Université du Québec Institut National de la Recherche Scientifique Centre Eau Terre Environnement

L'INDICE MUSTANG : GÉOLOGIE ET ALTÉRATION D'UNE MINÉRALISATION AURIFÈRE MISE EN PLACE DANS LES TURBIDITES DE LA CEINTURE DE LA BASSE-EASTMAIN, EEYOU ITSCHEE BAIE-JAMES

Par

Anne-Marie Beauchamp

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.) en sciences de la terre

Jury d'évaluation

Président du jury et examinateur interne	Sébastien Castonguay Comission Géologique du Canada
Examinateur externe	Stéphane De Souza Université du Québec à Montréal
Directeur de recherche	Benoît Dubé Commission Géologique du Canada
Codirecteur de recherche	Michel Malo INRS-ETE

© Droits réservés de Anne-Marie Beauchamp, 28 mars 2018

REMERCIEMENTS

Ce projet de maîtrise a été rendu possible grâce à la très grande collaboration de Mines Virginia (maintenant Minière Osisko) que je tiens à remercier très sincèrement. En particulier, mes remerciements vont à Paul Archer, vice-président exploration, Francis Chartrand, géologue sénior de projet, et à Sylvain Trépanier et Vital Pearson, géologues de recherche. L'équipe de Virginia m'a fait grandement confiance et m'a offert un support considérable lors des mes travaux de terrain. Merci à Francis et Jérôme pour m'avoir initié à la cartographie de détail et pour toutes les dicussions animées que nous avons eues sur les décapages de l'indice Mustang. Merci à Sylvain pour ta grande ouverture, et pour le temps que tu as passé à m'expliquer à quel point la géochimie des roches métasédimentaires peut être compliquée. L'équipe de Virginia, vous êtes des pionniers et des passionnés de l'exploration et votre passion se transmet.

Merci à Benoît Dubé, mon directeur de recherche pour ton expérience, tes conseils constructifs et surtout pour tes encouragements tout au long de ce projet de maîtrise qui s'est étalé sur plusieurs années. Merci aussi à Michel Malo, co-directeur, pour ton aide dans la compréhension structurale de l'indice et pour ta disponibilité. Merci également à Patrice Roy et à Georges Beaudoin pour leur compréhension et leur flexibilité quant au défi que représente la conciliation travail/étude. Je ne pensais jamais être capable de venir à bout de cet ouvrage d'écriture. Entre le travail, les étés de terrain et la folie de la vie, j'y suis enfin arrivée !!

Je tiens à souligner le soutien moral et les encouragements de mes parents (Josée et Maurice) qui croient en mes capacités peu importe quel projet j'entreprends. Un petit feu de foyer, un café, une petite pause... la fin de ce mémoire n'aurait pas été possible sans toi, « Fluffy » Dubé-Loubert. Merci à mes amis et mes collègues de l'INRS (Sarane, Mireille, Anne-Sophie, Arnaud, Vivien, William, Nathalie, Vincent et Samuël), de l'Université Laval (Anthony, Adina, Antonio, Nicolas et Émilie) et du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (Hugo, Fred, Virginie, Olivier, Manu, Hanafi, Francis,

François, Johanne, Patrice et James) qui ont été là pour moi à différents moments durant le processus de réalisation de ma maîtrise. Les études graduées furent pour moi une longue expérience pas toujours évidente, mais très enrichissante qui m'ont permis d'en apprendre autant sur le plan personnel que sur les plans professionnels et organisationnels.

Les travaux à la microsonde et au microscope à balayage électronique n'auraient pu être réalisés sans la collaboration de Marc Choquette et André Ferland de l'Université Laval. Les travaux de datation (U-Pb) ont été réalisés par Vicki McNicoll de la Commission géologique du Canada (CGC) à Ottawa et les analyses de la chimie des sulfures (LA-ICP-MS) sont le fruit du travail de Simon Jackson et Zhaoping Yang de la CGC à Ottawa. Ce mémoire a été réalisée grâce au support financier de : Mines Virginia, l'Institut national de la recherche scientifique, la CGC (projet IGC-4 Or) et le réseau d'innovation DIVEX (Diversification de l'exploration minérale au Québec).

