



**Géologie et caractérisation pétrographique et géochimique des
minéralisations Cu-Au-Mo de « Type Opémiska »
de Chapais (Qc, Canada)**

**Par Maxime Dour
M.Sc Géo**

Mémoire présenté à l'Université du Québec à Chicoutimi en vue de l'obtention du grade de
Maître ès sciences appliquées (M. Sc. A.) en Géologie et génie géologique

Québec, Canada

© Maxime Dour, 2023

RÉSUMÉ

Les minéralisations de « type Opémiska » sont localisées dans la partie nord-est de la ceinture de roche verte archéennes de la Sous-province de l'Abitibi, à proximité de la ville de Chapais. Elles sont encaissées au sein d'un réseau de fractures localisées dans le nez de plis du Filon-couche de Ventures appartenant à la Suite intrusive de Cummings (~2716 Ma). Ces minéralisations représentent une catégorie de gisement Cu-Au filonien atypique et caractéristique du camp de Chibougamau-Chapais. Ces minéralisations ont historiquement représenté une part très importante de la métallogénie et de l'économie régionale. Avec une production de plus de 475 000 tonnes de Cu à partir des mines Springer et Perry, elles équivalent à elles seules à plus de la moitié de la production en Cu du camp minier de Chibougamau (~737 000 tonnes Cu). La formation de ces veines riches en Cu, Au, Ag est néanmoins restée énigmatique en raison de son caractère assez unique en Abitibi. Le nouvel intérêt pour ce camp minier depuis les années 2000 et les projets de réouverture des anciennes mines ont motivé la nécessité d'améliorer la compréhension de ce type de gisement « inclassable ».

L'étude pétrologique et géochimique à la mine Springer, a mis en évidence 2 types de minéralisations. Le premier type correspond aux veines de quartz-sulfures qui ont constituées le minerai principal. Elles représentent un type de minéralisation Cu-Au-Mo avec une paragenèse principale à chalcopryrite, pyrite, magnétite et molybdénite, et une association Cu, Au, Ag, Bi, Mo. Elles s'accompagnent d'une altération sodique-potassique proximale à biotite, stilpnomélane, feldspaths Na-K et propylitique distale à chlorite-épidote. Les signatures en éléments traces des pyrites de Springer, Perry et de l'indice Chibougamau-Copper présentent des associations à Se, Te, Bi, Cu, Co, Ag comparables aux minéralisations magmatiques-hydrothermales, ainsi qu'à celles des veines Cu-Au filoniens et porphyriques du Camp minier du lac Doré. Les magnétites hydrothermales montrent également des signatures en éléments traces similaires à celles des systèmes magmatiques-hydrothermaux et ont permis d'estimer une température de formation de l'ordre de 200 – 300°C.

Le second type de minéralisation est représenté par des veines de quartz-carbonate en cisaillement orientées 300 – 330° qui recoupe les veines Cu-Au-Mo. Elles se caractérisent par une paragenèse à arsénopyrite-pyrite±sphalérite±galène±sulfosels, une association Au, As, Zn, Pb, Bi, Sb et une altération à chlorite-séricite-carbonate. La signature de ces pyrites est marquée par des enrichissements en Au, As, Sb, Bi et de très faibles concentrations en Se, Te par rapport aux veines Cu-Au-Mo. Ces caractéristiques sont comparables aux signatures observées dans les minéralisations d'or orogénique des mines Cooke et Norbeau.

L'interprétation des données obtenues dans cette étude et l'intégration des travaux antérieurs ont permis de conclure que les veines de « type Opémiska » de Springer et Perry appartiennent à un large système Cu-Au-Mo magmatique-hydrothermal. Sa mise en place serait contemporaine à l'activité magmatique de la période synvolcanique. Les minéralisations Au-As sont plus tardives et formées durant la période syntectonique, probablement par un processus similaire aux veines d'or orogénique. Cet événement a contribué à enrichir en Au le système précoce, ce qui a des implications majeures pour l'exploration du secteur.

Mots clefs : Opémiska, Chibougamau, Archéen, Suite intrusive de Cummings, Métallogénie, Minéralisations Cu-Au-Mo, Magmatique-Hydrothermale, Géochimie, LA-ICP-MS, Pyrite, Magnétite

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	ii
TABLE DES MATIÈRES	iii
LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES TABLEAUX	xiv
TABLE DES ANNEXES	xvi
LISTE DES ABRÉVIATIONS	xvii
REMERCIEMENTS	xix
CHAPITRE 1	20
PROBLÉMATIQUE ET CADRE DE L'ÉTUDE	20
1.1 INTRODUCTION	20
1.2 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS	21
1.2.1 Problématique générale.....	21
1.2.1.1 Diversité des minéralisations filoniennes Cu-Au.....	21
1.2.1.2 Le problème de la reconnaissance des minéralisations filoniennes.....	27
1.2.1.3 Le cas du camp Cu-Au de Chibougamau - Chapais.....	28
1.2.2 Problématique spécifique : les minéralisations de « type Opémiska ».....	30
1.2.3 Objectifs de l'étude.....	33
1.2.4 Méthodologie.....	34
1.3 CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE	37
1.3.1 Géologie de Chibougamau.....	37
1.3.1.1 Stratigraphie.....	37
1.3.1.2 Contexte structural.....	41
1.3.1.3 Suite intrusive de Cummings.....	42
1.3.1.3.1 <i>Filon-couche de Roberge</i>	42
1.3.1.3.2 <i>Filon-couche de Ventures</i>	42
1.3.1.3.3 <i>Filon-couche de Bourbeau</i>	43
1.3.1.4 Pluton de Chibougamau.....	44
1.3.2 Métallogénie du Camp de Chibougamau.....	45
1.3.2.1 Minéralisations de sulfures massifs volcanogènes.....	47
1.3.2.2 Minéralisation Cu-Au filonien et Cu-Au ± Mo porphyrique.....	48
1.3.2.3 Minéralisations épithermales.....	51
1.3.2.4 Minéralisations d'or orogénique.....	53
1.4 ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE DES MINÉRALISATIONS DE TYPE OPÉMISKA	55
1.4.1 Géologie du camp minier de Chapais.....	55
1.4.2 Géologie structurale.....	57

1.4.3	Métallogénie du Camp de Chapais	61
1.4.3.1	Minéralisations Cu-Au de « type Opémiska »:	61
1.4.3.2	Minéralisations aurifères orogéniques de la mine Cooke :	62
1.4.3.3	Minéralisation de sulfures massifs volcanogènes	63
CHAPITRE 2	65
PÉTROLOGIE ET LITHOGÉOCHIMIE DES UNITÉS	65
2.1 INTRODUCTION	65
2.2 PÉTROGRAPHIE DES UNITÉS LITHOLOGIQUES DU SECTEUR DE CHAPAIS	68
2.2.1	Péetrographie du Filon-couche de Ventures	68
2.2.1.1	Pyroxénite verte supérieure.....	68
2.2.1.2	Gabbro lité	73
2.2.1.3	Gabbro de Ventures	76
2.2.2	Péetrographie du Filon-couche de Bourbeau	80
2.2.2.1	Pyroxénite.....	80
2.2.2.2	Leucogabbro.....	83
2.2.2.3	Ferrogabbro à quartz.....	86
2.2.3	Dykes et intrusifs	87
2.2.3.1	Dykes de gabbro à phénocristaux de pyroxènes	87
2.2.3.2	Dykes et intrusions mafiques.....	90
2.2.3.3	Dykes mafiques - intermédiaires	90
2.2.3.4	Dykes intermédiaires	92
2.2.4	Volcanoclastites de la Formation du Blondeau	92
2.3 GÉOCHIMIE DES UNITÉS DANS LE SECTEUR DE CHAPAIS	96
2.3.1	Géochimie du Filon-couche de Ventures	98
2.3.1.1	Diagrammes binaires des éléments majeurs et mineurs	98
2.3.1.2	Affinités magmatiques des unités du Filon-couche de Ventures	100
2.3.2	Géochimie du Filon-couche de Bourbeau.....	105
2.3.2.1	Diagrammes binaires des éléments majeurs et mineurs	105
2.3.2.2	Affinités magmatiques des unités du Filon-couche de Bourbeau	107
2.3.3	Géochimie des dykes et de la Formation de Blondeau	110
2.3.3.1	Classification géochimique des roches de la Formation de Blondeau et des dykes du secteur de Chapais.....	110
2.3.3.2	Affinités magmatiques des dykes et comparaison avec les plutons régionaux.	115
2.3.4	Synthèse sur la pétrologie et la géochimie des Filons-couches du Cummings encaissant les minéralisations Cu-Au du Camp de Chapais	120

CHAPITRE 3.....	122
PÉTROLOGIE DES MINÉRALISATIONS.....	122
3.1 INTRODUCTION.....	122
3.2 CARTOGRAPHIE ET PÉTROLOGIE DES MINÉRALISATIONS.....	125
3.2.1 Minéralisations de Type I à Cu-Au-Mo de la mine Springer	129
3.2.1.1 Cartographies des minéralisations Cu-Au-Mo.....	129
3.2.1.1.1 <i>Affleurement V290N</i>	129
3.2.1.1.2 <i>Tranchée N290TR</i>	130
3.2.1.1.3 <i>Veine 13 – 34 : affleurements V13 Sud et V13 Nord</i>	135
3.2.1.1.4 <i>Affleurement V02 stockwork</i>	135
3.2.1.1.5 <i>Forages</i>	136
3.2.1.2 Pétrographie des minéralisations Cu-Au-Mo.....	140
3.2.1.2.1 <i>La chalcopryrite</i>	140
3.2.1.2.2 <i>La pyrite</i>	142
3.2.1.2.3 <i>La magnétite</i>	142
3.2.1.2.4 <i>La molybdénite</i>	143
3.2.1.2.5 <i>L'or</i>	144
3.2.1.2.6 <i>Phases mineures et accessoires</i>	144
3.2.2 Minéralisations de Type II : Cu-Au	149
3.2.2.1 Minéralisations Cu-Au de Chibougamau-Copper.....	149
3.2.2.2 Minéralisations de la mine Perry	153
3.2.3 Minéralisation de Type III : veine Au-Zn-Pb du forage MC-0935.....	156
3.2.4 Minéralisations de Type IV : cisaillements Au-As et veines polymétalliques à Au-As-Zn-Pb.....	158
3.2.4.1 Cartographie et observations en forages du « Shear Arsenopyrite »	158
3.2.4.2 Pétrographie des minéralisations à Au-As du “Shear Arsenopyrite”	161
3.2.4.3 Cartographie et observations en forages des veines polymétalliques	165
3.2.4.4 Pétrographie des minéralisations polymétalliques à Au-As-Zn-Pb recoupant les veines de type I	168
3.2.4.5 Pétrographie des minéralisations polymétalliques de la veine N°07.....	169
3.2.5 Pétrologie des minéralisations de la mine Cooke	171
3.2.5.1 Minéralisations de Type V : veines Au-Cu orogéniques de la mine Cooke	171
3.2.5.2 Minéralisations de Type VI : Zone 8-5 de la mine Cooke	175
3.3 SYNTHÈSE ET DISCUSSION SUR LA DISTRIBUTION DES MINÉRALISATIONS	177
3.3.1 Diversité des minéralisations	177
3.3.2 Distribution des minéraux métallique à la mine Springer.....	181
3.3.3 Séquence paragénétique des minéralisations de la mine Springer.....	182

CHAPITRE 4.....	186
ALTÉRATION HYDROTHERMALE.....	186
4.1 INTRODUCTION.....	186
4.2 PÉTROLOGIE DES MINÉRAUX D'ALTÉRATION :	187
4.2.1 Altération associée aux minéralisations Cu-Au-Mo et Cu-Au	188
4.2.1.1 Altération proximale des veines encaissées dans le gabbro de Ventures et le gabbro lité	188
4.2.1.2 Altération proximale des veines encaissées dans la pyroxénite	193
4.2.1.3 Pétrologie de l'altération distale des veines Cu-Au-Mo et Cu-Au	196
4.2.2 Altération associée aux minéralisations à Au-As du « Shear Arsenopyrite »	199
4.2.3 Altération associée aux veines Au-Cu orogéniques de la mine Cooke	202
4.2.4 Altération associée à la veine à Au-Zn-Pb du forage MC09-35.....	205
4.3 GÉOCHIMIE DE L'ALTÉRATION HYDROTHERMALE	207
4.3.1 Méthode de traitement de l'altération par les bilans de masse	208
4.3.1.1 Sélection des précurseurs et définition des groupes d'affinités	208
4.3.1.2 Sélection des éléments immobiles	213
4.3.2 Caractérisation de l'altération hydrothermale	215
4.3.2.1 Calculs et indices générés par les bilans de masse	215
4.3.2.2 Altération associée aux veines Cu-Au-Mo	216
4.3.2.3 Altération associée aux minéralisations Au-As du « Shear Arsenopyrite »	221
4.3.2.4 Altération associée à la veine Au-Zn-Pb du forage MC-0935.....	222
4.4 SYNTHÈSE ET DISCUSSION PRÉLIMINAIRE SUR L'ALTÉRATION HYDROTHERMALE	224
4.4.1 Sommaire des altérations	224
4.4.2 Zonalité et contrôle lithologique	227
4.4.3 Altération, métamorphisme et déformation régionale	228
CHAPITRE 5.....	231
SIGNATURES GÉOCHIMIQUES DES MINÉRALISATIONS	231
5.1 INTRODUCTION.....	231
5.2 SIGNATURES DES ROCHES TOTALES	232
5.2.1 Méthodologie.....	232
5.2.2 Signature géochimiques des veines	234
5.2.2.1 Minéralisations de Type I : Cu-Au-Mo	234
5.2.2.2 Minéralisation Type IV : Au-As (Zn-Pb).....	234
5.2.3 Comparaison avec les autres minéralisations du Camp de Chapais	235
5.2.3.1 Minéralisations de l'indice Chibougamau-Copper (Type II).....	235
5.2.3.2 Minéralisation de la veine Au-Zn-Pb du forage MC-0935 (Type III).....	235
5.2.3.3 Minéralisation Au-Cu orogéniques de la mine Cooke	237

5.2.4	Conclusions sur la signature chimique des veines	239
5.3	SIGNATURES EN ÉLÉMENTS TRACES DE LA PYRITE	240
5.3.1	Introduction.....	240
5.3.2	Méthodologie d'analyse <i>in situ</i> des pyrites.....	241
5.3.3	Textures des pyrites	245
5.3.3.1	Classification et typologie	245
5.3.3.2	Pyrite I :	245
5.3.3.3	Pyrite II :	246
5.3.3.4	Pyrite III :	246
5.3.3.5	Pyrite IV :	246
5.3.3.6	Pyrite V :	247
5.3.3.7	Pyrite VI :	247
5.3.3.8	Homogénéité des veines et méthode de traitement :	250
5.3.4	Compositions des pyrites de Springer et de Chibougamau-Copper.....	252
5.3.4.1	Pyrites des minéralisations de Type I (Cu-Au-Mo).....	252
5.3.4.2	Pyrites de la minéralisation de Chibougamau-Copper (Type II : Cu-Au)	253
5.3.4.3	Pyrites de la veine de carbonate à Au-Zn-Pb (Type III)	254
5.3.4.4	Pyrites de la minéralisation Type IV (Au-As).....	255
5.3.4.5	Association de l'or dans les pyrites de Springer et Chibougamau-Copper	259
5.3.5	Comparaison avec les minéralisations de Perry et de Cooke	260
5.3.5.1	Pyrite II : Perry	260
5.3.5.2	Pyrite V : veines Au-Cu orogéniques de la mine Cooke	261
5.3.5.3	Pyrite VI : lentille de sulfures massifs volcanogènes (Zone 8-5 à la mine Cooke)	262
5.3.6	Comparaison avec les minéralisations « Cu-Au porphyrique » du Camp du lac Doré et des veines Au-As orogéniques de la mine Norbeau.....	263
5.3.7	Discussion sur la signature des pyrites.....	267
5.3.7.1	Sélection et significations des éléments traces.....	267
5.3.7.1.1	<i>Mobilité des éléments dans les conditions métamorphiques et lors des processus de recristallisation.....</i>	267
5.3.7.1.2	<i>Éléments de hautes températures d'origine magmatique : Se, Te, Bi, Co et Cu.....</i>	268
5.3.7.1.3	<i>Éléments de basse température d'origine magmatique ou sédimentaire : As, Sb, Pb, Cd, Bi.....</i>	269
5.3.7.2	Diagrammes discriminants	270
5.3.7.2.1	<i>Choix des diagrammes de discriminations.....</i>	270
5.3.7.2.2	<i>Résultats.....</i>	270
5.3.8	Synthèse sur les signatures des pyrites.....	273

5.4 SIGNATURES EN ÉLÉMENTS TRACES DE LA MAGNÉTITE	274
5.4.1 Introduction.....	274
5.4.2 Matériel et méthode.....	275
5.4.3 Pétrologie des magnétites.....	278
5.4.3.1 Texture des magnétites hydrothermales dans les veines Cu-Au-Mo de Springer.....	278
5.4.3.2 Texture des titanomagnétites magmatiques dans le Filon-couche de Ventures	280
5.4.4 Composition des magnétites hydrothermales	282
5.4.4.1 Composition de la magnétite hydrothermale des veines Cu-Au-Mo	282
5.4.4.2 Comparaison avec les magnétites d'origine magmatique.....	283
5.4.4.3 Comparaison avec les magnétites provenant de différents types de gisements hydrothermaux.....	283
5.4.5 Conclusions sur les signatures des magnétites	287
5.5 CONCLUSIONS SUR LA SIGNATURE GÉOCHIMIQUE DES MINÉRALISATIONS	289
5.5.1 Minéralisations à signature magmatique-hydrothermale	289
5.5.2 Minéralisations à signature hydrothermale – métamorphique	291
5.5.3 Modèle et conclusions sur les éléments traces	292
CHAPITRE 6.....	295
DISCUSSIONS ET CONCLUSION	295
6.1 INTRODUCTION.....	295
6.2 SYNTHÈSE SUR LES MINÉRALISATIONS DE SPRINGER.....	296
6.2.1 Les minéralisations Cu-Au-Mo	296
6.2.2 Les minéralisations Au-As.....	300
6.3 INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSIONS SUR LES TYPES ET SOURCES DES FLUIDES	302
6.3.1 Minéralisations Cu-Au-Mo magmatiques hydrothermales	302
6.3.2 Minéralisations Au-As hydrothermales-métamorphiques	306
6.4 SYNTHÈSE CHRONOLOGIQUE DES MINÉRALISATIONS DU CAMP DE CHAPAIS.....	307
6.5 MODÈLE ÉVOLUTIF RÉGIONAL	310
6.5.1 Étape 1 : Mise en place des séquences volcano-sédimentaires et des filons-couches	310
6.5.2 Étape 2 : Hydrothermalisme précoce à Cu-Au-Mo	312
6.5.3 Étape 3 : Déformation régionale et phase hydrothermale à Au-As	315
6.5.4 Étape 4 : Déformation tardive et rôle des failles NE	316
CONCLUSION	318
RECOMMANDATIONS ET IMPLICATIONS	319
LISTE DES RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	320
ANNEXES.....	345

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1

Figure 1-1 : Carte géologique simplifiée de la Sous-province de l'Abitibi présentant les épisodes volcaniques, les séquences sédimentaires et la distribution des différents types de gisements.....	24
Figure 1-2 : Carte géologique simplifiée de la région de Chibougamau	39
Figure 1-3 : Stratigraphie de la région de Chibougamau-Chapais	40
Figure 1-4 : Modèle schématique de l'évolution géologique régionale.....	46
Figure 1-5 : Représentation schématique de la distribution des sulfures et de l'environnement possible de formation des veines Cu-Au précoces et du stockwork porphyrique en Cu-Mo dans le secteur du lac Clark.	50
Figure 1-6 : Carte géologique du camp minier de Chapais centrée sur le secteur d'étude.....	59

CHAPITRE 2

Figure 2-1 : Détails de la carte géologique centrée sur les affleurements. Les secteurs d'intérêts étudiés lors de la campagne de terrain de 2019,	67
Figure 2-2: Colonne stratigraphique simplifiée des unités du Filon-couche de Ventures dans le secteur des mines Opémiska de Chapais,	70
Figure 2-3. Photographies mégascopiques de l'unité de pyroxénite verte supérieure du Filon-couche de Ventures dans le secteur de Chapais.	71
Figure 2-4: Microphotographies de la pyroxénite verte supérieure	72
Figure 2-5 : Macrophotographies du gabbro lité dans le secteur de Chapais.	74
Figure 2-6 : Microphotographies du gabbro lité à la mine Springer	75
Figure 2-7 : Macrophotographies du gabbro de Ventures dans le camp de Chapais.	78
Figure 2-8 : Microphotographies du gabbro de Ventures dans le camp de Chapais.	79
Figure 2-9 : Colonne stratigraphique simplifiée des unités du Filon-couche de Bourbeau dans le secteur de Chapais.....	81
Figure 2-10 : Photographies des unités de pyroxénite, leucogabbro et gabbro à phénocristaux de pyroxènes identifiées dans le forage MC09-46.	82
Figure 2-11 : Macro et microphotographies des échantillons de pyroxénite, leucogabbro et ferrogabbro à quartz du Filon-couche de Bourbeau.....	84
Figure 2-12 : Cartographie et pétrologie des unités identifiées sur l'affleurement « <i>Cooke Swamp</i> ».	85
Figure 2-13 : Macro et microphotographies des échantillons de dyke de gabbro à grain moyen et phénocristaux de pyroxènes.....	89
Figure 2-14 : Macrophotographies des dykes mafiques-intermédiaires et intermédiaires recoupant le Filon-couche de Ventures.	91
Figure 2-15 : Photographies des unités volcano-sédimentaires de la Formation de Blondeau entre les Filons-couches de Ventures et de Bourbeau.....	95
Figure 2-16 : Diagrammes binaires des éléments majeurs des unités du Filon-couche de Ventures	99

Figure 2-17 : Diagrammes de caractérisation géochimique des unités du Filon-couche de Ventures dans le camp de Chapais.	103
Figure 2-18 : Diagrammes binaires des éléments majeurs des unités du Filon-couche de Bourbeau	106
Figure 2-19 : Diagrammes de caractérisation géochimique des unités du Filon-couche de Bourbeau	108
Figure 2-20 : Diagrammes de Harker des roches volcaniques de la Formation de Blondeau et des différents dykes comparés aux plutons régionaux de Chibougamau, d'Opémisca et Presqu'île.	113
Figure 2-21 : Classification lithogéochimique des roches de la Formation de Blondeau et des différents dykes et intrusions identifiés	114
Figure 2-22 : Comparaison de la signature des dykes de gabbro et de diorite de la mine Springer avec les plutons de Chibougamau, d'Opémisca et de Presqu'île.	117

CHAPITRE 3

Figure 3-1 : Carte géologique montrant les veines des mines Springer et Perry, localisées au sein du nez de pli du Filon-couche de Ventures.	124
Figure 3-2 : Organigramme de la méthodologie utilisée pour l'analyse structurale.	127
Figure 3-3 : Carte géologique des minéralisations retrouvées à la mine de Springer avec la localisation des forages, des affleurements étudiés et la position des lames minces.	128
Figure 3-4 : Cartographies de détails d'une veine de Py-Cp-Mt massive à Cu-Au-Mo.	132
Figure 3-5 : Cartographie de détail de la tranchée N290TR exposant une veine de quartz-sulfures.	133
Figure 3-6 : Photographies des minéralisations à Cu-Au-Mo vues en affleurement à la mine Springer.	134
Figure 3-7 : Photographies des zones minéralisées à pyrite-chalcopyrite intersectées par le forage OPM19-09.....	137
Figure 3-8 : Photographies des minéralisations à Cu-Au-Mo encaissées dans le gabbro de Ventures intersectées en forages.	139
Figure 3-9 : Proportions minéralogiques des phases métalliques dans les minéralisations de type I : Cu-Au-Mo.....	141
Figure 3-10 : Microphotographies des minéralisations Cu-Au-Mo observées en lumière réfléchie.	146
Figure 3-11 : Microphotographies des minéralisations des veines Cu-Au-Mo (suite).	147
Figure 3-12 : Pétrologie des minéralisations Cu-Au-Mo (suite).	148
Figure 3-13 : Pétrologie des minéralisations de cuivre de l'indice Chibougamau Copper.....	150
Figure 3-14 : Microphotographies de la minéralisation en Cu de l'indice Chibougamau-Copper... ..	152
Figure 3-15 : Pétrologie macroscopique et microscopique des veines Cu-Au de Perry.	154
Figure 3-16 : Proportions minéralogiques des phases métalliques des veines de Type II à Cu-Au de l'indice Chibougamau-Copper, de la mine Perry et de la minéralisation de Type III à Au-Zn-Pb du forage MC09-35.	155
Figure 3-17 : Pétrologie de la minéralisation de la brèche à Au-Zn-Pb du forage MC-0935 entre 120 et 125 m	157

Figure 3-18 : Cartographies de détails du cisaillement « <i>Shear Arsenopyrite</i> » orienté à 330°	159
Figure 3-19 : Photographies des minéralisations à Au-As-Zn-Pb à la mine Springer.	160
Figure 3-20 : Proportions minéralogiques des phases métalliques dans les minéralisations de Type IV.....	163
Figure 3-21 : Microphotographies des minéralisations à Au-As du « <i>Shear Arsenopyrite</i> ».	164
Figure 3-22 : Cartographies de détails des minéralisations polymétalliques à la mine Springer. ..	167
Figure 3-23 : Microphotographies des minéralisations polymétalliques de la mine Springer.....	170
Figure 3-24 : Proportions minéralogiques des phases métalliques dans les minéralisations Type V : Au-Cu orogéniques et de Type VI : Zone 8-5.....	173
Figure 3-25 : Photographies et microphotographies des veines n°7 et n°9 et de la minéralisation de la mine Cooke.....	174
Figure 3-26 : Photographies et microphotographies des minéralisations de la zone 8-5 de la mine Cooke.....	176
Figure 3-27 : Répartition des paragenèses et des proportions minéralogiques des minéralisations Cu-Au-Mo et Au-As à la mine Springer.	183
Figure 3-28 : Séquence paragénétique simplifiée observée dans les veines Cu-Au-Mo et Au-As de Springer	185

CHAPITRE 4

Figure 4-1 : Photographies des variations des faciès d'altération sodique-potassique associée aux minéralisations dans le gabbro de Ventures.	191
Figure 4-2 : Microphotographies de l'altération proximale sodique-potassique associée aux minéralisations Cu-Au-Mo dans le gabbro de Ventures.....	192
Figure 4-3 : Photographies des faciès d'altération associés à la minéralisation Cu-Au-Mo encaissée dans la pyroxénite.....	194
Figure 4-4 : Microphotographies des paragenèses de l'altération proximale associée aux minéralisations Cu-Au-Mo encaissées dans la pyroxénite.....	195
Figure 4-5 : Photographies de l'altération distale dans les unités du Filon-couche de Ventures. ...	197
Figure 4-6 : Microphotographies de l'altération distale propylitique à chlorite, épidote et pyrite associée aux minéralisations Cu-Au-Mo.	198
Figure 4-7 : Photographies des faciès d'altération associés aux minéralisations à Au-As observés en surface et forage.....	200
Figure 4-8 : Microphotographies de l'altération associée aux minéralisations à Au-As du « <i>Shear Arsenopyrite</i> ».	201
Figure 4-9 : Macrophotographies des échantillons de veines de la minéralisation Au-Cu de la mine Cooke, avec leur halo d'altération proximale.....	203
Figure 4-10 : Microphotographies des minéraux d'altération associés aux minéralisations des veines 7 et 9 de la mine Cooke.	204
Figure 4-11 : Photographies de l'altération à chlorite-séricite associée à la veine de quartz-carbonate-sphalérite-galène dans le forage MC0935	206
Figure 4-12 : Diagrammes immobiles compatibles vs immobiles incompatibles présentant les effets de la différenciation et de l'altération sur les unités du Filon-couche de Ventures. ...	211

Figure 4-13 : Diagrammes binaires des éléments immobiles utilisés pour le traitement des bilans de masse.	214
Figure 4-14 : Diagrammes en boîtes à moustaches des bilans de masse de l'altération associée aux minéralisations Cu-Au-Mo.....	219
Figure 4-15 : Diagrammes binaires des changements de masse en g/100g des roches altérés autour des minéralisations Cu-Au-Mo.	220
Figure 4-16 : Schéma des différents types d'altérations rencontrés à la mine Springer, associés aux minéralisations Cu-Au-Mo et Au-As.	226

CHAPITRE 5

Figure 5-1 : Diagrammes binaires des concentrations des éléments métalliques dans les minéralisations de Type I et Type IV identifiées à la mine Springer.....	236
Figure 5-2 : Diagrammes binaires des concentrations des éléments métalliques dans les minéralisations du camp de Chapais.....	238
Figure 5-3 : Exemple de la méthode d'analyse réalisée sur les grains de pyrite.	242
Figure 5-4 : Microphotographies de textures des pyrites dans les minéralisations de Type I (Cu-Au-Mo), Type II (Cu-Au) et Type III (Au-Zn-Pb).	248
Figure 5-5 : Microphotographies des textures des pyrites des minéralisations de Type IV (Au-As), Type V (Au-Cu orogéniques) et Type VI (Zone 8-5).	249
Figure 5-6 : Diagrammes multiéléments illustrant la distribution statistique de la composition des grains de pyrite sur différentes lames provenant d'une même veine.	251
Figure 5-7 : Diagrammes binaires de la composition en éléments traces exprimés en ppm, des différents types de pyrites des gisements Springer et Chibougamau Copper.	257
Figure 5-8 : Diagrammes binaires de la composition en éléments traces exprimés en ppm, des différents types de pyrites des gisements Springer et Chibougamau Copper (suite).	258
Figure 5-9 : Comparaison des signatures des pyrites de Springer avec les minéralisations du camp de Chapais (Perry, Cooke), du Camp du lac Doré (Camp Central), et de la mine Norbeau.	265
Figure 5-10 : Comparaison des signatures des pyrites de Springer avec les minéralisations du camp de Chapais (Perry, Cooke), du Camp du lac Doré (Camp Central) et de la mine Norbeau (suite).	266
Figure 5-11 : Diagrammes et rapports d'éléments discriminants pour les pyrites de Springer et Chibougamau Copper.....	272
Figure 5-12 : Exemples de textures de grains de magnétites hydrothermale et d'ilménite magmatique analysées au LA-ICP-MS.	277
Figure 5-13 : Microphotographies des magnétites hydrothermales des veines Cu-Au-Mo de Springer.	279
Figure 5-14 : Microphotographies des grains d'ilménite et de titanomagnétite primaire disséminés dans le Filon-couche de Ventures.	281
Figure 5-15 : Diagrammes discriminants et de classifications des magnétites hydrothermales	285
Figure 5-16 : Diagrammes multiéléments des magnétites hydrothermales de Springer comparées à divers environnements.....	286
Figure 5-17 : Carte géologique des minéralisations de Springer et Perry présentant la répartition schématique des paragenèses, des éléments traces et la signature de la pyrite interprétés à partir des résultats de cette étude et de la littérature.	294

CHAPITRE 6

Figure 6-1 : Schéma synthétique vue en plan de la minéralisation Cu-Au-Mo de Springer, recoupée par les cisaillements Au-As.....	299
Figure 6-2 : Synthèse et modélisation des relations chronologiques entre les différents éléments géologiques des minéralisations du camp de Chapais.	309
Figure 6-3 : Modèle chronologique intégrant des minéralisations du Camp de Chapais dans l'histoire géologique régionale de Chibougamau.....	311
Figure 6-4 : Modèle géologique simplifié avec vue en coupe de la mise en place des minéralisations Cu-Au-Mo avant la déformation du gisement Springer.	314

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE 1

Tableau 1-1 : Caractéristiques principales et critères de reconnaissances des gisements de Cu et Au filoniens	25
Tableau 1-2: Synthèse des objectifs et méthodologies.	36
Tableau 1-3 : Caractéristiques des gisements stratiformes et filoniens de la région de Chibougamau	54
Tableau 1-4: Statistiques de production et synthèses des observations et connaissances géologiques actuelles sur les gisements du camp de Chapais	64

CHAPITRE 2

Tableau 2-1 : Équivalence des nomenclatures utilisées dans la littérature et ce mémoire	66
Tableau 2-2 : Synthèse des compositions minéralogiques des lames prélevées dans les différents faciès du Filon-couche de Ventures dans le secteur des mines Opémiska.	77
Tableau 2-3 : : Compositions minéralogiques des unités depyroxénite, leucogabbro, ferrogabbro à quartz du Filon-couche de Bourbeau et des dykes de gabbro à grains moyens et phénocristaux de pyroxènes recoupant le leucogabbro.	86
Tableau 2-4 : Synthèse de la répartition et de la provenance des données géochimiques utilisées dans cette étude.	97
Tableau 2-5 : Compositions synthétiques des unités du Filon-couche de Ventures dans le camp de Chapais.	104
Tableau 2-6: Composition d'échantillons représentatifs des unités du Filon-couche de Bourbeau	109
Tableau 2-7 : Composition de quelques échantillons de dykes représentatifs recoupant les unités volcaniques du Groupe de Roy et des dykes recoupant les filons-couches dans le camp de Chapais.	118
Tableau 2-8 : Composition des roches volcaniques de la Formation de Blondeau échantillonnées au contact du Filon-couche de Ventures dans le secteur de Chapais.	119

CHAPITRE 3

Tableau 3-1 : Compilation et synthèse des structures minéralisées aux mines Springer, Perry et Cooke.....	123
Tableau 3-2 : Tableau synthèse de la pétrologie des minéralisations du secteur de Chapais.....	180

CHAPITRE 4

Tableau 4-1 : Tableau synthèse de la composition des précurseurs utilisés pour le calcul des bilans de masse	212
Tableau 4-2 : Tableau synthèse des bilans de masse par la méthode des précurseurs uniques..	223
Tableau 4-3 : Tableau synthèse des caractéristiques de l'altération hydrothermale associées aux minéralisations Cu-Au-Mo, Au-As et Au-Zn-Pb.	230

CHAPITRE 5

Tableau 5-1 : Paramètres d'analyse et de traitements LA-ICP-MS de la pyrite et de la magnétite.	243
Tableau 5-2 : Répartition des lames analysées de chaque type de minéralisation dans le camp de Chapais.....	244
Tableau 5-3 : Synthèse des compositions en éléments traces des différents types de pyrite du Camp de Chapais.	256
Tableau 5-4 : Caractéristiques des lames étudiées magnétite pour analyses LA-ICP-MS sur magnétites	276
Tableau 5-5 : Tableau synthèse des types de magnétites et oxydes de Fe-Ti identifiés dans les veines Cu-Au-Mo et le Filon-couche de Ventures à Chapais.....	288

CHAPITRE 6

Tableau 6-1 : Tableau synthèse des caractéristiques des minéralisations du Camp de Chapais.	301
---	-----

TABLE DES ANNEXES

ANNEXE A. LOCALISATION DES STATIONS GPS ET FORAGES ÉTUDIÉS.....	346
ANNEXE B. CARTOGRAPHIES.....	358
ANNEXE C. LOCALISATION ET DESCRIPTION DES LAMES MINCES	363
ANNEXE D. ANALYSES LITHOGÉOCHIMIQUES	377
ANNEXE E. ANALYSES LA-ICP-MS SUR PYRITE ET MAGNÉTITE	381

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Minéraux	Nom complet	Formule
Ab :	Albite	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
Act :	Actinote	$\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Amp :	Amphibole	
Ank :	Ankérite	$\text{Ca}(\text{Fe, Mg, Mn})(\text{CO}_3)_2$
Apy :	Arsénopyrite	FeAsS
Aug :	Augite	$(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe,Al,Ti})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$
Ax :	Axinite	$\text{Ca}_2\text{FeAl}_2(\text{BO}_3)\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH})$
Bmt :	Bismuthinite	Bi_2S_3
Bn :	Bornite	Cu_5FeS_4
Bnn :	Bournonite	PbCuSbS_3
Bt :	Biotite	$\text{K}(\text{Mg, Fe})_3(\text{OH, F})_2$
Cal :	Calcite	CaCO_3
Cb :	Cobaltite	CoAsS
Chl :	Chlorite	$(\text{Fe, Mg, Al})_6(\text{Si, Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Cp :	Chalcopyrite	CuFeS_2
Cpx :	Clinopyroxène	
Cv :	Covellite	CuS
Czo :	Clinozoïsite	$\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
EGP :	Éléments du Groupe du Platine	
Eng :	Énargite	Cu_3AsS_4
Ep :	Épidote	$\text{Ca}_2(\text{Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
Fds K :	Feldspath potassique	KAlSi_3O_8
Fds Na-K :	Feldspath sodique à potassique	$(\text{Na,K})(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$
Ge :	Gersdorffite	NiAsS
Gn :	Galène	PbS
Hbl :	Hornblende	$\text{Ca}_2[\text{Mg}_4(\text{Al,Fe})]\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$
Hem :	Hématite	Fe_2O_3
Hx :	Heazlewoodite	Ni_3S_2
Id :	Iddingstite	
Ilm :	Ilménite	FeTiO_3
Ln :	Linnéite	Co_3S_4
Lx :	Leucoxène	TiO_2
Mal :	Malachite	$\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$
Mi :	Millérite	NiS
Mlb :	Molybdenite	MoS_2
Ms :	Muscovite	$(\text{KAl}_3\text{Si}_3(\text{OH})_{1,8}\text{F}_{0,2})$

Minéraux	Nom complet	Formule
Mt :	Magnétite	Fe_3O_4
Ol :	Olivine	$(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$
Opx :	Orthopyroxène	
Pe :	Pentlandite	$(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$
Pl :	Plagioclase	$(\text{Na}, \text{Ca}) (\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_8$
Plb :	Polybasite	$[\text{Ag}_9\text{CuS}_4] [(\text{Ag}, \text{Cu})_6(\text{Sb}, \text{As})_2\text{S}_7]$
Po :	Pyrrhotite	$(\text{Fe}_{1-x} \text{S})$
Pr :	Prehnite	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Px :	Pyroxène	
Py :	Pyrite	(FeS_2)
Scl :	Scheelite	(CaWO_4)
Ser :	Séricite	$\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$
Skd :	Skuttérodite	$(\text{Co}, \text{Ni})\text{As}_3\text{-x}$
Sp :	Sphalérite	$(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$
Srp :	Serpentine	$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
Ss :	Sulfosel	
Stp :	Stilpnomélane	$\text{K}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Fe})(\text{Si}, \text{Al})_2(\text{O}, \text{OH})_{27}$
Te :	Tennantite	$(\text{Cu}, \text{Fe})_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$
Tell :	Tellurure	
Tet :	Tétraédrite	$\text{Cu}_9\text{Fe}_3\text{Sb}_4\text{S}_{13}$
Tlc :	Talc	$\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Tr :	Trémolite	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ttn :	Titanite	CaTiSiO_5

REMERCIEMENTS

Je souhaiterais en premier lieu adresser quelques lignes aux personnes qui ont participé de près ou de loin à ce projet et qui l'auront rendu possible.

J'aimerais remercier Damien Gaboury qui a fortement contribué à la réalisation de ce projet. Encore merci à toi pour m'avoir offert cette opportunité et pour m'avoir transmis cette passion de la métallogénie à travers tes cours.

Je remercie sincèrement toute l'équipe du bureau d'exploration de SOQUEM à Chibougamau et ainsi que tous les intervenants qui m'ont fourni un support technique durant l'été 2019. J'aimerais en particulier remercier Laury Schmitt et Patrick Houle pour leur encadrement et leurs précieux conseils.

Merci également à Forage Chibougamau pour leur support logistique et m'avoir permis d'utiliser leur carothèque. Je tiens aussi à mentionner et remercier Marc Bouchard, prospecteur indépendant et Claude Larouche, géologue, pour leur aide logistique et les discussions enrichissantes sur la géologie de Chapais.

Je souhaite également remercier George Trapper, Guillaume Belli et David Martineau pour leur aide précieuse sur le terrain et nos échanges durant l'été 2019.

Je tiens de nouveau à remercier plus généralement SOQUEM et les partenaires pour avoir financé les coûts reliés au projet, ainsi que l'Université du Québec à Chicoutimi et Metal Earth pour les bourses d'études dont j'ai pu bénéficier.

Mes sincères et chaleureux remerciements vont à mes co-directeurs Pierre Bedeaux, Dominique Genna (UQAC) et Renée-Luce Simard (UQAC), qui m'ont apporté un soutien et une aide des plus précieuses tout au long de ce parcours et au travers des moments les plus difficiles.

Merci à mes examinateurs Pierre Pilote (MRNQ) et Sarah Dare (UQAC) pour avoir accepté de réviser ce mémoire. Nos discussions ont été des plus passionnantes, elles ont fortement contribué à l'enrichissement de mes connaissances et à améliorer ce document.

Un grand merci à mes amis et collègues de travail Antoine, les deux Quentin, Gauthier, Armand, Arnaud, Rémi, Théo et Nils pour les belles discussions géologiques à des heures pas toujours très raisonnables et pour avoir rendu ces années agréables. Encore merci à Mike et Louis-Pierre pour avoir accueilli ce maudit français que je suis dans la colocation, j'ai passé de très belles années avec vous. Des remerciements avec mention très spéciale à Pierre, Marie, Julien, Adrien, et Jen pour leur soutien moral et culinaire sans faille ! Rock and Stone !

Pour terminer, j'aimerais sincèrement remercier ma famille restée en France pour leur confiance et leur soutien indéfectible. Encore merci à ma douce Sidonie pour avoir été là, d'avoir fait preuve de compréhension, de patience et de m'avoir supporté tant bien que mal durant ce périple.

Enfin je souhaite dédier ce travail à mon grand-père René Charpentier, parti trop vite, et qui m'a transmis cette curiosité et cette volonté d'apprendre. Encore merci à toi.

CHAPITRE 1

PROBLÉMATIQUE ET CADRE DE L'ÉTUDE

1.1 INTRODUCTION

Ce document présente l'ensemble des résultats obtenus au cours d'un projet débuté en juin 2019 et réalisé en partenariat avec le Centre d'Études sur les Ressources Minérales de l'université du Québec à Chicoutimi (CERM-UQAC) et le comité du plan de relance du camp minier de Chapais regroupant la Table Jamésienne de Concertation Minière (TJCM), le Ministère des Ressources naturelles et des Forêts (MRNF), et les compagnies minières 2736-1179 Québec Inc., SOQUEM Inc, Ressources Yorbeau Inc, Multi-Ressources Boréal, Windfall Geotek Inc et Quebec Copper-Gold.

Ce travail a été réalisé sous la supervision de Pierre Bedeaux (Géo., Ph.D.), Renée-Luce Simard (Ing. Géo., Ph.D.) professeure au Département des Sciences Appliquées (DSA UQAC), Dominique Genna (Géo., Ph.D.) professeur invité à l'UQAC et chercheur au CONSOREM, ainsi que Damien Gaboury (Géo., Ph.D.) Directeur du Laboratoire de Métallogénie Expérimentale et Quantitative (LAMEQ) et professeur au Département des Sciences Appliquées (DSA UQAC), Patrick Houle, géologue résident à Chibougamau pour le Ministère des Ressources naturelles et des Forêts (MRNF) et Laury Schmitt (Ing.) directeur du bureau d'exploration de SOQUEM à Chibougamau.

L'initiation de ce projet a été motivée à la suite du regain d'intérêt pour le potentiel économique du camp de Chibougamau-Chapais (Abitibi, Province du Supérieur, Canada) et par la nécessité d'avoir une meilleure compréhension globale des minéralisations Cu-Au filoniennes de « type Opémiska ». Ce projet a pour objectifs d'apporter des informations complémentaires aux précédentes études sur ces minéralisations emblématiques et de développer un modèle métallogénique global.

1.2 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS

1.2.1 Problématique générale

1.2.1.1 Diversité des minéralisations filoniennes Cu-Au

La reconnaissance des styles de minéralisation et l'étude de leur mode de mise en place constituent un point critique pour la connaissance globale de la géologie régionale, la compréhension des modèles métallogéniques et les vecteurs d'exploration d'un secteur. Les minéralisations de cuivre et d'or filoniens ou disséminés représentent une part importante des gisements exploités et font parties des substances de grand intérêt économique; le cuivre fait ainsi parti de 17 matériaux et métaux critiques définis par la Banque Mondiale pour la transition énergétique (Hund et al., 2020).

La Sous-province de l'Abitibi est située dans la Province du Supérieur dans le Bouclier canadien (figure 1-1). Elle est considérée comme une des ceintures de roches vertes les plus grandes et prolifiques au monde pour l'or et les métaux de base (Lafèche et al., 1992; Mercier-Langevin et al., 2011; Monecke et al., 2017). Cette région qui couvre une superficie de plus de 700 km par 300 km (Goodwin, 1982) est composée de fragments de croûte continentale et océanique âgés de 2750 à 2695 Ma (Thurston et al., 2008), agrégés durant un épisode orogénique majeur situé aux environs de 2,7 Ga (Mole et al., 2021).

La production de cuivre et de l'or de l'Abitibi provient en majeure partie des gisements polymétalliques de sulfures massifs volcanogènes (SMV) des camps miniers de Rouyn-Noranda, Matagami, Doyon-Bousquet-Laronde, Kidd Creek et de gisements d'or orogénique situés dans les camps de Val-d'Or, Timmins, Kirkland Lake, Larder-Lake (Gaboury, 2004; Dubé et Gosselin, 2007; Galley et al., 2007; Mercier-Langevin et al., 2011; Monecke et al., 2017). Cette prédominance de ce type de gîtes a largement influencé les vecteurs d'exploration et la recherche géoscientifique en raison de leur importance économique. Néanmoins, la découverte et la reconnaissance de gisements d'or et de cuivre avec une association spatiale ou génétique avec des intrusions (Morasse et al., 1995; Pilote et al., 1997; Poulsen et al., 2000; Robert, 2001; De Souza et al., 2015; Dubé et Mercier-Langevin, 2020; Choquette, 2021; Katz et al., 2021; Mathieu, 2021) a ouvert de nouveaux champs pour l'exploration et pour la compréhension géoscientifique globale de la métallogénie à l'Archéen.

Dans le but de « classer » la minéralisation de « type Opémiska » dans un contexte abitibien, ce chapitre présente une brève description des principaux types de gisements à Cu et Au et de leurs caractéristiques, soit les gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV), les minéralisations épithermales, les systèmes de type porphyre et les gîtes filoniens d'or orogénique à veines de quartz-carbonates (tableau 1-1; figure 1-1).

Les gîtes de sulfures massifs volcanogènes (SMV) se sont formés durant des périodes d'extension en contexte de rift océanique ou d'arrière arc et peuvent être associés à la construction d'édifices volcaniques felsiques (Herzig et Hannington, 1995; Gaboury, 2004). Ces gîtes correspondent à des amas polymétalliques (Cu, Zn, Pb, Au, Ag) et se caractérisent par des enrichissements en volatils (Se, Tl, Sb, As) qui dessinent une zonation autour des lentilles minéralisées (Huston et al., 1995; Franklin et al., 2005; Galley et al., 2007; Genna et Gaboury, 2015). Il existe 6 catégories de minéralisations SMV reconnues par Barrie et Hannington (1999), Franklin et al. (2005) et Galley et al. (2007). Chaque type présente des caractéristiques spécifiques, mais ils se présentent généralement tous sous forme de lentilles de sulfures massifs stratiformes avec une zonation des sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite, galène, sphalérite), une zone de stockwork sous-jacente discordante, une empreinte d'altération à chlorite proximale et séricite distale. Dans certains cas, la minéralisation peut s'exprimer sous forme de veines discordantes. Un exemple de minéralisation volcanogène « type veine » est particulièrement bien illustré par le gisement Géant Dormant (Abitibi, Canada ; tableau 1-1; figure 1-1; Gaboury, 1999)

Les minéralisations épithermales sont associées à une activité volcanique dans divers environnements tels que des contextes d'arcs volcaniques, d'arcs continentaux ou des centres volcaniques (Taylor, 2007). L'or et l'argent sont les principales substances exploitées dans ce type de gisements, mais ils peuvent être accompagnés de Cu, Pb et Zn en proportion variables et sont surtout caractérisés par la présence de volatils (Hg, Sb, Tl ; Hedenquist et al., 2000; Simmons et al., 2005; John et al., 2018) De nombreuses études sur leur sujet ont permis l'élaboration d'une classification dépendamment de l'environnement géologique, la minéralogie, l'altération, les encaissants et la chimie des fluides. Deux principaux types sont ainsi identifiés soit les épithermaux

acides et neutres. Leurs principaux critères de reconnaissances sont synthétisés par Simmons et al. (2005), Taylor (2007) et John et al. (2018), résumés au tableau 1-1.

Les systèmes de type porphyre représentent une grande variété de gisements associés à des intrusions et une activité magmatique. Seedorff et al. (2005) proposent une classification simplifiée en cinq catégories : porphyre à Au, porphyre à Cu Au \pm Mo, porphyre à Mo, porphyre à W et porphyre à Sn. Les porphyres à Cu-Au \pm Mo sont les plus répandus et sont associés à des environnements d'arc volcanique où ils forment la racine de stratovolcans (Sillitoe et Bonham, 1984; Kirkham et Sinclair, 1995; Sinclair, 2007; tableau 1-1). Ils représentent la plus importante source de Cu et de Mo mondiale et bien que principalement reconnus dans des terrains récents (Jurassique et plus jeune ; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010), plusieurs gisements avec des caractéristiques similaires sont reconnus à l'Archéen. On pourrait citer à titre d'exemple les gisements Au-Cu de Troilus (Québec, Canada ; Fraser (1993), Au-Cu de Côté-Gold (Ontario, Canada ; Katz, 2016; Katz et al., 2017; Katz et al., 2021) ou encore les minéralisations à Cu-Au et Cu-Mo du Camp de Chibougamau (Pilote et al., 1996; Pilote et Guha, 1998; Groves et al., 2003).

Les gîtes filoniens d'or orogénique à veines de quartz-carbonate localisés dans des ceintures de roches vertes sont principalement associés au paroxysme de la déformation et du métamorphisme dans un contexte d'accrétion et de collision (Groves et al., 1998; Groves et al., 2003). Ils sont caractérisés par un fort contrôle structural et peuvent être encaissés par une grande variété de lithologies (roches sédimentaires, volcaniques mafiques, filons-couches différenciés, intrusions de granitoïdes; tableau 1-1 ; figure 1-1; Groves et al., 1998; Dubé et Gosselin, 2007). La principale substance est l'Au, mais de nombreux gisements de classe mondiale présentent des associations métalliques « anormales » en métaux de base (Cu, Zn, Mo, Bi) qui témoignent d'une surimpression d'un système minéralisateur précoce ou d'une contribution magmatique (voir Groves et al., 2003). La reconnaissance de gisements aurifères montrant une relation spatiale et temporelle avec des intrusions alcalines, de syénite en Abitibi, et avec un contenu anormal en métaux (p. ex : Cu, Zn, Bi, Te) et une zonation métallique a valu la création d'une nouvelle classification désignée sous le terme d'*Intrusions Related Gold Systems* (tableau 1-1; Sillitoe, 1991; Sillitoe et Thompson, 1998; Lang et al., 2000; Robert, 2001; Robert et Poulsen, 2001; Hart et Goldfarb, 2005; Hart, 2007).

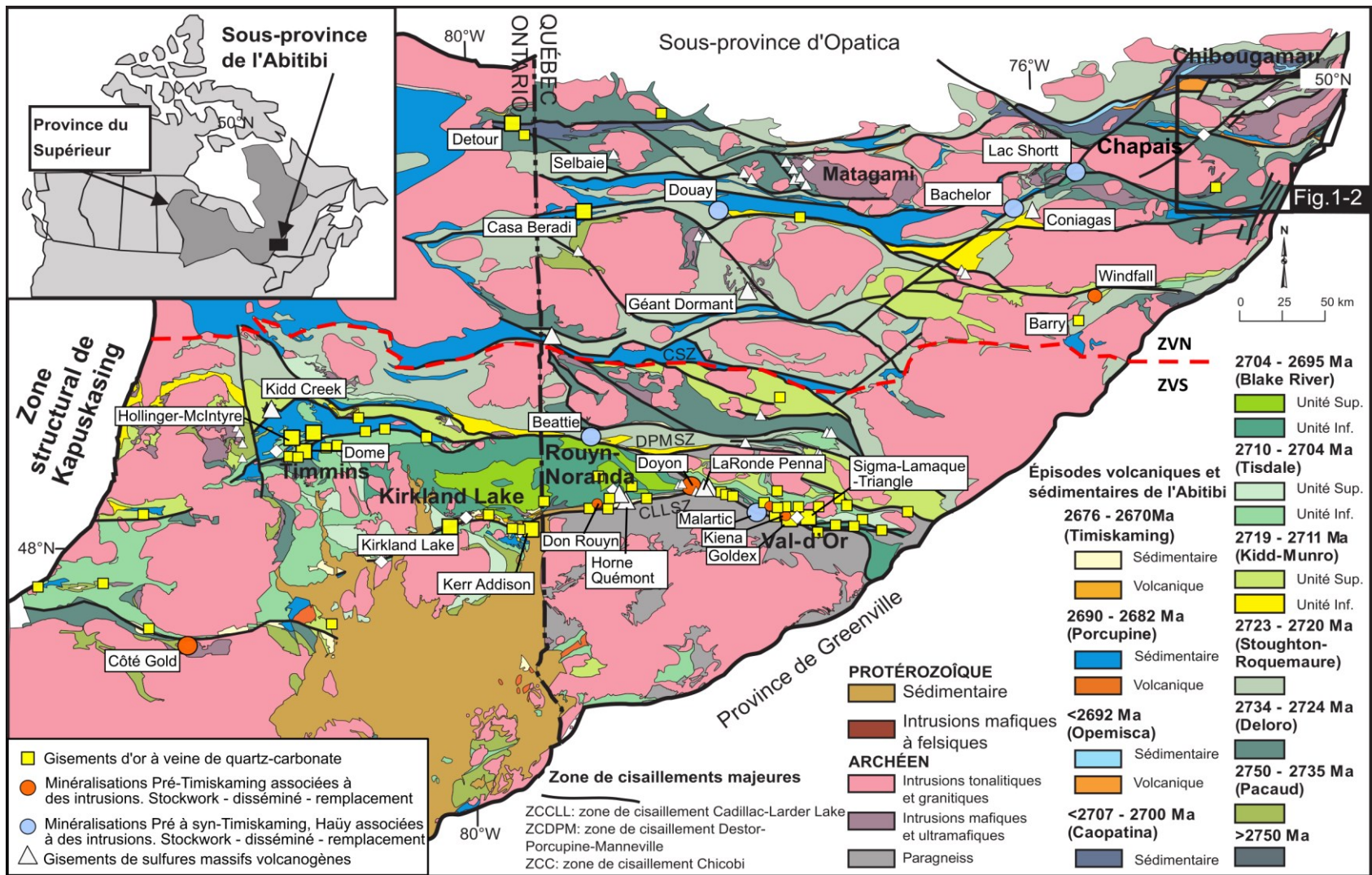


Figure 1-1 : Carte géologique simplifiée de la Sous-province de l'Abitibi présentant les épisodes volcaniques, les séquences sédimentaires et la distribution des différents types de gisements. Tirée de Leclerc et al. (2012), et modifiée d'après Thurston et al. (2008), Monecke et al. (2017), Fayard (2020) et Dubé et Mercier-Langevin (2020)

Tableau 1-1 : Caractéristiques principales et critères de reconnaissances des gisements de Cu et Au filoniens

Type	Paragénèse / Métaux	Lithologies encaissantes	Styles de veines	Altération	Type de fluides	Autres critères clefs	Références
Minéralisation de type SMV stratiforme	Pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite, galène, sphalérite Cu, Pb, Zn, Au, Ag. Au/Ag < 0,1	Séquences volcaniques et sédimentaires sous-marines	Lentilles massives stratiformes et zone de stockwork sous-jacente discordante	Séricitisation, silicification, chloritisation	T : < 350°C H ₂ O ± CO ₂ ± HCl ± S ± H ₂ S. Salinité variable	Association avec de grandes zones régionales d'altération semi-concordante. Association avec des centres volcaniques synvolcaniques	Scott, 1997; Barrie et Hannington, 1999; Franklin et al., 2005; Galley et al., 2007
Minéralisation de type SMV de type veine	Pyrrhotite, pyrite, chalcopryrite, sphalérite Cu, Zn, Au Au/Ag < 1	Dôme de dacite, roches volcaniques, filons-couches	Massive, texture en peigne	Séricitisation, chloritisation, silicification	T : < 350°C	Zonation verticale. Incompatibilité structural avec la déformation régionale. Recoupement par des dykes.	Gaboury, 1999; Gaboury et Daigneault, 1999; Gaboury et Daigneault, 2000
Minéralisation de type épithermal acide	Pyrite, chalcopryrite, énergite, tennantite, covellite Au, Ag, Cu Au/Ag : 0,02 – 1	Roches volcaniques intermédiaires à felsiques associés à des plutons synvolcaniques	Texture « <i>vuggy quartz</i> ». 10 – 90 % de sulfures	Argilitisation ± avancée, silicification, alunite	T : 200 - 300°C. CO ₂ -HCL-S. Salinité faible à élevée (2-5 à 20-30 % eq NaCl)	Zonalité verticale de la minéralogie. Zonalité de l'altération reflétant l'augmentation du pH	Hedenquist et Lowenstern, 1994; Hedenquist et al., 2000; Simmons et al., 2005; Taylor, 2007; John et al., 2018
Minéralisation de type épithermal neutre	Pyrite, sphalérite, galène, arsénopyrite, électrum, or natif Au, Ag, Pb, Zn Au/Ag : 0,02 – 1	Roches volcaniques intermédiaires à felsiques associés à des plutons synvolcaniques	Veine à texture crustiforme et colloforme. Texture de remplacement des carbonates	Argilitisation, séricitisation, carbonatation, chloritisation, adulaire	T : ~100°C CO ₂ -H ₂ S. Salinité faible à modérée (<1-2 % à 10-15 % eq NaCl)	Zonalité verticale de la minéralogie. Zonalité de l'altération reflétant l'augmentation du pH	Hedenquist et Lowenstern, 1994; Hedenquist et al., 2000; Simmons et al., 2005; Taylor, 2007; John et al., 2018

..

Tableau 1-1 : Caractéristiques principales et critères de reconnaissances des gisements de Cu et Au filoniens (suite)

Type	Paragénèse / Métaux	Lithologies encaissantes	Styles de veines	Altération	Type de fluides	Autres critères clefs	Références
Minéralisation de type porphyre Cu ± Au ± Mo	Pyrite, chalcopryrite, bornite, magnétite, hématite Au, Ag, Cu, Bi, Mo, Te, Zn, Pb Au/Ag : 0,001 - 0,1	Intrusions porphyriques calco-alcalines synvolcaniques, unités annexes	Minéralisation disséminée, veinules et veines de sulfures	Potassique, sodique-calcique, argilitisation, séricitisation, propylitique	T: 300 - 700°C H ₂ O ± CO ₂ ± CH ₄ ± CaCl ₂ ± NaCl ± KCl. Salinité très variable (5 % à 30 - 50% eq NaCl)	Zonation concentrique de l'altération. Zonation du cortège métallique (Cœur Cu-Au-Mo et Ag, Pb, Zn distal). Relation entre les veines et essaim de dykes, brèches magmatiques	Hedenquist et Lowenstern, 1994; Rowins, 2000; Seedorff et al., 2005; Sinclair, 2007; Cooke et al., 2014; Halley et al., 2015
Minéralisation de type orogénique	Or natif, pyrite, pyrrhotite, chalcopryrite Au-Ag ± As ± B ± Bi ± Sb ± Te ± W Au/Ag : 1 - 10	Roches volcaniques mafiques à ultramafiques, roches sédimentaires, filons-couches différenciés	Veines de quartz-carbonate laminées contenant < 10 % sulfures. Réseau de veines. Stockwork, « <i>saddle reef</i> »	Carbonatation, chloritisation, séricitisation	T : 200 - 700°C CO ₂ -H ₂ O-N ₂ -CH ₄ ± C ₂ H ₆ ± H ₂ S. Faible salinité	Fautes et zones de cisaillements ductiles-fragiles de 2nd et 3ème ordre associé à des structures régionales	Groves et al., 1998; Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007
Minéralisations aurifères associées à des intrusions	Pyrite, scheelite, or, pyrrhotite, arsénopyrite, stibnite, galène, sphalérite Au-Ag ± As ± B ± Bi ± Sb ± Sn ± Te ± W (Pb-Zn distal) Au/Ag	Granitoïdes, intrusions alcalines, syénite syn à tardi-tectoniques	« <i>Sheeted veins</i> », brèches, minéralisation disséminée, stockwork, remplacement	Micas riche en potassium, feldspaths, carbonate, chlorite	T : 200 - 400°C H ₂ O-CO ₂ . CH ₄ ± N ₂ très mineures. Salinité variable	Zonation à l'échelle du district : Au-W proximal, Sn-Ag médial et Pb-Zn distal	Robert, 2001; Hart et al., 2002; Groves et al., 2003; Hart et Goldfarb, 2005; Hart, 2007

1.2.1.2 Le problème de la reconnaissance des minéralisations filoniennes

La principale difficulté de la reconnaissance des styles de minéralisation survient dans les terrains déformés et métamorphisés tels que les ceintures de roches vertes archéennes. En effet, tel que le souligne Poulsen et al. (2000) la plupart des caractéristiques initiales des minéralisations primaires peuvent être camouflées et surimprimées par la déformation, le métamorphisme et potentiellement par d'autres événements minéralisateurs. Les gîtes formés pendant la période synvolcanique tels que les SMV, ou lors de la formation d'un arc volcano-plutonique comme les porphyres et les systèmes épithermaux sont ainsi les plus sensibles à être déformés ou surimprimés par des systèmes d'or orogéniques (Groves et al., 2003). Cela résulte en la formation de gisements montrant en apparence un fort contrôle structural, mais avec des associations métalliques et des altérations anormales pour les systèmes orogéniques « classiques » à veine de quartz-carbonate (Poulsen et al., 2000; Groves et al., 2003; Dubé et Gosselin, 2007).

Il est important de pouvoir faire la distinction entre les minéralisations formées pendant la période syntectonique et ceux prédéformation, notamment en ce qui concerne les stratégies d'exploration mais aussi pour la compréhension de l'environnement géologique régional. Car si on reconnaît que plusieurs types de gisements anté-déformation peuvent être remobilisés au sein de structures pendant les événements orogéniques, cela ne signifie pas qu'il existe un lien génétique entre l'événement hydrothermal et la déformation. Gaboury (1999) a ainsi proposé une liste de critères qui peuvent aider à reconnaître une minéralisation filonienne pré-orogénique :

- Plusieurs attitudes de veines incompatibles structurellement avec la déformation régionale.
- Des facteurs de contrôles tels que des contacts lithologiques ou des fractures synvolcaniques.
- Des évidences de minéralisation et d'altération affectées par le métamorphisme régional.
- Une minéralisation aurifère associée à des métaux de base.
- Un rapport Au/Ag relativement faible.
- Des altérations hydrothermales distinctives
- Des relations de recoupement entre les veines et des dykes synvolcaniques.

1.2.1.3 Le cas du camp Cu-Au de Chibougamau - Chapais

Le camp de Chibougamau-Chapais est un excellent cas d'étude car il regroupe plusieurs styles de minéralisation que l'on peut associer aux stades d'extension, de développement d'un arc volcano-plutonique jusqu'aux stades de compression lors d'un orogène (Mueller et al., 1989; Daigneault et al., 1990; Guha et al., 1991a; Chown et al., 1992; Daigneault, 1998; Côté-Mantha et al., 2012). Le camp minier de Chibougamau-Chapais est localisé dans le quart nord-est de la ceinture de roche verte de la Sous-province de l'Abitibi, dans la Province du Supérieur (Québec, Canada ; figure 1-1). Il se situe dans la Zone Volcanique Nord, interprétée comme une grande unité géotectonique formée de plusieurs cycles volcaniques qui ont participé à l'édification d'un arc volcanique (Chown et al., 1992).

Ce camp a produit entre 1953 et 2008 environ 85,7 millions de tonnes (Mt) de minerai, avec 1,57 Mt de cuivre, 176,1 tonnes d'or, 108,8 tonnes d'argent et 72 066 tonnes de zinc, ce qui en fait le second plus grand district minier de la Sous-province de l'Abitibi au Québec (Leclerc et al., 2012). Cette fertilité peut s'expliquer en partie par la diversité et la superposition d'événements magmatiques et hydrothermaux de ~2730 à 2690 Ma (Dubé et Guha, 1992; Pilote et al., 1994; Pilote et Guha, 2006; Côté-Mantha et al., 2012; Mercier-Langevin et al., 2014; Leclerc et al., 2017). La région a connu deux principaux cycles volcaniques au cours de son histoire, associés à une activité magmatique importante matérialisée par les intrusions synvolcaniques de la Suite intrusive du Lac Doré, la Suite intrusive de Cummings et du Pluton de Chibougamau. Ces intrusions kilométriques ont joué un rôle indispensable dans la métallogénie du camp en tant que source de chaleur, source des fluides et encaissants des minéralisations filoniennes (Duquette, 1970; McMillan, 1972; Daigneault et Allard, 1984; Daigneault et al., 1990; Guha et al., 1991a; Morin et Boisvert, 1991; Chown et al., 1992; Tessier et al., 1994; Pilote et al., 1996; Daigneault, 1998; Pilote et Guha, 1998; Magnan et al., 1999; Bédard et al., 2009; Leclerc et al., 2017).

Cette diversité importante de minéralisations a par le passé fait l'objet de nombreuses études et de classifications (Duquette, 1982; Guha et al., 1988; Pilote et Guha, 1998). L'avènement de nouvelles méthodes analytiques au cours des années 1980 à 2000 avec le développement des méthodes de datations, analyses des inclusions fluides, des volatils et éléments traces a largement

contribué à la réinterprétation des modèles génétiques; c'est notamment le cas des minéralisations Cu-Au filoniens de « type Chibougamau », localisées dans des zones de cisaillements appelés « *Mine Shears* » affectant les roches de la Suite intrusive du lac Doré. Pilote et al. (1996) dresse une revue des modèles historiques ayant été proposés pour expliquer la formation de ces filons. Cette appellation a longtemps fait penser que ces minéralisations étaient associées aux cisaillements tardifs, jusqu'à leur réinterprétation grâce aux travaux de Pilote et al. (1994), Robert et al. (1994) Sinclair et al. (1994), Pilote et al. (1996) et Magnan et al. (1999). Il est désormais accepté que ces minéralisations représentent un type de porphyre à Cu-Au et Cu-Mo d'âge Archéen formé pendant la période synvolcanique (Groves et al., 2003; Pilote et Guha, 2006; Leclerc et al., 2017). Le camp de Chibougamau-Chapais présente un total de cinq grands types de minéralisations, que l'on peut classer depuis les stades d'extensions précoces vers la période syntectonique (Pilote et Guha, 1998; Leclerc et al., 2012; Leclerc et al., 2017) :

- 1) Des gîtes magmatiques de Fe-Ti-V associés à la mise en place d'intrusions mafiques à ultramafiques stratiformes tels que la Suite Intrusive du Lac Doré,
- 2) Des gisements de sulfures massifs volcanogènes associés aux stades felsiques des deux cycles volcaniques du Groupe de Roy et à l'activité magmatique synvolcanique,
- 3) Des minéralisations épithermales polymétalliques à Au-Ag-Cu-Zn formées lors du développement et de l'émergence d'un arc volcano-plutonique centré sur le Pluton de Chibougamau,
- 4) Des gisements de Cu-Au ± Mo porphyriques et filons Cu-Au, associés à l'activité magmatique du Pluton de Chibougamau et remobilisés dans des zones de cisaillement NO-SE et E-O,
- 5) Des filons à Au et Au-Cu de type orogénique développés dans des zones de cisaillement E-O pendant la compression nord – sud.

Une dernière catégorie, le « type Opémiska » décrit par plusieurs auteurs (Guha et al., 1988; Pilote et Guha, 1998) désigne les minéralisations de Cu des mines Springer, Perry et Robitaille de Chapais. Le « type Opémiska » ne semble pas entrer dans aucun des cinq grands types, et son origine est toujours source de débat.

1.2.2 Problématique spécifique : les minéralisations de « type Opémiska »

Le « type Opémiska » correspond à une minéralisation de cuivre filonien spécifique au camp minier de Chapais. Tout comme le camp de Chibougamau, le camp minier de Chapais est connu pour avoir été principalement un producteur de cuivre, avec un total de 24 Mt à 2,24 % Cu et 1,128 g/t Au, produites entre 1954 et 1991 par Corporation Falconbridge Copper puis Minnova Inc, division Opémiska (Morin, 1994; Lacroix, 1998). Cette production regroupait :

- Les veines Cu-Au de « type Opémiska », qui désigne les veines de quartz-sulfures des mines Springer, Perry et Robitaille.
- Les veines Au-Cu orogéniques de la mine Cooke.
- La minéralisation de sulfures massifs volcanogènes de la zone 8-5 à la mine Cooke.

Bien qu'il existe de nombreux travaux mentionnant les minéralisations Cu-Au de « type Opémiska », celles-ci restent mal comprises. À la différence du Camp de Chibougamau qui a été étudié au cours de multiples travaux et a suscité un regain d'intérêt depuis les années 2000 (Bédard et al., 2009; Côté-Mantha, 2009; Leclerc et Houle, 2010; Leclerc, 2011; Leclerc et al., 2011; Leclerc et al., 2012; Leclerc et al., 2017; Mathieu, 2019; Mathieu et Racicot, 2019; Madon et al., 2020; Mathieu et al., 2020), la métallogénie du Camp de Chapais a principalement été documentée par des travaux antérieurs aux années 1995 (McMillan, 1972; Bélanger, 1979; Salmon, 1982; Watkins et Riverin, 1982; Bélanger et al., 1984; Salmon et al., 1984; Guha et al., 1988; Dubé et Guha, 1989; Dubé, 1990; Guha et al., 1991b; Morin et Boisvert, 1991; Dubé et Guha, 1992; Dubé et Guha, 1993). Le secteur a continué d'être exploré durant les années 2000 et de susciter un intérêt notamment pour le potentiel économique des anciennes mines (Larouche, 2008, 2009; Salmon et De l'Étoile, 2013; Larouche, 2014; Salmon et De l'Étoile, 2014; Gaucher et Smith, 2016; Larouche, 2017, 2019). Néanmoins, les derniers travaux universitaires en date dans le secteur de Chapais et la partie sud de l'anticlinal de Chibougamau se sont principalement intéressés au potentiel SMV et à la géologie régionale (Leclerc et al., 2010; Leclerc et al., 2011; Leclerc et al., 2012; Clairet, 2017; Leclerc et al., 2017).

Les minéralisations « type Opémiska » de Chapais sont particulièrement intéressantes pour plusieurs raisons :

- 1) Elles présentent une richesse importante en Cu avec une production à elles seules de 475 000 tonnes de Cu, ce qui équivaut à plus de la moitié de la production totale du camp minier de Chibougamau (~737 000 tonnes Cu ; Lacroix, 1998).
- 2) Elles semblent présenter plusieurs caractéristiques structurales des gisements formés pendant la période syntectonique (Salmon et al., 1984; Leclerc et al., 2012). Mais leur bagage métallique (Cu, Au, Ag, ± Mo, W, Zn, Pb, U) et la paragenèse minérale (chalcopyrite, pyrite, magnétite, ± scheelite, molybdénite, sphalérite, galène, millérite, linnéite, pitchblende) sont très anormales en comparaison avec les systèmes d'or orogénique à veine de quartz-carbonate (Groves et al., 1998; Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2005).
- 3) L'altération hydrothermale autour de ces veines semble très limitée voire absente. Elle n'a été décrite que par peu d'auteurs (McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982), ou observée que localement par d'autres (Salmon et al., 1984), ou n'est aucunement mentionnée dans les travaux plus récents (Leclerc et al., 2010; Leclerc et al., 2012).
- 4) Ces minéralisations sont encaissées dans un des filons-couches de la Suite intrusive de Cummings, qui représentent un métallotecte d'importance dans le camp de Chibougamau.
- 5) Plusieurs modèles de formations ont déjà été proposés, mais aucun ne semble satisfaisant et il reste difficile de les relier aux événements géodynamiques qui ont participé à l'évolution du Camp de Chibougamau.

L'illustration des incertitudes sur le modèle de formation des minéralisations de « type Opémiska » s'exprime par le nombre d'hypothèses proposées.

- Derry et Folinsbee (1957) sont les premiers à proposer un modèle avec un lessivage des métaux du filon-couche encaissant les veines et une remobilisation de sulfures magmatiques primaires dans les fractures. Cette hypothèse est remise en doute par McMillan (1972) qui a démontré que les sulfures ont été introduits par des fluides hydrothermaux. Les zones non fracturées et non

cisaillées étant stériles, seules les zones situées à proximité des veines montrent un enrichissement en métaux.

- McMillan (1972) a proposé un modèle de minéralisation filonienne volcanogène, correspondant à une manifestation en profondeur du volcanisme et des lentilles de Cu-Zn de la Formation de Blondeau. Cette hypothèse est cohérente avec l'observation des cortèges métalliques, mais elle est mise en doute par Watkins et Riverin (1982), car elle n'expliquerait pas selon eux le développement préférentiel des veines au sein d'un nez de pli.
- Plusieurs auteurs ont également suggéré une contribution de fluides magmatiques – hydrothermaux durant la période synvolcanique (McMillan, 1972; Pilote et al., 1996; Pilote et Guha, 1998). Pilote et al. (1996) mettent l'accent sur les similitudes entre ces minéralisations et celles de type porphyre du Camp du lac Doré.
- L'hypothèse d'une minéralisation épigénétique en relation avec l'extraction de fluides hydrothermaux lors de la cristallisation du Pluton d'Opémisca (2796 ± 2 Ma; Frarey et Krogh, 1986) a été proposée à plusieurs reprises par Walker (1966) et Duquette (1970).
- Watkins et Riverin (1982) ont proposés un lessivage massif des métaux de la Formation de Blondeau par un fluide généré lors de la mise en place des plutons environnants. La remobilisation aurait eu lieu après le renversement de la stratigraphie, et les métaux auraient précipités dans le réseau de fractures développées lors du plissement et du cisaillement du Filon-couche de Ventures.
- Salmon et al. (1984), Guha et al. (1988) et Leclerc et al. (2012) suggèrent une mise en place épigénétique des veines au sein de fractures et cisaillements développés dans le gabbro sous l'effet du plissement du filon-couche par les contraintes tectoniques et la faille Gwillim. Cette hypothèse s'appuie essentiellement sur la géométrie actuelle des réseaux de fractures et de la ressemblance des paragenèses entre la veine N°7 de la mine Springer et des veines de la mine Cooke.

1.2.3 Objectifs de l'étude

On se rend compte que malgré les travaux détaillés réalisés durant la période d'exploitation des mines, il manque plusieurs informations clefs permettant de confirmer ou d'infirmer les hypothèses et de relier les minéralisations de « type Opémiska » avec un modèle métallogénique. Une liste de questions a été produite, sous forme d'objectifs concrets et de thématiques utiles d'aborder pour améliorer nos connaissances sur ce type de minéralisations :

- **Quels sont les facteurs de contrôles de la minéralisation ?**

Au travers de cette question, on souhaite mieux caractériser l'environnement géologique du camp minier de Chapais, ce qui revient à valider les contacts entre les différents corps géologiques (Formation de Blondeau, Filon-couche de Ventures, Filon-couche de Bourbeau, présence de dykes ?), compléter les analyses lithogéochimiques historiques. Cela consiste aussi à se pencher sur le contrôle structural des minéralisations et donc de définir le réseau de veines et fractures.

- **Quelle est la nature du ou des fluides minéralisateurs ?**

Bien qu'on dispose d'un grand nombre de descriptions des paragénèses, il n'est pas encore clair si toutes les veines proviennent d'une même génération ou s'il y a eu une superposition d'événements. On devra donc redéfinir méthodiquement les paragénèses de chacune des veines qu'il sera possible d'observer, puis d'étudier sa signature en éléments. Les innovations technologiques et l'avènement de nouvelles analyses *in situ* nous permettront de compléter ces résultats par des analyses des pyrites et de la magnétite, qu'il sera ensuite possible de comparer avec les données de la littérature.

- **Reconnaît-on une altération hydrothermale et quelles sont ses caractéristiques ?**

Cette thématique revient à se poser la question sur la présence et la nature d'une altération, décrite par McMillan (1972) et Watkins et Riverin (1982), mais remise en doute, voire ignorée par les travaux plus récents (Leclerc et al., 2012; Gaucher et Smith, 2016). C'est une question d'importance cruciale puisqu'elle revient à se questionner sur la chimie des fluides et des interactions fluides/roches. Enfin, de nombreux travaux (Barrett et MacLean, 1994a; Barrett et MacLean, 1994b;

Thompson et Thompson, 1996; Sillitoe, 1997; Franklin et al., 2005; Sillitoe, 2010; Trépanier, 2011, 2013; Trépanier et al., 2016; Mathieu, 2018) ont démontré que la nature de l'altération (minéralogie/géochimie) pourrait être potentiellement directement associée avec un modèle métallogénique spécifique.

- **Comment s'intègrent les minéralisations de « type Opémiska » dans la chronologie et le modèle métallogénique régional ?**

Cette question prend son sens dans la reconnaissance de paragenèses d'apparences similaires, entre les veines de Springer et Cooke, et l'hypothèse que ces minéralisations seraient issues d'un même événement hydrothermal. Être capable de déterminer la présence ou l'absence d'un lien entre ces minéralisations pourrait aider à mieux comprendre le modèle métallogénique de Chapais. Et dans une étape finale du travail, l'objectif sera d'intégrer l'histoire du camp de Chapais à l'histoire géologique régionale.

1.2.4 Méthodologie

La méthode de travail utilisée reprend les questions et objectifs décrits dans la section 1.2.3 et présente les méthodes employées pour y répondre (tableau 1-2). Seules les grandes lignes de la méthodologie sont présentées en guise d'introduction, elles seront présentées en détail dans les chapitres appropriés.

La campagne de terrain s'est étendue sur 4 mois, depuis le 4 juin au 3 octobre 2019, elle fut réalisée au sein des locaux de SOQUEM à Chibougamau, et dans le secteur des mines du camp de Chapais. Elle fut mise à profit pour compiler les données cartographiques connues du secteur des mines d'Opémiska, la recherche et la cartographie d'affleurements clefs, la description de carottes de forages historiques et le prélèvement d'échantillons. Les travaux de terrain ont été focalisés sur la description des lithologies et des structures contrôlant la minéralisation. L'ancienne mine Springer, offrant de multiples affleurements et de nouveaux décapages, a été favorisée dans cette première étape. Les observations de surface ont ensuite été complétées par l'étude de forages. Les mines de Perry, Cooke, et de l'indice Chibougamau Copper n'offrant aucune exposition, leur étude reposa

essentiellement sur la description des carottes de forages récents; les forages réalisés pendant l'exploitation des mines et antérieurs à 2008 n'étant malheureusement plus accessibles.

Un total de 127 échantillons pour analyses lithogéochimiques de roches totales ont été prélevés et envoyés au laboratoire commercial AGAT (Mississauga, Ontario), 84 lames minces polies ont été produites par le laboratoire Vancouver Petrographics LTD (Vancouver, Colombie-Britannique). Les analyses en laboratoires réalisées à l'UQAC et les traitements de données se sont déroulées sur 9 sessions académiques d'hiver 2020 à 2022 et ont compris : 1) le traitement des analyses lithogéochimiques roches totales, 2) l'étude pétrologique des lames minces, 3) la caractérisation de la signature des pyrites (300 grains) et de la magnétite (130 grains) par analyse LA-ICP-MS qui a été effectuée au laboratoire LabMaTer à l'UQAC. La localisation de l'ensemble des stations GPS, la localisation des forages étudiés, des cartographies et des échantillons sont présentée aux Annexes A, B, C et D.

Tableau 1-2: Synthèse des objectifs et méthodologies.

Objectifs	Méthodologie	Matériel et lieu
Identification des facteurs de contrôles	Validation des contacts lithologiques et du tracé des veines Réalisation d'une nouvelle carte géologique au 1/50 000. Sélection des secteurs et des forages représentatifs.	Compilation des données bibliographiques et cartographiques et historiques Logiciel de SIG ArcGis Cartographie de terrain
	Définir l'organisation du système filonien Cartographie de détails des affleurements au 1/100 Estimation de la densité du réseau de fractures Traitement des données par famille de veines	Boussole, GPS Trimble R2 (fourni par SOQUEM) Traitements matriciels et vectoriels (ArcGis) Traitement stéréographique (OpenStéréo)
	Caractérisation pétrologique et lithogéochimique Prélèvement en forages et en surface d'échantillons « non altérés » des lithologies encaissantes Étude de l'affinité magmatique Étude pétrologique et lithogéochimique de l'encaissant	Campagne de terrain, carothèques de SOQUEM, Forages Chibougamau, PowerOre. Logiciel Lithomodelleur (CONSOREM, UQAC) Microscope optique polarisé (UQAC)
Définir la signature métallique des veines	Analyses géochimiques des échantillons minéralisés Études de la signature élémentaire des veines	Analyses effectuées par le laboratoire AGAT Traitement des données sur logiciel SIG (ArcGis)
	Étude pétrographique des lames minces Sélection et préparation des lames minces Identification des paragenèses Description des textures	Laboratoire (UQAC) Microscopie optique transmise et réfléchie (UQAC)
	Analyses d'éléments traces sur pyrite et magnétite	LA-ICP-MS (LabMaTer, UQAC)
Caractérisation de l'altération hydrothermale	Échantillonnage en forages et en surface de lithologies altérées et « non altérées »	Campagne de terrain, carothèques de SOQUEM, Forages Chibougamau, PowerOre.
	Identification pétrologique des minéraux d'altération	Microscope optique polarisé (UQAC)
	Traitement de l'altération par méthode des bilans de masse avec précurseurs choisis	Logiciel Lithomodelleur (CONSOREM, UQAC)
Proposer un modèle métallogénique	Synthèse et compilation des données obtenues	ArcGis (UQAC)

1.3 CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE

1.3.1 Géologie de Chibougamau

La géologie de la région Chibougamau se compose d'unités volcanosédimentaires mafiques à felsiques, de filons-couches ultramafiques à mafiques et d'intrusions plutoniques synvolcaniques à syntectoniques (figure 1-2). Elle représente un des centres volcaniques majeurs de la Zone Volcanique Nord (ZVN), développé au cours de deux phases principales avec : 1) un premier cycle (Cycle 1 ; ~2730 et ~2723 Ma) qui correspond à la construction d'une plaine basaltique sous-marine dans un contexte d'arc diffus (Daigneault, 1998). Ce cycle est l'hôte de la Suite intrusive du Lac Doré, une intrusion synvolcanique stratiforme interprétée comme étant la chambre magmatique ayant nourri le volcanisme mafique de ce cycle (Daigneault et al., 1990; Chown et al., 1992; Daigneault, 1998; Côté-Mantha, 2009; Ahmadou, 2019); 2) Un second cycle volcanique (Cycle 2; ~2720 et ~2712 Ma) qui correspond à l'édification et l'émergence d'un arc volcanique dont le cœur est occupé par des plutons synvolcaniques (Mueller et al., 1989; Chown et al., 1992; Daigneault, 1998). Cet empilement volcanique a par la suite été érodé, résultant en la formation de bassins sédimentaires, déformé et métamorphisé au faciès des schistes verts.

1.3.1.1 Stratigraphie

L'empilement stratigraphique de la région de Chibougamau a été révisé au cours des travaux de Leclerc et al. (2011), Leclerc et al. (2012) et Leclerc et al. (2017). Il se divise en trois ensembles principaux comprenant depuis la base vers le sommet : 1) la Formation de Chrissie, 2) le Groupe de Roy et 3) le Groupe d'Opémisca (figure 1-3).

La Formation de Chrissie (2791,4 ± 3,7/-2,8Ma; David et al., 2011) forme la base de la stratigraphie. Elle se compose d'un membre inférieur tholéiitique constitué de basalte et basalte andésitique, puis d'un membre supérieur calco-alkalin formé de rhyolites, d'exhalites et de roches volcanoclastiques intermédiaires à felsiques (Leclerc et al., 2017).

Le Groupe de Roy regroupe un ensemble de formations volcaniques divisé en deux cycles principaux. Les roches du premier cycle (Cycle 1) constituent la majeure partie des formations volcaniques au sud du camp minier de Chapais (figure 1-2 et figure 1-3). La Formation d'Obatogamau

constitue la base du premier cycle. Elle est caractérisée par des basaltes à phénocristaux de feldspaths et des filons-couches de gabbro d'affinité tholéitique (Leclerc et al., 2011). Elle est surmontée par la Formation de Waconichi, datée à 2730-2726 Ma (Mortensen, 1993; Leclerc et al., 2011), dominée par des roches volcaniques et pyroclastiques felsiques calco-alkalines et qui clôturé le premier cycle (Leclerc et al., 2011; Leclerc et al., 2017).

Le second cycle volcanique (Cycle 2) est constitué des formations de Bruneau ($2724 \pm 1,2$ Ma; Davis et al., 2014), de Blondeau (2721 ± 3 Ma; Leclerc et al., 2012) et de la Suite intrusive du Cummings (2717 ± 1 Ma; Mortensen, 1993) et contient la majorité des unités volcaniques de la région de Chibougamau (figure 1-2). Ces formations et intrusions sont reconnues pour contenir plusieurs types de minéralisations (SMV, or orogéniques, Cu-Au filoniens). Le second cycle se termine avec la Formation de Bordeleau dans le synclinal de Waconichi (Moisan, 1992) et son équivalent, la Formation de Daubrée dans le secteur de Chapais (Simoneau, 1986; Daigneault et Allard, 1990; Morin, 1994).

Le Groupe d'Opémisca repose en discordance sur les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Roy. Il est composé principalement de roches sédimentaires localisées dans le cœur des synclinaux de Chibougamau et de Chapais (figure 1-2 et figure 1-3). La base du groupe est représentée par la Formation de Stella, qui est dominée par des conglomérats polygéniques, de subarkoses et d'argilites. Elle est surmontée par la Formation d'Haüy composée également de conglomérats polygéniques, arkoses et argilites, mais qui se distingue par des intercalations de lentilles d'andésites porphyriques (Rive et al., 1984; Piché, 1985; Mueller et al., 1989; Chown et al., 1992; Leclerc et al., 2010; Leclerc et al., 2011; Leclerc et al., 2017).

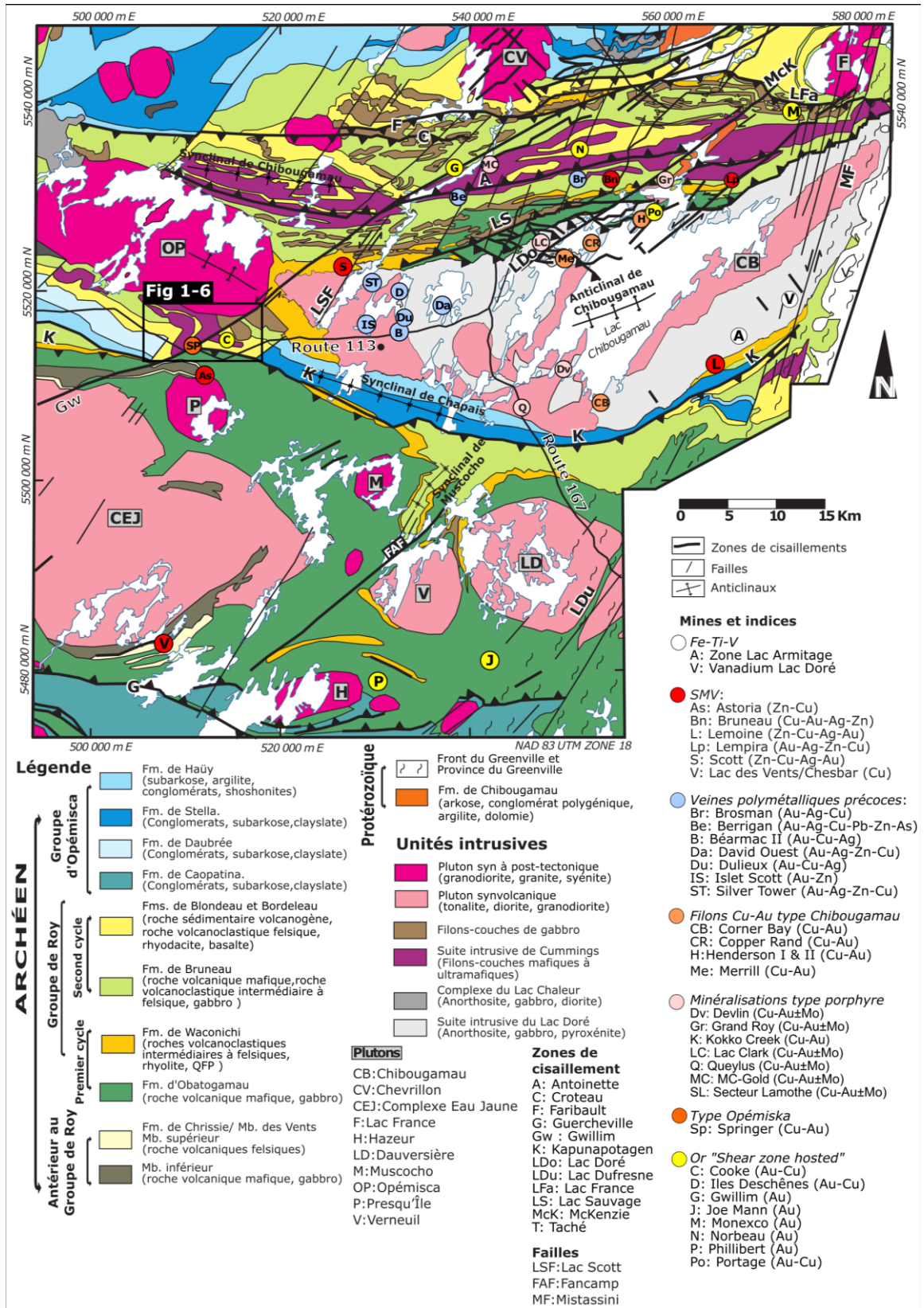


Figure 1-2 : Carte géologique simplifiée de la région de Chibougamau (tirée de Leclerc et al., 2012 et modifiée d'après Pilote et Guha, 1998; Leclerc et al., 2017)

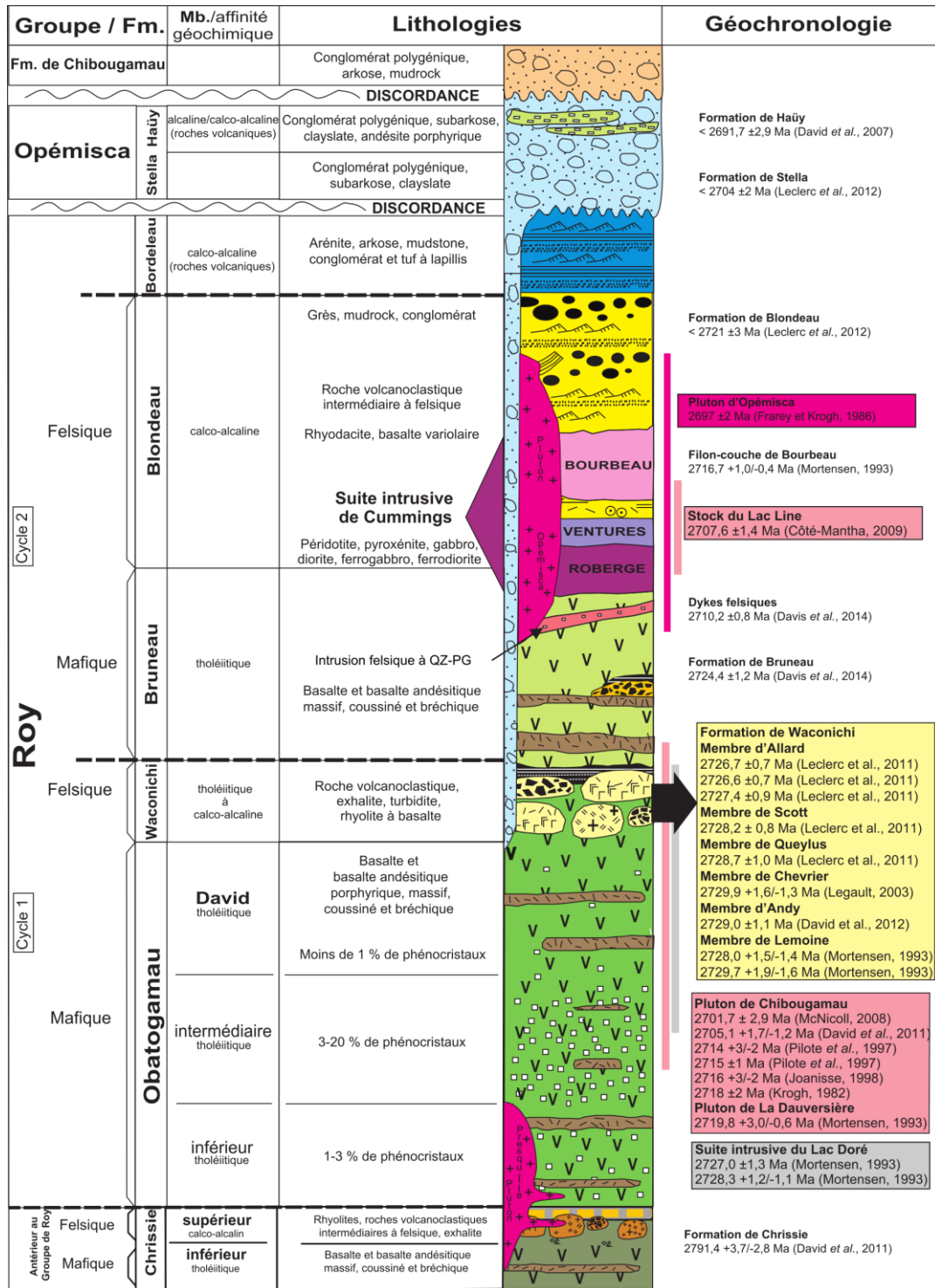


Figure 1-3 : Stratigraphie de la région de Chibougamau-Chapais (modifiée de Leclerc et al. 2010 et Leclerc et al. 2017). L'affinité géochimique est donnée pour le faciès dominant. L'emplacement relatif de la Suite intrusive du Lac Doré est indiqué par un trait gris, celui des plutons synvolcanique par un trait rose clair, les plutons syntectoniques par un trait rose foncé. Le code couleur suit celui de la figure 1-2.

1.3.1.2 Contexte structural

Les diverses unités lithologiques de la région de Chibougamau ont été affectées par plusieurs épisodes de déformation numérotés D1 à D4. Les caractéristiques de ces événements sont détaillées par Chown et al. (1992), Chown et al. (1998), Daigneault et al. (1990) et Daigneault et al. (2004). L'événement de déformation D1 est le plus ancien, il a produit des plis locaux, sans schistosité d'axe N-S, contrôlés par des facteurs paléogéographiques (Dimroth et al., 1986; Chown et al., 1998). L'événement D2 est le plus important, il correspond à l'épisode de raccourcissement horizontal lors de la phase de compression N-S pendant l'orogénèse kénoréenne (Daigneault et al., 1990; Daigneault, 1998; Daigneault et al., 2004). Cet épisode a produit dans un premier temps un ensemble de grands plis régionaux d'axe est – ouest, les cœurs des plis anticlinaux étant occupés par des plutons synvolcaniques à syntectoniques, tandis que les cœurs des synclinaux renferment des bassins sédimentaires plus jeunes (Chown et al., 1992; Chown et al., 1998; Daigneault, 1998). Les unités et les axes de plis ont par la suite été découpés par un réseau de grandes failles ductiles est – ouest à rejet inverse et déplacement dextre (Daigneault et al., 1990; Chown et al., 1998). L'événement D3 représente la suite de la déformation D2 dans un épisode de transpression dextre. Il s'exprime par un clivage de crénulation NE qui affecte les failles et zones de cisaillement E-O. Il est aussi associé à des failles d'orientation SE à composante dextre. L'événement D4 correspond aux éléments de déformation générés lors de l'orogénèse greenvillienne, qui sont principalement développés à l'extrémité est de la région, au Front du Grenville (Daigneault et al., 1990; Chown et al., 1992; Daigneault, 1998).

1.3.1.3 Suite intrusive de Cummings

1.3.1.3.1 *Filon-couche de Roberge*

Le Filon-couche de Roberge constitue la base de Suite Intrusive de Cummings et est le membre le plus ultramafique. D'une épaisseur de ~500 m, il est injecté aux environs du contact de la Formation de Bruneau et de la base de la Formation de Blondeau (Poitras, 1984; Bédard et al., 2009; Leclerc, 2011). Il se compose, de la base au sommet, de quatre unités : 1) une bordure de trempe de gabbro au contact de l'encaissant, 2) une pyroxénite, 3) une zone d'alternance de dunite, wherlite et pyroxénite, et 4) une partie sommitale composée de dunite et de péridotite serpentinisée de couleur noirâtre (Poitras, 1984). Il n'est pas clairement identifié dans le camp de Chapais, mais McMillan (1972) suggère que le Filon-couche de Roberge pourrait constituer la base du Filon-couche de Ventures dans le secteur des mines Opémiska, en raison de son épaisseur apparente de près de 1000 mètres. Les conclusions de Poitras (1984) se rapprochent d'un modèle où les trois filons-couches seraient co-magmatiques, provenant d'une même chambre magmatique correspondant au Filon-couche de Roberge. Toutefois les travaux de Bédard et al. (2009) suggèrent qu'il proviendrait d'un événement magmatique différent et qu'il pourrait être la source possible du volcanisme calco-alcalin du 2^{ème} Cycle du Groupe de Roy. Enfin, le Filon-couche de Roberge est connu pour être l'hôte des minéralisations épithermales de l'indice Berrigan et de plusieurs autres indices d'or et de cuivre au nord du synclinal de Chibougamau (Pilote, 1986; Guha et al., 1988; Pilote et Guha, 1998).

1.3.1.3.2 *Filon-couche de Ventures*

Le Filon-couche de Ventures est le second membre de la Suite Intrusive de Cummings et montre une épaisseur de 250 à 1000 m. Il présente une composition ultramafique à intermédiaire et est d'affinité tholéiitique. Il se serait différencié par un processus de cristallisation fractionnée à partir d'un magma basaltique (McMillan, 1972; Poitras, 1984; Bédard et al., 2009; Leclerc, 2011). Il comprend une base ultramafique composée de pyroxénite, webstérite et péridotite serpentinisée qui peut être subdivisée en trois unités appelées « pyroxénite verte inférieure » (60 m), « pyroxénite noire » (350 m), et « pyroxénite verte supérieure » (60 m) dans le secteur de Chapais. Ces unités correspondent à des cumulats avec des horizons riches en olivine, clinopyroxènes ouralitisés, et

proportions variable de chromite, ilménite et magnétite magmatique, résultant d'influx périodiques de matériel mafique (McMillan, 1972; Poitras, 1984; Bédard et al., 2009; Leclerc, 2011). Elle est surmontée d'unités plus différenciées de composition mafique à intermédiaire dénommée gabbro lité et gabbro Ventures (McMillan, 1972; Poitras, 1984; Bédard et al., 2009). Le gabbro lité a une épaisseur d'environ 150 m, il est caractérisé par une base riche en pyroxènes et contenant 30 – 40 % de magnétite ainsi qu'un litage marqué par la succession de lits à base mafique riche en magnétites, pyroxènes et sommets riches en plagioclases (McMillan, 1972; Poitras, 1984).

Le gabbro de Ventures a une composition similaire au gabbro lité mais contient en plus 5 % de quartz bleuté ainsi que de l'apatite. Il présente une texture ophitique à subophitique caractérisée par des lattes centimétriques de plagioclases groupés radialement autour des pyroxènes et évolue localement vers un granophyre (McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982; Poitras, 1984). Il est notamment l'hôte des minéralisations Cu-Au filoniennes de « type Opémiska » à Chapais (Winter, 1967; Brown, 1970; Lavoie, 1972; McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982; Salmon et al., 1984).

1.3.1.3.3 Filon-couche de Bourbeau

Le Filon-couche du Bourbeau est le membre le plus évolué de la Suite intrusive de Cummings. De composition mafique à intermédiaire, il se situe stratigraphiquement plus haut dans la Formation de Blondeau. Dans le camp de Chapais, il est séparé du Filon-couche de Ventures par environ 550 m de rhyolites, de rhyodacites, des unités volcanoclastiques felsiques et des basaltes-andésites de la Formation de Blondeau (Bélanger et al., 1984; Salmon et al., 1984; Morin, 1994). Le filon-couche se présente en quatre unités distinctes : 1) une mince base de péridotite-pyroxénite de 20 à 30 m d'épaisseur, massive et magnétique, 2) 150 à 180 m de leucogabbro à texture subophitique, 3) un ferrogabbro à quartz, homogène et localement magnétique, et 4) une ferrodiorite évoluant localement en un granophyre de 90 à 120 m d'épaisseur. Tout comme le Filon-couche de Ventures, le Filon-couche de Bourbeau est d'affinité tholéiitique, plusieurs auteurs suggérant que ceux-ci se sont formés à partir d'une même chambre magmatique (Poitras, 1984; Dubé et Guha, 1989; Dubé, 1990; Bédard et al., 2009). Il est l'encaissant des minéralisations aurifères orogéniques de la mine Norbeau dans le camp de Chibougamau et de la mine Cooke à Chapais (Guha et al.,

1988; Dubé et Guha, 1989; Dubé, 1990; Guha et al., 1991a; Guha et al., 1991b; Morin et Boisvert, 1991; Dubé et Guha, 1992; Dubé et Guha, 1993; Pilote et al., 1996).

1.3.1.4 Pluton de Chibougamau

Le Pluton de Chibougamau est une intrusion multiphasée de type Tonalite -Trondjhemite - Diorite (TTD; Racicot, 1980, 1981; Mathieu et Racicot, 2019), qui s'est mise en place au cœur de la Suite intrusive du Lac Doré. Ce pluton est interprété comme étant la source des minéralisations Cu-Au de type porphyrique du Camp du lac Doré d'après la reconnaissance de dykes inter-minéraux de compositions identiques aux phases principales (Pilote et al., 1996; Pilote et Guha, 1998). La chronologie de mise en place des différentes unités et des dykes du Pluton de Chibougamau a été synthétisée par Racicot (1980, 1981), Gobeil et Racicot (1984) et Leclerc et al. (2017) comme suit : la première phase correspond à la mise en place d'une diorite à hornblende quartzifère et de dykes verts, mafiques à intermédiaire.

La datation U-Pb sur zircon de la diorite a révélé un âge de 2718 ± 2 Ma (Krogh, 1982) et $2716 \pm 3/-2$ (Pilote et al., 1997). La seconde phase correspond à la tonalite à biotite qui occupe la partie centrale du Pluton de Chibougamau. Son âge est interprété d'après celui de dykes de composition identiques datés à $2715,2 \pm 0,7$ Ma (Pilote et al., 1997). Cette unité est l'hôte de plusieurs minéralisations de type porphyrique, notamment de la brèche de Queylus. La troisième phase correspond à l'injection des unités de leucotonalite dans le secteur de la mine Merrill et du lac Clark (2714 ± 2 Ma; Pilote et al., 1996).

Une autre phase encore plus tardive, aux liens à préciser, correspond à une trondhjémite à biotite et une trondhjémite porphyrique datée à $2701,7 \pm 2,9$ Ma dans le secteur de la baie de Queylus (McNicoll et al., 2008).

1.3.2 Métallogénie du Camp de Chibougamau

Les minéralisations du Camp de Chibougamau peuvent être regroupées selon cinq catégories associées à un stade d'évolution de l'environnement géologique régional (figure 1-4; Pilote et al., 1996; Pilote et Guha, 1998; Leclerc et al., 2012; Leclerc et al., 2017) :

- Des gisements de Fe-Ti-V magmatiques localisés dans l'unité litée de la Suite intrusive du Lac Doré (figure 1-2; Guha et al., 1991a; Pilote et Guha, 1998; Leclerc et al., 2017; Arguin et al., 2018)
- Des gisements de sulfures massifs volcanogènes représentés par la mine Lemoine, les indices Selco-Scott, Indian Lake, Saw Mill, Lac des Vents et la zone 8-5 de la mine Cooke (Bouchard, 1986; Leclerc et al., 2012; Mercier-Langevin et al., 2014; Clairet, 2017; Leclerc et al., 2017),
- Des filons à Cu-Au représentés par les mines de Copper Rand, Portage, Henderson I et II, (Pilote et al., 1996; Pilote et Guha, 1998; Magnan et al., 1999; Mathieu, 2019) et des gisements Cu-Au±Mo porphyriques associés aux fluides issus du Pluton de Chibougamau ou d'intrusions satellites. Les mines Grandroy, Kokko Creek et les indices Lac Clark, MOP II (renommé MC-Gold), Devlin et la brèche de Queylus en sont les meilleurs exemples (Pilote et al., 1996; Pilote et Guha, 1998; Lépine, 2009; Mathieu, 2019).
- Des minéralisations épithermales à Au-Ag-Cu-Zn-Pb représentées entre autres par les indices Berrigan, Brosman, Chevrier, Béarmac II, (Pilote, 1986; Pilote et Guha, 1998; Côté-Mantha et al., 2012; Leclerc et al., 2017),
- Des gisements d'or orogénique illustrés par les mines Gwillim, Norbeau, Cooke, Joe Mann et le gîte McKenzie à la mine Portage (Dion et Guha, 1988; Guha et al., 1991a; Guha et al., 1991b; Dubé et Guha, 1992; Dubé et Guha, 1993; Tessier et al., 1994; Dion et Maltais, 1998).

Dans cette section, nous ferons une revue en détail des minéralisations hydrothermales à Cu et Au du Camp de Chibougamau afin de mettre en évidence leurs caractéristiques (tableau 1-4).

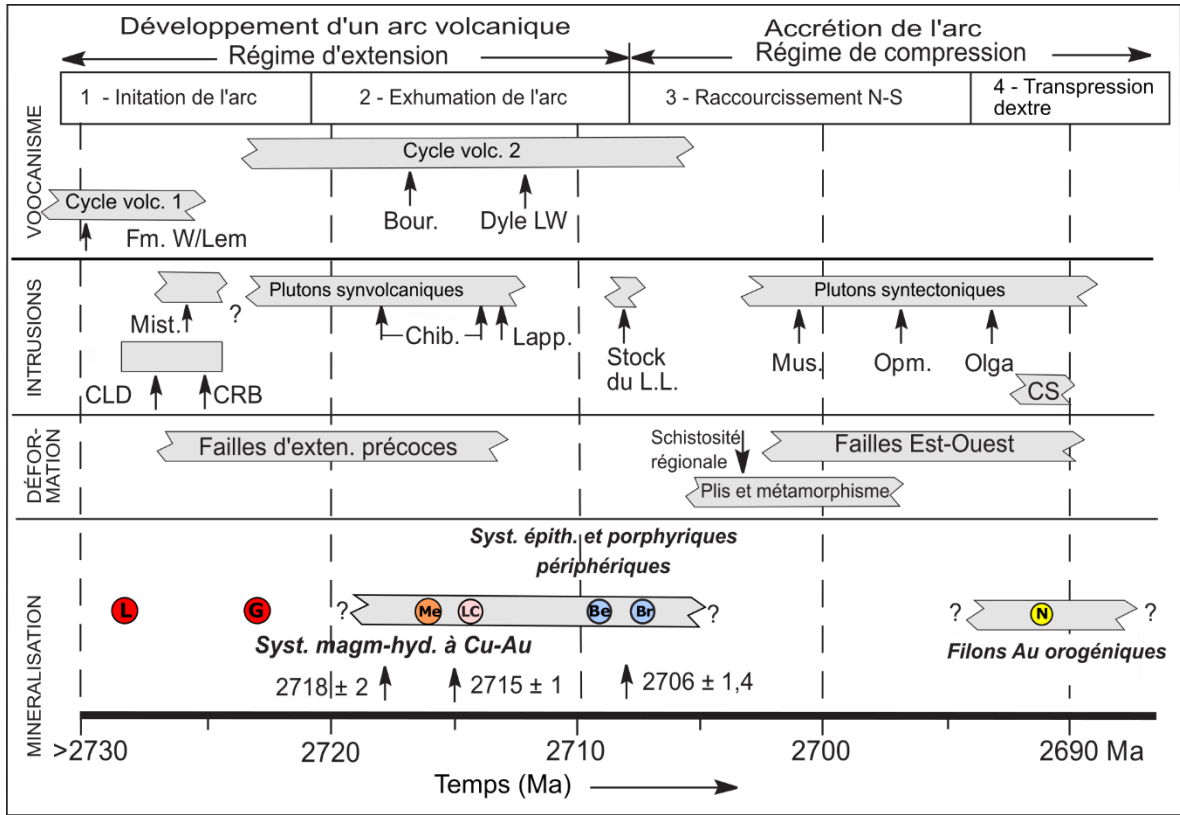


Figure 1-4 : Modèle schématique de l'évolution géologique régionale situant les cycles volcaniques, les intrusions et plutons majeurs, les types de minéralisations et des exemples de gîtes cités dans le texte. Tirée et modifiée de Côté-Mantha et al. (2012) et Pilote et Guha (2006). Les âges compilés proviennent de Chown et al. (1992), Dion et al. (1995), Mortensen (1993), Joannis (1998), Daigneault et al. (2004), David et al. (2006) et Côté-Mantha et al. (2012) Abréviations: Fm. W/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, Stock du L.L = Stock du lac Line, 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.

1.3.2.1 Minéralisations de sulfures massifs volcanogènes

Les gîtes de sulfures massifs volcanogènes de la région de Chibougamau sont principalement retrouvés dans les unités supérieures du 1^{er} et 2^{ème} Cycle du Groupe de Roy, à l'interface entre des roches volcaniques mafiques tholéitiques et des roches volcanoclastiques transitionnelle à calco-alcalines (figure 1-2; Leclerc et al., 2011; Leclerc et al., 2012; Mercier-Langevin et al., 2014; Leclerc et al., 2017). La mine Lemoine constitue l'exemple le plus important des minéralisations de SMV du 1^{er} Cycle, localisée dans la Formation de Waconichi avec 758 070 t à 4,20 % Cu, 4,56 g/t Au, 82,26 g/t Ag et 9,42 % Zn (figure 1-4; Rive et al., 1984). La lentille de sulfure est principalement constituée de pyrite, sphalérite, chalcopyrite et pyrrhotite (Lafrance et al., 2006). Une des particularités du gisement est sa richesse en or (> 10 g/t). Les hautes valeurs de Cu (> 10 %) et de Zn (15 %) présentent une distribution similaire avec les hautes valeurs d'or. La minéralisation est particulièrement enrichie en Bi ± Co-Cd-In-Sn-Hg, suggérant une contribution magmatique (Mercier-Langevin et al., 2014). Sept assemblages d'altération ont été définis à partir de l'abondance relative de séricite, chlorite, quartz, carbonates, chloritoïdes, d'albite et de leur localisation selon la minéralisation. Cette altération s'exprime globalement par des pertes de SiO₂, CaO, Na₂O et des gains de FeO, MgO, K₂O et CO₂ (Mercier-Langevin et al., 2014).

Dans le 2^{ème} Cycle volcanique du Groupe de Roy, les minéralisations de type SMV reconnues sont de dimensions plus modestes (Lafrance et al., 2006; Mercier-Langevin et al., 2014). Cette différence de fertilité semble s'expliquer par un environnement moins favorable, causé par l'exhumation de l'arc volcanique et/ou par un manque de préservation de ce type de gisement (Guha et al., 1991a; Mueller, 1991; Pilote et Guha, 1998). Les exemples de SMV du 2^{ème} Cycle sont essentiellement représentés par la mine Bruneau (Trudeau, 1981), le secteur de la mine Gwillim (Bouchard, 1986; Guha et al., 1988) dans la Formation de Bruneau et la zone 8-5 à la mine Cooke dans la Formation de Blondeau (figure 1-4; Bélanger, 1979; Bélanger et al., 1984 ; voir section 1.4.3.3.

1.3.2.2 Minéralisation Cu-Au filonien et Cu-Au ± Mo porphyrique

Les minéralisations Cu-Au du camp de Chibougamau, aussi appelées minéralisations « type Chibougamau » et les gîtes à Cu-Au ± Mo font partis d'un même grand système minéralisateur magmatique-hydrothermal d'envergure régional centré sur le Pluton de Chibougamau (Pilote et al., 1994; Sinclair et al., 1994; Pilote et al., 1996; Daigneault, 1998; Kirkham et al., 1998; Pilote et Guha, 1998; Magnan et al., 1999; Pilote et Guha, 2006). Les veines à Cu-Au sont représentées par les mines de l'île Merrill, Copper Rand, Portage, Henderson, Principale, Cedar Bay, Corner Bay (figure 1-2; Pilote et Guha, 2006). Les minéralisations de type porphyrique associées sont représentées par les gîtes du lac Clark, Devlin, Queylus et la mine Grandroy (figure 1-2; Cimon, 1979; Pilote et al., 1994; Pilote et al., 1996; Pilote et Guha, 1998; Pilote et Guha, 2006). Ces deux types de minéralisations présentent des nuances en termes de paragenèse métallique, de texture, d'altération et d'encaissant, mais elles sont toutes deux recoupées par des dykes interminéraux associés aux différentes phases du Pluton de Chibougamau (Pilote et al., 1994; Sinclair et al., 1994; Pilote et al., 1997). Les datations réalisées sur les différentes générations de dykes situent un âge précoce de ce système hydrothermal autour de 2714 – 2716 Ma (figure 1-4; Pilote et al., 1997; Joannis, 1998) pour les veines Cu-Au et antérieur à 2705 Ma pour les phases plus tardives (Pilote et al., 1997; Joannis, 1998; David et al., 2011).

Les veines Cu-Au sont les plus précoces, elles occupent un réseau d'anciennes fractures synvolcaniques générées lors de la mise en place du Pluton de Chibougamau et recoupent la Suite intrusive du Lac Doré, dans un contexte de subsidence possible de caldera (Kirkham et al., 1998; Pilote et Guha, 1998; Magnan et al., 1999). Elles sont principalement encaissées dans l'anorthosite de la Suite intrusive du Lac Doré, leur minéralogie est dominée par la chalcopryrite, la pyrite et la pyrrhotite avec de faibles quantités de sphalérite et de galène. L'or se présente sous forme de grains isolés et associés à la pyrite et la chalcopryrite. L'altération s'exprime par un schiste à quartz-carbonate-séricite-chlorite, un fort enrichissement en potassium, et la présence de chlorite ferrifère à l'éponte des veines. Ces zones d'altérations, caractérisées par la présence de phyllosilicates, ont focalisé la déformation lors de l'orogénèse kénoréenne, favorisant le développement de zones de cisaillements et d'une schistosité (Kirkham et al., 1998; Magnan et al., 1999; Leclerc et al., 2017).

Les minéralisations porphyriques à Cu-Au ± Mo seraient légèrement plus jeunes, et représenteraient une expression plus superficielle du système magmatique-hydrothermale. Elles seraient associées à une seconde phase intrusive au sein du Pluton de Chibougamau (Kirkham et al., 1998). Elles sont retrouvées dans des zones de brèches, de fractures au contact entre les diorites et les intrusions de tonalite-trondhjémite plus tardives du Pluton de Chibougamau. La minéralisation se présente sous forme de sulfures disséminés (pyrite-chalcopryrite, molybdénite accessoire), d'un dense réseau organisé de veinules de plusieurs générations composées de magnétite, pyrite, chalcopryrite, molybdénite et minéraux de gangue (Sinclair et al., 1994; Kirkham et al., 1998; Pilote et Guha, 1998). Ces minéralisations porphyriques s'accompagnent d'altérations propylitique et phyllique bien développées. L'altération propylitique est de grande envergure et s'exprime par des veinules de chlorite-épidote-quartz- carbonate. À proximité des zones minéralisées la biotite, l'albite, la séricite et le microcline font leur apparition et accompagnent les sulfures (pyrite-chalcopryrite). Les minéraux mafiques de la roche hôte sont remplacés par la chlorite, l'épidote et les carbonates (Leclerc et al., 2017). L'altération phyllique s'exprime par une séricitisation, la destruction partielle à totale de la texture originelle et le développement de veinules de séricite-biotite-hématite.

Kirkham et al. (1998) présentent le lien entre les veines Cu-Au et les minéralisations porphyriques observées dans le secteur du Lac Clark et de l'île Merrill. Ils mettent en évidence la zonation des sulfures et des métaux avec un cœur à Cu-Au et Mo, entouré d'une enveloppe de chalcopryrite, puis pyrite-pyrrhotite (figure 1-5). Les travaux de Guha et al. (1979), Guha (1984) et Tremblay (1986) ont également mis en évidence que ces minéralisations de sulfures sont associées à des saumures (fluides de forte salinité) riches en $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-CH}_4$ typiques des systèmes magmatiques hydrothermaux (Robb, 2005). Si l'essentiel des minéralisations Cu-Au ± Mo porphyriques sont centrées sur le Pluton de Chibougamau, d'autres gîtes similaires sont retrouvés à sa périphérie. C'est le cas de la mine Grandroy localisée dans l'intrusion éponyme en bordure du Pluton de Chibougamau (figure 1-2; Kirkham et al., 1998; Pilote et Guha, 1998), du gîte MC-Gold (MOP II ; figure 1-2) encaissé dans une intrusion felsique porphyrique au contact du Filon-couche de Roberge (Lépine, 2009). Enfin, plusieurs minéralisations dans le secteur du Lac Line montrent une contribution de fluides magmatiques-hydrothermaux (Côté-Mantha, 2009).

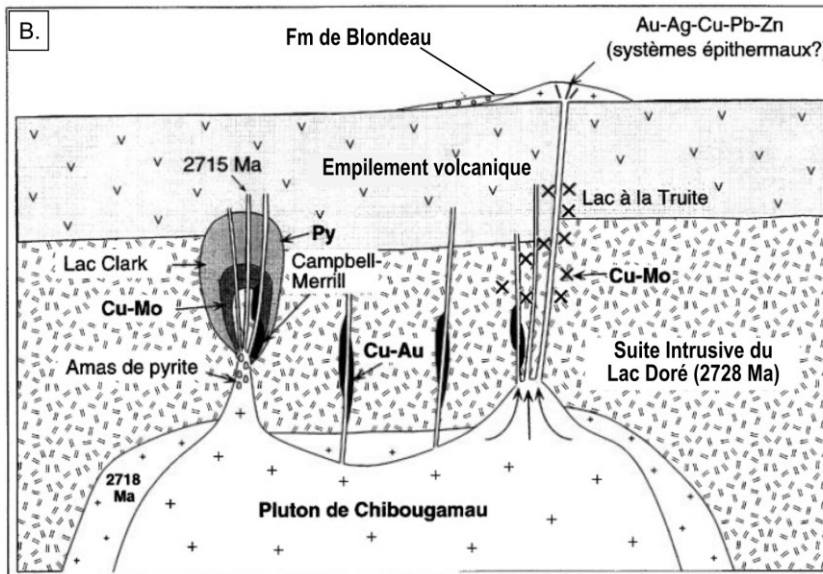
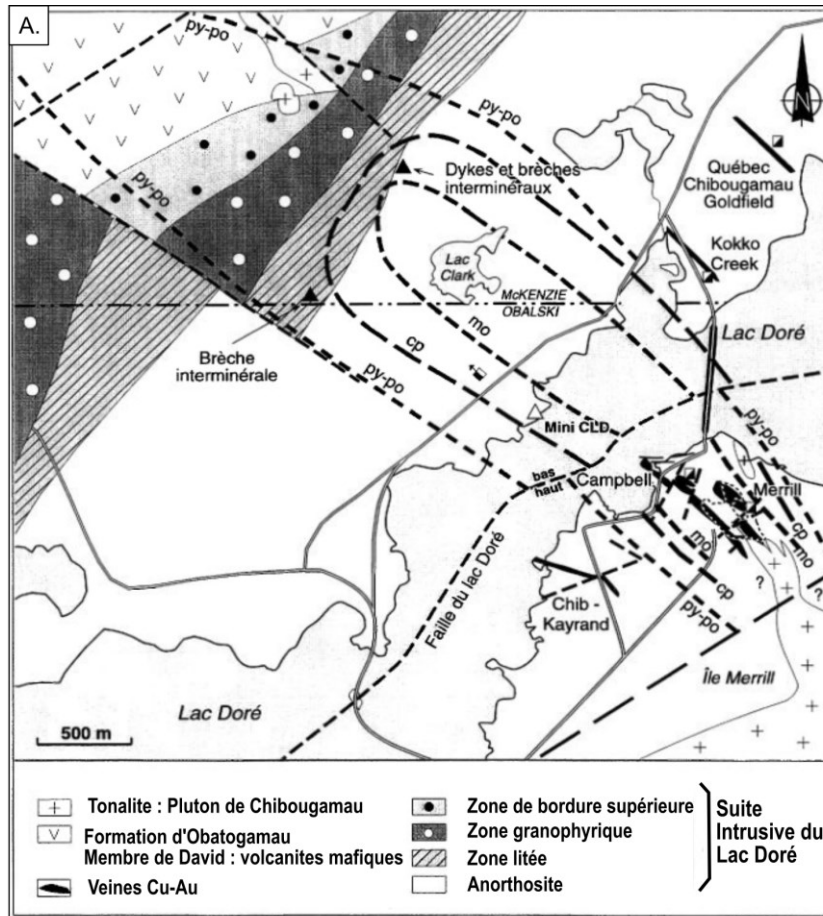


Figure 1-5 : Représentation schématique de la distribution des sulfures et de l'environnement possible de formation des veines Cu-Au précoces et du stockwork porphyrique en Cu-Mo dans le secteur du lac Clark. A.) Distribution schématique des sulfures et zonation des métaux dans le secteur du lac Clark et de l'île Merrill. B.) Représentation schématique de l'environnement de formation des Cu-Au précoces et Cu-Mo porphyrique associées à une phase intrusive dans le Pluton de Chibougamau (modifié de Kirkham et al., 1998).

1.3.2.3 Minéralisations épithermales

Le Camp de Chibougamau compte plusieurs exemples de minéralisations polymétalliques précoces et de systèmes épithermaux reliés aux plutons d'âge synvolcanique (figure 1-4). On retrouve plusieurs indices à Au-Ag ±Cu ±Zn encaissées dans la partie ouest du Pluton de Chibougamau tels que Béarmac II, David Ouest, Dulieux, Islet Scott, Silver Tower (figure 1-2; Leclerc et al., 2012) qui présentent des caractéristiques de minéralisations synvolcaniques. L'indice Béarmac (figure 1-2) présente des veines avec des textures « *vuggy quartz* » et des assemblages minéralogiques à quartz-tourmaline-épidote-magnétite. Ces minéralisations sont néanmoins déformées et transposées dans des zones de cisaillements associées à la déformation syntectonique, masquant alors les caractéristiques originelles (Barrette, 1994; Leclerc et al., 2012). Les gîtes du lac Berrigan et Brosman localisés dans les unités volcaniques et intrusives du 2^{ème} Cycle volcanique du Groupe de Roy ont respectivement fait l'objets d'études détaillées par Pilote (1986) et Côté-Mantha (2009) et représentent les meilleurs exemples de ce type de minéralisation en raison de leur état de préservation.

L'indice du lac Berrigan se situe à 6 km au NO de Chibougamau et présente des ressources estimées à 1,4 Mt @1,77 g/t Au et 3.17 % Zn (Larouche, 2011). La minéralisation se compose d'un réseau de veines de quartz-pyrrhotite-sphalérite accompagnée de pyrite-galène-arsénopyrite-chalcopryrite et or, localisée dans des couloirs de déformation NE recoupant le Filon-couche de Roberge (Poitras, 1984; Pilote, 1986; Pilote et al., 1996; Pilote et Guha, 1998). Les veines présentent des textures bréchiques, colloformes avec des encroûtements de sulfure autour de fragments silicifiés. L'altération s'exprime par une silicification intense, restreinte à 0,5 m autour des veines, une chloritisation sur une distance de 2 à 4 m, et une carbonatation importante jusqu'à 20 m autour des filons (Pilote, 1986; Pilote et al., 1996; Pilote et Guha, 1998). Bien que l'origine exacte des fluides minéralisateurs soit encore incertaine, différents auteurs suggèrent que les fluides hydrothermaux proviennent d'une intrusion synvolcanique, tel que le Pluton de Chibougamau (Guha et al., 1988), le Stock du Lac Line ou l'intrusion felsique porphyrique du gîte MOP II (Côté-Mantha et al., 2012).

Le gîte Brosman, localisé au nord-est de Chibougamau est encaissé au sein des unités volcaniques felsiques-intermédiaires et filons-couches mafiques du 2^{ème} Cycle volcanique du Groupe

de Roy (figure 1-2). Il est interprété comme un système épithermal présentant deux zones minéralisées aux caractéristiques distinctes (Côté-Mantha, 2009; Côté-Mantha et al., 2012):

(1) Une zone polymétallique à Cu-Ag-Au précoce. Elle présente une minéralisation à veines tabulaires de magnétite-pyrite-chalcopyrite, avec des textures rubanées à localement bréchiques. La zone présente une altération proximale potassique - sodique à biotite-albite-quartz et une altération propylitique distale. Les bilans de masse montrent des gains de Fe_2O_3 , une perte progressive de SiO_2 , et des variations de Na_2O et K_2O (Côté-Mantha et al., 2012).

(2) Une minéralisation aurifère plus tardive, caractérisée par des veines subverticales de quartz-chalcopyrite-pyrrhotite-sphalérite-galène et pyrite disséminée. Cette dernière est associée à un système hydrothermal contemporain au magmatisme intermédiaire à felsique représenté par le Stock du Lac Line ($2707 \pm 1,4$ Ma; Côté-Mantha et al., 2012). Une altération propylitique à séricite-épidote-calcite et à chlorite est reconnue dans cette zone aurifère

L'ensemble des relations de recoupement, les types d'altérations, la distribution des minéralisations et la chimie des pyrites, suggèrent une origine synvolcanique associée à la mise en place du Pluton de Chibougamau (Côté-Mantha, 2009; Côté-Mantha et al., 2012).

1.3.2.4 Minéralisations d'or orogénique

La période de déformation et de métamorphisme responsable du développement d'une schistosité et des zones de cisaillements E-O, débutée aux alentours de 2705 – 2701 Ma (Daigneault et al., 2004), a produits des minéralisations orogéniques encaissées dans des zones de cisaillements dans les camps miniers de Chibougamau et de Chapais (figure 1-4). Les plus importantes sont celles des mines Norbeau (Dubé, 1990), Cooke (voir section 1.4.3.2) et la veine McKenzie, cette dernière recoupant les minéralisations précoces à Cu-Au au nord de la mine Portage (Tessier et al., 1994).

Localisée sur la partie nord de l'anticlinal de Chibougamau, l'ancienne mine Norbeau constitue le meilleur exemple de minéralisation d'or orogénique dans le Camp de Chibougamau (figure 1-2; Guha et al., 1988; Dubé et Guha, 1989; Dubé et al., 1989; Dubé, 1990; Guha et al., 1991b; Dubé et Guha, 1992). La mine a été exploitée de 1964 à 1969 et a produit 419 029 t de minerai à 13,4 g/t Au, des réserves ont été présumées à 750 000 t à 6,17 g/t Au (Lavergne, 1985; Lacroix, 1998). La minéralisation est contenue au sein de veines de quartz fumé, localisées dans des zones de cisaillements ductiles-cassantes, encaissées au sein du Filon-couche de Bourbeau. Elle se présente sous forme de pyrite (< 2 à 10%) et d'arsénopyrite (0 – 100 %), accompagnées de pyrrhotite mineure, d'or natif et de traces de chalcopyrite-sphalérite-galène. Les sulfures sont situés en remplissage de fractures dans les veines de quartz et au contact avec les fragments d'encaissants (Dubé et Guha, 1989). L'altération est principalement visible au sein de la zone de cisaillement. Elle s'exprime par une abondance de veines de quartz-carbonate, une séricitisation et une carbonatisation proximale, puis par une chloritisation distale au contact de l'encaissant gabbroïque (Dubé et Guha, 1989). La transition depuis le cisaillement à l'encaissant sain est graduelle et se caractérise par des injections de veines de calcite et un remplacement des plagioclases et pyroxènes par l'ankérite. La chlorite remplace les plagioclases et les pyroxènes, et se présente en veinules (Dubé et Guha, 1989).

Tableau 1-3 : Caractéristiques des gisements stratiformes et filoniens de la région de Chibougamau

	Systèmes volcanogènes	Magmatique-hydrothermal type porphyre	Épithermal	Or orogénique
Substances principales	Zn, Cu, Au, Ag	Cu-Au (Ag), Cu-Au ± Mo	Au, Ag, Cu	Au, Cu
Substances secondaires	Bi, Sn, In, Co, Pb, As, Sb, Se	Pb, Zn, W, Sn	Pb, Zn, As, Bi, Te	As, Zn, W
Style de minéralisation	Stratiforme, veinules, remplacement	Veines de quartz-sulfures, stockwork, brèches	Veines de quartz-sulfures, brèches, stockwork, rubanement des veines	Veines de quartz fumé, veines en extension, textures « <i>crack and seal</i> », <i>open space filling</i>
Paragénèse	Py-Cp-Sp-Gn	Py-Cp-Mt-Po-Sp-Gn	Py-Cp-Mt ± Au, Sp, Gn	Py-Apy-Au ± Sp, Gn
Encaissant	Volcanisme bimodal, laves mafiques à felsiques, tufs et exhalites. Dômes felsiques	Anorthosite de la Suite intrusive du Lac Doré. Pluton de Chibougamau	Volcanisme bimodal, roches mafiques tholéithiques unités intermédiaires à felsiques calco-alcalines	Unités volcaniques mafiques, métasédiments, filons-couches de la Suite intrusive de Cummings
Contrôle structural	Structures synvolcaniques	Structures synvolcaniques	Structures synvolcaniques	Structures syntectoniques de 2nd et 3ème ordre orientées E-O
Altération proximale	Fe-Chlorite, séricite, albite	Potassique : Chlorite-Fe, sidérite, K-micas, K-Fds	Sodique-potassique / carbonatation, silicification	Séricite, ankérite, calcite, chlorite, pyrite
Altération distale	Séricite, chlorite, carbonate	Propylitique : chlorite, séricite, paragonite	Propylitique, chloritisation	Chlorite, calcite
Bilans de masse	Gains de Fe, Mg, K, SO ₄ Perte de Si, Na, Ca	Gains de K, F, Ca Perte de Mg	Gains de Fe, K, Na	Gains de CO ₂ , K, Fe, B, Ca. Pertes Na, Mg
Source des fluides	Mélange fluides hydrothermaux chauds avec l'eau de mer	Pluton de Chibougamau et dykes associés	Pluton de Chibougamau, Stock du Lac Line	Fluides métamorphiques
Type de fluides	H ₂ O ± CO ₂ ± HCl ± S ± H ₂ S, réduits	H ₂ O-CO ₂ ± CH ₄ oxydés et très salins à CaCl ₂ – NaCl - KCl,	CO ₂ , H ₂ S, réduits à neutres	H ₂ O-CO ₂ ± CH ₄ ± N ₂ ± C ₂ H ₆ , réduits. Faible salinité.
Température	200 - 400°C	300 - 700°C	150 – 300°C	200 - 700°C
Âge des minéralisations	~2728 à 2720 Ma	~2715 à >2705 Ma	~ 2712 à 2708 Ma (?)	2705 à 2695 Ma
Exemples de gîtes	Lemoine, Lac Scott, Bruneau, secteur de la mine Gwillim	Copper Rand, Henderson, Kokko Creek, Grandroy, Lac Clark, Ile Merrill, Devlin	Brosman, Berrigan, Chevrier	Norbeau, Gwillim (Zone nord), Cooke, veine McKenzie
Références	Bélanger et al., 1984; Bouchard, 1986; Mercier-Langevin et al., 2014; Clairet, 2017	Guha, 1984; Tremblay, 1986; Pilote et al., 1996; Pilote et Guha, 1998; Magnan et al., 1999	Pilote, 1986; Pilote et al., 1996; Pilote et Guha, 1998; Legault et Daigneault, 2006; Pilote et Guha, 2006; Côté-Mantha, 2009	Dubé, 1990; Guha et al., 1991b; Dubé et Guha, 1992; Dubé et Guha, 1993

1.4 ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE DES MINÉRALISATIONS DE TYPE OPÉMISKA

1.4.1 Géologie du camp minier de Chapais

La géologie du secteur d'étude comprend la même séquence stratigraphique décrite précédemment dans la section 1.3.1.1 et affectée par un métamorphisme régional au faciès des schistes verts (Duquette, 1970; Leclerc et al., 2010; Leclerc, 2011; Leclerc et al., 2012; Leclerc et al., 2017). Pour des raisons de clarté, le préfixe « méta » sera omis du nom des lithologies. Les unités de la Formation de Chrissie et du 1^{er} Cycle volcanique (Formations d'Obatogamau et de Waconichi) occupent l'essentiel du secteur au sud de la zone de cisaillement de Kapunapotagen. Seuls les basaltes et andésites massives du Membre d'Allard apparaissent au nord du secteur à l'ouest du lac Springer. La stratigraphie du secteur d'intérêt se compose essentiellement des roches du 2^{ème} Cycle volcanique, comprenant la Formation de Bruneau et la Formation de Blondeau qui encaisse les filons-couches de la Suite intrusive de Cummings (figure 1-6).

Dans la région de Chapais, la Formation de Bruneau est constituée de coulées basaltiques massives ou coussinées d'affinité tholéitique. Quelques lentilles de tufs à lapilli et d'andésite, peu épaisses (inférieures à 10 m) sont reconnues et interstratifiées avec les basaltes. Des filons-couches gabbroïques comagmatiques sont injectés à la base de la séquence (Leclerc et al., 2011; Leclerc et al., 2017).

La Formation de Blondeau est principalement constituée de roches volcaniques d'affinité calco-alcaline. Elle se compose depuis sa base de basaltes et d'andésites, recouverts par des roches volcanoclastiques intermédiaires à felsiques, puis par des roches sédimentaires (grès, mudrock, conglomérat) vers le sommet (Duquette, 1982; Lefebvre, 1991; Leclerc et al., 2017). Les basaltes à la base de la Formation de Blondeau présentent une texture massive, coussinée ou bréchique et présentent communément une texture variolaire. Les unités felsiques sont constituées de dômes et coulées de rhyolite intercalées avec des tufs felsiques, des silts, des argilites et des greywacke. La séquence évolue verticalement en des tufs siliceux, des exhalites, des horizons de graphite et des lentilles de sulfures massifs (McMillan, 1972; Bélanger et al., 1984; Morin, 1994; Leclerc et al., 2010).

Dans le secteur d'étude, seuls les Filons-couches de Ventures et de Bourbeau sont reconnus. Le Filon-couche de Roberge semble absent, mais plusieurs auteurs ont proposé que les unités de pyroxénite verte inférieure et de pyroxénite noire du Filon-couche de Ventures puissent être des équivalents du Filon-couche de Roberge, mais aucune étude n'a été poursuivie pour vérifier cette hypothèse. Relativement bien exposés au centre du secteur d'étude, les extensions latérales des filons-couches sont mal définies et elles semblent disparaître à l'ouest de l'indice Normiska et à l'est de l'indice du Ruisseau à la Loure (figure 1-6)

Plusieurs intrusions gabbroïques sont reconnues dans la région de Chapais. Elles sont constituées principalement de leucogabbro, et plus rarement de pyroxénite ou gabbro pyroxénitique et sont regroupées sous l'appellation d'intrusions du Lac Springer par Morin (1994). Un de ces dykes est orienté E-O, d'une épaisseur de 200 m, est reconnu au sud de la mine Cooke. Il semblerait recouper les roches volcaniques du Groupe de Roy, ainsi que les Filons-couches de Ventures et de Bourbeau. Il se poursuit sur une distance de plus de 5 km (Morin et Boisvert, 1991; Morin, 1994).

Le Pluton d'Opémisca forme la limite nord du secteur d'étude. Cette intrusion felsique d'âge syn à tardi-tectonique, datée à $2697 \pm 2\text{Ma}$ (Frarey et Krogh, 1986), présente une forme elliptique d'une dimension de 24 km par 11 km. Ce pluton occupe le cœur de l'anticlinal de Chibougamau. Il est composé d'un cœur de granodiorite évoluant vers une monzodiorite ou une monzodiorite quartzifère en bordure (Wolhuter, 1968, 1971). Une auréole de métamorphisme au faciès des amphibolites affecte les roches volcaniques situées à proximité (Morin, 1994). Plusieurs auteurs (Duquette, 1970; Watkins et Riverin, 1982) proposent son implication pour expliquer la formation des veines de Cu du « type Opémiska ».

1.4.2 Géologie structurale

Dans le secteur d'étude, les formations volcanosédimentaires et les filons-couches de la Série intrusive de Cummings ont été affectées par plusieurs séries de plis et de failles majeures (figure 1-6). Les travaux de Dimroth et al. (1986) et Daigneault et al. (1990) ont ainsi mis en évidence une première phase de plissement D1 ayant formé des plis d'axe N-S. Cet épisode n'est pas explicitement reconnu dans le camp de Chapais, mais a été mis en évidence à l'est du secteur d'étude sous la forme du synclinal de Muscocho. Néanmoins, Cormier (1988) proposait déjà l'existence d'une phase de plissement E-O entraînant la formation de plis d'axe N-S, suivi d'une seconde phase correspondant à la déformation régionale principale N-S, que l'on nomme D2. Cette phase D2 est responsable de la formation des grands plis régionaux E-O, le renversement de la stratigraphie et le développement d'une schistosité E-O au paroxysme de la déformation (Dimroth et al. 1984, Daigneault et al. 1990).

Plusieurs plis affectent le Filon-couche de Ventures dans le secteur des mines Opémiska. Au nord-ouest, les unités semblent répétées par un pli anticlinal serré, déversé vers le sud et appelé Anticlinal de Campbell (figure 1-6 ; Leclerc et al., 2010). À la mine Springer, le filon-couche est affecté par un pli anticlinal synforme déversé dont l'axe montre une plongée variant entre 45° et 65° vers l'est (Watkins et Riverin, 1982). Les fractures radiales développées dans la charnière de ce plis encaissent les minéralisations du type Opémiska (McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982).

La zone de cisaillement de Kapunapotagen qui délimite la partie sud du secteur d'étude est une importante structure E-O en cisaillement à composante horizontale dextre avec un pendage de 80° au sud, avec un mouvement inverse du bloc sud vers le nord. Elle est associée au raccourcissement N-S reliée à la déformation régionale D2 affectant la partie Nord de l'Abitibi (Daigneault et Allard, 1984; Dimroth et al., 1984; Daigneault et al., 1990; Dubé et Guha, 1992; Daigneault, 1998). Elle recoupe la charnière du synclinal de Chapais et sépare les roches sédimentaires du Groupe d'Opémiska à polarité sud, des volcanites du 1^{er} Cycle du groupe de Roy à polarité nord (Daigneault et al., 1990). À la mine Cooke, les zones minéralisés sont associées à des cisaillements E-O (260° à 284°) et NO-SE (292° à 324°) avec des pendage de 70° à 80° vers le sud,

lesquels représentent possiblement des structures secondaires apparentés à la faille Kapunapotagen (Dubé et Guha, 1989; Dubé et Guha, 1992).

Plusieurs autres familles de fractures et de failles d'orientation NO et NE sont observées dans le secteur de Chapais. Les premières sont des failles normales de direction NO à mouvement dextre présentant un pendage de 65-85° nord à 65-75° sud (Salmon et al., 1984). La zone de cisaillement Chibougamau-Copper est la plus importante. Cette faille est orientée 260°/85° avec un mouvement apparent sénestre inverse de 300 m, avec une zone de dommage variant d'une épaisseur de 15 à 30 m. Elle recoupe à la fois la Formation de Blondeau et les filons-couches de Bourbeau et de Ventures à l'est de la mine Cooke (Dubé et Guha, 1992).

La faille Gwillim (anciennement nommée « Faille du Lac Campbell » ; Derry et Folinsbee, 1957; Brown, 1970; McMillan, 1972) découpe et transpose avec un mouvement inverse-sénestre, les filons-couches plissés de la Série intrusive de Cummings ainsi que la zone de cisaillement de Kapunapotagen. Cette structure correspond à une importante zone de cisaillement ductile-fragile orientée NE s'étendant sur plus de 150 km. Elle décale et déplace les unités avec un mouvement sénestre apparent de 2,5 km (Morin, 1994). Observée au niveau 7 de la mine Cooke, elle se présente en une série de panneaux formant une zone de déformation d'une épaisseur de 120 m, orientés ~240°/60° (Dubé et Guha, 1992). Les analyses structurales menées par Daigneault et al. (1990) et Dubé et Guha (1992) suggèrent que le mouvement principal le long de la faille Gwillim serait associé aux dernières phases de la compression N-S.

Selon les analyses structurales de Dubé (1990) et Dubé et Guha (1992), l'ensemble des structures du secteur de Chapais montre une compatibilité avec une évolution dans le temps des contraintes en compression N-S. Les grandes structures en cisaillements E-O succèdent aux phases de plissement D2. Elles s'accompagnent de failles NO et NE dextres conjuguées associées aux minéralisations aurifères orogéniques. Les phases tardives engendrent l'apparition des grandes structures en cisaillement sénestre NE et ENE de la zone de cisaillement de la faille Gwillim et de la zone de cisaillement de Chibougamau-Copper.

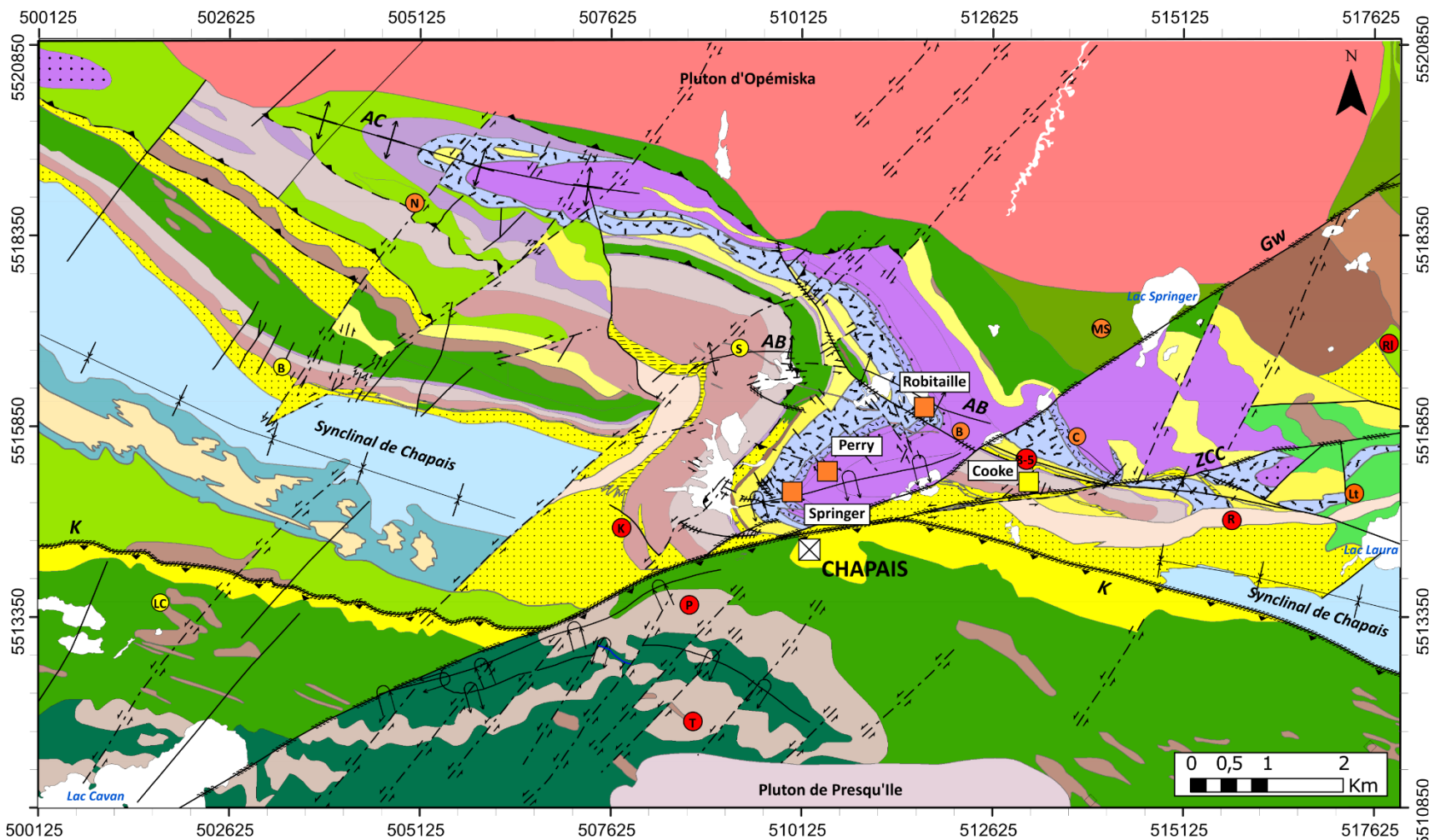


Figure 1-6 : Carte géologique du camp minier de Chapais centrée sur le secteur d'étude. La localisation des structures principales, des minéralisations Cu-Au de « type Opémiska », aurifères orogéniques de la mine Cooke et les indices de sulfures volcanogènes sont indiquées (légende en page suivante). Modifiée d'après cette étude, Cormier (1988), Leclerc et al. (2012) et du Sigeom, 2022.

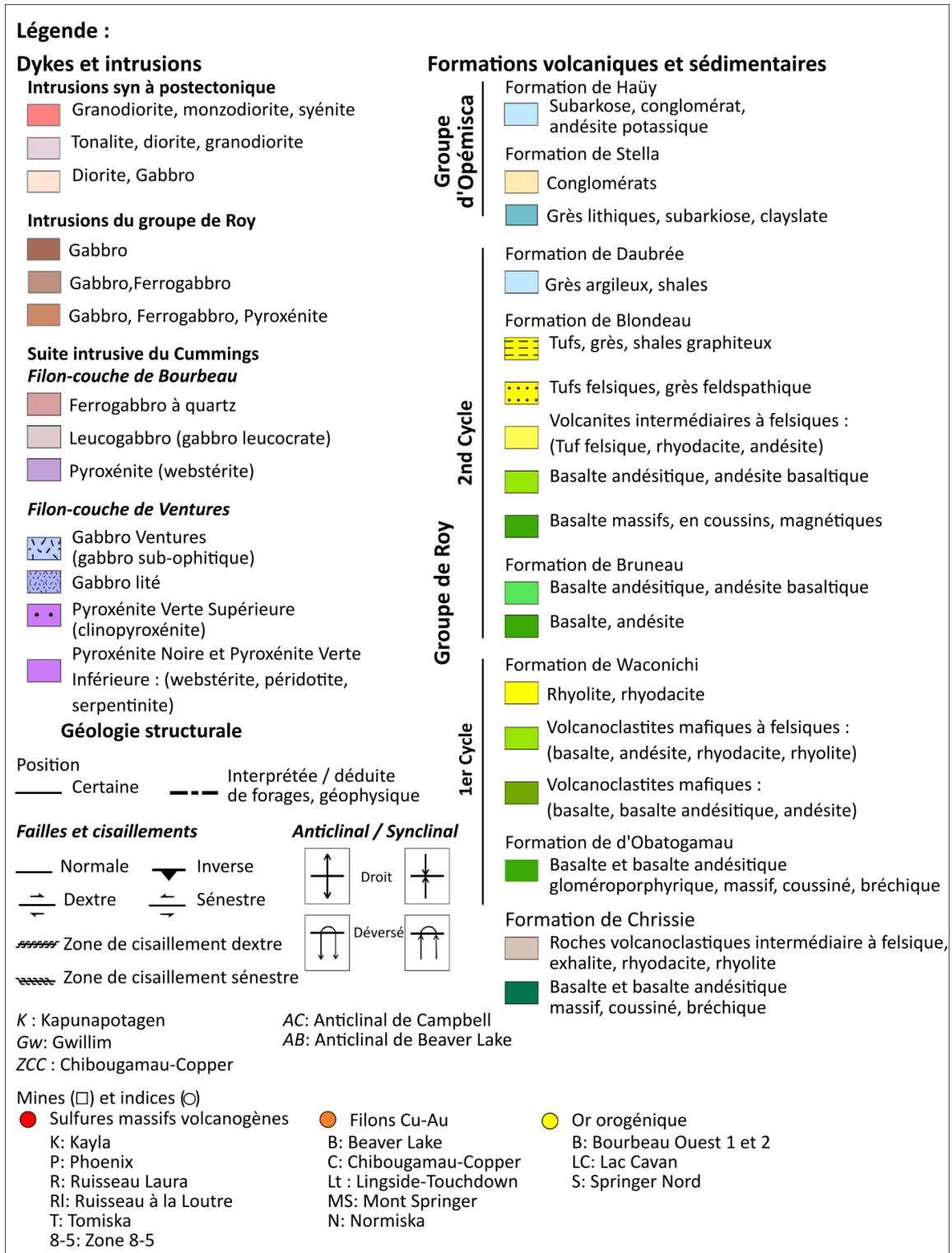


Figure 1-6 (suite) Légende de la carte géologique du camp minier de Chapais (page précédente).

