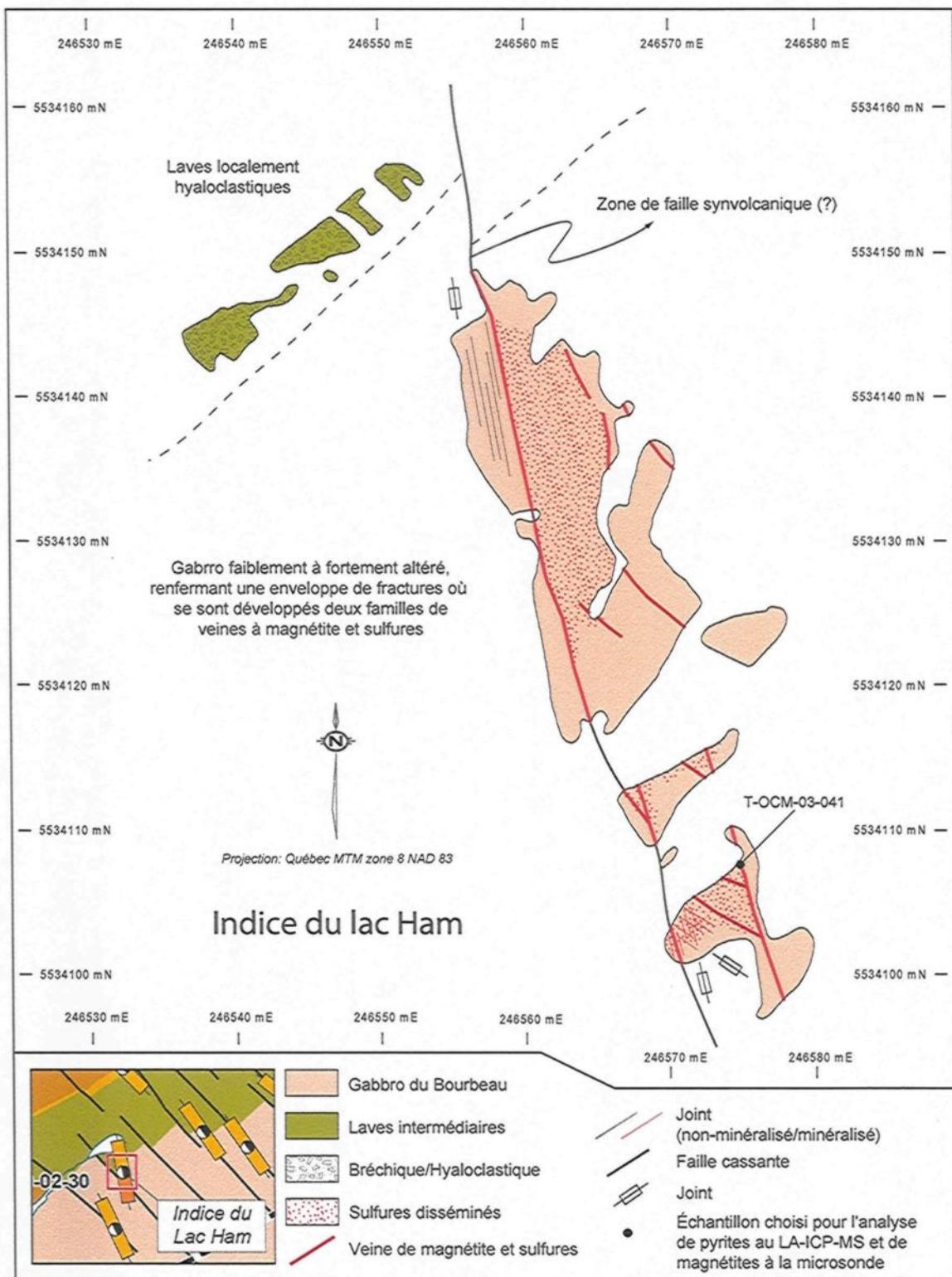


Figure 4.8 : Carte géologique de l'indice du lac Ham (modifiée de Pilote, 1986; Pouliot, 1999a)

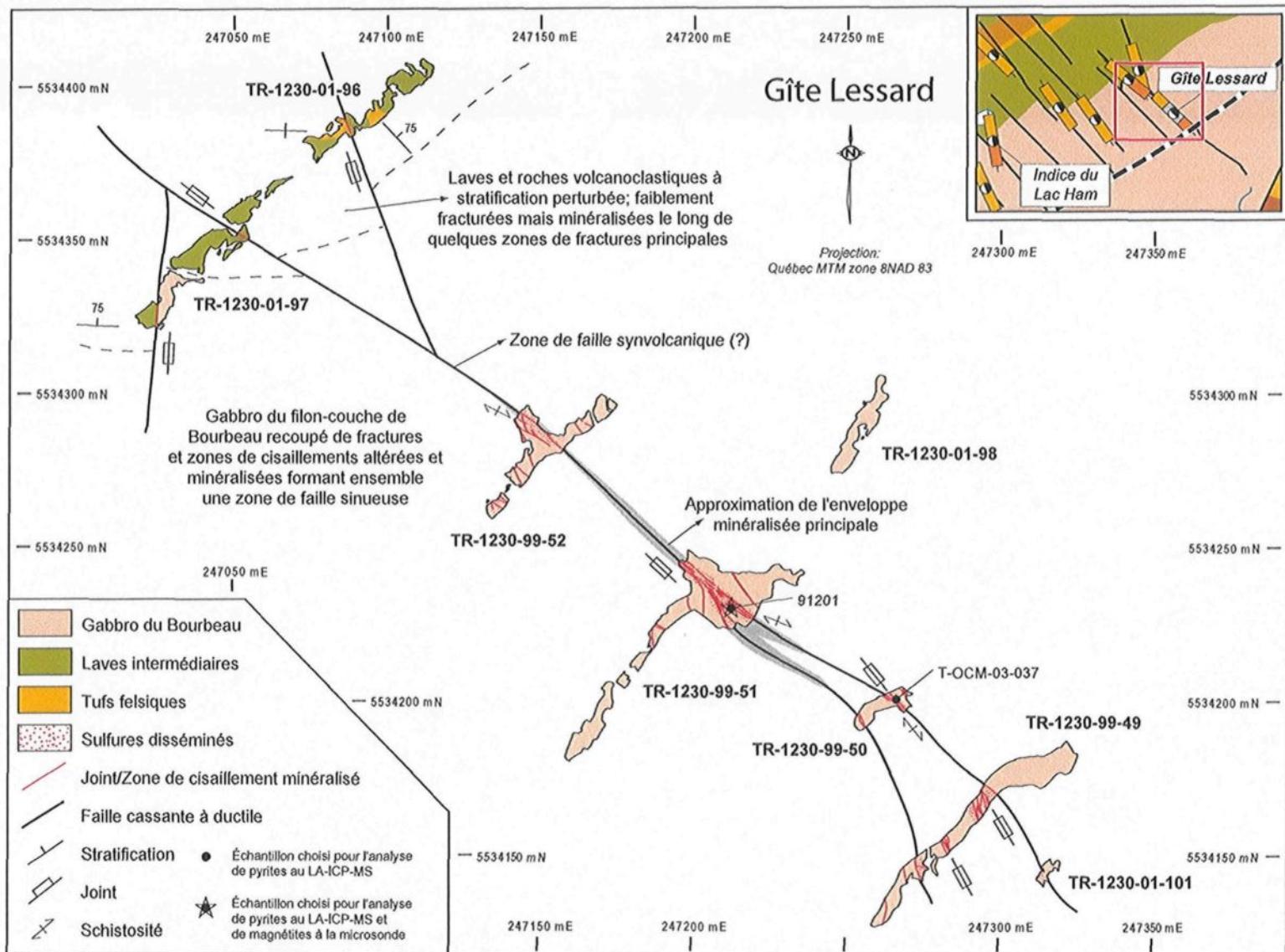


Figure 4.9 : Carte géologique du Gîte Lessard (modifiée de Pouliot, 1999b, 2003a)

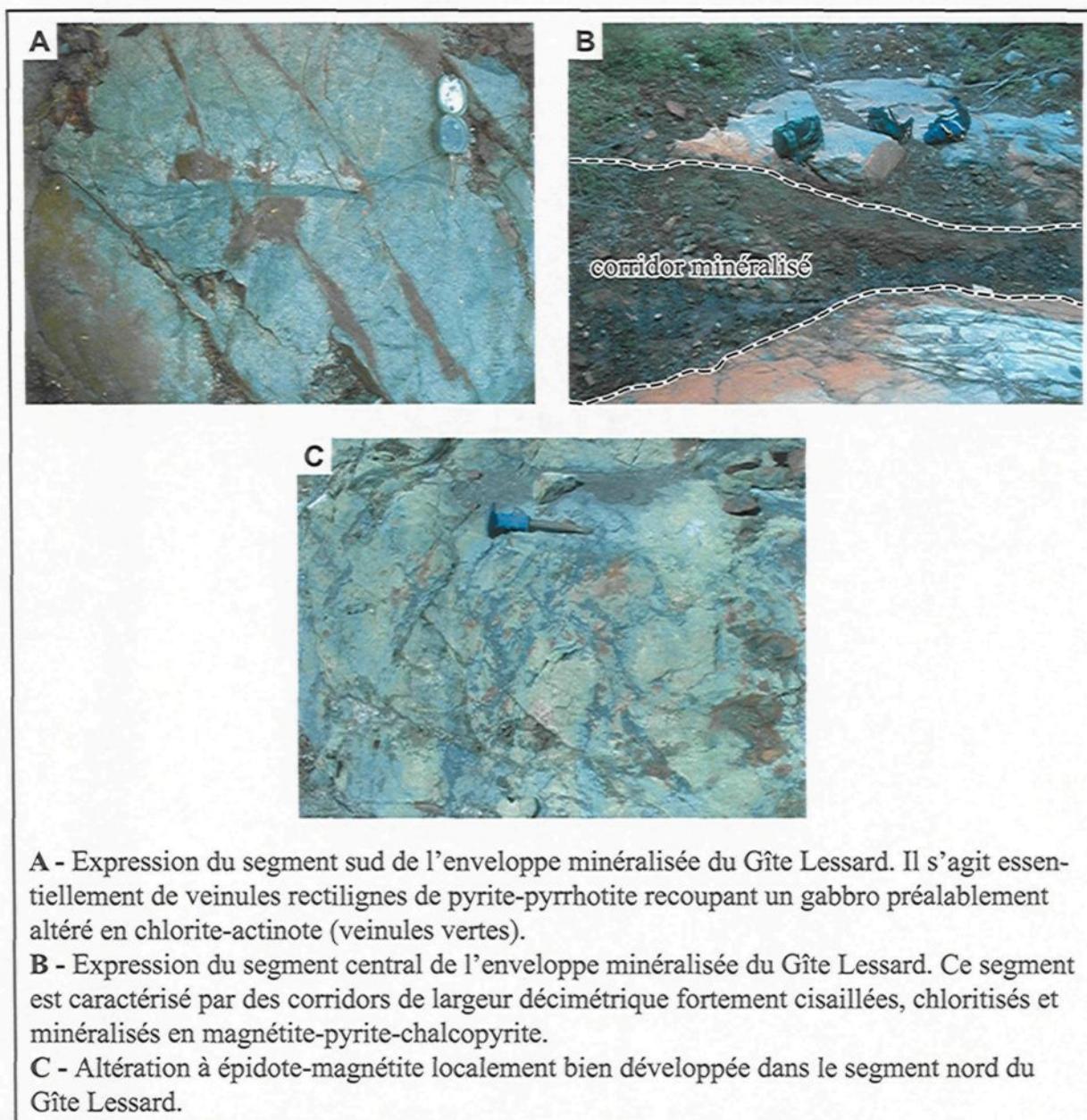
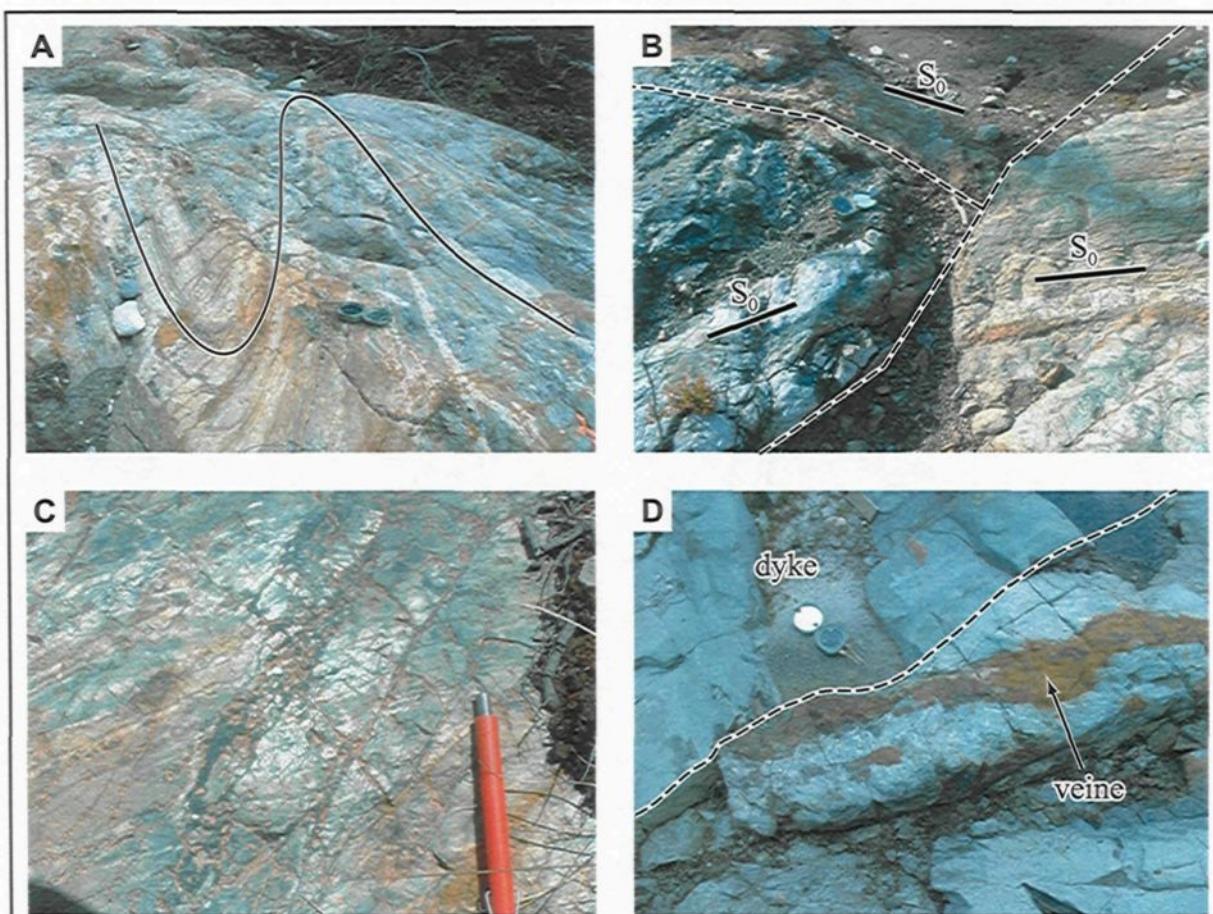


Figure 4.10 : Photographies relatives au Gîte Lessard



A - Plissement syn-sédimentaire (emphasé par la ligne noire) recoupé d'un réseau de fractures rectilignes minéralisées en sulfures.

B - Masses discontinues de tufs fins mises en contact le long de failles cassantes. S_0 = plan de stratification.

C - Bréchification développée au sein de tufs le long d'un réseau de fractures rectilignes altérées et minéralisées.

D - Dyke mafique rubané mis en place au sein d'une faille cassante. Notez le recouplement de la veine de magnétite-sulfures par le dyke.

Figure 4.11 : Photographies relatives aux autres occurrences minéralisées du centre volcanique du lac Ham

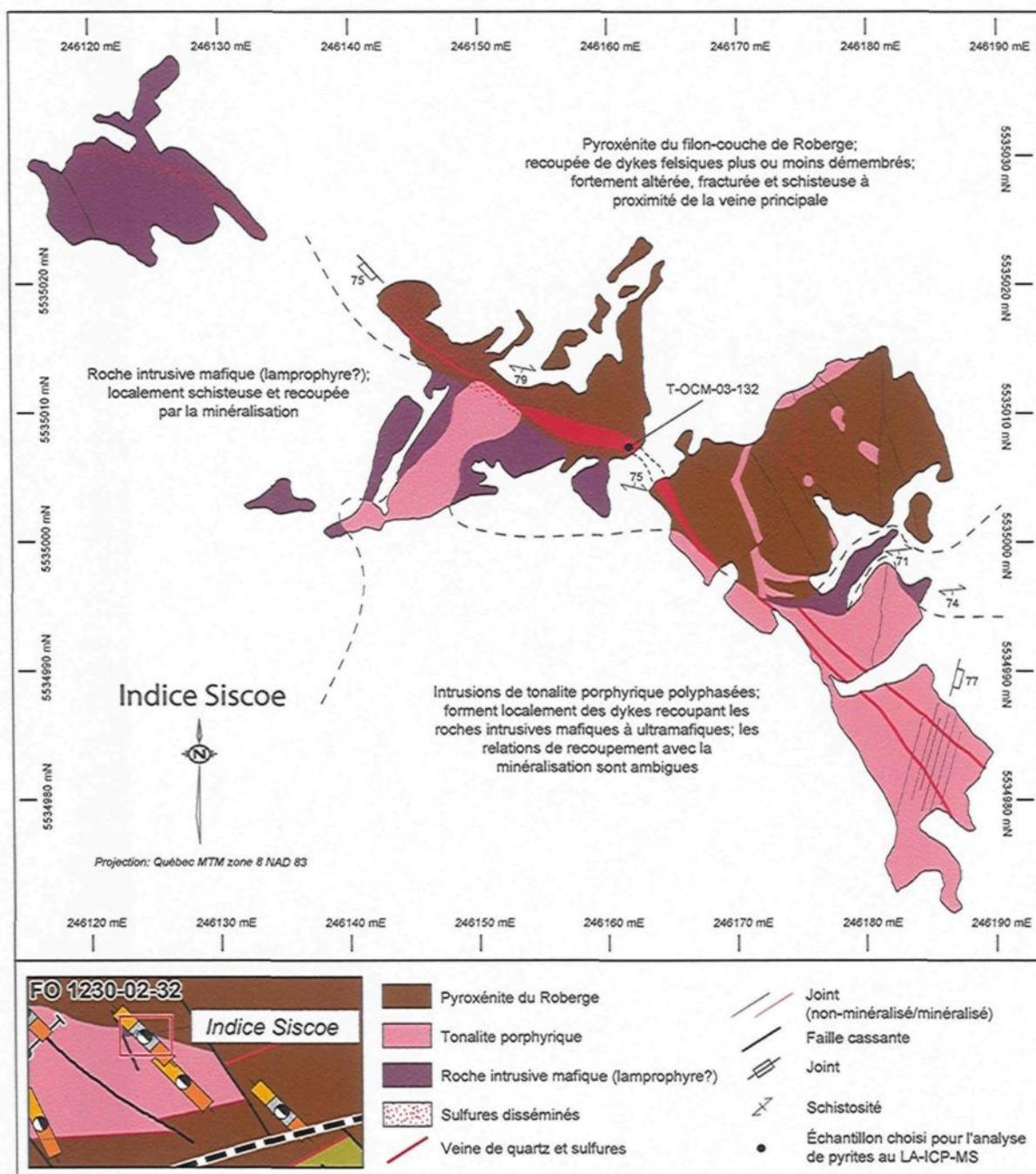


Figure 4.12 : Carte géologique de l'indice Siscoe (modifiée de Pouliot, 1999b)

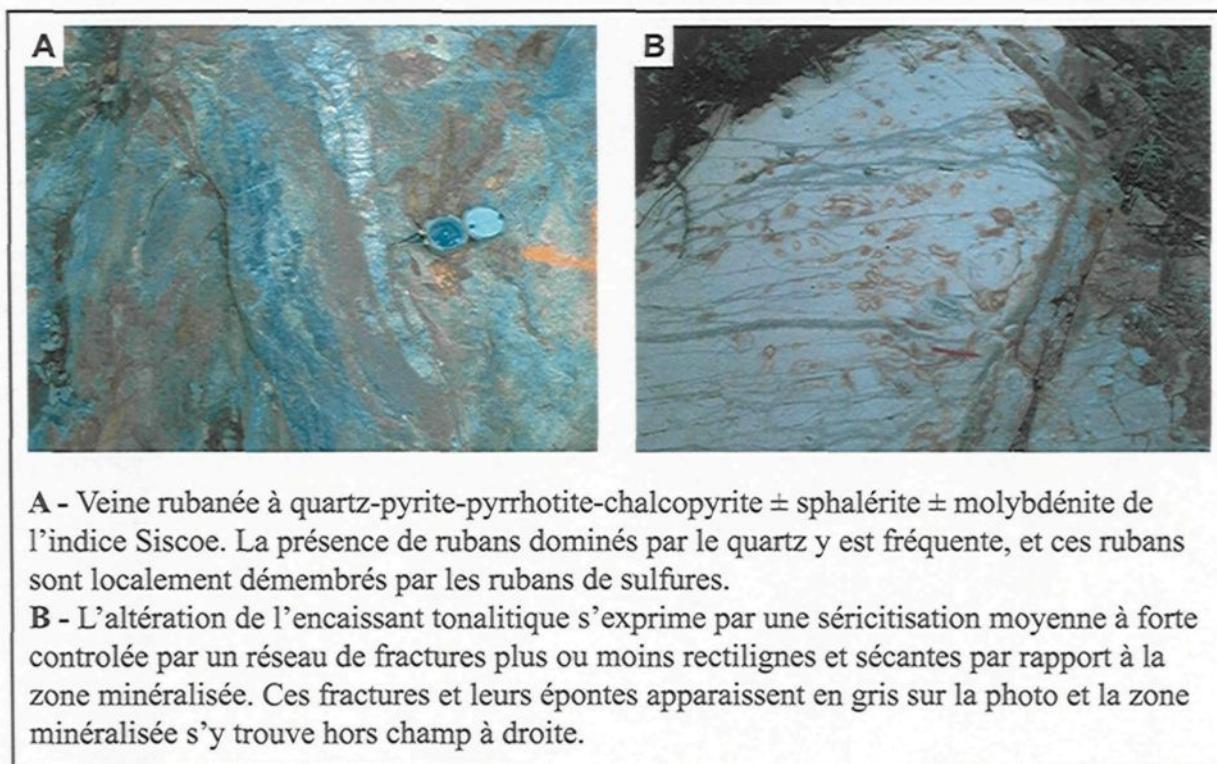


Figure 4.13 : Photographies relatives à l'indice Siscoe

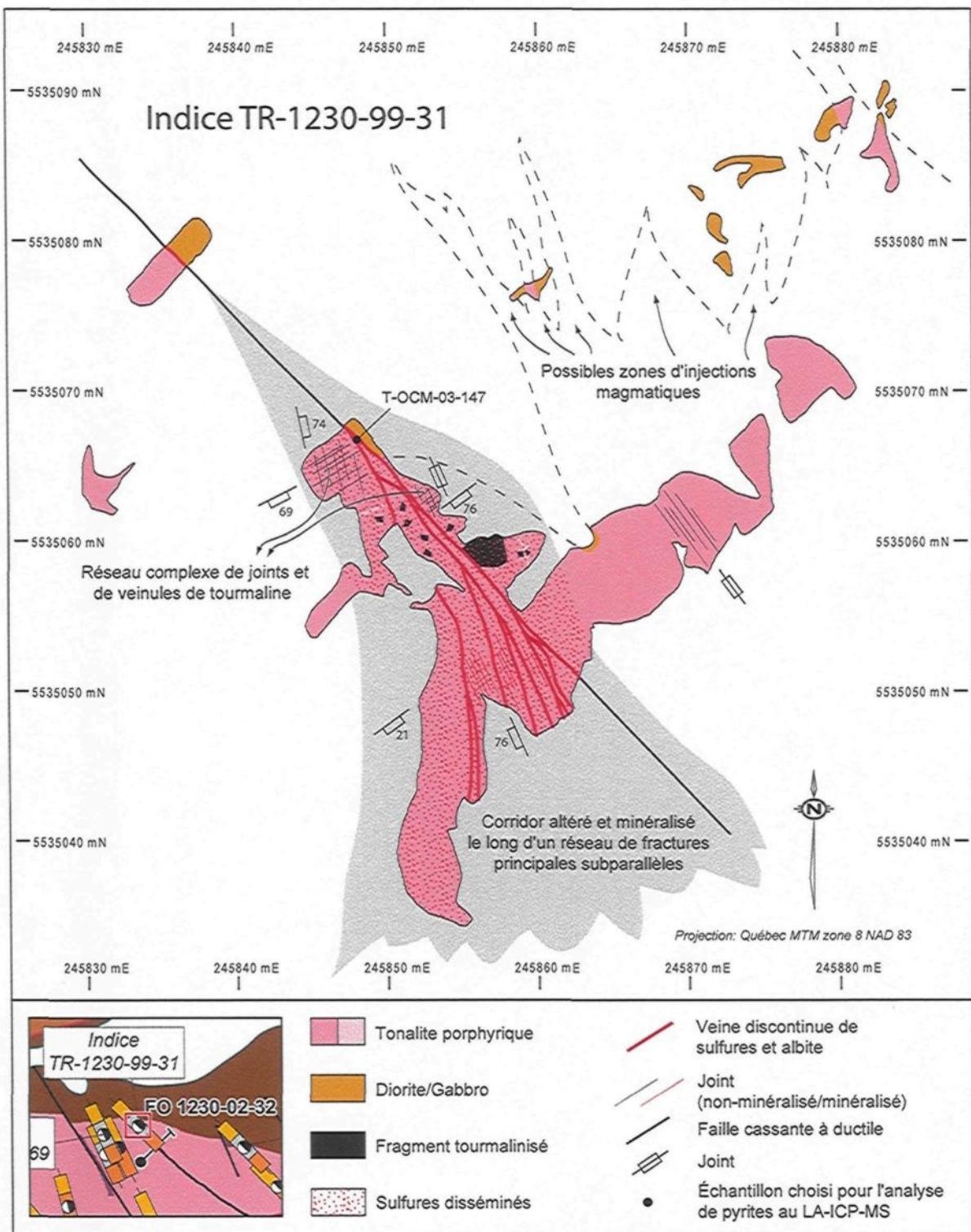
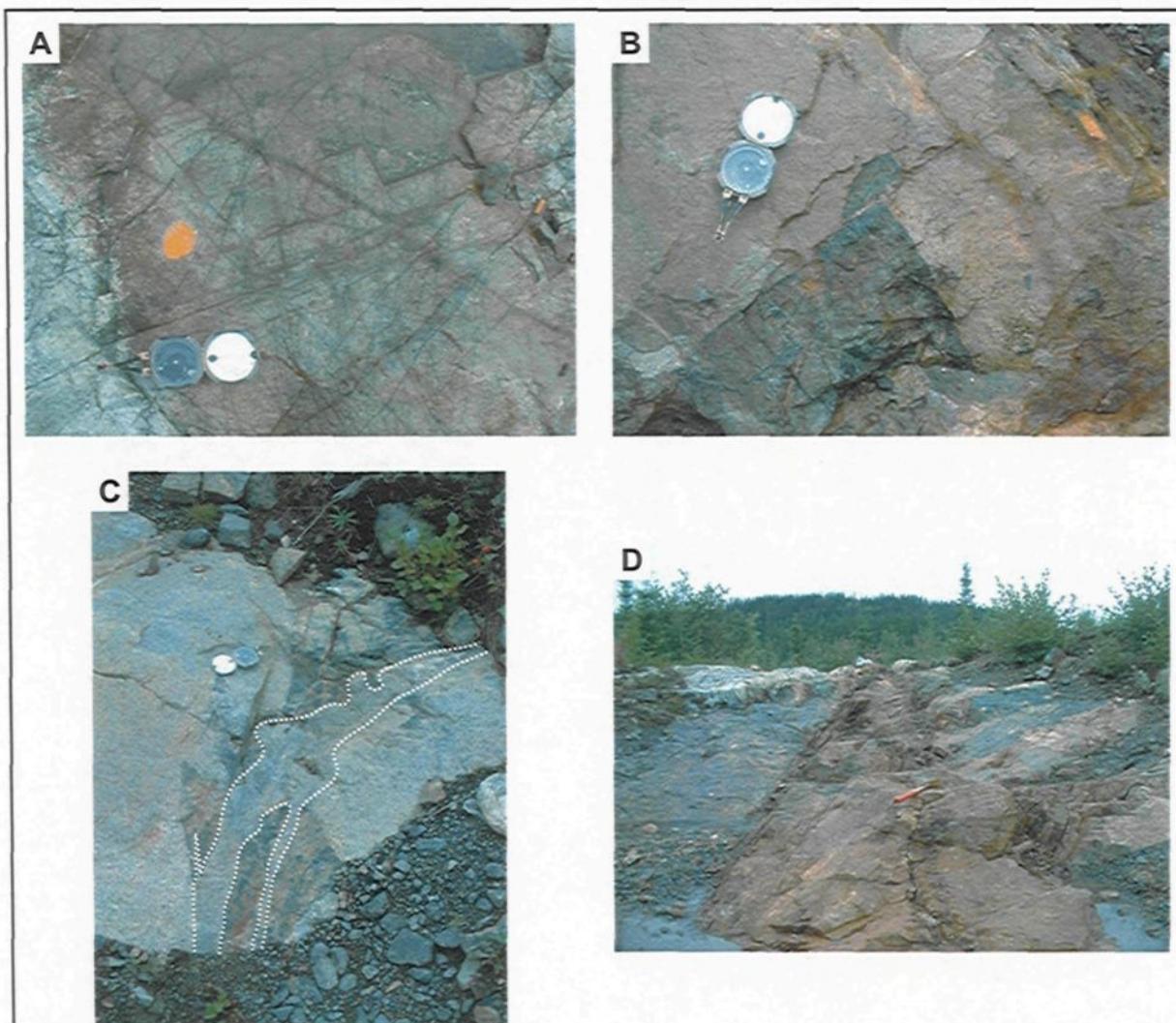


Figure 4.14 : Carte géologique de l'indice TR-1230-99-31 (modifiée de Pouliot, 1999b)



A - Stockwerk de veinules de tourmaline développé dans un réseau de fracturation complexe au sein de la phase tonalitique porphyrique du Stock du lac Line.

B - Fragment anguleux de tonalite fortement tourmalinisée baignant dans la tonalite porphyrique.

C - Fragments anguleux tourmalinisés (gris foncé - noir) recoupés par de petits dykes (traits pointillés) aplitiques et de tonalite porphyrique.

D - Enveloppe minéralisée altérée en séricite et ankérite recouvrant la zone de brèche tourmalinée. Les sulfures se concentrent au sein de quelques fractures principales retrouvées dans cette enveloppe.

Figure 4.15 : Photographies relatives à l'indice TR-1230-99-31

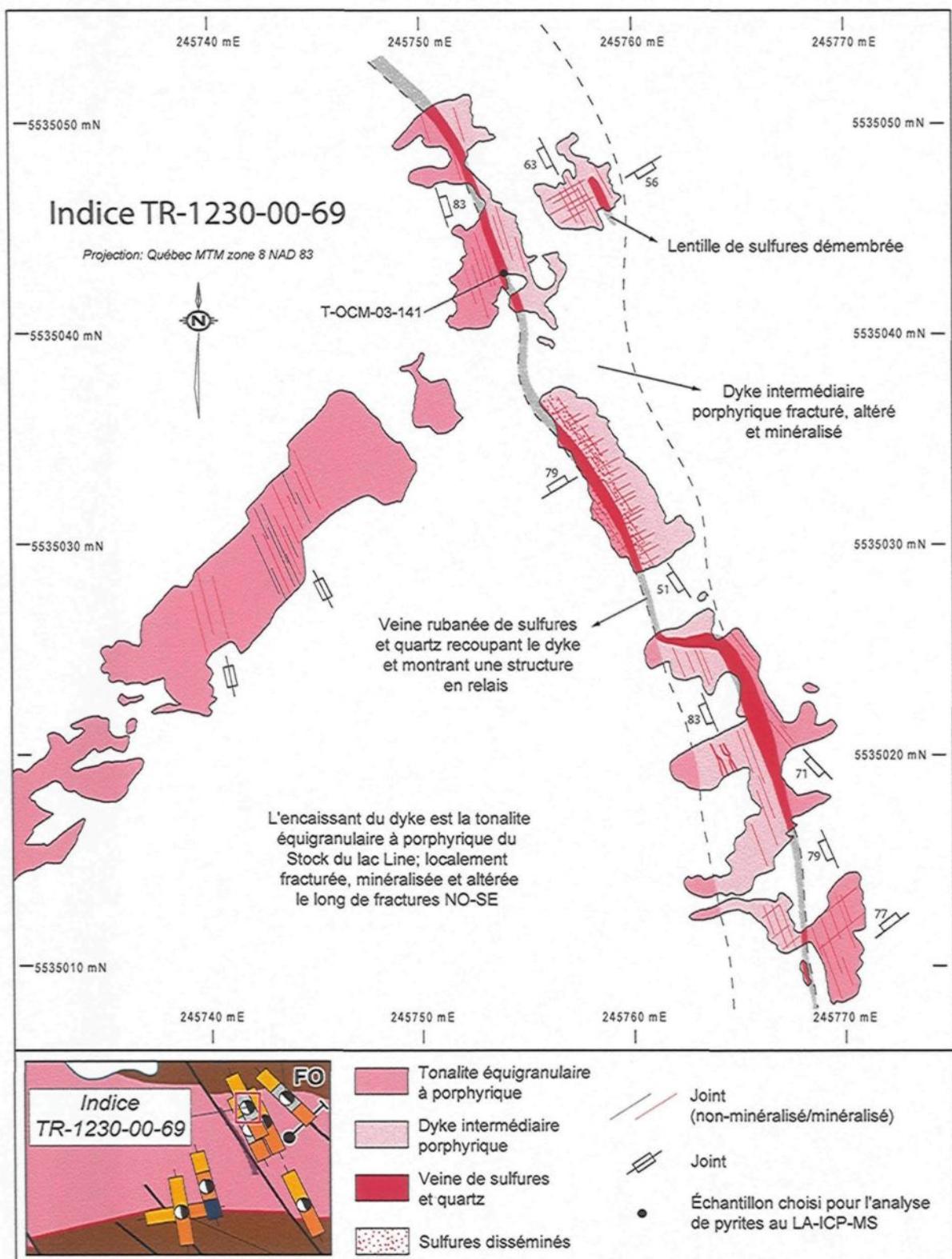


Figure 4.16 : Carte géologique de l'indice TR-1230-00-69 (modifiée de Pouliot, 2001)



Figure 4.17 : Photographies relatives à l'indice TR-1230-00-69

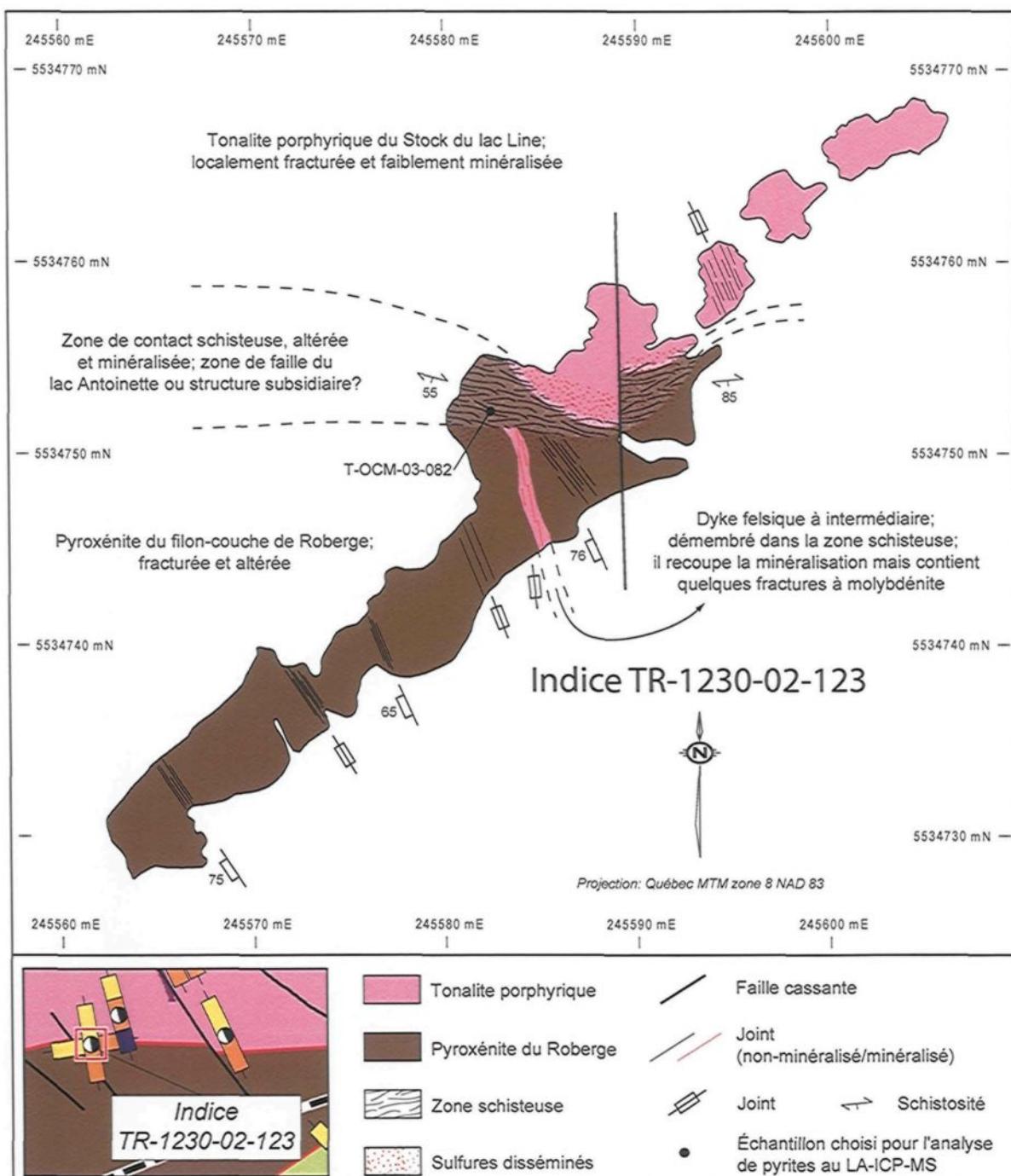
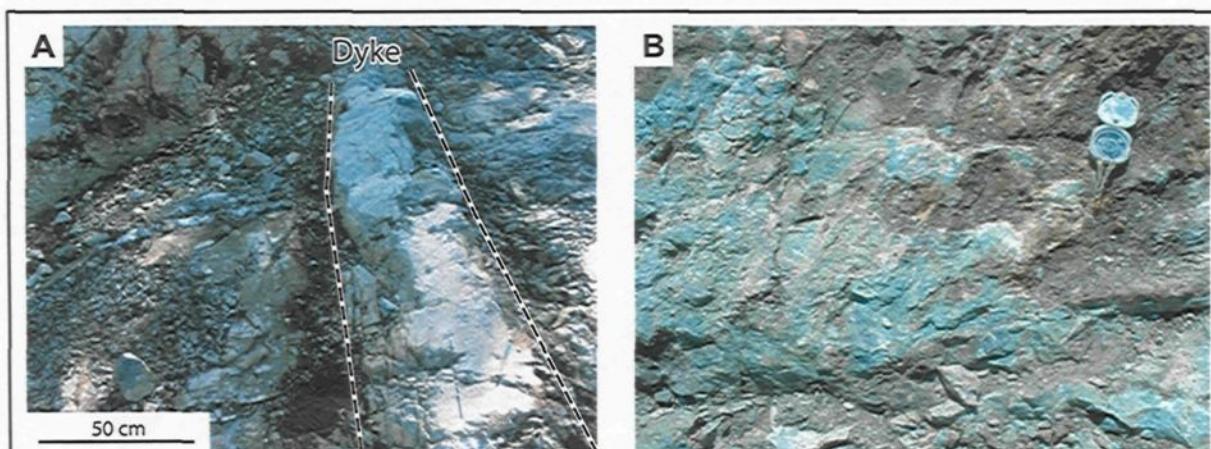


Figure 4.18 : Carte géologique de l'indice TR-1230-02-123 (modifiée de Pouliot, 2003a)



A - Dyke felsique à intermédiaire recoupant la pyroxénite au sein d'une zone de fracture près de la zone minéralisée de l'indice. Le dyke recoupe la minéralisation mais est recoupé et démembré par la zone schisteuse, tout juste hors champ au bas de la photo. Des fractures à molybdénite sont observées dans le dyke.

B - Altération à fuchsite et ankérite de la pyroxénite au sein de la zone minéralisée. La déformation ductile s'y concentre sous forme d'une schistosité pénétrante faiblement à fortement développée.

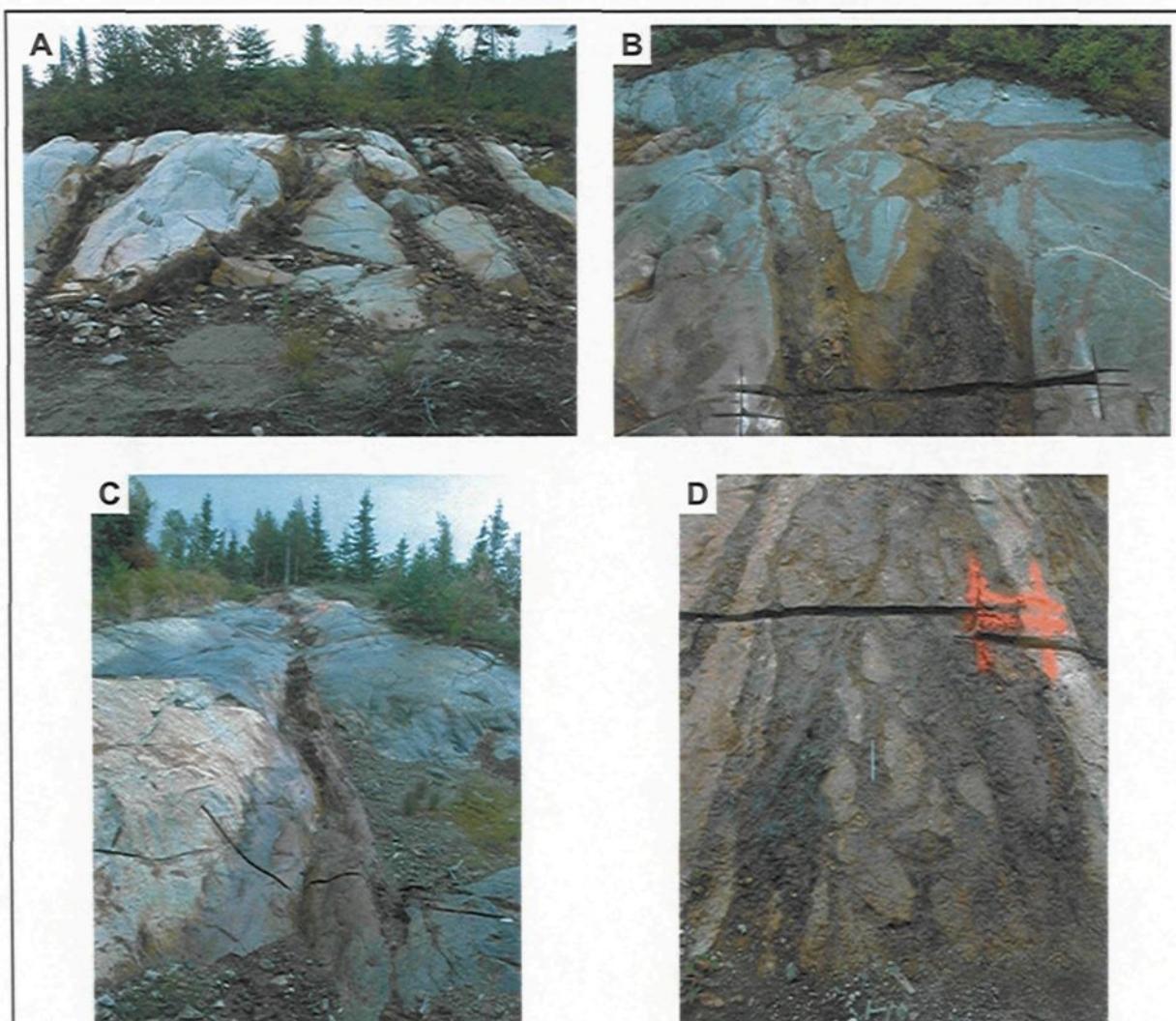
Figure 4.19 : Photographies relatives à l'indice TR-1230-02-123



A et B - Veinules et veines de quartz occupant des fractures en tension à proximité des indices encaissés dans le Stock du lac Line.

C - Veinules de sulfures recoupant un dyke de tonalite équigranulaire encaissé dans le filon-couche de Roberge.

Figure 4.20 : Photographies relatives aux autres occurrences minéralisées de l'extrême est du Stock du lac Line



A - Zones minéralisées de largeur variable développées le long de fractures principales subparallèles s'anastomosant localement entre elles.

B - Patron de pseudo-brèche créé par le développement des zones d'altération en bordure de fractures minéralisées. Notez la similitude géométrique de ce patron avec celui produit à plus grande échelle par les structures minéralisées en A.

C - Veine de sulfures-quartz occupant le coeur d'une enveloppe altérée et minéralisée développée le long d'une fracture principale.

D - Texture rubanée et bréchique développée au sein d'une veine minéralisée et produite par l'injections de sulfures dans la gangue quartzifère.

Figure 4.21 : Photographies relatives à la séquence d'indices des décapages de SOQUEM

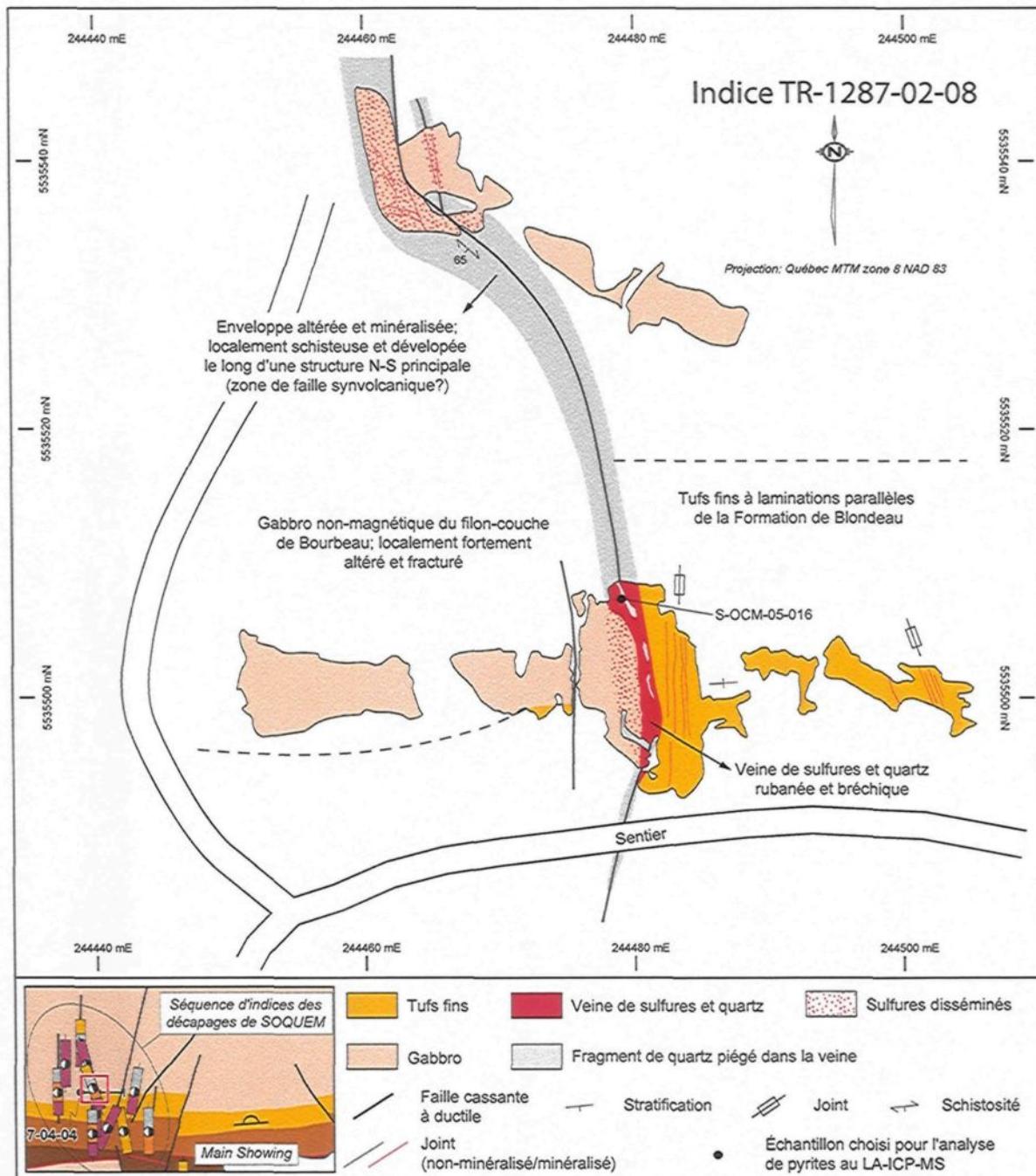


Figure 4.22 : Carte géologique de l'indice TR-1287-02-08 (modifiée de Folco, 2004)

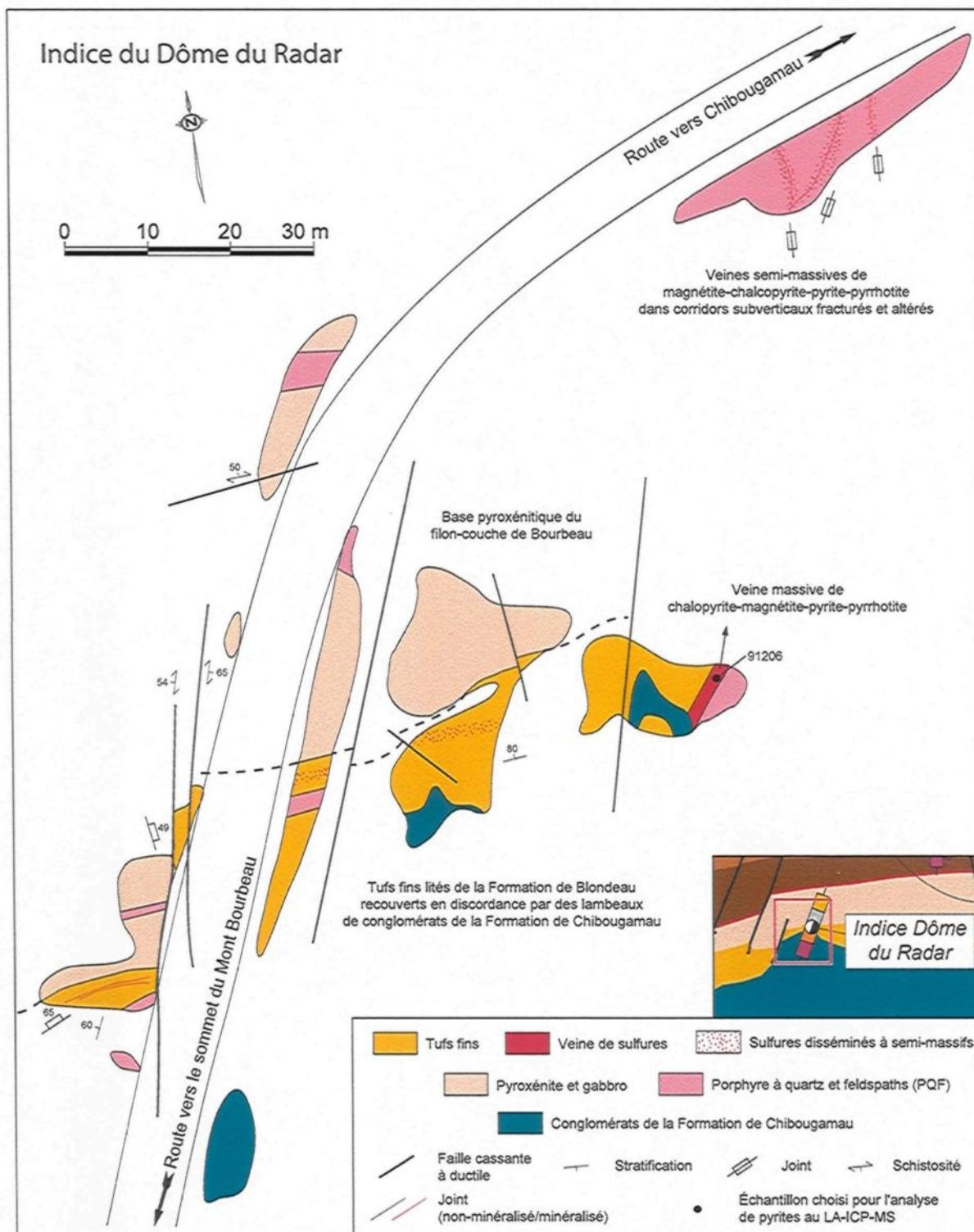


Figure 4.23 : Carte géologique de l'indice Dôme du Radar (modifiée de Pilote, 1986; Folco, 2004)

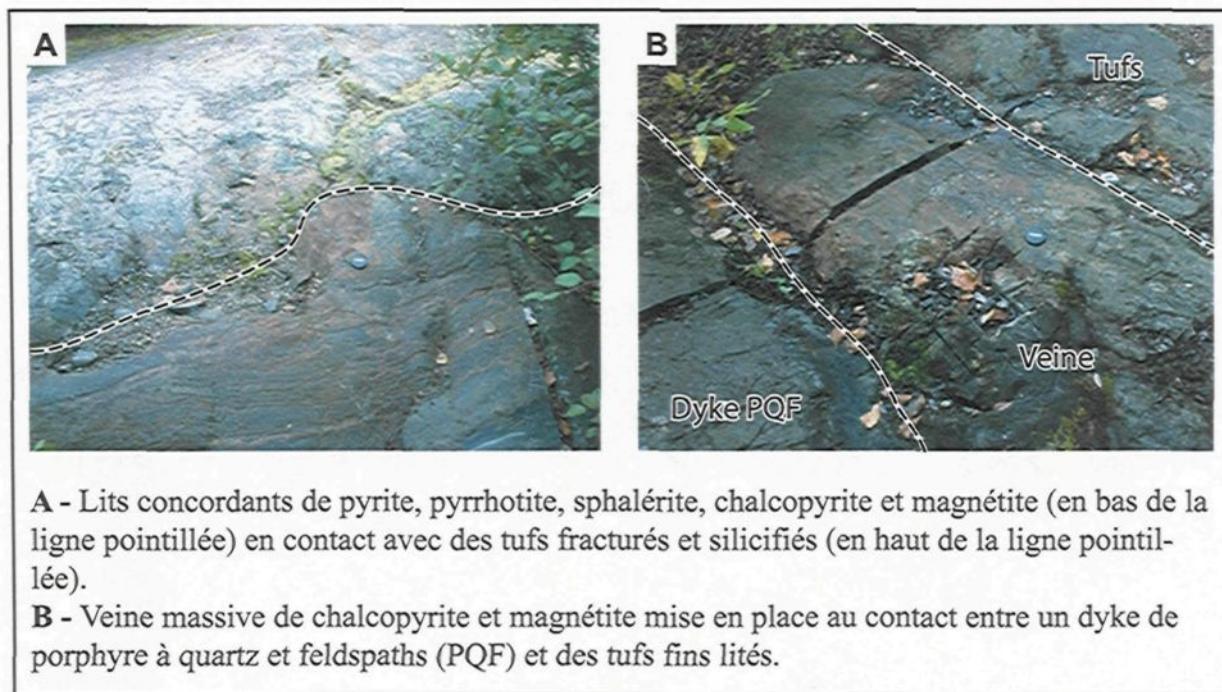


Figure 4.24 : Photographies relatives à l'indice Dôme du Radar

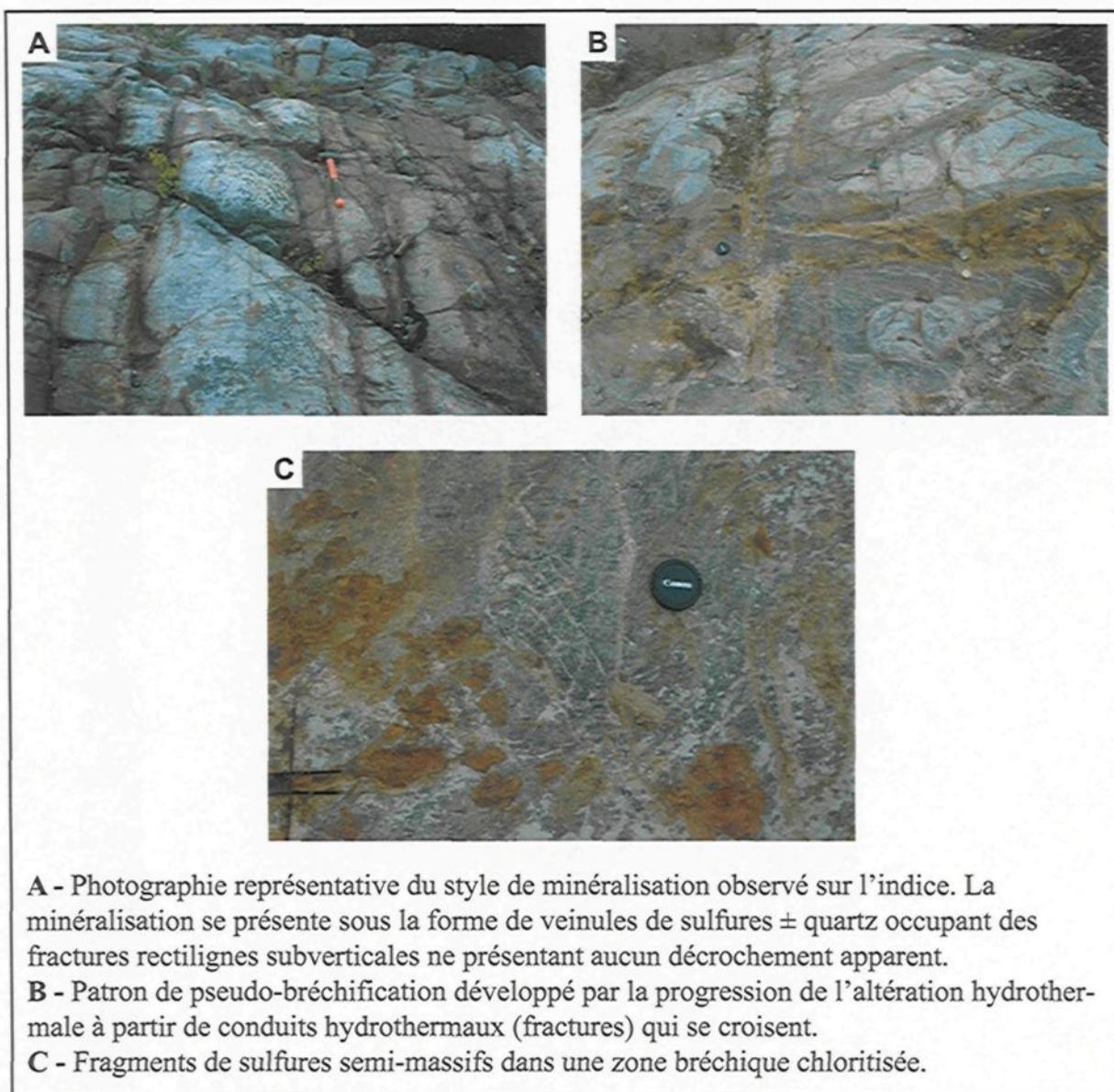


Figure 4.25 : Photographies relatives à l'indice d'Argent

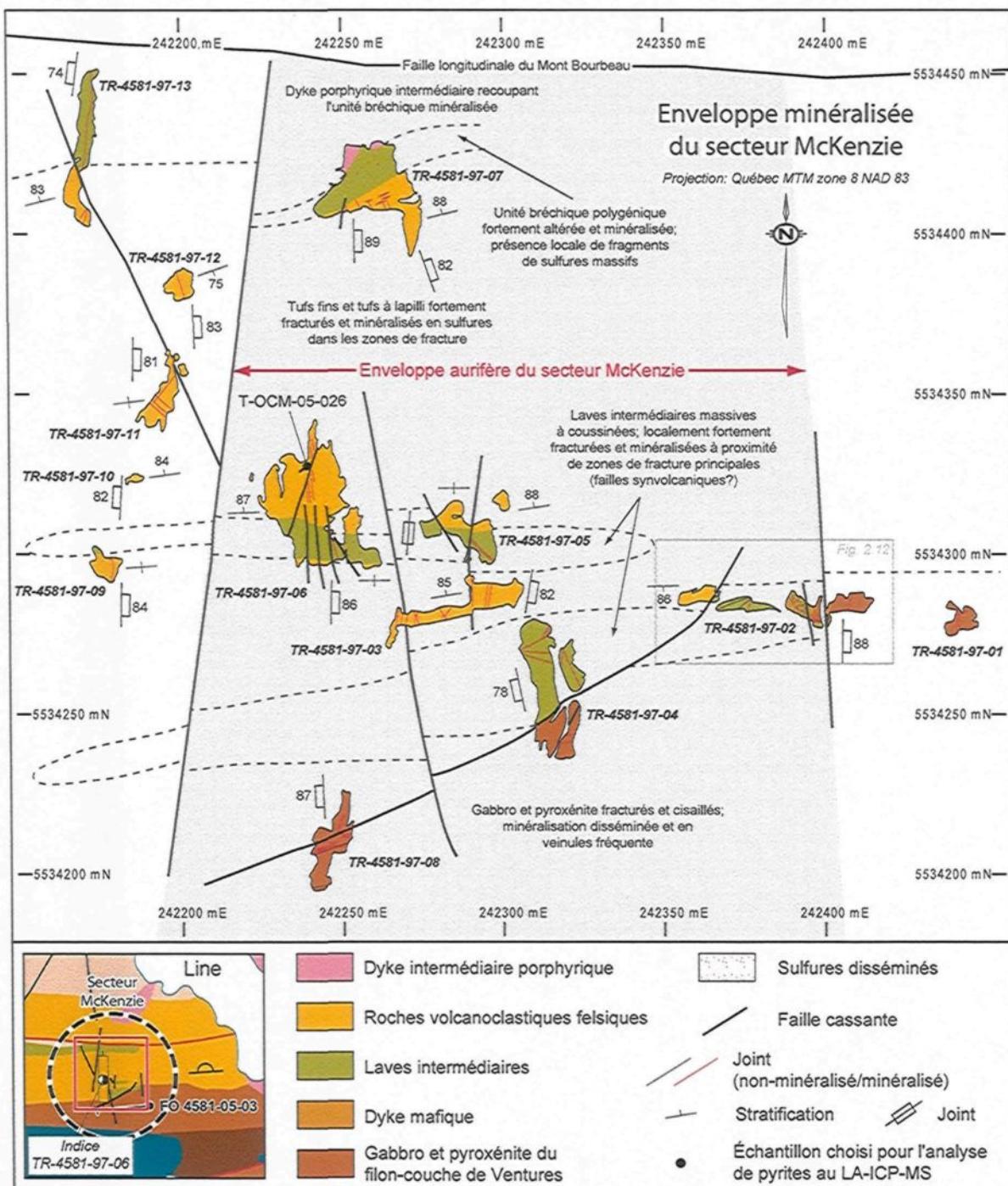
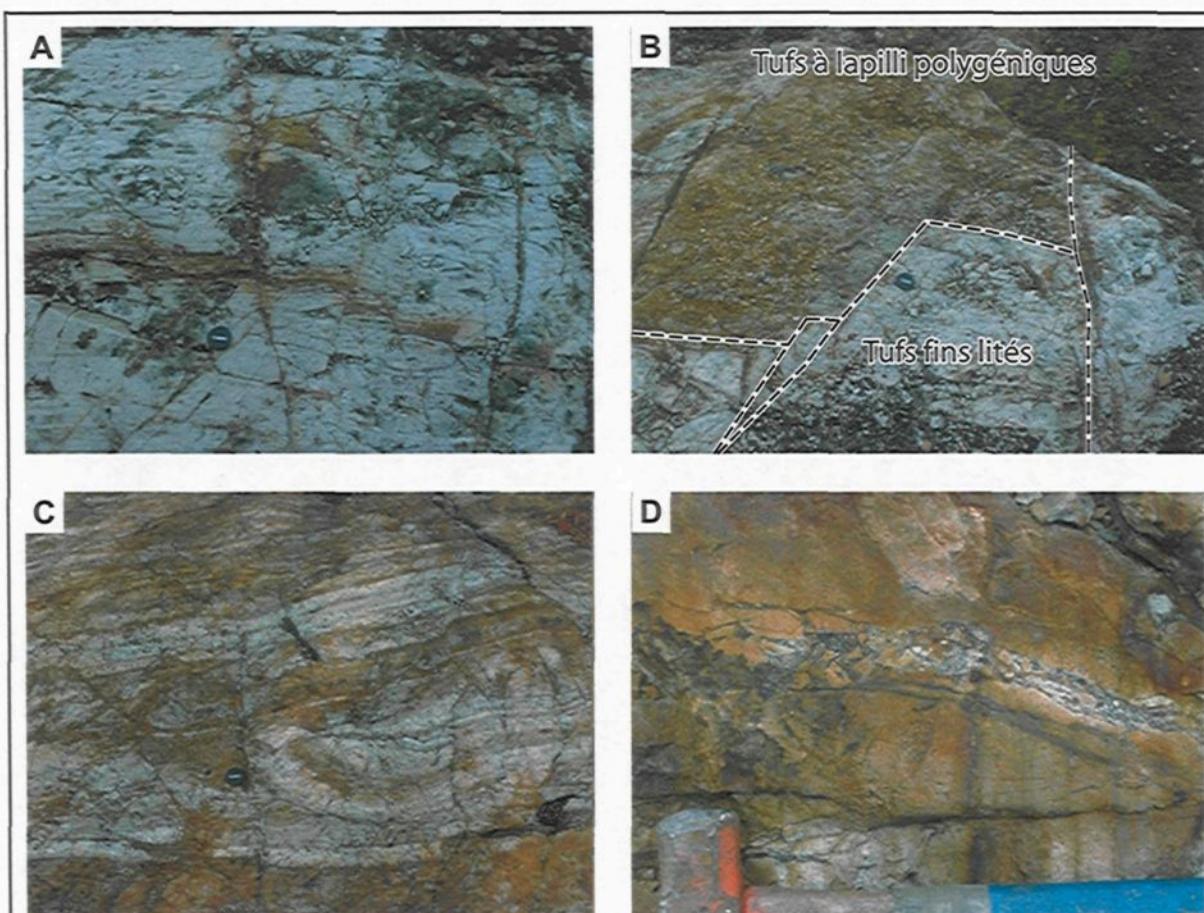


Figure 4.26 : Carte géologique des minéralisations du secteur McKenzie (modifiée de Pouliot, 1998)



A - Décalage d'un horizon rouillé de tufs le long de plusieurs fractures subverticales et d'orientation moyenne N-S. Ce phénomène, ici observé à petite échelle, reflète bien l'architecture interprétée à plus grande échelle dans et à proximité de l'enveloppe aurifère du secteur McKenzie.

B - Unité de tufs à lapilli polygéniques minéralisés marquant la terminaison de fractures synvolcaniques discordantes qui décalent le contact de l'unité de tufs fins lités sous-jacente.

C - Plissement synsédimentaire au sein de tufs fins lités. Remarquez des horizons minéralisés dans le plissement.

D - Dyke clastique recoupant les tufs fins lités renfermant localement de la minéralisation disséminée. Ce dyke est subparallèle au réseau de fracturation N-S dominant.