Mots clés : or ; aurifère ; Eeyou Istchee Baie-James ; orogénique ; veine ; Mustang, turbidite ; wacke ; archéen ; Province du Supérieur ; arsénopyrite

RÉSUMÉ

L'indice aurifère Mustang, une veine de quartz \pm carbonate, se trouve sur la propriété Wabamisk appartenant à la Minière Osisko. L'indice est localisé près du contact entre les Sous-provinces de La Grande et de Némiscau, à 65 km au SSO de la mine Éléonore. La zone aurifère est exposée en surface, suivie latéralement en forage sur une distance de 570 mètres et jusqu'à 250 mètres en profondeur. Son épaisseur varie de quelques centimètres à 1,5 mètres. Les teneurs aurifères varient de quelques grammes par tonne jusqu'à 275 g/t. L'indice Mustang est encaissé dans une séquence de roches sédimentaires archéennes turbiditiques (<2709 \pm 4 Ma) au faciès des schistes verts supérieurs. La séquence sédimentaire a subit au moins trois phases de déformation ductile suivies d'un épisode de déformation fragile tardive (D₄). Une première phase de plissement d'orientation NNO s'exprime par des plis P₁ replissés par des plis P₂ orientés ENE. La foliation principale S₂ est de direction ENE et parallèlle aux plans axiaux P₂. La phase de déformation D₃ est caractérisée par un clivage de crénulation SO à pendage modéré vers le nord.

La veine Mustang est subparallèle au litage et plissée en S. Elle s'est mise en place durant la déformation régionale D₂, le long d'un flanc de pli anticlinal P₂ déversé vers le sud. Sur plus de 300 mètres latéralement, la veine Mustang s'est injectée le long d'un dyke de mélano-gabbro riche en magnésium. Ce dernier, qui présente plusieurs caractéristiques des lamprophyres shoshonitiques, a engendré un fort contraste rhéologique dans la séquence sédimentaire, ce qui semble avoir favorisé le développement d'une zone de déformation, facilitant ainsi la migration du fluide hydrothermale aurifère.

Les veines aurifères du secteur de l'indice Mustang et leurs épontes proximales altérées (sodique-calcique, potassique, calco-silicatée et carbonatisation) contiennent de 1 à 10% d'arsénopyrite, de pyrrhotite, et des traces de pyrite, de chalcopyrite, de galène et de sphalérite. L'or est présent selon plusieurs habitus et sa distribution est bimodale. L'or visible est libre dans les veines de quartz ± carbonate, sous forme d'inclusions, et en association spatiale avec les sulfures; principalement l'arsénopyrite (Asp-a) et la pyrite

v

(Py-b et Py-c). L'or invisible se retrouve surtout dans la structure cristalline de l'arsénopyrite idiomophe tardive (Asp-b) et dans la marcassite. Le modèle génétique des gisements d'or métamorphisé s'applique très bien aux minéralisations du secteur. Les textures observées en lame mince indiquent que les Asp-a ont cristallisé lors de la phase de déformation régionale principale et qu'elles sont génétiquement et spatialement liées à l'injection d'un fluide hydrothermal. Lors d'une augmentation de la température, l'or dans la matrice de l'Asp-a a été extrait et remobilisé sous la forme d'inclusions et de particules colloïdale dans les Asp-a, et à l'extérieur de celles-ci. L'or dans les bordures limpides de l'Asp-b proviendrait majoritairement d'une remobilisation post-D₂, près du pic du métamorphisme régional. L'or qui se met en place tardivement dans l'histoire tectono-métamorphique est une caractéristique des gisements d'or orogénique.

L'indice Mustang présente des analogies en termes de contexte géologique, de styles de minéralisation, d'altération et de déformation avec les gisements syn-déformation encaissés dans des séquences de turbidites (ex. Meguma en Nouvelle-Écosse et Central Victoria en Australie). Tout comme la mine Éléonore, l'indice Mustang illustre le potentiel aurifère des assemblages archéens métasédimentaires plissés. Le contact tectono-métamorphique entre les Sous-province de La Grande et d'Opinaca/Némiscau représente un métallotecte de permier ordre pour les minéralisations aurifères dans la région Eeyou Itschee Baie-James.