1.4.3 Métallogénie du Camp de Chapais

1.4.3.1 Minéralisations Cu-Au de « type Opémiska »:

La majeure partie de la production du camp minier de Chapais provenait de la mine Springer avec 12 721 Mt @ 2,56 % Cu, 1,23 g/t Au (tableau 1-4; Morin, 1994; Lacroix, 1998). Le minerai était principalement extrait à partir de la veine N°3 (6,5 Mt @ 2,61 % Cu, 6,22 g/t Au). Cette veine occupe une zone de fracture orientée 280° à fort pendage et un déplacement dextre de 100 m, recoupant le gabbro et les unités de pyroxénite (McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982). La minéralisation s'exprime par des veines de quartz-chalcopyrite-pyrite-pyrrhotite-magnétite et sphalérite-galène-arsénopyrite avec des traces de molybdénite, gersdorffite, pentlandite, millérite, cobaltite, scheelite, bornite, linnéite et pechblende (McMillan, 1972; Salmon, 1982; Watkins et Riverin, 1982; Salmon et al., 1984). Ces veines présentent des textures variables, de sulfures massifs rubanés, à des remplissages de fractures dans les zones de stockwork, ou en remplacement de la matrice dans les zones de brèches (Watkins et Riverin, 1982). L'altération qui a pu être documentée forme un halo de 2 à 5 fois la largeur des veines (McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982) et s'exprime principalement par la présence de chlorite, biotite, stilpnomélane, carbonate, actinote, et feldspaths potassiques (McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982; Pilote et Guha, 1998).

La veine N°7 correspond à un cisaillement dextre orienté 260°/75°, avec une structure en « *pinch and swell* », située proche du contact sud avec les rhyolithes de la Formation de Blondeau. Elle présente de plus hautes teneurs en or et en zinc que les autres veines (616 320t @ 1,5 % Cu, 17,10 g/t Au). Cette veine montre une paragenèse composée de chalcopyrite-pyrrhotite-pyrite-or accompagnée de scheelite-sphalérite-galène et une altération marquée par une silicification dans la partie supérieure et une carbonatation dans les niveaux inférieurs (Salmon, 1982; Salmon et al., 1984). Le « *Shear Arsenopyrite* » reconnu et nommé par McMillan (1972) est une structure en cisaillement orientée 310° à fort pendage, identifiée entre le 1^{er} et le 3^{ème} niveau de la mine. Cette structure recoupe et décale les veines N°1 et N°2 avec un mouvement dextre. Elle présente une paragenèse à quartz-carbonate-arsénopyrite-pyrite-sphalérite-chalcopyrite-galène (McMillan, 1972). Aucune autre étude n'a cependant été menée sur cette structure.

La mine Perry est la seconde mine productrice de cuivre du camp de Chapais avec 9,013 Mt @ 2,16 % Cu, 0,24 g/t Au (Morin, 1994; Lacroix, 1998). Le puits est situé à environ 1 km au nord du puits n°2 de Springer. La minéralisation s'apparente à celle de Springer, mais avec une abondance moindre en or, une distribution erratique de magnétite, scheelite, molybdénite et d'arsénopyrite et une plus grande proportion de sphalérite et pyrrhotite en profondeur (McMillan, 1972). Les veines présentent une organisation similaire mais avec une orientation 160° - 170°, ces veines sont localisées au sein du gabbro folié et de la pyroxénite (McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982; Salmon et al., 1984).

La minéralisation à la mine Robitaille est similaire à celle des mines Perry et Springer, mais s'exprime principalement sous forme de sulfures disséminés et de veinules de chalcopryrite massive localisés au sein du gabbro folié. La zone minéralisée présente une attitude globale ONO, à fort pendage sud, elle est recoupée et décalée au 3^{ème} niveau par la faille de Beaver Lake d'orientation NO et montrant un pendage de 45° vers le sud (McMillan, 1972).

1.4.3.2 Minéralisations aurifères orogéniques de la mine Cooke :

Les minéralisations de la mine Cooke localisées dans le camp minier de Chapais constituent un exemple de minéralisation Au-Cu associées à des cisaillements est-ouest. Situées à l'est de la mine Springer, elles sont encaissées au sein du Filon-couche du Bourbeau (figure 1-6) et ont produit 2 131 Mt @ 0,66% Cu et 5,17g/t Au de 1977 à 1989 (tableau 1-4; Dubé et Guha, 1989; Dubé, 1990; Dubé et Guha, 1992, Morin, 1994; Lacroix, 1998). Les zones minéralisées principales sont les veines N°7 et N°9. Elles correspondent à deux grandes structures étendues sur 400 à 500 m latéralement et 530 m verticalement, encaissées dans le leucogabbro et le ferrogabbro à quartz. Elles se présentent sous forme de veines subparallèles à des cisaillements ductiles-cassants (Ramsay, 1980) orientés 260° à 284° et 292° à 324°/70-80° et de veines de tension subhorizontales en orientées 240° - 250°/20° – 30° (Guha et al., 1988; Dubé et Guha, 1989; Dubé, 1990; Dubé et Guha, 1992). Dans ces zones de cisaillements, le gabbro est mylonitisé, schistosé, et arbore une couleur noire associée à la chloritisation. En dehors des cisaillements, le gabbro est peu ou non déformé, et ne présente

que quelques fractures de tension à remplissage de calcite et localement d'axinite (Guha et al., 1988; Dubé et Guha, 1989; Dubé, 1990; Dubé et Guha, 1992).

La minéralisation s'exprime par des veines de quartz-carbonate-chalcopryrite-arsénopyrite-pyrrhotite-pyrite-or en remplissage de cavités ouvertes. Le quartz est fréquemment déformé, polygonisé et recristallisé tandis que la pyrite et l'arsénopyrite sont cataclasées et la chalcopryrite et la pyrrhotite sont déformées de manière ductile avec une remobilisation dans les fractures. La gangue de ces veines est constituée principalement de quartz, calcite, feldspath potassique, d'hématite et d'axinite (Dubé, 1990; Dubé et Guha, 1992; Dubé et Guha, 1993). L'altération hydrothermale est peu développée et reste limitée aux veines et cisaillements minéralisés. Elle se compose d'une auréole de chlorite ferreuse massive à l'éponte directe de la veine, puis d'un faciès chlorite-carbonate ± axinite intermédiaire et d'un faciès à séricite ± carbonates ± chlorite distal. Cette altération rétrograde les assemblages minéralogiques du métamorphisme régional (Dubé, 1990; Dubé et Guha, 1992; Dubé et Guha, 1993). Elle s'accompagne d'un lessivage massif de Ca, Mg, Na et un gain de CO₂, S, H₂O, K et Fe transportés par le fluide.

1.4.3.3 Minéralisation de sulfures massifs volcanogènes

La zone « 8-5 » est une lentille de sulfures massifs exhalatifs de 50 000t @ 2,97% Cu, 3,38% Zn, 35,65 g/t Ag et 0,408 g/t Au localisée au contact de la pyroxénite du Filon-couche de Bourbeau et des unités volcanoclastiques felsiques de la Formation de Blondeau (figure 1-6; Bélanger et al., 1984). Elle s'exprime par une zone de sulfures massifs rubanés, subparallèles au litage des volcanites verticalisées, à pyrrhotite-chalcopryrite-sphalérite, accompagnée de pyrite-tétraédrite-galène et linnéite au cœur de la minéralisation. L'altération affecte uniquement les roches volcaniques de la Formation de Blondeau, elle est caractérisée par un assemblage de chlorite-stilpnomélane-biotite-pyrite et carbonates dans la zone proximale, et un halo de séricite distale typique des systèmes de sulfures massifs volcanogènes. Elle se traduit géochimiquement par un gain important de Fe, Mg et Ca et des pertes en Na et K (tableau 1-4; Bélanger et al., 1984).

Tableau 1-4: Statistiques de production et synthèses des observations et connaissances géologiques actuelles sur les gisements du camp de Chapais (voir McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982; Salmon et al. 1984 ; Bélanger et al. 1984; Dubé et Guha 1989; Morin, 1994).

	Springer	Perry	Cooke veines N°7 et N°9	Cooke Zone 8-5	
Production/ Ressources	12,721 Mt @ 2,56 % Cu, 1,23 g/t Au	9,143 Mt @ 2,16 % Cu, 0,24 g/t Au	2,131 Mt @ 0,66 % Cu, 5,17 g/t Au	50 000t @ 2,97 % Cu 3,38 % Zn, 35,65 g/t Ag et 0,408 g/t Au	
Type génétique	Indéfini	Indéfini	Cisaillement orogénique	Sulfures massifs volcanogènes	
Contexte géodynamique	Synvolcanique – syntectonique ?		Syntectonique	Synvolcanique	
Style de minéralisation	Veines de quartz - sulfures	Veine de quartz- sulfures	Veines de tension, verticales et subhorizontales	Lentille de sulfures massifs rubannés,	
Paragénèse	Py-Cp-Po-Mt-Au- Apy ± Gers-Scl-Bn-Co	Py-Cp-Po ± Mt- Sch	Py-Cp-Au ± Scl-Sp-Gn	Po-Cp-Sp ± Py-Tet-Ln-Gn	
Signature métallique	Cu, Au, Zn, Pb, As, Ag, W, Co, Mo, Co, Ni, U	Cu, Au, (±As, Ag, Zn, Mo, Pb, W)	Au, Cu, Zn, Pb, W	Cu, Zn, Ag	
Minéraux de gangue	Qz, Carb, Bt, Stp, Ax	Qz, Carb, Bt, Stp, Chl	Qz, Carb, Ax, Alb, Chl	Qz, Fds, Chl, Lx, Ep	
Altération	Proximale	Qz, Chl, Bt, Stp (Kfs ?)		Qz, Ser, Kfs, Ank	Chl, Stp, Py
	Distal	Non observée		Chl-Cal	Bt-Stp-Ser
Bilan de masse	+Si, Na, Ca, Mg, K, H ₂ O		+H ₂ O, CO ₂ , K, Fe	+Fe, Mg -Na, K	
Lithologie de l'encaissant	Filon-couche de Ventures Gabbro de Ventures, Gabbro Lité, Pyroxénite		Filon-couche de Bourbeau Leucogabbro, Ferrogabbro	Volcanoclastites de la Formation de Blondeau	
Affinité magmatique	Tholéiitique à transitionnel		Tholéiitique	Calco-alcalin	
Métamorphisme	Schistes verts	Schistes verts	Schistes verts	Schistes verts	
Contrôle structural	Cisaillement E-O fractures 250° et 290° associées	Failles et fractures dextres 330°, 340°, 260°	Cisaillements E-O, 260° et 290°	Contact base du Filon- couche de Bourbeau et Formation de Blondeau	

CHAPITRE 2

PÉTROLOGIE ET LITHOGÉOCHIMIE DES UNITÉS

2.1 INTRODUCTION

L'objectif de cette partie de l'étude est d'apporter une description pétrologique et géochimique des principales unités lithologiques présentées dans le Camp de Chapais. Elle fait suite à la compilation des cartes géologiques réalisées par McMillan (1972), Leclerc et al. (2012), Corporation Falconbridge Copper (Cormier, 1988) et Minnova Inc. et dont le résultat a été présenté à la figure 1-6. La carte produite a permis de localiser plusieurs contacts lithologiques, structures majeures, et affleurements d'intérêts qui ont été ciblés pour réaliser des cartographies et un échantillonnage. Elle est principalement orientée sur la caractérisation du Filon-couche de Ventures, qui est l'encaissant principal des minéralisations de type Opémiska. Néanmoins, le Filon-couche de Bourbeau, les roches volcaniques de la Formation de Blondeau ont également été brièvement décrites. Ces descriptions ont pour but d'apporter des compléments d'informations à la compréhension de la géologie du Camp minier de Chapais et de valider les contacts de la carte géologique (Sigeom, 2022). Une étude des différents dykes reconnus a également été menée afin d'essayer d'identifier s'ils ont un lien potentiel avec les minéralisations. En vue de pouvoir comparer la signature des filons-couches de Ventures et de Bourbeau à l'échelle régionale, les travaux de McMillan (1972), Duquette (1982), Poitras (1984), et Dubé et Guha (1989) ont été consultés. Cependant, seules les données géochimiques les plus complètes intégrant les éléments traces ont été intégrées à l'étude.

L'étude pétrographique et géochimique du Filon-couche de Ventures dans le secteur des mines de Chapais repose sur l'étude de 9 affleurements, 18 forages, 14 lames minces et 50 analyses de roche totale (Annexes A à D) répartis dans le gabbro ($n = 38$), le gabbro lité ($n = 9$) et la pyroxénite ($n = 3$). L'étude du Filon-couche de Bourbeau repose sur la description d'un affleurement (figure 2-1), un forage, trois lames minces, et huit analyses de roche totale répartis dans la pyroxénite ($n = 2$), le leucogabbro ($n = 2$), le ferrogabbro à quartz ($n = 4$). Plusieurs familles de dykes recoupant les volcanoclastites de la Formation de Blondeau et le Filon-couche de Ventures ont été identifiées en surface et en forages, il n'a pas été possible de réaliser des lames minces, mais les échantillons

macroscopiques ont pu être étudiées, Enfin, leur composition est établie avec neuf analyses géochimiques. Les roches volcaniques de la Formation de Blondeau au contact du Filon-couche de Ventures n'affleurant que très peu en surface, seuls 3 échantillons pour analyses de roche totale ont pu être prélevés à partir de forages.

Tout au long de ce mémoire, la nomenclature utilisée suivra celle historique établie par Allard et al. (1972) McMillan (1972) pour décrire les unités du Filon-couche de Ventures et celle de Dubé et Guha (1989) pour le Filon-couche de Bourbeau (tableau 2-1). Ce choix est motivé pour des raisons pratiques : 1) ces filons-couches présentent une stratigraphie légèrement différente dans le secteur de Chapais par rapport à celle du lac Cummings (SNRC 32G16); et 2) cette nomenclature davantage en relief les variations lithologiques au sein des filons-couches. Les noms des formations et des suites intrusives suivent quant à elles la nomenclature de Leclerc et al. (2017) et sont conformes aux normes du Code Stratigraphique Nord Américain (CSNA). Les abréviations des minéraux suivent celle définie par la revue *American Mineralogist* (Kretz, 1983; Whitney et Evans, 2010), les codes lithologiques et textures utilisés suivent la nomenclature du SIGÉOM Roy (2014).

Tableau 2-1 : Équivalence des nomenclatures utilisées dans la littérature et ce mémoire

	McMillan (1972)	Cette étude	SIGÉOM, Leclerc et al. (2017)
	Fm. de Blondeau	Fm. de Blondeau	Fm. de Blondeau
	Complexe de Cummings	Suite intrusive de Cummings	Suite intrusive de Cummings
Filon-couche de Bourbeau	Ferrogabbro à quartz	Ferrogabbro à quartz I3E	nAbou3 I2I - I3E
	Leucogabbro	Leucogabbro I3A [LX]	nAbou2 I3A - I3A [LX]
	Pyroxénite	Pyroxénite I4D	nAbou1 I4D
Filon-couche de Ventures	Gabbro Ventures	Gabbro de Ventures I3A [OP]	nAven2 I3A [SO]
	Gabbro Folié	Gabbro lité I3A [FO]	
	Pyroxénite Verte Supérieure	Pyroxénite verte supérieure I4C	Aven1 I4C ----- Aven1 I4I
	Pyroxénite Noire	Pyroxénite noire I4G - I4I	
	Pyroxénite Verte Inférieure	Pyroxénite verte inférieure I4D	

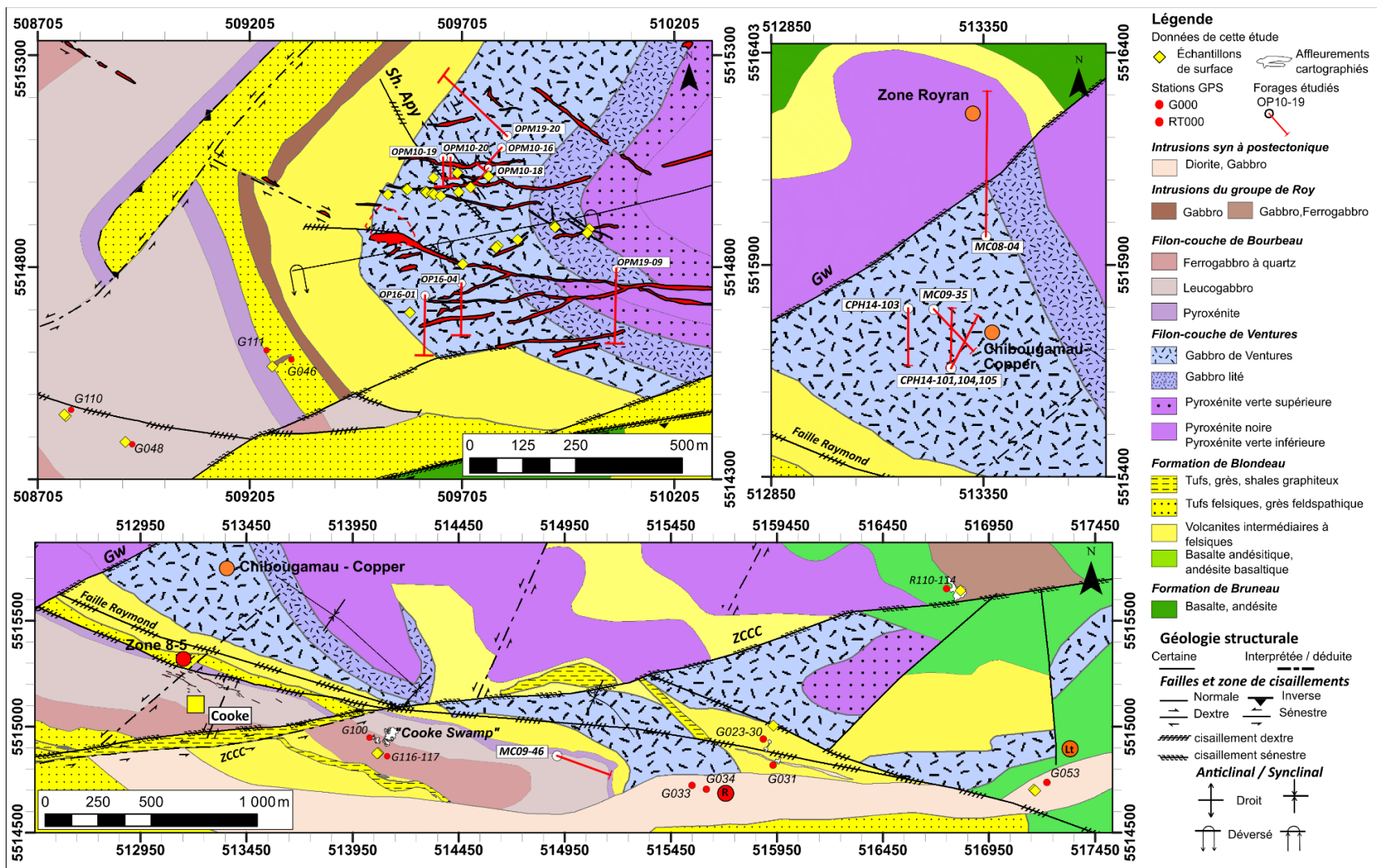


Figure 2-1 : Détails de la carte géologique centrée sur les affleurements. Les secteurs d'intérêts étudiés lors de la campagne de terrain de 2019, les positions des forages et des stations cités dans le texte sont indiqués. Carte régionale modifiée d'après les travaux de cette étude, Cormier (1988), Leclerc et al. (2012) et du Sigéom (2022). Les coordonnées des forages et descriptions de forages sont disponibles à l'Annexe A.2 et Annexe A.3

2.2 PÉTROGRAPHIE DES UNITÉS LITHOLOGIQUES DU SECTEUR DE CHAPAIS.

2.2.1 Pétrographie du Filon-couche de Ventures

Une stratigraphie simplifiée et l'évolution géochimique des unités du Filon-couche de Ventures dans le secteur des mines d'Opémiska sont présentées à la figure 2-2. Elles sont interprétées à partir des travaux de McMillan (1972), des observations réalisées sur les affleurements, les forages récents effectués entre 2010 et 2019 et les analyses lithogéochimiques. La stratégie d'échantillonnage visait à sélectionner des échantillons depuis les différents niveaux stratigraphiques du Filon-couche de Ventures, ainsi que des échantillons les plus frais possibles afin de pouvoir réaliser une étude de l'altération par bilan de masse. Il est également important de préciser que la dénomination de la lithologie « gabbro » et « pyroxénite » repose sur des observations de terrains basées sur l'identification du pourcentage de cristaux de plagioclases et de pyroxènes. En raison d'un manque d'exposition et de forages disponibles dans les unités les plus mafiques, seules les unités suivantes ont pu être décrites : « pyroxénite verte supérieure », « gabbro lité », « gabbro de Ventures ». L'unité de granophyre mentionnée par McMillan (1972) et reconnue par Poitras (1984) dans le secteur du lac Cummings n'a pas été explicitement observée à la mine Springer.

2.2.1.1 Pyroxénite verte supérieure

L'unité de pyroxénite verte supérieure, composée de pyroxénite – périclase (figure 2-2), correspond à la partie sommitale de la base ultramafique du Filon-couche de Ventures, telle que décrite par McMillan (1972) et Poitras (1984). Il s'agit également de l'unique unité de cette base ultramafique observable en surface et en forage au sein du secteur de Chapais.

La pyroxénite verte supérieure se présente en forage comme une unité de couleur verte, faiblement à fortement magnétique, de texture grenue à phénocristaux de clinopyroxènes, orthopyroxènes et d'olivine de 1 – 5 mm (figure 2-3A). Elle est localement enrichie en oxydes de Fe-Ti (magnétite, ilménite) et présente une coloration vert sombre (figure 2-3B, carotte supérieure). Sous l'effet de l'altération accompagnant les veinules de chalcopryrite, cette texture est presque impossible à observer (figure 2-3B, carotte inférieure). En dehors de ces zones minéralisées, l'altération s'exprime surtout par la présence d'épidote avec une teinte vert clair, une chloritisation pervasive et

une pseudomorphose des pyroxènes en actinote (aussi appelé processus d'ouraltisation). La pyroxénite présente aussi localement une altération en serpentine dans les parties les plus ultramafiques (figure 2-3C).

Dans les parties plus sommitales, la composition et la texture de l'unité sont relativement variables, avec l'apparition de plagioclases interstitiels, de zone de cumulats de plagioclases et de lentilles de gabbro grossier pouvant atteindre une épaisseur de plusieurs mètres à dizaines de mètres (figure 2-3D, carotte centrale). Les contacts avec ces unités de cumulats sont graduels, avec une augmentation progressive de la proportion de plagioclases. Comparativement, la transition entre la pyroxénite verte et l'unité de gabbro lité s'effectue par l'apparition plus fréquente de ces niveaux plus riches en phénocristaux de plagioclases.

En lame mince, la pyroxénite verte supérieure présente une texture cumulus de cristaux de clinopyroxènes (augites) et d'olivines (figure 2-4A, B), avec quelques phénocristaux d'ilménite squelettiques (figure 2-4C, D). Les cristaux sont intensément fracturés, parfois complètement remplacés par un assemblage de chlorite-trémolite-serpentine-actinote. L'échantillon représenté par la lame L14105-l4 est affecté par des micro-cisaillements. Ils sont marqués par l'alignement de petits cristaux de chlorite, serpentine, trémolite et de titanite dans la matrice, ainsi que dans les phénocristaux d'orthopyroxènes (figure 2-4E, F). Les cristaux d'orthopyroxènes peuvent être totalement fracturés, remplacés par de la serpentine (antigorite) et seuls subsistent quelques fragments reliques du cristal d'origine (figure 2-4G, H). Une altération jaunâtre à rougeâtre correspondant à de l'iddingsite (figure 2-4C, D et G) est aussi visible dans les fractures et en bordure de certains cristaux de pyroxène et d'olivine.

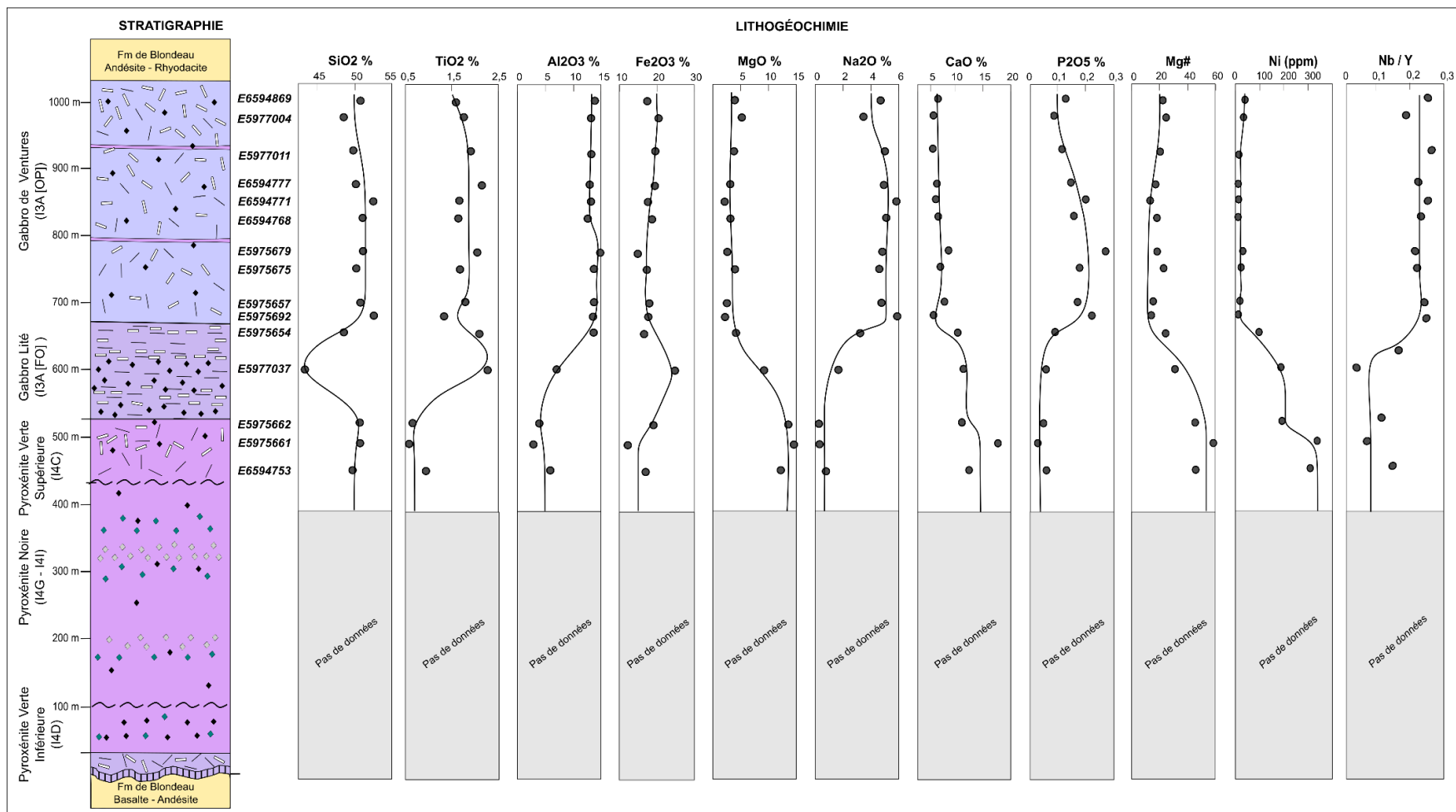


Figure 2-2: Colonne stratigraphique simplifiée des unités du Filon-couche de Ventures dans le secteur des mines Opémiska de Chapais, avec profils des éléments majeurs, du Mg#, du contenu en nickel et du rapport Nb/Y.

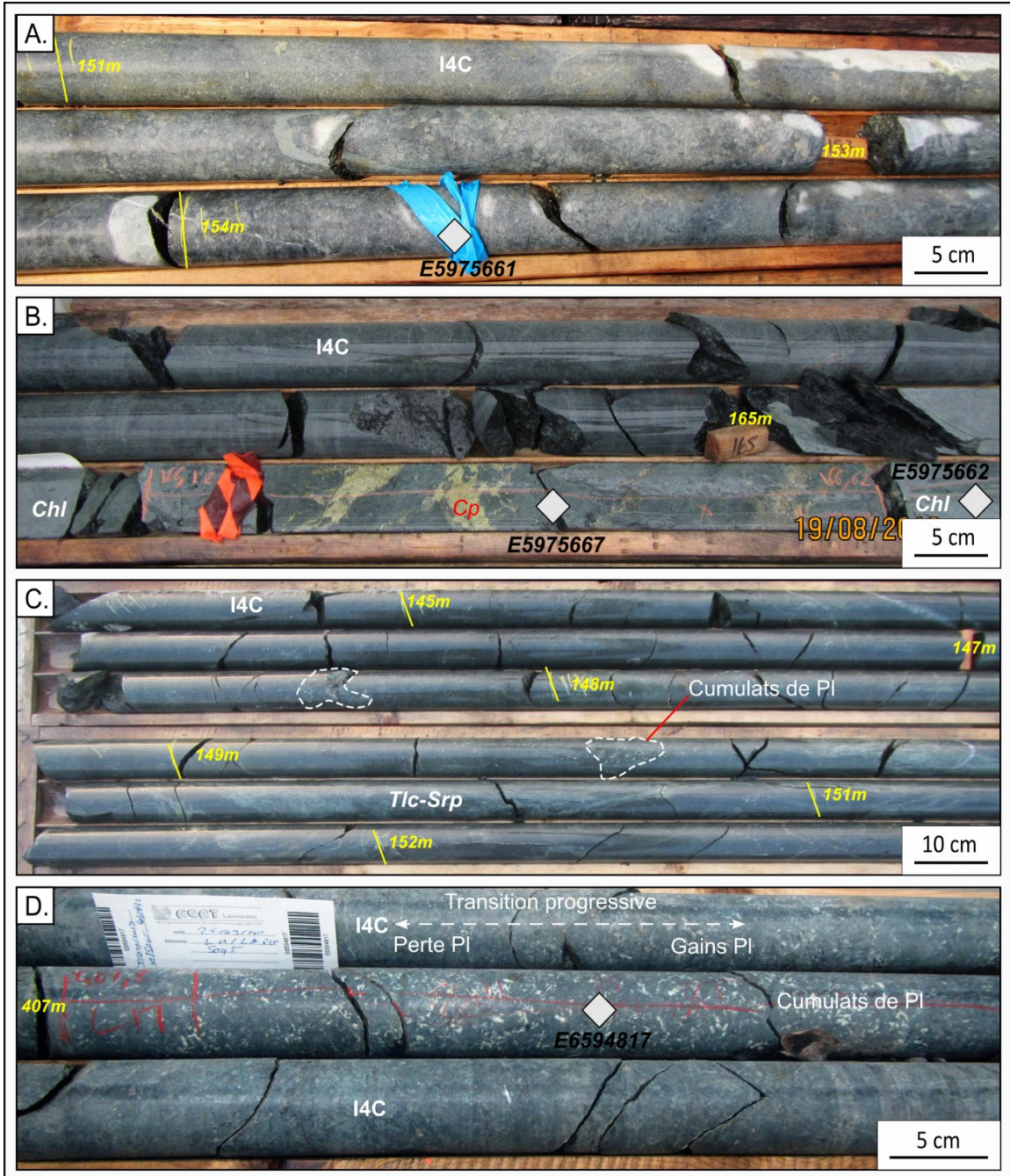


Figure 2-3. Photographies mégascopiques de l'unité de pyroxénite verte supérieure du Filon-couche de Ventures dans le secteur de Chapais. A.) Pyroxénite verte montrant une texture microgrenue (carotte supérieure) à grenue (carottes inférieures ; forage CPH14-105). B.) Unité de pyroxénite avec texture finement grenue, riche en magnétites (carottes supérieures) et minéralisation en chalcopryrite accompagnée d'une chloritisation (carotte inférieure ; forage CPH14-105/ 163 – 167 m). C.) Pyroxénite verte à texture finement grenue montrant une altération en talc-serpentine (boîte inférieure), ainsi que de petits niveaux de cumulats de plagioclases (forage CPH14-101/ 144,5 – 153 m. D.) Contact progressif entre la pyroxénite et un niveau épais de cumulats de plagioclases, l'échantillon de géochimie n°E6594817 prélevé dans ce cumulat montre une composition similaire à celle du Gabbro de Ventures (forage MC08-04 / 405,5 – 409 m). Abréviations : I4C – Clinopyroxénite; I3A – Gabbro ; Chl – Chlorite; Pl – Plagioclase; Tlc – Talc; Srp – Serpentine. La localisation des échantillons est indiquée par les losanges gris.

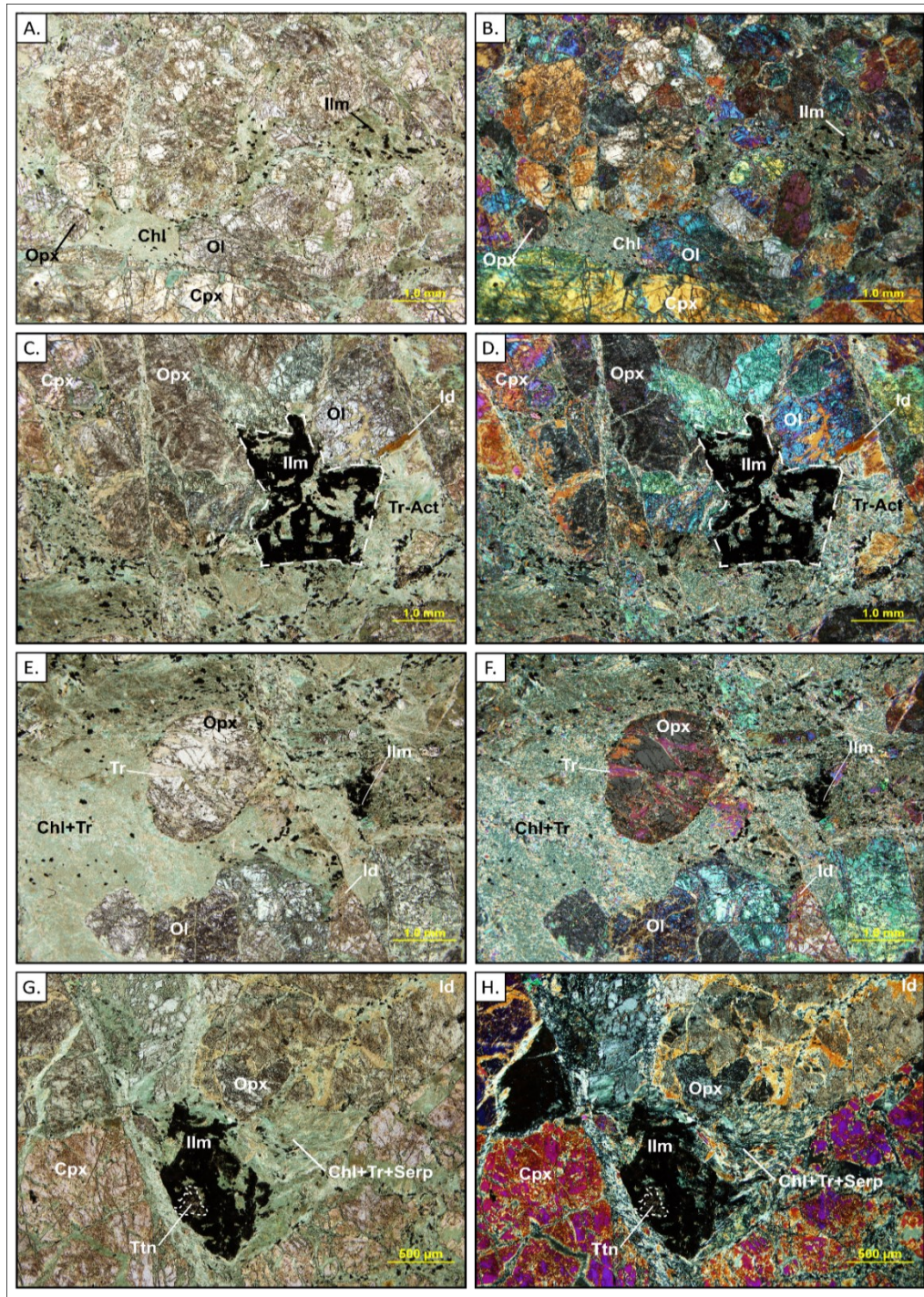


Figure 2-4: Microphotographies de la pyroxénite verte supérieure en lumière polarisée non analysée (LPNA, colonne de gauche) et lumière polarisée analysée (LPA, colonne de droite) (lame L14-105-14 / échantillon n°E5975661). A et B.) Grains de pyroxènes et d'olivine équigranulaires, avec altération à chlorite et oxyde de Fe-Ti intergranulaire. C et D.) Cristal squelettique d'ilménite, grains de pyroxènes et d'olivine fracturés et partiellement altérés, une altération rougeâtre en iddingsite est visible en bordure. E et F.) Grains d'orthopyroxène recoupés par des micro-cisaillements marqués par une altération en trémolite. G. et H.). Cristaux d'orthopyroxènes en cours de remplacement par un assemblage de chlorite, trémolite et serpentine. Abréviations : Act – Actinote; Chl – Chlorite; Cpx – Clinopyroxènes; Id – Iddingsite; Ilm – Ilménite; Ol – Olivine; Opx – Orthopyroxène; Srp – Serpentine; Tr – Trémolite; Ttn – Titanite.

2.2.1.2 Gabbro lité

L'unité de « gabbro lité » correspond à l'unité de « Gabbro folié » décrite par McMillan (1972) qui surmonte l'unité de pyroxénite verte supérieure. Ce changement de nom a été choisie, car cette unité présente un rubanement magmatique, caractérisé par une alternance rythmique de niveaux de gabbro et de pyroxénite (figure 2-2). Observé et reconnu dans les forages OPM-19-09 (figure 2-5A) et CPH-14-105 (figure 2-5B), le gabbro lité est reconnaissable par cette alternance de niveau de gabbro grenu à microgrenu, sub-ophitique et de niveaux de pyroxénite riches en magnétite (30 %) et son équivalent altéré par la titanite. Dans les échantillons les plus frais, il est possible de distinguer un alignement préférentiel des cristaux de pyroxènes et de lits de magnétite (figure 2-5C). L'épaisseur des niveaux de gabbro varie entre quelques mètres à des dizaines de mètres, tandis que les niveaux de pyroxénite varient de quelques décimètres à plusieurs mètres. Le contact entre la pyroxénite et le gabbro folié est exposé en surface dans le secteur Est de la mine Springer. L'unité de gabbro présente un aspect plus blanc dû à la présence de niveaux très riches en plagioclases à grains grossiers, ainsi qu'une orientation préférentielle des cristaux de pyroxènes et de plagioclases (figure 2-5D et E).

La lame polie L100-F2G provient de la partie riche en plagioclase du gabbro lité et présente un alignement des cristaux de plagioclases et de pyroxènes (figure 2-6A, B). Cette lame contient 35 à 45 % de phénocristaux de plagioclases idiomorphes, grossiers (1 – 4 mm), avec une texture intergranulaire. Les plagioclases sont saussuritisés et présentent une altération modérée à intense en épidote (clinozoïsite) et en chlorite (figure 2-6C, D). Les pyroxènes sont plus grossiers (1 – 5 mm) et représentent 25 – 35 % de la lame. Ils sont complètement remplacés par de l'actinote et de la trémolite (processus d'ouralitisaiton ; figure 2-6E, F). De la hornblende primaire représente environ 10 % de la lame et se distingue des actinotes par une forme plus trapue et des clivages à 120°. Elle se présente sous forme de petits cristaux à texture cumulus de taille inférieure aux actinotes (< 0,5 mm; figure 2-6E, F). Les oxydes de Fe-Ti représentent environ 10 % de la lame et sont regroupés en petits cumulats de cristaux octaédriques (figure 2-6 A, C). Ces grains sont pour la plupart des anciennes magnétites altérées en titanite (figure 2-6G, H). Quelques cristaux présentent des cœurs encore opaques qui pourraient correspondre à des exsolutions d'ilménite. Des traces de pyrite et

chalcopryrite ont été observés dans la lame, ce qui implique que l'échantillon a été altéré par un processus hydrothermal. Il présente également de petits cisaillements, affectant les cristaux de plagioclases, pyroxènes ouralitisés, d'amphiboles et de titanite indiquant un épisode de déformation (figure 2-6C, D, G et H).

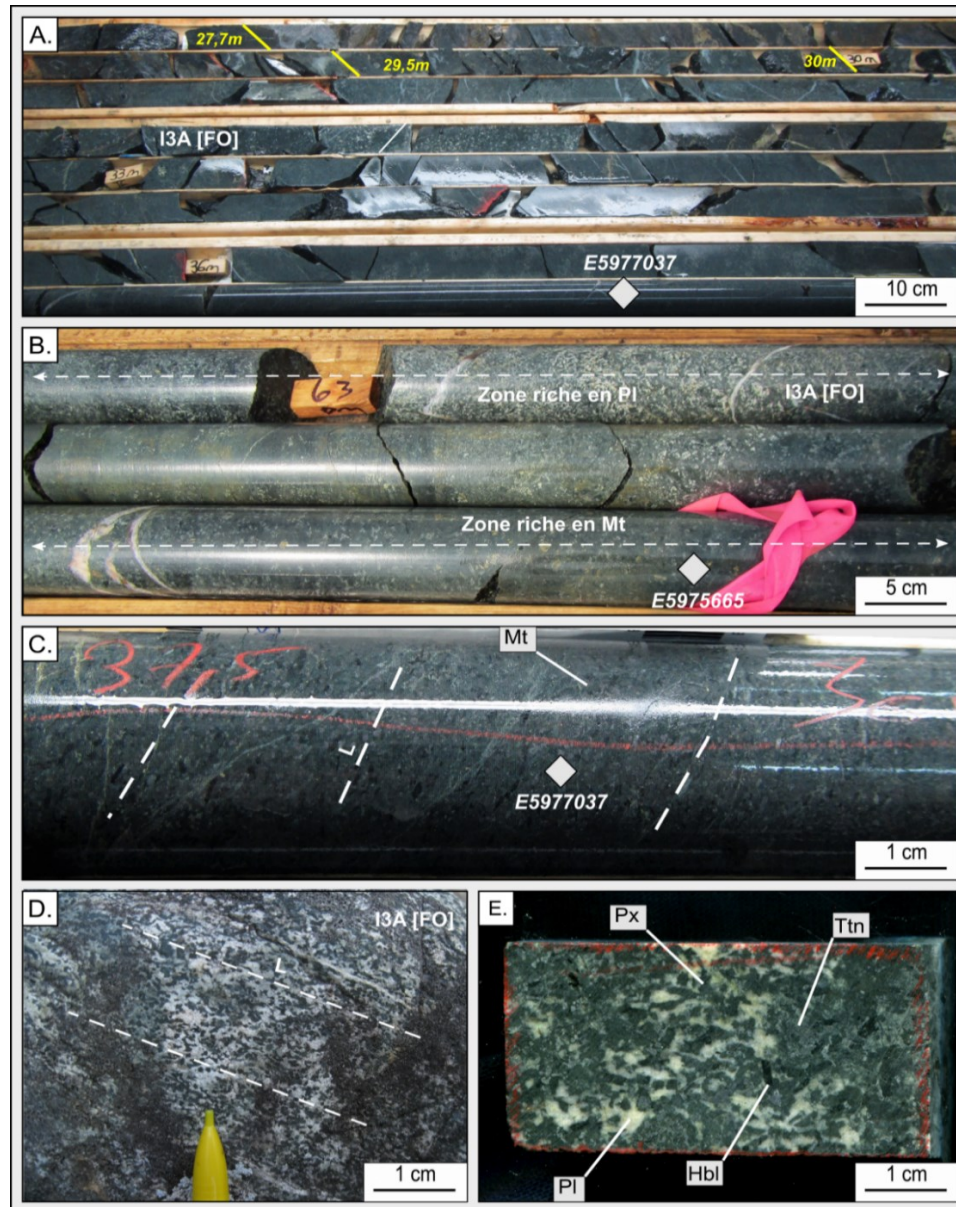


Figure 2-5 : Macrophotographies du gabbro lité dans le secteur de Chapais. A.) Gabbro lité (I3A [FO]) caractérisé par l'alternance de petits niveaux de pyroxénite et de gabbro, notez que la minéralisation est concentrée dans la partie plus gabbroïque (forage OPM19-09 / 27 – 37 m). B.) Gabbro lité avec un niveau très riche en plagioclase, à texture grenue (carotte supérieure) et niveau de pyroxénite, roche en magnétite, à texture microgrenue (carotte inférieure ; forage CPH14-105 / 63 m) C.) Niveau de pyroxénite riche en magnétite, avec un alignement préférentiel (L) des cristaux matérialisés par les lignes tiretées. D.) Niveaux riches en plagioclases montrant un alignement des cristaux. E.) Échantillon macroscopique de la lame L100-F2G. Abréviations : Hbl – Hornblende; Mt – Magnétite; Pl – Plagioclase; Px – Pyroxènes; Ttn – Titanite. La localisation des échantillons est indiquée par les losanges gris.

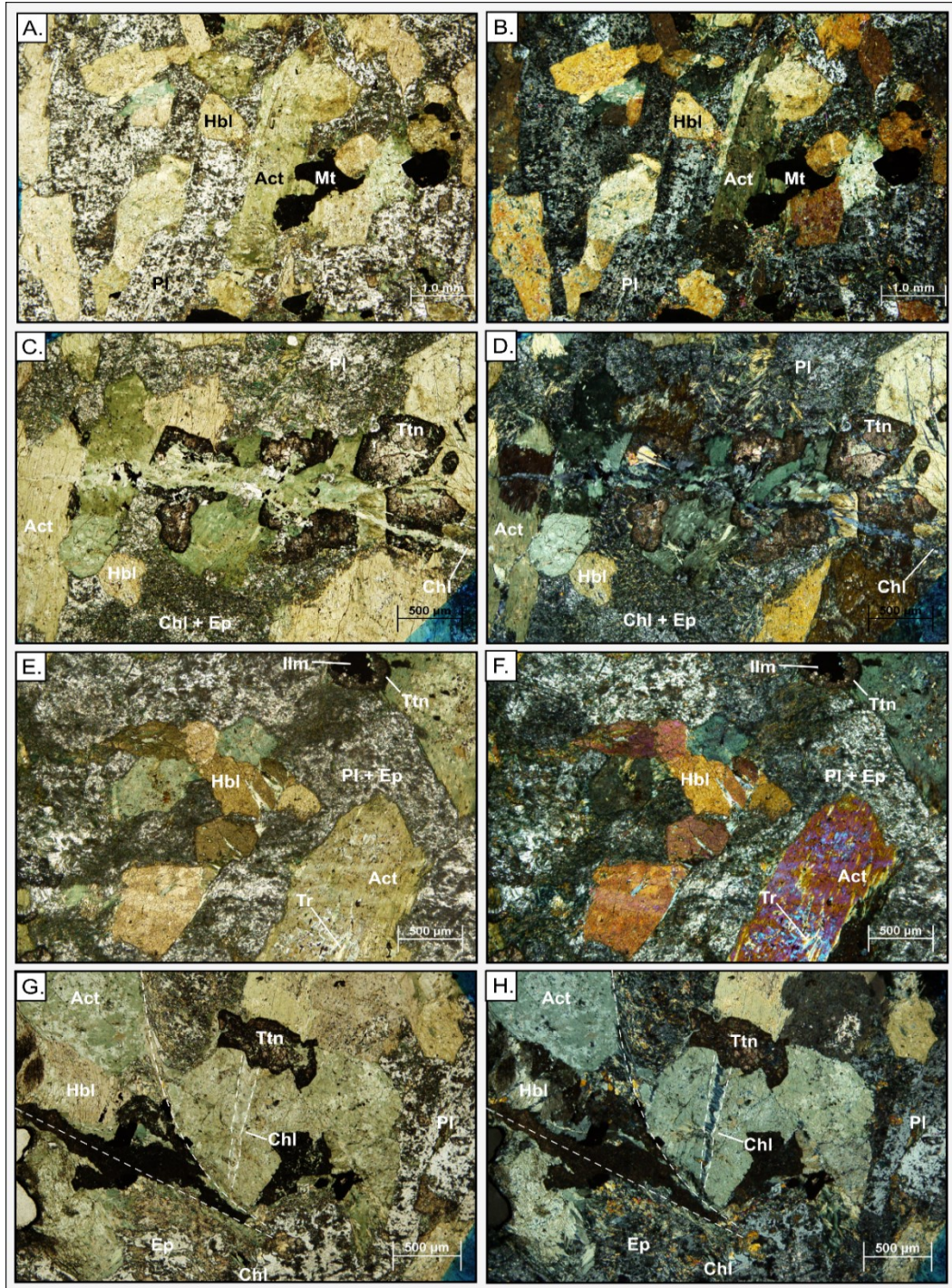


Figure 2-6 : Microphotographies du gabbro lité à la mine Springer en LPNA (A, C, E et G) et LPA (B, D, F et H), lame L100-F2G. A. et B.) Texture subophitique montrant les cristaux de plagioclases partiellement entourés par des cristaux de pyroxènes ouralitisés, notez l'orientation préférentielle des cristaux. C. et D.) Intense saussurisation (altération en chlorite, épidote) des plagioclases, avec une chloritisation partielle de l'actinote qui pseudomorphose le pyroxène, et une altération de la magnétite en titanite. E. et F.) Texture intergranulaire des cristaux de hornblende entre les grains de plagioclases. Notez que le cœur de certains pyroxènes pseudomorphosés en actinote est altéré en trémolite. G. et H.) Déformation locale des amphiboles, avec le développement de micro-cisaillements (tiretés blancs) et de fractures avec un remplissage de chlorite. Abréviations : LPNA – Lumière polarisée non analysée; LPA Lumière polarisée analysée; Act – Actinote; Chl – Chlorite; Ep – Épidote; Hbl – Hornblende; Ilm – Ilménite; Pl – Plagioclase; Tr – Trémolite; Ttn – Titanite.

2.2.1.3 Gabbro de Ventures

Le gabbro de Ventures forme le sommet du Filon-couche de Ventures (figure 2-2), il est exposé à la mine Springer sur plusieurs affleurements. En surface, il apparaît de couleur claire à blanchâtre en raison de la présence d'une patine sur les parties superficielles, mais révèle une teinte plus sombre sur cassure fraîche (figure 2-7A, B). Il est rapidement identifiable grâce à sa texture grenue, sub-ophitique, équigranulaire à cristaux grossiers (jusque 2 cm) de pyroxènes et plagioclases tabulaires. Il est également magnétique, en raison de la présence de magnétite disséminée. L'unité est massive et globalement homogène, bien qu'elle présente des variations locales en termes de proportion minéralogique et de taille des cristaux variant de 1 – 5 mm à plusieurs centimètres. À l'échelle métrique, le gabbro peut être fortement magnétique, à faiblement voire non magnétique. Il présente également plusieurs amas et lits métriques plus riches en minéraux mafiques et quelques lentilles de granophyres composé de quartz et feldspaths. La figure 2-7C présente une section de 15 m caractéristique du gabbro de Ventures à la mine Springer, homogène dans son ensemble avec quelques petits lits décimétriques plus riches en minéraux mafiques, et d'autres avec plus de 80% de plagioclases. La figure 2-7D présente la texture typique du gabbro à la mine Springer, avec une légère chloritisation affectant les pyroxènes et la présence de grains de pyrite disséminés, tandis que les plagioclases semblent non affectés. Il est parfois difficile de distinguer l'effet de l'altération ou une variation de faciès, cependant la conservation de la texture grenue et des grains de pyroxènes semblent constituer les meilleurs indicateurs. La figure 2-7E illustre cet exemple de gabbro avec un faciès plus mafiques (plus riche en pyroxènes) et peu altéré.

Dans les lames réalisées sur les échantillons les moins altérés, et situées en dehors des zones minéralisées, le gabbro présente une texture identique à celle observée macroscopiquement. Les cristaux de plagioclases sont grossiers, se présentent sous forme de lattes avec une taille comprise entre 1 et 4 mm, et leur proportion varie entre 40 et 65 % (figure 2-8A, B; tableau 2-2). Ils présentent une saussuritisation, soit une altération en épidote et chlorite au cœur des cristaux, et des bordures limpides albitisées (figure 2-8C, D). Dans les cas extrêmes, cette saussuritisation affecte entièrement le cristal (figure 2-8E, F) et mène à un remplacement total par l'épidote (pistachite, clinozoïsite). Sur les individus non altérés, la macle polysynthétique est présente ainsi que la macle

de la péricline (figure 2-8G, H). Une estimation de la composition par la méthode de Michel-Lévy, a permis de déterminer que les plagioclases présentent une composition de 40 – 60 % An correspondant à l'andésine et la labradorite. À noter que cette approximation est faite à partir d'observations microscopiques, et devrait idéalement être confirmée par des analyses à la microsonde électronique.

Les cristaux de clinopyroxènes représentent de 10 à 35 % de la minéralogie, ils sont moyennement grossiers (0,5 – 2 mm). Les plus grossiers entourent partiellement les plagioclases, tandis que les plus fins ont une texture intergranulaire et occupent les espaces entre les grains. C'est principalement le cas sur les échantillons très riches en plagioclases. Les pyroxènes sont ouralitisés, c'est-à-dire qu'ils sont totalement pseudomorphosés en amphiboles, généralement en une variété d'actinote ou sont altérés en chlorite (figure 2-8C, D). La hornblende est présente, mais bien plus rare (< 5%), et aussi remplacée par de l'actinote ou de la chlorite.

La magnétite est le troisième minéral le plus abondant et constitue 5 – 10 % du gabbro. Elle se présente sous forme de grains grossiers, hypidiomorphes de 0,5 mm à 3 mm, avec des exsolutions d'ilménite. Elle est partiellement à totalement altérée en titanite où seules les exsolutions d'ilménite ont résisté à l'altération formant des cristaux avec une texture « squelettique » (figure 2-8E à H). La chlorite, l'actinote et l'épidote sont les minéraux d'altération les plus communs du gabbro de Ventures, mais ils peuvent être accompagnés de stilpnomélane, carbonate, talc, trémolite, prehnite, ce qui correspond à un assemblage typique des roches mafiques au faciès des schistes verts.

Tableau 2-2 : Synthèse des compositions minéralogiques des lames prélevées dans les différents faciès du Filon-couche de Ventures dans le secteur des mines Opémiska.

Échantillon	Lame	Lithologie	Pl	Pyroxènes		Hbl	Ol	Oxydes de Fe-Ti			Chl	Stilp	Tr-Tlc-Serp-Pr
				Cpx	Opx			Mt	Ilm	Ttn			
E5975661	L14-105-I4	I4C		40	45	3	5	5	<1				32
E6594899	L100-F2G	I3[FO]	35	30		10		10	3				12
E5975654	L14-105GV1	I3[OP]	60	15		5		7	0	10			6
E5975675	L14-103GV2	I3[OP]	60	10		5		10	0	15			
E5975679	L14-103-GV3	I3[OP]	65	14		5		1	5	10			
E5975692	L0935-GV4	I3[OP]	40	35				7	5	10	3		

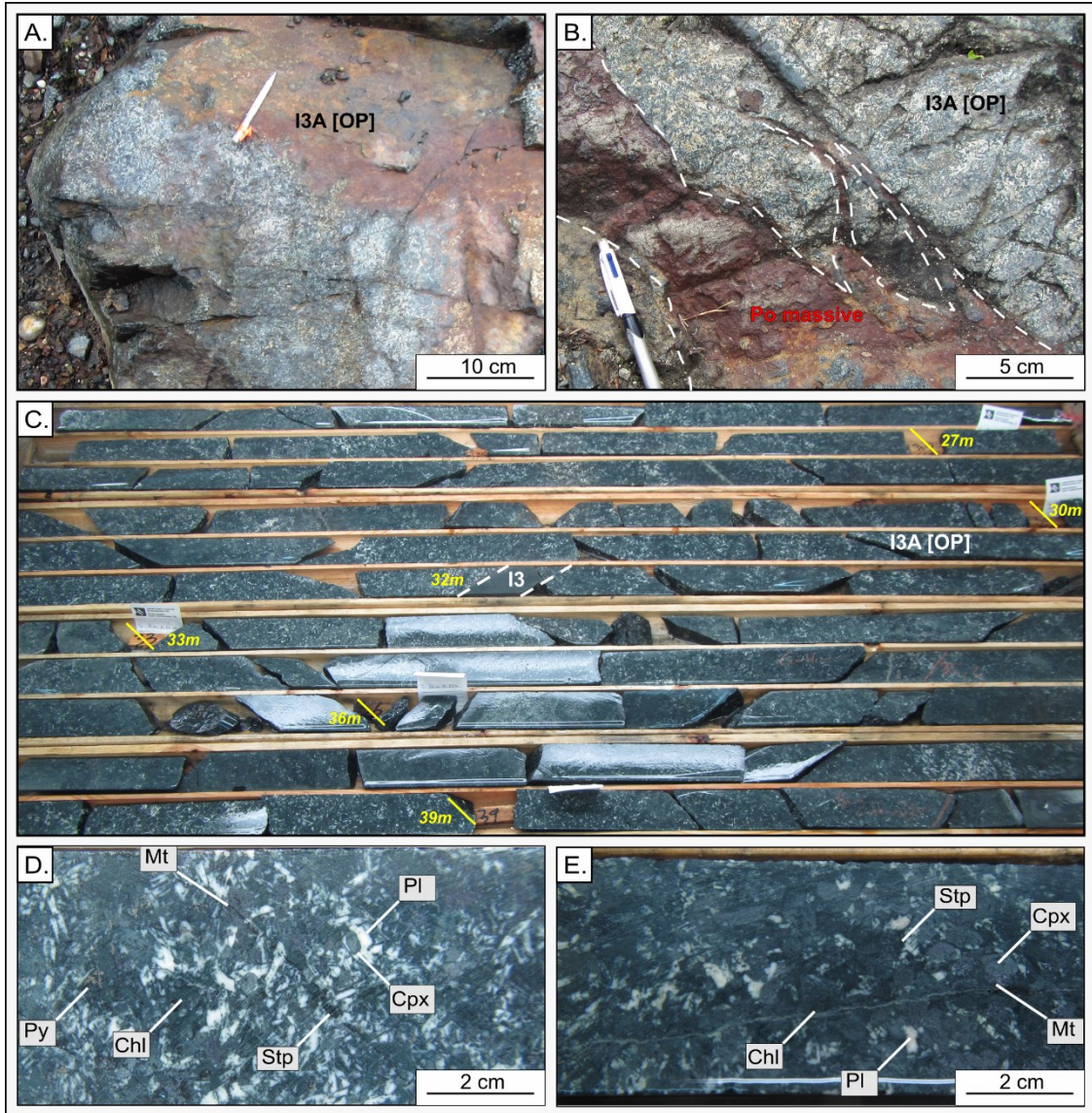


Figure 2-7 : Macrophotographies du gabbro de Ventures dans le camp de Chapais. A.) Affleurement de gabbro à texture grenu, ophitique et situé à proximité de la veine N°02 (point G035). B.) Affleurement de gabbro avec minéralisation de pyrrhotite massive et légère chloritisation. C.) Section continu caractéristique du gabbro observé en forage montrant quelques variations de textures avec de petits niveaux très riches en plagiocases, et des niveaux plus mafiques, proche d'une pyroxénite (forage OP10-16 / 25 – 40 m). D.) Texture équilibrée à subophitique du gabbro de Ventures avec des grains grossiers de plagiocases, pyroxènes, magnétite, notez une légère altération en chlorite accompagnée de pyrite disséminée. E.) Faciès plus mafique du gabbro de Ventures, avec moins de 30 % de plagiocases, à texture ophitique et grains de pyroxènes grossiers (vert clair) ouralitisés et magnétite (grains sombres à éclat métallique), les grains interstitiels sont altérés en chlorite et stilpnomélane (vert sombre). Abréviations : I3 - Dyke mafique; I3A [OP] – Gabbro de Ventures à texture ophitique; Chl – Chlorite; Cpx – Clinopyroxènes; Mt – Magnétite; PI – Plagioclase; Py – Pyrite; Stp – Stilpnomélane.

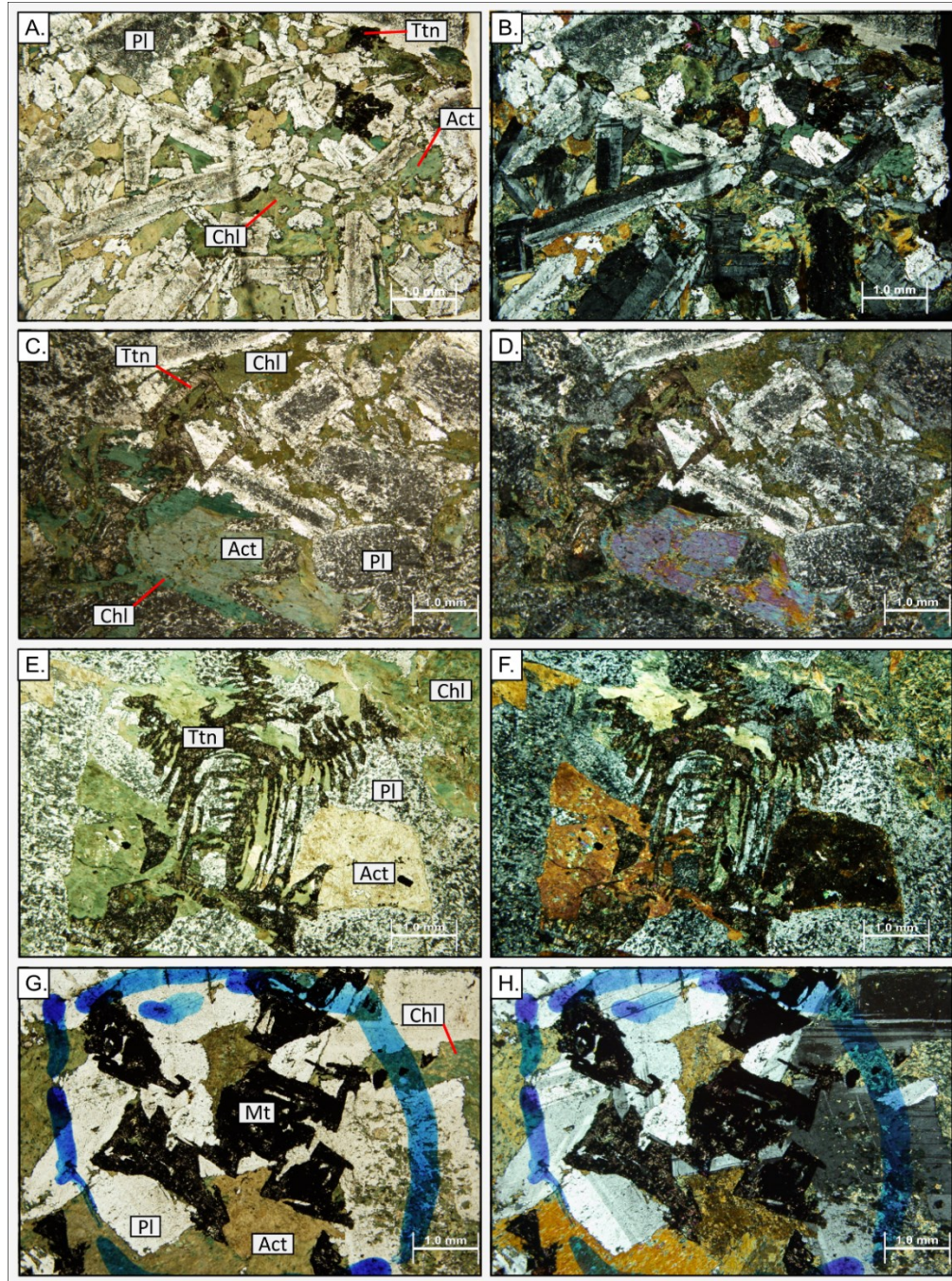


Figure 2-8 : Microphotographies du gabbro de Ventures dans le camp de Chapais. Observées en LPNA (A, C, E et G) et LPA (B, D, F et H). A. et B.) Texture équilibrée du gabbro riche en plagioclases légèrement saussuritisés, et grains de pyroxènes ouralitisés et chloritisés interstitiels (lame L14-105-GV2). C. et D.) Texture subophitique du gabbro de Ventures, montrant des plagioclases saussuritisés avec un cœur fortement altéré et des bordures limpides, entourés partiellement par des cristaux de pyroxènes ouralitisés, la magnétite est totalement remplacée par de la titanite (lame L14-103-GV3). E. et F.) Cristal grossier de magnétite à texture squelettique altéré en titanite, avec grains de plagioclase saussuritisés et pyroxènes ouralitisés en actinote (lame L14-105-GV1). G. et H.) Gabbro de Ventures à texture grenue, ophitique avec grains de plagioclases idiomorphes montrant la macle polysynthétique (coin supérieur gauche) et du péricline (grain sur bordure droite), pyroxènes et magnétite (lame L0935-GV4). Abréviations : LPNA – Lumière polarisée non analysée; LPA Lumière polarisée analysée; Act – Actinote; Chl – Chlorite; Ep – Épidote; Ilm – Ilménite; Pl – Plagioclase; Ttn – Titanite.

2.2.2 Pétrographie du Filon-couche de Bourbeau

Une section stratigraphique du Filon-couche de Bourbeau dans le secteur de Chapais est également proposée à la figure 2-9. Elle est basée sur les travaux de Dubé et Guha (1989), ainsi que les observations d'affleurements et l'échantillonnage dans le forage MC-09-46 (figure 1-6C). Cette section est moins exhaustive que celle présentée pour le Filon-couche de Ventures, en raison de la plus faible exposition du Filon-couche de Bourbeau et de la disponibilité plus réduite des forages; d'autre part ce filon-couche ne représente pas l'objectif principal de cette étude. Il demeure néanmoins pertinent d'aborder la pétrologie, la stratigraphie et l'évolution géochimique de ce filon-couche, d'une part car il est l'encaissant des minéralisations de la mine Cooke et d'autre part pour valider et contraindre plusieurs contacts lithologiques de la carte régionale. L'étude du Filon-couche de Bourbeau a donc été limitée à 2 – 3 échantillons par unités, prélevées en différents points de la région pour valider ces contacts et caractériser son évolution géochimiques sur plusieurs niveaux stratigraphiques (figure 2-1). Tel que présenté à la figure 2-8, les unités de « pyroxénite », « leucogabbro » et « ferrogabbro à quartz » ont pu être observées et analysées ainsi que des dykes de gabbro à grains moyens et à phénocristaux de pyroxènes qui recoupent le Filon-couche de Bourbeau. Ces derniers seront décrits en détail à la section 2.2.3.1.

2.2.2.1 Pyroxénite

L'unité de pyroxénite située à la base du Filon-couche de Bourbeau a pu être observée dans le forage MC-09-46 (figure 2-10A) et reconnue en surface à l'est de la mine Springer (figure 2-1). Elle se présente comme une unité épaisse de quelques dizaines de mètres, non magnétique, de couleur gris-brun-vert, à cristaux de pyroxènes finement à moyennement grenus (< 2 mm). Sur un affleurement localisé 500 m à l'ouest de la propriété Opémiska (figure 2-1; station G047), la pyroxénite est exposée au contact avec les volcanoclastites de la Formation de Blondeau. Elle est caractérisée par une couleur vert sombre tachetée de brun, 90 % de pyroxènes, en parties ouralitisés en hornblende, 10 % de plagioclases et <1 % d'oxyde de fer (figure 2-11A). Elle forme une unité massive montrant une épaisseur d'environ 50 m, injectée dans les tufs, cherts et greywackes de la Formation de Blondeau, eux-mêmes présentant une orientation 330°/70° (figure 2-1, station G111).

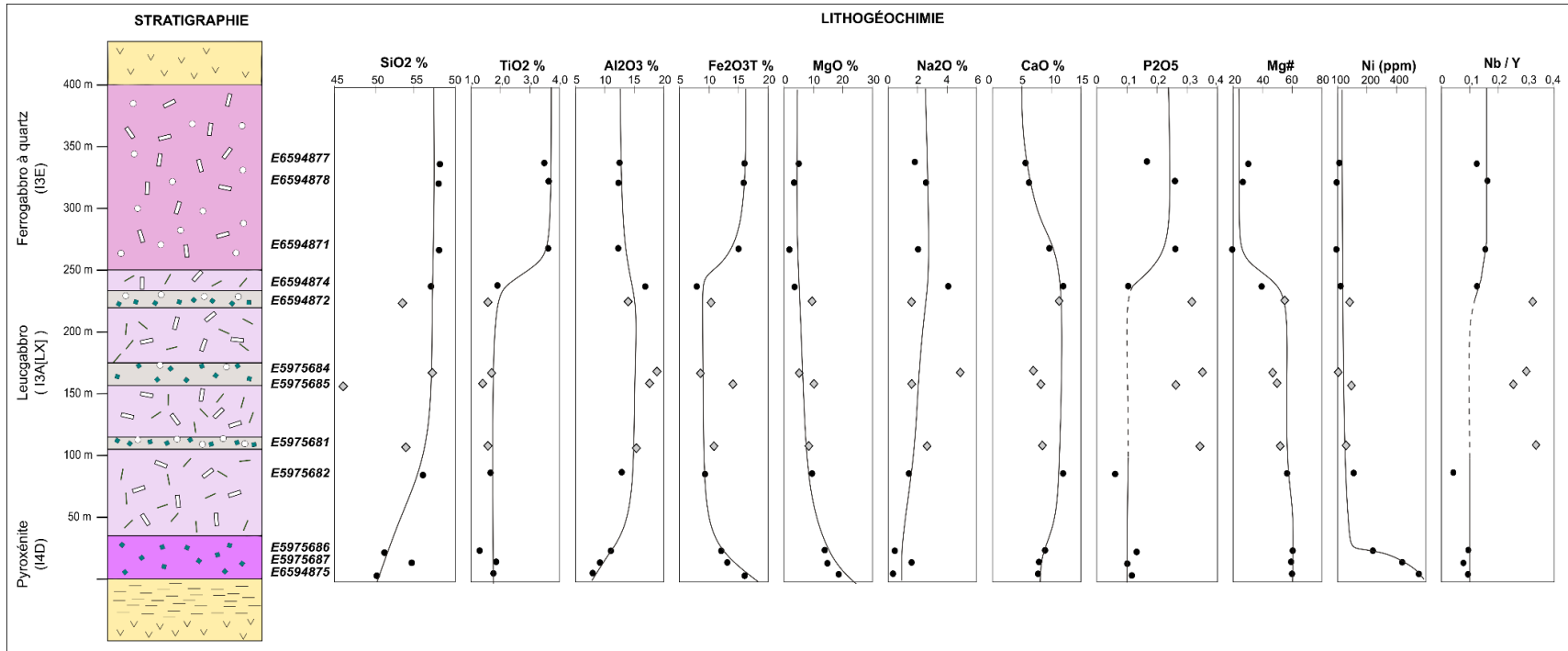


Figure 2-9 : Colonne stratigraphique simplifiée des unités du Filon-couche de Bourbeau dans le secteur de Chapais profils des éléments majeurs, du Mg#, du contenu en nickel et du rapport Nb/Y. La localisation des dykes de gabbro à grains moyens et phénocristaux de pyroxènes est schématiquement représentée sur la colonne. Il est uniquement possible de les distinguer à partir de leur en contenu en P₂O₅% et de leur rapport Nb/Y anormalement élevé par rapport aux unités de leucogabbro et ferrogabbro à quartz.

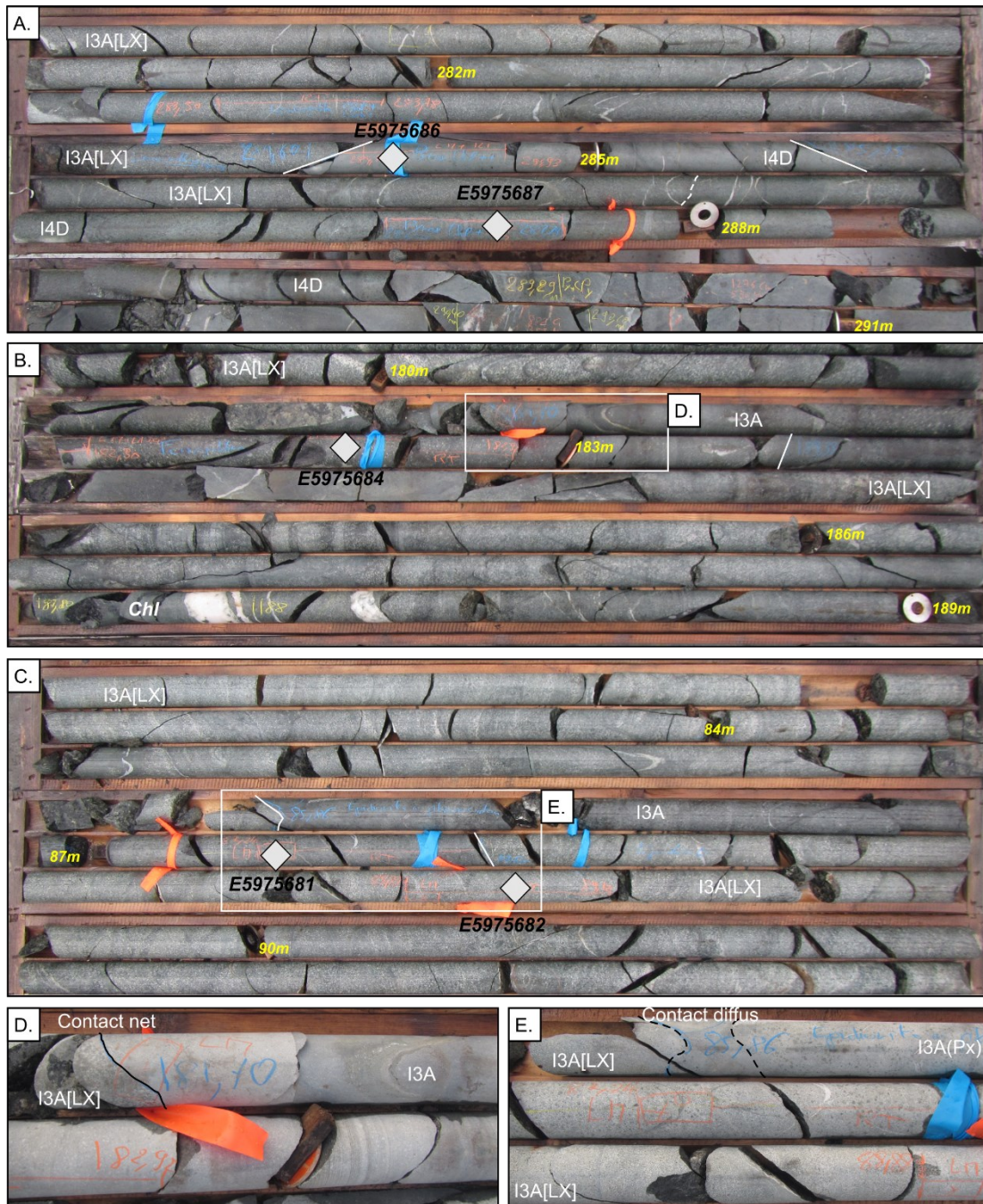


Figure 2-10 : Photographies des unités de pyroxénite, leucogabbro et gabbro à phénocristaux de pyroxènes identifiées dans le forage MC09-46. A.) Contacts entre la pyroxénite et le leucogabbro. Notez que la transition entre les deux unités est marquée par une succession de petits niveaux de leucogabbro et de pyroxénite. B.) Unité de leucogabbro recoupée par un dyke de gabbro vert sombre à grain fin. C.) Unité de leucogabbro recoupée par un dyke de gabbro à phénocristaux de pyroxène. D.) Détail du contact entre le leucogabbro et le dyke de gabbro vert sombre à grain fin. E.) Détail sur contact entre le leucogabbro et le gabbro à phénocristaux de pyroxène. Légende : I3A[LX] : leucogabbro ; I4D : pyroxénite ; I3A : dykes de gabbro à grains moyens ; I3A(Px) : gabbro à phénocristaux de pyroxènes ; Chl : altération en chlorite. La localisation des échantillons est indiquée par les losanges gris.

2.2.2.2 Leucogabbro

Le leucogabbro est l'unité du Filon-couche de Bourbeau qui bénéficie de la meilleure exposition dans le secteur de Chapais. Il est largement exposé au niveau de d'affleurement « *Cooke Swamp* » qui a fait l'objet d'une cartographie (figure 2-1 et figure 2-12A). Il est important de préciser qu'aucun échantillon n'a pu être prélevé en ce point, les lames minces et les analyses géochimiques ont été réalisées à partir du forage MC09-46 où l'on est capable d'observer le leucogabbro sur une section de plus de 200 m, ainsi que le contact avec la pyroxénite basale (figure 2-10A). En forage, et en affleurement le leucogabbro se présente comme une unité de gabbro leucocrate, de couleur blanche tacheté de vert (figure 2-10B et C). Il est principalement composé de plagioclases, pyroxènes, amphiboles et d'ilménite et présente une texture moyennement grenue, ophitique à intergranulaire. Les cristaux de plagioclases se présentent sous forme de baguettes idiomorphes, d'orientation variable, entourées par les pyroxènes, qui peuvent former de petits amas en forme de rosaces (figure 2-12B). Relativement homogène, il peut montrer des variations de taille et de proportion des cristaux de plagioclases et pyroxènes (figure 2-12C, D, E). Il est recoupé à plusieurs niveaux (figure 2-10B et C) et notamment à proximité du contact avec le ferrogabbro (non visible sur la figure 2-12B), par des dykes de gabbro de couleur gris-vert à grains moyens (I3A) et phénocristaux de pyroxènes ouralitisés (I3A(Px)) qui seront décrits plus en détail dans la section 2.2.3.1.

D'après les échantillons et de la lame étudiée, le leucogabbro est constitué de 30 à 65 % de plagioclases (figure 2-11B, C, tableau 2-3) présents sous forme de grains interstitiels totalement saussuritisés et remplacés par de l'épidote (clinozoïsite; figure 2-11E, F). Les clinopyroxènes originaux sont pseudomorphosés en actinote et constituent 30 à 50 % du gabbro. Ils sont de taille comprise entre 1 et 3 mm et allant jusqu'à 8 mm. Les orthopyroxènes devaient constituer 1 à 5 % du leucogabbro, leur proportion et leur identification exacte est impossible à estimer en raison de leur altération en chlorite, trémolite. Le leucogabbro compte également de 5 à 10 % d'hornblende verte, de taille inférieure à 0,5 mm, idiomorphes, légèrement fracturées, présentant parfois une couronne d'altération en trémolite, ainsi que de 1 à 5 % de spinelles, présentant des exsolutions d'ilménite et altérés en titanite.

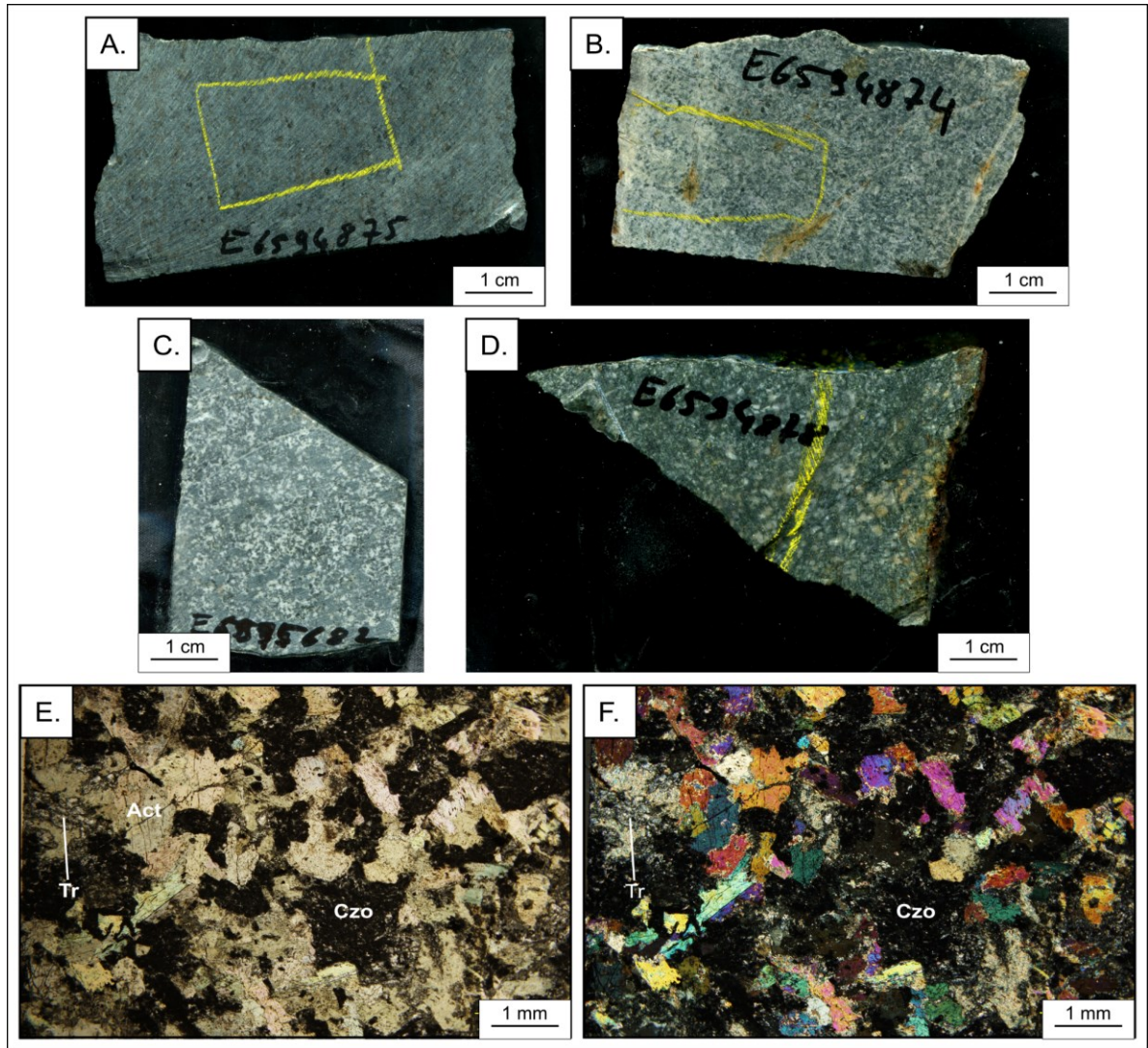


Figure 2-11 : Macro et microphotographies des échantillons de pyroxénite, leucogabbro et ferrogabbro à quartz du Filon-couche de Bourbeau. A.) Échantillon de pyroxénite prélevés en affleurement (station G047 ; analyse E6594875 ; pas de lame associée). B.) Échantillon de leucogabbro à texture équigranulaire prélevé à l'ouest de la mine Springer, sur le bord de la route 113 (station G110; analyse E6594874; pas de lame associée). C.) Échantillon de leucogabbro à texture équigranulaire prélevé dans le forage MC09-46 à 89 m (voir figure 2-10C; analyse E5975682 ; lame L0946-LG2). D.) Échantillon de ferrogabbro à quartz chloritisé, prélevé au sud de l'affleurement « *Cooke Swamp* » (figure 2-1C; station G116 ; analyse E6594878). E. et F.) Texture équigranulaire du leucogabbro à pyroxènes ouralitisés et plagioclases altérés en clinozoïsite (lame L0946-LG2) observés en LPNA et LPA. Abréviations : Act – Actinote; Czo – Clinozoïsite; Tr – Trémolite.

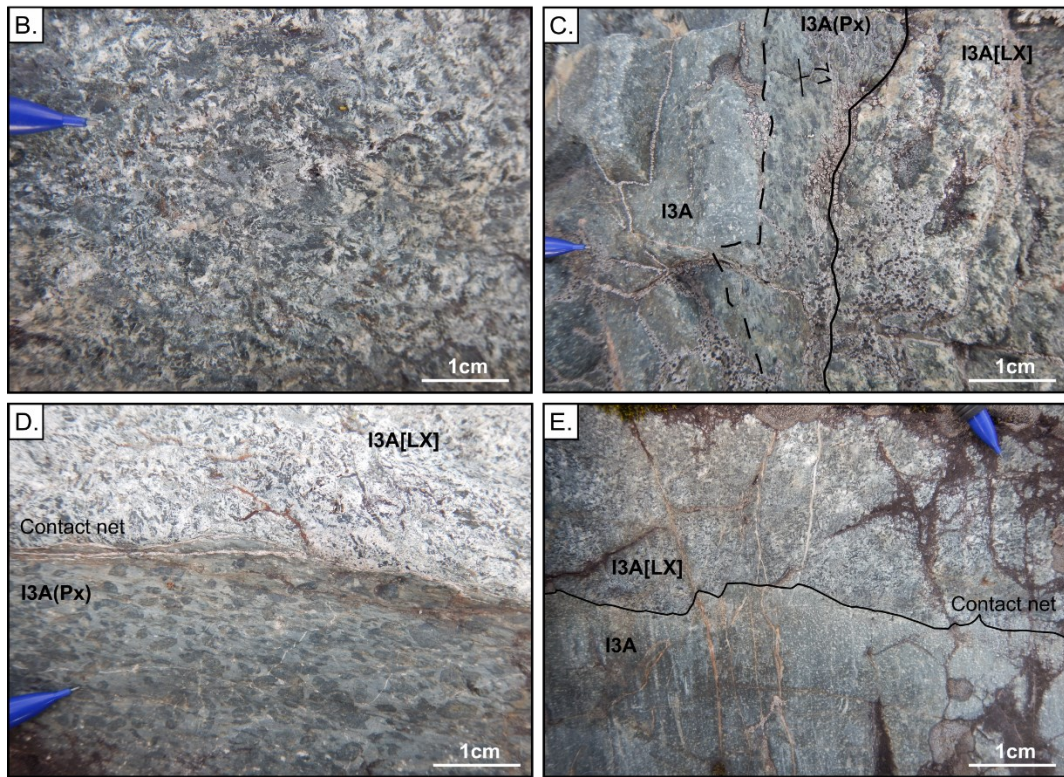
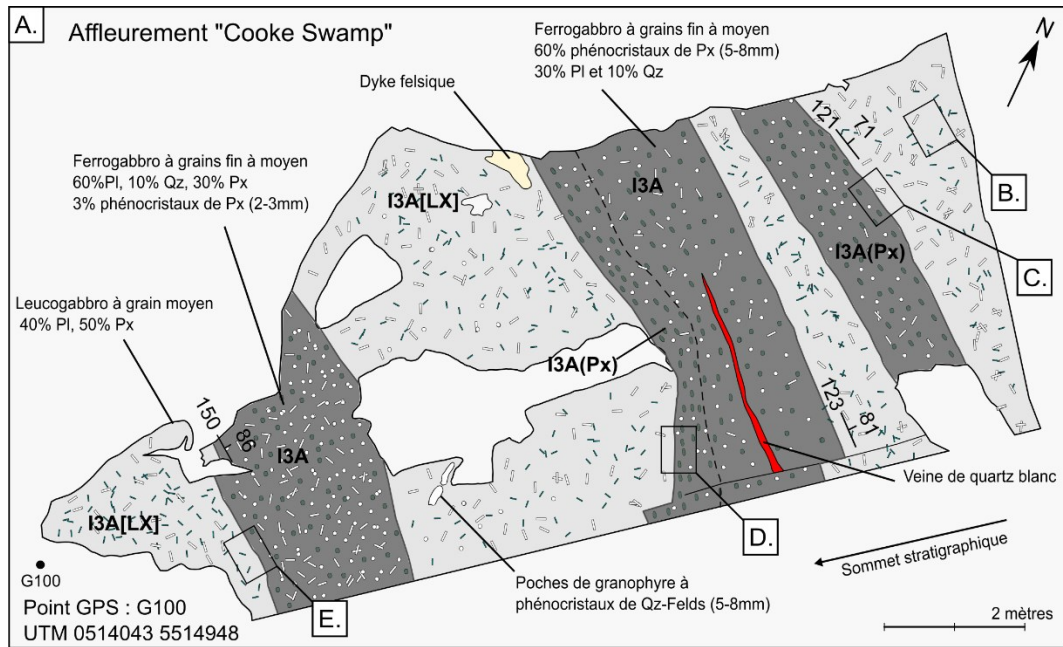


Figure 2-12 : Cartographie et pétrologie des unités identifiées sur l'affleurement « Cooke Swamp ». A.) Cartographie de détail au 1/100ème de l'affleurement révélant une succession d'unités de leucogabbro et de ferrogabbro, les contacts ont une orientation 300° à 330° . Notez l'enrichissement en quartz et plagioclase du ferrogabbro vers le sommet stratigraphique. B.) Leucogabbro montrant la texture ophitique et les pyroxènes avec une texture en rosette C.) Contact net entre le leucogabbro et le gabbro à phénocristaux de pyroxènes qui montre un contact diffus avec le gabbro à grains moyens de Qz-Pl-Px. D.) Contact net entre le leucogabbro altéré avec patine blanche et un gabbro à phénocristaux de pyroxènes ouralitisés. E.) Contact ondulé entre le gabbro à grains moyens de Qz-Plg-Px et le leucogabbro. Légende : I3A[LX] : Leucogabbro ; I3A : Gabbro à grains moyens ; I3A(Px) : Gabbro à phénocristaux de pyroxènes.

2.2.2.3 Ferrogabbro à quartz

Le ferrogabbro à quartz constitue l'unité sommitale du Filon-couche de Bourbeau dans le secteur de Chapais (figure 2-9). Tout comme la pyroxénite et le leucogabbro, il a fait l'objet d'études approfondies par Dubé et Guha (1989). Il est affleurant aux points G212 et G117 (figure 2-1; Annexe A), où il a pu être échantillonné, cependant il n'a pas été possible de faire une analyse pétrographique précise en lame mince. Seuls des échantillons macroscopiques ont été utilisés. Il se présente comme un gabbro à grain moyen, de couleur sombre tacheté de blanc en raison de la présence de 5 à 10 % de cristaux de quartz, de 50 à 60 % de plagioclases, 35 – 45 % de pyroxènes et 5 à 10 % d'oxyde de fer-titane non magnétique (probablement ilménite; figure 2-11D tableau 2-3).

Tableau 2-3 : : Compositions minéralogiques des unités depyroxénite, leucogabbro, ferrogabbro à quartz du Filon-couche de Bourbeau et des dykes de gabbro à grains moyens et phénocristaux de pyroxènes recoupant le leucogabbro.

Échantillon	Lithologie	Lame	Qz	Pl	Px	Hbl	Ilm-Ttn	Chl	Tr-Tlc-Srp
E6594875	Pyroxénite	N/A (macro)							
E5975682	Leucogabbro	L0946-LG2		30	30	6	2	20	12
E65974874	Leucogabbro	N/A (macro)		65	30		1	4	
E6594878	Ferrogabbro à quartz	N/A (macro)		5-10	50-60	35 - 45	5 - 10		
E5975681	Dyke de gabbro	L0946-LG1		65	35	5	<1%		10
E6594872	Dyke de gabbro à phénocristaux de pyroxènes	L110-LG3		35	40	10	5		10

2.2.3 Dykes et intrusifs

Dans cette section, on s'intéressera aux différents types d'intrusions et de dykes qui recoupent les roches volcano-sédimentaires et les filons-couches de la Suite intrusive de Cummings dans la région de Chapais. Durant l'étude, quatre principaux groupes d'intrusions ont été reconnues en affleurement et en forage. Les distinctions ont été réalisées à partir de caractéristiques pétrographiques et lithogéochimiques qui seront détaillées dans la section 2.3.3. L'identification de la nature de ces dykes a pour objectifs d'améliorer les connaissances globales du secteur, d'associer si possible, ces dykes à de plus grands événements magmatiques, et ultimement de tenter d'établir des relations chronologiques avec les événements minéralisateurs. On discutera ainsi dans l'ordre suivant :

1) des dykes de gabbro à grain moyen et phénocristaux de pyroxènes recoupant le Filon-couche de Bourbeau

2) des dykes et intrusions mafiques qui correspondent principalement à deux petits filons-couches de gabbro localisés dans les roches volcaniques du 2^{ème} Cycle du Groupe de Roy

3) des dykes mafiques – intermédiaires qui recoupent le Filon-couche de Ventures et semblent affectés par l'altération associée aux minéralisations de cuivre de l'indice Chibougamau-Copper et à la mine Springer.

4) des dykes intermédiaires qui recoupent le Filon-couche de Ventures et semblent recouper la minéralisation à la mine Springer.

2.2.3.1 Dykes de gabbro à phénocristaux de pyroxènes

Ce groupe correspond à un ensemble de dykes recoupant le Filon-couche de Bourbeau (figure 2-9). Ces dykes sont observés dans le forage MC09-46 où ils recoupent le leucogabbro en différents points, à 182 m (figure 2-10B) et 85 m (figure 2-10C). Les contacts sont nets et identifiables en raison de la différence de texture entre le leucogabbro et le dyke de gabbro à grain moyen (figure 2-10D) ou encore le gabbro à phénocristaux de pyroxènes. Mais ils peuvent masqués localement par une altération chloriteuse (figure 2-10E). Ces dykes sont similaires à ceux identifiés en surface sur l'affleurement « *Cooke Swamp* » (figure 2-12A), où ils montrent des contacts nets orientés 300°/70°-80° avec le leucogabbro. Il n'a pas été possible de prélever d'échantillons lithogéochimiques ou de

lames minces sur cet affleurement, mais les descriptions macroscopiques suggèrent clairement qu'il s'agisse des mêmes dykes identifiés en forage. On y observe trois dykes de gabbro vert sombre tachetés de blanc qui semblent appartenir à une même génération, et qui recoupent le leucogabbro en plusieurs endroits. Sur cet affleurement, les différences de textures sont bien visibles entre le leucogabbro à texture grenue, en rosette (figure 2-12A, B, E) et ces dykes de gabbro à grains moyens (figure 2-12C, E) et de gabbro à phénocristaux de pyroxènes (figure 2-12 D). Ces dykes montrent une composition de ~ 60 % de phénocristaux de pyroxènes (4 – 8 mm), pseudomorphosés en amphiboles, déformés au niveau des contacts et exhibant un alignement préférentiel, 30 % de plagioclases et 10 % de quartz. Le cœur correspond plutôt à un gabbro à grain moyen (figure 2-12C). Le dyke proche du sommet stratigraphique (figure 2-12E), montre une texture plus fine, moyennement grenue, avec 10 % de grains de quartz, ~60 % de plagioclases et 30 % de pyroxènes. La figure 2-13A montre un exemple macroscopique de l'échantillon de dyke de gabbro à grain moyen échantillonné dans le forage et qui présente une texture comparable.

Deux échantillons de dyke de gabbro à phénocristaux de pyroxènes ont pu être observés en lame mince. Les proportions minéralogiques de ces dykes sont présentées dans le tableau 2-3 à titre de comparaison avec les unités du Filon-couche de Bourbeau. Ces échantillons ont été prélevés dans le forage MC09-46 (échantillon E59795681; figure 2-13B) et à l'ouest de la mine Springer au niveau de la route 113 (échantillon E6594872; figure 2-13C). Ils présentent des textures similaires, sont très fortement altérés avec des cristaux de pyroxènes, ouralitisés, chloritisés et serpentinisés, de plusieurs millimètres, baignant dans une matrice microgrenue de chlorite et clinozoïsite, provenant de la destruction des plagioclases (figure 2-13D, E, F et G).

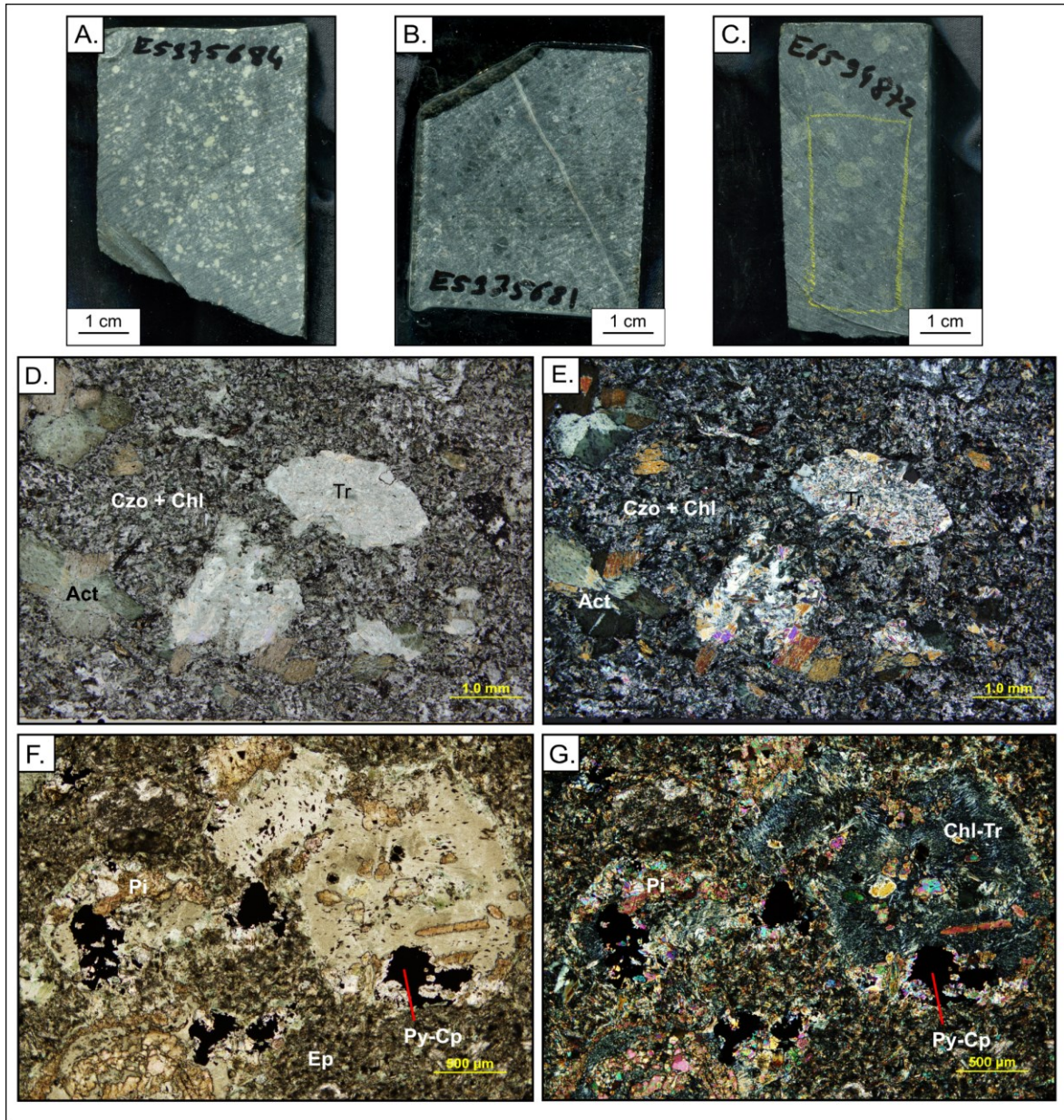


Figure 2-13 : Macro et microphotographies des échantillons de dyke de gabbro à grain moyen et phénocristaux de pyroxènes prélevés dans le forage MC09-46 et en affleurement sur le point G110. B.) Échantillon de dyke de gabbro à grains moyens de quartz-plagioclase. B.) Échantillon de dyke de gabbro à grains grossiers de pyroxènes (lame L0946-LG1). C.) Échantillon de la base du ferrogabbro à phénocristaux de pyroxènes (lame L110-LG3). D. et E.) Gabbro à grains grossiers montrant des cristaux porphyriques de ferro-magnésiens altérés en trémolite et de pyroxènes ouralitisés et le plagioclase microgrenu partiellement saussuritisé observés en LPNA et LPA (lame L0946-LG1). F. et G.) Faciès à phénocristaux de pyroxènes situé à la base du ferrogabbro, les grains sont totalement altérés en chlorite, pistachite, et le plagioclase est totalement altéré en épidote, quelques sulfures disséminés sont présents (lame L110-LG3). Abréviations : Act – Actinote; Chl – Chlorite; Cp – Chalcopryrite; Czo – Clinozoïsite; Ep – Épidote; Pi – Pistachite ; Py – Pyrite; Tr – Trémolite.

2.2.3.2 Dykes et intrusions mafiques

Dans la partie nord-est du secteur d'étude, l'affleurement de l'indice du Ruisseau à la Loutré expose une intrusion de gabbro et des basaltes andésitiques coussinés de la Formation de Bruneau (figure 1-6C). Le contact est marqué par un couloir de cisaillement 320° subvertical d'une épaisseur de 1 m et plus. Ce gabbro est de couleur vert sombre, piqueté de blanc, avec une texture microgrenue (<1 mm). Il est composé de 60 – 70 % de cristaux de pyroxènes (1 – 2 mm), 25 – 30 % de cristaux tabulaires de plagioclases intergranulaires (<1 mm), et 5 – 10 % de quartz (<1 mm). Il est localement recoupé par des fractures et des veines de quartz contenant localement de l'axinite.

Dans la partie Est du secteur d'étude, au sud de la route 113, se situe la rampe d'accès aux galeries de l'indice Lingside Touchdown (figure 2-1) excavée en 1988 par Minnova Inc. L'affleurement y expose une des unités de gabbro encaissant une partie des minéralisations aurifères. Tel que décrit dans le rapport de Gagnon (1989), cet intrusif est caractérisé par une couleur vert sombre et une texture finement grenue avec 1 à 2 % de phénocristaux de pyroxènes.

2.2.3.3 Dykes mafiques - intermédiaires

Dans le secteur de Chibougamau-Copper, une série de dykes de composition mafique à intermédiaire ont été identifiés dans les forages CPH14-105 et CPH14-101 (figure 2-1). Ils se distinguent du gabbro de Ventures et du gabbro lité par une couleur gris-vert à vert sombre, une texture microgrenue, à micro-porphyrrique avec des cristaux de clinopyroxènes transformés en actinote et des fragments anguleux de quartz-feldspaths (figure 2-14A, B). Le contact est parfois marqué par des veinules de calcite-chlorite et magnétite ou est diffus et masqué par l'altération. Ces dykes sont de dimension assez restreinte et ne dépasse que rarement 1,50 m. Une petite intrusion mafique, très similaire a été observée dans le forage OPM10-16. Elle est recoupée par de petites veinules de pyrite, chalcopyrite, et de quartz, feldspaths, stilpnomélane (figure 2-14C). La texture est difficile à observer en raison de l'altération qui affecte ce petit dyke. On fait la supposition que ce type de dyke correspond aux dykes mafiques décrits par McMillan (1972) et qui seraient antérieurs à la minéralisation. Cette hypothèse reste encore à être validée puisqu'aucune relation de recoupement des dykes par la minéralisation à cuivre n'a pu être clairement observée.

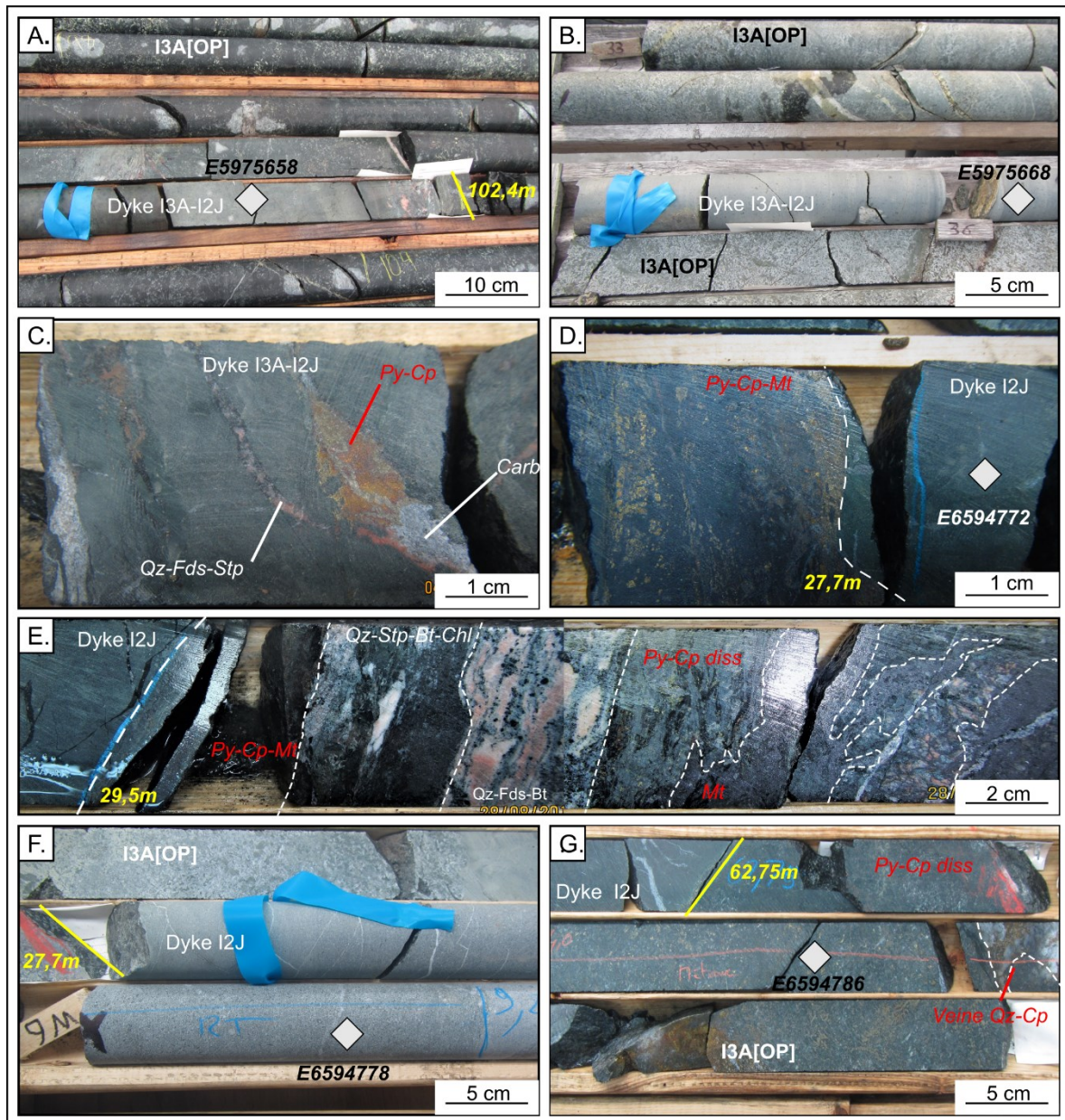


Figure 2-14 : Macrophotographies des dykes mafiques-intermédiaires et intermédiaires recoupant le Filon-couche de Ventures. A.) Dyke mafique-intermédiaire (I3A-I2J) recoupant le gabbro de Ventures (I3A[OP]; forage CPH14-105 / 101,9 – 102,4 m. B.) Dyke mafique-intermédiaire à texture microgrenue et phénocristaux de pyroxènes-actinote (forage CPH14-101 / 35,4 – 36,4 m). C.) Dyke mafique-intermédiaire recoupé par une veinule de pyrite-chalcopyrite à la mine Springer (forage OPM10-16 / 52,3 – 52,8 m). D. et E.) Contact supérieur et inférieur du même dyke recoupant la minéralisation à pyrite-chalcopyrite-magnétite, le dyke est légèrement chloritisé tandis que le gabbro qui encaisse la minéralisation est fortement altéré en chlorite-biotite-stilpnomélane, et recoupé par des veines de quartz-feldspaths-biotite et de magnétite semi-massive (forage OPM-10-18 / 27,7 – 29,5 m). F.) Contact net entre le gabbro de Ventures et un dyke intermédiaire gris (I2J), microgrenu très faiblement altéré, recoupé par des veines de calcite (forage OPM19-19 / 7,6 – 10,2 m). G.) Contact net entre un dyke intermédiaire gris, à texture microgrenue, et le gabbro de Ventures altéré et minéralisé en sulfures disséminés (forage OPM-19-20 / 62,4 – 62,75 m). Abréviations : Bt – Biotite; Chl – Chlorite; Cp – Chalcopyrite; Fds – Feldspaths; Mt – Magnétite; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Stp – Stilpnomélane; diss. – disséminé.

2.2.3.4 Dykes intermédiaires

La dernière famille de dykes correspond à un ensemble d'intrusions tardives qui semblent recouper la minéralisation et ne sont pas affectés par l'altération. Dans le forage OPM10-16, un dyke gris-vert (échantillon E6594772; figure 2-14D, E) recoupe la minéralisation à cuivre. On distingue nettement son éponte supérieure (figure 2-14D), avec un contact franc avec les veinules de pyrite et chalcopryrite. Le contact avec l'éponte inférieure est moins net, en raison du mauvais état de la carotte (figure 2-14E), mais il semble que le dyke soit postérieur. Celui-ci n'est pas altéré à la différence du gabbro de Ventures, encaissant des veines de quartz, feldspaths, et sulfures, et affecté par une altération intense à biotite, stilpnomélane et chlorite.

On reconnaît également des dykes de diorite qui semblent tardifs. Les dykes de cette famille présentent une couleur grise avec une texture finement à moyennement grenue, à cristaux équants, sub-millimétriques de quartz, pyroxènes, plagioclases. Notez qu'au sein d'un même dyke, la texture peut varier, ainsi que la proportion minéralogique, comme le montre l'échantillon E6594778 (figure 2-14F). Ces dykes ne sont pas affectés par l'altération à chlorite-stilpnomélane et sont uniquement recoupés par de minces veinules de calcite. La figure 2-14G montre distinctement un de ces dykes de diorite recoupant le gabbro de Ventures, altéré et minéralisé en pyrite et chalcopryrite disséminées.

2.2.4 Volcanoclastites de la Formation du Blondeau

Les volcanoclastites de la Formation de Blondeau ont été étudiées dans une moindre mesure en raison d'un nombre très restreint d'affleurements, de forages les recoupant, et car ces lithologies ne constituent pas le principal sujet de cette étude. Des descriptions plus détaillées sont disponibles dans les travaux de Archer (1983), Lefebvre (1991), Moisan (1992), Mortensen (1993), Leclerc (2011) et Leclerc et al. (2012). Toutefois, il demeure pertinent de s'y intéresser, en vue d'améliorer les connaissances générales du secteur, et de confirmer certains éléments cartographiques. En effet, rappelons que cette formation est d'une part, l'hôte des filon-couches de la Suite intrusive de Cummings, et que d'autre part, elle présente plusieurs niveaux de sulfures massifs volcanogènes situés à la base du Filon-couche de Bourbeau (Zone 8-5 de la mine Cooke; Bélanger, 1979; Bélanger et al., 1984).

Elle a été étudiée au travers d'affleurements (stations G111, G023 à G031) et de forages (MC09-35, MC09-46 et OPM19-20; figure 2-1), en divers points, afin de reconstituer grossièrement une évolution stratigraphique de l'unité. La figure 2-15 présente diverses unités de la Formation de Blondeau depuis la base au niveau du contact avec la pyroxénite du Filon-couche de Ventures (figure 2-15A) vers le contact inférieur de la pyroxénite du Filon-couche de Bourbeau (figure 2-15F).

Le contact entre la pyroxénite verte supérieure du Filon-couche de Ventures et la Formation de Blondeau est identifié dans le forage MC09-35 entre 167 m et 195 m. Les roches volcaniques se présentent comme une unité grisâtre, aphyrique, localement silicifiée, à cassure noire, montrant quelques amygdules (figure 2-15A). On retrouve une unité similaire dans le forage OPM19-20, où les unités de la formation de Blondeau sont reconnus à partir de 117 m, au contact supérieur du gabbro de Ventures. Il s'agit d'une roche de couleur grisâtre à brunâtre, aphanitique, intensément bréchifiée, silicifiée et hématisée à proximité du contact (figure 2-15B). Plus en profondeur de ce forage, les unités volcaniques évoluent vers un faciès de couleur gris-vert aphyrique, chloritisée et présentant des amygdules (figure 2-15C). Ces unités pourraient correspondre à des faciès de coulées.

Au nord de l'indice du Ruisseau Laura, trois affleurements (figure 2-1, stations G022, G030, G031) exposent les roches de la Formation de Blondeau entre le Filon-couche de Ventures et le Filon-couche de Bourbeau. Du nord vers le sud les unités se composent d'une succession de tufs à blocs felsiques et mafiques, de tufs à lapillis puis de tufs et d'argilites. Elles sont recoupées par plusieurs dykes intermédiaires (potentiellement de granodiorite) brun-verts de dimensions métriques, déformés dans une zone de cisaillement orienté 292° (station G022, figure 2-15D). Enfin, on retrouve après cette succession de tufs à lapillis, un faciès de rhyodacite lobée à phénocristaux de quartz, recoupée par des dykes mafiques à phénocristaux d'amphibole (station G031, figure 2-15E).

Le contact entre la Formation de Blondeau et la base du Filon-couche de Bourbeau est observé en surface à 300 m au Sud-Ouest des puits de la mine Springer (la station G111). On y observe à la fois la pyroxénite basale du Filon-couche de Bourbeau (station G046) et des faciès de tufs à grains fins, cherts, mudrocks, argilites et greywackes avec un litage orienté $330^\circ/70^\circ$ et une sulfurisation importante. Ces tufs sont également reconnus au contact de l'unité de pyroxénite du

Filon-couche du Bourbeau dans le forage MC09-46 de 298,7 à 341 m (figure 2-15F). Ils présentent une couleur gris-vert, une texture aphanitique avec d'importantes zones bréchifiées et sulfurisées. Ils contiennent également une légère minéralisation (8 %) en pyrite disséminée et veinules de sphalérite.

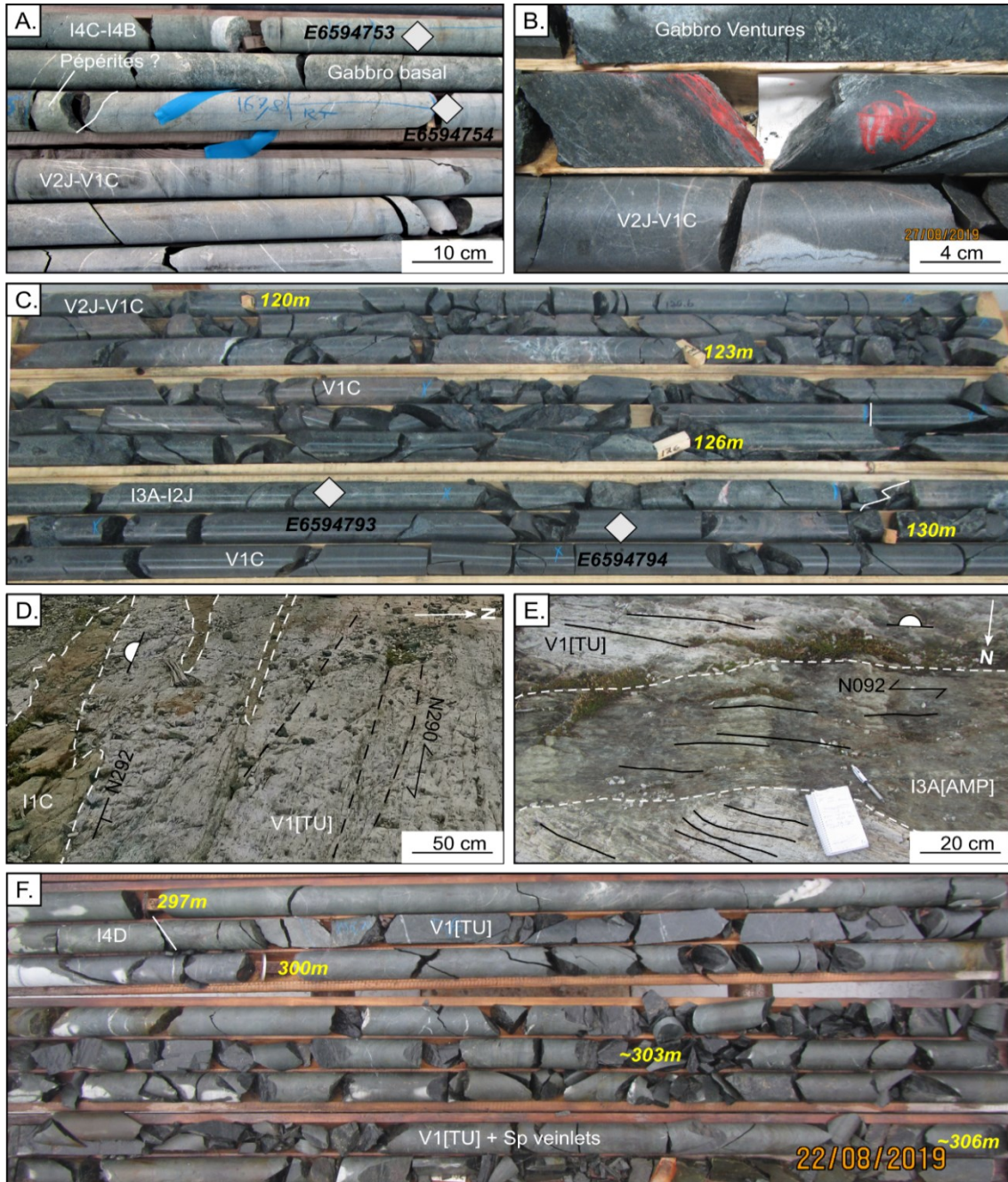


Figure 2-15 : Photographies des unités volcano-sédimentaires de la Formation de Blondeau entre les Filon-couches de Ventures et de Bourbeau. A.) Contact entre la clinopyroxénite verte (I4C-I4B) du ventures et une unité d'andésite-rhyodacite massive (V2J-V1C; forage MC09-35 / 167,5 m). B.) Contact supérieur entre le Gabbro de Ventures et une unité d'andésite-rhyodacite massive (forage OPM-19-20 / 117,2 m). C.) Unités de rhyodacite (V1C) massive recoupée par un dyke mafique-intermédiaire (forage OPM19-20). D. Tufs felsiques de la Formation de Blondeau à fragments felsiques et mafiques (V1[TU]), recoupés par des dykes de granodiorite (I1C) et affectés par des cisaillements 290°. La polarité des unités est orientée vers le Sud, le pendage est subvertical et n'a pu être mesuré (station G026). E.) Unité de tufs felsiques à cristaux à la base des rhyodacites en lobes (non visible sur la photo), recoupé par un dyke mafique à phénocristaux d'amphiboles (I3A[Amp]) (station G031). F.) Contact inférieur entre la base de pyroxénite (I4D) du Filon-couche de Bourbeau et les tufs felsiques de la Formation de Blondeau (V1[TU]), riche en veinules de sphalérite (forage MC09-46). Abréviations : Amp – amphiboles; Sp – Sphalérite;

2.3 GÉOCHIMIE DES UNITÉS DANS LE SECTEUR DE CHAPAIS

Un total de 75 échantillons pour analyses lithogéochimiques ont été prélevés dans les unités géologiques du secteur de Chapais et sont répartis comme suit : 50 échantillons prélevés dans le Filon-couche de Ventures, 14 dans le Filon-couche de Bourbeau, 8 dans les dykes et 3 dans la Formation de Blondeau (figure 2-1, tableau 2-4). Les échantillons ont été choisis en forages, en surface et dans différents niveaux stratigraphiques des filons-couches afin de renseigner leur évolution chimique de la base au sommet.

Les échantillons ont été préparés et envoyés depuis les locaux de SOQUEM et les analyses de roches totales ont été réalisées par le laboratoire commercial AGAT (Annexe D1 à D5). Les concentrations des éléments majeurs (%), traces (ppm) incluant les terres rares (ppm) ont été obtenues par fusion au peroxyde de sodium et analyse ICP-OES ou ICP-MS (détails en Annexe D.1). Les oxydes (% poids) ont été obtenus par fusion au borate de lithium puis analyse XRF, le carbone total C (%) a été obtenu par combustion LECO et analysé par spectroscopie infrarouge, le mercure a été analysés par méthode CVAA (*Cold Vapor Atomic Absorption*) enfin la concentration en or (ppm) a été obtenue par pyroanalyse puis par absorption atomique ou gravimétrique pour les échantillons dépassant 10 g/t. La liste des matériaux de référence et le contrôle qualité sont présentés à l'Annexe D.2. Les données brutes sont disponibles à l'Annexe D.3

Les analyses ont été complétées avec les données issues des travaux de McMillan (1972); Duquette (1982); Bélanger et al., 1984; Dubé et Guha (1989); Bédard et al. (2009); Côté-Mantha (2009); Mathieu et Racicot, 2019, et des données disponibles sur le SIGÉOM (Morin, 1994; Larouche, 2009) afin d'apporter une dimension régionale à l'étude (tableau 2-4). L'intégration de ces données a pour objectifs de vérifier si les compositions des filons-couches sont similaires entre les régions de Chapais et de Chibougamau et qu'ils ont suivi des processus de différenciation identiques. Également, on cherche à déterminer la nature et la provenance des différents types de dykes observés en forage. Pour cette raison, leurs signatures ont été comparées à celles des unités volcaniques de la Formation de Blondeau et des intrusions synvolcaniques (Pluton de Chibougamau) et syntectoniques (Pluton d'Opémisca, Pluton de Presqu'île) de la région.

La provenance des données entre la littérature et cette étude est synthétisée dans le tableau 2-4.

Le traitement des données a été réalisé suivant les étapes suivantes :

- Élimination des échantillons avec des valeurs aberrantes (Total oxydes < 95 % et > 105 %)
- Correction des valeurs inférieures à la limite de détection : valeur corrigée = 0,5 x LOD
- Recalcul à 100% anhydre : Élément x (100 + % volatils) / Total oxydes

Il n'a cependant pas été possible de calculer Fe₂O₃, ni FeO réels, ne disposant que de Fe₂O₃T, et car les facteurs de conversions Fe₂O₃ / FeO proposés par Middlemost (1989) ne s'appliquent qu'aux roches volcaniques non métasomatisées. De la même manière, bien qu'il soit possible d'estimer le FeO réel à partir de TiO₂, la relation ne s'applique qu'aux roches volcaniques non métasomatisées (Trépanier, 2011).

Tableau 2-4 : Synthèse de la répartition et de la provenance des données géochimiques utilisées dans cette étude.

Suite intrusive de Cummings		Cette étude	McMillan (1972)	Duquette (1982)	Postras (1984)	Dubé et Guha (1989)	Bédard et al. (2009)	Morin (1994) ; Larouche (2009)
	Filon-couche de Ventures	50	14	-	6	-	13	21
	Filon-couche de Bourbeau	9	-	6	5	46	9	8

Volcanisme et intrusions du 2 ^e Cycle		Cette étude	McMillan (1972)
	Formation de Blondeau	3	-
	Dykes	8	5

Plutons syntectonique à		Mathieu et Racicot (2019)	Morin (1994) ; Larouche (2009)
	Pluton de Chibougamau	36	-
	Pluton de Presqu'île	-	5
	Pluton d'Opémisca	-	8

2.3.1 Géochimie du Filon-couche de Ventures

2.3.1.1 Diagrammes binaires des éléments majeurs et mineurs

Dans les diagrammes binaires utilisés, le magnésium (MgO % poids) a été choisi comme indice de différenciation plutôt que la silice (SiO₂ % poids). Ce choix a été recommandé par Wright (1974) et employé par Dubé et Guha (1989) lors de leur étude du Filon-couche de Bourbeau. En effet, en raison de la différenciation entre les faciès ultramafiques et ceux plus intermédiaires, le magnésium présente un plus grand intervalle de variation que la silice.

Les diagrammes binaires de la figure 2-16 présentent les rapports Na₂O/MgO, Al₂O₃/MgO, TiO₂/MgO, P₂O₅/MgO, CaO/MgO, Fe₂O₃T/MgO et SiO₂/MgO des unités du Filon-couche de Ventures. Ils présentent à la fois les données tirées de cette étude, des travaux de McMillan (1972) et du SIGEOM dans le secteur des mines Opémiska et celles de Poitras (1984) et de Bédard et al. (2009) provenant du nord de Chibougamau. Ces diagrammes permettent de tracer l'évolution de la composition du filon-couche depuis sa base ultramafique vers son sommet, et vérifier qu'ils suivent une évolution similaire dans les deux secteurs. On notera aussi que plusieurs échantillons de pyroxénite montrent une composition presque identique à celle du gabbro de Ventures. Ces échantillons correspondent en réalité à des niveaux de cumulats de plagioclases identifiés dans l'unité de « pyroxénite verte supérieure ». Ils seront référés sous le terme de « pyroxénite à cumulats de plagioclase » au sein de ce document.

On observe donc dans le Filon-couche de Ventures, une évolution de la composition en éléments majeurs depuis la base de pyroxénite-péridotite vers le sommet composé de gabbro (figure 2-2 et figure 2-16). De manière générale, le filon-couche présente une augmentation significative des teneurs de Na₂O, Al₂O₃, TiO₂ et P₂O₅, passant de valeurs de < 1 % Na₂O, < 6 % Al₂O₃, < 1 % TiO₂ et < 0,5 % P₂O₅ dans la pyroxénite, à 2 – 6 % Na₂O, 10 – 16 % Al₂O₃, 1 – 2,5 % TiO₂ et 0,1 – 0,3 % P₂O₅ dans le gabbro de Ventures. À l'inverse, les teneurs de CaO % et MgO % diminuent fortement entre les échantillons de pyroxénite et ceux du gabbro de Ventures (respectivement de 18 % à 2 % et > 15 % à < 5 %).

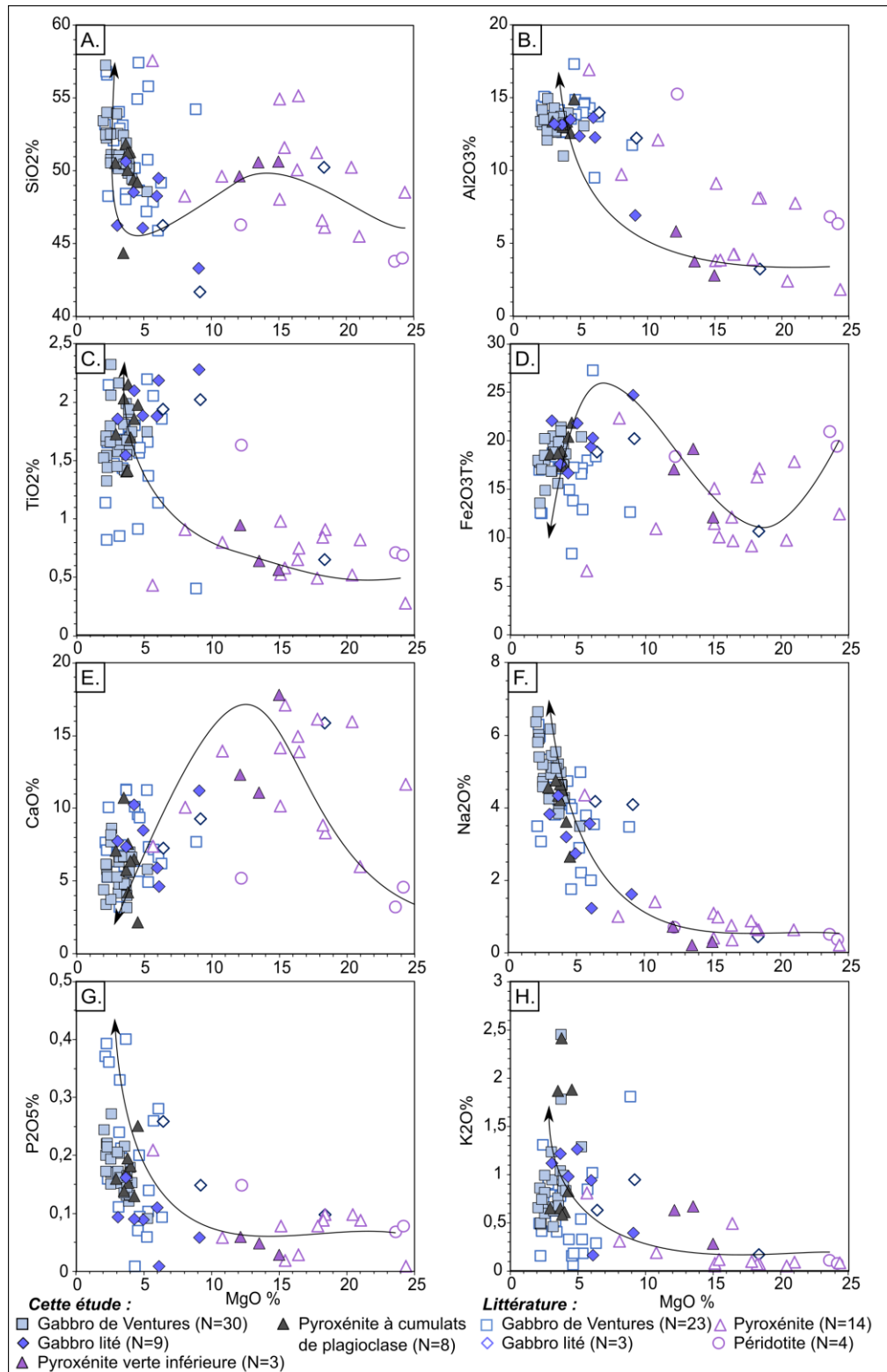


Figure 2-16 : Diagrammes binaires des éléments majeurs des unités du Filon-couche de Ventures exprimés en fonction de MgO%. Les flèches indiquent l'évolution de la composition depuis la base vers le sommet. Les données de la littérature regroupent les analyses géochimiques de McMillan (1972), Poitras (1984); Dubé et Guha, 1992, Bédard et al. (2009) et du Sigéom (2022).

Les compositions en $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ et SiO_2 présentent des variations différentes, avec une augmentation des valeurs de fer depuis la pyroxénite (13 – 20 % $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$) vers le gabbro lité (~ 25 % $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$), puis une diminution dans le gabbro de Ventures (14 – 23 % $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$). On constatera une tendance inverse dans le cas de la silice avec 49 – 51 % SiO_2 pour la pyroxénite, une valeur minimale associée dans le gabbro lité (~ 43%) et entre 49 et 55 % SiO_2 dans le gabbro de Ventures.

Le gabbro lité présente globalement des compositions intermédiaires en $\text{Na}_2\text{O}\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3\%$, $\text{P}_2\text{O}_5\%$, $\text{CaO}\%$ entre le gabbro et la pyroxénite. Il est caractérisé par des valeurs plus basses de $\text{SiO}_2\%$ (figure 2-16 A) et plus élevées de $\text{TiO}_2\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}\%$ (figure 2-16C, D).

2.3.1.2 Affinités magmatiques des unités du Filon-couche de Ventures

La classification lithogéochimique des unités du Filon-couche de Ventures et l'étude des affinités magmatiques occupent une part importante dans cette étude, car il s'agit d'étapes préalables à l'étude de l'altération hydrothermale et à la compréhension de l'environnement géologique régionale. Les diagrammes proposés par Winchester et Floyd (1977), Barrett et MacLean (1999) et Ross et Bédard (2009) ont été privilégiés car ils utilisent des éléments peu mobiles dans les fluides hydrothermaux (figure 2-17A, B, C). Les diagrammes multi-éléments des immobiles (figure 2-17D et F) sont utilisés pour représenter la composition globale en éléments traces, ainsi que celui des terres rares (figure 2-17E et G) afin d'examiner les sources possibles. Les données sont normalisées aux valeurs du manteau primitif et de la chondrite C1 proposées par McDonough et Sun (1995) .

La « pyroxénite verte supérieure » constitue l'unité la plus mafique, avec une composition de gabbro sub-alcalin ($\text{Zr}/\text{TiO}_2 < 0,006$ et $\text{Nb}/\text{Y} < 0,15$; figure 2-17A), et une affinité clairement tholéiitique ($\text{Zr}/\text{Y} < 3$ et $\text{Th}/\text{Yb} < 0,2$; figure 2-17B, C). La pyroxénite présente un spectre des éléments immobiles plat (figure 2-17D), avec un faible enrichissement par rapport au manteau primitif (Roche/Manteau Primitif = 1 à 5). Plusieurs éléments tels que Th, Nb, La, Zr et Hf sont très peu enrichis, avec des anomalies négatives en Zr et Hf. Un échantillon (n°E6594753) fait exception et montre des valeurs plus élevées et une anomalie positive en Hf. Ceci peut être dû à la présence de zircons ou d'une substitution avec le Ti dans les phases d'oxydes de Fe-Ti (Wilson, 1989). Le spectre des terres rares (figure 2-17E) présente un aspect relativement plat, avec un enrichissement moyen

(Roche/Chondrite C1 = 5 à 10). On notera toutefois un plus faible enrichissement en LREE (La, Ce, Pr, Nd) dans l'échantillon E5975661, et une anomalie négative en Eu.

Le « gabbro lité » qui constitue pétrographiquement une unité de transition entre la pyroxénite et le gabbro, montre des compositions et des signatures intermédiaires. Il a une composition de gabbro sub-alkalin ($Zr/TiO_2 = 0,003$ à $0,01$ et $Nb/Y = 0,15$ à $0,22$), une signature tholéiitique à transitionnelle dans les parties plus riches en plagioclases ($Th/Yb = 0,15$ à $0,35$ et $Zr/Y = 3,23$ à $5,19$; figure 2-17A et B). Les variations de proportions minéralogiques se ressentent d'autant plus sur le diagramme Zr vs Y (figure 2-17C), où les échantillons de gabbro lité se séparent en deux groupes selon le contenu en Zr et Y. Avec un premier ensemble d'échantillons dont les compositions sont plus proches de la pyroxénite ($Zr < 100$ ppm, $Y < 24$ ppm, $Zr/Y < 4,5$) et un second ensemble de trois échantillons apparemment plus « différenciés » ($Zr > 125$ ppm, $Y > 28$ ppm, $Zr/Y > 4,5$).

Le spectre multi-élément du gabbro lité montre un profil relativement plat (figure 2-17D), parallèle à celui de la pyroxénite, mais avec des enrichissements plus élevés (Roche/Manteau Primitif = 5 à 10). Il présente aussi des anomalies négatives en Zr et Hf, et une forte anomalie positive en Ti caractéristique, qui correspond à la formation de cumulats de magnétite. Notez que l'échantillon E5977037, prélevé dans un niveau riche en ferromagnésiens et magnétite, représente la limite inférieure du champ de composition du gabbro lité avec une forte anomalie négative en Th et Nb, mais présente la plus forte anomalie positive en Ti. Son profil de terres rares (figure 2-17E) est parallèle à celui de la pyroxénite, avec des enrichissements plus élevés (Roche/Chondrite C1 = 20 à 40). Il présente une pente légère, avec un enrichissement légèrement plus important en terres rares légères (LREE) qu'en terres rares lourdes (HREE) et une légère anomalie positive en Eu (figure 2-17E).

Le « gabbro de Ventures » a une composition de gabbro sub-alkalin ($Zr/TiO_2 = 0,004$ à $0,01$ et $Nb/Y = 0,15$ à $0,3$), mais se rapproche d'une diorite pour les membres les plus différenciés (figure 2-17A). Il présente une affinité clairement transitionnelle d'après le diagramme de Ross et Bédard (2009) ($Th/Yb = 0,3$ à $0,42$ et $Zr/Y = 4,07$ à $5,57$; figure 2-17B). Sur le diagramme de Barrett et McLean (1999), la plupart des échantillons de gabbro de Ventures se placent sur la droite $Zr/Y = 4,5$,

à la limite entre les champs d'affinités tholéiitique et transitionnelle (figure 2-17C). Mais un groupe d'échantillons présente une différenciation plus importante ($Zr/Y = 5,25$).

Le gabbro de Ventures montre un profil des éléments immobiles plus fractionné, avec des enrichissements plus importants dans la plupart des éléments (Roche/Manteau Primitif = 10 à 20; figure 2-17D). Il présente une forte anomalie en La, absente des deux autres unités, qui peut être reliée à la plus forte proportion de plagioclases ou une contamination crustale (Wilson, 1989), ainsi qu'une anomalie négative en Ti. Le profil des terres rares du gabbro de Ventures est parallèle à ceux du gabbro lité et de la pyroxénite, avec des enrichissements en REE plus importants (Roche/Chondrite = 20 à 70 ; figure 2-17E). Ce qui indique qu'il provient du même réservoir magmatique, et qu'il a subi une différenciation principalement par cristallisation fractionnée (Wilson, 1989).

Les échantillons de « pyroxénite à cumulats de plagioclases » qui ont été prélevés dans les unités de pyroxénite montrent des compositions et signatures presque identiques au gabbro de Ventures, à la nuance qu'elles présentent des rapports Zr/Y plus élevés (figure 2-17B, C) et une légère anomalie en Eu (figure 2-17E).

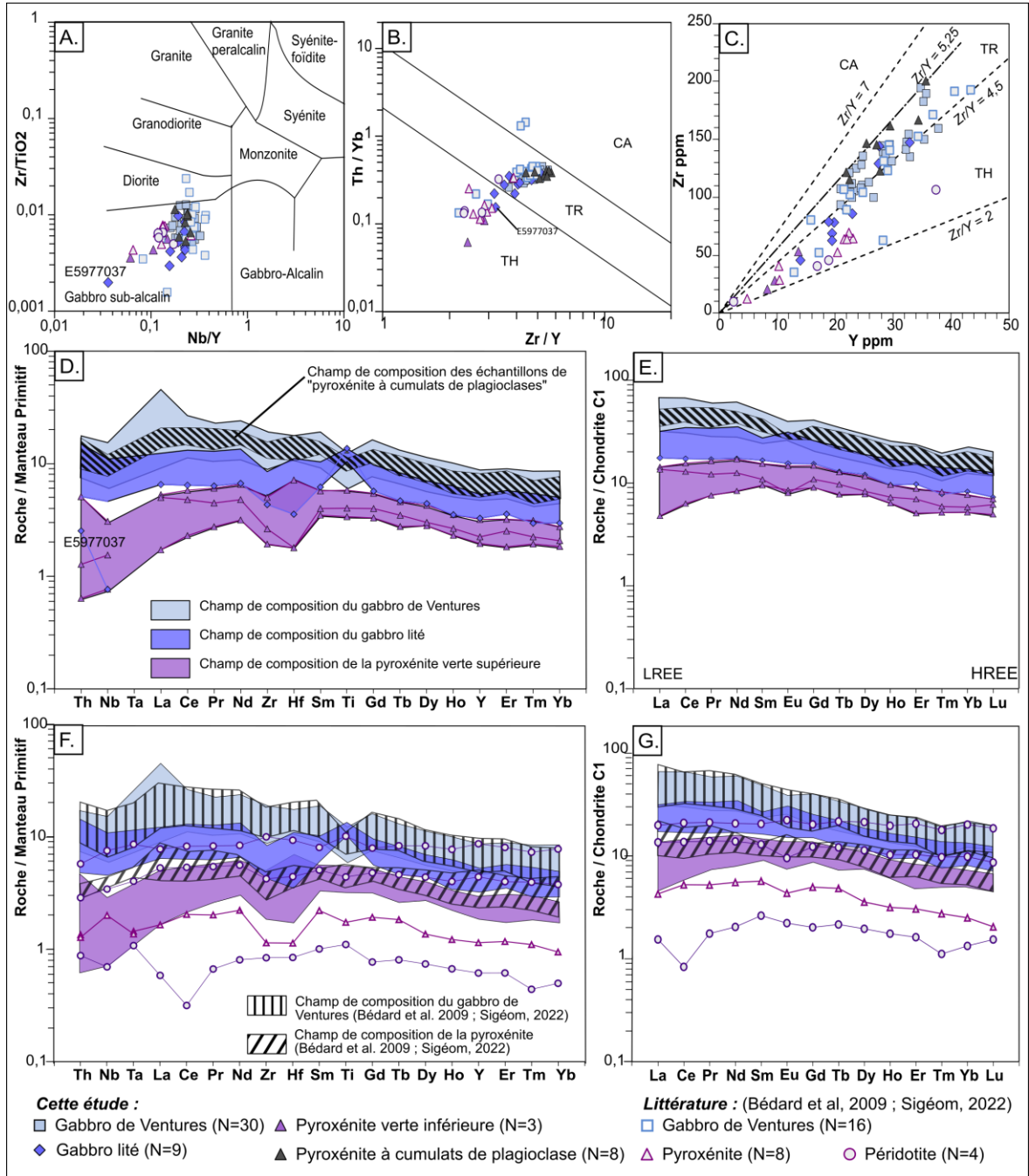


Figure 2-17 : Diagrammes de caractérisation géochimique des unités du Filon-couche de Ventures dans le camp de Chapais. A.) Classification des unités du Filon-couche de Ventures selon le diagramme $Zr/TiO_2 \cdot 0,0001$ vs Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977). B.) Affinité magmatique selon le diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009). C.) Affinité magmatique selon le diagramme Zr vs Y de Barrett et MacLean (1999). D. et F.) Diagrammes multi-éléments des immobiles du Filon-couche de Ventures normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995). D.) Cette étude F.) dans la littérature. E. et G.) Diagrammes des éléments de terres rares (REE) normalisés à la chondrite (McDonough et Sun, 1995), E.) Cette étude, G.) dans la littérature.

Tableau 2-5 : Compositions synthétiques des unités du Filon-couche de Ventures dans le camp de Chapais. Les échantillons les plus représentatifs de chaque unité sont présentés, soit 3 échantillons provenant du gabbro de Ventures, 2 échantillons de gabbro lité et 2 échantillons de pyroxénite verte inférieure. (NB: seuls les éléments majeurs et traces discriminants sont présentés. Les annexes D1 à D5 présentent les résultats complets des analyses réalisées dans cette étude).

	Gabbro de Ventures			Gabbro lité		Pyroxénite verte supérieure	
Échantillon	E5975692	E5975675	E5975679	E5977037	E5975654	E5975661	E6594753
Forage	MC-09-35	CPH-14-103	CPH-14-103	OPM-19-09	CPH-14-105	CPH-14-105	MC-09-35
Métrage (m)	40,90	104,31	129,46	37,50	38,50	154,00	165,15
Éléments majeurs (poids %)							
SiO ₂	52,55	50,23	51,07	43,28	48,54	50,65	49,64
TiO ₂	1,32	1,69	2,05	2,28	2,10	0,56	0,95
Al ₂ O ₃	13,51	13,71	14,91	6,96	13,52	2,82	5,84
Fe ₂ O ₃ T	17,72	17,41	14,81	24,72	16,69	12,16	17,09
MgO	2,26	3,98	2,62	9,07	4,27	14,97	12,10
CaO	5,77	6,95	8,55	11,20	10,24	17,79	12,31
Na ₂ O	6,00	4,58	4,77	1,60	3,20	0,30	0,72
K ₂ O	0,48	0,98	0,63	0,39	0,98	0,28	0,63
P ₂ O ₅	0,22	0,18	0,27	0,06	0,09	0,03	0,06
MnO	0,16	0,20	0,19	0,23	0,19	0,23	0,33
C	0,04	0,01	0,02	0,19	0,11	0,19	0,19
S	0,08	0,03	0,05	0,17	0,15	0,01	0,01
LOI	0,47	1,00	0,89	0,67	1,34	1,34	1,31
Mg#	15%	24%	20%	34%	26%	63%	50%
Éléments en traces (ppm)							
Au (ppb)	1,00	1,01	1,01	14,09	5,07	1,01	1,01
Co	40,49	48,38	33,70	97,75	63,24	62,63	63,93
Cr	25,12	25,25	25,22	25,17	25,34	1043,80	1722,27
Ni	2,51	13,13	22,20	181,21	89,18	329,36	301,90
Cu	141,66	8,08	54,48	1650,99	374,96	13,17	10,13
Zn	58,27	114,13	76,68	125,84	74,99	110,46	196,54
Rb	6,53	40,91	16,34	9,16	17,53	13,78	10,94
Sr	118,55	331,28	302,67	148,99	296,93	49,66	153,99
V	50,24	187,86	271,39	949,32	469,20	191,53	218,83
Nb	8,04	7,07	7,06	0,50	3,04	0,51	2,03
Zr	153,72	140,39	134,18	45,50	62,02	20,27	52,78
Th	1,21	1,11	1,11	0,20	0,41	0,05	0,41
Y	32,85	32,32	32,99	14,09	19,56	8,41	13,78
Éléments des terres rares (ppm)							
La	13,76	11,11	29,06	4,23	6,49	1,11	3,44
Nd	25,22	22,83	36,42	8,36	14,69	3,95	8,21
Yb	3,42	3,03	2,93	1,31	1,82	0,81	1,22
Lu	0,48	0,45	0,41	0,18	0,28	0,12	0,17

2.3.2 Géochimie du Filon-couche de Bourbeau

2.3.2.1 Diagrammes binaires des éléments majeurs et mineurs

La représentation de l'évolution des éléments majeurs dans le Filon-couche de Bourbeau suivra la même organisation que présentée précédemment, à la différence que le diagramme Cr versus MgO % a été utilisé à la place du diagramme K₂O % versus MgO %. Dans le cas présent, le chrome représente mieux l'évolution chimique du Filon-couche de Bourbeau (figure 2-18). La base de données a été complétée avec les travaux de Duquette (1982), Poitras (1984), Dubé et Guha (1989), Bédard et al. (2009) et du Sigéom (2022).

Les éléments majeurs dans le Filon-couche de Bourbeau montrent une évolution globalement similaire à celle du Filon-couche de Ventures, mais avec quelques différences notables. On observe ainsi une augmentation graduelle de la teneur en SiO₂, TiO₂, Na₂O, et P₂O₅ depuis la pyroxénite vers le ferrogabbro à quartz (figure 2-9 et figure 2-18). À l'inverse, le magnésium montre une diminution progressive au fur et à mesure de la différenciation depuis la pyroxénite (15 à 30 % MgO), vers le leucogabbro (8 à 11 % MgO), puis le ferrogabbro (moins de 7 % MgO).

L'aluminium et le calcium suivent des tendances similaires avec une augmentation depuis la pyroxénite vers le leucogabbro (12 à 19 % Al₂O₃ et 8 à 12 % CaO), suivi par une diminution dans le ferrogabbro (12 à 14 Al₂O₃ % et 6 à 8 % CaO). L'évolution de la teneur en Fe₂O₃T montre une tendance particulière, avec une diminution depuis la pyroxénite (12 à 16 %) vers un minimum dans le leucogabbro (8 à 12 %), suivi d'une augmentation dans le ferrogabbro (15 à 16 % ; figure 2-9 et figure 2-18).