Figure 4.27 : Photographies relatives aux minéralisations du secteur McKenzie

(suite et fin à la page suivante)

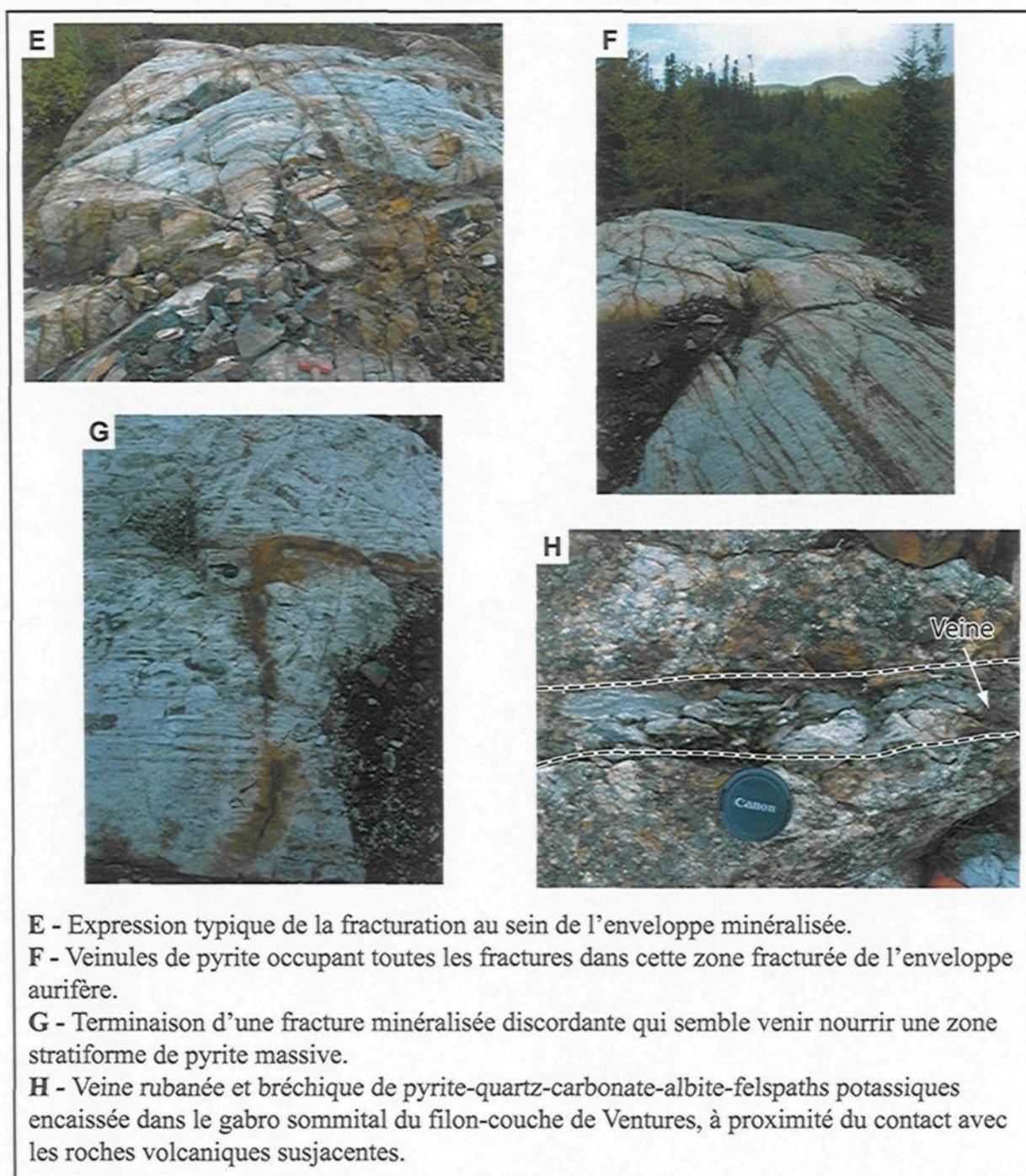


Figure 4.27: Photographies relatives aux minéralisations du secteur McKenzie (suite et fin)

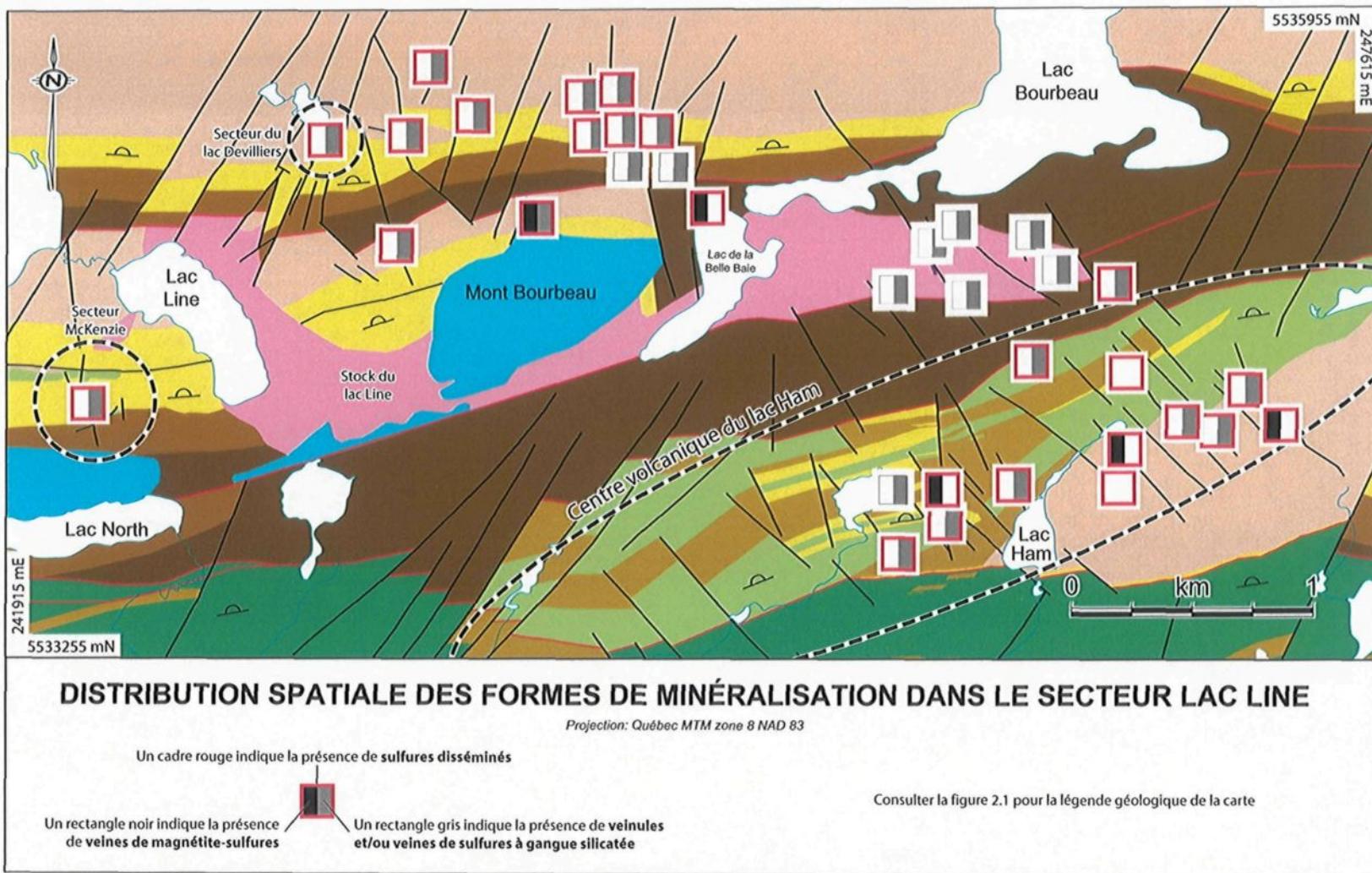


Figure 4.28 : Carte de distribution des styles de minéralisation pour l'ensemble du secteur lac Line

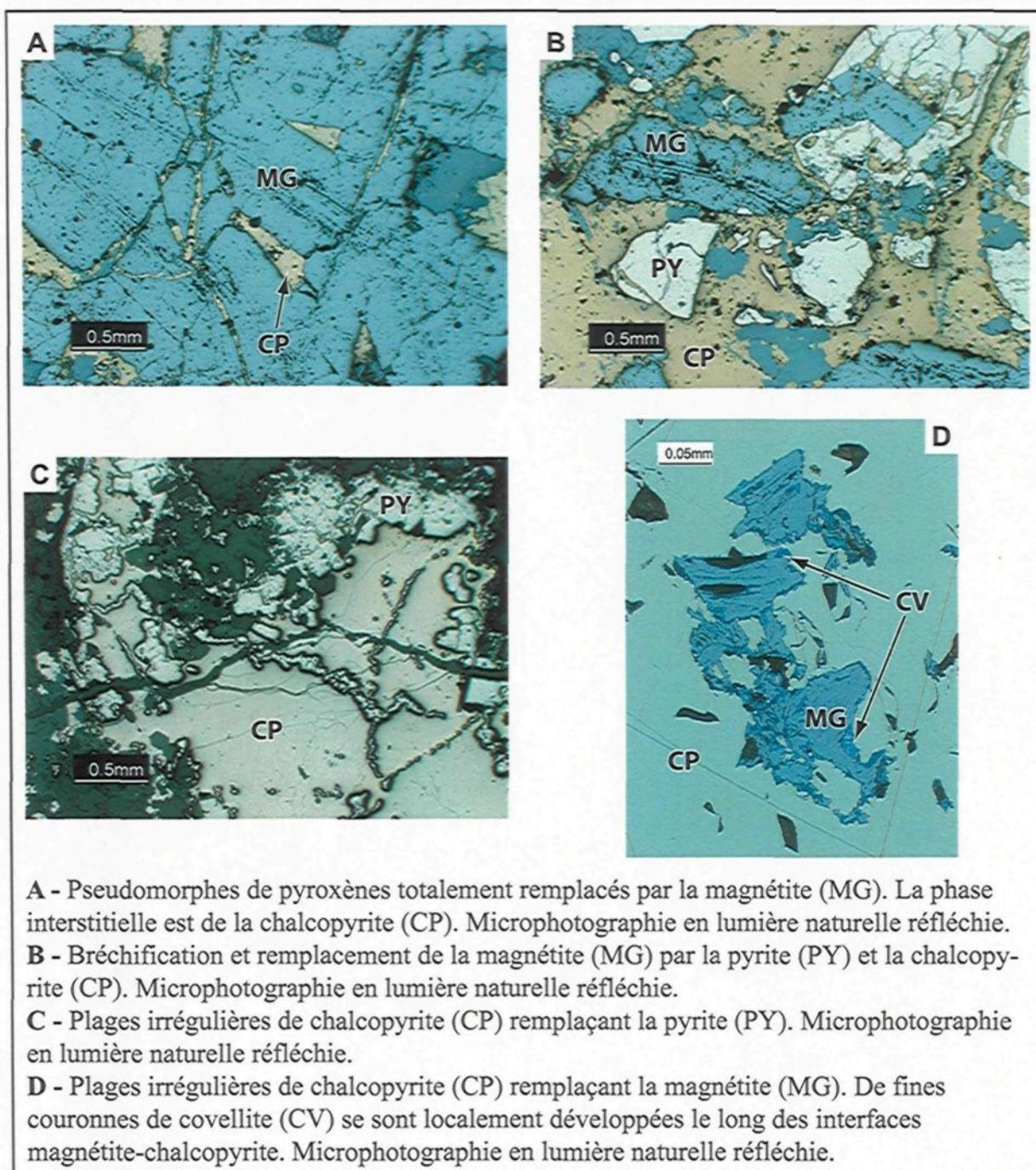
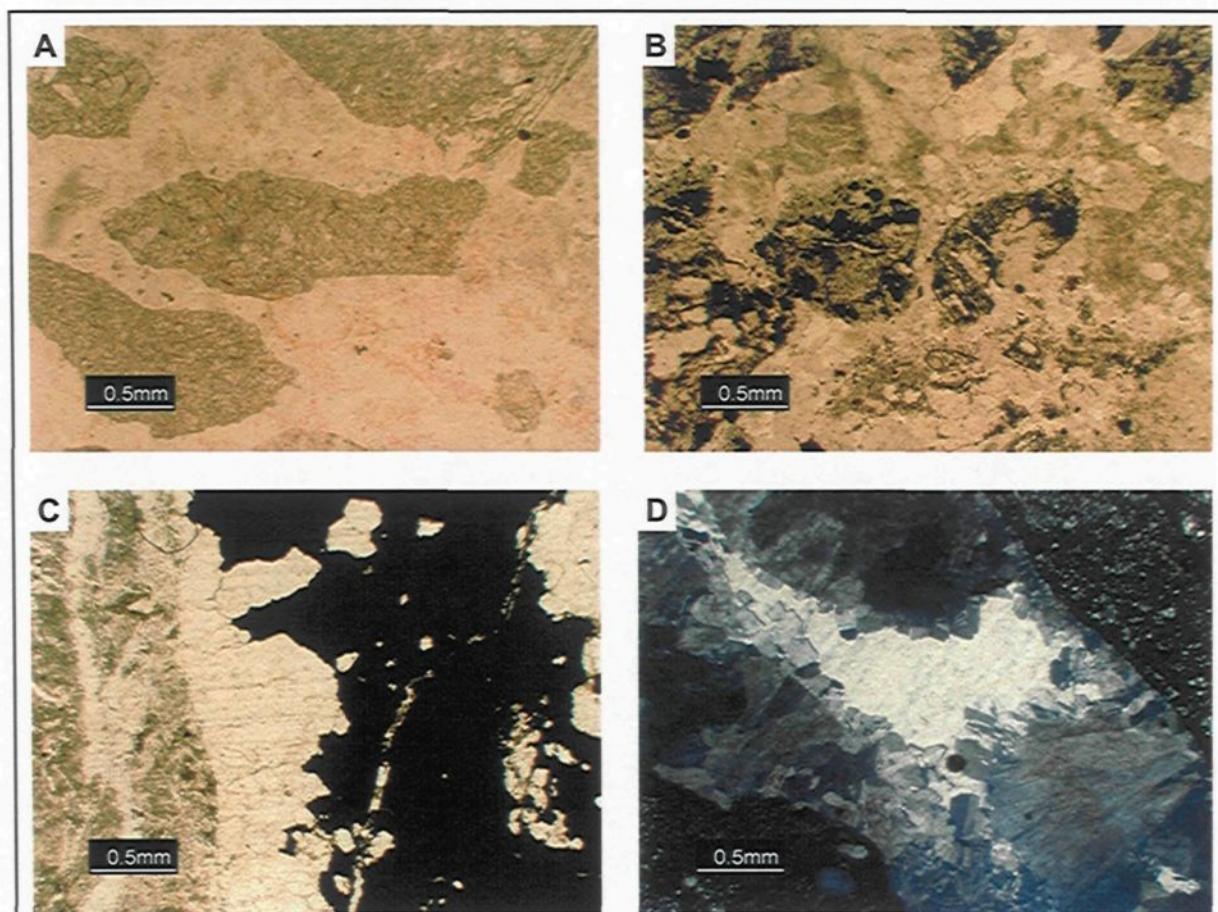


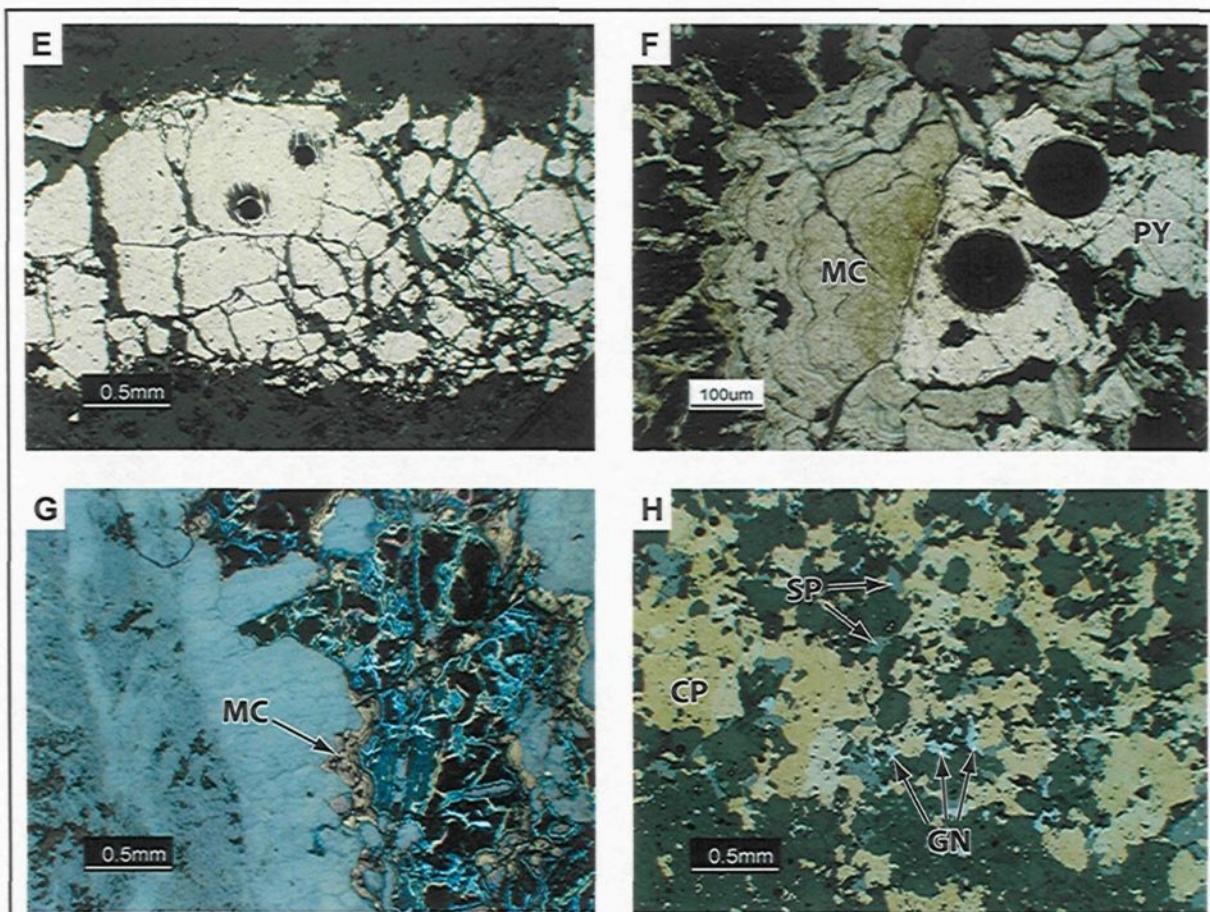
Figure 4.29 : Photographies relatives aux veines de magnétite-sulfures



A à D- Textures bréchique (A et B), en peigne (C) et crustiforme (D) observées au sein des veinules de sulfures. Ces textures sont caractéristiques de cristallisation en espace ouvert (Dong et al., 1995). A, B et C sont des microphotographies en lumière naturelle transmise. D est une microphotographie en lumière transmise analysée.

Figure 4.30 : Photographies relatives aux veinules et veines de sulfures à gangue silicatée

(suite à la page suivante)



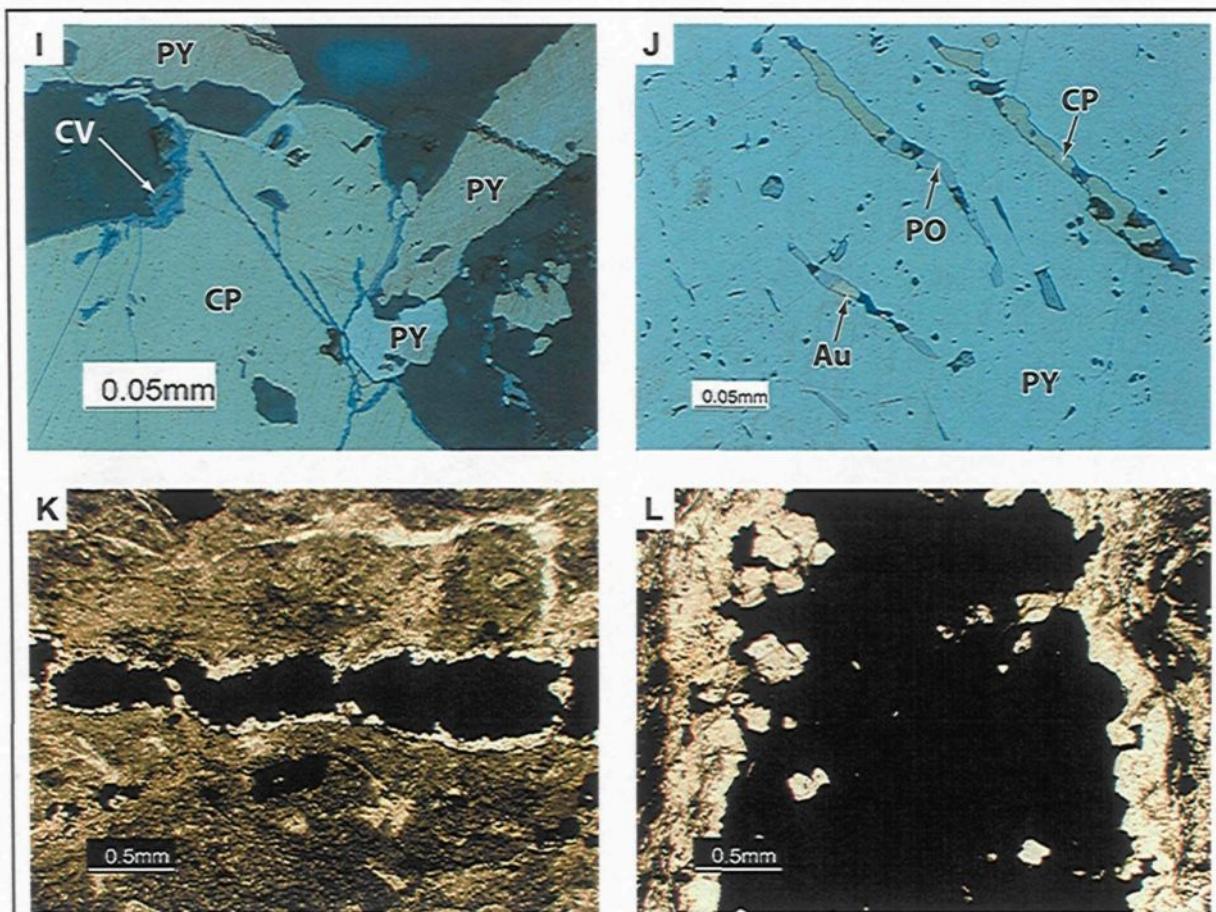
E - Plages irrégulières de pyrite formant un ruban fortement fracturé. Les deux cercles noirs sont des cratères formés lors de l'ablation au laser, qui est la méthode qui a été utilisée pour l'échantillonnage des pyrites en vue de l'analyse de leur chimie minérale à l'ICP-MS (voir section 4.4.2). Microphotographie en lumière naturelle réfléchie.

F - Encroûtements de marcassite (MC) développés sur un cristal de pyrite (PY) au sein d'une veine de sulfures à gangue silicatée. Les deux cercles noirs sont à nouveau des cratères résultant de l'ablation au laser. Microphotographie en lumière naturelle réfléchie.

G - Encroûtements de marcassite (MC) localement préservés sur les cristaux de silicates en dents de peigne formant la gangue le long des éponges d'une veine à sulfures. Les masses noires et bleutées sont des oxydes et hydroxydes de fer résultant de la météorisation de la zone minéralisée. La surface photographiée est la même que celle de la figure 4.30c. Microphotographie en lumière naturelle réfléchie.

H - D'autres sulfures accompagnent localement ou prennent la place de la pyrite au sein des veines. Dans cette photo, la chalcopyrite (CP), la sphalérite (SP) et la galène (GN) constituent la matrice sulfurée interstitielle aux cristaux de silicates au sein d'une des veines. Microphotographie en lumière naturelle réfléchie.

Figure 4.30 : Photographies relatives aux veinules et veines de sulfures à gangue silicatée (suite) (suite et fin à la page suivante)



I - Couronnes de covellite (CV) développées en bordure des plages de chalcopyrite (CP). PY = pyrite. Microphotographie en lumière naturelle réfléchie.

J - Inclusions d'or natif (Au) ainsi que de pyrrhotite (PO) et chalcopyrite (CP) au sein d'un cristal de pyrite (PY). Microphotographie en lumière naturelle réfléchie.

K et L - Expression fréquente des veinules de sulfures à gangue silicatée, avec la gangue formant des rubans localement constitués de cristaux en dents de peigne le long des éponges des veines. Les sulfures sont les minéraux opaques de ces photos et occupent le coeur des veines sous forme de masses irrégulières interstitielles aux cristaux silicatés. Microphotographies en lumière transmise analysée.

Figure 4.30 : Photographies relatives aux veinules et veines de sulfures à gangue silicatée (suite et fin)

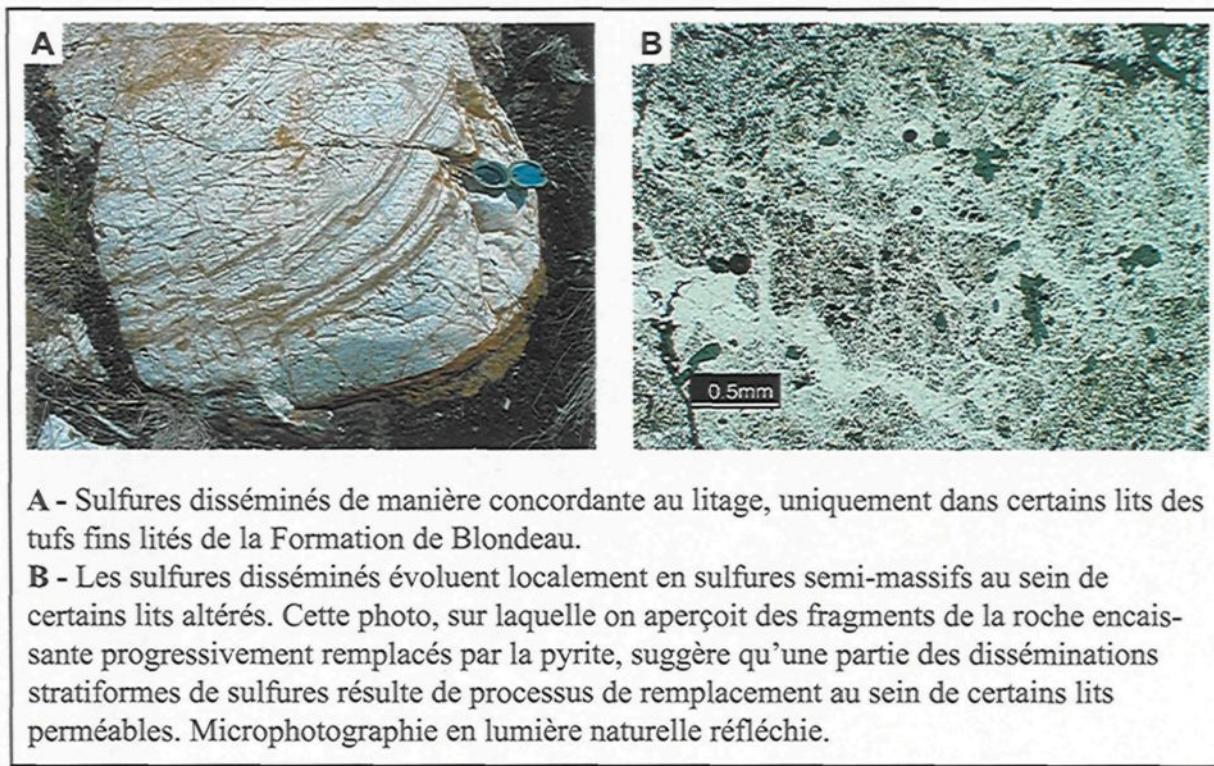


Figure 4.31 : Photographies relatives aux sulfures disséminés

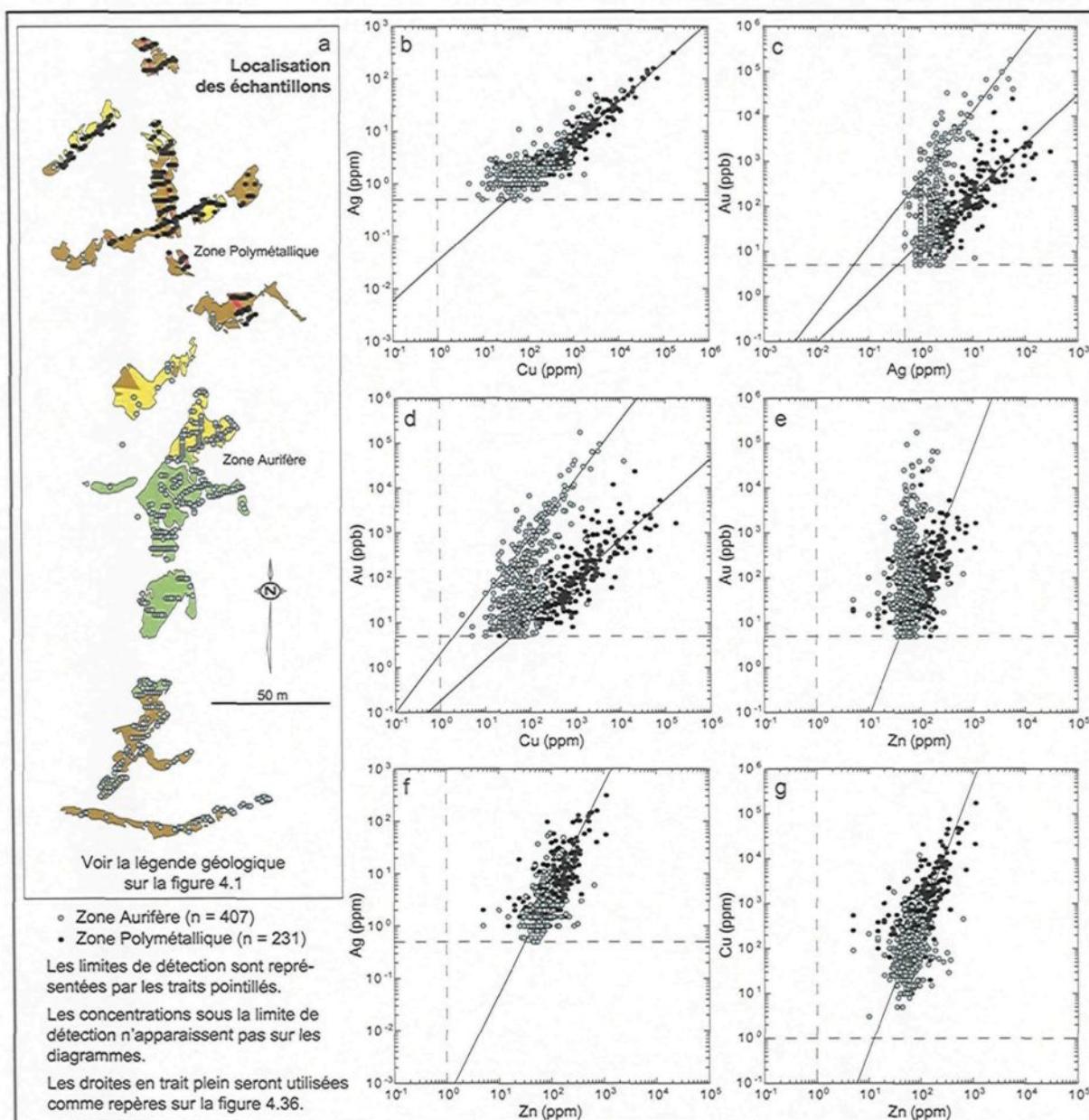


Figure 4.32 : Contenu en Au, Ag, Cu et Zn des échantillons de surface de la Structure Brosman

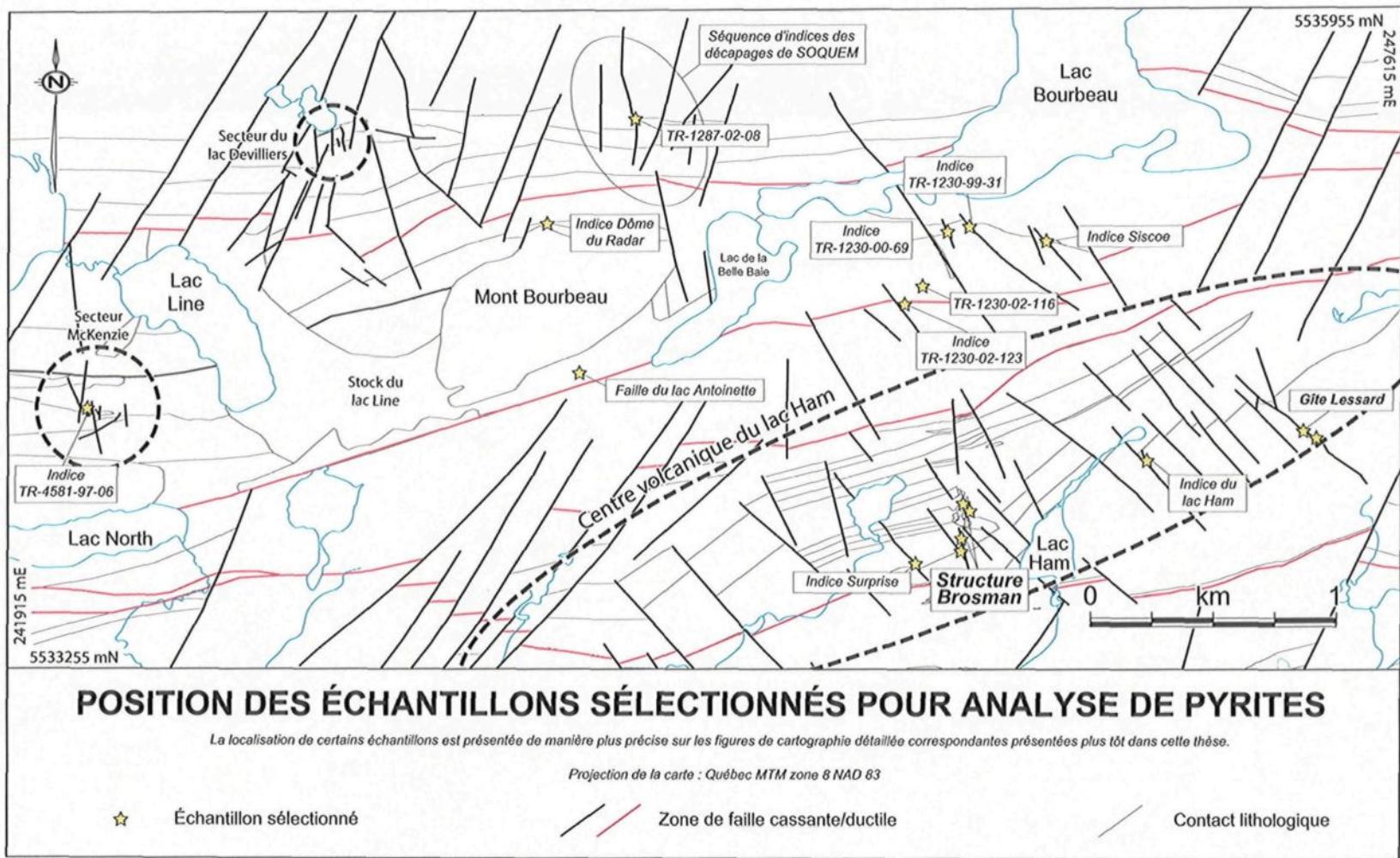


Figure 4.33 : Localisation des échantillons sélectionnés pour l'analyse des pyrites dans le secteur lac Line

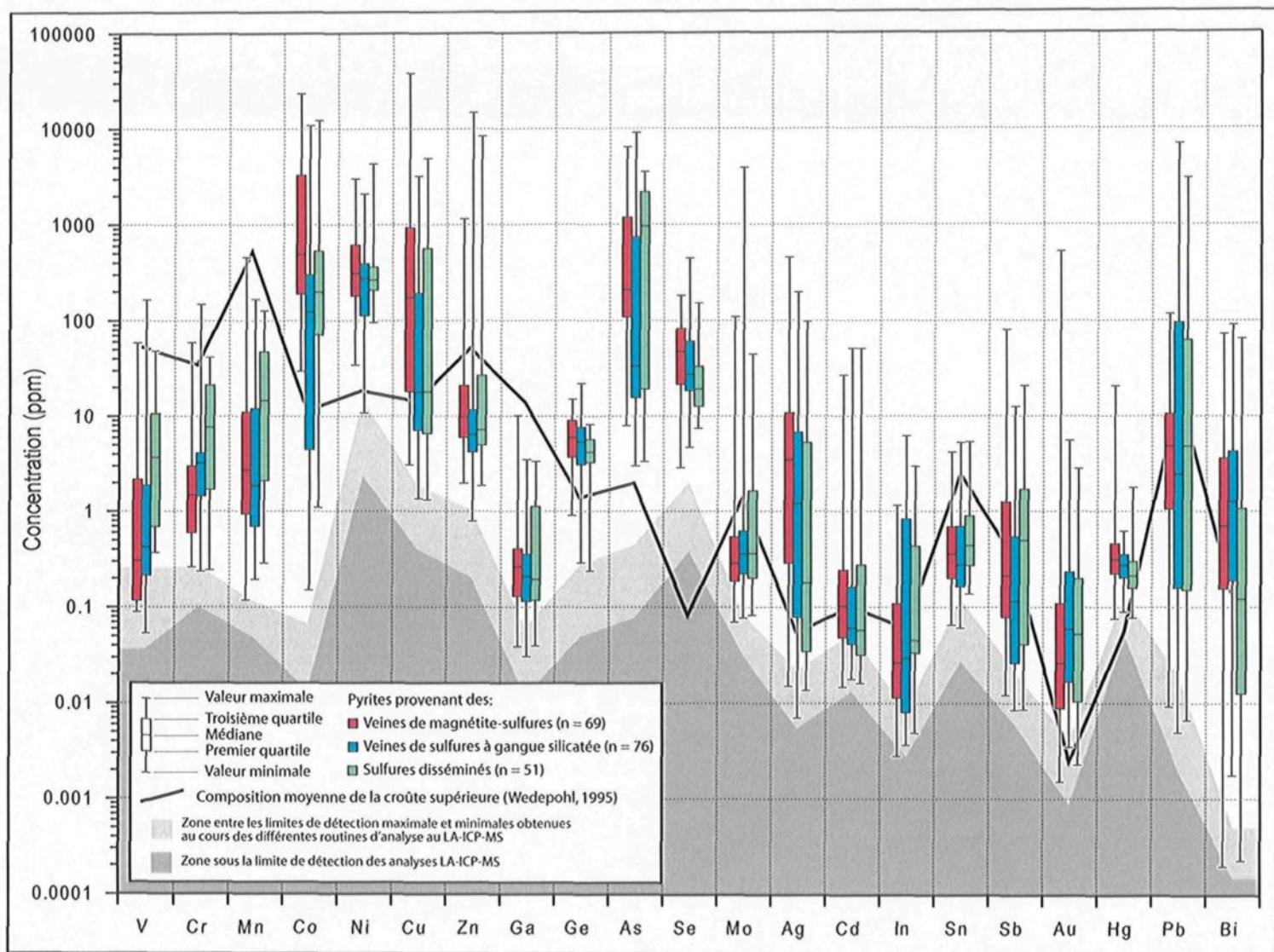


Figure 4.34 : Synthèse de la composition des pyrites provenant des diverses formes de minéralisation du secteur lac Line

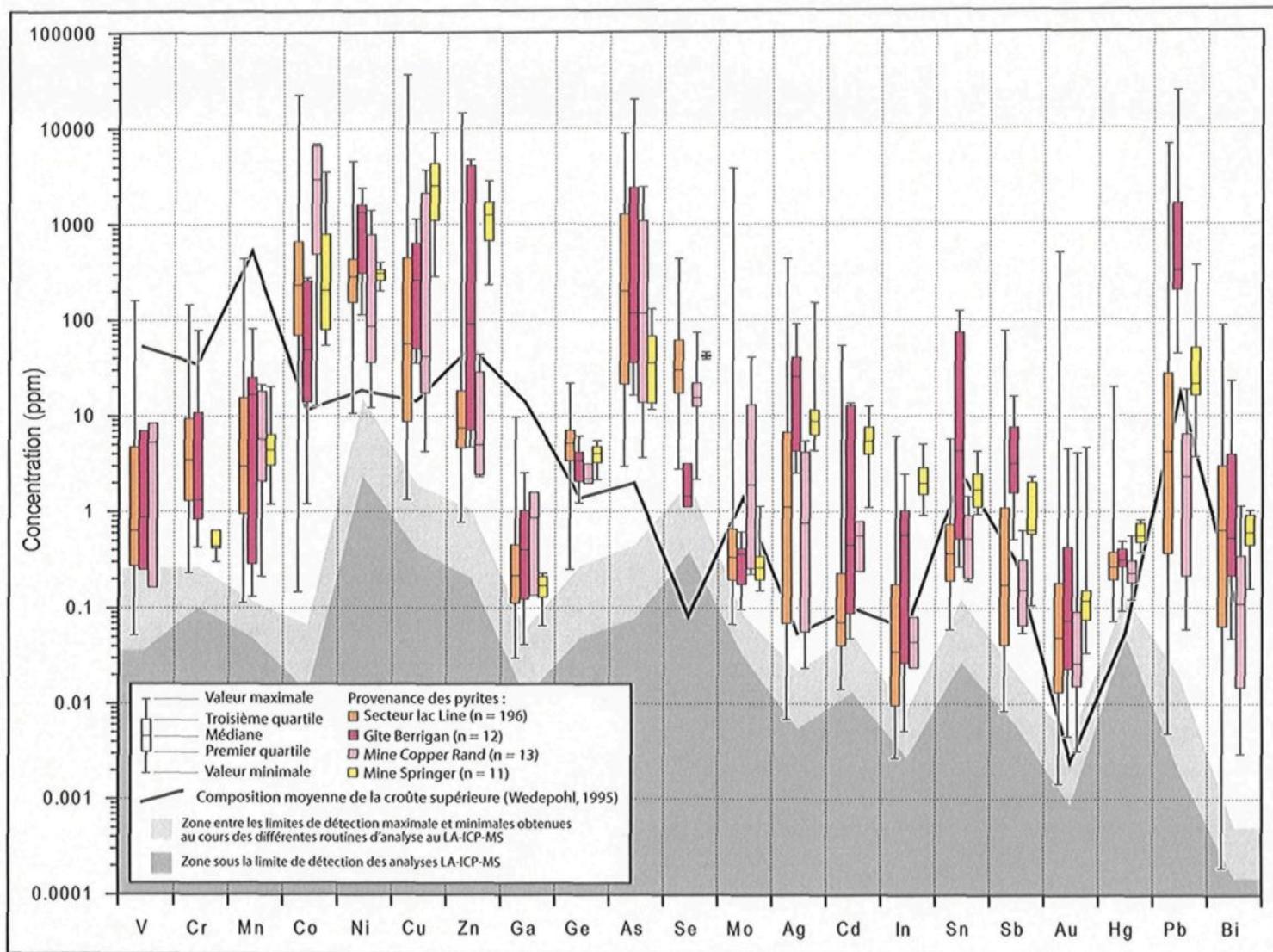


Figure 4.35 : Comparaison de la signature des pyrites du secteur lac Line avec celle de pyrites provenant d'ailleurs dans la région de Chibougamau

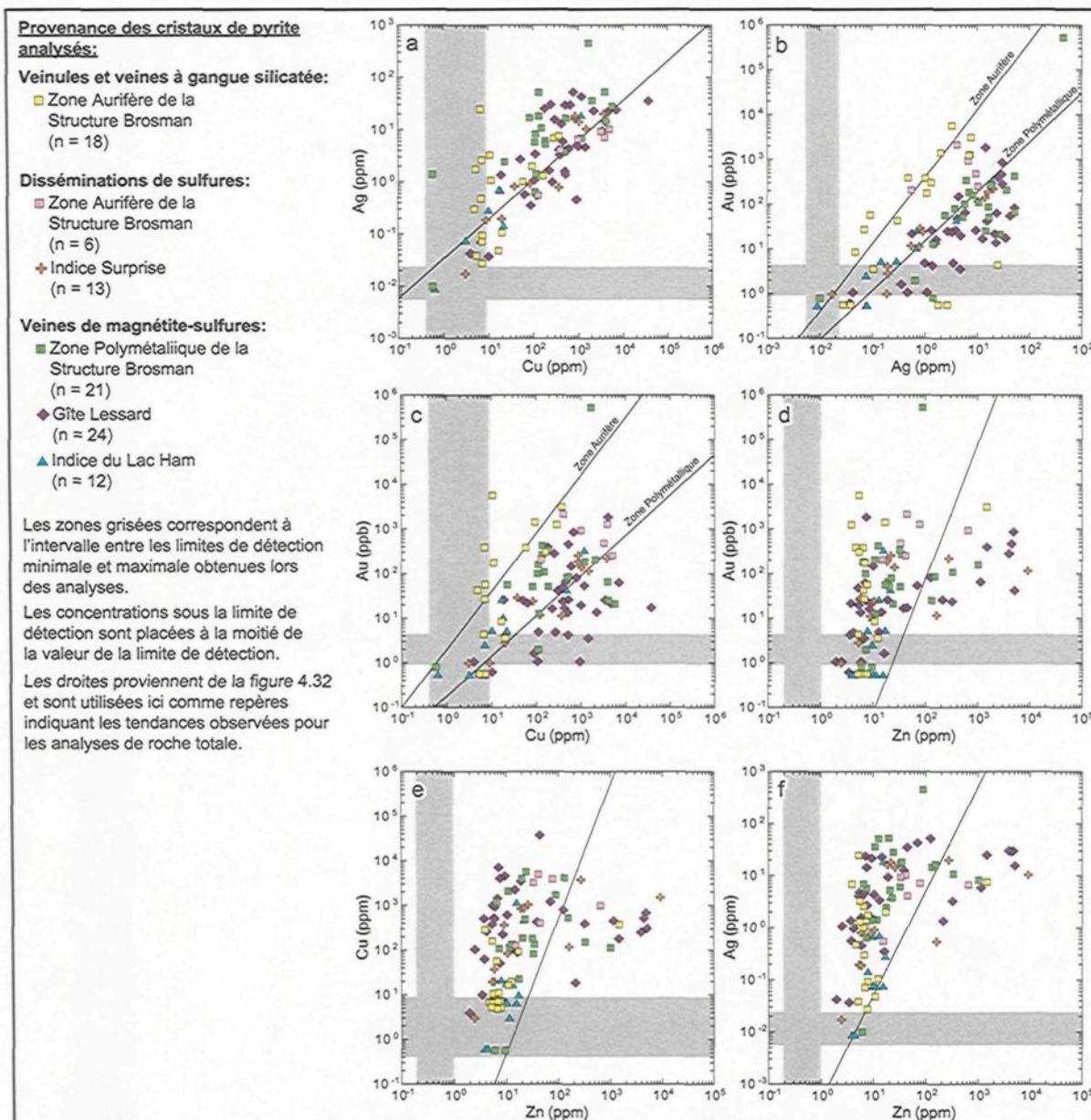


Figure 4.36 : Contenu en Au, Ag, Cu et Zn des pyrites analysées dans le centre volcanique du lac Ham

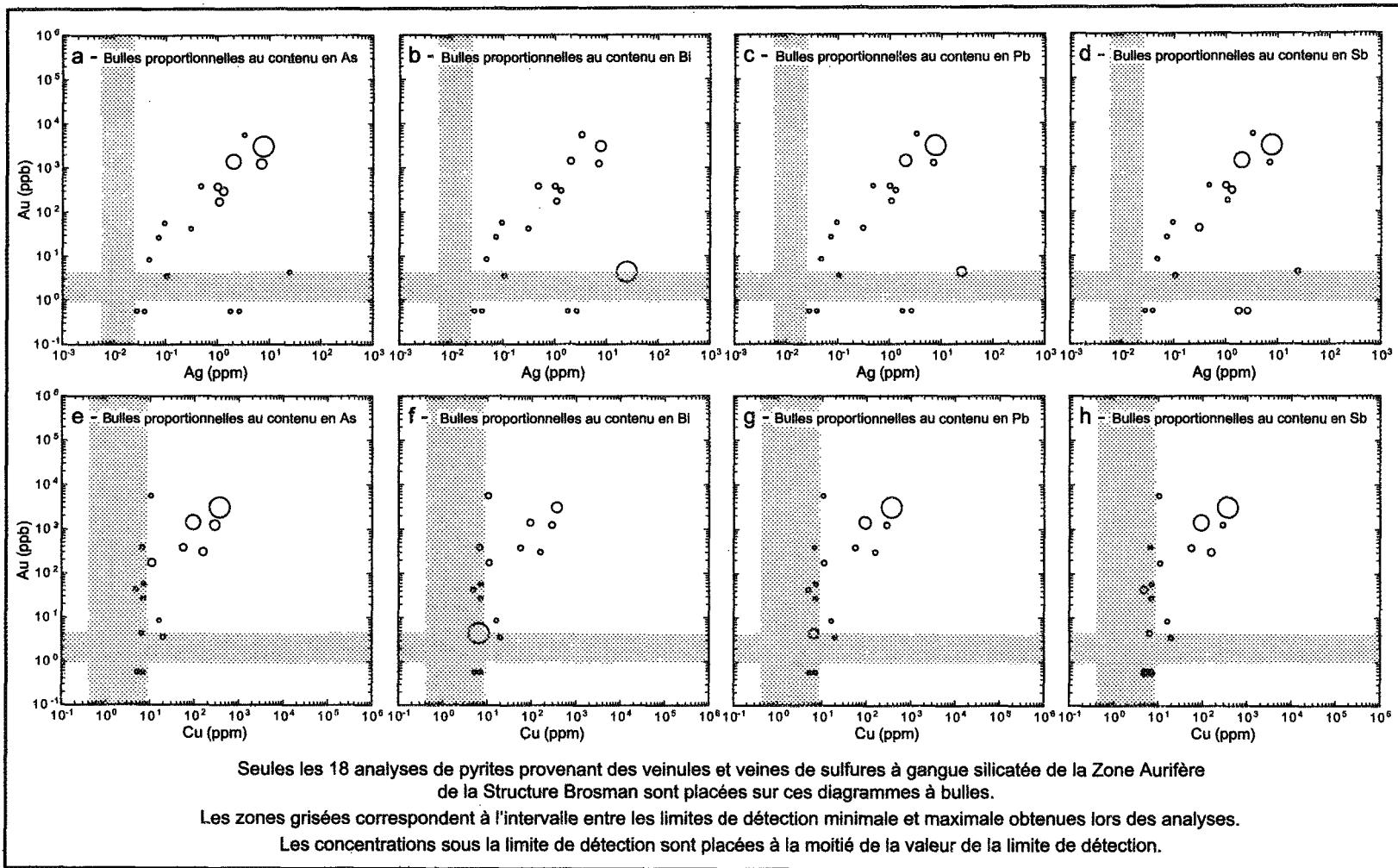


Figure 4.37 : Relation entre l'enrichissement en Au et la concentration en As, Bi, Pb et Sb des pyrites des veinules et veines à gangue silicatée de la Zone Aurifère de la Structure Brosman

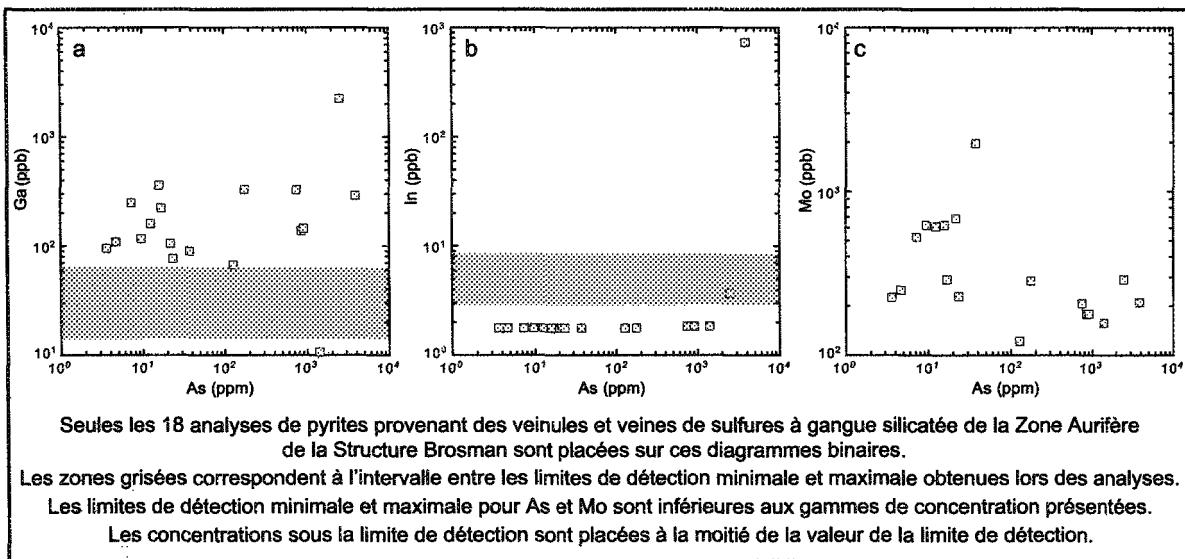


Figure 4.38 : Relation entre le contenu en As et la concentration en Ga, In et Mo des pyrites des veinules et veines à gangue silicatée de la Zone Aurifère de la Structure Brosman

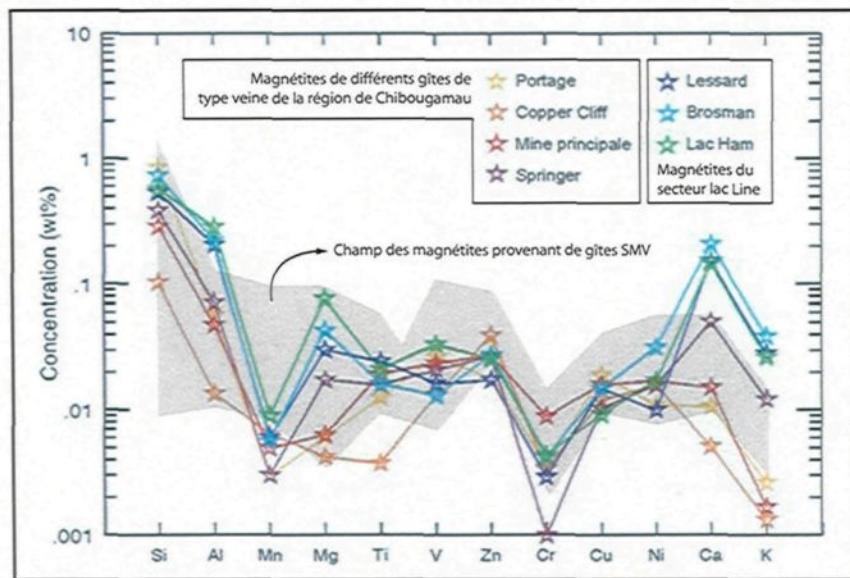


Figure 4.39 : Composition moyenne des magnétites analysées dans le secteur lac Line et dans d'autres gîtes de type veine de la région de Chibougamau (tirée de Beaudoin et Dupuis, 2007)

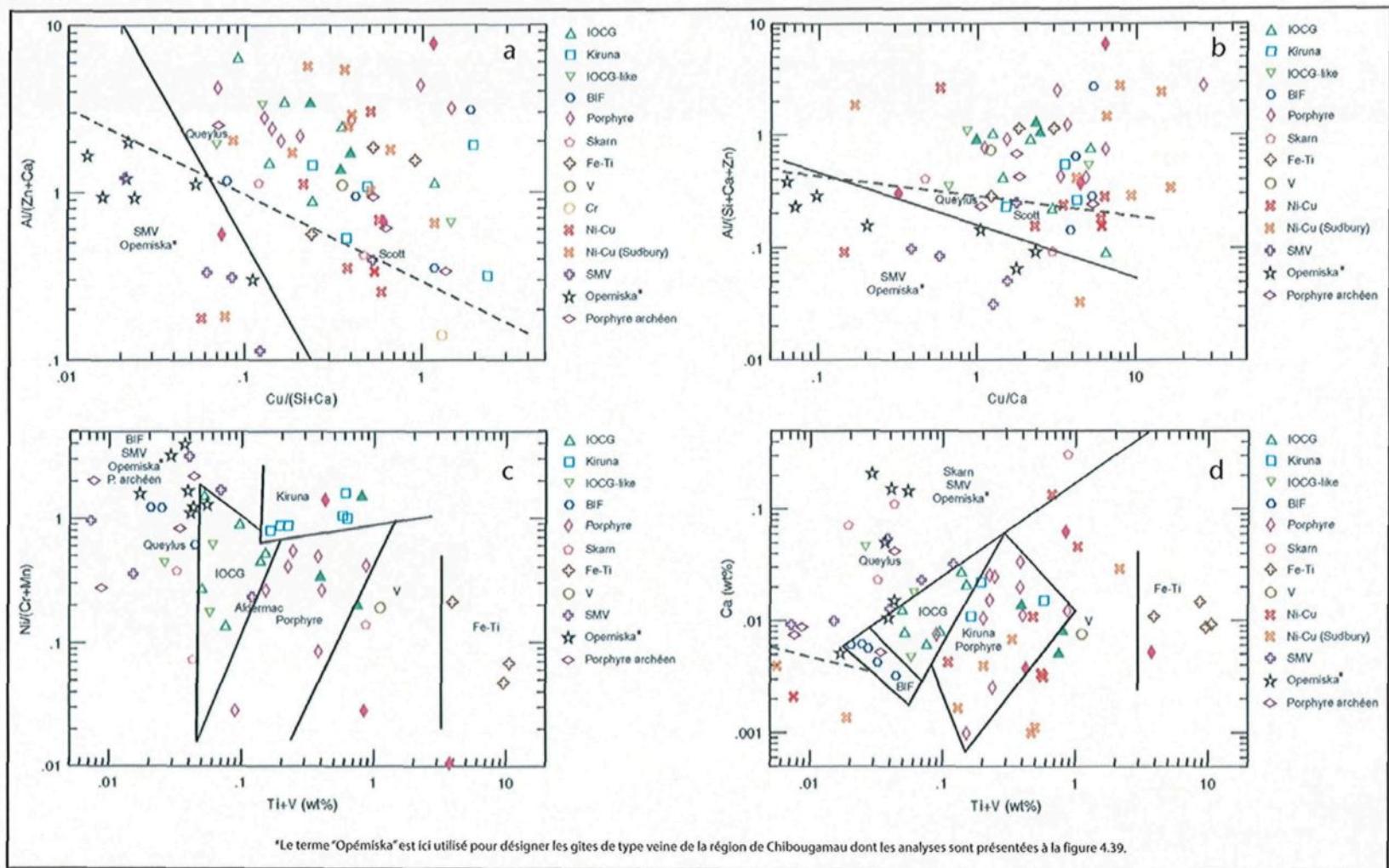


Figure 4.40 : Diagrammes permettant de discriminer différents types de gîtes en fonction de la chimie de leur magnétite (tirés de Beaudoin et Dupuis, 2007)

CHAPITRE 5

ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES

5.1 INTRODUCTION

Les altérations hydrothermales sont le reflet de l'interaction entre la roche et un ou plusieurs fluides aqueux chauds (Barnes, 1997a). Dans le cas d'un système minéralisé fossilisé comme celui du secteur lac Line, la caractérisation de ces altérations revêt une importance particulière en regard à deux principaux aspects. D'abord, l'étude de la distribution, de la minéralogie et des changements chimiques reliés à l'altération permettent de préciser l'environnement et les processus physico-chimiques ayant permis le développement du système. Ceci a des implications directes sur l'interprétation du type de minéralisation observé. Ensuite, puisque l'altération hydrothermale et la minéralisation sont spatialement associées, une bonne compréhension de la distribution des altérations favorables (zonalité) est un élément essentiel à l'efficacité des méthodes d'exploration employées.

Ce chapitre décrit les principales altérations hydrothermales observées dans le secteur lac Line selon deux approches complémentaires. La section 5.2 présente d'abord une approche qualitative définissant cinq principaux types d'altération sur la base des

assemblages minéralogiques les plus communément observés. Leurs caractéristiques physiques (intensité, texture, assemblage, etc.) y sont décrits de manière plus détaillée qu'au chapitre précédent. La section 5.3 présente ensuite une approche utilisant la composition chimique des roches pour quantifier les effets (pertes et gains de masse, intensité du métasomatisme, etc.) des altérations.

5.2 CARACTÉRISATION PHYSIQUE DES TYPES D'ALTÉRATION

La caractérisation qualitative des altérations hydrothermales peut être compliquée par différents phénomènes. Par exemple, en plus de l'activité hydrothermale, des processus tels l'hydratation et la dévitrification du verre volcanique, la diagenèse, le métamorphisme ainsi que la déformation sont tous susceptibles d'avoir pu créer une minéralogie secondaire au sein de roches volcano-sédimentaires (Gifkins et al., 2005) comme celles du secteur lac Line. Les modifications reliées au métamorphisme et à la diagenèse sont généralement d'envergure régionale tandis que celles dues à l'hydrothermalisme et à la déformation sont focalisés dans des sites précis. Dans le cas du secteur lac Line, les affleurements distants par rapport aux zones minéralisées et où l'altération hydrothermale ne semble pas avoir affecté la minéralogie primaire montrent tout de même le développement systématique d'assemblages minéralogiques secondaires. De par leur nature et leur caractère répandu, ces minéraux secondaires sont ainsi attribués aux effets du métamorphisme de bas grade (section 2.5).

Or, les minéraux secondaires d'origine métamorphique et ceux intimement reliés à la minéralisation, donc d'origine hydrothermale, sont à peu près les mêmes. Aussi, les

minéraux hydrothermaux ne montrent généralement aucune évidence de recristallisation ou de rééquilibrage métamorphique, enrayant la possibilité d'une éventuelle rétrogradation lors du métamorphisme. D'une part, ceci nous enseigne que les conditions de pression et température de l'activité hydrothermale ont été, au maximum, les mêmes que celles du métamorphisme de bas grade. En contrepartie, un effort supplémentaire de distinction entre les assemblages secondaires métamorphiques et hydrothermaux a dû être fait au cours de la présente étude. Cette distinction s'est d'abord basée sur le caractère continu des assemblages métamorphiques, peu importe la présence ou non de bris structuraux, alors que les assemblages hydrothermaux sont le plus souvent contrôlés par ces bris (Hannington et al., 2003). La distinction s'est aussi basée sur le mode d'occurrence des minéraux secondaires (uniquement des polymorphes ou aussi des veinules et amas discordants?, etc.) et leur association spatiale ou non avec la minéralisation.

Cette démarche a permis de définir cinq types principaux d'altération hydrothermale dans le secteur lac Line. Ils sont caractérisés par une combinaison d'intensité, de morphologie et d'assemblage minéralogique qui les distingue les uns des autres. Ces types d'altération se présentent soit individuellement, soit sous forme de bandes précises au sein de halos zonés accompagnant la minéralisation ou plutôt en épisodes successifs superposés représentant différentes venues de fluides dans le temps. Certains types d'altération sont très répandus alors que d'autres ne sont retrouvés qu'en étroite association avec des unités lithologiques ou des zones minéralisées précises. La présente section décrit chaque type d'altération en mettant l'accent sur ces différents aspects. La nomenclature utilisée se base sur la terminologie de Thompson et Thompson (1996) et la

description s'inspire des principes définis dans Gifkins et al. (2005). Les principales caractéristiques des cinq types d'altération sont synthétisées au tableau 5.1 et à la figure 5.1.

5.2.1 ALTÉRATION PROPYLITIQUE

L'altération propylitique est particulièrement répandue dans toutes les roches volcaniques et dans les roches intrusives intermédiaires, mafiques et ultramafiques. C'est ce type d'altération qui présente les plus grandes similitudes avec la minéralogie secondaire générée par le métamorphisme, et c'est donc le plus difficile à distinguer. Toutefois, sa distribution en veinules et zones de remplacement irrégulières en étroite association avec des sulfures disséminés à proximité de la plupart des structures minéralisées du CVLH, du mont Bourbeau et du secteur McKenzie constitue un bon critère distinctif. L'altération propylitique est généralement d'intensité faible à moyenne et se présente sous forme d'enveloppes d'au plus quelques dizaines de mètres de largeur en bordure des zones minéralisées (figure 5.1a). Ces enveloppes sont caractérisées par le développement de veinules et d'amas millimétriques irréguliers dominés par la chlorite et l'épidote (revoir figure 4.7a par exemple). Dans le détail, l'assemblage minéralogique dépend fortement du type de roche hôte. Dans les roches mafiques à ultramafiques, la chlorite, l'épidote, l'albite, l'actinote, la calcite et localement la magnétite sont les minéraux dominants (figure 5.2a). Dans les roches volcaniques intermédiaires à felsiques, la chlorite et l'épidote sont plutôt accompagnés de la séricite (figure 5.2b et c). De manière générale, la chlorite présente des

couleurs d'interférence vertes jaunâtres à brunâtres, suggérant une composition magnésienne (Deer et al. 1992).

5.2.2 ALTÉRATION SODIQUE À POTASSIQUE

L'altération propylitique évolue graduellement en certains endroits vers une altération proximale sodique à potassique de forte intensité (figure 5.1b). C'est notamment le cas dans la Zone Polymétallique de la Structure Brosman, où l'on observe un remplacement pénétrant intense de couleur blanchâtre de la roche hôte sur quelques centimètres dans les épontes des plus grosses veines à magnétite-sulfures (figure 5.3a). L'assemblage minéralogique de ces zones de remplacement est dominé par l'albite, la chlorite et la calcite (figure 5.3b). Des zones plus riches en biotite et/ou stilpnomélane apparaissent localement (figure 5.3c). La magnétite, le quartz, l'épidote et l'actinote sont les autres minéraux associés à cette altération. L'albite hydrothermale, par opposition aux plagioclases primaires des roches intrusives mafiques généralement hôtes des veines de magnétite-sulfures, prend la forme de cristaux allotriomorphes à hypidiomorphes de plus en plus gros et jointifs en s'approchant des structures minéralisées. La chlorite et la calcite se disposent communément en veinules tardives par rapport à l'albite (figure 5.3d). La chlorite présente généralement des couleurs d'interférence bleutées à mauves, indiquant la présence locale de chlorite ferrifère (Deer et al. 1992). Dans l'ensemble, les textures primaires de la roche initiale sont fortement à totalement oblitérées, ce qui témoigne de la grande intensité du métasomatisme ayant généré cette altération.

5.2.3 ALTÉRATION CHLORITEUSE

L'altération chloriteuse est retrouvée en étroite association avec les veinules et veines de sulfures à gangue silicatée encaissées dans les roches volcaniques et intrusives de composition intermédiaire à ultramafique. Elle prend la forme de halos de remplacement pénétrant sur au plus quelques centimètres en bordure de ces structures minéralisées et/ou des fractures les renfermant (figure 5.1c). Elle est particulièrement apparente dans les roches volcaniques intermédiaires car elle y produit un contraste de couleur important (figure 5.4a et b). Elle génère même des motifs de pseudo-bréchification là où elle est la mieux développée (revoir figures 4.21b et 4.25b). La chlorite est le minéral dominant de cette altération et est accompagnée de quantités variables de quartz et de séricite avec des traces d'épidote et de calcite (figure 5.4c). Les différentes combinaisons de minéraux semblent étroitement reliées à la nature de la roche encaissante (contrôle lithologique). Néanmoins, la chlorite est systématiquement plus ferrifère au sein de cette altération proximale, comme en témoignent ses couleurs d'interférence qui sont toujours comprises dans les teintes de bleu à mauve (Deer et al. 1992).

5.2.4 ALTÉRATION SÉRICITIQUE

La séricite est présente sous forme de minéral accessoire dans les altérations décrites plus haut. Toutefois, au sein des roches intrusives et volcaniques felsiques du secteur d'étude, et particulièrement dans l'extrémité est du Stock du lac Line, la séricite est le principal minéral d'altération hydrothermale. À plus d'une dizaine de mètres des zones minéralisées, elle se développe essentiellement sous forme de remplacement d'intensité

variable des phénocristaux de plagioclase et de la matrice de la tonalite porphyrique (figure 5.5a à c). Sous cette forme, peu de critères permettent de distinguer clairement l'altération séricitique des effets du métamorphisme. Toutefois, au sein même des zones minéralisées et sur quelques mètres dans les éponges de celles-ci, la séricitisation hydrothermale se matérialise très clairement sous forme de veinules et halos de remplacement d'intensité moyenne à forte (figure 5.1d; photos aux figures 4.13b et 5.5d et e). Les textures ignées primaires sont localement totalement oblitérées. La séricite est toujours très finement grenue. La calcite, la chlorite, l'ankérite, le quartz et l'hématite accompagnent accessoirement la séricite au sein de certaines zones minéralisées.

5.2.5 ALTÉRATION EN TOURMALINE

L'altération pénétrante en tourmaline n'est observable qu'en quelques endroits dans l'extrémité est du Stock du lac Line (revoir section 4.2.2). Chacune des occurrences est étroitement associée avec des évidences de bréchification et avec la présence de zones minéralisées dans la phase porphyrique de l'intrusion (figure 5.1e). L'altération en tourmaline se présente sous la forme de veinules, de matrice au sein des brèches et/ou en remplacement complet de fragments de la tonalite encaissante (figures 2.17c et 4.15a à c). La tourmaline forme des agrégats de cristaux hypidiomorphes trapus à tabulaires qui oblitèrent partiellement à totalement les textures primaires (figure 5.6a et b). Ce type d'altération est le plus souvent monominéral, mais la séricite, le quartz et les carbonates accompagnent la tourmaline localement.

5.3 CARACTÉRISATION CHIMIQUE DES EFFETS DE L'ALTÉRATION

La caractérisation chimique permet d'évaluer quantitativement l'intensité et la nature des changements chimiques ayant généré une roche altérée en utilisant des données mesurables (analyses chimiques). Ceci fournit de l'information complémentaire à celle obtenue de la caractérisation physique de l'altération et procure ainsi de meilleurs indices concernant les processus hydrothermaux responsables de la minéralisation observée.

Plusieurs techniques ont été développées pour quantifier l'altération hydrothermale, avec chacune leurs avantages et leurs inconvénients. Gaboury (2004) en fournit une bonne revue. La méthode retenue ici est le calcul de bilan de masse selon la procédure développée par MacLean et Barrett (1993). Cette méthode a l'avantage de quantifier l'altération par des changements de masse calculés de manière relativement simple et permettant d'annuler les effets trompeurs reliés au problème de fermeture à 100% des analyses chimiques (Rollinson, 1993; Gifkins et al., 2005).

5.3.1 BILAN DE MASSE

5.3.1.1 Bases de la méthode

Le bilan de masse repose sur le principe de l'immobilité d'éléments tels Al, Ti, Zr et Y lors du métasomatisme (Gresens, 1967; Winchester et Floyd, 1977; MacLean et Barrett, 1993). Même si ces éléments sont généralement réfractaires aux pertes et gains de masse lors de l'altération, leur pourcentage poids est tout de même modifié par l'ajout ou la soustraction d'autres éléments mobiles, et ce en raison de la fermeture à 100% des analyses chimiques. Par exemple, une soustraction d'éléments mobiles produit un enrichissement

relatif en éléments immobiles (donc une augmentation de leur pourcentage poids dans l'analyse chimique) et inversement. Toutefois, le rapport entre deux éléments immobiles demeure le même pour une même roche indépendamment du degré de métasomatisme. En connaissant le contenu en éléments immobiles du protolith (précurseur) d'une roche altérée, il est donc possible d'y quantifier l'altération en se basant sur la variation du contenu en éléments immobiles lors du métasomatisme.

5.3.1.2 Sélection des échantillons

La sélection des échantillons a été réalisée de manière à ce que le bilan de masse puisse être calculé pour divers types d'altération et de roches encaissantes caractéristiques du secteur lac Line. Ainsi, cinq forages recouvrant autant de zones minéralisées distinctes ont été sélectionnés pour échantillonnage. Il s'agit de forages réalisés entre 2002 et 2005 par SOQUEM et identifiés 1230-02-29, 1230-02-30, 1230-02-32, 1287-04-04 et 4581-05-03 (localisation à la figure 2.1; information détaillée au tableau 5.2). Un total de 97 échantillons a été prélevé à raison d'environ 20 échantillons dans chaque forage. Il s'agit des échantillons des séries L-OCM-03-XX et L-OCM-05-XX dont les résultats sont présentés à l'annexe 2. Un soin particulier a été porté afin de limiter au maximum les variations compositionnelles primaires entre les échantillons d'un même forage, variations pouvant par exemple être reliées au fractionnement magmatique ou aux processus de mélange volcanoclastique. Des profils de chaque forage sont présentés à l'annexe 10 et en synthétisent la géologie, les teneurs en métaux, la position des échantillons lithogéochimiques prélevés et la composition géochimique de ces derniers.

5.3.1.3 Application des principes du bilan de masse

MacLean et Barrett (1993) reconnaissent deux systèmes différents lors du calcul du bilan de masse, et qui nécessitent des méthodes de traitement distinctes. Dans le premier système, celui dit « à précurseur unique », les échantillons altérés sont interprétés comme découlant d'une seule et même composition initiale, subséquemment modifiée par ajout ou soustraction d'éléments mobiles lors de l'altération hydrothermale. Ce système s'identifie clairement par une droite d'altération unique sur un diagramme binaire présentant un élément compatible immobile vs un élément incompatible immobile. C'est la situation typique d'analyses prélevées à l'échelle d'un indice minéralisé, qui sont moins susceptibles de montrer de grandes variations compositionnelles primaires qu'un groupe d'analyses prélevées à plus grande échelle. Dans le deuxième cas, on parle d'un système « à précurseurs multiples » qui montrent des variations compositionnelles continues (fractionnement), auxquelles s'ajoute l'action de l'altération hydrothermale. On reconnaît ce type de système par une distribution en éventail des échantillons sur un diagramme binaire présentant un élément compatible immobile vs un élément incompatible immobile.

Pour établir de quel système il s'agit avec les données de la présente étude, il faut d'abord isoler les différentes suites magmatiques en présence, car cela influence le choix des éléments compatibles et incompatibles à sélectionner pour identifier la présence éventuelle d'un fractionnement compositionnel primaire. Une première subdivision des 97 échantillons lithogéochimiques a ainsi été réalisée sur la base de leur affinité magmatique

telle que déterminée par les rapports Zr/Y (MacLean et Barrett, 1993). Deux groupes d'échantillons ont été reconnus (figure 5.7a) :

1. des échantillons d'affinité transitionnelle à tholéitique ($Zr/Y < 7$), correspondant à certains filons-couches mafiques du CVLH (forage 1230-02-30) et aux roches intrusives mafiques à ultramafiques du filon-couche de Ventures (forage 4581-05-03) et;
2. des échantillons d'affinité calco-alcaline ($Zr/Y \geq 7$), correspondant aux roches volcaniques et intrusives intermédiaires à felsiques échantillonnées.

5.3.1.3.1 Groupe d'échantillons d'affinité transitionnelle à tholéitique

Les échantillons d'affinité transitionnelle à tholéitique ont été divisés en deux sous-groupes afin de traiter séparément les échantillons provenant du filon-couche de Ventures des autres. La plupart des échantillons des deux sous-groupes montrent une granulométrie moyenne et une texture cumulat, ce qui suggère qu'ils sont issus de processus de cristallisation fractionnée. Toutefois, comme mentionné précédemment, des précautions ont été prises lors de la sélection des échantillons pour limiter les variations compositionnelles primaires reliées à ce processus de fractionnement. Ceci a été facilité par le fait que les échantillons proviennent de forages orientés parallèlement à la direction des couches, donc perpendiculairement au vecteur de différenciation magmatique. Malgré cela, des variations compositionnelles primaires locales étaient tout de même présentes.

MacLean et Barrett (1993) suggèrent l'utilisation d'un diagramme Al_2O_3 vs Zr pour étudier le fractionnement au sein de roches tholéitiques. En projetant nos échantillons

sur un tel diagramme, il est possible d'approximer la distribution à une seule droite pour chaque sous-groupe (figure 5.7b et c). Compte tenu de la présence soupçonnée de variations compositionnelles primaires résultant du fractionnement, on se doit d'être critique vis-à-vis l'origine de la droite. Il est possible que la variabilité le long de cette droite soit attribuable à l'action combinée de la cristallisation fractionnée et de l'altération hydrothermale. En effet, étant donné le caractère mafique à ultramafique des échantillons, il est probable que Al ait eu un comportement incompatible dans les termes les plus ultramafiques, qui sont constitués essentiellement de clinopyroxènes (qui n'incorporent pas Al). Ainsi, avec l'évolution de la cristallisation fractionnée, Al et Zr ont pu s'enrichir dans le liquide résiduel avant de devenir compatible (lors de l'augmentation de l'abondance de plagioclases), générant une distribution parallèle à une droite d'altération sur le diagramme Al_2O_3 vs Zr. En d'autres mots, il n'est pas évident de faire la différence entre les variations d'Al et Zr reliées à la cristallisation fractionnée (à l'abondance variable de plagioclases en fait) et celles reliées à l'altération hydrothermale. Au lieu d'Al, l'idéal aurait été d'utiliser un élément assurément compatible dans de telles roches mafiques à ultramafiques et immobile lors de l'altération hydrothermale, tel Cr, Sc ou V (Barrett et MacLean, 1994b). Ceci aurait permis d'isoler les variations compositionnelles primaires en traitant les deux sous-groupes comme systèmes à précurseurs multiples, si cela s'était avéré nécessaire. Toutefois, de tels éléments n'ont pas été analysés de manière précise dans le cadre de la présente étude et le diagramme Al_2O_3 vs Zr demeure l'outil le plus valable dans les circonstances. Cela ne pose pas de problèmes majeurs étant donné qu'il sera possible de

distinguer les changements de masse reliés au fractionnement de ceux reliés à l'altération sur la base d'observations pétrographiques (voir section 5.3.1.5).

Compte tenu de ce qui vient d'être énoncé, la distribution le long d'une droite sur le diagramme Al_2O_3 vs Zr démontre que ces deux éléments ont été relativement immobiles et suggère que l'on peut simplifier les deux sous-groupes à deux systèmes distincts ayant chacun leur précurseur unique (MacLean et Barrett, 1993). La composition des précurseurs peut être déterminée par une méthode directe qui correspond à faire la moyenne de la composition d'échantillons représentatifs les moins altérés, tels que sélectionnés sur la base de critères visuels et d'une perte au feu inférieure à 2,5%. La composition résultante du précurseur de chaque sous-groupe est indiquée par une étoile sur la figure 5.7b et c et détaillée au tableau 5.3.

Pour calculer les changements de masse dans de tels systèmes à précurseur unique, il suffit de calculer la « composition reconstruite » de chaque échantillon altéré en se basant sur son contenu en Zr et de lui soustraire la composition du précurseur, et ce pour chaque élément mobile (Si, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K et perte au feu). Ceci se fait en utilisant la formule générale suivante (MacLean et Barrett, 1993) :

$$[1] \quad BM_X = \overbrace{\left(\frac{Zr_p}{Zr_a} \times X_a \right)}^{Composition \ reconstruite} - \overbrace{X_p}^{Composition \ du \ précurseur}$$

où BM_X = bilan de masse de l'élément mobile X exprimé en g/100g

Zr_p = concentration en Zr du précurseur

Zr_a = concentration en Zr de l'échantillon altéré

X_p = concentration de l'élément mobile X dans le précurseur

X_a = concentration de l'élément mobile X dans l'échantillon altéré

5.3.1.3.2 Groupe d'échantillons d'affinité calco-alcaline

La situation est différente pour les roches calco-alcalines. En effet, dans de telles suites, le Zr peut devenir compatible et n'est plus nécessairement un bon indicateur du fractionnement. MacLean et Barrett (1993) suggèrent plutôt d'utiliser un diagramme Al_2O_3 vs TiO_2 pour identifier la présence potentielle de fractionnement. Les analyses du groupe de roches calco-alcalines de la présente étude sont représentées dans ce diagramme à la figure 5.7d. On y constate une distribution davantage en éventail que ponctuée de lignes d'altération distinctes, ce qui est caractéristique d'un système à précurseurs multiples. Après avoir exclus quelques échantillons trop distants de la distribution en éventail, la tendance de fractionnement des précurseurs peut être approximée par une courbe modèle passant par les échantillons les moins altérés, à nouveau sélectionnés sur la base de critères visuels et d'une perte au feu inférieure à 2,5%. L'équation de cette courbe est :

$$[2] \quad Al = -2,5(Ti^2) + 3,25(Ti) + 14,75$$

Ainsi, la concentration en Ti du précurseur peut être déterminée pour chaque échantillon altéré en trouvant la valeur solutionnant à la fois l'équation de la droite

d'altération de l'échantillon et celle de la courbe modèle de fractionnement des précurseurs.