TABLE DES MATIÈRES

1	СНА	PITRE 1 : INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
	1.1	Problématique : mise en contexte sur les gîtes d'or orogénique	_ 1
	1.2	Contexte de l'étude	_ 6
	1.3	Méthodologie	_ 6
	1.3.1	Cartographie détaillée des zones décapées et des affleurements rocheux du secteur Mustang	_ 8
	1.3.2	Études lithogéochimiques et pétrographiques des échantillons d'affleurements et de carottes	de
	forag	e	11
	1.3.3	Analyse à la microsonde et au microscope électronique à balayage (MEB)	11
	1.3.4	Datations U-Pb des roches sédimentaires encaissant la veine Mustang et Re-Os de l'arsénopyrite	12
	1.3.5	Cartographie par LA-ICP-MS des grains de sulfures (arsénoypyrite, pyrite, pyrrhotite)	13
	1.4	Contexte géologique	13
	1.4.1	Géologie régionale	13
	1.4.2	Nature du contact entre les sous-provinces et métamorphisme	20
	1.4.3	Déformation et contexte structural	22
	1.4.4	Métallogénie régionale	25
	1.4.5	Historique des travaux d'exploration sur la propriété Wabamisk)	31
2	СНА	PITRE 2 : GÉOLOGIE DU SECTEUR MUSTANG	34
	2.1	Principales unités lithologiques	34
	2.1.1	Conglomérat	34
	2.1.2	Wacke lité subarkosique et wacke massif arkosique	38
	2.1.3	Wacke lité quartzo-feldspathique	41
	2.1.4	Siltstones et shales	42
	2.1.5	Formation de fer	43
	2.1.6	Dykes de mélano-gabbro	45
	2.1.7	Dykes de leuco-gabbro	45
	2.1.8	Dykes de diabase	47
	2.2	Analyse structurale du secteur d'étude	48
	2.2.1	La stratification (S ₀) et la déformation D ₁	49

	2.2.2	La déformation régionale D ₂	53
	2.2.3	La déformation D $_3$	56
	2.2.4	La déformation fragile (D4)	58
	2.2.5	Analyse structurale sectorielle	59
	2.3	Métamorphisme	59
	2.4	Cartographie géologique des zones décapées	64
	2.4.1	Les secteurs Mustang et Nasty	65
	2.4.2	Les secteurs Découverte et Sablière	74
	2.4.3	Le secteur Est	78
3	СНА	PITRE 3 : MINÉRALISATION	_ 80
	3.1	Les zones aurifères	80
	3.2	Les veines de quartz ± carbonate	81
	3.2.1	Les veines subparallèles au litage	81
	3.2.2	Les veines de quartz subparallèles à la schistosité principale	82
	3.2.3	Les autres types de veines de quartz	82
	3.3	Pétrographie des veines aurifères	83
	3.4	Habitus des sulfures et séquence paragénétique	89
	3.5	Habitus de l'or	97
	3.6	Chimie de l'or et des sulfures et cartographie LA-ICP-MS	_ 102
	3.6.1	L'or	_ 102
	3.6.2	L'arsénopyrite	_ 103
	3.6.3	La pyrrhotite	_ 113
	3.6.4	La pyrite et la marcassite	_ 113
	3.7	Chronologie relative	_ 121
4	СНА	PITRE 4 : LITHOGÉOCHIMIE ET ALTÉRATIONS	123
	4.1	Caractérisation lithogéochimique des roches sédimentaires	_ 123
	4.1.1	Regroupement géochimique des roches sédimentaires : l'approche source/fractionnemment _	_ 123
	4.1.2	Classification géochimique des roches sédimentaires : l'approche pétrographique combinée à	
	l'ana	yse des éléments traces	129