Enfin, le Cr montre une nette diminution depuis la base ultramafique avec plus de 1000 ppm, vers les unités plus différenciées dès que la composition passe sous le seuil de 10 % MgO.

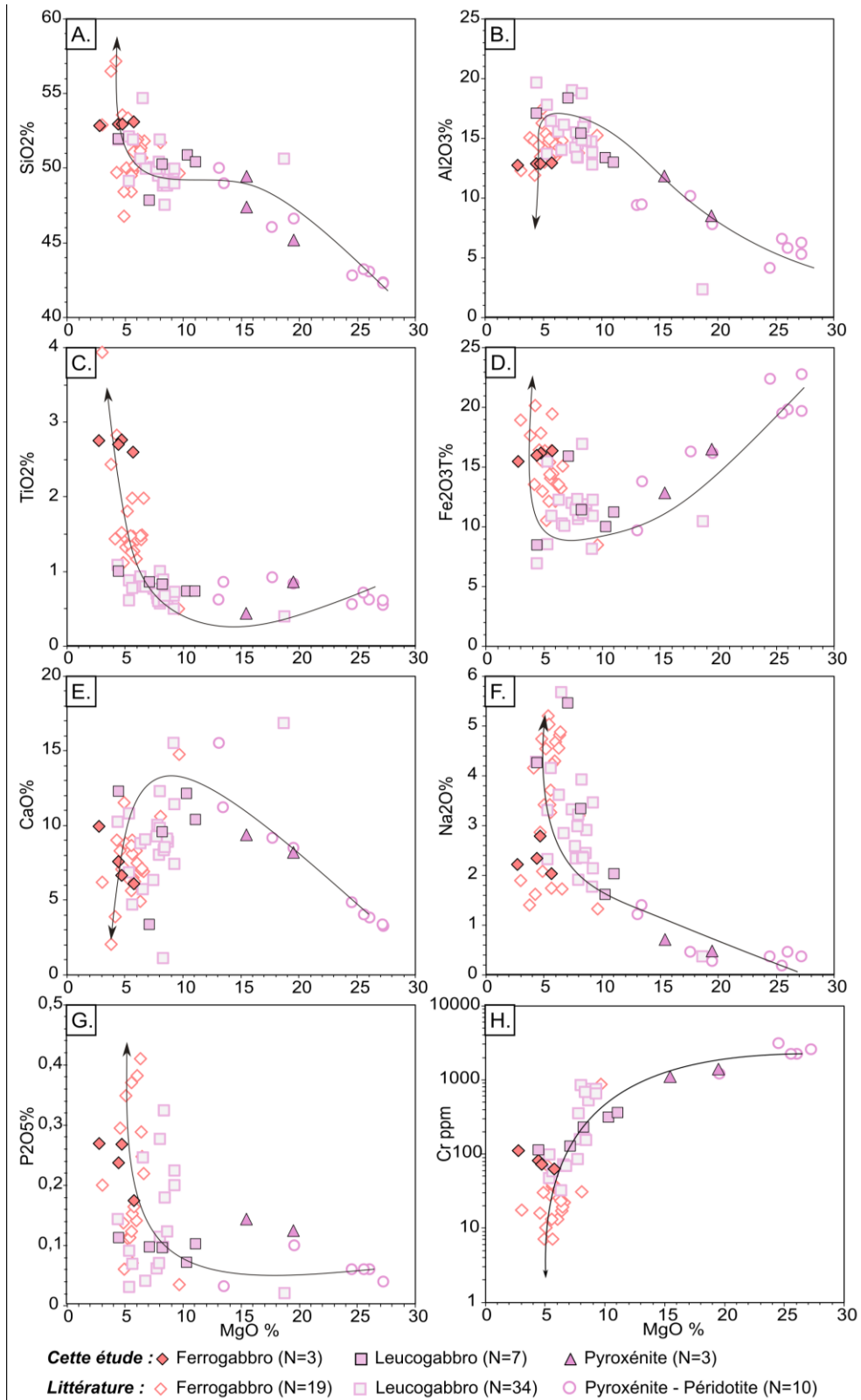


Figure 2-18 : Diagrammes binaires des éléments majeurs des unités du Filon-couche de Bourbeau exprimés en fonction de MgO%. Les flèches indiquent l'évolution de la composition depuis la base vers le sommet. Les données de la littérature regroupent les analyses géochimiques de Duquette (1982), Poitras (1984), Dubé et Guha (1989), Bédard et al. (2009) et du SIGEOM.

2.3.2.2 Affinités magmatiques des unités du Filon-couche de Bourbeau

La classification des unités du Filon-couche de Bourbeau a suivi la même méthodologie que celle employée pour l'étude du Filon-couche de Ventures, les résultats sont présentés à la figure 2-19. Les unités de pyroxénite, leucogabbro et ferrogabbro à quartz montrent une composition de gabbro sub-alcalin avec des valeurs relativement similaires ($Zr/TiO_2 = 0,003$ à $0,01$ et $Nb/Y = 0,05$ à $0,2$), ainsi qu'une affinité tholéiitique à l'exception de deux échantillons anomaux (figure 2-19B). Cependant, sur le diagramme de Barrett et MacLean (1999) l'ensemble des unités se placent dans le champ d'affinité tholéiitique (figure 2-19C). Le leucogabbro et la pyroxénite partagent des compositions similaires ($Y = 16$ à 22 ppm et $Zr = 35$ à 60 ppm), tandis que le ferrogabbro à quartz est nettement plus enrichi ($Y = 36$ à 42 ppm et $Zr = 105$ à 150 ppm).

L'utilisation du diagramme multi-élément des immobiles (figure 2-19D) et des terres rares (figure 2-19E) confirme que les unités de pyroxénite, leucogabbro et ferrogabbro sont associées à des magmas tholéiitiques (Wilson, 1989). Les unités de leucogabbro et de pyroxénite présentent des patrons plats avec des facteurs d'enrichissements des immobiles peu élevés (Roche/Manteau Primitif = 5 à 8), et un facteur d'enrichissement des REE moyen (Roche/Chondrite = 10 à 20). Le leucogabbro présente une anomalie positive en Eu, tandis que la pyroxénite montre une anomalie négative. Le ferrogabbro à quartz présente un profil d'éléments immobiles, parallèles à ceux du leucogabbro et de la pyroxénite, avec un enrichissement plus important (Roche/Manteau Primitif = 10), et une anomalie positive en Ti, expliquée par la présence d'ilménite dans l'unité. Le patron des terres rares est relativement plat, un enrichissement plus important (Roche/Chondrite = 50), et une anomalie négative ou positive en Eu.

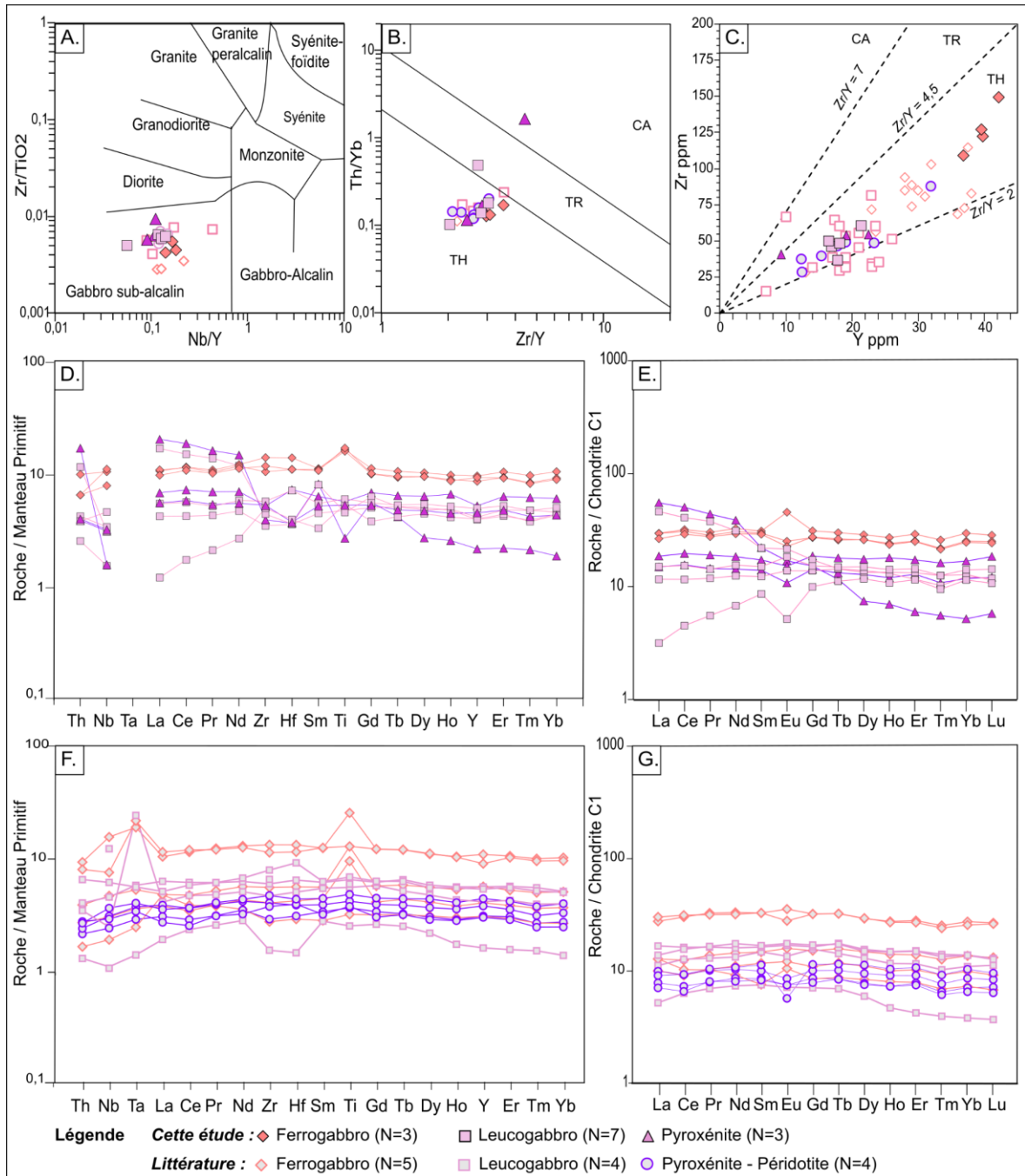


Figure 2-19 : Diagrammes de caractérisation géochimique des unités du Filon-couche de Bourbeau A.) Classification selon le diagramme Zr/TiO_2 vs Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977). B.) Affinité magmatique selon le diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard (2009). C.) Affinité magmatique selon le diagramme Zr vs Y (Barrett et MacLean, 1999). D.) et F.) Diagrammes multi-éléments normalisé aux valeurs du manteau primitif E.) et G.) Diagramme des éléments traces normalisé à la chondrite C1. Les valeurs de normalisations utilisées sont tirées de McDonough et Sun (1995). Les données sur le Filon-couche de Bourbeau de la littérature proviennent uniquement de Bédard et al. (2009) et du SIGÉOM.

Tableau 2-6: Composition d'échantillons représentatifs des unités du Filon-couche de Bourbeau

	Ferrogabbro	Leucogabbro	Pyroxénite
Échantillon	E6594871	E6594874	E5975687
Station / Forage	G212	G110	MC-09-46
Est UTM / From (m)	509468,4	508766,70	287,5
Nord UTM/ To (m)	5516454	5514455,00	287,79
Éléments majeurs (poids %)			
SiO₂	52,83	51,96	49,44
TiO₂	2,75	1,00	0,96
Al₂O₃	12,76	17,12	9,66
Fe₂O₃T	15,45	8,50	13,38
MgO	2,76	4,39	15,42
CaO	9,96	12,30	8,23
Na₂O	2,21	4,25	1,76
K₂O	0,68	0,09	0,22
P₂O₅	0,27	0,11	0,11
MnO	0,24	0,16	0,33
c	0,02	0,33	0,01
S	0,01	0,09	0,01
LOI	0,48	1,77	2,59
Mg#	20%	42%	62%
Éléments en traces (ppm)			
Au (ppb)	3,01	3,05	1,03
Co	27,53	29,83	112,85
Cr	110,53	111,99	2400,61
Ni	2,51	46,83	466,78
Cu	32,15	47,85	14,36
Zn	75,36	34,62	191,84
Rb	14,07	1,93	3,08
Sr	112,54	210,75	48,73
V	264,26	192,42	232,88
Nb	7,03	3,05	2,05
Zr	149,72	60,58	54,58
Th	0,80	0,31	0,31
Y	42,20	21,48	22,47
Éléments des terres rares (ppm)			
La	7,03	3,56	4,41
Nd	15,47	7,33	8,72
Yb	4,72	2,24	2,67
Lu	0,71	0,36	0,46

2.3.3 Géochimie des dykes et de la Formation de Blondeau

2.3.3.1 Classification géochimique des roches de la Formation de Blondeau et des dykes du secteur de Chapais

L'étude géochimique des unités volcaniques de la Formation de Blondeau et des dykes suit une organisation légèrement différente, puisque l'on a préféré l'emploi des diagrammes de Harker exprimés en fonction de SiO₂ % (figure 2-20). L'utilisation de SiO₂ est ici plus pertinent car elle représente un meilleur proxy de la différenciation pour des magmas felsiques tandis que MgO est préférentiellement utilisé dans le cas de magmas cogénétiques tels que les filons-couches mafiques (Wilson, 1989). L'objectif de cette section est de déterminer si possible, une source potentielle des dykes mafiques-intermédiaires et intermédiaires afin de contraindre dans le temps leur mise en place et par extension les minéralisations de cuivre de Springer.

D'après ces diagrammes, on constate que les échantillons prélevés dans la Formation de Blondeau appartiennent à deux lithologies distinctes. La première est caractérisée par les échantillons E6594754 et E6594792, prélevés aux contacts avec le Filon-couche de Ventures. Elle est marquée par des contenus modérés en SiO₂ (60 et 64 %), TiO₂ (0,75 et 1,20 %), Fe₂O₃T (8 %), faibles en K₂O (< 1,25) et CaO (3 et 5 % ; figure 2-20A, C, F et G). Elle correspond à une unité d'andésite d'affinité calco-alkaline (figure 2-21A, B) selon les classifications de Winchester et Floyd (1977) et Ross et Bédard (2009). L'échantillon E6594794 est caractérisé par un taux de silice plus important (73 % SiO₂) et de potassium très élevé (5,74 % K₂O). Il correspond à une unité de rhyodacite d'affinité calco-alkaline (figure 2-21A, B). Ces unités montrent un profil très fractionné avec des enrichissements en éléments immobiles incompatibles (Th, La, Ce, Pr, Nd), avec des anomalies négatives en Nb, Ti et deux anomalies positives en Sm, Gd (figure 2-22A). Les profils des éléments traces est fortement différencié, avec de forts enrichissements en LREE (Roche/Chondrite = 100), et des enrichissements modérés en HREE (Roche/Chondrite = 20). Ils présentent également une légère anomalie négative en Eu (figure 2-22B).

Les intrusions mafiques échantillonnées correspondent à deux corps gabbroïques aux contenus en SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Na₂O et CaO globalement similaires mais qui peuvent être distingués d'après leur contenu en TiO₂, MgO et Fe₂O₃T (figure 2-20). Sur le diagramme de Winchester et Floyd

(1977), ils entrent dans le champ correspondant aux gabbros ($Nb/Y = 0,15$ et $Zr/TiO_2 = 0,4$; figure 2-21A) et montrent une affinité tholéiitique ($Zr/Y = 2,5$ et $Th/Yb = 0,1$; figure 2-21B, C). Leurs spectres des éléments immobiles (figure 2-22A) et des éléments traces (figure 2-22B) sont parfaitement plats, ils montrent une légère anomalie positive en Ti, avec des enrichissements modérés en éléments (Roche/Manteau Primitif = 2 à 5 et Roche/Chondrite = 10 à 30).

Les dykes de « gabbro à phénocristaux de pyroxènes » recoupant le Filon-couche de Bourbeau montrent des contenus en silice variables, mais inférieures à 52 % SiO_2 et des contenus semblables en titane (0,5 à 0,75 % TiO_2 ; figure 2-20). Les concentrations des autres éléments majeurs (Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO , MgO et Fe_2O_3T) sont quant à elles plutôt hétérogènes. Cela peut représenter les différences de proportions de pyroxènes et plagioclases dans ces dykes et/ou être relié aux processus d'altération qui affecte ces minéraux (voir figure 2-13). Ces dykes montrent une composition à la limite de la diorite (figure 2-21A) et une affinité clairement calco-alcaline tout comme les unités de la Formation de Blondau (figure 2-21B, C). Les spectres des éléments immobiles montrent des profils fractionnés avec des enrichissements importants (Roche/Manteau Primitif = 30 à 100) dans les éléments les plus incompatibles (Th, La, Ce, Pr, Nd), faibles dans les éléments plus compatibles (Dy, Ho, Y, Er, Tm, Yb ; Roche/Manteau Primitif < 3) et des anomalies négatives en Nb, Zr, Hf, Ti (figure 2-21D, E). Le profil des terres rares montre un fractionnement similaire avec un enrichissement plus important en LREE (Roche/Chondrite = 100 à 200), et modéré en HREE (Roche/Chondrite = 10).

Les dykes mafiques-intermédiaires et intermédiaires recoupant le Filon-couche de Ventures présentent des contenus en éléments majeurs trop similaires pour pouvoir en faire la distinction par les diagrammes de Harker (figure 2-20). Seuls les contenus en potassium et magnésium permettent de faire la distinction. Les dykes mafiques-intermédiaires ont moins de 1,5 % K_2O et plus de 7,5 % MgO tandis que les dykes intermédiaires présentent 2,5 à 3,5 % K_2O et moins de 7,5 % MgO (figure 2-20C). L'utilisation des diagrammes avec des éléments immobiles permet de mieux les distinguer (figure 2-21).

Les dykes mafiques-intermédiaires correspondent à des dykes de gabbro ($Nb/Y = 0,30$ et $Zr/TiO_2 = 0,01$), d'affinité calco-alcaline ($Zr/Y = 10$ et $Th/Yb = 4$), avec des contenus en Zr et Y

relativement faibles ($Zr \sim 70$ ppm et $Y \sim 7$ ppm), largement inférieurs à ceux des roches de la Formation de Blondeau. Ces dykes sont caractérisés par des spectres des éléments immobiles et de terres rares légèrement fractionnés (figure 2-22A, B), avec des enrichissements modérés en incompatibles (Roche/Manteau Primitif = 10 à 30), et légers en compatibles (Roche/Manteau Primitif = 2 à 4). Ils présentent une forte anomalie négative en Nb, des anomalies négatives en Ti et Eu. Leurs profils de terres rares (figure 2-22B) sont également fractionnés avec de forts enrichissements en LREE (Roche/Chondrite C1 = 60) qu'en HREE (Roche/Chondrite C1 = 5).

Les dykes intermédiaires présentent une composition de gabbro-diorite à diorite ($Nb/Y = 0,20$ à $0,35$ et $Zr/TiO_2 = 0,01$ à $0,02$; figure 2-21A), une affinité calco-alkaline ($Zr/Y = 8,4$ et $Th/Yb = 2,25$ à $4,0$) avec un contenu plus important en Zr (90 à 125 ppm) et Y (10,3 à 14,9 ppm) que les dykes mafiques-intermédiaires (figure 2-21 B, C). Ces dykes présentent un profil des éléments immobiles (figure 2-22A) fortement différenciés, avec des enrichissements importants en incompatibles tels que le Th, La, Ce, Pr et Nd (Roche/Manteau Primitif = 40 à 100). Les éléments plus compatibles (Tb, Dy, Ho, Y, Er, Tm et Yb) sont faiblement enrichis comparativement aux intrusions mafiques et les volcanites de la Formation de Blondeau (Roche/Manteau Primitif = 2 à 4). Ils sont également caractérisés par de fortes anomalies négatives en Nb, Ti et légères en Zr, Hf. Le spectre des terres rares est fortement fractionné (figure 2-22B), avec des enrichissements élevés en LREE (Roche/Chondrite = 100 à 200) et modérés en HREE (Roche/Chondrite = 10).

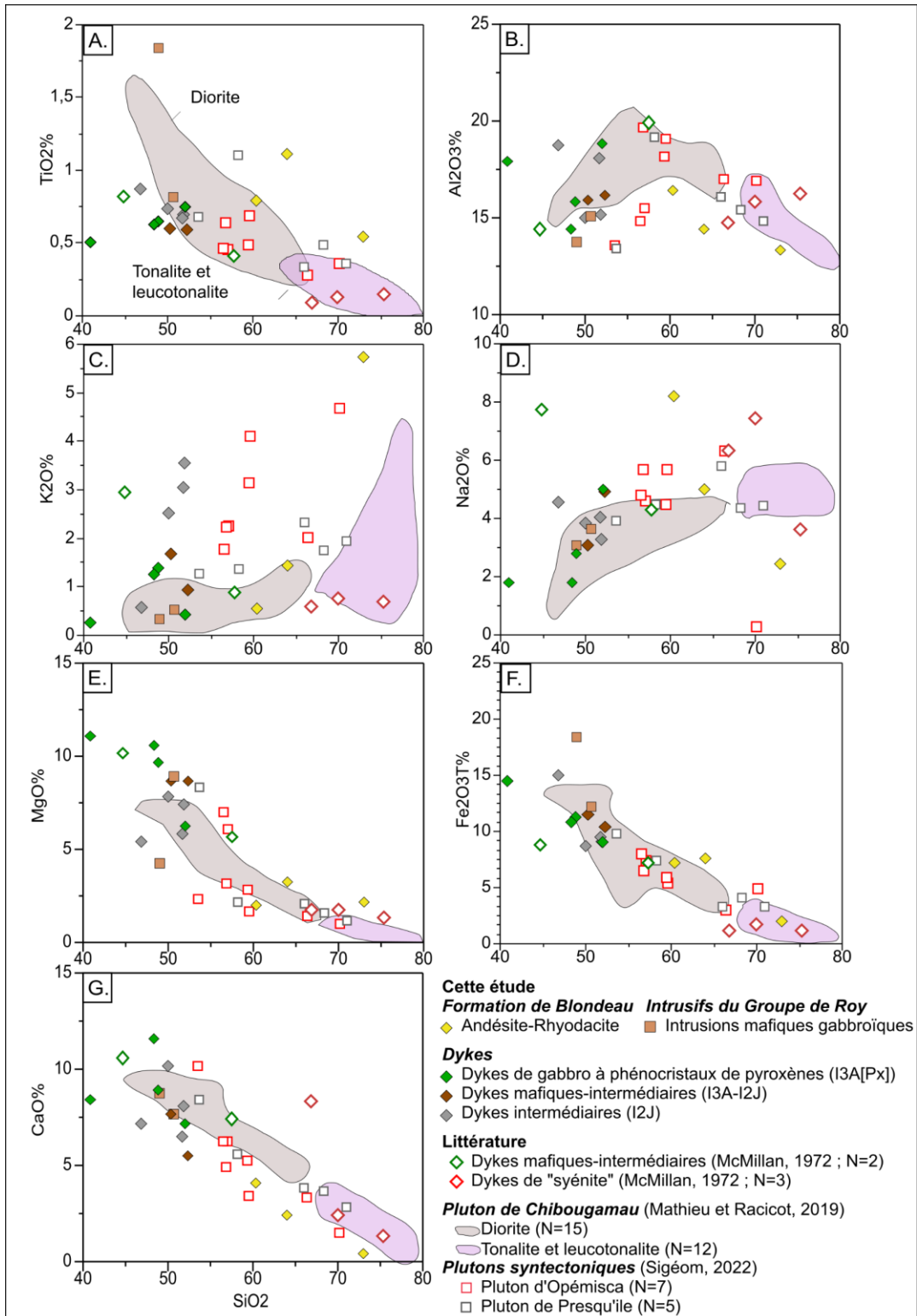


Figure 2-20 : Diagrammes de Harker des roches volcaniques de la Formation de Blondeau et des différents dykes comparés aux plutons régionaux de Chibougamau, d'Opémisca et Presqu'île. Les diagrammes sont exprimés (% pds) en fonction de SiO₂ (% pds). Les données sur le Pluton de Chibougamau sont tirées de Mathieu et Racicot (2019), celles sur les plutons d'Opémisca et de Presqu'île sont tirées du Sigéom (2022). Les dykes reconnus par McMillan (1972) ont été ajoutés. La composition des dykes et des unités de la Formation de Blondeau échantillonnés dans le secteur de Chapais sont présentées au tableau 2-7 et tableau 2-8.

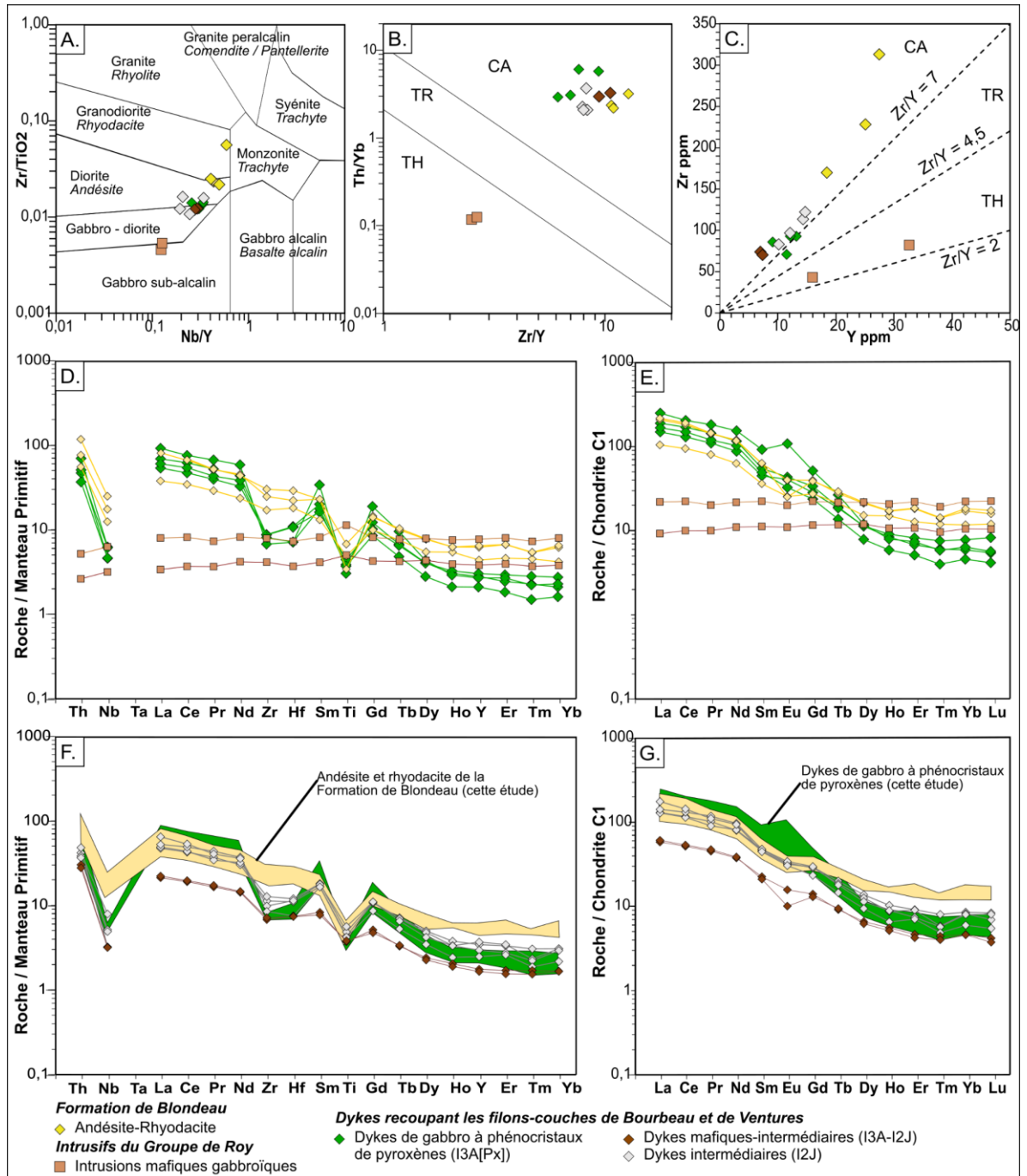


Figure 2-21 : Classification lithogéochimique des roches de la Formation de Blondeau et des différents dykes et intrusions identifiés A) Classification des données de cette étude selon le diagramme Zr/TiO₂ vs Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977). B.) Affinité magmatique selon le diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009). C.) Affinité magmatique selon le diagramme Zr vs Y (Barrett et MacLean, 1999). D. et F.) Diagrammes multi-éléments normalisé aux valeurs du manteau primitif. E. et G.) Diagramme des éléments traces normalisé à la chondrite C1. Les valeurs de normalisations utilisées sont tirées de Sun et McDonough (1995). La composition des dykes et des unités de la Formation de Blondeau échantillonnées dans le secteur de Chapais sont présentés au tableau 2-7 et tableau 2-8.

2.3.3.2 Affinités magmatiques des dykes et comparaison avec les plutons régionaux.

Les dykes et intrusifs reconnus lors de la campagne de terrain et les diagraphies de forages peuvent être regroupés en quatre catégories distinctes d'après l'environnement géologique associé et leurs signatures élémentaires.

- 1) Les intrusifs mafiques (échantillons n° E6594885 et E6594854) d'affinité tholéiitique, qui recoupent les unités volcaniques mafiques de la Formation de Bruneau correspondent à des gabbros d'affinité tholéiitique. Ils s'apparentent vraisemblablement aux filons-couches comagmatiques mentionnés par Leclerc et al. (2017).
- 2) Les dykes de gabbro à phénocristaux de pyroxènes recoupant les unités de leucogabbro du Filon-couche de Bourbeau présentent une affinité calco-alcaline et des profils d'éléments traces et terres rares fractionnés. Par cela ils se distinguent très clairement des unités du Filon-couche de Bourbeau. Ils ne semblent pas être associés à la Formation de Blondeau en raison de leur enrichissement moins important dans les terres rares lourdes, suggérant une source différente (Wilson, 1989; Winter, 2014).
- 3) Les dykes mafiques-intermédiaires qui recoupent le Filon-couche de Ventures, correspondent à des dykes de gabbro d'affinité calco-alcaline. Ces dykes sont interprétés comme précoces et anté-minéralisations d'après les quelques relations de recoupement observées. Cette hypothèse est supportée par des observations similaires réalisées par McMillan (1972). Une tentative de comparaison de la géochimie majeure des dykes a été réalisée (figure 2-20), mais n'est pas concluante en raison du manque de données utilisables. Ils ne semblent pas correspondre à des dykes nourriciers de la Formation de Blondeau, en raison de leur contenu en terre rares et notamment en HREE trop faible (figure 2-21).
- 4) Les dykes intermédiaires identifiés en forage à la mine Springer, correspondent à des dykes de diorites d'affinité calco-alcaline et semblent plus tardifs et postérieurs à la minéralisation d'après les relations de recoupement observées. Ils montrent des enrichissements en Th, La, Pr, Nd et terres rares légères identiques aux roches volcaniques de la Formation de Blondeau, mais s'en

différencient par des compositions inférieures en HREE, suggérant une origine différente (figure 2-21).

La signature des dykes de gabbro et de diorite identifiés la mine Springer a été comparée avec celle des intrusions présentes dans la région de Chapais et qui apparaissent comme des sources potentielles. Sur les diagrammes de Harker, en fonction de SiO_2 (% pds), ces dykes présentent de nombreuses similitudes avec les unités de diorite du Pluton de Chibougamau (figure 2-20). C'est également le cas d'après le diagramme Zr/TiO_2 versus Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977; figure 2-22A). Il est néanmoins plus délicat d'établir des similitudes en se basant sur les diagrammes de Ross et Bédard (2009) et de Barrett et MacLean (1999), ces dykes présentant une affinité plutôt calco-alcaline, proche de la tonalite du Pluton de Chibougamau ou du Pluton d'Opémisca (figure 2-22B et E).

Cependant en comparant les signatures multi-élémentaires et terres rares, on constate que les dykes de gabbro présentent des profils globalement plus appauvris en éléments, et notamment en LREE que les plutons syntectoniques d'Opémisca et de Presqu'île (figure 2-22D, E). Mais que ces dykes présentent des spectres avec des enrichissements comparables aux champs de valeurs de la diorite du Pluton de Chibougamau (figure 2-22F, G), avec des anomalies négatives en Zr, Hf, Ti et Eu. On notera seulement un appauvrissement plus important en Nb.

Les dykes de diorite considérés comme plus tardifs, montrent quant à eux des profils comparables aux plutons syntectoniques, avec des enrichissements en incompatibles, LREE et REE similaires, ainsi que des anomalies négatives en Zr, Hf, Ti et Eu identiques (figure 2-22D, E).

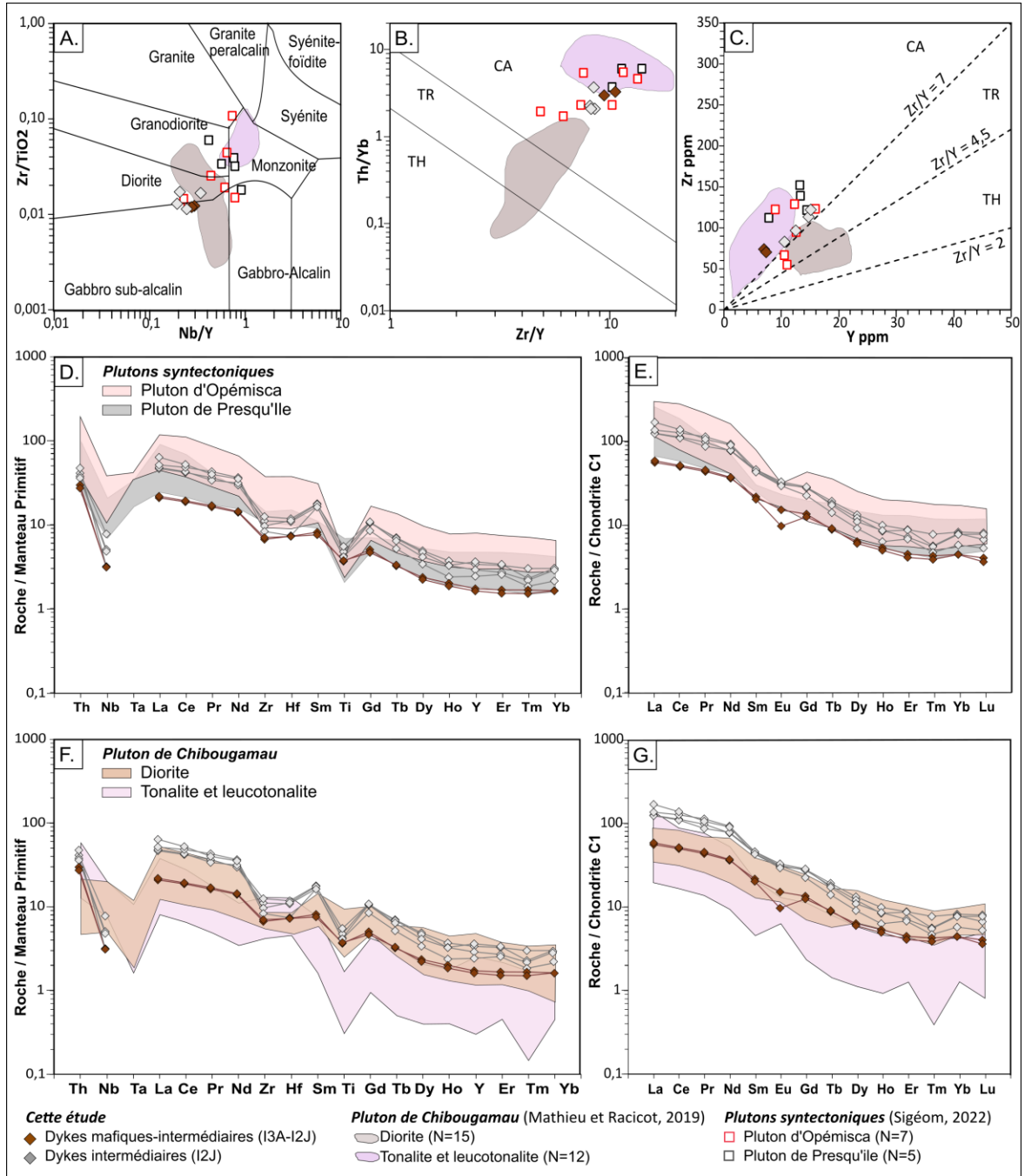


Figure 2-22 : Comparaison de la signature des dykes de gabbro et de diorite de la mine Springer avec les plutons de Chibougamau, d'Opémisca et de Presqu'île. A. C. et F.). Diagrammes multi-éléments normalisé aux valeurs du manteau primitif. B. E. et G.). Diagramme des éléments traces normalisé à la chondrite C1. Les valeurs de normalisations utilisées sont tirées de Sun et McDonough (1995). Les données sur le pluton de Chibougamau sont tirées de Mathieu et Racicot (2019), celles sur le pluton d'Opémisca et de Presqu'île sont tirées du SIGÉOM.

Tableau 2-7 : Composition de quelques échantillons de dykes représentatifs recoupant les unités volcaniques du Groupe de Roy et des dykes recoupant les filons-couches dans le camp de Chapais.

	Dykes mafiques		Dykes mafiques - intermédiaires		Dykes intermédiaires			Dyke de gabbro à phénocristaux
Échantillon	E6594854	E6594885	E5975653	E5975668	E6594772	E6594778	E5975658	E5975684
Station / Forage	MD-0199-RT 114	MD-0199- G53	CPH-14- 105	CPH-14- 101	OP-2010- 18	OP-2019- 19	CPH-14-105	MC-09-46
Estant / From (m)	516816	517162	35,00	36	27,94	9	102,16	182,25
Nordant / To (m)	5515643	5514703	35,20	36,2	28,37	9,22	102,36	182,3
Éléments majeurs (poids %)								
SiO ₂	49,8	48,4	51,2	49,3	50,9	47,1	44,9	52,02
TiO ₂	0,8	1,82	0,58	0,59	0,68	0,69	0,84	0,75
Al ₂ O ₃	14,8	13,6	15,8	15,6	14,9	14,1	18	18,84
Fe ₂ O ₃ T	12	18,2	10,2	11,3	8,89	8,18	14,4	9,03
MgO	8,78	4,24	8,49	8,53	7,28	7,34	5,16	6,22
CaO	7,56	8,62	5,4	7,51	7,91	9,59	6,85	7,19
Na ₂ O	3,57	3,05	4,81	3,03	3,22	3,63	4,37	5,02
K ₂ O	0,51	0,34	0,91	1,65	3,49	2,37	0,55	0,41
P ₂ O ₅	0,07	0,13	0,13	0,12	0,41	0,37	0,41	0,36
MnO	0,18	0,29	0,15	0,18	0,16	0,14	0,16	0,15
C	0,05	0,04	0,12	0,01	0,3	1,21	0,34	0,01
S	0,005	0,02	0,005	0,02	0,14	0,06	0,005	0,02
LOI	2,33	1,79	2,66	2,35	2,19	6,38	3,87	2,41
Éléments en traces (ppm)								
Au (ppb)	46,0	4,1	1,0	1,0	1,0	12,8	1,0	1,02
Co	44,7	42,9	45,1	60,1	34,5	33,7	61,8	38,25
Cr	174,0	25,4	349,0	317,3	419,0	425,5	26,0	51,14
Ni	87,0	15,0	172,0	165,0	69,0	51,0	16,0	33,75
Cu	97,0	224,0	7,0	92,0	75,0	9,0	2,5	11,25
Zn	72,0	127,0	97,0	103,0	131,0	73,0	134,0	62,39
Rb	17,0	8,7	19,6	60,6	41,2	32,4	7,8	8,49
Sr	213,9	227,0	301,8	472,9	621,3	639,3	799,8	478,70
V	252,8	506,9	142,7	145,3	151,2	155,3	209,8	184,11
Nb	2,0	4,1	2,1	2,0	5,1	3,2	3,1	4,09
Zr	41,5	80,3	68,0	71,9	114,0	118,0	95,8	92,36
Th	0,2	0,4	2,1	2,3	3,2	2,7	2,7	3,78
Y	15,7	32,1	7,2	6,8	14,2	14,0	11,8	13,19
Éléments des terres rares (ppm)								
La	2,1	5	13,1	13,8	29,5	28	31,6	35,29
Nd	5	9,9	17	17,5	36,3	35,3	43,1	41,43
Yb	1,6	3,4	0,7	0,7	1,3	1,2	1,2	1,23
Lu	0,25	0,54	0,1	0,09	0,2	0,16	0,19	0,20

Tableau 2-8 : Composition des roches volcaniques de la Formation de Blondeau échantillonnées au contact du Filon-couche de Ventures dans le secteur de Chapais.

	Andésite		Rhyodacite
Échantillon	E6594754	E6594792	E6594794
Forage	MC-09-35	OP-2019-20	OP-2019-20
Métrage (m)	167,80	117,67	129,40
Éléments majeurs (poids %)			
SiO₂	60,34	64,03	72,95
TiO₂	0,79	1,11	0,55
Al₂O₃	16,46	14,46	13,37
Fe₂O₃T	7,23	7,56	2,02
MgO	1,97	3,28	2,18
CaO	4,05	2,43	0,45
Na₂O	8,20	4,99	2,44
K₂O	0,56	1,45	5,74
P₂O₅	0,20	0,44	0,07
MnO	0,10	0,11	0,02
C	0,28	0,12	0,02
S	0,62	0,15	0,03
LOI	1,28	2,38	1,32
Éléments en traces (ppm)			
Au (ppb)	1,01	3,07	1,01
Co	34,84	16,59	1,32
Cr	182,30	102,38	121,58
Ni	32,41	11,26	2,53
Cu	127,61	34,81	15,20
Zn	75,96	77,81	26,34
Rb	12,36	20,99	110,44
Sr	163,06	169,95	90,78
V	101,28	108,52	8,11
Nb	8,10	11,26	16,21
Zr	177,24	253,90	313,08
Th	4,36	5,94	9,22
Y	18,64	26,11	27,46
Éléments des terres rares (ppm)			
La	24,21	48,12	50,05
Nd	29,17	55,39	54,10
Yb	1,82	2,66	2,84
Lu	0,29	0,39	0,43

2.3.4 Synthèse sur la pétrologie et la géochimie des Filons-couches du Cummings encaissant les minéralisations Cu-Au du Camp de Chapais

Les observations pétrographiques et les analyses géochimiques réalisées sur les filons-couches de la Suite intrusive de Cummings dans le Camp de Chapais sont en accord avec les travaux de McMillan (1972), Poitras (1984) et Bédard et al. (2009). On ne distingue pas de différence majeure de composition ou d'affinité du Filon-couche de Ventures et du Filon-couche de Bourbeau entre la région de Chapais et au nord de l'anticlinal de Chibougamau. L'ensemble des unités présente des assemblages minéralogiques caractéristiques du faciès des schistes verts.

Le Filon-couche de Ventures présente une différenciation depuis sa base de pyroxénite-péridotite comprenant des lits riches en olivine, pyroxènes, titanomagnétite et des cumulats de plagioclases vers un gabbro sommital de composition intermédiaire et enrichi en plagioclase. Cette évolution minéralogique se traduit par une diminution de la proportion de MgO, CaO, du Mg#, Ni, Cr et l'augmentation de Na₂O, Al₂O₃, TiO₂ et des rapports d'éléments immobiles (Nb/Y, Zr/Y ou Th/Yb) de la base vers le sommet. La base ultramafique présente une affinité tholéiitique, tandis que les unités de gabbro ont plutôt une affinité transitionnelle, avec des enrichissements légèrement plus importants en LREE qu'en HREE. Ce changement d'affinité et ce fractionnement des terres rares et des éléments traces est caractéristique du Filon-couche de Ventures. Il n'est pas observé dans les unités du Filon-couche de Bourbeau (cette étude ; Poitras, 1984) et suggère que d'autres processus que la cristallisation fractionnée sont impliqués. Poitras (1984) évoquait l'influence de l'apatite sur le contrôle de l'enrichissement en lanthanides, et un processus d'assimilation par fusion partielle des unités felsiques de la Formation de Blondeau au toit du filon-couche. L'étude de Bédard et al. (2009) arrivait à une conclusion similaire pour expliquer ce changement d'affinité. La présence d'un litage magmatique dans le gabbro lité, de cumulats de plagioclases dans les unités de pyroxénite, et de petits horizons mafiques dans le gabbro de Ventures, suggèrent que plusieurs injections de magma ont eu lieu, tel que l'on observe dans les grandes intrusions différenciées (Higgins, 2005; Sen, 2014; Owen-Smith et Ashwal, 2015). Il n'est néanmoins pas possible d'obtenir d'explications plus détaillées sur la mise en place et la différenciation du filon-couche au travers de cette étude, n'étant pas le sujet principal et à défaut de données adéquates.

Le Filon-couche de Bourbeau présente une différenciation depuis sa base ultramafique composée de pyroxénite, riche en Cr et Ni, vers des unités de gabbro de composition mafique à intermédiaire. Cette différenciation est marquée par l'apparition des plagioclases dans le leucogabbro puis du quartz et de l'ilménite dans le ferrogabbro. Elle se traduit en géochimie par des gains de SiO₂, Al₂O₃, Na₂O dans le leucogabbro, avec une transition nette vers le ferrogabbro marquée par le gain de Fe, Ti et P₂O₅. Les rapports d'éléments traces tels que Nb/Y, Zr/Y et le Mg# mettent également en évidence cette différenciation du Filon-couche de Bourbeau. Les unités présentent toute une affinité tholéiitique, où la pyroxénite et le leucogabbro sont les unités les moins évoluées, représentant respectivement la base ultramafique et un corps mafique de composition gabbroïque, et le ferrogabbro situé au sommet stratigraphique est l'unité la plus évoluée avec une composition dioritique et des enrichissements en éléments traces plus importants.

Les dykes de gabbro à phénocristaux qui recoupent le leucogabbro du Filon-couche de Bourbeau présentent une affinité calco-alkaline clairement distincte du filon-couche. On ne retrouve pas de mentions de ce type de dyke dans les travaux de Dubé et Guha (1989), mais ils semblent correspondre à la description faite par Morin et Boisvert (1991) sur l'affleurement cartographié à l'est de la mine Cooke (figure 2-1).

Deux générations de dykes ont été reconnues dans le secteur de la mine Springer recoupés et recoupant les minéralisations de cuivre. Les premiers sont des dykes de gabbro gris-vert, d'affinité calco-alkaline que l'on interprète comme étant les « dykes mafiques » décrits par McMillan (1972) et qui sont antérieurs à la minéralisation. Leur chimie et leurs profils des éléments traces et terres rares présentent plusieurs similitudes avec les unités de diorite du Pluton de Chibougamau. Les seconds s'apparentent à des dykes de diorite gris calco-alkalins, ils recoupent la minéralisation et ne sont pas altérés. Leur chimie et leurs profils multi-éléments et de terre rares sont quant à eux plutôt comparables à ceux des plutons syntectoniques d'Opémisca et de Presqu'île. Bien que ces observations restent limitées, elles permettent d'obtenir une première idée de la chronologie relative des événements.

CHAPITRE 3

PÉTROLOGIE DES MINÉRALISATIONS

3.1 INTRODUCTION

Les minéralisations de « type Opémiska » sont connues et décrites depuis les travaux de McMillan (1972), Watkins et Riverin (1982) et Salmon et al. (1984), comme des veines de sulfures massifs de pyrite-chalcopryrite-magnétite encaissées dans des fractures d'orientation radiales au sein de l'apex du nez de pli du Filon-couche de Ventures (figure 3-1). Elles forment un réseau de fractures en éventail d'orientation $250^{\circ} - 300^{\circ}$ à la mine Springer et $300^{\circ} - 350^{\circ}$ à la mine Perry. L'origine exacte de la géométrie de ce réseau de fracture n'est à ce jour pas encore déterminée. Elle a fait l'objet de plusieurs hypothèses impliquant majoritairement un épisode de déformation syntectonique, associé aux structures régionales E-O (Dubé et Guha, 1992; Leclerc et al., 2012). Il est toutefois intéressant de noter que ces dernières hypothèses formulées sur les minéralisations à la mine Springer reposent uniquement sur des observations structurales et tiennent peu compte de la pétrologie détaillée des veines ainsi que de l'altération.

Les veines de Springer présentent en réalité une diversité importante de paragenèses, qui semblent reliées en apparence à la multitude d'orientations des structures minéralisées (tableau 3-1 et figure 3-1). La compilation des orientations de ces structures et de leurs assemblages minéralogiques rend compte de la complexité apparente du secteur. Cette complexité augmente d'autant plus lorsque l'on regarde l'ensemble des minéralisations du camp minier de Chapais, en intégrant les mines Springer, Perry et Cooke (tableau 3-1). Ceci démontre la nécessité de développer de nouvelles méthodes de travail concentrées sur la caractérisation à moyenne et petite échelle des textures et des paragenèses.

Afin de répondre à cette problématique, cette étude s'est concentrée sur la description, et l'échantillonnage des veines affleurantes en surface à la mine Springer. Elle s'est étendue par la suite vers les minéralisations recoupées en forage à la mine Springer, puis l'indice cuprifère de Chibougamau Copper. Enfin, plusieurs échantillons historiques ont été utilisés pour obtenir des

informations sur les niveaux plus profonds de la mine Springer, mais également des mines Perry et Cooke.

L'étude de détail a permis de démontrer l'existence de deux types de minéralisations distincts à la mine Springer et qui peuvent être reliés avec les minéralisations régionales. On identifie ainsi une première famille « Cu-Au-Mo » et « Cu-Au » englobant la majeure partie des veines de cuivre de Springer, Perry et Chibougamau Copper et un second type à « Au-As » de dimension plus réduite, qui partage des points communs avec les veines aurifères de la mine Cooke (Dubé et Guha, 1992).

Tableau 3-1 : Compilation et synthèse des structures minéralisées aux mines Springer, Perry et Cooke. Les orientations, la minéralogie et les teneurs historiques sont indiquées (Bélanger, 1979; Watkins et Riverin, 1982; Bélanger et al., 1984; Salmon et al., 1984; Dubé et Guha, 1992). Les teneurs en Cu sont exprimées en pourcent (Cu %), d'Au en once par tonnes (oz/t) et convertis en gramme par tonnes (1 oz/t Au = 34,286 g/t Au) Abréviations : Au – Or ; Carb – Carbonate; Cb – Cobaltite; Cp – Chalcopyrite; Gers – Gersdorffite; Gn – Galène; Po – Pyrrhotite; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Mt – Magnétite; Mlb – Molybdénite; Scl – Scheelite; Sp – Sphalérite.

	Veine	Orientation / Pendage	Minéralogie	Type de veine	Cu %	Au oz/t	Au g/t
Springer	N°02	280°/55°	Cp-Py-Po-Qz-Carb	Tension	3,83	0,03	1,03
	N°03	260°/70°	Cp-Py-Po-Scl	Cisaillement	2,61	0,02	0,69
	N°05	250°/65°	Cp-Py	Tension Cisaillement	2	0,04	1,37
	N°07	260°/70°	Qtz-Carb-Cp-Py-Po-Mt-Mlb-Scl-Sp-Gn-Cb-Gers	Cisaillement	1,5	0,055	1,89
	N°06 / 13-34	240-260° / 65-75°	Cp-Py	Tension Cisaillement	2,00	0,040	1,37
	N°20	315°/60°	Cp-Py-Mt-Qz	Tension Cisaillement	3,00	0,035	1,20
Perry	B	0-10°/55°	Cp-Py-Po-Scl-Qz-Carb	Tension	2,3	0,01	0,34
	J	345°/55°	Cp-Py-Po-Qtz-Carb	Tension	2,0	0,008	0,27
	D	310°/70°	Cp-Py-Po-Qtz-Carb	Tension	2,0	0,008	0,27
Cooke	N°7 et N°9	260°/84°	Py-Cp-Au-Scl-Sp-Gn-Cb-Gers	Cisaillement	0,66	0,17	5,83
	Zone 8-5		Py-Po-Cp-Sp-Gn	Stratiforme	2,97	0,012	0,41

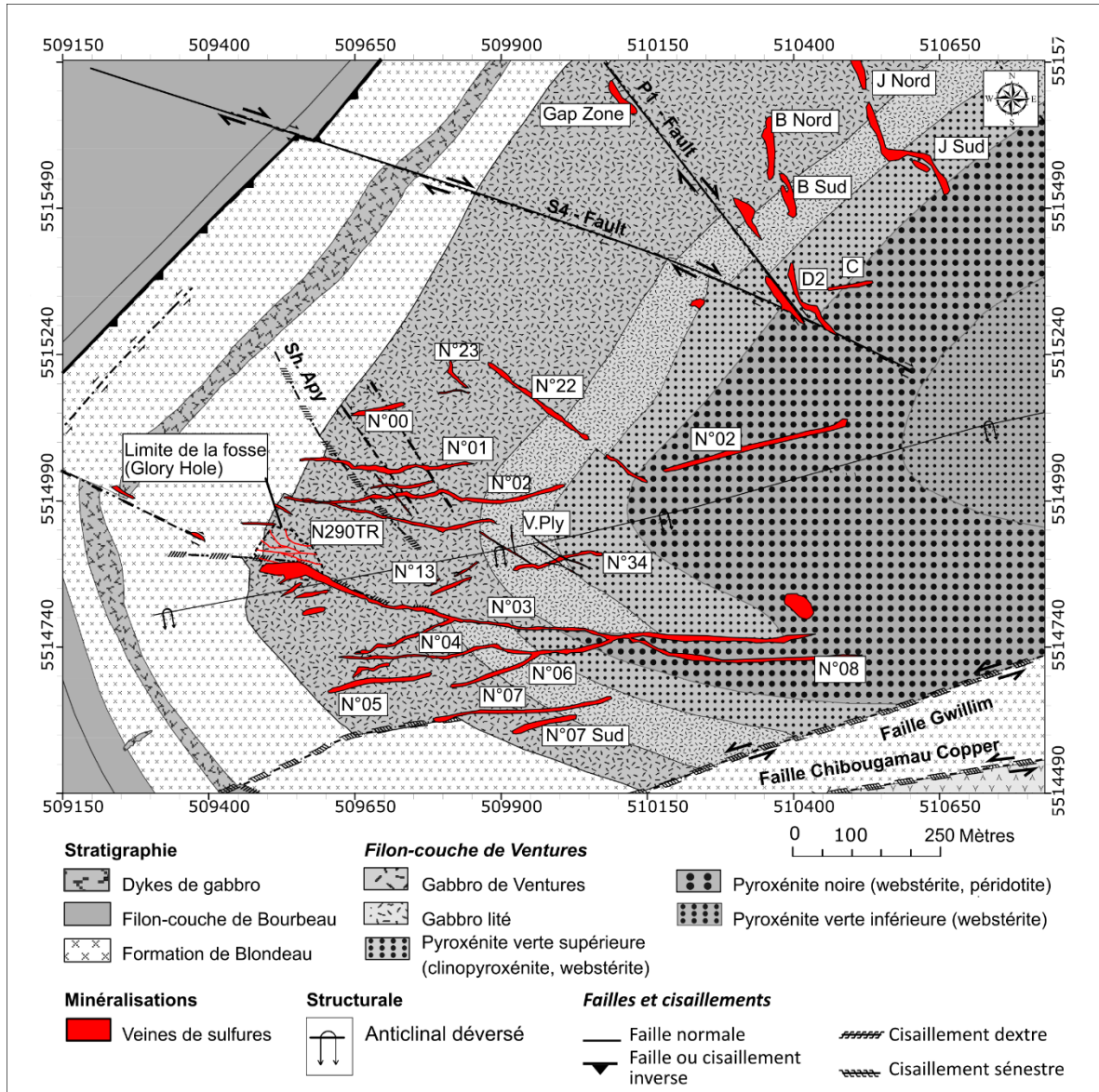


Figure 3-1 : Carte géologique montrant les veines des mines Springer et Perry, localisées au sein du nez de pli du Filon-couche de Ventures. La géologie régionale a été compilée à partir des travaux de McMillan (1972), Leclerc et al. (2012) et des rapports internes de Minnova. La localisation et la direction des veines sont interprétées et compilées à partir des travaux de cartographies réalisées durant cette étude et des plans de niveaux produits par Minnova disponibles dans les rapports internes (voir Salmon et De l'Étoile, 2013; Salmon et De l'Étoile (2014)). Abréviations : Sh.Apy – « *Shear Arsenopyrite* ».

3.2 CARTOGRAPHIE ET PÉTROLOGIE DES MINÉRALISATIONS

L'analyse des minéralisations de Springer s'est basée sur la réalisation de cartographies de détails au 1 /100^{ème} de neuf affleurements d'intérêts. Le tracé des contours et des structures principales a été effectué avec l'aide d'un GPS différentiel Trimble R2, offrant une précision de 10 cm au sol. Les affleurements « Veine V290N », « Tranchée N290TR », « *Shear Arsenopyrite* », « Veine N°02 Stockwork » et « Veine N°13 Sud », ne présentant qu'une faible couverture végétale, ont permis l'utilisation d'un drone afin de réaliser des orthomosaïques avec une précision de 1 cm au sol. La qualité et l'exposition des affleurements « Veine N°13 Nord », « V.Ply Nord » et « V.Ply Est » n'a pu permettre de procéder au même traitement, seules les structures principales ont pu être identifiées et cartographiées.

Les cartographies de détails et les orthomosaïques ont été intégrées et géoréférencées sur le logiciel ArcGis, afin de digitaliser les contours et les différentes structures (veines, fractures, cisaillements et schistosité). À partir de la digitalisation des cartographies, il fut possible de calculer la densité du réseau de fractures autour des minéralisations de Springer et d'analyser les orientations des structures. Les étapes et outils employés sont résumés à la figure 3-2. À noter que seuls les azimuts sont pris en compte. En effet, les affleurements ne comptent que très peu de surfaces propices à la prise de mesure de pendages et les mesures de terrains ont montré que la majorité des structures étaient subverticales, ce qui explique l'emploi de rosace plutôt que de stéréonets conventionnels.

La stratégie d'échantillonnage a ensuite été pensée pour obtenir des informations sur les extensions latérales et verticales des structures principales de la mine Springer (veines N°01, 02, 03, 04, 05, 07, N290TR) ainsi que les structures secondaires identifiées par les travaux de cartographies (« *Shear Arsenopyrite* », veines polymétalliques). Un total de 31 échantillons géochimiques a été prélevé et 33 lames minces polies étudiées sur les minéralisations de Springer. Elles ont été complétées par 4 lames minces polies produites sur des échantillons historiques provenant des collections de l'UQAC (veine N°03, 13^{ème} niveau ; veine N°04, 4^{ème} niveau ; veine N°05, 3^{ème} niveau et veine N°07 au 7^{ème} niveau). Les cisaillements et veines riches en arsenopyrite identifiés grâce aux

cartographies et dans les forages OP10-19 et OP10-20 ont été étudiés par un total de 8 échantillons géochimiques et 9 lames minces polies.

Les minéralisations de l'indice Chibougamau-Copper ont fait l'objet de forages récents en 2008, 2009 et 2014 (Larouche, 2008, 2009, 2014) qui ont pu être utilisés. Elles ont été caractérisées grâce aux forages MC-0935, CPH14-101, 102, 103, 104 et CPH14- 105 (figure 2-1 ; Annexe A2). L'objectif fut de les comparer avec celles de Springer et de déterminer si elles proviennent d'un événement différent, ou pourraient correspondre au même système minéralisateur. Les zones minéralisées en cuivre ont été étudiées au travers de 8 échantillons lithogéochimiques et 6 lames minces polies. Un autre type de minéralisation a été reconnu sous la forme d'une brèche de carbonate-sphalérite-galène dans le forage MC-09-35 (figure 2-1 ; Annexe C). Elle a été succinctement étudiée avec un 1 échantillon lithogéochimique et 2 lames minces polies.

Les minéralisations de Cooke et Perry ont pu être étudiées uniquement à partir de lames minces produites sur des échantillons provenant des collections de l'UQAC. On dispose ainsi de 7 lames polies de la mine Cooke dont 5 issues des veines N°7 et N°9, et 2 de la lentille de sulfures massifs volcanogènes de la zone 8-5. Les minéralisations de Perry ont pu être étudiées à partir de seulement 3 lames minces dont la localisation est malheureusement imprécise.

L'ensemble des observations cartographiques, de forages et pétrologiques, supportées par les données bibliographiques tirées des travaux de McMillan (1972), Dubé (1990) et Bélanger (1979) ont conduit à la classification des minéralisations du camp de Chapais selon les 6 catégories qui seront décrites en détail dans ce chapitre :

- Type I : Cu-Au-Mo, elles regroupent la majorité des veines de la mine Springer.
- Type II : Cu-Au, cette typologie partage des points communs avec le type I, mais s'en distingue par l'absence de molybdène. Elle comprend les veines de Perry et Chibougamau-Copper.
- Type III : Au-Zn-Pb, ce type est caractérisé par la brèche de quartz-carbonate-sphalérite-galène recoupée dans le forage MC-0935.
- Type IV : Au-As, ce type est caractérisé par les minéralisations riches en arsénopyrite du « *Shear Arsenopyrite* » à la mine Springer.
- Type V : Au-Cu orogéniques des veines N°7 et N°9 de la mine Cooke.
- Type VI : Cu-Zn-Pb de la zone 8-5 de la mine Cooke, qui correspond à une lentille de sulfures massifs volcanogènes, encaissée dans la Formation de Blondeau.

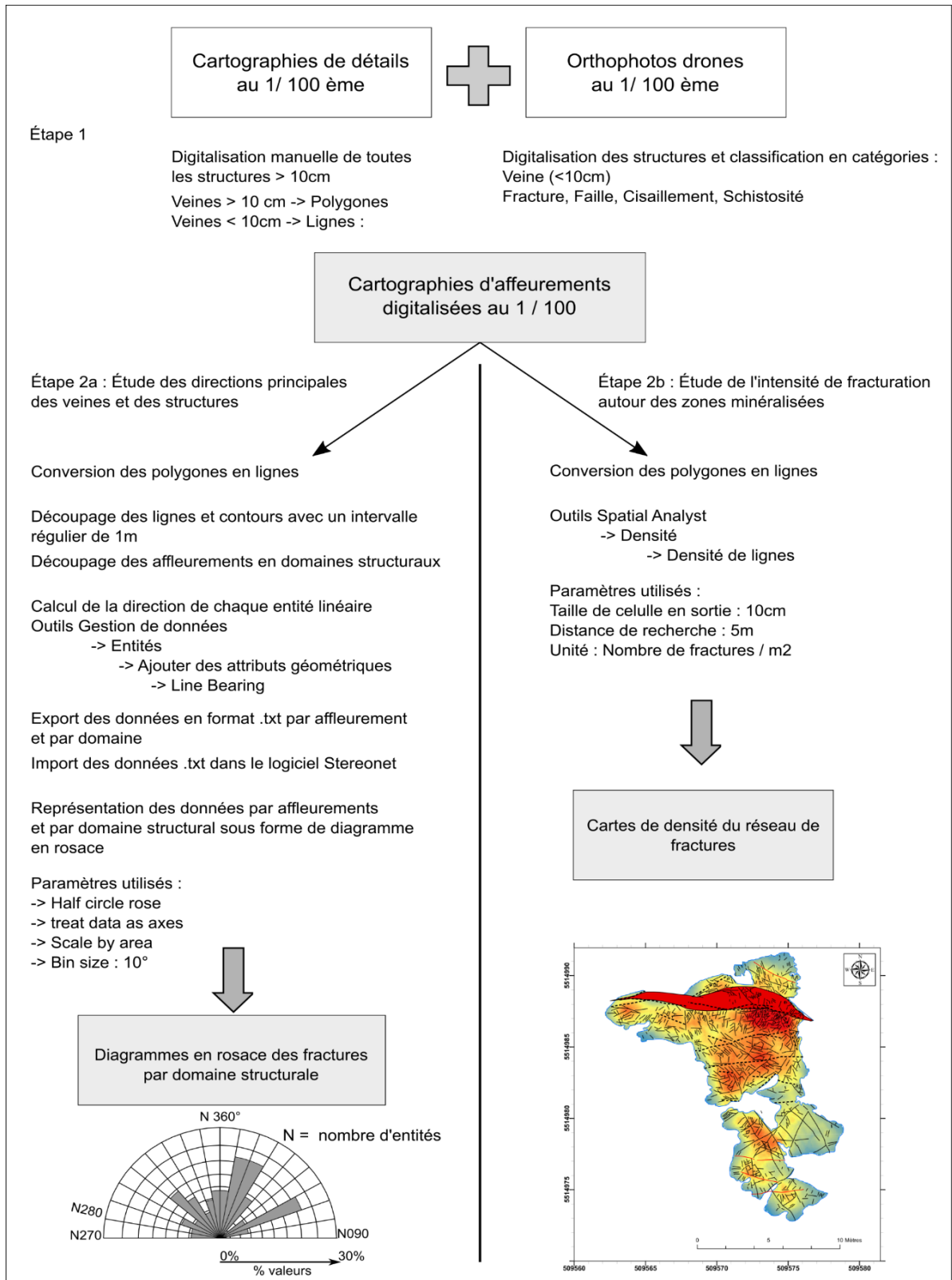


Figure 3-2 : Organigramme de la méthodologie utilisée pour l'analyse structurale.

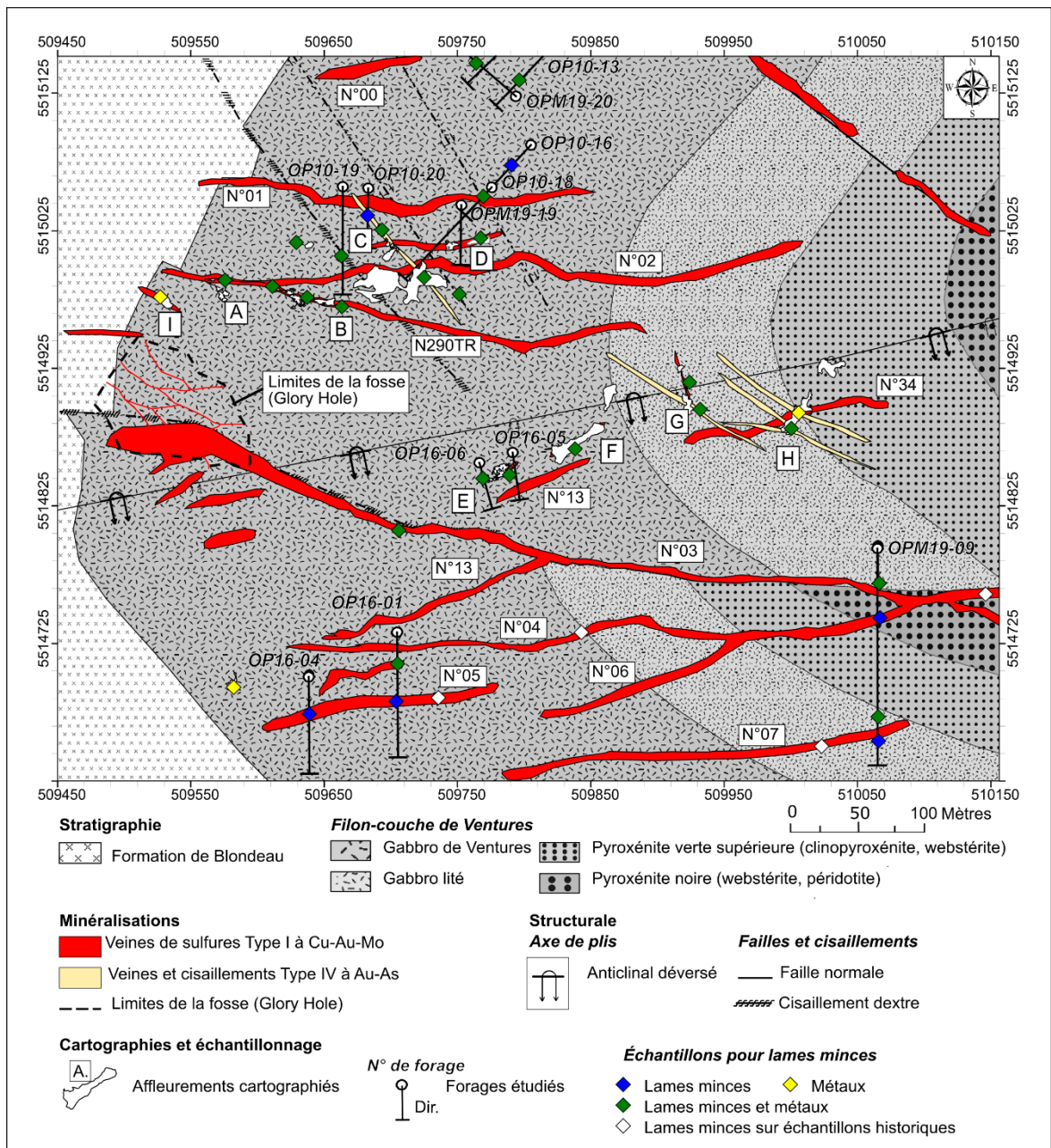


Figure 3-3 : Carte géologique des minéralisations retrouvées à la mine de Springer avec la localisation des forages, des affleurements étudiés et la position des lames minces. A.) Affleurement V290N. B.) Tranchée N290TR. C.) Affleurement « Shear Arsenopyrite ». D.) Affleurement de la veine N°02 en stockwork. E.) Affleurement de la veine N°13 Sud. F.) Affleurement de la veine N°13 Nord. G.) Veines polymétalliques Nord. H.) Veine polymétallique Est. Notez que la localisation des échantillons historiques est approximative et correspond à une projection en surface de leur position réelle souterraine.

3.2.1 Minéralisations de Type I à Cu-Au-Mo de la mine Springer

Cette étude démontre que la majeure partie des minéralisations et des veines de quartz-sulfures de la mine Springer constituent une même famille pouvant être regroupée sous un même type à Cu-Au-Mo. Elles sont caractérisées par une paragenèse à pyrite-chalcopyrite et magnétite fréquemment accompagnées d'or, et de molybdénite. Cette paragenèse principale présente quelques variations en termes d'assemblages et de proportions minéralogiques selon la localisation de la veine au sein du Filon-couche de Ventures, mais conserve globalement ses caractéristiques principales. Elle peut être accompagnée de minéraux accessoires comme la scheelite, la pyrrhotite, la linnéite (Co_3S_4), ou encore de la covellite, malachite, azurite à proximité de la surface. Localement, il est possible de retrouver en faible proportion un cortège d'autres types de minéraux tels que la sphalérite, la galène ou l'arsénopyrite qui complexifie l'histoire de ces minéralisations. Deux cartographies d'affleurements sont présentées et à la figure 3-4 et la figure 3-5 et sont discutées ci-dessous. L'ensemble des cartographies de détails sont disponibles dans l'annexe B.

3.2.1.1 Cartographies des minéralisations Cu-Au-Mo

3.2.1.1.1 Affleurement V290N

En surface sur l'affleurement « V290N » (figure 3-4), la minéralisation se présente dans des veines encaissées dans le gabbro et délimitées par des fractures orientées 270° , 250° et 290° . L'enveloppe minéralisée a une dimension de 2 m, avec un pendage variant entre 60° et 80° vers le nord. Elle est caractérisée par un cœur très riche en sulfures (principalement de la chalcopyrite), de magnétite massive, et une zone de stockwork dans le gabbro encaissant (figure 3-6A). Les contacts entre les sulfures et la magnétite sont francs avec des textures d'arrachement et un remplacement de la magnétite par la chalcopyrite. On note aussi des clastes centimétriques à décimétriques de gabbro non déformés, avec une couronne de magnétite et recoupés par des stockworks de sulfures (figure 3-6A). Vue en coupe, la veine présente un pendage de 75° vers le nord avec en son cœur, une minéralisation de chalcopyrite massive boudinée. De part et d'autre, on retrouve des stockworks de pyrite, chalcopyrite et des sulfures disséminés dans le gabbro (figure 3-4 et figure 3-6B).

Le gabbro présente une intense altération visuelle sur quelques mètres au contact de la veine, avec une couleur jaunâtre à rouille dû à la présence de sulfures, mais aussi très blanchâtre, suggérant une albitisation des plagioclases. La texture originelle est en grande partie conservée et les plagioclases montrent une texture idiomorphe. À noter également que les clastes de gabbro inclus dans la matrice de sulfures apparaissent anormalement enrichis en feldspaths. Les zones plus distales présentent une couleur nettement plus verdâtre, suggérant plutôt une chloritisation du gabbro. Cet affleurement met également en évidence la déformation associée à ces minéralisations Cu-Au-Mo qui s'exprime différemment dépendamment de la distance à la veine. Il est possible de découper le réseau de fracture de cet affleurement en trois domaines distincts (figure 3-4).

- Le domaine 1 qui correspond à la zone minéralisée, représente une zone de déformation intense de 2 m autour de cette veine, caractérisé par un dense réseau de petites fractures d'orientation 345° à 025°, orthogonal à la direction principale de la veine.
- Le domaine 2 qui s'étend approximativement de 2 à 5 m depuis la zone minéralisée, est plutôt caractérisé par un réseau de fractures orientées 290° et 320°, organisé autour de petits cisaillements 250°, accompagné d'une altération à chlorite, carbonate de fer et présence d'axinite.
- Le domaine 3, qui est le plus distant, présente un réseau de fractures significativement moins dense d'orientation 335° et 035° avec de petites veinules de pyrite-chalcopryrite.

3.2.1.1.2 Tranchée N290TR

La tranchée N290TR (figure 3-5) révèle une importante veine de quartz-sulfures continue sur plus de 40 m de long d'une épaisseur variant de 50 cm à 2 m. Elle présente une attitude générale 290°, mais est en réalité constituée de veines en relais, avec plusieurs segments orientés 270°, 290° et 310° avec un pendage de 80° – 90° vers le nord. La majeure partie de la minéralisation est constituée d'une veine de quartz, fracturée avec un remplissage de pyrite, chalcopryrite et fragments de magnétite, tandis que les épontes sont constituées de chalcopryrite et magnétite semi-massive (figure 3-6C). À l'intersection avec une veine orientée 250°/60°, la minéralisation s'enrichit et forme une poche de sulfures massifs dans un « *dilatation jog* » (figure 3-6D).

Au contact de la veine, le gabbro est intensément déformé, avec une destruction totale de la texture originale et le développement d'une nouvelle fabrique qui s'exprime sous la forme d'une schistosité subverticale d'orientation 290° (figure 3-6D). Ce couloir de déformation est particulièrement développé dans les segments E-O de la veine et où l'altération semble avoir été la plus intense.

La paragenèse de cette veine est dominée par un assemblage de chalcopryrite-pyrite et magnétite avec une texture massive à bréchique. Sur les échantillons prélevés en rainurage, on observe clairement des fragments de gabbro altéré (albitisé ?) et de quartz flottant dans une matrice de sulfure. La magnétite, qui est massive à semi-massive aux épontes, est fragmentée et se présente sous la forme de petits clastes dans le cœur de la veine (figure 3-6E).

L'altération visible se présente en un premier halo, de quelques dizaines de centimètres à un mètre de large, de couleur vert foncé à noir avec un fort contraste de compétence par rapport à la veine de quartz et le gabbro « moins altéré » (figure 3-5). Cette auréole très déformée, de couleur foncée avec une texture schisteuse, suggère une abondance de phyllosilicates riches en fer (chlorite, stilpnomélane, biotite). Un second halo est observable directement au contact de la veine ou au-delà du premier. Il semble correspondre à la même altération observée sur l'affleurement « V290N » (section 3.2.1.1.1), avec une patine blanchâtre à jaunâtre et suggère une albitisation du gabbro.

Les échantillons prélevés en plusieurs points de la tranchée pour analyse des métaux révèlent de fortes teneurs en Cu (1 à 16,5 %), Au (0,4 à 40,7 ppm) et significatives en Mo (570 à 1100 ppm). Les valeurs les plus élevées semblent être localisées aux intersections de structures, aux changements d'orientations et lorsque la dimension de la veine est plus importante (figure 3-5).

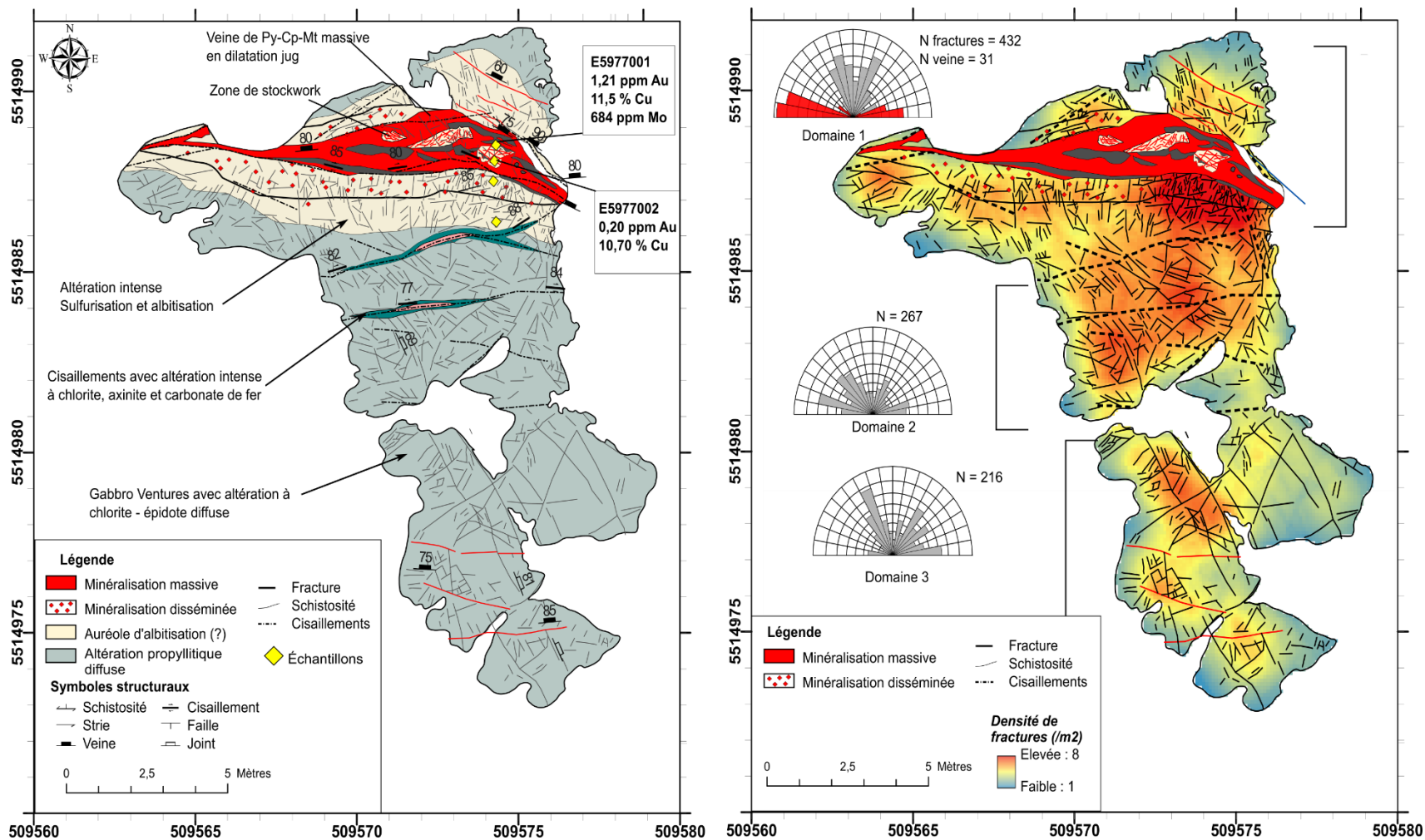


Figure 3-4 : Cartographies de détails d'une veine de Py-Cp-Mt massive à Cu-Au-Mo. De gauche à droite: cartographie de détail de l'affleurement V290N montrant les relations entre la minéralisation, le halo d'altération visible, les réseaux de fractures, la cartographie de l'intensité de la fracturation et représentation des domaines structuraux.

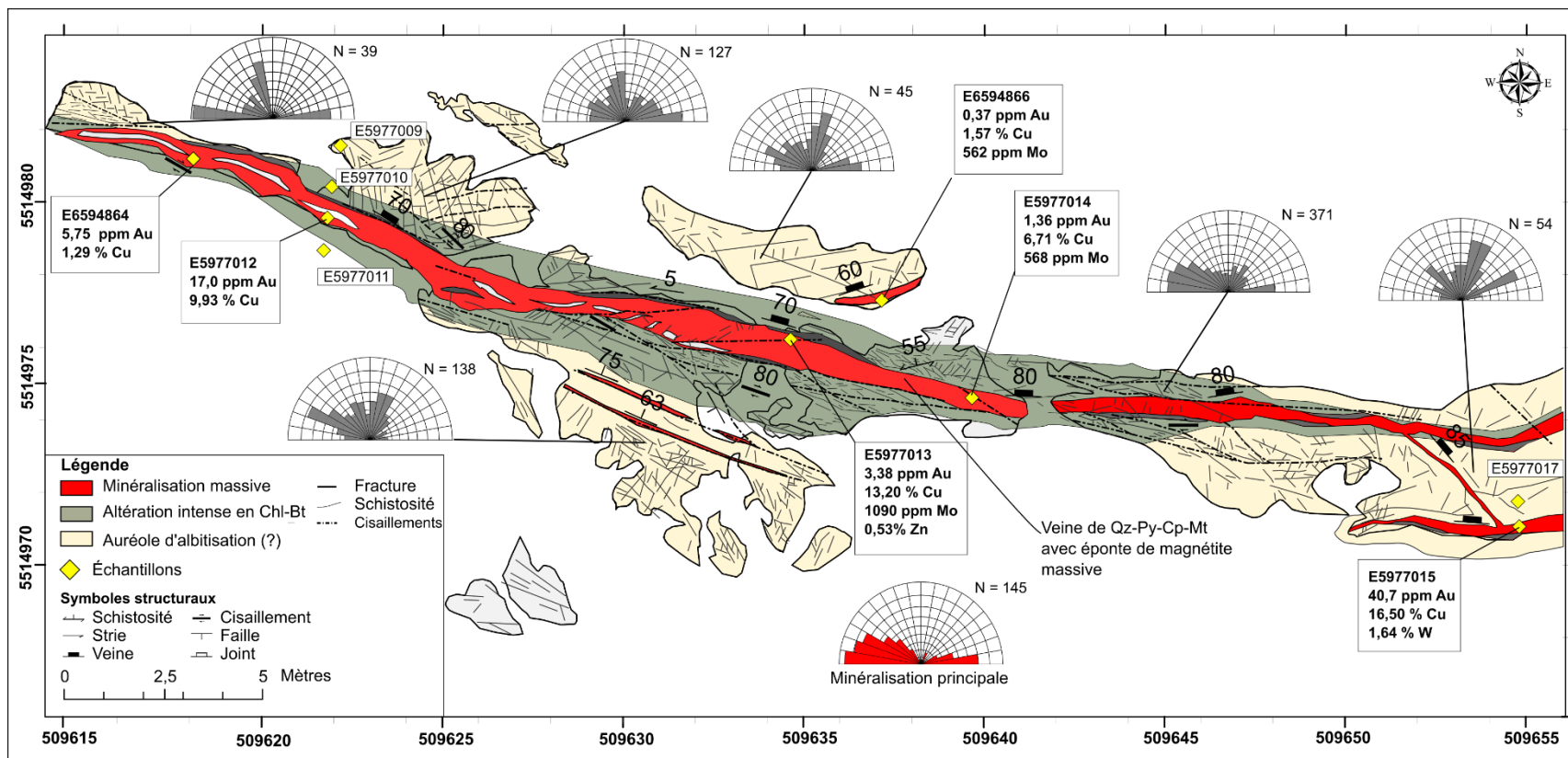


Figure 3-5 : Cartographie de détail de la tranchée N290TR exposant une veine de quartz-sulfures. La zone minéralisée est continue sur 40 m et se compose de plusieurs segments en relais et de zones plus riches aux jonctions de ces structures. La minéralisation se présente sous la forme d'une veine de quartz et sulfures, contenue dans une zone de déformation bordée par une altération intense du gabbro conférant à ce dernier un aspect vert sombre. Les teneurs en Cu, Au, Mo et W des échantillons prélevés sur la veine sont aussi présentés.

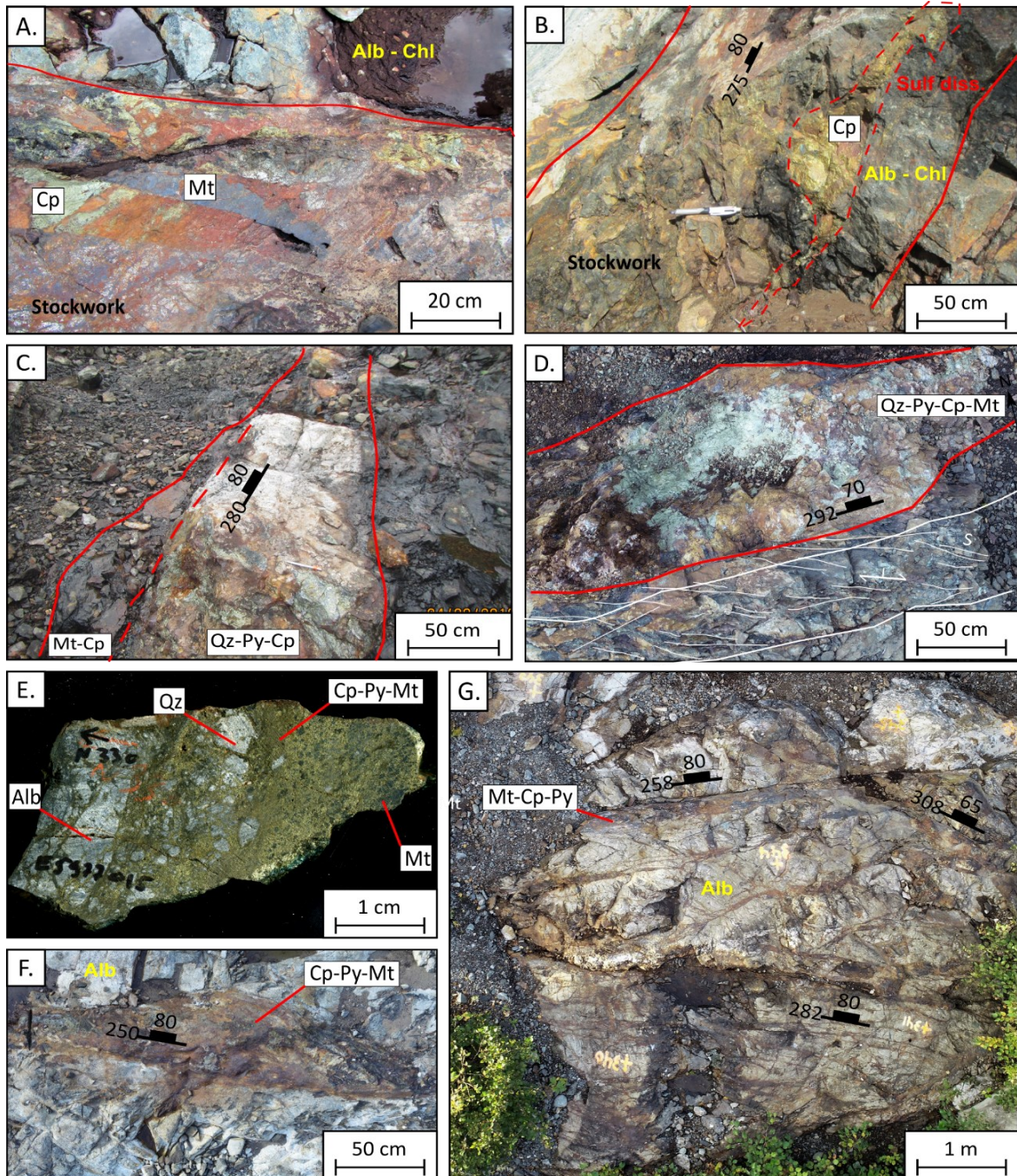


Figure 3-6 : Photographies des minéralisations à Cu-Au-Mo vues en affleurement à la mine Springer. A.) Veine de pyrite-chalcopyrite et magnétite massive avec des zones de stockwork à sulfures et magnétite dans l'encaissant fracturé et albitisé (affleurement V290N). B.) Vue en coupe de la veine de la photo A, avec un amas de chalcopyrite massive 275°/ 80°. C.) Veine de quartz-pyrite-chalcopyrite-magnétite de la tranchée N290TR avec un regard vers l'Est. D.) Vue en plan de cette même veine au niveau d'un « dilatation jog » avec une minéralisation riche en chalcopyrite-pyrite et magnétite, avec sa zone d'altération présentant le développement d'une schistosité. E.) Échantillon à 40 ppm Au de la veine de N290TR à minéralisation de pyrite-chalcopyrite massive dans laquelle flotte des fragments de quartz, de gabbro altéré en bordure et de magnétite. F.) Vue en plan d'une lentille de sulfures de la veine N°13 orientée 250°, et le gabbro altéré (albitisation ?). G.) Zone de stockwork de veine de magnétite-chalcopyrite-pyrite située entre la veine N°01 et la veine N°02. Abréviations: Cp – Chalcopyrite; Fds – Feldspaths; Py – Pyrite; Qz – Quartz; les abréviations en jaune correspondent à des processus d'altération : Alb – Albitisation; Chl – Chloritisation.

3.2.1.1.3 Veine 13 – 34 : affleurements V13 Sud et V13 Nord

Les affleurements correspondant à la trace en surface de la veine 13 - 34 révèlent deux zones minéralisées (parties sud et nord ; Annexes B1 et B2) d'extension décamétrique, constituées de segments d'attitude $230^{\circ} - 250^{\circ} / 70^{\circ} - 75^{\circ}$. La minéralisation est identique en tous points à celles des veines d'attitude 290° . Elle se présente sous forme de lentilles de sulfures (figure 3-6F) composées de pyrite–chalcopyrite, avec des sections plus riches en magnétite. Les plus hautes teneurs en Cu (jusque 23,2 % Cu) sont retrouvées dans des zones en dilatation et sont associées à des teneurs élevées en Au et Mo. Le quartz est en quantité moindre par rapport à la veine de la tranchée N290TR, et se limite à quelques veinules locales recoupant les lentilles de sulfures. Le gabbro altéré aux épontes de la minéralisation, est marqué par une schistosité d'attitude 260° qui se poursuit au sein des lentilles, et qui affecte et remobilise les sulfures sous forme de petites veinules.

3.2.1.1.4 Affleurement V02 stockwork

L'affleurement « V02 stockwork » est localisé entre la veine N°02 et la veine N°01. Il montre une zone minéralisée d'une largeur de plusieurs mètres, composée d'un dense réseau en stockwork de veines de quartz–pyrite–chalcopyrite–magnétite (figure 3-6G ; cartographie de détail en Annexe B3). Les veines ont une dimension de quelques centimètres à 50 cm, d'orientations 270° , 290° et 250° à pendage de $65^{\circ} - 85^{\circ}$ vers le nord. Les espaces entre ces veines sont occupés par d'autres petites fractures minéralisées d'orientations similaires, ainsi que des fractures stériles d'attitudes plus diverses. On n'observe pas de relations de recoupements claires, ni de décalages entre les différentes orientations de veines et de fractures. Tout comme les affleurements précédents, on observe au contact de cette minéralisation une altération du gabbro sous la forme d'une patine blanchâtre à jaunâtre. Sur cassure fraîche à quelques mètres de distance de cette zone minéralisée, le gabbro présente une texture ophitique, et les cristaux de plagioclases sont préservés. Il n'a malheureusement pas été possible de faire de prélèvement sur cet affleurement en particulier. Un échantillon minéralisé a cependant pu être prélevé dans l'extension Est de cette zone minéralisée (figure 3-3; station G035 / échantillon N°E6594855 / lame V02-035A) qui montre des teneurs de 1 ppm Au, 10 % Cu et 1600 ppm Mo.

3.2.1.1.5 Forages

Les forages réalisés en 2010, 2016 et 2019 ont été étudiés afin de décrire l'extension verticale du réseau de veines, et pallier l'absence d'affleurements. Les forages les plus pertinents qui ont été sélectionnés (figure 3-3 ; Annexe A2) ont fait l'objet d'une diagraphie synthétique et d'un échantillonnage pour analyses lithogéochimiques, métaux et lames minces (Annexes A2, C et D). Ils ont permis de mettre en évidence que la minéralisation présente des caractéristiques identiques en profondeur et en surface. Il n'a cependant pas été possible d'obtenir des informations au-delà de 150 m de profondeur, étant limité par la longueur maximale des trous de forages. La répartition des forages étudiés a toutefois permis d'obtenir des informations sur les extensions latérales est – ouest des veines N°02, N°03 et des données sur les veines N°01, N°0-23, N°04, N°05 et N07 non visibles en surface.

Le forage OPM19-09 (figure 3-3 ; Annexe A2) recoupe plusieurs zones minéralisées encaissées dans le gabbro lité et la pyroxénite, interprétées comme les extensions Est des veines N°03, N°04 et N°07. La minéralisation se présente sous diverses formes, mais est toujours dominée par une paragenèse à chalcopryrite et pyrite, tandis que la magnétite est rare ou même absente. Une zone minéralisée à quartz-sulfures de plus de 2 m d'épaisseur est intersectée à 27 m, elle est formée d'un réseau de veinules décimétriques de sulfures recoupant une gangue de quartz-feldspaths-chlorite (figure 3-7A). Plus en profondeur du forage, lorsque la minéralisation est encaissée dans la pyroxénite, elle forme des veines de sulfures massifs (figure 3-7C), ou se présente en amas discontinus de sulfures (figure 3-7E). À 300 m de profondeur, le forage intersecte une enveloppe minéralisée interprétée comme appartenant à la veine N°07 entre les niveaux 5 et 6. La minéralisation se présente sous forme de sulfures disséminés et en un réseau de stockwork à veinules de quartz-pyrite-chalcopryrite (figure 3-7D).

Les minéralisations localisées au cœur du pli dans le gabbro de Ventures ont été étudiées en profondeur par les forages OP10-13, OP10-16, OP10-18, OP10-19, OPM19-19 (figure 3-3 ; figure 3-8 ; Annexe A2). Elles sont associées à des veines de quartz ou à un réseau de veines de quartz à texture bréchique avec une forte proportion de magnétite (figure 3-8A). Cette dernière constitue

généralement l'éponte des veines où elle forme une bande centimétrique à décimétrique de magnétite massive (figure 3-8B). Tandis que le cœur de la veine est plus souvent composé de chalcopryrite et de pyrite, enrobant des grains de quartz (figure 3-8B). Il est commun d'observer des textures bréchiques, voir *durchbewegung* montrant des fragments de gabbro altéré ou de magnétite remobilisés, flottant dans une matrice de sulfures plus ductiles et déformés comme la chalcopryrite (figure 3-8C). Dans certaines veines, la magnétite semble être partiellement corrodée et en cours de remplacement par les sulfures (figure 3-8B et C).

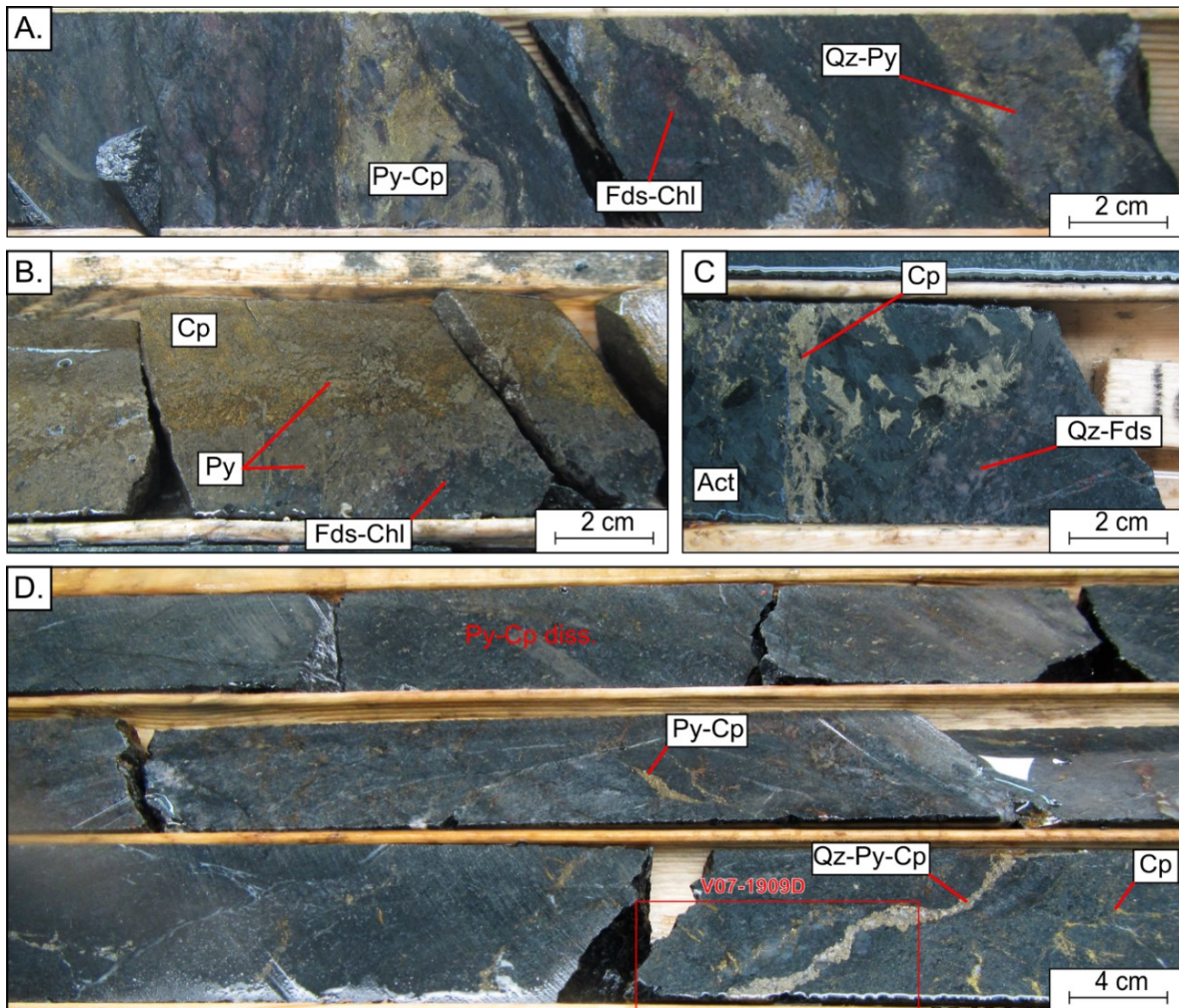


Figure 3-7 : Photographies des zones minéralisées à pyrite-chalcopryrite intersectées par le forage OPM19-09. A.) Zone minéralisée de 2 m d'épaisseur interprétée comme la veine N°03, montrant un réseau de veines et veinules de quartz-pyrite-chalcopryrite accompagné d'une altération à chlorite et quartz-feldspaths (forage OPM19-09/ 27 à 29 m) B.) Veine de pyrite-chalcopryrite massive encaissée dans l'unité de pyroxénite (forage OPM19-09 / 107 m). C.) Minéralisation de chalcopryrite disséminée dans des veinules de quartz-feldspaths et dans la pyroxénite (forage OPM19-09 / 102 m). D.) Minéralisation de veinules de quartz-pyrite-chalcopryrite en un stockwork peu dense avec des sulfures disséminés correspondant à l'enveloppe minéralisée de la veine N°07 (Éch E5977041 / lame V07-1909D / 302m). Abréviations : Chl – Chlorite; Cp – Chalcopryrite; Fds – Feldspaths; Py – Pyrite; Qz – Quartz.

Inversement, on observe localement des veines composées de quartz-magnétite contenant du molybdène, au niveau de la veine N°01 et N°0-23 dans les forages OP10-16 et OP10-18.

Les veines de quartz-pyrite-chalcopryrite et magnétite sont aussi présentes dans la partie Sud du gisement. Le forage OP16-01 recoupe à 30 m et 98 m des veines présentant cet assemblage. Il est intéressant de noter que la veine illustrée à la figure 3-8E présente des teneurs en Au de l'ordre de 10 ppm (échantillon 01691, Larouche, 2017). L'étude en lame mince a montré que ces grains d'or étaient associés à de la pyrite massive et de la chalcopryrite dans le cœur de cette veine.

Le forage OP16-04 (figure 3-3 ; Annexe A2) situé à l'extrémité Sud-Ouest recoupe plusieurs zones minéralisées à quartz-pyrite et quartz-pyrite-molybdénite-scheelite entre 15 m et 90 m de profondeur avant de recouper les volcanites de la Formation de Blondeau. La molybdénite est présente sous forme de filonnets gris – violet à l'éponte et dans les fractures du quartz, tandis que la scheelite correspond aux minéraux gris-blanchâtres. La présence de ces phases est attestée en lames minces et par des teneurs de 260 ppm Mo et 313 ppm W (échantillon 01744, Larouche, 2017).

Le forage OPM19-20 (figure 3-3 ; Annexe A2) recoupe plusieurs zones minéralisées localisées dans le sommet du gabbro de Ventures avant de traverser les volcanites de la Formation de Blondeau à 117 m de profondeur. Ces minéralisations situées à l'extrémité ouest se présentent sous forme veinules de quartz-sulfures. Elles forment un réseau peu dense (1 veinule aux 50 cm) jusqu'au contact avec les volcanoclastites, où la minéralisation n'est plus observée.

La zone Royran correspond à une zone minéralisée dont l'existence a été mentionnée par McMillan (1972). Elle se situerait dans la continuité Est du puits Robitaille, encaissée dans les unités ultramafiques du Filon-couche de Ventures. La zone minéralisée, constituée de sulfures massifs intersectée à 520 m de profondeur par le forage MC-08-04, pourrait lui correspondre (figure 2-1). Cette zone présente de fortes similitudes avec les veines de Springer, avec une paragenèse caractérisée par un assemblage de pyrite, chalcopryrite, magnétite et pyrrhotite encaissée dans une unité de gabbro-pyroxénite.

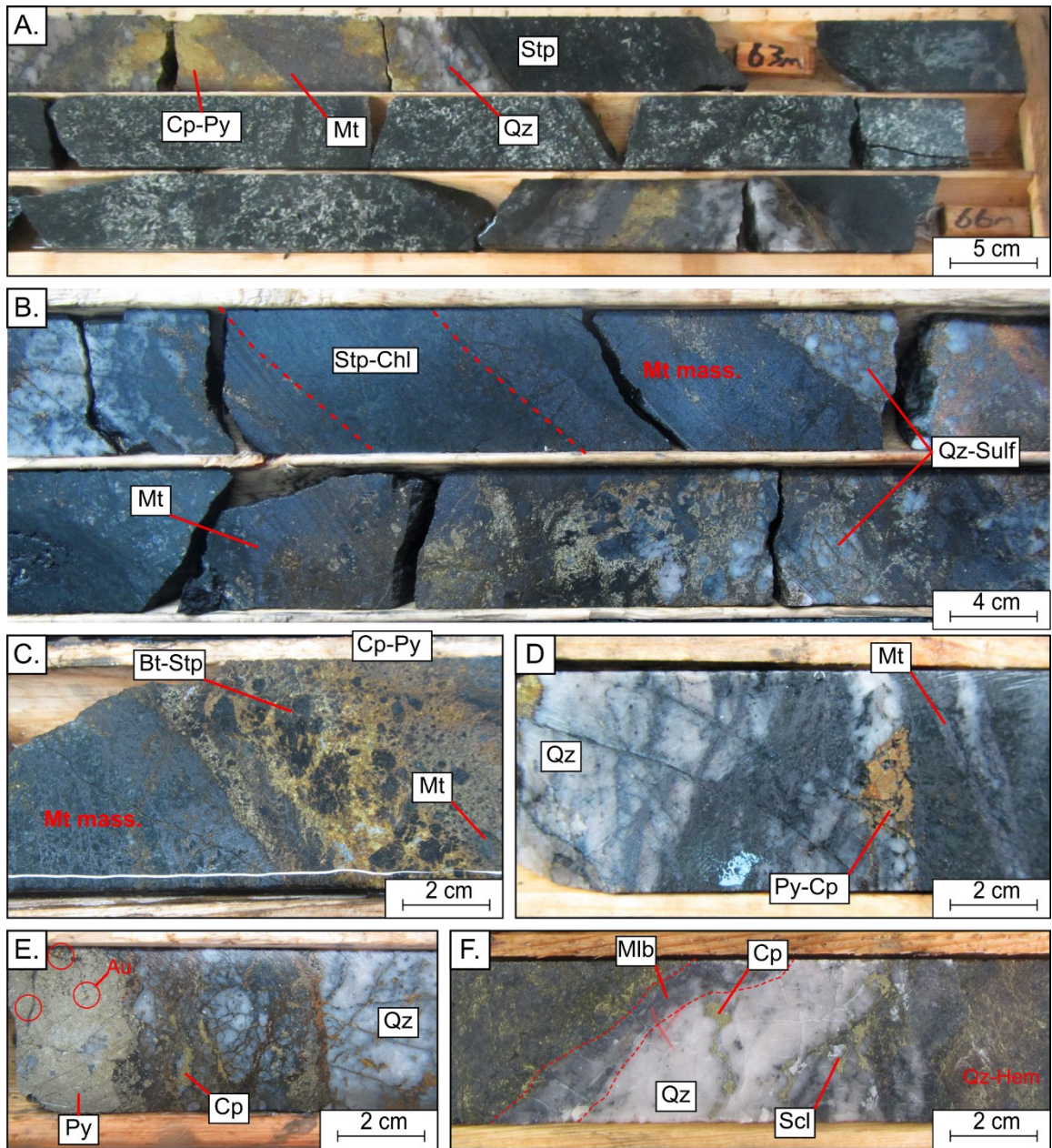


Figure 3-8 : Photographies des minéralisations à Cu-Au-Mo encaissées dans le gabbro de Ventures intersectées en forages. A.) Minéralisation caractéristique des veines Cu-Au-Mo de Springer encaissées dans le gabbro de Ventures, montrant un réseau de veines décimétriques à quartz-sulfures de 5m d'extension (forage OP10-13 / 62 à 66 m). B.) Détail sur les épontes des veines de quartz sulfures montrant des cœurs de quartz englobés par la pyrite-chalcopyrite et des épontes de magnétite semi-massive à massive (forage OP19-19 / 81 à 85 m). C.) Détail de l'éponte de la veine N°13 recoupée en forage montrant une veine à texture durchbewegung avec des fragments de gabbro altérés en biotite-stilpnomélane et de magnétite flottant dans la matrice de sulfures mous déformés (forage OP16-05 / 6 à 9 m). D.) Veine de quartz-magnétite avec pyrite-chalcopyrite mineure (forage OP10-16 / 63 m). E.) Détail sur la minéralisation de pyrite-chalcopyrite dans une veine de quartz-pyrite-chalcopyrite-magnétite interprétée comme la veine N°05. Les cercles rouges indiquent la localisation de grains d'or en remplissage de fracture la pyrite massive observée en lame mince (forage OP16-01 / 98 m / lame V05-1601C). F.) Veine de quartz-chalcopyrite-molybdénite et scheelite associée à un réseau dense de petites veinules de pyrite-chalcopyrite dans le gabbro silicifié et hématisé (forage OP16-04 / 91 m / lame V.Ply-1604A). Abréviations : Bt – Biotite; Chl – Chlorite; Cp – Chalcopyrite; Fds – Feldspaths; Mlb – Molybdénite; Mt - Magnétite; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Scl – Scheelite; Stp – Stilpnomélane.

3.2.1.2 Pétrographie des minéralisations Cu-Au-Mo

Les veines de quartz-sulfures de la mine Springer sont caractérisées par une paragenèse métallique composée à 80 – 95 % de pyrite-chalcopyrite-magnétite, accompagnée jusqu'à 15 % de molybdénite (figure 3-9). Les études pétrographiques en lames minces confirment les premières observations effectuées en affleurement et en forage. Les minéralisations encaissées dans les niveaux plus mafiques, de gabbro lité et de pyroxénite ont une paragenèse dominée par la chalcopyrite qui représente plus de 80 % des sulfures (figure 3-7A, B). Les minéralisations encaissées dans le gabbro de Ventures montrent une paragenèse plus diversifiée, qui est composée de pyrite-chalcopyrite-magnétite accompagnée de molybdénite, d'or, de pyrrhotite ainsi que d'autres phases métalliques en traces (figure 3-8, figure 3-9, figure 3-10, figure 3-11 et figure 3-12).

3.2.1.2.1 La chalcopyrite

La chalcopyrite est le minéral principal de ces minéralisations Cu-Au-Mo, elle est présente dans la grande majorité des veines observées où elle constitue de 10 à 90 % de la paragenèse métallique (figure 3-9). Dans les minéralisations disséminées dans la pyroxénite, elle occupe les espaces entre les grains d'amphiboles et de silicates, ce qui donne l'apparence d'une texture en filet (figure 3-10A, B). Au sein des veines affectées par une déformation, la chalcopyrite est déformée de manière ductile tandis que les minéraux plus compétents comme la pyrite et la magnétite sont fragmentés. On observe alors le développement d'une texture *durchbewegung*, montrant des clasts d'encaissants altérés ou de sulfures compétents (p. ex. la pyrite), arrondis flottant dans une matrice de sulfures plus mous (p. ex. la chalcopyrite) déformés (Vaughan et Craig, 1994). Une schistosité est souvent développée et marquée par un alignement de fins fragments de pyrite dans la chalcopyrite déformée (figure 3-10C). Dans d'autres cas, les grains de pyrite et de magnétite flottent dans cette matrice et sont alors mieux préservés et légèrement fracturés. Il est possible cependant d'observer des textures d'impact entre les grains de pyrite (figure 3-10D) témoignant d'une déformation postérieure à la minéralisation. Dans les veines avec une texture bréchique, les sulfures sont fréquemment accompagnés de fragments d'encaissants et de divers silicates comme du stilpnomélane, de la chlorite ou de l'actinote (figure 3-10E).

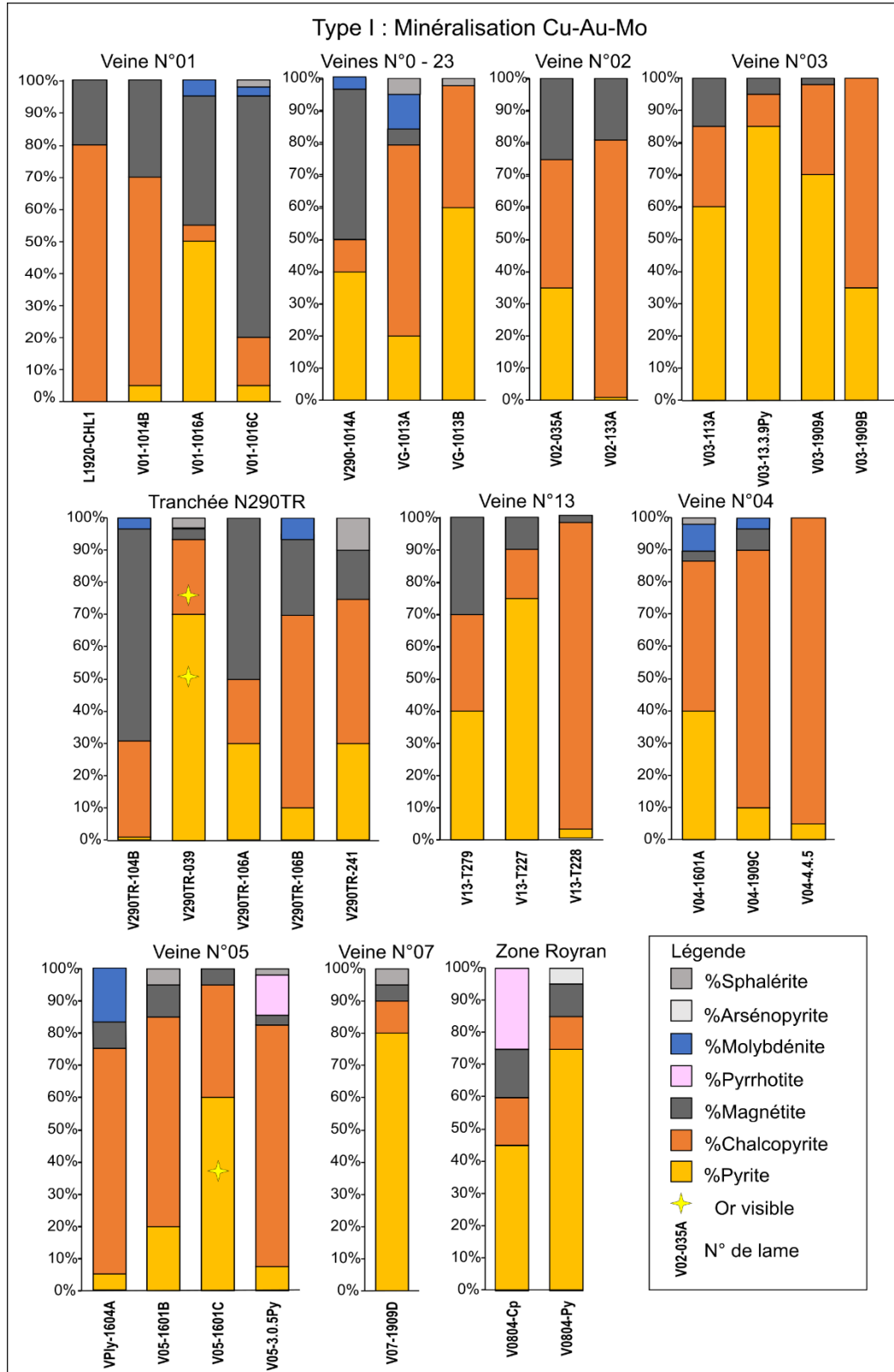


Figure 3-9 : Proportions minéralogiques des phases métalliques dans les minéralisations de type I : Cu-Au-Mo. Classification par veine du nord vers le sud (de haut en bas) et par lames d'est en ouest (de la droite vers la gauche), à l'exception de la Zone Royran.

3.2.1.2.2 La pyrite

La pyrite est le second minéral le plus abondant et représente 5 à 85 % de la phase métallique dans les veines Cu-Au-Mo (figure 3-9). Elle est caractérisée par de multiples textures et est présente sous forme massive, d'amas de grains fins à grossiers (< 100 µm – 2 mm) ou encore de grains baignant dans la chalcopyrite avec une texture hypidiomorphe à idiomorphe (figure 3-10C, D et F). Les grains sont généralement zonés, avec des cœurs poreux et des bordures limpides (figure 3-10D, E et F). Les bordures présentent fréquemment des textures de recristallisation marquées par des arêtes sinueuses ou arrondies.

Dans les veines dominées par la pyrite avec une gangue de quartz, la pyrite se présente sous forme de grains massifs fracturés ou de grains cubiques idiomorphes, tandis que la chalcopyrite remplit les fractures dans les grains de pyrite et de quartz (figure 3-11A). Ce type de déformation fragile entraîne la formation de petite brèche où les cristaux fragmentés de pyrite flottent dans la chalcopyrite. On observe alors un remplacement progressif de la pyrite par la chalcopyrite depuis ces fractures caractérisé par une réduction de la taille des grains de pyrite, et des bordures de grains irréguliers (figure 3-11B). Dans les zones minéralisées entre les veines N°02 et N°0-23, la pyrite contient fréquemment des inclusions de chalcopyrite, magnétite et parfois de molybdénite (figure 3-11C). Dans la tranchée N290TR et la zone minéralisée riche en quartz-pyrite-chalcopyrite dans la veine N°05 (figure 3-8E), la pyrite massive présente de nombreuses fractures dans lesquelles se concentrent les grains d'or (figure 3-11D). Des grains d'or peuvent aussi se retrouver sous forme d'inclusions dans les cœurs de ces pyrites (figure 3-11F).

3.2.1.2.3 La magnétite

La magnétite constitue entre 5 à 70 % de la paragenèse métallique des lames étudiées, et est le constituant majeur de plusieurs échantillons prélevés dans les veines N°01, N°0-23, N290TR localisée dans le gabbro de Ventures (figure 3-9). Elle a d'ailleurs été observée sous différents habitus dans ces veines :

1) sous forme de bandes massives de dimension centimétrique à décimétrique, localisée au sein de la veine de quartz et associée avec de la pyrite et de la chalcopryrite qui constituent la partie centrale (figure 3-8A, B);

2) à l'éponte des veines, sous forme massive à semi-massive et associée à une altération intense à chlorite et quartz-feldspaths du gabbro de Ventures (figure 3-8C). Elle est par ailleurs souvent recoupée par de petites veinules de pyrite-chalcopryrite;

3) sous forme de veinule de magnétite, ou en bordure et dans les fractures de veines de quartz avec une proportion mineure de sulfures (figure 3-8D);

4) sous forme de grains grossiers disséminés au cœur des veines de sulfures et baignant dans la chalcopryrite (figure 3-10D). Ces grains sont souvent bréchifiés, fracturés et affectés par des processus de remplacement par la pyrite et la chalcopryrite qui débutent depuis les bordures, les cœurs poreux ou les fractures des grains (figure 3-10E, F et figure 3-11C).

3.2.1.2.4 La molybdénite

La molybdénite est un minéral accessoire relativement répandu dans les veines de Springer, particulièrement dans les veines contenant de la magnétite. Elle représente alors de 2 à 15 % de l'assemblage métallique dans plusieurs échantillons prélevés dans les veines N°01, N°0-23, N290TR, N°04 encaissées dans le gabbro de Ventures (figure 3-9). Elle a néanmoins pu être observée sous forme de traces (< 1 %) dans une veinule à chalcopryrite-pyrite localisée dans la pyroxénite. Elle se présente sous forme de minéraux gris fibreux, avec une forte anisotropie, une polarisation ondulante et une structure lamellaire. Elle est communément localisée en inclusions et dans les fractures de la magnétite, en inclusions dans la pyrite (figure 3-11C) sous forme disséminée dans la gangue (figure 3-11B), ou dans les fractures du quartz (figure 3-12A, B et C). Dans cette veine, la molybdénite est accompagnée de fins cristaux aciculaires d'hématite (spécularite ?) recoupant la gangue de quartz-feldspaths ainsi qu'une minéralisation de pyrite-chalcopryrite.

3.2.1.2.5 L'or

Les minéralisations de quartz-sulfures de Springer sont caractérisées par une quantité significative d'or avec des teneurs dépassant fréquemment 2 ppm, et pouvant monter jusqu'à 40 ppm dans certains échantillons (figure 3-4 et figure 3-5). Ces hautes teneurs ont été observées à la fois en surface et dans les forages recoupant les veines N°0-23, N°05, N°13. Ces zones minéralisées riches en or présentent comme points communs une épaisseur de veine importante (1 à 3 m), avec une forte proportion de quartz avec un cœur de pyrite-chalcopryrite à texture massive ou en remplissage de joints et fractures (figure 3-6E, figure 3-8B, C et E). Plusieurs grains d'or ont été observés dans les lames de la veine N°05 (lame V05-1601C) et N290TR (lame V290TR-039 ; figure 3-9). Ils se concentrent dans les fractures de la pyrite massive (figure 3-11D), se situent en inclusions dans la chalcopryrite (figure 3-11E), en bordure de grains de pyrite limpides (figure 3-11E), ou encore en inclusions dans les cœurs poreux de grains de pyrite zonées (figure 3-11F). Ces associations semblent démontrer que l'or est fortement associé à la pyrite et à la chalcopryrite dans ces minéralisations Cu-Au-Mo.

3.2.1.2.6 Phases mineures et accessoires

Les paragenèses métalliques de Springer s'accompagnent d'autres minéraux accessoires tels que la scheelite (CaWO_4), qui semble être surtout présente dans les veines de quartz localisées dans le gabbro de Ventures. Elle n'a pu être observée en lame minces, cependant plusieurs échantillons renvoient de hautes valeurs de tungstène variant de 100 ppm W jusqu'à plus de 10 000 ppm W (1,64 % W) dans la tranchée N290TR (figure 3-5). Sa présence est notamment suspectée dans la veine de quartz--chalcopryrite-pyrite-molybdénite du forage OP16-04 (figure 3-8F).

Localement, on observe l'apparition de pyrrhotite en inclusion dans la chalcopryrite observée dans certains échantillons de la veine N°05 (figure 3-12D), dans la zone de cuivre de la Zone Royran (figure 3-12E) ou encore sous forme de veinules dans un petit stockwork à proximité du *Glory Hole* (Annexe B4). En lame mince, elle se présente sous forme de cristaux hypidiomorphes, en bordures des grains de pyrite et elle semble remplacer progressivement la magnétite dans ces lames riches en sulfures (figure 3-12E).

On note également la présence dans ces veines de quelques grains (< 5 %) de sphalérite d'une taille de < 10 µm – 200 µm localisés en bordures de silicates, ou encore en inclusions dans la chalcopryrite. Ces grains sont souvent affectés par une texture « *chalcopryrite disease* » qui se manifeste par de micro-inclusions ou d'exsolution de chalcopryrite dans la sphalérite (Craig et al., 1994; Vaughan et Craig, 1994; Vaughan, 1997; figure 3-12E), mais peuvent aussi être totalement limpide (figure 3-12G).

On retrouve des sulfures et des oxydes de cuivre tels que la covellite (CuS), ou encore de la malachite (Cu₂[CO₃] [OH]₂) dans les veines riches en cuivre exposées en surface. En lame mince, ces oxydes se concentrent au sein de fractures des grains de magnétite, entre les grains de pyrite et de linnéite (Co₃S₄) baignant dans la chalcopryrite (figure 3-12H et I).

Des minéraux de la famille de la linnéite (Co₃S₄) ont été identifiés en traces dans plusieurs lames. Ils se présentent sous forme de cristaux idiomorphes à xénomorphe de teinte blanc crème flottant dans la chalcopryrite (figure 3-12I), disséminés dans des veines de quartz-pyrite-magnétite ou encore sous forme d'intercroissances blanchâtres en bordure des grains de pyrite (figure 3-12J). L'identification de cette phase est supportée par des analyses LA-ICP-MS de ces grains qui montrent de plus hautes valeurs de cobalt que de fer. Enfin, sa présence avait déjà été mentionnée par divers auteurs tels que McMillan (1972) et Watkins et Riverin (1982), ce qui conforte cette observation.

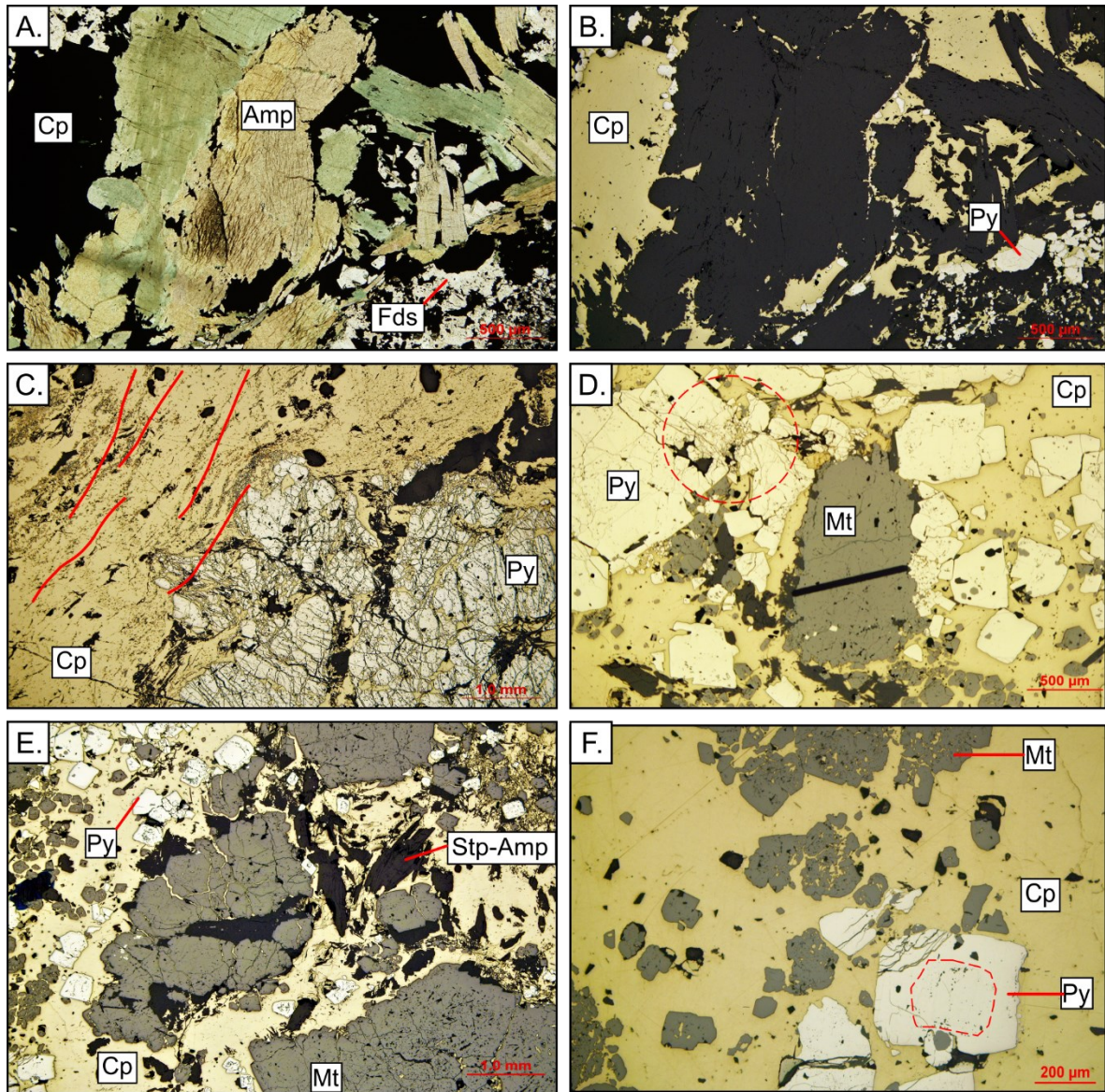


Figure 3-10 : Microphotographies des minéralisations Cu-Au-Mo observées en lumière réfléchie. A. et B.) Vue en lumière polarisée non analysée (LPNA) et lumière réfléchie (LR) de minéralisation de chalcopyrite entre les grains d'amphiboles similaire à une texture en filet (lame V04-1909C). C.) Texture *durchbewegung* montrant des grains de pyrite fragmentés et la chalcopyrite déformée, une schistosité (lignes rouges) est marquée par l'alignement des grains de pyrite (lame V04-1601A). D.) Paragenèse de la veine N290TR montrant des grains de pyrite idiomorphes. Le cercle rouge montre des grains de pyrite avec des textures d'impact (lame V290TR-106A). E.) Texture bréchique des veines Cu-Au-Mo où les cristaux de pyrite et de magnétite flottent dans la chalcopyrite et sont accompagnés de silicates (lame V02-035). F.) Détail de la figure E.) montrant les grains de pyrite et de magnétite poreux en cours de remplacement par la chalcopyrite. Abréviations : Amp – Amphibole; Cp – Chalcopyrite; Fds – Feldspaths; Mt - Magnétite; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Stp – Stilpnomélane.

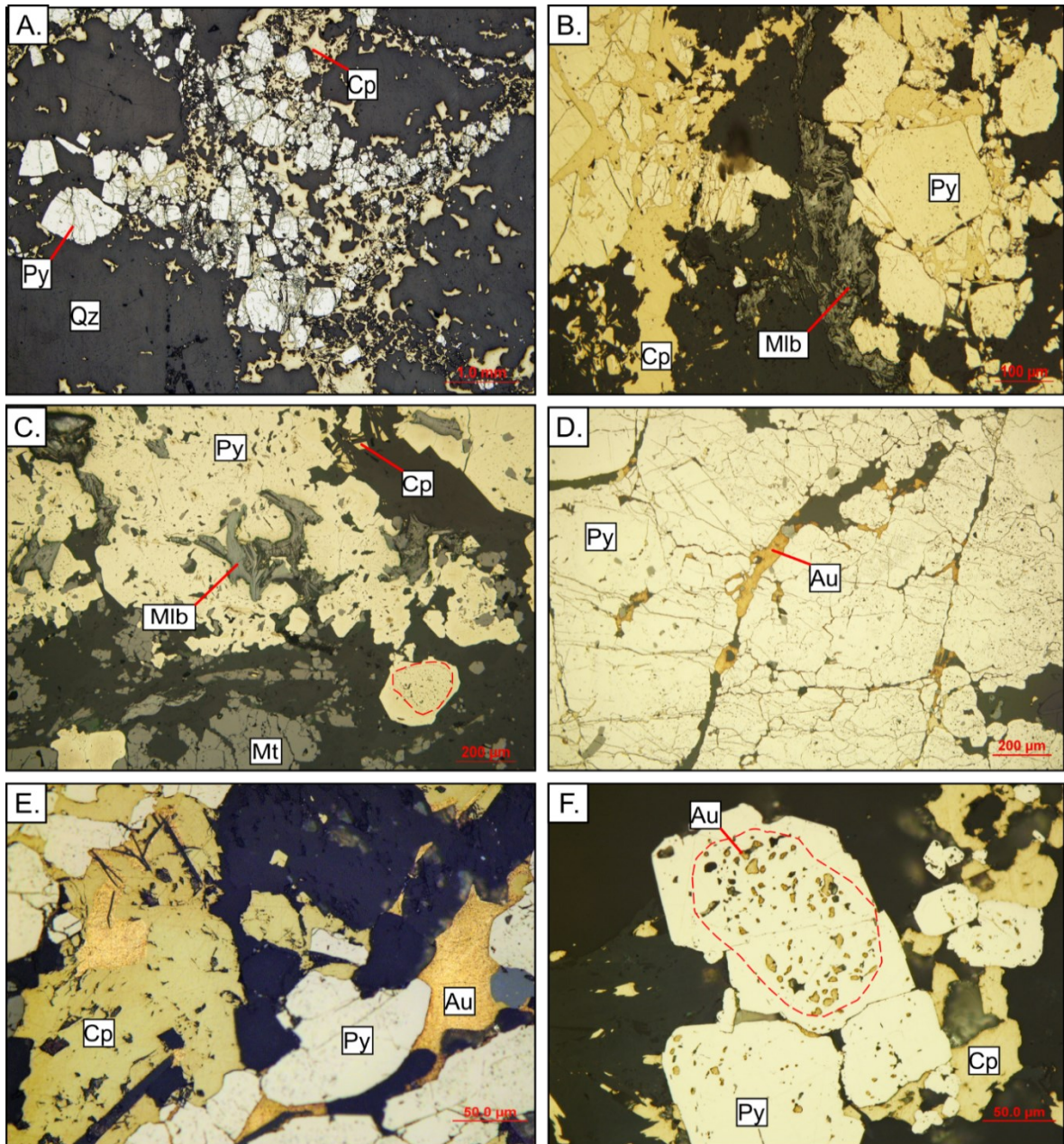


Figure 3-11 : Microphotographies des minéralisations des veines Cu-Au-Mo (suite). A.) Minéralisation de pyrite-chalcopyrite dans une veine de quartz de la veine N°03 montrant une intense fragmentation de la pyrite et l'injection de la chalcopyrite dans les fractures (lame V03-113A). B.) Cristaux de pyrite grossiers idiomorphes, fracturés avec des injections de chalcopyrite et amas de molybdénite dans la gangue constituée de chlorite-biotite-stilpnomélane (lame V04-1601C). C.) Paragenèse à pyrite-magnétite et molybdénite caractéristique des minéralisations au niveau de la veine N°01, montrant des grains de pyrite zonés à cœurs poreux et bordures recristallisées riches en inclusions de magnétite et molybdénite (lame V01-1016C). D.) Détail sur la pyrite massive fracturée contenant de l'or visible, provenant de la veine N°05 (lame V05-1601C). E.) Détail sur les grains d'or visibles en inclusions de la chalcopyrite et en bordure des grains de pyrite (lame V05-1601C). F.) Détail sur un grain de pyrite zoné avec un cœur poreux riche en inclusions de grains d'or et des bordures recristallisées limpides, et de l'or en bordure du grain (lame V05-1601C). Abréviations : Au – Or; Cp – Chalcopyrite; Mt – Magnétite; Mlb – Molybdénite; Py – Pyrite.

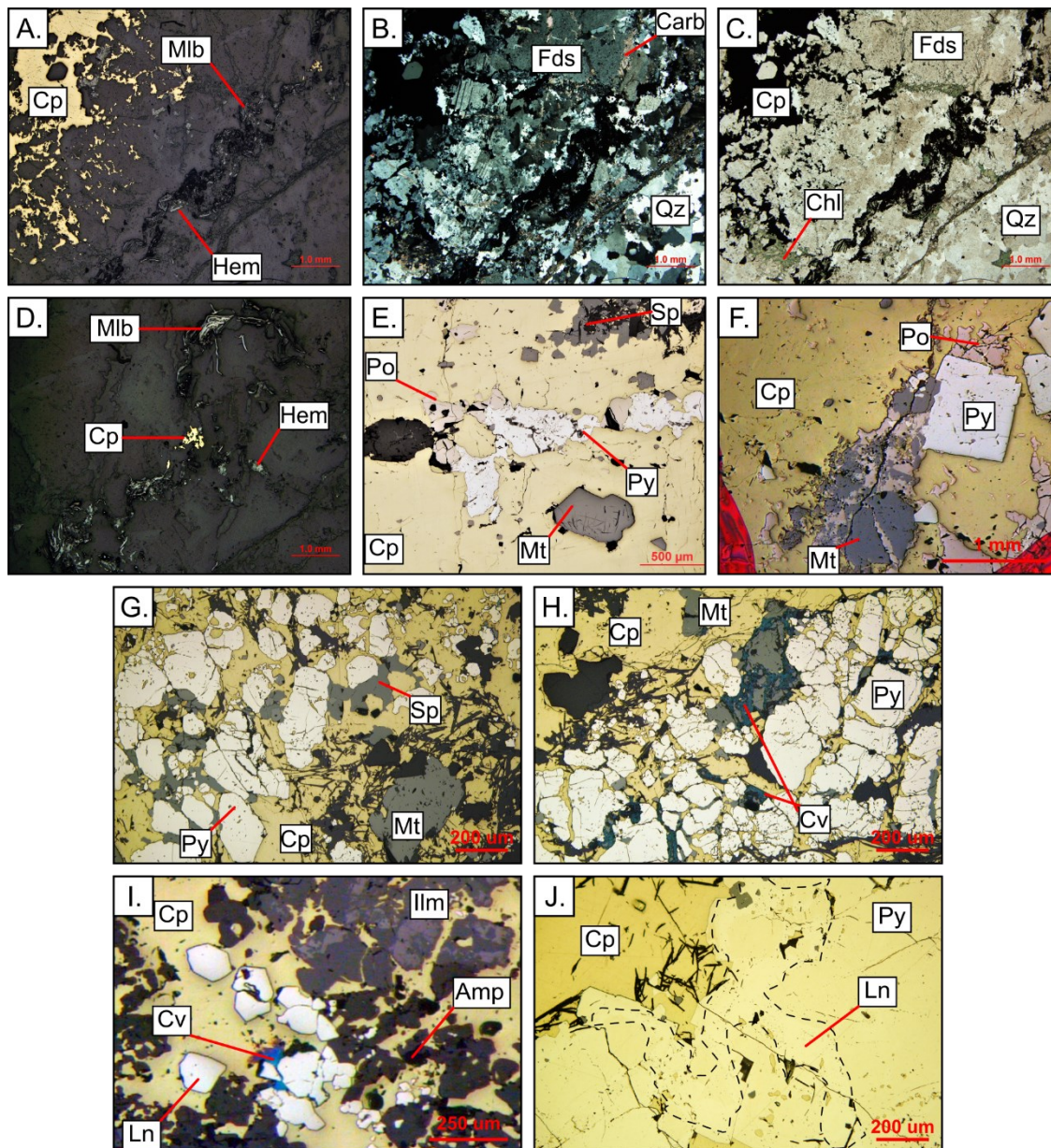


Figure 3-12 : Pétrologie des minéralisations Cu-Au-Mo (suite). A. à C.) Microphotographie de la minéralisation à chalcopryrite-molybdénite identifiée dans le forage OP16-04 à 90 m, montrant des baguettes de molybdénite et d'hématite dans les fractures de la gangue de quartz-feldspaths. La chalcopryrite accompagne la molybdénite et est injectée entre les grains de feldspaths et les fractures. D.) Détail sur les cristaux de molybdénite dans les fractures du quartz. E.) Paragenèse de l'échantillon historique V05-3.0.5 montrant des grains de magnétite arrondis, de pyrite et pyrrhotite baignant dans la chalcopryrite massive. F.) Paragenèse de la minéralisation cuprifère de la zone Royran à chalcopryrite-pyrrhotite-pyrite et magnétite (lame V0804-Cp). G.) Minéralisation dans la tranchée N290TR montrant des grains de sphalérite en inclusion dans la chalcopryrite (lame V290TR-241). H.) Détail sur la formation de covellite dans les fractures de la magnétite et de la pyrite dans la lame V290TR-241. I.) Minéralisation avec texture en filet dans la pyroxénite, avec un remplacement de la pyrite par la linnéite (lame V04-1909C). J.) Intercroissances de linnéite (plages blanches délimitées par les tirets noirs) dans la pyrite massive (lame V13-T227). Abréviations : Amp – Amphibole; Carb – Carbonate; Chl – Chlorite; Cp – Chalcopryrite; Cv – Covellite; Fds – Feldspaths; Hem – Hématite; Ilm – ilménite; Ln – Linnéite; Mt – Magnétite; Mlb – Molybdénite; Py – Pyrite; Sp – Sphalérite.

3.2.2 Minéralisations de Type II : Cu-Au

3.2.2.1 Minéralisations Cu-Au de Chibougamau-Copper

L'indice de cuivre « Chibougamau-Copper » est situé à environ 600 mètres au Nord de la mine Cooke, à l'Est de la faille Gwillim, et encaissé au sein du Filon-couche de Ventures (figure 2-1). Cet indice a pu être étudié grâce aux forages MC-0935, CPH14-101, 102, 103, 104 et CPH14- 105 (figure 2-1).

Plusieurs zones minéralisées ont été reconnues sur ces forages entre 100 et 120 m de profondeur et 160 m dans le forage CPH14-105. La minéralisation se présente en un réseau plus ou moins dense de veinules encaissées au sein du gabbro de Ventures, du gabbro lité et de la pyroxénite verte inférieure (figure 3-13A). Elle se présente ainsi sous forme de veinules centimétriques, de zone de stockwork, ou encore sous forme de dissémination de sulfures. Les zones minéralisées les plus riches correspondent à ces stockworks avec 1,58 – 2,51 % Cu et 0,2 – 0,7 ppm Au (figure 3-13A). Elles se retrouvent principalement dans les unités de gabbro du filon-couche de Ventures et se présentent en un dense réseau de veinules de pyrite et chalcopyrite recoupant une gangue composée de quartz-feldspaths-chlorite d'aspect blanchâtre sur carotte sèche et plutôt noire lorsqu'humidifiée (figure 3-13B, C). À petite échelle, on observe ces veinules de sulfures qui recoupent le quartz et des feldspaths alcalins rougeâtres, ainsi qu'une dissémination de pyrite et chalcopyrite, accompagnée de chlorite et de stilpnomélane (figure 3-13D).

Plus généralement, la minéralisation s'exprime par un remplissage de fractures dans les unités de gabbro avec un assemblage de chalcopyrite-pyrite, pouvant être accompagnée d'oxydes de cuivre (potentiellement de la bornite), et plus rarement de magnétite. Cette dernière est peu présente, à la différence de la mine Springer. Elle est uniquement retrouvée sous forme de grains disséminés, fracturés par la chalcopyrite (figure 3-13E). Les petites veinules de sulfures sont systématiquement accompagnées d'une mince auréole de chloritisation très intense, d'autant plus visible dans les unités de gabbro. L'épidote est également un minéral relativement abondant dans cette zone et accompagne la minéralisation.

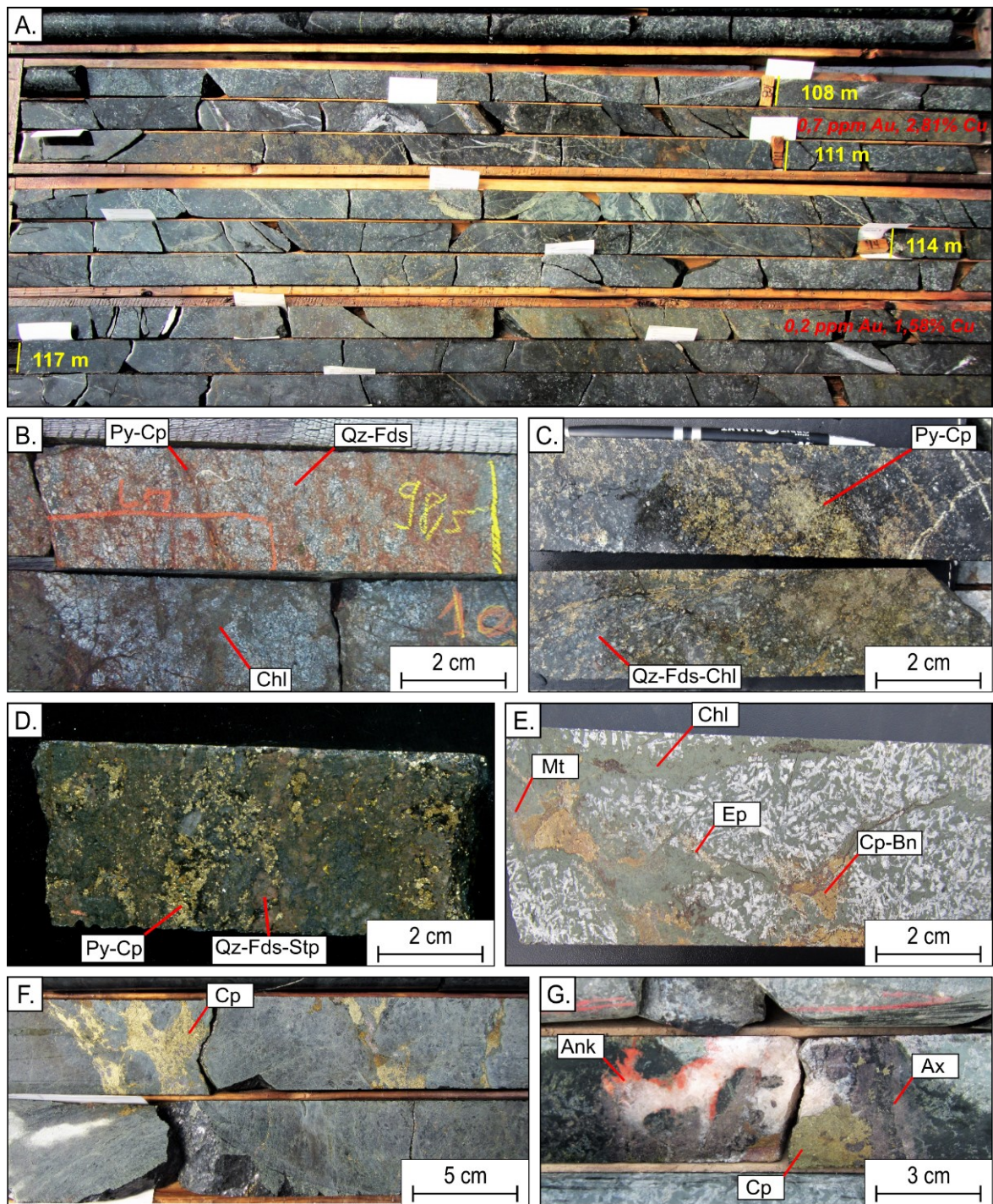


Figure 3-13 : Pétrologie des minéralisations de cuivre de l'indice Chibougamau Copper. A.) Zone minéralisée montrant un réseau dense de veinules de pyrite et chalcopyrite (les teneurs sont tirées des échantillons 017033 et 017040 du rapport de forage GM68945; Larouche, 2014). B.) Zone de stockwork sur carotte sèche montrant des veinules de pyrite, chalcopyrite recoupant une gangue de quartz-feldspaths, cette zone minéralisée présente des teneurs de 2 à 6 % Cu et 0,3 à 0,7 ppm Au (forage MC09-35 / 93,5 – 105 m / échantillons 752961 à 752973 - GM 65009 ; Larouche, 2009). C.) Détail de la minéralisation en stockwork de la photo A, sur carotte humide montrant des veinules et de la dissémination de pyrite et chalcopyrite avec une gangue riche en quartz, feldspaths, chlorite. D.) Détail d'une veinule de pyrite – chalcopyrite dans la zone de stockwork de la photo B, notez la présence de feldspaths alcalins teintés de rouge (forage MC-0935 / 98,5 m / échantillon E5975693 /

Lame CC-0935-Cu). E.) Minéralisation montrant un réseau de fracture avec un remplissage de chalcopryrite-magnétite-bornite et une chloritisation intense, mais locale (forage CPH14-104 / 39 m / Éch n° E5975669). F.) Veines de chalcopryrite dans la pyroxénite verte (forage CPH14-105 / 160 m / Éch n°E5975667). G.) Veine de carbonate avec un fragment anguleux de chalcopryrite massive, notez la présence abondante d'axinite dans la veine et au contact avec le gabbro (forage CPH14-104 / 55 m). Abréviations : Ax – Axinite ; Ank – Ankérite ; Bn – Bornite ; Chl – Chlorite ; Cp – Chalcopryrite ; Ep – Épidote ; Fds – Feldspaths ; Mt – Magnétite ; Py – Pyrite ; Qz – Quartz ; Stp – Stilpnomélane.

D'autres zones minéralisées sont reconnues dans les unités de pyroxénite, notamment dans le forage CPH14-105 à 160 m de profondeur. Elles sont caractérisées par des veines de chalcopryrite. Elles semblent accompagnées par une silicification et un lessivage de la pyroxénite, menant à la destruction de la texture primaire (figure 3-13F). Les unités du Filon-couche de Ventures sont également recoupées par de nombreuses veines de carbonate-axinite stériles, mais certaines présentent des fragments anguleux de chalcopryrite massive (figure 3-13G). Ce type d'observation suggère que ces veines de carbonate-axinite sont postérieures à la minéralisation en chalcopryrite qu'elles recoupent.

L'étude des lames minces prélevées dans les zones minéralisées en veinules et stockwork confirment les observations macroscopiques. Les sulfures sont concentrés au sein de fractures dans une gangue de quartz (figure 3-14A, B) ou de feldspaths (figure 3-14C, D et E). La paragenèse est dominée par la pyrite et la chalcopryrite, tandis que la magnétite est très rare (figure 3-16). On reconnaît quelques grains d'hématite associés à la chlorite dans le réseau de fractures des feldspaths. Ces derniers présentent pour la plupart la macle polysynthétique, sont très légèrement séricitisés, certains montrent une texture de recristallisation qui s'apparente à une albitisation. Cette dernière s'accompagne de grains de chalcopryrite et de minéraux argentifères en inclusions dans les grains grossiers de feldspaths (figure 3-14F, G et H). La présence de ces minéraux d'argent est suspectée en raison de la texture hypidiomorphe de ces grains et de leur aspect « ductile » comparable à la chalcopryrite. De plus, les résultats d'analyses de métaux montrent des teneurs en Ag significatives (67 ppm Ag / échantillon E5975693), et les analyses laser sur les grains de pyrite montrent un enrichissement particulier en Ag (voir CHAPITRE 5 , section 5.3.4.2). La pyrite montre une texture relativement constante, sous forme de cristaux fins à grossiers (> 500 µm) idiomorphes, avec des cœurs poreux et bordures limpides recristallisées (figure 3-14I, J et K). Les grains de pyrite sont accompagnés de chalcopryrite et de stilpnomélane directement à leurs contacts.