Concrètement, ceci se fait en résolvant l'équation suivante pour chaque échantillon altéré :

$$[3] \quad Ti_{précurseur} = \frac{-\left(3,25 - \frac{Al_{éch}}{Ti_{éch}}\right) \pm \sqrt{\left(3,25 - \frac{Al_{éch}}{Ti_{éch}}\right)^2 - (4 \times -2,5 \times 14,75)}}{2 \times -2,5}$$

Cette équation permet de déterminer jusqu'à 2 valeurs de $Ti_{précurseur}$ mais l'une de ces valeurs est irréaliste et doit être rejetée.

On doit ensuite faire appel à une « méthode inverse » pour déterminer la composition en éléments mobiles (Si, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K et perte au feu) des précurseurs (Barrett et MacLean, 1994a; Gaboury, 2004). Pour ce faire, les échantillons qui se projettent dans un intervalle de 5% de part et d'autre de la courbe modèle de fractionnement Al_2O_3 vs TiO_2 (voir figure 5.7d) sont utilisés dans les diagrammes présentant les éléments mobiles en fonction de Ti afin de déterminer la courbe idéale de fractionnement pour chacun de ces éléments (annexe 11). L'équation de ces courbes est obtenue à l'aide d'un algorithme informatique calculant une régression polynomiale de deuxième ordre. En intégrant la concentration $Ti_{précurseur}$ réaliste calculée avec la formule [3] dans l'équation des courbes de fractionnement obtenues par régression, il est possible de connaître la composition en éléments mobiles du précurseur de chaque échantillon.

Il est finalement possible de calculer le changement de masse pour chaque élément mobile et pour chaque échantillon en utilisant la formule [1], présentée

précédemment pour les systèmes à précurseur unique, en prenant soin d'y remplacer Zr par Ti.

5.3.1.4 Indices générés

Les changements de masse résultants des calculs expliqués plus haut sont rapportés sous la forme des indices BM_Si, BM_Fe, BM_Mn, BM_Mg, BM_Ca, BM_Na, BM_K et BM_PAF. La valeur absolue de ces indices peut être interprétée comme un pourcentage de masse gagnée (valeur positive) ou perdue (valeur négative) de l'élément considéré. Une valeur nulle indique l'immobilité de l'élément lors des processus d'altération. L'indice BM_Total correspond à la somme des 8 autres indices. Une valeur négative de cet indice s'interprète comme une perte globale de masse lors de l'altération, et c'est l'inverse pour une valeur positive. L'indice Variation est la somme des valeurs absolues des 8 indices pour les éléments mobiles et est une mesure de l'intensité totale du métasomatisme subi (Gaboury, 2004).

5.3.1.5 Résultats et interprétations

Les changements de masse sont représentés sous forme de profils le long de chacun des forages étudiés et sont discutés par zone minéralisée dans ce qui suit.

5.3.1.5.1 Zone Aurifère de la Structure Brosman (forage 1230-02-29)

Le forage 1230-02-29 a recoupé trois corridors minéralisés principaux constituant ensemble une enveloppe minéralisée de plus de 300 mètres d'épaisseur apparente au sein de laves intermédiaires à mafiques (voir annexe 10a et figure 5.8). Le cœur de cette enveloppe présente une minéralisation correspondant en tous points à celle observée en surface pour la Zone Aurifère de la Structure Brosman (revoir section 4.2.1.1.3). On y retrouve de la minéralisation sous forme de sulfures disséminés et pour laquelle Au, Ag et Cu sont positivement corrélés (entre 825 et 875 m de profondeur par exemple). Elle est développée en association avec une altération propylitique de faible intensité. On y retrouve également de la minéralisation sous forme de veinules et veines de sulfures à gangue silicatée au sein de zones fortement fracturées et marquées d'une altération chloriteuse d'intensité moyenne. Ces veines et veinules provoquent un enrichissement préférentiel en Au entre 900 et 925 m de profondeur le long du trou. Ce découplage de Au par rapport à Ag et Cu est une caractéristique bien typique de la Zone Aurifère en surface (revoir sections 4.4.1.2.1 et 4.4.2.3.1). Cette caractéristique est donc confirmée ici comme se poursuivant en profondeur.

Les changements de masse montrent que SiO₂ est progressivement lessivé dans la zone de cœur de l'enveloppe minéralisée, sauf où une structure aurifère majeure est rencontrée, centrée autour de 905 m (figure 5.8). Cette structure correspond à une forte densité d'injection de veinules et veines de sulfures à gangue silicatée. L'altération chloriteuse dominante à proximité de cette structure est marquée par des gains substantiels en Fe₂O₃ T (jusqu'à 4 g/100g, donc jusqu'à 4%) et en MgO (jusqu'à 1%) alors que SiO₂ est

en forte baisse (perte atteignant 15%). Ceci indique un lessivage important de la silice et un apport substantiel en Fe et Mg des fluides hydrothermaux plutôt que la simple hydratation de minéraux ferromagnésiens déjà présents dans la roche. Les oxydes Na₂O et K₂O montrent des changements de masse mineurs ne dépassant pas 2% et reliés à l'abondance variable de séricite. Les principaux gains en CaO (jusqu'à 7%) sont décentrés vers le haut par rapport à la structure aurifère principale et sont accompagnés de pertes en SiO₂, Na₂O et K₂O, ce qui traduit bien l'abondance légèrement plus grande de calcite observée à cet endroit. En d'autres mots, les gains de masse en CaO (corrélés à l'abondance de calcite) correspondent à la seule forme de carbonatation en présence et ne sont pas spatialement associés aux meilleures teneurs en Au.

Dans l'ensemble, le métasomatisme de cette zone minéralisée est d'intensité moyenne, avec un indice Variation atteignant 20%. La perte de masse totale est maximale aux abords de la structure aurifère à 905 m (BM_Total approchant -10%), mais est à peu près nulle au sein même de cette structure. La structure aurifère pourrait donc être interprétée comme un conduit principal avec une histoire hydrothermale complexe, où des pertes et des gains de masse se sont succédés au fil des événements hydrothermaux. L'injection des veinules et veines de sulfures à gangue silicatée a ainsi su compenser les pertes subies antérieurement, pour ramener le bilan de masse total à zéro au final.

5.3.1.5.2 Zone Polymétallique de la Structure Brosman (forage 1230-02-30)

Le forage 1230-02-30 recoupe l'extension interprétée en profondeur de la Zone Polymétallique de la Structure Brosman. Il est important de rappeler ici que cette zone est

encaissée au sein d'un amalgame de masses irrégulières de roches intrusives et de tufs disposées de manière chaotique (revoir section 4.2.1.1.1). Le forage fournit un profil à travers trois zones minéralisées (Z1, Z2 et Z3 à l'annexe 10b et sur la figure 5.9) encaissées dans des roches intrusives intermédiaires à mafiques montrant deux affinités magmatiques distinctes. Cette situation diminue le niveau de confiance que l'on peut avoir en ce qui a trait au choix des précurseurs pour le calcul de bilan de masse. Donc, malgré les précautions prises lors de la sélection des échantillons, il faut être très critique vis-à-vis la nature des changements de masse en dressant un parallèle serré entre ces derniers et les observations pétrographiques. Trois échantillons en particuliers, situés à 197, 262 et 286 m de profondeur le long du trou, donnent des changements de masse irréconciliables avec la minéralogie et l'intensité de l'altération observées. Ceci suggère la présence d'un important fractionnement difficile à quantifier, ou encore que les éléments supposément immobiles utilisés (Zr, Y, Al et Ti) ont pu être mobiles pour ces échantillons et que leur bilan de masse calculé est donc invalide. Le bilan de masse apparaît toutefois réaliste pour les autres échantillons du trou, mais seuls les changements de masse directement reliés aux zones minéralisées seront discutés dans ce qui suit.

La première zone minéralisée recoupée dans le forage (Z1) est caractérisée par l'injection de veinules de sulfures à gangue silicatée dans une zone d'altération propylitique avec présence marquée de magnétite, mais sans chalcopyrite. Ceci constitue en quelque sorte une forme de minéralisation hybride entre celle typique de la Zone Aurifère et celle typique de la Zone Polymétallique. Des gains substantiels en Fe₂O₃ T (environ 20%) sont reliés à la présence de la magnétite et de la pyrite (figure 5.9). Au centre de la Z1, des gains

en Na₂O atteignant 3% caractérisent l'altération proximale sodique observée. Le pic positif de BM_PAF (gain de 10%) y traduit la présence de la séricite (minéral hydraté) accompagnant l'albite (minéral non-hydraté). De part et d'autre de la Z1, K₂O est gagné alors que Na₂O est perdu, ce qui représente une dominance de la biotite et/ou du stilpnomélane sur l'albite et la séricite en s'éloignant de la minéralisation (altération potassique).

Les zones minéralisées Z2 et Z3 sont caractérisées par l'injection de veinules de magnétite-chalcopyrite-pyrite considérées comme étant équivalentes aux veines massives plus larges observées en surface dans la Zone Polymétallique. Par contre, l'altération hydrothermale est moins bien développée qu'en surface, particulièrement dans Z2 comme en témoigne son bilan nul en perte au feu (voir figure 5.9). Ces deux zones sont tout de même retrouvées en association spatiale avec des pics positifs de BM_Fe (gains atteignant 20%) reliés à la présence des oxydes et sulfures de fer. Seule Z3 montre toutefois des changements de masse en Na₂O, K₂O et perte au feu similaires à ceux décrits pour la Z1 et reliés au développement de l'altération sodique à potassique.

Dans l'ensemble, le métasomatisme responsable des veinules à magnétite-sulfures étudiées est d'une intensité forte (indice Variation atteignant 35%) et se caractérise par des gains de masse de l'ordre de 20% pour Z1 et Z3. La situation est toutefois différente pour Z2, où l'altération hydrothermale est beaucoup moins bien développée, ce qui suggère que les changements de masse qui y sont observés sont plutôt reliés aux variations compositionnelles primaires de l'encaissant. Ceci indique qu'exceptionnellement, les plus

petites veines à magnétite-sulfures ont pu se développer dans des zones relativement peu affectées par l'altération hydrothermale.

5.3.1.5.3 Indice TR-1230-99-31 (forage 1230-02-32)

Le forage 1230-02-32 recoupe une enveloppe minéralisée d'une trentaine de mètres d'épaisseur apparente (entre 95 et 130 m de profondeur le long du forage; voir à l'annexe 10c et sur la figure 5.10) développée au sein de la phase tonalitique porphyrique du Stock du lac Line, dans l'extension de l'indice TR-1230-99-31 (revoir section 4.2.2.2). Comme en surface, cette enveloppe montre une altération séricitique pénétrante dans laquelle l'abondance de carbonates (ankérite et calcite) est localement significative. L'altération en tourmaline et les évidences de brèchification, étroitement associées à la minéralisation en surface, sont toutefois absentes dans le forage. La minéralisation s'y présente sous forme de veinules de quartz avec abondance faible de sulfures au sein de petites zones altérées et variablement cisailées.

Deux de ces zones, situées à 105 et 115 m de profondeur le long du trou, sont mieux développées que les autres. Elles sont marquées par des gains mineurs en CaO, K₂O et perte au feu (figure 5.10), traduisant l'association des carbonates et de la séricite avec la minéralisation. La zone minéralisée à 105 m montre des gains en Fe₂O₃, T et en MgO conjointement au gain en CaO, signature caractéristique de l'ankérite, alors que c'est la calcite qui domine dans la structure minéralisée à 115 m. L'abondance de quartz sous forme de veinules et veines dans cette dernière est responsable d'un gain de masse de 6% en SiO₂.

Dans l'ensemble, les zones minéralisées à 105 et 115 m résultent d'un métasomatisme d'intensité faible (indice Variation respectivement de 8 et 12%) mais tout de même plus intense que celui ayant affecté le reste de l'enveloppe altérée. Cela suggère que ces deux zones ont agit comme conduits de fluides principaux. Elles affichent également un BM_Total positif, contrairement au reste de l'enveloppe altérée qui a globalement subi une perte de masse. Par ailleurs, une perte atteignant 1,5% en Na₂O affecte toute l'enveloppe altérée, en relation probable avec la destruction du plagioclase et son remplacement par la séricite lors de l'altération hydrothermale.

5.3.1.5.4 Indice TR-1287-02-08 (forage 1287-04-04)

Le forage 1287-04-04 recoupe, à très faible angle par rapport à la stratification, une séquence relativement monotone de tufs fins à laminations parallèles et de tufs à lapilli. L'intersection avec l'extension en profondeur de l'indice TR-1287-02-08 survient entre 100 et 115 m de profondeur (annexe 10d et figure 5.11), où se trouve une zone bréchifiée à l'altération chloriteuse fortement développée et renfermant des veinules et amas de sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite, sphalérite et galène) à gangue silicatée. Le quartz, l'épidote et la calcite s'y trouve en quantité variable, à la fois comme minéraux d'altération accompagnant la chlorite dans les éponges et comme gangue. Les teneurs en Ag, Cu et Zn sont comparables à celles obtenues en surface et varient avec l'abondance des différents sulfures, alors que les teneurs en Au ne sont pas anomalies. Une structure aurifère très ponctuelle est toutefois retrouvée à une profondeur d'environ 120 m le long du trou et est cohérente avec l'extension en profondeur d'une petite zone de fractures aurifères observée

en surface à une dizaine de mètres à l'est de la veine principale (revoir figure 4.22).

L'altération hydrothermale y est pratiquement inexisteante.

Les changements de masse reliés à la zone minéralisée principale sont les plus clairs parmi tous ceux étudiés dans le cadre du présent projet. Cette zone est d'abord caractérisée par un gain en SiO₂ (jusqu'à +20%) relié à la gangue silicatée des veinules minéralisées (figure 5.11). Les gains en Fe₂O₃ T (jusqu'à +15%), MnO (jusqu'à +0,3%) et MgO (jusqu'à +2%) corrèlent avec la présence des sulfures et de la chloritisation. Les gains en K₂O (jusqu'à +2%) sont reliés à l'abondance variable de séricite. Les changements de masse du CaO (-4%) et Na₂O (-2%) traduisent plutôt un lessivage par les fluides hydrothermaux, bien que CaO soit localement gagné au cœur de la zone minéralisée, en lien avec la formation d'épidote et de calcite. Les gains en perte au feu (atteignant +4%) sont parfaitement cohérents avec la position de la zone minéralisée et y confirment la concentration élevée de minéraux hydratés par rapport aux segments non-minéralisés du forage.

Dans l'ensemble, le métasomatisme à l'origine de la zone minéralisée est d'intensité moyenne à forte (indice Variation de 20 à 40%) et a provoqué un gain de masse pouvant atteindre près de 35% dans la zone bréchique minéralisée. Toutefois, l'intensité du métasomatisme reprend la valeur du bruit de fond en moins de 5 mètres de part et d'autre, ce qui ne fournit pas un halo hydrothermal beaucoup plus grand que la zone minéralisée elle-même. Ceci suggère que la circulation hydrothermale a été concentrée dans la zone bréchique mais ne s'est pas répandu beaucoup au-delà.

5.3.1.5.5 Prolongement sud de l'enveloppe minéralisée du secteur McKenzie (forage 4581-05-03)

Le forage 4581-05-03 a été foré subparallèlement au litage magmatique de roches mafiques à ultramafiques (gabbro et pyroxénite) formant la zone de transition entre les membres inférieur et supérieur du filon-couche de Ventures. Il recoupe quelques zones minéralisées aux teneurs aurifères sub-économiques mais situées dans l'extension sud de l'enveloppe minéralisée du secteur McKenzie (figure 4.26). Ces zones, situées à 57, 80, 160 et 185 m de profondeur le long du trou (annexe 10e et figure 5.12), correspondent en tous points à celles observées en surface sur les tranchées TR-4581-97-02, 04 et 08 (figure 4.26). Elles sont formées de disséminations et veinules de sulfures accompagnées d'une altération chloriteuse d'intensité moyenne, avec abondance variable de quartz, epidote, hématite, feldspaths potassiques et tourmaline en minéraux d'altération ou en gangue. La structure minéralisée recoupée à 160 m est encaissée au sein d'une roche intrusive felsique à intermédiaire calco-alcaline où l'altération sérichtique est bien développée.

Ce forage constituait une excellente opportunité de quantifier l'effet du système hydrothermal sur les roches mafiques à ultramafiques, abondantes dans le secteur lac Line. Par contre, tel qu'introduit à la section 5.3.1.3.1, la nature des roches recoupées couplée aux analyses réalisées font qu'il n'a pas été possible d'éliminer l'effet des variations compositionnelles primaires (reliées particulièrement à l'abondance variable de phase intercumulus dans les échantillons sélectionnés) avant le calcul du bilan de masse. En d'autres mots, il faut vivre avec des changements de masse conjuguant à la fois l'effet de l'hydrothermalisme et de la cristallisation fractionnée. Ceci est particulièrement évident

lorsqu'on regarde les profils de BM_Si, BM_Fe, BM_Mn, BM_Mg et BM_Ca qui varient beaucoup mais de manière parallèle en dehors des zones minéralisées (figure 5.12). Ce phénomène est interprété comme étant relié aux proportions variables et à la composition du clinopyroxène, qui contrôle les concentrations de ces éléments (Deer et al., 1992; Rollinson, 1993), et non à l'hydrothermalisme. Toutefois, l'indice BM_PAF permet d'identifier clairement là où l'hydrothermalisme s'est manifesté, et ainsi d'estimer semi-quantitativement ses effets en observant les ruptures de tendances sur les courbes des autres indices aux endroits où il y a eu des gains de masse en perte au feu.

Sans grande surprise, on a quatre pics positifs de BM_PAF qui correspondent parfaitement à la position des zones minéralisées recoupées (figure 5.12). Couplé à ces pics, on observe généralement des bris de tendance équivalent à des gains de masse en SiO₂ (environ +10%), Fe₂O₃ T (environ +10%), MnO (environ +0,1%), MgO (+5 à +30%) et CaO (+2%). Ces gains de masse traduisent parfaitement la formation des sulfures et des principaux minéraux d'altération associés, tels le quartz, la chlorite et l'épidote. Les gains et pertes de masse plus locaux en K₂O et atteignant à peine 1% sont associés à la présence de feldspaths potassiques et de séricite en quantité mineure. Le Na₂O, contenu en très faible quantité dans les roches mafiques à ultramafiques (annexe 10e), n'a pas été ajouté par les fluides hydrothermaux. Toutefois, il a été lessivé aux abords de la structure minéralisée encaissée dans la roche intrusive felsique (perte de masse de 4%).

À la lumière des gains et pertes de masse estimés semi-quantitativement ci-haut, on peut évaluer que le métasomatisme à l'origine des zones minéralisées a été d'intensité

moyenne à forte (indice Variation de l'ordre de 20-30%) et qu'il s'est manifesté essentiellement par des gains de masse.

5.3.1.5.6 Sommaire

Bien que d'amplitude variable, les changements de masse présentés aux sous-sections précédentes montrent une constance des processus d'altération hydrothermale responsables du système minéralisé du secteur lac Line, et ce peu importe la forme de minéralisation, le type d'altération ou la roche encaissante considérée.

Dans tous les cas, les structures minéralisées principales sont caractérisées par des gains de masse substantiels résultant d'un métasomatisme d'intensité moyenne à forte (indice Variation de 10 à 40%). Ce gain de masse implique le colmatage d'interstices (amygdales, fractures ouvertes, porosité inter-framents, etc.; MacLean et Barrett, 1993) par les minéraux d'altération et les veines minéralisées. Les éléments gagnés sont pratiquement toujours SiO₂, Fe₂O₃ T, MgO ainsi que les éléments volatils entrant dans la détermination de la perte au feu. Ces gains sont conformes à l'abondance de quartz, sulfures et chlorite en ces endroits. D'autres éléments peuvent localement être gagnés et leur nature varie d'un endroit à l'autre en fonction du type d'encaissant (contrôle lithologique). Une perte de masse en Na₂O survient généralement dans les structures minéralisées principales, sauf dans certains cas précis où l'albite est stable (dans les roches intrusives mafiques surtout). La carbonatation, représentée essentiellement par la calcite (donc l'indice BM_Ca) et plus localement l'ankérite (combinaison des indices BM_Ca, BM_Mg, BM_Fe et BM_Mn), n'a pas provoqué de gains de masse systématiquement

associés aux teneurs en métaux, mais semble affecter de façon variable l'ensemble des enveloppes altérées le long des conduits minéralisés.

Les épontes des structures minéralisées ont généralement perdu de la masse, suggérant qu'il s'agit de zones de lessivage, ou ont un bilan à peu près nul. SiO_2 est régulièrement perdu, particulièrement dans les roches volcaniques. Na_2O et K_2O varient de manière antithétique, traduisant le remplacement progressif de l'albite par la séricite en s'éloignant des conduits minéralisés. $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ T}$ et MgO montrent localement le même genre de relation, avec le remplacement de la chlorite magnésienne par la chlorite ferrière en s'approchant de la minéralisation. Les halos de changement de masse résultants ne s'étendent pas au-delà de quelques mètres de part et d'autre des structures minéralisées investiguées, suggérant une circulation hydrothermale modérée n'ayant généralement pas beaucoup percolée latéralement mais s'étant plutôt concentrée au sein de structures principales. Une exception à cette règle est l'enveloppe minéralisée de la Zone Aurifère de la Structure Brosman, pour laquelle certains indices de changement de masse (notamment BM_Si) montrent des variations cohérentes sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur apparente (revoir figure 5.8). Ceci tend à confirmer l'importance de cette zone de fracture en tant que conduit où les fluides ont pu percoler vigoureusement et réagir avec un grand volume de roche.

La nature des changements de masse résumés ci-haut, surtout marqués par l'apport substantiel d'éléments tels Fe, Si et Mg et la mobilité de Na et K, est compatible avec ce qu'on observe au sein de systèmes hydrothermaux synvolcaniques sous-marins se développant au-dessus d'intrusions subvolcaniques (Barrett et MacLean, 1994b; Franklin,

1997; Gifkins et al., 2005). Dans ce genre de système, le fluide hydrothermal de base est l'eau de mer, et sa chimie (donc l'altération et la minéralisation en résultant) varie en fonction des contributions de fluides magmatiques provenant de l'intrusion sous-jacente, de la température et des réactions qui surviennent avec la roche encaissante. Par opposition, un système hydrothermal relié au métamorphisme et à la déformation régionale est plutôt caractérisé par la circulation de fluides plus uniformes d'origine métamorphique, principalement riches en CO₂ (Goldfarb et al., 2005). Ces derniers ont pour effet une carbonatation importante intimement associée à la minéralisation au sein même des veines (Franklin, 1997; Goldfarb et al., 2005), et donc des changements de masse traduisant les effets de cette carbonatation, ce qui n'est pas vraiment le cas dans cette étude.

5.4 SYNTHÈSE ET DISCUSSION PRÉLIMINAIRE

5.4.1 CONTRAINTES SUR L'ENVIRONNEMENT DE FORMATION DU SYSTÈME MINÉRALISÉ

Les observations présentées dans ce chapitre permettent d'apporter de nouvelles contraintes concernant l'environnement de formation du système minéralisé. Tel qu'introduit à la section 5.2, le simple fait que les minéraux d'altération soient les mêmes que ceux du métamorphisme au grade inférieur des schistes verts nous renseigne sur les conditions de l'hydrothermalisme. Sur cette base, les conditions de température maximale de l'activité hydrothermale ont dû être de l'ordre 300-450°C, alors que les pressions n'ont pas pu excéder 3-4 kbar (Gifkins et al., 2005). Les assemblages hydrothermaux dominants au sein des roches volcano-sédimentaires et des filons-couches associés (assemblages propylitique, sodique à potassique et chloriteux) ainsi que les changements de masse

associés (revoir section 5.3.1.5.6) se comparent bien aux systèmes d'altération volcanogènes sous-marins, où règnent de telles conditions de pression et température (Franklin et al., 2005; Gifkins et al., 2005). Cette interprétation va dans le même sens que ce qui est déduit des caractéristiques de la minéralisation elle-même, tel que présenté à la section 4.5.1. Par contre, de telles conditions peuvent aussi être rencontrées au sein de systèmes hydrothermaux dits orogéniques (dans l'épizone et la mésozone; Goldfarb et al., 2005), avec pour effet le développement de zones d'altérations pouvant présenter des assemblages minéraux et des changements de masse comparables à ceux observés dans le secteur lac Line. Comme introduit précédemment, l'absence d'une vaste carbonatation reliée directement à la minéralisation est toutefois un phénomène difficilement réconciliable avec un hypothétique modèle orogénique.

L'altération hydrothermale observée au sein du Stock du lac Line est un peu différente en ce sens qu'elle se manifeste par une altération essentiellement séricitique avec le développement très local d'une altération en tourmaline, particulièrement au sein de quelques zones bréchifiées. Les autres types d'altération (altérations propylitique, sodique à potassique et chloriteuse) sont absents. De plus, les changements de masse observés ne sont pas prononcés et la minéralisation s'est mise en place au sein de zones montrant un indice Variation faible (dépassant à peine 10%; revoir section 5.3.1.5.3) malgré une oblitération considérable des textures primaires (revoir figure 5.5e). Cela suggère qu'outre un faible apport en métaux, en SiO_2 , en K_2O et en éléments volatils (perte au feu), les fluides hydrothermaux responsables de la minéralisation n'ont pas modifié substantiellement la chimie de la roche, et qu'ils devaient donc être relativement peu abondants (faible ratio

fluide/roche) et/ou à peu près en équilibre chimique avec la roche encaissante. Aussi, bien que l'effet de la présence locale de tourmaline n'ait pu être quantifié en termes de changements de masse, l'altération en tourmaline implique la circulation d'un fluide de composition similaire à celui responsable de l'altération séricitique, mais enrichi en B (Seedorff et al., 2005). Ce lien spatial entre brèches minéralisées, altération séricitique et altération en tourmaline est communément rencontré dans les systèmes hydrothermaux se développant autour d'intrusions évoluées de composition et texture similaires à celles du Stock du lac Line, et responsables de la formation de divers types de gisements polymétalliques (Sillitoe, 1985; Candela et Piccoli, 2005; Cerny et al., 2005; Seedorff et al., 2005). Cette interprétation suggère donc à nouveau (revoir section 4.5.1) que des fluides magmatiques provenant du Stock du lac Line aient pu être impliqués dans la formation d'au moins une partie des enveloppes/halos d'altération et minéralisation hydrothermales du secteur lac Line.

5.4.2 ZONALITÉ ET CONTRÔLE LITHOLOGIQUE

Tout comme c'est le cas pour les différentes formes de minéralisation (revoir section 4.5.2), les différents types d'altération observés montrent des caractéristiques variables résultant d'abord des gradients chimique et thermique du système hydrothermal, mais aussi d'un certain contrôle lithologique.

L'altération propylitique est développée dans toutes les unités lithologiques (sauf dans le Stock du lac Line), avec des variations minéralogiques et morphologiques mineures propres à chaque type de roche encaissante. Il s'agit d'un type d'altération des plus

communs au sein d'un contexte géologique volcanique comme celui du secteur lac Line (voir par exemple Hannington et al., 2003 et Gifkins et al., 2005). La présente étude soulève plusieurs observations qui suggèrent que l'altération propylitique résulte de la rééquilibration progressive des fluides hydrothermaux avec la roche hôte selon un faible ratio fluide/roche et à basse température :

1. sa position distale par rapport aux zones minéralisées principales;
2. sa distribution extensive mais son intensité faible, suggérant une dilution des fluides hydrothermaux dans un grand volume de roche;
3. la composition apparemment magnésienne de sa chlorite et;
4. les faibles changements de masse qui lui sont associés.

Le passage graduel ou drastique d'une altération propylitique vers une altération chloriteuse ou une altération sodique à potassique (selon le type d'encaissant) à proximité des zones minéralisées principales indique une augmentation de la température et du ratio fluide/roche (Barrett et MacLean, 1994a). Ceci est également appuyé par :

1. une intensité moyenne à forte de l'altération hydrothermale dans les éponges immédiates des veinules et veines, telle qu'évaluée sur la base de critères qualitatifs (pétrographie) et quantitatifs (bilan de masse);
2. une focalisation de l'altération la plus intense en bordure de structures fortement minéralisées et;
3. une abondance croissante de la chlorite ferrifère, typique de conduits de plus hautes températures (Thompson et Thompson, 1996).

Tous les éléments susmentionnés sont parfaitement compatibles avec les interprétations découlant de l'étude des minéralisations retrouvées en étroite association avec ces altérations (section 4.5.2).

Par ailleurs, les travaux de la présente étude n'ont pas permis de mettre en évidence une zonalité de l'altération hydrothermale à grande échelle qui aurait pu être reliée à la phase porphyrique du Stock du lac Line. Les altérations séricitique et en tourmaline sont les seuls faciès d'altération clairement identifiés dans cette phase et ne montrent un développement ni extensif ni prédictible entre les différentes structures minéralisées retrouvées à l'intérieur et en périphérie de l'extrémité est du stock.

TABLEAUX DU CHAPITRE 5

Tableau 5.1 : Synthèse des caractéristiques des cinq principaux types d'altération hydrothermale observés dans le secteur lac Line

Terminologie	Assemblage minéralogique	Texture	Distribution	Intensité
Altération propylitique	Chlorite magnésienne, épидote, albite, actinote, calcite, magnétite et séricite	Veinules et amas millimétriques irréguliers	Enveloppes discordantes à subconcordantes d'au plus quelques dizaines de mètres de largeur centrées sur les zones minéralisées Distale par rapport aux conduits minéralisés	Faible à moyenne
Altération sodique à potassique	Albite, chlorite ferrifère, calcite, magnétite, quartz, épidote, actinote	Halos de remplacement pénétrant obliterant la texture primaire du protolithé	Bandes de quelques centimètres en bordure des principales veines de magnétite-sulfures	Forte
	Biotite et/ou stilpnomélane localement		Proximale par rapport aux conduits minéralisés <i>Voir figure 5.1b</i>	
Altération chloriteuse	Chlorite ferrifère, quartz, séricite, épидote, calcite	Halos de remplacement pénétrant obliterant la texture primaire du protolithé	Bandes d'au plus quelques centimètres en bordure des veinules et veines de sulfures à gangue silicatée	Faible à forte
Altération séricitique			Proximale par rapport aux conduits minéralisés	
	Séricite, calcite, chlorite, ankérite, quartz et hématite	Veinules et halos de remplacement pénétrant	<i>Voir figure 5.1c</i> Enveloppes d'au plus quelques dizaines de mètres de largeur centrées sur les zones minéralisées dans les roches intrusives felsiques (Stock du lac Line)	Moyenne à forte
Altération en tourmaline			Proximale par rapport aux conduits minéralisés	
	Tourmaline, séricite, quartz et carbonates	Veinules, matrice de brèche et remplacement pénétrant de fragments	<i>Voir figure 5.1d</i> Enveloppes métriques de forme irrégulière près des structures minéralisées dans la phase porphyrique du Stock du lac Line	Moyenne à forte
			Proximale par rapport aux conduits minéralisés	
			<i>Voir figure 5.1e</i>	

Tableau 5.2 : Information sur les forages échantillonnés pour le calcul du bilan de masse

No du forage	Référence	Collet			Structure minéralisée recoupée	Échantillonnage pour le bilan de masse	Profils ²	
		Localisation ¹	Azimut	Plongée				
1230-02-29	Pouliot (2003a)	245364 mE 5533776 mN	N072°	-70°	1209 m	Zone Aurifère de la Structure Brosman	20 éch. de laves intermédiaires à mafiques (andésite)	Annexe 10a Figure 5.8
1230-02-30	Pouliot (2003a)	246200 mE 5534048 mN	N252°	-55°	744 m	Zone Polymétallique de la Structure Brosman	20 éch. de roches intrusives intermédiaires à mafiques (diorite/gabbro) montrant 2 affinités magmatiques distinctes	Annexe 10b Figure 5.9
1230-02-32	Pouliot (2003a)	245862 mE 5534950 mN	N45°	-45°	162 m	Indice TR-1230-99-31	19 éch. de roches intrusives felsiques (tonalite)	Annexe 10c Figure 5.10
1287-04-04	Martel et Folco (2004)	244423 mE 5535502 mN	N090°	-45°	240 m	Indice TR-1287-02-08	18 éch. de roches volcanoclastiques felsiques à intermédiaires	Annexe 10d Figure 5.11
4581-05-03	Folco et Côté-Mantha (2006)	242425 mE 5534207 mN	N265°	-45°	288 m	Prolongement sud de l'enveloppe aurifère du secteur McKenzie	16 éch. de roches intrusives mafiques à ultramafiques (gabbro/pyroxénite) 4 éch. de roches intrusives intermédiaires à felsiques bréchiques	Annexe 10e Figure 5.12

¹Coordonnées selon la projection Québec MTM Nad 83 zone 8

²Les profils à l'annexe 10 correspondent aux profils lithogéochimiques alors que ceux des figures présentent les bilans de masse

Tableau 5.3 : Composition des précurseurs utilisés pour le calcul de bilan de masse des échantillons d'affinité transitionnelle à tholéïtique

	Sous-groupes		
	Forage 1230-02-30		Forage 4581-05-03
			Filon-couche de Ventures
Moyenne des échantillons:	L-OCM-03-030 L-OCM-03-039		L-OCM-05-028 L-OCM-05-030 L-OCM-05-039
SiO₂ (%)	47,21		49,55
TiO₂ (%)	1,16		0,68
Al₂O₃ (%)	9,31		3,95
Fe₂O₃ T (%)	18,30		12,12
Cr₂O₃ (%)	0,12		0,12
MnO (%)	0,17		0,23
MgO (%)	8,57		15,70
CaO (%)	8,96		13,23
Na₂O (%)	3,07		0,53
K₂O (%)	0,33		0,27
P₂O₅ (%)	0,11		0,04
LOI (%)	1,80		2,00
Y (ppm)	16,50		12,00
Rb (ppm)	13,50		5,33
Nb (ppm)	7,00		1,33
Zr (ppm)	85,00		33,67

FIGURES DU CHAPITRE 5

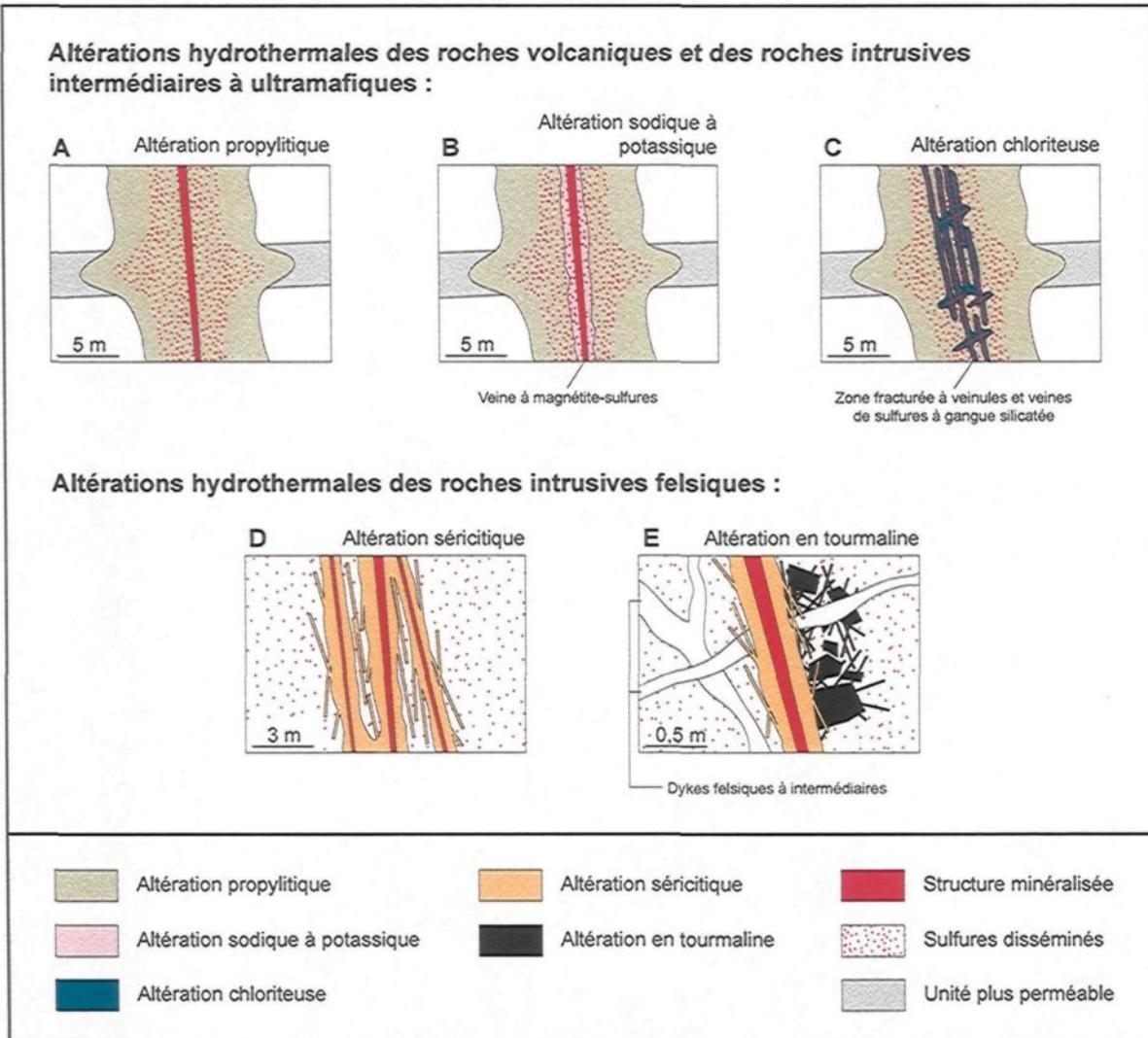


Figure 5.1 : Schéma synthétique des caractéristiques et associations spatiales mutuelles des cinq principaux types d'altération hydrothermale observés dans le secteur lac Line

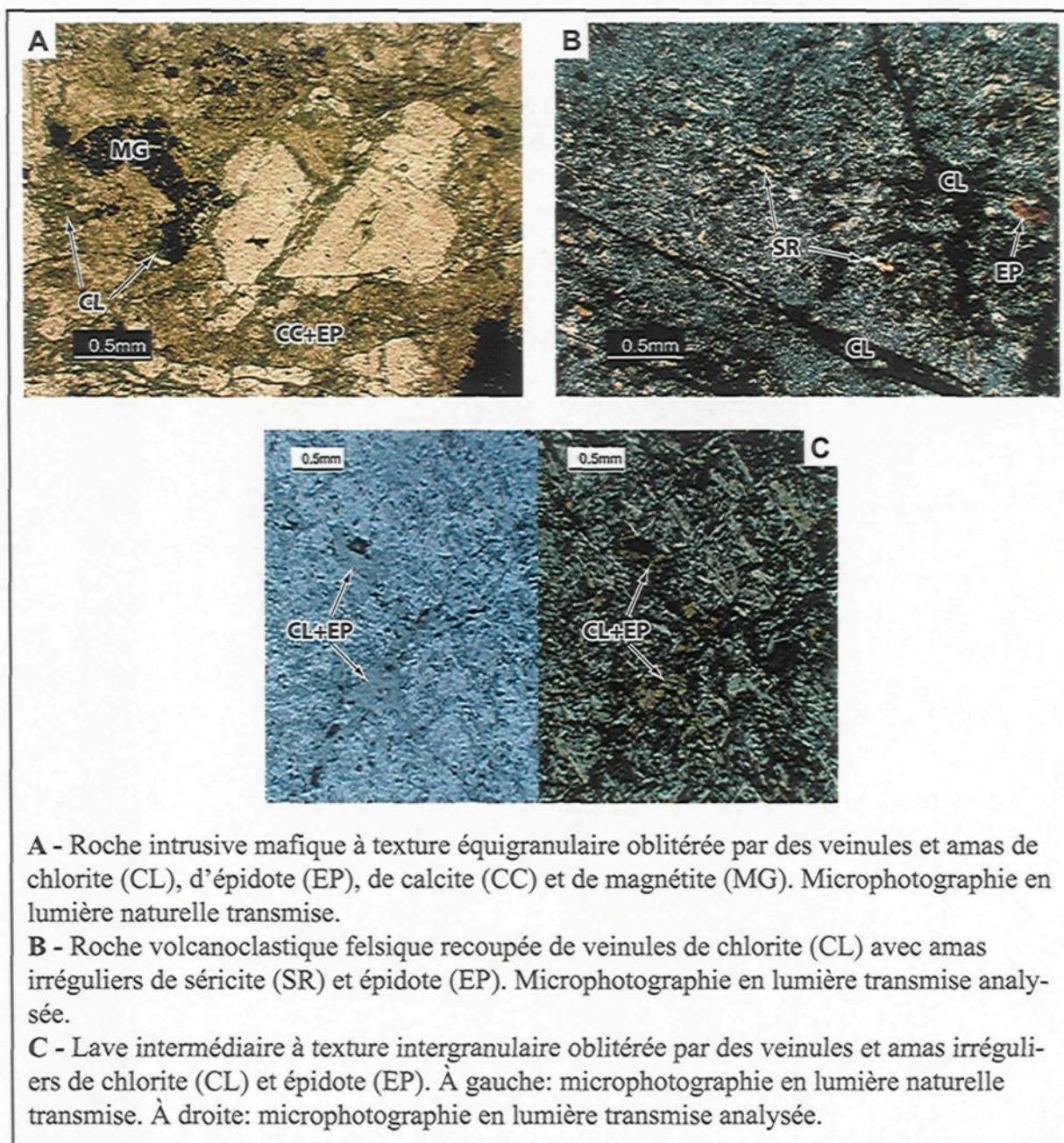
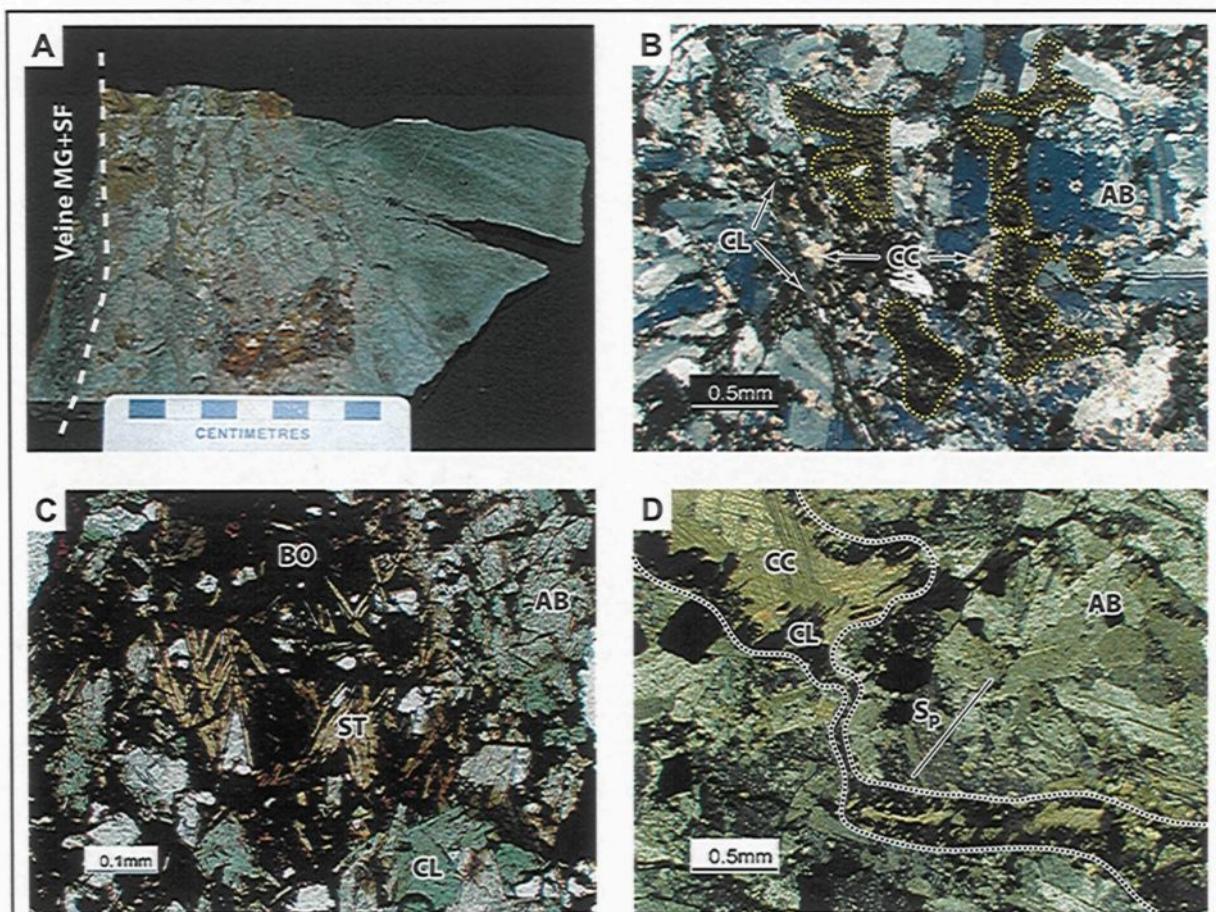


Figure 5.2 : Photographies relatives à l'altération propylitique



A - Éponte d'une veine à magnétite-sulfures (MG-SF) coloré d'une teinte blanchâtre en raison du remplacement intense de la roche encaissante par l'albite.

B - Forte oblitération de la texture primaire du protolite par un agencement hydrothermal d'albite (AB), chlorite (CL) et calcite (CC). Des reliques de cristaux primaires sont contournés en traits pointillés jaunes. Microphotographie en lumière transmise analysée.

C - Présence de quantité significative de biotite (BO) et stilpnomélane (ST) en accompagnement de l'albite (AB) et la chlorite (CL). Microphotographie en lumière naturelle transmise.

D - Dans ce cas, la calcite (CC) et la chlorite (CL) se disposent dans une veinule plus tardive que le remplacement pénétrant en albite (AB). La veinule est crénelée et la chlorite est orientée parallèlement à la schistosité principale (S_p). Microphotographie en lumière transmise analysée.

Figure 5.3 : Photographies relatives à l'altération sodique à potassique

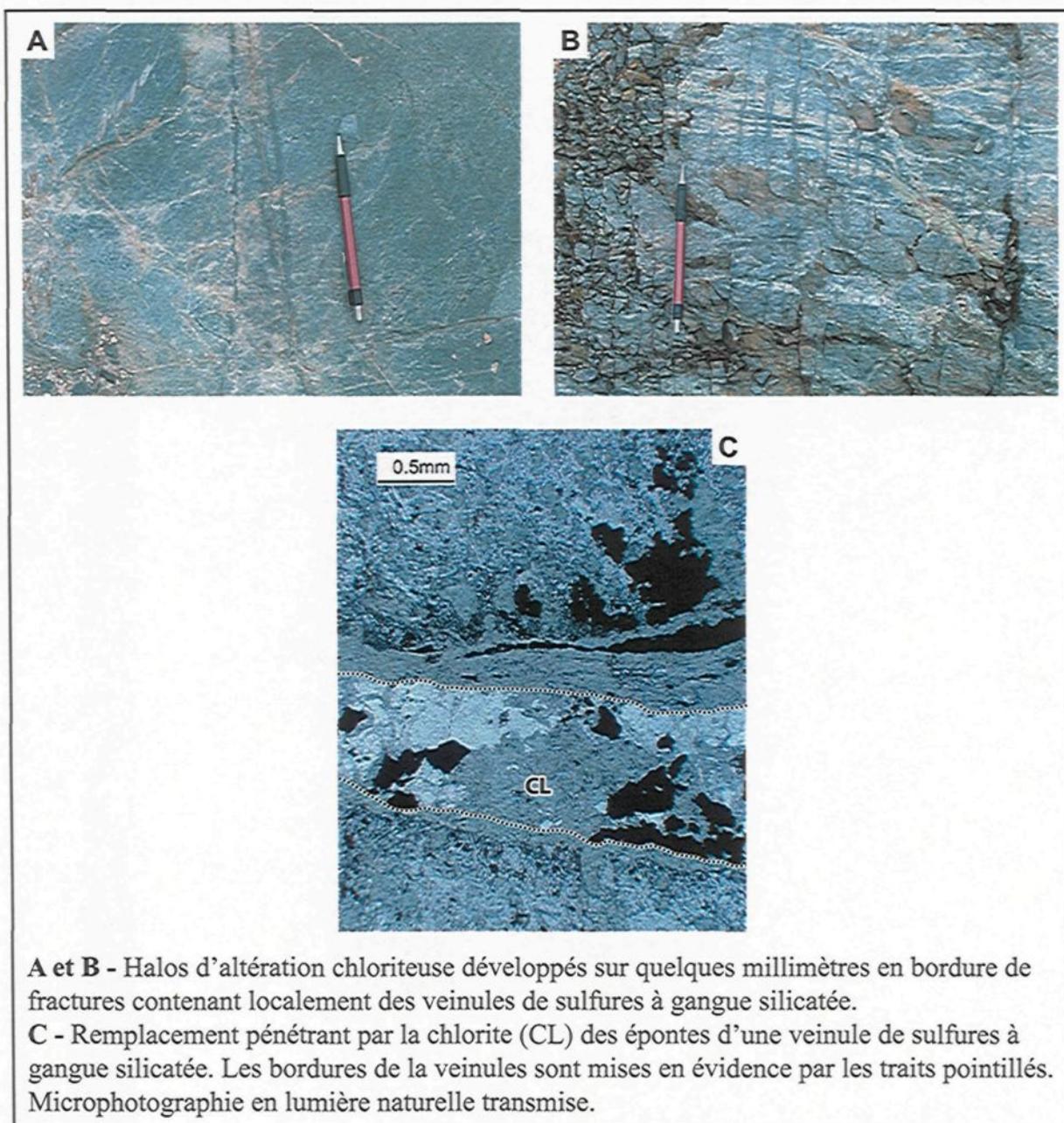


Figure 5.4 : Photographies relatives à l'altération chloriteuse

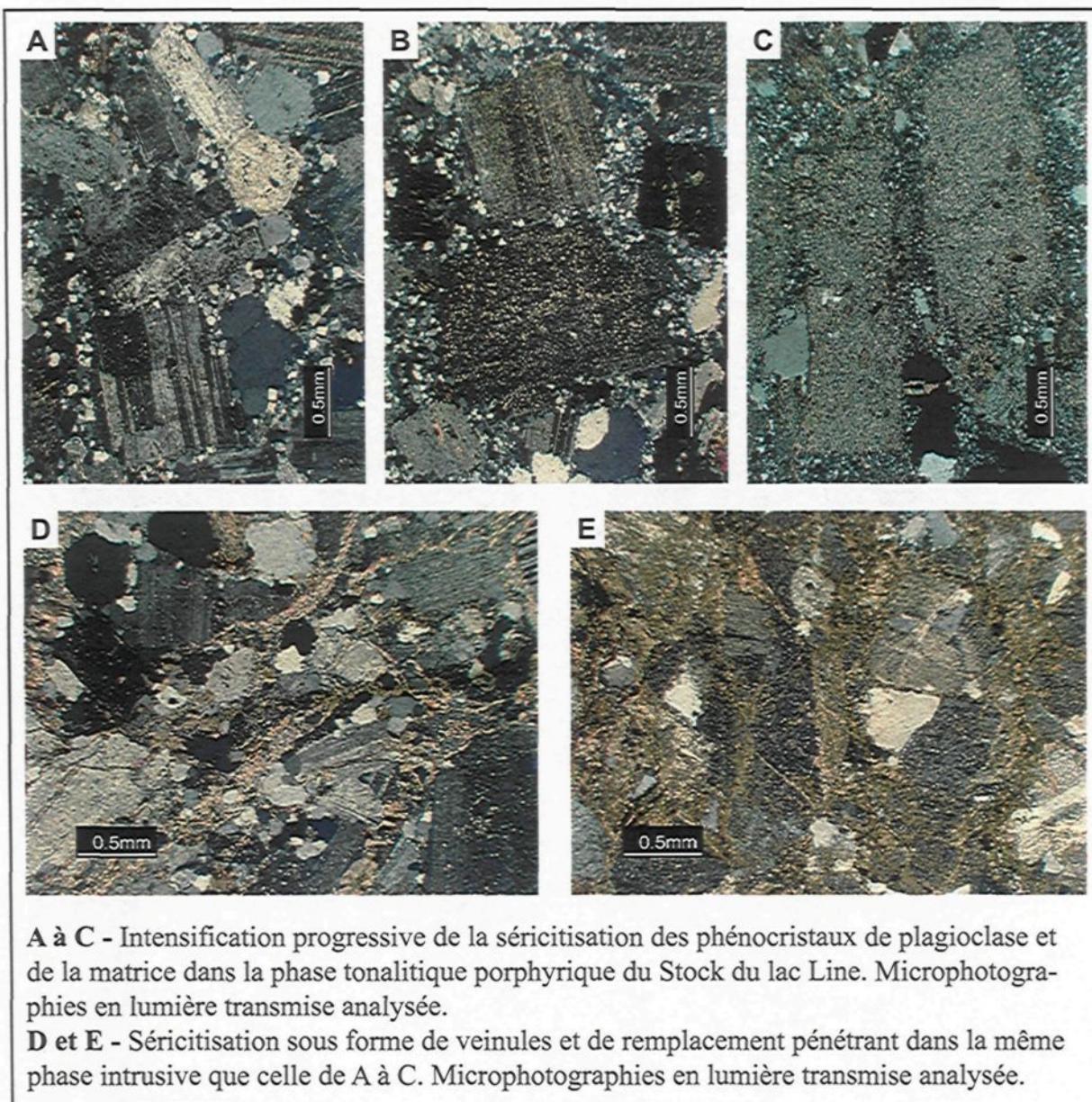


Figure 5.5 : Photographies relatives à l'altération séricitique

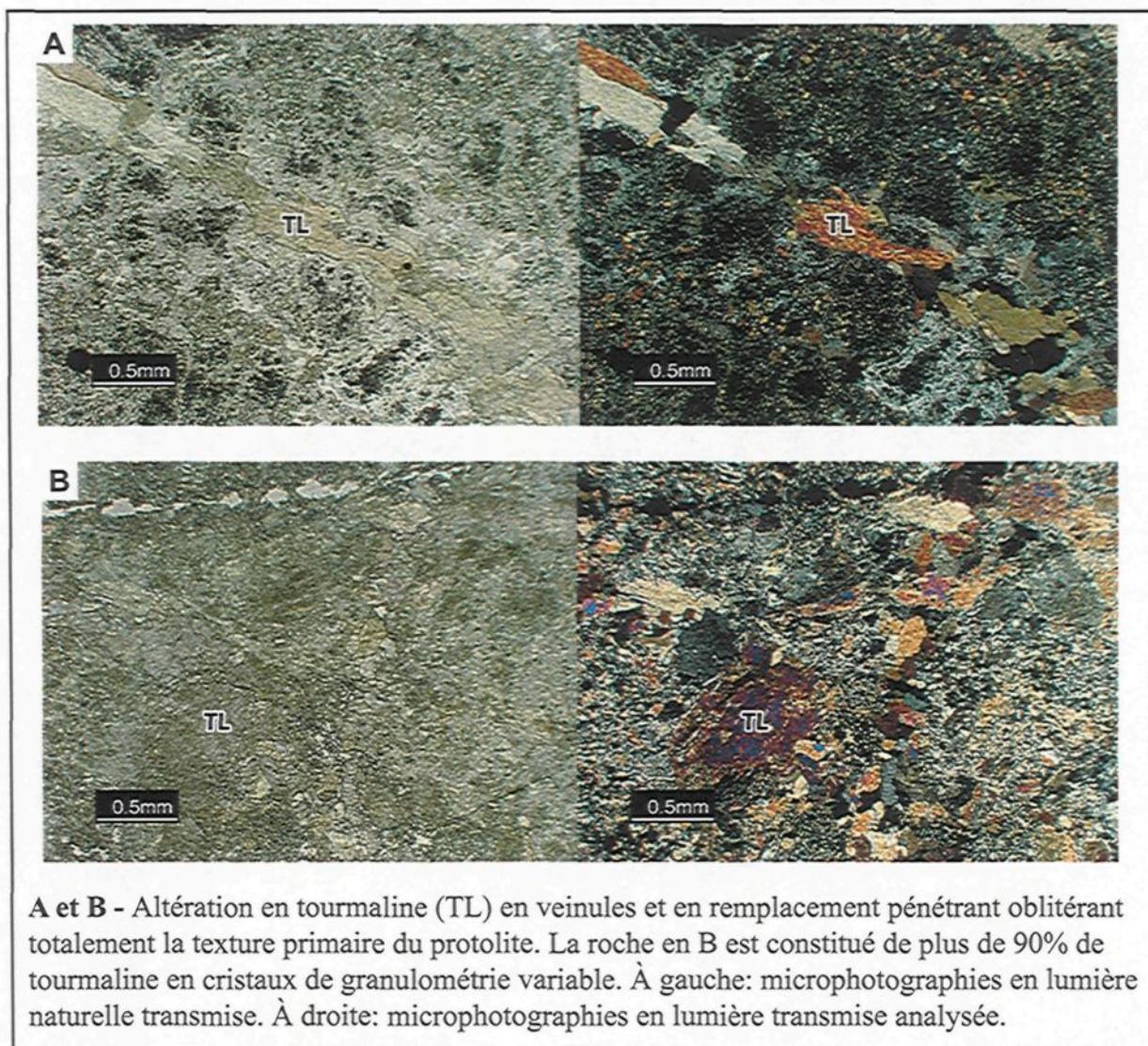


Figure 5.6 : Photographies relatives à l'altération en tourmaline

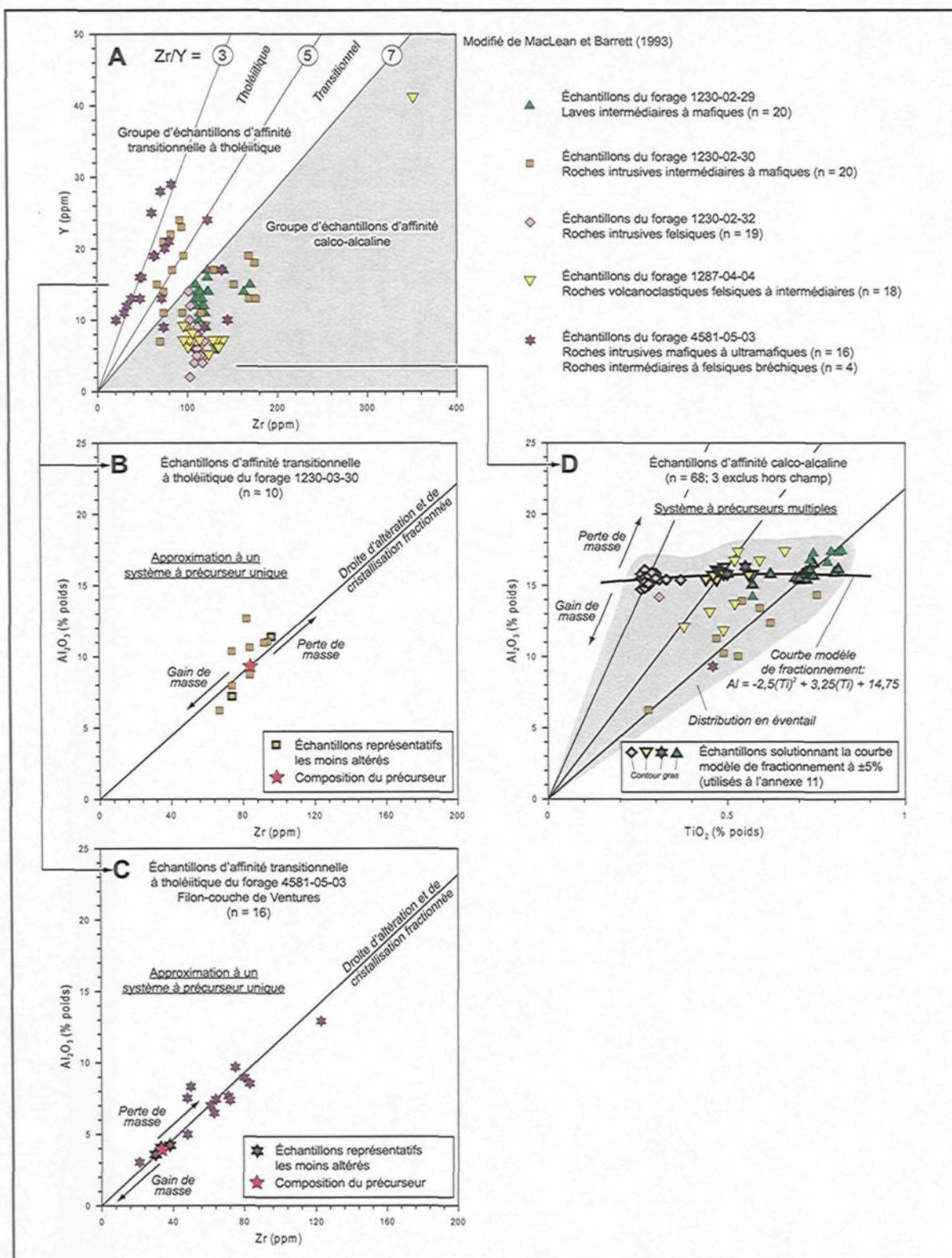


Figure 5.7 : Diagrammes binaires utilisés pour le calcul de bilan de masse

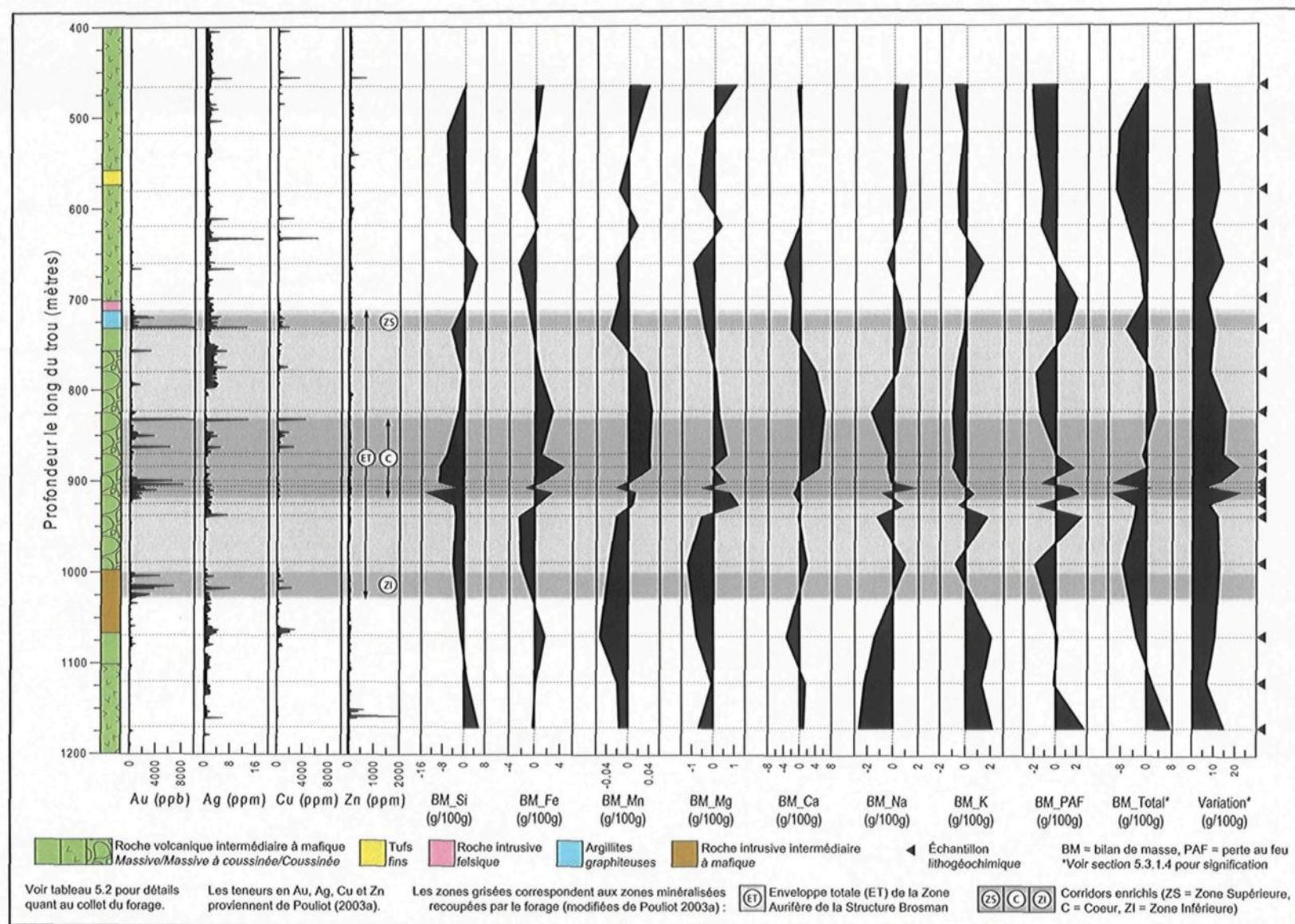


Figure 5.8 : Profils de changements de masse du forage 1230-02-29

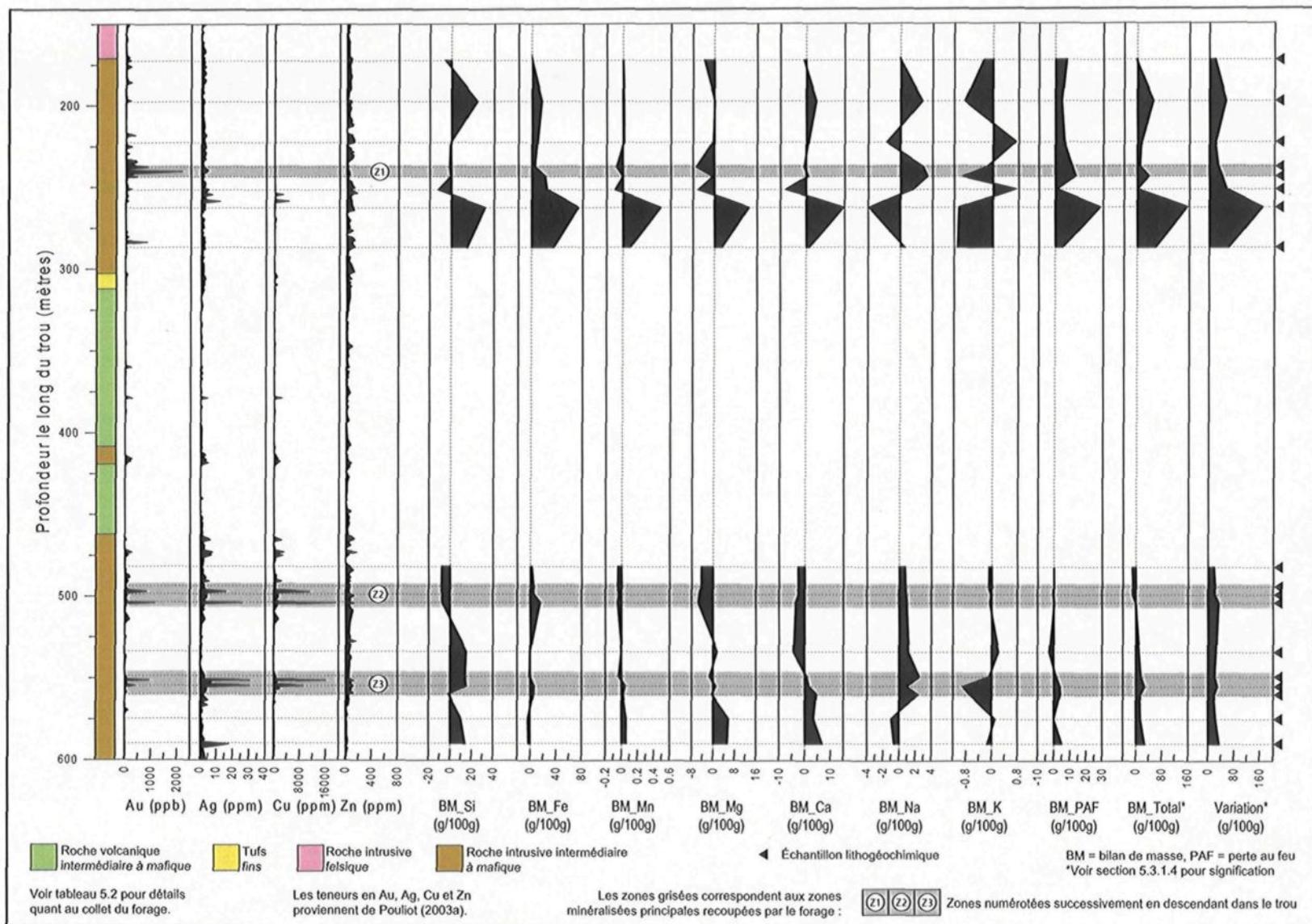


Figure 5.9 : Profils de changements de masse du forage 1230-02-30

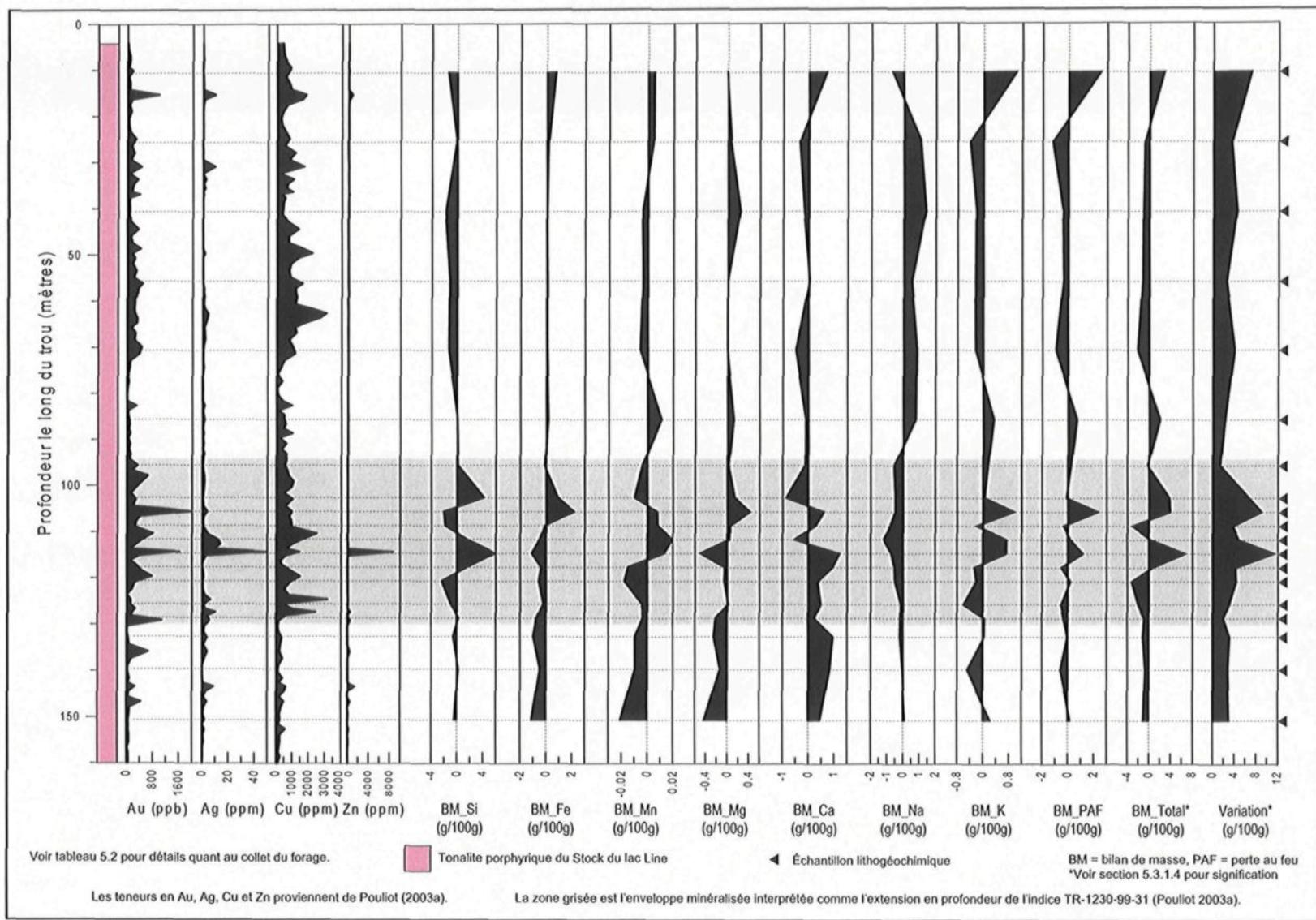


Figure 5.10 : Profils de changements de masse du forage 1230-02-32

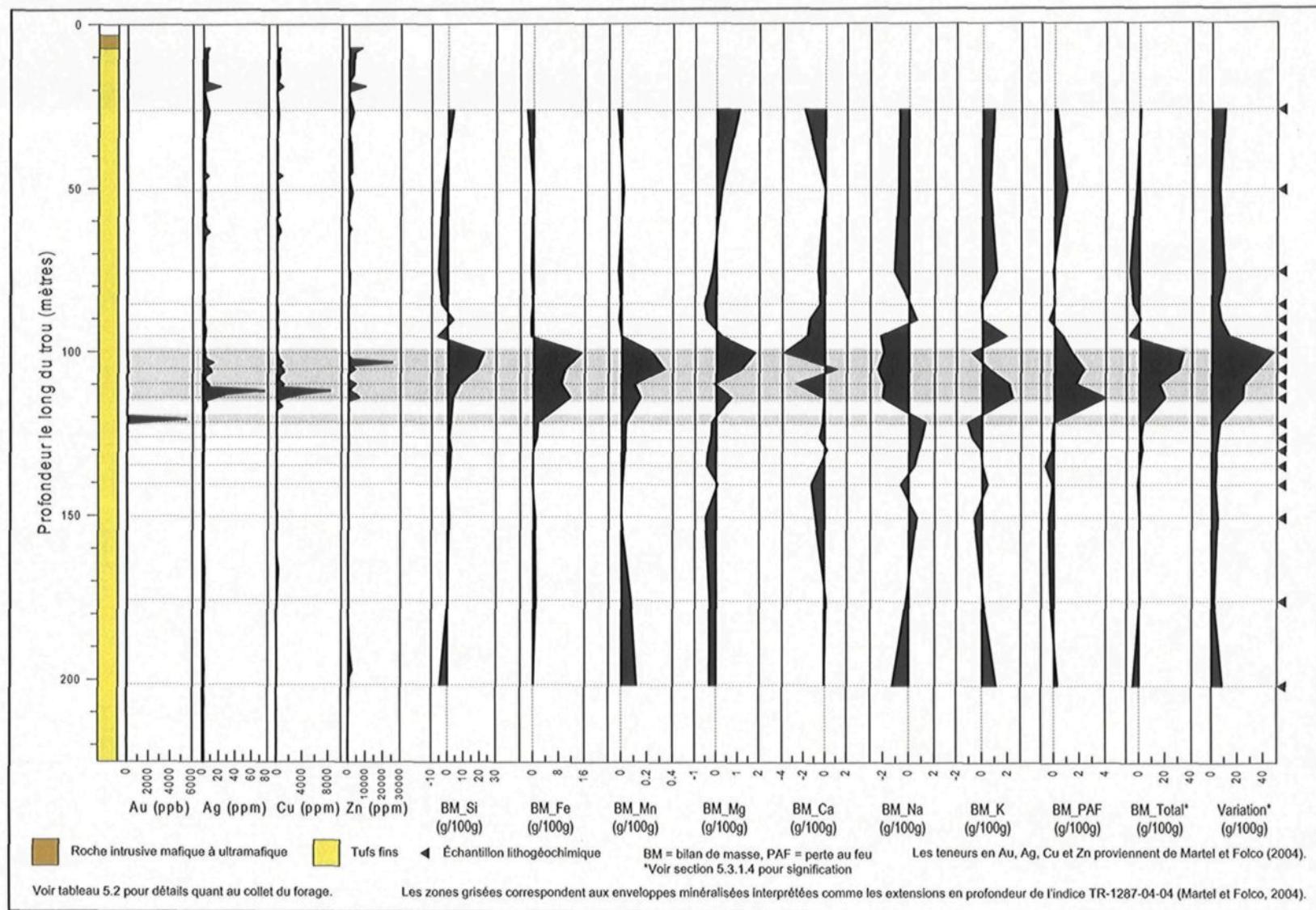


Figure 5.11 : Profils de changements de masse du forage 1287-04-04

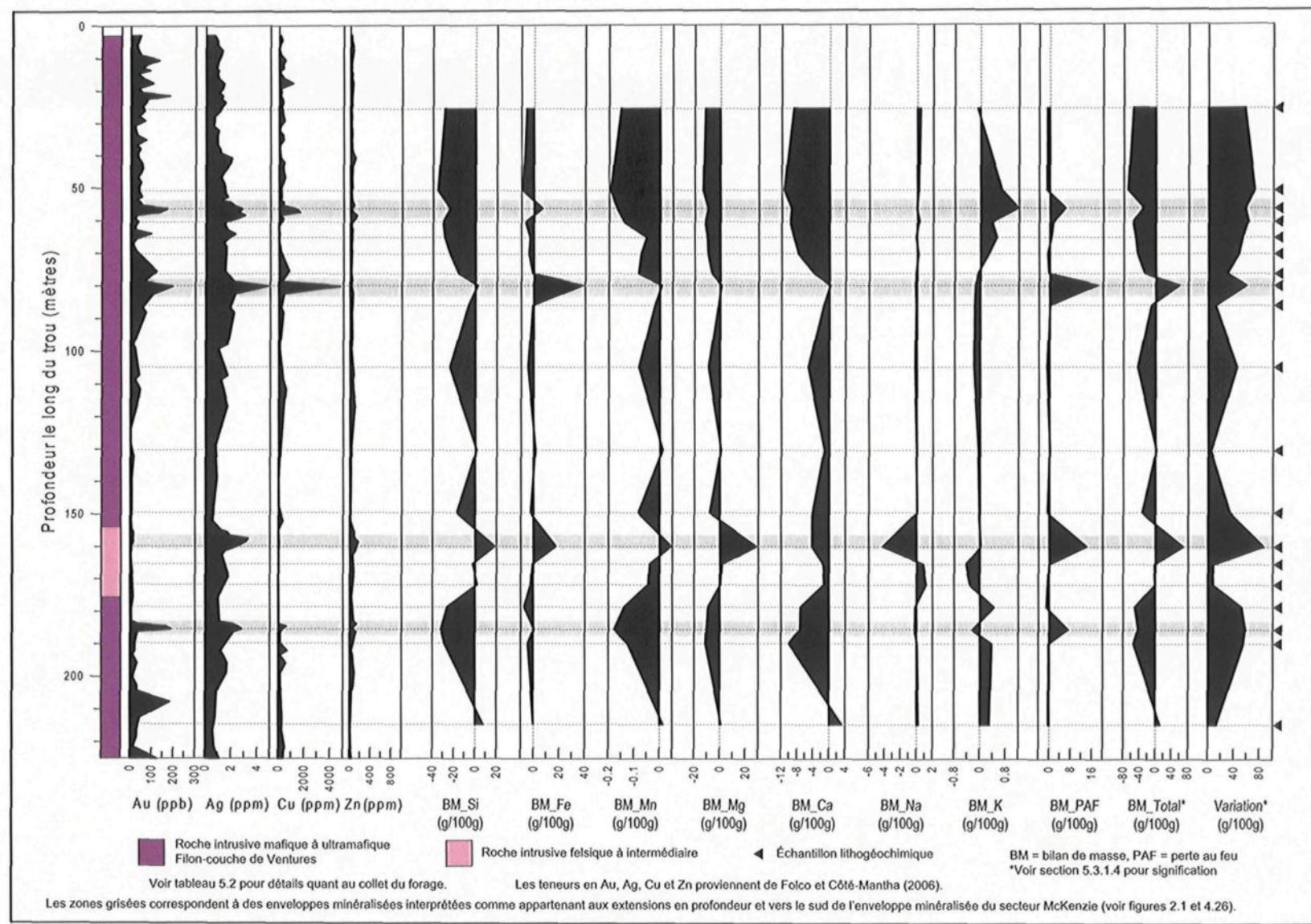


Figure 5.12 : Profils de changements de masse du forage 4581-05-03

CHAPITRE 6

RELATIONS DE CHRONOLOGIE RELATIVE

6.1 INTRODUCTION

Le présent chapitre est consacré à l'intégration dans un cadre chronologique des différents éléments introduits de façon indépendante aux chapitres précédents (géologie, métamorphisme, déformation, minéralisation, altération, etc.). Ceci a pour but de préciser les relations temporelles entre l'activité hydrothermale et les divers phénomènes l'ayant précédé, accompagné et succédé. Un tel cadre chronologique est un complément essentiel aux arguments structuraux, pétrographiques et géochimiques pour la détermination de l'origine du système minéralisé, permettant particulièrement de relier ce dernier à des processus géologiques contemporains à sa mise en place.