4.2	La source des roches sédimentaires	143
4.3	Le contexte tectonique	146
4.4	La signature métallique des roches sédimentaires	149
4.5	Altération hydrothermale des roches sédimentaires	149
4.5.1	Diagrammes « box plots »	149
4.5.2	Bilans de masse d' échantillons choisis	152
4.5.3	Oxydes et éléments immobiles	159
4.5.4	Altérations proximales	162
4.5.5	Altération distale	178
4.5.6	Diagrammes d'altération	183
4.5.7	Cartes thématiques	188
4.5.8	Profils lithogéochimiques des sections de forages	189
4.6	Caractérisation géochimique des roches mafiques	191
снл		105
CIIA		199
5.1	Datation U-Pb sur zircons détritiques de la roche sédimentaire encaissante o	le la veine
Mustar	g	195
5.2	Datation Re-Os de l'arsénopyrite	197
СНА	PITRE 6 : DISCUSSION	199
6.1	Sommaire global des observations	199
6.1.1	Principales lithologies	199
6.1.2	Phases de déformation	200
6.1.3	Métamorphisme	201
6.1.4	Veines aurifères	202
6.1.5	Paragénèses minérales associées à l'or	203
6.1.6	Habitus de l'or	204
6.1.7	Processus de remplacement de la pyrrhotite en pyrite/marcassite	207
6.1.8	Altération hydrothermale	208
6.1.9	Géochronologie	212
6.2	Modèle génétique et comparaison avec des gisements classiques	215
6.3	Implications pour l'exploration	220
	 4.2 4.3 4.4 4.5 4.5.1 4.5.2 4.5.3 4.5.4 4.5.5 4.5.6 4.5.7 4.5.8 4.6 CHA 5.1 Mustan 5.2 CHA 6.1.1 6.1.2 6.1.3 6.1.4 6.1.5 6.1.6 6.1.7 6.1.8 6.1.9 6.2 6.3 	4.2 La source des roches sédimentaires 4.3 Le contexte tectonique 4.4 La signature métallique des roches sédimentaires 4.5 Altération hydrothermale des roches sédimentaires 4.5.1 Diagrammes « box plots » 4.5.2 Bilans de masse d' échantillons choisis 4.5.3 Oxydes et éléments immobiles 4.5.4 Altérations proximales 4.5.5 Altération distale 4.5.6 Diagrammes d'altération 4.5.7 Cartes thématiques 4.5.8 Profils lithogéochimique des roches mafiques CHAPITRE 5 : GÉOCHRONOLOGIE

7	CONCLUSION	225
8	RÉFÉRENCES	228

ANNEXES

ANNEXE I : Cartes géologiques et géophysiques des zones d'affleurements et des tranchées du		
secteur Mustang	239	
ANNEXE II : Tableaux d'analyses chimiques des sulfures à la microsonde	276	
ANNEXE III : Cartes thématiques des altérations et des zonations chimiques	290	
ANNEXE IV : Profils lithogéochimiques des sections de forage	301	
ANNEXE V : Analyses chimiques des silicates et des carbonates à la microsonde	310	
ANNEXE VI : Géochronologie à proximité de l'indice Mustang	331	

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1 : Pureté des grains d'or analysés à la microsonde	102
Tableau 6.1 : Description des principales altérations associées aux minéralisations aurifères	210

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Schéma mettant en relation des différents types de gisements aurifères et leur niveau crustal de	mise en
place	2
Figure 1.2 : Diagramme schématique qui illustre les environnements tectoniques de mise en place de différe	nts
gisements aurifères	3
Figure 1.3 : Modèle schématique qui montre la succession des 5 étapes systémiques menant à la formation	d'un
gîte d'or orogénique	5
Figure 1.4 : Localisation de la propriété Wabamisk	7
Figure 1.5 : Exemple d'une cartograhie détaillée d'un décapage (WB-2012-TR001)	9
Figure 1.6 : Exemple d'une cartograhie détaillée d'une zone affleurante (échelle 1 :250)	10
Figure 1.7 : Carte géologique de la Province du Supérieur	15
Figure 1.8 : Carte litho-tectonique des sous-provinces dans la région Eeyou-Itschee Baie James	16
Figure 1.9 : Carte synthèse géologique et schéma stratigrahique résumant les cycles volcaniques, les épisod	es
plutoniques et les périodes de sédimentation de la Basse- et de la Moyenne-Eastmain. D1, D2 et D3 représer	ntent les
trois phases de déformation	19
Figure 1.10 : Stratigraphie de la séquence sédimentaire au sommet du Groupe d'Eastmain	20
Figure 1.11 : Faciès métamorphiques de la ceinture de roches vertes de la Basse-Eastmain	22
Figure 1.12 : Carte montrant les seize différents domaines structuraux dans le secteur de l'indice Mustang	24
Figure 1.13 : Carte géologique tirée du SIGEOM localisant les indices métalliques et non métalliques dans le	S
feuillets SNRC 33C01, 33C02, 33C07 et 33C08	26
Figure 1.14 : Photographie montrant les infrastructures de la Mine Éléonore	27
Figure 1.15 : Veine de quartz-tourmaline à haute teneur en or et en tellures du gîte Eau Claire	30
Figure 1.16 : Photographie de la trace de la veine Mustang suite à la campagne d'exploration de 2012	32
Figure 2.1 : Carte géologique régionale du secteur de l'indice Mustang et localisation des principaux indices	
aurifères	35
Figure 2.2 : Carte géologique du secteur Mustang et orientation des polarités stratigraphiques	36
Figure 2.3 : Photographies du conglomérat polygénique à fragment jointif	37
Figure 2.4 : Photographies du wacke lité subarkosique	39
Figure 2.5 : Photographies du wacke arkosique	40
Figure 2.6 : Photographies du wacke quartzo-feldspathique	42
Figure 2.7 : Photographies du siltstone interlité avec de minces lits d'argilite	43
Figure 2.8 : Photographies de la formation de fer	44
Figure 2.9 : Photographies du dyke de mélano-gabbro	46
Figure 2.10 : Photographies des dykes de leuco-gabbro	47