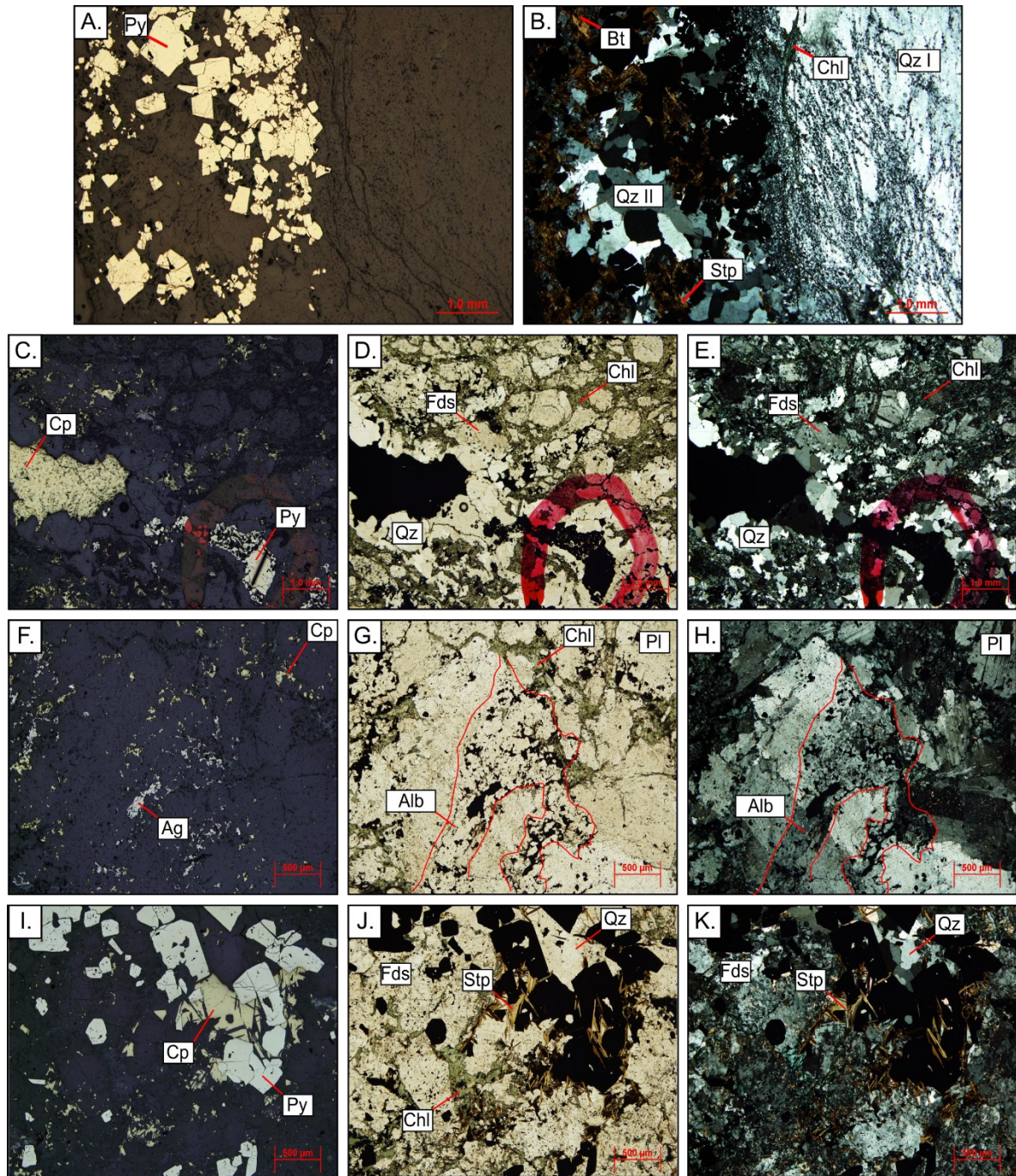


Figure 3-14 : Microphotographies de la minéralisation en Cu de l'indice Chibougamau-Copper. A. et B.) Vue en lumière réfléchie (LR) et lumière polarisée analysée (LPA) de minéralisation de pyrite idiomorphe dans une zone de stockwork avec une gangue de quartz, notez les différentes textures du quartz. Le quartz I correspond à des grains grossiers, déformés avec des recristallisations de sous grains, le quartz II est hexagonal et non déformé. C. à E.) Vues en LR, LPNA et LPA d'une veinule de chalcopyrite de la zone de stockwork à gangue de quartz-feldspaths (forage MC09-35/ lame CC-0935-Cu). F. à H.) Minéralisation de pyrite-chalcopyrite et minéraux d'argent disséminés dans la gangue de feldspaths-plagioclases, associé à ce qui s'apparente à une albitisation (zone de stockwork du forage MC09-35/ lame CC-0935-Cu). I. à K.) Minéralisation de pyrite-chalcopyrite disséminée dans une gangue de quartz-feldspaths, notez la texture idiomorphe avec des cœurs poreux de la pyrite, la présence de stilpnomélane en inclusion dans la chalcopyrite (lame CC14-101-Cu). Abréviations : Ag – minéraux d'argent; Alb – Albite; Bt – Biotite; Cp -Chalcopyrite; Fds – Feldspaths; Pl – Plagioclase; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Stp – Stilpnomélane.

3.2.2.2 Minéralisations de la mine Perry

Les veines de la mine Perry n'ont pu faire l'objet que d'une étude restreinte, basée sur les échantillons historiques disponibles à partir des collections de l'UQAC et les descriptions effectuées par Winter (1967) et McMillan (1972). D'après les plans historiques de la mine et les descriptions disponibles (voir Salmon et De l'Étoile, 2014), la minéralisation est essentiellement encaissée au sein du gabbro lité et se compose de veines de quartz-sulfures massives. Le quartz constitue le minéral de gangue principal et est intensément fracturé, tandis que la pyrite et la chalcopryrite, qui représentent les phases métalliques majoritaires, remplissent ces fractures (figure 3-15A). Les sulfures et notamment la pyrite présentent une texture massive à semi-massive, mais sont aussi fréquemment déformés. Cette déformation s'exprime par des textures type « *schlieren* » qui se traduisent par la fragmentation de la pyrite en grains très fins marquant des plans de schistosité (figure 3-15B; Vaughan et Craig, 1994). Cette observation suggère une déformation postérieure à la formation de ces minéraux. La minéralisation s'accompagne également d'autres minéraux de gangue caractéristiques des veines de Springer et Chibougamau-Copper, tels que la biotite et le stilpnomélane (figure 3-15C, D).

En lame mince, la texture de ces veines est similaire à ce qui a été caractérisé dans les veines de Springer et notamment de Chibougamau-Copper. Les sulfures sont en remplissage de fracture dans une gangue de quartz-feldspaths (figure 3-15C, D). La pyrite constitue la phase métallique dominante (~ 70 %), suivie de la chalcopryrite (~ 25 %), puis de la magnétite (2 %) quand elle est présente (figure 3-16). La pyrite se présente en cristaux idiomorphes fins à grossiers entourés de chalcopryrite, fracturés avec un remplissage par les sulfures ductiles (figure 3-15E), ou sous forme de fins agrégats caractérisant la texture type « *schlieren* » (figure 3-15F).

D'après les observations de McMillan (1972), la magnétite, la molybdénite, la scheelite ainsi que la sphalérite sont rares et représentent moins de 5 % de la paragenèse. L'étude pétrographique des lames est en accord avec cette estimation, seuls quelques grains de magnétite et de sphalérite ont été observés, ne représentant moins de 5 % de la paragenèse des minéraux métalliques.

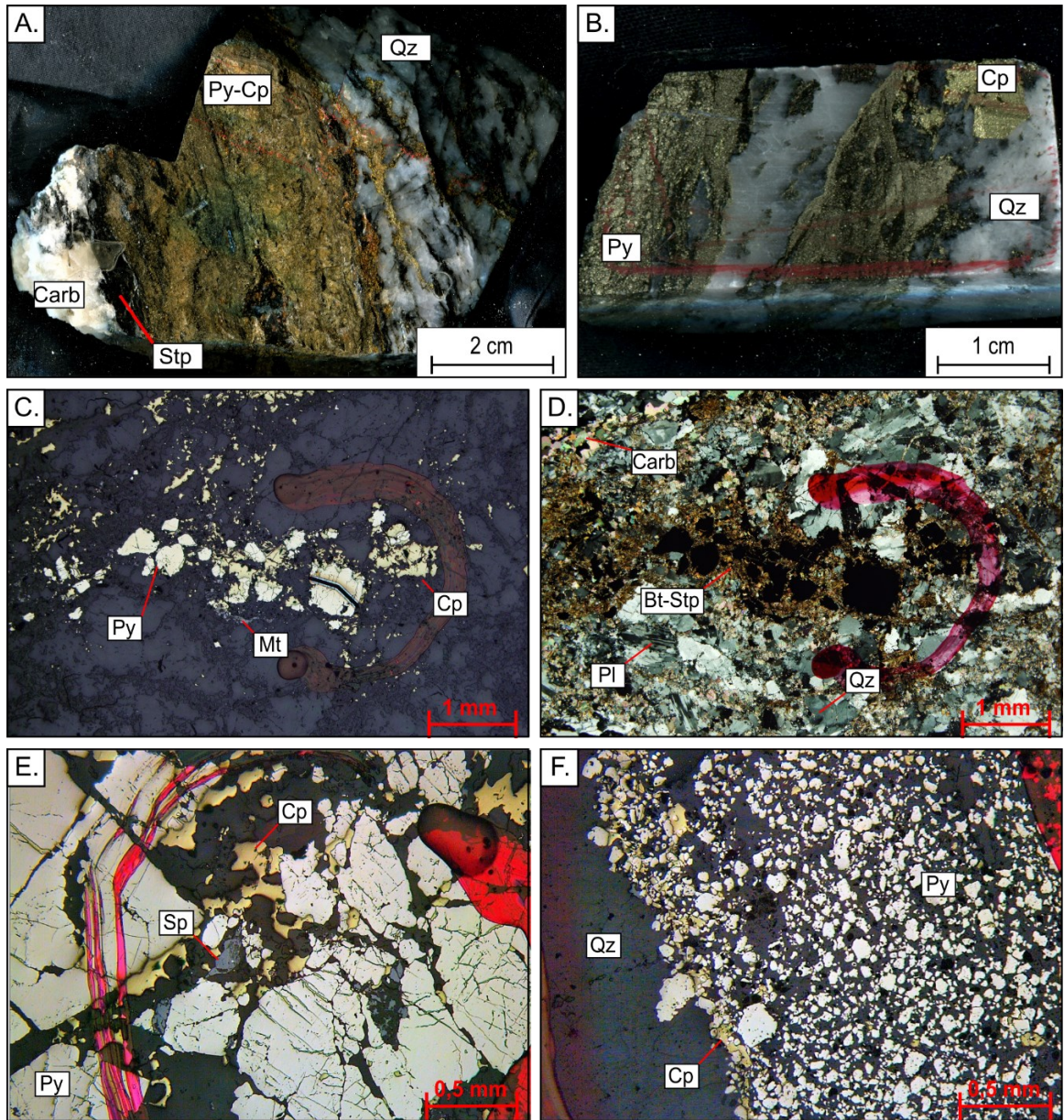


Figure 3-15 : Pétrologie macroscopique et microscopique des veines Cu-Au de Perry. A.) Veine de quartz-sulfures montrant une minéralisation de chalcopryrite-pyrite massive et en remplissage de fractures dans le quartz (collection de l'UQAC / échantillon PER08) B.) Veine de quartz-pyrite-chalcopryrite présentant une texture « *schlieren* » de la pyrite, fragmentée en petits grains (collection de l'UQAC / échantillon PER-55). C. et D.) Vue en LR et LPA de cristaux idiomorphes de pyrite-chalcopryrite en remplissage de fracture dans une gangue de quartz-plagioclase de l'échantillon PER08. Les grains de sulfures sont entourés par un assemblage de biotite-stilpnomélane. E.) Vue en LR de la minéralisation massive montrant des grains grossiers de pyrite idiomorphes fracturés avec un remplissage par la chalcopryrite et quelques grains de sphalérite disséminée (échantillon PER08). F.) Vue en LR de la texture « *schlieren* » de la pyrite dans l'échantillon PER55, montrant un amas de fins cristaux de pyrite avec des bordures arrondies et recristallisées, et de la chalcopryrite interstitielle. Abréviations : Bt – Biotite; Carb – Carbonate; Cp – Chalcopryrite; Mt – Magnétite; Pl – Plagioclase; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Sp – Sphalérite; Stp – Stilpnomélane.

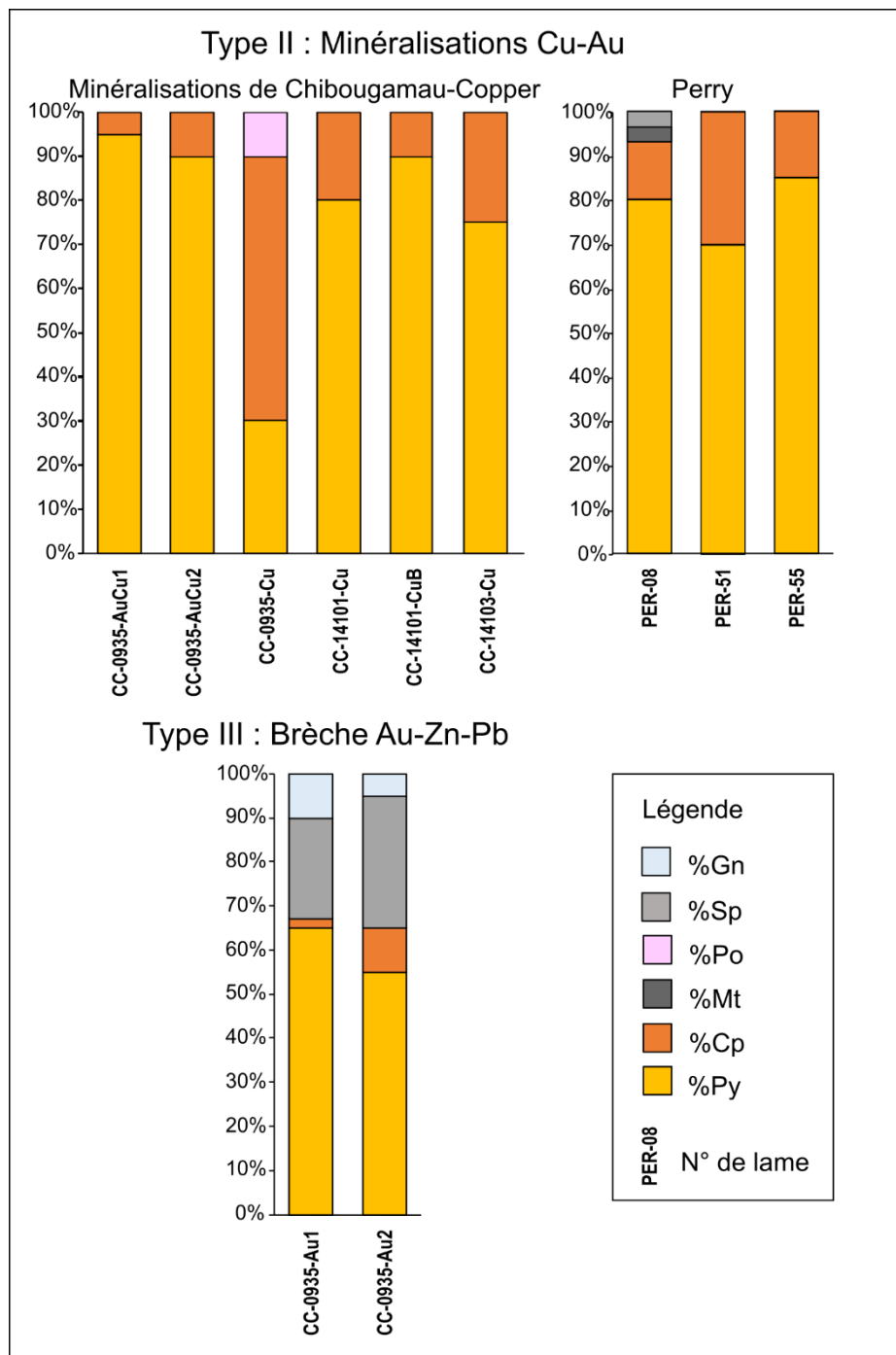


Figure 3-16 : Proportions minéralogiques des phases métalliques des veines de Type II à Cu-Au de l'indice Chibougamau-Copper, de la mine Perry et de la minéralisation de Type III à Au-Zn-Pb du forage MC09-35.

3.2.3 Minéralisation de Type III : veine Au-Zn-Pb du forage MC-0935

Cette minéralisation correspond à une veine à carbonate-sphalérite-galène identifiée dans le forage MC-0395 entre 120 et 125 m de profondeur (figure 2-1). La minéralisation est encaissée dans la pyroxénite verte supérieure, à une quarantaine de mètres du contact avec les unités de la Formation de Blondeau. Cette veine est caractérisée par une texture bréchique avec un cœur de cristaux grossiers de carbonates, des grains centimétriques de sphalérite-galène (figure 3-17A), et des épontes avec une minéralisation de sulfures et silicates microcristallins (figure 3-17B). Au contact de l'éponte, la gangue est composée majoritairement de fins cristaux de carbonate idiomorphes (0,25 mm), et de cristaux d'axinite, reconnaissables à leur teinte rosée-violacée. Ces cristaux d'axinite sont hypidiomorphes et présentent des inclusions de sulfures (figure 3-17C et D). Cette minéralisation est accompagnée de quartz, et accessoirement d'autres silicates comme des amphiboles et de la chlorite.

La paragenèse métallique est dominée par un assemblage de sphalérite, galène, pyrite et traces de chalcopryrite (figure 3-16). La pyrite constitue la phase dominante dans les lames minces polies étudiées (~ 50 %), suivie de la sphalérite (~ 25 %) puis de la galène (~ 10 %). Ces proportions ne correspondent cependant qu'à la partie microcristalline située à l'éponte, et ne représentent pas l'ensemble de la veine où ces proportions sont variables avec une dominance de la sphalérite et de la galène. Dans cette éponte, la pyrite se présente sous forme de cristaux idiomorphes, riches en inclusions de tailles comprises entre 0,1 à 0,5 mm et est en étroite association avec la sphalérite (figure 3-17D). Dans l'encaissant altéré, la pyrite se présente plutôt sous forme de cristaux grossiers fracturés (figure 3-17E et F) qui sont entourés par un assemblage de sphalérite et galène. Ces dernières se présentent en cristaux grossiers centimétriques dans le cœur de la veine (figure 3-17A, E), et sous forme de grains fins dans l'éponte (figure 3-17B, D). On notera que la sphalérite présente une texture « *chalcopryrite disease* » (figure 3-17F). Bien que les analyses effectuées par Larouche (2009) aient révélées des teneurs allant jusqu'à 10 g/t Au dans cette brèche, aucun grain d'or n'a pu être clairement observé. Sa présence a cependant été attestée grâce aux analyses LA-ICP-MS qui démontrent que l'or est associé à du tellure et concentré dans les microfractures de la pyrite (voir CHAPITRE 5 , section 5.3.4.3 et Annexe E4).

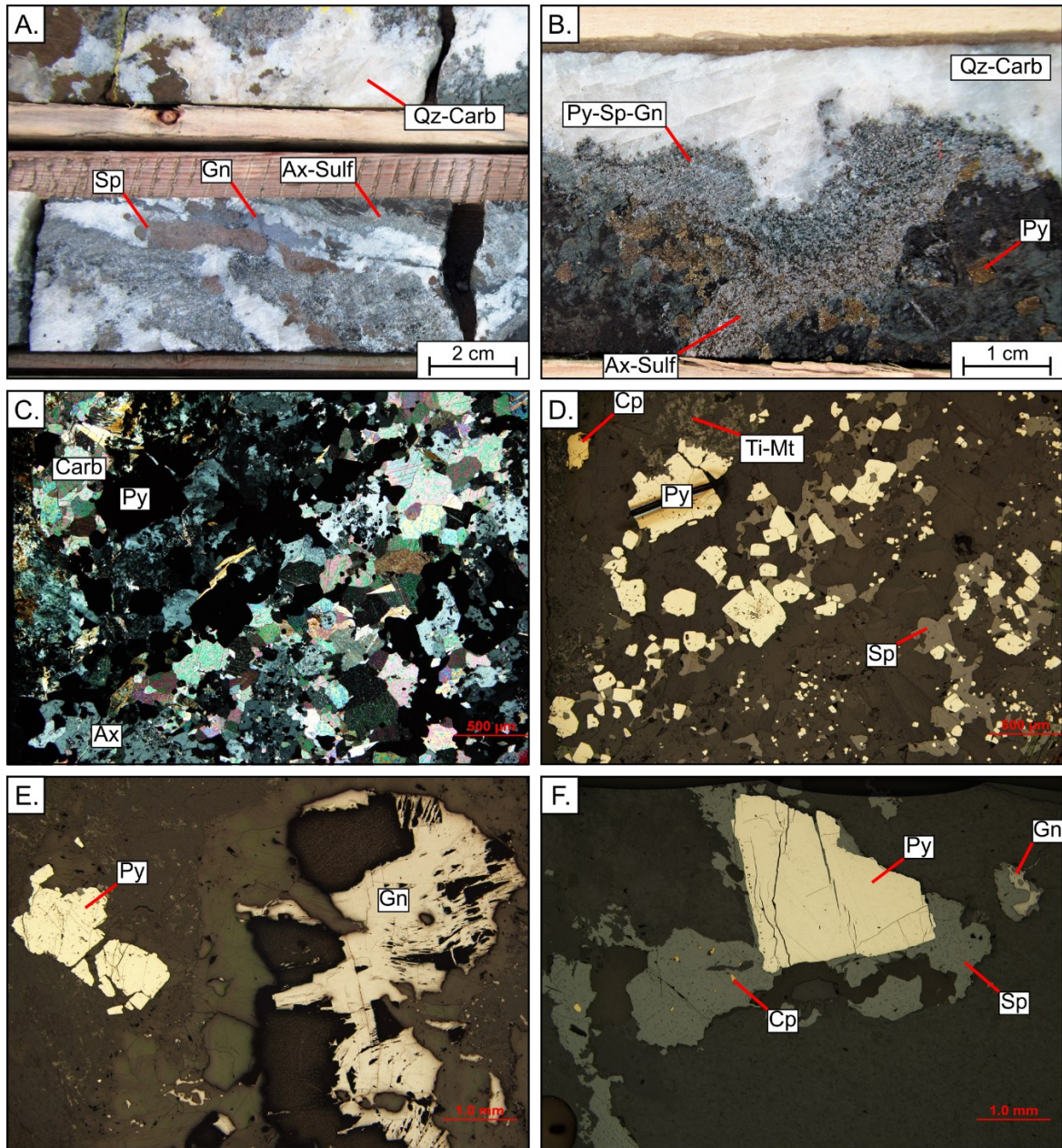


Figure 3-17 : Pétrologie de la minéralisation de la brèche à Au-Zn-Pb du forage MC-0935 entre 120 et 125 m. A.) Cœur de la brèche Au-Zn-Pb montrant des cristaux centimétriques de sphalérite et galène dans une gangue de carbonate. Les épontes sont constituées d'un assemblage de silicates, notamment d'axinite et de sulfures sub-millimétrique. B.) Éponte de la brèche montrant une couronne d'axinite et sulfure de couleur rosé au contact entre les carbonates et l'encaissant, ainsi que des cristaux grossiers de pyrite dans une auréole d'altération à chlorite-biotite. C. et D.) Microphotographie en LPA et en LR de la couronne d'axinite-sulfures, montrant un assemblage de pyrite-sphalérite. Quelques grains de galène (< 10 µm) sont présents en inclusions dans la pyrite. E.) Grain grossier de galène dans la gangue de carbonate présentant les triangles d'arrachements caractéristiques. F.) Cristal grossier de pyrite idiomorphe dans l'auréole d'altération, entouré par la sphalérite. Notez la présence de galène en inclusions dans la sphalérite, et les textures « *chalcopyrite disease* » de cette dernière. Abréviations : Ax – Axinite; Carb – Carbonate; Cp – Chalcopyrite; Gn – Galène; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Sp – Sphalérite.

3.2.4 Minéralisations de Type IV : cisaillements Au-As et veines polymétalliques à Au-As-Zn-Pb

3.2.4.1 Cartographie et observations en forages du « Shear Arsenopyrite »

Le « *Shear Arsenopyrite* » correspond à une structure en cisaillement dextre d'orientation 310° - 330° visible en surface et identifiée jusqu'au niveau 3 de la mine Springer par McMillan (1972). En surface, cette structure se présente sous la forme d'un couloir de déformation de 2 m de large, délimité par des petits cisaillements à remplissage de quartz orientés 290° à 310° (figure 3-18 et figure 3-19A). Le pendage de ces veines de quartz est subvertical et varie de 80° vers le SO à NE. Le réseau de fractures au sein de ce couloir présente les mêmes orientations (300° – 320°) que les veines de quartz et sulfures, tandis que dans les domaines plus distants, les fractures stériles et minéralisées montrent des orientations nettement diverses.

La minéralisation est confinée à ce couloir de déformation et se compose de veines (2 – 50 cm) de quartz à texture bréchique orientées 300°-330°/80° et de veinules de sulfures en cisaillements également orientées 300°-330° (figure 3-19B). La paragenèse minérale est caractérisée par un assemblage de pyrite – arsénopyrite – cobaltite (figure 3-19C) qui se traduit par de très hautes valeurs en As et accompagnée de teneurs en Au moyennes à fortes (3,36 – 39,5 ppm). Cette structure a été recoupée par le forage OPM10-20 à 20 m de profondeur, elle prend la forme d'une veine à texture bréchique à gangue de quartz-feldspaths-stilpnomélane, avec l'arsénopyrite disposée autour des fragments (figure 3-19D). Cette structure semble être tardive et postérieure aux minéralisations Cu-Au-Mo qu'elle recoupe et décale selon un mouvement dextre, une interprétation qui apparaît être supportée par des travaux de cartographies et les plans de niveaux de la mine. Ces documents identifient clairement cette structure et le décalage des veines de cuivre (les plans de la mine sont disponibles dans le rapport NI-43-101 rédigé par Salmon et De l'Étoile, 2013). Il semblerait aussi qu'il y ait d'autres structures similaires à celle-ci mais qui n'ont pas pu être reconnue en surface ou durant l'exploitation car de dimensions trop restreintes. Par exemple, le forage OP10-19 (orienté 180°) a intersecté à très faible angle et à 68 m de profondeur une minéralisation du même type, dominée par un assemblage à arsénopyrite-cobaltite-pyrite-sphalérite qui semble recouper une veine de quartz-stilpnomélane (figure 3-19E).

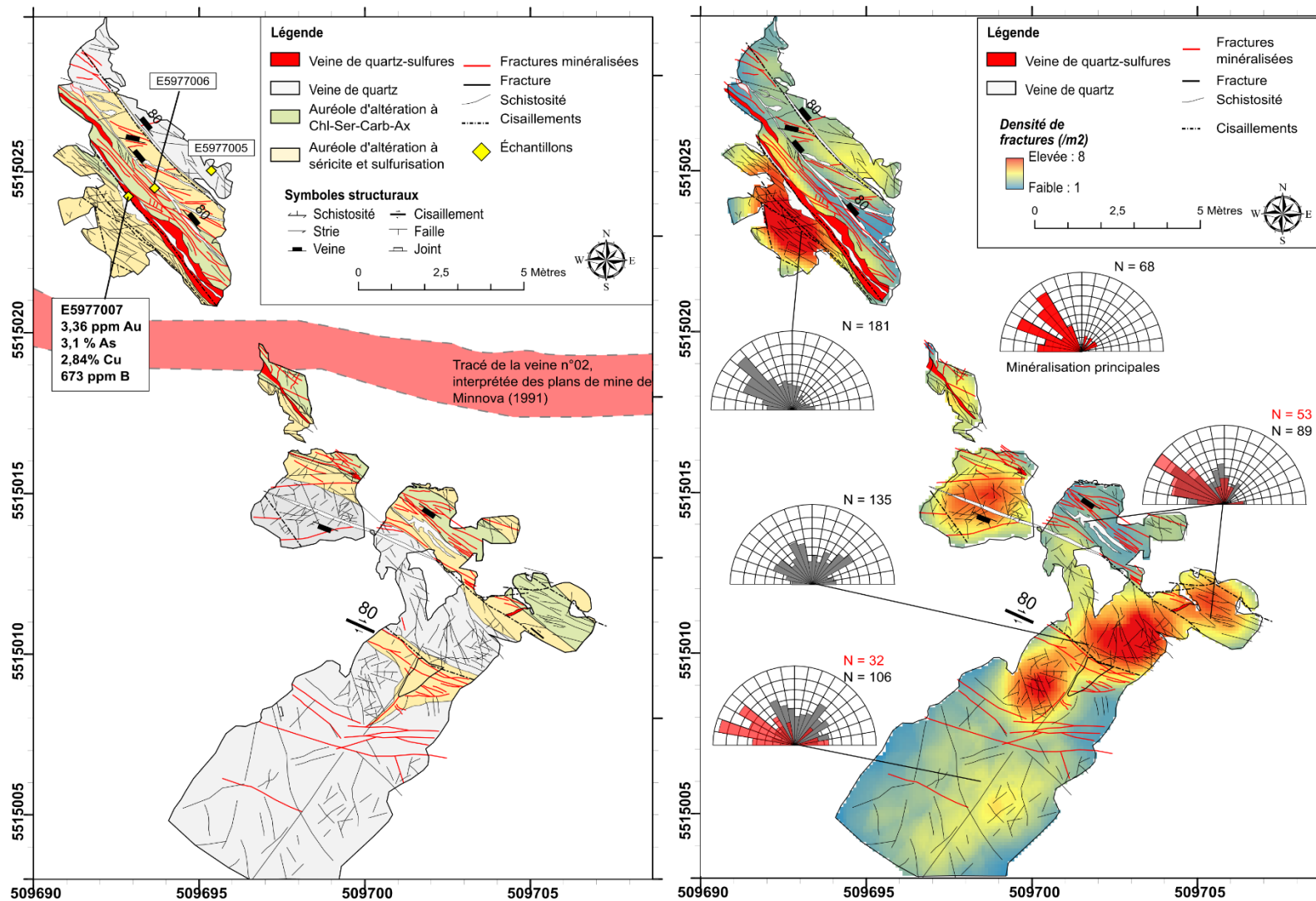


Figure 3-18 : Cartographies de détails du cisaillement « Shear Arsenopyrite » orienté à 330°. À gauche : cartographie des veines et du halo d'altération. À droite : cartographie de l'intensité de la fracturation et orientations du réseau de fractures.

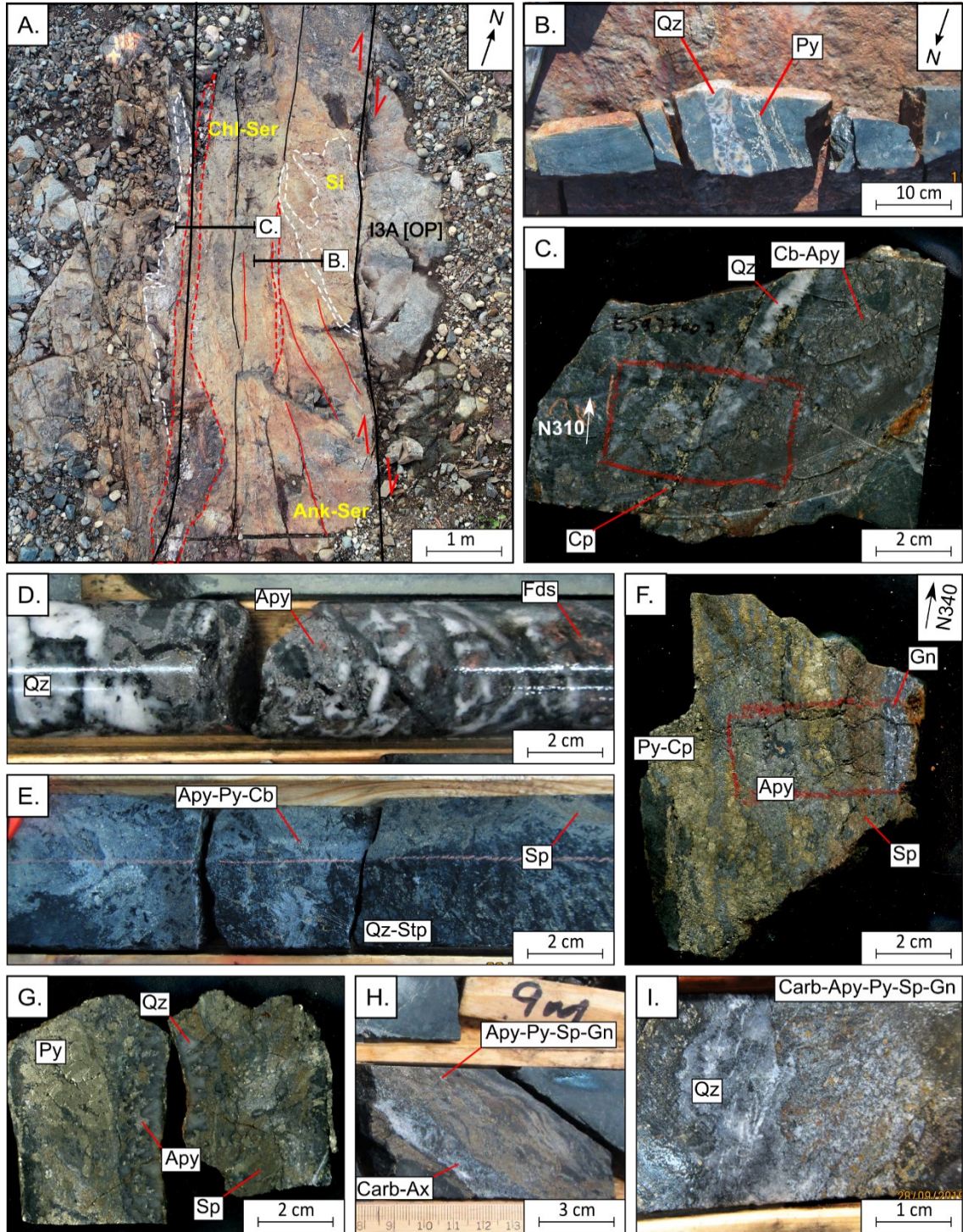


Figure 3-19 : Photographies des minéralisations à Au-As-Zn-Pb à la mine Springer. A.) Vue aérienne du couloir de déformation « *Shear Arsenopyrite* » orienté 330°, avec des structures en cisaillements, une minéralisation de quartz-sulfures (station G012). B.) Veine de quartz-sulfure dans le couloir de déformation montrant une texture bréchique avec des fragments de gabbro altéré. C.) Échantillon E5977007 montrant une minéralisation à Apy-Cb à texture bréchique et des veinules de chalcoprite déformées. D.) Veine de quartz à texture bréchique à arsenopyrite (forage OP10-20 / 20 m / Éch E6594762). E.) Minéralisation à arsenopyrite-pyrite-cobaltite-sphalérite dans un cisaillement recoupant une veine de quartz-stilpnomélane (forage OP10-19 / 68m / Éch E6594760). F.) Échantillon E5977028 prélevé sur l'affleurement V.Ply Nord, montrant une minéralisation de pyrite-chalcoprite massive recoupée par des veinules d'arsénopyrite, sphalérite et galène. G.) Échantillon

E5977025 prélevé sur l'affleurement V.Ply Est montrant une minéralisation de pyrite massive recoupée par des veinules d'arsénopyrite, sphalérite. G.) Veine polymétallique à arsénopyrite-pyrite-sphalérite-galène et grains d'or associée à une veine de carbonate-axinite (forage OP16-06 / 9 m / Éch E6594798). H.) Veinule de carbonate-arsénopyrite-pyrite-sphalérite-galène dans l'enveloppe minéralisée de la veine N°07 (forage OPM19-09 / 310 m / Éch E5977043). Abréviations : I3A[OP] – Gabbro de Ventures à texture ophitique; Apy – Arsénopyrite; Ax – Axinite; Carb – Carbonate; Cb – Cobaltite; Cp – Chalcopryrite; Fds – Feldspaths; Gn – Galène; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Sp – Sphalérite; Stp – Stilpnomélane; Les abréviations en jaune correspondent à des processus d'altération dominants : Ank – Ankérisation; Chl – Chloritisation; Ser – Séricitisation; Si – Silicification.

3.2.4.2 Pétrographie des minéralisations à Au-As du “Shear Arsenopyrite”

Les minéralisations du « *Shear Arsenopyrite* » identifiées en surface (station G013 et G016) et forages (OP10-19 à 68 m et OP10-20 à 20 m ; figure 3-3) sont caractérisées par un assemblage dominé par l'arsénopyrite, des arséniures de cobalt-nickel, la sphalérite, la pyrite, et une quantité mineure de galène (figure 3-20). La chalcopryrite est présente en quantité variable mais toujours très mineure par rapport aux autres minéraux.

Les minéralisations de l'affleurement du « *Shear Arsenopyrite* » présentent une texture bréchique avec une gangue de quartz, carbonates et une minéralisation de sulfures sous forme disséminée dans cette gangue, ou dans les fractures (figure 3-21A). La pyrite, l'arsénopyrite et la cobaltite sont les sulfures dominants (figure 3-20), ils représentent 50 à 80 % de la paragenèse et sont accompagnés de sphalérite et parfois de galène (figure 3-21B). Lorsque la proportion de sphalérite est plus importante, notamment dans les veines en cisaillement, on observe des comportements différents des sulfures dû au contraste de compétence. Les cristaux d'arsénopyrite sont fracturés, baignent dans une matrice de sphalérite, ou sont cristallisés en bordure de cavités remplies par de la chlorite et des oxydes de fer (figure 3-21C). Dans des cas de fracturations plus avancés, les sulfures ductiles comme la chalcopryrite et la sphalérite semblent remplir ces fractures (figure 3-21D). La pyrite associée à ces minéralisations présente généralement une texture hypidiomorphe à idiomorphe, sous forme de grains fins à grossiers présentant de nombreuses inclusions de sphalérite et d'arsénopyrite (figure 3-21A, B, E et F). Dans plusieurs lames, il est commun d'observer une cristallisation d'arsénopyrite et de cobaltite en bordure et au contact direct des grains de pyrite. Dans des stades plus avancés, les arséniures remplacent progressivement la pyrite depuis la bordure vers le cœur, ou depuis le réseau de fractures qui affectent les plus gros grains (figure 3-21E et F).

La lame Sh.Apy-1020 prélevée dans la zone de brèche de quartz-feldspaths avec minéralisation d'arsénopyrite présente une texture intéressante. Sur la figure 3-21G et H, on distingue clairement les grains d'arsénopyrite en couronne autour des grains de feldspaths fracturés et partiellement chloritisés. Ce qui peut indiquer que ce type de minéralisation est postérieur à la formation de ces feldspaths.

La présence de cobaltite (CoAsS) est reconnue en lame mince d'après sa couleur légèrement plus blanche que la pyrite, des teintes d'anisotropie moins marquées que l'arsénopyrite (Picot et Johan, 1977; Uytendogaardt et Burke, 1985). Elle a aussi une tendance à former des cristaux cubiques, de forme similaire à la pyrite aux bordures droites ou sinueuses, tandis que l'arsénopyrite se présente préférentiellement sous forme de cristaux tricliniques, triangulaires aux arêtes bien marquées. Et de fait de sa dureté plus élevée que la cobaltite (respectivement 6 et 5 sur l'échelle de Mohs ; Picot et Johan, 1977; Uytendogaardt et Burke, 1985; Vaughan et Craig, 1994), l'arsénopyrite a une plus grande tendance à se fracturer. Cependant, malgré la possibilité de faire des distinctions entre ces deux phases d'après les propriétés optiques, le choix a été fait de les comptabiliser dans un même ensemble (famille des arséniures) lors de l'étude statistique des paragenèses.

Une autre caractéristique importante de ces minéralisations est leur contenu en or globalement plus élevé que les minéralisations Cu-Au-Mo (1,35 à 39,5 ppm Au). Cependant, les grains d'or n'ont pu être observés que peu de fois sur les lames sélectionnées. Des grains pouvant correspondre à un alliage Au-Ag (électrum ?) ont tout de même été reconnus au contact entre des grains de chalcopryrite déformés et les arséniures (figure 3-21B).

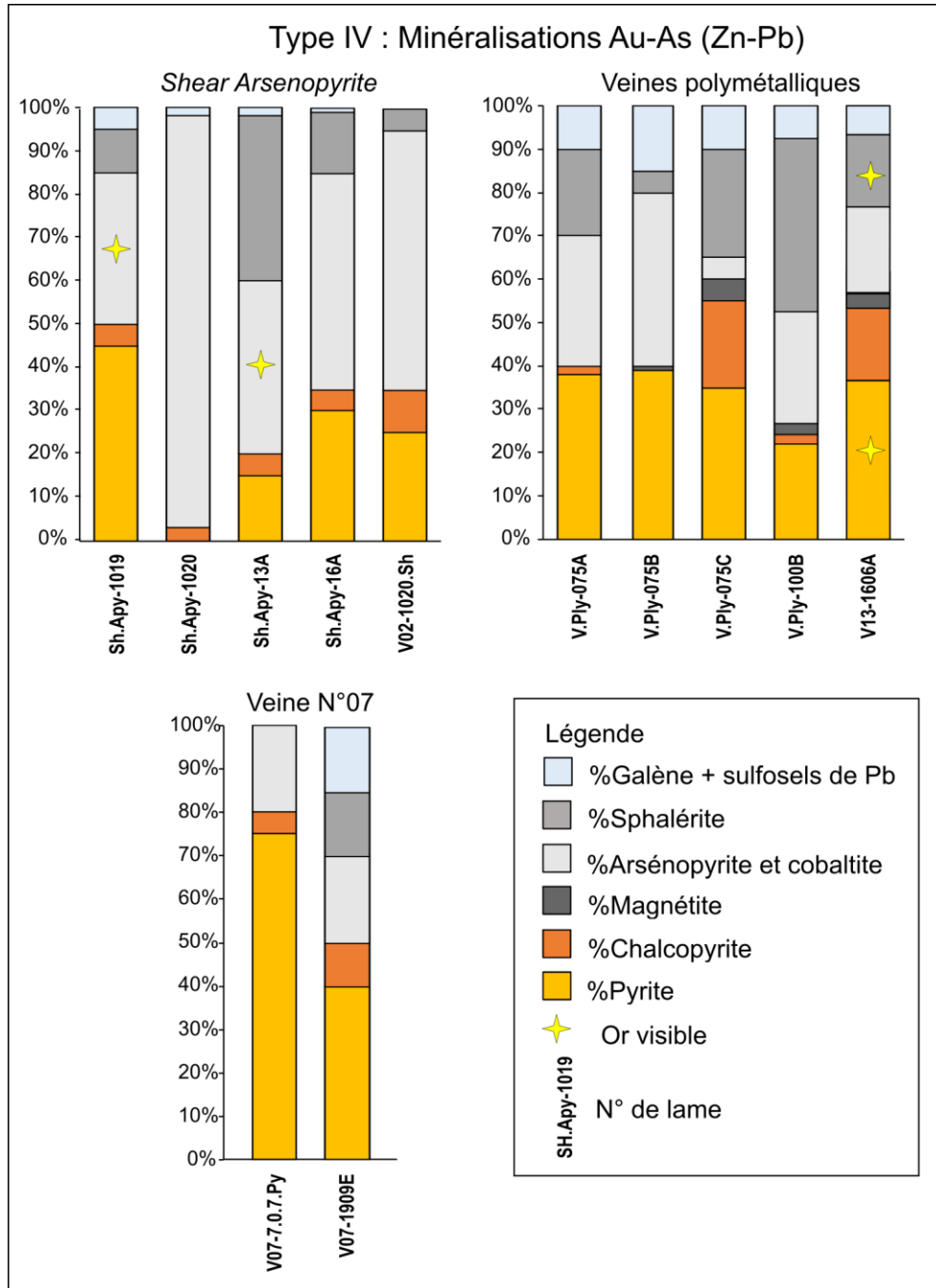


Figure 3-20 : Proportions minéralogiques des phases métalliques dans les minéralisations de Type IV : Au-As, représentées par le « *Shear Arsenopyrite* », les veines polymétalliques et deux échantillons de la veine N°07 riches en arsénopyrite, sphalérite et galène.

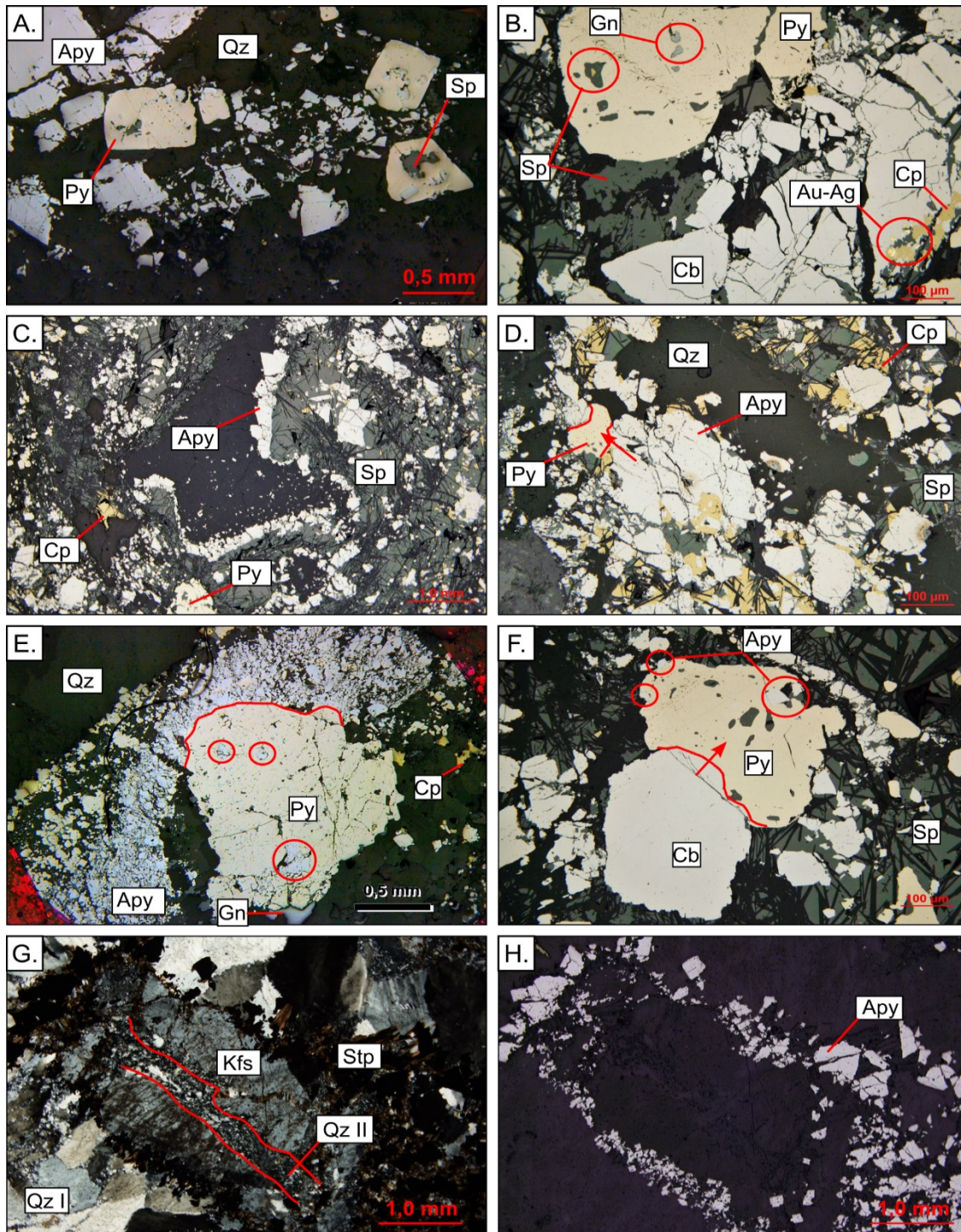


Figure 3-21 : Microphotographies des minéralisations à Au-As du « *Shear Arsenopyrite* ». A.) Veine d'arsénoopyrite avec grains idiomorphes de pyrite riches en inclusions de sphalérite et d'arsénoopyrite (lame Sh. Apy-16A). B.) Paragenèse à pyrite-cobaltite-sphalérite du « *Shear Arsenopyrite* » montrant des inclusions de galène et sphalérite dans la pyrite et l'association avec des grains d'Au-Ag (lame Sh. Apy-13A). C.) Paragenèse à arsénoopyrite-sphalérite avec cristallisation de grains d'arsénoopyrite idiomorphe en bordure de cavité (lame Sh. Apy-13A). D.) Cristaux d'arsénoopyrite fragmentés avec un remplissage des fractures par la sphalérite et la chalcoppyrite (lame Sh. Apy-13A). E.) Grains d'arsénoopyrite en inclusions et en remplacement progressif de la pyrite depuis les bordures (lame Sh. Apy1019). F.) Grain de pyrite aux bordures sinueuses, avec des inclusions de sphalérite et une croissance depuis l'extérieur vers le cœur du grain d'arsénoopyrite et de cobaltite (lame Sh.

Apy-13A) G. et H.) Veine de quartz à texture bréchique vue en LPA et LR montrant une couronne d'arsénopyrite autour d'un cristal de feldspaths fracturé, recoupé par du quartz microcristallin de seconde génération. Abréviations : Apy – Arsénopyrite; Au-Ag; minéral d'or et argent (électrum ?); Cb – Cobaltite; Cp – Chalcopryrite; Gn – Galène; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Sp – Sphalérite; Stp – Stilpnomélane.

3.2.4.3 Cartographie et observations en forages des veines polymétalliques

Les affleurements dits « Veine polymétallique Nord » et « Veine polymétallique Est » (figure 3-22) se situent dans l'extrême partie Est de la mine Springer, localisés au sein du gabbro lité et de la pyroxénite verte supérieure. Ils présentent des minéralisations dominées par une paragenèse à pyrite-arsénopyrite-sphalérite et galène, accompagnée de chalcopryrite et magnétite en proportion mineures.

L'affleurement « Polymétallique Nord » est un bon exemple de ce type de minéralisation. D'une extension limitée de 20 m par 10 m, il présente deux structures minéralisées aux paragenèses sensiblement différentes. La première, d'orientation 340° est une veine de sulfures massifs en extension avec une paragenèse principale à pyrite-chalcopryrite-magnétite et une paragenèse secondaire à arsénopyrite-sphalérite-galène. Cette première veine est intersectée et recoupée par un cisaillement orienté 320° à arsénopyrite-pyrite-sphalérite-galène. Les trois échantillons (E5977027, E5977028 et E5977029) prélevés de part et d'autre de l'intersection attestent de la superposition des événements et de la chronologie relative entre les minéralisations (figure 3-22 et figure 3-19F). La chalcopryrite et la teneur en Cu sont plus importantes dans l'échantillon E5977027 (3,79 % Cu), prélevé sur la veine 340°, et est peu à peu substituée par l'arsénopyrite, la sphalérite et la galène dans les échantillons E5977028 et E5977029 situés à l'intersection et sur le cisaillement N320. On notera aussi que les teneurs en Au sont parmi les plus élevées, avec une concentration maximale (46,7 ppm Au) à l'intersection des structures.

L'affleurement « Polymétallique Est » expose plusieurs veines décimétriques à pyrite-arsénopyrite-sphalérite d'attitude 290° – 300° / 61° - 80° au sein des unités de pyroxénite verte et de gabbro lité (figure 3-22). Les quelques fractures et cisaillements cartographiés rappellent le schéma de fracturation général avec des cisaillements 270° et des fractures 320° et 240° – 250°. Les échantillons prélevés sur deux veines différentes montrent des signatures identiques, avec de hautes teneurs en Au (49,5 ppm Au), As, Zn et Pb, tandis que le cuivre est significativement moins abondant

(< 0,6 % Cu). La paragenèse se compose à nouveau de pyrite-arsénopyrite-sphalérite-galène et chalcopryrite mineure (figure 3-19G).

On retrouve des minéralisations similaires dans le gabbro de Ventures, intersectées par le forage OP16-06 à 9 m (figure 3-19H) et par le forage OPM19-09 à 310 m (figure 3-19I) qui recouperait l'enveloppe minéralisée de la veine N°07 entre les niveaux 5 et 6 d'après l'interprétation des plans de mine. Ces zones minéralisées se caractérisent par de minces veinules d'environ 10 cm à cœur de carbonate ± axinite avec des sulfures à texture rubanée ou disséminée dans la gangue. Les paragenèses sont fortement dominées par un assemblage d'arsénopyrite-pyrite-cobaltite-sphalérite-galène et accompagnés de chalcopryrite en proportion très mineure.

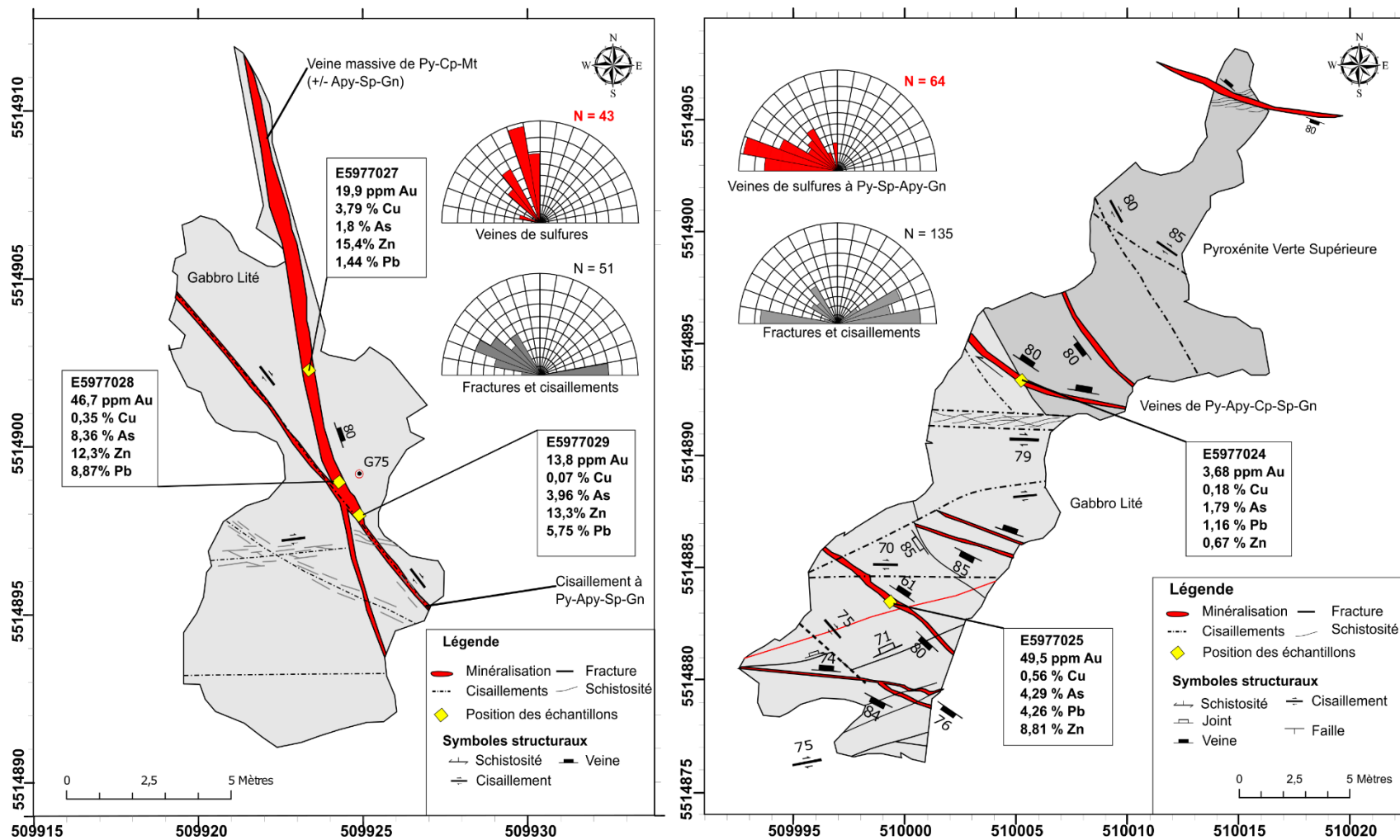


Figure 3-22 : Cartographies de détails des minéralisations polymétalliques à la mine Springer. A.) À gauche : Affleurements V Ply Nord localisés dans le gabbro lité du Filon-couche de Ventures. B.) À droite : Affleurement V Ply Est, localisé au contact du gabbro lité et de la pyroxénite verte supérieure.

3.2.4.4 Pétrographie des minéralisations polymétalliques à Au-As-Zn-Pb recoupant les veines de type I

Les minéralisations polymétalliques identifiées en surface (station G075 et G100) et en forage (OP16-06 à 9 m et OPM19-09 à 311 m ; figure 3-3) sont principalement localisées au sein du gabbro lité et de la pyroxénite d'après les observations disponibles. Elles semblent correspondre au recoupement des minéralisations de type I Cu-Au-Mo, par une paragenèse à arsénopyrite-pyrite-sphalérite-galène (figure 3-23A et B). Cela résulte en une paragenèse globale complexe et mixte (figure 3-20), où l'on observe des enchevêtrements de chalcopryrite et sphalérite, formant une matrice dans laquelle baignent des cristaux de pyrite, arsénopyrite, magnétite et galène (figure 3-23A et B). Cette paragenèse finale est alors accompagnée de sulfosels de cuivre tels que la tétrahédrite ($[\text{Cu,Fe}]_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$) et l'énargite (Cu_3AsS_4). Ces sulfosels de cuivre sont présents en traces, et sont localisés en inclusions dans la pyrite, en bordure de grains et toujours à proximité de grains de chalcopryrite (figure 3-23C). La présence de sulfosels est confirmée par les contenus élevés en Bi, Sb, Ag, Pb des échantillons géochimiques et les analyses laser de ces pyrites (voir CHAPITRE 5 , sections 5.2.2.2 et 5.3.4.4).

Il est intéressant de noter que les grains de pyrite présentent des textures variées mais sont la plupart du temps fracturées et riches en inclusions de sphalérite, galène, sulfosels (figure 3-23C et D). Sur la lame V.Ply-100B (figure 3-23E) où la sphalérite constitue la majeure partie de la paragenèse métallique, la pyrite semble corrodée et en cours de remplacement par la sphalérite depuis les bordures et les fractures. Dans ces minéralisations, la cobaltite et la galène sont particulièrement bien développées où elles forment des cristaux millimétriques, idiomorphes (figure 3-23C, D et E). La galène est notamment facilement identifiable car elle présente des triangles d'arrachement caractéristiques. C'est dans ces veines polymétalliques que les plus hautes teneurs en or ont été obtenues (3,68 à 49,5 ppm Au sur 5 échantillons). Les grains d'or visibles en lames minces ont été observés dans l'échantillon prélevé dans le forage OP16-06 à 10,4 m. Ces grains sont situés le plus souvent dans la sphalérite en bordure des grains de pyrite, ou en inclusions dans les pyrites poreuses et l'arsénopyrite.

3.2.4.5 Pétrographie des minéralisations polymétalliques de la veine N°07

La minéralisation rencontrée au fond du forage OPM19-09 à 311 m (échantillon E5977043 / lame V07-1909E ; figure 3-3) est intégrée à la catégorie des minéralisations Au-As et polymétalliques à Au-As-Zn-Pb car elle se distingue des veines de quartz-pyrite et sulfures disséminés observés à 300 m (figure 3-7D). Ici, il s'agit de veines de carbonates-sulfures (figure 3-19I) avec une paragenèse fortement similaire aux veines polymétalliques qui se compose de pyrite, cobaltite, sphalérite et sulfosels de Cu-Ag-Pb (figure 3-23G ; figure 3-20).

La pyrite se présente sous forme de cristaux grossiers (0,5 – 2 mm), cubiques et poreux avec de nombreuses inclusions de galène et de la cobaltite en bordure. Cette dernière présente des cristaux fins (< 0,5 mm), rarement idiomorphes, bien que certains présentent une forme orthorhombique.

La chalcopyrite, la sphalérite et les sulfosels se présentent sous forme d'amas avec des intercroissances ou en remplissage de fractures et des pores de la pyrite (figure 3-23G). De la bournonite (PbCuSbS_3) est potentiellement présente dans cette lame sous forme d'un minéral mou, xénomorphe. Il est reconnu grâce sa couleur gris-vert plus marqué que la galène, sa faible anisotropie de teinte bleu-violacée, et des macles en « lattes de parquets ». Sa localisation est indiquée par les cercles rouges sur la figure 3-23G, où il se retrouve au contact entre la chalcopyrite, la galène et l'arsénopyrite.

Enfin, l'échantillon historique V07-7.0.7Py provenant du niveau 7 de la veine N°07 qui correspond à une minéralisation de pyrite massive montre clairement le recoupement de cette dernière par la cobaltite. Les grains de pyrites dans cet échantillon présentent une texture massive, grossière et sont intensément fracturés, avec des bordures sinueuses. Les grains de cobaltite et d'arsénopyrite sont quant à eux plus fins, idiomorphes, contenus dans des micro-cisaillements (figure 3-23H). Cette observation suggère à nouveau la superposition de plusieurs paragenèses distinctes.

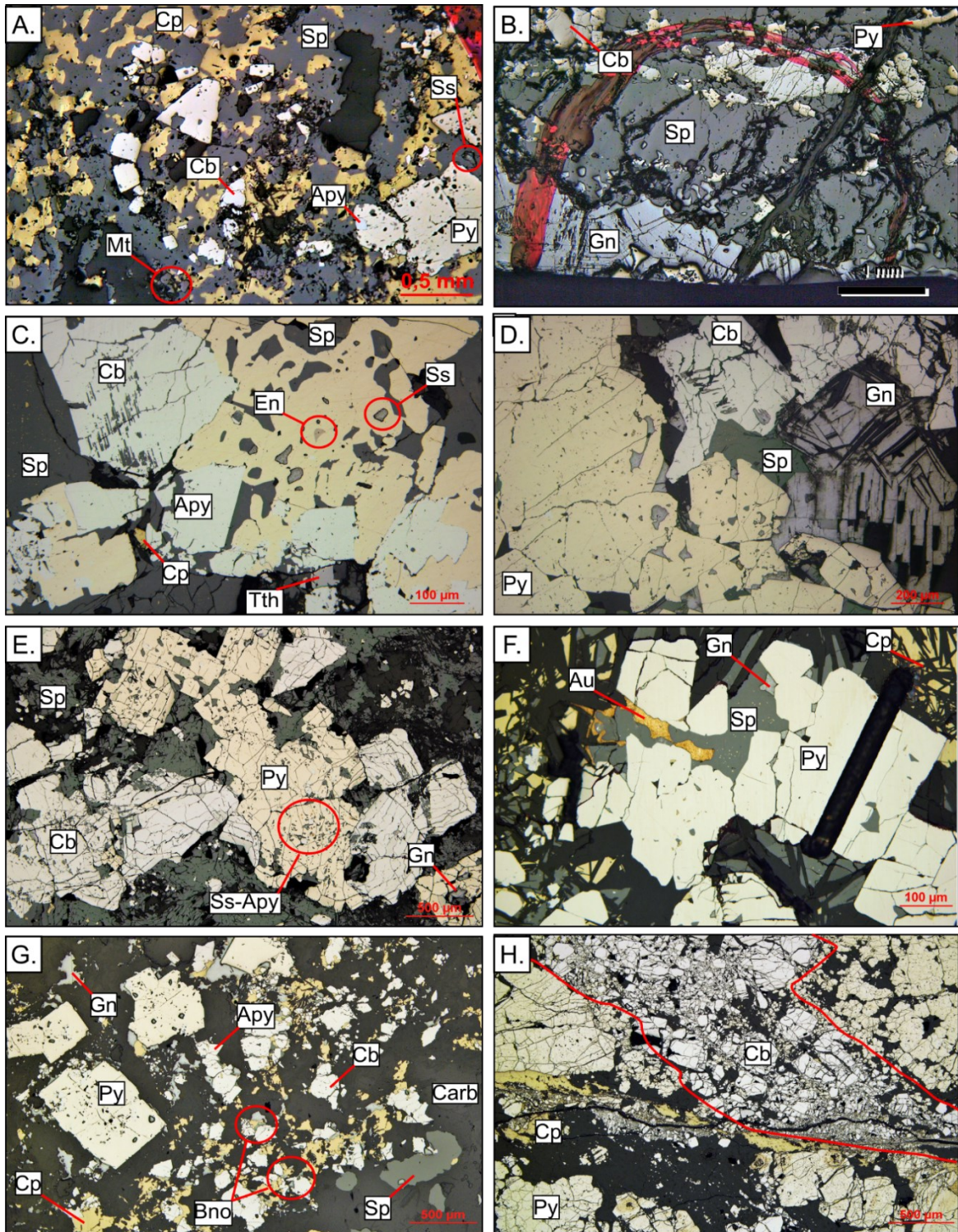


Figure 3-23 : Microphotographies des minéralisations polymétalliques de la mine Springer. A.) Paragenèse mixte montrant des grains de pyrite et de cobaltite flottant dans la sphalérite et la chalcopysite et quelques grains de magnétite fracturés subsistent (lame V.Ply.075C). B.) Paragenèse à sphalérite-cobaltite-pyrite et galène (lame V.Ply.075A). C.) Grains de cobaltite-arsénopyrite idiomorphe et cristaux de pyrite xénomorphe riche en inclusions de sulfosels et de sphalérite (lame V.Ply 100). D.) Texture de la pyrite grossière riche en inclusions de galène en bordure, et cristaux de cobaltite et galène idiomorphes. E.) Cristaux grossiers idiomorphes de pyrite et cobaltite fracturés baignant dans la sphalérite. Cette dernière semble remplacer progressivement la

pyrite depuis les bordures et les fractures (lame V.Ply.100). F.) Relation entre les grains d'or en inclusions dans la sphalérite autour des grains de pyrite subidiomorphe (lame V13-1606). G.) Paragenèse des sulfures disséminés dans une gangue de carbonate de la veine N°07, les cercles rouges indiquent l'emplacement des sulfosels de plomb identifiés comme de la bournonite (lame V07-1909E). H.) Veinule riche en cobaltite recoupant la pyrite massive dans l'échantillon historique de la veine N°07 (lame V07-7.0.7Py). Abréviations : Apy – Arsénopyrite; Au – Or; Bno – Bournonite; Carb – Carbonate; Cb – Cobaltite; Cp – Chalcoppyrite; En – Énergite; Gn – Galène; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Sp – Sphalérite; Ss – Sulfosels (indéfini); Tth – Tétrahédrite.

3.2.5 Pétrologie des minéralisations de la mine Cooke

3.2.5.1 Minéralisations de Type V : veines Au-Cu orogéniques de la mine Cooke

Les minéralisations des veines 7 et 9 de la mine Cooke ont été brièvement étudiées par l'intermédiaire d'échantillons historiques provenant des collections de l'UQAC, aucun forage récent ou n'affleurement ne permettant de prélever des échantillons. Une description plus détaillée est disponible dans les travaux de thèse de Dubé (1990). Le travail de pétrographie réalisé durant cette étude, bien que limité, était néanmoins nécessaire pour s'assurer de la bonne interprétation des résultats d'analyses laser effectués sur les pyrites (voir chapitre 5, section 5.3.5.2). Il est également en adéquation avec les travaux antérieurs, mettant en évidence la paragenèse atypique de la mine Cooke avec la prédominance de chalcoppyrite-pyrrhotite-arsénopyrite dans ces minéralisations (Dubé, 1990 ; figure 3-24), ce qui les distingue à la fois des minéralisations orogéniques à gangue de quartz-carbonate « classique » (Dubé, 1990; Groves et al., 1998; Groves et al., 2003; Dubé et Gosselin, 2007) et des veines de Springer.

Ces minéralisations se présentent sous forme de veines de quartz, feldspaths, calcite et axinite encaissées dans le leucogabbro chloritisé du Filon-couche de Bourbeau (figure 3-25A, B, C ; Dubé et Guha, 1989; Dubé, 1990). La paragenèse principale sur les échantillons étudiés consiste en un assemblage aux proportions variables de chalcoppyrite-pyrite-pyrrhotite (figure 3-25E). La chalcoppyrite est le minéral dominant et représente 30 à 80% de la phase métallique (figure 3-24). Elle se présente sous forme d'une matrice dans laquelle baignent les autres minéraux métalliques et de gangue, en remplissage de fractures du quartz, ou en inclusions dans l'axinite.

La pyrrhotite est le second minéral d'importance (0 à 50 %) et se présente sous forme de plages massives, entourées de chalcoppyrite (figure 3-25E). Elle se localise tout comme la chalcoppyrite en remplissage de fracture du quartz et est associée aux carbonates. La pyrite ne représente quant à elle < 1 à 10 % de la paragenèse dans les lames étudiées. Elle forme soit des

grains grossiers (0,2 à 2 mm) cataclasés ou des grains fins (< 50 µm) en inclusions dans la chalcoppyrite.

On retrouve aussi une proportion non négligeable de sphalérite (~ 5 %), d'arsénopyrite (figure 3-25F), et d'arséniures de cobalt-nickel tels que la skuttérodite ((Co, Ni) As_{3-x}). Si la présence d'arsénopyrite est confirmée par la littérature et les analyses lithogéochimiques réalisées par Dubé et Guha (1989) et présentées à la section 5.2.3.3, l'identification de skuttérodite est suggérée par les analyses laser de ces grains (Annexe E4), montrant des teneurs plus élevées en Co qu'en Ni, alors que la gersdorffite, identifiée par Dubé et Guha (1989) est composée majoritairement de nickel (NiAsS).

La pyrrhotite présente localement des exsolutions de sulfures de nickel identifiés comme de la millérite (NiS) et de la pentlandite ((Fe,Ni)₉S₈; figure 3-25G). L'identification exacte de ces exsolutions devrait être idéalement confirmée par des méthodes *in situ*, mais ces observations sont consistantes avec celles réalisées par Dubé (1990) et Dubé et Guha (1989).

On observe aussi localement dans la pyrite, des exsolutions lamellaires d'un minéral de teinte bleuté pouvant correspondre à de la bismuthinite (Bi₂S₃), ou un autre minéral porteur de bismuth (figure 3-25H). Cette interprétation est supportée également d'après des analyses laser de ces grains de pyrite, montrant des teneurs anormalement élevées en Bi, Sb, Pb, Ag au niveau de ces exsolutions (voir chapitre 5 à la section 5.3.5.2 et Annexe E4). Plusieurs grains d'or ont été identifiés dans ces lames minces. Ils se présentent généralement sous formes libres, mais sont toujours associés à la skuttérodite et la chalcoppyrite.

Dans l'échantillon COOKE 9-9 prélevé dans la veine 9 et encaissé dans la pyroxénite, la minéralisation se présente sous forme disséminée et dominée par une paragenèse métallique à skuttérodite-chalcoppyrite et or au sein d'une gangue de feldspaths, axinite et chlorite (figure 3-25D, I et J). Les sulfures et les grains d'or sont présents soit en inclusions de l'axinite, ou dans les fractures de la gangue. On y retrouve quelques grains grossiers de skuttérodite (> 200 µm à 1 mm), mais la taille moyenne des grains est de l'ordre de 100 µm. Les grains d'or sont observés le plus souvent

sous forme libre et en étroite relation avec la skuttérodite, mais sont aussi présents en inclusions, en remplissage des fractures, ou encore en bordure des grains grossiers de skuttérodite (figure 3-25J).

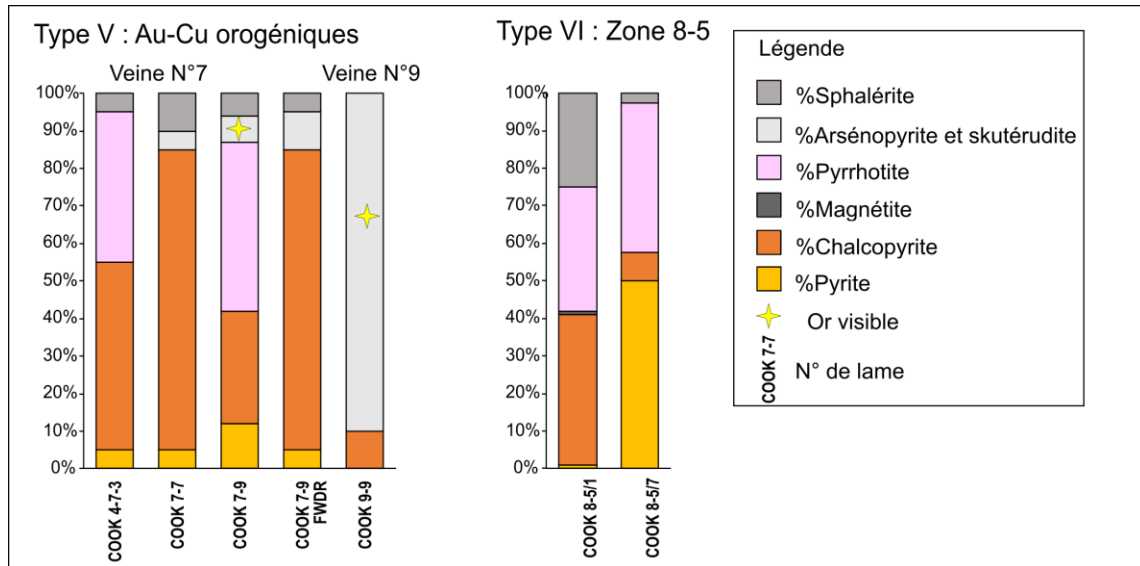


Figure 3-24 : Proportions minéralogiques des phases métalliques dans les minéralisations Type V : Au-Cu orogéniques et de Type VI : Zone 8-5, identifiés à la mine Cooke.

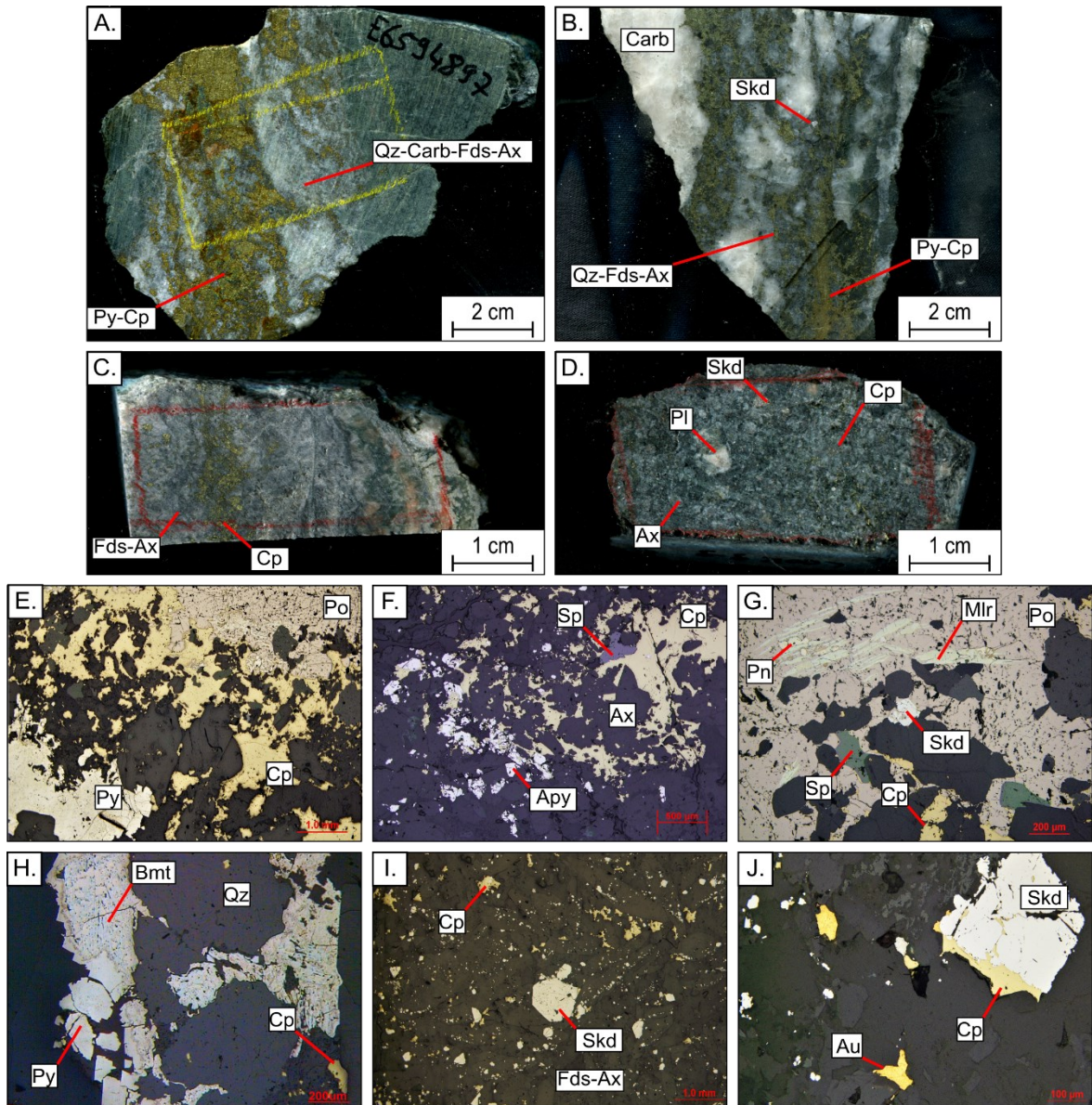


Figure 3-25 : Photographies et microphotographies des veines n°7 et n°9 et de la minéralisation de la mine Cooke. A.) Échantillon de la veine n°7 montrant une minéralisation en chalcopryrite dans le leucogabbro chloritisé (COOKE 7-9). B.) Veine de quartz-sulfures à chalcopryrite-pyrite et skuttérodite provenant de la veine n°7 au 7ème niveau (échantillon historique COOKE 7-7). C.) Échantillon historique COOKE 7-9 FWDR une minéralisation de chalcopryrite dans une gangue de quartz-feldspaths-axinite (prélevé dans le toit de la veine 7 au niveau 9). D.) Échantillon historique COOKE 9-9 montrant une minéralisation disséminée de chalcopryrite-skuttérodite et or. E.) Paragenèse à pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite dans une veine de quartz (lame COOKE 7-9). F.) Paragenèse à chalcopryrite, arsénopyrite et sphalérite en remplissage de fracture dans une gangue de quartz-feldspaths-axinite (Lame COOKE 7-9 FWDR). G.) Assemblage exotique au sein de la pyrrhotite massive avec des inclusions de pentlandite, skuttérodite, sphalérite, chalcopryrite et des exsolutions lamellaires de ce qui s'apparente à de la millérite (?) (lame COOKE 7-9). H.) Grains de pyrite grossiers présentant des exsolutions lamellaires de bismuthinite, au sein d'une veine de quartz (lame COOKE 7-9). I.) Minéralisation disséminée de chalcopryrite-skuttérodite et or dans la lame COOKE 9-9. J.) Gros plan sur les grains de skuttérodite, présentant une couronne de chalcopryrite et des grains d'or libre disséminés dans la gangue, au contact de l'or, la chalcopryrite apparaît jaune-vert pâle. Abréviations: Au – or libre; Apy – Arsénopyrite; Ax – Axinite; Carb – Carbonate; Cp – Chalcopryrite; Fds- Feldspaths; Mir; Millérite; Pl – Plagioclase; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Skd – Skuttérodite; Sp – Sphalérite.

3.2.5.2 Minéralisations de Type VI : Zone 8-5 de la mine Cooke

La zone 8-5 de la mine Cooke a été interprétée comme une zone de sulfures massifs volcanogènes (Bélanger (1979) Bélanger et al. (1984) encaissée dans la Formation de Blondeau. Cette zone a été rapidement étudiée à partir de 2 lames minces polies réalisées sur des échantillons provenant des collections de l'UQAC. Les échantillons analysés montrent une paragenèse à dominance de chalcopryrite-pyrrhotite-pyrite (figure 3-24), accompagnée de sphalérite et accessoirement de magnétite et linnéite. L'échantillon 8-5-7 a été le plus pertinent à décrire, présentant une plus grande variété de minéraux et de textures (figure 3-26A). L'échantillon 8-5-4 correspond à une minéralisation massive de chalcopryrite, pyrrhotite avec des textures relativement homogène (figure 3-26B).

La gangue correspond à une alternance de lits finement grenu à quartz-feldspaths, et de lits plus fins riches en phyllosilicates, altérés en chlorite-séricite et biotite-stilpnomélane (figure 3-26C, D et E). Dans cette lame, la pyrite est présente sous forme de grains disséminés avec une forme hypidiomorphe à idiomorphe, fréquemment fracturée avec des inclusions de chalcopryrite et pyrrhotite. La pyrrhotite présente une texture similaire avec des inclusions et des fractures remplies par la chalcopryrite (figure 3-26F). On observe aussi la pyrrhotite sous forme disséminée à texture poreuse suivant l'orientation des lits de silicates avec des grains de pyrite fracturés (figure 3-26G). La sphalérite représente de 5 à 25 % des minéraux métalliques et se situe en inclusions dans la pyrrhotite ou disséminée dans la gangue (figure 3-26H). Un exemple de linnéite (Co_3S_4) a potentiellement été identifié en bordure de grains de pyrite (figure 3-26H), par sa couleur crème et sa réflectance plus faible que la pyrite.

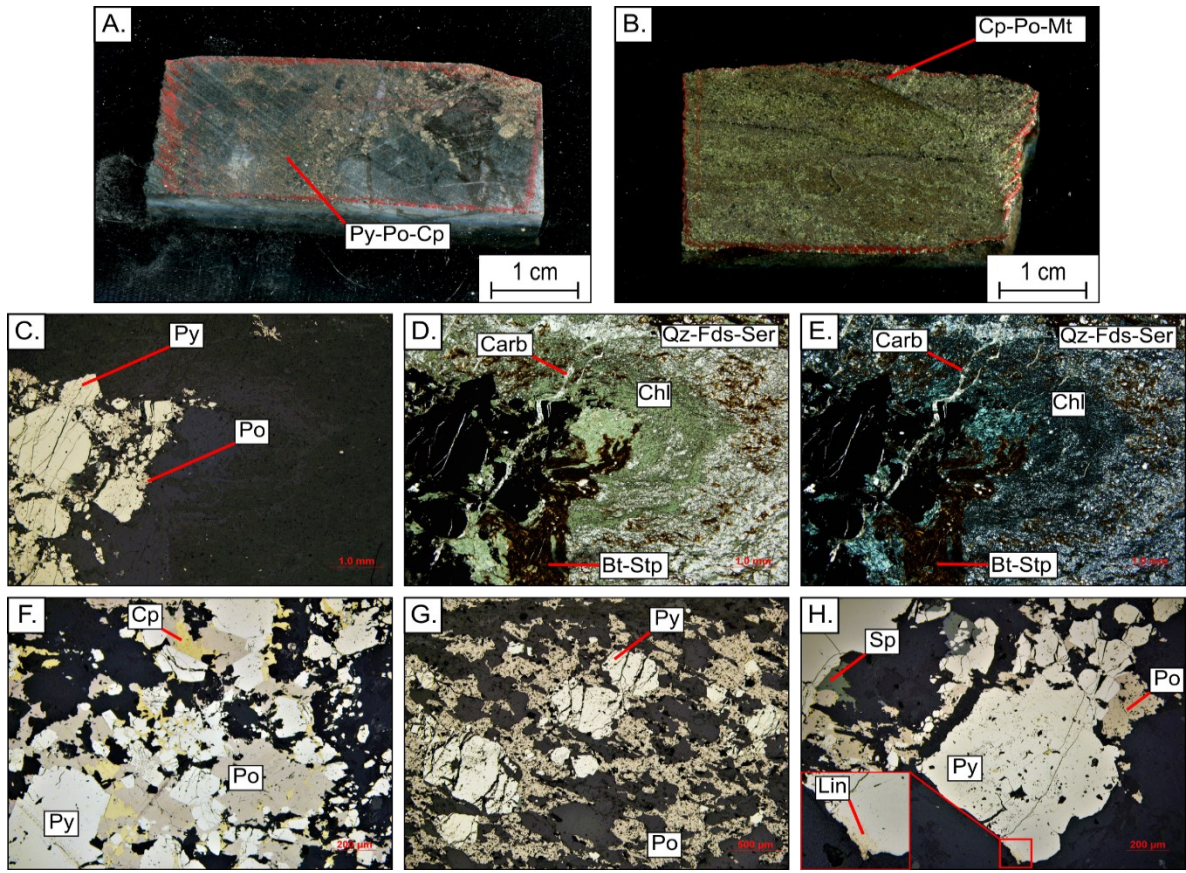


Figure 3-26 : Photographies et microphotographies des minéralisations de la zone 8-5 de la mine Cooke. A.) Minéralisation de pyrite-pyrrhotite et chalcopyrite dans une gangue de quartz-feldspaths-chlorite (Échantillon 8-5-7). B.) Minéralisation de sulfures massifs à chalcopyrite-pyrrhotite avec grains de magnétite disséminés (Échantillon 8-5-1). C. à E.) Vue en détail de la minéralisation de pyrite-pyrrhotite dans la gangue de quartz-feldspaths altéré en chlorite-séricite et biotite-stilpnomélane (lame COOKE 8-5-7). F.) Assemblage à grains grossiers de pyrite et pyrrhotite fracturés avec un remplissage de chalcopyrite. G.) Grains grossiers de pyrite fracturés baignant dans une matrice de pyrrhotite. H.) Grains grossiers de pyrite idiomorphe à texture poreuse, avec des inclusions de chalcopyrite-pyrrhotite, remplacement de la bordure par la linnéite. Abréviations : Chl – Chlorite; Cp – Chalcopyrite; Lin – Linnéite; Mt – Magnétite; Po – Pyrrhotite; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Sp – Sphalérite.

3.3 SYNTHÈSE ET DISCUSSION SUR LA DISTRIBUTION DES MINÉRALISATIONS

3.3.1 Diversité des minéralisations

Les études structurales et pétrologiques des veines des mines Springer, Perry, Cooke et de l'indice Chibougamau-Copper ont permis d'établir une classification des minéralisations du camp de Chapais (tableau 3-2). On reconnaît ainsi 6 types de minéralisations que l'on peut différencier d'après leur minéralogie, le type de structure et l'encaissant;

- 1) Les minéralisations Cu-Au-Mo
- 2) Les minéralisations Cu-Au de la mine Perry et de l'indice Chibougamau-Copper
- 3) La brèche à Au-Zn-Pb observée dans le forage MC09-35
- 4) Les cisaillements Au-As et les veines polymétalliques Au-As-Zn-Pb
- 5) Les veines Au-Cu orogéniques de la mine Cooke (Dubé et Guha, 1989; Dubé et Guha, 1992)
- 6) La lentille de SMV à Cu-Zn-Pb de la zone 8-5 (Bélanger, 1979; Bélanger et al., 1984)

Cette partie de l'étude a permis de répondre à l'une des questions majeures du projet concernant la diversité des paragenèses et des orientations des veines à la mine Springer. On y retrouve 2 types principaux de minéralisations très différentes :

- 1) Des minéralisations de type Cu-Au-Mo qui forment un réseau de veines orientées 250° à 290°, principalement développé dans le gabbro de Ventures en raison de sa compétence plus importante que la pyroxénite. Ces minéralisations se présentent sous forme de veines de sulfures massifs, quartz-sulfures, avec des réseaux en stockwork et de veinules développés aux épontes (figure 3-6). Aux extrémités du gisement et à proximité du contact avec la Formation de Blondeau, la minéralisation se présente sous forme de mince veinules et de sulfures disséminés et ne semble pas continuer dans les unités volcaniques. La densité du réseau de veines et sa dimension diminue également en profondeur (sous le 13^{ème} niveau) d'après les travaux de McMillan (1972).

Cette minéralisation se caractérise par une paragenèse à pyrite - chalcopryrite ± magnétite ± molybdénite. Elle est accompagnée de phases accessoires comme la pyrrhotite, la scheelite et des sulfures de cobalt-nickel de la famille des linnéites (tableau 3-2). On pourrait ajouter à cette liste la millérite, la pentlandite et l'heazlewoodite qui ont été reconnus par McMillan (1972), dans les veines

encaissées dans la pyroxénite. L'or présent dans ces veines est en étroite association avec la chalcopryrite et la pyrite où il se localise en micro-inclusions, en remplissage de fractures ou encore entre les joints des grains. L'arsénopyrite et la sphalérite sont des constituants mineurs de ces veines, localisées dans des fractures tardives.

Les minéralisations de Perry et Chibougamau-Copper qui décrivent le type II Cu-Au (tableau 3-2), constituent un équivalent distal et latéral de ces minéralisations Cu-Au-Mo de la mine Springer. Elles correspondent à des veines de quartz-pyrite-chalcopryrite encaissées à la base du gabbro de Ventures, dans le gabbro lité et la pyroxénite verte supérieure. Et si nos observations n'ont pas mis en évidence l'abondance de magnétite ni de molybdénite comme à la mine Springer, les travaux de McMillan (1972) ont démontré que ces minéraux étaient bien présents à la mine Perry bien que distribués de façon erratique.

2) Des cisaillements à Au-As tels que le « *Shear Arsenopyrite* » et les veines polymétalliques à Au-As-Zn-Pb caractérisées par des brèches à texture « *jigsaw* » localisées dans le gabbro de Ventures et des petits cisaillements minéralisés avec une forte proportion de carbonates. Le type de carbonate précis n'a pu être identifié lors de ces travaux et pourrait faire l'objet d'une étude ultérieure. La minéralogie de ces cisaillements est largement dominée par un assemblage d'arsénopyrite – pyrite – sphalérite ± galène et or où l'arsénopyrite est de loin le minéral dominant représentant 30 à 60% de la paragenèse. La chalcopryrite et la magnétite, bien que parfois présentes, sont très mineures et héritées des veines de type I (Cu-Au-Mo). Cette paragenèse s'accompagne de phases minérales plus complexes comme la cobaltite (CoAsS) et de différents sulfosels de cuivre comme la tétrahédrite ($[\text{Cu,Fe}]_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$), l'énargite (Cu_3AsS_4), la polybasite ($[\text{Cu}_6\text{Sb}_2\text{S}_7][\text{Ag}_9\text{CuS}_4]$) et des sulfosels de plomb comme la bourmonite (PbCuSbS_3). Bien que l'identification absolue ne puisse être possible en lame mince, le contenu élevé en Sb, Cd, Bi et Ag des veines (voir chapitre 5 à la section 5.2.2.2) et des pyrites (voir chapitre 5 à la section 5.3.4.4) suggèrent la présence de ces sulfosels. Dans ces veines, l'or est étroitement associé à l'arsénopyrite où il peut être retrouvé en bordure des grains à proximité de plages de chalcopryrite, mais également en inclusions dans l'arsénopyrite et la sphalérite.

Cette minéralisation riche en carbonate et arsénopyrite est plus tardive que les minéralisations Cu-Au-Mo qu'elle recoupe et déplace selon un mouvement dextre, au niveau des veines N°01 et N°02 d'après les observations de McMillan (1972). Cette minéralisation semble également très superficielle, n'étant reconnue que depuis la surface et jusqu'au niveau 3 de la mine Springer. Enfin, il est intéressant de souligner qu'elle partage plusieurs points communs avec les veines Au-Cu orogénique de la mine Cooke.

Tableau 3-2 : Tableau synthèse de la pétrologie des minéralisations du secteur de Chapais. Abréviations : Apy – Arsénopyrite ; Au- Or; Bn – Bornite; Bno – Bournonite; Bmt – Bismuthinite; Cb – Cobaltite; Cp – Chalcopyrite; En – Énargite; Gn – Galène; Ln – Linnéite; Mlb – Molybdénite; Mt – Magnétite; Plb – Polybasite; Po – Pyrrhotite; Scl – Scheelite; Skd – Skuttérudite; Sp – Sphalérite; Tth – Tétrahédite.

Typologie	N° de veine (Métrage)	Orientations	Paragenèse principale	Minéraux accessoires	Minéraux secondaires	Encaissant
Type I : Cu-Au-Mo	V0 - 23	260° / 290°	Py-Cp-Mt	Au	Sp	Gabbro de Ventures Gabbro lité Pyroxénite verte supérieure Pyroxénite noire (?) Pyroxénite verte inférieure (?)
	V01	265° / 275°	Py-Cp-Mt	Mlb, Ln	Sp, Apy	
	V02	260° / 275° / 290°	Py-Cp-Mt			
	V03	255° / 275° / 295°	Py-Cp-Mt	Ln		
	V04	080° / 090°	Py-Cp-Mt	Mlb, Ln	Sp	
	V05	085°	Py-Cp-Mt	Au, Po	Sp	
	V07 (OPM19-09/ 300m)	065° / 075°	Py-Cp	Mt	Sp	
	V13	245° / 275°	Py-Cp-Mt	Au, Ln, Bn		
	N290	250° / 270° / 290° / 310°	Py-Cp-Mt	Mlb, Au, Scl	Sp	
	Zone Royran	N/A	Py-Cp-Mt-Po		Sp, Apy	
Type II : Cu-Au	Perry	335° / 345°	Py-Cp	Mt, Po, Mlb, Scl	Sp, Apy	Gabbro de Ventures Gabbro lité
	Chibougamau-Copper	N/A	Py-Cp-Po	Mt, Scl,		
Type III : Au-Zn-Pb	MC09-35 (120 m)	305° / 315°	Py-Sp-Gn		Cp	Pyroxénite verte supérieure
Type IV : Au-As (Zn-Pb)	Veines polymétalliques	305° / 345°	Py-Apy-Sp-Gn	Cb, Bno, En, Tth, Plb	Cp, Mt	Gabbro lité Pyroxénite verte supérieure
	Shear Arsenopyrite	305° / 315°	Py-Apy-Sp		Cp	Gabbro de Ventures
	V07 (OPM19-09 / 310 m)	065° / 075°	Py-Apy-Sp-Gn	Cb, Bno	Cp	Gabbro de Ventures Gabbro lité
Type V : Au-Cu orogéniques	COOKE 9-9	275° / 285°	Skd-Cp-Au			Pyroxénite - Leucogabbro
	COOKE 7-9	275° / 285°	Cp-Po-Py -Au	Skd, Sp, Bmt		Leucogabbro
Type VI : Zone 8-5	COOKE 8-5	Stratiforme	Py-Cp-Po-Sp	Ln, Tth, Gn	Mt	Fm. de Blondeau

3.3.2 Distribution des minéraux métallique à la mine Springer

L'ensemble des observations pétrologiques révèle une zonation des minéraux métalliques à l'échelle de la mine Springer évoluant avec la stratigraphie du filon-couche (figure 3-27). La chalcopyrite et la pyrite, constituent les phases principales des minéralisations encaissées dans la pyroxénite, le gabbro lité et la base du gabbro de Ventures. La magnétite et la molybdénite sont quasiment absentes de ces veines, et ne sont que localement observées en tant que phase mineure (< 1 %). Dans les veines encaissées dans le gabbro de Ventures, la magnétite est abondante (10 – 50 %), en particulier dans les veines N°01, N°02 et V290N et la tranchée N290TR (figure 3-27). Elle est parfois l'unique composante de petites veines, mais se présente plus généralement sous forme des bandes massives à l'éponte des veines, au contact avec l'encaissant (figure 3-28A). Elle est souvent recoupée et progressivement remplacée par les sulfures (figure 3-28B). Dans ce qui s'apparente à des stades plus avancés, elle est totalement remplacée, ou bréchifiée et se présente alors sous forme de fragments anguleux flottant dans une matrice de chalcopyrite (figure 3-28C).

La molybdénite constitue un élément caractéristique de ces minéralisations. Elle est principalement identifiée dans les veines de quartz-sulfures localisées dans le gabbro de Ventures. Mais elle est également présente en faible proportion, dans les veines encaissées dans le gabbro lité et la pyroxénite. Elle est présente en inclusion dans la pyrite et la magnétite (figure 3-28A, B), ou sous forme d'amas de cristaux fibreux entre les grains de pyrite-chalcopyrite, accompagnée de cristaux de magnétite. Dans l'extrémité ouest du gisement de Springer, elle peut se retrouver au sein de fractures dans les veines de quartz, et est alors accompagnée de pyrite-chalcopyrite et de scheelite (figure 3-28C). Ces observations suggèrent donc qu'elle constitue une phase contemporaine à la formation des veines de sulfures. La scheelite, également présente dans ces veines, est distribuée de manière erratique, mais particulièrement enrichie dans les veines N°02 et N°20 (McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982).

Il est important de noter que cette zonation est exclusive aux minéralisations Cu-Au-Mo de la mine Springer. Les veines de type IV à Au-As ne présentent pas de variations minéralogiques en fonction de leur localisation (figure 3-27), mais principalement en fonction de la minéralogie initiale des veines Cu-Au-Mo qu'elles recoupent (figure 3-28D).

3.3.3 Séquence paragénétique des minéralisations de la mine Springer

Cette étude apporte de nouvelles observations sur les minéralisations de la mine Springer et une interprétation de la séquence paragénétique. Il s'agit d'un premier modèle réalisé d'après les observations pétrographiques et les relations de recoupement identifiées à la mine Springer. Seule la formation des phases minérales majeures et caractéristiques des minéralisations Cu-Au-Mo et Au-As est discutée ici.

On suggère que la magnétite constitue la première phase métallique à avoir cristallisé au sein de veines de quartz en extension, ou de fractures ouvertes. Elle a précipité sous forme de petites veinules associées à une auréole d'altération à chlorite-biotite-stilpnomélane de faible dimension (figure 3-28A). La magnétite s'est développée au cœur des veines de quartz, en remplissage de fractures et à l'éponte. La molybdénite semble déjà présente à ce stade car elle est observée en inclusions dans la magnétite. La magnétite est ensuite progressivement fracturée puis remplacée par un processus de sulfurisation menant à la formation de pyrite (figure 3-28B). Ce remplacement se produit depuis le cœur des veines, et au travers d'un réseau de fracture qui affecte la magnétite (figure 3-8A, B et C). Les pyrites formées par ce processus sont riches en inclusions de magnétite et ont une texture hypidiomorphe (figure 3-11C). Dans les stades plus avancés de sulfurisation, la magnétite est en grande partie remplacée et ne subsiste que sous forme de grains en inclusions dans la pyrite ou de fragments baignant dans la chalcopryrite (figure 3-28C). La chalcopryrite forme le cœur de la majorité des veines, notamment dans celles encaissées dans les unités plus mafiques. On suppose que toute la magnétite a été remplacée dans ces veines, tandis qu'elle est encore en proportion significative dans les veines localisées dans le gabbro de Ventures. Il est supposé que les veinules de pyrite-chalcopryrite et veinules de quartz-pyrite-molybdénite-scheelite présentent vers le sommet du Filon-couche de Ventures se soient formées à ce stade et représentent le dernier épisode des minéralisations Cu-Au-Mo. Ces minéralisations ont ensuite été recoupées par des cisaillements à Au-As. Ces derniers représentent un événement plus tardif, et sont caractérisés par une paragenèse à arsénopyrite-pyrite \pm sphalérite \pm galène (figure 3-28D). La minéralogie se complexifie lorsque ces structures recoupent les veines Cu-Au-Mo, ce qui donne lieu à la formation de veines polymétalliques avec des sulfosels et tend à expliquer la diversité des descriptions historiques.

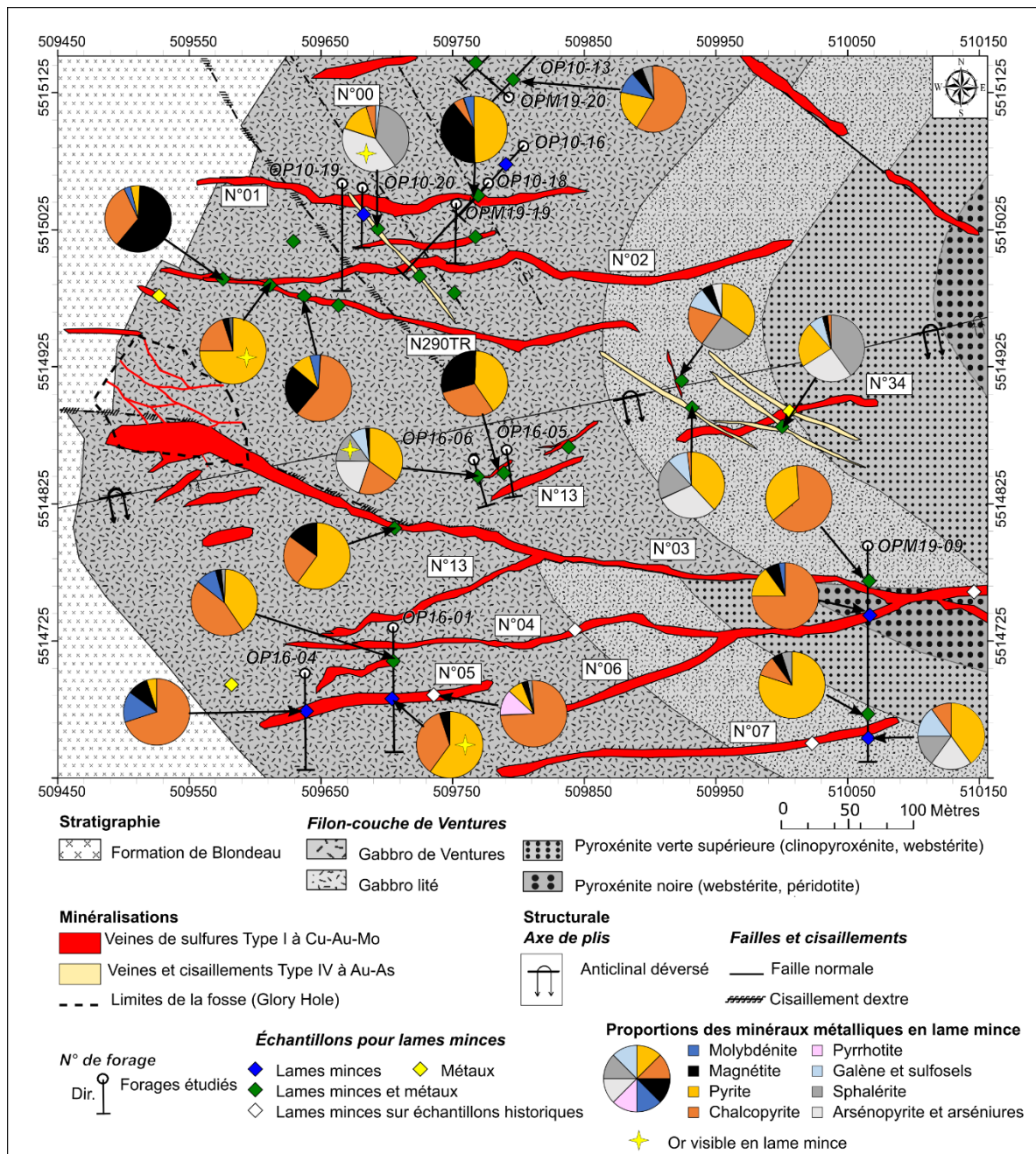


Figure 3-27 : Répartition des paragenèses et des proportions minéralogiques des minéralisations Cu-Au-Mo et Au-As à la mine Springer. Elles mettent en évidence une zonation métallique évoluant d'est en ouest avec une augmentation croissante de la proportion de magnétite et de molybdénite vers le sommet stratigraphique. Notez que les cisaillements et les veines de type IV à Au-As ne présentent pas cette zonation.

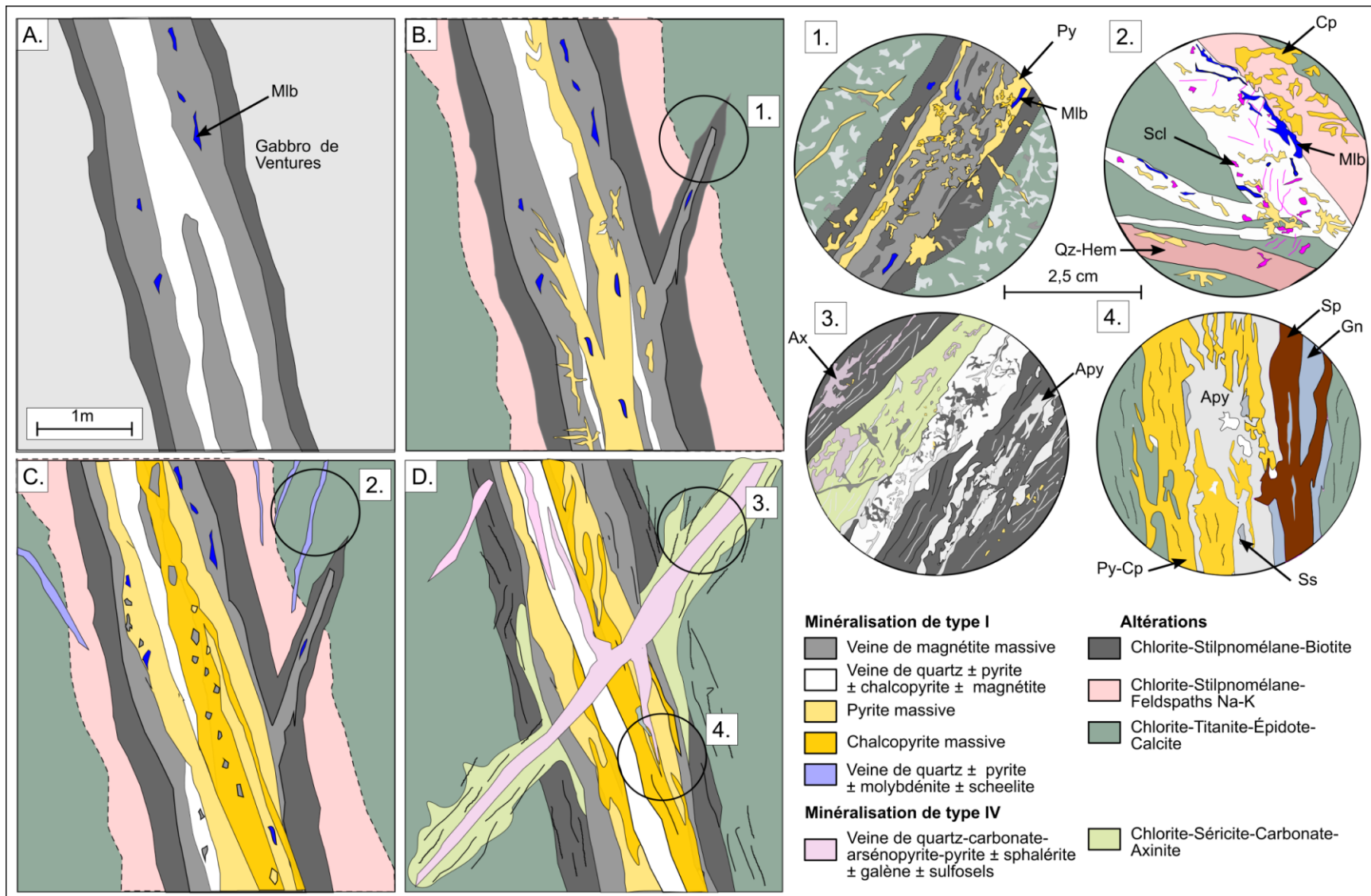


Figure 3-28 : Séquence paragenétique simplifiée observée dans les veines Cu-Au-Mo et Au-As de Springer. A.) Étape 1 : veine à quartz-magnétite et inclusions de molybdénite dans la magnétite massive. B.) Étape 2 : veine à quartz-magnétite-pyrite-molybdénite avec remplacement progressif de la magnétite par la pyrite. C.) Étape 3 : Enrichissement en chalcopryrite des veines et développement de veinules de quartz±pyrite±molybdénite±chalcopryrite±scheelite dans les parties sommitales du gabbro de Ventures. D.) Étape 4 : Recoupement par la minéralisation à Au-As, déformation de la pyrite et de la chalcopryrite, développement d'un schistosité dans le gabbro altéré. 1.) à 4.) Détails de la paragenèse dans les figures B, C et D, l'échelle est identique pour les 4 figures. Abréviations : voir tableau 3-2.

CHAPITRE 4

ALTÉRATION HYDROTHERMALE

4.1 INTRODUCTION

L'un des principaux objectifs du projet d'étude consistait à déterminer la présence et le type d'altération associée aux minéralisations cuprifères de la mine Springer, en faisant l'hypothèse qu'il existait plusieurs générations de veines et différents types d'altérations associées. Les études précédemment réalisées par McMillan (1972), Watkins et Riverin (1982) et Salmon et al. (1984) avaient déjà mis en évidence la présence d'un halo d'altération de quelques mètres autour des veines principales. Cependant leurs études ne s'étaient pas étendues à tout le secteur de la mine et étaient principalement axées sur la description des minéralisations. Par ailleurs, il faut prendre en considération que l'identification et la caractérisation de l'altération hydrothermale dans les filons-couches de la Suite intrusive de Cummings est un défi car cela nécessite de distinguer la part de l'altération associée aux fluides minéralisateurs, du métamorphisme régional et de la différenciation magmatique.

Une première identification des halos d'altération a été réalisée lors de la campagne de terrain à partir d'observations en affleurements, et forages, ces derniers permettant d'avoir une exposition continue sur plusieurs dizaines de mètres. L'identification des halos a été complétée par des études pétrologiques et lithogéochimiques détaillées, ce qui a permis de caractériser les remplacements minéralogiques et géochimiques.

Le traitement de l'altération fut réalisé grâce au logiciel Lithomodelleur développé par le CONSOREM, et aux méthodes issues des travaux successifs de Trépanier (2011, 2013) et Trépanier et al. (2016). La méthode de calcul des bilans de masse a été privilégiée, car elle permet de renseigner les gains et pertes en % poids et équivalent g /100 g pour chaque élément. Pour ce calcul, la méthode de sélection d'un précurseur unique pour chaque lithologie a été préférée. On dispose pour cela d'échantillons témoins peu altérés, ce qui permet de limiter les erreurs dues aux processus de différenciation magmatique.

La combinaison de ces méthodes a mis en évidence deux types d'altérations distinctes au sein de la mine Springer :

1) La première est associée aux minéralisations Cu-Au-Mo et Cu-Au, elle correspond à une altération sodique-potassique proximale et un halo propylitique distal.

2) La seconde est associée aux cisaillements Au-As et correspond à une altération à chlorite-séricite-carbonate.

4.2 PÉTROLOGIE DES MINÉRAUX D'ALTÉRATION :

L'altération hydrothermale associée aux minéralisations Cu-Au-Mo de la mine Springer et Cu-Au de Chibougamau-Copper se caractérise pétrographiquement par deux halos de dimension et d'assemblage minéralogiques distincts. Un premier halo d'altération proximale de faible dimension (1 à 10 m) est reconnaissable par son intensité ainsi que par la proportion importante de phyllosilicates noirs (essentiellement chlorite et stilpnomélane) de quartz et de feldspaths. Un second halo d'altération plus distal et de plus faible intensité est parfois reconnu grâce à une chloritisation et une destruction partielle des plagioclases. Son extension maximale est cependant difficile à déterminer macroscopiquement car il se confond avec la paragénèse métamorphique régionale du faciès des schistes verts.

L'altération associée aux cisaillements à Au-As est relativement différente car elle se caractérise par la destruction totale de la texture originelle du gabbro, avec une forte chloritisation, une séricitisation et une légère carbonatation et silicification.

Les altérations associées aux veines n°07 et n°09 de la mine Cooke, et de la zone de brèche à Au-Zn-Pb du forage MC09-35 ont pu être brièvement abordées et sont présentées dans les sections 4.2.3 et 4.2.4.

4.2.1 Altération associée aux minéralisations Cu-Au-Mo et Cu-Au

4.2.1.1 Altération proximale des veines encaissées dans le gabbro de Ventures et le gabbro lité

L'altération proximale associée aux minéralisations Cu-Au-Mo est la plus aisément identifiable en affleurement et en forage car elle se développe directement au contact des veines. Son intensité, son extension et son assemblage minéralogique sont variables et semblent dépendre de la dimension et de la densité du réseau de veines (figure 4-1). Elle se présente le plus fréquemment en un premier halo de couleur vert foncé à noir du fait de la présence de chlorite et de micas noirs tels que le stilpnomélane et la biotite. Au-delà de cette intense altération, on retrouve la texture originelle du gabbro à lattes grossières de plagioclases, accompagnée d'une légère chloritisation et de pyrite disséminée (figure 4-1A). Lorsque les veines présentent des dimensions importantes ou que le réseau de veines est plus dense, le stilpnomélane est dominant dans l'altération proximale, et est accompagné de biotite, quartz et feldspaths (figure 4-1A, B).

Dans l'exemple de la figure 4-1C, une mince veinule de chalcopryrite-magnétite est bordée par un halo de chlorite et stilpnomélane, mais il est également possible d'avoir une forte altération en stilpnomélane associée à de la magnétite hydrothermale disséminée figure 4-1D. On peut aussi retrouver une altération intense à quartz et feldspaths sodiques (probablement de l'albite ; figure 4-1E), associés à une zone de stockwork de veinules de chalcopryrite s'étendant sur plusieurs mètres. Dans d'autres cas le gabbro peut également parfois présenter une texture grenue avec des cristaux de plagioclases idiomorphes, apparemment non altérés macroscopiquement (figure 4-1F). Ces plagioclases présentent un aspect plus vitreux, et une légère coloration grise à brunâtre, distincte des plagioclases des zones fraîches qui sont normalement d'aspect blanchâtre.

À partir des analyses pétrographiques effectuées sur des lames minces, la chlorite a été potentiellement identifiée comme une variété ferromagnésienne d'après son fort pléochroïsme jaune à vert et ses teintes de polarisation anormales dans les bleus à brun du 1^{er} ordre (Saggerson et Turner, 1982). Elle représente le principal minéral d'altération autour des petites veines de sulfures, et est souvent accompagnée de stilpnomélane (figure 4-2A, B).

Le stilpnomélane est le second minéral d'altération le plus abondant autour des veines. Macroscopiquement, il est identifiable par sa couleur noire et sa texture aciculaire. En lame mince, il se reconnaît par son pléochroïsme doré caractéristique et sa haute biréfringence (figure 4-2A, B). Il se situe directement au contact des sulfures, et présente très fréquemment une orientation préférentielle parallèle à la veine, ou en bordure des sulfures. C'est un minéral d'altération important à reconnaître, car c'est un phyllosilicate apparenté aux groupes des micas potassiques et des chlorites. Il a la particularité de contenir ~ 3 % K, 29,5 % Fe, un contenu variable en Na et se substitue à la biotite sous certaines conditions (Brown, 1971). C'est un minéral commun des gisements à contenu en fer (p. ex : les formations de fer ; Gruner, 1937; Brown, 1971), mais est également reconnu dans les assemblages d'altération à chlorite±magnétite±quartz caractérisés par des gains de Fe, Mg et K (Costa et al., 1983; Kranidiotis et MacLean, 1987; Borrok et al., 1998; Gregory et al., 2005; Thorne et al., 2014; Fayard, 2020).

La biotite fait également partie des assemblages d'altération bien qu'elle soit plus rare que le stilpnomélane. Elle est généralement idiomorphe et se présente sous forme de lamelles de teinte brun rougeâtre ou verdâtre avec un seul clivage, et des teintes de polarisations de 3^{ème} ordre d'aspect moiré (figure 4-2C, D). La biotite peut être altérée par la chlorite et présente alors des sections de couleur beige à vert foncé, marquées par de forts reliefs et une couronne d'oxyde de fer (figure 4-2C, D).

On peut distinguer deux types de feldspaths issus de l'altération hydrothermale. Les premiers, situés au contact des zones minéralisées ou sous forme de veinules, présentent une légère teinte de rouge ou de brun en mégascopique (figure 4-1D, E). En lame mince, ils sont généralement xénomorphes, et apparaissent incolores à colorés de rouge ou de brun avec un faible relief et une biréfringence faible. Sous cet aspect, les macles sont difficilement observables ce qui ne permet pas de les identifier avec certitude. Ils pourraient cependant correspondre à des feldspaths alcalins, sodiques ou potassiques tels que l'anorthoclase ou l'orthose, dont on observe la section basale en lame mince. En effet, cette hypothèse semble cohérente puisque l'on observe, bien que rarement, des cristaux présentant la macle de Carlsbad, caractéristique des feldspaths potassiques (figure

4-2E, F). Ce type d'altération est d'autant plus remarquable autour des veines Cu-Au-Mo encaissées dans la pyroxénite verte supérieure (figure 4-3 et figure 4-4).

Dans les parties où la texture originelle du gabbro est préservée, les feldspaths sont tous idiomorphes, d'aspect limpide et paraissent peu altérés. Cette texture est uniquement mise en évidence en lame mince et est importante à noter car elle marque une différence de la chimie du plagioclase entre le halo d'altération proximale, le halo distal, et le gabbro « sain » métamorphisé. En effet, dans le halo distal et le gabbro métamorphisé, les plagioclases sont affectés par un processus de saussuritisation qui se caractérise par un remplacement depuis le cœur des plagioclases par la chlorite ou l'épidote. Ce type d'altération des plagioclases n'est pas observé dans le halo proximal, au contraire, ils sont limpides et présentent la macle polysynthétique de l'albite et quelques macles du péricline (figure 4-2G, H). On suppose donc que cette texture des plagioclases reflète un processus d'albitisation, soit le remplacement du plagioclase calcique magmatique (andésine) par une variété plus riche en sodium (albite ou oligoclase).

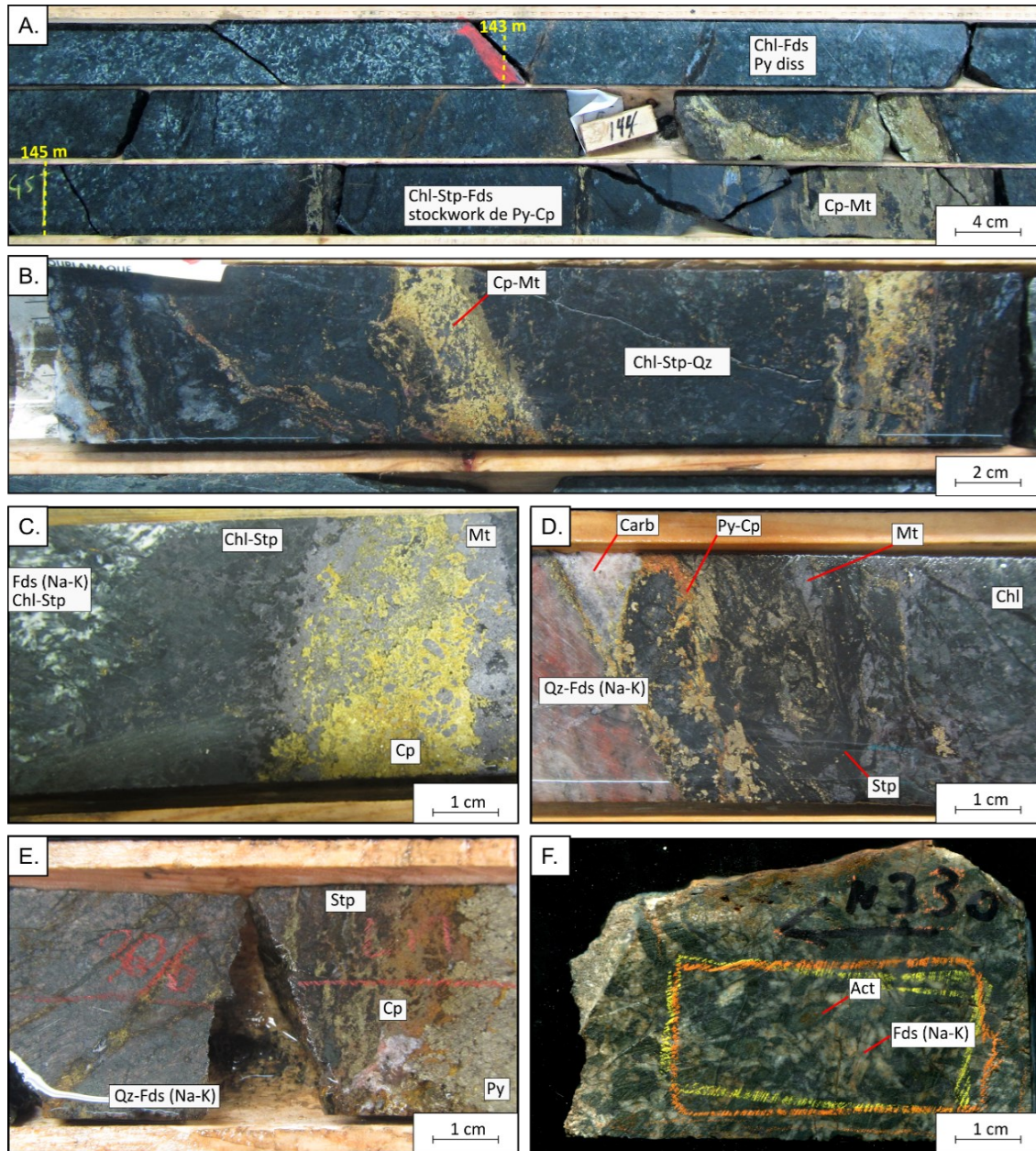


Figure 4-1 : Photographies des variations des faciès d'altération sodique-potassique associée aux minéralisations dans le gabbro de Ventures. A) Altération proximale à chlorite, stilpnomélane et feldspaths associée à un réseau en stockwork de veines riches en sulfures, marquée par la teinte plus foncée du gabbro et la présence de pyrite disséminée et une chloritisation dans les parties plus distales, noter que les plagioclases sont également bien conservés (forage OPM19-19/ 145 m). B) Altération intense à chlorite, stilpnomélane et quartz autour d'un réseau de veinules de sulfures en stockwork (forage OP10-20 / 45 m). C) Mince halo d'altération à chlorite et stilpnomélane autour d'une veinule centimétrique de chalcopryrite et magnétite (forage OP10-13 / 76m). D) Halo d'altération à chlorite, stilpnomélane et magnétite autour d'une veinule de quartz, pyrite et chalcopryrite (forage OP10-13 / 55 m). E) Altération proximale intense autour d'une veine de pyrite, chalcopryrite, avec une minéralisation en stockwork (forage OP16-01 / 30 m ; échantillon n°E6594839). F) Texture du gabbro altéré à 50 cm de la veine de quartz dans la tranchée N290TR, montrant un processus d'albitisation se traduisant par la conservation des plagioclases (station RT241/ échantillon n°E5977017 / lame V290TR-CHL4). Abréviations : Act – Actinote; Carb – Carbonate; Chl – Chlorite; Qz – Quartz; Fds (Na-K) – Feldspaths alcalin sodique à potassique (anorthoclase ou orthose); Stp – Stilpnomélane.

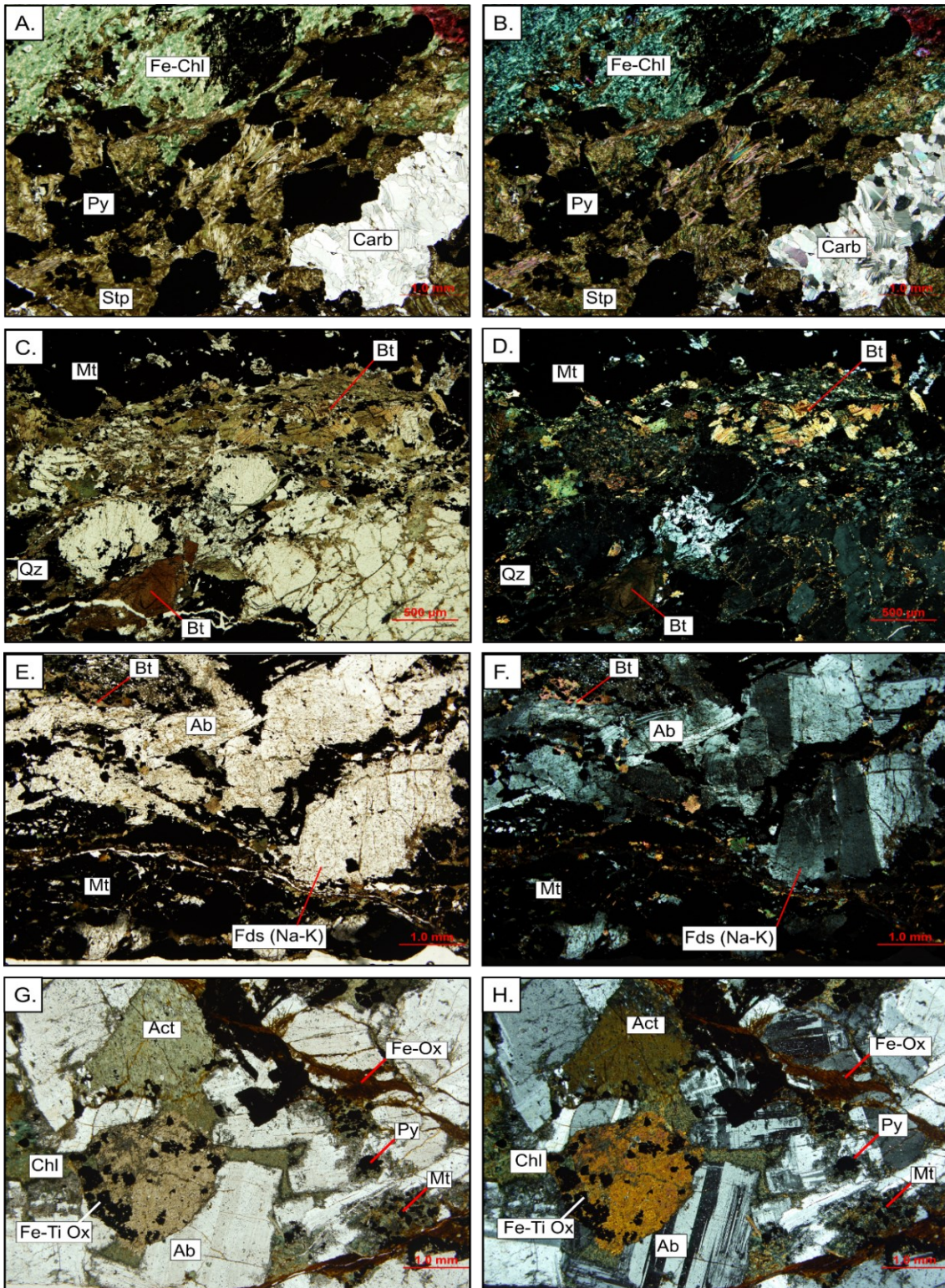


Figure 4-2 : Microphotographies de l'altération proximale sodique-potassique associée aux minéralisations Cu-Au-Mo dans le gabbro de Ventures. Observations en lumière polarisée non analysée (LPNA ; colonne de gauche) et lumière polarisée analysée (LPA ; colonne de droite). A) et B). Altération à stilpnomélane et chlorite riche en fer au contact d'une veinule de pyrite (forage OP10-16 / lame V01-1016A). C) et D) Altération à quartz, biotite au contact d'une minéralisation à pyrite, chalcopysite et magnétite. Notez que la biotite est en cours de chloritisation et prend une couleur plus verdâtre (station RT 279 / lame V13-T279). E) et F) Altération

à biotite et feldspaths dans la lame V13-T279, montrant deux types de feldspaths, l'un présentant la macle polysynthétique et correspond à de l'albite, et des feldspaths présentant la macle de Carlsbad, correspondant à des feldspaths alcalins potassiques. G) et H) Altération proximale à albite, actinote, chlorite, magnétite et oxydes de fer, noter la texture limpide des plagioclases (station RT 241 / lame V290TR-CHL4 / échantillon E5977017). Abréviations : Ab – Albite; Bt – Biotite; Fds (Na-K) – feldspaths alcalins sodiques à potassiques (anorthoclase ou orthose); Fe-Chl - Chlorite riche en fer; Fe-Ti Ox – Oxydes de fer et titane; Mt – Magnétite; Py – Pyrite; Stp – Stilpnomélane.

4.2.1.2 Altération proximale des veines encaissées dans la pyroxénite

L'altération au sein de la pyroxénite verte a été jusqu'à maintenant peu abordée dans les études précédentes, d'une part parce qu'elle n'encaisse qu'une partie des minéralisations cuprifères de Springer et d'autre part parce qu'elle se développe plus en profondeur dans le gisement. Dans cette section, on s'attardera sur l'altération proximale autour des veines N°03, N°04, N°07 à la mine Springer, et de la zone Royran intersectée à 500 m dans le forage MC08-04 (figure 2-1).

L'altération autour des minéralisations Cu-Au-Mo encaissées dans la pyroxénite verte supérieure s'exprime par un premier halo d'altération intense avec une destruction de la texture ignée primaire. Les minéraux d'altération les plus fréquents sont le stilpnomélane et la chlorite (variétés ferrifères et magnésiennes) accompagnés d'une altération en serpentine (trémolite ou antigorite), et localement de veinules de carbonates (figure 4-3A, et figure 4-4A, B). La chloritisation est importante au-delà de quelques mètres et se traduit par une destruction avancée de la texture ignée de la roche hôte.

On retrouve localement et de façon peu commune une altération à chlorite-quartz-feldspaths autour des minéralisations. Présente à la mine Springer, cette altération est particulièrement bien exprimée dans la zone Royran, où la minéralisation à pyrite-chalcoppyrite s'accompagne d'une altération à stilpnomélane-chlorite et quartz-feldspaths (figure 4-3C, D). Ces feldspaths, néoformés et étroitement associés au quartz et la chlorite, ne présentent pas de forme cristalline. Les macles sont mal définies, hypidiomorphes, limpides et de taille nettement inférieure (<1 mm) à celle des plagioclases magmatiques (figure 4-4E, F). Les quelques plagioclases magmatiques présents dans l'unité de pyroxénite sont en effet totalement fracturés et altérés en séricite – épidote au contact des minéralisations (figure 4-4G, H).

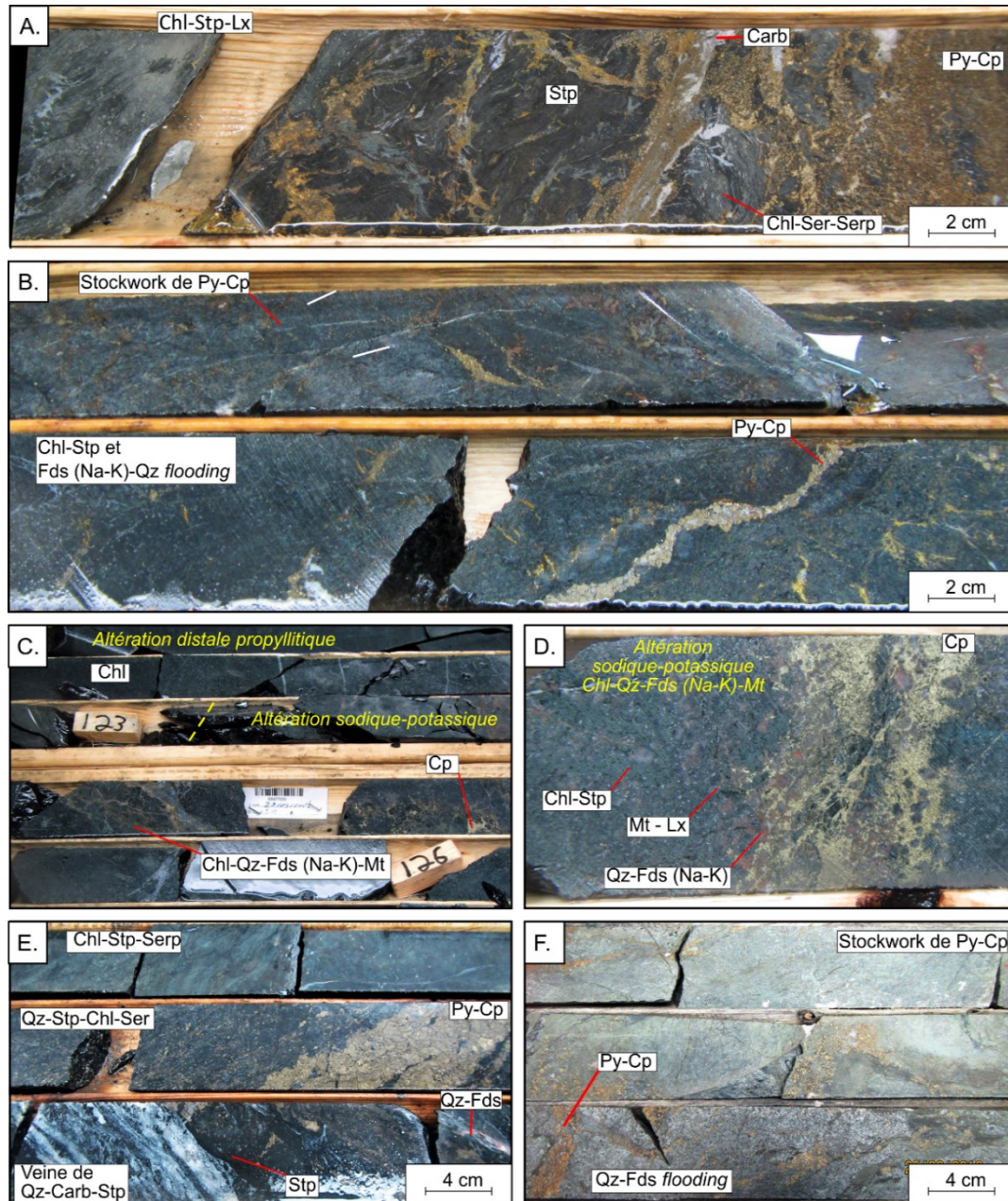


Figure 4-3 : Photographies des faciès d'altération associés à la minéralisation Cu-Au-Mo encaissée dans la pyroxénite. A) Altération proximale à stilpnomélane, chlorite, séricite et serpentine dans la pyroxénite (forage OPM19-09 / 45 m). B) Altération proximale autour d'un réseau en stockwork de veinules de quartz, pyrite, chalcopyrite, marquée par une silicification intense (Qz flooding), et un assemblage à chlorite, stilpnomélane et feldspaths (Na-K) (forage OPM19-09 / 300 m / Échantillon N°E5977041). C) Altération sodique-potassique proximale avec présence de feldspaths de couleur rougeâtre (de 123 à 126 m), associée à la minéralisation en chalcopyrite et altération distale propylitique (forage OPM19-09 / Échantillon E5977039). D.) Vue détaillée sur une veinule de chalcopyrite, avec son halo d'altération à quartz, feldspaths alcalins (teinté de rouge), leucoxènes, magnétite hydrothermale disséminée et chlorite, stilpnomélane (forage OPM19-09 / 150 m). E.) Altération proximale à quartz, stilpnomélane, chlorite et séricite et veinules de pyrite avec une foliation parallèle à la direction de la veine de pyrite, chalcopyrite (forage MC08-04 / 492 m / Échantillon n°E6594821). F.) Minéralisation de pyrite et chalcopyrite en stockwork avec une altération intense en quartz et feldspaths remplaçant totalement la pyroxénite (Qz-Fds flooding) (forage MC08-04 / 540 m). Abréviations : Carb – Carbonate; Chl – Chlorite; Fds – Feldspaths; Lx – Leucoxène; Mt – Magnétite; Qz – Quartz; Serp – Serpentine; Ser – Séricite; Stp – Stilpnomélane.

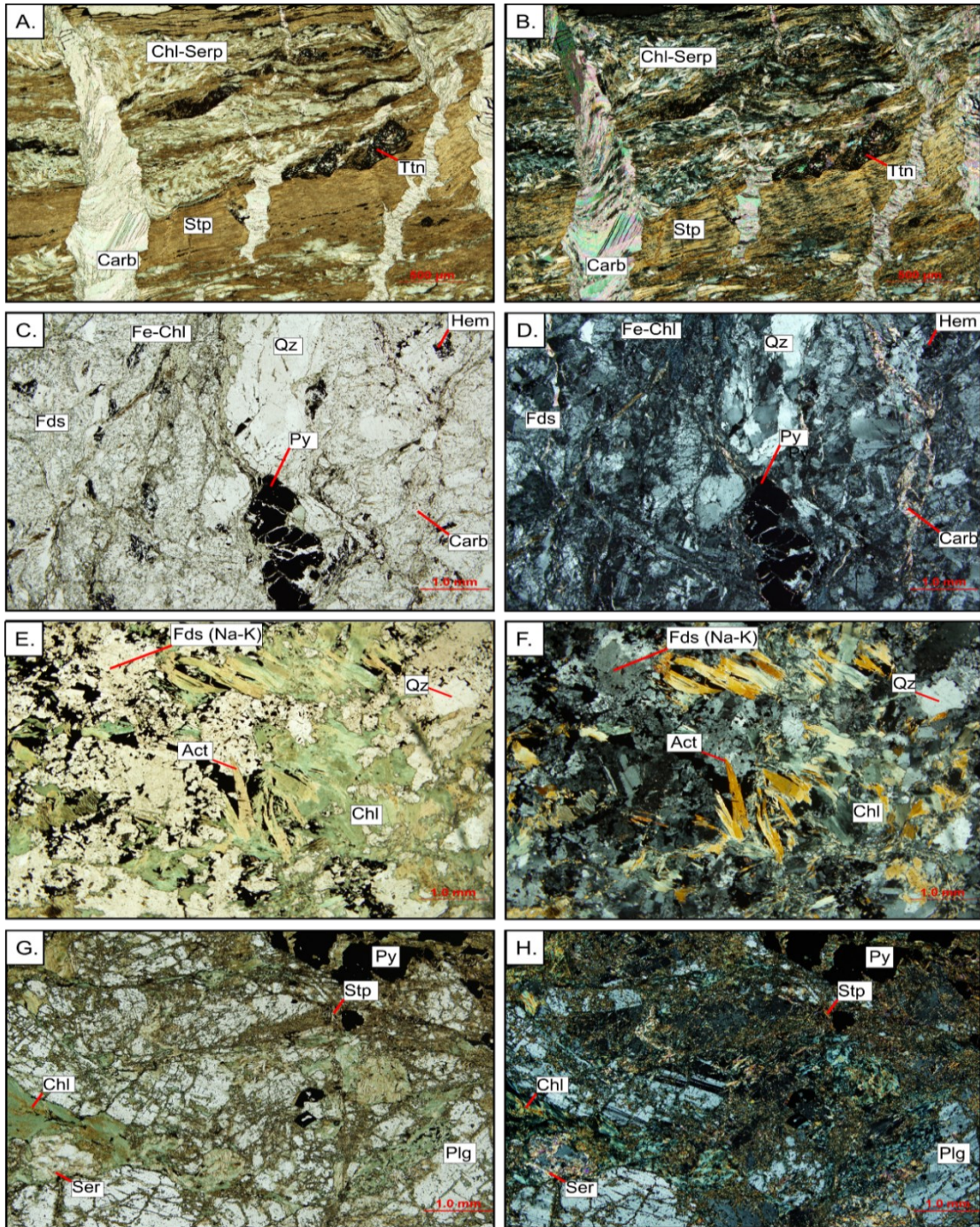


Figure 4-4 : Microphotographies des paragenèses de l'altération proximale associée aux minéralisations Cu-Au-Mo encaissées dans la pyroxénite. Observations en LPNA et LPA de gauche à droite. A. et B.) Altération à chlorite, séricite et serpentine observée sur la figure 4-3A, noter l'alignement des phyllosilicates formant des lits recoupés par les veinules de carbonate (lame V03-1909B). C. et D.) Altération à Qz-Fds (Na-K) intense, recoupée par des veinules de chlorite riche en fer (polarisation anormale bleu du 1er ordre) et des veinules de carbonate, noter la présence fins cristaux aciculaires d'hématite en inclusions dans le quartz et les feldspaths. E. et F.) Altération à Qz-Fds alcalins (cristaux xénomorphes de teinte légèrement rougeâtre) et amphiboles de la figure 4-3D (lame V04-1909C). G. et H.) Altération à Chl-Ser-Stp d'un niveau de cumulats de plagioclases dans la pyroxénite, noter l'altération progressive du plagioclase par la séricite (lame V0804-Py). Abréviations : Carb – Carbonate; Chl – Chlorite; Fe-Chl – Chlorite riche en fer; Fds – Feldspaths; Hem – Hématite; Plg – Plagioclase; Qz – Quartz; Serp – Serpentine; Ser – Séricite; Stp – Stilpnomélane; Ttn – Titanite.

4.2.1.3 Pétrologie de l'altération distale des veines Cu-Au-Mo et Cu-Au

L'altération propylitique associée aux minéralisations Cu-Au-Mo s'étend sur plusieurs mètres et jusqu'à quelques dizaines de mètres autour des veines. Elle se caractérise par un assemblage à chlorite-épidote-titanite et leucoxène, qui rend sa reconnaissance délicate en raison de sa similitude avec l'assemblage du métamorphisme régional au faciès des schistes verts. L'extension maximale n'a pu être déterminée avec précision par manque d'observations et d'informations disponibles. Il est cependant intéressant de noter que cette altération est présente à la fois autour des veines de la mine Springer, de l'indice Chibougamau-Copper et la Zone Royran.

Cette altération se caractérise par une chloritisation d'intensité faible à modérée, affectant principalement les minéraux mafiques. Elle est plus facilement identifiable lorsqu'elle est associée à des veines importantes où le halo proximal est bien défini, montrant une teinte très foncée (figure 4-5A, B), tandis que le halo distal a une teinte plus verdâtre. La texture originelle est généralement conservée ou partiellement détruite, en particulier dans les niveaux riches en ferromagnésiens du gabbro lité et de la pyroxénite. Dans les unités plus riches en plagioclases, elle est plus difficile à discerner. Elle se manifeste par l'apparition d'amas de chlorite (figure 4-5A, C, D) et un changement de la texture du gabbro qui prend une apparence plus fine en raison de la destruction partielle des plagioclases (figure 4-5C, D). Elle s'accompagne de pyrite disséminée, d'épidote, de stilpnomélane (figure 4-5C), de titanite (produit d'altération des titanomagnétites et ilménites magmatiques; figure 4-5D), ainsi que d'une légère séricitisation uniquement visible en lame mince. En lame mince, la chlorite remplace complètement les cristaux de pyroxènes, dont il ne reste que des reliques (figure 4-6A, B). Dans les stades plus avancés, les amphiboles et le plagioclase sont aussi en partie altérés (figure 4-6C, D, E et F). L'étude des propriétés optiques de la chlorite n'a pas permis de déterminer précisément le type de chlorite. Il s'agit essentiellement dans le cas présent de chlorite ferromagnésienne avec des contenus en fer variables selon la synthèse réalisée par Saggerson et Turner (1982). La pyrite disséminée est submillimétrique (0,5 à 1mm) et associée à ces amas de chlorite, ou se situe entre les grains de plagioclases fortement altérés. Ces derniers sont en partie détruits, remplacés par un assemblage de chlorite-épidote et localement par la séricite (figure 4-6E, F).

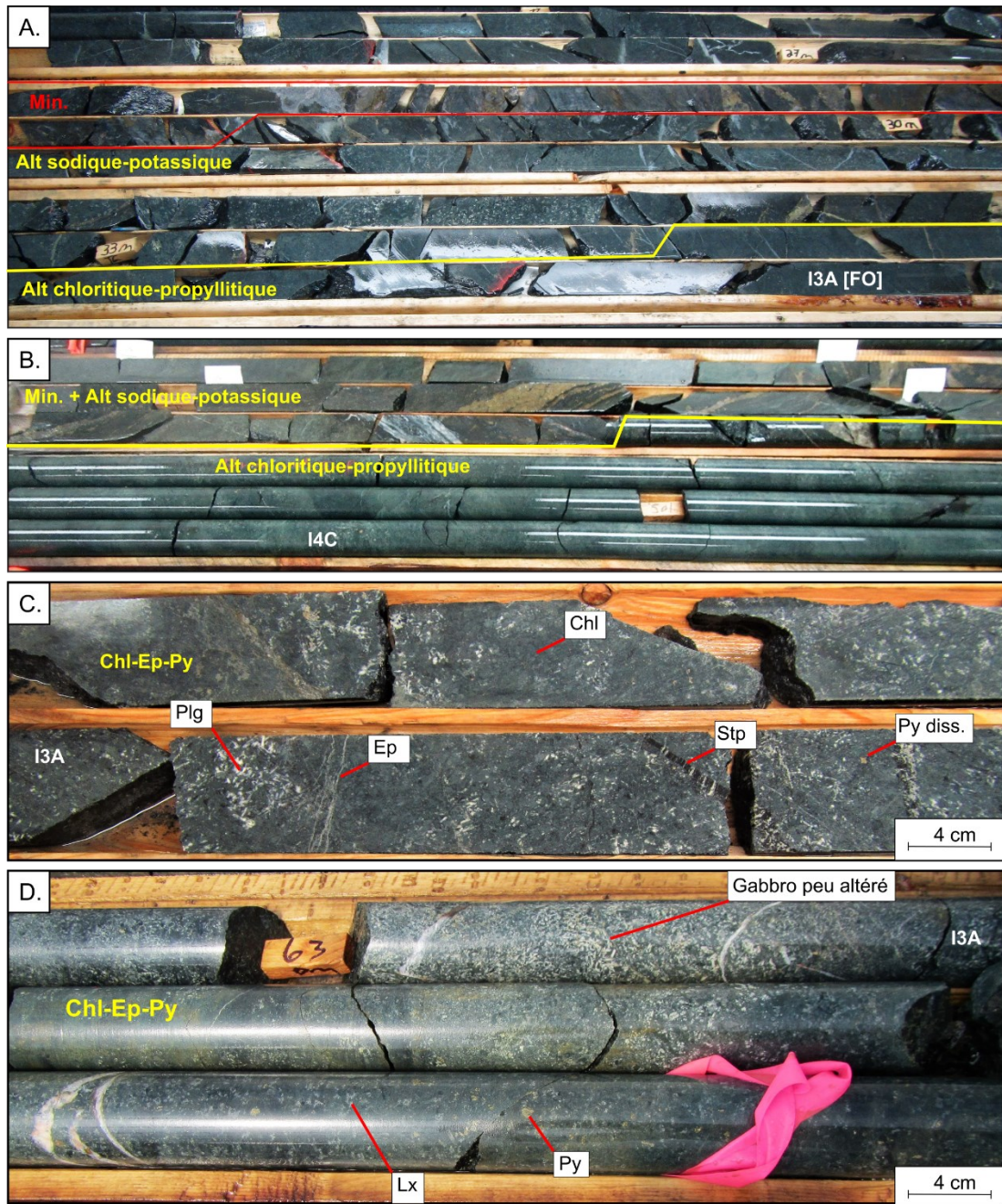


Figure 4-5 : Photographies de l'altération distale dans les unités du Filon-couche de Ventures. A) Veine de quartz, chalcopysite et pyrite avec son altération proximale sodique-potassique et l'altération distale propylitique. Cette dernière se caractérise ici par une destruction partielle de la texture du gabbro avec des patches de chlorite (forage OPM19-09 / 24 à 36 m). B.) Minéralisation de pyrite, chalcopysite avec son altération proximale sodique-potassique de couleur sombre, et l'altération distale caractérisée par une chloritisation intense de la pyroxénite (forage MC-0804 / 495 à 505 m). C.) Altération distale propylitique à chlorite, épidote et pyrite disséminée dans le gabbro ventures, noter la texture hétérogène en raison des patches de chlorite remplaçant les ferromagnésiens et les plagioclases (forage OPM-1013 / 72m). D.) Altération propylitique à chlorite, épidote, pyrite modérée dans le gabbro lité. Noter la préservation de la texture dans la partie supérieure, avec une légère épidotisation du plagioclase (teintes verdâtres), une destruction partielle de la texture, avec le remplacement des oxydes de Fe-Ti en leucoxènes (carottes du inférieures / forage CPH14-105 / 63m). Abréviations : I3A – Gabbro; I3A [FO] – Gabbro lité; I4C – Pyroxénite; Chl – Chlorite; Ep – Épidote; Lx – Leucoxène; Plg – Plagioclase; Stp – Stilpnomélane.