Dans ce qui suit, les relations chronologiques entre les différents éléments (minéralisation et altération) et étapes évolutives de l'activité hydrothermale sont d'abord décrites (section 6.2). Puis, la section 6.3 s'attarde aux relations chronologiques entre cette activité hydrothermale et les différents phénomènes géologiques reliés à l'édification de l'arc volcano-plutonique (volcanisme, sédimentation, structuration synvolcanique, etc.), à la déformation régionale, au métamorphisme et à la période post-Archéen.

6.2 RELATIONS CHRONOLOGIQUES ENTRE LES DIVERS ÉLÉMENTS DE L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE

Les évidences d'activité hydrothermale sont fossilisées au sein du secteur lac Line sous forme de minéralisation et d'altération, dont les divers types sont respectivement décrits aux chapitres 4 et 5. Trois styles de minéralisation ainsi que cinq principaux types d'altération sont identifiés. Dans ce qui suit, on verra que la coexistence des divers styles de minéralisation et de certains types d'altération permet localement l'observation de relations de recouplement entre ces éléments plutôt qu'une transition graduelle et progressive. Sur cette base, il est possible d'identifier un épisode hydrothermal principal auquel se superpose localement l'effet d'un second épisode (section 6.2.1). Pour les nombreux indices où aucune relation chronologique directe n'est observable, on verra ensuite qu'il est tout de même possible d'attribuer leur origine à l'un où l'autre des épisodes hydrothermaux sur la base de critères pétrographiques et géochimiques (section 6.2.2). La section 6.2.3 amènera finalement des arguments en faveur du fait que le second épisode hydrothermal n'est probablement qu'un incrément du premier, plutôt que l'effet d'un système hydrothermal d'origine différente.

6.2.1 IDENTIFICATION DE DEUX ÉPISODES HYDROTHERMAUX

La Structure Brosman est l'indice-clé pour l'établissement des relations chronologiques relatives car on y trouve, regroupés au même endroit, les trois principaux styles de minéralisation (disséminations de sulfures, veines à magnétite-sulfures et veinules

et veines des sulfures à gangue silicatée) ainsi que trois des cinq types d'altération (propylitique, sodique à potassique, chloriteuse) identifiés lors de la présente étude. Les relations de recouplement et de superposition de ces divers éléments y définissent deux épisodes hydrothermaux.

Le premier épisode est fortement répandu et se matérialise dans les roches volcaniques de la Zone Aurifère par l'altération propylitique omniprésente et les disséminations de sulfures associées. Ce même épisode est également identifié dans la Zone Polymétallique sur la base :

1. de la présence d'une altération propylitique semblable et;
2. de la composition des pyrites des veines à magnétite-sulfures, qui est similaire à celle des pyrites disséminées de la Zone Aurifère (figure 4.36b et c).

Cet épisode s'est même davantage développé dans la Zone Polymétallique car l'altération propylitique répandue y évolue graduellement vers une altération sodique à potassique proximale, qui culmine finalement en quelques grosses veines à magnétite-sulfures occupant des fractures à l'intérieur et au pourtour des masses irrégulières de roches intrusives mafiques et de tufs. D'après les observations rapportées aux chapitres précédents, les structures minéralisées résultant de cet épisode seraient donc principalement caractérisées par :

1. un large halo d'altération propylitique distale pouvant localement évoluer vers une altération proximale plus intense (de nature sodique à potassique dans les roches intrusives mafiques);

2. des changements de masse traduisant un métasomatisme distal faible provoquant un lessivage (perte de masse), mais un métasomatisme proximal fort provoquant des gains de masse substantiels;
3. le développement d'une enveloppe de minéralisation distale disséminée et de veines de magnétite-sulfures proximales et;
4. une signature métallique de roche totale relativement riche en Ag et Cu, mais pas particulièrement enrichie en Au (rapport Au:Ag de l'ordre de 1:20).

Le deuxième épisode hydrothermal, observable uniquement dans la Zone Aurifère, est nommé ainsi car il recoupe clairement les évidences du premier épisode. Ce second épisode est matérialisé par les veinules aurifères de sulfures à gangue silicatée et l'altération chloriteuse associée. Les évidences de recoupement sont :

1. la superposition physique de l'altération chloriteuse sur l'altération propylitique du premier épisode, par opposition à l'évolution graduelle de l'une à l'autre (figure 5.4a et b, figure 6.1a) et;
2. le recouplement de l'altération et de la minéralisation du premier épisode par les veinules de sulfures à gangue silicatée (figure 6.1b à d).

Cette superposition se matérialise également au niveau chimique par un remplacement apparent de la chlorite magnésienne, reliée à l'altération propylitique, par la chlorite ferrifère, reliée à l'altération chloriteuse (figure 6.1a). Les observations des chapitres précédents suggèrent les caractéristiques suivantes pour les structures minéralisées générées par ce second épisode hydrothermal :

1. la présence de veinules et veines de sulfures à gangue silicatée contenant des pyrites riches en Au;

2. une signature métallique de roche totale relativement riche en Au par rapport aux autres métaux (rapport Au:Ag autour de 1:1);
3. l'association avec une altération hydrothermale (de nature chloriteuse dans les roches volcaniques intermédiaires) faiblement à fortement développée, mais uniquement sous forme de halos en éponte des veinules et veines et;
4. des changements de masse traduisant un métasomatisme d'intensité moyenne et un gain de masse reliés aux zones de forte densité d'injection.

6.2.2 DISTRIBUTION SPATIALE DES EFFETS DES DEUX ÉPISODES HYDROTHERMAUX

L'identification de deux épisodes hydrothermaux sur la Structure Brosman engendre la possibilité que les autres indices du secteur lac Line aient pu être générés lors de l'un ou l'autre de ces épisodes, ou encore qu'ils puissent, tout comme la Structure Brosman, résulter de la superposition des deux épisodes. Outre la Structure Brosman, seule l'enveloppe aurifère du secteur McKenzie montre l'effet possible des deux épisodes hydrothermaux, puisque l'on y retrouve à la fois des minéralisations stratiformes et des veinules de sulfures à gangue silicatée les recouvrant (revoir section 4.2.4.1). Ceci suggère donc que la plupart des indices ne sont pas polyphasés et résultent d'un seul des deux épisodes hydrothermaux. Aussi, étant donné les moins bonnes expositions et le développement beaucoup plus faible de l'enveloppe aurifère du secteur McKenzie en comparaison à la Zone Aurifère de la Structure Brosman, les relations chronologiques entre les deux épisodes hydrothermaux n'ont pu y être confirmées ou infirmées de manière suffisamment claire.

Pour les autres indices, déterminer lequel des deux épisodes hydrothermaux est responsable de la minéralisation et de l'altération observées n'est possible que par une comparaison avec les caractéristiques typiques de chaque épisode, qui sont énumérés à la section 6.2.1. Ceci permet de produire une carte d'interprétation de distribution des effets des deux épisodes hydrothermaux (figure 6.2) et d'en discuter dans ce qui suit.

Les minéralisations du CVLH (sauf la Zone Aurifère de la Structure Brosman), du secteur du lac Devilliers, de certaines tranchées du secteur McKenzie et de la séquence d'indices des décapages de SOQUEM présentent des caractéristiques les rendant compatibles avec le premier épisode hydrothermal. En particulier:

1. elles sont caractérisées par des enveloppes d'altération propylitique relativement larges, où sont retrouvés des sulfures disséminés, et qui évoluent de manière graduelle vers des conduits plus altérés et plus fortement minéralisés;
2. elles ont tendance à être davantage polymétalliques qu'aurifères et;
3. le ratio Au:Ag de leurs pyrites est globalement compatible avec celui des pyrites de la Zone Polymétallique de la Structure Brosman, démontrée comme résultant du premier épisode hydrothermal (figure 6.3a).

Ainsi, le premier épisode hydrothermal semble s'être développé essentiellement dans les roches volcano-sédimentaires du secteur lac Line, et ce aussi bien dans les portions sud et nord que dans la portion ouest de l'aire d'étude (figure 6.2).

En revanche, la Zone Aurifère de la Structure Brosman, l'enveloppe aurifère du secteur McKenzie, l'indice d'Argent et les structures minéralisées de l'extrémité est du

Stock du lac Line sont davantage compatibles avec une origine reliée au second épisode hydrothermal. Notamment, ces indices :

1. présentent une minéralisation sous forme de veinules et veines de sulfures à gangue silicatée;
2. sont associés à une altération de nature variable selon l'encaissant mais généralement développée sous forme de halo autour des veinules et veines, sans montrer une enveloppe altérée d'envergure beaucoup plus grande et;
3. sont enrichis en Au par rapport aux autres métaux, et c'est particulièrement évident au niveau des ratios Au:Ag dans leurs pyrites (figure 6.3b).

Ainsi, la distribution des évidences reliées au développement du second épisode hydrothermal sont spatialement restreintes dans un halo de plus ou moins 500 mètres en périphérie du Stock du lac Line, à l'exception de la Zone Aurifère de la Structure Brosman (figure 6.2).

6.2.3 DEUX SYSTÈMES HYDROTHERMAUX DISTINCTS OU INCRÉMENTATION D'UN MÊME SYSTÈME?

L'identification de deux épisodes hydrothermaux dans le secteur lac Line ouvre la porte à deux scénarios. D'une part, ces deux épisodes pourraient être de natures distinctes ou, en d'autres mots, être reliés à deux systèmes hydrothermaux d'origine différente (par exemple, en référence à nos hypothèses de travail, un épisode relié à la période synvolcanique et l'autre épisode relié à la déformation et au métamorphisme lors de l'orogenèse). En contrepartie, l'autre scénario implique que le second épisode n'est qu'un

simple incrément d'un seul grand événement hydrothermal pulsatif lors duquel la composition des fluides a pu être modifiée, sans impliquer de changements fondamentaux au niveau de l'environnement géologique global (régime tectonique, source des fluides, etc.).

À la lumière des observations décrites dans cette thèse, ce second scénario semble le plus plausible en raison des arguments qui suivent. D'abord, mis à part l'enrichissement en Au apparemment relié au second épisode hydrothermal, la signature géochimique globale des différentes minéralisations ne présente pas de différences marquées. Ceci est particulièrement vrai pour les pyrites, dont la signature en éléments traces est, sauf pour Au enrichi dans certaines pyrites, uniforme pour tout le secteur lac Line (revoir section 4.4.2.3). Cela n'aurait probablement pas été le cas si deux événements hydrothermaux totalement distincts avaient eu lieu. Un argument encore plus convaincant émergera de la section 6.3, lorsqu'on traitera de la chronologie relative entre l'activité hydrothermale et les phénomènes reliés à l'évolution géologique du secteur lac Line. On constatera alors que les deux épisodes hydrothermaux ont dû être relativement rapprochés dans le temps et globalement restreints à la même période de l'évolution géologique.

La distribution spatiale des effets du second épisode hydrothermal autour du Stock du lac Line (section 6.2.2) et les caractéristiques intrinsèques de cette intrusion qui la rendent susceptible d'avoir été active d'un point de vue métallogénique (revoir sections 4.5.1 et 5.4.1) suggèrent qu'elle pourrait être à l'origine de l'incrément hydrothermal correspondant au second épisode. Par exemple, une contribution mineure tardive de fluides magmatiques le long de certaines structures toujours perméables après et/ou encore

affectées par l'activité hydrothermale reliée au premier épisode pourrait justifier l'enrichissement en Au et la formation des minéralisations attribuées au second épisode, sans avoir changé drastiquement la signature géochimique globale du système minéralisé. Cette hypothèse se méritera davantage d'attention plus loin (section 6.3.2).

6.3 RELATIONS CHRONOLOGIQUES ENTRE L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE ET DIFFÉRENTS PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

6.3.1 CHRONOLOGIE ENTRE L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE ET LE VOLCANISME, LA SÉDIMENTATION ET LA STRUCTURATION SYNVOLCANIQUE

Différentes observations permettent d'établir directement et indirectement la chronologie entre les deux épisodes de l'activité hydrothermale et les divers aspects reliés à l'édification de l'arc volcanique. Elles convergent systématiquement vers la même conclusion : l'activité hydrothermale a globalement eu lieu en même temps que la formation de l'arc et le régime tectonique d'extension l'accompagnant.

Par exemple, l'essentiel de la minéralisation disséminée, principalement reliée au premier épisode hydrothermal, est syngénétique ou a été formée par remplacement alors que la porosité primaire des roches n'avait pas encore été colmatée par un ciment diagénétique (revoir section 4.3.3). En effet, il est commun de voir des disséminations et petites lentilles de sulfures restreintes à un lit précis au sein de roches volcanoclastiques (figure 4.27a, figure 4.31a). Ces lits sont nourris par des fractures discordantes partant de niveaux stratigraphiques inférieurs mais ne se prolongeant pas au-dessus des lits concordants minéralisés (figure 4.27g). Ailleurs, notamment à l'indice du lac Devilliers (Pilote, 1986), des filonnets discordants et zones d'altération répandues dans les roches

volcanoclastiques ne pénètrent pas les unités sus-jacentes, mais sont plutôt recouverts par celles-ci (figure 4.27b). Des amas de sulfures à texture colloiforme et framboïdale, typiques de sulfures syngénétiques, sont localement observables. De nombreux blocs minéralisés, et même des blocs de sulfures massifs, sont retrouvés en enclaves dans ces laves et dans certains faciès volcanoclastiques grossiers (figure 2.8d). Des dykes clastiques, formés lors d'événements séismiques ou de la sédimentation synvolcaniques (Levi et al., 2006), recoupent la minéralisation en quelques endroits (figure 4.27d). De façon similaire, des dykes mafiques rubanés à colonnades, en tous points similaires à d'autres dykes nourriciers mafiques de la région (revoir section 2.3.1.2), recoupent la minéralisation (figures 2.13a et 4.11d). Tous ces éléments militent fortement en faveur d'une origine synvolcanique pour le premier épisode hydrothermal, qui a nécessairement dû avoir lieu alors que l'activité volcano-plutonique à l'origine de l'arc générait encore des dykes nourriciers, des laves, des sédiments volcanoclastiques et des coulées de débris. Ceux-ci ont ainsi pu recouper ou échantillonner sous forme de fragments et d'enclaves la minéralisation préexistante.

Une activité hydrothermale en régime tectonique d'extension est considérée comme le scénario le plus cohérent pour expliquer les caractéristiques d'à peu près tous les indices du secteur lac Line, qu'ils soient attribués au premier ou au second épisode hydrothermal (revoir section 4.5.1). Un tel régime permet surtout de justifier le fait que toutes les minéralisations sont retrouvées au sein de zones de fractures et de failles aux caractéristiques synvolcaniques (orientation, longueur vs largeur, effets sur la séquence volcano-sédimentaire, etc.) au sein desquelles toutes les orientations de fractures montrent l'évidence de circulation hydrothermale. Chronologiquement, cela suggère donc que

l'essentiel de la circulation reliée aux deux épisodes hydrothermaux doit avoir eu lieu avant la dominance du régime tectonique en compression responsable du raccourcissement N-S dans la région de Chibougamau, et donc avant la déformation régionale.

6.3.2 CHRONOLOGIE ENTRE L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE ET L'ACTIVITÉ INTRUSIVE INTERMÉDIAIRE À FELSIQUE

Les évidences les plus significatives de l'activité intrusive intermédiaire à felsique dans le secteur lac Line sont le Stock du lac Line et les dykes qui lui sont possiblement associés (revoir section 2.6.2). Il est important d'insister ici sur le fait que le lien génétique entre les dykes et le stock est hypothétique et qu'il nécessite une validation plus rigoureuse dans le futur. Néanmoins, aucune observation de la présente étude ne permet d'écartier ce lien génétique potentiel. Au contraire, les observations militent fortement pour cette hypothèse, qui est en fait actuellement la meilleure pour expliquer les phénomènes observés.

En acceptant cette hypothèse, on peut attribuer également aux dykes l'âge absolu de la phase tonalitique porphyrique du Stock du lac Line. Le système intrusif (stock et dykes) se serait donc mis en place à environ 2708 Ma, ce qui est un âge pré-tectonique mais synvolcanique tardif pour la région de Chibougamau (revoir section 2.3.3.1). On dispose ainsi d'un important repère de chronologie absolue pour contraindre l'âge de formation du système minéralisé.

À l'extérieur du Stock du lac Line, les relations de recouplement observées entre l'activité intrusive intermédiaire à felsique et les évidences d'hydrothermalisme (altération

et minéralisation) suggèrent qu'on aurait affaire à des intrusions interminérales (c'est-à-dire mises en place durant l'activité hydrothermale menant à la précipitation de minéralisation, en un ou plusieurs épisodes; Kirkham, 1971). En effet, les dykes reliés au Stock du lac Line sont localement observés comme recouvrant l'altération et la minéralisation (figures 2.17b et c, 4.18 et 4.19a) alors qu'ils sont ailleurs clairement recoupés par celles-ci (figures 4.18, 4.19a et 4.20c). Les relations observées au sein même du stock abondent dans le même sens. Les zones d'injections magmatiques polyphasées et les brèches montrent généralement l'incorporation de fragments de l'intrusion variablement altérés en tourmaline, mais sont recoupées par des structures minéralisées et altérées (figures 4.15b, c et d, et 5.1e). Il faut donc que ces brèches aient été formées après l'activité hydrothermale responsable de l'altération en tourmaline, mais avant la mise en place de la minéralisation, d'où leur caractère interminéral.

Tout porte donc à croire que l'activité hydrothermale et l'activité intrusive intermédiaire à felsique ont été, dans une certaine mesure, contemporaines. Ceci renforce grandement l'énoncé, émis à la section 6.2.3, qu'il puisse y avoir un lien génétique entre le Stock du lac Line et le second épisode hydrothermal. Ainsi, l'hypothèse actuellement la plus valable est que le second épisode hydrothermal a probablement eu lieu autour de 2708 Ma, alors que le premier épisode a nécessairement dû le précéder.

6.3.3 CHRONOLOGIE ENTRE L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE ET LA DÉFORMATION DUCTILE

La déformation ductile du secteur lac Line est reliée à l'épisode de raccourcissement N-S responsable de la déformation régionale et dont le paroxysme est

survenu autour de 2703 Ma (revoir section 3.2.3). Son développement survient typiquement après le paroxysme de l'activité volcano-plutonique à l'origine de l'arc de la région de Chibougamau (revoir section 1.4.2). On a vu au chapitre 3 que l'intensité de la déformation ductile est très hétérogène au sein du secteur d'étude, ne se manifestant en fabriques pénétrantes qu'uniquement le long de corridors précis. Heureusement, ces corridors correspondent localement aux enveloppes altérées et minéralisées des indices, ce qui rend possible l'observation directe des relations de chronologie relative entre l'activité hydrothermale et les fabriques pénétrantes, ces dernières servant de référentiel représentant la déformation régionale. Dans le cas de la présente étude, ces relations sont ambiguës à l'échelle macroscopique mais sont toutefois très claires en microscopie. Elles suggèrent une origine pré-déformation régionale pour les deux principaux épisodes ayant marqué l'activité hydrothermale.

En effet, qu'elles appartiennent au premier ou au second épisode hydrothermal, les empreintes hydrothermales sont systématiquement affectées ou recoupées par la schistosité et les plans de clivage générés lors de la déformation régionale ductile (figures 5.3d et 6.4a à d). La minéralisation elle-même est toujours déformée, mais l'intensité de cette déformation est variable. Dans certains cas, elle ne se matérialise que par le développement de mâcles de déformation dans la chalcopyrite (figure 6.4e), par l'apparition d'une extinction roulante dans le quartz et/ou par la fracturation des différents minéraux fragiles (principalement quartz, pyrite et magnétite) formant la minéralisation (figure 6.4f). Ailleurs, l'intensité de la déformation est un peu plus forte, comme en témoignent la remobilisation de la chalcopyrite et du quartz dans les fractures et ombres de

pression (figure 6.4g et h), tout comme la recristallisation de plages de pyrite ou de quartz en sous-grains à extinction uniforme avec des jonctions triples à 120° (figure 6.4i). Enfin, les zones où la minéralisation est la plus fortement déformée montrent le développement de protomylonites, de schistosité forte et de boudinage au sein des veinules minéralisées (figure 6.4j, k et l).

L'origine pré-tectonique du second épisode hydrothermal est également appuyée par les relations entre le Stock du lac Line, susceptible d'être à l'origine de cet épisode (revoir section 6.3.2), et la déformation régionale. D'abord, l'âge de 2708 Ma du stock est nettement plus vieux que l'âge estimé pour le paroxysme de la déformation ductile (~2703 Ma). Ceci est concordant avec la présence d'une schistosité pénétrante E-O, attribuable à la déformation régionale, au sein même de la tonalite équigranulaire à porphyrique le long de la zone de cisaillement longitudinal bordant la limite sud du stock (faille du lac Antoinette; figures 3.8 et 3.10). Le Stock du lac Line étant ainsi pré-tectonique, il en va de même pour l'épisode hydrothermal qui lui est associé.

6.3.4 CHRONOLOGIE ENTRE L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE ET LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Le pic du métamorphisme est associé à l'événement de déformation régionale et peut donc être considéré comme relativement synchrone au paroxysme de cette déformation dans la région de Chibougama, c'est-à-dire autour de 2703 Ma (revoir section 1.4.2.4). Il est d'intensité relativement faible et produit dans le secteur lac Line des assemblages métamorphiques de bas grade (faciès des schistes verts inférieur; revoir

section 2.5). En quelques rares endroits, ces assemblages sont suffisamment bien développés pour montrer clairement qu'ils remplacent la minéralisation ainsi que la gangue et l'altération qui lui sont associées (figure 6.5). Cette imprégnation du métamorphisme sur la minéralisation renforce l'hypothèse d'une origine pré-pic métamorphique, et donc pré-tectonique pour l'activité hydrothermale.

6.3.5 CHRONOLOGIE ENTRE L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE ET CERTAINS PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES POST-ARCHÉENS

Deux phénomènes post-archéens ayant affecté la minéralisation du secteur lac Line méritent d'être brièvement mentionnés ici. Le premier correspond à la mise en place des roches sédimentaires protérozoïques de la Formation de Chibougamau (revoir section 2.4.1.1), qui reposent en discordance sur le système de minéralisation polymétallique. Cette observation est directement possible à l'indice du Dôme du Radar, où le contact discordant entre une veine de magnétite-sulfures et des lambeaux de conglomérats appartenant à cette formation est visible (figure 4.23). Ceci confirme l'âge pré-protérozoïque de la minéralisation.

Le second phénomène post-archéen digne de mention correspond au développement d'assemblages supergènes en remplacement partiel de la minéralisation. En effet, il est probable que les couronnes de chalcocite et covellite développées près de la surface en remplacement de la chalcopyrite (figures 4.29d et 4.30i) correspondent à la déstabilisation de ce minéral lors des processus d'altération supergènes (Evans, 1993; Boyle, 1996). Dans le cas du secteur lac Line, ces processus sont mal contraints dans le

temps car ils peuvent avoir eu lieu à n'importe quel moment lors duquel la minéralisation a été exposée aux phénomènes de météorisation depuis l'Archéen. Le remplacement supergène est tout de même d'un certain intérêt puisqu'il a contribué localement à enrichir la minéralisation, notamment par le remplacement de la chalcopyrite (35% Cu) par la chalcocite (80% Cu) et la covellite (66% Cu). Aucune donnée de sous-surface concernant la distribution en profondeur et l'ampleur de cet enrichissement n'a toutefois été recueillie dans le cadre de la présente étude.

6.4 SYNTHÈSE

La figure 6.6 résume les différents éléments traités précédemment au sein d'un schéma chronologique synthétique. Ce dernier ne prétend pas refléter de manière précise la séquence paragénétique observée pour chaque structure minéralisée, parce qu'il existe une variabilité importante découlant de l'évolution hydrothermale unique de chaque conduit. Ce schéma donne toutefois un bon aperçu des relations d'équilibre, de remplacement et de recouplement les plus représentatives et les plus souvent observées entre les différents assemblages minéraux et autres éléments géologiques.

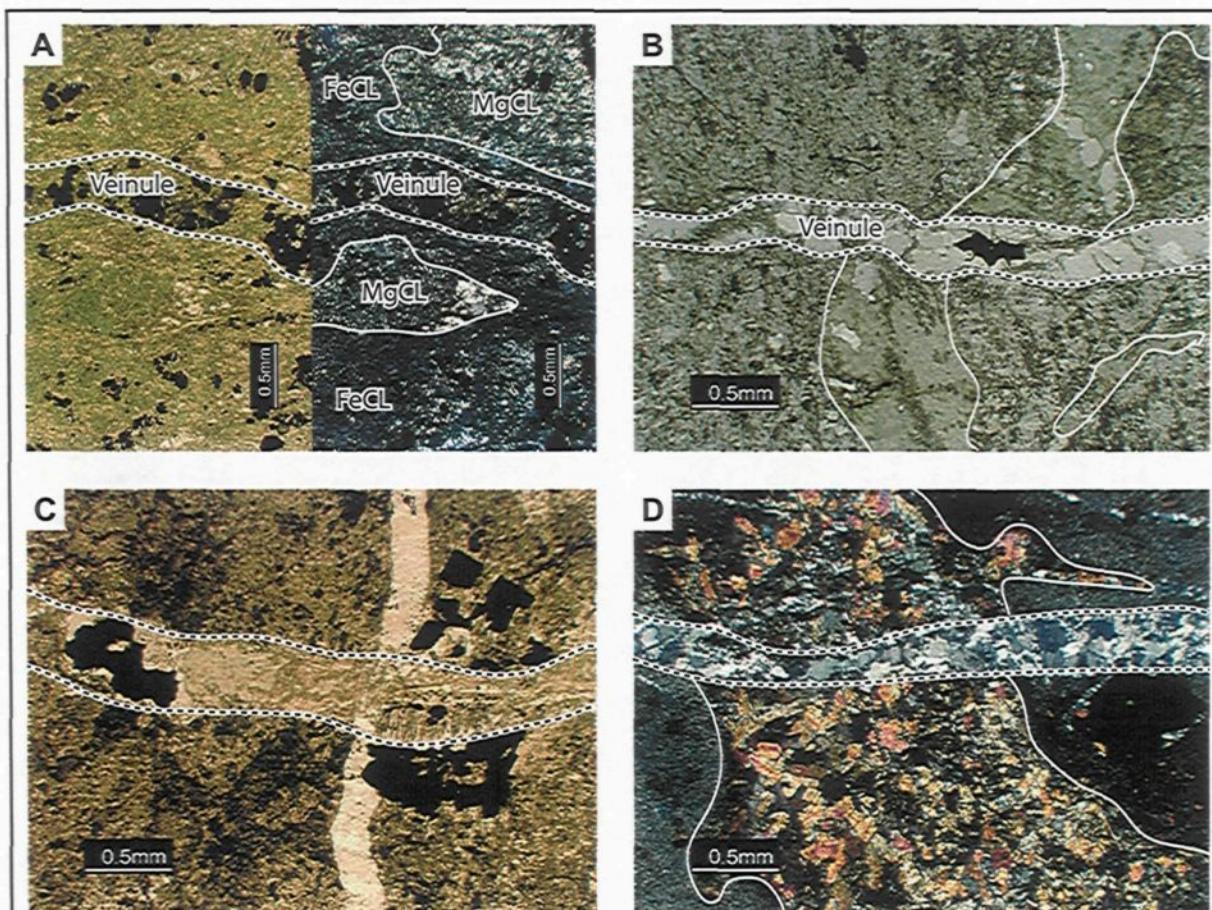
Le cadre chronologique archéen du système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line peut donc se résumer ainsi :

1. il débute par l'édification progressive de l'arc volcanique en régime tectonique d'extension, avec les processus intrusifs, effusifs, volcanoclastiques et géomorphologiques (déformation cassante) associés;

2. un premier épisode hydrothermal se développe parallèlement à l'évolution de l'arc au sein de structures synvolcaniques;
3. une perturbation de l'activité hydrothermale, et particulièrement une contribution aurifère, semble survenir tardivement et de manière contemporaine à la mise en place du Stock du lac Line autour de 2708 Ma et;
4. le régime tectonique passe d'extensif à compressif, ce qui engendre l'accrétion de l'arc et donc la déformation régionale et le pic du métamorphisme, qui se superposent aux évidences de l'hydrothermalisme.

Le modèle de formation et d'évolution du système minéralisé, élaboré au chapitre suivant, devra nécessairement être cohérent avec ce cadre chronologique global.

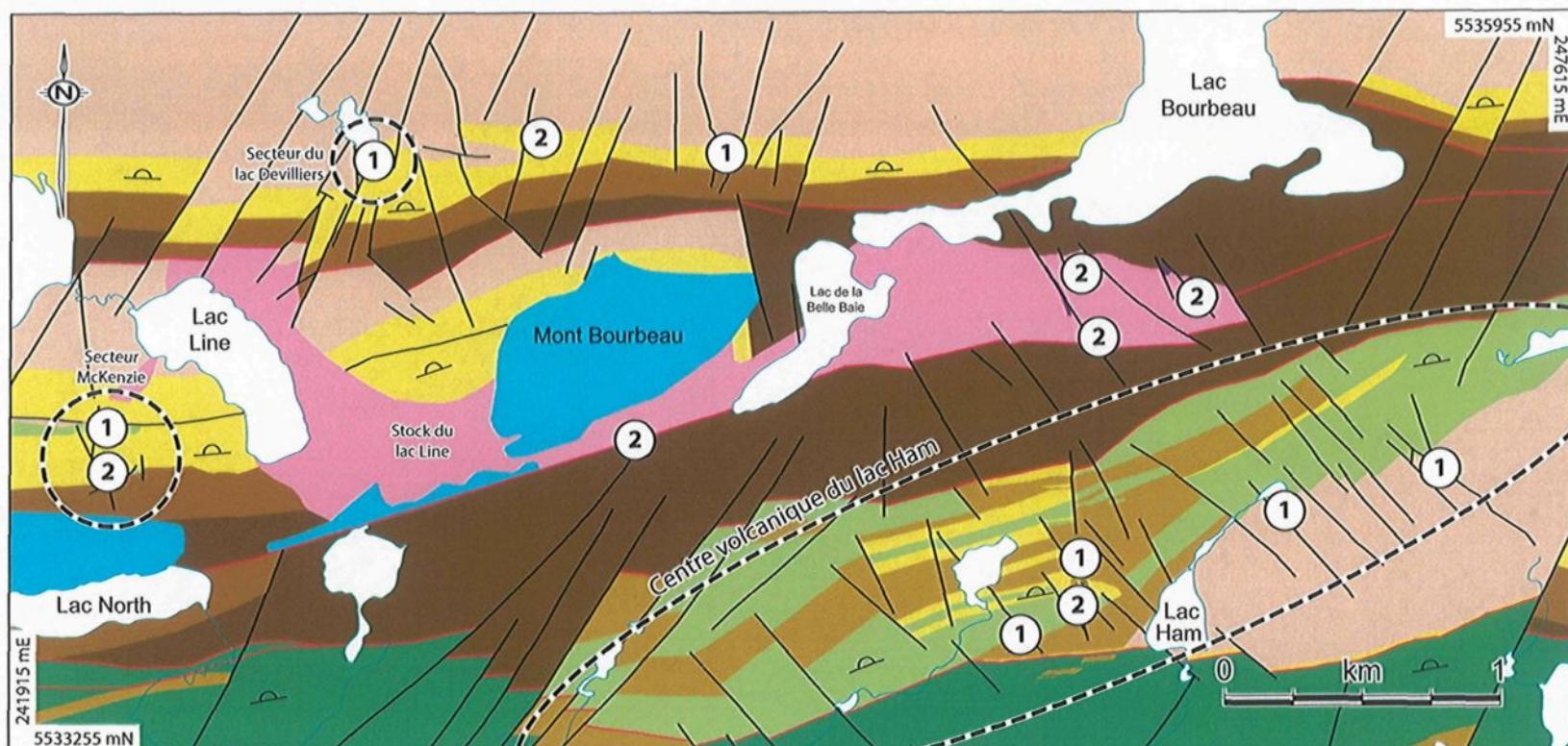
FIGURES DU CHAPITRE 6



A - Altération chloriteuse se superposant à l'altération propylitique dans la Zone Aurifère de la Structure Brosman. La microphotographie de droite montre en lumière naturelle transmise une veinule aurifère de sulfures à gangue silicatée mise en place au sein d'une lave chloritisée. En lumière analysée (à droite), on constate qu'un halo de chlorite ferrifère (FeCL; couleurs d'interférence bleutées) remplace la chlorite magnésienne (MgCL; couleurs d'interférence brunâtres) en bordure de la veinule.

B à D- Veinules de sulfures à gangue silicatée (traits pointillés) recoupant des bandes et amas à chlorite et/ou epidote (traits blancs) reliés à l'altération propylitique, qui est elle-même intimement associée à la minéralisation disséminée. D'ailleurs, la veinule en C recoupe et démembre un cristal de sulfure disséminé. B et C sont des microphotographies en lumière naturelle transmise, alors que D est en lumière analysée transmise.

Figure 6.1 : Photographies relatives aux évidences nécessitant l'interprétation de deux épisodes hydrothermaux



DISTRIBUTION DES EFFETS DES 2 ÉPISODES HYDROTHERMAUX DANS LE SECTEUR LAC LINE

Projection: Québec MTM zone 8 NAD 83

① Minéralisation interprétée comme résultant
du premier épisode hydrothermal

② Minéralisation interprétée comme résultant
du second épisode hydrothermal

Consulter la figure 2.1 pour la légende géologique de la carte

Figure 6.2 : Carte de distribution des effets des deux épisodes hydrothermaux interprétés

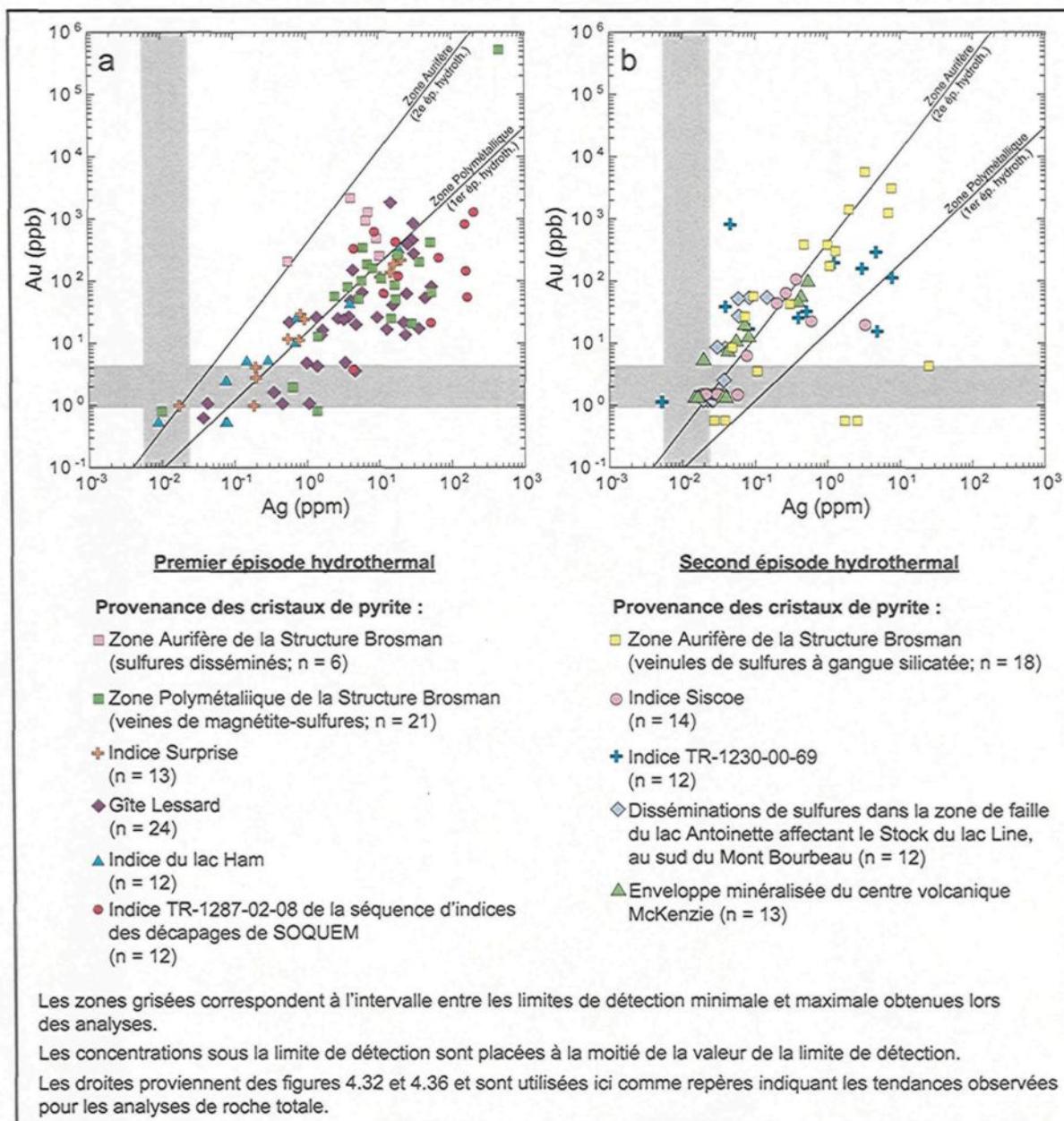
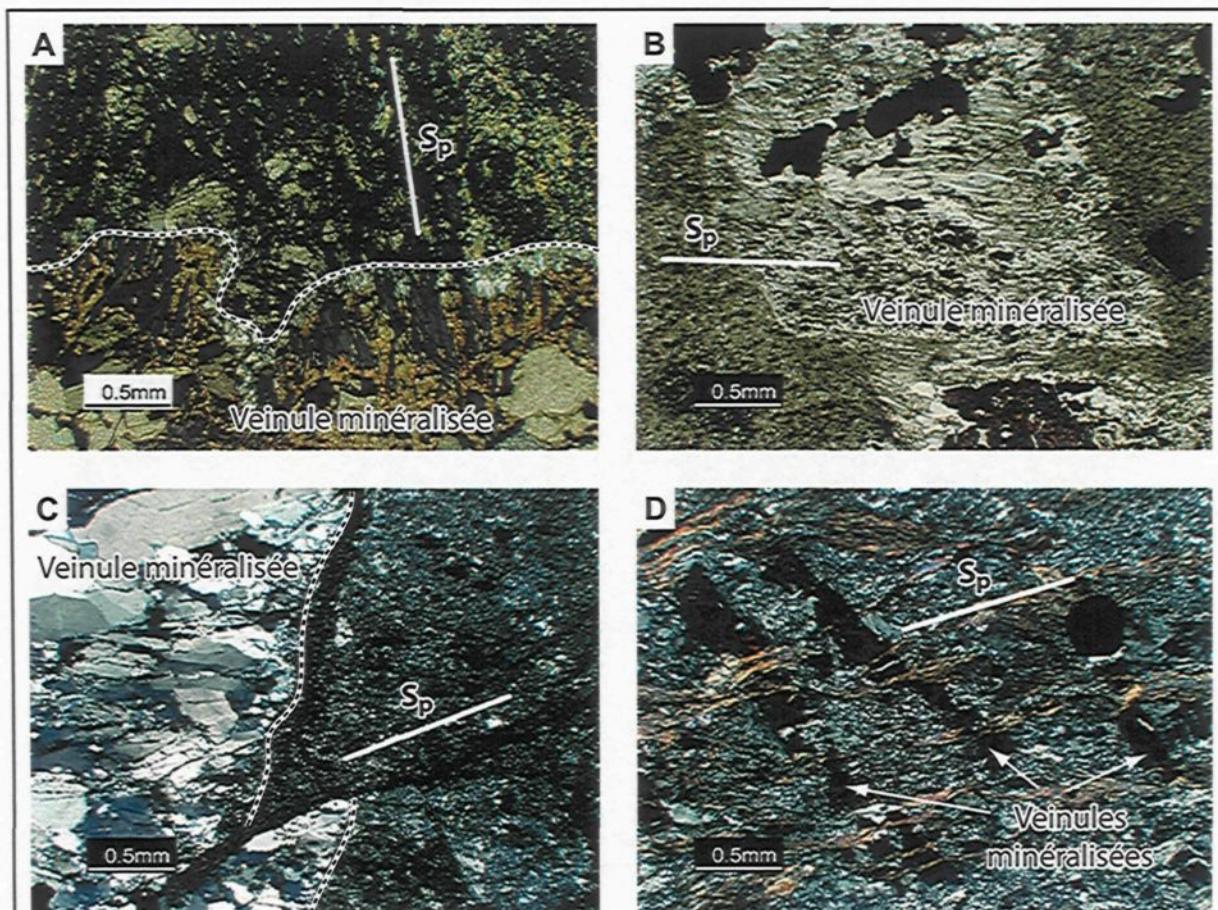


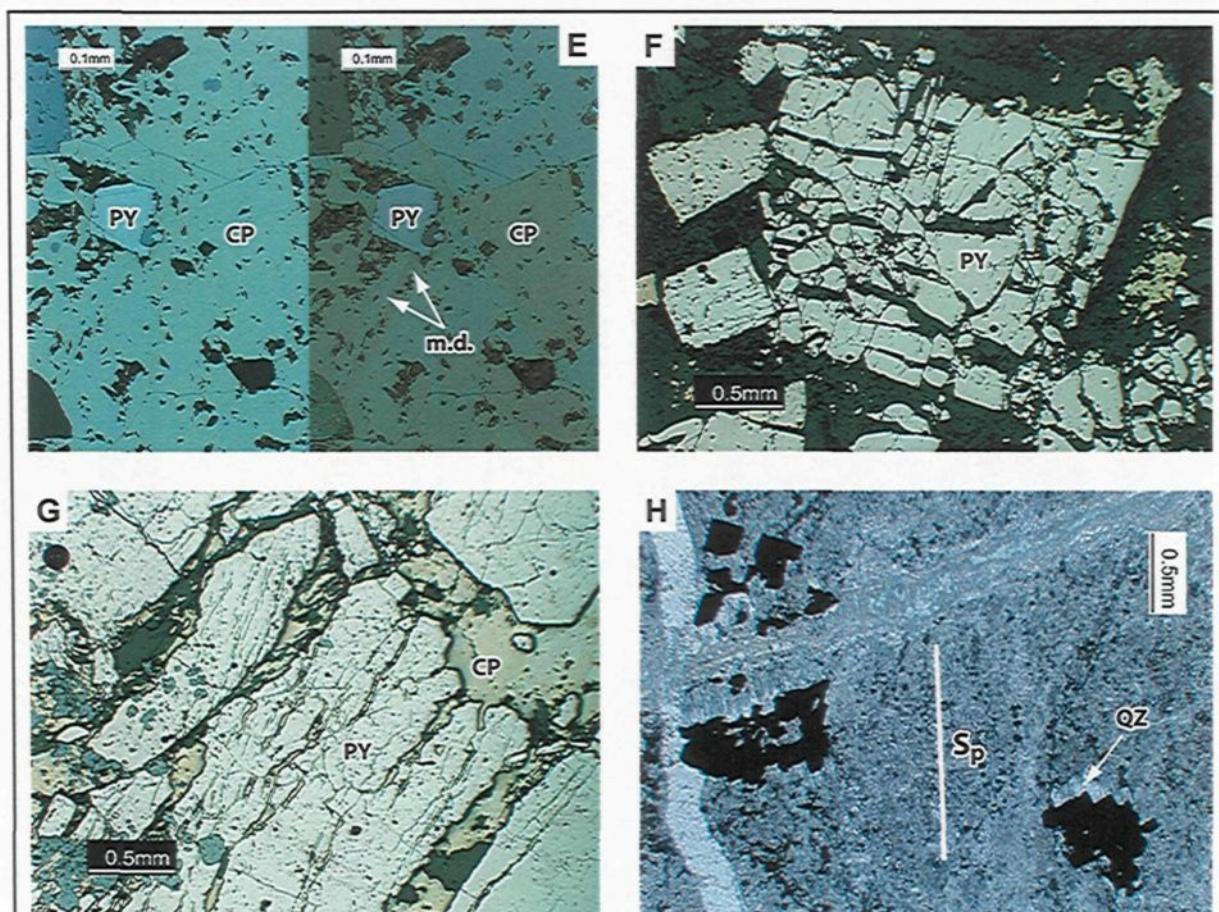
Figure 6.3 : Diagramme Au vs Ag des pyrites provenant des minéralisations interprétées comme reliées au second épisode hydrothermal



A à D - Divers exemples illustrant les relations typiques observées entre la déformation ductile et les évidences d'hydrothermalisme (altération et minéralisation) reliées aux deux épisodes hydrothermaux. La fabrique planaire correspondant à la schistosité principale (S_p), matérialisée essentiellement par l'alignement des feuillets de chlorite (A à C) et de séricite (D), recoupe systématiquement l'altération et la minéralisation. A, C et D sont des microphotographies en lumière transmise analysée; B est en lumière naturelle transmise.

Figure 6.4 : Photographies relatives à la chronologie entre l'altération hydrothermale et la déformation ductile

(suite à la page suivante)



E - Mâcles de déformation développées dans la chalcopyrite (CP) aux abords d'un cristal de pyrite (PY). Microphotographie en lumière naturelle réfléchie à gauche, en lumière réfléchie analysée à droite.

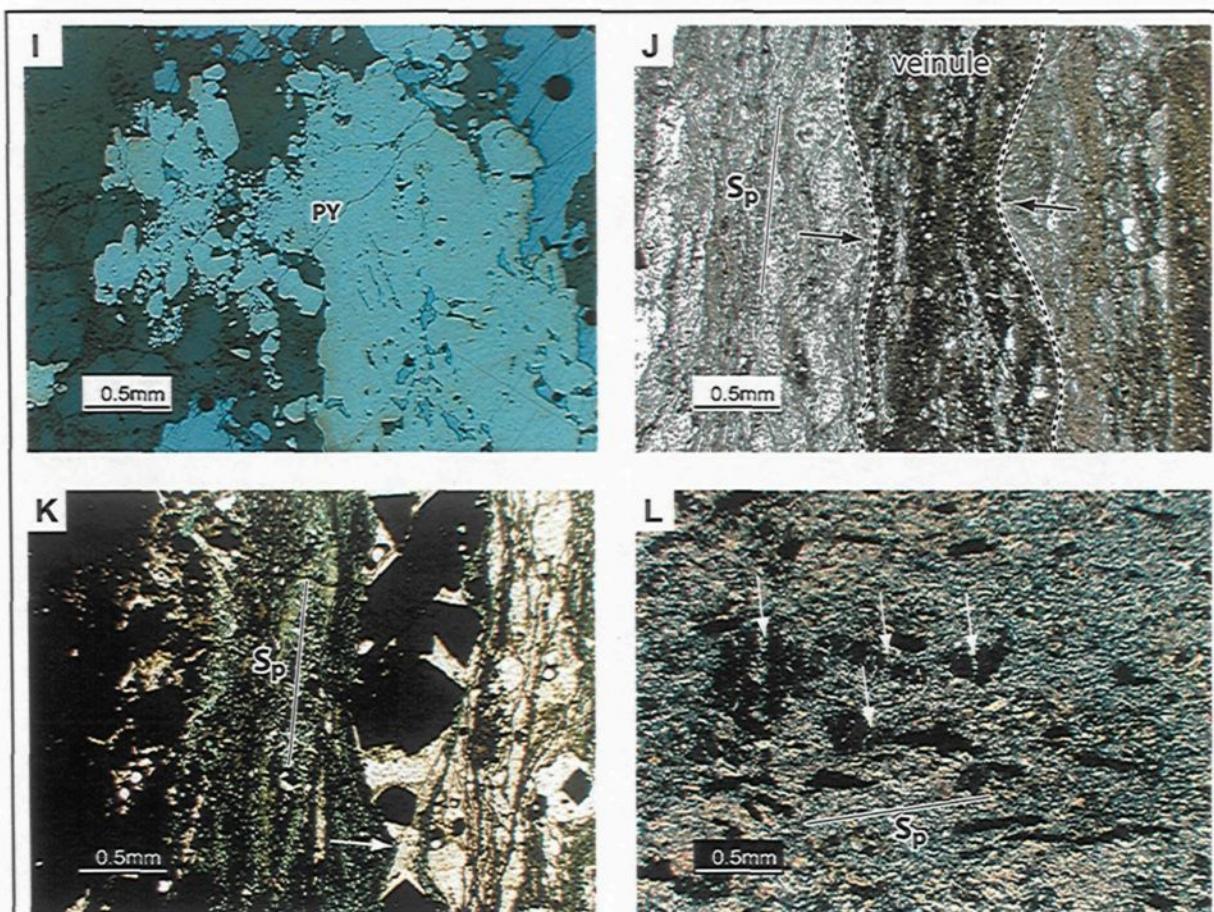
F - Fracturation intense d'un gros cristal de pyrite (PY) au sein d'une zone minéralisée faiblement déformée. Microphotographie en lumière naturelle réfléchie.

G - Remobilisation de la chalcopyrite (CP) au sein de fractures subparallèles dans un cristal de pyrite (PY). Microphotographie en lumière naturelle réfléchie.

H - Remobilisation du quartz (QZ) dans les ombres de pression d'un cristal de sulfure disséminé. S_p = schistosité principale. Microphotographie en lumière naturelle transmise.

Figure 6.4 : Photographies relatives à la chronologie entre l'altération hydrothermale et la déformation ductile (suite)

(suite et fin à la page suivante)

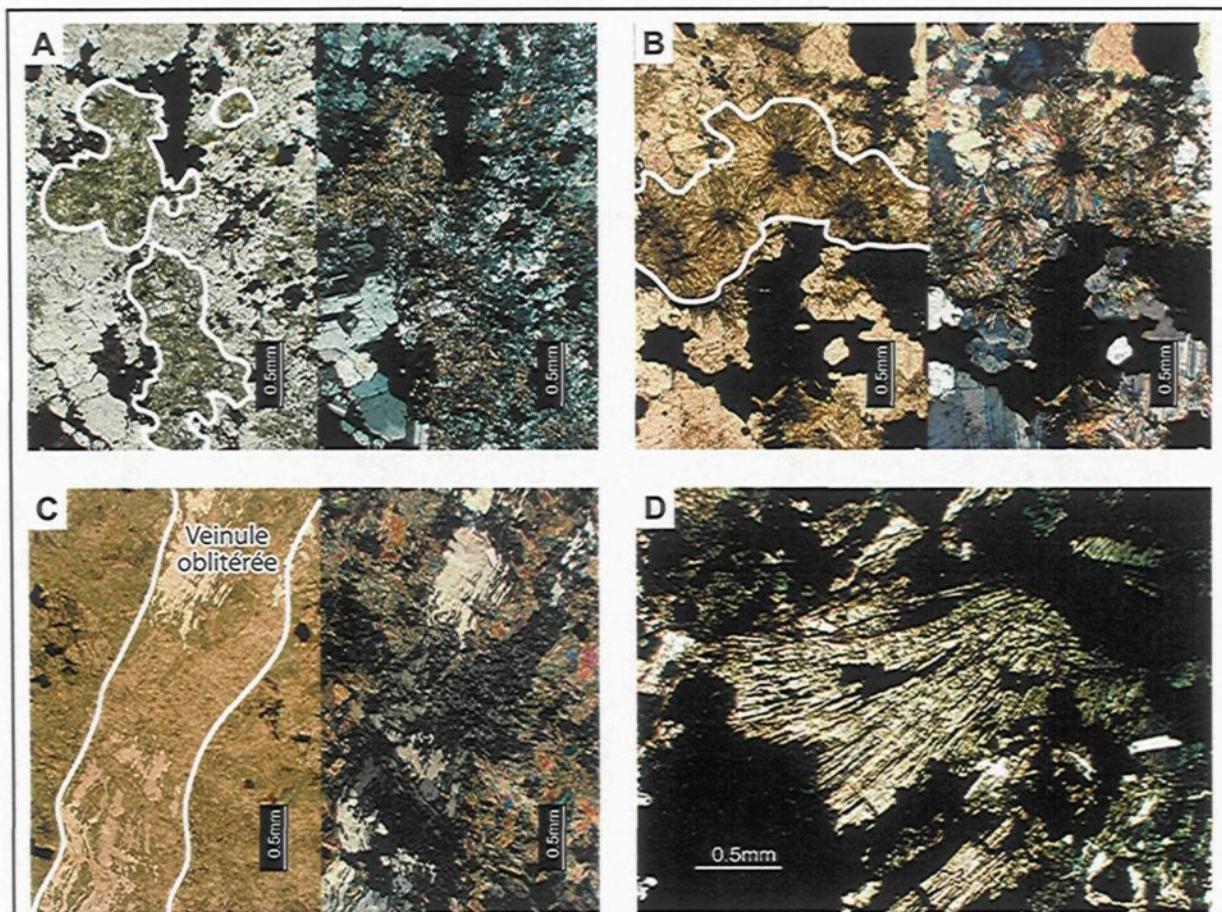


I - Réduction d'une plage de pyrite (PY) en sous-grains à jonctions triples à 120°, traduisant une certaine recristallisation lors de la déformation régionale. Microphotographie en lumière naturelle réfléchie.

J et K - Développement et imprégnation de la schistosité principale (S_p) dans les veinules minéralisées et leurs épontes, avec pour effet local la mylonitisation et l'amorce de boudinage (indiqué par les flèches). Microphotographies en lumière naturelle transmise.

L - Fracturation et boudinage d'amas de sulfures disséminés (minéraux opaques) dans une zone altérée où la schistosité principale (S_p) est bien développée. Les amas trapus ont été davantage affectés par la fracturation et le boudinage (indiqués par les flèches) que les amas allongés orientés parallèlement à S_p. Microphotographie en lumière naturelle transmise.

Figure 6.4: Photographies relatives à la chronologie entre l'altération hydrothermale et la déformation ductile (suite et fin)



A à D - Développement d'assemblages métamorphiques variés (chlorite, séricite, clinozoïsite, préhnite, chloritoïde, etc; dépendent du type de roche encaissante) en remplacement des sulfures (minéraux opaques) et de la gangue de zones minéralisées. Ceci démontre que l'activité hydrothermale est pré-métamorphique. Les principaux amas de minéraux métamorphiques sont mis en évidence par un trait blanc sur A et B. A à C: microphotographie en lumière naturelle transmise à gauche, lumière transmise analysée à droite. D: microphotographie en lumière naturelle transmise.

Figure 6.5 : Photographie relatives à la chronologie entre l'activité hydrothermale et le métamorphisme régional

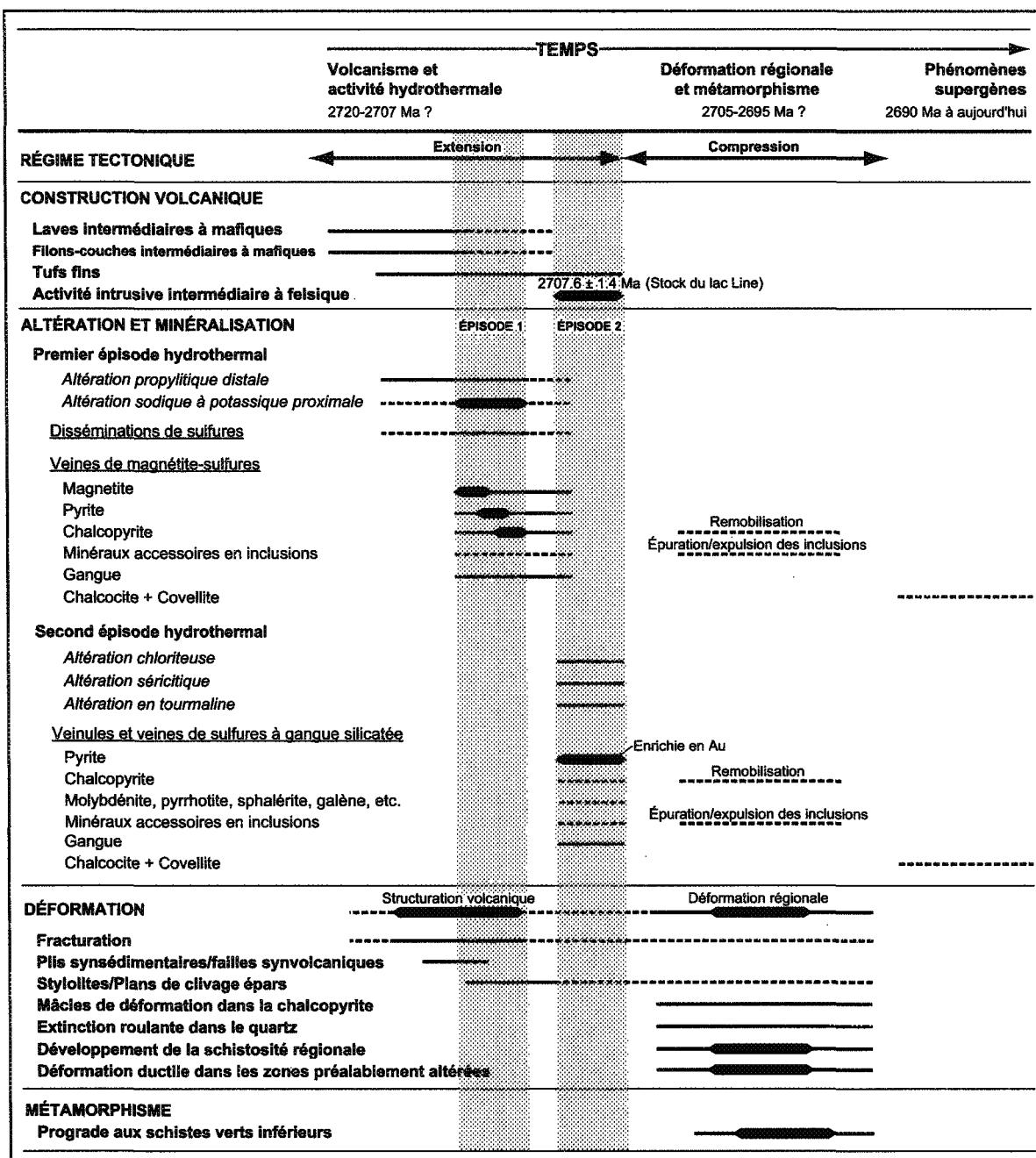


Figure 6.6 : Schéma synthèse du cadre chronologique des différents éléments géologiques du système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line

CHAPITRE 7

SYNTHÈSE ET DISCUSSION

7.1 INTRODUCTION

Le présent chapitre utilise les observations et éléments d'interprétation préliminaire présentés tout au long de cette thèse dans le but de déterminer l'origine et l'histoire évolutive du système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line et de discuter des processus ayant guidé sa formation et sa déformation. Plus fondamentalement, cette démarche permet d'amener de nouveaux éléments de compréhension en ce qui a trait à la dynamique favorisant le développement de zones propices à la minéralisation polymétallique au sein de systèmes hydrothermaux en contexte d'arc volcano-plutonique et à la préservation de ces zones dans le temps.

Pour ce faire, une synthèse générale des chapitres précédents est d'abord présentée (section 7.2), suivie d'une discussion sur l'origine, la reconstruction de l'environnement de formation, la typologie et le modèle évolutif du système minéralisé (section 7.3). Une comparaison est ensuite effectuée par rapport à d'autres systèmes similaires pour extraire les processus-clés (section 7.4) puis des guides d'exploration sont finalement proposés (section 7.5).

7.2 SYNTHÈSE GÉNÉRALE

Les chapitres 2 à 6 de cette thèse contribuent, chacun à leur façon, à caractériser et à mieux comprendre les éléments volcano-plutoniques, hydrothermaux et tectono-métamorphiques responsables du système minéralisé polymétallique du secteur lac Line tel qu'on l'observe aujourd'hui. La contribution de chacun de ces chapitres est synthétisée dans ce qui suit. Les références aux tableaux, figures et travaux antérieurs ont été omises afin d'améliorer la lisibilité. Le lecteur est prié de consulter à nouveau les chapitres concernés pour les références appuyant les éléments évoqués dans cette synthèse.

7.2.1 GÉOLOGIE LOCALE

L'étude du contexte géologique local du secteur lac Line, sujet du chapitre 2, nous apprend que le système minéralisé est encaissé dans une séquence de roches volcano-sédimentaires et plutoniques faiblement métamorphisées et appartenant au second cycle volcanique du Groupe de Roy, édifié entre ~2720 et ~2712 Ma. Plus précisément, les roches volcano-sédimentaires font partie de la Formation de Blondeau et se combinent de manière à former un centre volcanique majeur (centre volcanique du lac Ham) et deux secteurs où l'abondance de laves est notable sur de plus petites superficies (secteurs McKenzie et du lac Devilliers), ce qui représente des éléments géologiques inhabituels pour cette formation. Ces entités sont dominées par des coulées de laves intermédiaires à mafiques, massives à coussinées et d'affinité calco-alcaline accompagnées de filons-couches (certains comagmatiques aux laves, d'autres non) d'affinité calco-alcaline à

tholéiitique. Les secteurs à dominance de laves sont intercalés par et recouverts de roches volcanoclastiques intermédiaires à felsiques calco-alcalines plus typiques de la Formation de Blondeau telle que reconnue régionalement. Ces roches sont dominées par des faciès épiclastiques sous-marins typiques d'un bassin volcano-sédimentaire peu profond (<500 m) en émergence.

La vigueur et l'importance de l'activité plutonique synvolcanique ayant eu lieu sont d'abord illustrées par l'abondance des filons-couches comagmatiques, particulièrement dans le centre volcanique du lac Ham, mais également par la présence des trois grands filons-couches synvolcaniques tholéiitiques du Complexe de Cummings ainsi que par la présence du Stock du lac Line. Ce dernier est dominé par une phase tonalitique équigranulaire à porphyrique, d'affinité calco-alcaline et à laquelle semblent associés les divers dykes porphyriques intermédiaires retrouvés dans le secteur. Elle est datée à 2707,6 ± 1,4 Ma, ce qui en fait une intrusion synvolcanique tardive mais pré-déformation régionale. Elle présente des caractéristiques pétrographiques, géochimiques et géochronologiques comparables à celles d'autres intrusions similaires mises en place à l'échelle régionale et auxquelles est également associée de la minéralisation polymétallique hydrothermale.

Le contexte géologique local du secteur lac Line représente donc un édifice volcanique (ou quelques édifices plus ou moins coalescents) construit en contexte sous-marin sous une faible profondeur d'eau (<500 m). Ceci est parfaitement compatible avec le genre d'environnement interprété comme se développant lors du second cycle volcanique régional, correspondant à la construction d'un arc volcanique sub-émergeant en contexte de

subduction. La coexistence de roches volcano-plutoniques tholéïtiques et calco-alcalines, dont la mise en place s'étend sporadiquement sur au moins 10 millions d'années (entre >2717 Ma, âge du Filon-couche de Bourbeau, et 2708 Ma, âge du Stock du lac Line), suggère des sources de magma variées, mais surtout une bonne longévité et un caractère multiphasé de l'activité volcano-plutonique dans le secteur.

7.2.2 ASPECTS STRUCTURAUX ET DÉFORMATION

L'étude structurale du secteur lac Line, présentée au chapitre 3, permet de résumer l'architecture actuelle de l'empilement hôte du système minéralisé à une séquence monoclinale verticalisée (donc vue en coupe sur la carte géologique), orientée E-O, rajeunissant vers le nord et répétée à au moins quatre reprises par des failles ductiles longitudinales. La déformation fragile y est omniprésente sous forme de zones de fractures et de failles cassantes, d'orientations dominantes N-S et NO-SE. Ces discontinuités montrent une association spatiale systématique avec la minéralisation et sont souvent accompagnées de perturbations importantes de la séquence stratigraphique (variations d'épaisseur, d'orientation et/ou de pendage, et même la disparition complète de certaines unités; brèches polygéniques; plissement synsédimentaire; dykes mafiques nourriciers; dykes felsiques possiblement reliés au Stock du lac Line; etc.) qui permettent de suggérer qu'elles sont d'origine synvolcanique.

Les évidences de déformation ductile sont plus locales et se résument au développement d'une schistosité pénétrante E-O subverticale d'intensité hétérogène, mais généralement faible, attribuable à l'événement principal de déformation régionale survenu

autour de 2703 Ma. Cette schistosité se concentre dans les couloirs de déformation correspondant aux zones de cisaillement longitudinales, et plus localement au sein de certaines zones hydrothermalisées. Toutefois, l'association spatiale entre déformation ductile et minéralisation est une exception plutôt qu'une règle. Par ailleurs, les zones de cisaillement longitudinales sont des éléments structuraux d'une importance capitale car elles contrôlent l'architecture actuelle du secteur lac Line. Malheureusement, leur attitude en profondeur et leur origine sont mal contraintes, mais les observations actuelles suggèrent qu'elles ont un pendage fort vers le nord. La faille longitudinale cassante du mont Bourbeau, d'attitude similaire à celle de ces zones de cisaillement, est recoupée par le Stock du lac Line, ce qui suggère une origine synvolcanique pour ces discontinuités longitudinales (suivi d'une réactivation en failles ductiles pour certaines).

Les nombreuses duplications stratigraphiques et le caractère discontinu, incohérent et fracturé du secteur lac Line contrastent grandement avec l'homogénéité et la continuité latérale caractéristique de l'empilement volcanique préservé ailleurs dans la région de Chibougamau. L'architecture actuelle est davantage compatible avec l'idée qu'il s'agissait déjà, au moment de la déformation régionale, d'une zone de faiblesse fortement fracturée ayant pu fournir bon nombre de structures à réactiver pour accommoder le raccourcissement N-S par réactivation de failles (particulièrement les failles longitudinales) plutôt que par plissement.

En intégrant cette synthèse structurale au contexte géologique décrit à la section précédente, on doit conclure que l'édifice volcanique sous-marin aujourd'hui hôte du système minéralisé devait être fortement fracturé et disséqué par divers réseaux de failles

synvolcaniques. Parmi ces dernières, celles orientées favorablement ont pu être réactivées lors de la déformation régionale pour dupliquer certains segments stratigraphiques et devenir les zones de cisaillement longitudinales E-O telles qu'on les connaît aujourd'hui.

7.2.3 MINÉRALISATION

L'étude de la distribution et des caractéristiques physiques de la minéralisation du secteur lac Line, traitée au chapitre 4, permet de mieux circonscrire le système minéralisé et de comprendre la nature et la zonalité de la multitude d'indices polymétalliques en présence. Ces indices sont arbitrairement répartis en 4 domaines gîtologiques selon leur contexte géologique et leur distribution spatiale. Toutefois, au-delà de ce regroupement spatial, il y a peu de différences fondamentales entre les différents indices. Ils sont tous formés d'une combinaison variable de veines de magnétite-sulfures, de veines et veinules de sulfures à gangue silicatée et/ou de disséminations de sulfures. Les structures minéralisées correspondent le plus communément aux zones de fractures N-S ou NO-SE subverticales interprétées comme résultant de la déformation fragile associée à la structuration synvolcanique. Dans ces zones, toutes les orientations de fracture sont occupées par la minéralisation, et certaines veines montrent des textures de cristallisation en espace ouvert. Il s'agit de caractéristiques typiques de minéralisations formées en régime d'extension à de faibles profondeurs dans la croûte. Quelques indices montrent des disséminations et lentilles semi-massives concordantes de sulfures qui sont syngénétiques et qui sont soit nourries, soit recoupées par les veinules et veines occupant les fractures synvolcaniques discordantes. Les structures minéralisées encaissées dans la phase

tonalitique porphyrique du Stock du lac Line ou situées à son pourtour immédiat se distinguent essentiellement par une association spatiale étroite avec des brèches et des dykes interminéraux. Ceci suggère un lien entre l'activité hydrothermale et le plutonisme intermédiaire à felsique, à tout le moins pour ces indices spécifiques, et à condition bien sûr d'accepter l'hypothèse d'un lien génétique entre le stock, les dykes et les brèches. Il s'agit là de l'hypothèse la plus plausible pour l'instant, mais elle devra être validée de manière plus rigoureuse dans le futur.