Figure 2.11 : Patine altérée d'un dyke de diabase de l'Essaim de Mistassini	48
Figure 2.12 : Figures syn-sédimentaires	50
Figure 2.13 : Stéréonet des mesures des phases S ₀ -S ₁	51
Figure 2.14 : La déformation D1	52
Figure 2.15 : a) Stéréonet des pôles de la schistosité principale S2	54
Figure 2.16 : Les plis P_2	55
Figure 2.17 : a) Stéréonet illustrant le clivage de crénulation S3	56
Figure 2.18 : a) Aspect d'un affleurement affecté par un clivage de crénulation disjonctif S3	57
Figure 2.19 : Stéréonet illustrant l'orientation moyenne des 5 grandes familles de fractures et de failles fragile	es qui
affectent les roches sédimentaires du secteur Mustang	58
Figure 2.20 : Stéréonets des mesures structurales dans le secteur des tranchées de l'indice Mustang	61
Figure 2.21 : Photographies de lames minces : l'amphibole	62
Figure 2.22 : Photographies de lames minces : le grenat	63
Figure 2.23 : Photographies de lames minces : la chlorite	64
Figure 2.24 : Localisation des décapages par rapport à la veine Mustang	68
Figure 2.25 : Aspect de la zone de déformation de la tranchée WB2012TR045	69
Figure 2.26 : Photographies de la veine Mustang	70
Figure 2.27 : Photographies de la veine Mustang	71
Figure 2.28 : Photographies de la veine Mustang	72
Figure 2.29 : Amas de quartz aurifère isolé dans une charnière de pli P₂ (« saddle reef »)	73
Figure 2.30 : Zone minéralisée rouillée au centre de la tranchée WB2012TR001	76
Figure 2.31 : Veine aurifère de quartz-calcite-tourmaline de la tranchée WB2012TR080	77
Figure 2.32 : Section centrale de la tranchée WB2012TR002 montrant un stockwerk développé dans une chari	nière
Ρ ₂	78
Figure 2.33 : Veines de quartz dans les tranchées WB2012TR009-020-021	79
Figure 3.1 : Modèle 3D interprété à partir des plans minéralisés du secteur Mustang	84
Figure 3.2 : Caractéristiques géologiques illustrant les principales différences entre les veines de quartz aurifè	res (a)
versus les veines de quartz stériles (b)	85
Figure 3.3 : Veine aurifère nord qui est généralement subparallèle au litage défini par des blocs boudinés de	
greywacke massif. Une veine stérile à texture massive composée de quartz blanc ± plagioclase (en ligne point	illée
noir) a la même orientation que la veine aurifère	86
Figure 3.4 : Microphotographies de lames minces : Veines de quartz aurifères	87
Figure 3.5 : Microphotographies de lames minces : Veines de quartz aurifères	88
Figure 3.6 : Habitus de la pyrrhotite	92
Figure 3.7 : Habitus de l'arsénopyrite	93