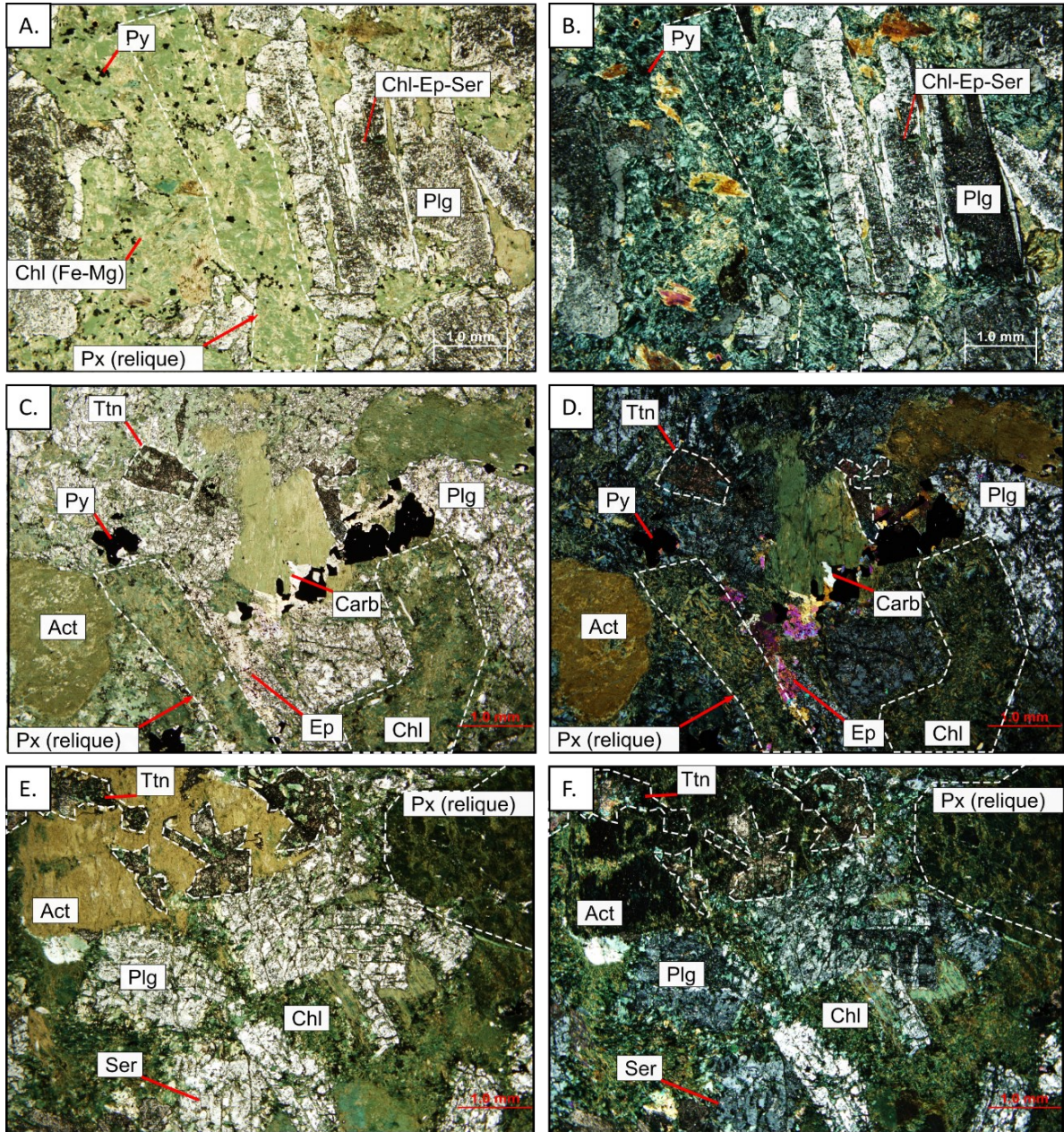


Figure 4-6 : Microphotographies de l'altération distale propylitique à chlorite, épidote et pyrite associée aux minéralisations Cu-Au-Mo. Observations en lumière naturelle à gauche et lumière polarisée analysée à droite. A. et B.) Altération légère du gabbro, la texture des plagioclases est conservée, leurs cœurs sont légèrement altérés en chlorite et épidote, tandis que leurs bordures restent encore limpides. Les pyroxènes sont totalement altérés et remplacés par de la chlorite ferro-magnésienne (lame L14-105-GV2). C. et D.) Altération modérée du gabbro, les plagioclases sont fracturés, partiellement remplacés par la chlorite et l'épidote, les pyroxènes sont entièrement remplacés par la chlorite et l'actinote est elle-même en cours d'altération, la magnétite magmatique est remplacée par de la titanite (lame L14-105-CHL2). E. et F.) Altération modérée en chlorite dans le gabbro avec destruction partielle des plagioclases par la chlorite. La séricite bien que rare est marquée par la présence de quelques paillettes aciculaires multicolores en LPA (image de droite) dans les cristaux de plagioclases (lame L14-105-CHL2). Abréviations : Act – Actinote; Carb – Carbonate; Chl – Chlorite; Chl (Fe-Mg) – Chlorite ferro-magnésienne; Ep – Épidote; Plg – Plagioclase; Px – Pyroxène; Py – Pyrite; Ser – Séricite; Ttn – Titanite.

4.2.2 Altération associée aux minéralisations à Au-As du « Shear Arsenopyrite »

Les minéralisations Au-As du « *Shear Arsenopyrite* » et des veines polymétalliques à Au-As-Zn-Pb (figure 3-2) présentent un assemblage d'altération différent de celui des minéralisations Cu-Au-Mo. Sur l'affleurement du « *Shear Arsenopyrite* » on remarque une altération de couleur orangée limitée à la zone de cisaillement d'orientation 300°, marquée par la présence carbonate de fer (potentiellement de l'ankérite; figure 4-7A). Cette altération comprend une forte composante en chlorite-séricite, avec une oblitération totale de la texture ignée originelle (figure 4-7B). Les plagioclases sont détruits et remplacés par la chlorite et la séricite, les minéraux mafiques sont remplacés par la chlorite (figure 4-8A, B). Une silicification pervasive locale et sous forme de veines de quartz est spatialement associée à la chloritisation (figure 4-7C). Cette altération s'accompagne d'une déformation intense marquée par le développement d'une schistosité et de structures CS, visibles en affleurements (figure 4-7A) et en forages (figure 4-7D). Si la chloritisation et la silicification sont les processus d'altération prédominants, on note la présence d'axinite ($\text{Ca}_2\text{FeAl}_2(\text{BO}_3)\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{OH})$), un substitut de la tourmaline dans les gisements encaissés dans des roches riches en Ca et Fe, où la carbonatation est faible (Dubé et Guha, 1993). L'axinite se présente sous forme de cristaux xénomorphes centimétriques à submillimétriques de teinte gris rosâtre dans ces zones de cisaillements (figure 4-7B, E). Elle apparaît en lame mince sous forme de cristaux tricliniques à forts reliefs, incolores à légèrement verdâtre, avec des teintes biréfringence du 1^{er} ordre (figure 4-8A, B). On la retrouve dans le cœur et en bordure des cisaillements, ou au contact entre les carbonates et les sulfures (figure 4-8C, D).

Lorsque les cisaillements à Au-As recoupent les minéralisations Cu-Au-Mo, l'altération à chlorite-séricite-axinite-carbonate se superpose à l'altération sodique-potassique. On observe alors une déformation intense de la minéralisation à pyrite-chalcopryrite-magnétite et de l'altération associée (figure 4-7F). Ceci résulte en un héritage de certains minéraux comme le stilpnomélane qui reste stable, tandis que la biotite semble être altérée (figure 4-8C, D). La figure 4-7G, montre par ailleurs une brèche de quartz-carbonate avec une minéralisation d'arsénopyrite avec des fragments anguleux d'encaissants et de feldspaths potassiques altérés par la chlorite (figure 4-7G, figure 4-8E, F).

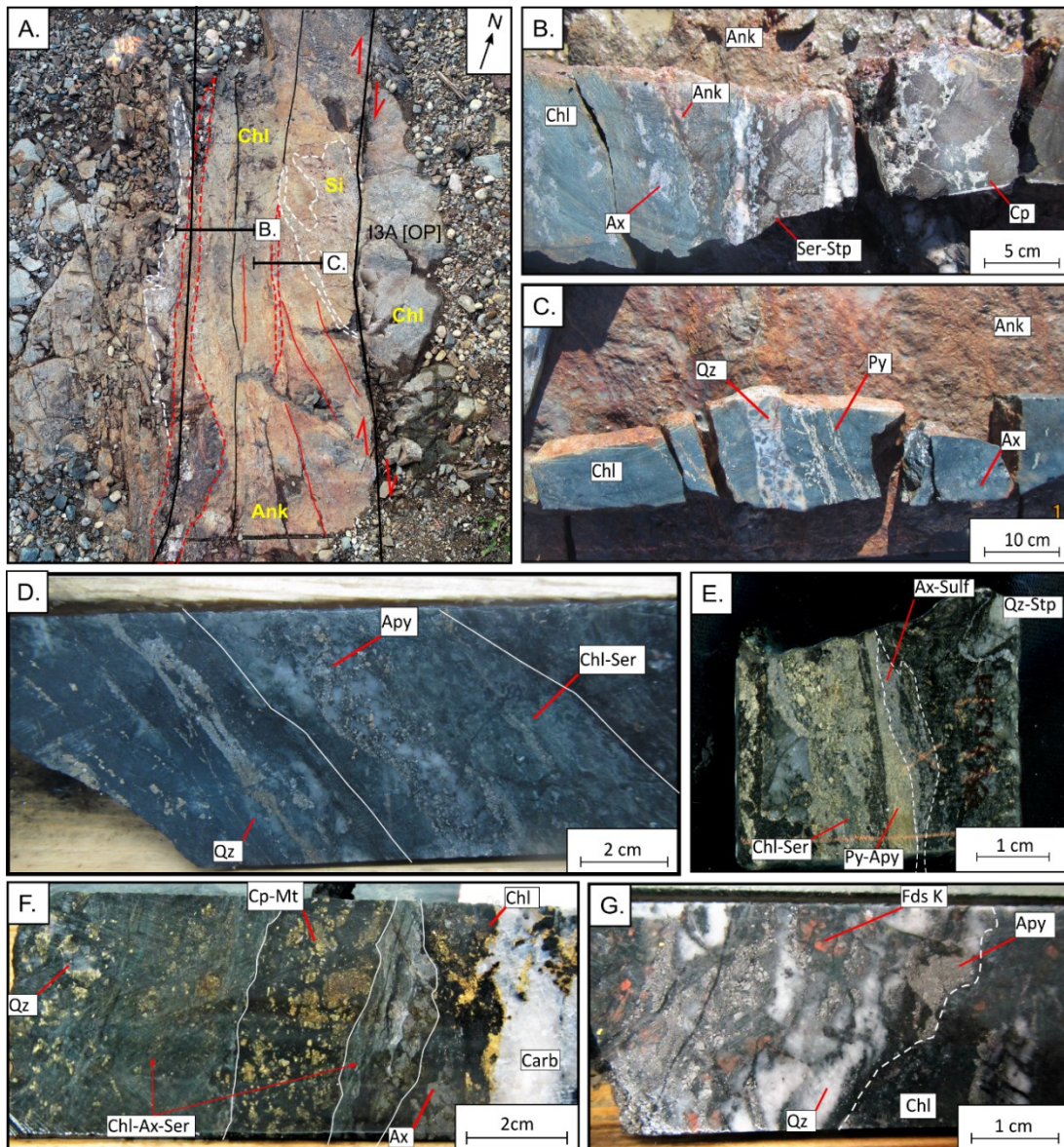


Figure 4-7 : Photographies des faciès d'altération associés aux minéralisations à Au-As observés en surface et forage. A.) Affleurement « *Shear Arsenopyrite* » montrant un couloir de déformation orientée 330° , des structures en cisaillements, une minéralisation de quartz-sulfures (principalement pyrite et arsenopyrite), une altération à carbonate de fer (ankérite), une chloritisation et une silicification (station G013, échantillons n°E5977006 et E5977007). B.) Rainurage sur le « *Shear Arsenopyrite* » montrant l'altération à séricite et chlorite (échantillon n°E5977007). C.) Rainurage sur le « *Shear Arsenopyrite* » montrant l'altération à chlorite, axinite avec des veinules de quartz et pyrite (échantillon n°E5977006). D.) Chloritisation et silicification intense autour d'une veinule de quartz et arsenopyrite, noter la schistosité marquée par l'orientation des veinules de sulfures et la déformation du gabbro altéré (forage OP10-20/ 43 m). E.) Veinule de sulfure (Py-Apy-Sp) dans un petit cisaillement et son halo d'altération à axinite-séricite-chlorite, recoupant l'altération à stilpnomélane-quartz (forage OP10-19 / échantillon n°E6594760). F.) Minéralisation de chalcopyrite-magnétite avec son altération à stilpnomélane, déformée et recoupée par des cisaillements et une veine de carbonate avec leur altération à chlorite-séricite-axinite (forage OP10-20 / 22 m). G.) Éponte d'une brèche à quartz-carbonate avec minéralisation d'arsénopyrite autour de clasts anguleux de gabbro altéré et de feldspaths alcalins (colorés en rouge). Noter que ces feldspaths alcalins sont présents à la fois dans l'encaissant et la brèche, sont en cours de chloritisation et sont entourés d'arsénopyrite, suggérant qu'ils sont antérieurs cet événement hydrothermal (forage OPM10-20/ 20 m). Abréviations : Ank – Ankérite; Ax – Axinite; Bt – Biotite; Carb – Carbonate; Chl – Chlorite; Cp – Chalcopyrite; Fds K – Feldspaths potassique; Mt – Magnétite; Ox – Oxydes de fer; Plg – Plagioclase; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Ser - Séricite; Sp – Sphalérite; Stp – Stilpnomélane; Sulf – Sulfures.

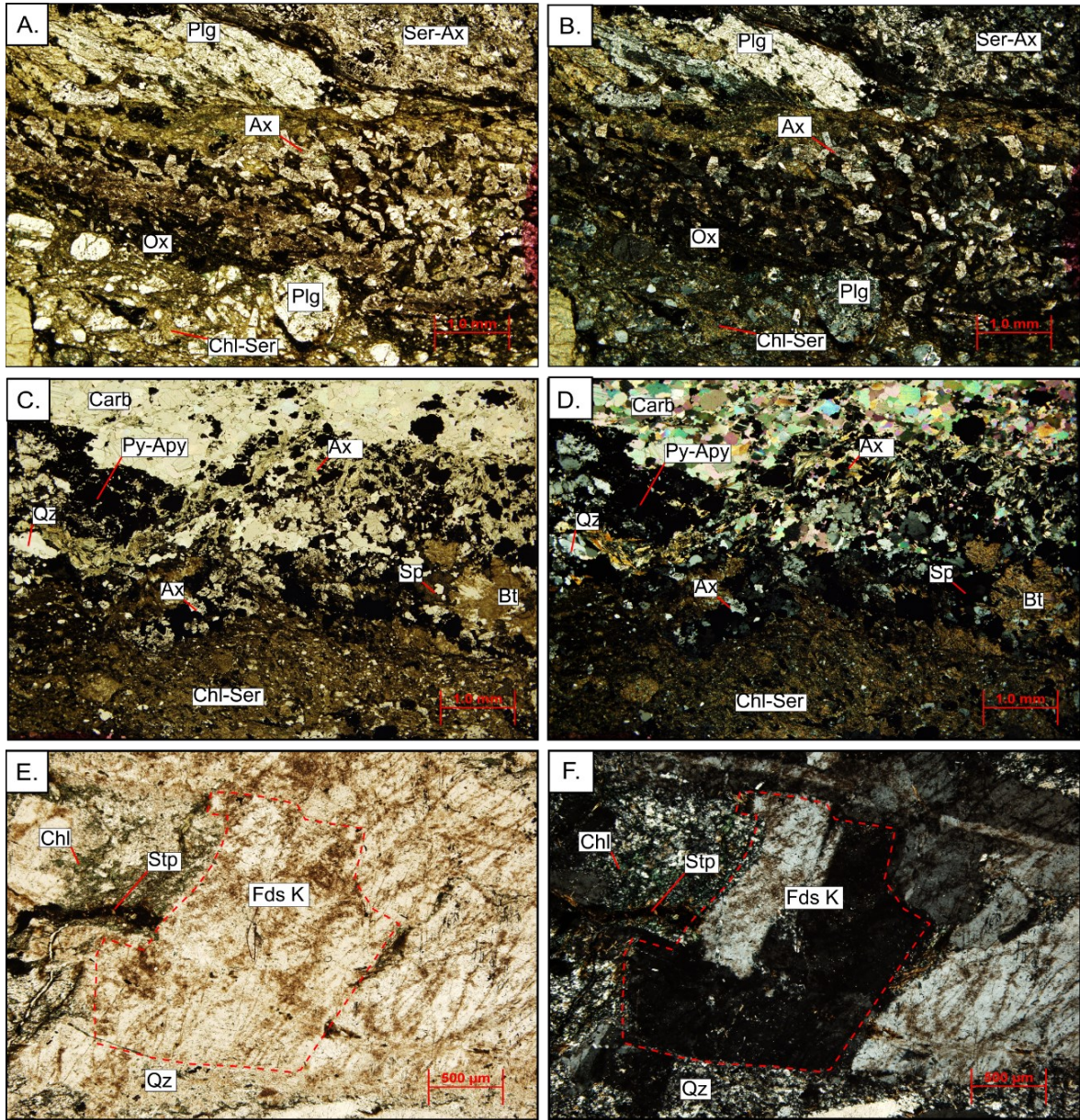


Figure 4-8 : Microphotographies de l'altération associée aux minéralisations à Au-As du « *Shear Arsenopyrite* ». Observations en lumière polarisée non analysée (LPNA) à gauche et en lumière polarisée analysée (LPA) à droite. A. et B.) Images en LPNA et LPA de l'altération à chlorite-séricite-axinite, avec une destruction totale des plagioclases. Noter les grains submillimétriques d'axinite dans le cœur du cisaillement (cristaux triclinique incolores, avec une faible biréfringence), associé avec des grains de sulfures opaques (lame Sh-Apy-1019). C. et D.) Contact entre la veinule de carbonate marquée par un mince liseré d'axinite (minéral aciculaire verdâtre avec des teintes de polarisation dans les gris et jaune du 1^{er} ordre), et l'altération initiale à biotite-stilpnomélane, remplacée par la chlorite et la séricite, la couleur brune provient de la forte concentration de fer (lame Sh-Apy-1019). E. et F.) Phénocristaux de feldspaths potassiques, recoupés par des veinules de quartz, et en cours d'altération par de la chlorite (lame Sh-Apy-1020). Abréviations : Apy – Arsenopyrite; Ax – Axinite; Bt – Biotite; Carb – Carbonate; Chl – Chlorite; Fds K – Feldspaths potassiques; Ox – Oxydes de fer; Plg – Plagioclase; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Ser - Séricite; Sp – Sphalérite; Stp – Stilpnomélane.

4.2.3 Altération associée aux veines Au-Cu orogéniques de la mine Cooke

L'altération associée aux minéralisations aurifères des veines n°7 et n°9 à la mine Cooke a fait l'objet d'une étude succincte à partir de quelques lames minces provenant d'échantillons historiques. Il s'agit ici de faire une présentation non exhaustive de l'altération à la mine Cooke, celle-ci ayant été étudiée en détail par Dubé et Guha (1989). Sur les échantillons minéralisés disponibles provenant des veines n°7 et n°9 aux 7^{ème} et 9^{ème} niveaux, l'altération se compose principalement de calcite, épidote et de chlorite (figure 4-9A). On retrouve aussi une altération à quartz-feldspaths-axinite au contact des sulfures (figure 4-9B, C), et lorsque la minéralisation est disséminée dans le leucogabbro, une altération à chlorite-plagioclase et axinite semble associée aux sulfures (figure 4-9D).

En lame mince, on semble pouvoir identifier deux types de chlorite. La première variété est associée à des cristaux d'épidote apparaît incolore, avec des teintes de polarisation dans les gris du 1^{er} ordre, (figure 4-10A, B, C et D). Elle pourrait correspondre à une variété magnésienne d'après la classification de Saggerson et Turner (1982). La seconde variété reconnue dans l'échantillon Cooke 9-9, est associée à la minéralisation disséminée (figure 4-10E, F), elle apparaît plus verte, légèrement pléochroïque, et caractérisée par des teintes de polarisation de fin du 1^{er} ordre anormale bleue, à violet. Cette dernière serait une variété plus riche en fer (potentiellement de la prochlorite), provenant de l'altération des pyroxènes magmatiques.

L'axinite est beaucoup plus présente dans les veines de la mine Cooke qu'à Springer, elle constitue un minéral d'altération commun et donne une teinte rosée à l'altération (figure 4-10B). Elle se situe souvent directement au contact de la minéralisation et peut être difficile à distinguer des feldspaths en lame mince (figure 4-10, A, B, E et F). La distinction peut être faite grâce à son relief plus important que les feldspaths, et la séricitisation qui affecte ces derniers. Elle est clairement identifiée dans la lame Cooke 9-9, associée à l'altération plus distale et la minéralisation disséminée en sulfures, où elle se présente en cristaux tricliniques de tailles supérieures à 0,5 mm (figure 4-10G et H). Les travaux de Dubé et Guha (1993) ont montré qu'elle était répandue dans les veines de sulfures, et les veines stériles de quartz-carbonate. Sa formation provenant de l'interaction entre le fluide minéralisateur et l'encaissant.

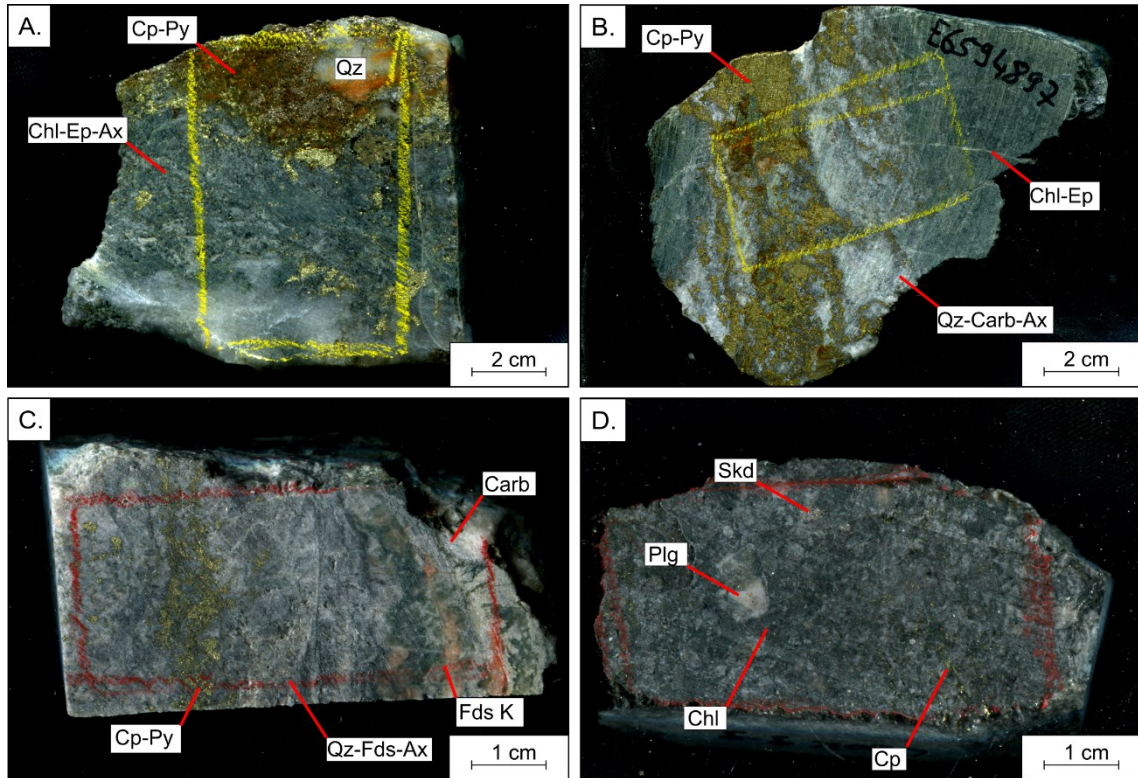


Figure 4-9 : Macrophotographies des échantillons de veines de la minéralisation Au-Cu de la mine Cooke, avec leur halo d'altération proximale. A.) Échantillon minéralisé en chalcopryrite de la veine 7-9 avec un halo d'altération à chlorite-épidote-axinite (n°E6594893 / lame Cooke 7-9). B.) Échantillon minéralisé en pyrite et chalcopryrite, montrant un premier halo à quartz-carbonate-axinite, suivi d'un halo d'altération à chlorite-épidote (échantillon n°E6594897, lame Cooke 7-7). C.) Échantillon minéralisé avec une veinule de chalcopryrite, pyrite, sphalérite et skuttérodite avec un halo d'altération à feldspaths-axinite-chlorite (lame Cooke 7-9 FWDR). D.) Minéralisation disséminée à skuttérodite-chalcopryrite dans le leucogabbro altéré en chlorite-axinite-feldspaths (lame Cooke 9-9). Abréviations : Ax – Axinite; Carb – Carbonate; Chl – Chlorite; Cp – Chalcopryrite; Ep – Épidote; Fds – Feldspaths; Plg – Plagioclase; Py – Pyrite; Skd – Skuttérodite;

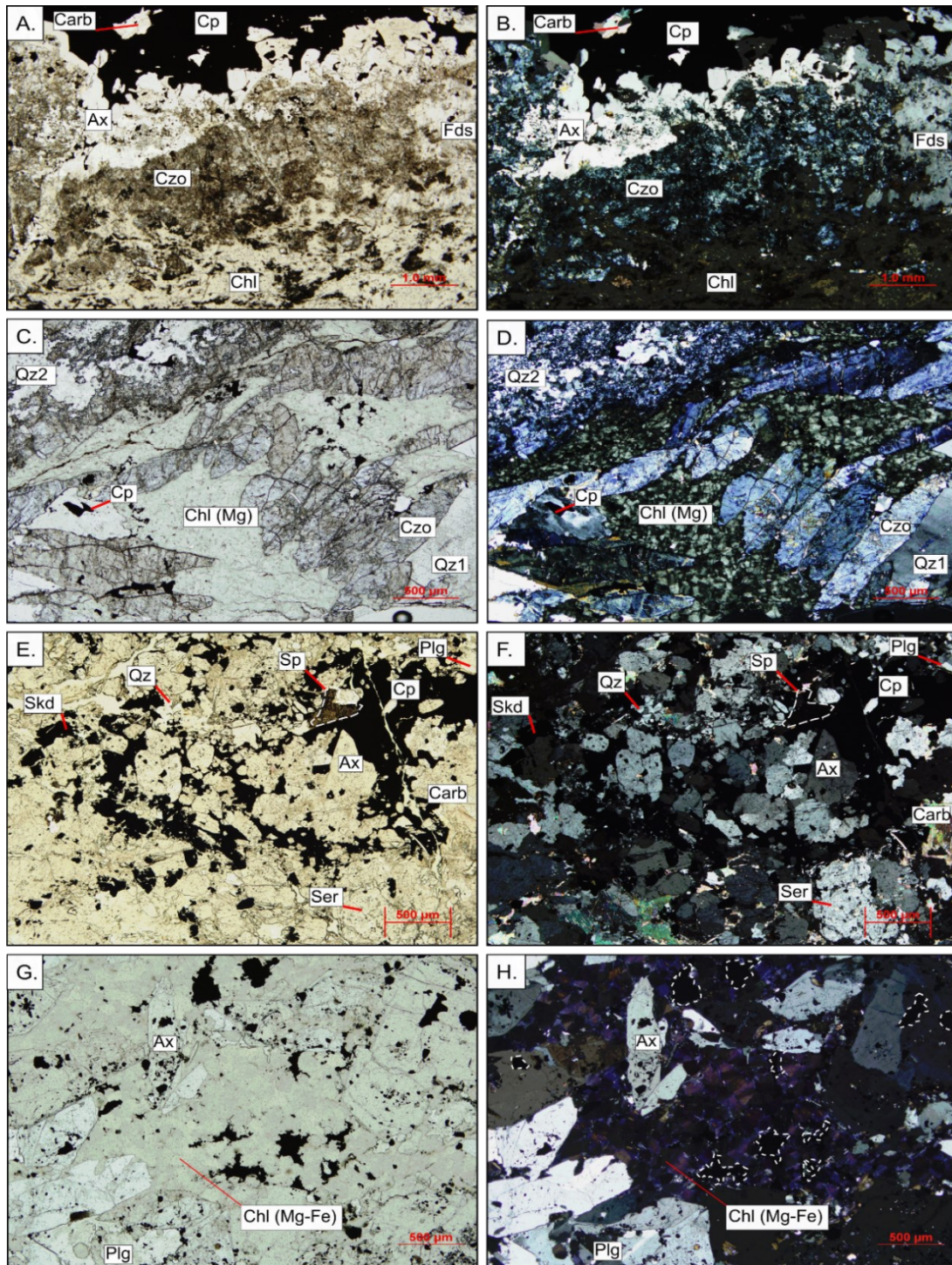


Figure 4-10 : Microphotographies des minéraux d'altération associés aux minéralisations des veines 7 et 9 de la mine Cooke. Observations en lumière polarisée non analysée (LPNA) à gauche et en lumière polarisée analysée (LPA) à droite A. et B.) Altération à chlorite, clinozoïsite (variété d'épidote) et axinite au contact de la minéralisation de sulfures (chalcopryrite), notez que l'axinite se situe au contact de la minéralisation, avec une texture drucique limpide, au contraire des feldspaths qui apparaissent légèrement séricitisés (lame Cooke 7-9). C. et D.) Altération à chlorite magnésienne et clinozoïsite à cristaux idiomorphes (lame Cooke 7-9). E. et F.) Altération à axinite-feldspaths-quartz-carbonate associée à la minéralisation de sulfures (chalcopryrite, sphalérite, skuttérodite). G. et H.) Altération à chlorite-axinite associée à la minéralisation disséminée en chalcopryrite, skuttérodite et or associée au niveau 9 de la veine n°9, encaissée dans le leucogabbro. L'axinite

est incolore tout comme le plagioclase, mais présente un relief plus important (lame COOKE 9-9). Abréviations : Ax – Axinite; Carb – Carbonate; Chl – Chlorite; Cp – Chalcopyrite; Czo – Clinozoisite; Ep – Épidote; Fds – Feldspaths; Plg – Plagioclase; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Ser – Séricite; Sp – Sphalérite; Skd – Skuttérodite;

4.2.4 Altération associée à la veine à Au-Zn-Pb du forage MC09-35

L'altération associée à la minéralisation Au-Zn-Pb (forage MC09-35 / 125 m) est caractérisée par une chloritisation et une séricitisation de l'encaissant (figure 4-11A). L'angle d'intersection de cette zone minéralisée par le forage étant très faible ($< 20^\circ$; figure 4-11B), il n'est pas possible de déterminer correctement la dimension de la veine, ni du halo d'altération. Cependant, les observations et les résultats des bilans de masse sur des échantillons prélevés (4.3.2.3), suggèrent qu'elle s'étend sur plusieurs mètres autour de la veine. L'altération s'exprime aussi différemment selon la nature de l'encaissant. Au contact supérieur de la veine (de 123 à 125,7 m), dans ce qui s'apparente au gabbro lité, elle s'exprime par une forte chloritisation des plagioclases, l'altération de la magnétite en leucoxène et une facturation avec remplissage de carbonate de fer (figure 4-11B). Au contact inférieur de la veine (de 128,5 à 130 m), la lithologie s'apparente plutôt à des niveaux de pyroxénite, et l'altération s'exprime par une séricitisation, une chloritisation et des fractures de carbonate, avec l'apparition d'une schistosité (figure 4-11A).

Si on s'attarde à l'altération située directement à l'éponte de la veine de quartz-carbonate-sphalérite-galène, on observe une première bande grisâtre à rosâtre composée de fins cristaux, puis une bande très sombre, suivi d'une altération à chlorite avec des grains grossiers de pyrite (figure 4-11C). Dans cette dernière, les grains de pyrite sont hypidiomorphes, de tailles supérieures à 2 mm, sont fracturés, entourés de carbonate et de sphalérite. Ils sont associés à une altération en chlorite ferromagnésienne et du stilpnomélane (figure 4-11D, E). Au contact direct entre la veine et l'encaissant, des cristaux d'axinite sont présents et montrent des inclusions de sulfures. L'encaissant est fortement altéré, avec une chloritisation intense exprimée par un remplacement de cristaux riches en fer (possiblement d'anciennes biotites) par la chlorite, expliquant la couleur brune prononcée de ces cristaux (figure 4-11F, G).

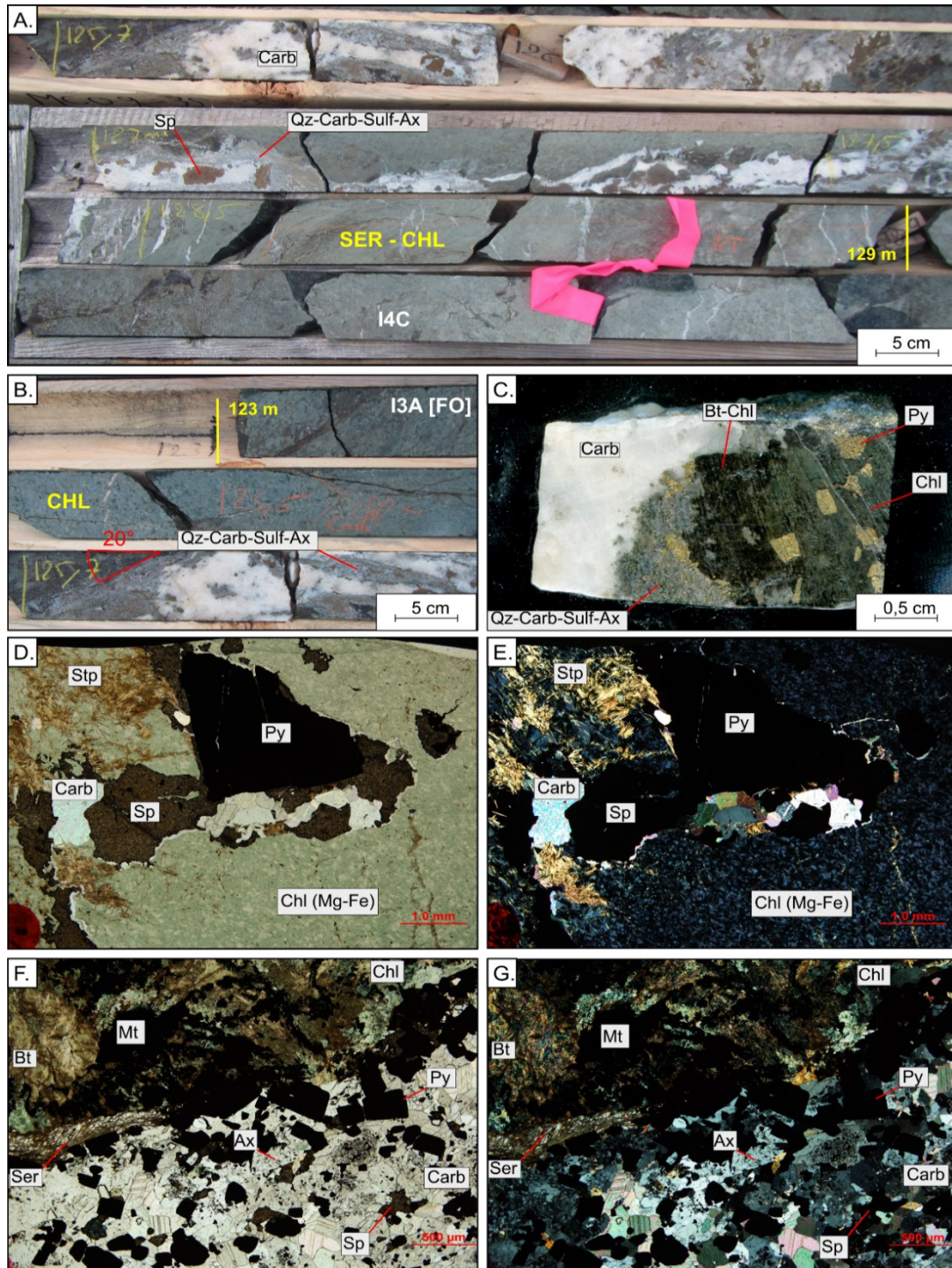


Figure 4-11 : Photographies de l'altération à chlorite-séricite associée à la veine de quartz-carbonate-sphalérite-galène dans le forage MC0935 125m de profondeur, encaissée dans la pyroxénite verte du Ventures. A.) Macrophotographie de la zone minéralisée à Au-Zn-Pb dans le forage MC-0935 montrant une brèche de carbonate avec des cristaux centimétriques de sphalérite et galène et l'altération à séricite-chlorite proximale. B.) Altération à chlorite intense dans le gabbro lité en amont de la zone minéralisée (forage MC-0935 / 123 à 125,7m) C.) Éponte de la brèche montrant une fine bordure de quartz-carbonate-sulfures-axinite au contact de l'encaissant, suivi altération de couleur noire à chlorite-biotite, et des grains grossiers de pyrite associés à de la chlorite (échantillon n°E5975698 / lame CC0935-Au1). D. et E.) Microphotographie de l'altération autour des grains grossiers de pyrite, montrant des baguettes de stilpnomélane et de la chlorite verte, recoupées par une

veinule de carbonate-sphalérite (lame CC0935-Au1). E. et G.) Éponte de la veine montrant une minéralisation de fins cristaux de pyrite et sphalérite, accompagnés d'une altération en chlorite, de l'encaissant et de cristaux de biotite, noter aussi la présence cristaux d'axinite entre la gangue et les sulfures. (lame CC0935-Au2). Abréviations : Ax – Axinite; Chl – Chlorite; Carb – Carbonate ; Mt – Magnétite; Ser – Séricite; Sp – Sphalérite ; Sulf – Sulfures; Stp – Stilpnomélane.

4.3 GÉOCHIMIE DE L'ALTÉRATION HYDROTHERMALE

Une étude géochimique de l'altération a été réalisée à la suite des analyses pétrographiques. Le but est d'évaluer de manière qualitative et quantitative les variations chimiques dans le Filon-couche de Ventures. Elle se focalise principalement sur l'altération associée aux minéralisations Cu-Au-Mo de la mine Springer, de l'indice Chibougamau-Copper, de la zone Royran (figure 2-1). Les altérations associées aux minéralisations Au-As du « *Shear Arsenopyrite* », et Au-Zn-Pb ont aussi fait l'objet d'analyses, mais leur étude n'a pu être développée de manière exhaustive en raison d'un nombre trop restreint de sites d'observations et d'échantillons.

Plusieurs méthodes ont été employées pour étudier l'altération hydrothermale, en ayant recours aux données acquises lors de la campagne de terrain et les données issues de la littérature dans le secteur d'étude. En effet, bien que les données de Bédard et al. (2009) aient été utiles pour comparer les signatures géochimiques du Filon-couche de Ventures entre la région de Chapais et le Lac Cummings dans le camp minier de Chibougamau, il n'est pas possible de les utiliser ici. Car bien que la différenciation des unités et leurs affinités soient identiques, les échantillons de Bédard et al. (2009) présentent eux-mêmes une certaine altération (2 à 12 % LOI), et ne peuvent pas constituer d'échantillons précurseurs fiables.

Parmi les méthodes employées, plusieurs sont tirées de Trépanier (2011) où une description plus exhaustive est fournie. La méthode principale qui a été retenue dans cette étude est celle des bilans de masse par sélection de précurseurs selon la procédure de MacLean et Barrett (1993). Cette méthode, reposant sur les rapports des éléments immobiles pour calculer les variations de masse, nécessite la sélection d'un ou plusieurs couples d'éléments immobiles et d'un ou plusieurs précurseurs représentatifs de la roche la moins altérée. Elle implique donc de choisir des éléments qui sont peu mobiles dans les fluides hydrothermaux et qui ne sont pas ou peu affectés par les processus de cristallisation et différenciation. L'utilisation du diagramme Isocon de Grant (1986,

2005) permet de déterminer graphiquement quels éléments sont mobiles (lessivés ou gagnés) et quels sont les éléments immobiles. Pour être correctement exécutée, la méthode des bilans de masse nécessite donc de comparer des échantillons provenant d'unités de même affinité. Ce qui implique donc de choisir un précurseur pour chaque groupe d'affinité, plutôt que pour chaque lithologie dans le cas de cette étude.

4.3.1 Méthode de traitement de l'altération par les bilans de masse

4.3.1.1 Sélection des précurseurs et définition des groupes d'affinités

La méthode de sélection des précurseurs mise en place dans l'étude repose à la fois sur les recommandations de divers auteurs tels que Leitch et Lentz (1994), Baumgartner et Olsen (1995), Kranidiotis et MacLean (1987), énumérés dans les travaux de Trépanier (2011) et des critères à la fois pétrographiques et géochimiques. Plusieurs échantillons ont été sélectionnés comme précurseurs en suivant les critères suivants :

- Les précurseurs se situent spatialement proches des unités altérées.
- Les précurseurs choisis sont peu ou pas altérés.
- Les échantillons précurseurs ont un faible contenu en volatils (LOI < 1 %)
- Les échantillons précurseurs présentent la même affinité magmatique et une différenciation similaire aux unités altérées.

La sélection de précurseurs adéquats s'avère une étape cruciale lors de la réalisation des bilans de masse et est d'autant plus complexe dans le cadre des filons-couches du Cummings, tel que le Filon-couche de Ventures. Il s'agit en effet d'une intrusion différenciée de façon importante entre sa base ultramafique composée de pyroxénite-péridotite et son sommet composé d'un gabbro. En plus de cela, les travaux de cartographies et les diagraphies des forages ont montré que les grandes unités qui le constituent ne sont elles-mêmes pas homogènes (voir sections 2.2.1 et 2.3.1). L'unité de gabbro lité en est un très bon exemple puisqu'elle se définit comme une alternance de lits de composition proche de la pyroxénite et de lits de gabbro. Enfin, comme identifié dans le forage MC08-04, il existe des niveaux importants de cumulats de plagioclases au sein de la pyroxénite. Il est donc nécessaire, pour traiter l'altération dans le Filon-couche de Ventures, d'avoir recours à

plusieurs précurseurs et de définir des groupes d'affinités similaires indépendamment de la classification lithostratigraphique des échantillons.

Pour répondre à cette problématique, il est habituellement conseillé d'avoir recours aux diagrammes Al_2O_3 vs Zr et TiO_2 vs Zr proposés par MacLean et Barrett (1993) qui permettent d'étudier à la fois l'effet du fractionnement et l'effet du métasomatisme (figure 4-12A, B). Bien qu'ils semblent démontrer une certaine efficacité, il faut rester prudent quant à leur utilisation dans le cas présent, car bien que les éléments Al et Ti soient immobiles dans les fluides hydrothermaux, ils entrent dans la composition des plagioclases et de la titanomagnétite qui forment des cumulats au sein du filon-couche. Il peut ainsi être difficile d'interpréter la variation de ces éléments au sein des unités, entre un effet de perte, de gain de matière ou une variation de la proportion de ces minéraux dans la roche. Il est donc nécessaire d'avoir recours à d'autres éléments compatibles et très peu mobiles tels que Y, Zr, Sc et V (Cr étant peu présent dans les unités de gabbro) en remplacement de Al_2O_3 et TiO_2 dans les diagrammes « Compatible immobile vs Incompatible immobile » (Barrett et MacLean, 1994b). L'utilisation combinée de ces diagrammes permet de définir au total 4 groupes d'échantillons d'affinités similaires.

Le groupe 1 englobe les échantillons de pyroxénite et de gabbro lité les plus mafiques, répondant aux critères : $\text{Al}_2\text{O}_3 < 6 \%$; $\text{TiO}_2 < 1 \%$; $\text{Sc} > 30 \text{ ppm}$; $\text{V} < 300 \text{ ppm}$ et $\text{Zr} / \text{Y} \sim 2,5$. Le précurseur sélectionné correspond à un échantillon de pyroxénite (n° E5975661; figure 4-12; tableau 4-1).

Le groupe 2 correspond d'une manière générale aux échantillons de gabbro lité riches en lits de plagioclases, et répond aux critères : $\text{Al}_2\text{O}_3 > 10 \%$; $\text{TiO}_2 > 1,5 \%$; $30 \text{ ppm} > \text{Sc} > 15 \text{ ppm}$; $\text{V} > 300 \text{ ppm}$ et $\text{Zr} / \text{Y} \sim 3,4$. La composition du précurseur correspond à la moyenne de deux échantillons (n°E5975654 et E5975665 ; figure 4-12; tableau 4-1) qui présentent la perte au feu la plus faible et sont les plus distants des zones minéralisées. Notez cependant que malgré ces précautions, ils présentent une perte au feu supérieure à 1, et un contenu en K_2O (1,12 %) supérieur à celui du gabbro (~ 0,5 %), ce qui démontre une certaine altération.

Les groupes 3 et 4 concernent les unités plus différenciées du filon-couche, à savoir la majeure partie des échantillons de gabbro et de cumulats de plagioclases. La création de deux groupes est nécessaire, car on observe une trop grande différenciation entre les échantillons. Il est difficile de faire une distinction claire d'après les teneurs en Al_2O_3 , TiO_2 , Sc et V pour ces échantillons. La distinction entre le groupe 3 et le groupe 4 a donc été déterminée avec le rapport $\text{Zr}/\text{Y} = 5$, qui correspond à la limite entre les champs des roches d'affinité tholéitique et intermédiaire (MacLean et Barrett, 1993; Barrett et MacLean, 1994a). L'échantillon précurseur du groupe 3 est un composite de trois échantillons (n° E5975692, E6594771 et E5975657) provenant de trois forages différents (respectivement MC09-35 / 41 m; OP10-18 / 12 m; CPH14-105 / 121 m). Le précurseur du groupe 4 correspond à l'échantillon n°E6594817 prélevé dans le forage MC08-04 (figure 4-12; tableau 4-1).

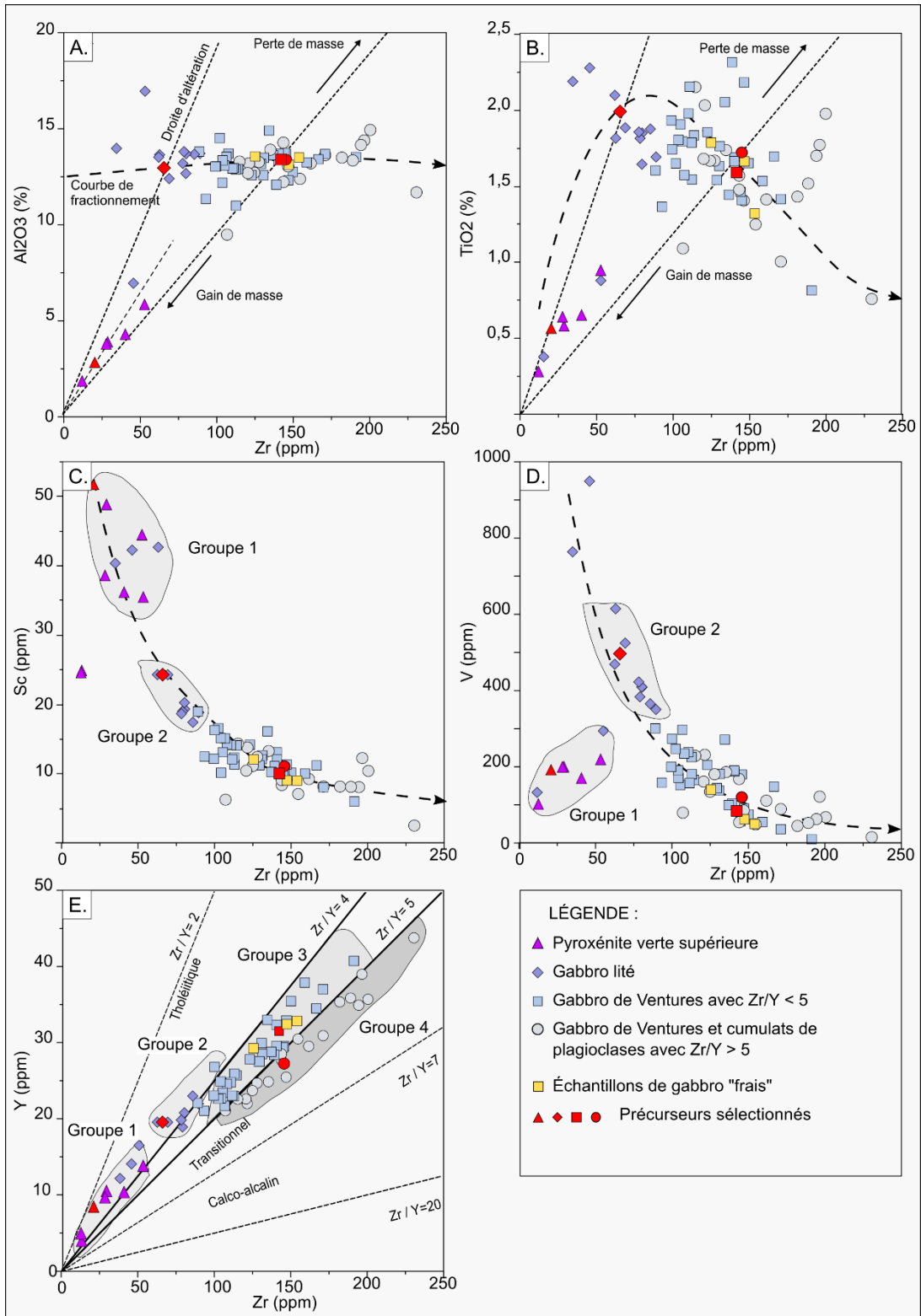


Figure 4-12 : Diagrammes immobiles compatibles vs immobiles incompatibles présentant les effets de la différenciation et de l'altération sur les unités du Filon-couche de Ventures. A. et B.) Diagrammes Al_2O_3 vs Zr et TiO_2 vs Zr proposés par MacLean et Barrett (1993). C. et D.) Diagrammes Sc vs Zr et V vs Zr permettant de faire la distinction entre les groupes 1 et 2. E.) Diagramme Y vs Zr avec les limites d'affinités définies par Barrett et MacLean (1999) permettant de faire la distinction entre les groupes 3 et 4.

Tableau 4-1 : Tableau synthèse de la composition des précurseurs utilisés pour le calcul des bilans de masse

Groupe d'affinité Échantillon	Groupe 1 Éch. E5975661 (CPH14-105 / 154 m)	Groupe 2 Éch. Composite	Groupe 3 Éch. Composite	Groupe 4 Éch. E6594817 (MC08-04 / 407 m)
Majeurs et volatils (%)				
SiO ₂	50,65	47,31	51,90	50,55
TiO ₂	0,56	1,99	1,59	1,72
Al ₂ O ₃	2,82	12,96	13,40	13,39
Fe ₂ O ₃ T	12,16	19,24	17,81	18,63
MnO	0,23	0,20	0,17	0,25
MgO	14,97	4,60	2,35	2,92
CaO	17,79	9,37	6,51	7,08
Na ₂ O	0,30	2,96	5,49	4,55
K ₂ O	0,28	1,12	0,52	0,65
LOI	1,34	1,31	0,69	0,90
C	0,19	0,06	0,07	0,02
Autres (ppm)				
P	50,67	303,93	906,04	706,30
Ni	329,36	84,60	4,70	2,52
Cr	1043,80	25,33	25,17	25,23
V	191,53	496,92	84,30	120,07
Sc	51,68	24,31	10,07	11,10
Terres rares et éléments traces (ppm)				
Th	0,05	0,46	1,07	1,01
Nb	0,51	3,55	7,72	6,05
La	1,11	6,99	12,32	10,19
Ce	3,85	19,40	33,05	27,24
Pr	0,70	3,00	4,90	3,78
Nd	3,95	15,20	23,56	20,79
Zr	20,27	65,45	141,95	145,30
Hf	0,51	2,03	4,36	4,04
Sm	1,42	3,95	6,21	5,55
Eu	0,48	1,78	1,94	1,67
Gd	1,79	4,69	7,23	6,55
Tb	0,27	0,73	1,09	0,97
Dy	1,90	4,10	6,38	5,64
Ho	0,34	0,82	1,21	1,05
Y	8,41	19,55	31,51	27,24
Yb	0,81	1,82	3,12	2,83
Lu	0,12	0,27	0,45	0,39
Rapports d'éléments				
Zr/Y	2,41	3,35	4,50	5,33
Th/Yb	0,06	0,25	0,34	0,36
Nb/Yb	0,63	1,94	2,48	2,14

4.3.1.2 Sélection des éléments immobiles

La sélection des éléments immobiles constitue la seconde étape d'importance pour le traitement des bilans de masse car elle influence directement le calcul des changements de masse dans la roche métasomatisée. Il convient de choisir des éléments qui sont à la fois relativement immobiles lors du métasomatisme, mais dont les rapports évoluent conjointement lors de la différenciation du filon-couche.

L'immobilité des éléments peut être évaluée selon la méthode des Isocon de Grant (1986), avec l'utilisation de rapports de concentrations des éléments entre un échantillon altéré (C^A) et un précurseur (C^0) représentant la roche fraîche ou peu altérée. Les éléments peu mobiles se situent alors sur une droite avec une pente $C^A/C^0 = 1 \pm 0,1$. Les éléments ayant été perdus sont situés sur une droite avec une pente inférieure à 1, tandis que ceux qui ont été gagnés sont situés sur une droite avec une pente supérieure à 1. Cependant cette méthode est principalement utilisée dans les contextes de roches volcaniques et n'est pas fiable dans le cas des roches formées par des cumulats.

Dans le cas présent, il est plus judicieux d'avoir recours à des diagrammes immobiles vs immobiles (figure 4-13). Si les éléments sont immobiles et évoluent conjointement, le facteur de corrélation (R^2) doit être compris entre 0,85 et 0,99 selon Barrett et MacLean (1994b).

Cette analyse suggère donc que les éléments suivants ; Zr, Y, Nd, Yb, Lu, et Th sont à favoriser pour être utilisés comme éléments immobiles lors du calcul de bilan de masse. On fait le choix de ne pas utiliser Nb malgré que le facteur de corrélation entre Nb et Zr, Y soit supérieur à $R^2=0,85$, en raison de la faible précision des analyses. On utilisera le Nd à la place, bien que son R^2 soit légèrement inférieur.

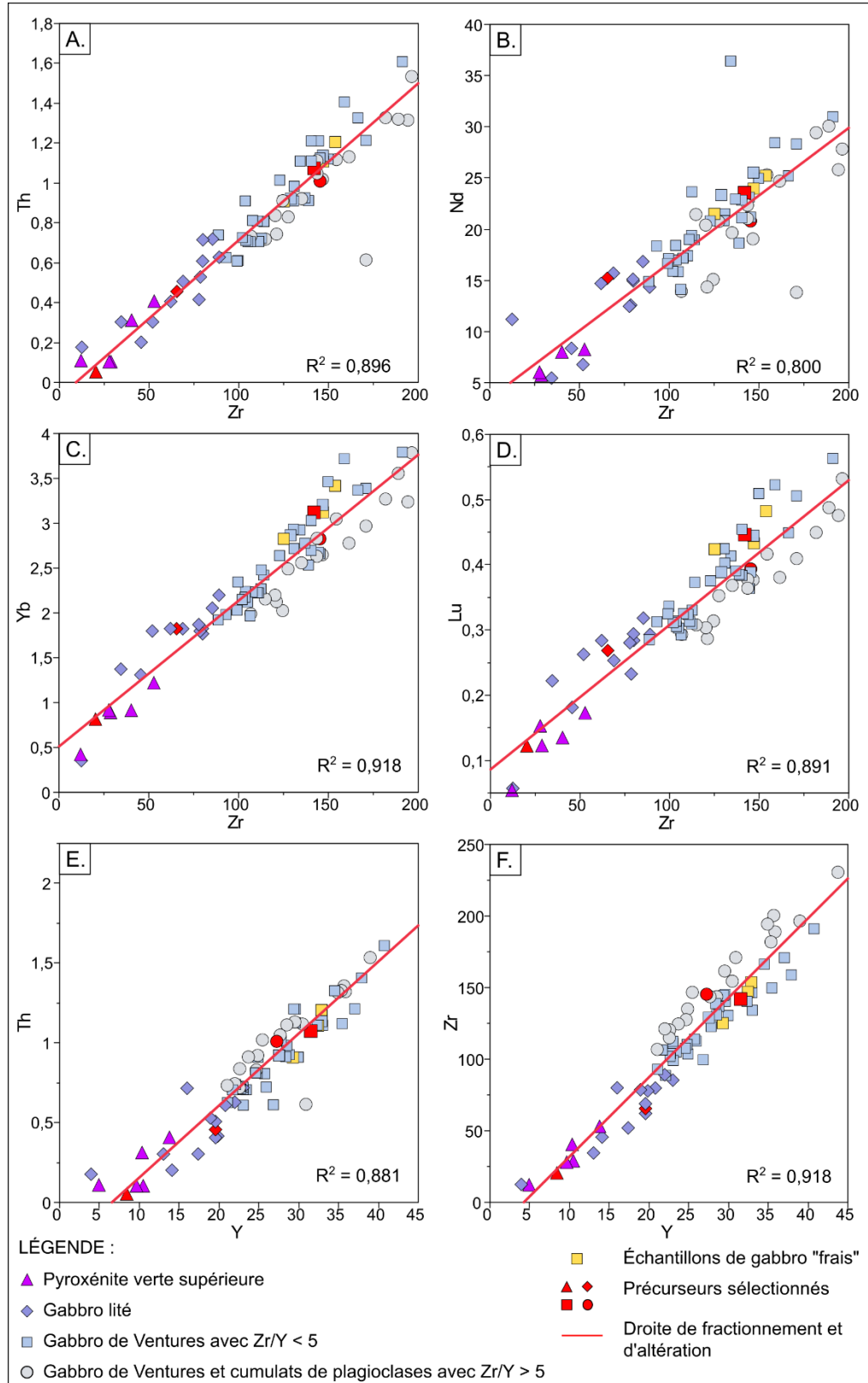


Figure 4-13 : Diagrammes binaires des éléments immobiles utilisés pour le traitement des bilans de masse. d'après la méthode de Barrett et MacLean (1994b).

4.3.2 Caractérisation de l'altération hydrothermale

4.3.2.1 Calculs et indices générés par les bilans de masse

Le calcul des bilans de masse a été réalisé avec le logiciel Lithomodeleur, développé par le Consorem. Le calcul a été réalisé en utilisant la méthode de calcul par précurseur unique, les groupes d'affinités établis dans la section 4.3.1.1 et les éléments immobiles sélectionnés définis dans la section 4.3.1.2, à savoir Y, Zr, Th, Nd, Lu et Yb. Les changements de masse calculés sont exprimés en valeur absolue sous la forme des indices BM_SiO₂, BM_Fe₂O₃T, BM_MgO, BM_CaO, BM_Na₂O, BM_K₂O et BMC_Global. Ils correspondent aux gains (valeurs positives) ou pertes (valeurs négatives) de l'élément, rapporté en gramme pour 100 grammes d'échantillon. Une valeur proche de zéro signifie que l'élément est peu mobile lors de l'altération.

Les échantillons les moins altérés de cette étude et de la base de données du SIGÉOM sont considérés comme « frais ». Les échantillons altérés ont été classés en deux catégories selon leur proximité à la zone minéralisée et les caractéristiques de l'altération visible d'après l'étude pétrographique réalisée à la section 4.2.

Dans cette étude, l'emphase sera portée sur l'altération associée aux minéralisations Cu-Au-Mo, étant la mieux documentée et la plus importante. Les veines apparentées au « *Shear Arsenopyrite* » et à la veine de quartz-carbonate-sphalérite-galène du forage MC09-35 ont aussi été étudiées, mais n'ont pas permis une étude exhaustive. Ce choix s'est principalement imposé en raison du nombre limité d'observations et d'échantillons recueillis autour de ces veines.

4.3.2.2 Altération associée aux veines Cu-Au-Mo

Le traitement de l'altération par la méthode des bilans de masse révèle ainsi des variations notables des éléments majeurs dans les roches du Filon-couche de Ventures encaissant les minéralisations (figure 4-14). On observe aussi une certaine variabilité de la composition des échantillons frais, notamment en termes de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$, SiO_2 et Na_2O . Ces « gains » et « pertes » sont négligeables (moins de 10 % de variation relative) et ne reflètent pas l'effet de l'altération. Ils sont principalement dus à l'hétérogénéité des unités du Filon-couche de Ventures (lits de cumulats, variation de la proportion minéralogique), ou encore du choix des précurseurs.

On observe des gains progressifs en $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ à l'approche des zones minéralisées, avec des gains et des pertes légères dans le halo distal et des gains nets dans le halo proximal (+5 g/100g, soit + 40 % de gain relatif ; figure 4-14A).

L'évolution de MgO est légèrement différente, avec des gains modérés dans les parties distales (jusque 1 g/100g, soit +50 %) et plus important dans le halo proximal (supérieur à 1 g/100g), bien qu'une partie du MgO soit aussi perdue (figure 4-14B).

Les éléments tels que SiO_2 et Na_2O présentent des tendances similaires, ils sont tous deux lessivés dans le halo distal (jusqu'à -5 g/100g et -0,75 g/100g ; figure 4-14C et F), bien que ces pertes restent minimales, car elles ne correspondent qu'à une variation de -10 % et -20 %, elles sont contrastées par les gains en ces éléments dans le halo proximal. On constate ainsi des ajouts de SiO_2 (jusque 12 g/100g soit +25 %) et de Na_2O (jusque 1 g/100g, soit +20 %). Ces gains sont cependant contrebalancés par des pertes de ces éléments, suggérant des processus d'altération différents.

Le CaO est principalement lessivé dans la roche altérée, avec des variations assez minimales dans le halo distal (± 1 g/100g soit ± 10 % ; figure 4-14D), mais significatives à proximité des zones minéralisées (jusqu'à -3 g/100g, soit -40 %). Noter aussi que ces pertes sont contrastées par des gains (jusqu'à +20 %), démontrant une expression différente de l'altération.

Le K_2O est l'élément le plus distinctif et le plus caractéristique de cette altération hydrothermale. Il montre un enrichissement progressif depuis les roches fraîches vers les roches les

plus proches des zones minéralisées (figure 4-14E). Et si les gains semblent très faibles exprimés en g/100g, il faut considérer que le Filon-couche de Ventures contient moins de 0,5 % K_2O lorsqu'il est peu altéré. Les gains observés correspondent donc en réalité à une augmentation relative de 100 % et jusqu'à 300 % dans certains échantillons.

Enfin, le bilan de masse global indique que les roches situées dans le halo distal présentent essentiellement des pertes ou des gains de l'ordre de 10 % de leur masse, tandis que les roches situées à proximité des zones minéralisées subissent des gains de masse jusque 30 % (figure 4-14G).

Les diagrammes binaires des changements de masse (figure 4-15) indiquent que ces gains de masse (BM global > 5 %) sont associés à plusieurs processus. Les gains combinés de Na_2O , K_2O et SiO_2 (figure 4-15A, B) peuvent être reliés à des processus d'albitisation et de cristallisation de feldspaths alcalins (Na-K). Les gains de K_2O , SiO_2 , MgO et Fe_2O_3T (figure 4-15B, C, D et F) peuvent quant à eux être corrélés à la formation de biotite et de stilpnomélane et traduisent donc un processus de biotitisation. Les gains de potassium ne sont pas nécessairement toujours associés à ces processus d'albitisation et de biotitisation, mais peuvent aussi provenir d'un effet de séricitisation, sans gain de fer, et avec le lessivage du calcium (figure 4-15C, E). Il est intéressant de noter l'évolution du magnésium, du fer et de la silice, qui suggèrent d'une part une chloritisation et une silicification avec des gains de Fe_2O_3T , MgO et SiO_2 (figure 4-15D, F), ce qui serait concordant avec l'apparition de chlorite ferromagnésienne et de stilpnomélane. D'autre part, on observe un processus de lessivage de Fe_2O_3T et SiO_2 alors que MgO reste constant (figure 4-15C, D et F), ce qui témoigne essentiellement d'un lessivage important de la roche, associé à de la chlorite magnésienne. Enfin, les rapports de CaO avec Na_2O , K_2O et SiO_2 (figure 4-15E, G et H) montrent que les pertes de masse les plus importantes proviennent d'un processus d'altération des plagioclases calciques et du lessivage du calcium.

Ces variations sont supportées par les observations pétrologiques réalisées sur les lames minces (section 4.2.1). Ces gains de Fe, MgO et K_2O dans la zone distale se traduisent par l'apparition de chlorite magnésienne et de chlorite riche en Fe, ainsi que du stilpnomélane. Les pertes

de SiO_2 , Na_2O peuvent provenir conjointement de la chloritisation des pyroxènes et le remplacement des plagioclases calco-sodique (andésine) en chlorite, séricite, épidote sous l'effet de l'altération hydrothermale. Les gains de CaO , quant à eux, pourraient provenir de la formation de cette épidote, et la présence de veinules de carbonates. Les gains en Fe, Si, et K survenant dans le halo proximal sont quant à eux associés à une silicification autour des veines, l'apparition de chlorite ferromagnésienne, de phyllosilicates riches en fer et potassium tels que le stilpnomélane et la biotite. Les gains mêmes modérés de Na_2O et K_2O dans l'altération proximale sont les témoins d'un processus d'albitisation et d'altération sodique à potassique avec l'apparition de feldspaths alcalins, ce qui contraste avec l'altération des plagioclases avec perte de Na_2O et SiO_2 dans le halo distal.

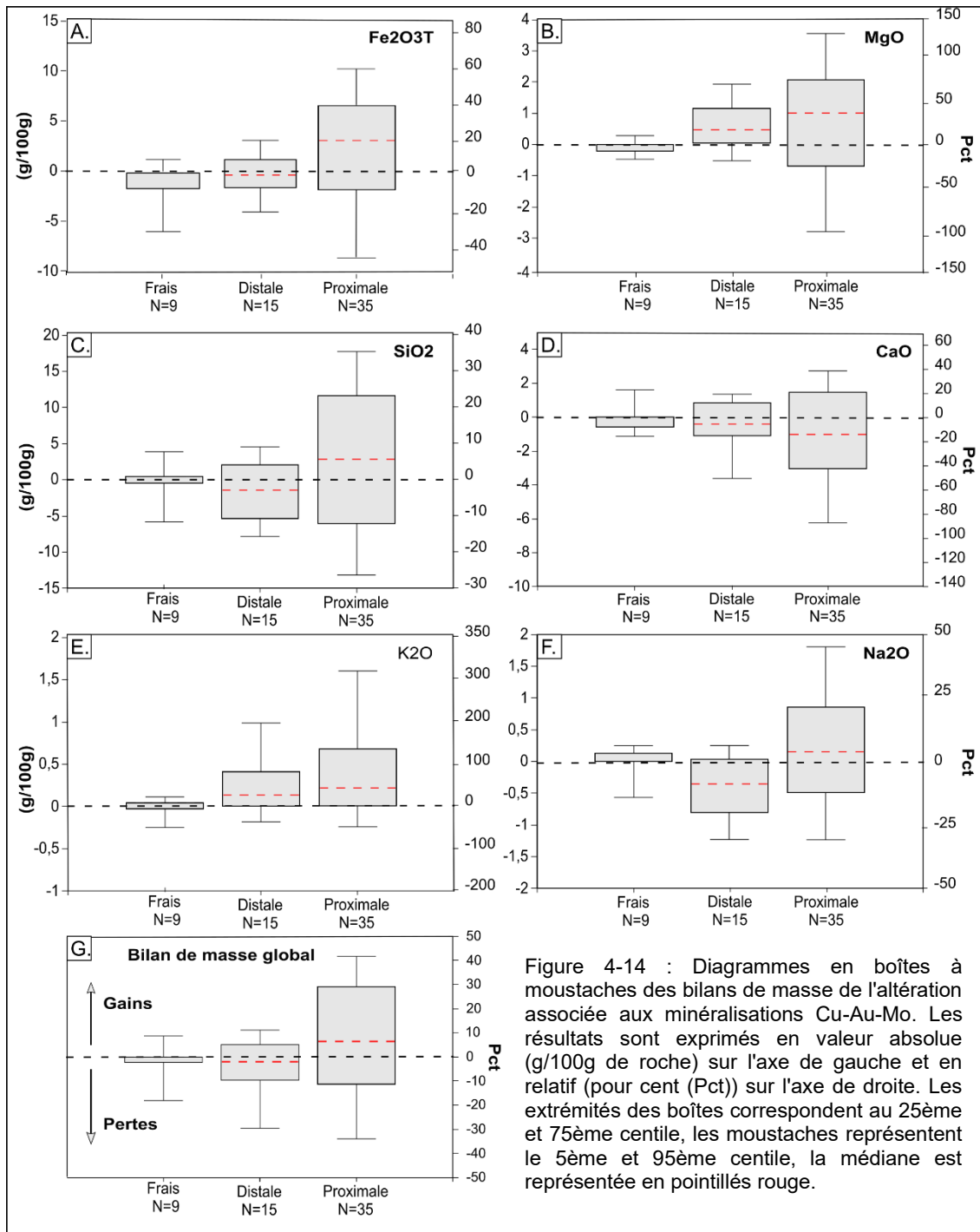


Figure 4-14 : Diagrammes en boîtes à moustaches des bilans de masse de l'altération associée aux minéralisations Cu-Au-Mo. Les résultats sont exprimés en valeur absolue (g/100g de roche) sur l'axe de gauche et en relatif (pour cent (Pct)) sur l'axe de droite. Les extrémités des boîtes correspondent au 25ème et 75ème centile, les moustaches représentent le 5ème et 95ème centile, la médiane est représentée en pointillés rouge.

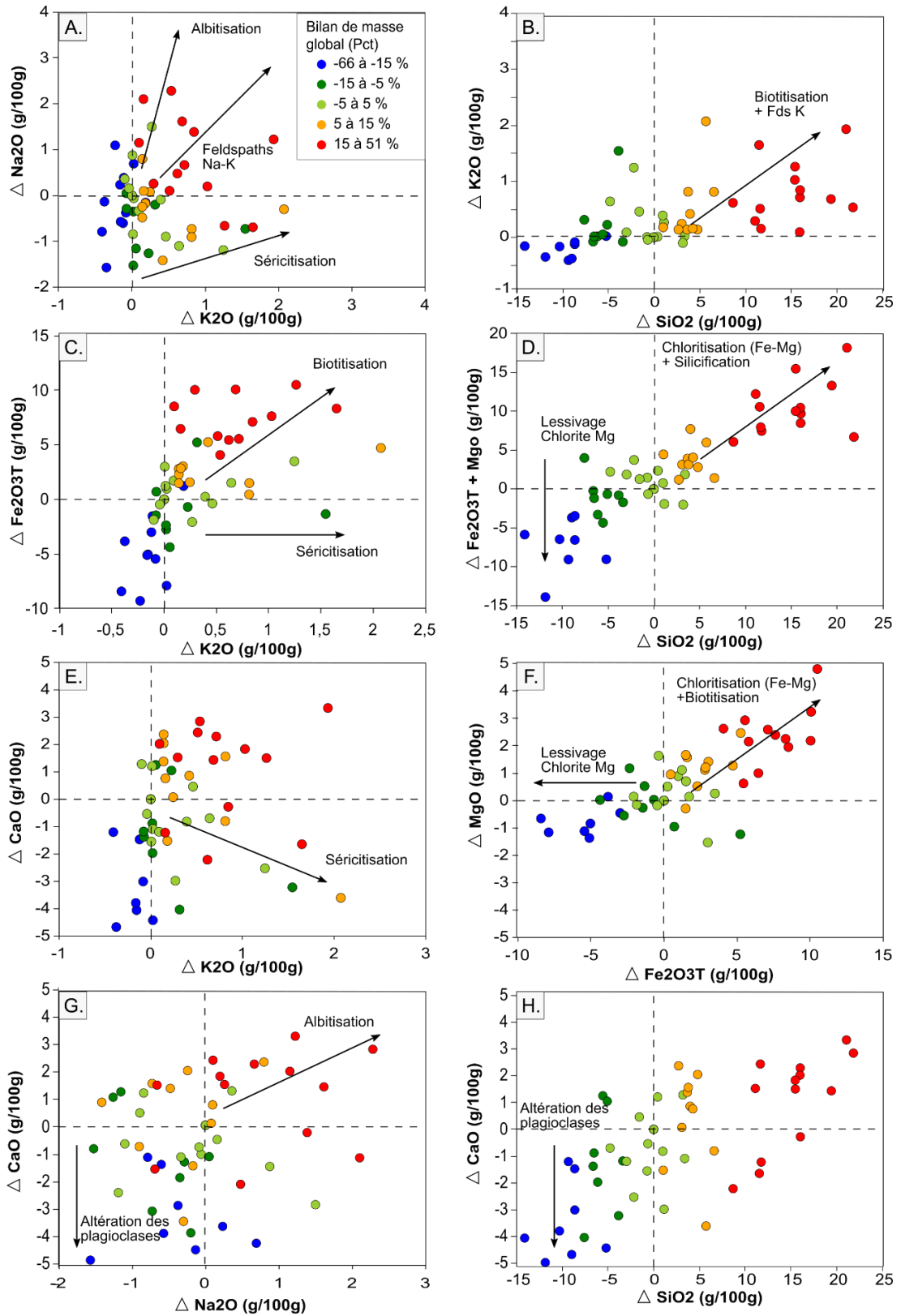


Figure 4-15 : Diagrammes binaires des changements de masse en g/100g des roches altérées autour des minéralisations Cu-Au-Mo. La couleur des points correspond aux valeurs du bilan de masse global (exprimés en pourcent).

4.3.2.3 Altération associée aux minéralisations Au-As du « Shear Arsenopyrite »

L'altération autour des veines à Au-As du « *Shear Arsenopyrite* » semble montrer un patron sensiblement différent des minéralisations Cu-Au-Mo. En effet, il convient d'être prudent quant à l'interprétation des résultats des bilans de masse, ne disposant pas d'un nombre suffisant d'échantillons pour en faire une étude plus détaillée. Pour cette raison, les résultats sont synthétisés et présentés uniquement au tableau 4-2.

Sur les deux échantillons prélevés dans le couloir de déformation de l'affleurement du « *Shear Arsenopyrite* » on peut remarquer des gains en SiO₂, Fe₂O₃T, K₂O, MgO. Le fer et le potassium sont plus enrichis dans l'échantillon E5977007 situé à quelques mètres de la veine principale (20 g/100g Fe₂O₃T et 2,7 g/100g K₂O) que dans l'échantillon E5977005 situé au contact (9 g/100g Fe₂O₃T et 0,9 g/100g K₂O). Le magnésium montre quant à lui, la tendance inverse, avec un gain conséquent de +3,2 g/100g (soit +130 %) au contact de la veine. Le calcium et le sodium se comportent de manière similaire avec des pertes sur l'échantillon le plus distant de la veine (-4,4 g/100g CaO et -2,9 g/100g Na₂O) et des gains sur l'échantillon le plus proche (+1,4 g/100g CaO et +1 g/100g Na₂O).

Ces variations géochimiques concordent avec les observations effectuées sur les lames minces et les carottes de forage, où l'altération se caractérisait par la présence de chlorite ferromagnésienne et de séricite aux épontes de la veine, résultant de l'altération des pyroxènes et des plagioclases ignés. On notera également des apports de bore et de carbone qui semblent plus importants dans le cas de ces minéralisations avec des gains de +320 à +1750 % B et de +260 à +730 % C (tableau 4-2). Ces gains semblent concorder avec la présence plus importante d'axinite et de carbonate de fer (ankérite, sidérite) associé à l'altération de ces veines, comme il a été observé sur l'affleurement, lames minces et carottes de forage (figure 4-7 et figure 4-8).

4.3.2.4 Altération associée à la veine Au-Zn-Pb du forage MC-0935

L'altération associée à la veine de quartz-carbonate-sphalérite-galène identifiée dans le forage MC-0935 est particulière et sensiblement différente des précédentes selon les résultats des bilans de masse. Il est nécessaire de rester prudent quant à leur interprétation, étant limité par la quantité d'informations disponibles. Deux échantillons ont été prélevés à 1 m (E6594751) et à 0,5 m de distance de la veine (E5975696), les résultats des calculs sont présentés au tableau 4-2.

D'après ces résultats, les roches ont principalement subi un lessivage avec une perte de masse globale de -12,5 % dans l'échantillon E6594751. La plupart des éléments majeurs sont perdus en proportion plus ou moins importante (-5,4 g/100g SiO₂, -3,75 g/100g CaO, -2 g/100g Fe₂O₃T). Le sodium et le magnésium sont également lessivés bien qu'en plus faible proportion, enfin le potassium montre un léger gain (+0,17 g/100g, soit +15 %). Ces variations semblent ainsi indiquer une altération de type séricitique, ce qui rejoint les observations faites en forage (figure 4-11A).

L'échantillon E5975696, situé au contact de la veine, ne montre quant à lui qu'un gain léger des éléments (+0,14 % BM_Global) avec des pertes modérées en SiO₂, Na₂O (respectivement -2 % et -1,2 %) et plus importantes en CaO, K₂O (-14 et -18 %). Seul le fer présente des gains relativement faibles (+6 % Fe₂O₃T) en comparaison avec les autres altérations rencontrées. Ce type de résultats des bilans de masse suggère plutôt un lessivage de la roche, ainsi qu'une chloritisation. On notera également des enrichissements en bore et carbone, qui traduisent la présence de carbonate et d'axinite.

Tableau 4-2 : Tableau synthèse des bilans de masse par la méthode des précurseurs uniques exprimés en bilan de masse absolu (g/100g) et en gain ou perte relatif (%). Le bilan de masse global BM_Global est indiqué en pourcent (%).

Minéralisation (Nb d'échantillon)	Échantillons frais (N=9)			Veine Cu-Au-Mo Altération distale (N=15)			Veine Cu-Au-Mo Altération proximale (N=35)		
	Q1	Médiane	Q3	Q1	Médiane	Q3	Q1	Médiane	Q3
Bilan de masse (g/100g)									
SiO ₂	-1,72	0,00	1,32	-6,60	-1,96	2,37	-6,41	2,03	11,63
CaO	-0,83	0,00	0,58	-1,30	-0,39	0,88	-3,27	-1,14	1,45
Fe ₂ O ₃ T	-1,62	0,00	0,00	-1,53	0,06	1,61	-2,08	2,83	6,42
K ₂ O	-0,09	0,00	0,00	-0,03	0,12	0,42	0,01	0,24	0,72
Na ₂ O	-0,16	0,00	0,14	-1,00	-0,50	-0,01	-0,50	-0,01	0,82
MgO	-0,22	0,00	0,00	-0,10	0,41	1,17	-0,89	0,96	2,04
C	-0,02	0,00	0,03	-0,05	-0,01	0,14	0,01	0,06	0,32
B	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
BM_Global	-4,39	0,00	1,46	-14,06	-1,38	5,99	-12,34	4,89	28,30
Bilan de masse (%)									
SiO ₂	-3,32	-0,01	2,78	-13,8	-4,0	4,7	-12,6	3,9	22,8
CaO	-12,77	-0,01	6,23	-19,3	-5,9	13,5	-46,2	-16,2	22,3
Fe ₂ O ₃ T	-8,68	-0,02	0,00	-8,2	0,5	9,0	-11,3	17,1	34,9
K ₂ O	-11,67	-0,02	0,00	-3,1	17,5	80,6	1,4	43,5	139,0
Na ₂ O	-2,90	-0,01	2,50	-18,9	-9,9	-0,2	-12,0	-0,2	15,6
MgO	-8,85	-0,02	0,00	-4,2	11,7	49,8	-28,8	32,7	86,9
C	-32,60	-0,01	37,61	-83,8	-10,7	215,6	31,0	134,2	760,3
B	-30,59	-0,01	36,49	-49,5	-14,8	123,6	-33,5	34,5	261,8

Minéralisation (localisation) N° Échantillon : Distance veine	Veine Au-As (Station G016)		Veine Au-Zn-Pb (Forage MC09-35)	
	E5977007 1m	E5977005 0,5m	E6594751 1m	E5975696 0,5m
Bilan de masse (g/100g)				
SiO ₂	20,87	18,60	-5,40	-0,94
CaO	-4,43	1,37	-3,76	-1,35
Fe ₂ O ₃ T	19,79	9,07	-2,08	1,23
K ₂ O	2,69	0,87	0,17	-0,21
Na ₂ O	-2,88	1,02	-0,07	-0,04
MgO	0,75	3,17	-0,26	0,03
C	0,15	0,17	0,76	1,19
B	0,09	0,01	0,00	0,00
BM_Global	37,83	40,50	-12,47	0,14
Bilan de masse (%)				
SiO ₂	41,3	35,8	-11,4	-2,0
CaO	-62,6	21,1	-40,2	-14,4
Fe ₂ O ₃ T	106,3	50,9	-10,8	6,4
K ₂ O	411,3	166,0	15,4	-18,5
Na ₂ O	-63,2	18,6	-2,2	-1,2
MgO	25,7	134,6	-5,7	0,7
C	726,9	258,3	1270,9	1985,9
B	1750,2	317,6	-49,80	178,55

4.4 SYNTHÈSE ET DISCUSSION PRÉLIMINAIRE SUR L'ALTÉRATION HYDROTHERMALE

4.4.1 Sommaire des altérations

Au travers de cette étude on répond à une question d'importance sur les minéralisations de la mine Springer, à savoir la reconnaissance de deux types d'altérations associées aux deux principaux types de minéralisations (tableau 4-3) :

1. Une altération sodique-potassique à chlorite-biotite-stilpnomélane-feldspaths alcalins et propylitique à chlorite-épidote-séricite-titanite associée aux minéralisations Cu-Au-Mo et Cu-Au;
2. Une altération à chlorite-séricite-carbonate-axinite associée aux cisaillements à Au-As.

L'altération proximale sodique à potassique autour des veines Cu-Au-Mo s'exprime avec une intensité forte à modérée sur une épaisseur de quelques mètres autour des veines. Elle est définie par des forts gains de Fe, K, Si et modérés en Na, Mg tandis que le Ca est lessivé. Elle peut s'exprimer selon trois faciès possibles avec des extensions variables (figure 4-16 ; tableau 4-3) :

- Une intense chloritisation et biotitisation à l'éponte immédiate des veines (figure 4-16A). Elle se présente sous forme d'une bande centimétrique à décimétriques de chlorite ferromagnésienne, stilpnomélane et biotite qui remplace totalement la texture originelle et donne une couleur très sombre au gabbro. Elle est souvent marquée par une schistosité et des veinules de pyrite, chalcopryrite ou encore de la magnétite hydrothermale semi-massive à disséminée.
- Une altération sodique à potassique qui se manifeste par une enveloppe de quelques mètres à dizaines de mètres d'épaisseur, caractérisée par un remplacement partiel de la minéralogie originelle (figure 4-16B). Au sein du gabbro, les plagioclases sont préservés et albitisés, tandis que la chlorite ferromagnésienne et le stilpnomélane remplacent les pyroxènes ou occupent les interstices entre les grains. Dans les unités de pyroxénite, ce type d'altération est plus rare et de dimension plus restreinte.

- Une auréole d'albitisation et d'altération potassique avec formation de feldspaths alcalins (Na-K) et de quartz (figure 4-16C). Ce type d'altération forme un halo proximal d'une dimension centimétrique à métrique et est surtout développée autour des denses réseaux de veines et de veinules, signe d'une circulation importante de fluides au sein de la roche. Cette albitisation peut aussi être retrouvée autour de petites veinules de chalcopryrite dans la pyroxénite, où elle est associée à une silicification et une chloritisation, et est facilement identifiable en raison de la formation de feldspaths accompagnés d'une hématisation en l'absence de magnétite hydrothermale (figure 4-3D).

Enfin, on est capable d'observer un halo d'altération propylitique distal de faible intensité (figure 4-16A) qui s'étend de 10 jusqu'à 50 mètres et probablement au-delà, autour des veines minéralisées. L'estimation de son extension maximale n'a pu être précisément quantifiée en raison de la difficulté à le distinguer de l'assemblage métamorphique. Il exprime en effet la destruction partielle à totale des plagioclases, pyroxènes, titanomagnétite et leur remplacement par un assemblage de chlorite-épidote-séricite. Il est principalement identifiable grâce à la présence de pyrite disséminée et surtout au travers des bilans de masse qui montrent un lessivage global des éléments, notamment Si, Na et Ca et des gains légers en Mg, Fe et K (tableau 4-3).

Les minéralisations à Au-As montrent quant à elles une auréole d'altération proximale à chlorite-séricite-carbonate restreinte de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres (figure 4-16D ; tableau 4-3). La chlorite ferromagnésienne, la séricite et le stilpnomélane sont les principaux constituants, mais sont accompagnés d'autres minéraux accessoires comme des carbonates et de l'axinite. Cette altération se caractérise par l'intense destruction des plagioclases magmatiques et une déformation marquée par le développement d'une schistosité. La présence de bandes noires de chlorite et stilpnomélane ou de fragments de feldspaths Na-K est courante lorsque ces cisaillements et brèches à Au-As recoupent les minéralisations Cu-Au-Mo précoces (figure 4-16E). L'étude géochimique montre que l'altération autour de ces veines est associée à des gains en K, Fe, Mg, Si, B, CO₂ et un lessivage de Ca et Na.

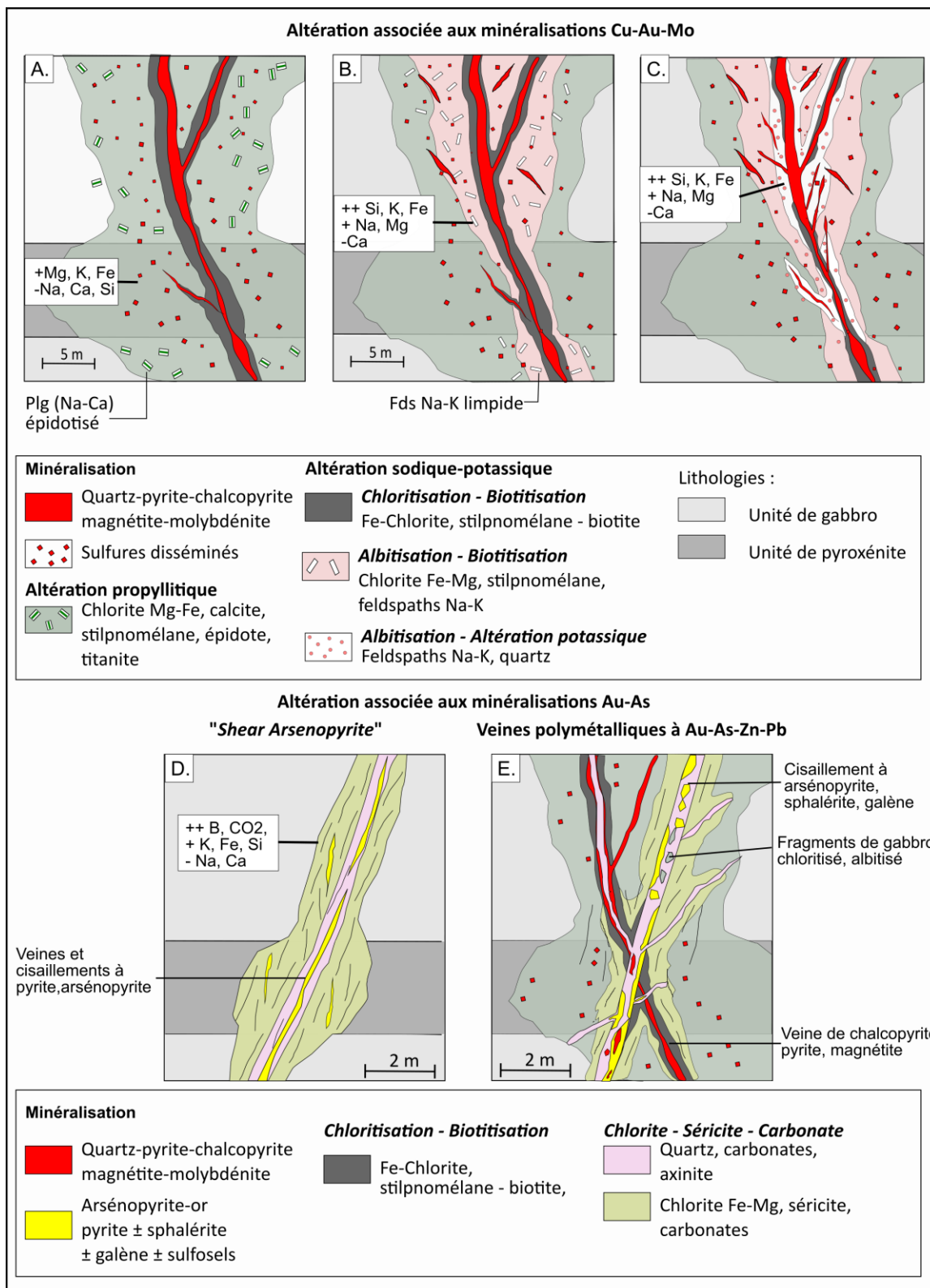


Figure 4-16 : Schéma des différents types d'altérations rencontrés à la mine Springer, associés aux minéralisations Cu-Au-Mo et Au-As. A à C.) Schémas présentant les variations d'assemblages minéralogiques de l'altération proximale et l'altération propylitique autour des veines à Cu-Au-Mo. D.) Schéma des assemblages d'altération autour du « Shear Arsenopyrite ». E.) Schéma des assemblages d'altération autour des veines Cu-Au-Mo recoupées par les cisaillements à Au-As.

4.4.2 Zonalité et contrôle lithologique

On constate au travers de cette étude que l'altération hydrothermale montre des caractéristiques différentes au sein des diverses minéralisations observées, résultant d'un contrôle chimique mais également d'un certain contrôle lithologique et structural. Par exemple, l'altération propylitique est présente autour des veines Cu-Au-Mo de Springer, mais aussi autour des veines Cu-Au de Chibougamau-Copper, tandis que l'altération intense à chlorite-biotite-stilpnomélane est mieux développée autour des minéralisations Cu-Au-Mo de la mine Springer. Le développement de cette altération à chlorite-biotite pourrait s'expliquer par une interaction fluide/roche plus importante ainsi qu'une température des fluides hydrothermaux plus élevée (Barrett et MacLean, 1994a; Thompson et Thompson, 1996). Cette interprétation serait par ailleurs cohérente avec la plus grande proportion de minéraux de haute température comme la chalcopyrite, la magnétite et la molybdénite à la mine Springer (voir chapitre 3 à la section 3.3.2).

La nature des lithologies encaissantes joue un rôle dans l'assemblage des minéraux d'altérations. L'altération sodique caractérisée l'albitisation des plagioclases est uniquement observée au sein des unités de gabbro, alors qu'on observe plutôt une séricitisation dans la pyroxénite. La différence de compétence des unités du Filon-couche de Ventures, c'est à dire leur capacité à se fracturer a aussi très certainement joué un rôle important. Le réseau de fracture est ainsi mieux développé dans le gabbro plutôt que dans la pyroxénite, ce qui a préférentiellement facilité la circulation des fluides, la formation des minéralisation et le développement d'une altération hydrothermale. La circulation des fluides étant focalisée dans ce réseau de fractures, cela a créé une empreinte d'altération très intense, mais limitée dans l'espace. Un constat similaire a par ailleurs été réalisé par Côté-Mantha (2009) pour les minéralisations polymétalliques du secteur du lac Line à Chibougamau.

Enfin, une des particularités majeure de cette altération, est l'apport en Fe, Si, Mg et K qui se traduit par la formation de biotite, de stilpnomélane, de feldspaths Na-K et de magnétite. Cette observation, déjà mise en évidence par McMillan (1972) et Watkins et Riverin (1982), est à mettre en relief avec la faible quantité de potassium (< 0,5 % K₂O) originalement présent au sein du Filon-couche de Ventures. Ces gains et cet assemblage minéralogique se rapprochent fortement de ce

que l'on peut retrouver dans les gisements magmatiques-hydrothermaux tels que les porphyres, ou « *IOCG* » encaissés dans des unités mafiques (Arancibia et Clark, 1996; Thompson et Thompson, 1996; Sillitoe, 2010).

4.4.3 Altération, métamorphisme et déformation régionale

Les similitudes entre les assemblages d'altération et métamorphique constituent un point de confusion qui a posé de nombreux problèmes quant à l'interprétation de ces minéralisations par le passé. Ce point a pu être élucidé grâce à la combinaison d'étude pétrologique à l'échelle régionale (voir la section 2.2) et au travers de l'étude géochimique par la méthode de calcul des bilans de masse (voir la section 4.3).

Les assemblages minéralogiques secondaires associés au métamorphisme sont retrouvés à l'échelle régionale, contrairement aux assemblages associés à l'altération hydrothermale qui présentent une zonation et sont focalisés autour de structures (veines, réseaux de fractures, failles, zones minéralisées ; Hannington et al., 2003; Côté-Mantha, 2009). On retrouve ainsi régionalement dans les unités du Filon-couche de Ventures et de Bourbeau « non altérées » (chapitre 2), un assemblage à chlorite-épidote-actinote-trémolite-prehnite, et plagioclases fortement saussuritisés. Ce qui indique que la séquence stratigraphique a subi un métamorphisme au faciès des schistes verts moyens comme la majorité de la région (cette étude; Dimroth et al., 1983; Daigneault et al., 1990; Powell et al., 1995; Bucher et Grapes, 2011; Bedeaux et al., 2021).

Les assemblages minéralogiques associés à l'altération hydrothermale autour des veines Cu-Au-Mo et Cu-Au sont quant à eux caractérisés par la présence de biotite, stilpnomélane, feldspaths Na-K, magnétite et la préservation des plagioclases. Les minéraux d'altération tels que la chlorite, la séricite, l'épidote et l'actinote sont les phases les plus compliquées à distinguer de l'assemblage métamorphique. Toutefois, les textures (en amas, veinules, interstitiels, en inclusions dans les sulfures), la relation spatiale avec la minéralisation, et surtout le calcul des bilans de masse ont permis de faire cette distinction.

Enfin, un constat important concerne la relation entre la déformation, le métamorphisme et l'hydrothermalisme. Si les minéralisations Cu-Au-Mo présentent au premier abord, peu voire pas de

déformation, l'étude de détail (chapitre 3) a montré que les veines sont en réalité affectées par la déformation. En affleurement, la majorité des veines sont recoupées et légèrement décalées par des structures en cisaillements (p. ex : le "*Shear Arsenopyrite*"). Dans les veines riches en quartz (p. ex : la veine N290TR), le halo d'altération proximale à chlorite-biotite est fortement affecté par la déformation ductile et le métamorphisme, ces événements étant synchrones dans la région de Chibougamau-Chapais (Dimroth et al., 1983; Powell et al., 1995). Cela a permis le développement d'une foliation marquée par l'orientation préférentielle des cristaux de chlorite, stilpnomélane et amphiboles. Le contraste de compétence entre la veine de quartz et l'encaissant fortement altéré, qui a focalisé les contraintes, explique l'apparence « non déformée » des veines à Opémiska. Les veines à dominance de sulfures sont boudinées, formant des pseudo « dilatation jog » et sont affectées par une foliation qui remobilise les sulfures (affleurement V290N; Veine 13, section 3.2.1 et Annexe B.1). La déformation et la recristallisation des sulfures est également clairement identifiée en lame mince (section 3.2.1). Des observations identiques ont été réalisées autour des veines de quartz-sulfures synvolcanique des mines du Camp du lac Doré (Magnan et al., 1999). En dehors des halos d'altérations aucune foliation n'est développée dans le Filon-couche de Ventures.

En conclusion, ces observations suggèrent le caractère précoce de la minéralisation Cu-Au-Mo par rapport à la déformation et au métamorphisme régional au faciès des schistes verts. La superposition du métamorphisme sur l'assemblage des minéraux d'altération complexifie alors grandement sa reconnaissance, en particulier l'altération propylitique, rendant presque impossible l'estimation de son estimation maximale uniquement par des observations macroscopiques.

Tableau 4-3 : Tableau synthèse des caractéristiques de l'altération hydrothermale associées aux minéralisations Cu-Au-Mo, Au-As et Au-Zn-Pb.

Minéralisations	Terminologie	Bilans de masse		Minéralogie	Description	Intensité visuelle	
		Gains	Pertes				
Veine Cu-Au-Mo et Cu-Au (type I et II)	Altération propylitique (10 – 50 m < ?) Voir figure 4-16A.	++ Mg + Fe, K	Na, Ca, Si	<i>Chlorite (Mg-Fe), calcite, stilpnomélane, épidote, titanite</i>	Halo de chloritisation diffus, caractérisé par l'abondance de chlorite interstitielle, de veinules de carbonates et la forte épidotisation des plagioclases. La titanomagnétite est remplacée par la titanite.	Faible à modérée	
	Chloritisation – Biotitisation (0,1 – 1 m) Voir figure 4-16A.			<i>Chlorite (Fe-Mg) - stilpnomélane - biotite</i>	Bandes centimétriques à décimétriques de couleur noirâtre en bordures des veines. Destruction totale de la texture du protolithe.	Forte	
	Altération sodique à potassique.	Albitisation – Biotitisation (1 – 10 m < ?) Voir figure 4-16B.	++ Fe, K, et + Na, Si, Mg	Ca	<i>Albite, chlorite (Fe-Mg), stilpnomélane, séricite titanomagnétite</i>	Halo de remplacement pénétrant, remplaçant la texture primaire dont il se distingue peu facilement. Les plagioclases présentent une texture limpide, la chlorite et le stilpnomélane sont interstitiels, la titanomagnétite est préservée.	Faible à modérée
		Albitisation – Altération potassique (0,1 – 5 m) Voir figure 4-16C.			<i>Feldspaths Na-K (albite, orthose), quartz, chlorite (Fe-Mg) stilpnomélane, biotite, titanomagnétite</i>	Enveloppe de quelques dizaines de centimètres, où la texture primaire est oblitérée. Peu fréquente et retrouvée autour des minéralisations riches en chalcopryrite, avec un réseau dense de veines.	Modérée à Forte
Veine Au-Zn-Pb (Type III)	Altération à Chlorite-Séricite (1 – 5 m < ?)	+/- Fe, K + B	Ca, Na, Si, Mg	<i>Chlorite-Séricite-Axinite, stilpnomélane, titanite</i>	Enveloppe de dimension modérée, principalement développée dans la pyroxénite, et marquée par une schistosité. Zonation de l'altération avec de la chlorite riche en fer et du stilpnomélane au contact de la veine, puis un assemblage de chlorite, séricite et veinules de carbonate dans les parties plus distales.	Modérée à forte	
Veines et cisaillements à Au-As (Type IV)	Altération à Chlorite-Séricite-Carbonate (1 – 2 m < ?) Voir figure 4-16D.	++ B, CO ₂ , + K, Fe, Si	Ca, Na	<i>Chlorite-Séricite-Carbonate, axinite, quartz, stilpnomélane</i>	Enveloppe de faible dimension, avec oblitération de la texture primaire, Texture schisteuse marquée par une foliation, à bréchique avec remplissage de quartz, carbonates et axinite.	Forte	

CHAPITRE 5

SIGNATURES GÉOCHIMIQUES DES MINÉRALISATIONS

5.1 INTRODUCTION

La signature géochimique des différents types de minéralisations identifiés d'après les travaux de pétrographie, a été étudiée au moyen de trois méthodes, soient :

- 1) Des analyses de roches totales sur des échantillons considérés comme représentatifs des zones minéralisées;
- 2) Des analyses *in situ* LA-ICP-MS sur des cristaux de pyrite, cette dernière étant omniprésente dans tous les types de minéralisations observés;
- 3) Des analyses *in situ* LA-ICP-MS sur des cristaux de magnétite et de titanomagnétite. Ce type d'analyse met l'accent sur la caractérisation des veines de type Cu-Au-Mo de Springer, étant les seules à contenir de la magnétite dans leur paragenèse.

Ces trois axes d'études sont traités en détail dans les sections 5.2, 5.3 et 5.4 afin de mettre en évidence les caractéristiques chimiques des différents types de minéralisations rencontrés dans le Camp de Chapais. L'emphase sera portée sur les minéralisations de Type I : Cu-Au-Mo et de Type IV : Au-As (Zn-Pb) car ce sont celles qui sont observées à la mine Springer, qui constitue le point central de cette étude, et car ce sont les minéralisations sur lesquelles on dispose des meilleures contraintes et des données les plus complètes. Les objectifs de ce travail sur la signature géochimique des minéralisations seront donc les suivants :

- 1) Caractériser la signature métallique des minéralisations;
- 2) Déterminer si l'on observe une zonation des éléments traces à l'échelle du gisement et à l'échelle du Camp de Chapais;
- 3) Comparer ces signatures avec celles des gisements connus de la région de Chibougamau.
- 4)

5.2 SIGNATURES DES ROCHES TOTALES

5.2.1 Méthodologie

Cette étude est principalement centrée sur les minéralisations de la mine Springer, soit les veines à pyrite-chalcopyrite-magnétite \pm molybdénite qui définissent le Type I Cu-Au-Mo et les veines à arsénopyrite-pyrite-sphalérite-galène qui caractérisent le Type IV Au-As. Elle a pour objectifs :

1. Dresser le portrait géochimique de ces minéralisations;
2. Déterminer si les signatures sont homogènes ou si elles présentent des zonations;
3. Faire des comparaisons avec les autres types de minéralisations identifiées, soit les minéralisations de Type II (Cu-Au de Chibougamau-Copper), Type III (brèche Au-Zn-Pb) et Type V (Au-Cu orogéniques de la mine Cooke).

Les signatures métalliques en roche totale des minéralisations du secteur de Chapais ont été étudiées au moyen :

- d'échantillons lithogéochimiques prélevés dans le cadre du projet sur les affleurements de la mine Springer et dans les différents forages étudiés (figure 2-1; figure 3-3; voir chapitre 3 à la section 3.2);
- d'analyses de roches totales provenant des travaux de Dubé et Guha (1989) sur les minéralisations de la mine Cooke.

Les analyses réalisées dans le cadre du projet ont été effectuées par le laboratoire commercial AGAT, avec une insertion de blancs entre chaque zone minéralisée et de standards aux 30 échantillons. La méthode d'analyse est identique à celle utilisée pour la caractérisation lithogéochimique des unités. Les concentrations des métaux et éléments traces ont été obtenues par fusion au peroxyde de sodium puis analyses au ICP-OES (pour Cu, Li, Ni, Zn) et ICP-MS (pour Ag, As, Bi, Cd, Co, Mo, Sb, W). La concentration en Au a été quantifiée par dissolution par pyroanalyse (*Fire Assay*) puis analyse par absorption atomique. Les échantillons avec des valeurs dépassant 10 g/t (soit 10 ppm) ont été réanalysés par gravimétrie.

Dans le cadre de l'étude des signatures géochimiques, l'accent a essentiellement été mis sur les métaux et les traces les plus abondants et les plus communément analysés, soit : Cu, Au, Ag, As, Mo, Co, Ni, W, Sb, Bi, Zn, Pb et Cd. Il n'a cependant pas été possible d'obtenir des données de roches totales sur les minéralisations Cu-Au de la mine Perry, ni sur la lentille de sulfures volcanogènes à Cu-Zn de la Zone 8-5 de Cooke (Bélanger et al., 1984). Bien que plusieurs campagnes de forages entre 2009 et 2019 ont eu lieu dans ces secteurs, les analyses réalisées ne disposent pas d'une suite d'éléments suffisamment complète et ont donc dû être écartées.

Au travers de cette étude il a été possible de démontrer que :

1. Toutes les minéralisations à quartz-sulfures de la mine Springer (Type I : Cu-Au-Mo) ont des signatures élémentaires semblables et appartiennent à la même famille;
2. Les minéralisations de l'indice Chibougamau-Copper (Type II : Cu-Au) montrent de très grandes similitudes avec celles de Type I et ne s'en distinguent que par l'absence de molybdène;
3. Les veines à Au-As du Type IV ont une signature très distincte des minéralisations de Type I et II, et partagent des points communs avec les veines Au-Cu de Cooke (Type V).

5.2.2 Signature géochimiques des veines

5.2.2.1 Minéralisations de Type I : Cu-Au-Mo

Les veines de Type I de Springer (veines N°01, 02, 03, 04, 05, 07, 13, V290TR) qui constituent la majeure partie du gisement ont des signatures élémentaires très semblables (figure 5-1) et ont donc été regroupées sous un même type à Cu-Au-Mo (figure 5-2).

D'après les échantillons prélevés sur les veines qu'il a été possible d'analyser, les minéralisations de quartz-sulfures de Type I contiennent jusqu'à 40 ppm d'Au (figure 5-1A), corrélées à des valeurs d'Ag de l'ordre de 1 à 100 ppm et de Cu de 1000 ppm à 15 % (figure 5-1B, C). Ces enrichissements en Au ne sont cependant pas corrélées ni avec l'As (figure 5-1A), le Sb (figure 5-1D), le Zn (figure 5-1E) et que légèrement avec le Bi (figure 5-1F).

Les plus hautes valeurs aurifères sont obtenues dans les échantillons provenant de la tranchée N290TR et de la veine N°13. Elles forment un groupe caractérisé par des rapports Au/Ag compris entre 0,1 et 1 et Au/Cu compris entre 10^{-3} et 10^{-4} , tandis que les autres veines présentent des rapports Au/Ag < 0,1 et Au/Cu < 10^{-4} .

Les veines de Type I présentent également des concentrations faibles en Co (20 à 200 ppm), Ni (10 à 300 ppm), Bi (0,1 à 10 ppm), mais avec de bonnes associations avec le Cu (figure 5-1G à J). À l'inverse, on n'observe pas de corrélation entre les concentrations en Cu et en Zn (figure 5-1H). Mais ce qui caractérise ces minéralisations, c'est leur contenu en Mo variant de 10 à près de 10 000 ppm, avec une bonne corrélation avec les valeurs de Cu (figure 5-1K).

5.2.2.2 Minéralisation Type IV : Au-As (Zn-Pb)

Les minéralisations des veines polymétalliques et du « *Shear Arsenopyrite* » (Type IV) présentent les plus hautes valeurs d'Au (2 à 47 ppm), associées à des concentrations importantes d'As (1 à 12 %), Zn (0,3 à 15 %), Pb (0,4 à 8,9 %), Ag (20 à 200 ppm), Sb (20 à 200 ppm) et Bi (10 à 200 ppm). Les rapports d'éléments montrent que l'Au et l'Ag sont relativement bien corrélés (Au/Ag = 0,1 à 1), ce qui est comparable à certaines des veines du Type I. Mais, la distinction se fait sur le rapport Au/Cu où on constate que le rapport Au/Cu de ces veines de Type IV est bien supérieur (Au/Cu > 0,001).

Ces minéralisations ne montrent pas de relation entre le Ni et le Co, bien qu'elles soient en partie encaissées dans les unités de gabbro lité et de pyroxénite. On notera toutefois des concentrations en Co de l'ordre de 30 à 100 ppm. La présence de cet élément dans ce type de veine supporte donc l'identification de phase minérale comme la cobaltite (CoAsS).

Les diagrammes Cu vs Zn (figure 5-1H) et Cu vs Bi (figure 5-1I) mettent en évidence à nouveau les différences majeures entre ces veines et les minéralisations de quartz-sulfures de Type I, à savoir un fort enrichissement en zinc et en bismuth, indépendamment de la concentration en cuivre (figure 5-1H, I). Enfin, les minéralisations du « *Shear Arsenopyrite* » et les veines polymétalliques ne contiennent pas de molybdène et ne montre pas cette corrélation Cu-Mo caractéristique des veines de Type I (figure 5-1K).

5.2.3 Comparaison avec les autres minéralisations du Camp de Chapais

5.2.3.1 Minéralisations de l'indice Chibougamau-Copper (Type II)

Les minéralisations de l'indice Chibougamau-Copper (Type II) montrent une signature chimique très similaire à la minéralisation de Type I de Springer, avec des corrélations entre Au, Cu, Bi, Co et Ni (figure 5-2). Elles présentent quelques différences avec des concentrations en Au plus faibles (0,1 à 1 ppm Au), un rapport Au/Ag inférieur ($Au/Ag < 0,01$) et des quantités en molybdène plus faibles (< 10 ppm Mo).

5.2.3.2 Minéralisation de la veine Au-Zn-Pb du forage MC-0935 (Type III)

Cette zone minéralisée se distingue des autres types de minéralisations principales (Type I et Type IV) en raison de ses faibles concentrations en As (< 100 ppm), Cu (< 2000 ppm), Sb (< 1 ppm), et l'absence de molybdène (figure 5-2). Elle est principalement caractérisée par des concentrations élevées en Zn (100 ppm à 10 % Zn), Bi (1 à 100 ppm) et Pb (2000 ppm à 1,3 %).

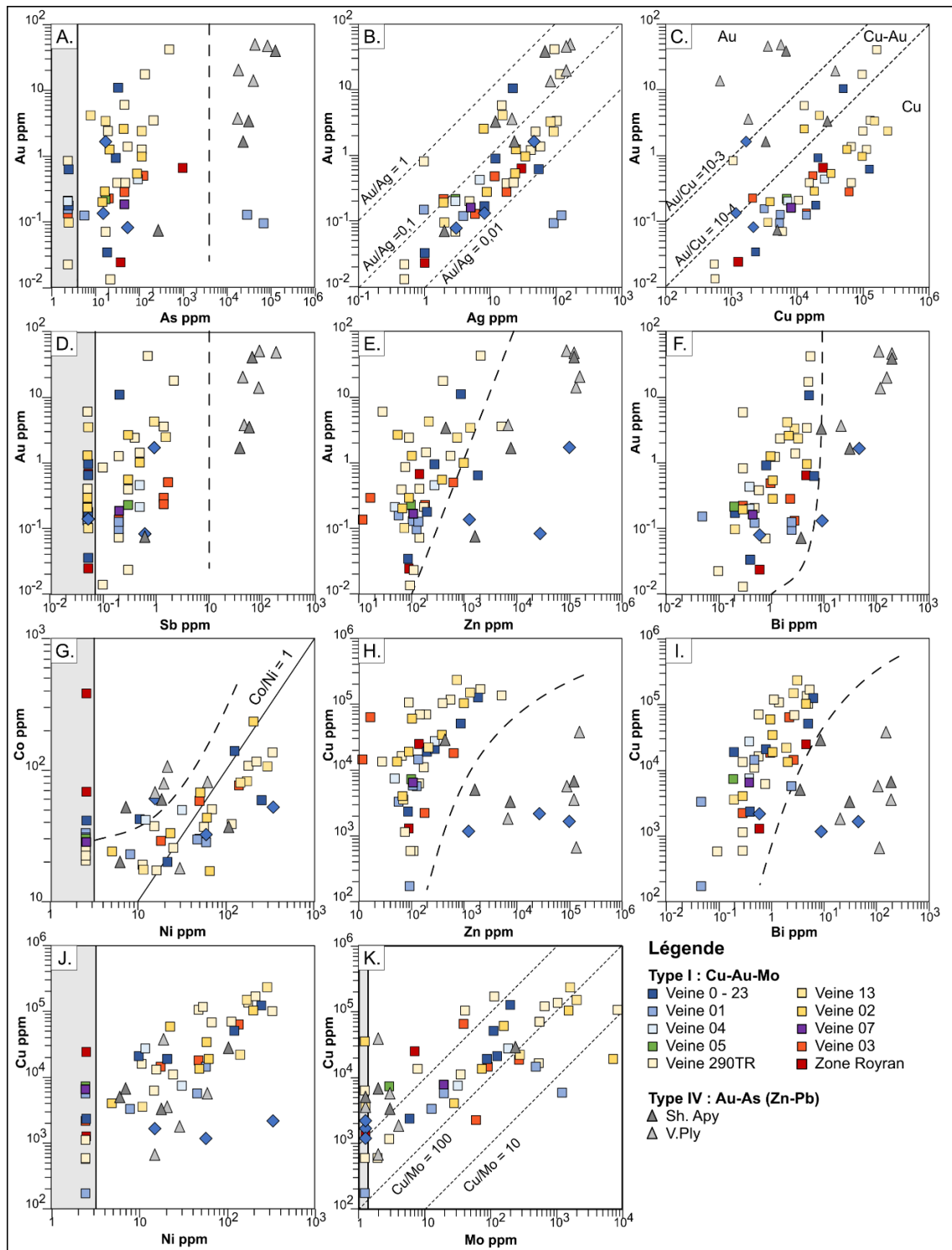


Figure 5-1 : Diagrammes binaires des concentrations des éléments métalliques dans les minéralisations de Type I et Type IV identifiées à la mine Springer. A.) Diagramme Au vs As. B.) Diagramme Au vs Ag et rapports Au/Ag associés. C.) Diagramme Au vs Cu et rapports Au/Cu. D.) Diagramme Au vs Sb. E.) Diagramme Au vs Zn. F.) Diagramme Au vs Bi. G.) Diagramme Co vs Ni et droite Co/Ni = 1. H.) Diagramme Cu vs Zn. I.) Diagramme Cu vs Bi. J.) Diagramme Cu vs Ni. K.) Diagramme Cu vs Mo, avec les rapports Cu/Mo associés. Abréviations : Sh. Apy – « *Shear Arsenopyrite* »; V.Ply – Veines polymétalliques.

5.2.3.3 Minéralisation Au-Cu orogéniques de la mine Cooke

Les données de Dubé et Guha (1989) sur les veines N°7 et N°9 (Type V) de la mine Cooke ont une signature chimique particulière, qui partage plusieurs points communs avec les minéralisations du « *Shear Arsenopyrite* » et des veines polymétalliques (Type IV; figure 5-2). Il convient de préciser toutefois que la représentation et l'interprétation de ces données sont restreintes par des limites analytiques avec un seuil maximal de 2000 ppm As et 2 % Cu.

Ces minéralisations sont ainsi caractérisées par de hautes concentrations en Au (1 à 40 ppm), corrélées avec un enrichissement en As (> 1000 ppm), significativement plus important que les veines de Type I (Cu-Au-Mo de Springer). Les rapports Au/Ag et Au/Cu sont élevés (Au/Ag > 0,1 et Au/Cu ~0,001) et comparables à ceux des minéralisations de type IV (Au-As). On remarquera aussi une corrélation entre les teneurs en Sb (2 à 20 ppm) et Bi (10 à 200 ppm) avec l'enrichissement en Au. Le diagramme Co vs Ni indique aussi la présence de ces éléments dans ces veines (20 ppm à 1% Co et 40 ppm à 300 ppm Ni), ce qui corrobore l'identification des arséniures de cobalt-nickel comme la skuttérudite ou encore la gersdorffite mentionnée par Dubé et Guha (1989). On pourra difficilement faire de liens entre le Cu, le Zn, le Bi, le nickel ou encore le Mo en raison du seuil, mais on constate qu'il ne semble pas y avoir de corrélation aussi marquée entre le cuivre et ces éléments que dans les veines de Type I. Il reste assez pertinent de noter qu'elles sont moins enrichies en Zn (>2000 ppm) que les minéralisations de Type IV (Au-As), mais ont des concentrations en Bi identiques, et contiennent une quantité significative de Mo (10 à 1000 ppm Mo).

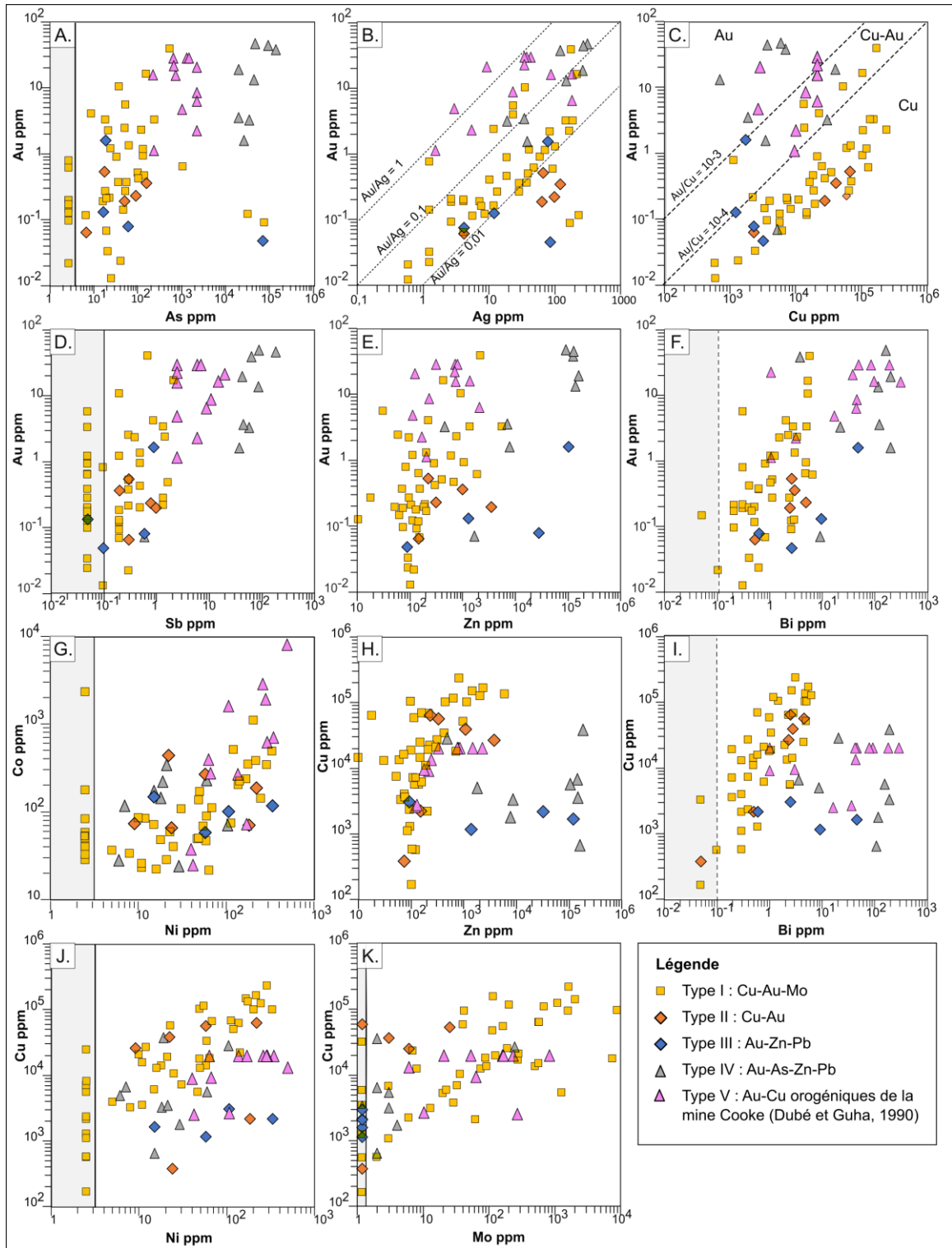


Figure 5-2 : Diagrammes binaires des concentrations des éléments métalliques dans les minéralisations du camp de Chapais. A.) Diagramme Au vs As. B.) Diagramme Au vs Ag et rapports Au/Ag associés. C.) Diagramme Au vs Cu et rapports Au/Cu. D.) Diagramme Au vs Sb. E.) Diagramme Au vs Zn. F.) Diagramme Au vs Bi. G.) Diagramme Co vs Ni et droite Co/Ni = 1. H.) Diagramme Cu vs Zn. I.) Diagramme Cu vs Bi. J.) Diagramme Cu vs Ni. K.) Diagramme Cu vs Mo, avec les rapports Cu/Mo associés.

5.2.4 Conclusions sur la signature chimique des veines

L'étude sur la chimie des veines confirme les classifications déterminées par les observations pétrographiques. Elle démontre qu'il existe plusieurs types de minéralisations dans le Camp de Chapais, et qu'il est possible de les discriminer selon leur contenu en Au, Cu, As, Ag, Sb, Zn, Bi et Mo.

Les minéralisations de quartz-sulfures de la mine Springer (Type I : Cu-Au-Mo) forment une même famille, caractérisée par un assemblage dominant à Cu, Au, Mo, Ag et dans une moindre mesure de Ni, Co et Bi. La répartition de ces concentrations concorde avec la zonation mise en évidence avec l'étude pétrographique (voir chapitre 3 à la section 3.3.2) et sera discutée d'avantage dans la section 5.5 de ce chapitre. Le cuivre est la substance dominante dans les veines encaissées dans le gabbro lité et la pyroxénite, tandis que les veines encaissées dans le gabbro de Ventures présentent des enrichissements significatifs en Au et Mo. Les zones minéralisées de l'indice Chibougamau-Copper (Type II : Cu-Au) révèlent un cortège élémentaire et des associations identiques aux veine de Type I, à défaut du Mo. On peut donc suggérer qu'elles appartiennent au même type de minéralisation, mais qu'elles constituent une variante non enrichie en Mo.

La minéralisation de la brèche de carbonate Au-Zn-Pb du forage MC09-35 (Type III) constitue quant à elle un type unique, sans équivalent apparent d'après les analyses de roches totales de notre banque de données.

Les minéralisations Au-As du « *Shear Arsenopyrite* » et des veines polymétalliques forment une même famille (Type IV) très distincte des veines de quartz-sulfures de Type I à Cu-Au-Mo. Ceci démontre bien l'existence de deux types différents de minéralisations au sein de la mine Springer. Ces veines sont caractérisées par de plus fortes concentrations en As, Zn, Sb, Bi et également Pb et Cd.

Enfin, les données sur les veines Au-Cu orogéniques N°7 et N°9 de la mine Cooke (Type V) montrent un cortège métallique difficile à interpréter. Elles semblent néanmoins avoir plus de similitudes avec les cisaillements à Au-As (Type IV), en raison du contenu élevé en As, Ag, Sb et Bi, mais leur contenu en Cu et Mo semble démontrer une histoire plus complexe.

5.3 SIGNATURES EN ÉLÉMENTS TRACES DE LA PYRITE

5.3.1 Introduction

L'étude de la signature de la pyrite répond à la nécessité de caractériser avec plus de précision la chimie des différents types de minéralisation et d'apporter des compléments d'information aux études pétrographiques et géochimiques. En effet, si la géochimie provenant des roches totales a permis de dresser un premier portrait des différents types de minéralisations (section 5.2.2), il reste encore plusieurs lacunes en raison de la limite de détection des analyses, et de l'absence d'échantillons disponibles. On ne dispose ainsi que d'informations limitées sur le contenu en Bi, Sb, Se, Te, et Tl des minéralisations de Springer, et d'aucune information sur les veines de quartz-sulfures de la mine Perry et de la Zone 8-5. L'étude de la signature en élément traces de la pyrite est motivée par plusieurs raisons :

- Il s'agit du sulfure le plus commun dans les gîtes métalliques (Craig et al., 1998) et elle est omniprésente dans toutes les veines étudiées dans le camp de Chapais;
- De nombreuses études ont démontré qu'elle pouvait contenir une série d'éléments traces pouvant être utilisés afin de déterminer le type de système minéralisateur et tracer l'évolution des fluides (Large et al., 2009; Genna et Gaboury, 2015; Keith et al., 2018; Augustin et Gaboury, 2019; Steadman et al., 2021);
- Il n'existe à ce jour aucune étude documentant la chimie des pyrites des mines du Camp de Chapais, seuls les travaux de thèse de Côté-Mantha (2009) en font mention, mais il n'y a aucune information détaillée sur la provenance des échantillons. De plus, le protocole, le matériel et les standards utilisés diffèrent de ceux employés durant cette étude et plusieurs éléments importants pour la caractérisation des minéralisations comme le Te et la Tl ne sont pas présent dans ces analyses;
- Les travaux récents de Mathieu (2019) et de Ahmadou (2019) sur la signature des pyrites des gîtes de Cu-Mo du Camp du lac Doré et des autres types de minéralisations constituent une base de données intéressante pour comparer les signatures des pyrites au sein d'un même camp minier.

5.3.2 Méthodologie d'analyse *in situ* des pyrites

L'étude de la signature en éléments traces de la pyrite a pour principaux objectifs :

1. De déterminer si plusieurs générations de pyrite sont présentes au sein d'une même veine;
2. De caractériser la signature des éléments traces de la pyrite des différents types de minéralisation;
3. De déterminer si la composition en éléments traces de la pyrite révèle une zonation à l'échelle de la mine Springer, ou à l'échelle du camp minier de Chapais;
4. De comparer entre eux la signature des divers systèmes minéralisateurs connus en Abitibi et à Chibougamau;
5. De proposer des hypothèses sur les types et les origines des différentes minéralisations.

Pour répondre à ces objectifs, les pyrites des différentes minéralisations des mines et gisements Springer, Chibougamau Copper, Cooke et Perry ont été étudiés au travers de 48 échantillons. La composition de 30 éléments a été mesurée sur 266 grains par analyse LA-ICP-MS (*Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer*) au laboratoire LabMaTer (UQAC), équipé d'un laser ArF Résolution M-50 Excimer (193 nm) et d'un ICP-MS Agilent 7900X. La concentration de 29 éléments ont été mesurés ; ^{28}Si , ^{34}S , ^{43}Ca , ^{47}Ti , ^{51}V , ^{52}Cr , ^{55}Mn , ^{57}Fe , ^{59}Co , ^{60}Ni , ^{65}Cu , ^{66}Zn , ^{71}Ga , ^{74}Ge , ^{75}As , ^{82}Se , ^{95}Mo , ^{109}Ag , ^{111}Cd , ^{115}In , ^{118}Sn , ^{121}Sb , ^{125}Te , ^{182}W , ^{185}Re , ^{197}Au , ^{201}Hg , ^{205}Tl , ^{208}Pb , et ^{209}Bi . L'acquisition s'est déroulée en réalisant des lignes d'ablation passant au travers des pyrites, suivant une période de 30 secondes entre chaque grain, permettant d'acquérir le bruit de fond. Le laser a été paramétré avec un point d'impact d'une dimension de 44 μm , une fréquence de 15 Hz, et une vitesse de déplacement 5 ou 10 $\mu\text{m}/\text{seconde}$ en fonction de la taille des grains.

Toutes les analyses ont été calibrées en utilisant le matériel de référence MASS-1 de l'USGS, une pastille pressée de Fe-Cu-Zn-S (Wilson et al., 2002; Tubrett et al., 2003 ; voir Annexe E.1). Pour une partie des éléments (Si, Ca, Ti, Ni, Cr et Re), la calibration a été effectuée en utilisant le standard GSE-1g. La qualité et la validité des analyses ont été testées en utilisant plusieurs matériaux de références : UQAC-FeS1, PTC-1b et CCU-1E (voir Annexe E.3). Les données et les paramètres

utilisés sont listés dans le tableau 5-1, les lames analysées sont répertoriées dans le tableau 5-2. Le traitement des données est réalisé sur le logiciel Iolite (Igor pro 6.37). L'acquisition de la donnée à partir du signal est effectuée en utilisant une boîte d'intégration pour chaque grain, incluant le cœur et la bordure (figure 5-3). Ce choix, ainsi que l'utilisation de lignes plutôt que de points a été préféré car les objectifs principaux de cette étude sont de discriminer les signatures des différents types de minéralisations, cela nécessite donc de comprendre les processus généraux avant d'aller dans les détails de la zonation des pyrites. Enfin, cette méthode permet de diluer l'effet des inclusions. Si pour de rares exceptions, plusieurs boîtes ont été créées lorsque les grains présentent d'importantes fractures ou des macro-inclusions, la grande majorité des pyrites présentent des micro- ou des nano-inclusions, il est alors important de les intégrer car elles permettent de renseigner sur le type de fluide à partir duquel ont cristallisé les pyrites.

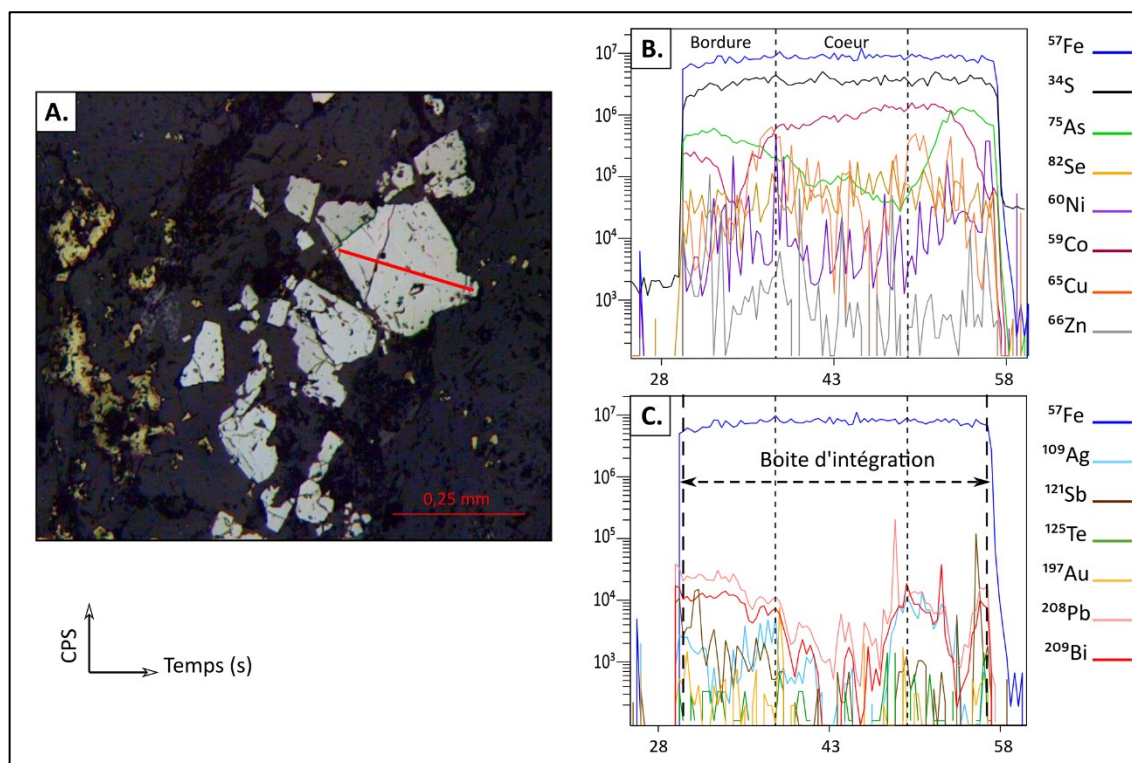


Figure 5-3 : Exemple de la méthode d'analyse réalisée sur les grains de pyrite. A.) Exemple d'un grain de pyrite zonné analysé au LA-ICP-MS. La zonation est marquée par un cœur limpide et des bordures poreuses, qui se reflètent également sur le signal analytique. B et C.) Signal analytique (compte par seconde vs le temps) de la ligne d'analyse. L'ablation laser débute après 30s de « blanc » pour acquisition du bruit de fond.

Tableau 5-1 : Paramètres d'analyse et de traitements LA-ICP-MS de la pyrite et de la magnétite. Les résultats du contrôle qualité et les données complètes sont respectivement présentés à l'Annexe E.3 et l'Annexe E.4.

Paramètres d'analyses des pyrites		Paramètres de traitements de données	
Système laser	ArF Résolution M-50 Excimer (193nm)	Standard interne	⁵⁷ Fe (valeur stoechiométrique)
ICP-MS	Agilent 7900X	Matériel de référence pour calibration	MASS-1
Fréquence du laser	15 Hz	Éléments calibrés	34S, 51V, 55Mn, 57Fe, 59Co, 60Ni, 65Cu, 66Zn, 71Ga, 74Ge, 75As, 82Se, 95Mo, 109Ag, 111Cd, 115In, 118Sn, 121Sb, 125Te, 182W, 197Au, 201Hg, 205Tl, 208Pb, 209Bi
Énergie	6,8 mJ		
Vitesse de déplacement	5 ou 10 µm/s		
Taille du point	44 µm	Matériel de référence pour calibration	GSE-1g
Analyse	Lignes simples	Éléments calibrés	28Si, 43Ca, 47Ti, 52Cr, 185Re
	30 s de blanc	Matériel de référence pour contrôle qualité	UQAC Fe-S1, PTC-1b, CCU-1E
	30 s et plus de signal	Logiciel de réduction des données	Iolite software (IGOR Pro 6.37)

Paramètres d'analyses des magnétites		Paramètres de traitements de données	
Système laser	ArF Résolution M-50 Excimer (193nm)	Standard interne	⁵⁷ Fe (valeur stoechiométrique)
ICP-MS	Agilent 7900X	Matériel de référence pour calibration	GSE-1g
Fréquence du laser	15 Hz	Éléments calibrés	²³ Na, ²⁴ Mg, ²⁷ Al, ²⁸ Si, ³¹ P, ⁴³ Ca, ⁴⁵ Sc, ⁴⁷ Ti, ⁵¹ V, ⁵² Cr, ⁵⁵ Mn, ⁵⁹ Co, ⁶⁰ Ni, ⁶⁶ Zn, ⁷¹ Ga, ⁷⁴ Ge, ⁸⁹ Y, ⁹⁰ Zr, ⁹³ Nb, ⁹⁵ Mo, ¹¹¹ Cd, ¹¹⁸ Sn, ¹²¹ Sb, ¹⁷⁸ Hf, ¹⁸¹ Ta, ¹⁸² W, ¹⁸⁵ Re, ¹⁹³ Ir, ¹⁹⁵ Pt, ²⁰⁸ Pb, ²⁰⁹ Bi
Énergie	6,8 mJ		
Vitesse de déplacement	5 ou 10 µm/s		
Taille du point	44 µm	Matériel de référence pour calibration	MASS-1C
Analyse	Lignes simples	Éléments calibrés	⁶⁵ Cu, ⁷⁵ As, ⁸² Se, ¹⁰⁷ Ag, ¹²⁵ Te, ¹⁹⁷ Au, ²⁰⁵ Tl
	30 s de blanc	Matériel de référence pour contrôle qualité	UQAC-FeS1, Gprob6, BC28
	30 s et plus de signal	Logiciel de réduction des données	Iolite software (IGOR Pro 6.37)

Tableau 5-2 : Répartition des lames analysées de chaque type de minéralisation dans le camp de Chapais.
 Abréviations : Aff. – Affleurement ; Br – Bréchique ; Diss – Disséminée ; Lit – Dans litage ; Mass – Massive ;
 Sm – Semi-massive ; Vs – Veine de sulfures.

Typologie	Veine	Lame	Forage / Point GPS	Profondeur (m)	Paragénèse métallique	Texture principale des pyrites
Type I : Cu-Au-Mo	V0-23	V290-1014A	OP10-14	92	Py, Mt, Cp	Vs. Diss.
	V01	V01-1016A	OP10-16	39	Py, Mt, Cp, Mlb	Diss. Sm
		V01-1016C	OP10-16	64	Py, Cp, Mt ± Apy, Sp	Diss.
	V02	V02-035A	Point 35	Aff.	Cp, Py, Mt	Mass.
		V02-133A	Point 133A	Aff	Py, Cp, Mt	Diss. Vs.
	V03	V03-113A	Point 113A	Aff	Py, Cp, Mt	Diss. Vs.
		V03-13.3.9 Py	Éch. Historique	Niveau 13	Py, Cp, Mt	Sm.
		V03-1909A	OPM-2019-09	28	Py, Cp, Mt	Sm. Vs.
		V03-1909B	OPM-2019-09	45	Cp, Py,	Diss. Vs.
	V04	V04-1909C	OPM-2019-09	125	Cp, Py ± Mt	Diss. Vs.
		V04-1601A	OP-2016-01	30	Py, Cp, Mt ± Sp	Sm.
	V05	V05-1601B	OP-2016-01	95	Cp, Py, Mt ± Sp	Diss. Vs.
		V05-1601C	OP-2016-01	95,5	Py, Cp, Mt ± Au	Sm.
	V05-3-0-5-Py	V05-3-0-5-Py	Éch. Historique	Niveau 03	Cp, Po, Py ± Mt, Sp	Mass.
		V07	V07-1909D	OPM-2019-09	303	Py, Cp ± Mt, Sp
	V13	V13-T279	T279	Aff	Py, Cp, Mt	Sm.
		V13-T227	T227	Aff	Py, Cp, Mt	Mass.
	V290TR	V290TR-039	Point 039	Aff	Py, Cp, ± Au, Mt	Vs. Sm.
		V290TR-106A	Point 106A	Aff	Py, Mt, Cp	Diss. Sm.
		V290TR-106B	Point 106B	Aff	Cp, Mt, Py ± Mlb	Diss.
V290TR-T241		Point T241	Aff	Cp, Py, Mt ± Sp	Mass.	
Zone Royran	V08-04-Py	MC08-04	519	Py, Cp, Mt ± Sp	Vs. Sm.	
	V08-04-Cp	MC08-04	520	Py, Po, Cp, Mt	Mass.	
Type II : Cu-Au	Chibougamau-Copper	CC-0935-Cu	MC09-35	98	Cp, Py, Po	Diss.
		CC-0935-AuCu	MC09-35	99	Py ± Cp	Vs.
		CC-0935-AuCu2	MC09-35	99	Py ± Cp	Vs.
		CC-14101-Cu	CPH14-101	136	Py, Cp	Diss. Vs.
		CC-14013-Cu	CPH14-103	113	Py, Cp	Diss.
	Perry	PER-08	Éch. Historique		Py, Cp ± Sp	Diss. Vs.
		PER-51	Éch. Historique		Py, Cp	Vs. Sm.
Type III : Brèche Au-Zn-Pb (forage MC09-35)	CC-0935-Au	MC09-35	126	Py, Sp, Gn ± Cp	Diss.	
	CC-0935-Au2	MC09-35	128	Py, Sp, ± Gn, Cp	Diss.	
Type IV : Au-As	Shear Arsenopyrite	Sh.Apy-16A	Point 16A	Aff	Apy, Py, Sp ± Au, Cp, Gn	Vs.
		Sh.Apy-13A	Point 13A	Aff	Apy, Sp, Py ± Au, Cp	Br. Sm.
		Sh.Apy-1019	OP10-09	69	Py, Apy, Sp ± Au, Cp, Gn	Br. Sm.
		V02-1020-Sh	OP10-20	44	Apy, Py, Cp ± Sp	Vs.
	Veine polymétallique	V.Ply-075A	Point 075A	Aff	Py, Apy, Sp, Gn, Au ± Cp	Sm.
		V.Ply-075C	Point 075C	Aff	Py, Sp, Cp, Gn ± Apy, Mt	Sm.
		V.Ply-100B	Point 100B	Aff	Sp, Apy, Py, Gn ± Cp, Mt	Br. Sm.
		V13-1606A	OP16-06	10	Py, Cp, Apy, Sp, Gn ± Au, Mt	Sm. Vs.
		V07-1909E	OPM19-09	312	Py, Apy, Sp, Gn, Cp	Diss.
		V07-0-7-Py	Éch. Historique	Niveau 07	Py, Cb, Cp	Sm.
Type V : Au-Cu orogéniques	COOK 7-9	Éch. Historique	Niveau 7	Po, Cp, Py ± Skd, Sp	Vs.	
Type VI : Zone 8-5	COOK 8-5/7	Éch. Historique	Niveau 5	Py, Po, Cp ± Sp	Sm. Lit.	

5.3.3 Textures des pyrites

5.3.3.1 Classification et typologie

La classification des grains de pyrite suit la classification établie d'après la pétrographie et la géochimie des minéralisations (5.2) et non par leur texture. En effet il est habituel que la typologie des pyrites soit réalisée d'après des critères pétrographiques et notamment l'étude de leur texture comme dans la plupart des travaux sur les systèmes SMV et l'or orogénique (Craig et al., 1998; Large et al., 2007; Genna et Gaboury, 2015). Dans notre cas, les observations pétrographiques des pyrites montrent de grandes variations des textures (zonées, poreuses, limpides, xénomorphes à idiomorphes, en amas, minéralisation disséminée ou encore massive) pouvant être observées au sein d'une même lame. Toutefois comme il sera démontré à la section 5.3.3.8 qui suit, les analyses laser démontrent que la composition en éléments traces ne varie pas significativement selon la texture des pyrites dans un échantillon, mais qu'elle s'avère plutôt principalement dépendante de la paragenèse de cet échantillon. La classification des types de pyrite présentée ci-dessous (pyrite type I, II, III, IV, V, et VI) suit la typologie définie au Chapitre III et synthétisée au tableau 5-2 précédent.

5.3.3.2 Pyrite I :

Dans les minéralisations de Type I (Cu-Au-Mo) à quartz-sulfures, la pyrite se présente sous des formes très variées (figure 5-4). On la retrouve généralement sous forme de grains disséminés idiomorphes à subidiomorphes à arêtes droites ou avec bordures arrondies (figure 5-4A, B et C). La pyrite se présente communément sous forme d'agrégats de grains fins à grossiers, aux bordures fusionnées (figure 5-4D), ou encore de grains très grossiers (> 2 mm ; figure 5-4E). Lorsque les grains sont très grossiers, ils montrent communément des fractures remplies par la chalcopryrite (figure 5-4E), ou encore d'or comme observés sur les lames V05-1601C et V290TR-039 (figure 5-4F).

Les grains de pyrite sont légèrement poreux (avec de nombreuses inclusions) à limpide. Plusieurs grains montrent une zonation qui se manifeste par des cœurs poreux et des bordures limpides (figure 5-4A, B). Les textures limpides sont souvent observées dans les grains de pyrite en inclusions dans la chalcopryrite (figure 5-4C). Ils présentent également des bordures de grains arrondis et des jonctions triples avec des angles de 120 degrés (figure 5-4C), suggérant une

recristallisation métamorphique. Les inclusions de chalcopryrite et de magnétite dans ces grains sont aussi relativement communes.

5.3.3.3 Pyrite II :

Les pyrites des minéralisations de Type II de Chibougamau-Copper et de Perry montrent deux textures principales. On observe ainsi des pyrites hypidiomorphes et poreuses, disséminées dans la gangue ou en amas de grains fins à grossiers (figure 5-4G). Les pyrites (1) en grains très grossiers sont constituées de plusieurs sous-grains dont les bordures ont été fusionnées (figure 5-4G). Ces pyrites contiennent généralement des inclusions de chalcopryrite, mais également de magnétite bien que plus rare. Le second type de pyrites (2) se présente sous la forme de surcroissances sur les premiers grains (figure 5-4H) ou sous la forme de grains disséminés dans la gangue de quartz (figure 5-4I). Ces pyrites montrent une texture idiomorphe et limpide, sont légèrement fracturées et ne présentent pas d'inclusions de chalcopryrite.

5.3.3.4 Pyrite III :

Les pyrites de la minéralisation Au-Zn-Pb (Type III) se présentent sous deux textures principales. Dans la gangue de carbonate, la pyrite se présente sous forme de grains fins (50 – 500 μm) idiomorphes disséminés, avec un cœur poreux et des surcroissances limpides (figure 5-4G, 4J). Elles forment également des agrégats de grains idiomorphes avec des bordures jointes et recristallisées (figure 5-4K). Dans la zone d'altération à chlorite-biotite, les grains ont une texture très grossière (> 2 mm) et sont fracturés (figure 5-4L). Elles présentent communément des inclusions de sphalérite et galène.

5.3.3.5 Pyrite IV :

Au sein des veines de Type IV (Au-As), la pyrite présente aussi diverses textures. Elle est observée sous forme de cristaux disséminés hypidiomorphes (figure 5-5A), de grains très grossiers (figure 5-5B) ou d'agrégats de grains fins (figure 5-5C). On la retrouve également sous forme de grains subidiomorphes poreux riches en inclusions (figure 5-5D, E) ou d'amas de grains grossiers (figure 5-5F) dans les veines polymétalliques.

Les grains montrent fréquemment une texture poreuse ou zonée avec des cœurs poreux, riches en inclusions et des bordures limpides. Certains de ces grains montrent des inclusions concentriques d'arsénopyrite et sulfosels, suivant les auréoles de croissance de la pyrite (figure 5-5D). Cette texture particulière indiquerait que ces minéraux sont contemporains, et que ces inclusions ont été intégrées progressivement durant la croissance de la pyrite. Les inclusions et les cristallisations d'arsénopyrite ou de sphalérite en bordures des grains sont fréquentes (figure 5-5A, B et E).

5.3.3.6 Pyrite V :

Dans les lames des veines N°7 et N°9 de type Au-Cu orogéniques de la mine Cooke, la pyrite se présente communément sous forme de cristaux fins à grossiers (50 μm à 1 mm) légèrement poreux (figure 5-5G). Ces cristaux présentent généralement des inclusions de chalcopryrite, et certains sont marqués par des exsolutions lamellaires de ce qui s'apparente à de la bismuthinite (Bi_2S_3 ; figure 5-5H). Certaines lames contiennent une grande proportion d'arsénopyrite et d'arséniures de Co-Ni, comme la skuttérudite qui forme des cristaux d'habitus similaire à la pyrite mais de teinte plus blanchâtre, étroitement associés aux grains d'or (figure 5-5I).

5.3.3.7 Pyrite VI :

Enfin, le dernier type correspond aux pyrites de la zone 8-5 de Cooke, interprétée comme une minéralisation de Cu-Zn-Pb stratiforme synvolcanique par Bélanger et al. (1984). Ces pyrites se présentent sous forme de grains subidiomorphes, fins à très grossiers (0,2 – 2 mm), limpide (figure 5-5J), ou zonée avec des cœurs poreux (figure 5-5K). Ils sont généralement affectés par de multiples fractures, localement occupées par la pyrrhotite ou la chalcopryrite (figure 5-5L).