La nature des roches encaissantes semble être le principal responsable de la variabilité morphologique et minéralogique des minéralisations (contrôle lithologique). En effet, la rhéologie de la roche hôte a contrôlé la perméabilité structurale, qui à son tour semble avoir influencé le ratio fluide/roche. Par exemple, les roches intrusives sont affectées de relativement peu de fractures de bonne longueur, ce qui semble avoir favorisé la concentration des fluides dans ces fractures, pour donner un fort ratio fluide/roche. Dans de telles conditions, le tamponnage chimique a dû être dominé par les fluides, générant des structures minéralisées plus larges, à minéralogie relativement uniforme et reflétant de hautes températures (veines de magnétite-sulfures). En contrepartie, les roches volcaniques sont affectées d'une multitude de fractures interconnectées mais de longueur courte, ce qui semble avoir favorisé une dilution des fluides dans un plus grand volume de roche, pour donner un plus faible ratio fluide/roche. Le tamponnage chimique a alors dû être dominé par la chimie de la roche hôte dans des conditions de plus basse température, le tout résultant en des sulfures disséminés et en une diversité de veinules et veines de sulfures à gangue silicatée à minéralogie variable.

L'étude géochimique de la minéralisation (composition des roches totales, pyrite et magnétite) nous enseigne que le système minéralisé montre une étroite association entre métaux précieux et métaux de base, confirmant son appellation « polymétallique ». Le cortège métallique d'intérêt économique est à Au-Ag-Cu, métaux auxquels s'ajoutent localement Zn (secteur du mont Bourbeau) et Mo (extrémité est du Stock du lac Line). Les métaux en traces associés se résument essentiellement à As, Bi, Co, Hg, Ni, Pb, Sb, Se et Te. Ces associations métalliques militent davantage pour une origine associée à des fluides salins et riches en complexes chlorurés, tels l'eau de mer et/ou des fluides magmatiques, que pour des fluides métamorphiques, généralement moins salins, plus pauvres en Cl mais plus riches en CO₂. La signature géochimique multi-éléments des pyrites est relativement uniforme à l'échelle de l'aire d'étude, peu importe la forme de minéralisation d'où elles proviennent. Cette signature est semblable à celle de pyrites provenant de la mine Copper Rand, mais distincte de celle de pyrites du gîte Berrigan et de la mine Springer. La signature géochimique des magnétites est également uniforme pour les trois structures à magnétite investiguées et est très semblable à celle des gîtes de types veines et des porphyres archéens de la région de Chibougamau. Elle est aussi très semblable à celle de gîtes de sulfures massifs volcanogènes retrouvés ailleurs en Abitibi. Compte tenu de cette relative homogénéité géochimique, il ne semble donc pas y avoir d'évidence nécessitant l'interprétation d'une superposition de plusieurs systèmes hydrothermaux d'origine différente pour expliquer la diversité d'indices observés. Toutefois, certaines observations, en particulier sur la Structure Brosman, nécessitent l'implication d'une évolution en deux épisodes d'un seul et même système hydrothermal.

En effet, la Structure Brosman est d'une importance toute particulière pour la compréhension du système minéralisé dans son ensemble. Elle est représentative de bon nombre d'autres indices en ce sens qu'elle regroupe les trois styles morphologiques de minéralisation au sein d'une zone de fractures recoupant plusieurs unités lithologiques. Son contexte géologique est, à l'image d'autres structures minéralisées du même secteur, interprété comme un environnement de faille synvolcanique. Toutefois, la présence d'importantes masses de tufs et de roches intrusives disposées de manière chaotique demeurent un phénomène particulier auquel il faudra trouver une explication dans l'interprétation finale. La minéralisation est encaissée dans une large enveloppe de fractures et forme deux zones à bagage métallique distinct :

1. la Zone Aurifère (Au), caractérisée par des disséminations de sulfures ainsi que des veinules et veines de sulfures à gangue silicatée et;
2. la Zone Polymétallique (Cu, Au, Ag), caractérisée par des disséminations de sulfures et des veinules de magnétite-sulfures.

L'étude de la densité de fracturation et des teneurs en métaux suggère que l'enrichissement en Au de la Zone Aurifère est intimement reliée aux zones les plus fracturées, où les réseaux de veinules de sulfures à gangue silicatée sont les mieux développés. La chimie de la pyrite, mieux documentée pour la Structure Brosman que pour les autres indices du secteur lac Line, confirme cette suggestion. En effet, les pyrites des veinules présentent des ratios métalliques Au:Ag et Au:Cu suggérant qu'elles sont plus riches en Au que les pyrites disséminées et que celles des veines de magnétite-sulfures (Zone Polymétallique). Ces « ratios enrichis » dans les pyrites des veinules sont d'ailleurs à

peu près les mêmes que ceux des roches totales de la Zone Aurifère (Au:Ag ~ 1:1 et Au:Cu ~ 1:100), confirmant que ce sont spécifiquement ces pyrites qui contiennent l'or de cette zone. Ainsi, bien qu'il ne semble pas y avoir dans le secteur lac Line de signatures de pyrites drastiquement différentes sur une base multi-éléments, il est possible, là où le niveau de détail est approprié, d'identifier des pyrites enrichies en certains éléments spécifiques (en Au dans le cas de la Zone Aurifère de la Structure Brosman), traduisant l'effet de perturbations chimiques locales dans le système minéralisé.

7.2.4 ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES

L'étude de la distribution ainsi que des caractéristiques physiques et chimiques des altérations hydrothermales du secteur lac Line, sujet du chapitre 5, amène de l'information complémentaire et en tous points compatible avec ce qui est déduit de l'étude de la minéralisation elle-même. On reconnaît 5 principaux types d'altération dont la distribution semble grandement dépendante du contrôle lithologique (se traduisant indirectement en contrôle thermique) évoqué à la section précédente. Les assemblages minéraux qui les forment représentent des conditions de pression et température équivalentes à celles du métamorphisme de bas grade (< 3-4 kbar; < 450°C).

Dans les roches volcano-plutoniques intermédiaires à mafiques, on retrouve une altération propylitique distale par rapport aux zones minéralisées et associée aux disséminations de sulfures dans de larges zones hydrothermalisées (faible ratio fluide/roche et basse température). Le métasomatisme responsable est d'intensité faible et se caractérise essentiellement par une perte en SiO₂. Les altérations proximales (assemblages chloriteux

et sodique à potassique) se retrouvent en étroite association avec les veines de magnétite-sulfures et les veinules et veines de sulfures à gangue silicatée dans des conduits plus spécifiques, où les fluides ont été focalisés (fort ratio fluide/roche et plus haute température). Ces altérations découlent d'un métasomatisme d'intensité moyenne à forte, caractérisé par :

1. des gains en SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ T}$, MgO et perte au feu, reflétant l'abondance des minéraux de la minéralisation et de la gangue tels le quartz, la chlorite, la magnétite et les sulfures;
2. des pertes variables en Na_2O et K_2O (lessivage des alcalins), sauf en quelques endroits où l'albite, la séricite et/ou la biotite sont stables (contrôle lithologique);
3. une relation antithétique fréquente entre les gains et pertes de Na_2O et K_2O , reflétant entre autres le remplacement de l'albite par la séricite et;
4. une relation antithétique entre les gains et pertes de Fe_2O_3 et MgO , traduisant le remplacement de la chlorite magnésienne distale par la chlorite ferrifère proximale, phénomène également suggéré par les observations pétrographiques.

Dans la phase tonalitique porphyrique du Stock du lac Line, l'altération séricitique domine et forme des enveloppes de largeur variable aux abords des veines de sulfures à gangue silicatée. Le métasomatisme associé est d'intensité faible et se manifeste principalement par un faible apport en SiO_2 , K_2O et éléments volatils (perte au feu), ce qui suggère un certain équilibre initial entre la roche hôte et les fluides hydrothermaux. Aussi, on observe plus localement une altération en tourmaline restreinte aux fragments, et plus localement à la matrice, de quelques zones de brèches. Ces observations sont à nouveau

compatibles avec une contribution du plutonisme intermédiaire à felsique (représenté par le Stock du lac Line) au système minéralisé.

L'occurrence de calcite est commune dans les zones d'altération et est généralement la seule forme de carbonatation observée, sauf localement dans le Stock du lac Line où l'ankérite est présente. Toutefois, ces carbonates ne dominent jamais les assemblages d'altération et les gains de masse en CaO ne montrent pas de corrélation positive avec les teneurs métalliques, mais se répartissent plutôt de manière irrégulière de part et d'autre des conduits minéralisés.

L'étude de l'altération soulève donc bon nombre de nouvelles évidences (conditions de pression et température, nature des assemblages minéraux, nature des changements de masse, lien possible avec le plutonisme synvolcanique, carbonatation minime au sein des veines mais plus répandue latéralement, etc.) rendant le système hydrothermal du secteur lac Line davantage compatible avec les systèmes volcanogènes développés en contexte sous-marin qu'avec les systèmes orogéniques.

7.2.5 RELATIONS DE CHRONOLOGIE RELATIVE

L'étude des relations de chronologie relative, sujet du chapitre 6, est en quelque sorte l'élément le plus crucial de cette recherche, car elle permet de mettre en relation temporelle les divers éléments géologiques caractérisés auparavant. Cette démarche suggère d'abord, par le biais des relations observées sur la Structure Brosman, que les minéralisations observées résultent d'un seul et même grand système hydrothermal ayant subi une évolution en deux épisodes possédant chacun une signature légèrement distincte.

Entre autres caractéristiques distinctives, le second épisode s'est exprimé par la mise en place de veinules et veines de sulfures à gangue silicatée dont les pyrites montrent une signature riche en Au par rapport aux autres métaux (ratio Au:Ag de l'ordre de 1:1). Sur la base de ce genre de caractéristiques, il est possible d'attribuer la formation de la plupart des indices à l'un ou l'autre des 2 épisodes hydrothermaux, puis de constater que le premier épisode s'est développé un peu partout dans les roches volcano-sédimentaires et les filons-couches de l'aire d'étude. En contrepartie, les effets du second épisode hydrothermal sont spatialement plus restreints et concentrés dans et au pourtour du Stock du lac Line (sauf la Zone Aurifère de la Structure Brosman). Mis à part l'enrichissement en Au attribué au second épisode hydrothermal, la signature géochimique en éléments traces des deux épisodes ne semble toutefois pas significativement différente, suggérant que le second épisode n'est qu'un incrément du premier, possiblement relié à une contribution tardive du Stock du lac Line au système hydrothermal.

Les relations de chronologie relative entre les deux épisodes de l'activité hydrothermale et les autres éléments géologiques reliés à la formation et la déformation de l'empilement du secteur lac Line confirment que ces épisodes ont dû être relativement rapprochés dans le temps et survenir durant le même stade d'évolution géodynamique. Ce stade correspond à l'édification et à l'évolution pré-déformation régionale de l'édifice volcanique en régime tectonique d'extension, tel que confirmé notamment par une superposition de la déformation ductile régionale et des minéraux du pic métamorphique sur la minéralisation et l'altération. Par ailleurs, la présence de dykes interminéraux,

possiblement associés au Stock du lac Line, appuie le lien génétique hypothétique de cette intrusion avec l'incrément hydrothermal correspondant au second épisode.

Le cadre chronologique global du secteur lac Line semble ainsi jalonné de 4 grandes étapes, auxquelles le modèle évolutif du système hydrothermal devra impérativement se rattacher. Ces étapes sont :

1. une activité volcano-plutonique synvolcanique responsable de la formation et de la structuration de l'édifice volcanique hôte;
2. la mise en place d'une circulation hydrothermale au sein des structures synvolcaniques (premier épisode hydrothermal);
3. une possible contribution magmatique à ce système hydrothermal liée à la mise en place du Stock du lac Line autour de 2708 Ma (second épisode hydrothermal) et;
4. la déformation et le métamorphisme de l'ensemble durant la déformation régionale, dont le paroxysme est survenu autour de 2703 Ma.

7.3 DISCUSSION SUR L'ENSEMBLE DU SYSTÈME MINÉRALISÉ

7.3.1 ORIGINE

La précédente synthèse nous permet d'aborder la question de l'origine du système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line. Rappelons que deux hypothèses de travail principales doivent être vérifiées, soit l'hypothèse synvolcanique ou l'hypothèse syntectonique, et qu'il existe une troisième hypothèse dite post-tectonique dans le cas où les deux premières s'avéraient inexactes (revoir section 1.2). Il est également approprié de rappeler ici la problématique inhérente à cette simplification bimodale

(synvolcanique vs syntectonique) des minéralisations en contexte d'arc volcano-plutonique. En effet, l'étroite relation spatio-temporelle qui règne entre processus volcano-plutoniques et processus tectono-métamorphiques lors de l'évolution d'un arc a le potentiel de compliquer l'interprétation de l'origine d'un système minéralisé s'y trouvant (revoir section 1.1.1.1). Heureusement, dans la région de Chibougamau, il est généralement accepté que les effets du volcano-plutonisme (formation de l'arc) et ceux de la déformation régionale (déformation de l'arc) sont distincts dans le temps et séparés d'une période de l'ordre de 5 à 10 Ma (revoir section 1.4.2). Ceci rend la simplification « synvolcanique versus syntectonique » valide et appropriée pour discuter de l'origine du système hydrothermal étudié.

Le tableau 7.1 regroupe les principales caractéristiques du système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line ainsi que les critères attendus pour favoriser chacune des deux hypothèses de travail principales. En comparant les différentes colonnes de ce tableau, on constate inévitablement que tous les éléments tendent à valider l'hypothèse synvolcanique. En fait, considéré individuellement, aucun de ces éléments n'est une preuve indiscutable d'une origine synvolcanique pour la minéralisation. Par exemple, la minéralisation est encaissée au sein de discontinuités synvolcaniques d'un édifice volcanique représentant la construction de l'arc, mais cela n'implique pas nécessairement une origine synvolcanique pour les fluides minéralisateurs. La signature minéralogique, métallique et lithogéochimique des minéralisations et de l'altération est compatible avec des fluides hydrothermaux salins, à possible composante magmatique et non-favorables au développement de carbonates en étroite association avec les veines

minéralisées. Toutefois, bien qu'ils soient plus typiques de l'eau de mer et/ou de fluides magmatiques, ces caractéristiques peuvent exceptionnellement être ceux de fluides métamorphiques en contexte de système minéralisateur orogénique (Goldfarb et al., 2005; Jébrak et Marcoux, 2008). L'association spatio-temporelle possible avec le Stock du lac Line et la mise en place en régime tectonique d'extension ne sont pas non plus des critères complètement déterminants car ils peuvent également survenir en contexte purement orogénique (Cox, 2005; Goldfarb et al., 2005).

C'est finalement en intégrant ensemble tous les facteurs reportés au tableau 7.1 et en considérant le cadre chronologique de l'ensemble (revoir figure 6.6) qu'on peut lier définitivement l'origine du système minéralisé à l'activité volcano-plutonique responsable de l'édification de l'arc, invalidant par le fait même l'hypothèse syntectonique. En fait, avant toute autre chose, un scénario syntectonique aurait nécessité impérativement une activité hydrothermale minéralisatrice synchrone ou postérieure au développement des structures ductiles, de la schistosité régionale et du pic du métamorphisme (Groves et al., 2003), alors qu'il a été démontré qu'elle est survenue antérieurement (revoir sections 6.3.3 et 6.3.4). Par le fait même, l'hypothèse post-tectonique est aussi invalidée.

Toutefois, l'attribution d'une origine synvolcanique au système minéralisé ne règle pas la question de sa typologie, car divers types de systèmes hydrothermaux peuvent se former en association avec l'activité volcano-plutonique en contexte d'arc (revoir figure 1.1 par exemple). La typologie du système sera abordée un peu plus loin (section 7.3.3), car sa détermination nécessite auparavant de prendre en considération la reconstruction de l'environnement de formation du système minéralisé, thème de la section qui suit.

7.3.2 RECONSTRUCTION DE L'ENVIRONNEMENT SYNVOLCANIQUE

L'interprétation préliminaire du contexte géologique et structural du secteur lac Line suggère que le cadre général de développement du système minéralisé est un édifice volcanique (ou quelques édifices plus ou moins coalescents) essentiellement calco-alcalin appartenant à un arc volcano-plutonique en contexte de subduction, construit sous une faible profondeur d'eau et fortement disséqué par divers réseaux de failles synvolcaniques.

Deux de ces réseaux de failles contrôlent l'architecture de l'ensemble :

1. les failles fragiles N-S et NO-SE, fortement discordantes par rapport à la stratification et auxquelles sont associées des perturbations importantes de la séquence stratigraphique et;
2. les failles longitudinales E-O, accidents structuraux et topographiques majeurs disséquant l'arc sur sa longueur et soupçonnées d'avoir été réactivées en zones de cisaillement ductiles lors de la déformation régionale.

Parmi ces perturbations, la plus significative pour la reconstruction de l'environnement synvolcanique est sans doute la distribution chaotique des unités observée en divers endroits et à diverses échelles. À l'échelle régionale, la disposition chaotique est mise en évidence par le caractère anormalement fracturé, segmenté et perturbé de la séquence stratigraphique dans le tronçon entre le secteur lac Line et le secteur du gîte Berrigan (revoir section 3.3 et figure 3.12), que Pilote (1987) attribue à la présence d'un bassin d'effondrement synvolcanique. À l'échelle du secteur lac Line, l'occurrence chaotique la plus spectaculaire se trouve dans la partie nord de la Structure Brosman où,

entre autres perturbations, des masses irrégulières de tufs et de roches intrusives mafiques, des contacts irréguliers communément faillés et du plissement synsédimentaire sont reconnus en surface (revoir section 4.2.1.1.1 et figure 4.1). Le phénomène semble se répéter en profondeur, où le forage 1230-02-30 recoupe des roches intrusives mafiques aux textures et signatures géochimiques variées (revoir sections 2.2.2 et 5.3.1.5.2). L'interprétation la plus cohérente de ces phénomènes est que la moitié nord de la Structure Brosman représente en fait une mégabrèche. Une telle interprétation implique que les différents décapages de cet indice exposent divers segments de mégablocs et de contacts minéralisés entre mégablocs, la taille de ces derniers pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres (figure 7.1). L'environnement le plus susceptible de produire ce genre de mégabrèche dans l'empilement volcanique global interprété est celui d'un escarpement causé soudainement par un grand déplacement le long d'une faille synvolcanique (Lipman, 1976; Branney et Kokelaar, 1994; Miura et Tamai, 1998). Les évidences d'instabilité gravitationnelle (« *slumping* ») et l'intense fracturation (revoir section 4.2.1.1.2) observées dans la Zone Aurifère de même que les perturbations dans la séquence stratigraphique engendrées de part et d'autre de l'enveloppe minéralisée sont autant d'autres facteurs venant appuyer l'hypothèse de la faille synvolcanique génératrice de mégabrèche. La complexité structurale de cette soi-disant mégabrèche et son processus de formation se comparent parfaitement à ceux d'une mégabrèche synvolcanique sous-marine similaire reconnue à la mine Gwillim, qui s'est aussi formée près de l'interface entre les formations de Gilman et de Blondeau (Bouchard, 1986). En somme, il est suggéré que la Structure Brosman est encaissée dans un environnement de mégabrèche de talus, interprétation qui,

comme on le verra plus bas, s'intègre favorablement dans la reconstruction de l'environnement synvolcanique global.

Ensemble, les éléments structuraux locaux et régionaux énoncés au paragraphe précédents sont suggestifs d'un environnement d'effondrement synvolcanique de grande envergure, dans lequel interagissent à la fois de longues failles longitudinales et des failles discordantes. Cette coexistence de failles longues, rectilignes et subparallèles à l'axe volcanique (failles E-O dans notre cas) avec des failles courtes, d'orientation variable et reliées à l'effondrement (failles N-S et NO-SE dans notre cas) est caractéristique de zones volcaniques rectilignes en extension (rifts intra-continentaux ou intra-arcs), telles que le champ volcanique de Taupo en Nouvelle-Zélande (Krupp et Seward, 1987; Cole et al., 2005), le rift Est-Africain ou encore la ride océanique de l'Islande (Acocella, 2007). Ce contexte d'extension est également parfaitement compatible avec les orientations variables et les textures de cristallisation en espace ouvert des veines minéralisées (revoir section 4.5.1). En d'autres mots, l'environnement géologique global le plus plausible pour représenter l'arc de Chibougamau lors de la formation du système minéralisé est un graben régional (« *arc rifting* ») sous-marin à partiellement émergeant au sein duquel prenait place le volcanisme de manière sporadique et locale.

À plus petite échelle, l'environnement de caldeira (Kennedy et Stix, 2003a, 2003b; Stix et al., 2003; Cole et al., 2005; Acocella, 2007; Mueller et al., 2008) est possiblement une bonne analogie pour représenter l'édifice hôte du système minéralisé du secteur lac Line. Ce genre de zones d'effondrement locales est communément rencontré dans des grabens volcaniques régionaux du style de celui proposé au paragraphe précédent

(voir par exemple Krupp et Seward, 1987; Cole et al., 2005). De plus, de par ses processus de formation cataclysmiques, le contexte de caldeira est sans doute le plus susceptible de générer soudainement des escarpements synvolcaniques suffisamment élevés et abrupts pour produire des mégabrèches de talus (Lipman, 1976; Branney et Kokelaar, 1994; Miura et Tamai, 1998) comme celles de la Structure Brosman et de la mine Gwillim. D'autres types de failles synvolcaniques, à faible déplacement et/ou à jeu plus progressif, n'ont pas le potentiel de générer des dépôts clastiques aussi grossiers, comprenant des blocs de plusieurs dizaines de mètres. Aussi, l'environnement de caldeira est parfaitement compatible avec l'intense fracturation synvolcanique observée et la disposition chaotique des unités à grande échelle. L'étude de caldeiras naturelles et les modélisations analogiques démontrent effectivement que la formation d'une caldeira génère une segmentation importante de l'édifice volcanique pré-caldeira, ce qui favorise lors de l'effondrement un réaménagement chaotique des segments stratigraphiques par déplacements variables le long des failles à l'origine de la segmentation (voir Acocella, 2007 et les références y figurant). Il est suggéré que les failles cassantes N-S et NO-SE observées dans le secteur lac Line (et leurs équivalents dans le secteur Berrigan) soient considérées comme de telles structures. Pour ce qui est des zones de cisaillements longitudinales E-O, l'hypothèse la plus probable est celle énoncée par Daigneault (1998), qui stipule qu'elles étaient initialement des failles normales reliées au soulèvement de l'arc lors de la mise en place synvolcanique de diverses intrusions subvolcaniques (Pluton de Chibougamau, Complexe de Cummings, etc.). L'âge minimum de ces failles normales est celui du Stock du lac Line (~2708 Ma), puisque ce dernier recoupe la faille du mont Bourbeau et s'est mis en place le long de la faille du lac

Antoinette (revoir section 3.2.3.2). Ces failles étaient toutefois probablement présentes au moment de l'effondrement de type caldeira, tel que le suggère leur relation de recouplement mutuel avec les failles cassantes N-S et NO-SE (revoir section 3.2.3.2).

Il est toutefois impossible de préciser si on a affaire à une ou plusieurs caldeiras, ni quelles sont les limites spatiales de l'effondrement, car les données actuellement disponibles n'ont pas la précision volcanologique et/ou structurale permettant de faire abstraction de la complexité architecturale et du fait qu'on voit l'ensemble en coupe plutôt qu'en plan en raison du basculement et de la déformation régionale. On ne peut donc pas conclure à la présence d'un type particulier de caldeira (caldeira sommitale? imbriquée? en piston?). Tout ce qu'il est possible de dire, c'est que l'effondrement semble s'être manifesté dans le tronçon entre le secteur lac Line et le secteur Berrigan, mais qu'il n'est pas nécessairement restreint à ce tronçon, ni nécessairement continu sur toute sa longueur. En revanche, la présente étude permet de contraindre dans le temps l'effondrement et d'interpréter qu'il s'est produit avant l'activité hydrothermale, car cette dernière s'est développée au sein des structures génétiquement associées à l'effondrement.

L'effondrement de type caldeira résulte du vidage d'une chambre magmatique par l'un de 4 processus principaux (Mueller et al., 2008) :

1. l'évacuation rapide du magma sous forme d'une éruption explosive produisant un important volume de débris pyroclastiques en surface;
2. l'effusion continue de magma par le biais de coulées de lave extensives et d'éruptions de type « fontaine »;
3. le drainage du magma dans des chambres magmatiques satellites et;
4. la migration latérale du magma (surtout en contexte de point chaud).

Dans le cas du secteur lac Line et de l'arc de Chibougamau en général, il est probable que la formation de potentielles caldeira(s) résulte essentiellement du premier processus, sans toutefois exclure les autres. En effet, le lien génétique proposé entre le Pluton de Chibougamau et la Formation de Blondeau (Dimroth et al., 1984; Ludden et al., 1984) ainsi que l'abondance de roches pyroclastiques felsiques (remaniées ou non) dans cette formation (Archer, 1983) implique des éruptions explosives violentes qui ont pu être suffisamment volumineuses pour mener à la formation d'une ou plusieurs caldeiras.

L'environnement de caldeira suggéré ici est ainsi caractérisé par des séquences de laves massives à coussinées et par la faible abondance, sinon l'absence, de faciès volcaniques subaériens. Il s'agit là d'une indication démontrant qu'à l'instar de plusieurs autres caldeiras archéennes (Morton et al., 1991; Gibson et al., 1999; Mueller et al., 2004; Mueller et al., 2008; Pearson et Daigneault, 2009), on a affaire à un environnement de formation essentiellement sous-marin, bien que peu profond et localement émergeant à l'échelle régionale (Archer, 1983; Dimroth et al., 1984). Avant toute chose, ceci appuie l'implication probable de l'eau de mer dans le système hydrothermal et explique la similarité des paragenèses d'altération avec celles typiques de systèmes volcanogènes sous-marins (revoir sections 5.3.1.5.6 et 5.4.1). Ensuite, le contexte sous-marin permet possiblement d'expliquer :

1. pourquoi les mégablocs des mégabrèches de talus n'ont pas souffert d'une réduction de taille plus prononcée par fragmentation lors de leur chute et;
2. pourquoi il semble y avoir relativement peu de particules fines entre ces mégablocs.

En effet, la densité et la viscosité de l'eau ont nécessairement dû imposer une certaine résistance ayant pour effet de limiter la vitesse de chute des blocs (loi de Stokes; voir par exemple Cojan et Renard, 1999), réduisant ainsi le potentiel d'une fracturation additionnelle à l'impact en comparaison à un effondrement en milieu subaérien. Pour sa part, la turbidité générée lors de la chute des blocs a dû provoquer la mise en suspension des particules fines, suivie de leur transport dans des zones plus distales et/ou de leur sédimentation tardive par rapport à celle des blocs (principe de granoclassement; voir par exemple Cojan et Renard, 1999).

Pour résumer, il est suggéré que le système minéralisé du secteur lac Line s'est mis en place au sein de structures synvolcaniques génétiquement reliées l'effondrement de grandes parties d'un édifice volcanique sous-marin calco-alcalin dans un régime d'arc en extension (« *arc rifting* »). L'hypothèse considérée comme étant la plus plausible, à la lumière des données de la présente étude, est que cette zone d'effondrement puisse correspondre à la formation d'une ou plusieurs caldeiras sous-marines. Ces structures auraient été créées suite à des éruptions volumineuses de pyroclastites felsiques, dont les dépôts ont été variablement réaménagés et transportés pour former les roches à dominance épiclastique de la Formation de Blondeau, telles qu'on les observe aujourd'hui.

7.3.3 TYPOLOGIE

Rappelons que trois principaux types de systèmes hydrothermaux étroitement reliés ont le potentiel de se former en lien à l'activité volcano-plutonique en contexte d'arc (revoir section 1.1.1.1, figure 1.1 et tableau 1.1) :

1. les systèmes porphyriques;
2. leurs expressions superficielles sous-marines, qui sont les systèmes de type SMV (sulfures massifs volcanogènes) et;
3. leurs expressions superficielles subaquatiques, qui sont les systèmes de type épithermal (volcanique-hydrothermaux proximaux et géothermaux distaux).

Un environnement de caldeira surmontant un système porphyrique est d'ailleurs particulièrement favorable, sinon essentiel, au développement de minéralisations de type SMV (Stix et al., 2003) et épithermal (par exemple Summitville, Colorado, Gray et Coolbaugh, 1994; Tavua, Fiji, Eaton et Setterfield, 1993; Banska Stiavnica, Slovaquie, Kodera et al., 2004). Voyons comment se compare le système minéralisé du secteur lac Line par rapport à ces trois types de systèmes.

Les minéralisations étudiées ressemblent aux SMV principalement en ce qui a trait à leurs altérations, qui montrent des assemblages minéralogiques et des changements de masse typiques de zones d'altération sous-marine semi-conformes recoupées de failles synvolcaniques actives (Franklin et al., 2005; Gifkins et al., 2005). La carbonatation observée, sous forme d'assemblages à calcite et plus localement à ankérite, est pénétrante et forme de larges halos, ce qui s'intègre bien dans le modèle des SMV formés dans certaines caldeiras sous-marines archéennes (Mueller et al., 2008). De plus, la signature géochimique des magnétites est très similaire à celle de magnétites provenant d'autres SMV en Abitibi (revoir section 4.4.3.2). Toutefois, les minéralisations sous forme de lentilles concordantes de sulfures et les évidences d'exhalaison sont rares dans le secteur lac Line. Il n'y a pas non plus de dôme felsique reconnu à proximité, élément pratiquement essentiel au

développement de SMV en contexte d'arc (Franklin et al., 2005; Gaboury et Pearson, 2008; Jébrak et Marcoux, 2008).

Les minéralisations étudiées possèdent également plusieurs caractéristiques en commun avec les gîtes épithermaux subaériens (Simmons et al., 2005), dont notamment :

1. des textures de veine bréchiques et crustiformes à quartz en dents de peigne;
2. un enrichissement en éléments de la suite épithermale (Au, Ag, As, Hg, Sb, Se, Te);
3. la présence de minéraux typiques de minéralisations épithermales (par exemple sulfosels, tellurures, etc.) et;
4. des paragenèses d'altération similaires à celles pouvant être générées dans des conditions de minéralisation épithermale neutre.

En revanche, le contexte sous-marin et l'implication probable de l'eau de mer comme fluide hydrothermal principal divergent du modèle épithermal classique.

Enfin, les minéralisations étudiées se comparent bien aux minéralisations de type porphyrique (Seedorff et al., 2005). Ceci s'applique particulièrement aux minéralisations attribuées au second épisode hydrothermal, que l'on retrouve essentiellement dans et en périphérie du Stock du lac Line. Elles sont centrées sur une intrusion porphyrique altérée et minéralisée à laquelle sont associés des brèches et des dykes interminéraux, militant en faveur de leur lien génétique avec cette intrusion. Leur signature géochimique montre un enrichissement en éléments généralement interprétés comme issus du magmatisme felsique (Au, Cu, As, Bi, Mo, Pb, Sb, Te; Hannington et al., 2005). La signature de leurs pyrites et magnétites est très similaire à celle des mêmes minéraux provenant d'environnements

porphyriques archéens (mine Copper Rand, mine Corner Bay, indice Queylus, etc.; revoir sections 4.4.2.3 et 4.4.3.2).

Considérant les comparaisons élaborées ci-haut, il apparaît que les minéralisations étudiées peuvent être regroupées en deux types génétiquement reliés. Il est suggéré que les minéralisations du premier épisode hydrothermal correspondent à un type hybride entre les SMV et les gîtes épithermaux subaériens neutres. Ce type transitionnel, nommé « épithermal sous-marin neutre » pour la suite, n'a été que récemment reconnu dans les environnements géologiques modernes (Conical Seamount, Papouasie-Nouvelle-Guinée, Petersen et al., 2002; voir section 7.4). Les processus responsables des caractéristiques atypiques (morphologie, minéralogie, associations lithologiques, forte concentration en métaux précieux, etc.) de ces gisements seront discutés dans les sections qui suivent. Le second épisode hydrothermal serait responsable de minéralisations de type porphyrique, formées conjointement à la mise en place du Stock du lac Line, expliquant par le fait même leur concentration dans et autour de cette intrusion.

En d'autres mots, le système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line est interprété comme un système épithermal sous-marin neutre sur lequel se serait superposée une contribution magmatique synvolcanique tardive reliée à la mise en place d'une intrusion porphyrique (Stock du lac Line). Le tout s'est produit en association à la formation et à l'évolution d'une ou plusieurs caldeiras sous-marines, tel qu'élaboré dans le modèle évolutif présenté à la section suivante.

7.3.4 MODÈLE ÉVOLUTIF

Pour être cohérent avec les relations chronologiques mises en évidence plus tôt (revoir section 6.4), le modèle d'évolution proposé ici comporte 4 principales étapes. Dans ce qui suit, elles seront présentées en parallèle à deux échelles, soit :

1. à l'échelle régionale (figure 7.2), permettant de positionner le secteur lac Line dans le cadre évolutif de la région de Chibougamau et;
2. à l'échelle de la faille synvolcanique (figure 7.3), permettant de suivre de manière un peu plus détaillée le développement des structures minéralisées, avec pour exemple la Structure Brosman.

7.3.4.1 Étape 1 : Formation et structuration de l'édifice volcanique hôte

Il est suggéré que l'essentiel de la préparation du terrain où s'est formé subséquemment le système minéralisé est survenu autour de 2715-2712 Ma (figure 7.2a). L'arc était alors submergé et en phase mature de construction et d'exhumation (Daigneault, 1998). Le Pluton de Chibougamau était en train de cristalliser des phases tonalitiques et leucotonalitiques évoluées (Racicot et al., 1984), qui s'exprimaient en profondeur par des porphyres et leurs minéralisations associées (camp minier du lac Doré; Pilote et al., 1998). En surface, l'activité magmatique évoluée s'exprimait par des édifices volcaniques calco-alcalins stratifiés (le centre volcanique du lac Ham par exemple) plus ou moins coalescents (Formation de Blondeau) construits sur un volcan de type bouclier (Formation de Gilman). L'arc subissait un régime d'extension ayant déjà favorisé la mise en place de magma mafique tholéïtique sous forme de long filons-couches (Complexe de Cummings, ~2717 Ma) et la formation de failles normales longitudinales pouvant guider l'activité volcanique.

Le gonflement engendré par l'activité intrusive (mise en place des filons-couches, tumescence associée avec la croissance du Pluton de Chibougamau, etc.) accentuait l'extension et favorisait le soulèvement et l'émergence progressive du complexe volcanique central (Mueller et al., 1989).

L'activité volcanique soutenue et/ou la migration d'une chambre magmatique a alors provoqué une subsidence et la formation d'une ou plusieurs zones d'effondrement, probablement de type caldeira (figure 7.2b). Ce phénomène s'est produit à la faveur d'une segmentation importante de l'édifice pré-effondrement et de déplacements variables le long de nombreuses failles et zones de fractures synvolcaniques fortement discordantes par rapport à la séquence stratigraphique. Certaines failles longitudinales principales ont contrôlé les dimensions de la zone de subsidence, alors que d'autres plus mineures ont dû être recoupées par les nouvelles discontinuités servant à l'effondrement (Rytuba, 1994). Le déplacement le long des failles s'est fait rapidement et a pu atteindre plusieurs dizaines de mètres, produisant ainsi des escarpements abrupts favorables aux instabilités gravitationnelles majeures responsables de mégabrèches de talus (figure 7.3a). Dans l'ensemble, cet événement a ainsi provoqué des perturbations majeures de la séquence stratigraphique et a fourni une multitude de fractures synvolcaniques favorables à la circulation de fluides hydrothermaux et à la focalisation de l'activité volcano-plutonique subséquente.

7.3.4.2 *Étape 2 : Hydrothermalisme sous-marin au sein des failles synvolcaniques reliées à l'effondrement (premier épisode hydrothermal)*

Cette seconde étape correspond à la naissance et au développement du système hydrothermal, qui s'est fait à la faveur d'une ingestion d'eau de mer dans les fractures reliées à l'effondrement et à sa mise en circulation convective par la chaleur dégagée de l'activité magmatique en profondeur (figure 7.2c). La source de chaleur était probablement une apophyse du Pluton de Chibougamau en rapprochement vers la surface, et qui s'y manifestait peut-être par des coulées de lave et des filons-couches intermédiaires à mafiques recouvrant progressivement les mégabrèches au sein de la zone de subsidence. Il n'est pas possible de confirmer si cette apophyse correspond au Stock du lac Line, mais c'est une possibilité.

Dans ce contexte, il est suggéré que la circulation de l'eau de mer réchauffée a d'abord produit une zone d'altération semi-concordante de grande envergure, à laquelle on peut attribuer l'altération propylitique et les disséminations de sulfures fortement répandues. La circulation focalisée et soutenue dans les failles et zones de fractures synvolcaniques principales a alors favorisé la formation d'altérations progrades discordantes (altérations sodique à potassique et chloriteuse) et des minéralisations épithermales sous-marines neutres associées (veines de magnétite-sulfures surtout; figure 7.3b). La séquence paragénétique de ces veines, dans laquelle la magnétite est progressivement remplacée par les sulfures, est une évidence pour l'évolution d'un fluide précoce oxydant et/ou à faible activité du soufre vers un fluide réducteur et/ou à forte activité du soufre (Vaughan et Craig, 1997). Le même genre d'évolution est suggéré pour

les fluides minéralisateurs de certains gisements du camp minier du lac Doré (Magnan et al., 1999) et pourrait très bien être reliée à une contribution croissante de fluides magmatiques provenant de l'activité plutonique soutenue (Giggenbach, 1997). Dans le même ordre d'idée, le fait qu'on retrouve peu d'évidences de gîtes de SMV classiques (lentilles concordantes, tufs exhalatifs, etc.) est probablement dû à l'activité volcanique explosive soutenue, typique du volcanisme calco-alcalin, phénomène qui n'a probablement pas laissé la chance à de tels gisements de pouvoir être préservés. En revanche, le caractère riche en volatils et cataclysmique de ce volcanisme a certainement favorisé la formation de roches volcanoclastiques poreuses et d'une perméabilité structurale significative, le tout dans un contexte de changements brusques de bathymétrie et de pressions de confinement. Il s'agit là d'éléments favorables à la formation de minéralisation atypique par rapport aux SMV classiques (Gaboury et Pearson, 2008).

Dans un cadre plus régional, la formation d'autres gîtes semble s'intégrer adéquatement dans cette étape évolutive (gîte Berrigan, Pilote, 1986; mine Bruneau, Trudeau, 1981; minéralisations synvolcaniques filonniennes de la mine Gwillim, Bouchard, 1986).

7.3.4.3 Étape 3 : Accentuation de la contribution magmatique au système hydrothermal lors de la mise en place du Stock du lac Line (second épisode hydrothermal)

La troisième étape évolutive s'articule autour de la mise en place du Stock du lac Line à $2707,6 \pm 1,4$ Ma et des dykes associés. Elle est donc survenue de manière relativement tardive par rapport à la formation de l'environnement d'effondrement et aux

autres événements volcaniques datés dans la région (revoir figure 1.5). Toutefois, l'auréole de métamorphisme faible de cette intrusion suggère que l'activité volcano-plutonique était toujours présente à ce moment. En fait, une hypothèse à tester serait que le stock puisse correspondre à l'équivalent intrusif d'un dôme résurgent au sein de la caldeira (Rytuba, 1994; Acocella et al., 2000). Il semble avoir utilisé l'une des failles longitudinales pour atteindre la surface (la faille du lac Antoinette; figure 7.2d). D'autres intrusions régionales similaires (stock du gîte MOP-II, stock de Grandroy, etc.; revoir section 2.3.2), plus jeunes ou dont l'âge n'est pas connu (revoir section 2.6.2), pourraient aussi correspondre à ce genre d'intrusions tardives mises en place près de la surface par la réactivation de structures synvolcaniques. L'arrivée sporadique de ces petites intrusions à la fin du cycle de caldeira implique qu'il y avait injection répétée de magma dans la chambre magmatique subvolcanique principale (Pluton de Chibougamau). D'une part, ça semble témoigner de la longévité de l'activité volcano-plutonique post-effondrement, ce qui est un élément essentiel à la survie d'un système hydrothermal intra-caldeira car il compense la dissipation de chaleur reliée à la convection hydrothermale (Lipman, 2000). D'autre part, l'apport répété de magma représente une situation particulièrement favorable à la formation de minéralisation polymétallique reliée à la mise en place des stocks près de la surface (Rytuba, 1994), ce qui semble avoir été le cas un peu partout à l'échelle régionale dans ce camp minier avec plusieurs exemples possibles : gîte MOP-II, mine Grandroy, gîte Devlin, indice Queylus, etc.

Spécifiquement, ce scénario semble s'être appliqué lors de la mise en place du Stock du lac Line. Il est suggéré que l'arrivée de cette intrusion près du système

hydrothermal déjà en fonction en surface a provoqué un apport accentué de fluides magmatiques au système (incrément correspondant au second épisode hydrothermal), ce qui a conduit au développement de minéralisation de type porphyrique dans et autour de cette intrusion (figure 7.2e). Cet épisode s'est exprimé par le recouplement des minéralisations épithermales sous-marines neutres de l'étape 2 par des veinules et veines de sulfures à gangue silicatée ainsi que les altérations associées (chloriteuse, séricitique, en tourmaline, etc.). Ce style de minéralisation à signature enrichie en Au est le plus abondant aux environs immédiats du stock, mais sa signature s'étend jusqu'à la Zone Aurifère de la Structure Brosman, où le recouplement des deux épisodes hydrothermaux est particulièrement évident (figure 7.3c). Le fait que la signature de l'incrément hydrothermal relié au Stock du lac Line ne soit pas aussi répandue que celle de l'épisode précédent suggère que peu de failles et zones de fractures étaient orientées favorablement et/ou étaient toujours suffisamment perméables pour permettre le transport d'or et de fluides magmatiques à distance par rapport à l'intrusion. En ce sens, l'enveloppe fortement fracturée de la Zone Aurifère de la Structure Brosman a dû être particulièrement efficace pour promouvoir une circulation hydrothermale soutenue en comparaison aux autres zones de fracture, de faille et de brèche où l'enrichissement en Au n'a pas été enregistré. La désilicification globale (perte en SiO₂) héritée du premier épisode hydrothermal, particulièrement évidente aux abords de cette structure (revoir section 5.3.1.5.1), a probablement fragilisé ce site et permis d'y focaliser les effets du second épisode hydrothermal.

7.3.4.4 *Étape 4 : Déformation et métamorphisme de l'ensemble lors de la déformation régionale*

La dernière étape évolutive correspond à la déformation régionale, dont le paroxysme (schistosité régionale et pic du métamorphisme) est survenu autour de 2703 Ma (revoir figure 1.5), soit certainement après un ralentissement considérable et probablement l'arrêt total du système hydrothermal. Cimon (1973; 1979), Cimon et Gobeil (1976) et Daigneault (1998) soulignent l'importance du soulèvement rapide qu'avait déjà subi la région vers la fin du second cycle volcanique (soit à peu près en même temps que l'étape 3 ci-haut). Ce soulèvement s'est probablement réalisé à la faveur des failles longitudinales en extension, le long desquelles le mouvement normal a engendré une délamination de la séquence supracrustale (figure 7.2f.1 à f.3). Couplé au soulèvement du Pluton de Chibougamau, ce phénomène a contribué de manière significative à l'amorce de l'anticlinal de Chibougamau, qui s'est consolidé par le serrage des couches en position verticale lors du raccourcissement horizontal N-S associé à la déformation régionale. Dans le secteur lac Line, ce raccourcissement a été accommodé par la réactivation de quelques-unes des nombreuses failles préexistantes orientées favorablement. Il semble que les structures les plus efficaces pour ce faire ont été les failles longitudinales E-O, qui ont ainsi été transformées en zones de cisaillement à mouvement inverse (Daigneault, 1998) le long desquelles les strates ont été serrées et verticalisées (figure 7.2f.4 et f.5). Les effets des déplacements d'amplitude variable qui ont alors eu lieu se sont combinés dans les trois dimensions à ceux des déplacements préexistants reliés à l'effondrement pour donner

l'architecture complexe observée aujourd'hui, caractérisée par de nombreuses perturbations et duplications stratigraphiques (revoir figures 2.1 et 3.10).

La concentration de la déformation ductile le long des failles longitudinales s'est avérée bénéfique pour la formation de minéralisations aurifères orogéniques (par exemple la mine Norbeau, Dubé, 1990) et pour la préservation des structures minéralisées synvolcaniques retrouvées dans les failles N-S, où les effets de la déformation ductile et la recristallisation métamorphique sont mineurs.

7.3.5 IMPLICATIONS DU MODÈLE SUR LA CHRONOLOGIE RÉGIONALE

Le modèle évolutif proposé ci-haut s'intègre bien dans la séquence chronologique des événements géologiques régionaux introduits au chapitre 1 (revoir section 1.4.2 et figure 1.5). Il permet même d'y apporter quelques précisions, mises en évidence en rouge sur la figure 7.4. Ces précisions permettent d'abord d'intégrer la formation d'une ou plusieurs zones d'effondrement (caldeiras?) ainsi que de possibles événements de volcanisme et de résurgence post-effondrement. Ces événements sporadiques pourraient être associés aux petites intrusions synvolcaniques tardives comme le Stock du lac Line. Dans l'ensemble, l'évolution géologique de la région de Chibougamau semble ainsi comporter toutes les phases qui jalonnent généralement l'histoire d'une caldeira (Lipman, 2000; Mueller et al., 2008), le tout s'étant articulé autour du centre intrusif occupé aujourd'hui par le Pluton de Chibougamau (Daigneault, 1998):

1. une phase de construction basale de type volcan bouclier (premier cycle volcanique et Formation de Gilman; ~2730 à 2720 Ma);

2. une phase de construction sommitale dominée par du volcanisme felsique (Formation de Blondeau; ~2720 à 2715 Ma);
3. une phase d'effondrement et de volcanisme effusif et/ou explosif associé (Formation de Blondeau; segmentation et mégabrèches; ~2715 à 2712 Ma) et;
4. une phase post-effondrement d'événements volcano-plutoniques mineurs et sporadiques (Stock du lac Line [~2708 Ma] et autres intrusions similaires).

Le grand système hydrothermal synvolcanique associé a pu se développer de manière extensive à partir du moment où une bonne quantité de structures synvolcaniques superficielles sont apparues (phase 3 ci-haut), permettant ainsi l'introduction massive de fluides superficiels (eau de mer principalement) vers le Pluton de Chibougamau. Ce système hydrothermal a sans doute été ponctué par des épisodes de paroxysme alternant avec des périodes de quiescence entre ~2715 et ~2707 Ma, justifiant ainsi la reconnaissance de différentes pulsations hydrothermales volcanogènes et/ou magmatiques au sein d'un même grand événement hydrothermal synvolcanique. La région de Chibougamau pourrait donc correspondre à un exemple archéen de « district métallogénique stationnaire » (Marcoux et Jébrak, 1999), où l'activité hydrothermale est demeurée centrée sur une source de chaleur stationnaire pendant une période de l'ordre de 10 Ma ou plus. L'impact minéralisateur de ce grand système semble avoir été d'abord proximal au Pluton de Chibougamau et à dominance magmatique-hydrothermale (camp minier du lac Doré). Puis, cet impact semble avoir été plus distal et à dominance volcanogène suite à la maturation de la circulation hydrothermale dans les couches superficielles de l'arc et à l'implication

d'intrusions tardives ajoutant localement leur contribution au système (minéralisations périphériques épithermales sous-marines et de type porphyrique).

7.4 PARALLÈLES AVEC D'AUTRES SYSTÈMES ATYPIQUES ET IDENTIFICATION DES PROCESSUS-CLÉS

La reconnaissance de minéralisations hydrothermales polymétalliques présentant des caractéristiques atypiques, par rapport aux gîtes reconnus de façon plus classique en terrain archéen, n'est pas chose nouvelle dans la Sous-province de l'Abitibi. Dans le cas du secteur lac Line, l'élément sans doute le plus atypique est la présence significative de magnétite au sein de plusieurs structures minéralisées. Ça peut effectivement apparaître, à première vue, comme un phénomène assez inhabituel pour des minéralisations épithermales au sens strict (épithermaux subaériens). Toutefois, il ne s'agit pas d'un phénomène si exceptionnel si l'on prend en considération les importantes similitudes, évoquées à la section 7.3.3, entre les minéralisations étudiées et les minéralisations de type SMV. En effet, il est commun d'avoir d'importantes quantités de magnétite dans les SMV archéens (voir entre autres Roberts, 1975; Large, 1977; Knuckey et al., 1982; Knuckey et Watkins, 1982; Galley et al., 1995). Aussi, la présence de magnétite dans le secteur lac Line est d'autant moins surprenante si l'on considère la présence des filons-couches mafiques à ultramafiques du Complexe de Cummings, qui ont certainement agit comme source de fer lors du tamponnage des fluides hydrothermaux. Donc, bien que l'exercice soit valable, l'action de comparer le système minéralisé du secteur lac Line avec d'autres, uniquement sur la base du cortège minéralogique (en particulier sur la présence de magnétite), ne

semble pas aussi significative qu'une comparaison sur la base de facteurs plus fondamentaux (par exemple l'environnement de formation, la nature des structures minéralisées, l'association avec une activité intrusive spécifique, etc.). C'est donc plutôt cet exercice qui est développé dans ce qui suit.

On retrouve au tableau 7.2 une sélection non-exhaustive et arbitraire d'un nombre croissant d'exemples reconnus de systèmes polymétalliques atypiques anciens. On retrouve également dans ce tableau deux exemples plus récents, y compris le Conical Seamount auquel il est fait allusion à la section 7.3.3, comme système épithermal sous-marin moderne. En comparant entre eux ces différents exemples, il est possible de mettre en évidence des éléments géologiques qui reviennent communément, tels :

1. un environnement volcanique typique d'arcs matures avec caldeira reconnue ou soupçonnée;
2. un contexte sous-marin peu profond à émergeant;
3. une association spatiale et temporelle avec des roches volcano-plutoniques calco-alcalines;
4. une minéralogie et des associations géochimiques traduisant un enrichissement en éléments de la suite épithermale;
5. des altérations hydrothermales typiques de conditions neutres et plus rarement acides et;
6. une histoire de mise en place de la minéralisation survenant tard dans l'évolution d'un cycle volcanique donné.

Il est logique de penser que ces éléments récurrents sont le produit d'une combinaison spécifique de processus géologiques qui confère à ces systèmes atypiques leur signature particulière. Selon cette logique, il semble donc qu'on puisse identifier 5

processus-clés qui, combinés en intensité et proportions variables, pourraient être les principaux responsables de ces minéralisations atypiques. Le premier processus est (1) l'activité volcano-plutonique calco-alcaline (Richards, 2003; Candela et Piccoli, 2005), qui agit comme source thermique ainsi que source de composants divers (métaux, éléments de la suite épithermale, fluides magmatiques, etc.) responsables de la signature métallique et géochimique atypique. Il dicte aussi le style de volcanisme, qui lui a une influence sur les autres processus (Gaboury et Pearson, 2008). Le second processus est (2) la formation d'une perméabilité structurale permettant la circulation de ces composants et leur intégration dans un système hydrothermal superficiel dominé par l'eau de mer. Bien que facultatif, la formation d'une caldeira est probablement le processus le plus efficace pour ce faire, et elle se produit tardivement dans l'histoire d'un cycle volcanique (Mueller et al., 2008) ce qui pourrait expliquer la mise en place tardi-volcanique de la plupart des systèmes minéralisés atypiques. Les trois derniers processus sont liés à l'eau de mer (Hannington et al., 1999) et correspondent à (3) son ébullition, (4) sa capacité de diluer/neutraliser les fluides acides et (5) sa capacité à transporter les métaux de base grâce à sa composition (riche en chlore). D'une part, la profondeur d'eau (pression hydrostatique) influence l'ébullition du fluide hydrothermal, processus efficace pour déstabiliser les complexes métalliques en solution. D'autre part, l'eau de mer agit comme médium de mobilisation, de transport et de précipitation des métaux, et ses caractéristiques chimiques prennent alors une grande importance dans les processus de mélange de fluides et de réaction avec la roche encaissante. Son pH neutralise généralement l'acidité des fluides magmatiques, expliquant les assemblages d'altération neutres les plus souvent associés à la

minéralisation. Son caractère riche en Cl permet la mobilisation des métaux de base qui accompagnent localement la minéralisation en métaux précieux.

À la lumière des résultats de la présente étude, il semble que ces 5 processus aient été réunis à une ou plusieurs reprises et à diverses échelles dans la région de Chibougamau, ce qui a mené à la formation du système minéralisé du secteur lac Line et possiblement d'autres gîtes atypiques (gîte Berrigan, gîte Chevrier, mine Gwillim, mine Bruneau, etc.). Le lien génétique de la minéralisation avec le plutonisme calco-alcalin semble plus évident dans cette région que dans d'autres énumérées au tableau 7.2, alors que le paléo-environnement superficiel de l'empilement volcanique y est plus difficile à reconstruire qu'ailleurs. Ceci suggère que des découvertes minérales intéressantes pourraient résulter à la fois :

1. d'une meilleure compréhension volcanologique et structurale de l'environnement volcanique superficiel dans la région de Chibougamau et;
2. d'une exploration axée sur le lien entre le plutonisme calco-alcalin et les minéralisations atypiques dans les autres systèmes similaires où ce lien est moins bien connu.

7.5 IMPLICATIONS POUR L'EXPLORATION

Cette étude et le modèle en découlant permettent de confirmer la présence de minéralisation satellite de type porphyrique et épithermal dans les niveaux supérieurs de l'empilement volcanique de la région de Chibougamau. Ceci supporte l'idée que le nombre de gîtes archéens superficiels bien préservés est actuellement sous-estimé. Il s'agit là d'une

remarque d'importance pour guider l'exploration et le développement futur de camps miniers archéens atypiques comme celui de Chibougamau.

À l'échelle de la ceinture de roches vertes, la reconnaissance du développement d'un contexte de caldeira dans une séquence volcanique classique encaissée dans un contexte d'arc volcano-plutonique est un critère de premier choix. Un environnement marin peu profond à sub-émergent et une histoire tectono-magmatique ayant su préserver les séquences volcaniques superficielles (enfouissement rapide suite au jeu de failles normales, basculement et rotation tectonique précoce, etc.; voir Dilles et Einaudi, 1992) sont des éléments favorables car ils réduisent significativement la possibilité que les gîtes peu profonds aient été érodés. La présence de suites volcano-plutoniques calco-alcalines ne doit pas être vue d'un mauvais œil car elles sont particulièrement favorables au développement de minéralisations synvolcaniques atypiques par rapport aux SMV plus classiquement exploités dans les ceintures anciennes (Gaboury et Pearson, 2008). Le camp minier de Doyon-Bousquet-Laronde en est un bon exemple (Mercier-Langevin et al., 2007a).

À l'échelle régionale, les zones de fractures et les failles synvolcaniques sont des cibles prioritaires car elles ont pu être utilisées comme conduits, à la fois pour les fluides hydrothermaux et les magmas, favorisant ainsi soit la précipitation directe de minéralisation ou encore le développement de systèmes magmatiques-hydrothermaux satellites par rapport à la chambre magmatique principale. En particulier, les extensions N-O des zones de cisaillement hôtes des gisements du camp minier du lac Doré, les failles longitudinales E-O hôtes d'intrusions synvolcaniques tardives et les failles synvolcaniques auxquelles sont associées des perturbations significatives de la séquence volcanique (rupture de la

continuité et des épaisseurs stratigraphiques, mégabrèches, dykes, altérations hydrothermales, etc.) présentent un intérêt majeur. Les structures reconnues comme ayant été fortement altérées et réactivées, de manière à promouvoir une perméabilité soutenue, devraient être examinées avec attention. Il est probable que la déformation ductile ait été concentrée le long de ces structures de manière à ce qu'elles aient maintenant l'apparence de zones de cisaillement. Toutefois, de nombreux exemples (voir entre autres Labbé, 1994; Pilote et Guha, 1998a; Magnan et al., 1999; Legault et Daigneault, 2006; Pilote et al., 2006a; Pilote et al., 2006b) démontrent qu'elles peuvent être distinguées des zones de cisaillement d'origine purement tectonique par :

1. leur orientation anomale par rapport aux axes de la déformation régionale;
2. des évidences de déformation multiphasée;
3. une longueur moindre et;
4. un ratio largeur/longueur élevé.

Par ailleurs, les intrusions intermédiaires à felsiques, surtout si elles sont polyphasées et à texture porphyrique, devraient mériter une attention particulière (voir entre autres McMillan et Panteleyev, 1987; Titley, 1993; Seedorff et al., 2005; Sinclair, 2007 et les références y figurant).

À l'échelle du flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau et le synclinal de Chibougamau, les cartes de susceptibilité magnétique (voir figure 7.5, revoir aussi figures 2.2 et 3.12) constituent des outils de compréhension et de ciblage efficaces. La figure 7.5 montre bien le grain O-S-O et les structures majeures qui influencent l'architecture régionale, comme par exemple (Pierre Pilote, communication personnelle, 2009) :

1. la faille du lac Doré;
2. l'axe du synclinal de Chibougamau;
3. les nombreuses failles O-S-O qui affectent le Complexe de Cummings;
4. l'absence apparente de ces failles dans les roches volcaniques de la Formation de Gilman (entre la faille du lac Sauvage et celles traversant le secteur lac Line sur la figure 7.5), qui est probablement due à l'absence de repères stratigraphiques permettant de les identifier, et;
5. le contact nord du stock de Grandroy qui est coupé par une autre structure O-S-O (la faille Grandines).

De plus, certains métallotectes mis en évidences dans cette thèse peuvent être directement identifiés sur la même carte :

1. les bris dans la continuité des roches fortement magnétiques du Complexe de Cummings peuvent servir au repérage de failles synvolcaniques potentielles et de bassins d'effondrement (Pilote et Guha, 1998a);
2. les intrusions intermédiaires à felsiques sont identifiables par la présence de bas magnétiques de forme ovoïde recoupant le grain magnétique local;
3. la présence de veines et stockwerk à magnétite peut se traduire par des hauts magnétiques ponctuels (voir par exemple la Structure Brosman sur la figure 7.5).

En intégrant ensemble l'information obtenue du repérage des structures principales et des métallotectes sur de telles cartes géophysiques, il devient ainsi possible de cibler les secteurs les plus intéressants pour l'exploration.

À l'échelle locale, plusieurs éléments géologiques devraient justifier un suivi.

Ces éléments sont notamment :

1. la présence inusitée de magnétite hydrothermale et/ou de sulfures;
2. des altérations hydrothermales chloriteuse, sodique à potassique, séricitique et/ou en tourmaline;
3. des anomalies géochimiques en Au, Ag, Cu, Zn, Mo, As, Bi, Co, Hg, Ni, Pb, Sb, Se et Te et;
4. la présence de brèches magmatiques-hydrothermales dans ou à proximité d'évidences de magmatisme felsique à intermédiaire.

Des changements de masse distaux, tels des pertes en SiO_2 , et proximaux, tels des gains en SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ T}$, perte au feu avec des changements variables mais généralement antithétiques pour Na_2O et K_2O , peuvent être très utiles pour déterminer la position des principaux conduits synvolcaniques. La composition de la pyrite, qui peut maintenant être déterminée facilement et à peu de coûts par LA-ICP-MS, pourrait aussi devenir un outil utile pour déterminer la présence de familles de pyrite favorables. Dans les environs du secteur lac Line, les pyrites présentant un enrichissement pour les éléments chimiques cités ci-haut et montrant des ratios Ag/Au et Cu/Au, avoisinant respectivement 1 et 100, sont particulièrement intéressantes.

TABLEAUX DU CHAPITRE 7

Tableau 7.1 : Synthèse des caractéristiques du système minéralisé et des hypothèses de travail concernant son origine

	Caractéristiques du système minéralisé du secteur lac Line	Caractéristiques propres à chaque hypothèse de travail	
		Synvolcanique	Syntectonique
Environnement tectonique	Arc volcano-plutonique surmontant une zone de subduction		
Régime tectonique dominant	Extension	Extension	Compression et/ou transtension
Roches hôtes du système minéralisé	Empilement sous-marin de roches volcano-sédimentaires et intrusives synvolcaniques	Roches volcano-sédimentaires et intrusions subvolcaniques associées	Variable Toute roche pouvant faire partie d'une ceinture de roches vertes
Principales structures hôtes du système minéralisé	Zones de fractures synvolcaniques	Zones de fractures synvolcaniques et horizons perméables	Failles synvolcaniques réactivées ou nouvelles zones de cisaillement fragile-ductile associées à une zone de faille majeure
Style de minéralisation	Disséminations, veinules et veines à sulfures, magnétite et/ou silicates	Lentilles, veines, stockwerks et disséminations de sulfures, silicates et/ou carbonates	Veines de quartz-carbonates
Associations métalliques	Au, Ag, Cu, Zn, Mo As, Bi, Co, Hg, Ni, Pb, Sb, Se, Te	Au, Ag, Cu, Zn, Pb As, Bi, Hg, Sb, Sn, Te, (B, F, W)	Au, Ag As, B, Bi, Mo, Sb, Te, W
Rapports Au/Ag	< 1	< 0,1 - 1	> 5
Altérations dominantes	Propylitique, chloriteuse, sodique à potassique, sérichtique	Propylitique, chloriteuse, sérichtique, siliceuse, argileuse, potassique	Carbonatation, sérichtique, pyriteuse
Conditions P-T	Équivalentes au métamorphisme de bas grade	Équivalentes au métamorphisme de bas grade	Équivalentes au métamorphisme de bas à moyen grade
Fluides hydrothermaux	Eau de mer (?), magmatique (?)	Eau de mer, magmatique, météorique	Métamorphique, magmatique, météorique
Association avec des intrusions	Lien spatio-temporel avec le Stock du lac Line	Lien génétique avec les intrusions subvolcaniques	Lien possible avec des dykes felsiques ou de lamprophyres et/ou avec des batholites de marge continentale
Timing de la minéralisation	Pré- et syn-Stock du lac Line, pré-déformation régionale, pré-pic métamorphique	Pré- à syn-plutonisme synvolcanique, pré-déformation régionale, pré-pic métamorphique	Syn- à tardi-tectonique, syn- à post-pic métamorphique
Références	Cette étude	Combinaison des différents modèles synvolcaniques de Poulsen et al. (2000) et Jébrak et Marcoux(2008)	Modèle orogénique de Groves et al. (2003) et Jébrak et Marcoux (2008)

Tableau 7.2 : Comparaison du système minéralisé du secteur lac Line avec d'autres systèmes atypiques sélectionnés

	Secteur lac Line	Berrigan	Chevrier	Géant Dormant	Eagle-Telbel
Environnement	Caldeira (?) sous-marine à sub-émergente en contexte d'arc	Caldeira (?) sous-marine à sub-émergente en contexte d'arc	Centre volcanique felsique en contexte sous-marin d'arc naissant	Dôme dacitique en contexte sous-marin profond (>3150 m d'eau)	Bassin volcano-sédimentaire (maar-diâtrème, caldeira?) associé à un volcan calco-alcalin en émergence
Roches hôtes	Empilement sous-marin bimodal; mafique tholéïtique à la base et felsique calco-alcalin au sommet	Empilement sous-marin bimodal; mafique tholéïtique à la base et felsique calco-alcalin au sommet	Empilement sous-marin bimodal; mafique tholéïtique à la base et felsique calco-alcalin au sommet	Empilement sous-marin bimodal; mafique tholéïtique et felsique calco-alcalin	Tufs felsiques calco-alcalins interprétés comme des dépôts de talus
Structures hôtes	Zones de fractures synvolcaniques	Zones de fractures synvolcaniques	Faile synvolcanique	Dykes et failles synvolcaniques	Brèches volcano-sédimentaires subconcordantes
Style de minéralisation	Disséminations, veinules et veines à sulfures, magnétite et/ou silicates	Veinules et brèches minéralisées	Veines de quartz-carbonates-pyrrite et disséminations de pyrite	Veines de quartz-sulfures, disséminations et veinules de sulfures	Stockwerk et zones de remplacement à pyrite montrant des textures épithermales
Minéralogie	Pyrite, chalcopyrite, magnétite, pyrrhotite, sphalérite, galène, molybdénite, sulfosels et tellurures	Sphalérite, pyrrhotite, galène, arsénopyrite, chalcopyrite, pyrite	Pyrite, or natif, tellure d'or	Pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite	Pyrite, sidérite, dolomite, calcite, chalcédoine
Altération	Propylitique, chloriteuse, sodique à potassique, séricitique	Silicification, carbonatation, chlorite-actinote	Carbonatation, séricitisation, chloritisation	Séricite-chlorite-quartz	Carbonatation
Plutonisme associé	Stock du lac Line	Stock du lac Line (?) Stock du gîte MOP-II (?)	Dykes felsiques synvolcaniques	Dôme dacitique et dykes felsiques synvolcaniques	Tonalite de Joutel (?)
Âge	Archéen ~2712-2708 Ma	Archéen ~2712-2708 Ma (?)	Archéen ~2730 Ma	Archéen ~2720-2722 Ma (?)	Archéen ~2721 Ma
Type interprété	Épithermal sous-marine neutre et porphyrique	Épithermal	Stockwerk et disséminations aurifères synvolcaniques	Veines de quartz synvolcaniques riches en sulfures	Épithermal neutre
Références	cette étude	Pilote, 1987; Pilote et Guha, 1998a	Legault, 2003; Legault et Daigneault, 2006	Gaboury et Daigneault, 1999	Jébrak et al., 2000; Legault et al., 2002; Gauthier et al., 2003

(suite et fin à la page suivante)

Tableau 7.2 : Comparaison du système minéralisé du secteur lac Line avec d'autres systèmes atypiques sélectionnés (suite et fin)

	Secteur lac Line	Selbaie	Doyon-Bousquet-Laronde	Eskay Creek	Conical Seamount
Environnement	Caldeira (?) sous-marine à sub-émergente en contexte d'arc	Caldeira sub-émergente en contexte d'arc	Contexte sous-marin transitionnel entre arc et bassin d'arrière-arc	Volcanisme bimodal sous-marine peu profond en contexte de riftage d'arc	Volcan sous-marin peu profond (1050 m d'eau) en contexte d'avant-arc
Roches hôtes	Empilement sous-marin bimodal; mafique tholéitique à la base et felsique calco-alcalin au sommet	Tufs felsiques calco-alcalins	Empilement sous-marin bimodal; mafique tholéitique à la base et felsique calco-alcalin au sommet	Tufs felsiques, brèches et mudstones le long d'un contact rhyolite-basalte	Basaltes calco-alcalins riches en K
Structures hôtes	Zones de fractures synvolcaniques	Zones de fractures synvolcaniques	Zones de fractures synvolcaniques et horizons concordants	Horizons concordants	-
Style de minéralisation	Disséminations, veinules et veines à sulfures, magnétite et/ou silicates	Veines de type épithermal, stockwerk à pyrite-chalcocryrite, disséminations stratiformes	Veines riches en sulfures et lentilles stratiformes de sulfures massifs	Disséminations et sulfures massifs stratiformes	Veines épithermales, disséminations et stockwerk à sulfures
Minéralogie	Pyrite, chalcocryrite, magnétite, pyrrhotite, sphalerite, galène, molybdénite, sulfosels et tellurures	Pyrite, sphalérite, galène, chalcocryrite, tétrahédrite, argentite, sulfosels d'argent	Pyrite, chalcocryrite, sphalérite, galène, pyrrhotite, arsénopyrite, bornite, tellurures	Sphalérite, tétrahédrite, pyrite, galène, stibine, réalgar, cinabre, arsénopyrite	Sphalérite, galène, pyrite, marcassite et sulfosels à Cu-Pb-As-Sb
Altération	Propylitique, chloriteuse, sodique à potassique, séricitique	Silicification, chlorite-carbonate-chlorite-feldspaths potassiques	Variées; certaines interprétées comme des équivalents métamorphisés d'altération épithermale sous-marine neutre à acides	Quartz-chlorite-séricite	Argiles, silice amorphe, feldspaths-K, plagioclase secondaire, chlorite et carbonates
Plutonisme associé	Stock du lac Line	Tonalite synvolcanique de Brouillan	Intrusion de Mooshla (?)	Filons-couches de diorite	Intrusion subvolcanique
Âge	Archéen ~2712-2708 Ma	Archéen ~2730-2725 Ma	Archéen ~2698 Ma	Jurassique Moyen 180-170 Ma	Quaternaire ~93 ka
Type interprété	Épithermal sous-marin neutre et porphyrique	Transitionnel SMV-épithermal	Veines synvolcaniques riches en sulfures évoluant vers des dépôts transitionnels SMV-épithermal	Transitionnel SMV-épithermal	Épithermal sous-marin
Références	cette étude	Larson et Hutchinson, 1993	Mercier-Langevin et al., 2007b	Macdonald et al., 1996; Roth et al., 1999	Petersen et al., 2002

FIGURES DU CHAPITRE 7

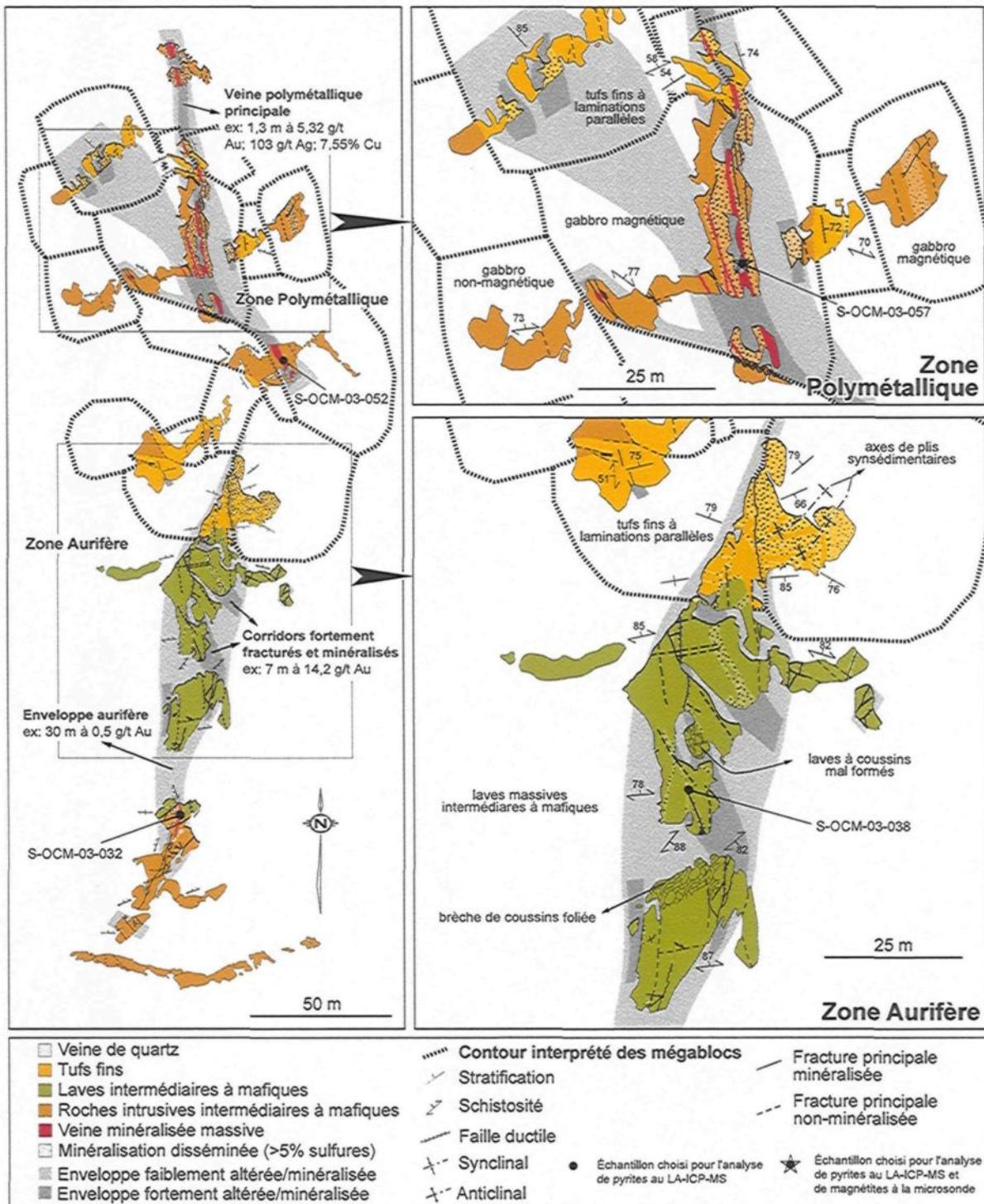


Figure 7.1 : Carte géologique de la Structure Brosman intégrant l'interprétation de la mégabrèche

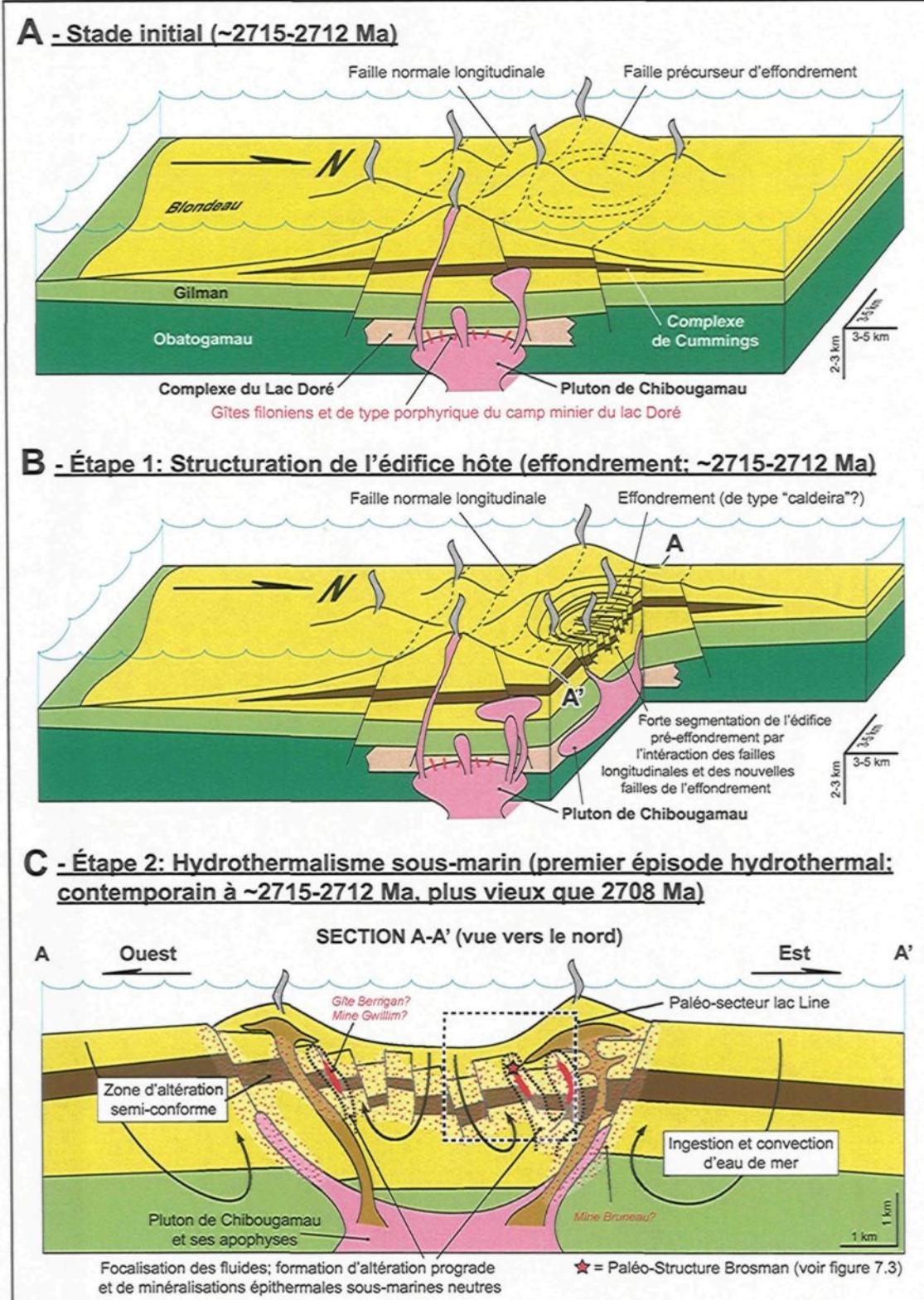
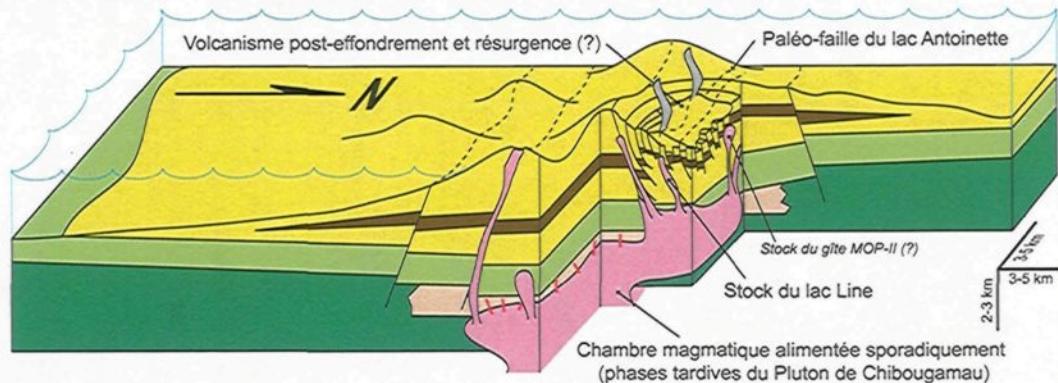
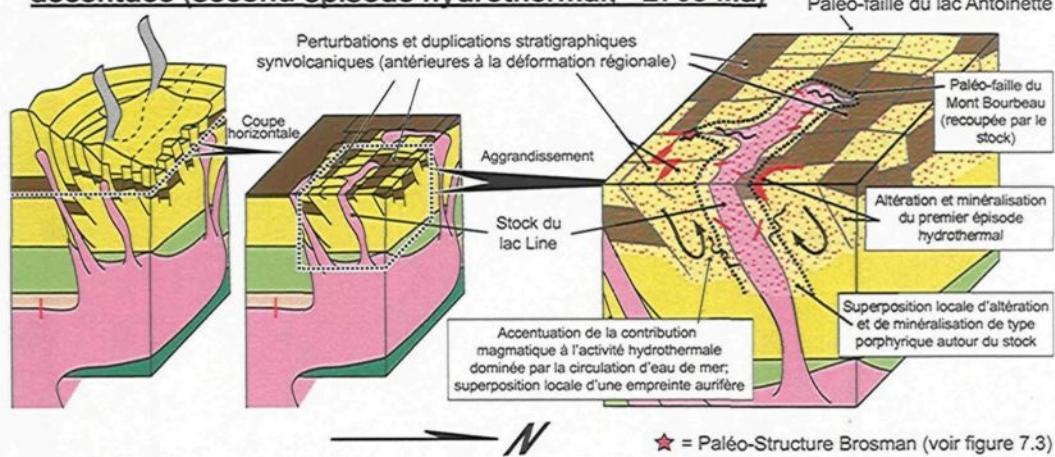


Figure 7.2 : Modèle évolutif régional (suite et fin à la page suivante)

D - Étape 3: Mise en place du Stock du lac Line et contribution magmatique accentuée (second épisode hydrothermal: ~2708 Ma)



E - Étape 3: Mise en place du Stock du lac Line et contribution magmatique accentuée (second épisode hydrothermal: ~2708 Ma)



F - Étape 4: Déformation et métamorphisme régionaux (paroxysme ~2703 Ma)

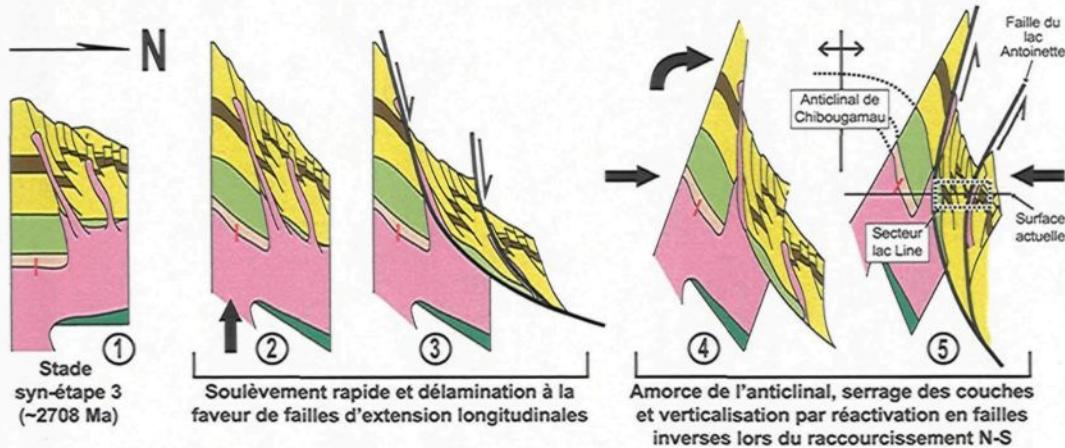


Figure 7.2 : Modèle évolutif régional (suite et fin)

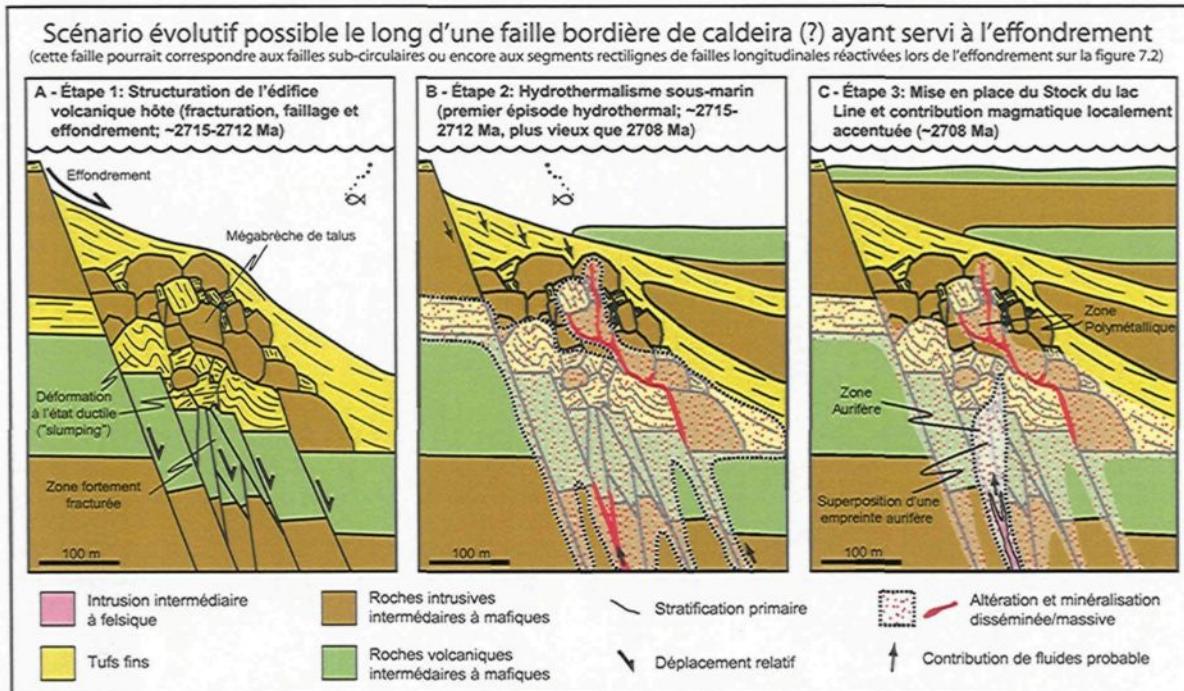


Figure 7.3 : Modèle évolutif à l'échelle de la structure minéralisée (exemple de la Structure Brosman)

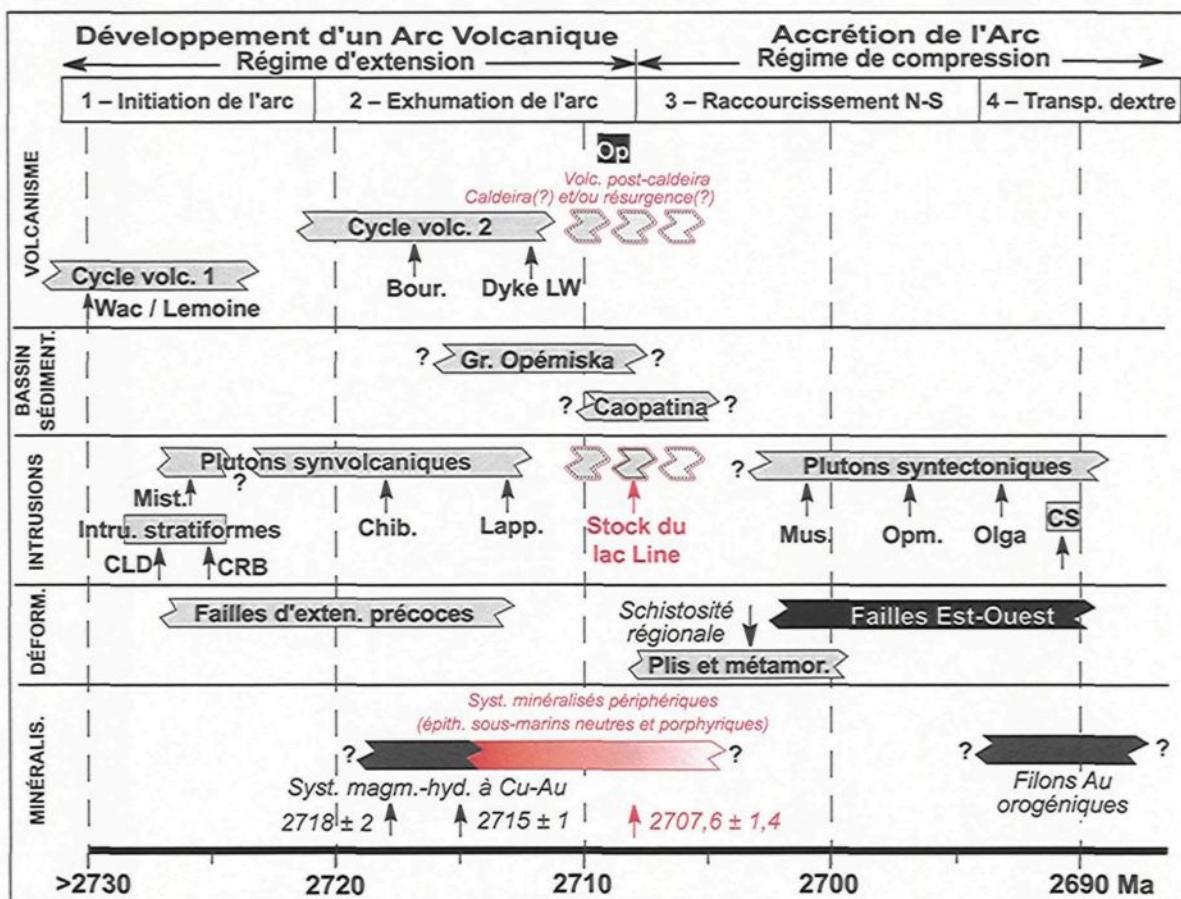
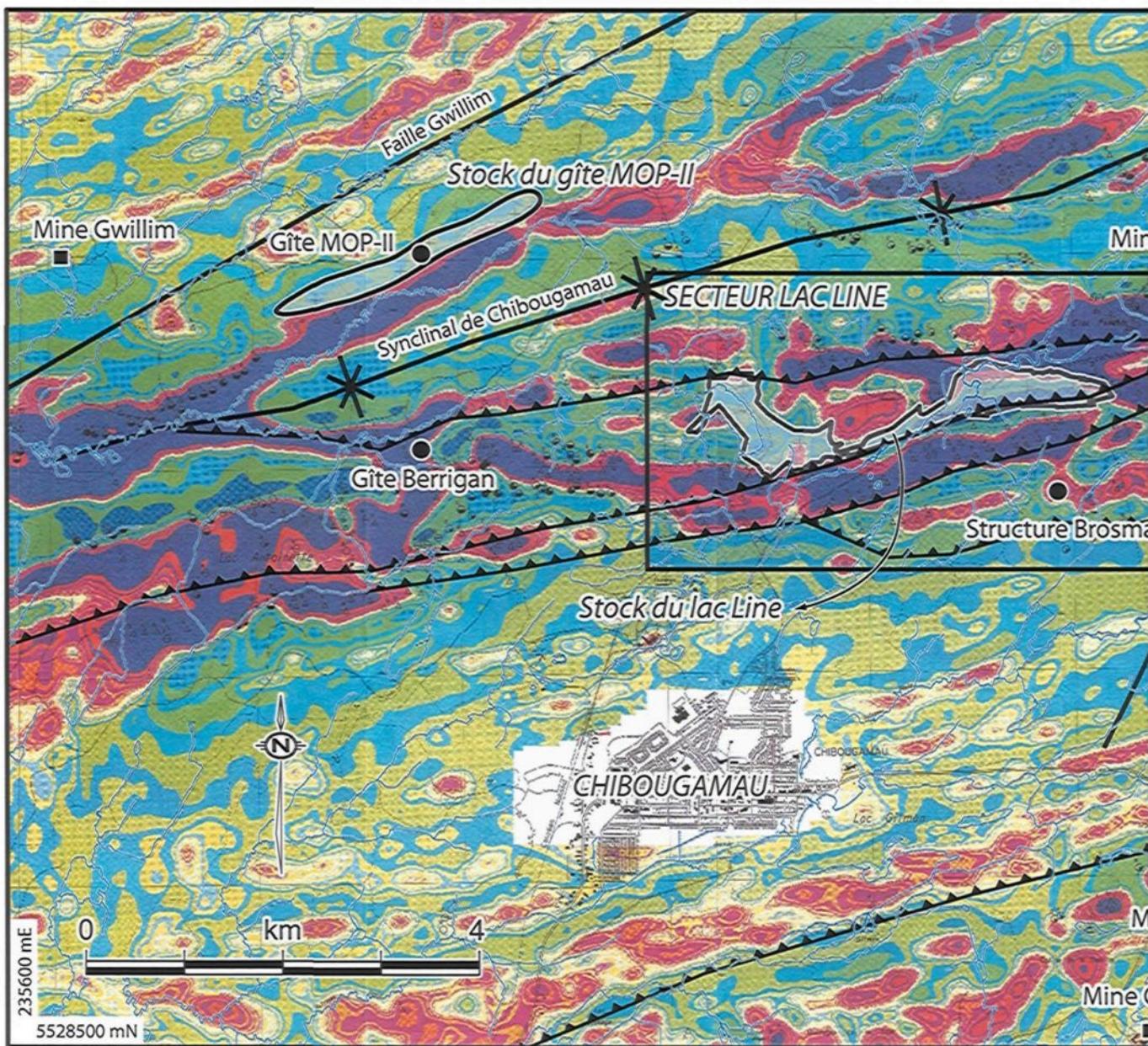


Figure 7.4 : Intégration du modèle évolutif du secteur lac Line dans l'évolution géologique régionale (modifiée de Pilote et Guha, 2006)

L'âge d'autres unités importantes de la Zone Volcanique Nord est également indiqué.

Abréviations: Op=volcanites du Groupe d'Opémisca, Wac/Lemoine=Formation de Waconichi dans le secteur Lemoine, Bour.=filon-couche de Bourbeau, Dyke LW=dyke porphyrique dans le secteur du lac Waconichi, Mist.=pluton de Mistaouac, Chib.=pluton de Chibougamau, Lapp.=Complexe de Lapparent, Mus.=pluton de Muscocho, Opm.=pluton d'Opémisca, Olga=pluton d'Olga, CLD=Complexe du lac Doré, CRB=Complexe de la rivière Bell, CS=carbonatite du lac Shortt.



GRADIENT MAGNÉTIQUE ET STRUCTURES

(cartes aéromagnétique)

Projection de la carte

Principales failles cassantes

Principales failles ductiles



Figure 7.5 : Gradient magnétique et structures principales des environs de Chibougamau

CHAPITRE 8

CONCLUSION

Le secteur lac Line présente un système minéralisé polymétallique atypique par rapport à ceux plus traditionnellement exploré dans la Sous-province de l’Abitibi. Son caractère particulier réside principalement dans :

1. la diversité et la distribution spatiale étendue des structures minéralisées;
2. l’environnement volcano-sédimentaire hôte de ces structures, qui représente les niveaux superficiels d’un arc volcano-plutonique à dominance calco-alcaline;
3. le caractère fracturé et perturbé de cet environnement et;
4. l’association spatiale de certains indices avec une intrusion tardivolcanique ($2707,6 \pm 1,4$ Ma) intermédiaire à felsique calco-alcaline (Stock du lac Line).

La présente recherche a permis de faire la lumière sur un certain nombre de phénomènes pouvant être responsables de ces particularités. La contribution principale du projet est la suggestion explicite que le système minéralisé fait partie d’une entité volcano-tectonique de plus grande envergure interprétée comme une grande zone d’effondrement et représentant possiblement une ou plusieurs caldeiras. Cette interprétation est

essentiellement basée sur la présence d'une multitude de failles synvolcaniques générant des perturbations stratigraphiques locales et régionales importantes. La présence possible de mégabrèches de talus (Structure Brosman) est vue comme un élément particulièrement convaincant. Sur cette base, il est démontré que la formation de l'environnement de caldeira (~2715-2712 Ma) a généré l'essentiel, sinon la totalité, de la perméabilité structurale nécessaire au développement du système minéralisé. En effet, les indices sont à peu près tous encaissés dans les zones de fractures et failles synvolcaniques compatibles avec le modèle de caldeira. L'environnement géologique, les empreintes hydrothermales et les différentes relations de chronologie relative décrites militent pour :

1. une origine synvolcanique sous-marine pour le système minéralisé (entre ~2715-2712 et 2708 Ma) et;
2. une implication possible du plutonisme intermédiaire à felsique tardi-volcanique (~2708 Ma) dans la genèse de certains indices.

Toutefois, le caractère superficiel de l'environnement de caldeira et son positionnement en contexte d'arc volcanique calco-alcalin a vraisemblablement eu un impact important sur les processus minéralisateurs, ce qui fait que le système minéralisé présente une signature hybride entre les sulfures massifs volcanogènes classiques et les minéralisations épithermales subaériennes. Ainsi, il est suggéré de modifier la désignation de minéralisations de « type Brosman » au profit de minéralisations épithermales sous-marines neutres. Parmi celles-ci, certaines semblent avoir un lien génétique plus fort avec le Stock porphyrique du lac Line, et on pourrait alors parler de minéralisations de type porphyrique. Finalement, le projet contribue à expliquer l'architecture actuelle complexe du secteur lac Line en suggérant un modèle évolutif dans lequel les perturbations

stratigraphiques déjà complexes reliées à l'effondrement sont réaménagées par la réactivation de failles synvolcaniques orientées favorablement lors de la déformation régionale (paroxysme estimé autour de 2703 Ma).

De manière plus générale, cette étude ajoute un exemple aux cas de plus en plus nombreux prouvant que des systèmes minéralisés archéens superficiels peuvent avoir été préservés de l'érosion. L'intégration du contexte du secteur lac Line à celui de la région de Chibougamau démontre que cette dernière expose un énorme système minéralisé volcano-plutonique archéen atypique, avec des gisements filoniens Cu-Au magmatiques-hydrothermaux proximaux (camp minier du lac Doré) et des gîtes épithermaux polymétalliques distaux centrés sur des systèmes plutoniques satellites plus jeunes de quelques millions d'années, et s'inscrivant tout de même dans la même lignée pétrogénétique. Ceci met en évidence le potentiel minéral des arcs volcano-plutoniques calco-alcalins anciens qui, à l'image de leurs équivalents récents, peuvent très bien renfermer les évidences de plusieurs épisodes hydrothermaux polymétalliques significatifs et cycliques, permettant éventuellement une exploitation rentable.

RÉFÉRENCES

- Abrailis, P.K., Pattrick, R.A.D., et Vaughan, D.J. 2004. Variations in the compositional, textural and electrical properties of natural pyrite: a review. *International Journal of Mineral Processing*, 74:41-59.
- Acocella, V. 2007. Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, 85:125-160.
- Acocella, V., Cifelli, F., et Funiciello, R. 2000. Analogue models of collapse calderas and resurgent domes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104:81-96.
- Allard, G.O. 1976. Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. DP 368, Ministère des Richesses Naturelles, Québec,
- Allard, G.O., Caty, J.L., Chown, E.H., Cimon, J., Gobeil, A., et Baker, D. 1979. Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. GAC-MAC, Congrès annuel, Québec, Livret-guide de l'excursion B-1, 95 p.
- Allibone, A.H., Windh, J., Etheridge, M.A., Burton, D., Anderson, G., Edwards, P.W., Miller, A., Graves, C., Fanning, C.M., et 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.
- Archer, P. 1983. Interprétation de l'environnement volcano-sédimentaire de la Formation de Blondepau dans la section stratigraphique du Lac Barlow, Chibougamau. Unpublished master's thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, PQ, Canada.
- Archer, P., Guha, J., et Chown, E.H. 1984: Interpretation of the volcano-sedimentary environment of the Archean Blondepau Formation, Barlow Lake section, Chibougamau. *Dans Chibougamau; Stratigraphy and Mineralization. Édité par Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, Montreal, PQ, Canada, pp. 92-106.
- Arribas, A., Jr., Hedenquist, J.W., Itaya, T., Okada, T., et Concepcion, R.A. 1995. Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines. *Geology*, 23:337-340.
- Barnes, H.L., ed., 1997a. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons Inc., New York.
- Barnes, H.L. 1997b: Hydrothermal mineral deposits: What we do and don't know. *Dans Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Édité par H.L. Barnes*, John Wiley & Sons Inc., New York. pp. 1-29.
- Barrett, T.J., et MacLean, W.H. 1994a: Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks. *Dans Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems. Édité par D.R. Lentz*, Geological Association of Canada, Short course notes volume 11, Saint John's, NL, Canada. pp. 433-467.
- Barrett, T.J., et MacLean, W.H. 1994b. Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area. *Exploration and Mining Geology*, 3:131-160.
- Beaudoin, G., et Dupuis, C. 2007. Signature géochimique des oxydes de fer et application à l'exploration minière - volet 2. Projet DIVEX SC-16, DIVEX, INRS-ETE, Québec.

- Bédard, L.P., Barnes, S.J., Sawyer, E., et Chown, E.H. 1990: Comparison between an Archean pluton of the Northern Abitibi Greenstone Belt (Canada) and volcanic arc I-type batholiths. 3rd International Archaean Symposium, Perth, Australia, Program with abstracts, 191-193.
- Bédard, L.P., et Ludden, J.N. 1997. Nd-isotope evolution of Archaean plutonic rocks in southeastern Superior Province. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 34:286-298.
- Blecha, M. 1966. A study of variation in chemical composition of certain dykes at the Campbell Chibougamau mine. Mémoire de maîtrise non-publié, Université McGill, Montréal, Québec, Canada.
- Bouchard, G. 1986. Environnement géologique du gisement aurifère de Gwillim, Chibougamau, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, PQ, Canada.
- Boyle, D.R. 1996: Gîtes supergènes de métaux communs et de métaux précieux. *Dans Géologie des types de gîtes minéraux du Canada. Édité par O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe*, Commission Géologique du Canada, Ottawa, pp. 104-132.
- Branney, M.J., et Kokelaar, P. 1994. Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. *Geological Society of America Bulletin*, 106:507-530.
- Browne, P.R.L. 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6:229-250.
- Burrows, D.R., Spooner, E.T.C., Wood, P.C., et Jemielita, R.A. 1993. Structural controls on formation of the Hollinger-McIntyre Au quartz vein system in the Hollinger shear zone, Timmins, southern Abitibi greenstone belt, Ontario. *Economic Geology*, 88:1643-1663.
- Candela, P.A., et Piccoli, P.M. 2005: Magmatic processes in the development of porphyry-type ore systems. *Dans Economic Geology - One hundredth anniversary volume. Édité par J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb et J.P. Richards*, Society of Economic Geologists, pp. 337-370.
- Card, K.D. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, 48:99-156.
- Cathles, L.M., III. 1990. Scales and effects of fluid flow in the upper crust. *Science*, 248:323-329.
- Cerny, P., Blevin, P.L., Cuney, M., et London, D. 2005: Granite-Related Ore Deposits. *Dans Economic Geology - One hundredth anniversary volume. Édité par J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb et J.P. Richards*, Society of Economic Geologists, pp. 337-370.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W., Mortensen, J.K., Card, K.D., et King, J.E. 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi Belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29:2211-2225.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W., et Pilote, P. 2006: Part A - Geological setting of the eastern extremity of the Abitibi Belt. *Dans Le camp minier de Chibougamau et le parautochtone grenvillien: métallogénie, métamorphisme et aspects structuraux. Édité par P. Pilote*, Annual joint meeting, Geological Association of Canada -

- Mineralogical Association of Canada, Montréal 2006, Fieldtrip guidebook B1, pp. 1-27.
- Chown, E.H., Harrap, R., et Moukhsil, A. 2002. The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. *Precambrian research*, 115:291-310.
- Cimon, J. 1973. Possibility of an Archean Porphyry Copper in Quebec. *Canadian Mining Journal*, 94:97.
- Cimon, J. 1979: Brèches et minéralisations de type porphyrique dans le canton de Queylus. *Dans Livret-guide de l'excursion B-1. Édité par G.O. Allard, J.L. Caty, E.H. Chown, J. Cimon, A. Gobeil et D. Baker, Association Géologique du Canada - Association minéralogique du Canada (GAC-MAC), Congrès annuel, Québec*. pp. 74-78.
- Cimon, J., et Gobeil, A. 1976. The Stella Formation: its importance for the genesis and relative age of the mineralization in the Chibougamau camp, Quebec (abstract). *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*, 69:96.
- Cojan, I., et Renard, M. 1999. *Sédimentologie*. Dunod, Paris.
- Cole, J.W., Milner, D.M., et Spinks, K.D. 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, 69:1-26.
- Colvine, A.C., Fyon, J.A., Heather, K.B., Marmont, S., Smith, P.M., et Troop, D.G. 1988. Archaen lode gold deposits in Ontario. *Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper* 139.
- Côté-Mantha, O. 2003. Chronologie de mise en place et caractérisation des minéralisations polymétalliques de la propriété Brosman, Chibougamau, Québec. Rapport d'étape #1, projet de maîtrise conjoint SOQUEM-CONSOREM, document confidentiel.
- Côté-Mantha, O. 2004a. Chronologie de mise en place et caractérisation des minéralisations polymétalliques de la propriété Brosman, Chibougamau, Québec. Rapport d'étape #3, projet de maîtrise conjoint SOQUEM-CONSOREM, document confidentiel.
- Côté-Mantha, O. 2004b. Chronologie de mise en place et caractérisation des minéralisations polymétalliques de la propriété Brosman, Chibougamau, Québec. Rapport d'étape #2, projet de maîtrise conjoint SOQUEM-CONSOREM, document confidentiel.
- Côté-Mantha, O. 2005a. Architecture et origine du système de minéralisation polymétallique du secteur Lac Line, région de Chibougamau, Québec. Rapport d'étape #4, projet de maîtrise-doctorat conjoint SOQUEM-CONSOREM, document confidentiel.
- Côté-Mantha, O. 2005b. Architecture et origine du système de minéralisation polymétallique du secteur Lac Line, région de Chibougamau, Québec. Rapport d'étape #5, projet de maîtrise-doctorat conjoint SOQUEM-CONSOREM, document confidentiel.
- Côté-Mantha, O. 2006: Section 4B - The polymetallic mineralization system of the Line Lake area: Brosman structure, Siscoe showing, TR-1287-02-08 showing and Radar Dome showing. *Dans Le camp minier de Chibougamau et le parautochtone grenvillien: métallogénie, métamorphisme et aspects structuraux. Édité par P.*

- Pilote, Annual joint meeting, Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Montréal 2006, Fieldtrip guidebook B1, pp. 109-119.
- Couture, J.-F. 1986. Geologie de la Formation de Gilman dans la partie centrale du Canton de Roy, Chibougamau, Quebec. Master's, Universite du Quebec a Chicoutimi, Chicoutimi, PQ, Canada,
- Cox, S.F. 2005: Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust. *Dans* Economic Geology - One hundredth anniversary volume. *Édité par* J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb et J.P. Richards, Society of Economic Geologists, pp. 39-75.
- Cox, S.F., Knackstedt, M.A., et Braun, J. 2001: Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. *Dans* Structural controls on ore genesis, Reviews in Economic Geology 14. *Édité par* J.P. Richards et R.M. Tosdal, Society of Economic Geologists, Boulder, CO, pp. 1-24.
- Craig, J.R. 2001. Ore-mineral textures and the tales they tell. *The Canadian mineralogist*, 39:937-956.
- Craig, J.R., Vokes, F.M., et Solberg, T.N. 1998. Pyrite; physical and chemical textures. *Mineralium deposita*, 34:82-101.
- Daigneault, R. 1991. Déformation et cisaillement: concepts et applications. DV 89-16, Gouvernement du Québec.
- Daigneault, R. 1998: Une évolution tectonique et métallogénique centrée sur le Pluton de Chibougamau. *Dans* Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau; nouvelle vision du potentiel de découverte. *Édité par* P. Pilote, Ministere des Ressources Naturelles du Québec, DV 98-03, pp. 45-52.
- Daigneault, R., et Allard, G.O. 1987. Carte géologique de la région de Chibougamau, Québec. PRO 87-05, Ministère des Ressources Naturelles du Québec.
- Daigneault, R., et Allard, G.O. 1990. Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique - Région de Chibougamau - Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, MM 89-03,
- Daigneault, R., Mueller, W.U., et Chown, E.H. 2004: Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision. *Dans* The Precambrian Earth: tempos and events. Dev Precambrian Geol 12:88-103. *Édité par* P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu et K. Strand, pp. 88-103.
- Davis, G.H., et Reynolds, S.J. 1996. Structural geology of rocks and regions. John Wiley and Sons Inc., New York.
- Deer, W.A., Howie, R.A., et Zussman, J. 1992. The rock-forming minerals. Longman, 2nd edition, United Kingdom.
- Dickin, A.P. 1997. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Dilles, J.H., et Einaudi, M.T. 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada; a 6-km vertical reconstruction. *Economic Geology*, 87:1963-2001.

- Dimroth, E., Cousineau, P., Leduc, M., et Sanschagrin, Y. 1978. Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15:902-918.
- Dimroth, E., Rocheleau, M., Mueller, W., Archer, P., Brisson, H., Fortin, G., Jutras, M., Lefebvre, C., Piche, M., Pilote, P., et Simoneau, P. 1985. Paleogeographic and paleotectonic response to magmatic processes; a case history from the Archean sequence in the Chibougamau area, Quebec. *Geologische Rundschau*, 74:11-32.
- Dimroth, E., Rocheleau, M., Mueller, W., Guha, J., et Chown, E.H. 1984: Paleogeography, isostasy, and crustal evolution of the Archean Abitibi Belt; a comparison between the Rouyn-Noranda and Chibougamau-Chapais areas. *Dans* Chibougamau; Stratigraphy and Mineralization. *Édité par* Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Montreal, PQ, Canada, pp. 73-91.
- Dong, G., Morrison, G., et Jaireth, S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication. *Economic Geology*, 90:1841-1856.
- Doucet, P., Mueller, W., et Chartrand, F. 1994. Archean, deep-marine, volcanic eruptive products associated with the Coniagas massive sulfide deposit, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31:1569-1584.
- Dubé, B. 1990. Métallogénie aurifère du filon-couche de Bourbeau. Unpublished doctoral thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec.
- Dubé, B., et Gosselin, P. 2007: Greenstone-hosted Quartz-Carbonate Vein Deposits *Dans* Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. *Édité par* W.D. Goodfellow, Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, pp. 49-73.
- Dubé, B., Gosselin, P., Mercier-Langevin, P., Hannington, M., et Galley, A. 2007: Gold-rich Volcanogenic Massive Sulphide Deposits. *Dans* Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. *Édité par* W.D. Goodfellow, Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, pp. 75-94.
- Dubé, B., Williamson, K., et Malo, M. 2002. Geology of the Goldcorp Inc. high grade zone, Red Lake Mine, Ontario; an update. *Current Research, Geological Survey of Canada*.
- Duquette, G. 1970. Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Étude spéciale 8, Ministère des Richesses Naturelles, Québec.
- Duquette, G. 1982. Demi-nord des cantons de McKenzie et de Roy et quart nord-ouest du canton de McKorkill. DP-837, MERQ.
- Eaton, P.C., et Setterfield, T.N. 1993. The relationship between epithermal and porphyry hydrothermal systems within the Tavua caldera, Fiji. *Economic Geology*, 88:1053-1083.
- Evans, A.M. 1993. Ore geology and industrial minerals: an introduction. Blackwell Science Ltd., London.

- Folco, P. 2003. Rapport d'exploration 2000 à mars 2003, propriété McKenzie (4581) - SOQUEM Chibougamau. GM 60149, Ministère des Ressources Naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec.
- Folco, P. 2004. Rapport d'exploration 2000-2002, propriété Radar (1287) - SOQUEM Chibougamau. GM 61207, Ministère des Ressources naturelles et Faune du Québec, GM 61207.
- Folco, P. 2006. Rapport d'exploration 2005, propriété Brosman (1230) - SOQUEM Chibougamau. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, GM 62614.
- Folco, P., et Côté-Mantha, O. 2006. Rapport annuel d'exploration 2005, propriété McKenzie (4581) - SOQUEM Chibougamau. GM 62562, Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec.
- Folco, P., et Pouliot, J.-F. 2001. Rapport annuel d'exploration 2000, propriété MOP-II - SOQUEM Chibougamau. GM 58681, Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec.
- Foucault, A., et Raoult, J.-F. 1995. Dictionnaire de géologie - 4e édition. Masson, Paris, France.
- Franklin, J.M. 1997: Lithogeochemical and mineralogical methods for base metal and gold exploration. Proceedings of Exploration 97: Fourth decennial international conference on mineral exploration, 191-208.
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., et Galley, A. 2005: Volcanogenic massive sulfide deposits. *Dans Economic Geology - One hundredth anniversary volume. Édité par* J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb et J.P. Richards, Society of Economic Geologists, pp. 523-560.
- Gaboury, D. 2004. Paramètres des altérations hydrothermales des gisements de type VMS et aurifères : Comparaison de la performance d'indicateurs d'altération. Rapport CONOREM 2000-2A,
- Gaboury, D., et Daigneault, R. 1999. Evolution from sea floor-related to sulfide-rich quartz vein-type gold mineralization during deep submarine volcanic construction; the Géant Dormant gold mine, Archean Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology*, 94:3-22.
- Gaboury, D., et Pearson, V. 2008. Rhyolite Geochemical Signatures and Association with Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Examples from the Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology*, 103:1531-1562.
- Galley, A., Hannington, M., et Jonasson, I. 2007: Volcanogenic massive sulphide deposits. *Dans Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Édité par* W.D. Goodfellow, Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, pp. xx-xx.
- Galley, A.G., Watkinson, D.H., Jonasson, I.R., et Riverin, G. 1995. The subsea-floor formation of volcanic-hosted massive sulfide; evidence from the Ansil Deposit, Rouyn-Noranda, Canada. *Economic Geology*, 90:2006-2017.

- Gauthier, M., Baillargeon, F., et Legault, M. 2003. Étude des faciès sédimentaires et des faciès d'altération primaires du gisement d'or archéen d'Eagle-Telbe, canton de Joutel, Abitibi. Ministère des Ressources Naturelles, Québec, MB 2002-06,
- Gibson, H.L., Morton, R.L., et Hudak, G.J. 1999: Submarine volcanic processes, deposits, and environments favorable for the location of volcanic-associated massive sulfide deposits. *Dans Volcanic-associated massive sulfide deposits; processes and examples in modern and ancient settings. Reviews in Economic Geology.* Édité par C. Tucker Barrie et M. Hannington, Society of Economic Geology, Littleton, Colorado. pp. 13-51.
- Gifkins, C.C., Herrmann, W., et Large, R. 2005. Altered volcanic rocks: a guide to description and interpretation. CODES - University of Tasmania, Hobart, Tasmania, Australia.
- Giggenbach, W.F. 1997: The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. *Dans Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* Édité par H.L. Barnes, John Wiley & Sons, New York, NY, pp. 737-796.
- Gilligan, L.B., et Marshall, B. 1987a. Introduction and summary - (Re)Mobilization. *Ore Geology Reviews*, 2:1-9.
- Gilligan, L.B., et Marshall, B. 1987b. Textural evidence for remobilization in metamorphic environments. *Ore Geology Reviews*, 2:205-229.
- Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R., et Gosselin, P. 2005: Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Dans Economic Geology - One hundredth anniversary volume.* Édité par J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb et J.P. Richards, Society of Economic Geologists, pp. 407-450.
- Gosselin, P., Beaudoin, G., et Jébrak, M. 2006. Signature géochimique des oxydes de fer et application à l'exploration minière. Projet DIVEX SC-16, DIVEX, INRS-ETE, Québec.
- Grant, J.A. 1986. The isocon diagram; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81:1976-1982.
- Gray, J.E., et Coolbaugh, M.F. 1994. Geology and geochemistry of Summitville, Colorado; an epithermal acid sulfate deposit in a volcanic dome. *Economic Geology*, 89:1906-1923.
- Green, G.R., Solomon, M., et Walshe, J.L. 1981. The formation of the volcanic-hosted massive sulfide ore deposit at Rosebery, Tasmania. *Economic Geology*, 76:304-338.
- Gresens, R.L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2:47-65.
- 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*, 98:1-30.
- Guha, J. 1984: Hydrothermal systems and correlations of mineral deposits in the Chibougamau mining district; an overview. *Dans Chibougamau; Stratigraphy and Mineralization.* Édité par J. Guha et E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Montreal, PQ, Canada, pp. 517-534.

- Guha, J., et Chown, E.H. 1984: Chibougamau; stratigraphy and mineralization, an Archean belt with a difference; introduction. *Dans Chibougamau; Stratigraphy and Mineralization. Édité par J. Guha et E.H. Chown*, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Montreal, PQ, Canada, pp. 1-4.
- Gustafson, L.B., et Hunt, J.P. 1975. Porphyry Copper-Deposit at El-Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70:857-&.
- Hagemann, S.G., et Cassidy, K.F. 2000: Archean orogenic lode gold deposits. *Dans Gold in 2000. Édité par S.G. Hagemann et P.E. Brown*, Society of Economic Geologists, Boulder, CO, pp. 9-68.
- Hamilton, M.A. 2007. Geochronology report, Line Lake Stock Tonalite (Stock du Lac Line). Rapport interne, non-publié.
- Hannington, M., De Ronde, C.E.J., et Peterson, S. 2005: Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems. *Dans Economic Geology - One hundredth anniversary volume. Édité par J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb et J.P. Richards*, Society of Economic Geologists, pp. 111-141.
- Hannington, M.D., Poulsen, K.H., Thompson, J.F.H., et Sillitoe, R.H. 1999. Volcanogenic gold in the massive sulfide environment. *Reviews in Economic Geology*, 8:325-356.
- Hannington, M.D., Santaguida, F., Kjarsgaard, I.M., et Cathles, L.M. 2003. Regional-scale hydrothermal alteration in the Central Blake River Group, western Abitibi subprovince, Canada: implications for VMS prospectivity. *Mineralium deposita*, 38:393-422.
- Harris, J.J., et Jamieson, C.J. 1957. 33 ddh logs and assay certificates - Brosnan Chibougamau Mines LTD. Ministère des Ressources Naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, GM 04077-B, Québec.
- Hart, C. 2007: Reduced Intrusion-related gold systems *Dans Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Édité par W.D. Goodfellow*, Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, pp. 95-112.
- Heaman, L., et Ludden, J.N., eds., 1991. Applications of radiogenic isotope systems to problems in geology. MAC Short Course Handbook vol. 19. Mineralogical Association of Canada, Toronto, Canada.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., Jr., et Reynolds, T.J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93:373-404.
- Hedenquist, J.W., et Lowenstern, J.B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370:519-527.
- Hedenquist, J.W., Simmons, S.F., Giggenbach, W.F., et Eldridge, C.S. 1993. White Island, New Zealand, volcanic-hydrothermal system represents the geochemical environment of high-sulfidation Cu and Au ore deposition. *Geology*, 21:731.
- Hildreth, W., et Moorbat, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98:455-489.

- Hitzman, M.W., Kirkham, R.V., Broughton, D., Thorson, J., et Selley, D. 2005: The sediment-hosted stratiform copper system. *Dans Economic Geology - One hundredth anniversary volume. Édité par J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb et J.P. Richards*, Society of Economic Geologists, pp. 609-642.
- Huston, D.L., Hagemann, S.G., et Brown, P.E. 2000: Gold in volcanic-hosted massive sulfide deposits; distribution, genesis, and exploration. *Dans Gold in 2000. Édité par S.G. Hagemann et P.E. Brown*, Society of Economic Geologists, Boulder, CO, pp. 401-426.
- Huston, D.L., Sie, S.H., Suter, G.F., Cooke, D.R., et Both, R.A. 1995. Trace elements in sulfide minerals from eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits; Part I, Proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite, and Part II, Selenium levels in pyrite; comparison with delta (³⁴S) values and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems. *Economic Geology*, 90:1167-1196.
- Ishizuka, O., Yuasa, M., et Uto, K. 2002. Evidence of porphyry copper-type hydrothermal activity from a submerged remnant back-arc volcano of the Izu-Bonin Arc; implications for the volcanotectonic history of back-arc seamounts. *Earth and Planetary Science Letters*, 198:381-399.
- Jackson, S.E., Longerich, H.P., Dunning, G.R., et Freyer, B.J. 1992. The application of laser-ablation microprobe; inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS) to in situ trace-element determinations in minerals. *Canadian Mineralogist*, 30:1049-1064.
- Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C., et Essling, A.M. 1971. Precision measurement of half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Physical review*, 4:1889-1906.
- Jébrak, M., Gauthier, M., Auclair, M., Baillargeon, F., et Legault, M. 2000. Études pétrologiques et métallogéniques de la région de Joutel, Sous-province de l'Abitibi. MB 2000-11, Ministère des Ressources Naturelles du Québec.
- Jébrak, M., et Marcoux, E. 2008. Géologie des ressources minérales. Géologie Québec, Québec, Canada.
- Joanisse, A. 1998. Géochronologie des minéralisations filoniennes à Cu-Au retrouvées dans le Complexe du lac Doré. Mémoire de maîtrise non-publié, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada.
- Kennedy, B., et Stix, J. 2003a. Igneous rock associations 1. Styles and mechanisms of caldera collapse. *Geoscience Canada*, 30:59-72.
- Kennedy, B., et Stix, J. 2003b. Igneous rock associations of Canada 2. Stages in the temporal evolution of calderas. *Geoscience Canada*, 30:129-140.
- Kirkham, R.V. 1971. Intermineral Intrusions and Their Bearing on the Origin of Porphyry Copper and Molybdenum Deposits. *Economic Geology*, 66:1244-1249.
- Knuckey, M.J., Comba, C.D.A., et Riverin, G. 1982: Structure, metal zoning and alteration at the Millenbach Deposit, Noranda, Quebec. *Dans Precambrian sulphide deposits. Édité par R.W. Hutchinson, C.D. Spence et J.M. Franklin*, Geological Association of Canada, Toronto, ON, Canada, pp. 255-295.

- Knuckey, M.J., et Watkins, J.J. 1982: The geology of the Corbet massive sulphide deposit, Noranda District, Quebec, Canada. *Dans* Precambrian sulphide deposits. *Édité par* R.W. Hutchinson, C.D. Spence et J.M. Franklin, Geological Association of Canada, Toronto, ON, Canada, pp. 297-317.
- Kodera, P., Lexa, J., Rankin, A.H., et Fallick, A.E. 2004. Epithermal gold veins in a caldera setting: Banska Hodrusa, Slovakia. *Mineralium deposita*, 39:921-943.
- Krogh, T.E. 1973. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37:485-494.
- Krogh, T.E. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46:637-649.
- Krapp, R.E., et Seward, T.M. 1987. The Rotokawa Geothermal System, New-Zealand - an Active Epithermal Gold-Depositing Environment. *Economic Geology*, 82:1109-1129.
- Labbé, J.-Y. 1994. Évolution des failles de la Sous-province de l'Abitibi: exemple des discontinuités structurales de Lyndhurst et de Macamic, Québec. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec.
- Lafrance, B. 1999a. Étude pétrographique de lames minces. SOQUEM, rapport interne.
- Lafrance, B. 1999b. Étude pétrographiques des lames minces LM08-A, LM10-A, LM10-B, LM10-C, LM11-A et 1123-98-01. SOQUEM, rapport interne.
- Lapointe, I., et Folco, P. 2005. Rapport d'exploration 2004, propriété Brosman (1230) - SOQUEM Chibougamau. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, GM 61789.
- Large, R.R. 1977. Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. *Economic Geology*, 72:549-572.
- Larson, J.E., et Hutchinson, R.W. 1993. The Selbaie Zn-Cu-Ag deposits, Quebec, Canada: an example of evolution from subaqueous to subareial volcanism and mineralization in an archean caldera environment. *Economic Geology*, 88:1460-1482.
- Leach, D., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J., et Walters, S. 2005: Sediment-hosted lead-zinc deposits: a global perspective. *Dans* Economic Geology - One hundredth anniversary volume. *Édité par* J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb et J.P. Richards, Society of Economic Geologists, pp. 561-607.
- Leclerc, F., Harris, L.B., Bédard, J.H., et Goulet, N. 2006: Section 1B - Stratigraphic setting of the Chibougamau region: the Gilman and Blondeau formations and the Cummings Complex. *Dans* Le camp minier de Chibougamau et le paraautochtone grenvillien: métallogénie, métamorphisme et aspects structuraux. *Édité par* P. Pilote, Annual joint meeting, Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Montréal 2006, Fieldtrip guidebook B1, pp. 52-64.
- Lefebvre, C. 1991. Étude de la genèse des pépérites et de leur contexte volcanosédimentaire, Formation de Blondeau, Chibougamau, Québec. Unpublished master's thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, PQ, Canada.

- Legault, M. 2003. Environnement métallogénique du couloir de Fancamp avec emphase sur les gisements aurifères de Chevrier, région de Chibougamau, Québec. Thèse de doctorat non-publiée, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec.
- Legault, M., et Daigneault, R. 2006. Synvolcanic gold mineralization within a deformation zone: the Chevrier deposit, Chibougamau, Abitibi Subprovince, Canada. *Mineralium deposita*, 41:203-228.
- Legault, M., Gauthier, M., Jebrak, M., Davis, D.W., et Baillargeon, F. 2002. Evolution of the subaqueous to near-emergent Joutel volcanic complex, Northern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince, Quebec, Canada. *Precambrian research*, 115:187-221.
- Lépine, S. 2009. Le gîte à Au-Cu-Mo de MOP-II (Chibougamau, Québec): Un porphyre archéen déformé. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, Montréal.
- Levi, T., Weinberger, R., iumi, fa, T., Eyal, Y., et Marco, S. 2006. Earthquake-induced clastic dikes detected by anisotropy of magnetic susceptibility. *Geology*, 34:69-72.
- Lipman, P.W. 1976. Caldera-collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 87:1397-1410.
- Lipman, P.W. 2000: Calderas. *Dans Encyclopedia of Volcanoes. Édité par H. Sigurdsson*, Academic Press, San Diego, California. pp. 643-662.
- Loftus-Hills, G., et Solomon, M. 1967. Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis. *Mineralium deposita*, 2:228-242.
- Long, D.G.F. 1974. Glacial and Paraglacial Genesis of Conglomeratic Rocks of the Chibougamau Formation (Aphebian), Chibougamau, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 11:1236-1252.
- Lowell, J.D., et Guilbert, J.M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65:373-408.
- Ludden, J., Francis, D., Allard, G.O., Guha, J., et Chown, E.H. 1984: The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt. *Dans Chibougamau; Stratigraphy and Mineralization. Édité par Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, Montreal, PQ, Canada, pp. 20-34.
- Ludwig, K.R. 2003. User's manual for Isoplot 3.00 - a geochronological toolkit for Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication 4.
- Macdonald, A.J., Lewis, P.D., Thompson, J.F.H., Nadaraju, G., Bartsch, R., Bridge, D.J., Rhys, D.A., Roth, T., Kaip, A., Godwin, C.I., et Sinclair, A.J. 1996. Metallogenesis of an Early to Middle Jurassic arc, Iskut River area, northwestern British Columbia. *Economic Geology*, 91:1098-1114.
- MacLean, W.H. 1990. Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium deposita*, 25:44-49.
- MacLean, W.H., et Barrett, T.J. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, 48:109-133.
- Magnan, M., Daigneault, R., Pilote, P., Robert, F., et Blais, A. 1995. Les veines de Cu-Au-Ag synvolcaniques de la mine Copper Rand, Chibougamau. DV 95-04, Ministère des Ressources Naturelles du Québec.
- Magnan, M., Pilote, P., Blais, A., Lulin, J.-M., et Daigneault, R. 1994. Minéralisation Au-Cu synvolcanique dans le camp minier de Chibougamau: Exemple de la mine Copper Rand. DV 94-09, Ministère des Ressources Naturelles du Québec.

- Magnan, M., Pilote, P., et Daigneault, R. 1999. Minéralisations et altération à la Mine Copper Rand, Chibougamau. Géologie Québec, ET 98-01.
- Maillet, J. 1978. Pétrographie et géochimie des dykes du camp minier de Chibougamau, Québec. Mémoire de maîtrise non-publié, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, PQ, Canada.
- Marcoux, E., et Jébrak, M. 1999. Butte, Montana, États-Unis: Un exemple de télescopage et de district métallogénique stationnaire. Chronique de la Recherche Minière, 535:45-58.
- Martel, C., et Folco, P. 2004. Rapport d'exploration 2004, propriété Radar (1287) - SOQUEM Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles et Faune du Québec, GM 61678.
- McMillan, W.J., et Panteleyev, A. 1987. Ore deposit models; Porphyry copper deposits. Geoscience Canada:45-58.
- McPhie, J., Doyle, M., et Allen, R. 1993. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. CODES - University of Tasmania, Hobart, Tasmania, Australia.
- Mercier-Langevin, P., Dube, B., Hannington, M.D., Richer-Lafleche, M., et Gosselin, G. 2007a. The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec; Part II, Lithogeochemistry and paleotectonic setting. Economic Geology, 102:611-631.
- Mercier-Langevin, P., Dube, B., Lafrance, B., Hannington, M., Galley, A., Moorhead, J., et Gosselin, P. 2007b: Metallogeny of the Doyon-Bousquet-Laronde Mining Camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. *Dans* Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. *Édité par* W.D. Goodfellow, Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, pp. 673-701.
- Michibayashi, K. 1995. Two phase syntectonic gold mineralization and barite remobilization within the main ore body of the Golden Giant Mine, Hemlo, Ontario, Canada. Ore Geology Reviews, 10:31-50.
- Midra, R., Chown, E.H., et Tait, L. 1992a. Géologie du secteur du lac Dickson, (feuillet 32G/11) Bande Caopatina - Desmaraisville. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 90-01.
- Midra, R., Chown, E.H., et Tait, L. 1992b. Géologie du secteur du lac Surprise (feuillet 32 G/7) Bande Caopatina - Desmaraisville, Sous-province d'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 92-16.
- Miura, D., et Tamai, M. 1998. Intracaldera structure and megabreccias at Dorobu caldera, northeastern Honshu, Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 80:195-215.
- Mortensen, J.K. 1993a. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince; Part 1, Chibougamau-Matagami-Joutel region. Canadian Journal of Earth Sciences, 30:11-28.
- Mortensen, J.K. 1993b. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince; Part 2, Noranda-Kirkland Lake area. Canadian Journal of Earth Sciences, 30:29-41.

- Morton, R.L., Walker, J.S., Hudak, G.J., et Franklin, J.M. 1991. The early development of an Archean submarine caldera complex with emphasis on the Mattabi ash-flow tuff and its relationship to the Mattabi massive sulfide deposit. *Economic Geology*, 86:1002-1011.
- Moukhsil, A. 1991. Structure et géochimie du batholite de Waswanipi (Partie nord de la ceinture archéenne d'Abitibi). Mémoire de maîtrise non-publié, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, Canada.
- Mueller, W., Chown, E.H., Sharma, K.N.M., Tait, L., et Rocheleau, M. 1989. Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement-controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau-Caopatina, Quebec. *Journal of Geology*, 97:399-420.
- Mueller, W.U., Daigneault, R., Mortensen, J.K., et Chown, E.H. 1996. Archean terrane docking; upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, 265:127-150.
- Mueller, W.U., Stix, J., White, J.D.L., et Hudak, G.J. 2004: Archean calderas. *Dans The Precambrian Earth: Tempos and Events. Édité par P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller et O. Catuneanu, Elsevier, New York.* pp. 345-356.
- Mueller, W.U., Stix, J.B., White, J.D.L., Corcoran, P.L., Lafrance, B., Daigneault, R., et Joachim Gottsmann and Joan, M. 2008: Chapter 5 Characterisation of Archean Subaqueous Calderas in Canada: Physical Volcanology, Carbonate-Rich Hydrothermal Alteration and a New Exploration Model. *Dans Developments in Volcanology. Édité par Elsevier*, pp. 181-232.
- Naden, J., Kiliias, S.P., et Derbyshire, D.P.F. 2005. Active geothermal systems with entrained seawater as modern analogs for transitional volcanic-hosted massive sulfide and continental magmato-hydrothermal mineralization; the example of Milos Island, Greece. *Geology*, 33:541-544.
- Norton, D.L. 1984. Theory of hydrothermal systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 12:155-177.
- Ostwald, J., et England, B.M. 1977. Notes on Framboidal Pyrite from Allandale New-South-Wales, Australia. *Mineralium deposita*, 12:111-116.
- Pan, Y., et Fleet, M.E. 1992. Calc-silicate alteration in the Hemlo gold deposit, Ontario; mineral assemblages, P-T-X constraints, and significance. *Economic Geology*, 87:1104-1120.
- Paradis, S., Hannigan, P., et Dewing, K. 2007: Mississippi Valley-type (MVT) Lead-Zinc Deposits *Dans Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Édité par W.D. Goodfellow, Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada*, pp.
- Pearce, J.A. 1982: Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Dans Andesites. Édité par R.S. Thorpe, John Wiley & Sons, Chichester, Royaume-Uni*, pp. 525-548.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., et Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956-983.

- Pearson, V., et Daigneault, R. 2009. An Archean megacaldera complex: The Blake River Group, Abitibi greenstone belt. *Precambrian research*, 168:66-82.
- Perkins, W.T., et Pearce, N.J.G. 1993: Mineral microanalysis by laserprobe inductively coupled plasma mass spectrometry. *Dans Microbe techniques in the earth sciences*, Min Soc Series 6. *Édité par* P.J. Potts, J.F.W. Bowles, S.J.B. Reed et M.R. Cave, Chapman and Hall, London. pp. 291-325.
- Petersen, S., Herzig, P.M., Hannington, M.D., Jonasson, I.R., et Arribas Jr, A. 2002. Submarine Gold Mineralization near Lihir Island, New Ireland Fore-Arc, Papua New Guinea. *Economic Geology*, 97:1795 (20 pages).
- Pilote, P. 1986. Stratigraphie et significations des minéralisations dans le secteur du Mont Bourbeau, Canton de McKenzie, Chibougamau. Unpublished master's thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, PQ, Canada.
- Pilote, P. 1987. Stratigraphie, structure et gîtologie de la région du Lac Berrigan, canton de McKenzie. Ministère des Ressources Naturelles, Québec, ET 86-02,
- Pilote, P. 1995a: The Devlin copper deposit. *Dans Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area; from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits*. *Édité par* P. Pilote, Geological Survey of Canada, Open-File 3143, pp. 100-103.
- Pilote, P. 1995b: Queylus township breccias. *Dans Metallogenic evolution and geology of the Chibougamau area; from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits*. *Édité par* P. Pilote, Geological Survey of Canada, Open-File 3143, pp. 104-106.
- Pilote, P., Dion, C., Cimon, J., Kirkham, R.V., Robert, F., Sinclair, A.J., Daigneault, R., et Magnan, M. 1994. Les minéralisations de type Cu-Mo-Au porphyrique et les gisements Cu-Au filoniens du lac Doré, Chibougamau: processus hydrothermaux distincts ou évolution d'un même événement minéralisateur? Ministère des Ressources Naturelles du Québec, DV 94-09, Québec.
- Pilote, P., et Guha, J. 1998a: L'indice du lac Berrigan; un exemple possible de minéralisation de type épithermal en Au-Ag-Cu-Pb-Zn-As d'âge archéen. *Dans Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau; nouvelle vision du potentiel de découverte*. *Édité par* P. Pilote, Ministere des Ressources Naturelles du Québec, DV 98-03, pp. 91-96.
- Pilote, P., et Guha, J. 1998b: Métallogenie de l'extrême est de la sous-province de l'Abitibi. *Dans Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau; nouvelle vision du potentiel de découverte*. *Édité par* P. Pilote, Ministere des Ressources Naturelles du Québec, DV 98-03, pp. 29-44.
- Pilote, P., et Guha, J. 2006: Partie B - Métallogenie de l'extrême est de la sous-province de l'Abitibi. *Dans Le camp minier de Chibougamau et le paraautochtone grenvillien: métallogenie, métamorphisme et aspects structuraux*. *Édité par* P. Pilote, Annual joint meeting, Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Montréal 2006, Fieldtrip guidebook B1, pp. 29-46.
- Pilote, P., Guha, J., Dimroth, E., Tremblay, A., Gobeil, A., et Chown, E.H. 1984: Stratigraphic positions of mineralized occurrences in the Mount Bourbeau and Lac Berrigan regions, and their significance. *Dans Chibougamau; Stratigraphy and*

- Mineralization. *Édité par Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, Montreal, PQ, Canada, pp. 288-299.
- Pilote, P., Kirkham, R.V., Robert, F., Daigneault, R., et Sinclair, W.D. 2006a. Géologie et métallogénie de la région de Chibougamau: les minéralisations magmatiques-hydrothermales du lac Doré. Présentation orale donnée dans le cadre de l'excursion géologique "Le camp minier de Chibougamau et le parautochtone grenvillien: métallogénie, métamorphisme et aspects structuraux", Congrès annuel de l'AGC-AMC, Montréal, Québec, Canada.
- Pilote, P., Kirkham, R.V., Robert, F., Sinclair, A.J., et Daigneault, R. 1995. Développement d'un district à minéralisations de type Cu-Au (Mo) porphyrique dans la région de Chibougamau et implications métallogéniques. DV 95-04, Ministère des Ressources Naturelles, Québec, DV 95-04.
- Pilote, P., Robert, F., Kirkham, R.V., Daigneault, R., et Sinclair, W.D. 1998: Minéralisations de type porphyrique et filonniennes dans le complexe du Lac Doré; les secteurs du Lac Clark et de l'Île Merrill. *Dans* Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau; nouvelle vision du potentiel de découverte. *Édité par P. Pilote*, Ministère des Ressources Naturelles du Québec, DV 98-03, Québec, PQ, Canada. pp. 71-90.
- Pilote, P., Robert, F., Kirkham, R.V., Daigneault, R., et Sinclair, W.D. 2006b: Section 4A - Minéralisations de type porphyrique et filonniennes dans le complexe du Lac Doré - Les secteurs du Lac Clark et de l'Île Merrill. *Dans* Le camp minier de Chibougamau et le parautochtone grenvillien: métallogénie, métamorphisme et aspects structuraux. *Édité par P. Pilote*, Annual joint meeting, Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Montréal 2006, Fieldtrip guidebook B1, pp. 89-108.
- Poitras, A., Guha, J., et Chown, E.H. 1984: The Cummings Complex in the Barlow Lake stratigraphic section, Chibougamau, Quebec. *Dans* Chibougamau; Stratigraphy and Mineralization. *Édité par Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, Montreal, PQ, Canada, pp. 163-177.
- Pouliot, J.-F. 1998. Rapport d'exploration 1997-98, propriété McKenzie (4581) - SOQUEM Chibougamau. Ministère des Ressources Naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, GM 55668, Québec.
- Pouliot, J.-F. 1999a. Rapport annuel d'exploration 1998-1999, propriété Brosman (1230) - SOQUEM Chibougamau. Ministère des Ressources Naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, GM 57406, Québec.
- Pouliot, J.-F. 1999b. Rapport annuel d'exploration 1999, propriété Brosman (1230) - SOQUEM Chibougamau. Ministère des Ressources Naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, GM 57828, Québec.
- Pouliot, J.-F. 1999c. Rapport annuel d'exploration, propriété Valiquette (1114) - SOQUEM Chibougamau. GM 56521, Ministère des Ressources Naturelles du Québec.
- Pouliot, J.-F. 2001. Rapport annuel d'exploration 2000, propriété Brosman - SOQUEM Chibougamau. Ministère des Ressources Naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, GM 58682, Québec.

- Pouliot, J.-F. 2003a. Rapport d'exploration 2001-2002, propriétés Brosman (1230) et Brosman Ext. (1305) - SOQUEM Chibougamau. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, GM 60154, Québec.
- Pouliot, J.-F. 2003b. Rapport d'exploration 2003, propriété Brosman (1230) - SOQUEM Chibougamau. Ministère des Ressources Naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, GM 60739, Québec.
- Pouliot, J.-F., et Chartrand, F. 1999. Lames minces projet Brosman: Étude des minéraux métalliques en traces au MEB. SOQUEM, rapport interne.
- Poulsen, K.H., Robert, F., et Dube, B. 2000. Geological classification of canadian gold deposits. Commission Géologique du Canada, Bulletin 540, Ottawa.
- Racicot, D. 1980. Géochimie et métallogénie de la partie orientale du pluton de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV-758,
- Racicot, D. 1981. Géochimie et métallogénie des parties occidentales et centrale du pluton de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV-834,
- Racicot, D., Chown, E.H., et Hanel, T. 1984: Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville Belt; a preliminary survey. *Dans* Chibougamau; Stratigraphy and Mineralization. *Édité par* J. Guha et E.H. Chown, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Montreal, PQ, Canada, pp. 178-197.
- Racine, M. 1984a. Progress report - 1983, Belle property, Mine Camchib Inc. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM 41247.
- Racine, M. 1984b. Progress report - 1984, Belle property, Mine Camchib Inc. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM 41831.
- Rehrig, W.A., et Heidrick, T.L. 1972. Regional Fracturing in Laramide Stocks of Arizona and its Relationship to Porphyry Copper Mineralization. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, 67:198-213.
- Reyes, A.G. 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 43:279-309.
- Reyes, A.G., Giggenbach, W.F., Saleras, J.R., Salonga, N.D., et Vergara, M.C. 1993. Petrology and geochemistry of Alto Peak, a vapor-cored hydrothermal system, Leyte Province, Philippines. Geothermics, 22:479-519.
- Richards, J.P. 2003. Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. Economic Geology, 98:1515-1533.
- Richards, J.P. 2008: Gold in subduction-related porphyry and epithermal deposits. *Dans* Résumés des conférences et des photoprésentations - Québec Exploration 2008. *Édité par* Ministère des ressources naturelles et de la faune du Québec, pp. 89.
- Rive, M., Pintson, H., Ludden, J.N., et Simard, A. 1990: Characteristics of late Archaean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province, Canada. *Dans* The northwestern Quebec polymetallic belt; a summary of 60 years of mining exploration. *Édité par* M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin et G. Riverin, Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume 43, pp. 93-105.
- Robert, F. 1994. Timing relationships between Cu-Au mineralization, dykes, and shear zones in the Chibougamau Camp, northeastern Abitibi Subprovince, Quebec.

- Canadian Shield--Bouclier canadien Current Research - Geological Survey of Canada:287-294.
- Roberts, R.G. 1975. The geological setting of the Mattagami Lake Mine, Quebec; a volcanogenic massive sulfide deposit. *Economic Geology*, 70:115-129.
- Rollinson, H.R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Pearson - Prentice Hall, Harlow, England.
- Roth, T., Thompson, J.F.H., et Barrett, T.J. 1999: The precious metal-rich Eskay Creek Deposit, northwestern British Columbia. *Dans* Volcanic-associated massive sulfide deposits; processes and examples in modern and ancient settings *Édité par* C. Tucker Barrie et M. Hannington, *Reviews in Economic Geology* 8, pp. 357-373.
- Rytuba, J.J. 1994. Evolution of volcanic and tectonic features in caldera settings and their importance in localization of ore deposits. *Economic Geology*, 89:1687-1696.
- Sangster, D.F. 1996: Gîtes de plomb dans des grès. *Dans* Géologie des types de gîtes minéraux du Canada. *Édité par* O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe, Commission Géologique du Canada, Ottawa. pp. 245-249.
- Savage, K.S., Stefan, D., et Lehner, S.W. 2008. Impurities and heterogeneity in pyrite: Influences on electrical properties and oxidation products. *Applied Geochemistry*, 23:103-120.
- Schmidt, R., et Schmincke, H.-U. 2000: Seamounts and island building. *Dans* Encyclopedia of Volcanoes. *Édité par* H. Sigurdsson, B.F. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer et J. Stix, Academic Press, San Diego, CA. pp. 383-402.
- Schmitt, L. 2002. Rapport annuel d'exploration 2002, propriété Dufault (1311) - SOQUEM Chibougamau. Ministère des Ressources Naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, GM 59482.
- Schmitt, L. 2003. Rapport d'exploration 2002, propriété Dufault (1311) - SOQUEM Chibougamau. Ministère des Ressources Naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec, GM 60162.
- Schmitt, L. 2006. Rapport annuel d'exploration 2004, propriété MOP-II (1206) - SOQUEM Chibougamau. GM 62332, Ministère des Ressources naturelles et Faune du Québec.
- Seccombe, P.K., et Barnes, H.L. 1990. Experimental mobility of sulfides along hydrothermal gradients. *Economic Geology*, 85:1099-1113.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., et Barton, M.D. 2005: Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Dans* Economic Geology - One hundredth anniversary volume. *Édité par* J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb et J.P. Richards, Society of Economic Geologists, pp. 251-298.
- Sibson, R.H., Robert, F., et Poulsen, K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16:551-555.
- Sillitoe, R.H. 1985. Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic Geology*, 80:1467-1514.
- Sillitoe, R.H., Hagemann, S.G., et Brown, P.E. 2000: Gold-rich porphyry deposits; descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *Dans* Gold in 2000. *Édité par* S.G. Hagemann et P.E. Brown, Society of Economic Geologists, Boulder, CO, pp. 315-345.

- Sillitoe, R.H., Hannington, M.D., et Thompson, J.F.H. 1996. High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment. *Economic Geology*, 91:204-212.
- Simmons, S.E., White, N.C., et John, D.A. 2005: Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Dans Economic Geology - One hundredth anniversary volume. Édité par J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb et J.P. Richards, Society of Economic Geologists*, pp. 485-522.
- Simmons, S.F., et Browne, P.R.L. 2000. Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system; implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Economic Geology*, 95:971-999.
- Sinclair, W.D. 2007: Porphyry deposits. *Dans Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Édité par W.D. Goodfellow, Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada*, pp. xx-xx.
- Sinclair, W.D., Pilote, P., Kirkham, R.V., Robert, F., et Daigneault, R. 1994. A preliminary report of porphyry Cu-Mo-Au and shear zone-hosted Cu-Au deposits in the Chibougamau area, Quebec. *Canadian Shield--Bouclier canadien Current Research - Geological Survey of Canada*:303-309.
- Smith, J.R., et Allard, G.O. 1960. South half of McKenzie township. *Geological report 95, Quebec Department of Mines*.
- Smith, T.J., et Kesler, S.E. 1985. Relation of fluid inclusion geochemistry to wallrock alteration and lithogeochemical zonation at the Hollinger-McIntyre gold deposit, Timmins, Ontario, Canada. *CIM Bulletin* (1974), 78:35-46.
- Stix, J., Kennedy, B., Hannington, M., Gibson, H., Fiske, R., Mueller, W., et Franklin, J. 2003. Caldera-forming processes and the origin of submarine volcanogenic massive sulfide deposits. *Geology*, 31:375-378.
- Sweeney, R.E., et Kaplan, I.R. 1973. Pyrite Framboid Formation - Laboratory Synthesis and Marine Sediments. *Economic Geology*, 68:618-634.
- Sylvester, P.J. 2001: A practical guide to platinum-group element analysis of sulphides by laser-ablation ICPMS. *Dans Laser-ablation in the earth sciences: principles and application, short course, vol. 29. Édité par P.J. Sylvester, Mineralogical Association of Canada, Ottawa, ON, Canada*, pp. 203-211.
- Taylor, B.E. 2007: Epithermal gold deposits. *Dans Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Édité par W.D. Goodfellow, Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada*, pp. 113-139.
- Tessier, A., Hodgson, C.J., Lulin, J.M., et Blais, A. 1994. Les contrôles des minéralisations Cu-Au pré-tectoniques et Au (Cu) tardi-tectoniques à la mine Portage, Chibougamau, Québec. *DV 94-09*,
- Tessier, A., Hodgson, C.J., Lulin, J.M., Blais, A., Larouche, V., et Houle, P. 1995: The Portage Cu-Au mine. *Dans Metallogenetic evolution and geology of the Chibougamau area; from porphyry Cu-Au-Mo to mesothermal lode gold deposits. Édité par P. Pilote, Geological Survey of Canada, Open-File 3143*, pp. 131-142.

- Thompson, A.J.B., et Thompson, J.F.H., eds., 1996. Atlas of alteration. Mineral Deposits Division - GAC, St. John's, Newfoundland.
- Titley, S.R. 1993: Characteristics of porphyry copper occurrence in the American Southwest. *Dans* Mineral Deposit Modeling. *Édité par* R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe et J.M. Duke, Geological Association of Canada, Toronto, ON, Canada, pp. 433-464.
- Tosdal, R.M., et Richards, J.P. 2001: Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu±Mo±Au deposits. *Dans* Structural controls on ore genesis. Reviews in economic geology 14. *Édité par* J.P. Richards et R.M. Tosdal, Society of Economic Geologists, Boulder, CO, pp. 157-181.
- Tremblay, A. 1984. Progress report - 1983, Belle property, Mine Camchib Inc. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM 41247.
- Trudeau, Y. 1981. Pétrographie et géochimie des roches du secteur environnant de la Mine Bruneau, Chibougamau, Québec. Unpublished master's thesis, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, PQ, Canada.
- Tubrett, M., Mikova, J., Sylvester, P.J., et Kosler, J. 2003: Trace element composition and homogeneity of MASS-1 sulphide calibration standard. In: 5th International Conference on the Analysis of Geological and Environmental Materials, Rovaniemi. 9-11 June 2003 (<http://www.gsf.fi/geoanalysis2003/>),
- Vaughan, D.J., et Craig, J.R. 1997: Sulfide ore mineral stabilities, morphologies, and intergrowth textures. *Dans* Geochemistry of hydrothermal ore deposits. *Édité par* H.L. Barnes, John Wiley & Sons, New York, NY, pp. 367-434.
- Vidal, P. 1998. Géochimie. Dunod, Paris, France.
- Wedepohl, K.H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59:1217-1232.
- Wilson, S.A., Ridley, W.I., et Koenig, A.E. 2002. Development of sulfide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 17:406-409.
- Winchester, J.A., et Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20:325-343.
- Yeats, C.J., McNaughton, N.J., et Groves, D.I. 1996. SHRIMP U-Pb geochronological constraints on Archean volcanic-hosted massive sulfide and lode gold mineralization at Mount Gibson, Yilgarn Craton, Western Australia. *Economic Geology*, 91:1354-1371.