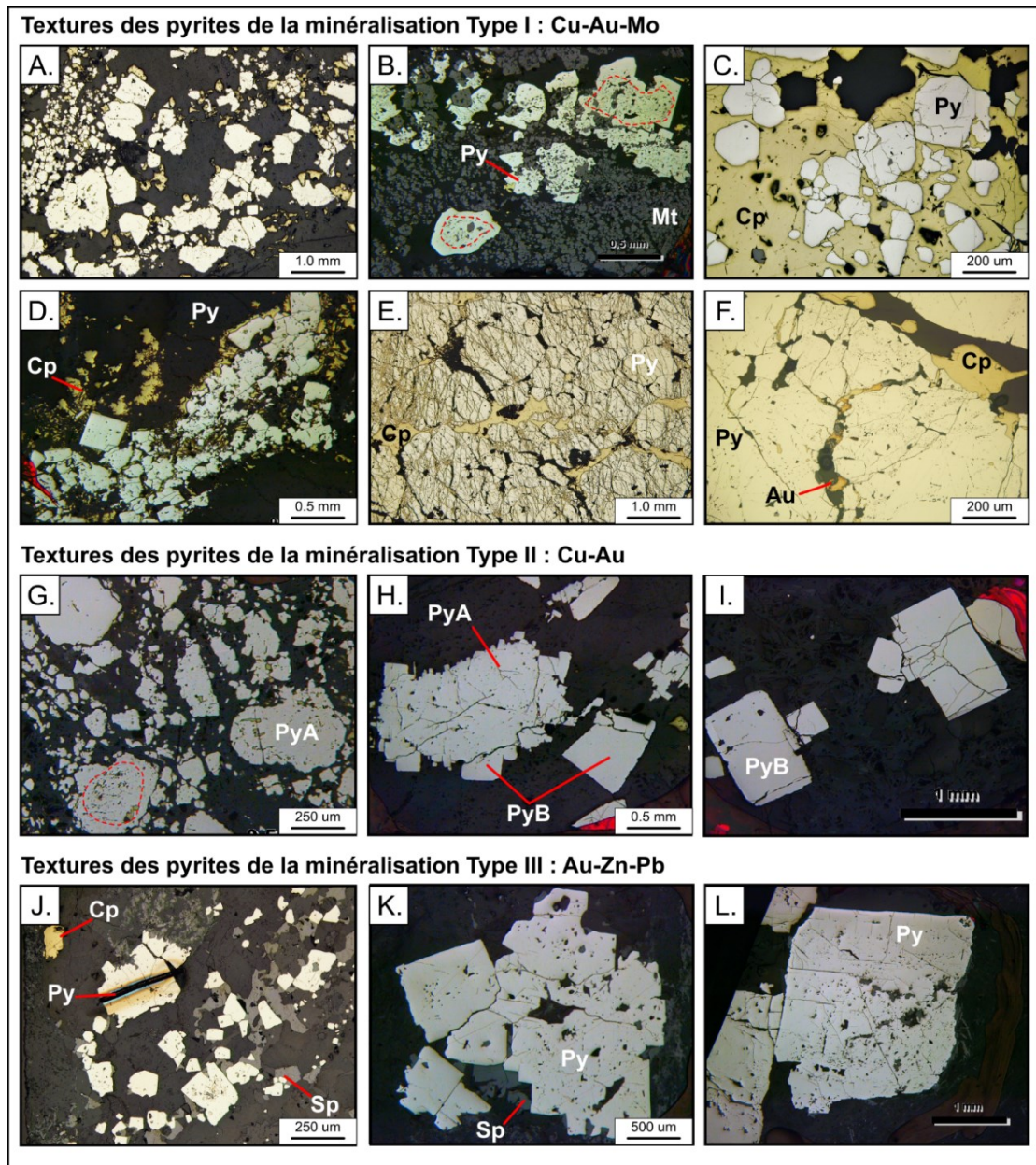


Figure 5-4 : Microphotographies de textures des pyrites dans les minéralisations de Type I (Cu-Au-Mo), Type II (Cu-Au) et Type III (Au-Zn-Pb). A. à F.) Textures des pyrites des minéralisations de Type I. G. à I.) Textures des pyrites des minéralisations de Type II. J. à L.) Textures des pyrites dans la brèche de carbonate à Au-Zn-Pb (Type III). - A.) Pyrite subidiomorphe à idiomorphe, zonée, disséminée dans la gangue de quartz de la veine N290TR. B.) Pyrite zonée à cœur poreux riche en inclusion de magnétite et bordures limpides recristallisées. C.) Pyrite subidiomorphe limpide avec des textures de recristallisation de grains, flottant dans la chalcopryrite dans la veine N290TR. D.) Amas formé de grains fins de pyrite hypidiomorphe, avec bordures de grains fusionnées. E.) Amas de grains de pyrite grossière fracturée avec un remplissage par la chalcopryrite. F.) Pyrite grossière, riche en micro-inclusions, fracturée avec un remplissage par des grains d'or. - G.) Agrégats de pyrite avec des grains zonés à cœurs poreux, riches en inclusions de chalcopryrite (PyA). H.) Grains disséminés de pyrite hypidiomorphe poreuse (PyA), avec des surcroissances de pyrite idiomorphe limpide (PyB). I.) Grain de pyrite idiomorphe limpide (PyB) légèrement fracturée, dans une gangue de silicates. - J.) Pyrite subidiomorphe zonée à cœur poreux et bordures limpides dans la gangue de carbonate. K.) Agrégats de grains idiomorphes poreux, aux bordures fusionnées avec des inclusions de sphalérite. L.) Grain de pyrite très grossier (> 2mm) poreux, riche en inclusions de sphalérite et fracturé. Abréviations : Cp – Chalcopryrite; Mt – Magnétite; Py – Pyrite; Sp – Sphalérite.

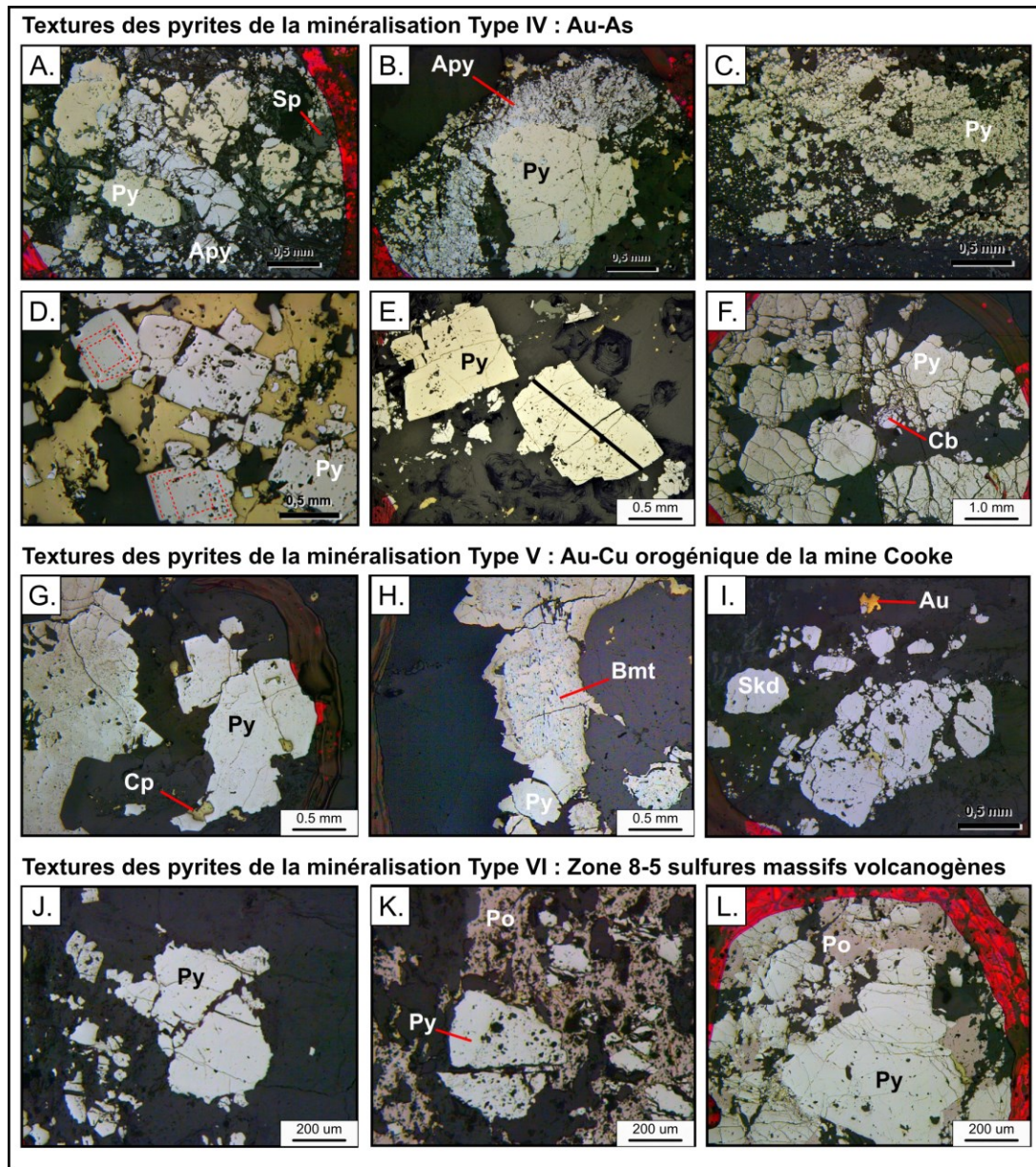


Figure 5-5 : Microphotographies des textures des pyrites des minéralisations de Type IV (Au-As), Type V (Au-Cu orogéniques) et Type VI (Zone 8-5). A. à F.) Textures des pyrites dans les minéralisations à Au-As du « *Shear Arsenopyrite* » et des veines polymétalliques (Type IV). G. à I.) Textures des pyrites et des grains de skuttérodite dans les minéralisations orogéniques de la mine Cooke (Type V). J. à L.) Textures des pyrites dans la zone de sulfures massifs volcanogènes de la mine Cooke (Type VI : Zone 8-5). - A.) Pyrite hypidiomorphe poreuse et riche en inclusions d'arsénopyrite et de sphalérite. B.) Grain grossier de pyrite fracturé, poreux et riche en inclusions d'arsénopyrite. C.) Amas de petits agrégats de pyrite aux bordures fusionnées. D.) Cristaux subidiomorphes de pyrite, à cœurs poreux et bordures limpides avec des inclusions de sulfosels concentriques (pointillés rouge) et parallèles aux faces des grains. E.) Pyrite idiomorphe poreuse avec cristallisation d'arsénopyrite en bordure de grain. F.) Amas de grains de pyrite grossière légèrement poreuse et fracturée. G.) Pyrite hypidiomorphe légèrement poreuse avec inclusion de chalcopyrrite. H.) Pyrite grossière avec des exsolutions lamellaires de bismuthinite. I.) Grains de skuttérodite grossiers, disséminés dans une gangue d'axinite-feldspaths de la veine N°08, avec des grains d'or libre. J.) Pyrite hypidiomorphe limpide fracturée dans une gangue de silicate. K.) Grains de pyrite fracturée à texture subidiomorphe et cœur poreux. L.) Pyrite grossière légèrement poreuse, fracturée et entourée de pyrrhotite. Abréviations : Apy – Arsénopyrite; Au – Or; Bmt – Bismuthinite; Cb – Cobaltite; Cp – Chalcopyrrite; Po – Pyrrhotite; Py – Pyrite; Skd – Skuttérodite; Sp – Sphalérite.

5.3.3.8 Homogénéité des veines et méthode de traitement :

En considération de la diversité des textures rencontrées dans les veines des gisements Springer, Perry et Chibougamau Copper, la question se pose de savoir si ces textures contrôlent la composition des pyrites. Les résultats de l'étude, présentés à la figure 5-6, illustrent sur un seul graphique la composition de nombreuses pyrites de textures variées provenant de la veine N290TR et du « *Shear Arsenopyrite* ». Ces graphiques sont utilisés pour étudier l'homogénéité de la composition des pyrites dans ces veines.

On constate que malgré la diversité des textures rencontrées dans la veine N290TR (figure 5-4A, C et F), on peut considérer que les pyrites présentent un signal relativement homogène (figure 5-6A). La plage de valeurs entre le 1^{er} et 3^{ème} quartile n'excèdent pas un ordre de grandeur sur la majorité des éléments entrant dans la structure des pyrites. Seuls le Pb et le Sb montrent des écarts plus importants, cela étant principalement causé par la présence de micro-inclusions de galène ou de sulfosels dans les grains ou en fractures.

Dans le « *Shear Arsenopyrite* » (figure 5-6B), la signature des pyrites demeure également relativement homogène malgré la présence de multiples textures (figure 5-5A, B et C). Quelques éléments comme le Zn, Cd, Sb et Pb montrent des plages de valeurs plus importantes entre le 1^{er} et 3^{ème} quartile, avec plus de deux ordres de grandeur d'écarts. Ces variations sont dues à l'abondance d'inclusions de sphalérite, de galène et de sulfosels et de la proportion importante de ces minéraux au sein de ces paragenèses. À titre d'exemple, les pyrites qui présentent les valeurs maximales de Zn, Cd et Pb proviennent des lames Sh.Apy-1019 et Sh.Apy-13A contenant respectivement 10 et 38 % de sphalérite, 5 et 2 % de galène.

En conclusion, bien que la diversité des textures puisse représenter différentes conditions de formation et de générations de pyrite (voir les travaux de Huston et al., 1995; Craig et al., 1998; Large et al., 2009; Genna et Gaboury, 2015; Dubosq et al., 2018; George et al., 2018; Augustin et Gaboury, 2019), dans le cas présent il semble que la composition de ces dernières soit plutôt représentative d'un type de veine. Néanmoins, il convient d'apporter quelques nuances. La présence de micro-inclusions de minéraux au sein de fractures ou pores dans les pyrites peut engendrer de grandes

variations de la composition, notamment en ce qui concerne les éléments comme As, Zn, Pb, Bi et Sb. Enfin, il faut considérer que les pyrites ont subi plusieurs épisodes de déformation et probablement de recristallisation, affectant la texture originelle.

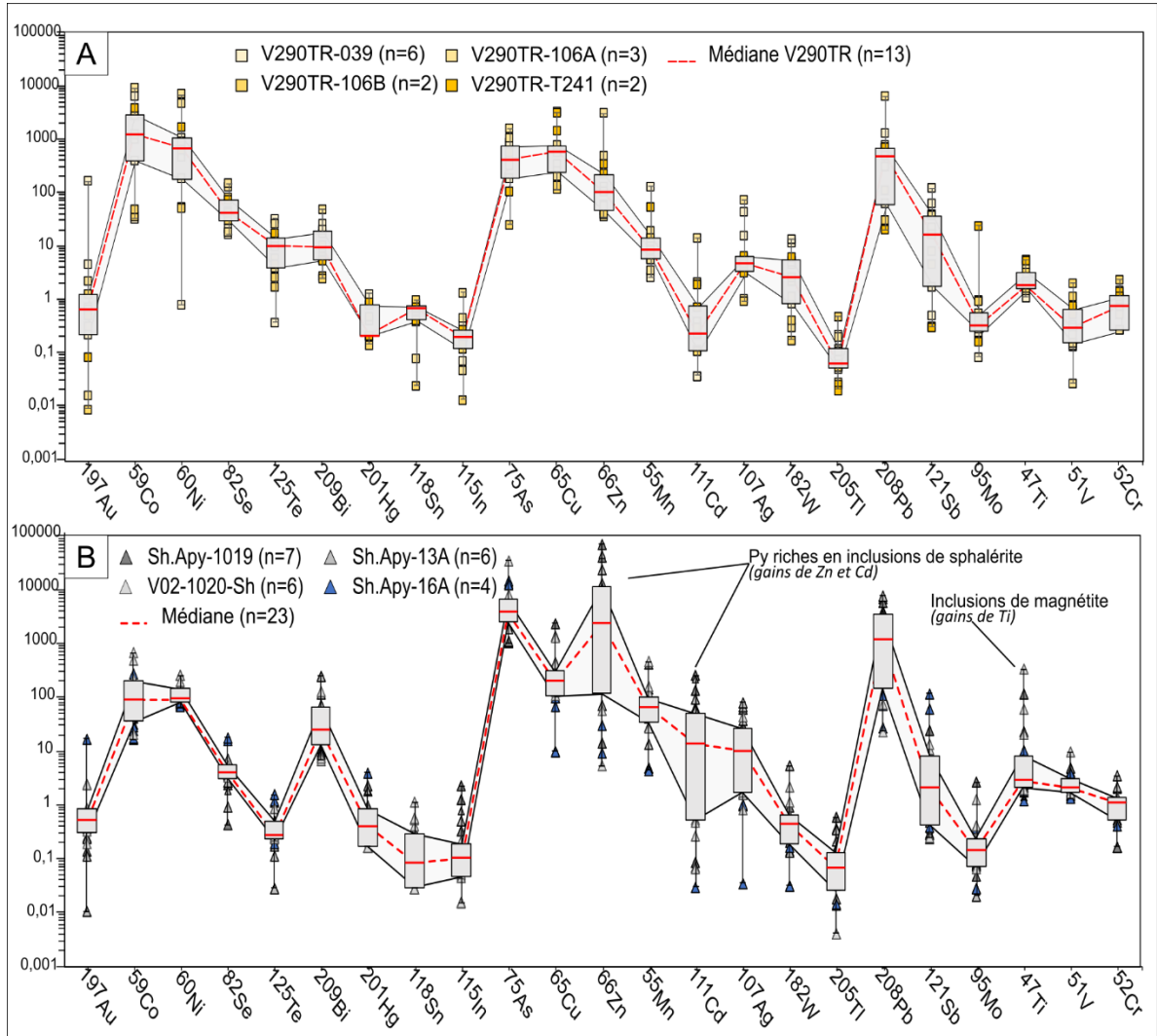


Figure 5-6 : Diagrammes multiéléments illustrant la distribution statistique de la composition des grains de pyrite sur différentes lames provenant d'une même veine. La concentration des éléments (échelle verticale) est exprimée en partie par million (ppm). A.) Distribution de la composition de 13 grains de pyrites analysés sur 4 lames prélevées dans la veine N290TR et B.) Distribution de la composition de 23 grains de pyrites analysés sur 4 lames prélevées dans les veines et cisaillements associés au « Shear Arsenopyrite ».

5.3.4 Compositions des pyrites de Springer et de Chibougamau-Copper

5.3.4.1 Pyrites des minéralisations de Type I (Cu-Au-Mo)

Les pyrites des minéralisations de type I Cu-Au-Mo (Py I) sont principalement caractérisées par des concentrations élevées en Cu (340 – 3 300 ppm), Co (200 – 2000 ppm), Ni (100 – 650 ppm), Se (20 – 40 ppm¹), Te (1 – 10 ppm), et des valeurs intermédiaires en As (100 – 1000 ppm), Bi (2 – 10 ppm) et Sb (0,2 – 5 ppm), comparativement aux autres types de pyrite analysés (tableau 5-3). Ces éléments présentent des coefficients de corrélations plus ou moins importants, notamment avec les couples Te-Bi (R = 0,53), Te-Se (R=0,39) Bi-Pb (R=0,47), Ag-Sb (R=0,43) (figure 5-7, et figure 5-8).

Les diagrammes binaires montrent clairement une association Te-Bi avec des rapports Te/Bi compris entre 0,1 et 10 (figure 5-7A) dans les pyrites I. Elles indiquent un champ distinct des pyrites de type IV (Te/Bi < 0,1), avec une zone de « mélange » où les deux types cohabitent. Une association Te et Se est également clairement définie sur la figure 5-7B, où ces deux éléments sont enrichis à différents degrés dans les pyrites de type I. Sur les diagrammes Te vs As et Se vs As, les pyrites de type I définissent un champ de valeurs bien délimité (> 2 ppm Te et > 20 ppm Se) avec des compositions variables en As (figure 5-7C, D). Le champ de « mélange » entre les types I et IV est défini par des pyrites avec des concentrations plus élevées en Bi (> 10 ppm), As (> 100 ppm) pour des valeurs de Te inférieure à 2 ppm, (figure 5-7A, et C). Ces grains proviennent de la veine N°01 où les pyrites se sont formées en remplacement de la magnétite (voir chapitre 3, sections 3.2.1.2.2 et 3.3.3), laissant un cœur poreux riches en inclusions de magnétite et des bordures limpides recristallisées (figure 5-4B). Cependant, les spectres des éléments traces réalisés à partir de lignes

¹ Les valeurs énoncées correspondent aux valeurs du 1^{er} et 3^{ème} quartile synthétisées dans le tableau 5-3.

recoupant ces pyrites ont mis en évidence un enrichissement préférentiel en As dans ces bordures plutôt que dans les cœurs (Annexe E.2).

Le diagramme Co vs As (figure 5-7E) montre une dispersion importante des concentrations en Co dans les pyrites de type I, et ne montre pas de corrélation entre Co et As. À l'inverse, la plupart des pyrites montrant une plus basse concentration en Co, sont plus enrichies en As.

Le diagramme Bi vs Ag (figure 5-8A) ne permet pas de distinguer aussi clairement les différents types de pyrite que les précédents, ces deux éléments étant présents dans l'ensemble des pyrites de cette étude. Il montre que les pyrites de Springer (type I) ont un enrichissement relativement variable, probablement dû à la présence de ces éléments dans la porosité ou des inclusions, plutôt que dans la structure de la pyrite. Et si une partie des grains semblent s'aligner sur une droite correspondant à un rapport Bi/Ag = 1, la majorité des pyrites définissent un champ de valeur compris entre les rapports Bi/Ag = 0,1 et Bi/Ag = 10. Ce champ est également délimité par des valeurs spécifiques (Ag < 20 ppm et Bi < 20 ppm).

Les diagrammes Bi vs Pb (figure 5-8B) et Pb vs Sb (figure 5-8C) montrent que ces éléments sont bien corrélés au sein des différents types de pyrite et en particulier dans les pyrites de type I. Elles présentent pour la majeure partie, des rapports Bi/Pb compris entre 0,1 et 1, délimités par des valeurs de Pb inférieur à 100 ppm et des rapports Pb/Sb compris entre 10 et 100 avec des valeurs de Sb inférieures à 10 ppm, ce qui montre que ces éléments sont en partie intégrés dans la structure de la pyrite. En guise d'exception, certains grains présentent des valeurs de Pb et Sb sensiblement supérieures (> 100 ppm Pb et > 10 ppm Sb). Ils correspondent à des pyrites provenant des veines N°05 et N290TR (figure 3-3), qui sont caractérisées par des textures grossières, sont fracturées et riches en micro-inclusions (figure 5-4F; voir Annexe E).

5.3.4.2 Pyrites de la minéralisation de Chibougamau-Copper (Type II : Cu-Au)

Les pyrites des veines de cuivre de Chibougamau-Copper (Type II) montrent des tendances similaires à celles des minéralisations de type I (figure 5-7; tableau 5-3). Elles sont significativement enrichies en Cu, Co, Se, Te et Bi. Elles présentent notamment de bonnes corrélations entre ces couples d'éléments comme Te-Bi (R= 0,44), Te-Se (R= 0,62), Bi-Ag (R= 0,57 ; figure 5-7 et figure

5-8). La principale différence avec les Py I des minéralisations Cu-Au-Mo de Springer concerne des teneurs généralement plus élevées en Te (4 – 20 ppm) et Se (40 – 125 ppm) et légèrement plus faibles en Pb (9 – 34 ppm), Sb (0,25 – 1,34 ppm). En dehors de ces aspects, elles en partagent les mêmes signatures (tableau 5-3 ; figure 5-7B, C, D et E ; figure 5-8A, B, C).

5.3.4.3 Pyrites de la veine de carbonate à Au-Zn-Pb (Type III)

Les pyrites de type III (Py III) provenant de la veine à texture bréchique carbonate, or, sphalérite, galène présentent une composition assez distincte des précédentes, sans être complètement différente (tableau 5-3). Elles montrent ainsi de bonnes corrélations entre Te, Bi, Se et Ag où elles définissent des champs avec un fort enrichissement en Te (5 – 200 ppm) et Ag (20 – 400 ppm ; tableau 5-3; figure 5-7A, B et figure 5-8A). Elles sont aussi relativement riches en Zn (70 – 10 000 ppm) et Pb (40 – 2 700 ppm) en raison de la présence d'inclusions de sphalérite et de galène. Ceci est particulièrement mis en évidence par les diagrammes Bi vs Pb et Pb vs Sb (figure 5-8B, C). Elles montrent des compositions intermédiaires en Co (500 – 1250 ppm), Se (4 – 14 ppm) et As (100 – 500 ppm) qui sont quant à elles relativement similaires aux pyrites de type I et II, mais supérieures à celles des pyrites IV (Au-As). On notera aussi que c'est dans cette famille de pyrite que se situent les plus hautes teneurs en Au (0,14 – 4,7 ppm). L'or dans ces pyrites est associé avec le Te, Ag et parfois Bi, à des microfractures dans les grains. Fait particulier, elles présentent des teneurs en Mo (0,15 – 4 ppm) et W (0,1 – 5 ppm) relativement élevées par rapport aux autres familles, mais comparables aux pyrites du type I (tableau 5-3).

Le groupe de pyrites plus grossières situées à l'éponte de cette veine ne montrent pas d'enrichissements aussi important en Te, Ag, Sb, Bi (tableau 5-3). Mais sont bien plus enrichies en Mn que tous les autres (120 – 1800 ppm Mn) et les contenus en Zn, Cd et Pb sont aussi relativement élevés en comparaison aux pyrites de types I et II. Cette différence avec les pyrites analysée dans la veine de carbonate provient probablement du fait que ces pyrites grossières ont cristallisées dans l'encaissant. Le choix a été fait de les isoler dans la présentation du tableau 5-3 afin de mettre en évidence leur composition, mais elles ne sont pas individualisées sur les diagrammes binaires par

souci de clarté. Ces pyrites particulières présentant des compositions identiques à celles de Springer (Type I Cu-Au-Mo) et de Chibougamau-Copper (Type II Cu-Au).

5.3.4.4 Pyrites de la minéralisation Type IV (Au-As)

Les pyrites des minéralisations à Au-As (Py IV) présentent les plus hautes valeurs en Zn (100 – 9600 ppm), Pb (150 – 5150 ppm), As (1000 – 3400 ppm), Bi (7 – 65 ppm) et des compositions relativement élevées en Cd (0,4 – 33 ppm), Ag (4 – 27 ppm) et Sb (0,3 – 4,8 ppm) (tableau 5-3, figure 5-7 et figure 5-8). À la différence des pyrites I, II et III, elles sont caractérisées par les plus basses concentrations en Te (< 0,4 ppm) et Se (< 3,6 ppm) (tableau 5-3).

Elles définissent un champ très distinct sur les diagrammes Te vs Bi, Te vs Se, Te vs As et Se vs As, ne montrant pas de corrélation entre Te, Se et Bi (figure 5-7A et B). On note même des anti-corrélations entre le Te, le Se et l'As (figure 5-7C et D). Le diagramme Co vs As (figure 5-7E) montre une tendance similaire où ces pyrites définissent un champ avec des valeurs riches en As avec des concentrations variables en Co, mais globalement plus faibles que les pyrites I.

Les pyrites Py IV sont aussi caractérisées par des teneurs variables en Bi, mais globalement plus élevées que les autres types et fortement corrélées avec l'Ag ($R = 0,99$) avec un rapport Bi/Ag = 1 (figure 5-8A). Le diagramme Bi vs Pb montre que si une partie de ces pyrites IV se mélange avec les pyrites I et II, la majorité des données se situent entre deux droites de pente Bi/Pb = 0,01 et 0,1 (figure 5-8B), ce qui constitue une différence marquante avec les pyrites I et II, et démontre que l'apport en Bi dans ces pyrites IV est associé principalement à la galène. Le facteur de corrélation de Pearson calculé indique en effet une forte corrélation entre ces deux éléments ($R=0,73$).

Le diagramme Pb vs Sb (figure 5-8C) montre que ces éléments ne sont pas corrélés ($R = -0,08$) et que la majorité des pyrites de type IV délimitent un champ de valeur caractérisé par des valeurs importantes de Pb (> 100 ppm) et un rapport Pb/Sb > 100, ce qui marque à nouveau une différence notable avec les pyrites I et II, qui montrent une association entre ces deux éléments. Ceci peut être mis en relation avec la paragenèse minérale riche en galène qui est associée à ces pyrites IV.

Tableau 5-3 : Synthèse des compositions en éléments traces des différents types de pyrite du Camp de Chapais. Les éléments caractéristiques de chaque type sont indiqués en gras et par le code couleur respectif, utilisé dans la figure 5-2 et la figure 5-9.

Typologie	Stats	Au	Co	Ni	Se	Te	Bi	Hg	Sn	In	As	Cu	Zn	Mn	Cd	Ag	W	Tl	Pb	Sb	Mo	V	Cr
	LOD	0,02	1,2	1,6	0,7	0,05	0,01	0,28	0,05	0,03	0,49	11	1,01	0,41	0,05	0,04	0,04	0,01	0,02	0,03	0,05	0,03	0,29
Pyrite I : Cu-Au-Mo (n=134)	Q1	0,09	182,9	122,4	19,6	1,72	2,10	0,17	0,06	0,02	148,0	344	27,9	7,4	0,10	0,6	0,1	0,03	11,1	0,23	0,11	0,69	0,27
	Méd	0,21	605,2	316,5	29,9	4,52	4,70	0,21	0,26	0,14	530,7	1061	60,5	16,3	0,28	3,7	0,8	0,07	25,1	0,79	0,34	1,32	0,98
	Q3	0,51	1860,1	633,1	41,9	9,12	10,94	0,41	0,71	0,45	1070,7	3305	125,7	60,0	0,71	9,4	2,5	0,20	94,0	4,70	2,42	2,42	1,77
Pyrite II : Cu-Au Chib Copper (n=36)	Q1	0,10	174,2	188,5	41,0	4,07	1,63	0,04	0,04	0,00	107,1	261	13,4	4,9	0,06	1,7	0,1	0,02	8,7	0,24	0,09	1,12	0,56
	Méd	0,16	512,1	243,5	68,8	9,66	6,87	0,14	0,11	0,06	235,8	749	27,0	12,2	0,21	5,6	0,3	0,05	16,2	0,42	0,33	1,29	0,79
	Q3	0,27	1098,6	389,7	126,3	21,02	13,46	0,19	0,37	0,15	365,4	1594	88,4	40,5	0,62	15,7	1,4	0,11	34,1	1,34	1,34	4,53	1,29
Pyrite II : Cu-Au Perry (n=10)	Q1	0,08	140,6	94,5	38,2	6,98	3,39	0,04	0,01	0,00	66,5	987	37,0	11,8	0,16	2,6	0,0	0,00	21,7	1,99	0,05	1,42	0,12
	Méd	0,34	256,0	227,4	53,1	11,10	8,61	0,09	0,15	0,15	197,4	1653	65,2	17,3	0,64	5,8	0,1	0,02	64,6	4,05	0,14	2,02	0,35
	Q3	0,47	488,8	391,3	85,2	14,78	14,56	0,14	0,41	0,53	314,7	2956	420,1	53,9	3,95	13,0	0,6	0,04	306,1	5,89	9,08	3,22	0,94
Pyrite III : Brèche Au-Zn-Pb (n=15)	Q1	0,14	493,4	88,4	4,4	5,63	0,72	0,10	0,05	0,00	133,1	38	74,5	21,9	0,20	24,2	0,1	0,00	43,8	0,52	0,15	1,61	0,22
	Méd	0,33	907,7	186,2	6,9	22,81	1,96	0,22	0,12	0,34	188,1	77	5725,7	60,5	19,55	60,5	2,6	0,01	512,1	0,86	1,07	2,10	0,51
	Q3	4,66	1242,9	274,2	14,1	204,82	18,15	0,37	0,42	0,50	507,4	205	9775,5	186,2	33,98	432,9	5,1	0,02	2699,9	1,79	4,05	2,79	0,93
Pyrite III : Py grossières (n=5)	Q1	0,01	106,1	67,7	6,0	0,98	0,16	0,09	0,01	0,01	25,8	112	10,4	121,0	0,03	0,2	0,1	0,00	4,2	0,08	0,05	1,45	0,39
	Méd	0,04	200,2	74,9	12,3	2,19	0,76	0,11	0,16	0,03	139,7	119	20,9	470,2	0,11	2,0	1,6	0,01	65,2	0,37	0,05	2,33	0,87
	Q3	0,05	342,1	148,5	17,4	2,28	5,07	0,22	0,33	0,09	388,7	165	3305,1	1845,7	10,47	5,4	21,1	0,04	1026,4	2,17	0,30	8,57	1,47
Pyrite IV : Au-As (n=71)	Q1	0,06	60,0	69,8	1,3	0,07	6,78	0,14	0,07	0,02	979,9	89	108,2	20,7	0,42	3,8	0,1	0,01	175,7	0,31	0,06	1,15	0,34
	Méd	0,19	150,8	105,9	2,6	0,20	24,21	0,27	0,33	0,09	1761,9	182	698,3	51,0	2,49	9,6	0,3	0,04	1512,9	1,32	0,18	1,34	0,79
	Q3	0,46	333,2	265,9	3,6	0,39	64,24	0,66	1,01	0,19	3381,9	606	9624,2	101,6	32,93	27,2	0,6	0,12	5143,8	4,79	0,41	1,58	1,28
Type V : Au-Cu Shear zone related (n=9)	Q1	0,15	24,9	83,6	24,7	0,49	19,32	0,04	0,06	0,08	262,8	43	8,2	17,3	0,05	1,2	1,4	0,08	44,2	2,12	0,04	1,43	0,12
	Méd	0,77	38,2	100,1	40,9	1,07	155,01	0,09	0,10	0,29	950,6	64	12,6	51,0	0,10	2,3	2,7	0,11	740,1	38,17	0,05	1,98	0,33
	Q3	1,77	57,5	325,9	70,5	2,30	272,55	0,40	0,33	1,61	2704,6	166	26,3	152,2	0,37	4,8	5,6	0,45	1773,6	58,19	0,13	2,90	1,18
Type VI : Zone 8-5 (n=7)	Q1	0,14	111,3	56,3	24,2	9,08	16,34	0,04	0,06	0,03	218,8	284	16,8	30,3	0,04	0,8	0,0	0,00	24,7	0,57	0,14	2,64	1,80
	Méd	0,19	221,6	69,4	28,8	10,66	27,93	0,04	0,30	0,15	329,1	363	39,1	88,4	0,12	1,3	0,4	0,01	54,0	1,86	0,47	7,54	3,35
	Q3	0,68	591,2	177,8	34,0	23,74	34,4	0,04	0,72	0,3	744,8	712	84,3	165,7	0,26	5,1	0,6	0,04	78,7	3,07	1,63	15,11	6,61

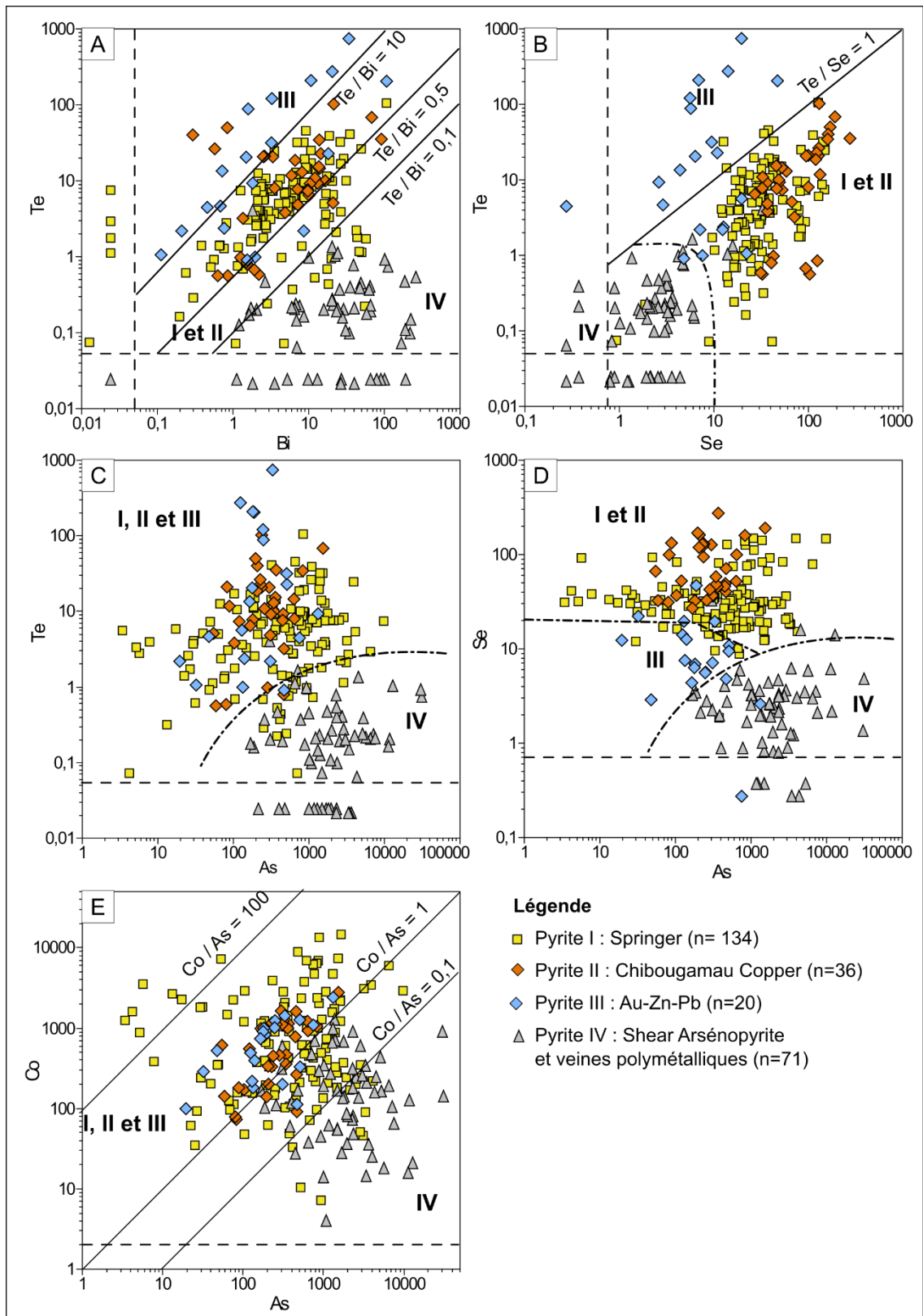


Figure 5-7 : Diagrammes binaires de la composition en éléments traces exprimés en ppm, des différents types de pyrites des gisements Springer et Chibougamau Copper. A.) Te vs Bi. B.) Te vs Se. C.) Te vs As. D.) Se vs As. E.) Co vs As. Les lignes pointillées correspondent à la médiane des limites de détection (LOD). Les lignes en tirets et pointillés délimitent les champs entre les différents types de pyrite.

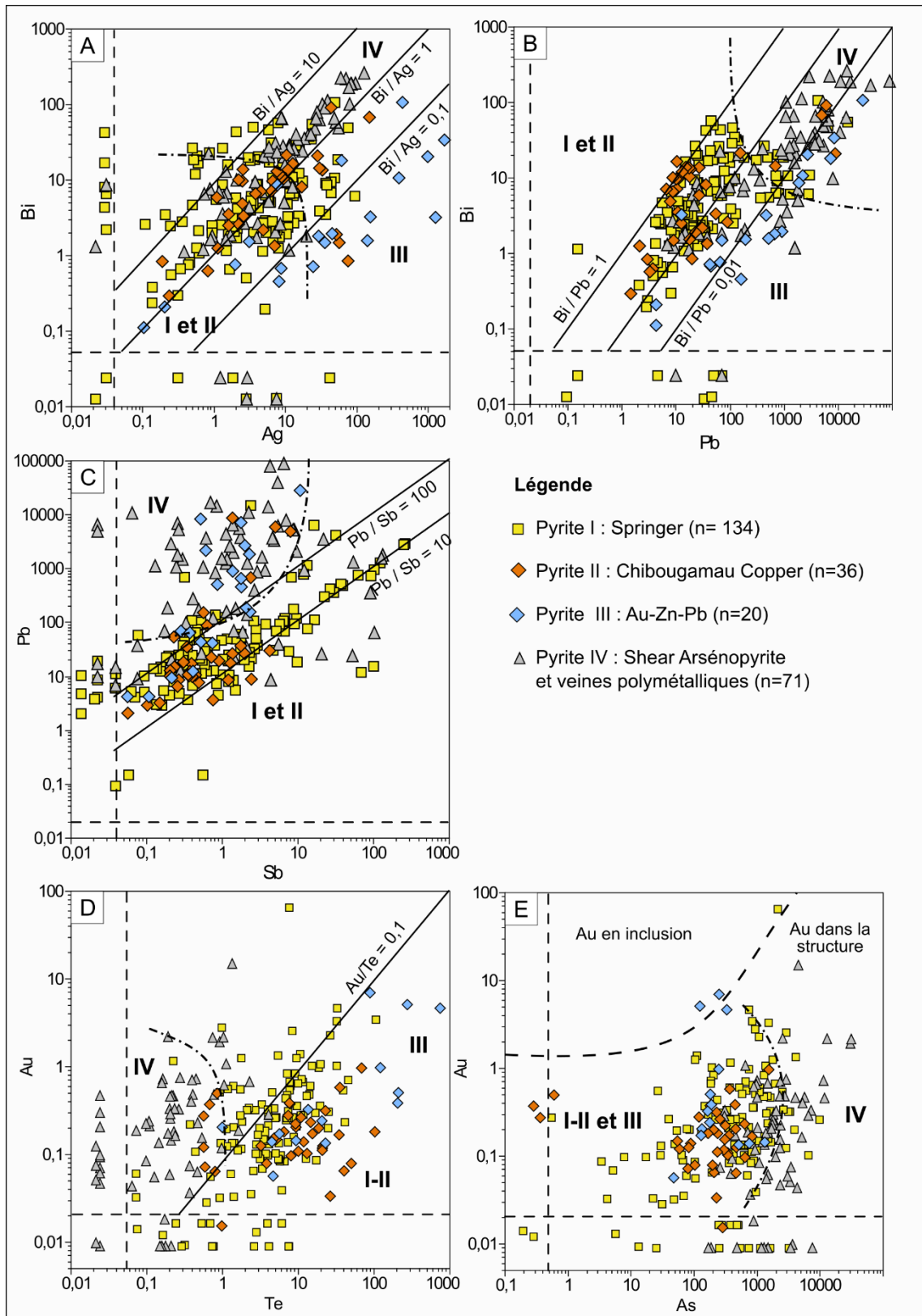


Figure 5-8 : Diagrammes binaires de la composition en éléments traces exprimés en ppm, des différents types de pyrites des gisements Springer et Chibougamau Copper (suite). A.) Bi vs Ag. B.) Bi vs Pb. C.) Pb vs Sb. D.) Au vs Te. E.) Au vs As, la ligne en pointillés gras correspond à la droite de solubilité de l'or défini par Reich et al. (2005). Les lignes en tirets correspondent à la médiane des limites de détection (LOD). Les lignes en tirets et pointillés délimitent les champs entre les différents types de pyrite.

5.3.4.5 Association de l'or dans les pyrites de Springer et Chibougamau-Copper

Si le Cu est la principale substance qui a présenté de l'intérêt pour l'exploitation des mines Opémiska, l'Au était la seconde substance extraite et demeure l'un des éléments clés à la compréhension de ces gisements. Les analyses des roches totales (5.2.2.1) ont démontré que les veines de type I à Cu-Au-Mo présentent un bagage aurifère non négligeable (0,1 – 40 ppm Au). L'or y est observé sous forme de grains libres en remplissage de fracture des pyrites grossières dans les veines N°05 et N290TR et en inclusions dans les pyrites poreuses. Les minéralisations à Au-As (type IV) du « *Shear Arsenopyrite* » et les veines polymétalliques sont néanmoins celles qui présentent les plus hautes concentrations en Au (2 – 47 ppm); l'or est alors associé directement à la sphalérite en bordure des pyrites poreuses ou à proximité de grains d'arsénopyrite. Dans les minéralisations à Cu-Au de Chibougamau-Copper (Type II) et la brèche à Au-Zn-Pb, les analyses géochimiques et les observations pétrographiques n'avaient pas montré d'enrichissements significatifs en Au.

Il faut cependant considérer qu'une partie de l'or n'est pas toujours observable et peut se situer sous forme de nano-inclusions dans la structure de la pyrite. Plusieurs travaux ont en effet démontré que l'or pouvait entrer dans la structure de l'arsénopyrite et des pyrites lors de leur cristallisation (Reich et al., 2005; Large et al., 2009; Basori et al., 2018; Keith et al., 2018). Il devient donc intéressant d'étudier quels éléments sont corrélés avec l'Au afin de déterminer une partie de la composition du fluide minéralisateur. Les concentrations en Au dans les grains de pyrite ont été comparées à celles en As, Cu, Se, Bi, Te, Sb et Pb car ce sont les meilleurs discriminants dans ce cas d'étude; ce sont également des éléments capables d'être mobilisés et d'accompagner l'Au en solution dans différents types de fluides hydrothermaux (Cook et al., 2009b; Ciobanu et al., 2010; Large et al., 2011; Ciobanu et al., 2012; Cook et al., 2013; Deditius et al., 2014; Cooke et al., 2015; Dubosq et al., 2018; Li et al., 2019; Steadman et al., 2021).

Les résultats de cette étude ont montré que les pyrites de type I, II et III présentent un enrichissement en Au correspondant avec la concentration en Te (figure 5-8D), ce qui permet de les différencier facilement des pyrites IV qui ne présentent pas cette association. Plusieurs autres associations ont été mises en évidence, bien qu'elles ne soient pas représentées en figures dans cette étude. Une forte association entre Au, Cu, Bi et Ag a été mise en évidence dans les pyrites des veines Cu-Au-Mo de Springer et des veines Cu-Au de Chibougamau Copper. Les pyrites I

présentant en plus une association Au, Sb et Pb dans le cas des pyrites grossières, poreuses et fracturées des veines N°05 et N290TR (figure 5-4F). Les pyrites de type III de la brèche à Au-Zn-Pb présentent une association très forte Au-Te-Ag principalement.

Les pyrites I, II et III montrent aussi une certaine association Au-As, bien que l'on ne constate plus d'enrichissement en Au au-delà de 1000 ppm As (figure 5-8E). Cependant, il est pertinent de constater que plusieurs analyses de grains se situent à la limite du champ de solubilité de l'au défini par Reich et al. (2005), ce qui concorde avec la présence de micro-inclusions de grains d'or dans les fractures, la porosité ou en bordure des grains.

Les pyrites des veines à Au-As (type IV) présentent quant à elles des associations plus importantes Au-As (figure 5-8E), et une augmentation des concentrations en Au-Bi-Pb.

5.3.5 Comparaison avec les minéralisations de Perry et de Cooke

5.3.5.1 Pyrite II : Perry

Les pyrites analysées dans les lames de la mine Perry montrent des compositions quasiment identiques à celles de Chibougamau Copper (Py II : Cu-Au), et également très similaires aux Py I (Cu-Au-Mo; figure 5-9 et figure 5-10). Elles sont caractérisées par des concentrations importantes en Cu (1000 – 3000 ppm), et parmi les plus élevées en Se (40 – 85 ppm) et Te (7 – 15 ppm ; tableau 5-3). Leur contenu en Pb et Sb reste faible en comparaison des pyrites IV (Au-As), mais est sensiblement plus élevé que les Py I et Py II (22 – 300 ppm Pb et 2 – 5,9 ppm Sb). Leur contenu en As (67 – 315 ppm) est quant à lui comparable aux pyrites de Chibougamau-Copper (Py II) et nettement inférieur à celui des Py I (Cu-Au-Mo) et Py IV (Au-As) de Springer (figure 5-9E). Ces similitudes entre les pyrites de Chibougamau Copper, Perry et Springer (Cu-Au-Mo) sont particulièrement mises en évidence avec les rapports Te vs Bi, Te vs Se, Se vs As (figure 5-9A, B, D) et Bi vs Ag (figure 5-10A). Les enrichissements en Pb et Sb sont clairement illustrés par les diagrammes Bi vs Pb, Pb vs Sb (figure 5-10B, C).

Dans les veines de Perry, l'au semble préférentiellement être présent sous forme de nano-inclusions au sein de la pyrite, ce qui est confirmé par les analyses laser (figure 5-10D, E). Tout comme les pyrites des minéralisations de type I (Springer, Cu-Au-Mo) et type II (Chibougamau-Copper), l'au est étroitement associé au Te, mais également au Cu et à Sb (figure 5-9A, B et figure 5-10C, D).

5.3.5.2 Pyrite V : veines Au-Cu orogéniques de la mine Cooke

Les pyrites des veines Au-Cu orogéniques de la mine Cooke présentent un bagage élémentaire très particulier avec un contenu élevé en As (260 – 2700 ppm), Pb (44 – 1775 ppm) comparable aux pyrites du « *Shear Arsenopyrite* » (figure 5-9 et figure 5-10). Elles présentent de plus les valeurs les plus élevées en Bi (20 – 270 ppm) et Sb (2 – 60 ppm) obtenues dans l'ensemble de cette étude, ainsi que des concentrations en Se significativement plus importantes avec 25 à 70 ppm (tableau 5-3). Leurs contenus en Co, Cu et Zn sont cependant plus faibles que les autres types de pyrites (25 – 58 ppm Co, 45 - 165 ppm Cu et 8 – 26 ppm Zn).

Sur les diagrammes binaires présentés à la figure 5-9, elles montrent plusieurs points communs avec les pyrites IV des veines Au-As avec un rapport Te/Bi inférieur à 0,1 et des enrichissements plus importants en As qu'en Te et Co. Elles présentent néanmoins des similitudes en termes de concentration en Se avec les pyrites de type I et les pyrites de type VI provenant de la zone 8-5 de la mine Cooke. Enfin les diagrammes Bi vs Ag, Bi vs Pb et Pb vs Sb (figure 5-10A, B et C) montrent que ces pyrites délimitent un champ de composition complètement distinct des autres types de pyrites en raison de leur enrichissement en Bi et Sb.

Concernant le contenu en Au dans les pyrites de Cooke, il semble principalement présent sous forme de nano-inclusions et contrôlé par la concentration en As-Bi-Sb-Pb. Cette observation est en accord avec les associations entre l'or et l'arsénopyrite, la skuttérodite en lame mince et les analyses géochimiques (voir section 5.2.3.3).

5.3.5.3 Pyrite VI : lentille de sulfures massifs volcanogènes (Zone 8-5 à la mine Cooke)

Les pyrites de type V de la zone 8-5 à la mine Cooke ont une signature montrant des enrichissements en Cu (280 – 700 ppm), Se (24 – 34 ppm), Te (9 – 24 ppm) et Bi (16 – 34 ppm) qui sont typiques des zones à Cu de haute température des systèmes massifs volcanogènes (SMV ; Huston et al., 1995). Le rapport Se/TI développé par Genna et Gaboury (2015) afin d'estimer les températures dans les gisements SMV, a été calculé à titre indicatif et supporte cette interprétation. Il indique ainsi des valeurs comprises entre $Se/TI = 980$ et $70\,740$. Ces valeurs sont obtenues en raison de la concentration très faible en TI dans ces pyrites ($< 0,04$ ppm) et des concentrations en Se relativement élevées et uniformes.

La superposition de ces données dans le champ des pyrites de Springer (Cu-Au-Mo) sur les diagrammes utilisant Se, Te, Bi (figure 5-9A, B, C et D) est donc cohérente et peut s'expliquer par la présence de minéraux de haute température comme la chalcoppyrite et la magnétite. Les concentrations en Ti (9,7 – 33,1 ppm), V (2,6 – 15,1 ppm) et Cr (1,8 – 6,6 ppm) dans ces pyrites suggèrent en effet la présence de magnétite sous forme de nano-inclusion ou un héritage suite à la sulfuration d'anciens grains de magnétite.

Le diagramme Co vs As (figure 5-9E) montre que les contenus en Co (150 – 450 ppm) et As (270 – 590 ppm) sont relativement peu élevés et se situent à la limite des champs définis par les pyrites I et les pyrites IV. Il est aussi intéressant de noter qu'elles partagent les mêmes rapports d'éléments Bi/Ag (> 10), Bi/Pb (0,1 – 1) et Bi/Sb (10 – 100) que les pyrites des veines Au-Cu orogéniques de la mine Cooke (figure 5-10A, B et C).

5.3.6 Comparaison avec les minéralisations « Cu-Au porphyrique » du Camp du lac Doré et des veines Au-As orogéniques de la mine Norbeau

Il existe de très nombreuses données sur la signature des pyrites provenant de systèmes aurifères porphyriques, orogéniques et épithermaux disponibles pour fins de comparaisons (Babedi et al., 2022). Néanmoins dans le cadre de notre étude, le choix a été fait de se concentrer uniquement sur les gisements des camps miniers de Chibougamau et de Chapais. Les signatures des pyrites de Springer, Chibougamau-Copper, Perry et Cooke, ont donc été comparées avec celles des minéralisations « porphyriques » du Camp du lac Doré à Chibougamau (Pilote et al., 1996; Mathieu, 2019; Mathieu et Racicot, 2019) et de la mine d'or orogénique de Norbeau (Guha et al., 1988; Dubé et Guha, 1989). Les analyses des pyrites de Copper Rand, Devlin, Grandroy et Norbeau sont tirées de la maîtrise de Ahmadou (2019) et les données des gîtes Kokko Creek et Queylus proviennent des travaux de Mathieu (2019). Elles sont présentées sous forme de points superposés aux champs définis par les pyrites du camp de Chapais (figure 5-9 et figure 5-10).

Une première observation montre que les pyrites des gisements du camp de Chapais sont plus enrichies en éléments traces que celles du Camp du lac Doré et de la mine Norbeau (figure 5-9 et figure 5-10). On voit ensuite deux grandes tendances se dessiner; 1) les pyrites issues des minéralisations Cu-Au « porphyrique » du Camp du lac Doré à Chibougamau présentent des associations métalliques identiques à celles de Springer, et 2) Les pyrites provenant du gisement d'or orogénique de la mine Norbeau montrent quant à elles une proximité avec les pyrites IV du « *Shear Arsenopyrite* » (figure 5-9 et figure 5-10).

On observe ainsi la même association Te-Bi (figure 5-9A) entre les pyrites de Springer, Perry et celles du Camp du lac Doré, plus particulièrement dans les pyrites de Kokko Creek et Grand Roy (respectivement 4 à 13 ppm Te et 15 à 41 ppm Bi ; 1 à 9 ppm Te et 0,2 à 2 ppm Bi). Les concentrations en Se dans les pyrites du Camp du lac Doré (4 – 30 ppm Se) sont néanmoins globalement inférieures à celles des pyrites I et II (20 – 120 ppm Se ; figure 5-9B), mais sont nettement supérieures à celles des minéralisations Au-As du « *Shear Arsenopyrite* » (1,3 – 3,6 ppm Se) et de la mine Norbeau (< 1 ppm Se). Les concentrations en As de ces minéralisations « porphyriques » sont relativement faibles en particulier aux gîtes Kokko Creek, Devlin et Grand Roy (< 25 ppm As). Seul le gisement Copper Rand présente un enrichissement en As (40 – 400

ppm) comparable à celui de Springer, Chibougamau-Copper et Perry (figure 5-9C, D et E). Les concentrations en Co (200 – 1200 ppm) sont quant à elles très similaires entre ces gisements et présentent une corrélation avec l'As. L'association Bi-Ag (figure 5-10A) est comparable entre les minéralisations Cu-Au-Mo de Springer et celles du Camp du lac Doré, bien que ces dernières présentent des enrichissements moins importants. La différence majeure consiste principalement en la concentration en Pb et Sb dans les pyrites du Camp du lac Doré (<1 ppm Sb et < 20 ppm Pb; figure 5-10C). Les pyrites de Springer sont également plus enrichies en Au que celle du Camp du lac Doré, où la plupart des analyses se situent sous la limite de détection (figure 5-10D, E). Seules les pyrites provenant de Grandroy présentent des valeurs en Au supérieures à la limite de détection (*LOD*), et une corrélation avec le Te, mais pas avec l'As.

Les pyrites orogéniques de la mine Norbeau définissent quant à elles un champ de composition particulièrement appauvri en Te (< 0,1 ppm), Bi (< 2 ppm), Se (< 2 ppm) et Co (< 100 ppm) et enrichi en As (> 1000 ppm). Elles montrent ainsi des compositions très similaires aux pyrites IV des minéralisations Au-As du « *Shear Arsenopyrite* » (figure 5-9A, B, C et D). Elles sont moins enrichies en Ag (< 2 ppm), mais présentent un rapport Bi/Ag identique (figure 5-10A). Leur contenu en Pb et Sb est quant à lui plus hétérogène et suit des tendances différentes (figure 5-10B, C). Dans ces pyrites, l'Au n'est pas associé au Te (figure 5-10D), mais est clairement corrélé avec l'As (figure 5-10E).

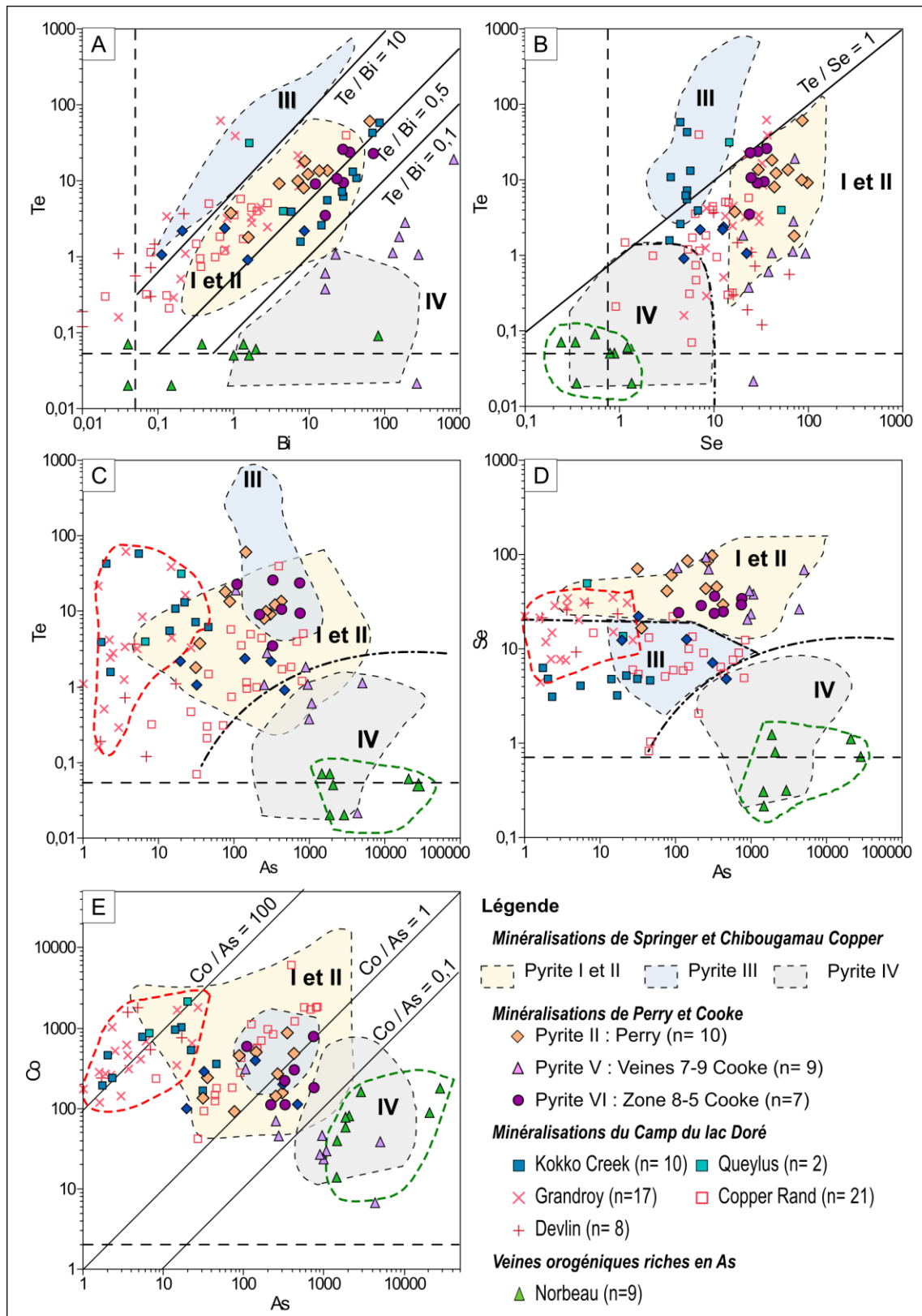


Figure 5-9 : Comparaison des signatures des pyrites de Springer avec les minéralisations du camp de Chapais (Perry, Cooke), du Camp du lac Doré (Camp Central), et de la mine Norbeau. A.) Te vs Bi. B.) Te vs Se. C.) Te vs As. D.) Se vs As. E.) Co vs As. Les lignes pointillées noires représentent la médiane des limites de détection (LOD), les lignes en tirets pointillés représentent les limites des champs de compositions entre les différents types de pyrites. Les lignes en tirets rouges et verts mettent en évidence les groupes de pyrites caractéristiques des minéralisations de cuivre porphyrique du Camp du lac Doré et des minéralisations d'or orogénique de Norbeau (données tirées de Ahmadou, 2019; Mathieu, 2019).

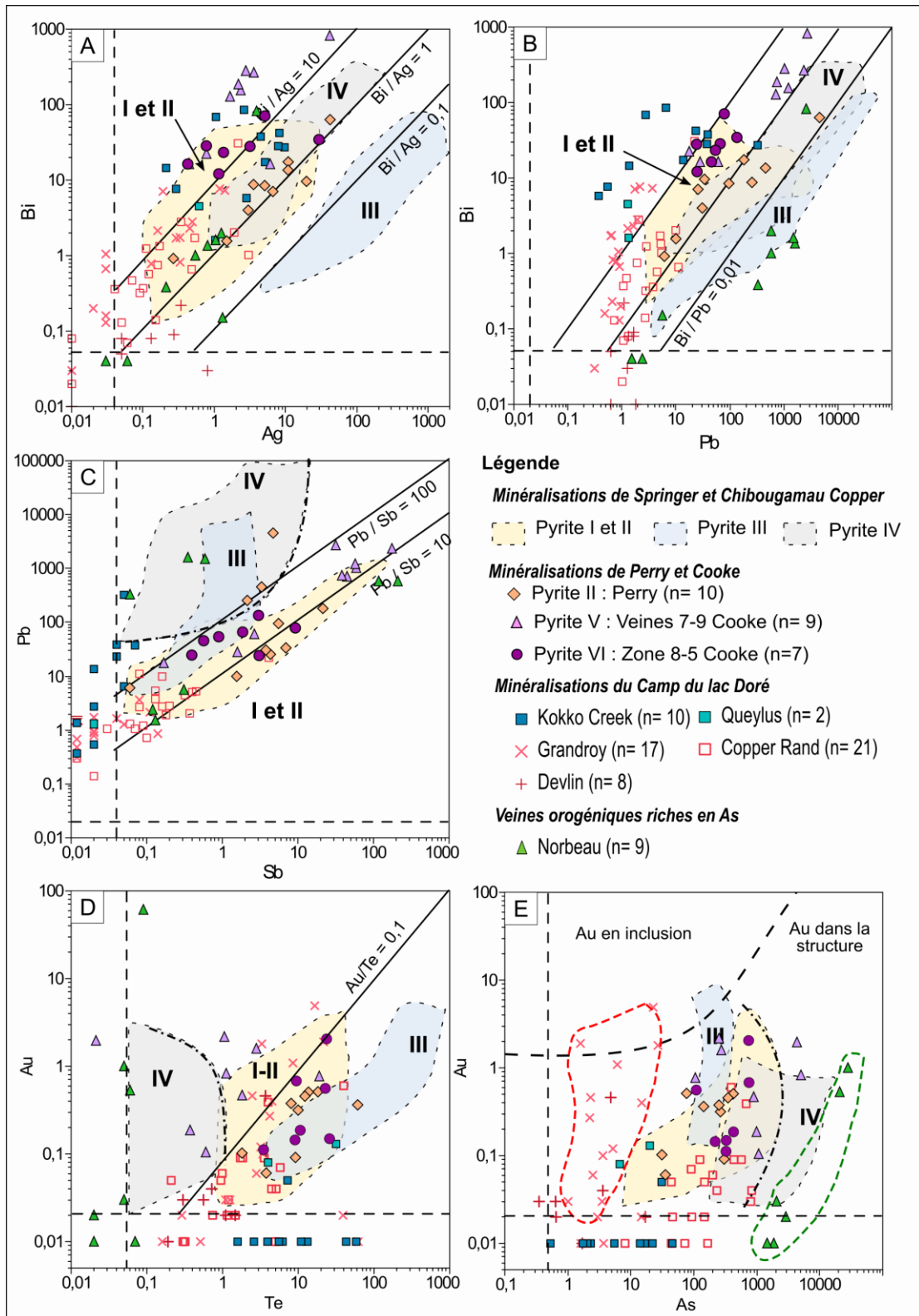


Figure 5-10 : Comparaison des signatures des pyrites de Springer avec les minéralisations du camp de Chapais (Perry, Cooke), du Camp du lac Doré (Camp Central) et de la mine Norbeau (suite). A.) Bi vs Ag. B.) Bi vs Pb. C.) Pb vs Sb. D.) Au vs Te. E.) Au vs As. La ligne en pointillés gras correspond à la droite de solubilité de l'or défini par Reich et al. (2005). Les lignes pointillées noirs représentent la médiane des limites de détection (LOD), les lignes en tirets pointillés représentent les limites des champs de compositions entre les différents types de pyrites. Les lignes en tirets rouges et verts mettent en évidence les groupes de pyrites caractéristiques des minéralisations de cuivre porphyrique du Camp du lac Doré et des minéralisations d'or orogénique de la mine Norbeau.

5.3.7 Discussion sur la signature des pyrites

Les éléments tels que le Co, Te, Se, Bi, As, et Sb semblent être dans le cas de cette étude les éléments les plus adaptés pour discriminer les associations métalliques et proposer une origine des fluides. Les sections qui suivent procèdent à une synthèse des travaux issus de la littérature sur ces éléments. Le but est de mettre en valeur les limites de l'utilisation de ces éléments et les significations possibles quant à leurs enrichissements dans les différents types de pyrites identifiés dans les camps miniers de Chapais et de Chibougamau.

5.3.7.1 Sélection et significations des éléments traces

5.3.7.1.1 Mobilité des éléments dans les conditions métamorphiques et lors des processus de recristallisation

L'effet du métamorphisme et des processus de recristallisations sont les premiers éléments à considérer comme limite aux interprétations. Huston et al. (1995) a ainsi démontré que les éléments qui sont présents sous forme d'inclusions (Cu, Zn, Pb, Ba, Bi, Ag et Sb) ou présents en substitutions non stœchiométriques (As, Tl, Au, Mo) sont sensibles à ces processus. Ils tendent à être expulsés de la pyrite. L'Au peut aussi être reconcentré aux bordures, dans les fractures et les joints de la pyrite dans les conditions métamorphiques du faciès des schistes verts (Dubosq et al., 2018). Les éléments présents en substitutions stœchiométriques avec le Fe (Co et Ni) ou le S (Se et Te) ne sont quant à eux pas affectés et sont immobiles durant le métamorphisme et constituent des éléments à privilégier.

Néanmoins, il faut considérer que l'enrichissement en Ni et Co peut être soumis à l'influence des lithologies encaissantes et concentrés dans les gisements logés dans ces mêmes roches mafiques et ultramafiques (Hattori et al., 2002; Keith et al., 2016b). Ce paramètre est donc à prendre en considération dans le présent cas d'étude, notamment dans la comparaison entre les pyrites provenant de veines encaissées dans les filons-couches mafiques et ultramafiques de Ventures et Bourbeau avec les pyrites du Camp du lac Doré.

5.3.7.1.2 Éléments de hautes températures d'origine magmatique : Se, Te, Bi, Co et Cu

Plusieurs éléments que l'on trouve en quantité dans les pyrites de Springer (Type I;) Perry (type II ; tableau 5-3) sont reconnus dans la littérature pour être dépendant de la température. Bien que les concentrations de ces éléments dans la pyrite soient aussi soumises à d'autres paramètres physico-chimiques, le Ni, Co, Se, Te, Bi et Cu sont généralement associés aux sulfures qui ont précipités sous des conditions de hautes températures (Maslennikov et al., 2009; Wohlgemuth-Ueberwasser et al., 2015; Keith et al., 2016a; Keith et al., 2016b).

Le contenu en Se des pyrites a notamment souvent été utilisé comme un proxy. Plusieurs études suggèrent que le contenu en Se augmenterait avec la température (Auclair et al., 1987; Maslennikov et al., 2009; Revan et al., 2014). Et inversement, les travaux de Huston et al. (1995) et Keith et al. (2018) semblent s'accorder sur une corrélation négative entre Se et la température. Toutefois, les travaux de Chouinard et al. (2005) et Huston et al. (1995) ont également mis en lumière que l'incorporation du Se serait aussi contrôlée par les conditions de pH, redox et le rapport $\Sigma\text{Se}/\Sigma\text{S}$ de la phase fluide parente.

Le Te est présent dans les pyrites riches en As et Au des systèmes épithermaux, porphyriques et d'or orogénique (Chouinard et al., 2005; Cook et al., 2009a; Deditius et al., 2014; Keith et al., 2018). La relation entre la température et la concentration en Te a fait l'objet d'études relativement récentes, mais limitées (Keith et al., 2018), qui n'ont pas mis en évidence de liens clairs. D'une manière générale, il ressort dans plusieurs études que le Te semble être soluble dans les fluides avec un pH neutre, de faible salinité avec une haute $f\text{O}_2$, plutôt de haute température ($\sim 300^\circ\text{C}$) et précipite dans des conditions plus réductrices (Cooke et McPhail, 2001; Grundler et al., 2013; Gao et al., 2017; Keith et al., 2018).

L'origine du Bi peut être expliquée de plusieurs manières, dépendamment de la paragenèse minérale, notamment la présence de galène et de sulfosels dans lesquels il tend à se concentrer (Huston et al., 1995; Deditius et al., 2011). Ces minéraux ne sont pas présents dans les veines de quartz sulfures de Springer, Perry et Chibougamau Copper (types I et II). Le Bi incorporé dans la pyrite est directement corrélé avec le Te (figure 5-7A et figure 5-9A). Ceci suggère que ces deux éléments ont intégré simultanément les pyrites. Une observation identique a été réalisée sur les minéralisations du Camp du lac Doré (Mathieu, 2019), et plus généralement

dans les systèmes avec des fluides d'origine magmatique tels que les porphyres ou les épithermaux (Ciobanu et al., 2006; Cook et al., 2009b)

En conclusion, bien qu'il n'existe pas de lien direct entre la concentration en Se-Te dans la pyrite et la température des fluides, l'ensemble des études réalisées à leurs sujets ont démontrés leurs associations avec des fluides d'origines magmatiques, plutôt oxydants (haute fO_2), de pH neutre à alcalin et de températures élevées ($> 300^\circ C$). Ces paramètres sont de plus en adéquation avec les observations pétrographiques réalisées. Les pyrites riches en Te, Se, Bi de Springer sont invariablement associées à la chalcopyrite ou la magnétite, qui sont des minéraux caractéristiques des systèmes magmatiques-hydrothermaux de haute température.

5.3.7.1.3 Éléments de basse température d'origine magmatique ou sédimentaire : As, Sb, Pb, Cd, Bi

La présence d'As dans la structure de la pyrite a été étudiée dans plusieurs études (Deditius et al., 2011; Deditius et al., 2014; Deditius et Reich, 2016). L'As peut être incorporé sous forme de nano-particules ou en substitution avec le Fe et S en des concentrations allant du ppm à plusieurs pourcents (Reich et al., 2005). Sa présence perturbe la structure de la pyrite et permet l'incorporation d'autres éléments tels que l'Au, le Hg, le Tl, le Cd ou encore le Sb (Reich et al., 2005; Deditius et al., 2014; Deditius et Reich, 2016). Dans la compilation réalisée par Steadman et al. (2021), les auteurs classifient ces éléments avec le Zn et Sn dans un groupe de moyenne température ($200 - 300^\circ$), et l'assemblage Pb-Sb-As-Bi-Au-Tl et Mn dans un groupe attribué aux basses températures ($150-200^\circ C$), ce qui est à l'opposé de l'assemblage Co-Ni-Cu-Se-Te-Bi constituant un groupe de plus haute température ($>300^\circ C$).

La présence d'As, Sb, Pb et Bi dans les gisements avec une contribution magmatique est connue, cependant leurs concentrations dans les gisements comme les porphyres à Cu restent limitées (Deditius et al., 2014; Deditius et Reich, 2016; Keith et al., 2018). Cette association As-Sb-Pb-Bi est plus souvent décrite dans les gisements avec une forte interaction fluides/sédiments (Zierenberg et al., 1993) tels les gisements d'or orogénique encaissés dans des roches métasédimentaires (Large et al., 2009; Large et al., 2011). Plusieurs travaux ont par ailleurs mis en évidence la contribution des roches sédimentaires dans l'enrichissement en ces

éléments dans les fluides des systèmes d'or orogéniques (Groves et al., 1998; Gaboury, 2013; Augustin et Gaboury, 2019; Pitcairn et al., 2021).

5.3.7.2 Diagrammes discriminants

5.3.7.2.1 Choix des diagrammes de discriminations

Sur les bases de la littérature et des résultats des analyses des pyrites, plusieurs diagrammes utilisant les rapports Se/As, Te/Bi et Te/Sb ont donc été créés. Ils permettront d'identifier de potentielles relations génétiques et discriminer les minéralisations issues de fluides hydrothermaux métamorphiques de basses températures, des fluides de hautes températures, associées à des intrusions dans le camp minier de Chibougamau.

Un premier diagramme Se vs Te/Bi a été créé (figure 5-11A, D) afin de distinguer les générations de pyrites associées avec une composante magmatique de haute température, de celles de plus basse température et appauvrie en Se. Le rapport Te/Bi permet de faire la distinction entre les pyrites où le Te et Bi sont directement associés avec une source magmatique, de celles où le Bi est tardif et remobilisé dans les pores et fractures des pyrites ou associé à la galène et les sulfosels. Le rapport Se/As est utilisé en complément (figure 5-11B, E) car il met particulièrement en évidence les pyrites du Camp du lac Doré de type porphyre qui sont plus appauvris en Se et As que celles de Chapais. Ce rapport Se/As accentue la différence entre les pyrites présentant des enrichissements en Se plutôt qu'en As et discrimine efficacement avec les rapports Te/Bi et Te/Sb les pyrites issues de fluides magmatiques, contre celles issues de fluides hydrothermaux-métamorphiques provenant de sédiments riches en Bi et Sb (figure 5-11C, F).

5.3.7.2.2 Résultats

Les diagrammes Se vs Te/Bi (figure 5-11A), Se/As vs Te/Bi (figure 5-11B) et Se/As vs Te/Sb (figure 5-11C) discriminent efficacement les différentes générations de pyrite dans le camp de Chapais. Ils séparent nettement les pyrites associées aux minéralisations Cu-Au-Mo de Springer (type I), Cu-Au de Perry et Chibougamau-Copper (type II) et Au-Zn-Pb (type III) des veines à Au-As (type IV). Ils définissent deux pôles avec une composante « magmatique-hydrothermale de haute température » représentée par les minéralisations de type porphyre du Camp du lac Doré et une composante « or orogénique » représentée par la mine Norbeau (figure 5-11D, E, F).

Ces diagrammes démontrent que les pyrites I, II et III du camp de Chapais ainsi que les minéralisations du Camp du lac Doré à Chibougamau se regroupent dans un même domaine caractérisé par : $Se > 10 \text{ ppm}$, $Se/As > 0,01$, $Te/Sb > 1$ et $Te/Bi > 0,1$. Ce domaine définit un champ de composition des pyrites associées à des fluides magmatiques-hydrothermaux avec une association Se-Te-Bi caractéristique.

Les pyrites IV des veines Au-As et celles des minéralisations d'or orogénique de la mine Norbeau sont fortement similaires (figure 5-11). Elles définissent des champs correspondant à des minéralisations orogéniques à Au-As avec des concentrations en Se inférieures à 10 ppm et des rapports $Se/As < 0,01$, $Te/Bi \ll 0,1$ et $Te/Sb < 1$.

Les pyrites V de la minéralisation Au-Cu orogénique de la mine Cooke constituent par elles-mêmes une catégorie particulière. Elles présentent une concentration en Se ($> 20 \text{ ppm}$) bien plus élevées que les pyrites de la minéralisation d'or orogénique de Norbeau, mais des rapports Te/Bi et Te/Sb comparables (figure 5-11).

Les pyrites VI provenant de la zone 8-5 de la mine Cooke ne montrent pas de distinction majeure avec les pyrites de Springer et Perry (type I et II) ni de celles provenant des minéralisations de type « porphyre » du Camp du lac Doré (figure 5-11D, E et F). Ces diagrammes ne semblent pas permettre de faire la distinction entre les pyrites issues de systèmes apparentés aux « porphyres à Cu-Au-Mo » de celles issues de lentilles à Cu dans les SMV.

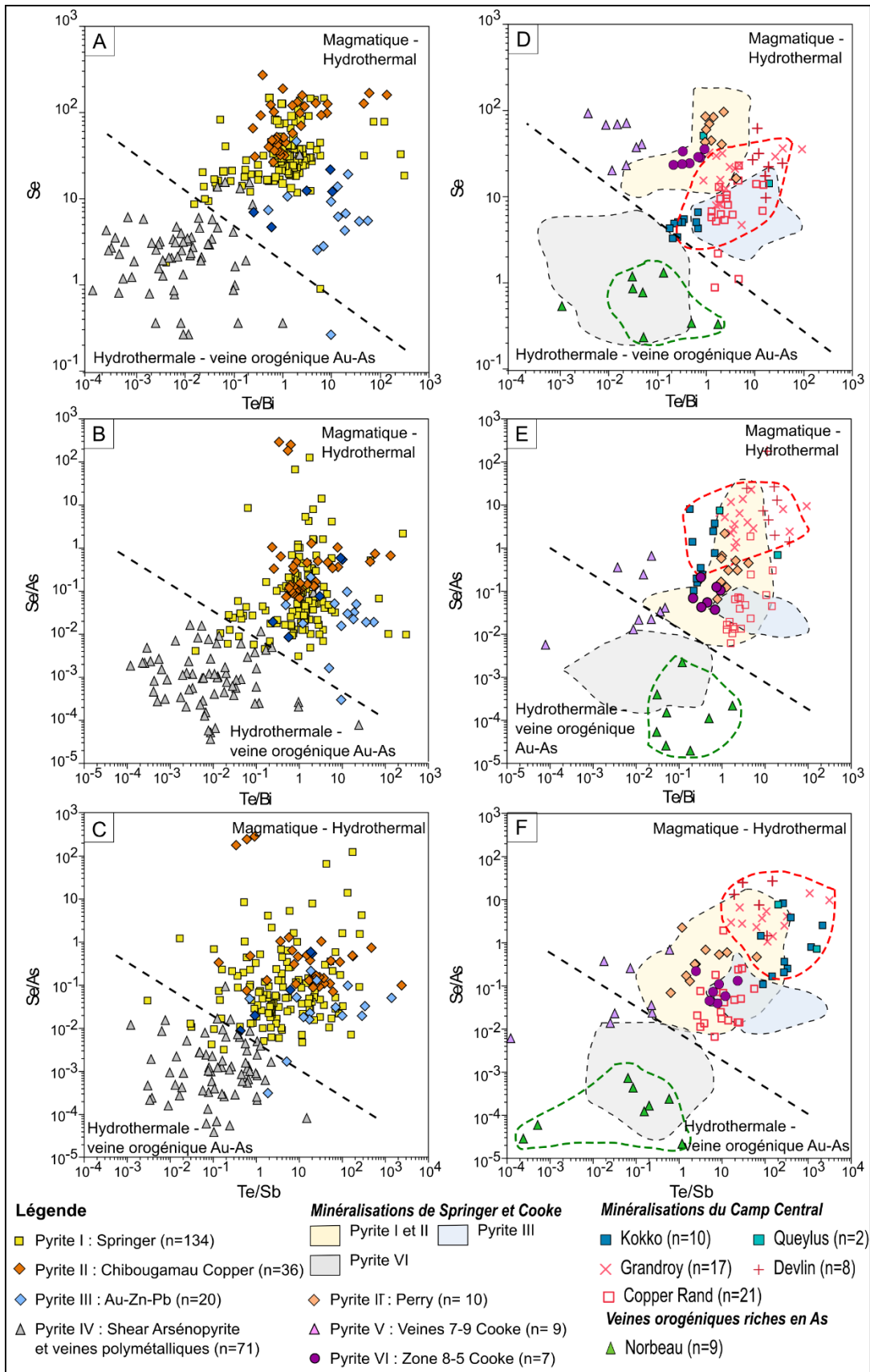


Figure 5-11 : Diagrammes et rapports d'éléments discriminants pour les pyrites de Springer et Chibougamau Copper. A.) Les lignes pointillées correspondent aux limites de champs délimitant les types de minéralisations magmatiques-hydrothermales, hydrothermales et associées aux cisaillements à Au-As.

5.3.8 Synthèse sur les signatures des pyrites

L'étude des textures et de la signature élémentaires des pyrites dans les différentes minéralisations des camps miniers de Chapais et de Chibougamau ont permis de mettre en évidence plusieurs caractéristiques :

- 1) Les pyrites des minéralisations Cu-Au-Mo de Springer et des veines Cu-Au de Chibougamau-Copper et Perry du camp minier de Chapais présentent une signature commune avec des concentrations élevées en Se, Te, Cu, Co, Ni, Bi, Au, Ag, Mo et des concentrations variables en As, Sb, Pb. Ces pyrites forment un premier groupe qui montre de grandes similitudes avec les minéralisations à Cu-Au-Mo de type « porphyre » du Camp du lac Doré à Chibougamau et les pyrites issues de systèmes magmatiques-hydrothermaux de haute température (Huston et al., 1995; Keith et al., 2016b; Keith et al., 2018; Steadman et al., 2021).
- 2) Les pyrites de type III de la brèche Au-Zn-Pb du forage MC-0935 peuvent être associées à ce premier groupe en raison de leurs contenus en Se, Te, Bi très comparables et caractéristiques des minéralisations magmatiques-hydrothermales dans le secteur d'étude. La paragenèse de cette veine riche en sphalérite-galène et le contenu en Cd, Pb, Bi, Ag suggèrent toutefois processus de formation différent pouvant peut-être être associé à des fluides magmatiques de plus basse température (Steadman et al., 2021).
- 3) Les pyrites de type IV du « *Shear Arsenopyrite* » et des veines polymétalliques ont une signature en éléments traces distincte. Elles sont caractérisées par des concentrations très élevées en As, Zn, Pb, Cd, variables en Bi, Ag, Sb, et surtout pauvres en Co, Ni et très appauvries en Se, Te. Ces compositions sont similaires aux pyrites de la mine Norbeau, classifiée comme un gisement orogénique (Dubé et Guha, 1989). Leur assemblage élémentaire est caractéristique des pyrites formées à partir de fluides d'origine métamorphiques ayant une source métasédimentaire (Large et al., 2011; Gaboury, 2013; Augustin et Gaboury, 2019; Pitcairn et al., 2021).
- 4) Les pyrites V des veines Au-Cu orogénique de la mine Cooke peuvent être assimilées à ce second groupe orogénique, bien qu'elles s'en distinguent par une composition plus enrichie en Au, Se, Te, W, Bi, Sb.

5.4 SIGNATURES EN ÉLÉMENTS TRACES DE LA MAGNÉTITE

5.4.1 Introduction

La magnétite est un minéral clef dans la compréhension des minéralisations car elle représente un constituant important d'une grande variété de systèmes métallogéniques (Dare et al., 2011; Dupuis et Beaudoin, 2011; Dare et al., 2014a; Nadoll et al., 2014; Nadoll et al., 2015). L'étude pétrographique réalisée dans cette étude ainsi que les travaux de la littérature ont montré qu'elle est abondante dans les veines à Cu-Au-Mo de la mine Springer, rare à Perry et absente à la mine Cooke (McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982; Dubé et Guha, 1989). Elle est aussi rencontrée dans une grande partie des minéralisations de Cu dans le camp minier de Chibougamau, comme dans les minéralisations de Brosman (Côté-Mantha, 2009; Côté-Mantha et al., 2012) et les veines Cu-Au de Copper Rand (Pilote et al., 1996; Pilote et Guha, 1998; Magnan et al., 1999).

D'autre part, les travaux successifs de Dupuis et Beaudoin (2011), Dare et al. (2012) et Nadoll et al. (2014) ont démontré que l'enrichissement d'un élément dans la magnétite est dépendant de sa concentration initiale dans le liquide ou fluide d'origine et du coefficient de partage de cet élément dans la magnétite (Dare et al., 2014a; Dare et al., 2014b). En d'autres termes, cela signifie que la signature en éléments traces de la magnétite reflète la composition du liquide ou du fluide à l'origine de sa cristallisation. Elle peut donc être utilisée comme un traceur des processus magmatiques et hydrothermaux.

L'objectif de cette section est donc de pouvoir caractériser la composition de la magnétite associée aux minéralisations de type Opémiska en combinaison avec des observations pétrographiques et des analyses *in situ* réalisées au LA-ICP-MS. Les résultats sont comparés aux signatures de différents types de gisements (Fe-Ti-V, porphyre, skarn, IOCG, *BIF*) à partir des bases de données et diagrammes de discrimination proposés par Dupuis et Beaudoin (2011), Dare et al. (2014a), Dare et al. (2019), Nadoll et al. (2014) et Nadoll et al. (2015).

5.4.2 Matériel et méthode

Un total de 15 lames minces a été étudié (tableau 5-4) et 130 grains de magnétite ont été analysés selon la méthode employée par Dare et al. (2014a). L'ablation s'est déroulée en réalisant des lignes traversant les grains, avec une intégration du signal suivant 30 secondes d'acquisition du bruit de fond. Les instruments et les paramètres du laser sont les mêmes qu'utilisés pour les pyrites et synthétisés dans le tableau 5-1. Quarante et un isotopes ont été analysés : ^{23}Na , ^{24}Mg , ^{27}Al , ^{28}Si , ^{31}P , ^{43}Ca , ^{45}Sc , ^{47}Ti , ^{51}V , ^{52}Cr , ^{55}Mn , ^{57}Fe , ^{59}Co , ^{60}Ni , ^{65}Cu , ^{66}Zn , ^{71}Ga , ^{74}Ge , ^{75}As , ^{82}Se , ^{89}Y , ^{90}Zr , ^{93}Nb , ^{95}Mo , ^{107}Ag , ^{111}Cd , ^{115}In , ^{118}Sn , ^{121}Sb , ^{125}Te , ^{126}Te , ^{181}Ta , ^{182}W , ^{185}Re , ^{193}Ir , ^{195}Pt , ^{197}Au , ^{201}Hg , ^{205}Tl , ^{208}Pb , et ^{209}Bi . La calibration des analyses a été effectuée en utilisant les matériaux de références GSE-1g pour la majeure partie des éléments et MASS-1 pour Cu, As, Se, Ag, Au, Te, Tl. Le ^{57}Fe est utilisé comme standard interne avec une valeur stœchiométrique de 72,36 % pour la magnétite hydrothermale. La justesse et la précision des données ont été contrôlées grâce aux standards externes UQAC-FeS1, Gprob6 et BC28 et limitées à ± 15 % d'erreur (voir Annexe E.4).

Les oxydes de Fe-Ti associés à la cristallisation du Filon-couche de Ventures ont pu être observés en lame minces. Ils correspondent en réalité à des solutions solides entre de la titanomagnétite de l'ilménite et de la titanite (voir section 5.4.3.2). Il n'a pas été possible d'obtenir de données exactes sur leur composition ne disposant pas de la concentration précise de fer dans ces oxydes, et car la plupart correspondent à des reliques des oxydes primaires. La figure 5-12 présente à titre d'exemple, les textures et profils d'éléments traces d'une magnétite hydrothermale (figure 5-12A, B et C) et d'une ilménite magmatique préservée (figure 5-12D, E et F) avant la réduction des données. Notez les différences de texture, et l'abondance du titane par rapport au fer dans l'ilménite.

Tableau 5-4 : Caractéristiques des lames étudiées magnétite pour analyses LA-ICP-MS sur magnétites
 Abréviations : Cp – Chalcopyrite; Ilm – Ilménite ; Mlb ; Molybdénite ; Py – Pyrite; Si – Silicates ; Diss – Disséminé ; Sm – Semi-massive ; Br - Bréchique

Type d'oxydes	Encaissant / Veine	Lame	Forage / Point GPS	Profondeur (m)	Exsolutions / Inclusions	Textures
Oxydes de Fe-Ti magmatiques	<i>Pyroxénite Ventures</i>	GW0804-I4.2	MC08-04	214	Exsolution d'ilménite	Diss. Reliques
	<i>Gabbro de Ventures</i>	L0935-GV4	MC09-35	41	Altération en titanite	Diss. Reliques
	<i>Gabbro de Ventures</i>	L14103-GV2	CPH14-103	104	Altération en titanite	Diss. Reliques
	<i>Gabbro de Ventures</i>	V290TR CHL4	Point T241	Affleurement	Inclusions de Py-Cp	Diss.
	<i>Gabbro lité</i>	L100-F2G	Point 100	Affleurement	Exsolution d'ilménite	Diss. Reliques
Magnétites hydrothermales	V0-23	L1920-CHL1	OPM19-20	107		Sm. Diss.
	V01	V01-1016A	OP10-16	39	Inclusions de Cp, Mlb	Sm. Diss.
		V01-1016C	OP10-16	64	Inclusions de Si	Sm. Diss.
	V02	V02-133	Point 133A	Affleurement	Inclusions de Cp, Si	Diss. Br.
		V02-35A	Point 035A	Affleurement	Inclusions de Si	Diss. Br.
	V05	V05-1601B	OP16-01	95	Inclusions de Cp	Sm. Br.
	Zone Royran	V0804-Cp	MC08-04	520	Inclusions de Py, Cp, Si	Sm.
		V290TR-104B	Point 104B	Affleurement	Inclusions de Cp	Diss. Br.
	V290TR	V290TR-106A	Point 106A	Affleurement	Inclusions de Py, Cp	Br. Diss.
		V290TR-T241	Point T241	Affleurement	Inclusions de Si	Diss. Br.
V13	V13-T279	Point T279	Affleurement	Inclusions de Py, Cp, Si	Sm. Diss.	

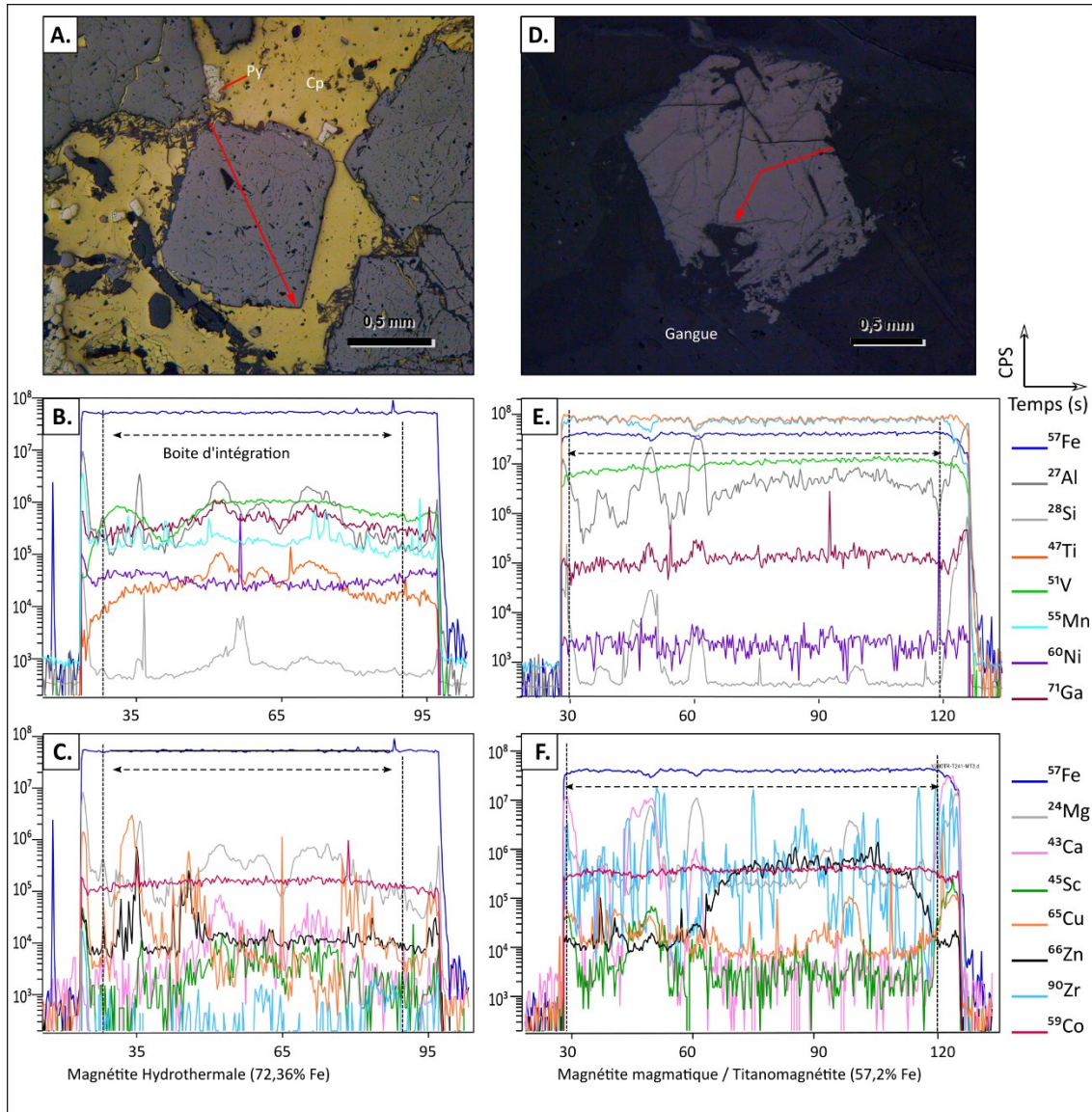


Figure 5-12 : Exemples de textures de grains de magnétites hydrothermale et d'ilménite magmatique analysées au LA-ICP-MS. A.) Magnétite hydrothermale dans une minéralisation de Py-Cp-Mt. B. et C.) Boîte d'intégration sur le grain de magnétite hydrothermale avec le signal analytique associé (lame V290TR-106A; analyse V290TR-106A-MT5. D. à F.) Grain d'ilménite magmatique idiomorphe avec un signal analytique associé montrant un signal en Ti et Mn plus élevé que le Fe (lame V290TR CHL4). Abréviations : Cp – Chalcopryrite; Py – Pyrite.

5.4.3 Pétrologie des magnétites

5.4.3.1 Texture des magnétites hydrothermales dans les veines Cu-Au-Mo de Springer

La magnétite est un composant majeur des veines cuprifères de la mine Springer et des minéralisations de type « Opémiska ». Cependant, elle présente une répartition spécifique au sein du gisement (voir chapitre 3 section 3.3.2). Elle est abondante dans l'extrémité ouest du gisement de Springer au sein des veines encaissées dans l'unité de gabbro de Ventures, où elle est reconnue en abondance dans les lames des veines N°01, N°02, N°13 et N290TR (tableau 5-4). Elle est très rare, voire absente, dans les veines encaissées dans le gabbro lité ou la pyroxénite à Springer. Elle a été observée en très faible proportion dans les veines de Perry et est absente des veines cuprifères de Chibougamau Copper (voir chapitre 3 à la section 3.2.2).

Au sein des veines Cu-Au-Mo de Springer, les observations pétrographiques ont montré que la magnétite se formait fréquemment à l'éponte de la zone minéralisée et souligne le contact entre la gangue et les sulfures (figure 5-13A). Elle est massive ou semi-massive, poreuse avec des inclusions de silicates, généralement fracturée voir totalement bréchifiée. Elle est aussi retrouvée sous forme disséminée au cœur de la minéralisation de quartz, pyrite et chalcopryrite.

À l'échelle microscopique, elle se présente sous forme de plage massive au contact avec la gangue silicatée (figure 5-13A), ou même au sein de bandes de pyrite semi-massives (figure 5-13B). On l'observe également sous forme de grains idiomorphes disséminés, ou de grains cataclasés en inclusions dans la chalcopryrite (figure 5-13C, D). Elle est fréquemment fracturée, bréchifiée et présente des inclusions de pyrite, chalcopryrite, molybdénite (figure 5-13E). Mais il est aussi possible de l'observer sous forme de grains grossiers idiomorphes, disséminés dans une gangue de quartz-feldspaths-biotite correspondant au halo d'altération proximal des veines Cu-Au-Mo (figure 5-13F).

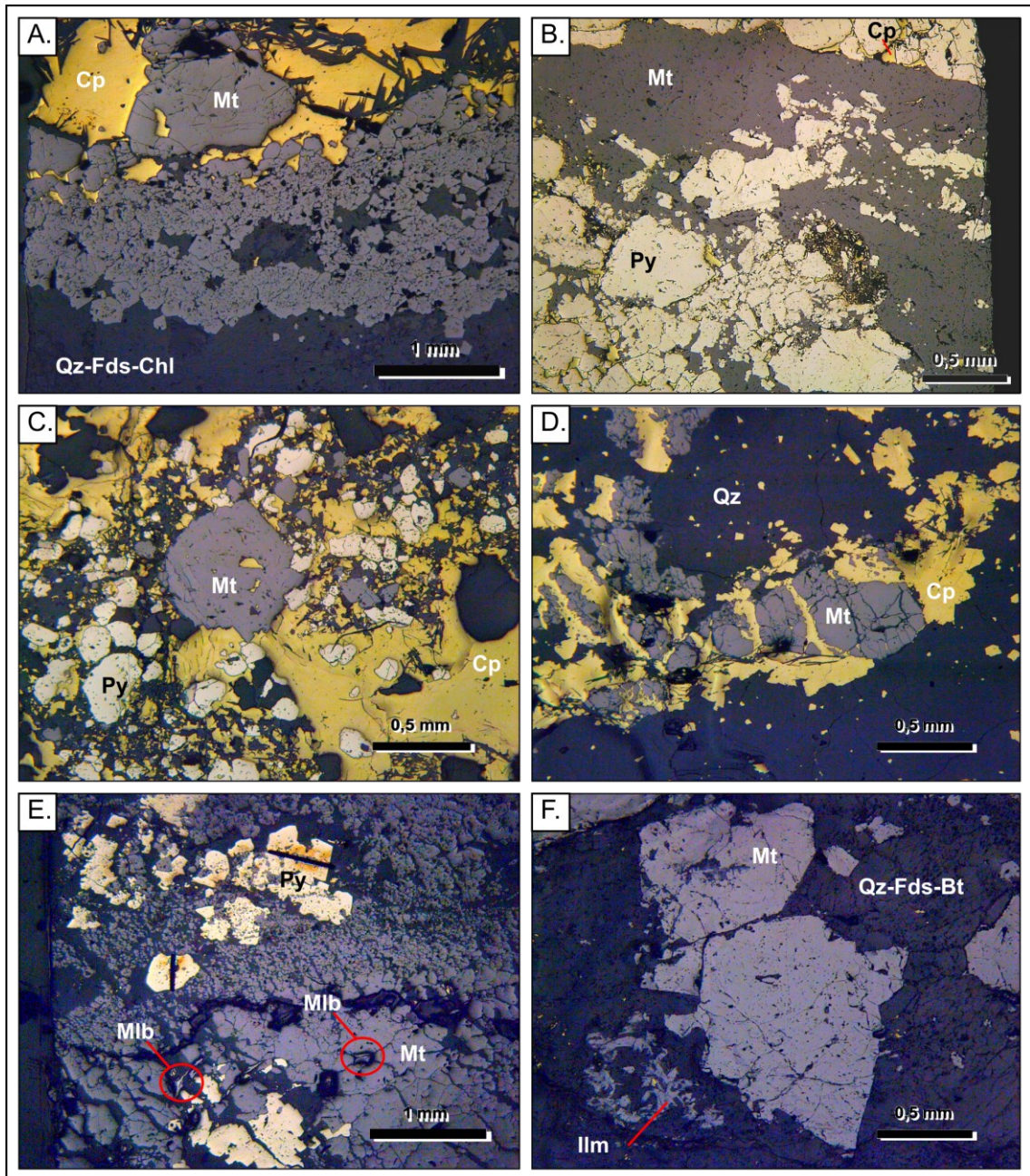


Figure 5-13 : Microphotographies des magnétites hydrothermales des veines Cu-Au-Mo de Springer. A.) Magnétite semi-massive poreuse, à l'éponte de la veine, au contact avec l'altération associée à Qz-Fds-Chl. B.) Plages de magnétite massive avec des inclusions de pyrite (Zone Royran). C.) Cristaux idiomorphes de magnétite et de pyrite disséminés dans une matrice de chalcopyrite. D.) Grains de magnétite fracturés, remobilisés dans une veinule de chalcopyrite. E.) Magnétite massive intensément fracturée avec un remplissage par la molybdénite, la pyrite est riche en inclusions de magnétite. F.) Cristaux de magnétite grenus et idiomorphe, disséminés dans le halo d'altération à Qz-Fds-Bt de la veine N°13. Abréviations : Bt – Biotite; Cp – Chalcopyrite; Chl – Chlorite; Fds – Feldspaths; Py – Pyrite; Qz – Quartz; Mlb – Molybdénite; Mt – Magnétite; Ti-Mt – Titanomagnétite.

5.4.3.2 Texture des titanomagnétites magmatiques dans le Filon-couche de Ventures

La titanomagnétite est présente au sein des diverses unités du Filon-couche de Ventures, sous forme de grains moyens à grossiers (1 – 5 mm), disséminée et constitue entre 5 et 15 % de la minéralogie. Cependant des variations de textures sont observables en fonction de la localisation dans le filon-couche et de la proximité des minéralisations.

Dans les échantillons prélevés au sein des unités les plus mafiques, les anciens cristaux de titanomagnétite sont totalement altérés. Seul subsiste des exsolutions d'ilménite (figure 5-14A, B) sous forme de reliques du cristal d'origine.

Au sein des unités de gabbro et de gabbro lité échantillonnés dans les forages de l'indice Chibougamau Copper, la grande majorité des cristaux de titanomagnétite primaires sont altérés et remplacés par de la titanite. Les grains montrent un remplacement depuis la bordure vers le cœur du grain d'ilménite encore intact (figure 5-14C). Ou encore, certains montrent des bordures « saines » d'ilménite, tandis que la grande partie du cristal est altéré en titanite (figure 5-14D).

Dans les lames prélevées aux épontes des veines de quartz-sulfures de la mine Springer, la texture des oxydes est sensiblement différente. Dans ces zones d'altération proximale, l'ilménite primaire est présente sous forme de cristaux idiomorphes, disséminés et ne sont peu ou pas affecté par l'altération en titanite (figure 5-14E). Un autre exemple de texture est observé dans la lame V01-1016C (figure 5-14F). Les oxydes de Fe-Ti primaires présentent un cœur sain, avec une bordure de remplacement en titanite, une couronne de magnétite hydrothermale et sont recoupés par de la magnétite semi-massive hydrothermale.

Ces variations de textures peuvent être mise en parallèle avec les différents types d'altérations associés aux minéralisations Cu-Au-Mo de Springer. Le halo proximal étant caractérisé par des gains de masse et de Fe (voir section 4.3), ceci pourrait expliquer la préservation des oxydes primaires. À l'inverse le halo distal étant surtout dominé par un lessivage des éléments et un processus de chloritisation et d'épidotisation, les oxydes de Fe-Ti sont alors plus affectés et sont transformés en titanite.

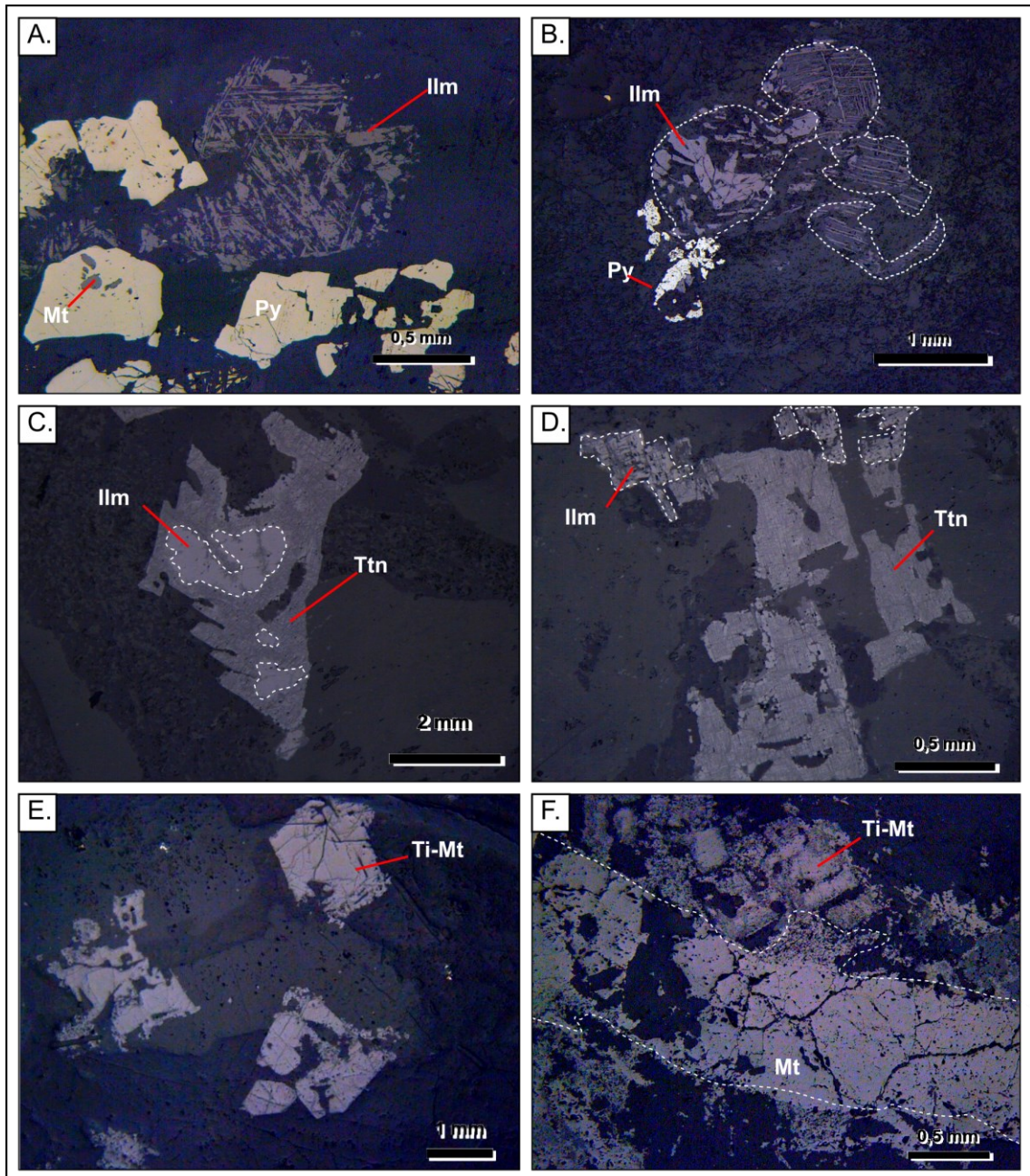


Figure 5-14 : Microphotographies des grains d'ilménite et de titanomagnétite primaire disséminés dans le Filon-couche de Ventures. A. et B.) Relique de cristaux d'olivine transformée en ilménite à texture squelettique. C et D.) Titanomagnétite avec une altération en titanite. E. Cristaux idiomorphes de titanomagnétites sains, au sein du halo d'altération proximal de la veine N290TR.) F.) Titanomagnétite partiellement remplacée en titanite et magnétite hydrothermale massive. Abréviations : Ilm – Ilménite; Ilm-Ol – Ilménite squelettique remplaçant l'olivine; Py – Pyrite; Ti-Mt – Titanomagnétite; Ttn – Titanite.

5.4.4 Composition des magnétites hydrothermales

Les études pétrographiques ont mis en évidence que la magnétite associée aux veines Cu-Au-Mo de Springer correspond à une phase précoce de l'événement minéralisateur. Elle représente une phase distincte des oxydes de Fe-Ti (ilménite, titanite) présents dans le Filon-couche de Ventures. L'objectif de cette section est donc de caractériser la signature en éléments traces de la magnétite associée aux minéralisations et de la comparer avec d'autres types de gisements contenant de la magnétite. Dans ce but, les diagrammes de discriminations proposés par divers auteurs tels que Dupuis et Beaudoin (2011), Nadoll et al. (2014), Nadoll et al. (2015), Dare et al. (2019) et les diagrammes multi-éléments de Dare et al. (2014a) et Dare et al. (2014b) ont été employés. Les éléments tels que As, Se, Ag, Cd, Sb, Au, Tl et Bi ont été analysés mais ne seront pas discutés. D'une part car ils sont présents en concentrations trop faibles, proches des limites de détections et d'autre part car il n'y a pas de comparaison possible avec les bases de données actuelles, ni d'étude détaillées sur leur comportement dans la magnétite (Dare et al., 2014a).

5.4.4.1 Composition de la magnétite hydrothermale des veines Cu-Au-Mo

L'une des caractéristiques principales des magnétites associées aux minéralisations de Springer et de la zone Royran est leur contenu en Ti (< 1000 ppm) qui les distingue clairement des magnétites d'origine magmatique (figure 5-15A). Dans le détail, les magnétites hydrothermales des veines de Springer sont caractérisées par des concentrations « élevées » en Cu (20 – 500 ppm ; voir Annexe E.4), Ni (40 – 95 ppm), Co (12 – 29 ppm) Ga (13 – 20 ppm) et Pb (3 – 20 ppm), moyennes en Al (500 – 2360 ppm), Ca (200 – 1570 ppm), Mg (190 – 1280 ppm) et basses en Mn (150 – 300 ppm), V (100 – 220 ppm), W (< 1,8ppm) et Mo (< 0,8 ppm).

Les magnétites de la zone Royran ont une composition comparable à celles de Springer, mais avec un enrichissement plus important en V (1200 – 1400 ppm), Cu (40 – 1750 ppm), W (200 – 900 ppm), Nb (5 – 15 ppm), Mo (0,5 – 2,3 ppm) et des concentrations plus faibles en Al (145 – 215 ppm), Mg (100 – 132 ppm), Ti (48 – 60 ppm), Ni (0,3 – 7 ppm), Co (0,8 – 1,1 ppm), Ga (3,5 – 4,7 ppm) et Pb (2,3 – 3,0 ppm). Ces différences peuvent s'expliquer par des différences de proportion et de nature des inclusions, du réseau de fractures plus important dans les magnétites des veines de Springer (gains de Mg, Al, Ti, Ca), de la paragenèse minérale et de la nature de l'encaissant. La zone Royran présente une plus grande proportion de pyrrhotite (voir

chapitre 3, section 3.2.1.2), qui incorpore préférentiellement le Ni. Enfin, la plus grande profondeur et la composition de l'encaissant plus mafique pourraient être des paramètres expliquant la plus grande concentration de Sc et V dans les magnétites de la zone Royran.

5.4.4.2 Comparaison avec les magnétites d'origine magmatique

Le diagramme Ti versus Ni/Cr réalisé par Dare et al. (2019) met en évidence que les magnétites de Springer sont bien plus pauvres en Ti ($\ll 50\,000$ ppm) que les magnétites issues de processus magmatique mafique ou intermédiaire, et montrent un rapport Ni/Cr (10 – 1000) supérieur à celles provenant du magmatisme felsique (figure 5-15A). Cette distinction est encore plus visible sur les profils multi-éléments où l'on compare directement 25 éléments (figure 5-16A). Les magnétites de Springer et de la zone Royran présentent des compositions sensiblement similaires et homogènes avec des « appauvrissements » de la plupart des éléments par rapport aux valeurs de la moyenne croûte continentale. Les magnétites de Springer se distinguent très nettement des magnétites d'origine magmatique d'après leurs contenus en Zr, Hf, Al, Sc, Ta, Nb, Ti et Cr qui montrent des rapports largement inférieurs de plusieurs ordres de grandeurs. Ce qui est notamment explicable par la mobilité limitée de ces éléments dans les fluides hydrothermaux (MacLean et Barrett, 1993; Van Baalen, 1993; Trépanier, 2011). Bien que ce constat semblait évident d'après l'étude pétrologique, on démontre ici clairement que les magnétites associées aux minéralisations Cu-Au-Mo ne sont pas d'origine magmatique, mais se sont formées par des processus hydrothermaux.

5.4.4.3 Comparaison avec les magnétites provenant de différents types de gisements hydrothermaux

L'une des premières comparaison des magnétites de Springer avec les autres gisements hydrothermaux riches en magnétite peut être réalisée d'après les diagrammes Ca+Al+Mn wt% et Ni/(Cr+Mn) versus Ti + V wt% proposés par Dupuis et Beaudoin (2011). Notez néanmoins que ces diagrammes sont réalisés à partir d'analyses à la micro-sonde électronique qui présentent des limites de détection plus élevés et une précision plus faible pour plusieurs éléments par rapport à la méthode LA-ICP-MS (Dupuis et Beaudoin, 2011). Par ailleurs il convient de préciser que les classifications « porphyres archéens » et « veines de Cu type Opémiska » proviennent de l'article de Dupuis et Beaudoin (2011) et correspondent essentiellement aux gisements de la région de Chibougamau-Chapais. La classification « veines de Cu type Opémiska » serait

également sujet à discussion car il regroupe en réalité différents types de gisements encaissés dans des unités différentes (voir section 1.3.2) mais ne sera pas l'objet du propos. Malgré ces limitations, ces diagrammes permettent d'établir de premiers liens de comparaison et sont les seuls illustrant la composition des magnétites des gisements de la région de Chibougamau-Chapais.

Dans ces diagrammes Ca+Al+Mn wt\% et Ni/(Cr+Mn) versus Ti + V wt\% , les magnétites de Springer se répartissent dans les champs correspondant aux skarns (figure 5-15B, C). Elles définissent un champ de données comparables à celui des magnétites des « porphyres archéens » et « veines de Cu de type Opémiska ». L'ensemble des magnétites de Springer et de la région de Chibougamau-Chapais se caractérisent également par des valeurs en Ti + V plus faibles que celles des « porphyres actuels » définis par Dupuis et Beaudoin (2011).

Une modification apportée par Nadoll et al. (2015) permet de distinguer plusieurs champs « skarns », « skarns+porphyres » et « porphyres ». Sur ce diagramme, les magnétites de Springer entrent dans le domaine « skarn+porphyre », et même « porphyre » pour celles provenant de la zone Royran (figure 5-15D) en raison de leur contenu plus élevé en V (1200 – 1400 ppm). Le diagramme modifié d'après Nadoll et al. (2014) permet d'estimer la température de formation des magnétites de Springer. Celle-ci se situerait dans un intervalle de 200 et 300°C (figure 5-15E) correspondant à des fluides de moyenne température.

Ces premiers constats sont confortés par la comparaison de la composition des magnétites de Springer avec différents systèmes hydrothermaux sur le diagramme multi-éléments (figure 5-16B) de Dare et al. (2014a). Les magnétites de Springer présentent un spectre des éléments traces comparable à celui des systèmes hydrothermaux de haute température ($T > 500^\circ\text{C}$) tels que les porphyres et *IOCG* (*Iron Oxide Copper Gold*). Leur profil se situant à la limite basse du champ des hautes températures dans la plupart des éléments, ce qui semble confirmer l'estimation des températures. Il est par ailleurs intéressant de noter que dans ces systèmes porphyres et *IOCG*, la magnétite est souvent associée aux stades précoces, puis forme des paragenèses plus complexes à magnétite-pyrite-chalcopyrite-quartz-épidote dans les veines plus évoluées (Arancibia et Clark, 1996; Sillitoe, 2010; Nadoll et al., 2015). Les observations pétrographiques suggérant un processus similaire à Springer, les températures de formation des magnétites estimées pourraient donc correspondre à une limite inférieure.

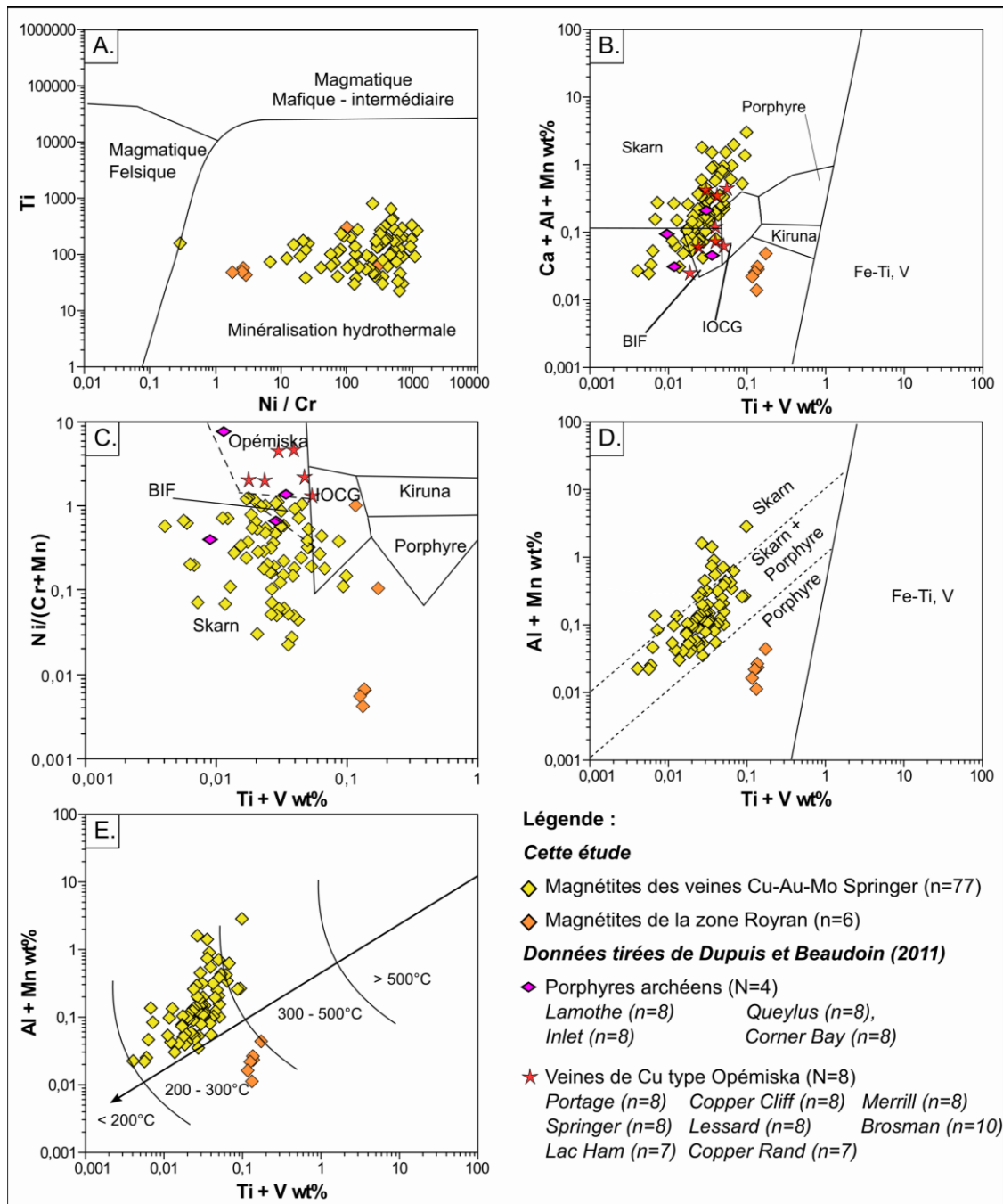


Figure 5-15 : Diagrammes discriminants et de classifications des magnétites hydrothermales. A.) Diagramme Ti vs Ni/Cr (modifié de Dare et al., 2019). B.) Diagramme Ca-Al-Mnwt% versus Ti + V wt% (modifié de Dupuis et Beaudoin, 2011). C.) Diagramme Ni/(Cr+Mn) vs Ti+V wt% centré sur les magnétites hydrothermales, notez que le champ « Opémiska » regroupe les minéralisations à cuivre riche en magnétite de Chapais et de Chibougamau (modifié de Dupuis et Beaudoin, 2011). D.) Diagramme Al+Mn wt% vs Ti+V wt% de Dupuis et Beaudoin (2011), modifié par Nadoll et al. (2015). E.) Diagramme Al+Mn wt% vs Ti+V wt% modifié par Nadoll et al. (2014) superposant les températures estimées d'après la littérature, BIF : 100 – 300°C, (Thorne et al., 2008) ; Porphyre : 300 – 800°C (Sillitoe, 2010) ; Ignées : > 500°C (Nadoll et al., 2014). Abréviations: BIF – Banded Iron Formation; IOCG – Iron Oxyde Copper Gold: wt% - poids %.

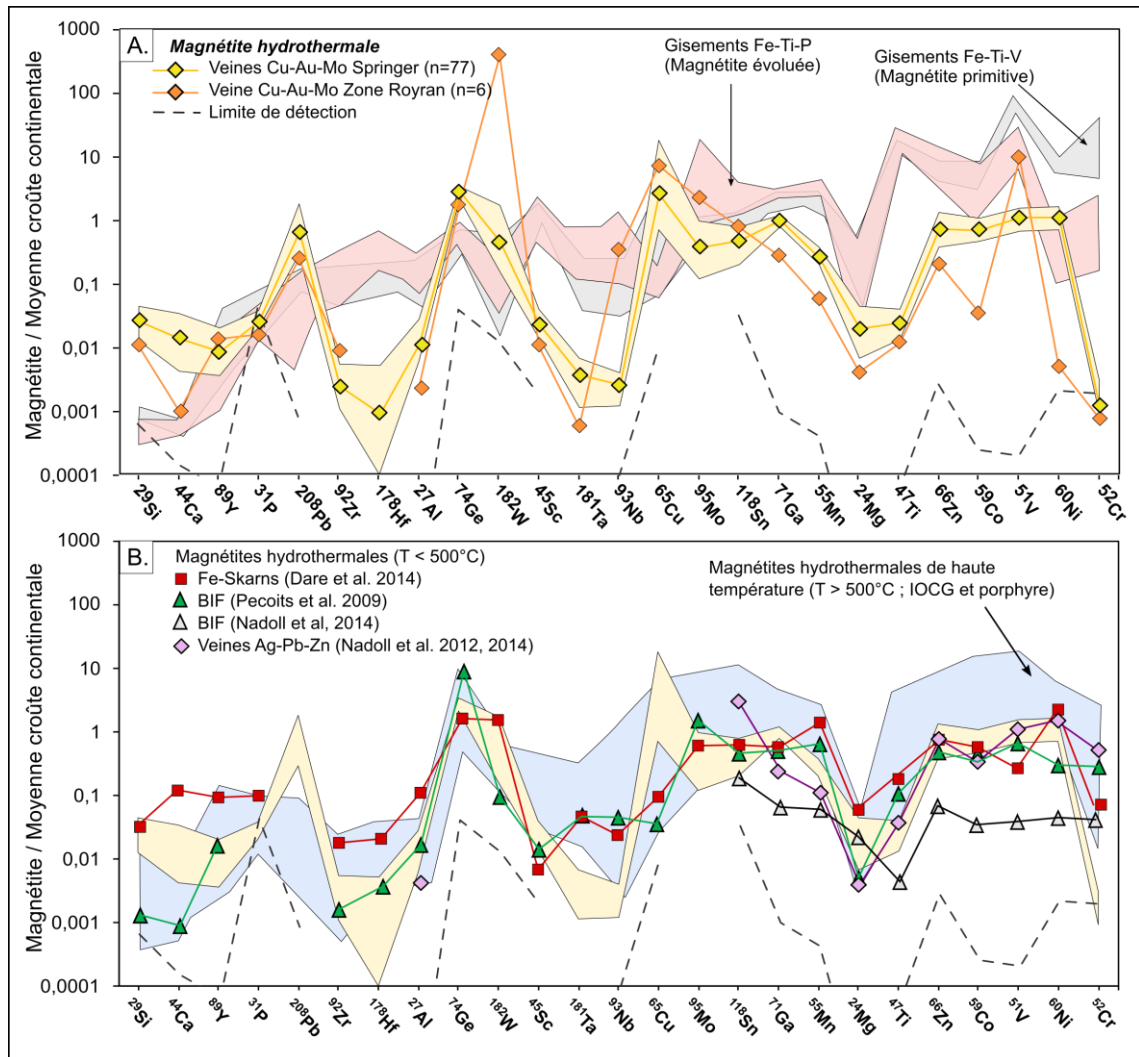


Figure 5-16 : Diagrammes multiéléments des magnétites hydrothermales de Springer comparées à divers environnements. Les données sont présentées sur le diagramme de Dare et al. (2014a) dans l'ordre de compatibilité croissante, avec une normalisation à la composition de la croûte continentale (Rudnick et Gao, 2003). A.) Composition des magnétites hydrothermales des veines Cu-Au-Mo comparées à celles des magnétites. B.) Comparaison des magnétites hydrothermales des veines Cu-Au-Mo de Springer (champ jaune) avec les magnétites de minéralisations de basse température ($T < 500^{\circ}\text{C}$) Fe-skarns (Vegas Peledas, Argentine, Dare et al., 2014a) formations de fer archéennes (Pecoits et al., 2009; Nadoll et al., 2014), veines Ag-Pb-Zn (Cœur d'Alène, USA ; Nadoll et al., 2012; Nadoll et al., 2014) et minéralisations de haute température ($T > 500^{\circ}\text{C}$) comme les porphyres à Cu et les IOCG (Bonyadi et al., 2011; Boutroy et al., 2014; Nadoll et al., 2014). Abréviations : BIF – Banded Iron Formation ; IOCG – Iron Oxyde Copper Gold ; Ilm – Ilménite ; Ttn – Titanite

5.4.5 Conclusions sur les signatures des magnétites

Au travers de cette étude on reconnaît deux principales familles d'oxydes dans le secteur de la mine Springer (tableau 5-5) : 1) des magnétites hydrothermales associées aux minéralisations Cu-Au-Mo. Et 2) des oxydes de Fe-Ti d'origine magmatique formés lors de la cristallisation du Filon-couche de Ventures. Ces derniers correspondent à d'anciennes titanomagnétites ou ilménite désormais altérés en titanite.

La magnétite hydrothermale est une composante majeure des minéralisations de « type Opémiska » et reflète la zonation métallique au sein du gisement. Elle est principalement présente à la mine Springer, dans les veines à l'apex du nez de pli où elle compose jusque plus de 50 % des veines (voir section 3.3.2). Les différentes textures observées (semi-massive à massive aux épontes des veines, bréchifiée, cataclasée et remobilisée dans les cœurs des veines, remplacée par la pyrite ; voir sections 3.2.1.2.3, 3.3.2, 3.3.3 et 5.4.3.1) suggèrent qu'elle représente une phase précoce du système minéralisateur.

Les magnétites des veines de Springer et de la Zone Royran montrent des compositions très semblables. Les différences de contenu en V, Ni, Co peuvent être expliquées par des variations de l'encaissant (plus ou moins mafique), une localisation plus en profondeur de cette zone ou la proximité avec une source de chaleur. En dehors de cette particularité, les deux sous-types ont des compositions identiques, et semblent issues de processus hydrothermaux similaires. Leur signature élémentaire présente des similarités avec celles des systèmes porphyres, *IOCG*, skarns, et des autres gisements à composante magmatique-hydrothermale de la région de Chibougamau-Chapais. Ceci ne permet évidemment pas de classer directement le type de minéralisation, mais cela démontre clairement un lien avec les systèmes magmatiques hydrothermaux.

La température de formation des magnétites hydrothermales qui est estimée entre 200° et 350°C d'après le diagramme de Nadoll et al. (2014), est un argument supplémentaire en faveur de cette interprétation. Cela correspond aux valeurs basses des minéralisations magmatiques hydrothermales de haute température (300 à 500 < T°C ; Thorne et al., 2008). Néanmoins, les observations pétrographiques indiquant que la magnétite est précoce à Springer, cela implique qu'elles n'ont pas nécessairement enregistré le pic de température et que celui-ci a été atteint après leur cristallisation et était d'au moins 300°C.

Tableau 5-5 : Tableau synthèse des types de magnétites et oxydes de Fe-Ti identifiés dans les veines Cu-Au-Mo et le Filon-couche de Ventures à Chapais.

Typologie des oxydes de Fe-Ti	Affinité génétique	Encaissant	Descriptions texturales	Signatures éléments traces
Magnétite hydrothermale Veines Cu-Au-Mo N°01, 02, 05, 13, V290TR, V0-23 Zone Royran	Système hydrothermaux de moyenne température avec une composante magmatique <i>T° estimée : 200 - 350°C</i>	Partie sommitale du gabbro de Ventures dans le nez de plis Partie basale du Filon-couche de Ventures. Unité de gabbro / pyroxénite	Massive à semi-massive aux épontes des veines de Cu. Grains idiomorphes disséminés, au coeur des veines de sulfures. Inclusions fréquentes de silicates, Py et Cp. Remplacement progressif par la Py et Cp	Riche en Ni, Co, Ga, Pb, Cu, Mo Pauvre en Ti, Zr, Y, V, Sc, Ca, Si, Mg Riche en W, V, Pauvre en Ti, Zr, Y, Co, Ni, Cr, Ga
Oxydes de Fe-Ti magmatiques				
Titanomagnétite "saine"	Titanomagnétite primaire	Partie sommitale du Gabbro de Ventures Enveloppe d'altération proximale des veines de Cu	Cristaux grossiers subidiomorphes à idiomorphes, disséminés. Couronne de magnétite hydrothermale néoformée. Quelques inclusions de sulfures (Py, Cp)	
Titanomagnétite altérée	Titanomagnétite primaire	Gabbro de Ventures Gabbro lité. Pyroxénite verte supérieure	Cristaux fins à grossiers idiomorphes à subidiomorphes, exsolutions d'ilménite Altération légère: remplacement progressif par de la titanite. Texture en treillis fréquente Altération avancée: destruction de la texture primaire. Seules les exsolutions d'ilménite subsistent. Texture "squelletique"	

5.5 CONCLUSIONS SUR LA SIGNATURE GÉOCHIMIQUE DES MINÉRALISATIONS

L'étude de la signature des éléments traces des différentes minéralisations du camp minier de Chapais a permis de réaliser plusieurs observations provenant de l'étude pétrographique, mais aussi d'émettre des hypothèses quant à la source des fluides. Elle démontre qu'il existe au sein de la mine Springer deux types de minéralisations clairement distincts :

- 1) Des minéralisations Cu-Au-Mo correspondant aux veines de quartz-pyrite-chalcopyrite-magnétite±molybdénite associées à des fluides hydrothermaux de moyenne à haute température avec une contribution magmatique, comparable aux systèmes « porphyriques » et aux minéralisations Cu-Au du Camp du lac Doré.
- 2) Des minéralisations Au-As ± Zn-Pb correspondant au « *Shear Arsenopyrite* » et aux veines polymétalliques à quartz-carbonate-arsénopyrite-pyrite ± sphalérite-galène-sulfosels, associées à des fluides hydrothermaux d'origine métamorphique, issus vraisemblablement d'un réservoir métasédimentaire similaires aux fluides des systèmes orogéniques.

5.5.1 Minéralisations à signature magmatique-hydrothermale

L'étude a démontré que les minéralisations de Springer à Cu-Au-Mo (type I), Perry et Chibougamau-Copper à Cu-Au (type II) appartiennent à une même famille caractérisée par des enrichissements dans les veines en Cu, Au ± Mo, avec des traces d'Ag, Co, Ni, Zn et Pb (figure 5-17). Les résultats des analyses laser sur les pyrites démontrent des signatures identiques et renforcent cette hypothèse. Ces associations Cu, Au, Ag, Bi, et surtout Cu-Mo, sont des caractéristiques que l'on retrouve dans les gisements avec une forte contribution magmatique tels que les systèmes porphyriques (Sillitoe, 1997; Sillitoe, 2000; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010; Halley et al., 2015). Le rapport Au/Ag des veines Cu-Au-Mo est compris entre 0,01 et 0,1, ce qui situe ces veines dans les mêmes ordres de grandeur que les porphyres riches en Au définis par Groves et al. (1998). Ces veines Cu-Au-Mo contiennent également peu d'arsenic (< 200 ppm As), ne montrent pas de corrélation Au-As, sont peu enrichies en Sb (< 2 ppm), et ont un rapport Au/Cu < 0,001. Ces observations les distinguent des minéralisations purement associées à des cisaillements orogéniques (Groves et al., 1998; Groves et al., 2003).

Les pyrites de ces minéralisations Cu-Au-Mo présentent des textures diverses (idiomorphes, subidiomorphes, agrégats, grossiers) qui résultent en partie des conditions de cristallisation initiales. Mais elles reflètent également des processus de déformation et de recristallisation postérieurs. Ces pyrites montrent une composition en Se-Te-Cu-Co-Ni-Bi-Au similaire aux minéralisations magmatiques-hydrothermales de moyenne à haute température (~300°C ; Huston et al., 1995; Belousov et al., 2016; Keith et al., 2018; Steadman et al., 2021) tels que les porphyres (Keith et al., 2018) ou encore les minéralisations Cu-Au±Mo du Camp du lac Doré (Kokko Creek, Queylus, Grand Roy; Pilote et al., 1996; Mathieu, 2019). La plupart présentent une zonation des éléments avec des cœurs plus riches en Co, Ni et des bordures enrichies en As, Bi, Sb. Cette zonation peut refléter des fluctuations de la composition du fluide minéralisateur, qui est un processus commun dans les systèmes magmatiques-hydrothermaux (Steadman et al., 2021), mais également illustrer la surimpression par un fluide plus riche en As, Bi, Sb. Cette hypothèse est clairement envisageable dans cette étude car ces éléments ont également tendance à se concentrer dans les porosités et les fractures des pyrites I, et sont les constituants principaux des minéralisations et pyrites de type IV à Au-As.

La présence de magnétite hydrothermale et son contenu en éléments traces apportent des arguments supplémentaires à une origine magmatique-hydrothermale des minéralisations Cu-Au-Mo de Springer. Elle est présente en proportion significative aux épontes des veines sous forme massive, de clastes, ou disséminée dans le halo d'altération proximale. Elle est caractérisée par une signature qui se rapproche des magnétites hydrothermales associées aux systèmes porphyres et des skarns définis par Dupuis et Beaudoin (2011), Dare et al. (2014a) et Nadoll et al. (2015). Elle est appauvrie dans la plupart des éléments immobiles dans les fluides hydrothermaux (Ti, Zr, Y, V, Sc; MacLean et Barrett, 1993), mais présente des concentrations significatives en Ni, Co, Ga, Pb, Cu et Mo. Les températures de formation estimées sont en accord avec les températures interprétées à partir des signatures en Cu, Se, Te, Co, Ni des pyrites (Steadman et al., 2021) et sont de l'ordre de 250 – 350°C. Ces températures correspondent à la limite inférieure des systèmes de type porphyre (200° – 700°C; Seedorff et al., 2005), mais concordent avec la plupart des températures des systèmes minéralisateurs dérivés d'une contribution magmatique (Simmons et al., 2005).

5.5.2 Minéralisations à signature hydrothermale – métamorphique

Ce type de minéralisation correspond à l'ensemble des veines de type IV associées à des structures en cisaillement dont la principale est le « *Shear Arsenopyrite* ». Cette structure qui a déjà été reconnue par McMillan (1972) semble tardive dans l'histoire des minéralisations de Springer. Cette étude a mis en évidence d'autres structures similaires appelées « veines polymétalliques » qui recoupent en plusieurs endroits les veines de quartz-sulfures à pyrite-chalcopryrite-magnétite.

Ces minéralisations montrent une association forte entre Au et As, Ag, Sb, Zn, Cd, Bi, qui se démarque distinctement des associations définies pour les minéralisations de cuivre. Il est aussi pertinent de noter que leur rapport Au/Ag est supérieur à 0,1 et donc plus élevé que celui des veines de Cu-Au-Mo, mais reste inférieur aux valeurs définies par Groves et al. (1998) pour les gisements purement orogéniques (Au/Ag = 1 - 10). On a néanmoins démontré que ces veines présentaient des associations Au-As-Bi-Sb identiques à celles d'autres gisements orogéniques tels que la mine Cooke et la mine Norbeau (Guha et al., 1988; Dubé et Guha, 1989; Dubé et Guha, 1992).

La comparaison du contenu en éléments traces des pyrites avec celles de Cooke et de Norbeau confirme ces similitudes. Elles partagent des caractéristiques communes tel qu'un contenu faible à très faible en Se, Te, Co, Ni et des concentrations élevées (> 100 ppm à plusieurs %) en As, Bi, Sb, Zn, Cd, Pb, Ag. Ces associations métalliques sont par ailleurs retrouvées dans les pyrites formées par des fluides ayant interagis avec des formations métasédimentaires, tels que l'on peut retrouver dans les gisements d'or orogéniques archéens (Large et al., 2009; Large et al., 2011; Gaboury, 2013; Pitcairn et al., 2021).

La source de l'enrichissement en Zn-Pb-Sb-Bi de ces minéralisations peut cependant être questionnée, car ce sont des éléments que l'on retrouve rarement dans les veines de quartz-carbonate orogéniques classiques (Kerrick et Fryer, 1981; Foster et Piper, 1993; Groves et al., 2003; Grondin et Williams-Jones, 2004). Plusieurs études mettent en évidence que ces assemblages anormaux peuvent résulter de la surimpression ou de la remobilisation de minéralisations précoces durant les événements tectoniques créant les systèmes d'or orogénique (Groves et al., 2003). L'indice Perron (Abitibi) constitue par ailleurs un bon exemple où la minéralisation aurifère présente des caractéristiques propres aux minéralisations orogéniques,

mais avec un contenu particulièrement élevé en Zn et où l'or est étroitement associé à la sphalérite (Gaboury et al., 2021). Une des hypothèses avancées par les auteurs suggère la présence de minéralisations volcanogènes précoces remobilisées dans les veines de quartz lors des événements tectoniques. Cette hypothèse d'une contribution partielle de lentilles de sulfures massifs riches en Zn-Pb est pertinente à considérer dans le cas de Chapais, car plusieurs petites zones minéralisées de ce type sont reconnues entre le contact inférieur du Filon-couche de Bourbeau et la Formation de Blondeau (Morin, 1994; Larouche, 2008, 2009; Leclerc et al., 2009; Leclerc et al., 2010; Leclerc et al., 2012). Le forage OP16-03 a notamment recoupé plusieurs niveaux de brèches dans les unités felsiques de la Formation de Blondeau comprenant des concentrations en Au, As, Zn élevées (> 13 ppm Au; > 10 000 ppm As et > 2 000 ppm Zn ; Larouche, 2017). On peut donc supposer que ce bagage élémentaire qui caractérise les minéralisations à Au-As proviennent du lessivage des unités volcanosédimentaires de la Formation de Blondeau.

5.5.3 Modèle et conclusions sur les éléments traces

Les résultats de cette étude démontrent que les minéralisations Cu-Au±Mo de « type Opémiska » présentent des caractéristiques similaires aux gisements magmatique-hydrothermaux et comparables aux gîtes « Cu-Au porphyriques » du Camp du lac Doré. Ce système est principalement centré sur les veines de Springer et les minéralisations de Perry et de Chibougamau-Copper correspondent à ses extensions latérales. Les contenus en éléments traces des pyrites montrent des associations et enrichissements en Se, Te, Cu, Co, Bi et Au fortement similaires et impliquent une origine commune par une contribution de fluides magmatiques-hydrothermaux (Keith et al., 2018; Mathieu, 2019; Steadman et al., 2021).

Une zonation des paragenèses métalliques et du contenu en métaux (figure 5-17) est observable à l'échelle des mines (cette étude, voir sections 3.3 et 5.2.2 ; McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982; Salmon et al., 1984) et rappelle celle des systèmes porphyriques où le cœur à Cu-Au-Mo est entouré de zones plus riches en Zn, Pb et Ag (Meyer, 1968; Halley et al., 2015). À la mine Springer, le contenu en Cu augmente d'est en ouest depuis les unités de pyroxénite vers les unités de gabbro. Il est également plus important dans les veines situées proches de la surface, où la chalcopirite est présente sous forme massive. Le contenu en Cu diminue en

périphérie du gisement et en profondeur où la minéralisation s'exprime plutôt sous forme de veinules. Sous le niveau 13, la minéralisation s'exprime sous forme de minces veinules de chalcopryrite avec un contenu relativement élevé en sphalérite, accompagné d'arsénopyrite et d'or (McMillan, 1972). La proportion de magnétite, molybdénite et le contenu en Mo sont plus importants au sein des veines encaissées dans le gabbro de Ventures. Les teneurs en Au augmentent au Nord et au Sud de la veine N°03 et diminuent en profondeur (Salmon et al., 1984). LMcMillan (1972); Bertrand, 1985, 1986a mine Perry qui est principalement localisée dans les unités de gabbro lité et pyroxénite, présente des contenus en Cu similaires à Springer. Mais la magnétite et la molybdénite y sont rares, les teneurs en Au moins élevées et la proportion de Zn et Ag y est plus importante (McMillan, 1972; Salmon, 1982; Watkins et Riverin, 1982). L'indice Chibougamau-Copper présente des caractéristiques similaires (cette étude, voir section 5.2.3.1) et devait représenter la continuité Sud du gisement avant d'être décalé vers le Nord-Est par la Faille Gwillim.

Il est également important de noter que cette zonation concorde avec la polarité stratigraphique et que l'on n'observe pas d'enrichissement en Cu avec la profondeur. La tendance inverse a même été observée avec une diminution du contenu en Cu, de la taille des veines et augmentation de la proportion de sphalérite (McMillan, 1972). La proportion de pyrrhotite plus importante en profondeur à la mine Perry (McMillan, 1972) pourrait plutôt correspondre à la transition de faciès métamorphique. Ces observations semblent ainsi réfuter l'hypothèse d'une mise en place de la minéralisation selon la géométrie actuelle du gisement, mais suggéreraient plutôt un événement minéralisateur principal antérieur au renversement de la stratigraphie.

Les cisaillements, veines et veinules à Au-As associées à des couloirs de déformations tels que le « *Shear Arsenopyrite* » correspondent à un second type de minéralisation (figure 5-17). Ces structures recoupent et décalent avec un mouvement dextre les veines à Cu-Au-Mo. La superposition résulte en l'apparition de paragénèses complexes (p. ex ; les veines polymétalliques), dominées par l'arsénopyrite et la sphalérite. Ce type de minéralisation présente de légères variations de la paragénèse et du contenu en éléments traces résultant de cette superposition, mais aucune zonation n'est observée. Leur contenu en As, Zn, Pb, Sb, Bi et Cd est caractéristique et permet d'en faire efficacement la distinction par rapport aux minéralisations en Cu-Au±Mo. Leurs similitudes avec les minéralisations orogéniques des mines Cooke et

Norbeau suggèrent un processus de formation comparable. Le contenu atypique de ces veines Au-As par rapport aux veines de quartz-carbonate orogénique « classique » (Groves et al., 1998; Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007) pourrait résulter de la contribution des unités volcanosédimentaires de la Formation de Blondeau. Celles-ci comprennent plusieurs niveaux d'exhalites, de shales graphiteux, de lentilles et de sulfures disséminés à Zn, Cd, Pb (Bertrand, 1985, 1986; Larouche, 2017) qui pourraient avoir servis de source de métaux pour le « *Shear Arsenopyrite* ».

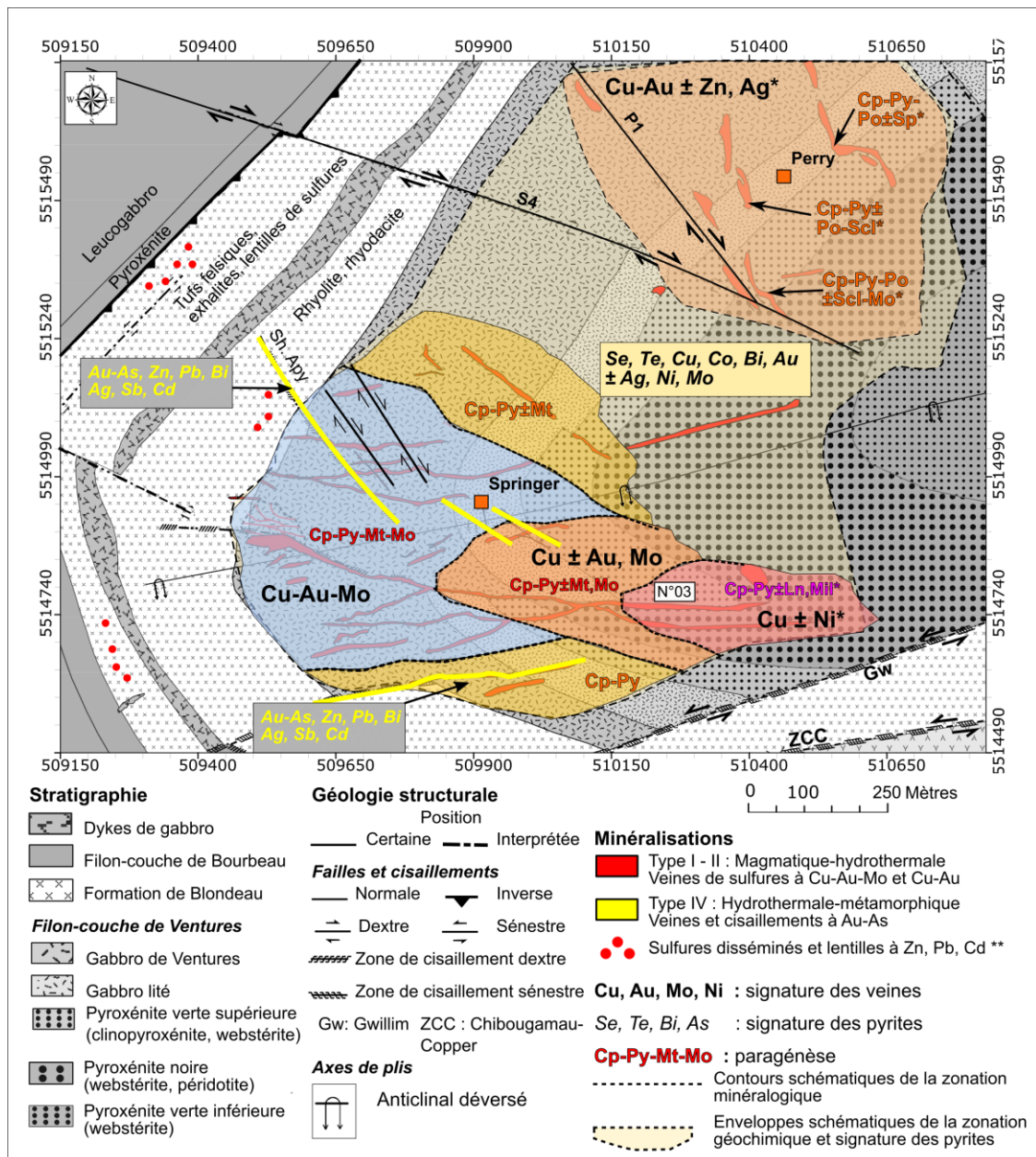


Figure 5-17 : Carte géologique des minéralisations de Springer et Perry présentant la répartition schématique des paragenèses, des éléments traces et la signature de la pyrite interprétés à partir des résultats de cette étude et de la littérature. * Données interprétées de McMillan (1972); ** Interprétées des résultats de forages historiques et récents montrant des concentrations anormales en Zn, Cd, Pb dans la Formation de Blondeau (Bertrand, 1985, 1986; Larouche, 2017).

CHAPITRE 6

DISCUSSIONS ET CONCLUSION

6.1 INTRODUCTION

Ce dernier chapitre est une synthèse des observations réalisées et des discussions préliminaires réalisées dans le but de comprendre ces minéralisations de « type Opémiska ». Ces minéralisations emblématiques du camp minier de Chapais ont historiquement fait parties de cette famille de gisements « atypiques ». Leur origine a longtemps été débattue en raison de la difficulté à identifier les caractéristiques permettant leur association à un modèle métallogénique précis. Ces interrogations, associées à l'importance économique de ces mines pour le camp de Chibougamau-Chapais, ont donc largement motivé la nécessité d'améliorer la compréhension de ce type de gîte atypique. Cette investigation s'est principalement orientée sur l'aspect pétrographique et géochimique de ces minéralisations. L'étude structurale, bien que critique pour la compréhension de la mise en place de la minéralisation, n'a pu être très développée en raison de l'accessibilité du terrain, la disparité des affleurements, l'absence d'accès en sous terrain et l'absence de forages orientés.

L'étude s'est étendue à l'échelle locale avec une intégration de données issues de la littérature sur les mines Perry et Cooke, une étude de nouvelles zones minéralisées (indice Chibougamau-Copper) et de nouvelles acquisitions de données LA-ICP-MS sur les pyrites des anciennes mines. Elle s'est élargie à l'échelle régionale avec l'intégration des données disponibles sur les minéralisations du camp minier de Chibougamau.

La discussion qui suit est un résumé global des principaux résultats obtenus lors de cette étude et un élargissement du sujet sur des aspects plus globaux dans le but d'intégrer les minéralisations du Camp de Chapais dans un modèle métallogénique et évolutif régional.

6.2 SYNTHÈSE SUR LES MINÉRALISATIONS DE SPRINGER

L'étude pétrographique et lithogéochimique du Filon-couche de Ventures, hôte des minéralisations de la mine Springer, a permis de vérifier que ce dernier présentait une composition et une différenciation similaire à celle observée dans le secteur du lac Cummings à Chibougamau. Les minéralisations de la mine Springer peuvent être regroupées en deux catégories (figure 6-1 et tableau 6-1) : 1) une minéralisation à Cu-Au-Mo précoce correspondant à la majeure partie des veines de Springer et qui présente plusieurs caractéristiques des minéralisations magmatiques-hydrothermales; 2) Une minéralisation à Au-As tardive sous forme de veines et de cisaillements de quartz-carbonate riches en arsénopyrite-sphalérite-galène, recoupant la minéralisation à Cu-Au-Mo. La minéralisation à Au-As représente un volume plus faible, mais contient les plus importantes teneurs en Au mesurées avec 19,8 g/t Au en moyenne sur 9 échantillons et jusque 49,5 g/t Au (contre 2,38 g/t Au en moyenne sur 44 échantillons pour les veines Cu-Au-Mo), ce qui rend pertinent la compréhension de leur mise en place.

6.2.1 Les minéralisations Cu-Au-Mo

Les minéralisations des anciennes mines de Springer, Perry et de l'indice Chibougamau-Copper sont encaissées au sein des différentes unités du Filon-couche de Ventures. Les unités de pyroxénite et de gabbro lité sont les encaissants des veines de Perry et Chibougamau-Copper tandis que la majeure partie des minéralisations de Springer est localisée au sein du gabbro de Ventures. Ces minéralisations sont formées d'un réseau de veines de quartz-sulfures-oxydes correspondant à des variations d'une paragenèse principale à pyrite-chalcopyrite-magnétite-molybdénite (figure 6-1). À l'échelle de Springer, cette zonation minéralogique s'exprime d'est en ouest avec la dominance de la chalcopyrite au sein des veines encaissées dans les faciès plus mafiques. La proportion de magnétite augmente dans les veines localisées dans le gabbro de Ventures, situé plus haut dans la stratigraphie. La molybdénite est observée à la fois dans les veines riches en chalcopyrite, en inclusions dans la magnétite, la pyrite et au sein de veines de quartz-pyrite-scheelite localisées dans le gabbro. On observe aussi une zonation Nord-Sud à plus grande échelle, manifestée par l'abondance de magnétite et de molybdénite dans les veines de la mine Springer, tandis qu'elles sont en proportions mineures ou en traces à Perry et Chibougamau-Copper (figure 5-17). Des minéraux exotiques tels que la gersdorffite, la millérite, la pentlandite, la linnéite peuvent être présents, et sont surtout associés aux niveaux plus

mafiques, riches en Ni-Co. D'autres minéraux comme la sphalérite, la galène et l'arsénopyrite sont quant à eux présents en proportion mineure, et sont distribués de manière erratique.

Les contenus en métaux et éléments traces dans ces veines révèlent une association entre le Cu, l'Au et des éléments granophiles comme le Mo, l'Ag, le Bi et un rapport Au/Ag inférieur à 0,1. La répartition spatiale des éléments suit la même tendance que la zonation minéralogique. On retrouve des concentrations en Cu, Au et Mo plus élevées à la mine Springer, tandis que les proportions de Zn et d'Ag sont plus importantes à la mine Perry (cette étude ; McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982; Salmon et al., 1984) et à l'indice Chibougamau-Copper. Ces associations métalliques et ces zonations peuvent être comparés à celles des minéralisations avec une contribution de fluides magmatiques-hydrothermaux tels que les systèmes porphyres à Cu-Au-Mo décrits par Sillitoe (2010) et rappellent également la zonation mise en évidence entre les veines Cu-Au de l'île Merrill et les minéralisations porphyriques du Lac Clark (Kirkham et al., 1998).

Une altération hydrothermale est associée à ces minéralisations et s'exprime par un halo proximal sodique à potassique avec des gains significatifs de Fe, K, Si et un halo distal propylitique avec des gains de Mg et pertes de Na, Ca, Si (figure 6-1). L'altération sodique-potassique est la plus facile à identifier, elle est marquée par un assemblage de biotite, stilpnomélane, albite et feldspaths Na-K. L'intensité et l'extension du halo d'altération dépend de la dimension des veines et de la densité de fractures de l'éponte. McMillan (1972) qui a réalisé des observations similaires décrit une abondance de biotite (jusque 35%), la présence de feldspaths K, et le remplacement du plagioclase par de l'albite. Cet assemblage ainsi que l'absence de séricite suggère selon Watkins et Riverin (1982), que le fluide minéralisateur était en équilibre avec les feldspaths avec un pH neutre à alcalin. Les bilans de masse réalisés dans cette étude ont montré un apport significatif de Fe, Si, K, S, la stabilité de Na et le lessivage du Ca, ce qui corrobore ces interprétations. Ces patrons d'altérations présentent des caractéristiques communes avec les assemblages minéralogiques situés autour des systèmes porphyriques à Cu encaissés dans des roches mafiques décrits par Thompson et Thompson (1996).

Les pyrites des veines de Springer, Perry et Chibougamau-Copper présentent diverses textures (zonées, riches en inclusions, recristallisées) mais montrent des concentrations en Se,

Te, Bi, Cu, Co, Ag similaires. Leurs contenus et les associations Se-Te-Bi-Au qui les caractérisent suggèrent une origine commune, et sont comparables à celles des minéralisations magmatiques-hydrothermales au sens large (Steadman et al., 2021) et aux minéralisations de Devlin, Grand Roy, Kokko Creek et Queylus, qui représentent le type « porphyre » du Camp du lac Doré à Chibougamau (Sinclair et al., 1994; Kirkham et Sinclair, 1995; Ahmadou, 2019; Mathieu, 2019).

La présence de magnétite hydrothermale un argument supplémentaire en faveur d'une contribution de fluides magmatiques oxydants (Vaughan, 1997). Les travaux antérieurs (McMillan, 1972; Watkins et Riverin, 1982; Salmon et al., 1984) et cette étude montrent que la magnétite est directement associée aux fluides minéralisateurs et ne provient pas d'une remobilisation depuis l'encaissant. Cette magnétite hydrothermale est caractérisée par des concentrations en Ti, V, Cr, Y, Zr, Nb largement inférieures aux magnétites d'origine magmatique. Leur contenu en éléments traces s'apparente à celui des systèmes magmatiques-hydrothermaux lorsque comparé avec les travaux de Dupuis et Beaudoin (2011), Dare et al. (2014a) et Nadoll et al. (2015). Leur température de formation estimée entre 200 et 350°C, est en accord avec l'hypothèse d'une contribution de fluide magmatique de moyenne température. La magnétite représente une phase précoce du système minéralisateur. Elle est progressivement bréchifiée puis remplacée par la pyrite, puis la chalcopyrite. Ce qui indique processus de sulfuration et une augmentation de l'activité du S (H₂S). Un processus similaire est observé à la mine Copper Rand (Magnan et al., 1999).

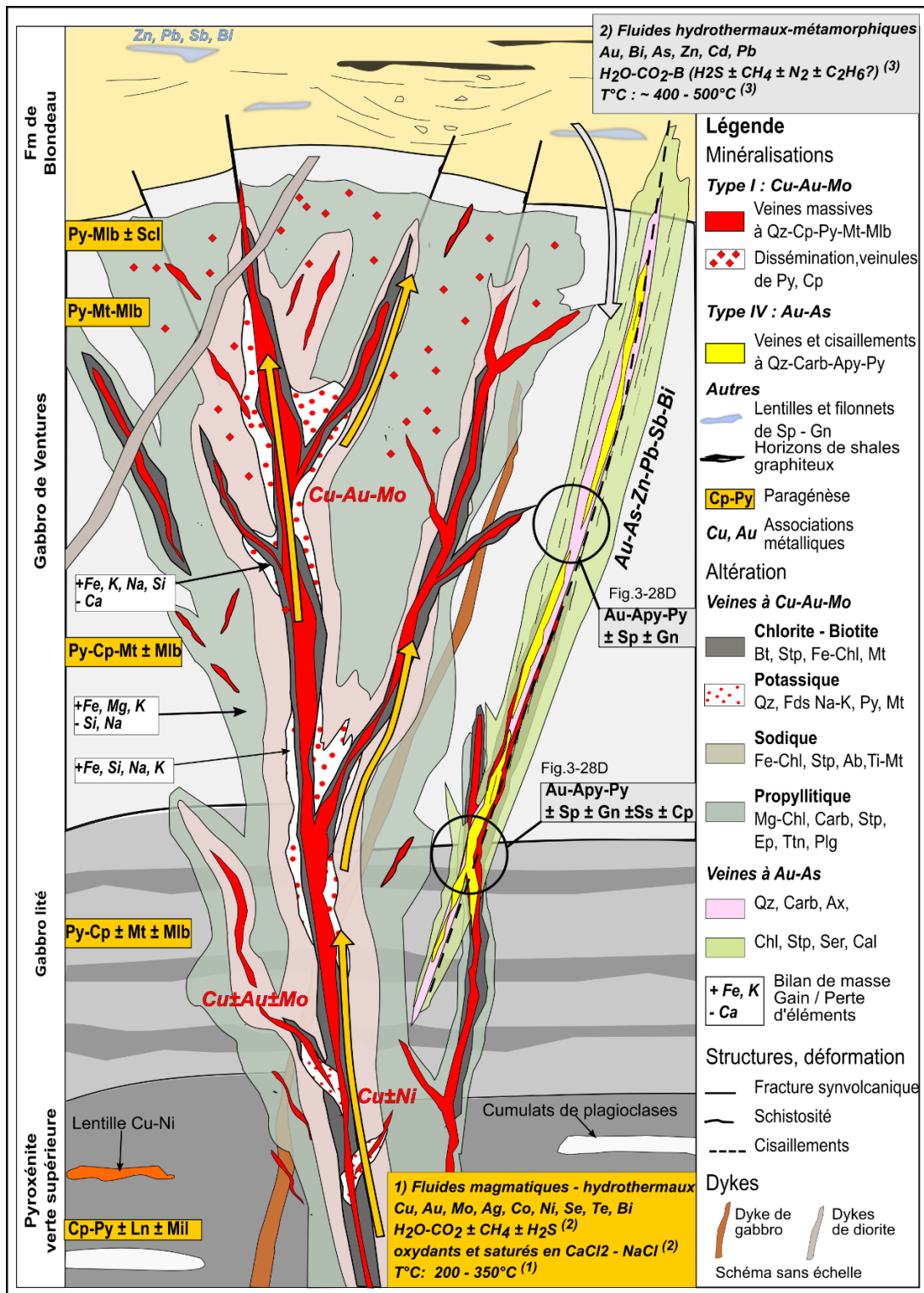


Figure 6-1 : Schéma synthétique vue en plan de la minéralisation Cu-Au-Mo de Springer, recoupée par les cisaillements Au-As. (1) : interprété des températures de formation des magnétites (cette étude) et des températures de inclusions fluides (Tremblay, 1986) ; (2) Interprété d'après le remplacement de la magnétite par la pyrite puis la chalcopryrite, la présence de molybdénite (cette étude; Cao, 1989; Vaughan, 1997) et des travaux de Guha (1984) et Tremblay (1986) ; (3) Données interprétées des travaux de Guha et al. (1991b). Abréviations : Ab – Albite ; Apy – Arsénopyrite ; Az – Axinite ; Bt – Biotite; Cal – Calcite; Carb – Carbonate; Chl – Chlorite; Cp – Chalcopryrite ; Ep – Épidote; Fds Na-K – Feldspaths alcalins ; Gn – Galène ; Ln – Linéite ; Mlb – Molybdénite ; Mil – Millérite ; Mt – Magnétite; Plg – Plagioclase ; Py – Pyrite ; Qz – Quartz ; Scl – Scheelite ; Ser – Séricite ; Sp – Sphalérite ; Ss – Sulfosels ; Stp – Stilpnomélane ; Ttn – Titanite.

6.2.2 Les minéralisations Au-As

L'étude détaillée sur les minéralisations de la mine Springer a montré la présence d'un second type de minéralisation qui se superpose et recoupe les minéralisations Cu-Au-Mo (figure 6-1 et tableau 6-1). Il s'exprime par des structures en cisaillements dextres orientées 310° - 330° / 80° à quartz-carbonate et riche en arsénopyrite. La paragenèse de ces minéralisations est largement dominée par un assemblage d'arsénopyrite-pyrite, accompagné de sphalérite, galène, arséniures de cobalts et sulfosels de Cu, Pb, Ag. Les grains d'or sont libres ou en inclusion dans la sphalérite. La gangue est communément composée de quartz, carbonates (calcite, ankérite), axinite et chlorite. L'altération est de dimension très réduite, et essentiellement délimitée à des corridors de déformation. Elle se caractérise par un assemblage de chlorite, carbonate, axinite, séricite qui s'exprime géochimiquement par des gains de B, CO₂ et un lessivage de Na, Ca traduisant la destruction des plagioclases (figure 6-1).

La signature en éléments traces de ces cisaillements montre de très hautes valeurs en As (> 1 %), Au (jusque 47 g/t) associé au Bi, Zn et Sb. Ces associations sont comparables à celles qui caractérisent les veines Au-Cu orogéniques de la mine Cooke (cette étude; Dubé et Guha, 1989; Dubé, 1990). Le contenu en éléments traces de ces pyrites corrobore ces premiers résultats avec des associations et concentrations relativement élevées en As, Sb, Bi, Ag, Cd, Zn, Pb, et surtout un déficit en Se, Te, qui est discriminant par rapport aux veines à Cu-Au-Mo. Cet assemblage est similaire à celui retrouvé dans les pyrites des veines orogéniques de Norbeau (voir les travaux de Ahmadou, 2019) et de la mine Cooke. Il est atypique par rapport aux minéralisations orogéniques à veines de quartz-carbonates pauvres en sulfures (Groves et al., 2003). Mais il montre plusieurs similitudes avec celui des gisements d'or formés par des fluides hydrothermaux d'origine métamorphique ayant circulé au travers de roches métasédimentaires (Large et al., 2007; Deditius et al., 2011; Cook et al., 2013; Gaboury, 2013; Deditius et al., 2014; Deditius et Reich, 2016; Augustin et Gaboury, 2019; Pitcairn et al., 2021; Steadman et al., 2021).

Ces éléments suggèrent que les minéralisations à Au-As correspondent à un deuxième événement hydrothermal, tardif par rapport aux veines Cu-Au-Mo. Ils sont associés à des cisaillements orientés 300° - 330° , ils recoupent et surimpriment la première minéralisation, ce qui résulte en l'apparition de paragenèse complexe à sulfosels de Cu, Pb et As.

Tableau 6-1 : Tableau synthèse des caractéristiques des minéralisations du Camp de Chapais. (1) Orientation non connue car uniquement recoupées en forage. (2) Orientation interprétée à partir de l'intersection à faible angle (< 5°) avec le forage MC09-35. (3) Orientation tirée de Watkins et Riverin (1982) et Salmon et al. (1984). (4) Description tirée de cette étude et de Dubé et Guha (1989).

Type	Veines / zones minéralisées	Orientation	Encaissant	Paragénèse	Altération	Signature métallique	Éléments traces de la pyrite	Éléments traces de la magnétite
Système magmatique – Hydrothermal	<u>Zone Sud</u> (Springer, N°04, N°05, N°06 et N°07)	245° - 260°	Gabbro ventures, gabbro lité, Pyroxénite verte Supérieure	Py-Cp-Mt ± Mlb, Scl, Po, Sp	Potassique - sodique proximale et propylitique distale	Cu, Au, Mo, Ni, Co, Ag, W	Cu, Au, Co, Se, Te, Bi ± Ag, As, Sb	Ni, Co, Ga, Pb, Cu, Mo
	<u>Zone Central</u> (Springer N°03, N°02, N°01, N°13, N290)	270° à 290-300°						
	<u>Zone Nord</u> (Perry, D2, B, J)	310° - 340°	Gabbro Lité, Pyroxénite verte Supérieure	Py-Cp ± Mt, Mlb, Sp, Scl	Potassique - sodique à propylitique (?)	Cu (Mo, Zn, Ag, W)	Cu, Au, Co, Se, Te, Bi, Ag, Mo	N/A
	Chibougamau Copper - Veines Cu-Au	(?) (1)	Gabbro Lité, Pyroxénite verte Supérieure	Py-Cp ± Po, Sp	Sodique à propylitique	Cu (Ni, Co, Ag, W)		
	Zone Royran	(?) (1)	Pyroxénite verte Inférieure	Py-Cp-Mt-Po ± Sp ± Apy	Potassique - sodique proximale	Cu, Co	Cu, Au, Co, Se, Te, Bi ± Ag, As, Sb	Ni, Co, Ga, Pb, Cu, Mo, W, V
Chibougamau Copper - Veine Au-Zn-Pb	310° - 330° (2)	Pyroxénite verte Supérieure	Py-Sp-Gn ± Cp	Chloritisation	Au-Zn-Pb (Cd, Bi)	Au, Co, Te, Zn, Ag, W, Pb	N/A	
Cisaillements à Au-As	Shear Arsénopyrite	305° - 315°	Gabbro Ventures	Py-Apy-Sp	Chloritisation, carbonatation, séricitisation	Au, As, Ag, Cd, Bi, Sb, Pb	Au, As, Bi, Ag, Sb Zn, Cd, Pb	N/A
	Veines polymétalliques	305 - 345°	Gabbro Lité, Pyroxénite	Py-Apy-Sp-Gn ± Cp ± Mt ± Ss				
	Veine N°07 à Au-As	065° - 075° (3)	Gabbro Lité, Pyroxénite	Py-Apy-Sp-Gn ± Cp ± Ss	Silicification, carbonatation			
	Cooke 7-9	290° - 310° (4)	Leucogabbro, Pyroxénite du Bourbeau	Cp-Po-Apy ± Py, Sp, Skd, Bmt, Pn	Chloritisation, carbonatation, séricitisation	Au, Cu, As (Ni, Co, Mo, Sb, Bi)	Au, Se, Bi, In, As, W, Tl, Sb, Pb	N/A

6.3 INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSIONS SUR LES TYPES ET SOURCES DES FLUIDES

6.3.1 Minéralisations Cu-Au-Mo magmatiques hydrothermales

La zonation des minéraux, des éléments traces, les associations métalliques Cu, Au, Ag, Mo, Se, Te, Bi, la présence d'une altération sodique-potassique proximale et propylitique distale, sont des arguments en faveur d'une contribution de fluides magmatiques-hydrothermaux dans la genèse de ces veines. La répartition des minéraux tels que la chalcopryrite, la magnétite, la pyrite et la molybdénite ainsi que les éléments traces (Cu, Au, Mo, Ag) rappellent celle que l'on peut retrouver dans les gisements de type porphyre et nous suggèrent que les veines de Springer pourraient constituer le cœur du système, et que Perry et Chibougamau Copper, pourraient correspondre à des extensions périphériques.

La séquence paragenétique à Springer montre que la magnétite était précoce et a progressivement été remplacée par la pyrite, puis la chalcopryrite, ce qui indique un changement de l'état d'oxydation du fluide ou une augmentation de l'activité du soufre (Vaughan, 1997). La présence de molybdénite observée en association avec la magnétite concorderait avec cette interprétation selon les travaux de Cao (1989). L'auteur démontre que le transport du molybdène est principalement influencé par des fluides de haute température, oxydés et salins, et que la précipitation sous forme de molybdénite est engendrée par une diminution de la température, de la fugacité de l'oxygène ou une augmentation de l'activité du soufre (H₂S). Les travaux de Tremblay (1986) sur des inclusions fluides prélevées dans la veine N°02 mettent en évidence la présence de fluides salins à NaCl-CaCl₂ et d'une température de l'ordre de 200 – 300°C. Ces estimations corroborent également celles obtenues sur les magnétites hydrothermales présentent dans les veines de Springer. Ces caractéristiques rappellent celles des systèmes porphyres et épithermaux qui leur sont associés (Heinrich, 2005), mais également celles des minéralisations du Camp du lac Doré. Les travaux de Guha (1984) et Tremblay (1986) avaient ainsi montré que les minéralisations Cu-Au de Copper Rand, Henderson, Corner Bay et Devlin étaient caractérisées par des fluides très salins à NaCl-CaCl₂, à H₂O-CO₂±CH₄ de température comprise entre 150 et 250°C.

Cette étude est en accord avec les résultats de McMillan (1972) et démontre que les métaux, éléments traces (Cu, Au, Mo, W, Ag, Bi, Se, Te) et éléments majeurs (Fe, K, Si, S) ont été introduits dans le réseau de fractures par des fluides magmatiques-hydrothermaux. Ceci réfute l'hypothèse d'un lessivage de ces éléments depuis le Filon-couche de Ventures proposée par Derry et Folinsbee (1957). Néanmoins, si la contribution de fluides magmatiques-hydrothermaux semble cohérente avec la formation de ces minéralisations, la question qui reste en suspens concerne l'intrusion à l'origine de ces fluides. En dehors d'être capable de l'identifier, la question revient à se demander quel type d'intrusion a les propriétés requises pour produire des fluides capables de transporter ces métaux ?

L'environnement immédiat de Chapais comprend diverses intrusions synvolcaniques à syntectoniques. Ces intrusions reflètent l'évolution du magmatisme dans la région de Chibougamau depuis la période du 2^{ème} Cycle volcanique dominée par un magmatisme tholéiitique (p. ex : la Suite intrusive de Cummings) vers un magmatisme plus différencié représenté par les plutons synvolcaniques de la suite de tonalite-trondhémite-graodiorite (TTG) comme le Pluton d'Anville ($2714,8 \pm 0,6$ Ma; Thurston et al., 2008), le Massif de Lapparent (2714 ± 2.5 Ma ; Mortensen, 1993) et de tonalite-trondhémite-diorite (TTD) tels que le Pluton de Chibougamau (de 2718 ± 2 Ma; Krogh, 1982; à 2714 ± 2 Ma Pilote et al., 1998). La période syntectonique est quant à elle dominée par un magmatisme sub-alkalin avec la mise en place d'intrusion de tonalite tel que le Pluton de Presqu'île, de monzonite, de monzodiorite à quartz ± hornblende tels le Pluton d'Opémisca (2697 ± 2 Ma ; Frarey et Krogh, 1986) et de syénite.

Dans les hypothèses d'une contribution magmatique lors de la période syntectonique, le Pluton d'Opémisca serait le meilleur candidat, étant le plus proche et le plus volumineux (Duquette, 1970; Watkins et Riverin, 1982; Salmon et al., 1984). Néanmoins cette interprétation est mise en doute par McMillan (1972) d'après les travaux de Wolhuter (1968, 1971), ainsi que les travaux plus récents de Madon et al. (2020) qui ont suggéré que les contenus en eau, soufre et chlore de ce pluton étaient insuffisants pour permettre un transport efficace des métaux. Or, les travaux de Shinohara et Hedenquist (1997), Botcharnikov et al. (2010), Sillitoe (2010) et Richards (2011) ont démontré l'importance de ces paramètres pour le transport des métaux dans les systèmes magmatiques-hydrothermaux à $Cu \pm Au \pm Mo$. D'autre part, bien que quelques

petits dykes d'aspect syénitique recoupant les roches volcaniques et les unités autour du Pluton d'Opémisca aient été reconnus par Wolhuter (1968, 1971), ceux-ci sont de dimension limitées très (< 3 m) et se trouvent à moins de 600 m du pluton. Dans l'état de connaissance actuel, et au regard de ces observations, il semble alors peu probable que le Pluton d'Opémisca ait agi comme contributeur majeur des fluides minéralisateurs. Et bien qu'il existe d'autres intrusions syntectoniques, le manque de données ne permet pas de statuer sur leur implication.

En revanche, les fortes similitudes entre les patrons d'altérations, la paragenèse, les contenus en éléments traces des minéralisations Cu-Au-Mo de Chapais, avec les minéralisations porphyriques Cu-Au, Cu-Mo du Camp du lac Doré (Pilote et al., 1994; Sinclair et al., 1994; Pilote et Guha, 1998; Magnan et al., 1999) et épithermales polymétalliques Cu-Au-Ag (Brosman, Lac Ham et gîte Lessard) doivent être soulignées. Une grande partie des minéralisations du camp de Chibougamau sont directement reliées aux différentes phases de l'intrusion synvolcanique du Pluton de Chibougamau. (p. ex : Copper Rand, Devlin, Kokko, Queylus, Ile Merrill, Lac Clark ; Pilote et al., 1994; Kirkham et al., 1998; Pilote et al., 1998; Magnan et al., 1999). Les minéralisations porphyriques du Camp du lac Doré sont en particulier associées à la mise en place des faciès de méladiorite à hornblende, diorite à quartz, leucotonalite et sont recoupés par des dykes de trondjémite porphyrique (Racicot, 1980, 1981; Pilote et al., 1998). D'autres minéralisation Cu-Au filoniennes et épithermales à Cu-Au-Ag sont également reliées à la mise en place de stocks felsiques calco-alcalins de tonalite interprétés comme des satellites du Pluton de Chibougamau [p. ex : les minéralisations épithermales des secteurs Berrigan (Pilote, 1987) et du Lac Line (Côté-Mantha, 2009); le gîte Au-Cu-Mo de MOP-II (Lépine, 2009), l'ancienne mine Cu-Mo porphyrique de Grandroy (Pilote et Guha, 1998)]. D'autres exemples consistent dans les minéralisations du dômes du radar (Pilote, 1986) et du secteur du Lac Line associées à l'intrusion de tonalite calco-alcaline du Stock du Lac Line (Côté-Mantha, 2009), interprétée comme un satellite du Pluton de Chibougamau, daté à $2707,6 \pm 1,4$ Ma (Côté-Mantha, 2009; Côté-Mantha et al., 2012).

Ces indices montrent que la mise en place de minéralisations pendant l'activité magmatique synvolcanique ne se résume pas aux veines encaissées dans le Complexe du Lac Doré. Au contraire, elle s'étend à l'échelle régionale par le biais d'une contribution directe, ou au travers de stock felsiques calco-alcalins d'âges contemporain. La présence d'intrusions

synvolcanique de TTG et TTD tels que les plutons d'Anville ($2714,8 \pm 0,6$ Ma; Thurston et al., 2008), le Massif de Lapparent ($2714 \pm 2,5$ Ma ; Mortensen, 1993) et le Complexe d'Eau Jaune ($2718,6 \pm 5$ Ma; David, 2018) au sud du camp de Chapais sont des arguments en faveur de cette activité magmatique synvolcanique régionale.

En conclusion, au regard :

1) des similarités entre les minéralisations Cu-Au-Mo de Chapais avec les veines Cu-Au et Cu-Mo porphyriques du Camp du lac Doré,

2) de la présence de minéralisations épithermales Cu-Au-Ag et porphyriques Cu-Mo, Au-Cu-Mo associées à des stocks et intrusions felsiques calco-alcalins contemporaines du Pluton de Chibougamau et,

3) des évidences à l'échelle régionale du maintien d'une activité magmatique pendant la période synvolcanique,

il est possible de suggérer que les minéralisations Cu-Au-Mo de la mine Springer se soient formées à la suite d'une contribution de fluides magmatiques-hydrothermaux provenant d'une intrusion synvolcanique, contemporaine au Pluton de Chibougamau et partageant des propriétés chimiques similaires.

6.3.2 Minéralisations Au-As hydrothermales-métamorphiques

Bien que l'on ne dispose pas de données directement sur la nature des fluides, outre la signature des pyrites qui reflètent en partie leur composition, il est possible de tirer plusieurs conclusions à partir de nos résultats et des travaux de la littérature.

Les assemblages minéralogiques (arsénopyrite, pyrite, sphalérite, sulfosels), les signatures en éléments traces (Au, As, Bi, Sb, Ag, Zn, Cd), les relations structurales et de recoupement, ainsi que l'altération suggèrent que les minéralisations à Au-As logées dans cisaillements à la mine Springer partagent les mêmes caractéristiques que les minéralisations aurifères orogéniques de la mine Cooke et de la mine Norbeau. D'après les données issues de la littérature, les minéralisations orogéniques sont généralement peu enrichies en Se (Keith et al., 2018) et présentent des températures de précipitations variables (200° – 700°C ; Robert et Poulsen, 1997; Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2005). Dans les veines de la mine Cooke, Tremblay (1986) a estimé des températures de l'ordre de 400° - 500°C d'après les températures d'homogénéisation (de piégeage) des inclusions fluides. Ces températures (400° – 500°C) sont nettement supérieures à celles des veines de Springer (200° – 350°C) et concordent avec la température de transition entre le faciès des schistes vert supérieurs et amphibolites. Au point de vue de la composition, les fluides hydrothermaux des gisements orogéniques sont généralement caractérisés par une faible salinité, un pH neutre à légèrement basique et sont composés de H₂O-CO₂-H₂S ± CH₄ ± N₂, l'or étant transporté grâce à des complexes formés avec H₂S ou HS⁻ (Ridley et Diamond, 2000; Goldfarb et al., 2005; Goldfarb et Groves, 2015). Bien qu'il n'existe pas de données sur le contenu en volatiles des fluides de la mine Cooke, Guha et al. (1991b) a documenté la composition des fluides de la mine Norbeau qui présente un environnement similaire à la mine Cooke. Leurs résultats mettent en évidence des fluides peu salins, dominés par H₂O, avec des traces de CO₂, CH₄, N₂, H₂S et C₂H₆.

Une des particularités de ces minéralisations Au-As de Springer concerne leur contenu important en métaux de base (Zn, Pb) et éléments traces (Sb, Bi, Cd). Cet enrichissement est plutôt caractéristique des systèmes d'or orogénique présentant une contribution de fluides métamorphiques ayant circulé dans des roches métasédimentaires riches en matières organiques (Large et al., 2007; Deditius et al., 2011; Cook et al., 2013; Gaboury, 2013; Deditius et al., 2014; Deditius et Reich, 2016; Augustin et Gaboury, 2019; Pitcairn et al., 2021; Steadman

et al., 2021). Or, la Formation de Blondeau contient des horizons de *shales* graphiteux qui ont été identifiés à l'ouest du Filon-couche de Bourbeau dans le secteur de Springer (Cormier, 1988). En raison de la déformation des unités et leur pendage vers le nord-est (Watkins et Riverin, 1982), ces niveaux qui sont stratigraphiquement au-dessus des filons-couches, ont pu se retrouver sous les Filons-couches de Bourbeau et de Ventures au moment de l'épisode de minéralisation Au-As. La circulation de fluides métamorphiques au travers de ces unités contenant de la matière organique pourrait avoir permis l'ajout de volatils (CH₄ et C₂H₆) qui auraient pu faciliter la remobilisation et le transport des métaux (Gaboury, 2013; Gaboury, 2021).

6.4 SYNTHÈSE CHRONOLOGIQUE DES MINÉRALISATIONS DU CAMP DE CHAPAIS

Trois types de minéralisations sont ainsi reconnus dans le camp de Chapais : 1) des minéralisations de sulfures massifs volcanogènes; 2) les minéralisations à Cu-Au-Mo magmatiques-hydrothermales; et 3) les veines et cisaillements à Au-As. Leurs relations avec l'histoire géologique ont été synthétisées dans un modèle chronologique présenté à la figure 6-2.

Les minéralisations de sulfures massifs volcanogènes se présentent sous forme de lentilles Cu-Zn (Zone 8-5, indice Kayla) et de Zn (*Zn lenses*, indice MC-09-45). Elles sont les premières à s'être formées. Elles sont principalement localisées dans les unités felsiques de la Formation de Blondeau (Bélanger et al., 1984; Larouche, 2009) datée avec un âge maximal de dépôt à 2721 ±3 Ma (Leclerc et al., 2012) dans le secteur de Chapais et à 2717 +/- 2 Ma à Chibougamau (Gobeil, 1979; Mortensen, 1993).

Les minéralisations magmatiques-hydrothermales à Cu-Au-Mo sont « précoces », et comparables en plusieurs points avec les minéralisations porphyriques du Camp du lac Doré et épithermaux du camp de Chibougamau (p. ex : Brosman). Leur timing reste encore incertain avec les données disponibles, toutefois plusieurs éléments sont en faveur d'une origine prédéformation: 1) la minéralisation recoupe localement des dykes mafiques-intermédiaires parallèles au réseau de fractures McMillan (1972) et qui présentent une composition proche de la diorite du Pluton de Chibougamau; 2) la minéralisation est recoupée par des dykes de diorite calco-alcalins de composition comparables aux plutons syntectoniques; 3) les veines présentent des textures de déformation ductile-fragile (« *dilatation jog* », « *pinch and swell* ») et de

recristallisation métamorphique des sulfures; 4) une schistosité est uniquement développée dans les zones d'altération intense et surtout; 5) la zonation minéralogique et géochimique évoluent latéralement d'est en ouest en suivant la polarité stratigraphique. Ces points suggèrent donc une mise en place tardi-volcanique (après la formation du Filon-couche de Ventures), verticalement et avant le basculement des unités lors du paroxysme de la déformation régionale (Daigneault et al., 2004), soit entre 2707 (intrusion tonalitique du lac Line) et 2714 Ma (dykes interminéraux observés au lac Clark, Pilote et al., 1998).

La minéralisation à Au-As \pm Zn, Pb de Springer recoupe les veines à Cu-Au-Mo et présente plusieurs points communs avec les veines des mines Cooke et Norbeau. Elle est associée à des fluides hydrothermaux d'origine métamorphique qui remobilisent les métaux présents dans la Formation de Blondeau et les reprécipitent dans des veines de quartz-carbonate associées à des cisaillements NO-SE dextres. Cet événement minéralisateur apparaît postérieur à la mise en place des minéralisations Cu-Au-Mo de Springer et serait synchrone aux veines Au-Cu orogéniques de la mine Cooke. Leur mise en place surviendrait pendant la période syntectonique, après le basculement de l'empilement stratigraphique et la formation des grands plis à plans axiaux orientés Est-Ouest produits par le raccourcissement Nord-Sud (Daigneault et al., 2004).

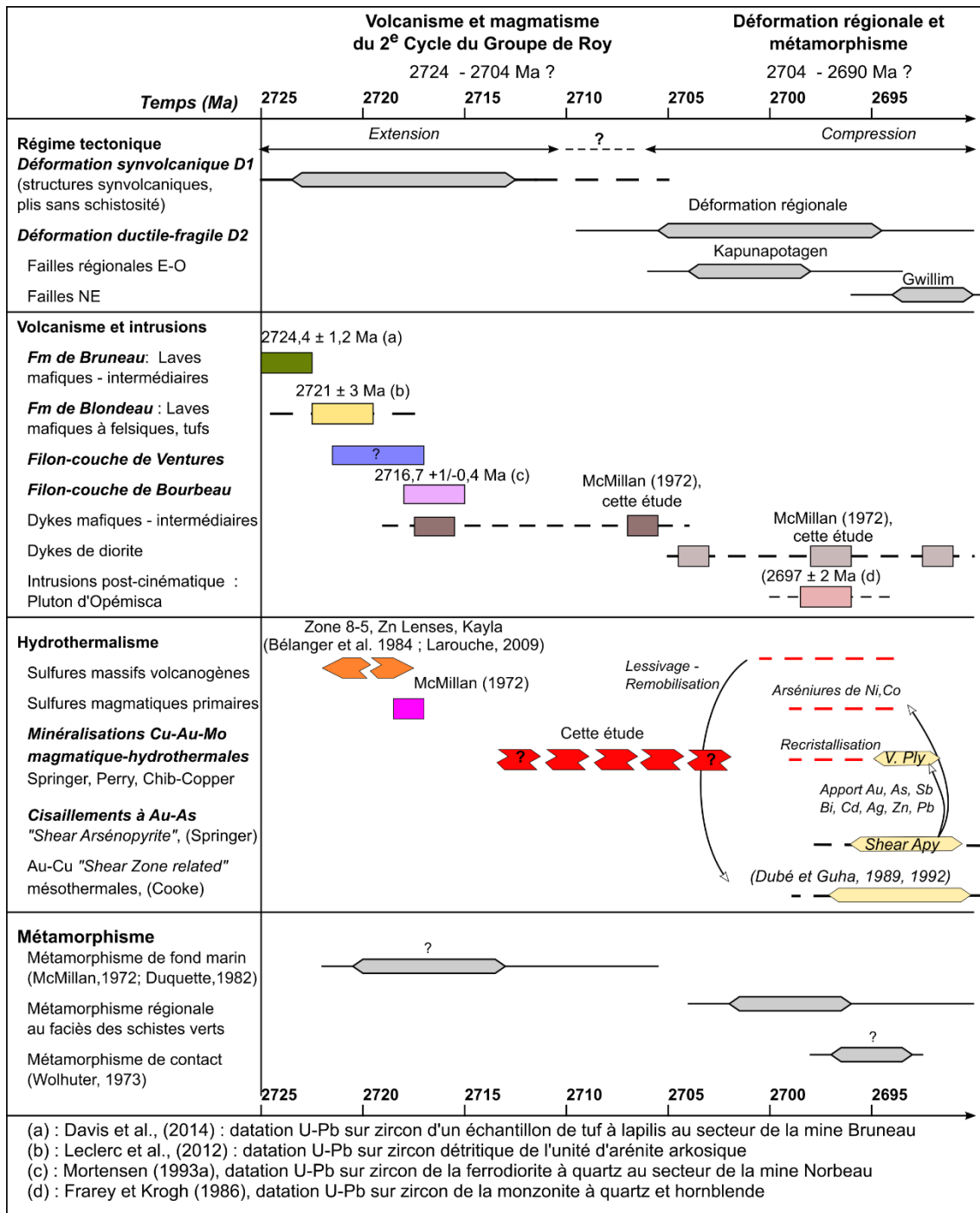


Figure 6-2 : Synthèse et modélisation des relations chronologiques entre les différents éléments géologiques des minéralisations du camp de Chapais. Les lignes pointillées représentent les incertitudes sur les âges et les événements.

6.5 MODÈLE ÉVOLUTIF RÉGIONAL

La figure 6-3 présente un modèle évolutif qui intègre les minéralisations Cu-Au-Mo et Au-As de Chapais dans l'histoire géologique régionale de Chibougamau. Cette intégration se base sur les travaux réalisés durant cette étude et ceux des précédents auteurs (McMillan, 1972; Bélanger et al., 1984; Daigneault et Allard, 1984; Dimroth et al., 1986; Daigneault et al., 1990; Guha et al., 1991a; Morin et Boisvert, 1991; Chown et al., 1992; Mortensen, 1993; Magnan et al., 1999; Leclerc et Houle, 2010; Leclerc et al., 2011; Côté-Mantha et al., 2012; Leclerc et al., 2012; Davis et al., 2014; Mercier-Langevin et al., 2014; Leclerc et al., 2017). Ce modèle est réparti en 4 grandes étapes :

1. La formation de l'empilement volcanique du 2^{ème} cycle du Groupe de Roy
2. La phase d'hydrothermalisme précoce à Cu-Au-Mo
3. Une phase de déformation régionale et la formation de minéralisations orogéniques
4. Les phases de déformation tardive avec cisaillements NE

6.5.1 Étape 1 : Mise en place des séquences volcano-sédimentaires et des filons-couches

La formation de la séquence volcano-sédimentaire du 2^{ème} cycle volcanique du Groupe de Roy a eu lieu dans un contexte d'arc volcanique submergé à faible profondeur d'eau (Chown et al., 1992; Daigneault, 1998). Il s'exprime par une activité volcanique bimodale, évoluant depuis des magmas mafiques tholéïtiques (Formation de Bruneau) vers des magmas de plus en plus différenciés, d'affinité calco-alkaline (Formation de Blondeau; figure 6-3). Cet environnement est favorable à la formation de minéralisations volcanogènes dans la Formation de Bruneau (p. ex : mine Gwillim; Bouchard, 1986; et mine Bruneau; Trudeau, 1981), et de lentilles de sulfures massifs dans la Formation de Blondeau (p. ex : la Zone 8-5, Bélanger et al., 1984). Cette activité volcanique a lieu durant un régime en extension, qui a favorisé la formation de structures synvolcaniques servant de conduits facilitant la mise en place de grandes quantités de magma mafique tholéïtique - transitionnel sous la forme des filons-couches de la Suite intrusive de Cummings vers 2717 Ma (Mortensen, 1993). Ces structures synvolcaniques se manifestent par des failles NE, NO qui ne sont pas cohérentes

avec les orientations développées lors du raccourcissement N-S (p. ex le réseau de fractures de l'indice Brosman; Côté-Mantha, 2009).

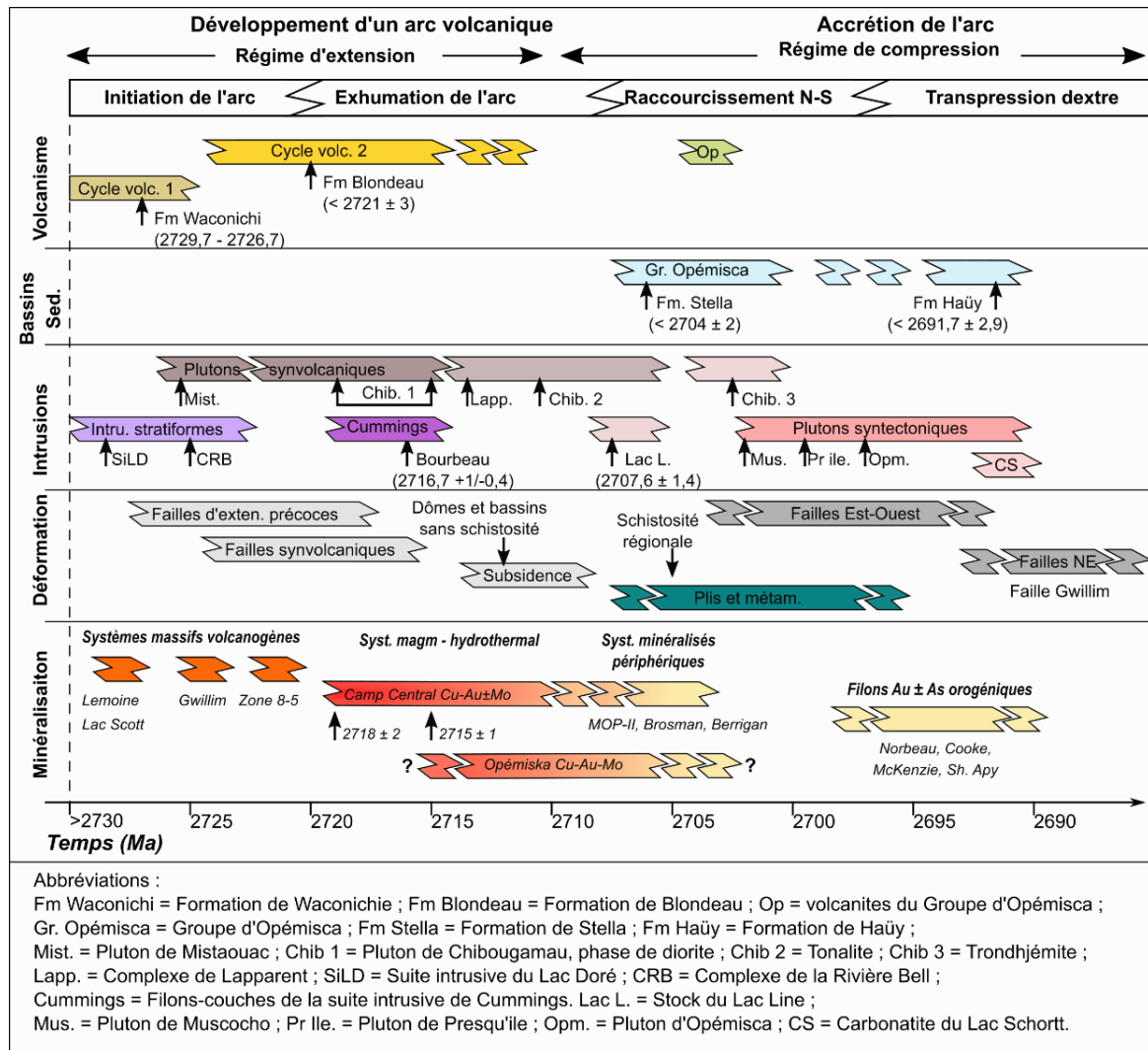


Figure 6-3 : Modèle chronologique intégrant des minéralisations du Camp de Chapais dans l'histoire géologique régionale de Chibougamau. (Modifié d'après Guha et al., 1988; Mueller et al., 1989; Chown et al., 1992; Dubé et Guha, 1992; Daigneault et al., 2004; Pilote et Guha, 2006; Côté-Mantha, 2009; Leclerc et al., 2011; Leclerc et al., 2012; Mercier-Langevin et al., 2014; Leclerc et al., 2017).

6.5.2 Étape 2 : Hydrothermalisme précoce à Cu-Au-Mo

La seconde étape correspond au développement d'un système hydrothermal magmatique associé à une intrusion en profondeur qui a été la source de chaleur et des fluides minéralisateurs (figure 6-3 et figure 6-4). Cette activité magmatique était contemporaine à la mise en place des différentes phases du Pluton de Chibougamau entre 2718 ± 2 Ma (Krogh, 1982) et 2714 ± 2 Ma (Pilote et al., 1998), et des petites intrusions périphériques qui lui sont associées (p. ex : Stock du Lac Line; $2707,6 \pm 1,4$ Ma; Côté-Mantha, 2009; figure 6-3). Cette intrusion a produit des fluides minéralisateurs caractérisés par des températures de l'ordre de 200° et $> 350^\circ\text{C}$ et d'une composition proche des systèmes porphyriques (Guha, 1984; Hedenquist et Lowenstern, 1994; Lang et al., 2000; Seedorff et al., 2005; Simmons et al., 2005; Seedorff et al., 2008; Sillitoe, 2010; Koděra et al., 2014; Sun et al., 2015; Prokofiev et Naumov, 2022). Ces fluides oxydants, neutres à légèrement alcalins, salins (NaCl-CaCl_2) avec un contenu en volatils à $\text{H}_2\text{O-CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{H}_2\text{S}$ (cette étude; Watkins et Riverin, 1982; Guha, 1984; Tremblay, 1986) ont ainsi permis le transport en grande quantité de Cu, Au, Mo (Cameron et Hattori, 1987; Cao, 1989) au travers d'un réseau de fractures précoces (figure 6-4).

Le développement de ce réseau de fractures qui contrôle la minéralisation pourrait correspondre à un schéma de fracturation développé lors du plissement du Filon-couche de Ventures (Watkins et Riverin, 1982). Le processus exact de ce plissement est encore incertain et nécessiterait des travaux structuraux supplémentaires. Dans le contexte limité des données disponibles, on peut se demander s'il pourrait avoir été généré : 1) lors de l'épisode de déformation pré-ductile D1 (avant les environs de 2700 Ma ; Daigneault et al., 2004) à la faveur de structures synvolcaniques préexistantes formées pendant la période d'extension et de l'émergence de l'arc volcanique (Daigneault et al., 1990; Chown et al., 1992; Daigneault et al., 2004); ou 2) suite à des phases précoces du raccourcissement horizontal N-S (Daigneault et al., 1990; Chown et al., 1998; Daigneault, 1998). Le résultat de cette déformation aurait pu produire un réseau de fractures en extradors qui se serait préférentiellement développé dans le gabbro de Ventures en raison de sa compétence plus importante que les unités de pyroxénite (figure 6-4).

La circulation des fluides hydrothermaux a engendré la formation des veines Cu-Au-Mo à quartz-pyrite-chalcopyrite-magnétite-molybdénite de Springer qui constitue le cœur du système, de plus haute température, riche en Cu-Mo (figure 6-4). La séquence paragénétique montre que la magnétite était précoce et a progressivement été remplacée par la pyrite, en association avec un apport plus important en soufre. Ces évolutions sont similaires à celles observées dans certaines des minéralisations du Camp du lac Doré (Pilote et al., 1996; Magnan et al., 1999), de l'indice Brosman (Côté-Mantha, 2009; Côté-Mantha et al., 2012) et peuvent être associés à une augmentation de la contribution magmatique (Giggenbach, 1997). Dans les parties inférieures du système, correspondant aux unités de pyroxénite et de gabbro lité, la magnétite a été totalement remplacée par la pyrite et la chalcopyrite, tandis qu'elle est encore présente sous forme de clastes et de bandes massives à l'éponte des veines encaissées dans le gabbro de Ventures. La circulation de ces fluides magmatiques-hydrothermaux a produit une altération sodique à potassique autour des structures majeures dans le cœur du gisement, bénéficiant d'une forte interaction fluide/roche (voir par exemple Galley, 2003), tandis qu'une altération propylitique plus discrète caractérise l'interaction de ces fluides avec l'encaissant dans les zones moins fracturées et plus distales.

Dans ce modèle, les minéralisations de Perry et Chibougamau Copper constituent la périphérie de ce système hydrothermal (figure 6-4). Elles sont moins riches en éléments de haute température (Cu, Mo) et présentent un léger enrichissement en Ag, Zn (McMillan, 1972) tel que l'on peut retrouver en périphérie des systèmes magmatiques-hydrothermaux (Sillitoe, 1995, 1999; Sillitoe, 2010). Le contenu en éléments traces des pyrites à Se, Te, Bi, Cu, Co, Ag est sensiblement identique entre Springer, Perry et Chibougamau-Copper, ce qui indique clairement une source commune. Des variations du contenu en As, Sb, Bi sont enregistrées dans les pyrites ayant été fracturées ou présentant une recristallisation des grains, reflétant une surimpression par un événement hydrothermal postérieur.

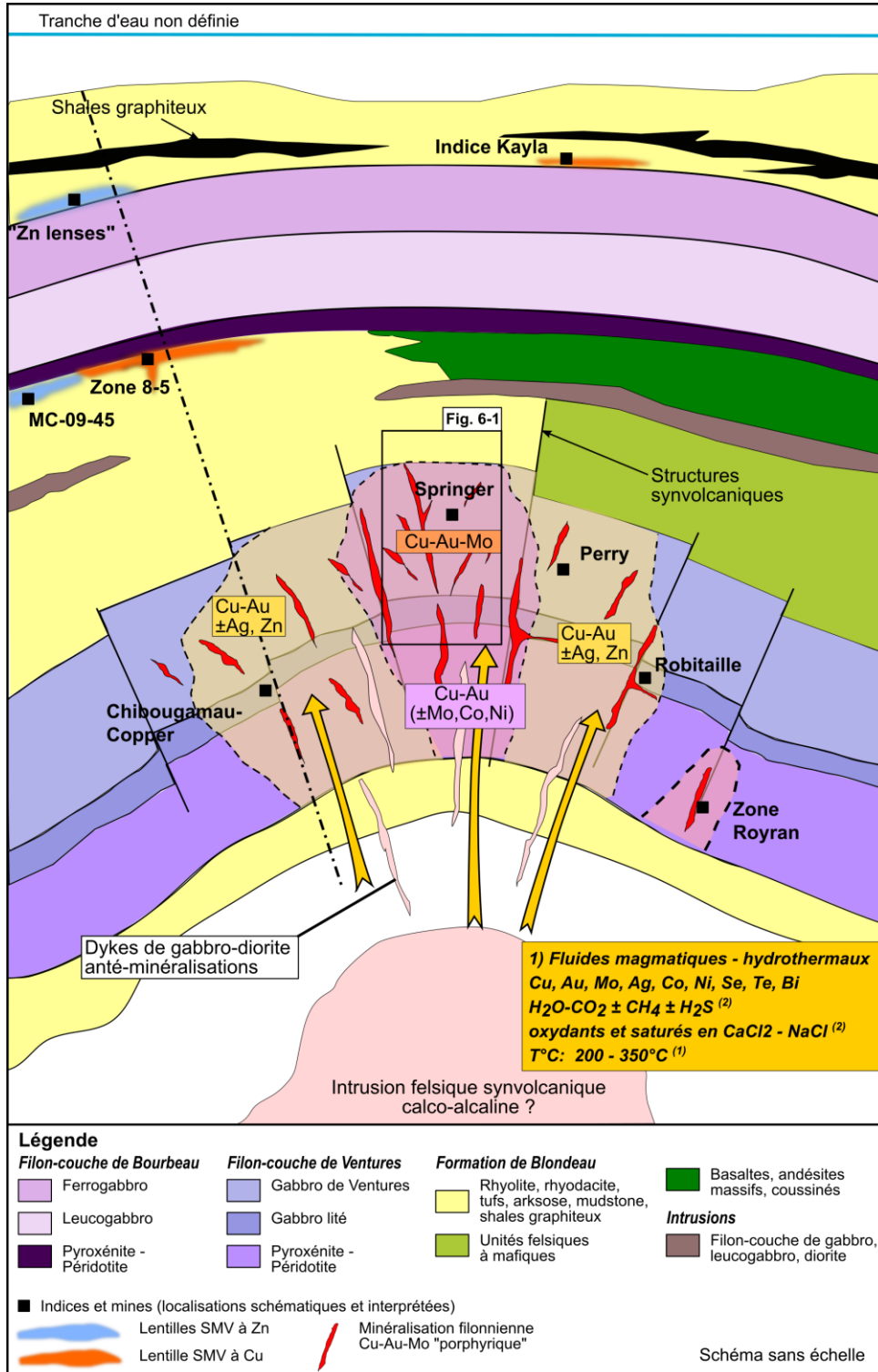


Figure 6-4 : Modèle géologique simplifié avec vue en coupe de la mise en place des minéralisations Cu-Au-Mo avant la déformation du gisement Springer. Les traits pleins représentent les zones de fractures contrôlant la minéralisation et correspondant à des structures synvolcaniques. La ligne pointillée représente l'emplacement schématisé où la faille Gwillim recoupe le Filon-couche de Ventures, séparant la Zone Chibougamau-Copper des mines Springer et Perry.

6.5.3 Étape 3 : Déformation régionale et phase hydrothermale à Au-As

La phase principale de la déformation régionale D2 (Daigneault et al., 1990) a débuté avant 2700 Ma dans le camp de Chibougamau-Chapais (Chown et al., 1992; Daigneault et al., 2004). Cet événement de déformation initié par des contraintes de raccourcissement subhorizontales N-S (Daigneault et al., 1990) entraîne le développement d'une schistosité régionale E-O subverticale associée aux grands plis régionaux, le serrage des plis et la verticalisation de la séquence volcanique (Daigneault et al., 1990; Chown et al., 1992; Chown et al., 1998; Daigneault, 1998). Les traces axiales E-O des plis synclinaux de Chapais, Chibougamau, Waconichi occupent d'anciens bassins sédimentaires, tandis que les anticlinaux correspondent à des structures en dômes centrées sur les plutons synvolcaniques et syntectoniques (Daigneault et al., 1990; Chown et al., 1992; Daigneault et al., 2004). Le paroxysme de cette déformation est atteint approximativement entre 2705 et 2698 Ma exprimé par l'événement D3 et le développement des zones de cisaillements et failles E-O (Faribault, Croteau, Antoinette, Kapunapotagen; Chown et al., 1992; Daigneault, 1998; Daigneault et al., 2004). Sur le flanc nord de l'anticlinal de Chibougamau, ces zones de cisaillements correspondent en partie à d'anciennes structures longitudinales synvolcaniques qui ont été réactivées et transformées en zones de cisaillement à mouvement inverse (Daigneault, 1998; Côté-Mantha, 2009). Bien qu'il ne soit pas documenté à Chapais, un processus similaire peut être envisagé, expliquant la verticalisation de la stratigraphie, le renversement du système minéralisateur Cu-Au-Mo de Springer-Perry avec une vergence vers le sud.

La formation des minéralisations aurifères orogéniques de Norbeau, Cooke, et des veines en cisaillements Au-As de la mine Springer survient pendant cette période syntectonique. Ces veines sont associées à des structures en cisaillements qui représentent des structures secondaires des grands couloirs de déformation E-O (Guha et al., 1988; Dubé et Guha, 1992). Elles se localisent préférentiellement dans le Filon-couche de Bourbeau (mine Norbeau, mine Cooke) où les contrastes rhéologiques et géochimiques semblent avoir contribué à la précipitation des métaux (Dubé et Guha, 1989; Dubé et al., 1989). À la mine Cooke, les veines sont parallèles à l'orientation des zones de cisaillements 290° - 310° qui recoupent à angle faible le Filon-couche de Bourbeau (Dubé et Guha, 1989), ce qui montre que cet événement est postérieur au plissement de la séquence stratigraphique.

Cet événement recoupe et remobilise localement les minéralisations Cu-Au précoces, comme c'est le cas de la structure McKenzie à la mine Portage (Tessier et al., 1994) dans le Camp du lac Doré. À Chapais, des structures en cisaillement orientées 300° – 330° recouper et décalent les veines de sulfures à Cu-Au-Mo avec un mouvement dextre. La structure du « *Shear Arsenopyrite* » constitue un exemple de cet événement minéralisateur qui se traduit en un apport d'Au, As, Sb, Bi, Pb et Zn par des fluides hydrothermaux-métamorphiques et une altération à chlorite-séricite-carbonate.

L'intersection de ces structures NO-SE avec les veines de quartz-sulfures à Cu-Au-Mo et/ou la réutilisation de structures précoces est à l'origine des paragenèses plus complexes à arsénopyrite-pyrite-sphalérite-galène-cobaltite-skuttérodite-chalcopryrite et sulfosels. La contribution de cet événement dans la signature globale du gisement est difficile à estimer car ces structures ont majoritairement été ignorées par les travaux antérieurs en raison de leur dimension plus réduite. Néanmoins, ce nouvel événement minéralisateur et le télescopage des veines de Cu-Au-Mo par ces cisaillements à Au-As est loin d'être négligeable, au regard des concentrations plus importantes en Au observées (jusque 50 g/t Au).

6.5.4 Étape 4 : Déformation tardive et rôle des failles NE

La dernière étape du modèle correspond au développement des structures NE lors des dernières phases tectoniques. Le développement des failles et zones de cisaillements à déplacements sénestres tels que la faille Gwillim et de Chibougamau-Copper survient dans les phases finales de la compression N-S (Dimroth et al., 1984; Chown et al., 1992; Dubé et Guha, 1992). L'implication de la faille Gwillim dans les minéralisations de Chibougamau et de Chapais reste un sujet de discussion encore non résolu notamment en raison d'un manque important d'information et d'observations dans ce secteur. La faille Gwillim a pu être observée en sous terrain ainsi que quelques structures NE qui recouper et décalent les veines 7 et 9 à la mine Cooke (Dubé et Guha, 1989; Dubé et Guha, 1992). Le tracé de la majorité de ces failles et cisaillements NE sont interprétés à partir de levés aéromagnétiques et du décalage horizontal apparent des filons-couches (Morin, 1994; Leclerc et al., 2010). Les travaux de Dimroth et al. (1984), Guha et al. (1988) et Dubé et Guha (1992) proposent que ces structures NE se soient développées vers la fin de période tectonique avec

une transition graduelle d'un régime ductile à fragile et d'une migration de la déformation depuis les zones de cisaillements E-O vers les structures NE et NO conjuguées. L'interaction des deux systèmes de contraintes aurait produit une dilatation accrue à l'intérieur des cisaillements E-O favorisant la mise en place de la minéralisation aurifère (Dubé et Guha, 1992).

Il est difficile de quantifier l'implication de la faille Gwillim durant cette période, plusieurs réactivations jusqu'au Protérozoïque ayant été documentés (Dimroth et al., 1984; Guha, 1984; Daigneault et al., 1990). Elle découpe clairement les Filons-couches de la Suite intrusive de Cummings et la zone de cisaillement de Kapunapotagen avec un déplacement sénestre apparent de 3 km (Morin, 1994; Leclerc et al., 2010; Leclerc et al., 2012). Selon Dimroth et al. (1984), elle causerait une surélévation du bloc Est par un mouvement inverse de plusieurs centaines de mètres à kilométrique. L'importance du mouvement vertical est néanmoins inconnue dans le secteur de Chapais, ne bénéficiant pas d'un point de repère stratigraphique robuste de part et d'autre de la faille.

CONCLUSION

La combinaison des travaux de cartographies, de pétrographie et d'analyses des éléments traces ont démontré l'existence de deux épisodes minéralisateurs distincts à la mine Springer. Le premier correspond à une minéralisation de type Cu-Au-Mo regroupant les veines des mines Springer, Perry et de l'indice Chibougamau-Copper. Il constitue un système minéralisateur de grande dimension qui partage plusieurs caractéristiques avec les systèmes magmatiques – hydrothermaux de type porphyre à Cu-Au-Mo du Camp du lac Doré. Les zonations métalliques observées suggèrent que l'emplacement de la mine Springer correspondait au cœur du système minéralisé enrichi en Cu et Mo. La zonation des minéraux (chalcopyrite, magnétite, molybdénite) et des métaux (Cu, Au, Mo) est compatible avec une mise avant le basculement de la stratigraphie. Une altération sodique-potassique proximale affecte les roches encaissantes et se traduit par la présence de biotite, stilpnomélane, chlorite, feldspaths et une albitisation des plagioclases. La signature des pyrites révèle des compositions et des associations Cu-Au-Se-Te-Bi dans l'ensemble des minéralisations de quartz-sulfures de Springer, Perry et Chibougamau-Copper, compatibles avec les systèmes magmatique-hydrothermaux du Camp du lac Doré à Chibougamau. Les observations et analyses sur la magnétite apportent des preuves supplémentaires en faveur de cette hypothèse et permettent d'estimer leur température de formation entre 200° et 350°C. La source des fluides proviendrait possiblement d'une intrusion synvolcanique contemporaine au Pluton de Chibougamau, ou une autre intrusion non reconnue associée au volcanisme du second cycle de Roy.

La géométrie actuelle du gisement est le résultat de la déformation du système minéralisé initial durant la phase de raccourcissement et de compression N-S de la région pendant la période syntectonique qui forme alors les minéralisations à Au-As tardives. Ce second épisode minéralisateur recoupe et se surimpose sur les premières veines de sulfures à Cu-Au-Mo. Il est caractérisé par des veines en cisaillements riches en arsénopyrite et en or, avec des associations Au-As-Sb-Bi et une altération à chlorite-séricite-carbonate. Il partage plusieurs caractéristiques avec les minéralisations orogéniques de Norbeau, Cooke et des minéralisations avec une contribution de fluides hydrothermaux-métamorphiques.

RECOMMANDATIONS ET IMPLICATIONS

Au-delà d'apporter une description pétrologique et géochimique des minéralisations, cette étude met en avant l'utilisation de nouvelles méthodes d'analyses et de traitement de l'altération pour améliorer la compréhension de la métallogénie du camp de Chapais. L'étude de la signature en éléments traces dans les veines, la pyrite, la magnétite et les traitements des bilans de masse ont permis de faire la distinction entre les empreintes de différents événements hydrothermaux dans le camp de Chapais. Elle a ainsi démontré l'existence d'un autre style de minéralisation riche en or au sein de la mine Springer sous la forme de veines de quartz-carbonate-arsénopyrite-sphalérite-galène (p. ex : le « *Shear Arsenopyrite* », les veines polymétalliques). Bien qu'ayant déjà été mentionnée auparavant par McMillan (1972), aucune autre étude n'a eu lieu à leur sujet. Il n'existe en dehors de ce travail aucune étude sur leur répartition, et leur contribution dans les contenus en or du gisement de Springer. Il sera donc pertinent, à des fins économiques, de mieux comprendre leur répartition et leur importance pour le secteur de Springer, et la possibilité de retrouver des veines similaires ailleurs dans le secteur de Chapais.

Il devient plus que pertinent de construire une base de données de la signature des pyrites des différents types de minéralisations de la région de Chibougamau, l'objectif étant d'évaluer l'hypothèse d'une relation spatiale ou temporelle entre les minéralisations Cu-Au porphyriques du Camp du lac Doré, épithermales de Brosman et Berrigan et celles de Chapais. Plusieurs auteurs ont soumis l'hypothèse qu'une partie des minéralisations à l'échelle régionale soient associées à un système développé autour d'une ancienne caldera centrée sur le Pluton de Chibougamau (Côté-Mantha, 2009; Côté-Mantha et al., 2012).

La géologie du camp de Chapais reste complexe et mal comprise, or une meilleure connaissance des relations structurales et stratigraphiques devient une nécessité pour la compréhension de la métallogénie régionale. Les facteurs de contrôle structuraux des minéralisations Cu-Au-Mo et le processus de formation du réseau de fractures méritent d'être mieux détaillés. Cet aspect est d'importance pour la recherche de ce type de minéralisation et l'identification des structures servant de conduits. Une attention particulière devrait être portée sur des structures précoces synvolcaniques, plutôt qu'issues de la déformation orogénique.

LISTE DES RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ahmadou, Y. 2019. Origine des granophyres du Complexe du Lac Doré (CLD) et minéralisations associées, région de Chibougamau, Sous-province de l'Abitibi (Québec). Mémoire de Maîtrise, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 188p
- Allard, G.O., Duquette, G., Latulippe, M., et Van de Walle, M. 1972. Géologie du Précambrien et gîtes minéraux de la région de Noranda - Val-d'Or et Matagami - Chibougamau, Québec. 24^e congrès géologique international; livret-guide pour l'excursion A41-C41. 100p
- Arancibia, O.N., et Clark, A.H. 1996. Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia. *Economic Geology*, **91**(2): 402-438 doi:[10.2113/gsecongeo.91.2.402](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.91.2.402).
- Archer, P. 1983. Interprétation de l'environnement volcano-sédimentaire de la formation de Blondeau dans la section stratigraphique du lac Barlow, Chibougamau. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 160p
- Arguin, J.-P., Pagé, P., Barnes, S.-J., Girard, R., et Duran, C. 2018. An integrated model for ilmenite, Al-spinel, and corundum exsolutions in titanomagnetite from oxide-rich layers of the Lac Doré Complex (Québec, Canada). *Minerals*, **8**(11): 476 doi:[10.3390/min8110476](https://doi.org/10.3390/min8110476).
- Auclair, G., Fouquet, Y., et Bohn, M. 1987. Distribution of selenium in high-temperature hydrothermal sulfide deposits at 13 degrees North, East Pacific Rise. *The Canadian Mineralogist*, **25**(4): 577-587.
- Augustin, J., et Gaboury, D. 2019. Multi-stage and multi-sourced fluid and gold in the formation of orogenic gold deposits in the world-class Mana district of Burkina Faso – Revealed by LA-ICP-MS analysis of pyrites and arsenopyrites. *Ore Geology Reviews*, **104**: 495-521 doi:[10.1016/j.oregeorev.2018.11.011](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.11.011).
- Babedi, L., von der Heyden, B., Tadie, M., et Mayne, M. 2022. Trace elements in pyrite from five different gold ore deposit classes: A review and meta-analysis. *Geological Society, Special Publications*, **516**: 47 - 83 doi:[10.1144/SP516-2021-4](https://doi.org/10.1144/SP516-2021-4).
- Barrett, T., et MacLean, W. 1994b. Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area. *Exploration and Mining Geology*, **3**(2): 131-160.
- Barrett, T.J., et MacLean, W.H. 1994a. Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks. *Economic Geology*, **11**: 433 - 467.
- Barrett, T.J., et MacLean, W.H. 1999. Volcanic sequences, litho-geochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. *Dans Volcanic Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings. Édité par C. Barrie et M. Hannington. Society of Economic Geology, vol 8, Littleton, CO, USA. pp. 101-131.*

- Barrette, J.P. 1994. Compilation, prospection et recommandations sur la propriété Béarmac, comprenant l'évaluation des indices aurifères BM-II et BM-III. Ministère des Ressources Naturelles du Québec. GM 52952. 46p
- Barrie, C., et Hannington, M. 1999. Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host-rock composition. *Dans* Volcanic Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings. *Édité par* C. Barrie et M. Hannington. Society of Economic Geology, vol 8, Littleton, CO, USA. pp. 1-11.
- Basori, M.B.I., Gilbert, S., Large, R.R., et Zaw, K. 2018. Textures and trace element composition of pyrite from the Bukit Botol volcanic-hosted massive sulphide deposit, Peninsular Malaysia. *Journal of Asian Earth Sciences*, **158**: 173-185 doi:[10.1016/j.jseaes.2018.02.012](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.02.012).
- Baumgartner, L.P., et Olsen, S.N. 1995. A least-squares approach to mass transport calculations using the isocon method. *Economic Geology*, **90**(5): 1261-1270 doi:[10.2113/gsecongeo.90.5.1261](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.5.1261).
- Bédard, J.H., Leclerc, F., Harris, L.B., et Goulet, N. 2009. Intra-sill magmatic evolution in the Cummings Complex, Abitibi greenstone belt: Tholeiitic to calc-alkaline magmatism recorded in an Archaean subvolcanic conduit system. *Lithos*, **111**(1-2): 47-71 doi:[10.1016/j.lithos.2009.03.013](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.013).
- Bedeaux, P., Brochu, A., Mathieu, L., Gaboury, D., et Daigneault, R. 2021. Structural analysis and metamorphism of the Barlow Fault Zone, Chibougamau area, Neoproterozoic Abitibi Subprovince: implications for gold mineralization. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **58**(6): 554-571 doi:[10.1139/cjes-2020-0048](https://doi.org/10.1139/cjes-2020-0048).
- Bélanger, J. 1979. Caractérisation pétrographique et géochimique de la zone cupro-zincifère "8-5", et de ses roches encaissantes, secteur Cooke, mines Opémiska, Chapais. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 145p
- Bélanger, J., Guha, A., Coulombe, J., et Carignan, J. 1984. The 8-5 Zone, Cooke mine, Chapais: A volcanogenic massive sulphide deposit in the Blondeau Formation. *Dans* Chibougamau-Stratigraphy and mineralization.. *Édité par* J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Paper, vol 34, Westmount, QC, Canada. pp. 271-287.
- Belousov, I., Large, R.R., Meffre, S., Danyushevsky, L.V., Steadman, J., et Beardmore, T. 2016. Pyrite compositions from VHMS and orogenic Au deposits in the Yilgarn Craton, Western Australia: Implications for gold and copper exploration. *Ore Geology Reviews*, **79**: 474-499 doi:[10.1016/j.oregeorev.2016.04.020](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.04.020).
- Bertrand, P. 1985. Rapport des sondages effectués entre septembre et décembre 1984 pour l'exploration du sill Bourbeau sur la propriété minière Corporation Falconbridge Copper. Corporation Falconbridge Copper. Rapport statutaire soumis au Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. GM 42868. 125p
- Bertrand, P. 1986. Rapport des sondages d'exploration effectués entre le 1er avril 1985 et le 31 janvier 1986 sur les propriétés minières de Corporation Falconbridge Copper. Corporation Falconbridge Copper. Rapport statutaire soumis au Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. GM 45037. 717p

- Bonyadi, Z., Davidson, G.J., Mehrabi, B., Meffre, S., et Ghazban, F. 2011. Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se–Chahun iron oxide–apatite deposit, Bafq district, Iran: insights from paragenesis and geochemistry. *Chemical Geology*, **281**(3-4): 253-269 doi:[10.1016/j.chemgeo.2010.12.013](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.12.013).
- Borrok, D.M., Kelsner, S.E., Boer, R.H., et Essene, E.J. 1998. The Vergenoeg magnetite-fluorite deposit, South Africa; support for a hydrothermal model for massive iron oxide deposits. *Economic Geology*, **93**(5): 564-586.
- Botcharnikov, R.E., Linnen, R.L., et Holtz, F. 2010. Solubility of Au in Cl- and S-bearing hydrous silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**(8): 2396-2411 doi:[10.1016/j.gca.2009.09.021](https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.09.021).
- Bouchard, G. 1986. Environnement géologique du gisement aurifère de Gwillim Chibougamau Québec. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 83p
- Boutroy, E., Dare, S.A., Beaudoin, G., Barnes, S.-J., et Lightfoot, P.C. 2014. Magnetite composition in Ni-Cu-PGE deposits worldwide: application to mineral exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, **145**: 64-81 doi:[10.1016/j.gexplo.2014.05.010](https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2014.05.010).
- Brown, A. 1970. Fracture Analysis in the Opemiska Mine Area - A Study of the Fracture Pattern Associated with a Wrench Fault in Northwest Quebec Thèse de Doctorat non publiée, Queen's University, Kingston, ON, Canada.
- Brown, E.H. 1971. Phase relations of biotite and stilpnomelane in the greenschist facies. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **31**(4): 275-299.
- Bucher, K., et Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8^e éd. Springer, Heidelberg, Allemagne. 428p
- Cameron, E.M., et Hattori, K. 1987. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Economic Geology*, **82**(5): 1177-1191 doi:[10.2113/gsecongeo.82.5.1177](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.5.1177).
- Cao, X. 1989. Solubility of molybdenite and the transport of molybdenum in hydrothermal solutions. Thèse de doctorat, Geological and Atmospheric Sciences, Iowa State University, Ames, Iowa, USA. 103p
- Choquette, B.G. 2021. The geology of the Windfall gold deposit, Québec, Canada. Mémoire de Maîtrise, Laurentian University of Sudbury, Sudbury, ON, Canada. 184p
- Chouinard, A., Paquette, J., et Williams-Jones, A.E. 2005. Crystallographic controls on trace-element incorporation in auriferous pyrite from the Pascua epithermal high-sulfidation deposit, Chile–Argentina. *The Canadian Mineralogist*, **43**(3): 951-963 doi:[10.2113/gscanmin.43.3.951](https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.3.951).
- Chown, E., Daigneault, R., et Mueller, W. 1998. Partie A–Environnement géologique de l'extrémité orientale 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.*

Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. Livret guide d'excursion. DV 98-03. pp. 1-28.

- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W., et Mortensen, J.K. 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**(10): 2211-2225 doi:10.1139/e92-175.
- Cimon, J. 1979. Brèches et minéralisations de type porphyrique dans le canton de Queylus. *Dans Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau. Édité par G.O. Allard et J.-L. Caty et E.H. Chown et J. Cimon et A. Gobeil et D. Baker. Association Géologique du Canada – Association Minéralogique du Canada (GAC-MAC), Québec. pp. 74-78.*
- Ciobanu, C.L., Birch, W.D., Cook, N.J., Pring, A., et Grundler, P.V. 2010. Petrogenetic significance of Au–Bi–Te–S associations: the example of Maldon, Central Victorian gold province, Australia. *Lithos*, **116**(1-2): 1-17 doi:10.1016/j.lithos.2009.12.004.
- Ciobanu, C.L., Cook, N.J., et Spry, P.G. 2006. Preface-Special Issue: Telluride and selenide minerals in gold deposits-how and why? *Mineralogy and Petrology*, **87**(3-4): 163 doi:10.1007/s00710-006-0133-9.
- Ciobanu, C.L., Cook, N.J., Utsunomiya, S., Kogagwa, M., Green, L., Gilbert, S., et Wade, B. 2012. Gold-telluride nanoparticles revealed in arsenic-free pyrite. *American Mineralogist*, **97**(8-9): 1515-1518 doi:10.2138/am.2012.4207.
- Clairet, R. 2017. Le potentiel en minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes (SMV) de la région de Chibougamau-Chapais, Sous province géologique de l'Abitibi (Québec). Mémoire de maîtrise, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 179p
- Cook, N.J., Ciobanu, C.L., et Mao, J. 2009a. Textural control on gold distribution in As-free pyrite from the Dongping, Huangtuliang and Hougou gold deposits, North China Craton (Hebei Province, China). *Chemical Geology*, **264**(1-4): 101-121 doi:10.1016/j.chemgeo.2009.02.020.
- Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Meria, D., Silcock, D., et Wade, B. 2013. Arsenopyrite-pyrite association in an orogenic gold ore: Tracing mineralization history from textures and trace elements. *Economic Geology*, **108**(6): 1273-1283 doi:10.2113/econgeo.108.6.1273.
- Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Spry, P.G., et Voudouris, P. 2009b. Understanding gold-(silver)-telluride-(selenide) mineral deposits. *Episodes*, **32**(4): 249-263 doi:10.18814/epiiugs/2009/v32i4/002.
- Cooke, D., Hollings, P., Wilkinson, J., et Tosdal, R. 2014. Geochemistry of porphyry deposits. *Dans Treatise on Geochemistry. Édité par H. Holland et K.K. Turekian. Elsevier, vol 13, Oxford. pp. 327-381.*
- Cooke, D.R., Braxton, D.P., White, N.C., et Rinne, M. 2015. Metal transport and ore deposition in porphyry copper±gold±molybdenum deposits-contrasting behaviour between deep and shallow environments. *Dans Society for Geology Applied to Mineral Deposits Conference 2015 : Mineral Resources in a Sustainable World, Nancy, France, pp. 275-278.*

- Cooke, D.R., et McPhail, D. 2001. Epithermal Au-Ag-Te mineralization, Acupan, Baguio district, Philippines: numerical simulations of mineral deposition. *Economic Geology*, **96**(1): 109-131 doi:[10.2113/gsecongeo.96.1.109](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.1.109).
- Cormier, J.-M. 1988. Rapport géologique de la partie Nord Ouest de la Propriété Bourbeau Ouest. Rapport statutaire soumis au Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. GM 46158. 15p
- Costa, U., Barnett, R., et Kerrich, R. 1983. The Mattagami Lake Mine Archean Zn-Cu sulfide deposit, Quebec; hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in a sea-floor brine pool; evidence from geochemistry, 18 O/16 O, and mineral chemistry. *Economic Geology*, **78**(6): 1144-1203.
- Côté-Mantha, O. 2009. Architecture et origine du système de minéralisation polymétallique du secteur lac Line, région de Chibougamau, Québec. Thèse de doctorat, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 485p
- Côté-Mantha, O., Daigneault, R., Gaboury, D., Chartrand, F., et Pilote, P. 2012. Geology, Alteration, and Origin of Archean Au-Ag-Cu Mineralization Associated with the Synvolcanic Chibougamau Pluton: The Brosman Prospect, Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Economic Geology*, **107**(5): 909-934 doi:[10.2113/econgeo.107.5.909](https://doi.org/10.2113/econgeo.107.5.909).
- Craig, J., Vokes, F., et Solberg, T. 1998. Pyrite: physical and chemical textures. *Mineralium Deposita*, **34**(1): 82-101 doi:[10.1007/s001260050187](https://doi.org/10.1007/s001260050187).
- Craig, J.R., Vaughan, D.J., et Hagni, R.D. 1994. Ore microscopy and ore petrography. 2^e éd. John Wiley & Sons, Inc., New York, USA. 434p
- Daigneault, R. 1998. Partie C - Géologie régionale. 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. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. Livret guide d'excursion. DV 98-03. pp. 45-52.
- Daigneault, R., et Allard, G.O. 1984. Évolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau. *Dans* Chibougamau, Stratigraphy and Mineralization. *Édité par* J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Paper, vol 34, Westmount, QC, Canada. pp. 212-228.
- Daigneault, R., et Allard, G.O. 1990. Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique (Région de Chibougamau - sous-province de l'Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. MM 89-03. 275p
- Daigneault, R., Mueller, W., et Chown, E. 2004. Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision. *Developments in Precambrian Geology*, **12**: 88-103.
- Daigneault, R., St-Julien, P., et Allard, G.O. 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**(12): 1714-1736 doi:[10.1139/e90-178](https://doi.org/10.1139/e90-178).

- Dare, S.A.S., Barnes, S.-J., et Beaudoin, G. 2012. Variation in trace element content of magnetite crystallized from a fractionating sulfide liquid, Sudbury, Canada: Implications for provenance discrimination. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **88**: 27-50 doi:[10.1016/j.gca.2012.04.032](https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.04.032).
- Dare, S.A.S., Barnes, S.-J., Beaudoin, G., Méric, J., Boutroy, E., et Potvin-Doucet, C. 2014a. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. *Mineralium Deposita*, **49**(7): 785-796 doi:[10.1007/s00126-014-0529-0](https://doi.org/10.1007/s00126-014-0529-0).
- Dare, S.A.S., Barnes, S.-J., Prichard, H.M., et Fisher, P.C. 2011. Chalcophile and platinum-group element (PGE) concentrations in the sulfide minerals from the McCreedy East deposit, Sudbury, Canada, and the origin of PGE in pyrite. *Mineralium Deposita*, **46**(4): 381-407 doi:[10.1007/s00126-011-0336-9](https://doi.org/10.1007/s00126-011-0336-9).
- Dare, S.A.S., Barnes, S.-J., Prichard, H.M., et Fisher, P.C. 2014b. Mineralogy and Geochemistry of Cu-Rich Ores from the McCreedy East Ni-Cu-PGE Deposit (Sudbury, Canada): Implications for the Behavior of Platinum Group and Chalcophile Elements at the End of Crystallization of a Sulfide Liquid. *Economic Geology*, **109**(2): 343-366 doi:[10.2113/econgeo.109.2.343](https://doi.org/10.2113/econgeo.109.2.343).
- Dare, S.A.S., Grant, M., Bethell, E., et Polivchuk, M. 2019. Pathfinder mineral geochemistry for magmatic oxide and sulphide mineralisation. . *Dans Magmatic sulphide and oxide systems*. 15th SGA, Glasgow, Août 2019.
- David, J. 2018. Datations U-Pb dans la Province du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2015-2016. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec. MB 2018-16. 42p
- David, J., Dion, C., Goutier, J., Roy, P., Bandyayera, D., Legault, M., et Rhéaume, P. 2006. Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et Faune du Québec. RP 2006-04. 22p
- David, J., Vaillancourt, D., Bandyayera, D., Simard, M., Goutier, J., Pilote, P., Dion, C., et Barbe, P. 2011. Datations U-Pb effectuées dans les sous provinces d'Ashuanipi, de La Grande, d'Opinaca et d'Abitibi en 2008-2009. Ministère des Ressources Naturelles et Faune du Québec. RP 2010-11. 37p
- Davis, D.W., Simard, M., Hammouche, H., Bandyayera, D., Goutier, J., Pilote, P., Leclerc, F., et Dion, C. 2014. Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011-2012. Ministère des Ressources Naturelles et Faune du Québec. RP 2014-05.
- De Souza, S., Dubé, B., McNicoll, V.J., Dupuis, C., Mercier-Langevin, P., Creaser, R.A., et Kjarsgaard, I.M. 2015. Geology, hydrothermal alteration, and genesis of the world-class Canadian Malartic stockwork-disseminated Archean gold deposit, Abitibi, Quebec. *Dans Targeted geoscience initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration*. Édité par B. Dubé et P. Mercier-Langevin. Geological Survey of Canada, Open File 7852. pp. 113-126.
- Deditius, A.P., et Reich, M. 2016. Constraints on the solid solubility of Hg, Tl, and Cd in arsenian pyrite. *American Mineralogist*, **101**(6): 1451-1459 doi:[10.2138/am-2016-5603](https://doi.org/10.2138/am-2016-5603).

- Deditius, A.P., Reich, M., Kesler, S.E., Utsunomiya, S., Chryssoulis, S.L., Walshe, J., et Ewing, R.C. 2014. The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **140**: 644-670 doi:[10.1016/j.gca.2014.05.045](https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.05.045).
- Deditius, A.P., Utsunomiya, S., Reich, M., Kesler, S.E., Ewing, R.C., Hough, R., et Walshe, J. 2011. Trace metal nanoparticles in pyrite. *Ore Geology Reviews*, **42**(1): 32-46 doi:[10.1016/j.oregeorev.2011.03.003](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.03.003).
- Derry, D., et Folinsbee, J. 1957. Opemiska Copper Mine. *Structural geology of Canadian Ore Deposits*, **2**: 430-441.
- Dimroth, E., Archambault, G., Goulet, N., Guha, J., et Mueller, W. 1984. A mechanical analysis of the late Archean Gwillim Lake shear belt, Chibougamau area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21**(8): 963-968 doi:[10.1139/e84-10](https://doi.org/10.1139/e84-10).
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rocheleau, M. 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III : Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **20**: 1374-1388 doi:[10.1139/e83-12](https://doi.org/10.1139/e83-12).
- Dimroth, E., Mueller, W., Daigneault, R., Brisson, H., Poitras, A., et Rocheleau, M. 1986. Diapirism during regional compression: The structural pattern in the Chibougamau region of the archaic Abitibi belt, Québec. *Geologische Rundschau*, **75**(3): 715-736 doi:[10.1007/BF01820643](https://doi.org/10.1007/BF01820643).
- Dion, C., et Guha, J. 1988. Étude métallogénique de la bande Caopatina-Quévillon : Géologie de la mine Joe Man - Région de Chibougamau. Ministère des Ressources Naturelles du Québec. MB 88-29.
- Dion, C., Machado, N., et Joanisse, A. 1995. Géochronologie préliminaire des intrusions felsiques et alcalines associées aux minéralisations aurifères du segment de Caopatina, région de Chibougamau, Québec. *Dans La science au service de l'exploration. Séminaire d'information sur la recherche géologique (Programme et résumés 1995)*, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DV 95-04, p. 45.
- Dion, C., et Maltais, G. 1998. La mine d'or Joe Mann. *Dans Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau: Nouvelle vision du potentiel de découverte. Édité par P. Pilote*. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. Livret guide d'excursion. DV 98-03. pp. 125-132.
- Dubé, B. 1990. Métallogénie aurifère du Filon-couche de Bourbeau: région de Chibougamau, Quebec. Thèse de doctorat, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 436p
- Dubé, B., et Gosselin, P. 2007. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. *Dans Mineral deposits in Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Édité par W.D. Goodfellow*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No.5, St. John's, NL, Canada. pp. 49-73.

- Dubé, B., et Guha, J. 1989. Étude métallogénique (aurifère) du Filon-couche de Bourbeau (région de Chibougamau). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. MM 87-03. 156p
- Dubé, B., et Guha, J. 1992. Relationship between northeast-trending regional faults and Archean mesothermal gold-copper mineralization; Cooke Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Economic Geology*, **87**(6): 1525-1540 doi:[10.2113/gsecongeo.87.6.1525](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.6.1525).
- Dubé, B., et Guha, J. 1993. Factors controlling the occurrence of ferro-axinite within Archean gold-copper-rich quartz veins; Cooke Mine, Chibougamau area, Abitibi greenstone belt. *The Canadian Mineralogist*, **31**(4): 905-916.
- Dubé, B., et Mercier-Langevin, P. 2020. Gold deposits of the Archean Abitibi greenstone belt, Canada. *Dans* *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Édité par R.H. Sillitoe et R.J. Goldfarb et F. Robert et S.F. Simmons. Society of Economic Geologist, Special Publication, vol 23. pp. 669-708.
- Dubé, B., Poulsen, H., et Guha, J. 1989. The effects of layer anisotropy on auriferous shear zones; the Norbeau Mine, Quebec. *Economic Geology*, **84**(4): 871-878 doi:[10.2113/gsecongeo.84.4.871](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.84.4.871).
- Dubosq, R., Lawley, C.J.M., Rogowitz, A., Schneider, D.A., et Jackson, S. 2018. Pyrite deformation and connections to gold mobility: Insight from micro-structural analysis and trace element mapping. *Lithos*, **310**: 86-104 doi:[10.1016/j.lithos.2018.03.024](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.03.024).
- Dupuis, C., et Beaudoin, G. 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita*, **46**(4): 319-335 doi:[10.1007/s00126-011-0334-y](https://doi.org/10.1007/s00126-011-0334-y).
- Duquette, G. 1970. Archean Stratigraphy and Ore Relationships in the Chibougamau District: A Critical Summary Based on Field Studies. Quebec Departement of Natural Ressources, Special Paper 8. ES 008(A). 16p
- Duquette, G. 1982. Demie Nord des cantons de Mc Kenzie et quart Nord ouest du canton McCorkill. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DPV 837. 80p
- Fayard, Q. 2020. Contrôles volcaniques, hydrothermaux et structuraux sur la nature et la distribution des métaux usuels et précieux dans les zones minéralisées du projet B26, Complexe volcanique de Brouillan, Abitibi, Québec. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 344p
- Foster, R., et Piper, D. 1993. Archaean lode gold deposits in Africa: crustal setting, metallogenesis and cratonization. *Ore Geology Reviews*, **8**(3-4): 303-347 doi:[10.1016/0169-1368\(93\)90021-P](https://doi.org/10.1016/0169-1368(93)90021-P).
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., et Galley, A.G. 2005. Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. *Dans* *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. Édité par J.W. Hedenquist et J.F.H. Thompson et R.J. Goldfarb et J.P. Richards. Society of Economic Geologists, Littleton, CO, USA. pp. 523-560.

- Frarey, M., et Krogh, T. 1986. U-Pb zircon ages of late internal plutons of the Abitibi and eastern Wawa subprovinces, Ontario and Quebec. *Dans* Current research, Part A. Geological Survey of Canada, Paper 86-1A. pp. 43-48.
- Fraser, R.J. 1993. The Lac Troilus gold-copper deposit, northwestern Quebec; a possible Archean porphyry system. *Economic Geology*, **88**(6): 1685-1699 doi:[10.2113/gsecongeo.88.6.1685](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.6.1685).
- Gaboury, D. 1999. Origine volcanogène des veines aurifères riches en sulfures de la mine Géant Dormant, Abitibi, Québec. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 408p
- Gaboury, D. 2004. Métallogénie de l'Abitibi: distributions spatiale et temporelle des minéralisations et implications pour l'exploration. *Édité par D. Gaboury. Dans* Abitibi 2004. Période métallogéniques de l'Abitibi : du concept à l'application. Val d'Or. 16 septembre 2004. Recueil de résumés de conférence, pp. 55-61.
- Gaboury, D. 2013. Does gold in orogenic deposits come from pyrite in deeply buried carbon-rich sediments?: Insight from volatiles in fluid inclusions. *Geology*, **41**(12): 1207-1210 doi:[10.1130/G34788.1](https://doi.org/10.1130/G34788.1).
- Gaboury, D. 2021. The Neglected Involvement of Organic Matter in Forming Large and Rich Hydrothermal Orogenic Gold Deposits. *Geosciences*, **11**(8): 344 doi:[10.3390/geosciences11080344](https://doi.org/10.3390/geosciences11080344).
- 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 Geant Dormant gold mine, Archean Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology*, **94**(1): 3-22 doi:[10.2113/gsecongeo.94.1.3](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.1.3).
- Gaboury, D., et Daigneault, R. 2000. Flat vein formation in a transitional crustal setting by self-induced fluid pressure equilibrium—an example from the Geant Dormant gold mine, Canada. *Ore Geology Reviews*, **17**(3): 155-178 doi:[10.1016/S0169-1368\(00\)00012-3](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(00)00012-3).
- Gaboury, D., Genna, D., Trottier, J., Bouchard, M., Augustin, J., et Malcolm, K. 2021. The Perron gold deposit, Archean Abitibi belt, Canada: Exceptionally high-grade mineralization related to higher gold-carrying capacity of hydrocarbon-rich fluids. *Minerals*, **11**(10): 1066 doi:[10.3390/min11101066](https://doi.org/10.3390/min11101066).
- Gagnon, J. 1989. Travaux de cartographie et d'échantillonnage dans une rampe d'exploration, Projet Laura Lake J.V. (PN119). Canton Lévy. Minnova Inc. Division Exploration. Rapport statutaire déposé au Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. GM 48906. 44p
- Galley, A.G. 2003. Composite synvolcanic intrusions associated with Precambrian VMS-related hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, **38**(4): 443-473 doi:[10.1007/s00126-002-0300-9](https://doi.org/10.1007/s00126-002-0300-9).
- Galley, A.G., Hannington, M.D., 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.

Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No.5, St. John's, NL, Canada. pp. 141-161.

- Gao, S., Xu, H., Li, S., Santosh, M., Zhang, D., Yang, L., et Quan, S. 2017. Hydrothermal alteration and ore-forming fluids associated with gold-tellurium mineralization in the Dongping gold deposit, China. *Ore Geology Reviews*, **80**: 166-184 doi:[10.1016/j.oregeorev.2016.06.023](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.023).
- Gaucher, F., et Smith, R. 2016. Exploring for copper-gold deposits with time-domain electromagnetics in the Chapais-Chibougamau mining camp: Case history of a challenging variable environment. *Dans* 2016 SEG International Exposition and 86th Annual Meeting.
- Genna, D., et Gaboury, D. 2015. Deciphering the hydrothermal evolution of a VMS system by LA-ICP-MS using trace elements in pyrite: an example from the Bracemac-McLeod deposits, Abitibi, Canada, and implications for exploration. *Economic Geology*, **110**(8): 2087-2108 doi:[10.2113/econgeo.110.8.2087](https://doi.org/10.2113/econgeo.110.8.2087).
- George, L.L., Biagioni, C., D'Orazio, M., et Cook, N.J. 2018. Textural and trace element evolution of pyrite during greenschist facies metamorphic recrystallization in the southern Apuan Alps (Tuscany, Italy): Influence on the formation of TI-rich sulfosalt melt. *Ore Geology Reviews*, **102**: 59-105 doi:[10.1016/j.oregeorev.2018.08.032](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.08.032).
- Giggenbach, W. 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. pp. 737-796.
- Gobeil, A., et Racicot, D. 1984. Chibougamau, histoire et minéralisation. *Dans* *Chibougamau-Stratigraphy and mineralization*. Édité par J. Guha et E.H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Paper, vol 34, Westmount, QC, Canada. pp. 261-270.
- Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, C.J., et Gosselin, P. 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terran. *Dans* *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. Édité par J.W. Hedenquist et J.F.H. Thompson et R.J. Goldfarb et J.P. Richards. Society of Economic Geologists, Littleton, CO, USA. pp. 407-450.
- Goldfarb, R.J., et Groves, D.I. 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, **233**: 2-26 doi:[10.1016/j.lithos.2015.07.011](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.011).
- Goodwin, A. 1982. Archean volcanoes in southwestern Abitibi belt, Ontario and Quebec: form, composition, and development. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**(6): 1140-1155.
- Grant, J.A. 1986. The isocon diagram; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, **81**(8): 1976-1982 doi:[10.2113/gsecongeo.81.8.1976](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.81.8.1976).
- Grant, J.A. 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, **30**(17-18): 997-1004 doi:[10.1016/j.pce.2004.11.003](https://doi.org/10.1016/j.pce.2004.11.003).
- Gregory, M.J., Wilde, A.R., Schaefer, B.F., et Keays, R.R. 2005. Potassic alteration and veining and the age of copper emplacement at Mount Isa, Australia. Édité par J. Mao et F.P. Bierelien. *Dans* *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. 8th Biennial SGA Meeting. Beijing, China. Recueil de résumés de conférence, Springer, pp. 755-758.

- Grondin, O., et Williams-Jones, A.E. 2004. The onaman prospect, Ontario: An unusual occurrence of Cu-bearing Au mineralization in a shear zone. *Economic Geology*, **99**(1): 0141-0156 doi:[10.2113/gsecongeo.99.1.0141](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.1.0141).
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., et Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13**(1-5): 7-27 doi:[10.1016/S0169-1368\(97\)00012-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00012-7).
- 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**: 1-29 doi:[10.2113/gsecongeo.98.1.1](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.1.1).
- Grundler, P.V., Brugger, J., Etschmann, B.E., Helm, L., Liu, W., Spry, P.G., Tian, Y., Testemale, D., et Pring, A. 2013. Speciation of aqueous tellurium (IV) in hydrothermal solutions and vapors, and the role of oxidized tellurium species in Te transport and gold deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **120**: 298-325 doi:[10.1016/j.gca.2013.06.009](https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.06.009).
- Gruner, J.W. 1937. Composition and structure of stilpnomelane. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, **22**(8): 912-925.
- 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, Special Paper, vol 34, Westmount, QC, Canada. pp. 517-534.*
- Guha, J., Chown, E., et Daigneault, R. 1991a. Litho-tectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi Greenstone Belt, Quebec (Field Trip 3). *Geological Survey of Canada, Open file 2158, M183-2/2158E, Ottawa, ON, Canada. 141p*
- Guha, J., Dubé, B., Pilote, P., Chown, E.H., Archambault, G., et Bouchard, G. 1988. Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Quebec, Canada. *Mineralium Deposita*, **23**(4): 293-298 doi:[10.1007/BF00206410](https://doi.org/10.1007/BF00206410).
- Guha, J., Leroy, J., et Guha, D. 1979. Significance of fluid phases associated with shear zone Cu-Au mineralisation in the Doré Lake Complex, Chibougamau, Québec. *Bulletin de Minéralogie*, **102**(5): 569-576 doi:[10.3406/bulmi.1979.7305](https://doi.org/10.3406/bulmi.1979.7305).
- Guha, J., Lu, H.-Z., Dube, B., Robert, F., et Gagnon, M. 1991b. Fluid characteristics of vein and altered wall rock in Archean mesothermal gold deposits. *Economic Geology*, **86**(3): 667-684 doi:[10.2113/gsecongeo.86.3.667](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.86.3.667).
- Halley, S., Dilles, J.H., et Tosdal, R.M. 2015. Footprints : Hydrothermal alteration and geochemical dispersion around porphyry copper deposits. *SEG Discovery*, **100**: 1 - 17 doi:[10.5382/SEGnews.2015-100.fea](https://doi.org/10.5382/SEGnews.2015-100.fea).
- 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 doi:[10.1007/s00126-002-0298-z](https://doi.org/10.1007/s00126-002-0298-z).
- Hart, C., et Goldfarb, R. 2005. Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems. *Dans Proceedings of the New Zealand Minerals Conference*, Auckland, New Zealand, pp. 125-133.
- Hart, C.J., McCoy, D.T., Goldfarb, R.J., Smith, M., Roberts, P., Hulstein, R., Bakke, A.A., et Bundtzen, T.K. 2002. Geology, exploration, and discovery in the Tintina Gold Province, Alaska and Yukon. *Dans Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in the Twenty-First Century. Édité par R.J. Goldfarb et R.L. Nielsen*. Society of Economic Geologists, Special publication, vol 9, Littleton, CO, USA. pp. 241-274.
- Hart, C.J.R. 2007. Reduced intrusion-related gold systems. *Dans Mineral Deposits of Canada : A Synthesis of Major Deposits Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Édité par W.D. Goodfellow*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No.5, St. John's, NL, Canada. pp. 95-112.
- Hattori, K.H., Arai, S., et Clarke, D.B. 2002. Selenium, tellurium, arsenic and antimony contents of primary mantle sulfides. *The Canadian Mineralogist*, **40**(2): 637-650 doi:[10.2113/gscanmin.40.2.637](https://doi.org/10.2113/gscanmin.40.2.637).
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., et Gonzalez-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *Dans Gold in 2000. Édité par S.G. Hagemann et P.E. Brown*. Society of Economic Geologists. *Reviews in Economic Geology*, vol Volume 13. pp. 245-277.
- Hedenquist, J.W., et Lowenstern, J.B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, **370**(6490): 519-527 doi:[10.1038/370519a0](https://doi.org/10.1038/370519a0).
- Heinrich, C.A. 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. *Mineralium Deposita*, **39**(8): 864-889 doi:[10.1007/s00126-004-0461-9](https://doi.org/10.1007/s00126-004-0461-9).
- Herzig, P.M., et Hannington, M.D. 1995. Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor a review. *Ore Geology Reviews*, **10**(2): 95-115 doi:[10.1016/0169-1368\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0169-1368(95)00009-7).
- Higgins, M.D. 2005. A new interpretation of the structure of the Sept Iles Intrusive suite, Canada. *Lithos*, **83**(3-4): 199-214 doi:[10.1016/j.lithos.2005.03.002](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.002).
- Hund, K., La Porta, D., Fabregas, T., Laing, T., et Drexhage, J. 2020. Minerals for Climate Action: The Mineral Intensity of the Clean Energy Transition. The World Bank Group, Washington, DC, USA. 110p
- 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 34 S values and implications for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems. *Economic Geology*, **90**(5): 1167-1196 doi:[10.2113/gsecongeo.90.5.1167](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.5.1167).

- 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, Qc, Canada.
- John, D.A., Vikre, P.G., du Bray, E.A., Blakely, R.J., Fey, D.L., Rockwell, B.W., Mauk, J.L., Anderson, E.D., et Graybeal, F.T. 2018. Descriptive models for epithermal gold-silver deposits. U.S. Geological Survey. Menlo Park, CA, USA. Scientific Investigations Report 2010–5070–Q. 247p
- Katz, L.R. 2016. Geology of the Archean Côté Gold Au (-Cu) intrusion-related deposit, Swayze greenstone belt, Ontario. Thèse de doctorat, Laurentian University of Sudbury, Sudbury, ON, Canada. 328p
- Katz, L.R., Kontak, D.J., Dubé, B., et McNicoll, V. 2017. The geology, petrology, and geochronology of the Archean Côté Gold large-tonnage, low-grade intrusion-related Au (-Cu) deposit, Swayze greenstone belt, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **54**(2): 173-202 doi:[10.1139/cjes-2016-0007](https://doi.org/10.1139/cjes-2016-0007).
- Katz, L.R., Kontak, D.J., Dubé, B., McNicoll, V., Creaser, R., et Petrus, J.A. 2021. An archaic porphyry-type gold deposit: The côté gold Au (-Cu) deposit, swayze greenstone belt, superior province, Ontario, Canada. *Economic Geology*, **116**(1): 47-89 doi:[10.1139/cjes-2016-0007](https://doi.org/10.1139/cjes-2016-0007).
- Keith, M., Haase, K.M., Klemd, R., Krumm, S., et Strauss, H. 2016a. Systematic variations of trace element and sulfur isotope compositions in pyrite with stratigraphic depth in the Skouriotissa volcanic-hosted massive sulfide deposit, Troodos ophiolite, Cyprus. *Chemical Geology*, **423**: 7-18 doi:[10.1016/j.chemgeo.2015.12.012](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.12.012).
- Keith, M., Häckel, F., Haase, K.M., Schwarz-Schampera, U., et Klemd, R. 2016b. Trace element systematics of pyrite from submarine hydrothermal vents. *Ore Geology Reviews*, **72**: 728-745 doi:[10.1016/j.oregeorev.2015.07.012](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.07.012).
- Keith, M., Smith, D.J., Jenkin, G.R.T., Holwell, D.A., et Dye, M.D. 2018. A review of Te and Se systematics in hydrothermal pyrite from precious metal deposits: Insights into ore-forming processes. *Ore Geology Reviews*, **96**: 269-282 doi:[10.1016/j.oregeorev.2017.07.023](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.07.023).
- Kerrick, R., et Fryer, B. 1981. The separation of rare elements from abundant base metals in Archean lode gold deposits; implications of lower water/rock source regions. *Economic Geology*, **76**(1): 160-166.
- Kirkham, R., Pilote, P., Sinclair, W., Robert, F., et Daigneault, R. 1998. Les veines de Cu-Au de l'île Merrill et le gîte porphyrique en Cu (-Mo) du lac Clark, camp minier du lac Doré, Chibougamau. *Dans Géologie et métallogénie du district minier de Chapais–Chibougamau: Nouvelle vision du potentiel de découverte. Édité par P. Pilote. Ministère Énergie et Ressources naturelles du Québec. Livret guide d'excursion. DV 98-03. pp. 97-106.*
- Kirkham, R., et Sinclair, W. 1995. Porphyry copper, gold, molybdenum, tungsten, tin, silver. *Dans Geology of Canadian Mineral Deposit Types. Édité par O.R. Eckstrand et W.D. Sinclair et R.I. Thorpe. Canada Geological Survey, vol Volume 8, Ottawa, ON, Canada. pp. 467-495.*

- Kodéra, P., Heinrich, C.A., Wälle, M., et Lexa, J. 2014. Magmatic salt melt and vapor: Extreme fluids forming porphyry gold deposits in shallow subvolcanic settings. *Geology*, **42**(6): 495-498 doi:[10.1130/G35270.1](https://doi.org/10.1130/G35270.1).
- Kranidiotis, P., et MacLean, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, **82**(7): 1898-1911 doi:[10.2113/gsecongeo.82.7.1898](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898).
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**(1-2): 277-279.
- Krogh, T. 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**(4): 637-649 doi:[10.1016/0016-7037\(82\)90165-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90165-X).
- Lacroix, S. 1998. Compilation et répartition des gisements polymétalliques à tonnage évalué dans la sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources Naturelles du Québec. MB 98-06. 29p
- Laflèche, M., Dupuy, C., et Dostal, J. 1992. Tholeiitic volcanic rocks of the late Archean Blake River Group, southern Abitibi greenstone belt: origin and geodynamic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**(7): 1448-1458 doi:[10.1139/e92-116](https://doi.org/10.1139/e92-116).
- Lafrance, B., Brisson, T., McNichols, D., et Lambert, G. 2006. Rapport sur le programme de forage 2005, Projet Lemoine. Woodruff Capital Management Inc. Rapport statutaire soumis au Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec. GM 62564.
- Lang, J.R., Baker, T., Hart, C.J., et Mortensen, J.K. 2000. An exploration model for intrusion-related gold systems. *SEG Discovery*(40): 1-15 doi:[10.5382/SEGnews.2000-40.fea](https://doi.org/10.5382/SEGnews.2000-40.fea).
- Large, R.R., Bull, S.W., et Maslennikov, V.V. 2011. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits. *Economic Geology*, **106**(3): 331-358 doi:[10.2113/econgeo.106.3.331](https://doi.org/10.2113/econgeo.106.3.331).
- Large, R.R., Danyushevsky, L., Hollit, C., Maslennikov, V., Meffre, S., Gilbert, S., Bull, S., Scott, R., Emsbo, P., Thomas, H., Singh, B., et Foster, J. 2009. Gold and Trace Element Zonation in Pyrite Using a Laser Imaging Technique: Implications for the Timing of Gold in Orogenic and Carlin-Style Sediment-Hosted Deposits. *Economic Geology*, **104**(5): 635-668 doi:[10.2113/gsecongeo.104.5.635](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.5.635).
- Large, R.R., Maslennikov, V.V., Robert, F., Danyushevsky, L.V., et Chang, Z. 2007. Multistage Sedimentary and Metamorphic Origin of Pyrite and Gold in the Giant Sukhoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia. *Economic Geology*, **102**(7): 1233-1267 doi:[10.2113/gsecongeo.102.7.1233](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.7.1233).
- Larouche, C. 2008. Results from the 2008 Diamond Drilling Campaign in the "Mine Cooke" property. Chapais Area. 2736-1179 Quebec Inc. Rapport statutaire soumis au Ministère des Ressources Naturelles du Québec. GM 64239. 216p
- Larouche, C. 2009. Preliminary Report 2009 Diamond Drilling Campaigns on the 2736-1179 QUEBEC INC mining properties. Chapais - Chibougamau Area. 2736-1179 Quebec Inc.

Rapport statutaire soumis au Ministère des Ressources Naturelles et Faune du Québec. GM 65009. 748p

- Larouche, C. 2011. Technical review (NI-43-101 compliant) and evaluation of the exploration potential in the Berrigan gold-zinc-silver project. . Mines Indépendantes Chibougamau. Rapport statutaire soumis au Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. GM 66185. 129p
- Larouche, C. 2014. Preliminary Report on the 2014 Surface Drilling Campaign. Chapais Area (Mine Cooke). Levy Township. 32G15. 2736 - 1179 Québec Inc. Rapport statutaire soumis au Ministère des Ressources Naturelles et Faune du Québec. GM 68945. 229p
- Larouche, C. 2017. Report on the limited core drilling campaign completed December 2016 on the EX – IN / OPEMISKA mining property Levy Township, 32G-15; Chapais mining district. Province of Québec, Canada. Explorateurs-Innovateurs de Québec Inc. Rapport statutaire soumis au Ministère de l'Énergie et Ressources naturelles du Québec. GM 70399. 161p
- Larouche, C. 2019. Technical Review and Exploration. Development Potential on the Chapais / Opemiska Mines Complex; Chapais-Chibougamau mining district; NTS Sheet 32G15, Province of Québec, Canada. Québec Copper and Gold. Rapport technique interne. Disponible à https://qccopper.com/site/assets/files/3118/opemiska_ni43101_2019_02.pdf. 65p
- Lavergne, C. 1985. Gîtes minéraux à tonnage évalué et production minérale du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DV 85-08. 84p
- Lavoie, J. 1972. Geology of Opemiska mines. Falconbridge Copper Limited, Opemiska Division. Rapport interne.
- Leclerc, F. 2011. Géochimie et contexte tectonique du groupe de Roy et du complexe de Cummings dans la région de Chibougamau, Québec. Thèse de doctorat, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, Québec, QC, Canada. 317p
- Leclerc, F., Harris, L.B., Bedard, J.H., van Breemen, O., et Goulet, N. 2012. Structural and Stratigraphic Controls on Magmatic, Volcanogenic, and Shear Zone-Hosted Mineralization in the Chapais-Chibougamau Mining Camp, Northeastern Abitibi, Canada. *Economic Geology*, **107**(5): 963-989 doi:[10.2113/econgeo.107.5.963](https://doi.org/10.2113/econgeo.107.5.963).
- Leclerc, F., et Houle, P. 2010. Géologie de la Région du Lac Barlow (32G15-200-0202). Ministère des Ressources Naturelles et Faune du Québec. RP 2010-07. 17p
- Leclerc, F., Houle, P., et Rogers, R. 2010. Géologie de la région de Chapais (32G15-200-0101). Ministère des Ressources Naturelles et Faune du Québec. RP 2010-09. 20p
- Leclerc, F., Polat, A., Bédard, J.H., Harris, L.B., McNicoll, V.J., Goulet, N., Roy, P., et Houle, P. 2011. Tholeiitic to calc-alkaline cyclic volcanism in the Roy Group, Chibougamau area, Abitibi Greenstone Belt — revised stratigraphy and implications for VHMS exploration. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **48**(3): 661-694 doi:[10.1139/e10-088](https://doi.org/10.1139/e10-088).

- Leclerc, F., Roy, P., Fallara, F., McNicoll, V., Keating, P., Houle, P., Cheng, L., Rabeau, O., Harris, L., et Bédard, J. 2009. Application des nouvelles technologies en géologie régionale: Impacts dans le secteur de Chibougamau. *Dans* Congrès Abitibi Cuivre 2009. Programme de conférences, Rouyn Noranda, QC, Canada, 28 septembre au 02 octobre, Ministère des Ressources naturelles et Faune du Québec. MB 2009-09, pp. 37-40.
- Leclerc, F., Roy, P., Houle, P., Pilote, P., Bédard, J.H., Harris, L.B., McNicoll, V.J., et van Breemen, O. 2017. Géologie de la région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec. RG 2015-03. 94p
- Lefebvre, C. 1991. Étude de la genèse des pépérites et de leur contexte volcano-sédimentaire. Fm de Blondeau. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 215p
- Legault, M., et Daigneault, R. 2006. Synvolcanic gold mineralization within a deformation zone: the Chevrier deposit, Chibougamau, Abitibi Subprovince, Canada. *Mineralium Deposita*, **41**(3): 203-228 doi:[10.1007/s00126-006-0051-0](https://doi.org/10.1007/s00126-006-0051-0).
- Leitch, C.H.B., et Lentz, D.R. 1994. The Gresens approach to mass balance constraints of alteration systems: methods, pitfalls, examples. *Édité par* D.R. Lentz. *Dans* Alteration and Alteration Processes Associated with Ore-forming Systems. Short Course Notes vol 11., Geological Association of Canada, pp. 161-192.
- 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, QC, Canada. 193p
- Li, W., Cook, N.J., Xie, G.-Q., Mao, J.-W., Ciobanu, C.L., Li, J.-W., et Zhang, Z.-Y. 2019. Textures and trace element signatures of pyrite and arsenopyrite from the Gutaishan Au–Sb deposit, South China. *Mineralium Deposita*, **54**(4): 591-610 doi:[10.1007/s00126-018-0826-0](https://doi.org/10.1007/s00126-018-0826-0).
- MacLean, W.H., et Barrett, T.J. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, **48**(2): 109-133 doi:[10.1016/0375-6742\(93\)90002-4](https://doi.org/10.1016/0375-6742(93)90002-4).
- Madon, B., Mathieu, L., et Marsh, J.H. 2020. Oxygen Fugacity and Volatile Content of Syntectonic Magmatism in the Neoproterozoic Abitibi Greenstone Belt, Superior Province, Canada. *Minerals*, **10**(11): 966 doi:[10.3390/min10110966](https://doi.org/10.3390/min10110966).
- Magnan, M., Pilote, P., et Daigneault, R. 1999. Minéralisations et altérations à la mine Copper Rand, Chibougamau. Ministère des Ressources Naturelles du Québec. ET 98-01. 32p
- Maslennikov, V., Maslennikova, S., Large, R., et Danyushevsky, L. 2009. Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy volcanic-hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS). *Economic Geology*, **104**(8): 1111-1141 doi:[10.2113/gsecongeo.104.8.1111](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.8.1111).
- Mathieu, L. 2018. Quantifying Hydrothermal Alteration: A Review of Methods. *Geosciences*, **8**(7): 245 doi:[10.3390/geosciences8070245](https://doi.org/10.3390/geosciences8070245).

- Mathieu, L. 2019. Detecting magmatic-derived fluids using pyrite chemistry: Example of the Chibougamau area, Abitibi Subprovince, Québec. *Ore Geology Reviews*, **114**: 103127 doi:[10.1016/j.oregeorev.2019.103127](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103127).
- Mathieu, L. 2021. Intrusion-associated gold systems and multistage metallogenic processes in the Neoproterozoic Abitibi Greenstone Belt. *Minerals*, **11**(3): 261 doi:[10.3390/min11030261](https://doi.org/10.3390/min11030261).
- Mathieu, L., et Racicot, D. 2019. Petrogenetic study of the multiphase Chibougamau Pluton: Archean magmas associated with Cu–Au magmato-hydrothermal systems. *Minerals*, **9**(3): 174 doi:[10.3390/min9030174](https://doi.org/10.3390/min9030174).
- Mathieu, L., Snyder, D.B., Bedeaux, P., Cheraghi, S., Lafrance, B., Thurston, P., et Sherlock, R. 2020. Deep Into the Chibougamau Area, Abitibi Greenstone Belt: Structure of a Neoproterozoic Crust Revealed by Seismic Reflection Profiling. *Tectonics*, **39**(7): 25 doi:[10.1029/2020TC006223](https://doi.org/10.1029/2020TC006223).
- McDonough, W.F., et Sun, S.-S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**(3-4): 223-253 doi:[10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- McMillan, R.H. 1972. Petrology, Geochemistry And Wallrock Alteration At Opemiska-A Vein Copper Deposit Crosscutting A Layered Archean Ultramafic-mafic Sill. Thèse de doctorat, University of Western Ontario, London, ON, Canada. 169p
- McNicoll, V., Dubé, B., Goutier, J., Mercier-Langevin, P., Dion, C., Monecke, T., Ross, P., Thurston, P., Pilote, P., Bédard, J., Leclerc, F., Bécu, V., Percival, J., Legault, M., Gibson, H., et Ayer, J. 2008. Nouvelles datations U-Pb dans le cadre du projet ICG-3 Abitibi/Plan cuivre: incidences pour l'interprétation géologique et l'exploration des métaux usuels. *Dans Exploration 2008*, Québec, 24 au 27 novembre, Résumés des conférences et des photoprésentations. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, DV 2008-06, p. 40.
- Mercier-Langevin, P., Goutier, J., Ross, P., McNicoll, V., Monecke, T., Dion, C., Dubé, B., Thurston, P., Bécu, V., et Gibson, H. 2011. The Blake River Group of the Abitibi greenstone belt and its unique VMS and gold-rich VMS endowment. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada – Society of Economic Geologists – Society for Geology Applied to Mineral Deposits Joint Annual Meeting, Ottawa 2011, Guidebook to Field Trip 2B, Open File 6869. 61p
- Mercier-Langevin, P., Lafrance, B., Bécu, V., Dube, B., Kjarsgaard, I., et Guha, J. 2014. The Lemoine Auriferous Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Chibougamau Camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada: Geology and Genesis. *Economic Geology*, **109**(1): 231-269 doi:[10.2113/econgeo.109.1.231](https://doi.org/10.2113/econgeo.109.1.231).
- Meyer, C. 1968. Ore deposits at Butte, Montana. *Ore deposits of the United States, 1933-1967*: 1373-1416.
- Middlemost, E.A.K. 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, **77**(1): 19-26 doi:[10.1016/0009-2541\(89\)90011-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90011-9).
- Moisan, A. 1992. Pétrochimie des grès de la formation de Bordeleau Chibougamau Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 121p

- Mole, D., Thurston, P., Marsh, J., Stern, R., Ayer, J., Martin, L., et Lu, Y. 2021. The formation of Neoproterozoic continental crust in the south-east Superior Craton by two distinct geodynamic processes. *Precambrian Research*, **356**: 106104 doi:[10.1016/j.precamres.2021.106104](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106104).
- Monecke, T., Mercier-Langevin, P., Dubé, B., et Frieman, B. 2017. Archean base and precious metal deposits, southern Abitibi greenstone belt, Canada. Society of Economic Geologists, Littleton, CO, USA. 291p
- Morasse, S., Wasteneys, H.A., Cormier, M., Helmstaedt, H., et Mason, R. 1995. A pre-2686 Ma intrusion-related gold deposit at the Kiena Mine, Val d'Or, Quebec, southern Abitibi Subprovince. *Economic Geology*, **90**(5): 1310-1321.
- Morin, R. 1994. Géologie et compilation géologique de la région de Chapais. Ministère des Ressources naturelles du Québec. MM 91-02. 66p
- Morin, R., et Boisvert, M. 1991. Métallogénie de la région de Chapais. *Dans* Litho-tectonic framework and associated mineralization of the eastern extremity of the Abitibi Greenstone Belt (Field Trip 3). *Édité par* J. Guha et E. Chown et R. Daigneault. Geological Survey of Canada, Open File 2158. pp. 104-110.
- Mortensen, J.K. 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**(1): 11 doi:[10.1139/e93-00](https://doi.org/10.1139/e93-00).
- Mueller, W. 1991. Volcanism and related slope to shallow-marine volcanoclastic sedimentation: an Archean example near Chibougamau, Quebec, Canada. *Precambrian Research*, **49**(1-2): 1-22 doi:[10.1016/0301-9268\(91\)90053-D](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90053-D).
- Mueller, W., Chown, E., Sharma, K., Tait, L., et Rocheleau, M. 1989. Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement-controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau-Caopatina, Quebec. *The Journal of geology*, **97**(4): 399-420.
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J.L., French, D., et Walshe, J. 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: A review. *Ore Geology Reviews*, **61**: 1-32 doi:[10.1016/j.oregeorev.2013.12.013](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.013).
- Nadoll, P., Mauk, J.L., Hayes, T.S., Koenig, A.E., et Box, S.E. 2012. Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States. *Economic Geology*, **107**(6): 1275-1292 doi:[10.2113/econgeo.107.6.1275](https://doi.org/10.2113/econgeo.107.6.1275).
- Nadoll, P., Mauk, J.L., Leveille, R.A., et Koenig, A.E. 2015. Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and skarn deposits in the southwestern United States. *Mineralium Deposita*, **50**(4): 493-515 doi:[10.1007/s00126-014-0539-y](https://doi.org/10.1007/s00126-014-0539-y).
- Owen-Smith, T.M., et Ashwal, L.D. 2015. Evidence for multiple pulses of crystal-bearing magma during emplacement of the Doros layered intrusion, Namibia. *Lithos*, **238**: 120-139 doi:[10.1016/j.lithos.2015.08.019](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.08.019).
- Pecoits, E., Gingras, M., Barley, M., Kappler, A., Posth, N., et Konhauser, K. 2009. Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded iron formation: Paragenetic sequence, source and

implications for palaeo-ocean chemistry. *Precambrian Research*, **172**(1-2): 163-187
doi:[10.1016/j.precamres.2009.03.014](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.03.014).

- Piché, M. 1985. La formation de Haüy à l'Ouest de Chapais volcanisme sub-aérien en milieu fluvial. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 188p
- Picot, P., et Johan, Z. 1977. Atlas des minéraux métalliques. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France. 403p
- Pilote, P. 1986. Stratigraphie et significations des minéralisations dans le secteur du mont Bourbeau canton de McKenzie Chibougamau. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 167p
- Pilote, P., Dion, C., Cimon, J., Kirkham, R., Robert, F., Sinclair, W., 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 ? *Dans* La science au service de l'exploration. Séminaire d'information sur la recherche géologique. (Programme et résumés 1994), Ministère des Ressources Naturelles du Québec. DV 94-09, p. 18.
- Pilote, P., Dion, C., Joanisse, A., David, J., Machado, N., Kirkham, R., et Robert, F. 1997. Géochronologie des minéralisations d'affiliation magmatique de l'Abitibi, secteurs Chibougamau et de Troilus-Frotet: implications géotectoniques. *Dans* Vers de nouvelles découvertes. Séminaire d'information sur la recherche géologique. (Programme et résumés, 1997), Ministère des Ressources naturelles du Québec. DV 97-03, p. 47.
- Pilote, P., Dion, C., et Morin, R. 1996. Géologie et évolution métallogénique de la région de Chapais-Chibougamau : Des gîtes de Cu-Au-Mo porphyriques aux gisements filoniens mésothermaux aurifères. Ministère de l'Énergie et Ressources naturelles. Québec, QC. MB 96-14. 179p
- Pilote, P., et Guha, J. 1998. Partie B - Métallogénie de l'extrémité 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. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. Livret guide d'excursion. DV 98-03. pp. 29-45.
- Pilote, P., et Guha, J. 2006. Partie B—Métallogénie de l'extrémité est de la Sous-province de l'Abitibi. *Dans* Le camp minier de Chibougamau et le parautochtone Grenvillien: métallogénie, métamorphisme et aspects structuraux. *Édité par* P. Pilote. Association Géologique du Canada – Association Minéralogique du Canada (GAC-MAC). Livret-guide d'excursion B1, Québec, QC. pp. 29-46.
- Pilote, P., Robert, F., Kirkham, R., Daigneault, R., et Sinclair, W. 1998. Partie D - Géologie économique. Minéralisations de type porphyrique et filoniennes 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 de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. Livret guide d'excursion. DV 98-03. pp. 71 - 90.

- Pitcairn, I.K., Leventis, N., Beaudoin, G., Faure, S., Guilmette, C., et Dubé, B. 2021. A metasedimentary source of gold in Archean orogenic gold deposits. *Geology*, **49**(7): 862-866 doi:[10.1130/G48587.1](https://doi.org/10.1130/G48587.1).
- Poitras, A. 1984. Caractérisation géochimique du Complexe de Cummings, Région de Chibougamau-Chapais, Québec. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 175p
- Poulsen, K.H., Robert, F., et Dubé, B. 2000. Geological classification of Canadian gold deposits. Geological Survey of Canada, Bulletin 540, Ottawa, ON, Canada. 106p
- Powell, W.G., Carmichael, D.M., et Hodgson, C.J. 1995. Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **32**(6): 787-805 doi:[10.1139/e95-067](https://doi.org/10.1139/e95-067).
- Prokofiev, V.Y., et Naumov, V.B. 2022. Ranges of Physical Parameters and Geochemical Features of Mineralizing Fluids at Porphyry Deposits of Various Types of the Cu– Mo– Au System: Evidence from Fluid Inclusions Data. *Minerals*, **12**(5): 529 doi:[10.3390/min12050529](https://doi.org/10.3390/min12050529).
- Racicot, D. 1980. Géochimie et métallogénie de la partie orientale du Pluton de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Rapport intérimaire. DPV 758. 29p
- Racicot, D. 1981. Géochimie et métallogénie des parties occidentale et centrale du Pluton de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Rapport intérimaire. DPV 834. 26p
- Ramsay, J. 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, **2**(1-2): 83-99.
- Reich, M., Kesler, S.E., Utsunomiya, S., Palenik, C.S., Chryssoulis, S.L., et Ewing, R.C. 2005. Solubility of gold in arsenian pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**(11): 2781-2796 doi:[10.1016/j.gca.2005.01.011](https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.01.011).
- Revan, M.K., Genç, Y., Maslennikov, V.V., Maslennikova, S.P., Large, R.R., et Danyushevsky, L.V. 2014. Mineralogy and trace-element geochemistry of sulfide minerals in hydrothermal chimneys from the Upper-Cretaceous VMS deposits of the eastern Pontide orogenic belt (NE Turkey). *Ore Geology Reviews*, **63**: 129-149 doi:[10.1016/j.oregeorev.2014.05.006](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.05.006).
- Richards, J.P. 2011. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: just add water. *Economic Geology*, **106**(7): 1075-1081 doi:[10.2113/econgeo.106.7.1075](https://doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1075).
- Ridley, J., et Diamond, L.W. 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *Dans Gold in 2000. Édité par S.G. Hagemann et P. Brown. Society of Economic Geologists. Reviews in Economic Geology*, vol 13, Littleton, CO, USA. pp. 141-162.
- Rive, M., Latulippe, M., Gobeil, A., Duquette, G., Marcoux, D., et Vallières, A. 1984. Rapport des géologues résidents - 1983. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DV 84-06. 158p

- Robb, L. 2005. Introduction to Ore-Forming Processes. 1^{ère} éd. Blackwell Science Ltd, Oxford. 386p
- Robert, F. 2001. Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Mineralium Deposita*, **36**(6): 503-516.
- Robert, F., et Poulsen, K.H. 1997. World-class Archaean gold deposits in Canada: An overview. *Australian Journal of Earth Sciences*, **44**(3): 329-351 doi:[10.1080/08120099708728316](https://doi.org/10.1080/08120099708728316).
- Robert, F., et Poulsen, K.H. 2001. Vein formation and deformation in greenstone gold deposits. *Dans Structural Control on Ore Genesis. Édité par J.P. Richards et R.M. Tosdal. Society of Economic Geologists*, vol 14, Littleton, CO, USA. pp. 111-156.
- Robert, F., Poulsen, K.H., et Dubé, B. 1994. Structural analysis of lode gold deposits in deformed terranes. Geological Survey of Canada, Open File 2850, Ottawa, ON, Canada. 145p
- Ross, P.-S., et Bédard, J.H. 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **46**(11): 823-839 doi:[10.1139/E09-054](https://doi.org/10.1139/E09-054).
- Rowins, S.M. 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme. *Geology*, **28**(6): 491-494 doi:[10.1130/0091-7613\(2000\)28<491:RPCDAN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<491:RPCDAN>2.0.CO;2).
- Roy, G. 2014. Symboles et abréviations de la carte géoscientifique. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec. DV 2014-06. 87p
- Rudnick, R., et Gao, S. 2003. Composition of the continental crust. *Dans Treatise on geochemistry. Édité par R. Rudnick. Elsevier*, vol 3, Oxford, UK. pp. 1-64.
- Saggerson, E.P., et Turner, L.M. 1982. General comments on the identification of chlorites in thin section. *Mineralogical Magazine*, **46**(341): 469-773 doi:[10.1180/minmag.1982.046.341.11](https://doi.org/10.1180/minmag.1982.046.341.11).
- Salmon, B. 1982. Distribution de la minéralisation d'une veine cuprifère sur la propriété de Falconbridge Copper Ltée à Chapais. Baccalauréat en ingénierie, Département de Génie Minéral, École Polytechnique Université de Montréal, Montréal, QC, Canada. 65p
- Salmon, B., Coulomb, A., et Ouellet, A.J. 1984. Structure, mineral distribution and wallrock alteration of the no. 7 vein. *Dans Chibougamau-Stratigraphy and mineralization. Édité par J. Guha et E.H. Chown. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Paper*, vol 34, Westmount, QC, Canada. pp. 357-369.
- Salmon, B., et De l'Étoile, R. 2013. Determination of Exploration Potential at the Springer mine – Opemiska property. Roscoe Postle Associates Inc. Rouyn-Noranda, QC, Canada. . Document Interne. 71p
- Salmon, B., et De l'Étoile, R. 2014. Determination of Exploration Potential at the Perry mine – Opemiska property. Roscoe Postle Associates Inc. Rouyn-Noranda, QC, Canada. . Document Interne. 86p

- Scott, S. 1997. Submarine hydrothermal systems and deposits. *Dans* Geochemistry of hydrothermal ore deposits. *Édité par* H.L. Barnes. John Wiley & Sons, New York. pp. 797-875.
- Seedorff, E., Barton, M.D., Stavast, W.J., et Maher, D.J. 2008. Root zones of porphyry systems: Extending the porphyry model to depth. *Economic Geology*, **103**(5): 939-956 doi:[10.2113/gsecongeo.103.5.939](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.5.939).
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J., Johnson, D.A., et Barton, M.D. 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Dans* Economic Geology 100th Anniversary Volume. *Édité par* J.W. Hedenquist et J.F.H. Thompson et R.J. Goldfarb et J.P. Richards. Society of Economic Geologists, Littleton, CO. USA. pp. 251-298.
- Sen, G. 2014. Petrology: Principles and Practice. Springer Berlin Heidelberg, Berlin. 368p
- Shinohara, H., et Hedenquist, J. 1997. Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast porphyry Cu–Au deposit, Philippines. *Journal of Petrology*, **38**(12): 1741-1752.
- Sigéom. 2022. Système d'Information Géominière à référence spatiale. Regroupement des données géoscientifiques aux échelles 1 : 20 000 et 1 : 50 000.[Disponible à <http://sigeom.mines.gouv.qc.ca>. [cité 2022].
- Sillitoe, R. 1991. Intrusion-related gold deposits. *Dans* Gold metallogeny and Exploration. *Édité par* R.P. Foster. Blackie and Son, Glasgow. pp. 165-209.
- Sillitoe, R. 1995. Exploration of porphyry copper lithocaps *Dans* Pacific Rim Congress 1995, Auckland, New Zealand, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, pp. 527-532.
- Sillitoe, R. 1999. Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralisation in porphyry and epithermal environments. *Dans* Pacrim '99 Congress, Bali, Indonesia, 10 au 13 Octobre 1999, Proceedings, Melbourne, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, pp. 29-44.
- Sillitoe, R.H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, **44**(3): 373-388 doi:[10.1080/08120099708728318](https://doi.org/10.1080/08120099708728318).
- Sillitoe, R.H. 2000. Gold-Rich Porphyry Deposits: Descriptive and Genetic Models and Their Role in Exploration and Discovery. *Dans* Gold in 2000. *Édité par* S. Hagemann et P. Brown. Society of Economic Geologists. Reviews in Economic Geology, vol 13, Littleton, CO, USA. pp. 315-345.
- Sillitoe, R.H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, **105**(1): 3-41 doi:[10.2113/gsecongeo.105.1.3](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3).
- Sillitoe, R.H., et Bonham, H.F. 1984. Volcanic landforms and ore deposits. *Economic Geology*, **79**(6): 1286-1298 doi:[10.2113/gsecongeo.79.6.1286](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.79.6.1286).

- Sillitoe, R.H., et Thompson, J.F.H. 1998. Intrusion-Related Vein Gold Deposits: Types, Tectono-Magmatic Settings and Difficulties of Distinction from Orogenic Gold Deposits. *Resource Geology*, **48**(4): 237-250 doi:[10.1111/j.1751-3928.1998.tb00021.x](https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.1998.tb00021.x).
- Simmons, S.F., White, N.C., et John, D.A. 2005. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. *Dans Economic Geology 100th Anniversary Volume. Édité par J.W. Hedenquist et J.F.H. Thompson et R.J. Goldfarb et J.P. Richards. Society of Economic Geologists, Littleton, CO, USA. pp. 485-522.*
- Simoneau, P. 1986. Pétrographie, sédimentologie et analyse des facies de la formation de Daubrée, Chapais, Québec. Mémoire de Maîtrise, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 487p
- Sinclair, W. 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. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No.5, St. John's, NL, Canada. pp. 223-243.*
- Sinclair, W., Pilote, P., Kirkham, R., 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. *Dans Current Research 1994-C Canadian Shield. Geological Survey of Canada. pp. 303-309.*
- Steadman, J.A., Large, R.R., Olin, P.H., Danyushevsky, L.V., Meffre, S., Huston, D., Fabris, A., Lisitsin, V., et Wells, T. 2021. Pyrite trace element behavior in magmatic-hydrothermal environments: An LA-ICPMS imaging study. *Ore Geology Reviews*, **128**: 103878 doi:[10.1016/j.oregeorev.2020.103878](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103878).
- Sun, W., Huang, R.-f., Li, H., Hu, Y.-b., Zhang, C.-c., Sun, S.-j., Zhang, L.-p., Ding, X., Li, C.-y., Zartman, R.E., et Ling, M.-x. 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews*, **65**: 97-131 doi:[10.1016/j.oregeorev.2014.09.004](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.09.004).
- 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. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No.5, St. John's, NL, Canada. pp. 113-139.*
- Tessier, A., Hodgson, C., Lulin, J., et Blais, A. 1994. Les contrôles des minéralisations Cu-Au pré-tectoniques et Au (Cu) tardi-tectoniques à la mine Portage, Chibougamau, Québec. Ministère de l'Énergie et Ressources Naturelles du Québec. DV 94-09. 20p
- Thompson, A.J.B., et Thompson, J.F.H. 1996. Atlas of alteration. Mineral Deposits Division - Geological Association of Canada, St John's, Newfoundland. 119p
- Thorne, W., Hagemann, S., Webb, A., et Clout, J. 2008. Banded iron formation-related iron ore deposits of the Hamersley Province, Western Australia. *Dans Banded Iron Formation-related High-grade Iron Ore Édité par S.G. Hagemann et C.A. Rosière et J. Gutzmer et N.J. Beukes. Society of Economic Geologists, vol 15, Littleton, CO. pp. 197-222.*

- Thorne, W.S., Hagemann, S.G., Sepe, D., Dalstra, H.J., et Banks, D.A. 2014. Structural Control, Hydrothermal Alteration Zonation, and Fluid Chemistry of the Concealed, High-Grade 4EE Iron Orebody at the Paraburdoo 4E Deposit, Hamersley Province, Western Australia. *Economic Geology*, **109**(6): 1529-1562 doi:[10.2113/econgeo.109.6.1529](https://doi.org/10.2113/econgeo.109.6.1529).
- Thurston, P., Ayer, J., Goutier, J., et Hamilton, M. 2008. Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: A key to exploration for syngenetic mineralization. *Economic Geology*, **103**(6): 1097-1134 doi:[10.2113/gsecongeo.103.6.1097](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.6.1097).
- Tremblay, F. 1986. Étude de reconnaissance en géochimie isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène: application à quelques minéralisations de la région de Chibougamau, Québec, Canada. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 99p
- Trépanier, S. 2011. Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. CONSOREM. Projet CONSOREM 2008-07. 209p
- Trépanier, S. 2013. Norme LithoModelleur. Rapport Projet CONSOREM 2011-04. 91p
- Trépanier, S., Mathieu, L., Daigneault, R., et Faure, S. 2016. Precursors predicted by artificial neural networks for mass balance calculations: Quantifying hydrothermal alteration in volcanic rocks. *Computers & Geosciences*, **89**: 32-43 doi:[10.1016/j.cageo.2016.01.003](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.01.003).
- Trudeau, Y. 1981. Pétrographie et géochimie des roches du secteur environnant de la mine Bruneau Chibougamau, Québec. Mémoire de maîtrise, Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, Canada. 136p
- Tubrett, M., Miková, J., Sylvester, P., et Kosler, J. 2003. Trace element composition and homogeneity of MASS-1 sulphide calibration standard. *Dans* 5th International Conference on the analysis of Geological and Environmental Materials, Rovaniemi, June, pp. 9-11.
- Uytenbogaardt, W., et Burke, E.A.J. 1985. Tables for microscopic identification of ore minerals. Dover Publications, Inc., New York, USA. 430p
- Van Baalen, M. 1993. Titanium mobility in metamorphic systems: a review. *Chemical Geology*, **110**(1-3): 233-249 doi:[10.1016/0009-2541\(93\)90256-I](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90256-I).
- Vaughan, D. 1997. Sulphide ore mineral stabilities, morphologies, and intergrowth textures. *Dans* Geochemistry of hydrothermal ore deposits. *Édité par* H.L. Barnes. John Wiley & Sons, New York. pp. 367-434.
- Vaughan, D.J., et Craig, J.R. 1994. Ore microscopy and ore petrography. 2^e éd. John Wiley & Sons Ltd, New York, USA. 434p
- Walker, W.B.G. 1966. A geochemical study of the Opemiska Lake granite : Unpublished Company Report.
- Watkins, D.H., et Riverin, G. 1982. Geology of the Opemiska copper-gold deposits at Chapais Québec. Geological Association of Canada, Special Paper, **25**: 427-446.

- Whitney, D.L., et Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**(1): 185-187 doi:[10.2138/am.2010.3371](https://doi.org/10.2138/am.2010.3371).
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis*. Springer, Dordrech. 466p
- Wilson, S., Ridley, W., et Koenig, A. 2002. Development of sulfide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **17**(4): 406-409 doi:[10.1039/B108787H](https://doi.org/10.1039/B108787H).
- 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 doi:[10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).
- Winter, J.D. 2014. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Second Edition éd. Pearson Education Limited, Harlow, UK. 745p
- Winter, L.S.D. 1967. Structural analysis. Opemiska Copper Mines (Quebec) Ltd. Rapport de compagnie non publié.
- Wohlgemuth-Ueberwasser, C.C., Viljoen, F., Petersen, S., et Vorster, C. 2015. Distribution and solubility limits of trace elements in hydrothermal black smoker sulfides: An in-situ LA-ICP-MS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **159**: 16-41 doi:[10.1016/j.gca.2015.03.020](https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.03.020).
- Wolhuter, L.E. 1968. The Opemisca Lake pluton: a petrological and geochemical study. Thèse de doctorat, Department of Geological Sciences, Université McGill, Montréal, QC, Canada. 184p
- Wolhuter, L.E. 1971. Le Pluton d'Opémisca. Ministère des Richesses Naturelles du Québec. Étude Spéciale. ES 006. 122p
- Wright, T.L. 1974. Presentation and interpretation of chemical data for igneous rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **48**(4): 233-248.
- Zierenberg, R.A., Koski, R.A., Morton, J.L., et Bouse, R.M. 1993. Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered spreading center, Escanaba Trough, southern Gorda Ridge. *Economic Geology*, **88**(8): 2069-2098 doi:[10.2113/gsecongeo.88.8.2069](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.8.2069).