ANNEXES

Annexe 1 : Spécifications techniques des méthodes analytiques employées pour les analyses lithogéochimiques de roche totale et résultats d'analyse des échantillons de référence

Spécifications pour les 80 analyses (échantillons 91301 à 91318, 398985, 398986, L-OCM-03-001 à L-OCM-03-059 et échantillon de référence interne SH*) effectuées en 2003 aux Laboratoires SGS de Rouyn-Noranda:

Élément analysé	Méthode analytique	Limite de détection	Échantillon de référence interne SH*	
			Composition connue	Résultat obtenu
SiO ₂	Fusion au métaborate de lithium suivie de spectrométrie d'émission atomique au plasma (ICP-AES)	0,01%	57,55%	62,48%
Al ₂ O ₃		0,01%	13,04%	11,49%
Fe ₂ O ₃ (total)		0,01%	3,501%	3,36%
MgO		0,01%	2,74%	2,47%
CaO		0,01%	1,65%	1,55%
Na ₂ O		0,01%	0,86%	0,88%
K ₂ O		0,05%	6,48%	4,39%
TiO ₂		0,01%	0,91%	0,85%
P ₂ O ₅		0,03%	0,08%	0,08%
MnO		0,01%	0,04%	0,04%
Ba		10 ppm	652 ppm	619 ppm
Cr		10 ppm	116 ppm	116 ppm
Sr		1 ppm	-	-
Perte au feu	Gravimétrie	0,05%	13,25%	13,7%
Zr	Fluorescence aux rayons X (XRF)	3 ppm	162 ppm	168 ppm
Y		2 ppm	35 ppm	33 ppm
Rb		2 ppm	133 ppm	126 ppm
Nb		2 ppm	14,3 ppm	12 ppm
Au	Pyroanalyse : absorption atomique / gravimétrie	5 ppb	15 ppb	-
Ag	Absorption atomique	0,3 ppm	1,89 ppm	-
Cu	Fluorescence aux rayons X (XRF)	2 ppm	18 ppm	-
Zn		2 ppm	35 ppm	-

*Il s'agit d'un échantillon de référence interne utilisé au laboratoire de géochimie de l'Université du Québec à Chicoutimi. Les détails concernant sa composition proviennent de Paul Bédard (communication personnelle, 2003).

Spécifications pour les 48 analyses (échantillons 376893 à 376898, L-OCM-05-001 à L-OCM-05-018, L-OCM-05-020 à L-OCM-05-039, sud-OCM-05-027, T-OCM-05-030, T-OCM-05-034 et échantillon de référence interne KPT-1*) effectuées en 2005 au laboratoire ALS Chemex de Val-d'Or:

Élément analysé	Méthode analytique	Limite de détection	Échantillon de référence interne KPT-1*	
			Composition connue	Résultat obtenu
SiO ₂	Fluorescence aux rayons X (XRF)	0,01%	54,14%	53,69%
Al ₂ O ₃		0,01%	14,41%	14,50%
Fe ₂ O ₃ (total)		0,01%	12,24%	12,24%
MgO		0,01%	4,30%	4,18%
CaO		0,01%	6,89%	6,91%
Na ₂ O		0,01%	2,61%	2,53%
K ₂ O		0,05%	1,65%	1,64%
TiO ₂		0,01%	0,90%	0,99%
P ₂ O ₅		0,03%	0,17%	0,16%
MnO		0,01%	0,14%	0,15%
BaO		0,01%	0,05%	0,06%
Cr ₂ O ₃		0,01%	0,02%	0,02%
SrO		0,01%	0,03%	0,03%
Zr		1 ppm	158,12 ppm	152 ppm
Y		1 ppm	25,82 ppm	25 ppm
Rb	Gravimétrie	2 ppm	61,45 ppm	63 ppm
Nb		2 ppm	8,48 ppm	7 ppm
CO ₂		0,01%	0,69%	0,30%
Perte au feu		0,01%	1,24%	1,48%
Au	Pyroanalyse : absorption atomique / gravimétrie	5 ppb	37 ppb	29 ppb
Ag	Absorption atomique	0,2 ppm	-	-
Cu		1 ppm	1116 ppm	1325 ppm
Zn		1 ppm	120,24 ppm	79 ppm
Pb		2 ppm	81,07 ppm	69 ppm

*Il s'agit d'un échantillon de référence interne utilisé au laboratoire de géochimie de l'Université du Québec à Chicoutimi. Les détails concernant sa composition proviennent de Paul Bédard (communication personnelle, 2005).

Annexe 2 : Résultats des analyses lithogéochimiques de roche totale

Analyses réalisées en 2003 aux Laboratoires SGS de Rouyn-Noranda (voir annexe 1 pour spécifications techniques) :

Échantillon	91301	91302	91303	91304	91305	91306	91307	91308	91309	91310	91311	91312	91313	91314	
Estant ¹	254606	253977	251380	250575	250350	246274	245875	245691	245179	244161	242841	239431	239431	239431	
Nordant ¹	5532970	5532718	5534100	5533835	5533650	5534873	5535063	5534846	5534746	5535156	5534878	5535991	5535991	5535991	
No. de forage		1114-99-03													
de	(m)		80												
à	(m)		81												
Lithologie	Tonalite	Tonalite	PQF	PQF	PQF	Tonalite									
SiO ₂	(%)	63,44	60,67	63,95	66,90	60,23	62,60	63,75	60,60	60,84	61,60	60,79	63,64	66,03	64,56
Al ₂ O ₃	(%)	15,96	15,88	16,20	15,79	16,48	16,03	15,68	15,77	14,73	16,63	16,60	15,85	15,14	15,44
Fe ₂ O ₃ (total)	(%)	2,84	4,59	1,91	1,39	3,77	3,39	2,64	2,63	2,12	2,81	3,63	5,66	2,59	3,36
MgO	(%)	1,06	1,97	0,68	0,55	1,28	1,28	1,28	1,30	2,32	2,00	1,98	0,58	0,85	1,15
CaO	(%)	1,99	2,64	3,57	3,05	4,44	3,45	2,75	4,11	4,08	2,56	2,99	0,42	2,50	2,06
Na ₂ O	(%)	5,48	4,66	6,52	5,57	5,97	5,12	5,20	0,23	3,03	7,68	5,68	1,18	5,46	4,69
K ₂ O	(%)	1,56	1,67	0,74	1,43	1,05	2,08	2,36	5,27	3,14	0,93	1,27	3,89	1,53	1,94
TiO ₂	(%)	0,21	0,30	0,35	0,19	0,48	0,27	0,25	0,29	0,34	0,32	0,33	0,26	0,21	0,21
P ₂ O ₅	(%)	0,12	0,18	0,21	0,10	0,30	0,14	0,10	0,09	0,18	0,18	0,20	0,09	0,04	0,04
MnO	(%)	0,03	0,05	0,03	0,02	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,05	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	(%)	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
LOI	(%)	2,45	2,90	1,10	1,15	1,05	1,05	1,40	5,80	6,80	1,20	2,05	4,30	2,50	2,35
Somme	(%)	95,26	95,65	95,39	96,31	95,23	95,69	95,61	96,28	97,74	96,05	95,73	95,99	96,95	95,90
Ba	(ppm)	438	554	183	628	253	684	628	781	544	130	461	571	415	454
Sr	(ppm)	266	374	499	635	487	1070	670	333	394	528	714	145	265	260
Zr	(ppm)	112	117	105	91	112	112	118	159	122	138	125	145	117	114
Y	(ppm)	6	6	5	4	7	6	6	9	6	8	6	7	3	5
Rb	(ppm)	61	64	21	35	41	50	85	213	109	40	47	181	60	71
Nb	(ppm)	3	4	3	4	3	2	4	6	5	4	7	4	3	n.d.
Au	(ppb)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	99	35	102	5	n.d.	244	79	73
Ag	(ppm)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,3	0,8	0,3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,3
Cu	(ppm)	16	50	9	36	14	67	453	852	551	67	19	246	514	628
Zn	(ppm)	26	26	25	36	28	23	16	26	19	34	50	8	8	14

¹Les coordonnées sont données dans la projection Québec MTM zone 8, NAD 1983

n.d. = non-détecté, PQF = porphyre à quartz et feldspaths

Échantillon		91315	91316	91317	91318	398985	398986	L-OCM-03-001	L-OCM-03-002	L-OCM-03-003	L-OCM-03-004
Estant¹		238691	237516	243589	241290	242841	243120	245536	245556	245582	245599
Nordant¹		5536019	5535691	5538190	5536975	5534878	5534150	5533803	5533804	5533805	5533805
No. de forage		1206-00-02	1206-00-03	1311-02-02	1311-02-04			1230-02-29	1230-02-29	1230-02-29	1230-02-29
de	(m)	172	84	326	102			466	517	580	619
à	(m)	174	86	327	103			467	518	581	620
Lithologie		Tonalite	Tonalite	Tonalite	Tonalite	Tonalite	Tonalite	Andésite	Andésite	Andésite	Andésite
SiO₂	(%)	62,88	60,37	60,27	62,72	60,57	54,57	52,18	53,93	56,44	52,31
Al₂O₃	(%)	15,20	16,14	15,69	15,58	16,02	17,27	15,91	17,40	17,30	16,64
Fe₂O₃ (total)	(%)	3,27	6,07	3,14	2,82	3,42	6,84	7,86	7,54	4,99	7,54
MgO	(%)	0,79	2,25	1,29	0,92	1,76	3,92	3,42	2,24	1,96	2,97
CaO	(%)	2,77	3,58	4,19	3,27	3,39	5,17	7,74	6,79	6,01	6,95
Na₂O	(%)	5,20	3,31	4,04	3,66	5,11	5,37	5,76	5,88	6,19	5,55
K₂O	(%)	1,36	2,16	1,89	3,02	1,86	1,18	0,25	0,93	0,44	0,53
TiO₂	(%)	0,22	0,30	0,28	0,25	0,32	0,59	0,80	0,79	0,74	0,78
P₂O₅	(%)	0,07	0,17	0,12	0,12	0,20	0,25	0,21	0,25	0,23	0,25
MnO	(%)	0,02	0,05	0,05	0,05	0,04	0,10	0,11	0,10	0,07	0,10
Cr₂O₃	(%)	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,04	0,04	0,03
LOI	(%)	3,35	3,35	4,85	3,55	3,40	2,30	2,00	1,60	2,10	2,40
Somme	(%)	95,22	98,35	95,92	96,07	96,26	97,76	96,35	97,58	96,57	96,13
Ba	(ppm)	336	449	554	714	591	456	97	379	100	86
Sr	(ppm)	351	224	284	221	529	861	234	348	366	371
Zr	(ppm)	110	117	114	155	120	111	123	120	121	123
Y	(ppm)	6	5	8	6	9	13	14	11	9	17
Rb	(ppm)	54	98	71	96	59	56	11	25	15	21
Nb	(ppm)	2	3	3	4	5	5	6	6	5	7
Au	(ppb)	15	27	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5	n.d.	n.d.	n.d.
Ag	(ppm)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,2	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	(ppm)	124	15	10	8	n.d.	n.d.	10	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	(ppm)	24	25	54	33	n.d.	n.d.	40	n.d.	n.d.	n.d.

Les coordonnées sont données dans la projection Québec MTM zone 8, NAD 1983

n.d. = non-détecté

Échantillon		L-OCM-03-005	L-OCM-03-006	L-OCM-03-007	L-OCM-03-008	L-OCM-03-009	L-OCM-03-010	L-OCM-03-011	L-OCM-03-012	L-OCM-03-013
Estant¹		245616	245633	245647	245668	245687	245708	245715	245722	245725
Nordant¹		5533806	5533806	5533806	5533807	5533807	5533808	5533808	5533808	5533808
No. de forage		1230-02-29	1230-02-29	1230-02-29	1230-02-29	1230-02-29	1230-02-29	1230-02-29	1230-02-29	1230-02-29
de de	(m)	660	699	733	780	823	870	884	900	906
à à	(m)	661	700	734	781	824	871	885	901	907
Lithologie		Andésite								
SiO₂	(%)	57,81	54,78	54,01	53,58	51,56	49,47	46,61	49,91	54,22
Al₂O₃	(%)	16,16	15,71	16,57	15,38	15,44	15,77	15,53	17,34	15,50
Fe₂O₃ (total)	(%)	4,17	5,41	6,55	7,29	9,32	7,66	10,95	8,62	5,55
MgO	(%)	1,45	1,78	2,17	2,52	2,64	3,08	2,37	3,28	2,02
CaO	(%)	4,41	4,97	3,71	9,95	12,56	11,02	10,41	7,03	5,34
Na₂O	(%)	4,29	5,20	5,86	4,88	2,92	4,33	4,22	5,02	6,16
K₂O	(%)	2,52	1,10	0,99	0,30	0,07	0,23	0,05	0,84	1,13
TiO₂	(%)	0,81	0,74	0,74	0,70	0,72	0,71	0,69	0,81	0,70
P₂O₅	(%)	0,23	0,24	0,23	0,23	0,21	0,19	0,21	0,24	0,20
MnO	(%)	0,05	0,06	0,05	0,11	0,12	0,12	0,12	0,09	0,06
Cr₂O₃	(%)	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
LOI	(%)	4,40	5,70	4,70	1,60	2,10	3,50	4,90	2,80	4,80
Somme	(%)	96,39	95,77	95,67	96,64	97,76	96,16	96,17	96,09	95,76
Ba	(ppm)	275	124	116	47	19	47	19	153	131
Sr	(ppm)	108	160	175	256	385	299	372	310	102
Zr	(ppm)	124	116	117	113	110	112	109	123	112
Y	(ppm)	14	12	13	10	15	14	13	16	13
Rb	(ppm)	74	37	34	11	6	11	5	34	44
Nb	(ppm)	6	5	7	6	4	6	4	6	6
Au	(ppb)	16	28	72	32	499	91	57	375	388
Ag	(ppm)	0,6	1,3	1,4	3,1	0,1	1	1,4	0,4	1,1
Cu	(ppm)	20	99	130	118	112	36	84	55	15
Zn	(ppm)	30	46	69	22	29	48	106	62	63

¹Les coordonnées sont données dans la projection Québec MTM zone 8, NAD 1983

n.d. = non-détecté

Échantillon	L-OCM-03-014	L-OCM-03-015	L-OCM-03-016	L-OCM-03-017	L-OCM-03-018	L-OCM-03-019	L-OCM-03-020	L-OCM-03-021	L-OCM-03-022
Estant ¹	245727	245733	245739	245763	245803	245831	245858	246104	246090
Nordant ¹	5533808	5533808	5533808	5533809	5533807	5533804	5533802	5534017	5534012
No. de forage	1230-02-29	1230-02-29	1230-02-29	1230-02-29	1230-02-29	1230-02-29	1230-02-29	1230-02-30	1230-02-30
de	(m)	912	925	938	989	1069	1120	1170	172
à	(m)	913	926	939	990	1070	1121	1171	198
Lithologie	Andésite	Diorite/Gabbro	Diorite/Gabbro						
SiO ₂	(%)	45,07	53,04	53,87	56,57	58,64	59,27	58,35	41,19
Al ₂ O ₃	(%)	17,44	15,98	16,13	16,80	15,80	15,06	14,22	8,72
Fe ₂ O ₃ (total)	(%)	10,23	7,16	4,39	4,83	8,11	6,29	5,62	19,05
MgO	(%)	3,58	3,68	1,98	1,37	1,69	2,29	1,63	4,67
CaO	(%)	5,99	6,45	5,87	7,66	0,58	4,83	4,69	7,96
Na ₂ O	(%)	4,39	5,51	3,56	6,06	3,34	2,45	1,91	3,04
K ₂ O	(%)	1,87	0,62	2,82	0,31	3,14	2,32	2,89	0,03
TiO ₂	(%)	0,82	0,72	0,73	0,73	0,62	0,57	0,57	1,22
P ₂ O ₅	(%)	0,24	0,24	0,22	0,21	0,17	0,16	0,15	0,09
MnO	(%)	0,10	0,09	0,06	0,05	0,03	0,06	0,06	0,17
Cr ₂ O ₃	(%)	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03
LOI	(%)	6,40	1,90	6,00	1,40	3,00	2,40	5,00	8,80
Somme	(%)	96,22	95,49	95,71	96,10	95,22	95,82	95,17	95,01
Ba	(ppm)	219	84	223	58	577	343	342	20
Sr	(ppm)	142	316	140	338	39	252	61	225
Zr	(ppm)	115	110	114	119	170	163	141	84
Y	(ppm)	14	12	11	12	15	14	17	17
Rb	(ppm)	71	25	90	10	108	82	82	6
Nb	(ppm)	6	7	7	5	8	8	7	2
Au	(ppb)	484	18	5	43	7	5	5	204
Ag	(ppm)	0,7	1	1,7	0,1	1,1	1	0,1	1,7
Cu	(ppm)	88	14	22	86	48	15	16	15
Zn	(ppm)	89	30	31	35	51	63	45	79
									80

¹ Les coordonnées sont données dans la projection Québec MTM zone 8, NAD 1983

n.d. = non-détecté

Échantillon	L-OCM-03-023	L-OCM-03-024	L-OCM-03-025	L-OCM-03-026	L-OCM-03-027	L-OCM-03-028	L-OCM-03-029	L-OCM-03-030	L-OCM-03-031
Estant ¹	246076	246068	246064	246060	246053	246040	245935	245924	245917
Nordant ¹	5534008	5534005	5534004	5534002	5534000	5533996	5533962	5533958	5533956
No. de forage	1230-02-30	1230-02-30	1230-02-30	1230-02-30	1230-02-30	1230-02-30	1230-02-30	1230-02-30	1230-02-30
de (m)	222	237	243	251	262	286	463	481	493
à (m)	223	238	244	252	263	287	464	482	494
Lithologie	Diorite/Gabbro								
SiO ₂ (%)	40,38	39,62	41,17	33,61	34,90	40,81	50,46	44,37	42,85
Al ₂ O ₃ (%)	7,94	10,38	11,28	12,67	6,27	10,02	14,90	11,41	11,05
Fe ₂ O ₃ (total) (%)	24,09	20,42	19,87	40,77	31,73	26,34	12,68	23,79	25,84
MgO (%)	6,98	1,56	1,49	2,43	6,11	3,26	2,31	4,63	4,44
CaO (%)	8,58	7,11	3,98	1,04	8,13	7,06	5,64	7,08	6,94
Na ₂ O (%)	1,18	5,11	5,80	4,43	0,34	3,27	6,14	4,32	4,26
K ₂ O (%)	0,90	0,13	0,11	0,98	0,01	0,10	0,11	0,27	0,25
TiO ₂ (%)	1,03	0,32	0,47	1,63	0,28	0,53	1,24	1,52	1,56
P ₂ O ₅ (%)	0,09	0,13	0,12	0,16	0,09	0,16	0,18	0,13	0,12
MnO (%)	0,16	0,08	0,06	0,07	0,22	0,10	0,12	0,14	0,13
Cr ₂ O ₃ (%)	0,11	0,03	0,02	0,15	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04
LOI (%)	6,50	10,80	11,20	2,50	12,50	6,00	4,30	2,00	1,90
Somme (%)	97,98	95,73	95,61	100,50	100,60	97,71	98,15	99,77	99,44
Ba (ppm)	44	63	51	276	16	52	49	65	66
Sr (ppm)	122	160	145	72	207	272	246	289	249
Zr (ppm)	74	74	116	82	70	95	130	96	94
Y (ppm)	21	11	11	22	7	11	17	19	23
Rb (ppm)	52	5	10	45	7	8	7	15	5
Nb (ppm)	6	4	6	4	6	2	9	9	8
Au (ppb)	5	878	450	169	13	9	5	5	31
Ag (ppm)	2,4	1,4	1,5	4,4	2,4	1,9	2,4	1,3	2,5
Cu (ppm)	6	2	13	35	155	69	21	71	528
Zn (ppm)	115	35	31	78	110	138	108	75	66

¹Les coordonnées sont données dans la projection Québec MTM zone 8, NAD 1983

n.d. = non-détecté

Échantillon		L-OCM-03-032	L-OCM-03-033	L-OCM-03-034	L-OCM-03-035	L-OCM-03-036	L-OCM-03-037	L-OCM-03-038	L-OCM-03-039	L-OCM-03-040
Estant ¹		245914	245911	245902	245892	245883	245880	245877	245867	245858
Nordant ¹		5533955	5533954	5533951	5533948	5533945	5533944	5533943	5533940	5533937
No. de forage		1230-02-30	1230-02-30	1230-02-30	1230-02-30	1230-02-30	1230-02-30	1230-02-30	1230-02-30	1230-02-30
de à	(m)	498 499	503 504	518 519	533 534	548 549	554 555	559 560	574 575	589 590
Lithologie		Diorite/Gabbro								
SiO ₂	(%)	43,09	39,28	56,32	59,45	60,24	52,32	51,48	50,05	48,27
Al ₂ O ₃	(%)	10,99	10,64	14,32	14,36	13,41	12,37	13,91	7,21	6,21
Fe ₂ O ₃ (total)	(%)	25,95	33,62	8,83	5,93	4,74	9,87	10,45	12,81	12,06
MgO	(%)	3,77	2,98	2,25	3,59	1,03	2,59	1,74	12,50	11,00
CaO	(%)	7,09	5,37	3,71	4,68	5,39	7,83	7,39	10,84	12,42
Na ₂ O	(%)	4,32	4,01	6,32	5,35	6,15	4,38	6,27	1,82	1,90
K ₂ O	(%)	0,34	0,27	0,40	1,33	0,85	0,22	0,39	0,38	0,15
TiO ₂	(%)	1,47	1,39	0,90	0,75	0,59	0,62	0,54	0,80	0,87
P ₂ O ₅	(%)	0,13	0,13	0,20	0,15	0,13	0,18	0,11	0,08	0,06
MnO	(%)	0,15	0,12	0,08	0,06	0,04	0,09	0,09	0,20	0,18
Cr ₂ O ₃	(%)	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,19	0,09
LOI	(%)	1,50	2,20	3,40	1,60	4,00	6,20	5,90	1,60	5,30
Somme	(%)	98,87	100,10	96,80	97,37	96,67	96,75	98,35	98,51	98,53
Ba	(ppm)	84	46	120	299	160	55	93	134	51
Sr	(ppm)	269	162	191	257	196	141	238	153	59
Zr	(ppm)	92	84	152	175	169	168	176	74	67
Y	(ppm)	24	17	15	18	13	19	13	14	15
Rb	(ppm)	11	11	12	46	29	10	10	12	5
Nb	(ppm)	6	4	9	7	9	8	9	5	4
Au	(ppb)	62	539	n.d.	n.d.	14	399	48	7	10
Ag	(ppm)	3,1	12,8	n.d.	n.d.	3,1	30,1	2,6	1,3	10
Cu	(ppm)	863	8824	n.d.	n.d.	618	9129	570	172	222
Zn	(ppm)	96	96	n.d.	n.d.	55	124	85	24	35

¹Les coordonnées sont données dans la projection Québec MTM zone 8, NAD 1983

n.d. = non-détecté

Échantillon		L-OCM-03-041	L-OCM-03-042	L-OCM-03-043	L-OCM-03-044	L-OCM-03-045	L-OCM-03-046	L-OCM-03-047	L-OCM-03-048	L-OCM-03-049
Estant ¹		245867	245875	245883	245891	245899	245907	245913	245917	245919
Nordant ¹		5534955	5534963	5534971	5534979	5534987	5534995	5535001	5535005	5535007
No. de forage		1230-02-32	1230-02-32	1230-02-32	1230-02-32	1230-02-32	1230-02-32	1230-02-32	1230-02-32	1230-02-32
de	(m)	10	25	40	55	70	85	95	102	105
à	(m)	11	26	41	56	71	86	96	103	106
Lithologie		Tonalite								
SiO ₂	(%)	60,06	63,21	63,07	63,12	64,21	63,70	62,89	64,23	58,68
Al ₂ O ₃	(%)	15,01	15,54	15,89	15,80	16,09	15,58	15,33	14,74	14,82
Fe ₂ O ₃ (total)	(%)	3,76	2,84	3,17	2,72	2,86	3,02	2,92	3,64	5,01
MgO	(%)	1,35	1,29	1,64	1,22	1,27	1,41	1,38	1,38	1,71
CaO	(%)	3,31	2,76	2,67	3,26	2,69	2,88	2,64	1,95	3,26
Na ₂ O	(%)	4,23	6,21	6,62	5,75	6,19	5,91	4,47	4,38	4,38
K ₂ O	(%)	3,33	2,23	2,29	2,47	2,48	2,92	2,59	2,46	3,28
TiO ₂	(%)	0,28	0,26	0,29	0,26	0,27	0,27	0,28	0,26	0,27
P ₂ O ₅	(%)	0,16	0,14	0,16	0,14	0,15	0,15	0,14	0,14	0,13
MnO	(%)	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03
Cr ₂ O ₃	(%)	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02
LOI	(%)	5,00	1,60	2,30	2,50	1,90	3,50	2,90	2,50	4,80
Somme	(%)	96,66	96,30	98,28	97,43	98,30	99,54	95,76	95,86	96,54
Ba	(ppm)	616	638	665	550	628	595	657	627	859
Sr	(ppm)	344	693	468	638	672	429	664	503	339
Zr	(ppm)	103	115	112	119	119	108	110	108	104
Y	(ppm)	10	5	8	7	5	6	8	4	12
Rb	(ppm)	93	57	55	76	66	90	85	93	104
Nb	(ppm)	2	4	3	2	3	3	2	2	3
Au	(ppb)	116	205	69	339	413	78	345	290	1957
Ag	(ppm)	0,3	0,2	0,2	0,2	0,7	1,8	0,7	0,6	3,9
Cu	(ppm)	701	658	373	1237	1093	504	574	1037	992
Zn	(ppm)	116	19	22	21	25	85	34	35	25

¹ Les coordonnées sont données dans la projection Québec MTM zone 8, NAD 1983

n.d. = non-détecté

Échantillon		L-OCM-03-050	L-OCM-03-051	L-OCM-03-052	L-OCM-03-053	L-OCM-03-054	L-OCM-03-055	L-OCM-03-056	L-OCM-03-057	L-OCM-03-058	L-OCM-03-059
Estant ¹		245920	245922	245924	245925	245927	245930	245931	245934	245938	245944
Nordant ¹		5535008	5535010	5535012	5535013	5535015	5535018	5535019	5535022	5535026	5535032
No. de forage		1230-02-32	1230-02-32	1230-02-32	1230-02-32	1230-02-32	1230-02-32	1230-02-32	1230-02-32	1230-02-32	1230-02-32
de	(m)	108	111	114	117	120	125	128	132	139	150
à	(m)	109	112	115	118	121	126	129	133	140	151
Lithologie		Tonalite									
SiO ₂	(%)	62,19	63,84	63,67	63,43	62,45	64,01	63,56	62,65	63,82	62,66
Al ₂ O ₃	(%)	15,68	15,23	14,19	15,12	15,84	15,89	15,42	15,41	15,51	15,39
Fe ₂ O ₃ (total)	(%)	2,89	2,40	2,58	2,68	2,72	2,91	2,77	2,81	2,85	3,23
MgO	(%)	1,40	1,34	1,08	1,31	1,40	1,42	1,31	1,38	1,33	1,40
CaO	(%)	3,18	2,32	3,18	3,60	3,10	3,36	2,70	3,26	3,44	2,53
Na ₂ O	(%)	4,32	3,83	3,91	4,42	4,65	5,05	4,84	4,78	5,00	5,03
K ₂ O	(%)	2,33	3,20	2,56	2,11	2,22	1,90	2,30	2,15	1,85	2,08
TiO ₂	(%)	0,28	0,27	0,31	0,28	0,30	0,29	0,31	0,33	0,30	0,37
P ₂ O ₅	(%)	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14
MnO	(%)	0,03	0,04	0,05	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03
Cr ₂ O ₃	(%)	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
LOI	(%)	2,40	2,90	3,30	2,10	2,90	2,20	2,20	2,40	2,00	2,50
Somme	(%)	95,06	95,68	95,15	95,39	95,91	97,41	95,77	95,52	96,45	95,53
Ba	(ppm)	644	801	668	590	577	604	671	603	597	580
Sr	(ppm)	745	336	489	825	646	861	600	632	767	684
Zr	(ppm)	112	102	103	110	113	115	111	110	117	111
Y	(ppm)	9	14	2	6	6	5	6	7	4	5
Rb	(ppm)	85	123	89	63	92	52	78	64	51	72
Nb	(ppm)	3	2	2	3	2	2	4	2	4	4
Au	(ppb)	261	489	1015	382	249	119	626	57	41	57
Ag	(ppm)	1	12,3	26,6	0,4	0,6	1,3	4,9	4	0,2	2,2
Cu	(ppm)	967	1643	1057	644	866	405	424	375	159	264
Zn	(ppm)	17	36	4391	2	11	11	287	12	7	75

¹Les coordonnées sont données dans la projection Québec MTM zone 8, NAD 1983

n.d. = non-détecté

Analyses réalisées en 2005 au Laboratoire ALS Chemex de Val-d'Or (voir annexe 1 pour spécifications techniques) :

Échantillon	376893	376894	376895	376896	376897	376898	L-OCM-05-001	L-OCM-05-002	L-OCM-05-003	L-OCM-05-004	L-OCM-05-005
Estant ¹	260046	272298	269537	269537	269548	236462	244423	244423	244423	244423	244423
Nordant ¹	5542540	5542027	5539977	5539977	5540213	5536290	5535502	5535502	5535502	5535502	5535502
No. de forage							1287-04-04	1287-04-04	1287-04-04	1287-04-04	1287-04-04
de	(m)						25,8	50,1	75	85,2	90
à	(m)						26,2	50,5	75,4	85,6	90,4
Lithologie	PQF	Dyke int.	PQF	PQF	PQF	PQF	Tufs V1-V2				
SiO ₂	(%)	69,31	70,22	70,42	70,57	62,22	58,38	64,39	61,75	63,01	62,70
Al ₂ O ₃	(%)	15,10	14,24	15,73	14,90	15,48	15,78	15,68	16,18	17,28	16,65
Fe ₂ O ₃ (total)	(%)	2,58	2,86	1,70	2,02	3,70	8,39	4,23	5,54	5,33	5,76
MgO	(%)	0,71	0,50	0,55	1,40	0,89	3,56	3,48	2,55	2,26	1,81
CaO	(%)	1,51	0,75	0,67	0,82	3,12	5,04	1,28	2,28	1,73	1,96
Na ₂ O	(%)	5,62	6,10	6,79	3,69	4,58	3,83	4,04	4,19	4,11	5,31
K ₂ O	(%)	1,43	1,28	1,01	2,22	2,21	0,27	2,08	2,10	2,77	1,41
TiO ₂	(%)	0,26	0,37	0,31	0,24	0,52	0,56	0,57	0,49	0,53	0,52
P ₂ O ₅	(%)	0,07	0,12	0,09	0,06	0,19	0,13	0,16	0,14	0,14	0,12
MnO	(%)	0,02	0,05	0,01	0,01	0,07	0,07	0,05	0,09	0,05	0,07
BaO	(%)	0,04	0,11	0,08	0,07	0,05	0,01	0,03	0,04	0,04	0,02
Cr ₂ O ₃	(%)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
SrO	(%)	0,03	0,07	0,12	0,03	0,04	0,04	0,01	0,02	0,04	0,04
LOI	(%)	2,02	1,63	0,90	2,17	5,28	2,81	2,75	3,35	2,43	2,53
CO ₂	(%)	0,90	0,40	n.d.	0,50	3,50	n.d.	0,50	1,20	0,40	0,90
Somme	(%)	98,70	98,30	98,38	98,20	98,36	98,87	98,78	98,72	99,73	98,91
Zr	(ppm)	105	123	133	92	118	101	124	106	114	101
Y	(ppm)	4	2	n.d.	3	7	8	5	7	7	6
Rb	(ppm)	39	34	27	64	60	15	54	50	62	33
Nb	(ppm)	3	4	6	4	3	4	6	5	4	4
Au	(ppb)	13	6	n.d.	n.d.	19	14	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ag	(ppm)	n.d.	n.d.	n.d.	0,2	0,2	0,2	n.d.	0,2	n.d.	n.d.
Cu	(ppm)	13	10	10	12	18	88	12	10	32	9
Zn	(ppm)	2	2	10	5	6	3	64	103	81	86
Pb	(ppm)	34	9	26	62	37	33	10	43	4	6

¹Les coordonnées sont données dans la projection Québec MTM zone 8, NAD 1983

Dyke int. = dyke intermédiaire, n.d. = non-détecté, PQF = porphyre à quartz et feldspaths, Tufs V1-V2 = tufs intermédiaires à felsiques

Échantillon		L-OCM-05-006	L-OCM-05-007	L-OCM-05-008	L-OCM-05-009	L-OCM-05-010	L-OCM-05-011	L-OCM-05-012	L-OCM-05-013	L-OCM-05-014
Estant ¹		244423	244423	244423	244423	244423	244423	244423	244423	244423
Nordant ¹		5535502	5535502	5535502	5535502	5535502	5535502	5535502	5535502	5535502
No. de forage		1287-04-04	1287-04-04	1287-04-04	1287-04-04	1287-04-04	1287-04-04	1287-04-04	1287-04-04	1287-04-04
de à	(m)	95 95,4	99,7 100,7	104,7 105,7	109,2 110,2	113,3 114,4	121 121,8	125,4 126,4	129,5 129,9	134 135
Lithologie		Tufs V1-V2	Tufs V1-V2	Tufs V1-V2	Tufs V1-V2	Tufs V1-V2	Tufs V1-V2	Tufs V1-V2	Tufs V1-V2	Tufs V1-V2
SiO ₂	(%)	59,47	60,16	61,80	58,75	54,24	64,12	63,97	63,79	64,93
Al ₂ O ₃	(%)	17,31	11,75	12,01	13,62	13,06	15,33	15,60	15,31	15,61
Fe ₂ O ₃ (total)	(%)	6,20	15,98	11,92	13,13	14,59	6,58	6,55	5,43	5,30
MgO	(%)	2,99	3,20	2,63	2,07	2,56	1,88	1,91	1,80	1,73
CaO	(%)	2,19	0,72	2,59	0,90	2,27	1,82	1,60	2,39	1,68
Na ₂ O	(%)	2,85	2,08	1,87	2,50	2,32	6,07	5,91	5,52	5,36
K ₂ O	(%)	3,26	0,20	1,44	2,79	2,99	0,38	0,68	1,29	1,52
TiO ₂	(%)	0,66	0,49	0,38	0,52	0,45	0,44	0,46	0,47	0,46
P ₂ O ₅	(%)	0,16	0,10	0,11	0,12	0,12	0,13	0,14	0,14	0,13
MnO	(%)	0,09	0,24	0,31	0,16	0,19	0,10	0,10	0,10	0,09
BaO	(%)	0,06	n.d.	0,02	0,04	0,04	0,01	0,01	0,03	0,04
Cr ₂ O ₃	(%)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
SrO	(%)	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04
LOI	(%)	3,71	3,30	3,55	3,82	5,33	2,17	2,08	2,08	1,61
CO ₂	(%)	1,00	0,20	1,80	0,40	1,40	0,90	0,70	0,80	0,30
Somme	(%)	98,98	98,24	98,66	98,44	98,18	99,07	99,05	98,40	98,50
Zr	(ppm)	96	352	103	119	106	130	133	131	133
Y	(ppm)	9	41	7	9	8	7	7	6	6
Rb	(ppm)	78	7	33	67	63	10	15	17	20
Nb	(ppm)	4	12	4	3	3	5	5	5	5
Au	(ppb)	n.d.	7	33	29	53	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ag	(ppm)	n.d.	0,2	3	5,2	16,9	0,3	0,2	n.d.	n.d.
Cu	(ppm)	10	80	605	1135	2550	34	22	17	44
Zn	(ppm)	44	163	2150	6630	6750	80	90	96	54
Pb	(ppm)	7	9	73	567	150	6	6	5	6

¹Les coordonnées sont données dans la projection Québec MTM zone 8, NAD 1983

n.d. = non-détecté, Tufs V1-V2 = tufs intermédiaires à felsiques

Échantillon		L-OCM-05-015	L-OCM-05-016	L-OCM-05-017	L-OCM-05-018	L-OCM-05-020	L-OCM-05-021	L-OCM-05-022	L-OCM-05-023	L-OCM-05-024
Estant¹		244423	244423	244423	244423	242425	242425	242425	242425	242425
Nordant¹		5535502	5535502	5535502	5535502	5534207	5534207	5534207	5534207	5534207
No. de forage		1287-04-04	1287-04-04	1287-04-04	1287-04-04	4581-05-03	4581-05-03	4581-05-03	4581-05-03	4581-05-03
de à	(m)	140	150	175,4	201,1	25,2	50,4	55,8	59,8	64,8
	(m)	140,4	150,4	175,8	201,5	26	51,2	56,8	60,8	65,6
Lithologie		Tufs V1-V2	Tufs V1-V2	Tufs V1-V2	Tufs V1-V2	Gabbro	Gabbro	Pyroxénite	Pyroxénite	Gabbro
SiO₂	(%)	65,13	65,10	63,14	59,90	49,04	50,47	36,15	46,39	42,83
Al₂O₃	(%)	16,00	15,88	15,72	16,65	8,95	12,92	7,52	8,54	7,64
Fe₂O_{3(total)}	(%)	5,27	6,26	6,55	6,64	14,79	11,09	26,17	13,09	18,61
MgO	(%)	2,29	1,73	1,95	2,21	9,03	7,12	8,33	8,79	11,42
CaO	(%)	0,88	1,31	2,43	3,08	10,07	6,32	5,19	8,13	8,89
Na₂O	(%)	4,36	5,59	4,66	3,75	2,32	2,64	0,64	1,96	0,79
K₂O	(%)	1,97	0,84	1,48	2,42	0,44	3,46	2,06	1,59	1,66
TiO₂	(%)	0,47	0,48	0,49	0,59	1,24	1,33	0,78	1,58	1,38
P₂O₅	(%)	0,14	0,14	0,14	0,14	0,08	0,08	0,06	0,09	0,09
MnO	(%)	0,08	0,07	0,15	0,21	0,19	0,14	0,09	0,22	0,38
BaO	(%)	0,04	0,03	0,05	0,05	0,01	0,05	0,03	0,04	0,03
Cr₂O₃	(%)	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04
SrO	(%)	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
LOI	(%)	2,20	1,90	2,03	2,96	2,45	3,01	11,00	8,54	5,57
CO₂	(%)	0,20	0,50	0,50	1,80	0,20	0,20	n.d.	0,20	n.d.
Somme	(%)	98,87	99,37	98,85	98,64	98,65	98,64	98,04	98,99	99,33
Zr	(ppm)	134	129	135	96	80	123	48	83	71
Y	(ppm)	6	7	6	7	21	24	13	29	28
Rb	(ppm)	43	17	22	44	11	93	33	27	41
Nb	(ppm)	5	5	5	4	4	4	2	4	3
Au	(ppb)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	38	23	222	12	38
Ag	(ppm)	n.d.	n.d.	n.d.	0,4	0,2	0,2	1,5	n.d.	0,3
Cu	(ppm)	8	47	15	97	314	232	814	124	24
Zn	(ppm)	55	49	107	594	24	26	24	37	42
Pb	(ppm)	5	4	5	4	3	6	14	3	6

¹Les coordonnées sont données dans la projection Québec MTM zone 8, NAD 1983

n.d. = non-détecté, Tufs V1-V2 = tufs intermédiaires à felsiques

Échantillon	L-OCM-05-025	L-OCM-05-026	L-OCM-05-027	L-OCM-05-028	L-OCM-05-029	L-OCM-05-030	L-OCM-05-031	L-OCM-05-032	L-OCM-05-033
Estant ¹	242425	242425	242425	242425	242425	242425	242425	242425	242425
Nordant ¹	5534207	5534207	5534207	5534207	5534207	5534207	5534207	5534207	5534207
No. de forage	4581-05-03	4581-05-03	4581-05-03	4581-05-03	4581-05-03	4581-05-03	4581-05-03	4581-05-03	4581-05-03
de (m)	70	76	79,5	85,8	104,6	130	149,2	154,9	159,4
à (m)	70,4	76,4	80,3	86,2	105	130,4	149,6	155,9	160,2
Lithologie	Pyroxénite	Pyroxénite	Pyroxénite	Pyroxénite	Gabbro	Pyroxénite	Gabbro	Gabbro	Brèche
SiO ₂ (%)	48,25	47,53	32,30	48,14	47,57	49,63	47,43	48,29	41,78
Al ₂ O ₃ (%)	7,42	4,99	3,03	4,22	6,47	4,06	8,32	18,70	9,31
Fe ₂ O ₃ (total) (%)	14,89	15,40	31,11	12,48	13,74	13,24	13,88	8,51	14,18
MgO (%)	11,16	12,57	10,46	16,06	11,96	16,07	10,99	6,09	18,22
CaO (%)	10,19	13,30	8,40	13,27	14,75	11,72	13,31	1,71	2,23
Na ₂ O (%)	1,32	0,50	0,21	0,45	0,49	0,46	0,87	0,61	0,26
K ₂ O (%)	1,02	0,26	0,08	0,10	0,14	0,21	0,36	9,26	0,70
TiO ₂ (%)	1,30	1,10	0,41	0,67	1,01	0,72	1,34	1,05	0,46
P ₂ O ₅ (%)	0,06	0,04	0,02	0,06	0,07	0,02	0,04	0,07	0,12
MnO (%)	0,30	0,21	0,15	0,24	0,28	0,24	0,22	0,16	0,07
BaO (%)	0,01	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	0,24	n.d.
Cr ₂ O ₃ (%)	0,02	0,02	0,14	0,09	0,03	0,20	0,07	0,01	0,19
SrO (%)	0,01	0,02	0,01	n.d.	0,03	n.d.	0,03	0,01	n.d.
LOI (%)	2,17	2,19	12,35	2,44	1,82	2,14	1,70	4,96	10,70
CO ₂ (%)	n.d.	n.d.	n.d.	1,30	0,20	0,20	n.d.	n.d.	n.d.
Somme (%)	98,10	98,13	98,67	98,22	98,35	98,72	98,58	99,66	98,23
Zr (ppm)	64	48	21	38	63	33	50	139	74
Y (ppm)	19	16	10	13	19	12	16	17	9
Rb (ppm)	31	4	3	3	4	3	7	140	14
Nb (ppm)	3	2	n.d.	2	4	n.d.	3	4	4
Au (ppb)	9	71	285	13	6	7	n.d.	5	16
Ag (ppm)	0,2	0,3	5,3	n.d.	0,5	0,4	n.d.	n.d.	n.d.
Cu (ppm)	113	584	3230	148	93	80	50	21	48
Zn (ppm)	34	16	32	35	16	40	26	94	104
Pb (ppm)	3	4	17	4	5	3	3	6	15

¹Les coordonnées sont données dans la projection Québec MTM zone 8, NAD 1983

n.d. = non-détecté

Échantillon		L-OCM-05-034	L-OCM-05-035	L-OCM-05-036	L-OCM-05-037	L-OCM-05-038	L-OCM-05-039	sud-OCM-05-027	T-OCM-05-030	T-OCM-05-034
<i>Estant¹</i>		242425	242425	242425	242425	242425	242425	242396	242261	245350
<i>Nordant¹</i>		5534207	5534207	5534207	5534207	5534207	5534207	5534283	5534428	5534102
<i>No. de forage</i>		4581-05-03	4581-05-03	4581-05-03	4581-05-03	4581-05-03	4581-05-03			
de à	(m)	165	171,4	178,3	185	189,15	214,3			
	(m)	165,4	171,8	178,7	185,7	190,15	214,7			
Lithologie		Dyke I1-I2	Dyke I1-I2	Gabbro	Veine QZ+SF	Pyroxénite	Pyroxénite	Dyke mafique	Dyke int.	Dyke int.
SiO ₂	(%)	61,91	65,46	49,15	31,41	46,18	50,89	51,04	56,42	55,42
Al ₂ O ₃	(%)	16,31	15,80	7,38	7,00	9,68	3,58	12,75	17,52	16,36
Fe ₂ O _{3(total)}	(%)	5,15	3,40	9,63	22,36	16,70	10,64	10,33	8,45	9,70
MgO	(%)	4,18	2,97	13,55	9,32	9,79	14,96	8,91	5,37	3,03
CaO	(%)	1,21	1,11	12,90	10,67	7,12	14,69	7,03	2,07	6,60
Na ₂ O	(%)	5,90	6,12	0,70	0,48	1,39	0,68	3,97	5,22	4,63
K ₂ O	(%)	0,86	1,06	1,54	0,06	1,45	0,51	0,37	0,60	0,35
TiO ₂	(%)	0,55	0,50	0,85	0,93	1,62	0,65	0,65	0,43	1,04
P ₂ O ₅	(%)	0,16	0,16	0,01	0,06	0,06	0,03	0,19	0,31	0,23
MnO	(%)	0,04	0,03	0,20	0,10	0,24	0,22	0,15	0,07	0,11
BaO	(%)	0,02	0,02	0,02	n.d.	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	(%)	0,01	0,03	0,20	0,10	0,01	0,07	0,14	0,04	0,03
SrO	(%)	0,02	0,01	0,01	0,04	n.d.	0,01	0,02	0,04	0,06
LOI	(%)	2,49	1,74	1,94	16,30	3,95	1,42	3,27	3,21	1,76
CO ₂	(%)	n.d.	n.d.	0,40	5,90	1,40	0,40	1,80	0,30	0,30
Somme	(%)	98,81	98,40	98,08	98,83	98,22	98,37	98,84	99,75	99,32
Zr	(ppm)	119	145	72	61	75	30	71	105	159
Y	(ppm)	9	10	13	25	20	11	15	9	18
Rb	(ppm)	22	28	50	3	44	10	8	18	8
Nb	(ppm)	5	6	2	3	3	n.d.	3	3	10
Au	(ppb)	n.d.	n.d.	n.d.	138	17	12	n.d.	n.d.	n.d.
Ag	(ppm)	n.d.	n.d.	n.d.	0,8	n.d.	0,2	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	(ppm)	16	12	25	290	171	398	215	165	21
Zn	(ppm)	50	47	15	48	75	16	54	103	59
Pb	(ppm)	3	3	3	14	5	5	4	3	4

¹ Les coordonnées sont données dans la projection Québec MTM zone 8, NAD 1983

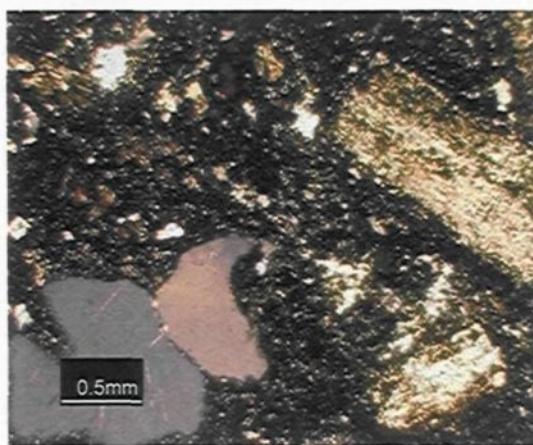
Dyke I1-I2 = dyke intermédiaire à felsique, Dyke int. = dyke intermédiaire, n.d. = non-détecté

Annexe 3 : Information concernant les intrusions felsiques à intermédiaires échantillonnées à proximité du secteur lac Line pour fins de comparaison avec le Stock du lac Line

Échantillon 376898 : porphyre à quartz et feldspaths (PQF) de la mine Gwillim :

L'ancienne mine Gwillim se situe à environ 5 km à l'ouest du secteur lac Line. Selon les travaux de Bouchard (1986), il s'agit d'un gisement aurifère formé de veines de quartz-carbonates encaissées dans les roches volcaniques du Groupe de Roy, en étroite relation spatiale avec une faille majeure E-O. Cette minéralisation est interprétée comme de type orogénique. Elle est aussi spatialement associée à un assemblage lithologique résultant d'un effondrement synvolcanique aux environs d'un petit centre felsique et dans lequel différentes formes de minéralisation synvolcanique polymétallique sont retrouvées. Cet assemblage est recoupé de diverses intrusions de PQF sous forme de dykes et de filons-couches.

L'échantillon prélevé provient d'un dyke observé en surface près de la rampe, maintenant remblayée, qui donnait autrefois accès aux développements souterrains de la mine (figure 2.18 et tableau 2.2). Il s'agit d'un porphyre dioritique dominé par des phénocristaux de feldspaths millimétriques très altérés avec jusqu'à 5% de gros phénocristaux de quartz résorbés (voir photographie ci-bas). Ces phénocristaux baignent dans une matrice aphanitique à finement grenue composée d'épidote, plagioclase et quartz. Jusqu'à 1% de pyrite disséminée se retrouve également dans cette matrice.



La microphotographie ci-contre (lumière analysée) montre la texture porphyrique de l'échantillon, caractérisée par des phénocristaux de feldspaths altérés et des phénocristaux de quartz résorbés (teintes grisées) baignant dans une matrice finement grenue.

Échantillons 91312 à 91316 : Stock du gîte MOP-II

Le gîte MOP-II est situé à environ 3 km à l'ouest du secteur lac Line, tout juste au nord de la trace du synclinal de Chibougamau. Les travaux de Lépine (2009) indiquent que ce gîte est encaissé dans une intrusion felsique à intermédiaire à texture variant d'équigranulaire à porphyrique qui s'est mise en place au contact entre le sommet de la Formation de Gilman et la base du Complexe de Cummings. Les roches volcanoclastiques de la Formation de Blondeau sont également présentes. La minéralisation à Au, Cu et Mo se présente sous forme de pyrite, chalcopyrite et molybdénite disséminées dans des schistes à séricite développés au sein des phases porphyriques de l'intrusion. On y retrouve aussi des veines à quartz-carbonates-sulfures. L'hypothèse actuellement retenue pour expliquer la minéralisation observée est qu'il s'agit d'un porphyre archéen déformé (Lépine, 2009).

Cinq échantillons représentatifs ont été prélevés dans le stock du gîte MOP-II, ce qui comprend trois échantillons pris dans les amas de stérile et de minerai laissés à l'entrée de l'ancienne rampe et deux échantillons provenant de forages (figure 2.18 et tableau 2.2; Folco et Pouliot, 2001). Il s'agit essentiellement de tonalite massive à schisteuse, à texture équigranulaire moyennement grenue et localement porphyrique. Les phénocristaux de quartz et de plagioclase baignent dans une matrice de quartz fin, localement injectée de veinules de quartz plus grossier. De 3 à 5% de minéraux mafiques, surtout de la hornblende, sont retrouvés dans les échantillons à texture équigranulaire. La roche est légèrement à fortement silicifiée, sérichtisée et/ou chloritisée. La pyrite représente jusqu'à 10% de certains échantillons. Des veinules de quartz + carbonates + sulfures sont localement présentes.

Échantillons 91317 et 91318 : Intrusion du lac Dufault

L'intrusion du lac Dufault est localisée tout juste au N-O du secteur lac Line, dans le prolongement est et le long de la même interface que le Stock du gîte MOP-II. Elle n'est connue que par des travaux de forage (Schmitt, 2002, 2003) étant donné qu'elle n'affleure pas. Il s'agit possiblement d'un essaim de dykes ou d'un stock felsique à intermédiaire polyphasé comparable au Stock du lac Line. La minéralisation observée est du même style que celle du gîte MOP-II. Elle est formée de sulfures disséminés accompagnés de teneurs anomalies en or.

Deux échantillons y ont été prélevés sous forme de segments de carotte de forage (figure 2.18 et tableau 2.2; Schmitt, 2002, 2003). Le premier correspond à une tonalite équigranulaire de granulométrie fine à moyenne, tandis que le second correspond à une tonalite porphyrique contenant des phénocristaux de feldspaths et de quartz dans une matrice fine essentiellement quartzifère (voir photographie ci-bas). Les deux échantillons contiennent très peu de minéraux mafiques. Ils sont faiblement chloritisés, séricités et carbonatés et renferment jusqu'à 1% de pyrite disséminée.



La microphotographie ci-contre (lumière analysée) montre la texture porphyrique de l'intrusion, caractérisée par des phénocristaux de feldspaths altérés (traits pointillés) et des phénocristaux de quartz (coin supérieur gauche de la photo) baignant dans une matrice finement grenue.

Échantillons 91303 à 91305 : PQF du secteur de la mine Bruneau

Le secteur de la mine Bruneau couvre le sommet de la Formation de Gilman, tout juste à l'est du secteur lac Line. Les travaux de Trudeau (1981) indiquent qu'on y retrouve de la minéralisation polymétallique encaissée dans un système de fractures d'orientation NNO-SSE à N-S. Un essaim de dykes de PQF d'affinité calco-alcaline occupe le même système de fractures et des filons-couches d'aspect comparable ont également été observés en quelques endroits. Ces intrusions recoupent l'ensemble des unités du secteur. Elles sont toutefois affectées par une silicification très répandue qui a été suivie par une épidotisation associée avec la minéralisation. La nature de la minéralisation et des altérations associées suggèrent une origine synvolcanique suivant de près la mise en place de l'essaim de dykes et filons-couches de porphyre à quartz et feldspaths.

Les trois échantillons qui ont été prélevés dans ce secteur proviennent d'un dyke et de deux filons-couches appartenant à cet essaim et exposés par des décapages de SOQUEM (figure 2.18 et tableau 2.2). Il s'agit de PQF tonalitique à dioritique dont les phénocristaux de quartz et de feldspaths baignent dans une matrice finement grenue formée de quartz et localement épidotisée (voir photographie ci-bas). La hornblende est localement présente en baguettes mm baignant dans la matrice. On y retrouve également jusqu'à 2% de pyrite et pyrrhotite en fins cristaux disséminés.

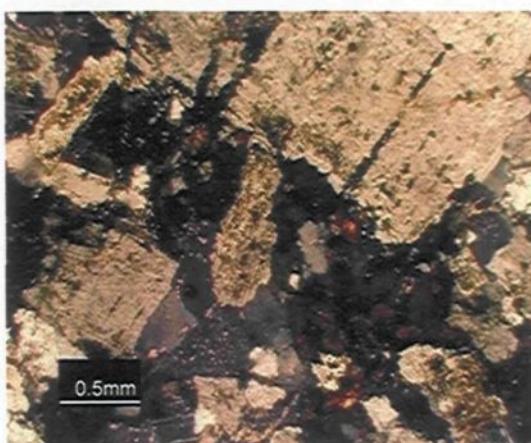


La microphotographie ci-contre (lumière analysée) montre la texture porphyrique de ces PQF, caractérisée par des phénocristaux de feldspaths altérés et des phénocristaux de quartz (coin supérieur droit de la photo) baignant dans une matrice finement grenue.

Échantillons 91301 et 91302 : Stock de Grandroy

Le Stock de Grandroy est situé à environ 8 km à l'est-S-E du secteur lac Line. Il s'agit d'une intrusion polyphasée comportant différentes phases de composition dioritique à granitique. Cette intrusion est l'hôte de l'ancienne mine Grandroy qui exploitait un gisement polymétallique à Cu-Au-Mo se présentant sous la forme de sulfures et oxydes de fer en disséminations, stockwerks, veines et matrice de brèche. Des travaux de compilation suggèrent une nature porphyrique pour cette minéralisation (Géologie-Québec, fiche de gîte 32G/16-0025).

Deux échantillons provenant de cette intrusion ont été choisis, l'un dans l'amas de stérile à la surface près des anciennes installations de la mine et l'autre au sein du forage 1114-99-03 de SOQUEM (figure 2.18 et tableau 2.2; Pouliot, 1999c). Dans les deux cas, il s'agit d'une tonalite fraîche à faiblement séricitisée, à texture variant d'équigranulaire moyennement grenue à porphyrique (voir photographie ci-bas). Elle renferme essentiellement du plagioclase et du quartz, quelquefois sous forme de phénocristaux légèrement plus grossiers que la matrice. On y trouve jusqu'à 5% de minéraux mafiques, dominés par la chlorite et l'épidote semblant tous deux remplacer de la hornblende. Les deux échantillons ne contiennent pas de minéralisation.

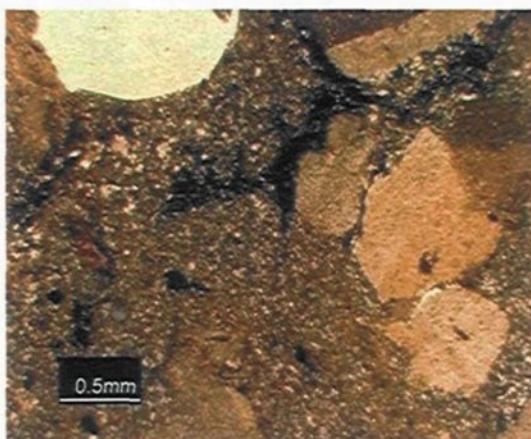


La microphotographie ci-contre (lumière analysée) montre la texture équigranulaire à porphyrique de l'intrusion, caractérisée par de gros phénocristaux de feldspaths (coin supérieur droit de la photo) baignant dans une matrice à cristaux fins à moyens de feldspaths et quartz. Les plages plus foncées sont constituées de chlorite et d'épidote remplaçant partiellement à totalement des cristaux d'hornblende.

Échantillon 376893, PQF de la route 167

Il s'agit là d'intrusions de PQF exposées lors de travaux d'aménagement routier du Ministère des Transports du Québec en bordure de la route 167 menant de Chibougamau à Mistissini. Le site d'échantillonnage est localisé à environ 14 km à l'E-N-E du secteur lac Line, sur le flanc nord du synclinal de Chibougamau. Les corps intrusifs prennent la forme de filons-couches et de dykes d'épaisseur décimétrique à décamétrique et sont eux-mêmes recoupés par des dykes mafiques. Ils encaissent de nombreuses veines aurifères à quartz et sulfures. Le développement préférentiel de ces veines au sein des porphyres et les relations avec les éléments de la déformation suggèrent une minéralisation de type orogénique, dont la mise en place aurait été focalisée par la déformation fragile des porphyres.

L'échantillon prélevé à cet endroit (figure 2.18 et tableau 2.2) consiste en un porphyre peu altéré formé de gros phénocristaux de quartz légèrement résorbés ainsi que 40% de phénocristaux de feldspaths faiblement séricités et agglomérés en masses atteignant 6 mm de diamètre (voir photographie ci-bas). La matrice est finement grenue et formée de quartz et séricite. On y retrouve jusqu'à 1% de pyrite disséminée.



La microphotographie ci-contre (lumière analysée) montre la texture porphyrique de ces PQF, caractérisée par des phénocristaux de feldspaths altérés (partie droite de la photo) et des phénocristaux de quartz (coin supérieur gauche) baignant dans une matrice finement grenue.

Échantillons 376895 à 376897 : PQF de l'indice Monexco

L'indice Monexco se situe à environ 22 km à l'E-N-E du secteur lac Line. Les observations effectuées au cours de la présente étude ainsi que les travaux de compilation (Géologie-Québec, fiche de gîte 32H/13-0001) indiquent qu'il s'agit de veinules et veines aurifères à quartz + tourmaline + ankérite + sulfures encaissées dans des dykes de PQF. Ces dykes recoupent les roches volcaniques altérées et déformées de la Formation de Gilman. Deux générations sont reconnues. Les dykes de la première génération sont dominés par de gros phénocristaux de quartz et sont fortement déformés et altérés. À l'opposé, les dykes de la seconde génération sont dominés par les phénocristaux de feldspaths, sont peu déformés, recoupent les dykes de la première génération et c'est eux qui contiennent les veines minéralisées. Tout comme les PQF observés le long de la route 167, le comportement rhéologique des dykes de la seconde génération lors de la déformation y a certainement favorisé la mise en place préférentielle des veines. Les relations chronologiques suggèrent donc une minéralisation d'âge syn-à post-tectonique. Par ailleurs, le Pluton de France se situe à moins de 5 km au N-E de l'indice. Il est de composition globalement granodioritique et est interprété comme d'origine syn- à post-tectonique (Daigneault et Allard, 1990). Il pourrait être à l'origine de certains dykes du secteur, particulièrement de ceux de la seconde génération. Il pourrait aussi être à l'origine des fluides ayant formé les veines aurifères.

Deux échantillons ont été prélevés au sein de la première génération de dykes de PQF (figure 2.18 et tableau 2.2). Ils présentent de 10 à 15% de phénocristaux grossiers de quartz baignant dans une matrice grise schisteuse formée de quartz et de séricite (voir photographie plus bas). Une altération faible à forte en ankérite y est localement développée. On y retrouve jusqu'à 2% de pyrite disséminée.

Un seul échantillon a été prélevé dans la seconde génération de dyke (figure 2.18 et tableau 2.2). Il s'agit d'un PQF renfermant des phénocristaux de feldspaths, de quartz ainsi que des paillettes millimétriques de biotite. Le tout baigne dans une matrice beige, très peu déformée, formée essentiellement de quartz finement grenue et localement recoupée de veinules de quartz plus grossier (voir photographie plus bas).



La microphotographie ci-contre (lumière analysée) montre la texture porphyrique des dykes de PQF de première génération. Ils sont caractérisés par des phénocristaux de quartz fracturés et à extinction ondulante (coin supérieur droit de la photo) baignant dans une matrice schisteuse finement grenue.

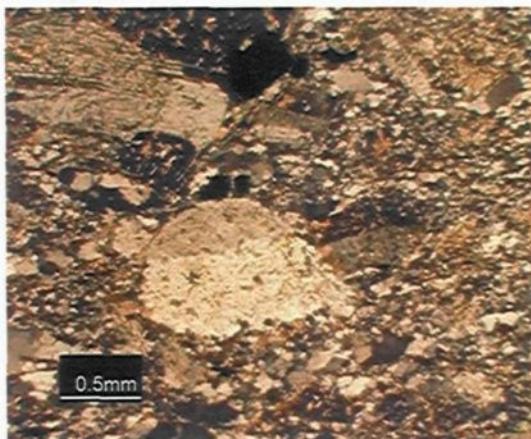


La microphotographie ci-contre (lumière analysée) montre la texture porphyrique des dykes de PQF de seconde génération. Ils sont caractérisés par des phénocristaux de feldspaths (extrémités gauche et droite de la photo) et de quartz (teinte grisée, partie supérieure de la photo) ainsi que par des paillettes de biotite baignant dans une matrice finement grenue.

Échantillon 376894 : PQF des décapages Cheval d'Or

Les décapages Cheval d'Or sont situés à 24 km à l'E-N-E du secteur lac Line, à environ 2 km de l'indice Monexco. Ils exposent des dykes de PQF en tous points similaires à ceux de la seconde génération décrite pour l'indice Monexco, excepté que l'encaissant principal des dykes correspond ici aux roches volcanoclastiques de la Formation de Blondeau. Ces dykes renferment également le même genre de veines à teneur aurifère anomale que celles formant l'indice Monexco.

L'échantillon prélevé (figure 2.18 et tableau 2.2) provient d'un dyke plissé dans lequel une schistosité est relativement bien développée. Il correspond à un porphyre tonalitique à phénocristaux de quartz et feldspaths. Il est moyennement à fortement silicifié, comme en témoigne sa matrice grisâtre formée essentiellement de quartz avec un peu de séricite et d'épidote (voir photographie plus bas). On y retrouve des sulfures en association directe avec la silicification pénétrante et les veinules de quartz.



La microphotographie ci-contre (lumière analysée) montre la texture porphyrique de ces PQF, caractérisée par des phénocristaux de feldspaths altérés (coin supérieur gauche de la photo) et des phénocristaux de quartz poeciloblastiques (partie centrale de la photo) baignant dans une matrice recristallisée finement grenue.

Annexe 4 : Spécifications techniques de la méthode analytique employée pour les analyses multi-éléments sur roche totale

Spécifications pour les 7 analyses (échantillons 91201 à 91207) effectuées en 2003 aux Laboratoires SGS de Rouyn-Noranda:

Élément analysé	Méthode analytique	Limite de détection
Au	Pyroanalyse : absorption atomique / gravimétrie	5 ppb
Ag	Absorption atomique	0,3 ppm
Cu		0,01%
Zn		0,01%
Be		0,5 ppm
Na		0,01%
Mg		0,01%
Al		0,01%
P		0,01%
K		0,01%
Ca		0,01%
Sc		0,5 ppm
Ti		0,01%
V		2 ppm
Cr		1 ppm
Mn	Digestion à l'eau régale suivie de spectrométrie d'émission atomique au plasma (ICP-AES)	2 ppm
Fe		0,01%
Co		1 ppm
Ni		1 ppm
As		3 ppm
Sr		0,5 ppm
Y		0,5 ppm
Zr		0,5 ppm
Mo		1 ppm
Cd		1 ppm
Sn		10 ppm
Sb		5 ppm
Ba		1 ppm
La		0,5 ppm
W		10 ppm
Pb		2 ppm
Li		1 ppm

Annexe 5 : Résultats des analyses multi-éléments sur roche totale

Échantillon	91201	91202	91203	91204	91205	91206	91207
Provenance	Gite Lessard (TR-1230-99-51)	Gite Lessard (TR-1230-99-51)	Indice du lac Ham	Indice Siscoe	Main Showing	Indice du Dôme du Radar	Indices des décapages de SOQUEM (TR-1287-02-04)
Estant ¹	247212	247198	246574	246160	244812	244119	244596
Nordant ¹	5534232	5534243	5534110	5535009	5535137	5535081	5535340
Lithologie	Veine MG+SF	I3A CL++	Veine MG+SF	Veine QZ+SF	Veine SF	Veine MG+SF	I3A altéré
Au (ppm)	0,85	1,13	0,26	13,85	13,08	34,43	0,49
Ag (ppm)	79,10	162,00	32,90	22,20	21,30	24,70	6,10
Cu (ppm)	49500	69700	29300	24300	23800	108200	894
Zn (ppm)	153	332	1380	1140	1130	1380	35900
Be (ppm)	1,80	0,90	1,20	2,00	1,90	1,20	1,00
Na (%)	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03
Mg (%)	0,25	1,14	0,40	0,58	0,58	0,96	0,58
Al (%)	1,06	2,71	0,24	0,32	0,33	1,36	0,43
P (%)	n.d.	0,07	0,03	0,02	0,02	n.d.	0,02
K (%)	0,08	0,07	0,06	0,04	0,04	n.d.	n.d.
Ca (%)	0,04	2,76	0,28	0,34	0,34	4,13	0,34
Sc (ppm)	n.d.	6,3	5,9	10,5	10	1,9	1,4
Ti (%)	n.d.	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,11
V (ppm)	45	47	31	47	45	30	52
Cr (ppm)	8	7	379	644	651	140	405
Mn (ppm)	227	773	252	365	364	401	452
Fe (%)	>15,00	>15,00	>15,00	>15,00	>15,00	>15,00	>15,00
Co (ppm)	913	287	177	283	271	258	92
Ni (ppm)	218	84	931	1480	1440	267	292
As (ppm)	737	613	253	445	428	56	89
Sr (ppm)	0,5	13	23,9	13,2	14	72,7	1,6
Y (ppm)	0,6	5,9	1,2	1,9	1,6	1,2	3,9
Zr (ppm)	8,3	7,8	11,2	14,9	15,2	14,4	8,3
Mo (ppm)	2	25	70	42	41	167	n.d.
Cd (ppm)	15	11	21	33	31	16	157
Sn (ppm)	14	11	13	18	17	24	n.d.
Sb (ppm)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba (ppm)	11	17	20	11	13	9	n.d.
La (ppm)	n.d.	n.d.	n.d.	1,3	0,9	2,4	n.d.
W (ppm)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb (ppm)	26	25	368	217	209	26	253
Li (ppm)	4	3	19	12	11	2	7

¹Les coordonnées sont données dans la projection Québec MTM zone 8, NAD 1983

I3A = gabbro, CL++ = moyennement chloritisé, MG = magnétite, n.d. = non-détecté, SF = sulfures

Annexe 6 : Précision analytique et limites de détection des analyses au LA-ICP-MS

Masse isotopique	Élément	Étalon de référence externe MASS-1 (PS-1) ¹	Coefficient de variation moyen ² (%)	Limite de détection moyenne ³ (ppm)
34	S	28 % poids	Standard interne	Standard interne
51	V	63	1,9	0,10
52	Cr	37	3,7	0,19
55	Mn	260	7,2	0,09
59	Co	67	4,9	0,04
61	Ni	94	19,9 ⁴	6,15
65	Cu	13,4 % poids	2,4	0,97
66	Zn	21,0 % poids	3,5	0,57
71	Ga	50	2,3	0,04
72	Ge	50	3,0	0,17
75	As	65	3,9	0,26
82	Se	53	3,8	0,96
98	Mo	61	2,4	0,06
107	Ag	67	2,5	0,01
111	Cd	70	13,0 ⁴	0,03
115	In	50	2,3	0,005
118	Sn	55	3,0	0,06
121	Sb	55	2,4	0,01
197	Au	47	5,5	0,002
202	Hg	57	6,4	0,09
208	Pb	67	2,9	0,01
209	Bi	7	3,3	0,0003

¹Concentrations en ppm, à moins d'indications contraires.

²Moyenne de 80 analyses de l'étalement de référence réalisées à raison de 4 analyses pour chacun des 20 échantillons, le tout réparti sur une période de 4 jours.

³Moyenne des limites de détection pour chacun des 20 échantillons, chacune calculée selon la méthode de Perkins et Pearce (1993).

⁴Le coefficient de variation élevé pour Ni et Cd est possiblement explicable par la sélection des isotopes utilisés pour la quantification : ⁶¹Ni et ¹¹¹Cd ne comptent respectivement que pour 1,25% et 12,8% de la quantité totale de Ni et de Cd. De petites variations sur la concentration de ces isotopes peu abondants résultent en de grandes variations sur la concentration totale de Ni et Cd calculée par le logiciel Thermo PlasmaLab, d'où les coefficients de variation élevés.

Annexe 7 : Résultats des analyses de LA-ICP-MS sur cristaux de pyrite

Les échantillons sont présentés par ordre alphanumérique croissant.