ANNEXES

Annexe A. LOCALISATION DES STATIONS GPS ET FORAGES ÉTUDIÉS

Annexe A.1. Coordonnées des stations GPS

Point GPS	X UTM	Y UTM	Z UTM	Code Litho SIGÉOM	Lithologie	Description	Minéralisation	Structure	Azimut	Dip
G004	520318	5520114	393	V1B-V1C [TU]	Tufs felsique à lapillis bloc	Lac Cabane				
G005	519502	5519387	384		Roche non affleurante	Position de la Faille Gwillim. Secteur de Saw Mill.		Cisaillement régional		
G006	519570	5519330	390	V1-V3	Volcanites mafiques à felsiques	Affleurement principal de Saw Mill				
G007	519576	5519259	392	I3A	Dykes mafiques	Saw-Mill. Affleurement avec dykes recoupant la stratigraphie		Dyke		
G008	519327	5519171	399	V1[TU]-V1C	Tufs à lapillis blocs, coulées massive porphyriques	Saw Mill. Stratigraphie principale N218 et direction de cisaillements N338		Cisaillement	338	
G009	517862	5517139	393	S10-S6B	Cherts, shales	Indian Lake, Cherts et shales déformés				
G010	517910	5516947	396	V1B	Rhyolithe	Indian Lake. Dôme de rhyolite				
G011	509631	5514982	414	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Trou de forage 16-02. Veine Py-Cp. N330	Py-Cp	Veine	330	
G012	509697	5514981	422	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Cisaillement dextre <i>Shear</i> Arsénopyrite	Py-Cp-Mt	Cisaillement		
G013	509722	5514993	420	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Cisaillement dextre <i>Shear</i> Arsénopyrite	Py-Apy-Cp-Sp	Cisaillement		
G014	509731	5515010	417	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine 02	Py-Cp-Mt	Veine		
G015	509699	5515010	417	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Structure 330	Sulfures	Veine	330	
G016	509692	5515026	414	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Cisaillement Apy. Veine de Qz-Py-Cp-malachite avec altération Si-Ank-Py	Qz-Py-Cp	Veine		
G017	509674	5514823	410	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine 03	Py-Cp-Mt	Veine		
G018	509709	5514801	408	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine 03 E-O.	Py-Cp-Mt	Veine		
G019	509775	5514815	412	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Casing forage veine 03				
G020	509852	5514873	420	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Casing sur partie SE de la veine Azurite				
G021	509791	5514862	420	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Casing trous de forage OP-16-09 et OP-16-05				
G022	515918	5514931	394	V1-V1B[TU]-V3[TU]	Tufs Blondeau	Tufs du Blondeau avec des clasts de rhyolite et mafiques				
G023	515933	5515005	393	V1-V1B[TU]-V3[TU]	Tufs Blondeau, Gabbro Ventures	Contact entre les tufs le sommet du gabbro du Ventures.		Contact		
G024	515969	5514996	394	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Gabbro Ventures, stringer de chalcopryrite N096 et N062. Cisaillement N102, marquant le contact entre le gabbro Ventures et les tufs du Blondeau.	Cp	Veine	096	
G025	515932	5515060	393	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Gabbro Ventures				
G026	515900	5514889	401	I3A-V1[TU]-I1C	Dykes mafiques, tufs felsiques, dykes de granodiorite	Zones de cisaillement N292, dans des dykes mafiques, recoupant les tufs du Blondeau. Dykes de granodiorite beige clair recoupant les dykes mafiques		Cisaillement	292	
G027	515825	5514882	396	V1[TU]-V1C	Tufs felsiques de Blondeau	Tufs du Blondeau				

Annexe A1 (suite 2/11)

Point GPS	X UTM	Y UTM	Z UTM	Code Litho SIGÉOM	Lithologie	Description	Minéralisation	Structure	Azimut	Dip
G028	515805	5514885	397	I3A	Filon-couche mafique de Springer	Dyke du Springer. Couleur vert pâle, texture microgrenue à Qz, Fds, Amph et Ep poecilitique. Fin niveau (10cm) de laves mafiques variolaires				
G029	515720	5514891	395	V1[TU]-V1C	Tufs felsiques de Blondeau	Tufs du Blondeau				
G030	515928	5514848	401	V1C	Rhyodacite de la Formation de Blondeau	Volcanites du Blondeau basalte-andésite-rhyodacite (?) en coussins, de couleur blanchâtre avec grains de quartz porphyrique,				
G031	515968	5514853	397	I3A [AMP]	Dyke mafique à amphibole, rhyodacite, tufs fins	Intrusion de dykes de Qz-amph poecilitique. Contact avec cisaillement N090 entre les laves et les tufs a cristaux.		Dyke	090	
G032	515960	5514831	393	BQ	Diatrème	Diatrème de couleur beige, des clasts anguleux hétérogènes, allochtones. Ils présentent des changements de direction avec angle fort. Orientation N092		Diatrème	092	
G033	515665	5514688	393	I3A	Filon-couche mafique de Springer	Sill Springer				
G034	515725	5514650	395	I3A	Filon-couche mafique de Springer. Dykes mafiques	Filon-couche de Springer. Diatrème E-W. Dyke de mafique recoupant le sill de Springer				
G035	509768	5515018	410	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine 02 Mine Springer	Py-Cp-Mt	Veine		
G036	509743	5515013	413	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine 02 Mine Springer	Py-Cp-Mt	Veine		
G037	509691	5515027	410	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Shear Arsénopyrite	Py-Apy-Cp-Mt	Cisaillement		
G038	509656	5514970	412	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine 290° Cu (Py, Cp, Mt, Au)	Py-Cp-Mt-Au	Veine		
G039	509620	5514981	410	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine 290° Cu (Py, Cp, Mt, Au)	Py-Cp-Mt-Au	Veine		
G040	509611	5514986	406	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine 290° Cu (Py, Cp, Mt, Au)	Py-Cp-Mt-Au	Veine		
G041	509600	5514998	401	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Collet de forage OP-16-07	Sulfures	Collet de forage		
G042	509589	5514923	406	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Stringer de Py-Cp de direction N-S	Py-Cp	Veine	180	
G043	509503	5514901	389	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine 03 Springer	Py-Cp-Mt-Au	Veine		
G044	509535	5514944	400	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Stringer de Py-Cp N-S	Py-Cp	Veine	180	
G045	509530	5514977	393	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Réseaux de veine de sulfures NNO et NS	Cp-Po-Mt	Veine	290	
G046	509286	5514582	386	I3A	Dyke de gabbro	Veine massive de sulfure. Intrusif mafique non magnétique	Sulfures	Veine	090	85
G047	509257	5514569	380	I3A	Pyroxénite, Filon-couche de Bourbeau	Intrusif mafique a pyroxènes-amphiboles, non magnétique recoupant les formations du Blondeau (pyroxénite du Filon-couche de Bourbeau	Sulfures	Veine	069	70
G048	508912	5514392	388	I3A [LX]	Leucogabbro	Cisaillement avec Sulf recoupant le filon-couche de Bourbeau	Py-Cp	Cisaillement	326	85
G049	513071	5515150	396		Roche non affleurante	Tailings de la Mine Cooke.				
G050	513167	5515084	398		Roche non affleurante	Collet de forage (ML-04-07). Mine Cooke		Collet de forage		

Annexe A1 (suite 3/11)

Point GPS	X UTM	Y UTM	Z UTM	Code Litho SIGÉOM	Lithologie	Description	Minéralisation	Structure	Azimut	Dip
G051	513170	5515141	400		Roche non affleurante	Dalle du puits de la mine Cooke				
G052	510634	5515608	407		Roche non affleurante	Core shack de Perry				
G053	517162	5514703	391	I3A	Filon-couche de Springer. Gabbro	Dyke de gabbro, ancienne rampe de l'indice Lac Laura				
G054	509715	5514847	412	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Gabbro du Ventures. Foliation avec plongement de 56 degrés au NE.		Foliation	315	56
G055	509668	5514835	406	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine 03. Filonnets de chalcopryrite, éponte à magnétite.	Cp-Mt	Veine		
G056	509589	5514817	401	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Forage OPM-2019-A/A2		Collet de forage		
G057	509579	5514798	401	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Lentille minéralisée au Sud du Glory Hole				
G058	509584	5514781	399	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Lentille minéralisée au Sud du Glory Hole				
G060	509642	5514744	397	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Affleurement de Gabbro ventures				
G061	509620	5514754	399	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Affleurement de Gabbro ventures. Réseau de fractures minéralisées avec sulfures et magnétite	Py-Cp-Mt	Fractures	NO	52° SE
G062	509613	5514756	400	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Affleurement de Gabbro du Ventures. Fractures NE-SO a pendage NO avec de la minéralisation en Py-Cp et oxydation en malachite	Py-Cp-Ma	Fractures		
G063	509583	5514701	399	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Affleurement décapé de 10mx8m. Veine de quartz 10cm d'épaisseur avec une altération blanche en bordure (silicification). Cisaillement E-O. Stringer de chalcopryrite et magnétite	Py-Cp	Veine	080	
G069	509705	5514738	392	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Forage OP-16-01		Collet de forage		
G071	509967	5514813	404		Roche non affleurante	Collet arpentage		Collet de forage		
G072	509946	5514868	409		Roche non affleurante	FS OPM 19 - CREY		Collet de forage		
G073	509937	5514881	411		Roche non affleurante	FS1-OPM-2019 CREY		Collet de forage		
G074	509936	5514874	411		Roche non affleurante	OPM 19 CREY		Collet de forage		
G075	509927	5514895	416	I3A [FO]	Gabbro Folié	Affleurement de gabbro. Zones de cisaillement E-W. Veines de sulfures a Py-Cp-Mt-Apy-Sp N315 et N340.	Py-Cp-Mt-Apy-Sp	Veine	340	80
G076	509976	5514896	420		Roche non affleurante	Collet de forage OPM-19-11		Collet de forage		
G077	509958	5514947	424	I3A [FO]	Gabbro Folié	Veine de quartz sur chemin de foreuse. S'apparente à un plaquage (quartz saccharoïde) avec des minéraux rose vitreux xénomorphes (Ax) + Py. Orientation de la veine approximativement SSO-NNE.		Veine		
G078	509928	5514922	424	I3A [FO]	Gabbro Folié	Tracé du Shear dans le gabbro folié		Cisaillement	274	80

Annexe A1 (suite 4/11)

Point GPS	X UTM	Y UTM	Z UTM	Code Litho SIGÉOM	Lithologie	Description	Minéralisation	Structure	Azimut	Dip
G079	509905	5514923	423	I3A [FO]	Gabbro Folié	Tracé du cisaillement dans le gabbro folié		Cisaillement	274	80
G080	509921	5514922	422	I3A [FO]	Gabbro Folié	Zones de faille dans le gabbro folié. Remplissage par des veines de quartz en forme de sigmoïdes et de veines de sulfures. Cisaillements OSO-ENE		Cisaillement	077	76
G081	509865	5514906	421	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Zone de faille de direction OSO-ENE.		Faille	212	
G083	509850	5514874	418	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine 13 (Azurite) Nord	Py-Cp-Az-Ma-Bn	Veine	238	
G084	509838	5514869	418	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine 13 (Azurite) Nord	Py-Cp-Az-Ma-Bn	Veine	238	
G085	509831	5514862	416	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine 13 (Azurite) Nord	Py-Cp-Az-Ma-Bn	Veine	238	
G088	509800	5514857	417	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Tracé de la seconde veine ; Direction N234. Et N292 (mesure google earth) sur la partie SO (changement de direction ou second réseau)	Py	Veine	234	
G089	509792	5514855	415	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine azurite Sud	Py	Veine	234	
G090	509783	5514849	415	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine azurite Sud	Py	Veine	234	
G092	509768	5514846	415	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Tracé de la seconde veine N292	Py	Veine	292	
G093	509762	5514849	416	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Tracé de la seconde veine N292	Py	Veine	292	
G094	509763	5514929	427		Roche non affleurante	Tour d'eau Sud				
G095	509760	5514940	427		Roche non affleurante	Tour d'eau Nord				
G096	510026	5514926	416	I4B	Pyroxénite Verte Supérieure	Affleurement décapé au SE de la tour radio. Zones de cisaillement		Cisaillement		
G096A	510027	5514929	412	I4B	Pyroxénite Verte Supérieure	Affleurement décapé au SE de la tour radio. Pyroxénite		Veine	102	
G096B	510021	5514930	410	I4B	Pyroxénite Verte Supérieure	Affleurement décapé au SE de la tour radio. Pyroxénite. Veinules de sulfures	Sulfures	Veine	098	82
G097	510019	5514916	416	I4B	Pyroxénite Verte Supérieure	Position ancien casing de forage de Falcon Bridge. Pyroxénite verte Supérieure		Collet de forage		
G098	510072	5514836	398	I3A-I4B	Gabbro-Pyroxénite	Affleurement de gabbro-pyroxénite				
G099	510068	5514757	392	I4B	Pyroxénite Verte Supérieure	OPM 2019		Collet de forage		
G100	509999	5514880	402	I3A [FO]	Gabbro Folié	Affleurement : décapage 50mx8m. Cisaillements + veines de quartz N135. Roche grenue à feldspaths (10%), pyroxènes (75%) et amphibole (5%). Couleur verte dominante. Pyroxénite verte Supérieure. Plusieurs directions de cisaillements + structures de déformation ductile/fragile.				
G100A	509999	5514880	402	I3A [FO]	Gabbro Folié	Veine minéralisée à Py, M, Qz, Cp. + Minéralisation disséminée dans le gabbro. Altération semblable à de l'épidotisation + légère silicification à proximité de la veine. Echantillonnage	Py-Qz-Mt-Cp	Veine	116	84
G100B	510000	5514884	403	I3A [FO]	Gabbro Folié	Veines minéralisées à Py, Qz, Mt dans une zone de cisaillement dextre	Py-Qz-Mt	Veine	133	80

Annexe A1 (suite 5/11)

Point GPS	X UTM	Y UTM	Z UTM	Code Litho SIGÉOM	Lithologie	Description	Minéralisation	Structure	Azimut	Dip
G100C	509999	5514880	402	I3A [FO]	Gabbro Folié	Cisaillement dextre portant les minéralisations à sulfures et quartz		Cisaillement	317	75
G101	510007	5514893	412	I3A [FO]	Gabbro Folié	Veine de Sulfures	Sulfures	Veine	280	
G101A	510008	5514895	407	I4B	Pyroxénite Verte Supérieure	Veine à minéralisation de sulfure au sein de la pyroxénite	Sulfures	Veine	143	80
G101B	510005	5514893	405	I4B	Pyroxénite Verte Supérieure	Veine à minéralisation de Pyrite, Magnétite, Arsénopyrite et quartz, 30cm de puissance. Magnétite localisée au cœur, Qz et Py aux épontes	Py-Mt-Apy-Qz	Veine	122	80
G102	510009	5514900	414	I4B	Pyroxénite Verte Supérieure	Pyroxénite, phénocristaux de Pyroxènes et absence de feldspaths				
G103	510014	5514906	415	I4B	Pyroxénite Verte Supérieure	Echantillon veine de sulfures	Sulfures	Veine		
G103A	510014	5514908	412	I4B	Pyroxénite Verte Supérieure	Zone minéralisée avec sulfurisation forte. Veine de 20cm.	Sulfures	Veine	107	
G104a	509568	5514988	397	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veines minéralisées en Mt, Cp, Py, partie Sud Est	Py-Cp-Mt-Au	Veine	283	75
G104b	509568	5514988	397	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veines minéralisées en Mt, Cp, Py, partie Sud Est	Py-Cp-Mt-Au	Veine	298	75
G104c	509568	5514988	397	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Terminaison de la veine, s'apparentant à un cisaillement		Veine	258	
G104d	509568	5514988	397	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Faille, fracture sans décalage apparent		Faille	257	85
G104e	509568	5514988	397	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Petit cisaillement minéralisé		Cisaillement	291	
G104f	509568	5514988	397	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Terminaison Sud Est de la veine	Py-Cp-Mt-Au	Veine	294	
G105	509618	5514981	409	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Cisaillement au sein de la veine N290, contrôlant la minéralisation à Qz, Py, Cp, Mt. 2 échantillons	Qz-Py-Cp-Mt	Cisaillement	300	
G106a	509639	5514978	414	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Veine de quartz vitreux, gris à rougeâtre, orientée N251, 62° recoupant la veine principale 286°/80°	Qz-Py-Mt	Veine	251	62
G106b	509639	5514978	414	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Orientation de la veine 290 à l'intersection avec la veine N250	Qz-Py-Cp-Mt	Veine	292	70
G107a	509646	5514975	413	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Terminaison Est de la veine 290, se séparant en 2 veines N261 et N273, de 1m d'épaisseur. La minéralisation se concentre principalement sur la partie Sud	Qz-Py-Cp-Mt	Veine	261	80
G107b	509641	5514975	413	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Terminaison Est de la veine N290, se séparant en 2 veines N261 et N273, de 1m d'épaisseur. La minéralisation se concentre principalement sur la partie Sud	Qz-Py-Cp-Mt	Veine	273	80
G108	508685	5513204	368			Bloc erratique minéralisé découvert par Marc Bouchard	Cp-Mt-Py-Qz	Veine		
G109	508666	5513221	373			Bloc erratique minéralisé découvert par Marc Bouchard	Qz-Py-Apy	Veine		
G110	508768	5514456	389	I3A [LX]	Leucogabbro	Gabbro leucocrate à phénocristaux de feldspaths et pyroxènes	Qz-Py	Veine		
G111	509254	5514577	388	V1[TU]-S1B-S6	Tufs felsiques, mudrocks, shales, exhalites	Tufs felsiques a grain fin, cherts, shales, wackes et sulfures. Fabrique N330/70. Cisaillement dextre de 1m au N71/66		Cisaillement	071	66
G112	509674	5514846	411	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Zone de fracture avec veines de sulfures N228 et N259 /68	Py-Cp-Qz	Veine	259	68
G113	509706	5514810	401	I3A [OP] [MG]	Gabbro ventures	Blocs minéralisés de la veine 03	Py-Cp-Qz	Veine	090	

Annexe A1 (suite 6/11)

Point GPS	X UTM	Y UTM	Z UTM	Code Litho SIGÉOM	Lithologie	Description	Minéralisation	Structure	Azimut	Dip
G114	514113	5514964	399	I3A [LX]	Leucogabbro	Gabbro leucocrate a phénocristaux de feldspaths et pyroxènes				
G115	514060	5514943	389	I3E	Ferrogabbro a quartz	Gabbro a quartz. Veine de Qz-Carb avec altération de Chl de 10cm N171/80. Zone de cisaillement avec remplissage de quartz N140. Zone de dilatation au contact de structure N250. Grande zone de déformation N285 de 2m de large	Qz-Carb	Veine		
G116	514064	5514876	393	I3E	Ferrogabbro a quartz	Ferrogabbro avec stringers de Py de 1cm N128/60.		Veine	128	60
G117	514069	5514877	395	I3E	Ferrogabbro a quartz	Ferrogabbro avec zone de déformation dextre de 2m de puissance. N305		Cisaillement	305	
G118	515981	5515053	389	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Gabbro a texture ophitique, Magnétique. Stringers de Cp-Py N130/85	Py-Cp	Veine		85
G119	515970	5515005	391	I3A [OP] [MG]	Gabbro Ventures	Gabbro a texture ophitique, Magnétique. Stringers de Cp-Py N265/85	Py-Cp	Veine		85
G202	509477	5516492	410	I3E	Ferrogabbro a quartz	Affleurement dans un gabbro. Veine de Qz-Ep N335/62	Qz-Ep	Veine	335	62
G203	509440	5516495	411	I3E	Ferrogabbro a quartz	Affleurement dans un gabbro. Veine de Qz fumé N245/80 associé à une zone de cisaillement N095/80	Qz fumé	Veine	095	80
G204	509348	5516504	409	I3E	Ferrogabbro a quartz	Zone avec structure de faille N295/73		Faille	295	73
G207	509385	5516456	409	I3E	Ferrogabbro a quartz	Zone de cisaillement avec sulfures N310/79	Sulfures	Cisaillement	310	79
G208	509385	5516456	409	I3E	Ferrogabbro a quartz	Zone de cisaillement N082/85. Strie subhorizontale N82		Cisaillement	082	85
G208	509385	5516456	409	I3E	Ferrogabbro a quartz	Zone de cisaillement N082/85. Strie subhorizontale N82		Strie	082	5
G211	509456	5516458	413	I3E	Ferrogabbro a quartz	Veine de Qz-Ep N035/020	Qz-Ep	Veine	035	20
G212	509468	5516454	403	I3E	Ferrogabbro a quartz	Gabbro sombre, a quartz avec 1-5% de pyrrhotite disséminée	Po			
G230	509321	5516867	412	I3E	Ferrogabbro a quartz	Zone de cisaillement N050 chloritisé et carbonatisé		Cisaillement	050	
G231	509326	5516874	411	I3E	Ferrogabbro a quartz	Zone de cisaillement N045 chloritisé et carbonatisé		Cisaillement	045	
G232	509330	5516882	411	I3E	Ferrogabbro a quartz	Zone de cisaillement dextre N276		Cisaillement	276	
G233	509319	5516883	411	I3E	Ferrogabbro a quartz	Veine de quart fumé et chloritisé N163	Qz fumé	Veine	343	80
RT100A	509999,4	5514880,3	402	I4B	Pyroxénite Verte Supérieure	Veinule de Py-Cp-Qz N127	Py, Cp, Qtz	Veine	127	76
RT100A	509999,4	5514880,3	402	I4B	Pyroxénite Verte Supérieure	Petite veinule de Qz-Py-Cp boudinée et déformée	Py, Cp, Qtz	Veine	274	74
RT100A	509999,4	5514880,3	402	I4B	Pyroxénite Verte Supérieure	Cisaillement avec quelques sulfures, formation de poches de sulfures au croisement des structures		Fracture	276	75
RT100B	510000,2	5514883,8	403	I4B	Pyroxénite Verte Supérieure	Veine de Py-Cp-Apy-Sp N300 de 50 cm de puissance	Py-Cp-Apy-Sp	Veine	303	61
RT108	516776,6	5515679,0	392	V3A-V3B [TU]	Tufs, coulées coussinées Basaltes - andésites	Cisaillement minéralisé principal. Tufs felsiques a grains fins et cristaux de quartz. Alteration Chl-Ep. Présence de sulfures	Sulfures	Cisaillement	328	85
RT109	516787,3	5515649,3	393	V3B [CO]	Basaltes andésitiques coussinés	Cisaillement dextre non minéralisé		Cisaillement	120	70
RT110	516792,3	5515652,8	381	V3A-V3B [TU]	Basaltes andésitiques coussinés	Basaltes andésitiques coussinés. Polarité au N230. Cisaillement minéralisée Py, Cp et malachite. Délimitée par deux cisaillements N087	Pyrite-Ma	Cisaillement	087	70

Annexe A1 (suite 7/11)

Point GPS	X UTM	Y UTM	Z UTM	Code Litho SIGÉOM	Lithologie	Description	Minéralisation	Structure	Azimut	Dip
RT111	516822,0	5515634,7	389	V3B [TU] - I3A	Contact Tuf mafiques et gabbro	Cisaillement non minéralisé marquant le contact entre les tufs mafiques et un gabbro		Cisaillement	130	76
RT112	516813,5	5515627,7	389	I3A	Dyke de gabbro	Cisaillement avec traces de sulfures marquant le contact entre les volcanites et un dyke de gabbro N070/85 de 3m de puissance		Cisaillement	070	85
RT113	516807,3	5515616,5	389	I3A	Dyke de Gabbro	Stockwork de ferroaxinite au contact du dyke mafique, porté par une structure N014/62	Axinite	Veine	014	62
RT114	516815,8	5515643,0	394	I3A	Gabbro	Intrusif mafique, texture microgrenue équigranulaire. Plagioclase (40%) et pyroxènes		Contact		
RT117	509690,1	5514974,6	414	I3A [OP][MG]	Gabbro Ventures	Cisaillement minéralisé, N242, 4cm de puissance	Sulfures	Cisaillement	242	
RT118	509697,7	5514980,5	414	I3A [OP][MG]	Gabbro Ventures	Cisaillement minéralisé N252	Sulfures	Veine	252	
RT119	509700,6	5514981,1	414	I3A [OP][MG]	Gabbro Ventures	Veine minéralisée N282, 5-10cm de puissance		Veine	282	
RT120	509690,5	5514985,0	412	I3A [OP][MG]	Gabbro Ventures	Veine minéralisée, N291, 85.		Veine	291	85
RT128	509699,6	5514992,3	413	I3A [OP][MG]	Gabbro Ventures	Faille mineure minéralisée	Sulfures	Faille	259	
RT129	509699,1	5514997,5	412	I3A [OP][MG]	Gabbro Ventures	Veine minéralisée N290/70	Sulfures	Veine	290	70
RT130	509715,8	5514977,4	414	I3A [OP][MG]	Gabbro Ventures	Cisaillement minéralisé. Petite veine de sulfures de 5-10cm. N252. Chl-Fe ou Stilpnomélane dans le cisaillement. Altération distale se confond avec le gabbro	Sulfures	Cisaillement	252	
RT131	509719,4	5514975,3	414	I3A [OP][MG]	Gabbro Ventures	Cisaillement minéralisé. Veine de sulfures 5-10cm. N277. Ankéritisation, sulfurisation proximale. Chl-Fe ou Stilpnomélane dans le cisaillement. Altération distale se confond avec le gabbro	Sulfures	Cisaillement	277	
RT132	509719,6	5514978,2	414	I3A [OP][MG]	Gabbro Ventures	Cisaillement minéralisé N262. Chl-Fe ou Stilpnomélane dans le cisaillement. Altération distale se confond avec le gabbro	Sulfures	Cisaillement	262	
RT133	509638,8	5515014,3	403	I3A [OP][MG]	Gabbro Ventures	Veine minéralisée Py, Mt, Cp.	Py-Mt-Cp	Veine		
RT134	508948,3	5514284,8	378	I3A (LX)	Leucogabbro	Affleurement de Leucogabbro, filon couche Bourbeau, recoupé par une zone de cisaillement N020/85. Présence de veines de quarte N285/55	Qz	Veine	285	55
RT135	509850,1	5514940,8	416	I3A [OP][MG]	Gabbro Ventures	Gabbro a texture ophitique, Magnétique. Veines de Py-Cp-Mt de 10cm. Altération Chl-Ep	Py-Cp-Mt	Veine	293	80
RT153	509700,9	5515011,1	409	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Cisaillement E-W et veine de Qz N300	Qz	Veine	300	80
RT153	509535,7	5514969,5	398	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Stringer de sulfure de 1-2cm N225	Py-Cp	Fracture	225	
RT154	509532,6	5514971,0	396	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Stringer de Py-Cp-Mt N288	Py,Cp-Mt	Veine	288	
RT157	509532,9	5514973,0	394	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine de Py-Cp-Mt N284 de 10cm de puissance	Py,Cp-Po	Veine	284	
RT158	509530,1	5514974,3	394	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Stringer, poche de sulfure N340 avec Po	Cp-Po	Fracture	313	
RT160	509697,2	5515015,6	408	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine de tension, avec remplissage de Qz drucique	Qz	Veine	118	
RT160	509697,2	5515015,6	408	I3A [OP]	Gabbro Ventures		Qz	Cisaillement	087	
RT161	509704,7	5515011,0	409	I3A [OP]	Gabbro Ventures		Qz	Veine	302	
RT162	509698,1	5515014,2	408	I3A [OP]	Gabbro Ventures		Qz	Veine	109	

Annexe A1 (suite 8/11)

Point GPS	X UTM	Y UTM	Z UTM	Code Litho SIGÉOM	Lithologie	Description	Minéralisation	Structure	Azimut	Dip
RT163	509705,5	5515011,5	409	I3A [OP]	Gabbro Ventures			Cisaillement	138	
RT164	509701,7	5515014,9	408	I3A [OP]	Gabbro Ventures		Qz	Veine	127	
RT170	509773,1	5514845,2	408	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Jeu sénestre majoritaire, avec un jeu dextre associé		Cisaillement	294	90
RT170	509773,1	5514845,2	408	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Qz boudiné, montrant un jeu dextre. Pyrite en plaquage sur la Magnétite. Altération Ank-Chl	Cp-Mt-Py-Ma-Qz	Veine	275	90
RT171	509779,2	5514844,4	407	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Minéralisation survient au contact avec la structure N250.		Faille	278	85
RT172	509783,2	5514853,4	408	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Petite veine et cisaillement avec traces de sulfures. Altération en Ank proximale.	Py-Cp	Cisaillement	257	55
RT175	509778,0	5514853,2	408	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Cisaillement mineur E-W avec structure de tension remplies d'épidote dans un gabbro leucocrate a texture ophitique		Cisaillement	275	
RT177	509576,1	5514974,8	399	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Fracture tardive dans le gabbro N340 avec remplissage Qz-Ep	Ep-Qz	Fracture	340	
RT179	509575,8	5514975,2	399	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Altération Chl pénétrative peu visible.	Py-Cp	Veine	265	85
RT180	509572,0	5514976,9	398	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Altération Chl pénétrative peu visible.	Py-Cp	Veine	273	75
RT183	509574,8	5514976,6	400	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Fracture tardive dans le gabbro N336 avec remplissage Qz-Ep	Ep-Qz	Fracture	336	81
RT187	509576,6	5514984,8	397	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Zone de cisaillement avec déformation de la foliation du gabbro, accentuée dans les zones altérées verts pâles. Chloritisation forme un halo de moins de 10cm à quelques cm autour de la <i>Shear</i> . La saussuritisation est marquée par des amas de feldspaths boudinés, déformés, altérés.	Py-Cp-Mt	Cisaillement	275	84
RT188	509570,4	5514984,2	397	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Chloritisation intense sur quelques centimètres autour du cisaillement.		Cisaillement	267	77
RT188	509570,4	5514984,2	397	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Fracture tardive dans le gabbro N330 avec remplissage Qz-Ep	Ep-Qz	Fracture	332	69
RT189	509568,6	5514985,2	395	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Faille avec léger déplacement dextre, minéralisation peu importante	Py	<i>Shear</i> dextre	255	82
RT190	509575,7	5514986,9	396	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Faille avec léger déplacement dextre, minéralisation peu importante	Py	<i>Shear</i> dextre	240	88
RT191	509576,6	5514987,9	396	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine en tension remplissage crack and seal. Multiples générations de Py, Mt, Qz : phénocristaux de Qz euhédral bipiramidale tardif, Qz subeudral à texture bréchiq, pénétré par la pyrite et la magnétite. Minéralisation de magnétite massive, bréchifié avec remplissage de Py, Cp. Fragments de magnétite arraché, flottant dans la Py et Cp massive. Inclusions de Py et Cp dans la Mt.	Py-Mt-Cp-Qz	Veine	266	80
RT192	509572,5	5514988,4	396	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Débit, fabrique non pénétrative fragile, clivage N55, 40.		Clivage	055	40
RT193	509570,6	5514988,1	396	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Zone broyée au sein de la minéralisation, marquant un contact entre la minéralisation et le gabbro de Ventures (leucocrate)	Py-Mt-Cp-Qz	Cisaillement	263	80
RT194	509569,8	5514988,6	395	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Cisaillement dans la zone minéralisée		Cisaillement	283	85
RT195	509568,4	5514988,8	394	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Stringer de Py-Cp-(Mt) avec altération Chl-Fe ou Stilpnomélane proximale	Py-Cp	Veinule	265	80
RT196	509575,3	5514989,0	396	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine de quartz subeuhédral, bréchifié	Qz-Py-Cp-Mt	Veine Quartz	305	90

Annexe A1 (suite 9/11)

Point GPS	X UTM	Y UTM	Z UTM	Code Litho SIGÉOM	Lithologie	Description	Minéralisation	Structure	Azimut	Dip
RT200	509576,3	5514990,1	395	I3A [OP]	Gabbro Ventures	L'altération proximale. Carbonatation (ankérite, pas/peu de réaction a l'acide) et sulfurisation	Py-Cp	Veine	294	60
RT215	509854,0	5514879,3	411	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Débit de la roche. Fabrique non pénétrative		Clivage	215	
RT216	509860,9	5514884,0	411	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine principale a Py-Cp peu de Mt. 20cm de puissance. Sulfurisation et ankéritisisation de l'encaissant.	Py-Cp	Veine	236	80
RT217	509861,1	5514882,0	411	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Stringer de sulfures N243/65 avec altération Qz-Carb-Ep	Sulfures	Veine	243	65
RT218	509859,4	5514879,4	410	I3A [OP]	Gabbro Ventures		Py-Cp	Veine	244	85
RT219	509854,8	5514877,6	411	I3A [OP]	Gabbro Ventures		Py-Cp-Mt	Veine	255	85
RT221	509846,8	5514876,7	411	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine secondaire de 20cm de puissance à Py-Cp-Mt-Qz N250. Altération Chl-Carb	Py-Cp-Qz	Veine	249	
RT221	509846,8	5514876,7	411	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Débit de la roche. Fabrique non pénétrative		Clivage	024	70
RT224	509832,0	5514864,1	409	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Faïlle ou cisaillement avec mouvement horizontal		Faïlle	287	77
RT228	509837,5	5514872,8	410	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine secondaire de 20cm de puissance à Py-Cp-Mt-Qz N250. Altération Chl-Carb	Py-Cp-Ma	Veine	248	75
RT229	509836,0	5514867,7	409	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine principale à Qz-Cp-Py-Mt-Az-Bn de 2m de puissance	Py-Cp-Mt-Qz-Bn-Az	Veine	241	70
RT229	509836,0	5514867,7	409	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine principale à Qz-Cp-Py-Mt-Az-Bn de 2m de puissance	Py-Cp-Mt-Qz-Bn-Az	Strie	248	60
RT229	509836,5	5514867,4	409	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Faïlle ou cisaillement avec mouvement horizontal		Faïlle	256	85
RT230	509837,8	5514870,4	409	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine de Qz-Ep	Py-Cp-Mt-Qz-Bn-Az	Veine	355	85
RT241	509655,2	5514971,8	409	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Rainurage sur veine 290 Cu (Py, Cp, Mt, Au)	Qz-Py-Cp	Veine	275	
RT244	509628,1	5514975,5	407	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Deux factures parallèles, avec quelques sulfures. N290/75. Dans un gabbro a texture ophitique, riche en Plg		Faïlle	292	75
RT245	509631,1	5514975,7	407	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Zone de cisaillement secondaire de 0,5m de puissance, au contact d'une veine de quartz massive		Cisaillement	289	80
RT246	509629,0	5514976,9	406	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Petit cisaillement mineur N300		Cisaillement	300	86
RT248	509638,2	5514977,6	407	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine de Qz-Py-Cp-Mt secondaire, en veine de tension N248. Cœur de Qz-Py et bordure a Cp-Mt. Altération a Chl-Ank	Qz-Py-Cp-Mt	Veine	248	60
RT249	509623,2	5514978,3	406	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine principale. Cœur de quartz avec grain de Py et bordure riche en Py-Cp-Mt	Qz-Py-Cp-Mt	Veine	296	70
RT251	509623,4	5514979,1	406	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine principale. Cœur de quartz avec grain de Py et bordure riche en Py-Cp-Mt	Qz-Py-Cp-Mt	Veine	295	70
RT252	509623,7	5514979,5	406	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Zone de déformation au contact de la veine. Petit cisaillement continu sur plusieurs mètres orienté N313/80		Cisaillement	313	80
RT253	509629,2	5514976,8	407	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine de quartz principale avec strie subhorizontal avec un plunge de 05° au N277		Strie	278	5
RT260	510000,3	5514877,7	404	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Cisaillement dextre N258/75		Cisaillement	258	75
RT261	509996,5	5514881,2	406	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Fracture N250 avec quelques traces de sulfures	Sulfures	Fracture	253	

Annexe A1 (suite 10/11)

Point GPS	X UTM	Y UTM	Z UTM	Code Litho SIGÉOM	Lithologie	Description	Minéralisation	Structure	Azimet	Dip
RT262	510002,6	5514882,2	405	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Fracture N250 avec quelques traces de sulfures	Sulfures	Fracture	249	71
RT263	509998,0	5514885,2	406	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine de Py-Cp-Apy-Sp N300 et zone de cisaillement E-W		Cisaillement	271	70
RT265	510001,1	5514887,1	406	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Fracture N145		Fracture	145	85
RT265	510001,1	5514887,1	406	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine de Py-Cp-Sp de 10-20cm de puissance N115/85	Py-Cp-Apy-Sp	Veine	115	85
RT266	509998,4	5514886,6	406	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Foliation magmatique primaire (?)		Foliation	150	
RT268	510006,3	5514889,3	405	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Zone de déformation dextre E-W de 20cm de puissance		Cisaillement	085	
RT269	510008,5	5514885,2	406	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine de Py-Cp-Sp de 10-20cm de puissance N289		Veine	289	
RT270	510004,7	5514892,1	409	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Zone de déformation dextre E-W de 50cm de puissance		Cisaillement	092	79
RT272	510002,7	5514894,0	409	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Fracture minéralisée avec des stries horizontales et des fentes de tension verticales		Strie	315	90
RT273	509789,7	5514856,0	407	I3A [OP]	Gabbro Ventures	<i>Shear</i>		Cisaillement	273	85
RT273	509789,7	5514856,0	407	I3A [OP]	Gabbro Ventures	<i>Shear</i> mineur légèrement minéralisé dans un gabbro mélanocrate. Altération Chl, Ank	Py-Cp	Cisaillement	251	50
RT274	509787,9	5514853,3	407	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Altération en Chl sur 2cm autour des veinules. <i>Shear</i> avec terminaison en queue de cheval	Py-Cp-Qz	Faille	288	70
RT274	509787,9	5514853,3	407	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Fabrique pénétrative N220		Schistosité	220	45
RT275	509784,3	5514851,5	407	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Altération Chl-Ep sur 0.5cm autour des épontes	Py-Cp	Faille	262	85
RT276	509772,2	5514842,6	407	I3A [OP]	Gabbro Ventures	<i>Shear</i> peu épais, non minéralisé. Se termine dans le leucogabbro) texture ophitique		Cisaillement	248	70
RT278	509779,9	5514845,8	407	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Gabbro leucocrate (patine, albitisation ?), abondance de feldspaths. Déformation cassante. Veine de Py-Cp-Mt N228 de 0,75cm	Py-Cp-Mt-Qz	Veine	228	70
RT279	509784,0	5514849,0	407	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Déformation ductile gabbro mélanocrate (altération intense en Chl-Fe et Stilpnomélane), cassante du gabbro leucocrate. (albitisé ?) Gabbro mélanocrate au cœur de la lentille. Présence de lentille de Py tardive recoupant la Mt. Altération Chl-Fe proximale + veines Qz, ankérisation	Py-Cp-Mt-Qz-Bn-Az	Veine	234	70
RT280	509783,2	5514850,3	407	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Bordure de la veine principale de sulfure (1m de puissance). Altération Chl-Fe intense sur quelques cm et altération se confondant avec le gabbro au-delà.	Py-Cp-Mt-Qz-Bn-Az	Veine	254	87
RT280	509783,2	5514850,3	407	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Bordure de la veine principale de sulfure (1m de puissance). Altération Chl-Fe intense sur quelques cm et altération se confondant avec le gabbro au-delà.	Py-Cp-Mt-Qz-Bn-Az	Veine	221	80

Annexe A1 (suite et fin 11/11)

Point GPS	X UTM	Y UTM	Z UTM	Code Litho SIGÉOM	Lithologie	Description	Minéralisation	Structure	Azimut	Dip
RT297	509730,9	5515012,4	409	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine de Qz-Py-Cp. E-O. enveloppe de minéralisation de 50cm. Continuité ou extension de la veine 02.	Qz-Py-Cp	Veine	269	
RT299	509725,4	5514993,1	412	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine conjuguée du cisaillement Apy	Py	Veine	293	
RT302	509719,6	5514986,2	413	I3A [OP]	Gabbro Ventures		Sulfures	Shear	269	85
RT303	509736,5	5514987,8	414	I3A [OP]	Gabbro Ventures			Veine	282	80
RT304	509720,9	5514994,8	413	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veinule de Py-Cp		Veine	258	
RT305	509626,9	5514968,9	410	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veinule de quartz N305 avec ankérisation	Qz	Veine	305	
RT306	509629,5	5514969,9	409	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veinule de quartz N236 avec ankérisation	Qz	Veine	236	
RT307	509630,1	5514973,6	408	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Zone de fractures et altération en Si, Chl, Ank	Qz-Cp-Py	Faille	294	63
RT308	509632,4	5514974,3	408	I3A [OP]	Gabbro Ventures			Faille	151	85
RT309	509645,0	5514974,6	408	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine principale. Cœur de quartz avec grain de Py et bordure riche en Py-Cp	Py-Cp	Cisaillement	270	
RT310	509654,5	5514972,2	409	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine en relais minéralisée	Py-Cp	Veine	309	85
RT311	509657,3	5514971,8	409	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Veine de quartz et Py-Cp-Mt secondaire. Rejoint la veine principale E-W	Py-Cp	Veine	299	80
RT312	509638,9	5514976,4	408	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Zone de déformation fragile intense. Apparition d'une schistosité ou clivage N256			256	55
RT347	509854,6	5514882,1	412	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Débit de la roche. Fabrique non pénétrative		Clivage	211	
RT350	509836,4	5514872,9	411	I3A [OP]	Gabbro Ventures	Qtz situé aux épontes de la minéralisation. Celle-ci est déformée et recoupée par une structure N250	Py-Cp Mt-Qz	Veine	109	

Annexe A.2. Localisation des forages étudiés

Secteur : Springer

N° de forage	X UTM	Y UTM	Élévation	Azimut	Dip	Longueur	Rapport
OP-2010-13	509825	5515166	400 m	225°	45°	102 m	GM65965
OP-2010-14	509808	5515210	400 m	225°	45°	111 m	GM65965
OP-2010-16	509801	5515083	400 m	225°	45°	65 m	GM65965
OP-2010-18	509775	5515057	400 m	225°	45°	102 m	GM65965
OP-2010-19	509666	5515055	400 m	180°	70°	93 m	GM65965
OP-2010-20	509682	5515052	400 m	180°	45°	51	GM65965
OP-2016-01	509705	5514734	387 m	180°	45°	150 m	GM70399
OP-2016-04	509639	5514698	387 m	180°	45°	102 m	GM70399
OP-2016-05	509789	5514858	406 m	172°	45°	60 m	GM70399
OP-2016-06	509767	5514854	405 m	165°	45°	50 m	GM70399
OP-2016-09	509788	5514858	406 m	165°	70°	42 m	GM70399
OPM-19-09	510066	5514786	398 m	180°	65°	320,6 m	GM71620
OPM-19-19	509753	5515040	405 m	180°	45°	158,3 m	GM71620
OPM-19-20	509790	5515124	400 m	315°	45°	149 m	GM71620

Secteur : Chibougamau-Copper

MC-08-04	513357	5515907	?	360°	50°	555 m	GM64239
MC-09-35	513260	5515779	397 m	140°	60°	195 m	GM65009
CPH-14-101	513275	5515665	397 m	360°	54°	132 m	GM68945
CPH-14-103	513168	5515793	397 m	175°	70°	132 m	GM68945
CPH-14-104	513275	5515665	397 m	360°	50°	204 m	GM68945
CPH-14-105	513275	5515665	397 m	25°	55°	201 m	GM68945

Secteur : Autre

MC-09-46	514916	5514860	395 m	110°	45°	549 m	GM65009
----------	--------	---------	-------	------	-----	-------	---------

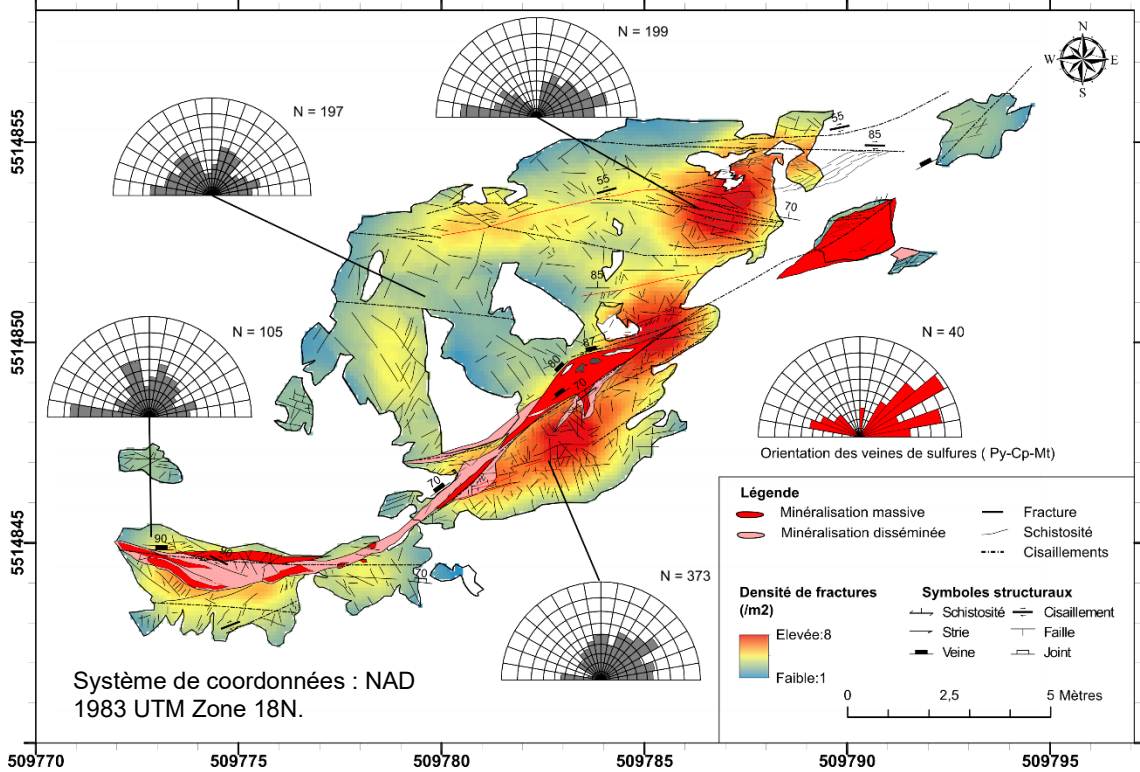
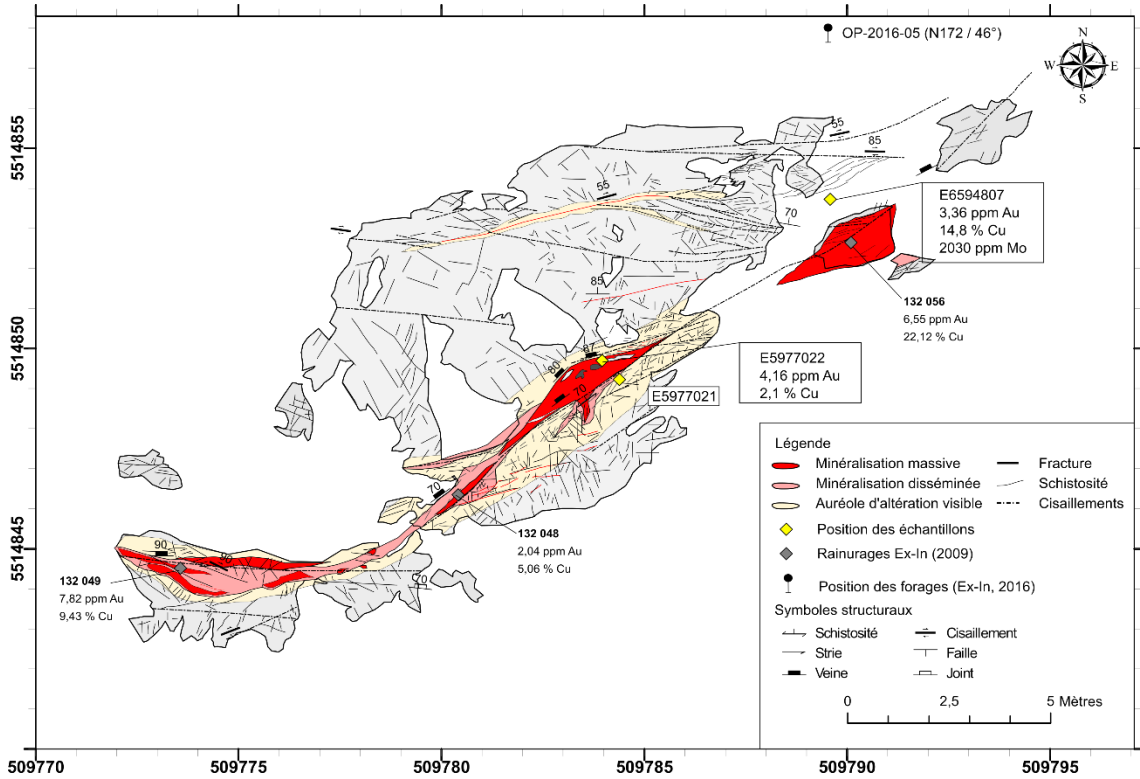
Système de coordonnées : NAD 1983 UTM Zone 18N.

Annexe A.3. Diagraphies de forage

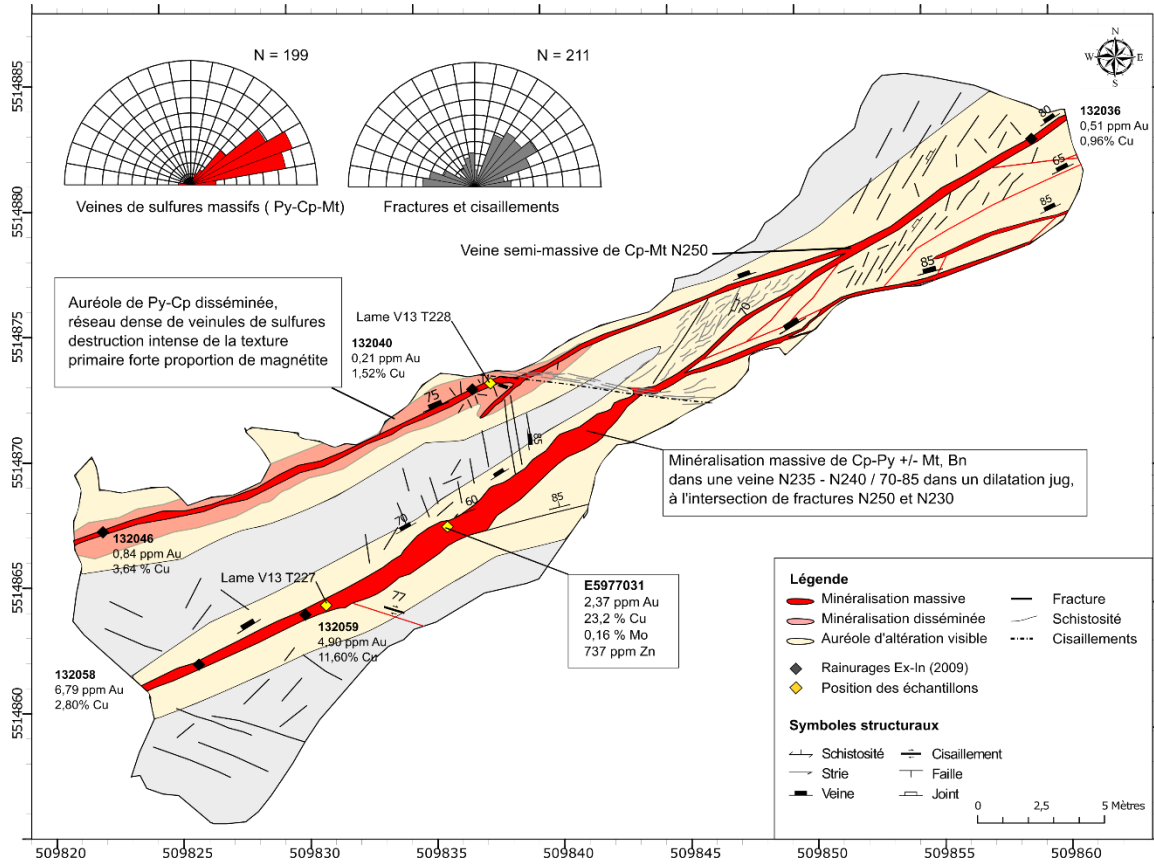
Les diagraphies de forages sont disponibles sous forme de matériel supplémentaire électronique dans le fichier excel « **Dour Maxime. 2023-Annexe A3. Diagraphies de forages** ». La description des forages a été réalisée entre juillet et septembre 2019. Chaque feuillet correspond à un forage étudié et décrit. La position des échantillons et des lames minces prélevés sont indiquées.

Annexe B. CARTOGRAPHIES

Annexe B.1. Cartographie de l'affleurement de la veine N°13 partie Sud

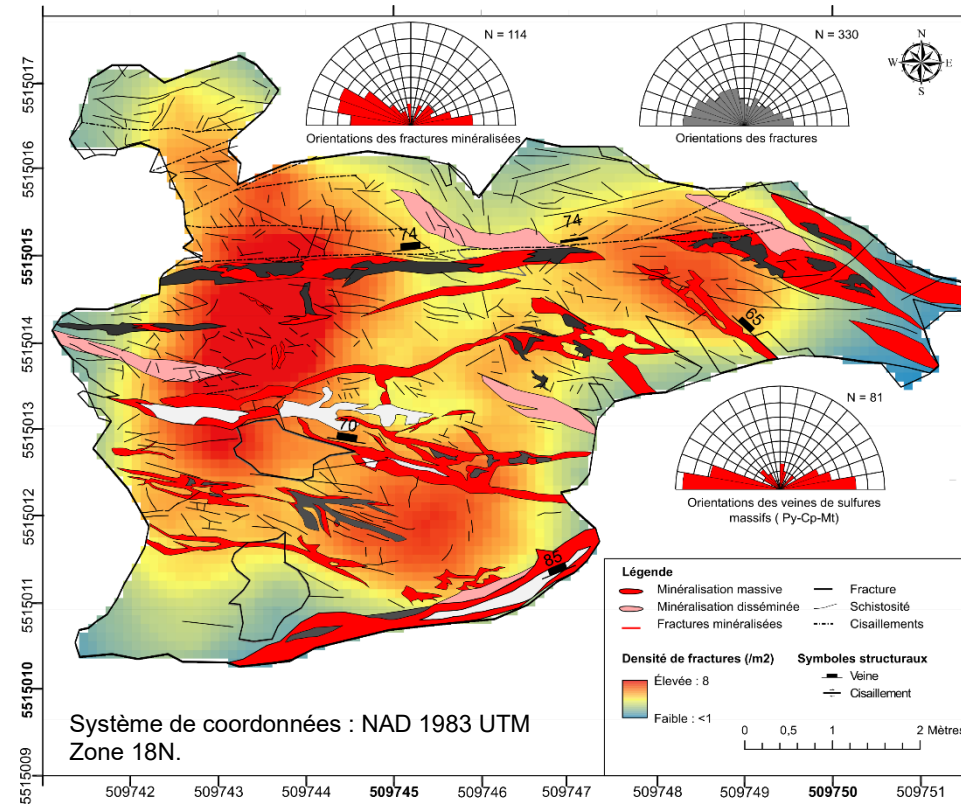
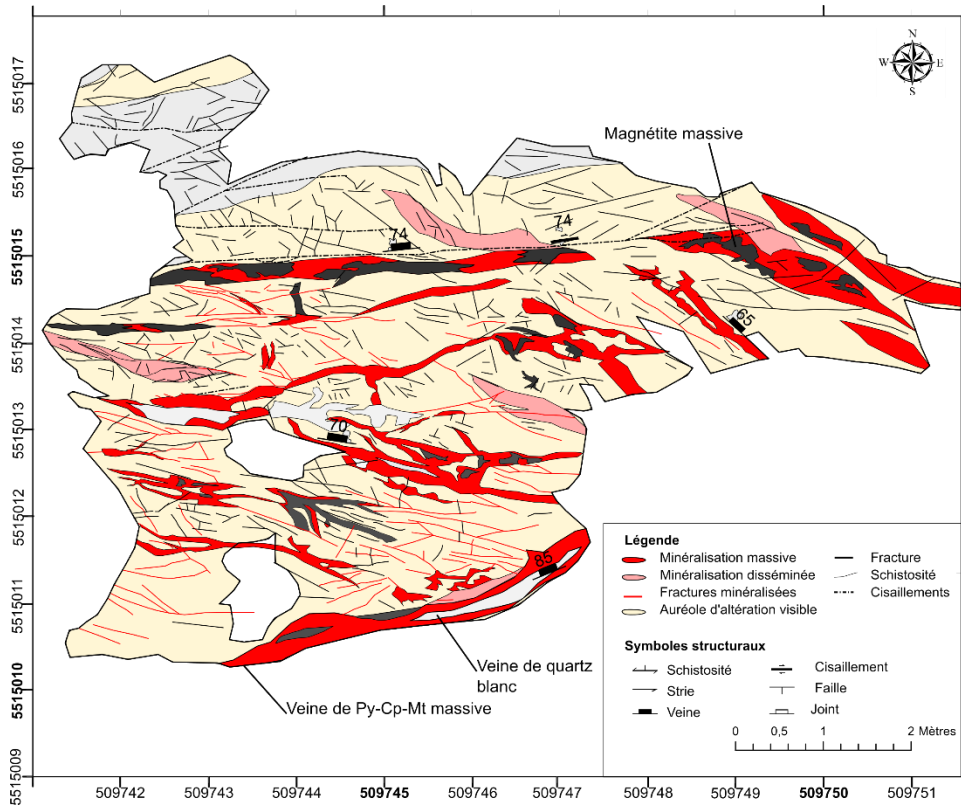


Annexe B.2. Cartographie de détail de la veine N°13 partie Nord

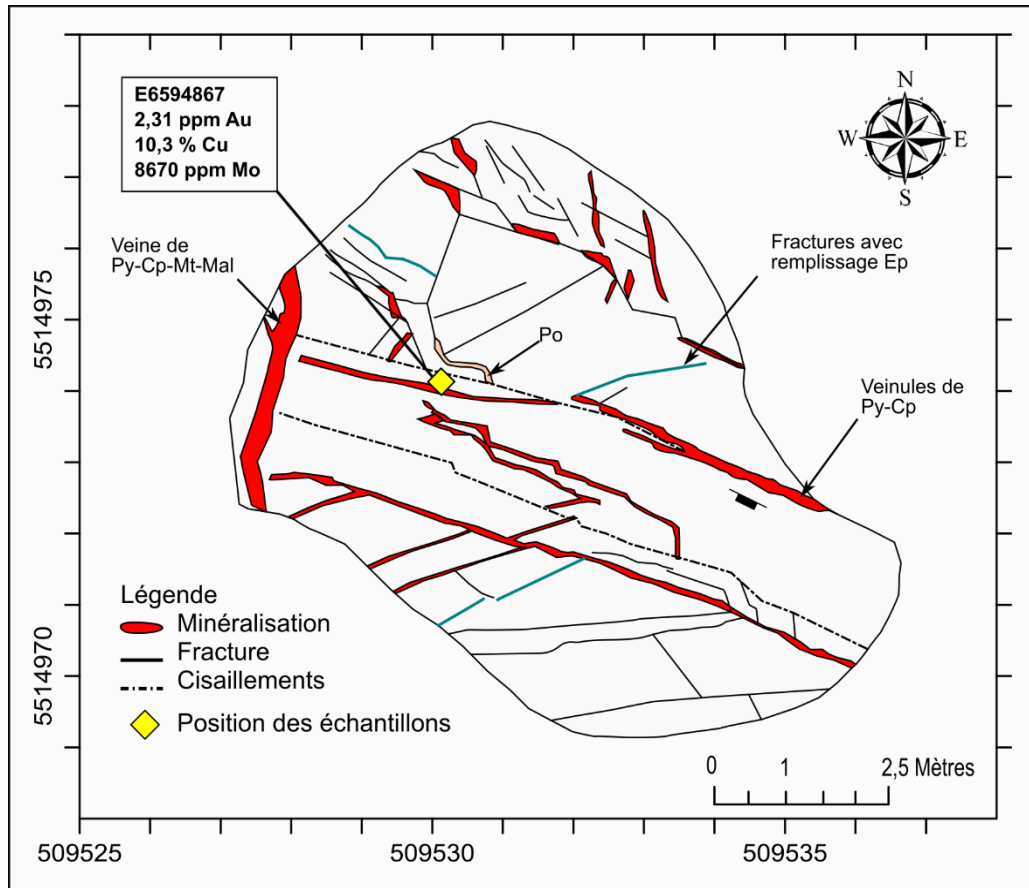


Système de coordonnées : NAD 1983 UTM Zone 18N.

Annexe B.3. Cartographie de la zone de stockwork de la veine N°02

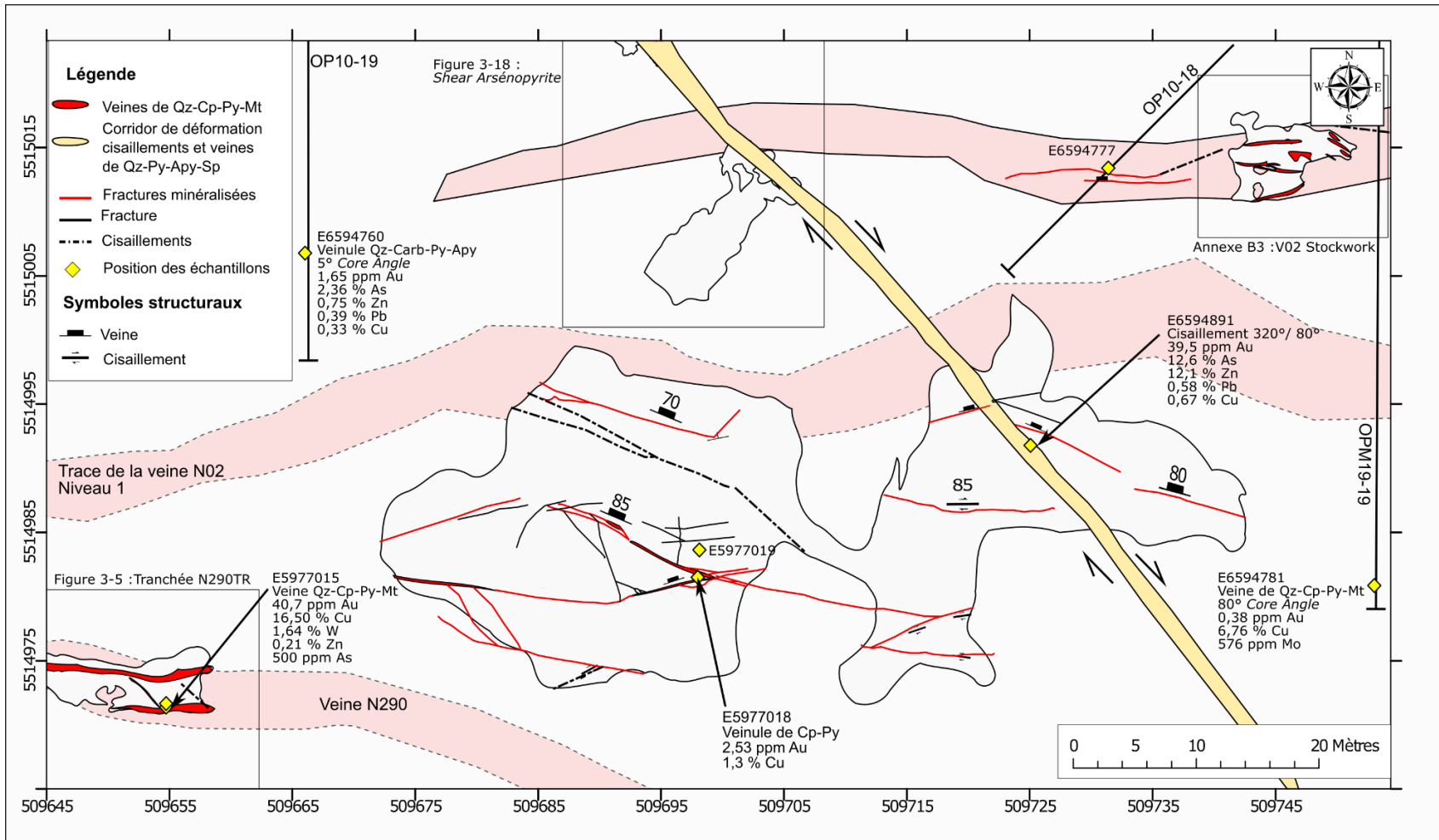


Annexe B.4. Cartographie du réseau de veine au nord du Glory Hole



Système de coordonnées : NAD 1983 UTM Zone 18N.

Annexe B.5. Cartographie localisant la zone de stockwork de la veine N02, le *Shear Arsenopyrite* et la tranchée N290TR



Système de coordonnées : NAD 1983 UTM Zone 18N.

Annexe C. LOCALISATION ET DESCRIPTION DES LAMES MINCES

Annexe C.1. Localisation des lames minces

Springer Cu-Au-Mo											
Zone minéralisée	N° lame	N° AGAT	Forage / Station GPS	De (m)	À (m)	X UTM	Y UTM	Z UTM	Description de l'échantillon prélevé	Type	LA-ICP-MS
Veine 01	V01-1016A	E6594765	OP-10-16	39,22	39,27	509781	5515063	372	Minéralisation multiphasée avec une 1ère génération de magnétite dans les fractures du quartz. 2nd Génération à Cp-Py à texture rubanée avec remplissage de carbonate. 3ème génération de carbonate recoupant toutes les minéralisations. Présence de feldspaths Na-K ?	Polie	Py et Mt
Veine 01	V01-1016C	E6594770	OP-10-16	64,26	64,9	509769	5515051	354	Veinule centimétrique de Qz-Mt recoupées par des veinules de Cp-Py-Carb.	Polie	Py et Mt
Veine 01	V01-1014B	E6594833	OP-10-14	49,75	49,8	509783	5515185	365	Veinule avec Mt et Cp massive et altération intense en Chl-Stp du gabbro. La Cp occupe le cœur de la veinule.		
Veine 02	V02-035A	E6594855	G035			509768	5515018	402	Sulfures massifs à Mt, Py, Cp + veine de Qz, dans un « dilatation jug » de la veine 02.	Polie	Py et Mt
Veine 02	V02-133A	E6594856	G133			509639	5515014	403	Extension ouest de la veine N°02 en surface. Minéralisation massive de Py-Cp-Mt (50% Py, 10% Cp, 40%Mt). La lame ne représente qu'une partie de l'échantillon total. Montre des veinules de Cp recoupant la Py et la Mt à l'éponte de la veine	Polie	Py et Mt
Veine 03	V03-1909A	E5977036	OPM-19-09	27,7	27,8	510066	5514774	373	Veine de quartz à texture bréchique avec Py cristalline et Py-Cp interstitielle. Recoupée par une veinule de carbonate. Analyse lithogéochimique sur l'auréole d'altération de 27 à 27,5m	Polie	Py
Veine 03	V03-1909B	E5977038	OPM-19-09	45,4	45,5	510066	5514767	357	Minéralisation à Cp-Py semi-massive dans le gabbro lité ou la pyroxénite altéré et déformé avec développement d'une schistosité	Polie	Py
Veine 03	V03-113A	E6594860	G113			509706	5514810	396	Extension de la veine N°03 en surface. Veine de quartz avec veinules de Cp-Py-Mt recoupant le Qz, et entre les joints des grains	Polie	Py
Veine 03	V03-13.3.9Py	E5977048	Historique						Ech Historique 13.3.9 (Py). Veine N°3, niveau 13. Collection de l'UQAC. Veine semi-massive à massive de Py-Cp avec Cp disséminée dans l'encaissant	Polie	Py
Veine 04	V04-1909C	E5977039	OPM-19-09	124,5	124,6	510066	5514733	285	Veinules de Cp recoupant une enclave de « pyroxénite » à cristaux altérés de pyroxènes et avec petite zone de faille. Altération à Qz-Hem intense autour des veinules	Polie	Py
Veine 04	V04-1601A	E6594839	OP-2016-01	29,8	30,6	509705	5514713	366	Éponte de la veine principale (1m d'épaisseur) montrant la zonation depuis un cœur de chalcopryrite massive, une bordure de pyrite massive recoupée par la Cp, des veinules de Py-Cp dans l'encaissant altéré en Chl-Stp et affecté par une schistosité	Polie	Py
Veine 04	V04-4.4.5	E5977045	Historique						Échantillon historique N°4.4.5, veine N°4, niveau 3 chantier 445. Collection de l'UQAC. Veine de quartz à texture bréchique avec fragments d'encaissants minéralisés en Cp-Py et cristaux gris-violacés (Mlb ?)	Polie	
Veine 05	V05-1601B	E6594842	OP-2016-01	95,1	95,2	509705	5514667	320	Veine de Qz primaire + Py-Cp-Po-Gn-Scheelite	Polie	Py et Mt
Veine 05	V05-1601C	E6594843	OP-2016-01	95,3	95,4	509705	5514667	320	Veine Py massive recoupant les veines de Qz + contact bréchifié avec Bt	Polie	Py
Veine 05	V05-3.0.5 Py	E5977046	Historique						Échantillon historique 3.0.5. Veine N°5, niveau 3, galerie 5. Collection de l'UQAC. Échantillon de sulfure massif, principalement chalcopryrite et poche de pyrrhotite	Polie	Py
Veine 05	V.Ply-1604A	E6594838	OP-2016-04	90,85	91,05	509639	5514634	320	Veine de Qz-Py-Cp avec anomalie en Mo-W (GM70399) située à proximité du contact avec la rhyolithe	Polie	

Springer Cu-Au-Mo											
Veine	N° lame	N° AGAT	Forage / Station GPS	De (m)	À (m)	X UTM	Y UTM	Z UTM	Description de l'échantillon prélevé	Type	LA-ICP-MS
Veine 07	V07-1909D	E5977041	OPM-19-09	302,3	302,9	510066	5514658	124	Veinule centimétrique de Qz-Py et veinules millimétriques de Py-Cp recoupant l'encaissant chloritisé, silicifié sur plusieurs mètres	Polie	Py
Veine 13-34	V13-T279	E5977022	RT 279			509784	5514849	401	Échantillon de rainurage orienté N320 recoupant la minéralisation. Veine de Cp-Py semi massive avec éponte à magnétite semi-massive, bréchifiée	Polie	Py
Veine 13-34	V13-T227	E5977033	RT227			509827	5514862	403	Veine de 50cm de longueur de pyrite-marcassite (?) et chalcopryrite avec une texture rubannée + Py à texture drucique au cœur avec forme de sigmoïde.	Polie	Py
Veine 13-34	V13-T228	E5977031	RT 228			509836	5514868		Veine N250 à Py-Mt-Cp avec Py drucique au cœur de la veine, Mt à l'éponte	Polie + époxy	
Tranchée N290	V290TR-104B	E5977001	G104b			509575	5514988	397	Échantillon de rainure, montrant le cœur de la veine à chalcopryrite, éponte à magnétite-chlorite et encaissant de gabbro altéré	Polie	Py et Mt
Tranchée N290	V290TR-039	E5977012	G039			509620	5514981	401	Rainurage N-S : sur la veine N290. Échantillon prélevé montre l'éponte de la veine de Qz-Py-Cp avec la pyrite massive	Polie	Py
Tranchée N290	V290TR-106A	E5977013	G106			509639	5514978	402	Eponte de la veine 290 à l'intersection entre la structure N250 et la 290. Minéralisation massive principalement à Mt-Cp-Py avec texture bréchique avec des fragments de veine de Qz-Carb	Polie	Py
Tranchée N290	V290TR-106B	E6594863	G106			509639	5514978	402	Cœur de la veine de Qz-Py, Mt à l'intersection des veines N290 et N250.	Polie	Py
Tranchée N290	V290TR-T241	E5977015	RT 241			509654	5514971	401	Rainure N360. Recoupe veine de Qz-Cp-Py-Mt	Polie	Py et Mt
Veine N°0-23	V290-1014A	E6594835	OP-2010-14	91,9	92,4	509762	5515164	335	Veine de Qz-Py-Cp (Mt) texture de recristallisation	Polie	Py
Veine N°0-23	V290-1013A	E6594801	OP-2010-13	62,5	63	509794	5515135	356	Minéralisation à Cp-Mt-Pyrite et Quartz	Polie	
Veine N°0-23	V290-1013B	E6594805	OP-2010-13	74,25	74,3	509788	5515129	347	Veine de Mt-Cp-Py-Qz 80°C de 8cm de puissance, éponte avec altération à Chl+++ + gabbro à texture ophitique + veine épisode+Py	Polie	
Veine N°0-23	VG-1013A	E6594803	OP-2010-13	67,15	67,2	509791	5515132	353	Minéralisation Cp-Sp, Py (Au) microcristalline à 10°C, bordure d'altération à stilpnomélane.	Polie	
Veine N°0-23	VG-1013B	E6594804	OP-2010-13	67,65	67,7	509791	5515132	352	Encaissant bréchifié de la zone aurifère, à altération de Stilpnomélane avec fabrique, contact veine de Qz + Py, Cp, Sphal disséminée et au contact entre stilpnomélane et veine de quartz	Polie	
Zone Royran	V-0804-Py	E6594824	MC-08-04	519	519,5	513357	5516241	-1	Zone minéralisée à sulfures massif 60°C au top, à 10°C + texture de recristallisation Py. (Py-Cp <5%Mt)	Polie	Py
Zone Royran	V-0804-Cp	E6594826	MC-08-04	519,8		513357	5516241	-1	Paragénèse à Cp-Py 20°C	Polie	Py et Mt
Zone Royran	GW-0804-Brc3	E6594818	MC-08-04	435	435,5	513357	5516187	64	Zone de brèche hydrothermale monogénique parent avec matrice à Bt + Py.	Polie	

Système de coordonnées : NAD 1983 UTM Zone 18N.

Chibougamau-Copper											
Veine	N° Lame	N° AGAT	Forage / Station GPS	De (m)	À (m)	X UTM	Y UTM	Z UTM	Description de l'échantillon prélevé	Type	LA-ICP-MS
Chibougamau Copper Cu-Au	CC-0935-Cu	E5975693	MC-09-35	98,1	98,75	513292	5515741	312	Minéralisation de Py-Cp en stockwork et veinules de Py, Cp dans une matrice de Qz.	Polie	Py
Chibougamau Copper Cu-Au	CC-14101-Cu	E5975671	CPH-14-101	136,1	136,14	513275	5515745	287	Veinule de Py, Cp recoupant le gabbro silicifié (et albitisé ?)	Polie	Py
Chibougamau Copper Cu-Au	CC-14101-CuB	E5975672	CPH-14-101	136,14	136,61	513275	5515745	287	Minéralisation : Bornite, Cp, Py, zone riche en Chl	Polie	
Chibougamau Copper Cu-Au	CC-14103-Cu	E5975676	CPH-14-103	113,3	113,77	513171	5515754	290	Sulfures massifs déformé/suivant la schistosité	Polie	Py
Chibougamau Copper Cu-Au	CC-0935-AuCu1	E5975694	MC-09-35	98,75	98,8	513292	5515741	311	Contact entre la base de la minéralisation de cuivre dans une matrice de Qz et la veine à texture de brèche hydrothermale à Au, W	Polie	Py
Chibougamau Copper Cu-Au	CC-0935-AuCu2	E5975695	MC-09-35	98,81	98,9	513292	5515741	311	Cœur de la brèche hydrothermale + éponte avec altération	Polie	Py
Chibougamau Copper Au-Zn-Pb	CC-0935-Au1	E5975698	MC-09-35	125,7	126	513300	5515731	288	Veine de Qz-Carb-Sp-Gn. Éponte supérieur de la veine avec pyrite grossière dans l'encaissant	Polie	Py
Chibougamau Copper Au-Zn-Pb	CC-0935-Au2	E5975699	MC-09-35	127,8	127,9	513301	5515730	286	Veine de Qz-Carb-Sp-Gn. Éponte inférieur avec encaissant altéré et sulfures à texture micro grenue.	Polie	Py
Perry											
Minéralisation Cu-Au Perry	PER-08	N/A	Historique	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	Échantillon historique. Collection de l'UQAC. Pas de localisation. Veine de Qz-Py-Cp avec grains de pyrite idiomorphe grossiers et filonnets de Cp recoupant le Qz. Microcisaillement avec altération en Chl-Stp (minéraux fibreux noirs)	Polie	Py
Minéralisation Cu-Au Perry	PER-51	N/A	Historique	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	Échantillon historique. Collection de l'UQAC. Pas de localisation. Minéralisation de Py-Cp massive entre une veine de quartz et une veine de carbonate blancs (tardive ?). Les sulfures sont très fins et présentent une texture laminée. Quelques patchs centimétriques de Cp dans la matrice de Py.	Polie	Py
Minéralisation Cu-Au Perry	PER-55	N/A	Historique	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	Échantillon historique. Collection de l'UQAC. Pas de localisation. Veine de Qz-Py-Cp. Texture similaire à PER-51, les patchs de Cp sont centimétriques. Les sulfures recoupent la veine de quartz et sont accompagnés de stilpnomélane.	Polie	

Système de coordonnées : NAD 1983 UTM Zone 18N.

Springer Au-As											
Veine	N° Lame	N° AGAT	Forage / Station GPS	De (m)	À (m)	X UTM	Y UTM	Z UTM	Description de l'échantillon macroscopique	Type	LA-ICP-MS
Shear Apy	Sh.Apy-16A	E5977007	G016			509692	5515026	401	Rainure 50cm E-W recoupant la marge de la zone minéralisée	Polie + époxy	Py
Shear Apy	Sh.Apy-13A	E6594891	G013			509722	5514993	411	Veine arsénopyrite, partie Sud à minéralisation de pyrite arsénifère à 90% + Py-Cp.	Polie	Py
Shear Apy	Sh.Apy-1019	E6594760	OP-2010-19	67,8	68,65	509666	5515007	352	Shear Apy : veinule de 4-5cm épaisseur, <5°CA à Py (Apy), Sp Ag. Situé dans une brèche de quartz gris vitreux, <1%Cp. Altération Bt+++	Polie	Py
Shear Apy	Sh.Apy-1020	E6594762	OP-2010-20	21,7	21,75	509682	5515037	385	Eponte veine de Qz bréchique avec veinules d'Apy, Py, Qz-Hem	Polie	Py
Shear Apy	V02-1020-Sh	E6594763	OP-2010-20	43,6	43,65	509682	5515021	369	Zone de déformation avec veinules de Py, Apy, texture rubannée. Apy plus importante dans les zones + riches en quartz	Polie	Py
Polymétallique	V.Ply-100B	E5977025	G100B			510000	5514884	403	Veine polymétallique (25cm) à Py-Ga-Sp-Qz N310	Polie + époxy	Py
Polymétallique	V.Ply-075A	E5977028	G075			509924	5514899	407	Echantillon orienté à l'intersection entre la veine N340 et le cisaillement N310 à Py-Apy-Gn à texture rubannée, recoupant la minéralisation de Cp-Mt	Polie + époxy	Py
Polymétallique	V.Ply-075B	E5977029	G075			509925	5514898	407	Echantillon dans une veine en cisaillement silicifiée N310 à Py-Apy-Gn	Polie	
Polymétallique	V.Poly-75-C	E5977027	G075			509923	5514902	407	Veine N340 à Py-Cp-Mt massive	Polie	Py
Polymétallique	V13-1606A	E6594798	OP-16-06	10,35	10,4	509769	5514847	398	Veine de Qz-Mt-Py	Polie	Py
Polymétallique	V07-1909E	E5977043	OPM-19-09	311,7	311,75	510066	5514654	115	Veine polymétallique de Qz-carb-Py-Cp-Sp-Gn	Polie	Py
Polymétallique	V07-7.0.7 Py	E5977047	Historique						Échantillon historique 7.07. Py. Veine N°7, niveau 7. Collection de l'UQAC. Veine de pyrite massive, fracturée et recoupée par des veinules plus riches en cobaltite (teinte rosée)	Polie	Py

Système de coordonnées : NAD 1983 UTM Zone 18N.

Minéralisation Cooke											
Veine	N° lame	N° AGAT	Forage / Station GPS	De (m)	À (m)	X UTM	Y UTM	Z UTM	Description de l'échantillon prélevé	Type	LA-ICP-MS
Veine N°7	COOK 7-9	E6594893	Historique	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	Échantillon historique. Veine 7-9 de la mine Cooke. Localisation approximative : veine N°7, niveau 9. Collection CÉGEP de Chibougamau	Polie	Py
Veine N°7	COOK 7-9 FWDR	N/A	Historique	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	Échantillon historique. Veine 7-9 de la mine Cooke. Collection de l'UQAC. Échantillon l'encaissant de leucogabbro altéré en Chl-Carb-Ax et veinule de Polie + époxy Cp-Py		
Veine N°7	COOK 7-7	N/A	Historique	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	Échantillon historique. Localisation : veine 7, niveau 7. Collection de l'UQAC. Veine de Qz-Carb-Cp-Py (20% Sulf)	Polie	
Veine N°7	COOK 4-7-3	N/A	Historique	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	Échantillon historique. Veine 7, niveau 4 chantier 3. Collection de l'UQAC. Veine de Qz-Carb avec minéralisation de Cp	Polie	
Veine N°9	COOK 9-9	N/A	Historique	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	Échantillon historique. Veine 9, niveau 9. Collection de l'UQAC. 5% Sulf (Skd - Cp) disséminée dans la pyroxénite avec altération en Chl-Ax	Polie	Skd
Zone 8-5	COOK 8-5 /7	N/A	Historique	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	Échantillon historique. Zone 8-5. Collection de l'UQAC. Minéralisation de Cp-Po-Py dans des tufs chloritisés	Polie	Py
Zone 8-5	COOK 8-5 /1	N/A	Historique	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	Échantillon historique. Zone 8-5. Collection de l'UQAC. Échantillon de sulfure massif (80% Cp - 10% Po)	Polie	
Autres											
Blocs minéralisés erratiques	ERR-109-A	E6594888	109			508665,80	5513221,00		Bloc erratique minéralisé (environ 0,5 x 0,4 x 0,3m) à magnétite et veinule de Cp, Py	Polie	
Blocs minéralisés erratiques	ERR-108-B	E6594889	108			508685,20	5513204,00		Bloc erratique minéralisé (environ 0,2 x 0,3 x 0,5m) à pyrite, arsénopyrite et riche en Qz	Polie	

Système de coordonnées : NAD 1983 UTM Zone 18N.

Faille Gwillim – Forage MC08-04											
Veine	N° lame	N° AGAT	Forage / Station GPS	De (m)	À (m)	X UTM	Y UTM	Z UTM	Description de l'échantillon prélevé	Type	LA-ICP-MS
Zone de faille	GW-0804-Brc1	E6594810	MC-08-04	216		513357	5516046	232	Brèche de faille avec fragment polygénique anguleux (Frag gabbro Ventures Chl; Frag de veine de Qz, avec ciment de carbonate de fer /Bt + pyrite interstitielle ; fragments de carbonate + quartz néoformé bleuté. + Altération : tâche de rouille (ankérite) + quelques micas (séricite)	Polie	
Zone de faille	GW-0804-Brc2	E6594811	MC-08-04	217		513357	5516046	231	Fragments de brèches : veine de Qz polyphasée bréchifiée, recoupée par un filonets de py cristalline + Py interstitielle. Altération à Qz-Ser-Chl + bordure de cisaillement avec texture bréchique et gangue à petits fragments de Qz, gabbro et pyrite	Polie	Py
Zone de faille	GW-0804-Ait	E6594813	MC-08-04	208,4	208,55	513357	5516041	237	Contact supérieur avec les zons de faille : Gabbro intensément altéré Si (Plg deviennent gris-bleu) et K (Pyroxènes sont biotitisé/transformé en Hbl Brune) + apparition de labradorite ? veinules de Chl+Py cubique + Py disséminée + altération Chl-Ep-Fusch. Apparition d'une schistosité 30°C	Polie	
Zone de faille	GW-0804-I4	E6594814	MC-08-04	219,5	221,4	513357	5516049	228	Pyroxénite altérée (Chl, Si) recoupée par des veinules de <1mm de Pyrite	Polie	
Zone de faille	GW-0804-I42	E6594816	MC-08-04	214	214,5	513357	5516045	233	Pyroxénite verte Si++, Chl, Bt, déformation 2/5 marquée par la Chl, Bt. 30°C. + Py cubique disséminée associée à la silicification et la biotitisation	Polie	Py + Ti-Mt

Lithologie	N° lame	N° AGAT	Forage / Station GPS	De (m)	À (m)	X UTM	Y UTM	Z UTM	Description de l'échantillon prélevé	Type	LA-ICP-MS
Gabbro Ventures	L-14105-GV1	E5975654	CPH-14-105	38,5	38,7	513284,4	5515685,1	365,4	Gabbro Ventures frais	Polie	Ti-Mt
Gabbro Ventures	L-14103-GV2	E5975675	CPH-14-103	104,31	104,62	513171,1	5515757,4	298,8	Gabbro avec magnétite idiomorphe	Polie	Ti-Mt
Gabbro Ventures	L-14103-GV3	E5975679	CPH-14-103	129,46	129,8	513171,9	5515748,8	275,2	Gabbro non magnétique texture grenue ophitique	Polie	
Gabbro Ventures	L-0935-GV4	E5975692	MC-09-35	40,9	41,4	513273,2	5515763,2	361,4	Gabbro Ventures à Magnétite hypidiomorphe à idiomorphe	Polie	Ti-Mt
Gabbro Ventures	L-1920-CHL1	E6594789	OPM-2019-20	107,54	107,6	509736,2	5515177,8	323,9	Section au travers de veine à Py, Cp, Mt, Qz bréchique + altération Chl + Gabbro	Polie	Mt
Gabbro Ventures	L-14105-CHL2	E5975665	CPH-14-105	187,6	188,8	513320,6	5515762,8	242,8	Gabbro non magnétique, Chl+	Polie	Ti-Mt
Gabbro Ventures	L-1016-CHL3	E6594768	OP-10-16	58,72	59,63	509771,4	5515053,4	358,2	Pyroxénite gabbroïque. <10%Plg 70-80%Pyroxènes + Chl++, Leucoxènes++	Polie	
Gabbro Ventures	V290TR-CHL4	E5977017	RT241			509655,2	5514971,8		Encaissant au contact de la veine	Polie	Ti-Mt
Gabbro lité	L-100-F2G	E6594899	100			510002,2	5514884,8	403,0	Gabbro folié		Ilm
Pyroxénite Ventures	L-14105-I4	E5975661	CPH-14-105	154	154,44	513312,4	5515745,2	270,7	Pyroxénite noir grenue	Polie	
Leucogabbro à phénocristaux	L-0946-LG	E5975681	MC-09-46	87,1	87,6	514974,0	5514838,9	333,2	Leucogabbro à phénocristaux de Cpx, avec veinules de Py	Polie	
Leucogabbro isogrenu	L-0946-LG2	E5975682	MC-09-46	88,88	89,12	514975,1	5514838,5	332,1	Leucogabbro à texture équigranulaire	Polie	
Leucogabbro à phénocristaux	L-110-LG3	E6594872	110			508767,7	5514456,0	388,0	Leuco-gabbro à phénocristaux de feldspaths / pyroxènes + variations de faciès locales	Polie	

Système de coordonnées : NAD 1983 UTM Zone 18N.

Annexe C.2. Pétrographie et proportions des minéraux métalliques dans les zones minéralisées

N° de lame	% Phase métallique	% Py	% Cp	% Mt	% Mo	% Po	% Apy	% Sp	% Gn	Total	Description synthétique
V01-1016A	75	50	5	40	5	0	0	0	0	100	Veine de sulfure avec Py, Mt majoritaires et traces de Cp et Mo. La molybdénite est localisée au sein de fractures dans la magnétite. Associée avec une altération intense en chlorite, stilpnomélane. Quelques grains de Fds Na-K xénomorphes
V01-1016C	70	5	15	75	3	0	0	2	0	100	Magnétite massive dans une veine de quartz et disséminée dans la gangue de plagioclases, actinote. La magnétite est intensément bréchifiée, semble progressivement altérée avec des cœurs poreux. Le plagioclase est légèrement chloritisé. La chalcopryrite est cisailée et présente une texture décussate avec des cristaux de stilpnomélane la recoupant
V01-1014B	5	5	65	30	0	0	0	0	0	100	Minéralisation dominée par la Cp, la Mt est en cours de remplacement par les sulfures. Inclusions de molybdénite dans la Mt et la Cp. La gangue est composée de cristaux de plagioclases idiomorphes faiblement altérés (ou albitisés), le pyroxène est remplacé par la chlorite et le stilpnomélane
V02-035A	90	35	40	25	0	0	0	0	0	100	Zonation spatiale des phases de sulfures dominantes à l'échelle de la lame mince. Phases métalliques dominantes sont la Py, Cp et Mt. Grains de pyrite grossiers, dans une matrice de Cp. Les grains de Mt sont fracturés et en cours de remplacements par les sulfures. Quelques inclusions de silicates (amphiboles, stilpnomélane) dans la Cp
V02-133A	40	1	80	19	0	0	0	0	0	100	Gangue composée principalement de quartz avec des textures de déformation (extinction ondulante) et de recristallisation des grains. La Cp occupe les espaces entre les joints des grains de Qz et les fractures. La Mt est en inclusion dans le Qz, est facturée avec un remplissage par la Cp
V03-1909A	30	70	28	2	0	0	0	0	0	100	Pyrite présente différents habitus, fracturé à idiomorphe (plusieurs générations). Py idiomorphe localisées dans des lits de micas, en inclusions dans le Qz. La gangue est composée d'une veine de Qz-Carb et d'une altération à stilpnomélane
V03-1909B	60	35	65	0	0	0	0	0	0	100	Minéralisation principalement sous forme de Cp. Forme des plages millimétriques et entoure les grains de Py. Schistosité marquée par l'alignement et un litage avec des lits de minéraux aciculaires (micas blancs, trémolite, chlorite) et de stilpnomélane. Quelques reliques de magnétite primaire totalement altérée et remplacée. Schistosité est recoupée par des veinules de Carb.
V03-113A	50	60	25	15	0	0	0	0	0	100	Veine de quartz avec plusieurs générations de Qz : Qz I, phénocristaux déformés avec des extinctions ondulantes. Qz II recristallisé associé aux sulfures et la magnétite. Minéraux métalliques (Py, Cp, Mt) sont localisés dans des fractures du Qz I. La Py et la Mt sont intensément fracturées et en cours de remplacement par la Cp qui occupe les fractures. Présence de Stilpnomélane associé aux sulfures.
V03-13.3.9 Py	90	85	10	5	0	0	0	0	0	100	90% de minéralisation dans une gangue de quartz. Zone massive à Py xénomorphe, Cp interstitielles. Zone semi massive à Cp disséminée, en fractures dans le quartz, Py idiomorphe.
V04-1909C	25	10	85	5	0	0	0	0	0	100	Minéralisation disséminée dans une gangue composée d'amphiboles (pyroxènes altérés en actinote, quelques reliques subsistent) et feldspaths. La Py est en inclusion dans la Cp, quelques reliques de magnétite altérées en ilménite
V04-1601A	85	50	45	3	0	0	0	2	0	100	Minéralisation massive dominée par la Cp et la Py. Présence de patchs de molybdénite dans la gangue altérée (chlorite-stilpnomélane). La pyrite grossière est fracturée, avec un remplissage par la Cp. Inclusions de sphalérite dans la chalcopryrite.
V04-4.4.5	70	5	95	0	0	0	0	0	0	100	Minéralisation dominée par la Cp. <1%Py. La chalcopryrite est localisée dans les fractures du quartz et sous forme massive où les minéraux de gangue (Qz, Chl, Bt) semblent flotter.
V05-1601B	50	20	65	10	0	0	0	5	0	100	Py + Cp et remplissage de fractures dans le quartz et associées aux veinules de silicates. Magnétite intensément broyée. Quelques sphalérites associées à la chalcopryrite et aux silicates. La gangue correspond à une veine de Qz fumé, bleuté et des minéraux d'altération tels que de l'actinote abondante, de la chlorite et du stilpnomélane. Inclusions fluides recoupant et fracturant les cristaux d'actinote en inclusions dans la veine de Qz
V05-1601C	70	60	35	5	0	0	0	0	0	100	Minéralisation semi-massive de Py-Cp. La Py forme des grains très grossiers (> 2mm), est fracturée avec un remplissage de chalcopryrite. Grains d'or visible en LR dans les fractures, associés à la Cp et dans les cœurs poreux de la pyrite plus fine et idiomorphe. La gangue est principalement composée de grains de quartz déformé et recristallisé

N° de lame	% Phase métallique	% Py	% Cp	% Mt	% Mo	% Po	% Apy	% Sp	% Gn	Total	Description synthétique
V05-3.0.5 Py	90	7,5	75	3	0	12,5	0	2	0	100	Minéralisation massive à Cp, Py, Po, Mt, Sph. Inclusions pyrite, pyrrhotite et magnétite dans la chalcopyrite. Quelques grains de sphalérite en inclusions dans la Cp avec une texture <i>chalcopyrite disease</i> . Traces de minéraux de gangue (anthophyllite, chlorite)
V.Ply-1604A	20	0	90	0	10	0	0	0	0	100	Veine de quartz-plagioclases avec minéralisation de chalcopyrite dans l'encaissant altéré, en remplissage des fractures du Qz, molybdénite disséminée dans le quartz et concentrée dans les fractures du Qz. Traces d'hématite (?). Altération en chlorite et légère séricitisation des plagioclases. Quelques Fds Na-K ?
V07-1909D	20	80	10	5	0	0	0	5	0	100	Petite zone cisaillement affectant la veine à gangue de quartz-feldspaths Quelques fibres d'hématite et reliques de titanomagnétite remplacée par l'ilménite. Les petits cisaillements sont marqués par la chlorite et les carbonate, ils affectent la gangue et les sulfures principalement des grains grossiers de Py, fracturés, et de chalcopyrite déformée. Ces petits cisaillements semblent postérieurs à la minéralisation de sulfures
V13-T279	75	40	30	30	0	0	0	0	0	100	Minéralisation composée de Py, Cp et Mt semi-massive à l'éponte de la veine et disséminée dans la gangue entre les grains de feldspaths. Inclusions de Py dans la Cp (remplacement total du grain de Py par la Cp), La Py et la Mt sont fracturées, avec un remplissage des fractures par la Cp. Texture diablastique avec inclusion de cristaux aciculaires de stilpnomélane dans la Cp. Minéraux d'altération potassique : Biotite, Fds Na-K et stilpnomélane + Chl. Les feldspaths sont très bien préservés et ne présentent qu'une légère altération par la Chl, localisée dans des fractures.
V13-T227	95	75	15	10	0	0	0	0	0	100	95% de minéralisation. 90% Py, 10% de Cp, Mt, traces de covellite. La pyrite est largement dominante et présente plusieurs textures qui définissent un litage avec des Py grossières limpides, et de la pyrite plus finement grenue, laminée avec inclusions de Mt. Cp au sein des fractures et dans les plan de foliations. Présence de goéthite et covellite au sein des fractures.
V13.T228	80	3	95	2	0	0	0	0	0	100	Minéralisation de Cp massive, quelques inclusions de Py et Mt idiomorphe
V290TR-104B	70	1	30	69	0	0	0	0	0	100	Minéralisation de magnétite et chalcopyrite semi-massive. Déformation importante de la Cp et fracturation de la magnétite. La gangue est principalement constituée de minéraux d'altérations ; variété de Chl riche en Fe (couleur brune en LPNA), stilpnomélane et biotite. Autre minéral d'altération formant des aiguilles incolore à légèrement jaunâtre avec des teintes de biréfringence du 3ème ordre (grunérite ?)
V290TR-039	75	75	22	3	0	0	0	0	0	100	Veine de Qz-Sulf avec différentes textures de Qz : Qz I forme des phénocristaux, avec une déformation marquée par des joints de grains déformés, une extinction ondulante. Qz II avec texture granoblastique, associée aux sulfures. Py massive, fracturée avec Cp dans les fractures. Grains de Py cubique, en couronne autour du Qz déformé. Py cubique, associée à la Cp et Qz recristallisé. Mt cubique en inclusions dans Py. Cp en remplissage de fractures, déformée, recoupée par le stilpnomélane. Grains d'or libre dans les fractures de la pyrite massive, associée à la Cp.
V290TR-106A	65	30	20	50	0	0	0	0	0	100	Minéralisation semi-massive de Py, Mt et Cp au contact d'une veine de quartz. Le Qz est légèrement déformé et montre des extinctions ondulantes. Grains grossiers de Py et Mt flottant dans une matrice de Cp qui remplace progressivement la Py et la Mt à partir des fractures. La pyrite montre des textures d'impact entre plusieurs grains indiquant une déformation postérieure à leur cristallisation. Inclusions de Py dans la Mt, et inversement. Dans la gangue de Qz, la Cp occupe les fractures et espace entre les grains, et montre une texture décussate (recoupée par des cristaux aciculaires) avec le stilpnomélane. Texture localement bréchique avec clasts anguleux de magnétite bréchifiée, de pyrite et grains de silicates altérés en stilpnomélane et cristaux losangiques incolores d'anthophyllite (?)

N° de lame	% Phase métallique	% Py	% Cp	% Mt	% Mo	% Po	% Apy	% Sp	% Gn	Total	Description synthétique
V290TR-106B	20	10	60	25	5	0	0	0	0	100	Minéralisation de Cp, Py et Mt dans une veine de quartz avec cristaux aciculaires de Molybdénite en inclusions dans la Cp et dans la gangue de Stilp. Grains d'or visibles, associés à la gangue et à la Cp-Mt. Quelques cristaux de Po associés à la Cp
V290TR-T241	80	30	45	15	0	0	0	10	0	100	Minéralisation dans une veine de Qz avec des porphyroblastes de Qz déformés, montrant des rotations de sous grains, des extinctions ondulantes, et un étirement des sous grains, et des textures de recristallisation. Les reliques de pyroxènes sont altérées en stilpnomélane et flottent dans une matrice de Cp. Minéralisation est dominée par La Cp, Py et Mt mais on trouve 2% covellite 2% sphalérite en inclusion dans Cp. Fractures avec remplissage d'oxydes. La sphalérite est xénomorphe et se caractérise par une texture <i>chalcopyrite disease</i> . Les grains de Py et Mt sont fracturés en partie démembrés et flottent dans une matrice de Cp
V290-1014A	60	40	10	50	0	0	0	0	0	100	Minéralisation de Py-Mt et Cp dans une veine de quartz. Le Qz présente des textures de déformation et recristallisation. La Py est idiomorphe à xénomorphe à texture micro-poreuse à poreuse avec inclusions de Cp. La magnétite est fortement fracturée. La Cp est localisée dans les fractures de la Mt, de la py et entre les joints du Qz.
VG-1013A	95	20	70	5	0	0	0	5	0	100	Minéralisation de chalcopyrite massive. Inclusion microscopiques de grains de sphalérite. Inclusions de cristaux idiomorphes de magnétite. Remplacement de la pyrite xénomorphe par la magnétite. 20% de cristaux de pyrite grenu idiomorphe
VG-1013B	30	60	38	0	0	0	0	2	0	100	
V-0804-Py	55	75	10	10	0	0	5	0	0	100	Veinule de Py, Cp, Mt. Grains de pyrite massifs, avec texture bréchique. Magnétite dans les espaces des fractures, cataclasée. Chalcopyrite en couronne autour de la pyrite. Arsénopyrite / skuttérodite en trace, à texture idiomorphe et cœur poreux. Altération intense de l'encaissant en chlorite, séricite. Quelques reliques de plagioclase et d'olivine altérée en ilménite à texture squelettique.
V-0804-Cp	95	45	15	15	0	25	0	0	0	100	Veine massive de Py, Cp, Mt, Po montrant une zonation de la minéralisation. La magnétite est xénomorphe et semble précoce, avec des fragments arrachés baignant dans une matrice de chalcopyrite, recoupé par la Po ou en partie remplacée par la Py. Plusieurs générations de Py ? Avec une génération de grains grossiers poreux, remplaçant la Mt et une génération idiomorphe limpide en inclusion dans la Cp.
GW-0804-Brc3	25	80	5	15	0	0	0	0	0	100	Brèche avec phénocristaux et fragments de pyrite centimétrique, quelques ilménites et rares Cp dans des fractures, et clasts anguleux à sub anguleux d'agrégats de plagioclases et d'olivine altérée en ilménite à texture squelettique et chlorite. Ces « clasts » baignent dans une matrice de chlorite-séricite-trémolite affectée par une schistosité de faible intensité. Brèche hydrothermale ? ou déformation tardive ?

N° de lame	% Phase métallique	% Py	% Cp	% Mt	% Mo	% Po	% Apy	% Sp	% Gn	Total	Description synthétique
CC-0935-Cu	15	30	60	0	0	10	0	0	0	100	Veinules de Cp-Po-Py associée à du quartz hexagonal et Cp-Po-Py disséminée dans la gangue. La Cp est majoritaire avec inclusions de pyrrhotite au cœur des grandes plages de Cp. La Py est souvent xénomorphe, squelettique. La gangue est composée de plagioclases faiblement affectés par l'altération de Chl-Ép, ils semblent préservés ou albitisés (conservation des macles, très légère séricitisation et coloration rougeâtre). Destruction totale des pyroxènes et minéraux mafiques. Corridors de chloritisation intense entre les grains de plagioclases. Nombreuses inclusions de Cp et Py poreuse dans des grains de feldspaths recristallisés (pas de macle polysynthétique apparente)
CC-14101-Cu	35	80	20	0	0	0	0	0	0	100	Minéralisation disséminée de Py millimétrique et de Cp inframillimétrique. La py est généralement idiomorphe avec quelques grains grossiers. La taille des grains augmente avec la taille des cristaux de quartz et la présence de cavité avec remplissage de carbonate. La gangue est majoritairement constituée de Qz-Feldspaths, avec altération en chlorite pénétrative et silpnomélane étroitement associé à la Cp et la Py. Quelques carbonates sont présents
CC-14101-CuB	40	90	10	0	0	0	0	0	0	100	Veinule de pyrite cubique millimétrique idiomorphe dans une gangue de chlorite - stilpnomélane - plagioclases. Les plagioclases semblent plus intensément altérés, et on reconnaît une seconde génération de feldspaths très fins (recristallisation / remplacement des plagioclases magmatiques ?). Étroite association entre les sulfures et le stilpnomélane
CC-14103-Cu	80	75	25	0	0	0	0	0	0	100	Minéralisation disséminée de pyrite, chalcopryrite et dans une veinule de Qz-Carb. L'encaissant est modérément altéré en chlorite - trémolite (cristaux de pyroxènes) avec des grains fins à moyens (< 200um) de feldspaths Na-K xénomorphe (plage de cristaux incolore à légèrement rougeâtre, teinte de polarisation dans les gris du 1er ordre, pas de macle apparente)
CC-0935-AuCu1	60	95	5	0	0	0	0	0	0	100	Minéralisation de pyrite dans une veine de quartz avec textures de recristallisation et déformation. Les grains de pyrite sont grossiers (~ 0,2 - 0,5mm) fracturés, montrent des textures de collision et recristallisation. Abondance d'aiguilles de stilpnomélane entre les grains de Py.
CC-0935-AuCu2	30	90	10	0	0	0	0	0	0	100	Petite brèche hydrothermale avec minéralisation de pyrite. La pyrite est idiomorphe et grossière (0,5 - 1mm) dans la veine de quartz et de taille infra millimétrique dans la gangue de minéraux d'altération à chlorite-stilpnomélane.
CC-0935-Au1	20	65	2	0	0	0	0	23	10	100	Veine de Qz carbonate avec minéralisation de pyrite, sphalérite et galène. La sphalérite et la galène sont très grossières (> 2mm) dans le cœur de la veine. La taille des grains diminue fortement au contact avec l'encaissant. La Py, la Sp et la Gn sont très fines et disséminées entre les grains de Qz-Carb-Ax et amphiboles incolores. Grains de pyrite idiomorphe très grossière et entourée de sphalérite dans l'encaissant altéré en Chl-Stp. Les plages de sphalérite présentent des inclusions de Cp et Gn.
CC-0935-Au2	30	55	10	0	0	0	0	30	5	100	Description similaire à CC-0935Au1. Minéralisation de pyrite inframillimétrique idiomorphe à cœur poreux et bordure limpide à l'éponte, au contact avec l'encaissant altéré. Chalcopryrite et sphalérite sont plus abondantes et concentrées dans des veinules plus riches en Qz que la veine principale. Altération intense de l'encaissant en Chl-Stp. Les oxydes de fer magmatiques sont remplacés par la titanite
PER-08	20	80	15	0	0	0	0	5	0	100	Minéralisation de Py, Cp et traces de Sp disséminée, en remplissage de fractures dans une veine de quartz intensément déformée avec recristallisation de grains de quartz hexagonaux. Altération à stilpnomélane associée aux sulfures et veinules de carbonates tardives
PER-51	30	70	30	0	0	0	0	0	0	100	Minéralisation de sulfure à texture rubanée dans une veine de Qz intensément déformée, avec texture de recristallisation des grains. Veine de quartz en cisaillement. La pyrite est massive à granulaire, fracturée, en cours de remplacement par la chalcopryrite. Remplacement de certains cœurs de Py par la Cp.
PER-55	45	85	15	0	0	0	0	0	0	100	Minéralisation de Py, Cp associée à des veines de quartz. Plusieurs générations de Qtz. La pyrite et la Cp sont associées à du quartz inframillimétrique, hexagonal, recristallisé et une altération en Stp. Texture semi-massive de la minéralisation, avec des grains hypidiomorphe et des agrégats de Py. Texture <i>Durchgewegung</i> montrant la déformation postérieure des sulfures. Minéralisation déformée ductilement avec structures CS ou <i>horsetails</i> macroscopiques. Les sulfures sont accompagnés de stilpnomélane

Name	% Phase métallique	% Py	% Cp	% Mt	% Mo	% Po	% Apy	% Sp	% Gn	Total	Description synthétique
Sh.Apy-16A	35	30	5	0	0	0	50	14	1	100	Veine de quartz avec texture de déformation et recristallisation métamorphique, et texture de remplissage de cavité ouverte. La minéralisation est dominée par des arséniures : cobaltite / arsénopyrite (anisotropie marquée bleu – brune) à texture hypidiomorphe, similaire à des pyrites mais avec PR plus élevé), traces de Cp et de galène. La pyrite est poreuse et présente de nombreuses inclusions d'arsénopyrite, sphalérite et sulfosels.
Sh.Apy-13A	90	15	5	0	0	0	40	38	2	100	Minéralisation de pyrite, arsénopyrite/cobaltite-Sphalérite-galène. Texture bréchique des sulfures les plus dures comme la pyrite et la cobaltite. La cobaltite a cristallisé aux épontes de cavité ouverte (texture drucique) et dans les zones de fractures. La sphalérite remplit les espaces entre les grains de Py qu'elle semble remplacer, ou est présente en inclusion avec une texture chalcopyrite disease. L'arsénopyrite est également fracturée avec un remplissage par la Sp et la Cp. Quelques grains d'électrum au contact entre des plages de chalcopyrite et les grains d'arsénopyrite. La gangue est composée de chlorite, stilpnomélane, quartz, et plagioclases altérés.
Sh.Apy-1019	40	45	5	0	0	0	35	10	5	100	Minéralisation polymétallique de Py, Cp, Sp, Gn (+ sulfosels), cobaltite. Grains d'or (?) en bordure d'un phénocristal de pyrite, associés à l'Apy, Sp et Gn. Gangue est composée de carbonate, axinite, chlorite, séricite, stilpnomélane. Le plagioclase est totalement altéré et séricitisé. La minéralisation est associée à une structure en cisaillement marquée par un assemblage de pyrite très fine, arsénopyrite et axinite-carbonate
Sh.Apy-1020	45	0	3	0	0	0	95	0	2	100	Minéralisation d'arsénopyrite dans une brèche de Qz-Fds accompagnée de chalcopyrite et sphalérite mineures. Traces de sulfosels (Bourbonite, Polybasite ?) en inclusions dans l'arsénopyrite avec grains d'or. Couronne d'oxyde de cuivre autour de la Cp. L'Apy est localisée en couronne autour des grains de Fds, qui sont fracturés.
V02-1020-Sh	50	25	10	0	0	0	60	5	0	100	Veinule d'arsénopyrite et pyrite à grains fins dans une gangue de quartz-Chl-Stp. La Py est fortement poreuse avec une texture xénomorphe à subidiomorphe et de présente des inclusions d'arsénopyrite
V.Ply-100B	80	22	2	2,5	0	0	26	40	7,5	100	Minéralisation de Py-Cobaltite/Apy-Sp et traces de Gn. La Sp est dominante largement, joue le rôle de matrice dans laquelle baigne Py, Cb, Gn et Mt en traces dans la Sp. Les grains de Py ont une texture xénomorphe à idiomorphe, légèrement à fortement poreux avec des inclusions de Sp, Apy et sulfosels. La galène présente des grains idiomorphes. La Sp est déformée et affectée par des petits cisaillements marqués par l'alignement de cristaux d'amphibole (trémolite ?) - chlorite (encaissant de la veine est la pyroxénite)
V.Ply-075A	90	38	2	0	0	0	30	20	10	100	Minéralisation de Py, Cobaltite, Sphalérite et Galène. La pyrite est massive, fracturée. La cobaltite a précipité dans les fractures de la Py et dans des cavités ouvertes, elle présente une texture rubannée autour de la pyrite. La sphalérite est semi massive, avec des grains de galène grossiers (0,2 - 0,5mm) idiomorphe à subidiomorphe.
V.Ply-075B	85	39	0	1	0	0	40	5	15	100	Minéralisation de Py-Arsénopyrite/cobaltite-galène et sphalérite + sulfosels. Trace de magnétite.
V.Ply-075C	90	35	20	5	0	0	5	25	10	100	Minéralisation de Py en grains grossiers idiomorphe poreux, Cp, Sp, Cobaltite et Mt. Précipitation de sulfosels de Pb, Sp, Cp et parfois Au dans les zones poreuses des pyrites les plus grossières. Zonation de la minéralisation (plusieurs épisodes ?)
V13-1606A	60	45	25	0	0	0	15	15	0	100	Minéralisation de Py, Cp, Sph, Cobaltite-arsénopyrite associé à un petit cisaillement de Qz-Carb-Ax. L'or est situé en inclusion dans les fractures et la porosité de la Py, et est très souvent associé à la sphalérite. Quelques sulfosels en inclusions dans la Py. La Py a une texture variant de grains idiomorphe à des amas de grains recristallisés avec fusion des bordures de grains. La gangue est composée de minéraux d'altération : principalement Chl, Anthophyllite, séricite et stilpnomélane. Quelques reliques de plagioclase ou pyroxènes totalement altérés en séricite
V07-1909E	50	40	10	0	0	0	20	15	15	100	Veine de Qz-Carb avec minéralisation composée de pyrite, cobaltite/arsénopyrite, chalcopyrite, sphalérite avec une association de cuivre gris - galène. La cobaltite se présente sous forme de cristaux idiomorphe similaires à la pyrite, avec un PR plus fort que la pyrite, une teinte blanc crème, et une légère anisotrope. Plusieurs grains de Py présentent des surcroissances de Cb ou Apy. La sphalérite est abondante et présente des inclusions de Cp, Gn et sulfosels. les sulfosels sont rencontrés au contact avec la Cp. Ils présentent des teintes plus verdâtre ou bleuté que la galène (Bourbonite ou Polybasite)
V07-7.0.7 Py	90	75	5	0	0	0	20	0	0	100	Échantillon de sulfure massif (90% de la lame) avec 75% Py, 20% Apy, 5% Cp. Pyrite massive réduit en petits fragments dans des zones de cisaillement : texture schlieren. On retrouve à nouveau de la cobaltite et de l'arsénopyrite en bordure des grains de Py et sous forme de cristaux fins subidiomorphe légèrement fracturés tandis que la Py est très grossière (> 2mm) et fortement fracturée. Montre 2 épisodes de formation, avec un fluide plus riche en As qui a formé Cb et Apy (et généré un remplacement progressif de la Py en arséniures ?)

Name	% Phase métallique	% Py	% Cp	% Mt	% Mo	% Po	% Apy	% Sp	% Gn	Total	Description synthétique
COOK 7-9	35	12	30	0	0	45	7	6	0	100	Minéralisation Cp, Po, Py et Sp dans une veine de quartz. Pyrrhotite massive avec inclusions de chalcopryrite, exsolution de pentlandite et mackinawite (baguettes blanches anisotropes) Exsolution de bismuthinite dans la pyrite. Sphalérite avec texture chalcopryrite disease. 7% de grains idiomorphe de skuttérodite / arsénopyrite en inclusions la pyrrhotite et dans la gangue avec, associés avec des grains d'Au. La gangue est constituée de quartz, carbonate, épidote (clinozoïsite probablement, formant des cristaux idiomorphes losangiques, incolores à fort relief et teintes de polarisation bleutés)
COOK 7-9 FWDR	10	5	80	0	0	0	10	5	0	100	Minéralisation de chalcopryrite concentrée dans le réseau de fracture et entre les joints de grains de quartz. Elle est accompagnée de 10% de skuttérodite idiomorphe, légèrement poreux et fracturés et de sphalérite. La gangue est une veine de quartz-carbonate, accompagnée d'axinite (cristaux losangique non maclés) et de grains très grossiers (> 2mm) à fins de feldspaths séricitisés, fracturés. Fractures tardives avec remplissage de carbonate
COOK 7-7	15	5	80	0	0	0	5	10	0	100	Description similaire à COOK 7-9 FWDR. La chalcopryrite est le sulfure dominant, elle forme des plages centimétriques, ou est localisée dans les fractures et entre les joints des grains de quartz, ou encore autour de cristaux d'orthopyroxène altérés en chlorite-épidote. Environ 5% de skuttérodite - arsénopyrite et 10% sphalérite. La gangue est composée de quartz avec textures de déformations et recristallisation, de carbonate et de corridors de chlorite verte (avec teinte de polarisation bleue-violet du 1er ordre) autour des grains de Qz. Les arséniures sont concentrés dans ces corridors et accompagnés de plages de Cp démembrées, et de sphalérite.
COOK 4-7-3	40	5	50	0	0	40	0	5	0	100	Description similaire à COOK 7-7 et COOK 7-9 FWDR : la minéralisation est concentrée entre les grains de silicates qui forment la gangue. La Cp est progressivement remplacée par la Po.
COOK 9-9	25	0	10	0	0	0	90	0	0	100	Minéralisation disséminée de skuttérodite (Co, Ni)As ₃ , chalcopryrite et grains d'or libre et associé à la skuttérodite. Minéraux de gangue composés de cristaux grossiers d'axinite, plagioclases et altération en chlorite interstitielle
COOK 8-5 /7	60	50	7,5	0	0	40	0	2,5	0	100	Minéralisation de Po, Py, Cp et Sp semi-massive à litée, intercalée dans les lits de gangue. Grains grossiers de pyrite, cataclasés, fracturés. Pyrrhotite + ductile, déformée ductilement, poreuse (défaut de polissage ?). Quelques grains de Sp en inclusions dans la Po. Cp en inclusion dans la Po et dans les fractures de la Py. Pyrite avec des textures de collision. Altération proximale, au contact des grains de Py, po de Chlorite-Fe. Lits déformés de micas brun (stipnomélane) et Fe-Chlorite intercalés avec une gangue (ciment) de quartz, carbonate, pistachite (manteau arlequin) et micas bruns. Nombreuses veinules de carbonate
COOK 8-5 /1	100	1	40	1	0	33	0	25	0	100	Minéralisation massive de chalcopryrite, pyrrhotite et sphalérite avec quelques grains de pyrite en inclusions dans la chalcopryrite. Trace de magnétite.

Name	%Phase métallique	%Py	%Cp	%Mt	%Mo	%Po	%Apy	%Sp	%Gn	Total	Description synthétique
V290TR-CHL4	10	2	3	95	0	0	0	0	0	100	Zone d'altération du Gabbro. 20% Titanomagnétite magmatique majoritaire, 1% de Py et Cp disséminée. Les plagioclases sont préservés (très faiblement altérés par la chlorite et l'épidote) et albitisés (remplacement du plagioclase calcique : andésine, par l'albite). Les angles d'extinction des macles sont de l'ordre de 10 à 20° contre 30 – 40° dans le gabbro venturé « frais ». La titanomagnétite est ici relativement saine comparée à ses homologues dans les unités de gabbro plus distantes des zones minéralisées.
L-1920-CHL1		0	80	20	0	0	0	0	0	100	Éponte d'une veine à Cp-Mt. La magnétite est semi massive à l'éponte de la veine, bréchifiée et partiellement remplacée par la Cp. On observe des grains idiomorphes de Mt au cœur de la Cp.
GW-0804-Brc2	25	40	40	15	0	0	5	0	0	100	Minéralisation disséminée de Py, Cp et cobaltite/Apy localisée dans des cisaillements et brèches hydrothermales. Intense fracturation des sulfures fragiles. Remobilisation de la Cp dans les fractures des Py et Co. Présence d'Ilménite en altération des Mt / Olivine ?
GW-0804-I4+	15	60	5	35	0	0	0	0	0	100	Pyrite et magnétite disséminée, la magnétite magmatique est remplacée par des exsolutions d'ilménite (Ti)

Annexe D. ANALYSES LITHOGÉOCHIMIQUES

Annexe D.1. Méthode analytique

Méthode	Éléments	Unité	LOD	Méthode	Éléments	Unité	LOD
(201-038) LECO	C	%	0,01	(201-378) Fusion au Peroxyde de Sodium - analyse par ICP-MS	Ag	ppm	1
(201- 047) CVAA	Hg	ppm	0,01		As	ppm	5
(201-676) Fusion-Borate de Lithium, analyse par XRF, sommation des oxydes	Al ₂ O ₃	%	0.01		Bi	ppm	0.1
	BaO	%	0.01		Cd	ppm	0.2
	CaO	%	0.01		Ce	ppm	0.1
	Cr ₂ O ₃	%	0.01		Co	ppm	0.5
	Fe ₂ O ₃	%	0.01		Cs	ppm	0.1
	K ₂ O	%	0.01		Dy	ppm	0.05
	MgO	%	0.01		Er	ppm	0.05
	MnO	%	0.01		Eu	ppm	0.05
	Na ₂ O	%	0.01		Ga	ppm	0.01
	P ₂ O ₅	%	0.01		Gd	ppm	0.05
	SiO ₂	%	0.01		Ge	ppm	1
	TiO ₂	%	0.01		Hf	ppm	1
	SrO	%	0.01		Ho	ppm	0.05
V ₂ O ₅	%	0.01	In		ppm	0.2	
LOI	%	0.01	La		ppm	0.1	
Sommmation	Total Oxides	%	0.01		Lu	ppm	0.05
					Mo	ppm	2
(201-378) Fusion au Peroxyde de Sodium – analyse par ICP-OES	Al	%	0.01		Nb	ppm	1
	Ca	%	0.05		Nd	ppm	0.1
	Cr	%	0.005		Pb	ppm	5
	Fe	%	0.01		Pr	ppm	0.05
	K	%	0.05	Rb	ppm	0.2	
	Mg	%	0.01	Sb	ppm	0.1	
	P	%	0.01	Sm	ppm	0.1	
	S	%	0.01	Sn	ppm	1	
	Si	%	0.01	Ta	ppm	0.5	
	Ti	%	0.01	Tb	ppm	0.05	
	B	ppm	20	Th	ppm	0.1	
	Ba	ppm	0.5	Tl	ppm	0.5	
	Be	ppm	5	Tm	ppm	0.05	
	Cu	ppm	5	U	ppm	0.05	
	Li	ppm	10	W	ppm	1	
	Mn	ppm	10	Y	ppm	0.5	
	Ni	ppm	5	Yb	ppm	0.1	
	Sc	ppm	5	Zr	ppm	0.5	
Sr	ppm	0.1	(202 – 551) Fire Assay - AAS	Au	ppm	0,002	
V	ppm	5		Gravimétrie	Au	ppm	0,5
Zn	ppm	5					

LECO : Carbone total obtenu par combustion (four à induction LECO) et %C analysé par spectroscopie infrarouge

CVAA : Cold Vapor Atomic Absorption

Fire Assay - AAS: dissolution par pyroanalyse et analyse par absorption atomique

Analyses effectuées par le laboratoire commercial AGAT (5623 McADAM ROAD MISSISSAUGA, ONTARIO) entre Octobre et Novembre 2019

Annexe D.2. Standards des analyses lithogéochimiques

Nom	Échantillon en poudre T559-UQAC / KPT - B						
Source	UQAC compilation						
Matrice	Quartz Diorite						
Description	To test with Fused BEAD						
Éléments	Unité	Valeur certifiée	Incertitude	Éléments	Facteur conversion en oxyde	Oxyde wt%	Incertitude
Si	ppm	253888	4679	SiO2	2,139	54,31	1,00
Ti	ppm	5417,5	326,9	TiO2	1,668	0,90	0,05
Al	ppm	76524	1897	Al2O3	1,889	14,46	0,36
Fe	ppm	85780	2281,5	Fe2O3	1,43	12,27	0,33
Mn	ppm	1121,5	69,1	MnO	1,291	0,14	0,01
Mg	ppm	26112	814,2	MgO	1,658	4,33	0,13
Ca	ppm	49261	1299,3	CaO	1,399	6,89	0,18
Na	ppm	19431	1031	Na2O	1,348	2,62	0,14
K	ppm	13673	439,8	K2O	1,205	1,65	0,05
P	ppm	724,6	44,7	P2O5	2,291	0,17	0,01

Éléments	Unité	Valeur certifiée	Incertitude	Éléments	Unité	Valeur certifiée	Incertitude
Ag	ppm	0,75	0,15	Mo	ppm	1,7	0,28
As	ppm	2,2	0,53	Nb	ppm	8,48	0,98
Ba	ppm	465,3	29,5	Nd	ppm	24,64	2,43
Be	ppm	1,4	0,25	Ni	ppm	1093	71,71
Bi	ppm	0,95	0,15	Pb	ppm	61,61	6,69
Cd	ppm	0,43	0,09	Pr	ppm	6,39	0,77
Ce	ppm	55,71	4,87	Rb	ppm	61,63	4,89
Cl	ppm	399	11	Sb	ppm	10,01	1,13
Co	ppm	78,92	5,6	Sc	ppm	24,84	2,45
Cr	ppm	152,24	11,43	Se	ppm	2,93	0,4
Cs	ppm	4,42	0,57	Sm	ppm	4,9	0,62
Cu	ppm	1112	102	Sn	ppm	19,13	1,96
Dy	ppm	4,47	0,57	Sr	ppm	261,04	18,07
Er	ppm	2,72	0,37	Ta	ppm	0,6	0,1
Eu	ppm	1,24	0,19	Tb	ppm	0,74	0,12
Ga	ppm	18,21	1,88	Th	ppm	7,27	0,86
Gd	ppm	4,6	0,58	Tl	ppm	0,54	0,09
Ge	ppm	1,37	0,1	Tm	ppm	0,41	0,08
Hf	ppm	4,41	0,56	U	ppm	1,79	0,26
Ho	ppm	0,95	0,15	V	ppm	197,22	14,24
In	ppm	0,11	0,014	W	ppm	1,14	0,21
Ir	ppm	0,0068	0,0015	Y	ppm	25,82	2,53
La	ppm	26,91	2,62	Yb	ppm	2,69	0,37
Li	ppm	35,1	3,29	Zn	ppm	120,24	9,35
Lu	ppm	0,442	0,08	Zr	ppm	158,12	11,8

CDN Resource Laboratories Ltd.

#2, 20148 – 102nd Ave, Langley, B.C., Canada, V1M 4B4, 604-882-8422, Fax: 604-882-8466 (www.cdnlabs.com)

REFERENCE MATERIAL: CDN-ME-1414

Recommended values and the “Between Lab” Two Standard Deviations

<i>Gold</i>	<i>0.284 g/t</i>	<i>±</i>	<i>0.026 g/t</i>	<i>Certified value</i>
<i>Silver</i>	<i>18.2 g/t</i>	<i>±</i>	<i>1.2 g/t</i>	<i>Certified value</i>
<i>Copper</i>	<i>0.219 %</i>	<i>±</i>	<i>0.010 %</i>	<i>Certified value</i>
<i>Lead</i>	<i>0.105 %</i>	<i>±</i>	<i>0.006 %</i>	<i>Certified value</i>
<i>Zinc</i>	<i>0.732 %</i>	<i>±</i>	<i>0.024%</i>	<i>Certified value</i>

Note 1: Standards with an RSD of near or less than 5% are certified; RSD's of between 5% and 15% are Provisional; RSD's over 15% are Indicated. Provisional and Indicated values cannot be used to monitor accuracy with a high degree of certainty.

PREPARED BY: CDN Resource Laboratories Ltd.
CERTIFIED BY: Duncan Sanderson, B.Sc., Licensed Assayer of British Columbia
INDEPENDENT GEOCHEMIST: Dr. Barry Smee., Ph.D., P. Geo.
DATE OF CERTIFICATION: February 20, 2015

METHOD OF PREPARATION:

Reject ore material was dried, crushed, pulverized and then passed through a 270 mesh screen. The +270 material was discarded. The -270 material was mixed for 5 days in a double-cone mixer. Splits were taken and sent to 15 laboratories for round robin assaying.

ORIGIN OF REFERENCE MATERIAL:

Standard CDN-ME-1414 is made from ore supplied by MMG (Minerals & Metals Group). The ore is described as massive to semi-massive sulphides from an archaic aged VMS deposit in the Slave structural province of Canada. It consists of pyrite, pyrrhotite, chalcocite, sphalerite and minor galena. Gangue minerals include quartz, chlorite, feldspar, cordierite, biotite, magnetite, anthophyllite and grunerite.

Approximate chemical composition (from whole rock analysis) is as follows:

	Percent		Percent
SiO ₂	62.0	MgO	4.6
Al ₂ O ₃	6.5	K ₂ O	0.6
Fe ₂ O ₃	13.2	TiO ₂	0.2
CaO	3.2	LOI	8.0
Na ₂ O	0.1	S	7.0
C	1.3		

Statistical Procedures:

The final limits were calculated after first determining if all data was compatible within a spread normally expected for similar analytical methods done by reputable laboratories. Data from any one laboratory was removed from further calculations when the mean of all analyses from that laboratory failed a t test of the global means of the other laboratories. The means and standard deviations were calculated using all remaining data. Any analysis that fell outside of the mean ± 2 standard deviations was removed from the ensuing data base. The mean and standard deviations were again calculated using the remaining data. This method is different from that used by Government agencies in that the actual “between-laboratory” standard deviation is used in the calculations. This produces upper and lower limits that reflect actual individual analyses rather than a grouped set of analyses. The limits can therefore be used to monitor accuracy from individual analyses, unlike the Confidence Limits published on other standards.

Annexe D.3. Analyses lithogéochimiques

Le contrôle qualité ainsi que les données brutes des analyses lithogéochimiques sont disponibles sous forme de matériel supplémentaire électronique dans le fichier excel « **Dour Maxime. 2023-Annexe D3. Analyses Lithogéochimiques** ».

Le feuillet « **Annexe D3A. QAQC Roche totale** » présente les résultats du contrôle qualité des analyses lithogéochimiques

Le feuillet « **Annexe D3B. Données lithologies** » présente les données brutes des résultats d'analyses des différentes lithologies. Les données sont classées par filon-couche. Les coordonnées de chaque échantillon sont indiquées.

Le feuillet « **Annexe D3C. Minéralisations** » présente les données brutes des échantillons provenant des veines et zones minéralisées. Les données sont triées par type de minéralisation, puis par veine. Les coordonnées de chaque échantillon sont indiquées.

Annexe E. ANALYSES LA-ICP-MS SUR PYRITE ET MAGNÉTITE

Annexe E.1. Standard utilisés

Standard Name		MASS1-C					
Data source		USGS Certificate (PRELIMINARY) working values from compilation (April 2011), ID for Ir and Pt (Savard 2008)					
Matrix		Pressed pellet (Fe-S-Zn)					
Brief description		PS-1 / MASS-1 prepared by USGS (2002)					
Notes		Other elements present but not analysed by Wilson are estimated at UQAC using LA-ICP-MS (NIST612 and Laflamme)					
Éléments	Unité	Valeur certifiée	Incertitude	Éléments	Unité	Valeur certifiée	Incertitude
Ag	ppm	50	5	Mo	ppm	59	9
As	ppm	65	3	Na	ppm	25080	200
Au	ppm	47	-	Ni	ppm	97	15
Ba	ppm	14	5	Pb	ppm	68	7
Bi	ppm	60	-	Pt	ppm	51.9	-
Cd	ppm	60	7	S	ppm	276000	1000
Co	ppm	60	10	Sb	ppm	60	9
Cr	ppm	65	11	Se	ppm	51	4
Cu	ppm	134000	500	Sn	ppm	59	6
Fe	ppm	156000	1000	Te	ppm	15	-
Ga	ppm	64	11	Tl	ppm	50	-
Ge	ppm	50	-	V	ppm	63	10
Hg	ppm	57	3	W	ppm	20	2
In	ppm	50	-	Zn	ppm	210000	5000
Ir	ppm	46.2	-	Xz	ppm	50	-
Mn	ppm	280	80	Xb	ppm	50	-

Nom		GSE-1g-A					
Source		GeoRem database as of fev11					
Matrice		Glass (GSE-1g)					
Description		GSE-1g glass					
Notes		GEOREM preferred values [http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/], as at FEB 20, 2011, Prepared by: DANY SAVARD, UQAC, Quebec, Canada.					
Éléments	Unité	Valeur certifiée	Incertitude	Éléments	Unité	Valeur certifiée	Incertitude
Ag	ppm	200	20	Mo	ppm	390	30
Al	ppm	68804	2117	Na	ppm	28934	1484
As	ppm	260	90	Nb	ppm	420	40
Au	ppm	7		Nd	ppm	453	5
B	ppm	330	120	Ni	ppm	440	30
Ba	ppm	427	5	P	ppm	70	20
Be	ppm	490	80	Pb	ppm	378	12
Bi	ppm	320	30	Pr	ppm	460	10
Ca	ppm	52858	2143	Pt	ppm	30	
Cd	ppm	160	50	Rb	ppm	356	4
Ce	ppm	414	4	Re	ppm	120	
Co	ppm	380	20	Sb	ppm	450	110
Cr	ppm	400	80	Sc	ppm	530	20
Cs	ppm	310	20	Se	ppm	20	16
Cu	ppm	380	40	Si	ppm	250994	7011
Dy	ppm	524	6	Sm	ppm	488	5
Er	ppm	595	6	Sn	ppm	280	50
Eu	ppm	410	20	Sr	ppm	447	5
Fe	ppm	98717	2332	Ta	ppm	390	40
Ga	ppm	490	70	Tb	ppm	480	20
Gd	ppm	514	6	Th	ppm	380	20
Ge	ppm	320	80	Ti	ppm	450	42
Hf	ppm	395	7	Tl	ppm	2	0
Ho	ppm	501	8	Tm	ppm	500	20
In	ppm	370	60	U	ppm	420	30
Ir	ppm	120		V	ppm	440	20
K	ppm	21800	200	W	ppm	430	50
La	ppm	392	4	Y	ppm	410	30
Li	ppm	430	60	Yb	ppm	520	5
Lu	ppm	518	6	Zn	ppm	460	10
Mg	ppm	21106	181	Zr	ppm	410	30

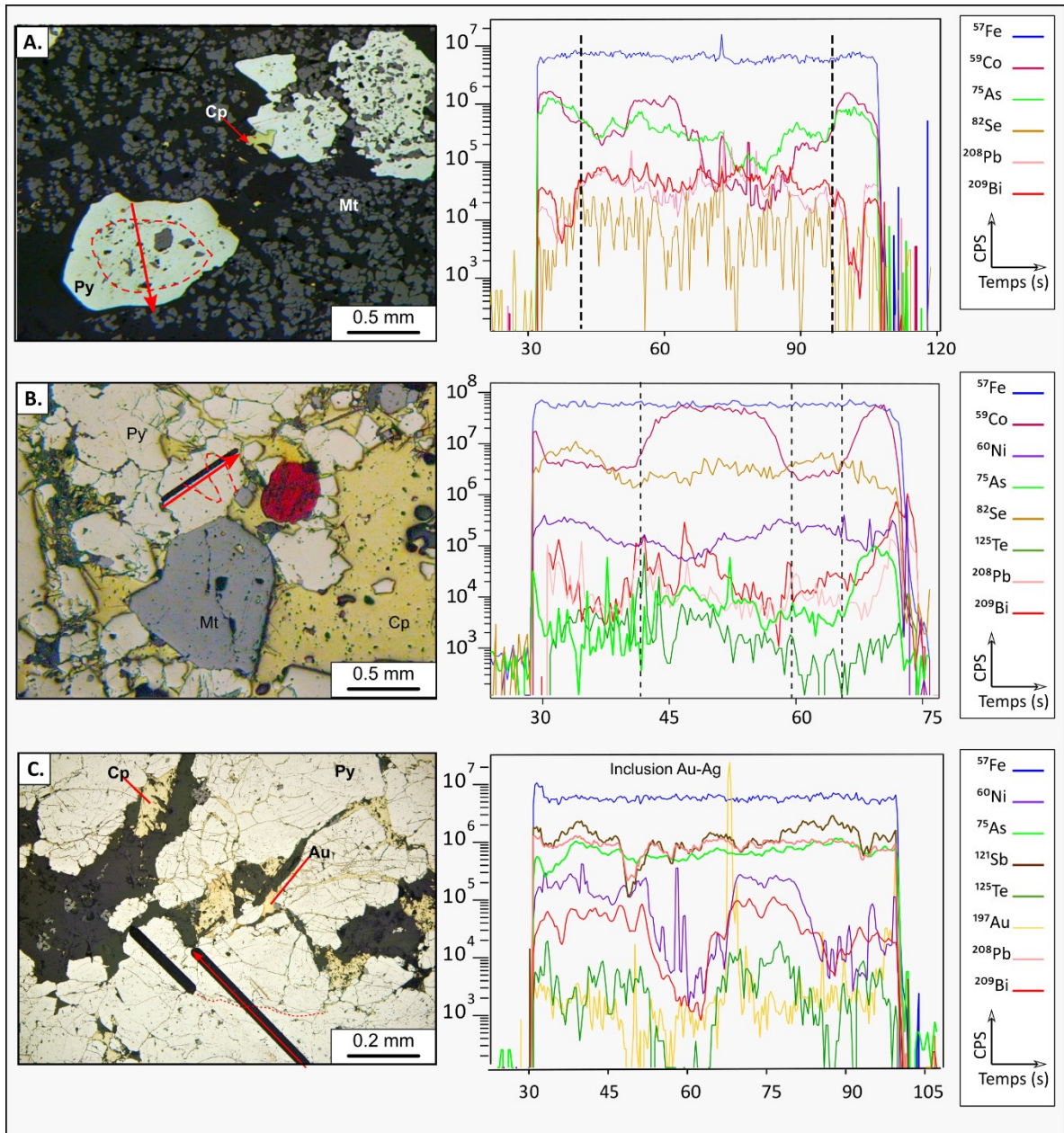
Nom du standard		UQAC-FeS1B					
Source		Savard D., Dieter, Ben PFE UQAC 2017, last update 2017 Nov 22th					
Description		PROVISIONAL , Ti (0,3ppm), U (3ppm), Ge (3ppm), Cd (2ppm) and Th (1ppm) were removed since they are too low to be used as calibrant, alternatively it is suggested to use GSE-1g using Fe as int, std,					
Notes							
Éléments	Unité	Valeur certifiée	Incertitude	Éléments	Unité	Valeur certifiée	Incertitude
Fe	ppm	450000	45000	Pd	ppm	60	6
S	ppm	410000	41000	Ag	ppm	155	15.5
Si	ppm	25700	1800	In	ppm	9.4	1.1
Ti	ppm	300	30	Sn	ppm	180	18
V	ppm	21	2.1	Sb	ppm	88	8.8
Cr	ppm	250	25	Te	ppm	170	17
Mn	ppm	58	5.8	Ba	ppm	246	19
Co	ppm	637	47	W	ppm	1500	150
Ni	ppm	25000	1500	Re	ppm	70	7
Cu	ppm	23000	1300	Os	ppm	75	15
Zn	ppm	275	27.5	Ir	ppm	60	6
Ga	ppm	10	1	Pt	ppm	50	10
As	ppm	1050	105	Au	ppm	65	6.5
Se	ppm	310	42	Hg	ppm	50	20
Nb	ppm	40	4	Pb	ppm	90	9
Mo	ppm	66	3.5	Bi	ppm	120	20
Ru	ppm	65	6.5	Al	ppm	1330	133
Rh	ppm	64	5.6	Mg	ppm	340	34

Nom du standard		PTC-1b					
Source		Ressources naturelles Canada					
Matrice		Sulfide concentrate with noble metals					
Description		Certified Reference Material for Nickel-Copper					
Notes							
Éléments	Unité	Valeur certifiée	Incertitude	Éléments	Unité	Valeur certifiée	Incertitude
Fe	ppm	367800	4500	Au	ppm	1.99	0.11
S	ppm	299500	2400	Pb	ppm	795	14
Si	ppm	24680	550	Al	ppm	7518	59
Ti	ppm	696	23	Mg	ppm	4410	80
Mn	ppm	193	3	V	ppm	20	1
Co	ppm	3253	55	Ca	ppm	5710	170
Ni	ppm	112900	1600	Cd	ppm	38	0
Cu	ppm	79700	900	K	ppm	1500	0
Zn	ppm	2083	44	Na	ppm	1700	100
As	ppm	222	8	Rh	ppm	0.5	0
Se	ppm	120	4	Sr	ppm	30	2
Mo	ppm	11	0	Y	ppm	3	.01
Ag	ppm	53.1	1.6	Pd	ppm	9.46	0.24
Sn	ppm	120	10	Pt	ppm	6.47	0.24
Sb	ppm	6	0	Cr	ppm	40	0
Te	ppm	30	5	Ir	ppm	0.2	0

Nom		Gprob6-A					
Source		USGS G-Probe-6 (S Wilson) Assigned values (BNV-1G)					
Matrice		Artificial Basalt Glass					
Description		Proficiency test IAG (2011)					
Notes		Values as on the certificate, prepared by Dany Savard, Nov 2012. All value in ppm, not oxide!					
Éléments	Unité	Valeur certifiée	Incertitude	Éléments	Unité	Valeur certifiée	Incertitude
Si	ppm	224259	9418	Ho	ppm	0.72	0.09
Ti	ppm	7012	1319	La	ppm	5.2	0.56
Al	ppm	92145	12438	Li	ppm	6	1.39
Fe	ppm	72598	13310	Lu	ppm	0.32	0.04
Mn	ppm	1255	93	Nb	ppm	4.16	0.41
Mg	ppm	51318	6935	Nd	ppm	8.4	0.98
Ca	ppm	86787	4643	Ni	ppm	145.7	18.9
Na	ppm	15506	1335	Pb	ppm	3.28	0.78
K	ppm	1577	166	Pr	ppm	1.69	0.12
P	ppm	611	131	Sb	ppm	0.13	0.01
Ba	ppm	173	25.62	Sc	ppm	36.75	2.59
Be	ppm	0.4	0.14	Sm	ppm	2.36	0.31
Ce	ppm	12	0.70	Sn	ppm	1.33	0.71
Co	ppm	46.90	3.51	Sr	ppm	166.6	26.1
Cr	ppm	300.2	21.5	Ta	ppm	0.28	0.03
Cs	ppm	0.04	0.01	Tb	ppm	0.51	0.06
Cu	ppm	89.5	20.31	Th	ppm	0.33	0.04
Dy	ppm	3.3	0.46	Tm	ppm	0.31	0.05
Er	ppm	2.1	0.34	U	ppm	0.29	0.06
Eu	ppm	0.98	0.13	V	ppm	238	27.1
Ga	ppm	16.02	2	Y	ppm	19.33	1.78
Gd	ppm	2.87	0.46	Yb	ppm	2.06	0.33
Ge	ppm	1.26	0.41	Zn	ppm	70.8	16.6
Hf	ppm	1.52	0.15	Zr	ppm	55.1	2.40

Standard		BC-28			
Source		Bushveld Complex published in Barnes et al. (2004), taken from Dare et al. (2012)			
Matrice		Natural Magnetite from Bushveld			
Description		natural massive magnetite from Magnet Heights, Bushveld Complex			
Notes					
Éléments	Unité	Valeur certifiée	Éléments	Unité	Valeur certifiée
Mg	ppm	11618	Nb	ppm	1.7227
Al	ppm	20787	Mo	ppm	0.7597
Si	ppm	220	Ru	ppm	0.05136
Sc	ppm	31	Pd	ppm	0.09416
Ti	ppm	87615	Ag	ppm	0.082925
V	ppm	9603	Cd	ppm	0.4922
Cr	ppm	1172	In	ppm	0.11235
Mn	ppm	2125	Sn	ppm	2.19885
Fe	ppm	571806	Hf	ppm	0.583
Co	ppm	241	Ta	ppm	0.07
Ni	ppm	573	W	ppm	0.50825
Cu	ppm	33	Re	ppm	0.00642
Zn	ppm	588	Ir	ppm	0.000318
Ga	ppm	41.088	Pt	ppm	0.00742
Ge	ppm	0.856	Au	ppm	0.0002226
Y	ppm	0.08025	Pb	ppm	1.98485
Zr	ppm	39.162	Bi	ppm	0.0535

Annexe E.2. Texture et spectres de pyrite représentatifs

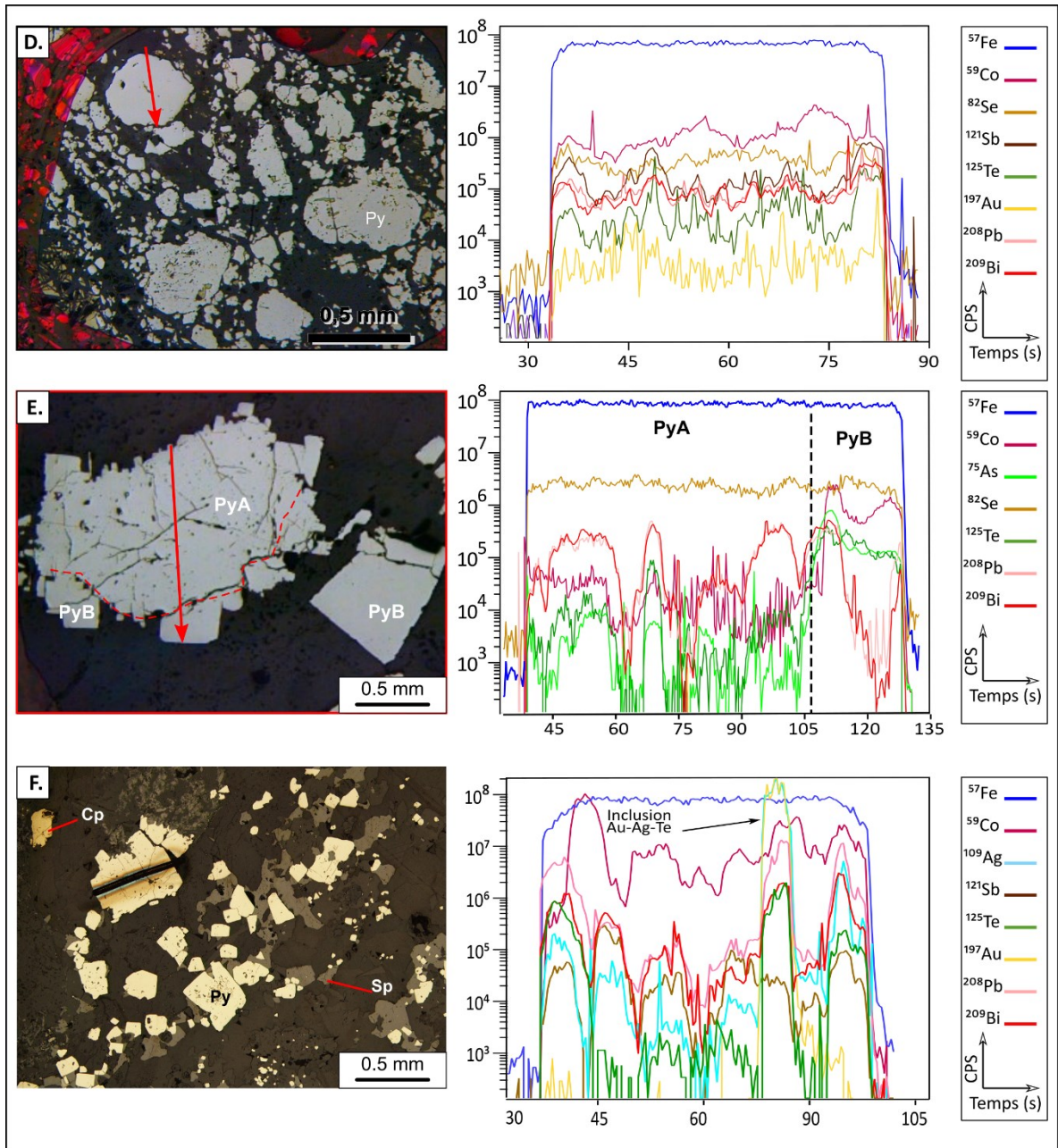


Texture et spectres des pyrites : pyrites des veines à Cu-Au-Mo de la mine Springer (type I). La colonne de gauche présente la texture des pyrites, la paragenèse minéral (observation en lumière réfléchie). L'emplacement et la direction de la ligne d'analyse est indiquée par la flèche rouge. Le spectre de quelques éléments caractéristiques est présenté sur la colonne de droite et exprimé en *count per seconds* (CPS).

A.) Pyrite zonée avec un cœur riche en inclusion de magnétite et des bordures limpides recristallisées, plus enrichies en Co, As et appauvries en Se (analyse V01-1016A-Py2a)

B.) Pyrite limpide recristallisée à texture hypidiomorphe flottant dans une matrice de chalcopyrite avec des grains de magnétite de la veine N°.02. Le contenu en Co présente des variations, tandis que Se et Ni sont uniformément répartis (analyse V02-035-Py5).

C.) Pyrites grossières poreuses, fracturées et bordures de grains fusionnées, associés à de l'or libre et en remplissage de fracture. Le Ni, Bi et Te présentent des variations similaires, tandis que As, Sb et Pb sont introduits uniformément, probablement lors de la recristallisation des grains (analyse V05-1601C-Py1a)

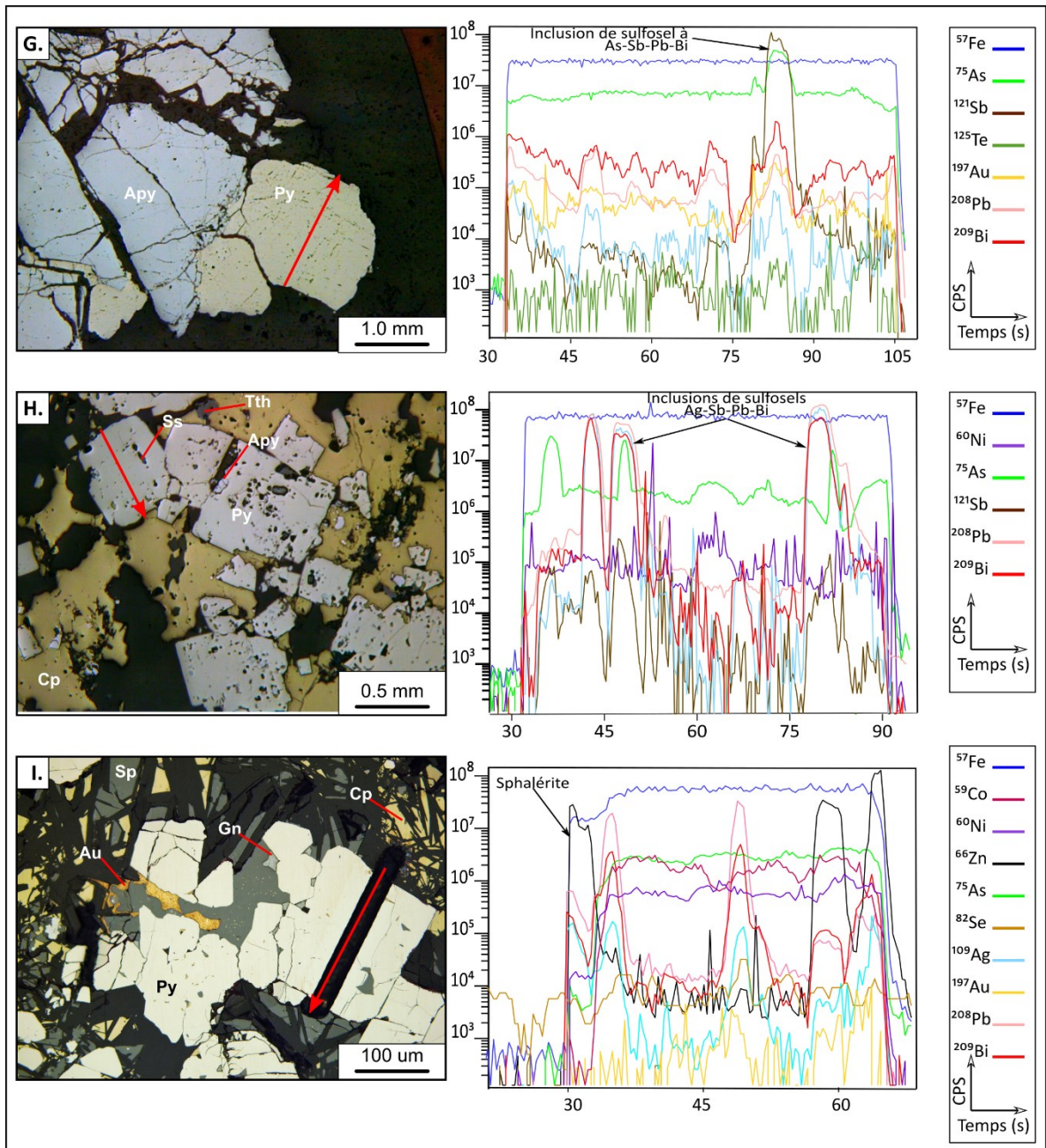


Texture et spectres des pyrite (suite) : pyrites de la mine Perry, l'indice Chibougamau-Copper à Cu (type II) et brèche à Au-Zn-Pb (type III).

D.) Agrégats de pyrite à cœur poreux et riches en inclusions de chalcopyrite et grains de pyrites à texture limpide dans une veine de quartz-sulfures de la mine Perry. Le grain limpide montre un profil d'éléments trace sans zonation et une intégration de la plupart des éléments dans la pyrite (analyse PER-55-Py2a).

E.) Pyrite zonée avec un cœur poreux (PyA) et une surcroissance de pyrite limpide (PyB) et idiomorphe. Sur le spectre, cette zonation est marquée par des variations de Pb, Bi, Co dans le cœur poreux et un enrichissement de As, Te et Co dans la bordure. Notez que le contenu en Se ne montre pas de variation (analyse CC-0935-Py3a).

F.) Pyrite subidiomorphe à cœur poreux de la brèche à carbonate-sphalérite-galène, avec des inclusions d'Au-Ag-Te (analyse CC-0935Au2-Py2).

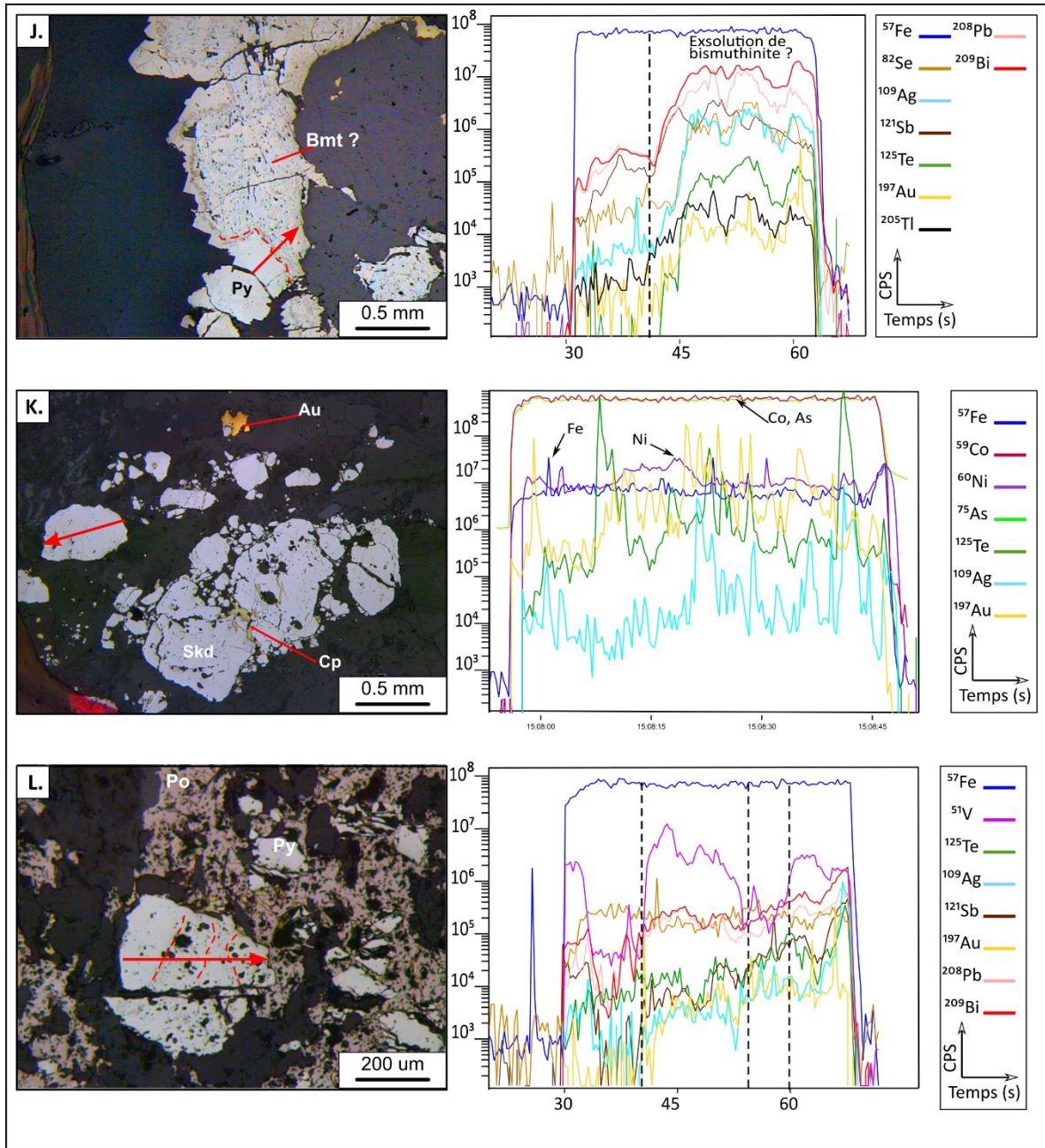


Texture et spectres des pyrites (suite) : « *Shear Arsenopyrite* » et veines polymétalliques (type IV).

G.) Pyrite à texture subidiomorphe microporeuse au contact de cristaux d'arsénoopyrite, prélevée sur l'affleurement du « *Shear Arsenopyrite* » à la mine Springer. Le profil des éléments trace met en évidence le contenu élevé en As de ces pyrites, ainsi que la présence d'inclusions de sulfosels à As-Sb (analyse Sh.Apy-16A-Py3a).

H.) Pyrites subidiomorphes riches en inclusions d'arsénoopyrite et de sulfosels à Ag-Sb-Pb-Bi, caractéristiques des veines polymétalliques riches en sphalérite, galène et chalcopyrite (analyse V.Ply-075C-Py4a).

I.) Pyrites idiomorphe limpide associée à la minéralisation d'or, arsénoopyrite, sphalérite et galène. Le profil des éléments traces met en évidence le contenu élevé en As, Co, Ni, et faible en Se, la présence de micro-inclusions de galène, sphalérite respectivement exprimés par des pics de Bi-Pb et Zn (analyse V13-1606A-Py1).



Texture et spectres des pyrites (suite et fin) : les veines orogéniques de la mine Cooke (type V) et la zone 8-5 (type VI) .

J.) Pyrite zonée provenant de la veine 7 au 9^{ème} niveau, montrant une bordure limpide et un cœur avec des exsolutions de bismuthinite (?), exprimées par des pics de Bi-Pb-Se-Ag-Te sur le profil des éléments traces (analyse COOK -7-9-Py2a).

K.) Grains de skutterudite associés à de l'or libre dans l'éponte de la veine 9 au 9^{ème} niveau. Le profil des éléments traces montre un signal plus élevé en Co, As qu'en Fe. Le signal du Ni est également très élevé et équivalent à celui du Fe.

L.) Pyrite zonée avec des inclusions de gangue ou d'anciennes magnétite exprimée par des pics de V dans le profil des éléments traces.

Annexe E.3. Résultats des analyses LA-ICP-MS sur cristaux de pyrite

Le contrôle qualité ainsi que les résultats d'analyses laser sur les cristaux de pyrite sont disponibles sous forme de matériel supplémentaire électronique dans le fichier excel « **Dour Maxime. 2023-Annexe E3. Données laser Pyrite** ».

Les analyses ont été réalisées au laboratoire LabMaTer (UQAC), le traitement des données a été effectué grâce au logiciel lolite (Igor pro 6.37).

Le feuillet « **Annexe E3A. QA-QC Pyrite** » présente les résultats du contrôle qualité.

Le feuillet « **Annexe E3B. Données Pyrite** » présente les résultats des analyses de grains de pyrite effectuées pendant cette étude. Les données sont regroupées par type de minéralisations. Les données sont triées par numéro de veine, puis numéro de lame. Les textures de la zone minéralisées, l'habitus du grain et sa texture (poreuse, limpide, zonée), la présence d'inclusions sont indiquées.

Le feuillet « **Données littérature** » présente les données provenant des travaux de Ahmadou (2019) et Mathieu (2019) utilisés dans cette étude.

Annexe E.4. Résultats des analyses LA-ICP-MS sur cristaux de magnétite

Le contrôle qualité ainsi que les résultats d'analyses laser sur les cristaux de magnétite sont disponibles sous forme de matériel supplémentaire électronique dans le fichier excel « **Dour Maxime. 2023-Annexe E4. Données laser Magnétite** ».

Le feuillet « **Annexe E4A. QA-QC Magnétite** » présente les résultats du contrôle qualité. Les données sont triées par numéro de veine, puis numéro de lame. Les textures de la zone minéralisées, l'habitus du grain et sa texture (poreuse, limpide, zonée), la présence d'inclusions sont indiquées.

Le feuillet « **Annexe E4B. Données Magnétite** » présente les résultats des analyses de grains de magnétite hydrothermale effectuées pendant cette étude.