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE

Échantillon 91201

Provenance Gîte Lessard (voir localisation exacte sur figure 4.9)

Nb d'analyses 12

Cristal-point	c1-1	c1-2	c2-3	c2-4	c3-5	c4-6	c5-7	c6-8	c7-9	c8-10	c1-11	c1-12
Famille	Vn. MG+SF											
V	n.d.											
Cr	0,67	0,43	n.d.	n.d.	n.d.	0,51	n.d.	1,46	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mn	0,96	2,62	0,98	0,67	0,46	5,50	4,55	2,44	0,41	2,00	1,01	0,12
Co	332,10	189,10	432,90	3276,00	300,70	313,30	506,50	294,30	331,20	1216,00	484,00	232,40
Ni	197,40	180,30	1007,00	2985,00	172,40	150,60	102,20	205,70	90,86	134,40	192,10	138,30
Cu	225,80	88,36	611,40	376,10	1435,00	522,60	63,24	501,30	507,40	4576,00	995,90	9,94
Zn	8,67	16,32	10,31	5,31	6,74	5,77	3,82	5,84	3,69	9,37	5,45	3,44
Ga	0,33	0,36	0,09	0,12	0,41	0,42	0,32	0,59	0,22	0,37	0,57	0,43
Ge	5,00	5,96	1,74	2,43	8,58	7,57	5,93	11,68	6,91	9,38	13,13	10,45
As	1605,00	1566,00	1396,00	255,60	1381,00	1058,00	704,20	921,40	1016,00	1214,00	1386,00	1739,00
Se	86,41	86,36	40,97	33,39	88,75	76,82	181,10	72,18	106,10	144,30	83,39	91,63
Mo	0,27	0,29	0,22	0,53	0,28	0,27	0,20	0,39	0,12	0,22	0,36	0,26
Ag	1,63	0,35	4,37	4,08	4,63	3,83	0,57	1,58	1,38	21,56	4,78	0,04
Cd	0,05	0,05	0,11	0,05	0,06	0,07	0,05	0,04	0,03	0,22	0,10	0,03
In	n.d.	n.d.	0,02	0,01	0,02	0,01	n.d.	0,01	n.d.	0,05	0,01	n.d.
Sn	3,16	2,22	0,18	0,16	1,62	1,33	0,67	2,29	0,44	1,19	1,45	1,02
Sb	0,20	0,03	0,57	0,42	0,08	0,51	0,11	0,11	0,06	0,10	0,05	n.d.
Au	0,016	0,002	0,148	0,048	0,004	0,026	0,022	0,014	0,004	0,022	0,020	n.d.
Hg	0,47	0,39	0,31	0,22	0,41	0,50	0,31	0,45	0,24	0,23	0,38	0,29
Pb	5,87	0,59	7,57	8,32	11,10	10,22	4,88	5,82	3,30	6,54	8,47	0,06
Bi	0,33	0,31	0,62	0,73	0,44	0,80	0,47	0,42	0,20	0,41	0,50	0,01

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE
Échantillon 91206

Provenance Indice du Dôme du Radar (voir localisation exacte sur figure 4.23)

Nb d'analyses 12

Cristal-point	c1-1	c2-2	c3-3	c4-4	c5-5	c6-6	c6-7	c6-8	c6-9	c7-10	c8-11	c9-12
Famille	Vn. MG+SF											
V	n.d.	18,01	n.d.	0,30	0,11							
Cr	n.d.	58,76	n.d.	4,82	2,98							
Mn	n.d.	0,58	0,32	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	15,74	17,32	30,00	20,38	
Co	42,22	46,92	32,27	40,85	67,02	1007,00	23080,00	6176,00	4995,00	114,20	120,70	327,20
Ni	96,16	118,40	137,60	119,30	135,40	384,80	206,60	198,90	516,10	121,60	182,00	218,40
Cu	14,93	12,20	19,90	9,86	8,15	7,39	10,47	10,24	16,13	172,40	301,80	303,40
Zn	5,73	n.d.	6,87	4,58	4,56	3,69	6,51	6,13	70,42	n.d.	8,50	12,53
Ga	0,12	0,36	0,22	0,16	0,30	0,13	0,23	0,30	6,66	0,16	0,91	0,88
Ge	2,68	3,66	4,24	4,42	5,34	4,53	7,66	9,11	10,78	7,79	11,45	11,66
As	1213,00	1047,00	1061,00	1198,00	1269,00	8,27	1791,00	1597,00	21,89	41,89	41,62	47,66
Se	14,72	13,41	14,10	14,71	14,66	15,57	13,61	13,89	20,38	n.d.	2,87	3,63
Mo	0,08	0,13	0,14	0,10	0,15	0,19	0,18	0,22	0,33	63,50	87,26	108,60
Ag	0,04	0,04	0,06	0,03	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	5,76	12,28	4,42
Cd	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,04	0,04	0,07	0,10
In	0,01	n.d.	0,00	n.d.	0,00	n.d.	n.d.	0,00	n.d.	n.d.	0,01	0,00
Sn	0,75	0,40	0,45	0,33	0,24	0,20	0,37	0,43	0,86	0,56	1,27	0,73
Sb	0,03	0,01	0,03	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,18	1,41	1,29
Au	0,004	0,006	0,009	n.d.	0,002	0,002	n.d.	n.d.	0,004	0,737	0,807	0,429
Hg	0,41	0,35	0,31	0,32	0,20	0,30	0,12	0,20	0,19	0,08	0,46	0,61
Pb	1,22	0,70	2,17	0,06	1,01	0,15	0,01	0,11	0,05	28,20	24,24	35,97
Bi	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,81	0,69	0,71

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE
Échantillon dg_BERRIGAN

Provenance Indice Berrigan

Nb d'analyses 12

Cristal-point	c1-1	c2-2	c3-3	c4-4	c5-5	c6-6	c7-7	c8-8	c9-9	c10-10	c11-11	c12-12
Famille	Berrigan											
V	7,46	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,94	n.d.	n.d.	n.d.	0,27
Cr	83,88	0,46	n.d.	n.d.	1,04	n.d.	0,89	11,54	1,41	n.d.	n.d.	7,02
Mn	38,75	20,39	17,68	86,64	19,78	0,14	0,31	16,19	26,57	0,24	n.d.	6,46
Co	32,52	1,29	57,46	280,60	274,90	14,90	16,82	128,80	47,13	1,31	161,30	295,30
Ni	145,20	121,90	331,70	1172,00	1685,00	1308,00	2566,00	1530,00	1929,00	491,20	1670,00	1709,00
Cu	37,55	676,30	515,90	792,70	304,80	50,74	110,30	179,30	249,00	52,98	425,20	1198,00
Zn	5,04	4798,00	4395,00	124,50	5097,00	7,56	13,00	1483,00	3927,00	6,53	38,44	70,13
Ga	0,43	1,09	1,01	0,13	2,73	0,12	0,33	1,43	0,97	0,14	n.d.	0,04
Ge	1,78	3,26	2,90	2,26	4,02	4,06	6,56	4,44	4,41	4,56	1,33	2,21
As	21320,00	1781,00	1212,00	37,99	115,70	48,01	23,20	3540,00	2582,00	99,17	17,44	136,40
Se	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3,37	n.d.	1,20	1,53	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	0,10	0,19	0,19	0,27	0,44	0,41	0,66	0,43	0,51	0,26	0,39	0,38
Ag	96,64	29,81	28,90	52,18	15,46	2,69	3,39	24,87	29,98	4,52	12,71	42,71
Cd	0,52	14,41	12,48	0,43	14,26	0,08	0,09	5,12	13,42	0,05	0,21	0,29
In	0,01	0,61	0,80	0,11	1,09	n.d.	0,01	0,92	2,65	n.d.	n.d.	0,03
Sn	1,46	78,47	127,90	7,02	132,30	0,41	0,94	65,15	61,97	0,55	0,28	2,03
Sb	6,70	16,92	11,80	2,05	1,67	4,25	0,55	3,31	3,44	8,08	0,61	1,99
Au	4,816	0,851	0,457	0,082	0,041	0,025	0,005	0,390	0,277	0,076	0,017	0,054
Hg	0,10	0,52	0,29	0,26	0,44	0,30	0,29	0,36	0,38	0,47	0,36	0,30
Pb	25880,00	368,40	335,10	2230,00	228,80	87,42	47,25	596,80	1727,00	281,40	221,30	1287,00
Bi	24,52	0,18	0,23	4,79	0,49	0,47	0,05	0,64	1,78	0,27	0,85	4,20

Échantillon fournit par Damien Gaboury

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE

Échantillon dg_COPPERAND

Provenance Mine Copper Rand

Nb d'analyses 13

Cristal-point	c1-1	c2-2	c3-3	c4-4	c5-5	c5-6	c6-7	c6-8	c6-9	c6-10	c7-11	c8-12	c9-13
Famille	Copper Rand												
V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,17	n.d.	n.d.	8,92	5,66	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr	n.d.												
Mn	5,81	n.d.	10,52	n.d.	19,32	n.d.	n.d.	22,60	0,23	n.d.	5,11	2,23	6,36
Co	434,40	899,90	155,90	523,60	7117,00	5598,00	5342,00	2654,00	13,74	3149,00	4680,00	7459,00	7305,00
Ni	1498,00	n.d.	107,50	500,30	1074,00	16,20	12,97	837,90	77,36	n.d.	65,18	n.d.	38,39
Cu	2281,00	26,30	3969,00	n.d.	21,88	n.d.	n.d.	4,52	n.d.	n.d.	285,50	18,62	62,49
Zn	46,43	n.d.	10,62	5,27	4,85	n.d.	n.d.	5,27	2,60	n.d.	2,48	n.d.	30,36
Ga	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,15	n.d.	n.d.	1,69	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ge	2,15	n.d.	n.d.	2,59	2,11	n.d.	n.d.	3,38	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
As	86,19	219,10	9,05	6,04	14,62	1897,00	1149,00	15,41	3,89	125,40	877,50	673,70	2629,00
Se	16,41	20,13	22,33	13,32	79,08	13,70	14,30	16,73	2,33	24,22	23,32	10,34	8,00
Mo	0,39	n.d.	n.d.	0,24	13,84	n.d.	2,42	0,27	n.d.	43,40	n.d.	1,62	8,94
Ag	4,42	n.d.	4,38	0,03	0,16	n.d.	0,03	0,06	n.d.	n.d.	3,34	0,80	5,77
Cd	0,84	n.d.	0,26	n.d.	0,60								
In	0,05	n.d.	0,09	n.d.	0,03								
Sn	0,97	n.d.	0,56	0,52	0,76	n.d.	n.d.	1,52	n.d.	n.d.	0,20	n.d.	0,22
Sb	0,68	n.d.	0,33	0,06	0,16	n.d.	n.d.	0,19	n.d.	n.d.	0,16	0,07	0,07
Au	0,200	0,003	0,025	0,009	0,036	0,029	n.d.	0,028	n.d.	0,016	0,098	4,339	0,022
Hg	0,25	0,25	0,16	0,60	0,35	0,33	0,13	n.d.	n.d.	0,33	0,20	0,22	0,20
Pb	19,91	0,40	14,79	0,56	4,94	0,23	n.d.	3,75	0,08	0,06	6,82	2,67	2,28
Bi	1,23	0,02	0,37	0,01	0,33	0,09	0,00	0,26	0,01	0,02	0,46	0,15	0,12

Échantillon fournit par Damien Gaboury

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE

Échantillon dg_SPRINGER

Provenance Mine Springer (Chapais)

Nb d'analyses 11

Cristal-point	c1-1	c2-2	c3-3	c4-4	c5-5	c6-6	c7-7	c8-8	c9-9	c10-10	c11-11
Famille	Springer										
V	n.d.										
Cr	0,36	n.d.	0,76	n.d.	n.d.	n.d.	0,64	0,52	n.d.	0,49	n.d.
Mn	3,64	4,38	1,43	24,07	5,70	3,42	5,78	5,25	4,34	7,59	11,97
Co	94,82	66,80	64,66	245,20	395,10	111,80	414,90	222,30	4233,00	1418,00	939,00
Ni	402,30	477,30	437,00	368,10	371,50	291,00	331,50	375,60	242,40	339,40	311,40
Cu	9472,00	1107,00	340,50	1949,00	2306,00	1320,00	3030,00	5199,00	10830,00	4425,00	3375,00
Zn	1989,00	278,90	2009,00	776,50	1594,00	1484,00	1069,00	2781,00	3383,00	802,10	1247,00
Ga	0,24	0,15	0,18	0,25	0,26	0,11	0,27	0,20	0,19	0,21	0,08
Ge	5,03	2,57	4,87	3,58	5,65	4,66	4,79	6,54	3,91	6,07	3,87
As	15,97	41,94	13,67	80,12	98,30	31,57	65,76	56,12	16,87	15,88	154,40
Se	49,60	47,94	48,73	49,18	45,82	50,45	48,68	53,19	54,36	50,19	49,01
Mo	0,23	0,27	0,28	0,38	0,67	0,31	1,36	0,34	0,20	0,18	0,41
Ag	13,51	6,32	7,48	10,55	7,67	5,13	10,46	7,63	180,70	25,05	12,13
Cd	7,51	1,32	8,98	3,23	6,39	6,38	5,26	13,92	14,88	4,70	6,44
In	3,41	1,16	1,09	2,86	1,81	1,80	2,34	2,67	5,97	1,98	3,79
Sn	2,95	1,31	1,33	2,01	2,02	1,12	3,95	5,05	2,94	1,52	1,81
Sb	0,76	1,84	0,13	1,76	2,66	0,76	2,40	0,71	0,69	0,59	2,76
Au	0,142	0,071	0,090	0,181	0,149	0,090	0,173	0,041	5,529	0,404	0,128
Hg	0,94	0,67	0,98	0,63	0,45	0,61	0,58	0,51	0,90	0,82	0,78
Pb	45,51	25,24	4,40	79,27	39,33	20,01	59,98	11,52	21,36	19,23	441,90
Bi	0,64	0,53	0,19	1,22	0,75	0,61	1,10	0,53	0,90	0,72	1,09

Échantillon fournit par Damien Gaboury

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE

Échantillon OCM-04-059-B

Provenance Minéralisation disséminée près de la zone de faille du lac Antoinette

Nb d'analyses 12

Cristal-point	c1-1	c2-2	c3-3	c4-4	c5-5	c5-6	c6-7	c7-8	c8-9	c9-10	c10-11	c11-12
Famille	SF diss.											
V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,67	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,66	n.d.	n.d.	0,37	n.d.	n.d.
Mn	n.d.	2,39	0,31	n.d.								
Co	11760,00	10790,00	11740,00	9791,00	10480,00	11180,00	9649,00	13290,00	13200,00	10320,00	10340,00	11800,00
Ni	296,40	309,70	268,10	252,90	248,60	313,00	261,70	325,00	263,50	227,70	214,40	244,60
Cu	14,37	12,91	7,17	10,41	8,95	9,82	16,53	n.d.	4,81	9,72	14,48	5,76
Zn	7,64	11,58	7,84	13,51	7,78	8,74	7,63	n.d.	6,11	7,62	7,31	6,61
Ga	0,14	0,15	0,10	0,09	0,14	0,21	0,19	0,14	0,04	0,15	0,09	0,10
Ge	4,33	5,43	4,39	5,15	6,38	7,96	6,68	6,34	4,20	6,59	5,80	6,33
As	2501,00	2707,00	2383,00	2708,00	2601,00	2736,00	2040,00	3185,00	2800,00	3117,00	3469,00	2688,00
Se	22,10	23,40	20,80	20,02	17,21	20,86	16,94	25,15	20,45	18,60	13,76	18,15
Mo	1,49	0,25	3,65	0,24	0,19	0,26	26,75	45,05	48,66	7,76	0,09	0,16
Ag	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,08	0,14	0,06	0,06	0,04	0,02
Cd	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	n.d.
In	n.d.											
Sn	0,39	0,38	0,20	0,17	0,33	0,38	0,27	0,34	0,17	0,28	0,16	0,27
Sb	n.d.	0,01	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	0,10	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02
Au	0,008	0,002	0,009	n.d.	n.d.	n.d.	0,054	0,055	0,052	0,027	0,008	n.d.
Hg	0,09	0,16	0,18	0,18	0,29	0,25	0,17	n.d.	n.d.	0,40	n.d.	0,20
Pb	0,16	0,04	0,06	0,04	0,01	0,01	0,84	0,65	0,56	0,36	0,55	0,13
Bi	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,14	0,18	0,10	0,11	0,08	0,02

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE
Échantillon S-OCM-03-032

Provenance Structure Brosman - Zone Aurifère (voir localisation exacte sur figure 4.1)

Nb d'analyses 12

Cristal-point	c1-1	c2-2	c3-3	c4-4	c4-5	c5-6	c6-7	c7-8	c7-9	c8-10	c9-11	c10-12
Famille	Vn. SF											
V	1,89	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,15	n.d.	0,44	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr	4,47	3,61	n.d.									
Mn	14,90	0,47	0,82	1,89	4,33	10,19	n.d.	4,96	0,89	1,23	28,26	3,19
Co	2520,00	184,00	2516,00	0,42	0,49	166,00	193,50	356,00	131,00	195,80	5038,00	10950,00
Ni	197,10	313,40	488,30	341,20	360,90	1482,00	1576,00	1312,00	1061,00	1115,00	398,00	99,93
Cu	19,76	16,44	4,87	6,97	5,10	7,23	7,11	7,05	5,26	6,57	10,63	6,86
Zn	12,38	10,82	6,70	6,50	7,81	7,87	7,69	6,97	5,14	5,30	5,50	4,69
Ga	0,33	0,22	0,09	0,10	0,11	0,36	0,16	0,25	0,12	0,11	0,08	0,07
Ge	6,71	6,12	4,12	4,68	6,10	6,87	8,44	7,69	6,48	7,31	7,21	7,19
As	175,40	16,92	37,63	3,64	4,69	15,82	12,51	7,29	9,61	21,92	23,47	127,40
Se	52,37	80,44	72,06	30,51	26,70	29,97	43,34	61,82	72,49	79,97	48,21	13,24
Mo	0,28	0,29	1,97	0,22	0,25	0,62	0,61	0,53	0,62	0,68	0,23	0,12
Ag	0,11	0,05	0,30	2,59	1,75	0,09	0,03	0,07	0,04	24,55	3,25	0,47
Cd	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,63	0,05	0,02
In	n.d.											
Sn	0,58	0,38	0,15	0,24	0,25	0,19	0,27	0,20	0,12	0,39	0,23	0,13
Sb	0,03	0,01	0,15	0,12	0,13	0,01	n.d.	0,01	n.d.	0,07	0,02	n.d.
Au	0,004	0,008	0,043	n.d.	n.d.	0,057	n.d.	0,027	n.d.	0,004	5,634	0,384
Hg	0,23	0,49	0,14	0,41	0,26	0,24	0,09	0,28	0,22	0,26	0,31	0,17
Pb	0,85	0,32	13,68	1,22	0,96	0,40	0,08	0,31	0,38	96,77	1,57	0,97
Bi	0,78	0,45	0,92	0,14	0,07	0,27	0,04	0,31	0,19	22,99	2,37	2,53

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE
Échantillon

S-OCM-03-038

Provenance

Structure Brosman - Zone Aurifère (voir localisation exacte sur figure 4.1)

Nb d'analyses 12

Cristal-point	c1-1	c1-2	c1-3	c1-4	c2-5	c2-6	c3-7	c4-8	c5-9	c5-10	c6-11	c7-12
Famille	SF diss.	SF diss.	SF diss.	SF diss.	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	SF diss.	SF diss.	SF diss.
V	9,72	52,78	24,75	0,77	n.d.	n.d.	1,18	n.d.	19,70	n.d.	11,61	37,80
Cr	9,73	45,36	10,67	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,47	n.d.	26,76	36,66
Mn	103,70	82,16	138,70	3,09	0,70	n.d.	4,98	n.d.	166,90	2,88	51,57	112,80
Co	66,94	44,38	33,64	4,36	70,94	241,20	189,80	3,44	197,20	8,84	172,60	156,90
Ni	370,20	500,00	472,60	104,60	158,40	325,30	183,30	118,90	327,40	201,10	856,70	647,40
Cu	399,60	3864,00	983,90	126,50	11,20	286,40	56,97	159,40	92,61	369,50	4922,00	3216,00
Zn	44,23	77,42	646,20	15,33	7,10	3,91	6,51	5,44	17,02	1484,00	41,12	33,24
Ga	1,46	3,64	1,73	0,18	0,14	n.d.	0,33	0,14	2,24	0,29	1,38	2,89
Ge	5,26	7,04	4,92	5,28	5,23	3,16	6,03	6,65	10,26	7,13	7,37	8,90
As	2373,00	1715,00	1555,00	860,30	851,50	1401,00	746,40	912,60	2487,00	3885,00	423,10	461,20
Se	11,44	14,28	8,39	9,64	17,75	18,36	24,84	55,00	17,88	12,28	20,86	9,37
Mo	0,53	0,37	0,29	0,17	0,18	0,16	0,21	0,18	0,29	0,21	1,81	9,67
Ag	4,04	7,09	6,62	0,55	1,07	6,86	1,00	1,29	1,98	7,51	10,14	9,25
Cd	0,23	0,91	6,19	0,13	0,03	0,04	0,05	0,03	0,10	15,27	0,78	0,41
In	n.d.	0,10	0,53	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,00	0,73	0,01	0,01
Sn	0,30	0,82	0,65	0,19	0,13	0,07	0,19	0,13	0,33	0,71	0,69	0,52
Sb	1,86	1,43	2,30	0,11	0,04	0,06	0,11	0,16	0,55	0,80	0,38	1,13
Au	2,132	1,260	0,921	0,206	0,174	1,239	0,379	0,302	1,408	3,076	0,249	0,477
Hg	0,08	0,39	0,19	0,24	0,24	0,15	0,18	0,23	0,31	n.d.	0,24	0,34
Pb	111,00	112,90	127,10	13,23	20,01	30,98	22,44	16,37	137,90	289,30	68,96	133,10
Bi	1,59	5,08	1,67	0,45	2,44	3,08	2,02	1,47	3,61	8,88	10,65	1,70

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE
Échantillon S-OCM-03-052

Provenance Structure Brosman - Zone Polymétallique (voir localisation exacte sur figure 4.1)

Nb d'analyses 9

Cristal-point	c1-1	c2-2	c3-3	c3-4	c4-5	c5-6	c6-7	c7-8	c8-9
Famille	Vn. MG+SF								
V	0,62	58,06	0,09	0,54	0,09	0,20	0,09	20,77	n.d.
Cr	n.d.	12,18	n.d.	1,60	n.d.	0,26	n.d.	1,46	n.d.
Mn	8,86	454,00	1,12	7,40	1,41	3,07	2,70	34,48	n.d.
Co	848,90	483,20	262,90	394,10	8564,00	5778,00	7609,00	8025,00	7069,00
Ni	1255,00	1077,00	147,50	267,50	837,90	1204,00	1731,00	981,40	642,70
Cu	5692,00	4119,00	150,70	82,62	3960,00	485,60	1697,00	132,80	181,60
Zn	24,12	131,20	332,40	33,42	19,75	22,53	88,59	34,74	32,24
Ga	0,39	10,04	0,11	0,56	0,08	0,21	0,04	1,29	n.d.
Ge	6,74	14,83	8,00	12,27	7,24	9,23	6,55	14,32	7,34
As	160,50	120,50	3787,00	3485,00	869,90	910,50	1348,00	1175,00	533,20
Se	54,39	63,24	127,60	147,70	74,25	85,63	83,20	81,50	47,19
Mo	0,72	13,64	0,17	0,46	0,35	0,57	0,63	0,54	0,26
Ag	27,87	14,53	10,70	16,82	52,34	3,71	450,10	18,09	6,03
Cd	0,18	0,24	2,54	0,29	0,17	0,15	2,06	0,16	0,45
In	0,25	0,41	0,18	0,01	0,17	0,02	0,11	0,05	n.d.
Sn	0,24	4,17	n.d.	0,34	0,08	0,26	n.d.	0,59	n.d.
Sb	1,24	1,72	0,15	0,23	0,40	0,07	0,18	0,21	0,08
Au	0,021	0,025	0,108	0,051	0,065	0,079	521,900	0,265	0,338
Hg	0,08	0,80	0,37	0,57	0,27	0,35	20,38	0,50	0,14
Pb	9,68	12,14	11,28	15,89	8,71	4,03	11,04	8,92	3,67
Bi	4,66	10,85	5,47	7,76	4,84	2,54	4,57	6,88	3,69

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE

Échantillon S-OCM-03-057

Provenance Structure Brosman - Zone Polymétallique (voir localisation exacte sur figure 4.1)

Nb d'analyses 12

Cristal-point	c1-1	c1-2	c2-3	c2-4	c2-5	c2-6	c3-7	c3-8	c3-9	c4-10	c4-11	c4-12
Famille	Vn. MG+SF											
V	n.d.	0,12	0,13	0,29	0,38	0,35	n.d.	0,28	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr	n.d.											
Mn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,35	n.d.	0,61	n.d.	0,60	n.d.	n.d.
Co	719,70	163,70	142,30	29,30	128,40	978,60	51,17	1741,00	44,31	152,80	11460,00	7958,00
Ni	607,80	375,30	307,80	200,20	269,20	1041,00	249,40	3001,00	113,90	266,40	315,70	300,40
Cu	2067,00	185,90	107,40	113,50	529,60	134,30	22,52	1204,00	n.d.	112,00	107,40	n.d.
Zn	10,84	20,72	7,32	11,52	151,90	12,64	17,38	6,49	9,51	1023,00	7,32	5,95
Ga	n.d.	0,05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ge	1,23	4,12	3,52	5,24	2,10	5,89	6,48	2,42	4,28	5,65	2,41	1,71
As	416,80	130,50	175,80	125,10	82,84	644,10	503,60	331,70	147,30	6363,00	442,00	366,10
Se	82,80	40,46	7,98	27,32	54,77	59,32	24,27	46,08	21,77	30,65	17,22	46,66
Mo	1,15	2,46	2,03	1,81	1,42	1,72	0,15	0,54	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ag	35,71	5,23	5,73	1,41	16,42	51,08	2,42	6,88	1,38	8,17	0,64	n.d.
Cd	0,31	0,44	0,18	0,11	3,14	0,22	0,14	n.d.	0,09	26,45	n.d.	0,04
In	0,03	0,01	n.d.	n.d.	0,07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,07	n.d.	n.d.
Sn	n.d.	0,20	n.d.	0,12	n.d.	0,17	0,14	n.d.	n.d.	0,06	n.d.	n.d.
Sb	46,84	6,22	7,46	1,36	6,45	79,47	1,46	0,96	n.d.	17,98	0,24	n.d.
Au	0,203	0,051	0,099	0,013	0,086	0,418	0,056	0,183	n.d.	0,157	0,002	n.d.
Hg	0,40	0,30	0,34	0,24	0,26	1,24	n.d.	0,14	n.d.	1,02	0,11	n.d.
Pb	51,16	7,03	7,75	1,41	8,26	97,58	10,09	18,52	19,21	28,75	0,91	n.d.
Bi	40,23	3,05	4,81	0,48	3,51	72,06	2,35	2,85	1,80	4,52	0,04	n.d.

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE
Échantillon S-OCM-05-016

Provenance Indices des décapages de SOQUEM sur le mont Bourbeau (TR-1287-02-08; voir localisation exacte sur figure 4.22)

Nb d'analyses 12

Cristal-point	c1-1	c2-2	c3-3	c4-4	c5-5	c6-6	c7-7	c8-8	c9-9	c10-10	c11-11	c12-12
Famille	Vn. SF											
V	n.d.	n.d.	0,15	0,43	1,56	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,99	n.d.	0,07
Cr	n.d.	n.d.	1,33	4,04	3,28	n.d.	n.d.	1,41	n.d.	1,60	n.d.	5,07
Mn	0,30	0,48	2,12	4,45	169,70	15,88	119,70	2,03	0,70	45,13	15,40	1,70
Co	182,40	8,35	122,70	36,35	425,40	331,00	133,80	4,53	3916,00	472,30	140,10	544,90
Ni	204,20	257,30	299,50	380,70	273,10	397,30	296,80	297,90	783,60	338,40	360,00	429,20
Cu	58,72	490,40	720,80	906,50	755,10	89,23	252,40	964,60	375,70	3251,00	831,60	100,20
Zn	9,27	13,59	21,56	102,30	8434,00	5580,00	14930,00	16,21	163,20	1106,00	806,90	14,86
Ga	0,21	0,26	0,33	0,52	3,54	0,73	0,65	0,32	0,25	0,56	0,35	0,94
Ge	4,89	6,43	8,25	11,42	8,52	10,12	9,17	11,61	12,46	11,29	13,64	22,24
As	168,90	921,30	219,30	972,10	5205,00	1844,00	7790,00	2492,00	7543,00	5690,00	4402,00	9150,00
Se	23,68	55,49	20,92	32,64	9,51	14,37	21,09	14,31	45,14	26,44	12,62	39,39
Mo	0,29	0,58	0,39	0,59	7,64	0,56	0,36	0,58	0,60	0,43	1,28	0,77
Ag	4,33	50,88	161,60	155,20	18,15	16,91	65,67	11,52	8,67	151,10	200,00	4,48
Cd	0,04	0,16	0,37	0,65	23,51	16,33	51,32	0,15	1,00	3,77	3,73	0,16
In	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	3,34	0,84	6,26	0,01	0,22	1,05	1,63	0,01
Sn	0,70	0,64	1,05	1,13	5,32	0,82	2,43	0,80	0,67	1,33	1,48	1,16
Sb	0,11	0,18	1,42	0,98	0,93	3,67	3,39	12,64	0,49	1,20	0,15	5,40
Au	0,004	0,021	0,055	0,145	0,121	0,426	0,236	0,063	0,610	0,819	1,275	0,327
Hg	n.d.	0,15	0,21	0,29	0,36	0,29	0,48	0,30	0,29	0,37	0,36	0,53
Pb	54,50	439,90	4166,00	1433,00	1197,00	1499,00	5482,00	810,80	822,90	6362,00	5626,00	1211,00
Bi	1,27	17,84	49,49	46,89	6,54	9,66	33,11	11,95	31,58	61,90	91,97	21,05

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE

Échantillon T-OCM-03-037

Provenance Gîte Lessard (voir localisation exacte sur figure 4.9)

Nb d'analyses 12

Cristal-point	c1-1	c2-2	c2-3	c3-4	c4-5	c5-6	c6-7	c7-8	c8-9	c9-10	c10-11	c11-12
Famille	Vn. MG+SF											
V	n.d.	n.d.	2,14	n.d.	2,37							
Cr	n.d.	n.d.	1,17	1,51	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,59	n.d.	n.d.	n.d.
Mn	0,66	3,52	52,00	0,69	32,41	5,62	1,65	n.d.	10,94	3,14	n.d.	11,23
Co	125,20	208,60	626,70	516,40	442,00	524,80	161,50	76,50	703,50	682,80	3888,00	6106,00
Ni	494,20	311,00	309,50	384,40	506,80	320,40	407,50	446,50	340,30	143,80	34,18	336,80
Cu	18,71	390,30	453,50	37400,00	264,40	3481,00	918,30	103,90	2233,00	4010,00	3,92	7077,00
Zn	212,60	322,30	1141,00	44,79	4,27	19,07	5,98	2,52	14,66	7,53	1,96	7,16
Ga	0,10	0,07	0,29	0,31	0,19	n.d.	0,26	n.d.	0,28	0,14	n.d.	n.d.
Ge	2,58	2,53	5,67	7,11	4,16	1,96	6,44	1,27	6,04	4,81	1,17	0,90
As	10,67	20,67	108,70	73,56	19,47	28,28	17,10	7,85	30,60	134,60	119,80	362,40
Se	69,87	69,46	87,77	33,98	78,50	72,16	47,60	85,85	27,07	50,12	94,65	46,79
Mo	0,13	0,12	0,24	0,32	0,20	0,09	0,37	0,07	0,40	0,15	n.d.	0,07
Ag	1,35	3,25	5,84	34,99	0,98	9,35	0,46	1,07	22,78	14,39	0,04	23,87
Cd	1,31	1,96	7,06	0,95	0,08	0,26	0,08	n.d.	0,35	0,20	n.d.	0,08
In	0,27	0,43	1,15	0,30	n.d.	0,03	n.d.	n.d.	0,04	0,02	n.d.	0,04
Sn	0,24	0,20	0,68	0,64	0,29	0,16	0,44	0,07	0,42	0,32	n.d.	0,09
Sb	0,22	0,17	1,65	0,12	0,08	0,21	0,05	0,06	0,11	0,50	n.d.	0,65
Au	0,026	0,024	0,065	0,017	0,005	0,026	n.d.	n.d.	0,014	1,832	n.d.	0,063
Hg	0,33	0,17	0,45	0,52	0,18	0,29	0,30	0,21	0,35	0,55	0,24	0,92
Pb	2,78	4,66	10,40	4,61	3,08	8,02	1,29	0,93	3,21	18,51	0,02	3,94
Bi	1,26	2,77	5,06	1,54	1,10	3,60	0,08	0,58	1,12	6,80	0,01	4,39

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE
Échantillon T-OCM-03-041

Provenance Indice du lac Ham (voir localisation exacte sur la figure 4.8)

Nb d'analyses 12

Cristal-point	c1-1	c2-2	c3-3	c4-4	c4-5	c5-6	c5-7	c5-8	c5-9	c6-10	c7-11	c8-12
Famille	Vn. MG+SF											
V	0,09	n.d.	4,09	0,30	0,44							
Cr	n.d.											
Mn	0,93	4,41	2,62	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5,26	4,31	13,19
Co	956,50	473,80	454,40	343,50	8988,00	974,30	674,60	1948,00	759,70	5355,00	8584,00	6746,00
Ni	1481,00	394,50	1169,00	2455,00	132,90	410,00	1315,00	514,70	842,40	210,40	273,70	241,20
Cu	6,92	21,42	10,01	6,63	n.d.	3,08	n.d.	6,69	17,91	16,77	479,10	1172,00
Zn	9,73	7,94	17,10	15,47	3,86	11,29	4,36	10,04	9,77	13,11	21,58	15,63
Ga	0,20	0,10	0,11	0,07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,40	0,33	0,20
Ge	4,26	4,43	9,51	8,86	1,83	6,99	1,59	5,52	5,74	9,36	13,44	10,54
As	122,90	39,29	136,10	124,00	191,20	126,40	55,03	33,02	109,30	122,70	207,30	206,70
Se	61,35	27,92	64,25	44,30	16,43	44,95	35,85	50,71	43,28	14,67	21,38	15,71
Mo	0,52	0,19	0,52	0,93	n.d.	0,21	0,35	0,25	0,47	0,23	0,50	0,19
Ag	0,08	0,15	0,29	0,08	n.d.	0,08	n.d.	0,08	0,69	0,72	3,96	18,86
Cd	0,05	n.d.	0,14	0,07	n.d.	0,07	n.d.	0,06	n.d.	0,10	0,14	0,20
In	n.d.	0,01	0,03									
Sn	0,35	0,31	0,23	0,36	n.d.	0,19	n.d.	0,22	0,11	0,42	0,63	0,27
Sb	0,04	n.d.	0,07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,17	n.d.	0,08	0,24
Au	0,003	0,005	0,005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,010	0,026	0,044	0,334
Hg	n.d.	0,24	0,12	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,12	0,13	0,36	0,30	0,91
Pb	1,05	3,56	2,46	n.d.	n.d.	0,57	0,03	1,03	3,55	0,84	48,15	116,30
Bi	0,16	0,27	0,19	n.d.	n.d.	0,00	0,02	0,05	0,20	0,57	1,71	5,37

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE

Échantillon T-OCM-03-082

Provenance Indice TR-1230-02-123 (voir la localisation exacte à la figure 4.18)

Nb d'analyses 6

Cristal-point	c1-1	c2-2	c3-3	c4-4	c5-5	c6-6
Famille	SF diss.					
V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3,04	n.d.
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	26,98	n.d.
Mn	2,01	4,98	n.d.	n.d.	0,68	n.d.
Co	374,10	112,40	435,60	304,50	474,40	577,20
Ni	3510,00	1849,00	3752,00	2497,00	4720,00	2636,00
Cu	5353,00	618,00	82,81	665,80	619,30	460,10
Zn	103,70	3,61	n.d.	10,25	29,03	2,04
Ga	0,09	n.d.	n.d.	n.d.	0,34	n.d.
Ge	2,29	1,84	n.d.	n.d.	2,47	0,26
As	631,90	429,30	995,90	1553,00	773,00	1335,00
Se	158,80	98,57	140,70	166,80	108,90	136,40
Mo	0,66	0,29	0,54	0,41	0,95	27,46
Ag	106,80	2,32	5,76	5,00	37,79	2,41
Cd	1,24	n.d.	n.d.	0,24	0,30	0,05
In	0,09	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	0,35	0,17	n.d.	n.d.	0,34	n.d.
Sb	0,90	0,24	0,10	1,28	1,27	0,28
Au	0,150	0,073	0,260	0,393	0,094	0,158
Hg	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,27	0,14
Pb	3332,00	36,85	20,99	35,68	1257,00	19,07
Bi	70,70	3,74	3,85	6,34	10,12	1,72

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE
Échantillon T-OCM-03-097B

Provenance Petite veine minéralisée dans l'extrémité est du Stock du lac Line (TR-1230-01-116)

Nb d'analyses 12

Cristal-point	c1-1	c2-2	c3-3	c4-4	c5-5	c6-6	c7-7	c8-8	c9-9	c10-10	c11-11	c12-12
Famille	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF
V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	13,95
Mn	6,35	n.d.	15,74	22,33	n.d.	n.d.	1,89	n.d.	n.d.	n.d.	1,17	143,70
Co	165,50	14,50	109,80	3,68	12,98	1217,00	301,60	122,70	104,30	1382,00	78,31	24,99
Ni	21,96	10,93	39,13	29,14	n.d.	46,07	n.d.	51,22	67,31	395,00	114,10	78,61
Cu	63,10	4,32	3,44	454,70	29,71	1,38	11,75	3,90	108,80	40,29	71,95	255,50
Zn	3,37	1,05	2,33	1307,00	1,85	7,39	1,91	2,27	4,75	1,97	2,90	87,42
Ga	0,13	0,05	0,15	0,13	0,03	0,05	0,08	0,18	0,18	0,11	0,25	1,17
Ge	2,33	1,79	3,03	2,55	1,26	2,46	1,26	4,79	4,91	4,04	6,19	5,18
As	689,40	81,71	407,20	224,30	15,76	88,98	19,18	3,89	16,83	20,51	38,99	30,75
Se	61,33	12,18	53,15	21,22	17,78	65,88	25,27	30,76	71,24	452,10	41,50	4,78
Mo	0,31	0,28	0,39	0,37	129,10	0,48	9,83	37,53	2,31	0,31	100,90	3926,00
Ag	2,04	0,01	2,57	33,84	0,81	0,39	1,39	0,02	0,93	0,59	1,53	4,85
Cd	0,10	0,05	0,07	7,94	0,08	0,04	n.d.	0,06	0,15	0,06	0,14	0,78
In	0,01	n.d.	n.d.	1,04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01
Sn	n.d.	n.d.	0,11	0,32	n.d.	n.d.	n.d.	0,07	0,18	0,08	0,25	0,55
Sb	0,04	n.d.	0,01	0,08	0,05	0,03	0,35	0,01	0,65	n.d.	0,02	0,25
Au	0,049	0,004	0,015	0,293	0,015	0,006	0,012	0,006	0,066	0,027	0,057	0,117
Hg	n.d.	n.d.	0,25	0,20	0,30	0,13	0,28	0,32	0,32	0,31	0,44	0,45
Pb	26,54	0,02	27,63	1409,00	1,35	1,20	3,94	0,03	6,09	0,16	2,56	49,37
Bi	4,33	0,03	2,40	17,04	0,72	0,54	0,24	0,10	2,22	0,05	1,42	3,88

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE

Échantillon T-OCM-03-127

Provenance Indice Surprise (voir localisation exacte sur la figure 4.6)

Nb d'analyses 13

Cristal-point	c1-1	c2-2	c3-3	c3-4	c3-5	c4-6	c4-7	c5-8	c6-9	c7-10	c8-11	c9-12	c9-13
Famille	SF diss.												
V	n.d.	n.d.	n.d.	4,88	n.d.	n.d.	n.d.	0,75	1,05	7,16	0,45	8,70	4,06
Cr	9,25	0,59	3,77	20,86	n.d.	n.d.	n.d.	5,01	3,67	10,15	4,07	26,90	23,18
Mn	60,61	2,99	13,27	56,40	18,74	n.d.	n.d.	48,25	20,54	15,89	5,18	17,92	19,46
Co	567,50	2,27	259,00	17,64	381,10	216,20	1,20	71,43	87,42	110,20	162,20	96,93	78,01
Ni	283,60	133,40	290,90	328,60	322,50	476,70	447,50	279,10	196,60	284,90	317,00	307,40	317,80
Cu	37,30	19,70	19,53	118,60	83,76	8,90	2,99	3756,00	1505,00	1040,00	363,00	847,80	857,80
Zn	5,90	5,89	5,36	162,40	10,62	5,90	2,44	274,20	9173,00	26,08	9,02	18,73	21,64
Ga	0,73	0,29	0,54	1,73	0,60	0,13	0,15	1,23	0,64	1,43	0,77	1,65	1,11
Ge	1,87	3,69	3,68	4,34	3,78	3,50	4,44	5,18	5,28	6,15	6,20	5,73	6,56
As	1613,00	571,40	1422,00	1310,00	1560,00	1710,00	2382,00	591,50	496,20	799,80	1045,00	803,80	1181,00
Se	33,12	47,83	34,54	36,16	21,45	30,14	45,13	12,89	30,73	39,09	32,95	26,16	55,61
Mo	0,36	1,80	0,72	0,93	0,85	0,14	0,13	0,50	8,90	4,19	1,31	18,50	9,89
Ag	0,81	0,19	0,20	0,54	0,91	0,19	0,02	19,90	10,33	14,19	0,77	16,00	18,18
Cd	0,06	0,05	0,05	0,40	0,06	0,05	n.d.	1,84	55,24	0,18	0,10	0,10	0,19
In	n.d.	n.d.	n.d.	0,05	n.d.	n.d.	n.d.	0,47	3,25	0,04	0,04	0,04	0,05
Sn	2,01	0,98	0,86	2,35	0,80	0,33	0,34	3,89	2,34	4,48	2,24	5,85	5,23
Sb	2,01	3,97	0,31	0,71	1,22	0,22	n.d.	16,55	9,16	13,63	1,07	17,66	22,61
Au	0,029	0,004	0,003	0,012	0,024	n.d.	n.d.	0,218	0,115	0,138	0,011	0,187	0,253
Hg	n.d.	0,39	0,17	0,23	0,25	0,20	0,13	1,64	1,79	1,61	0,21	1,85	1,96
Pb	29,37	5,29	11,46	24,73	22,55	11,46	0,36	200,20	117,70	158,50	21,88	267,50	312,20
Bi	0,08	0,00	0,01	0,01	0,07	0,01	0,00	0,96	0,51	0,78	0,04	1,08	1,17

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE
Échantillon T-OCM-03-132

Provenance Indice Siscoe (voir la localisation exacte sur la figure 4.12)

Nb d'analyses 14

Cristal-point	c1-1	c1-2	c1-3	c1-4	c2-5	c2-6	c3-7	c4-8	c5-9	c6-10	c7-11	c7-12	c7-13	c7-14
Famille	Vn. SF													
V	n.d.	0,22	0,05	0,32	0,09	0,10	10,38	0,35	0,28	0,42	n.d.	0,31	n.d.	0,26
Cr	1,47	2,77	1,24	3,96	1,35	1,66	150,90	4,04	1,94	3,70	0,47	3,87	n.d.	4,16
Mn	0,38	0,69	0,44	1,15	0,35	0,57	5,37	1,30	0,59	1,22	0,20	1,38	n.d.	1,50
Co	81,22	349,30	0,53	0,46	0,47	0,41	677,20	1,07	0,27	10,84	0,41	0,61	0,27	2,45
Ni	311,50	594,30	128,20	164,70	89,55	152,40	2126,00	205,40	87,46	279,90	153,90	219,80	105,60	307,10
Cu	9,13	12,82	10,14	15,86	6,34	8,62	33,10	700,30	903,10	53,71	8,39	17,89	4,28	15,77
Zn	n.d.	4,56	8,04	7,39	4,51	6,24	11,70	7,95	3,90	7,33	5,49	8,00	4,29	8,58
Ga	0,21	0,14	0,20	0,38	0,16	0,27	1,08	0,47	0,17	0,76	0,28	0,65	0,17	0,67
Ge	4,15	3,48	4,56	6,75	3,86	6,22	9,94	9,08	4,31	9,50	6,95	10,71	5,27	14,11
As	14,89	16,62	23,02	14,01	7,24	18,24	33,91	28,06	14,77	30,86	50,56	16,12	7,54	29,15
Se	38,04	254,60	24,58	26,12	15,10	20,41	308,40	27,99	17,01	27,12	18,67	19,67	5,31	34,20
Mo	0,20	0,26	0,15	0,28	0,17	0,19	0,63	0,28	0,11	1,31	0,23	0,34	0,13	0,61
Ag	0,08	3,26	0,03	0,03	0,02	0,02	0,59	0,26	0,36	0,20	0,02	0,04	0,03	0,06
Cd	n.d.	0,06	0,05	0,06	n.d.	n.d.	0,05	0,07	0,05	0,07	0,06	0,08	0,04	0,06
In	n.d.	0,01	n.d.	0,01	n.d.	0,01	0,01	0,14	0,04	0,03	n.d.	0,06	n.d.	0,01
Sn	0,63	0,49	0,53	0,75	0,40	0,55	1,12	1,24	0,55	2,70	0,55	2,28	0,28	0,92
Sb	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,04	0,01	0,02	0,02	n.d.	0,02	n.d.	0,02
Au	0,006	0,020	n.d.	n.d.	n.d.	0,023	0,064	0,107	0,044	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Hg	0,17	0,46	0,32	0,63	0,29	0,25	0,29	0,55	0,39	0,55	0,24	0,61	0,17	0,61
Pb	0,42	73,02	0,04	0,04	0,02	0,01	7,83	0,10	0,10	0,09	0,01	0,02	0,03	0,05
Bi	0,23	7,41	0,01	0,01	0,03	0,00	2,81	1,30	2,58	1,01	0,01	0,01	0,10	0,09

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE

Échantillon T-OCM-03-141

Provenance Indice TR-1230-00-69 (voir la localisation exacte sur la figure 4.16)

Nb d'analyses 12

Cristal-point	c1-1	c2-2	c3-3	c4-4	c4-5	c4-6	c5-7	c6-8	c7-9	c8-10	c9-11	c10-12
Famille	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF
V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mn	0,55	n.d.	n.d.	n.d.	12,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1,81	2,09
Co	127,30	253,20	844,80	2,79	163,90	311,50	0,15	12,73	6,93	0,20	15,61	0,28
Ni	221,10	204,60	788,30	20,15	115,00	115,70	n.d.	n.d.	128,90	84,93	50,04	41,82
Cu	10,68	3,36	n.d.	n.d.	10,22	4,19	23,03	7,92	70,87	8,21	195,40	77,71
Zn	8,71	1,66	4,27	0,80	4,43	4,42	n.d.	n.d.	4,47	4,51	920,20	2,75
Ga	0,25	n.d.	n.d.	n.d.	0,11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ge	5,66	1,15	2,14	n.d.	3,58	1,52	n.d.	n.d.	3,49	3,59	2,03	2,31
As	91,92	5,62	2125,00	n.d.	412,20	17,36	n.d.	49,73	11,05	1488,00	39,96	798,30
Se	21,92	43,88	113,40	19,94	18,26	77,51	66,38	47,54	18,91	20,47	71,06	233,50
Mo	0,14	0,08	0,16	n.d.	6,24	0,14	n.d.	n.d.	0,38	0,11	n.d.	n.d.
Ag	0,08	0,39	0,05	n.d.	2,98	4,75	n.d.	0,04	0,51	1,22	4,64	7,66
Cd	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,03	3,79	0,04
In	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,06	n.d.	n.d.
Sn	0,54	0,14	0,09	n.d.	0,27	0,21	n.d.	n.d.	0,18	0,16	0,10	0,06
Sb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,00	0,14	n.d.	n.d.	n.d.	0,13	0,34	0,19
Au	0,017	0,026	0,806	n.d.	0,158	0,015	n.d.	0,038	0,032	0,196	0,289	0,112
Hg	n.d.	0,21	n.d.	0,16	0,45	0,14	n.d.	n.d.	0,25	0,31	0,11	0,24
Pb	0,38	0,57	0,07	0,01	114,00	20,15	n.d.	0,07	0,34	2,49	14,87	63,43
Bi	0,37	0,33	0,63	0,02	0,70	1,38	0,01	0,41	0,80	0,47	4,45	8,61

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE

Échantillon T-OCM-03-147

Provenance Indice TR-1230-99-31 (voir la localisation exacte sur la figure 4.14)

Nb d'analyses 9

Cristal-point	c1-1	c2-2	c3-3	c4-4	c4-5	c4-6	c4-7	c5-8	c6-9
Famille	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF	Vn. SF
V	n.d.	1,45	1,63	n.d.	166,90	2,86	5,22	n.d.	n.d.
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	21,59	n.d.	0,24	n.d.	n.d.
Mn	n.d.	21,11	0,46	n.d.	5,70	10,26	35,79	1,51	n.d.
Co	240,60	419,30	73,09	82,59	328,50	291,50	56,99	294,50	247,70
Ni	362,60	267,70	773,20	1252,00	945,00	612,20	305,30	496,10	301,40
Cu	501,50	449,30	7,55	2,51	314,20	6,45	20,34	11,27	n.d.
Zn	97,23	4,17	3,84	4,63	8,06	2,17	4,63	5,19	1,69
Ga	n.d.	0,18	0,10	0,07	0,45	0,09	n.d.	0,23	n.d.
Ge	0,29	1,37	1,98	3,36	7,04	0,79	2,55	5,91	n.d.
As	27,38	211,50	7,11	10,73	12,73	n.d.	3,04	50,47	6,18
Se	187,60	141,70	16,52	9,34	27,07	22,30	14,09	41,84	124,20
Mo	0,65	n.d.	0,54	0,32	0,28	0,55	1,45	0,21	n.d.
Ag	21,16	3,29	7,29	0,09	5,79	12,21	47,97	0,06	n.d.
Cd	0,62	n.d.	n.d.	n.d.	0,05	n.d.	0,24	n.d.	n.d.
In	0,19	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	0,17	0,11	0,17	0,21	2,03	0,16	0,18	0,27	n.d.
Sb	0,75	0,33	0,51	0,44	2,67	1,97	5,88	0,03	n.d.
Au	0,186	0,219	0,145	n.d.	0,015	0,015	0,100	0,044	n.d.
Hg	n.d.	n.d.	0,44	n.d.	0,27	0,16	0,24	0,17	0,20
Pb	2340,00	97,20	1,70	0,46	1175,00	1171,00	7014,00	2,36	0,02
Bi	12,31	2,22	0,52	0,03	1,57	1,47	8,49	2,13	0,01

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

ANALYSES DE CRISTAUX DE PYRITE
Échantillon T-OCM-05-026

Provenance Enveloppe aurifère du secteur McKenzie (indice TR-4581-97-06; voir la localisation exacte sur la figure 4.26)

Nb d'analyses 13

Cristal-point	c1-1	c2-2	c3-3	c4-4	c5-5	c6-6	c7-7	c8-8	c9-9	c10-10	c11-11	c12-12	c13-13
Famille	SF diss.												
V	n.d.	n.d.	0,41	4,00	20,02	n.d.	n.d.	20,98	0,43	1,37	6,14	n.d.	0,65
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	0,76	7,52	n.d.	n.d.	1,85	n.d.	n.d.	0,27	n.d.	n.d.
Mn	n.d.	n.d.	24,67	64,90	35,75	0,69	n.d.	41,23	2,25	2,30	1,81	0,34	1,52
Co	482,60	21,42	363,50	415,00	217,10	121,50	64,50	248,00	103,40	196,40	271,30	75,51	124,30
Ni	121,80	124,10	120,50	236,60	153,90	159,20	395,90	253,00	204,70	160,90	286,90	371,60	297,80
Cu	4,67	1,83	5,48	63,98	8,53	5,17	1,44	8,55	4,72	28,91	4,15	2,07	3,18
Zn	4,82	4,41	5,77	18,89	198,70	5,14	3,69	16,01	5,45	3,88	5,10	4,16	3,22
Ga	0,10	0,09	0,15	1,34	3,66	0,12	n.d.	0,87	0,17	0,11	0,33	0,08	n.d.
Ge	2,74	2,80	n.d.	3,94	3,56	4,58	2,39	5,13	4,34	1,23	4,57	4,04	2,11
As	20,81	5,77	3,64	10,10	8,56	8,01	7,54	10,09	8,19	5,29	13,48	8,21	5,65
Se	13,63	37,57	10,96	14,67	16,94	40,77	9,81	8,89	25,75	14,66	15,88	8,17	8,11
Mo	0,14	0,12	n.d.	0,17	0,28	0,22	0,13	0,30	0,38	0,27	1,22	0,24	0,13
Ag	0,02	0,02	0,43	0,53	0,39	0,04	0,02	0,07	0,04	0,08	0,05	0,01	0,04
Cd	n.d.	n.d.	n.d.	0,05	0,12	n.d.	0,05	0,05	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
In	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	n.d.							
Sn	0,44	0,52	0,15	0,76	5,60	0,54	0,29	1,43	0,71	0,58	2,04	0,38	0,32
Sb	n.d.	n.d.	n.d.	0,05	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	n.d.
Au	0,006	n.d.	0,059	0,104	0,048	n.d.	n.d.	0,021	n.d.	0,013	0,011	n.d.	0,008
Hg	n.d.	n.d.	0,12	0,16	0,20	0,22	0,26	0,33	0,27	n.d.	0,19	0,25	0,16
Pb	0,16	0,03	3,15	8,16	1,35	0,08	0,03	0,36	0,14	0,85	1,64	0,02	0,86
Bi	0,01	0,00	0,24	0,74	0,26	0,01	n.d.	0,17	0,03	0,19	0,13	0,00	0,05

Toutes les concentrations sont en ppm

n.d. = non-détecté, SF diss. = sulfures disséminés, Vn. SF = veinules et veines de sulfures à gangue silicatée, Vn. MG+SF = veines de magnétite-sulfures

Annexe 8 : Spécifications techniques des analyses de magnétite à la microsonde

Appareil utilisé : Microsonde électronique CAMECA SX-100 de l'Université Laval
 Conditions : 15,0 kV et 100,0 nA

Élément analysé	Cristal	Ligne	Sinus Theta	Décalage	Temps de comptage (s)	Bruit de fond (s)	Limite de détection (ppm)
Zn	LIF	Ka	35635	-500	20	10	325-457
Cu	LIF	Ka	38256	-500	30	10	183-252
Ni	LIF	Ka	41173	-500	20	10	181-257
Mn	LLIF	Ka	52207	-600	20	10	52-83
Cr	LLIF	Ka	52207	-600	20	10	37-63
V	LLIF	Ka	62197	0	20	10	41-69
K	LPET	Ka	42742	-600	20	10	18-22
Ca	LPET	Ka	38387	-600	20	10	18-23
Ti	LPET	Ka	31423	-600	20	10	22-33
Al	TAP	Ka	32462	0	30	10	19-32
Si	TAP	Ka	27737	0	30	10	20-24
Mg	TAP	Ka	38502	0	30	10	23-44

Pour davantage de détails, consulter Beaudoin et Dupuis (2007).

Annexe 9 : Résultats des analyses de cristaux de magnétite à la microsonde

Les échantillons sont présentés par ordre alphanumérique croissant.

ANALYSES DE CRISTAUX DE MAGNÉTITE

Échantillon 91201

Provenance Gîte Lessard (voir la localisation exacte sur la figure 4.9)

Nb d'analyses 8

Cristal-point	1a	1b	2a	2b	3a	3b	4a	4a
Zn	0,005	n.d.	n.d.	0,059	n.d.	n.d.	0,005	0,024
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,042	n.d.	0,011	n.d.
Ni	n.d.	0,019	n.d.	n.d.	0,008	0,003	n.d.	n.d.
Mn	n.d.	0,024	0,004	0,002	n.d.	0,008	0,004	0,001
Cr	0,002	n.d.	n.d.	0,004	n.d.	n.d.	0,007	0,001
V	0,023	0,014	0,021	0,016	0,005	0,016	0,017	0,019
K	0,019	0,015	0,020	0,022	n.d.	0,097	0,020	0,018
Ca	0,132	0,059	0,214	0,071	0,005	0,376	0,192	0,171
Ti	0,027	0,009	0,023	0,015	0,007	0,055	0,033	0,027
Al	0,137	0,167	0,195	0,192	0,010	0,627	0,141	0,174
Si	0,396	0,084	0,809	0,370	0,120	1,283	0,570	0,705
Mg	0,016	0,020	0,032	0,016	0,007	0,097	0,021	0,033
Fe	72,400	72,400	72,400	72,400	72,400	72,400	72,400	72,400
O	27,600	27,600	27,600	27,600	27,600	27,600	27,600	27,600
Total	100,757	100,411	101,318	100,767	100,204	102,562	101,021	101,173

Toutes les concentrations sont en % poids

n.d. = non-détecté

ANALYSES DE CRISTAUX DE MAGNÉTITE

Échantillon S-OCM-03-057

Provenance Zone Polymétallique de la Structure Brosman (voir la localisation exacte sur la figure 4.1)

Nb d'analyses 10

Cristal-point	1a	1b	1c	1d	2a	2b	3a	3b	4a	4b
Zn	n.d.	0,005	n.d.	0,080	0,104	n.d.	n.d.	n.d.	0,048	0,008
Cu	0,024	0,035	0,017	n.d.	0,006	n.d.	n.d.	n.d.	0,012	0,004
Ni	n.d.	0,020	n.d.	0,009	n.d.	n.d.	0,018	0,050	0,079	0,077
Mn	n.d.	n.d.	0,006	0,016	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,003	n.d.
Cr	0,005	n.d.	0,002	0,003	n.d.	0,003	n.d.	n.d.	0,003	0,013
V	0,007	0,024	0,013	0,013	0,009	n.d.	0,006	0,025	0,021	0,006
K	0,007	0,102	0,073	0,041	0,016	0,043	0,001	0,004	0,032	0,068
Ca	0,029	0,410	0,358	0,228	0,083	0,434	0,005	0,042	0,226	0,263
Ti	0,003	0,040	0,037	0,021	0,001	0,015	n.d.	0,001	0,026	0,016
Al	0,031	0,511	0,338	0,269	0,079	0,387	0,013	0,052	0,207	0,327
Si	0,247	1,359	1,196	1,065	0,242	1,342	0,095	0,245	0,644	0,915
Mg	0,004	0,083	0,063	0,052	0,021	0,073	0,018	0,014	0,038	0,067
Fe	72,400	72,400	72,400	72,400	72,400	72,400	72,400	72,400	72,400	72,400
O	27,600	27,600	27,600	27,600	27,600	27,600	27,600	27,600	27,600	27,600
Total	100,357	102,589	102,103	101,797	100,561	102,297	100,156	100,433	101,339	101,764

Toutes les concentrations sont en % poids

n.d. = non-détecté

ANALYSES DE CRISTAUX DE MAGNÉTITE
Échantillon T-OCM-03-041

Provenance Indice du lac Ham (voir la localisation exacte sur la figure 4.8)

Nb d'analyses 7

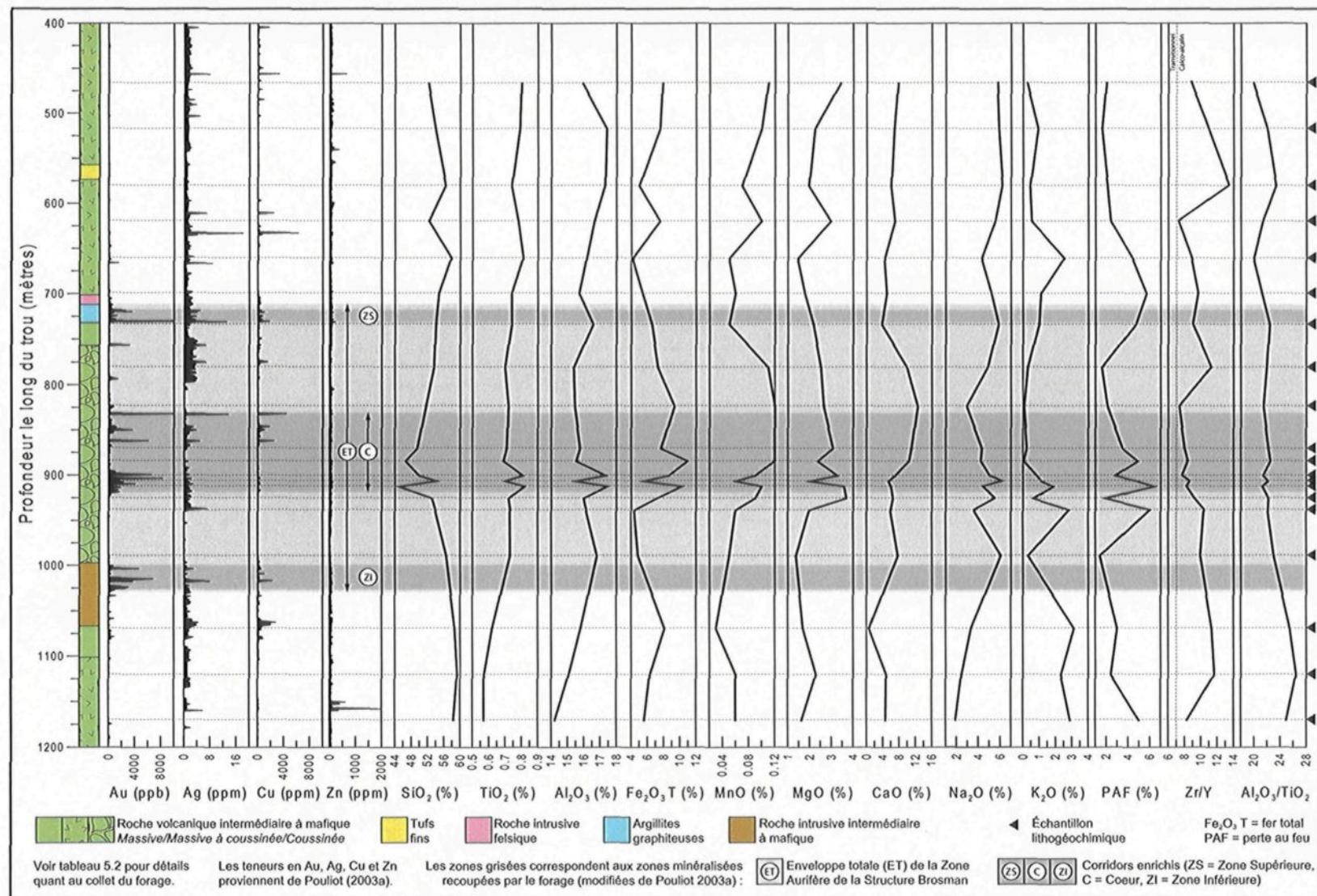
Cristal-point	1a	1b	2a	2b	3a	3b	4b
Zn	n.d.	n.d.	0,053	n.d.	0,047	n.d.	0,016
Cu	0,007	n.d.	0,016	n.d.	0,010	0,004	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	0,030	0,016	0,009	0,028
Mn	n.d.	0,016	n.d.	n.d.	0,027	0,004	n.d.
Cr	n.d.	n.d.	0,005	n.d.	0,003	n.d.	0,005
V	0,045	0,037	0,037	0,039	0,025	0,022	0,029
K	0,032	0,045	0,004	0,035	0,022	0,006	0,041
Ca	0,208	0,359	0,016	0,179	0,120	0,015	0,125
Ti	0,029	0,051	0,004	0,025	0,015	0,003	0,021
Al	0,156	0,283	0,038	0,312	0,293	0,071	0,839
Si	0,667	0,949	0,217	0,806	0,682	0,119	0,559
Mg	0,041	0,074	0,030	0,164	0,159	0,025	0,043
Fe	72,400	72,400	72,400	72,400	72,400	72,400	72,400
O	27,600	27,600	27,600	27,600	27,600	27,600	27,600
Total	101,185	101,814	100,420	101,590	101,419	100,278	101,706

Toutes les concentrations sont en % poids

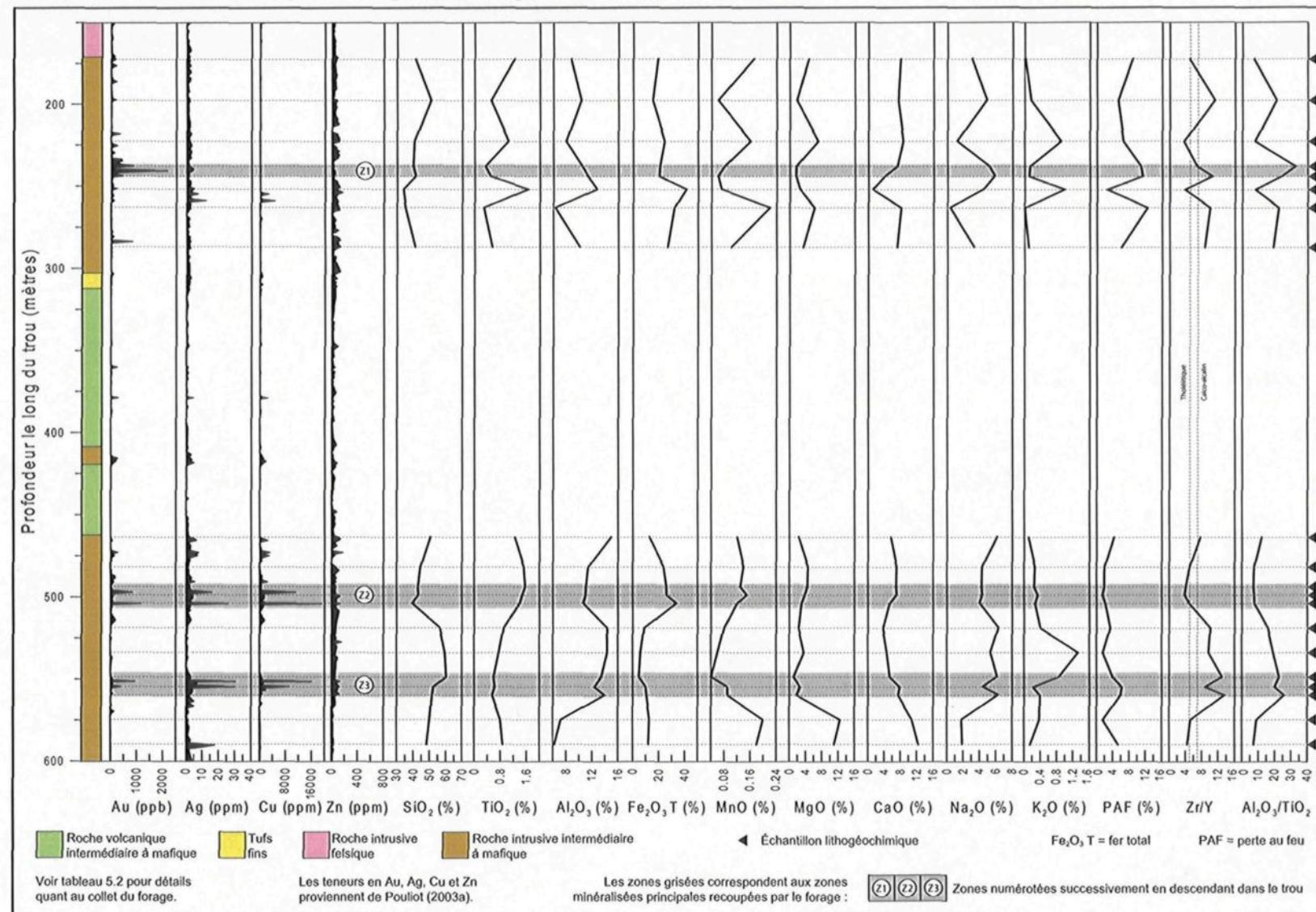
n.d. = non-détecté

Annexe 10 : Profils lithogéochimiques des forages échantillonnés pour le calcul du bilan de masse

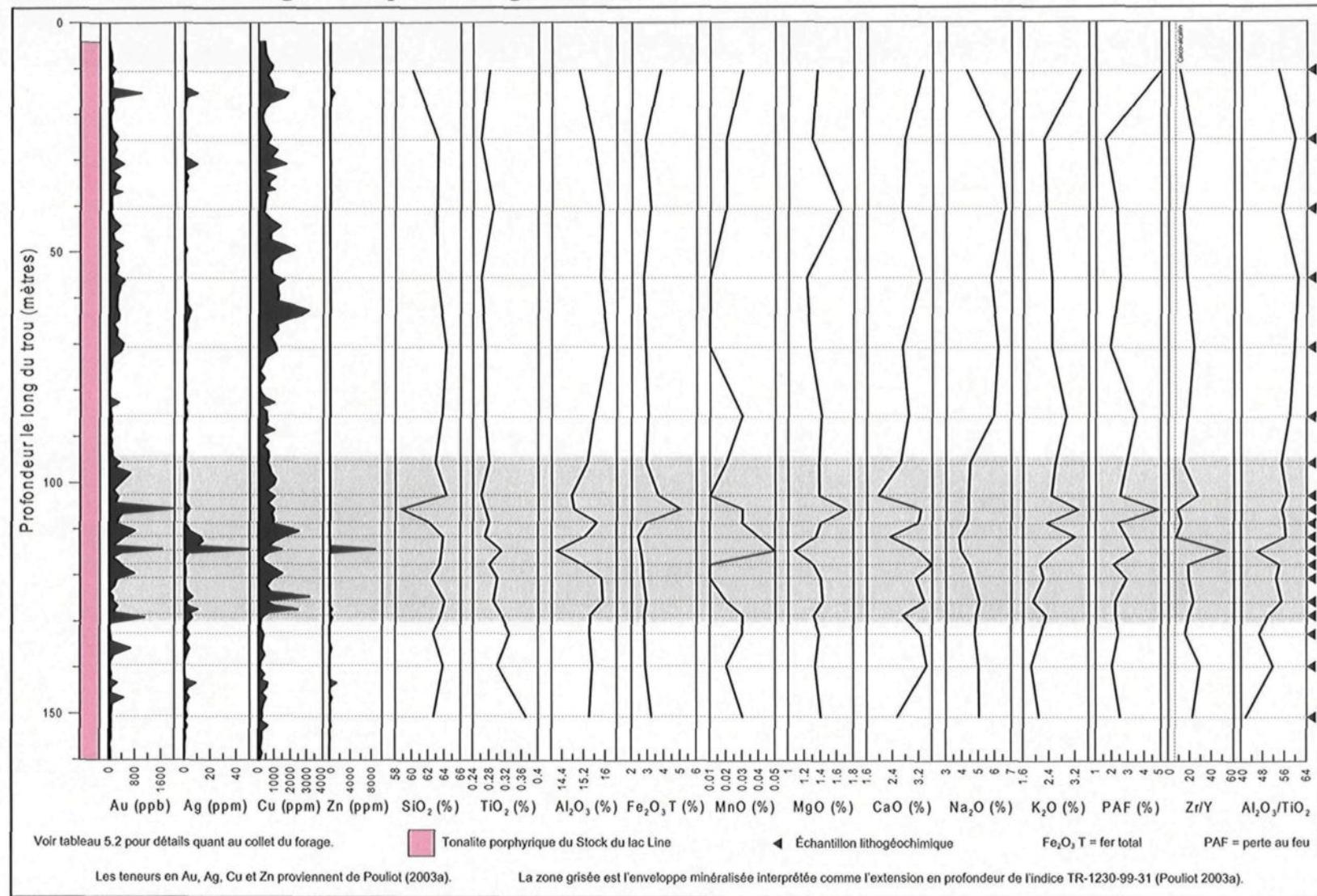
Annexe 10a : Profil lithogéochimique du forage 1230-02-29



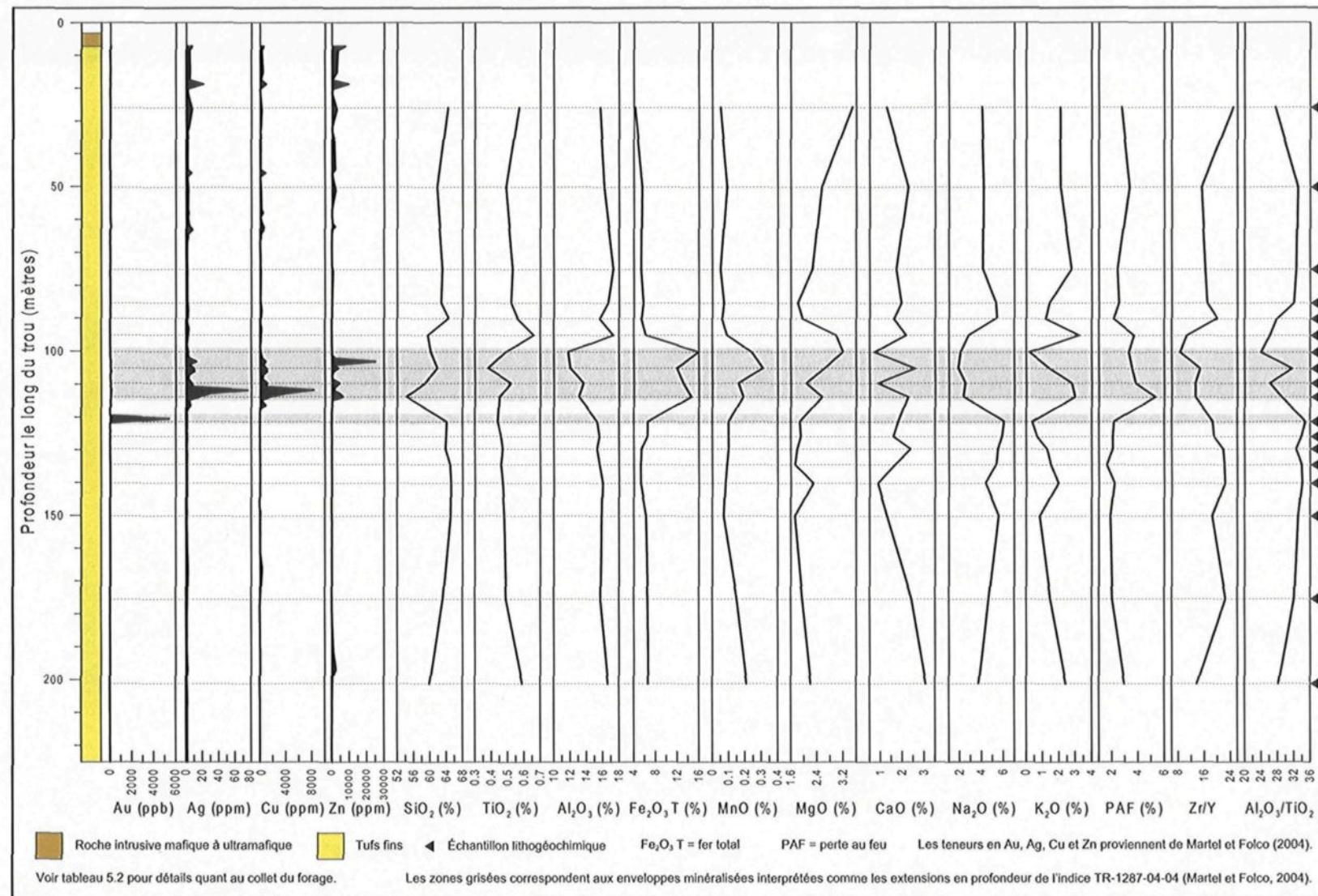
Annexe 10b : Profil lithogéochimique du forage 1230-02-30



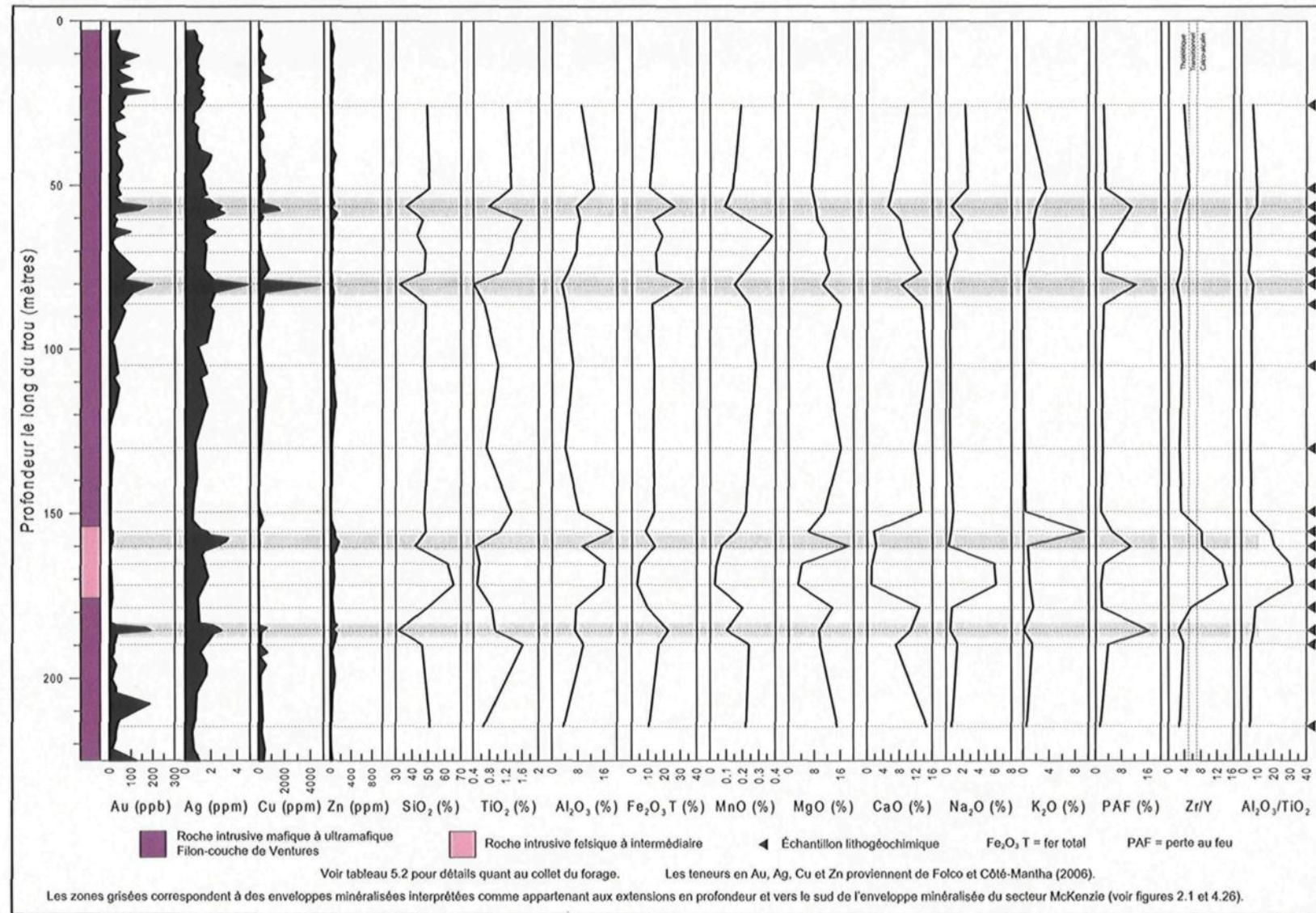
Annexe 10c : Profil lithogéochimique du forage 1230-02-32



Annexe 10d : Profil lithogéochimique du forage 1287-04-04



Annexe 10e : Profil lithogéochimique du forage 4581-05-03



Annexe 11 : Diagrammes binaires et équations des courbes de fractionnement des éléments mobiles utilisés pour le calcul de bilan de masse des échantillons appartenant au système à précurseurs multiples