Figure 3.8 : Franges de pression en bordure d'arsénopyrite	94
Figure 3.9 : Fractures qui sont postérieures à la mise en place de l'arsénopyrite	95
Figure 3.10 : Habitus de la marcassite, de la pyrite, de la chalcopyrite, de la galène et de la sphalérite	96
Figure 3.11 : Habitus de l'or visible	99
Figure 3.12 : Microphotographies de lames minces montrant des grains d'or.	.100
Figure 3.13 : Or disséminé dans le quartz et en contact avec un grain d'arsénopyrite contenant elle-même des	
inclusions d'or	.101
Figure 3.14 : Rapport As at% et S at% pour les arsénopyrites analysés	.103
Figure 3.15 : Images prises au MEB montrant les zonations de l'arsénopyrite	.105
Figure 3.16 : Cartes élémentaires (Au, Ag, Se, Sb, Te, As, S, Fe) réalisées au LA-ICP-MS d'un grain d'arsénopyrite	de
l'échantillon WB2013-25 (cercle 1a)	.106
Figure 3.17 : Cartes élémentaires (Co, Ni, Pb, Bi, W, Mo, Cu, Zn, Mn) réalisées au LA-ICP-MS d'un grain	
d'arsénopyrite de l'échantillon WB2013-25 (cercle 1a)	.107
Figure 3.18 : Cartes élémentaires (Au, Ag, Se, Sb, Te, As, S, Fe) réalisées au LA-ICP-MS de l'échantillon WB2013-2	25
(cercle 1b).	.108
Figure 3.19 : Cartes élémentaires (Co, Ni, Pb, Bi, W, Mo, Cu, Zn, Mn) réalisées au LA-ICP-MS de l'échantillon	
WB2013-25 (cercle 1b)	.109
Figure 3.20 : Cartes élémentaires (Au, Ag, Se, Sb, Te) réalisées au LA-ICP-MS de l'échantillon d'un grain	
d'arsénopyrite WB2013-25 (cercle 1c)	.110
Figure 3.21 : Cartes élémentaires (As, S, Fe, Co, Ni, Pb) réalisées au LA-ICP-MS de l'échantillon d'un grain	
d'arsénopyrite WB2013-25 (cercle 1c)	.111
Figure 3.22 : Cartes élémentaires (Bi, W, Mo, Cu, Zn, Mn) réalisées au LA-ICP-MS d'un grain d'arsénopyrite de	
l'échantillon WB2013-25 (cercle 1c).	.112
Figure 3.23 : Diagrammes (a et b) qui illustrent les compositions en Fe at% et en S at% des différents types de	
pyrrhotite	.115
Figure 3.24 : a à h) Diagrammes « box plot » des éléments suivants : As, Au, Co, Cu, Mn, Ni, Pb, Zn (at%) des	
différents types de pyrrhotite	.116
Figure 3.25 : a) Diagramme S versus Fe (at%) des deux groupements géochimiques de pyrite ; b) à j) Diagramme	es «
box plot » des éléments suivants : As, Au, Co, Cu, Mn, Ni, Pb, Zn (at%) des différents types de pyrite	.117
Figure 3.26 : Cartes élémentaires (Au, Ag, Se, Sb, Te) réalisées au LA-ICP-MS de l'échantillon WB2013-280910	
(cercle 2)	.118
Figure 3.27 : Cartes élémentaires (As, S, Fe, Co, Ni, Pb) réalisées au LA-ICP-MS de l'échantillon WB2013-280910	
(cercle 2)	.119
Figure 3.28 : Cartes élémentaires (Bi, W, Mo, Cu, Zn, Mn) réalisées au LA-ICP-MS de l'échantillon WB2013-2809	10
(cercle 2)	.120

Figure 3.29 : Chronologie relative de la mise en place des sulfures en fonction de la déformation régionale et du
métamorphisme
Figure 4.1 : Localisation des différents groupes d'échantillons de roches sédimentaires
Figure 4.2 : Vue rapprochée du secteur de la veine Mustang. Localisation des différents groupes géochimiques
d'échantillons de roches sédimentaires autour de l'indice minéralisé125
Figure 4.3 : Diagrammes théoriques qui permettent de vérifier la mobilité des éléments par des droites qui passent
par l'origine
Figure 4.4 : « Box plots » qui montrent la composition en oxydes majeurs (SiO2, Al2O3, TiO2, K2O, Na2O, CaO) des
différents groupes géochimiques de roches sédimentaires fraîches et peu altérées133
Figure 4.5 : « Box plots » qui montrent la composition en oxydes majeurs (FeO, Fe2O3, MgO, MnO, P2O5, CO2) des
différents groupes géochimiques de roches sédimentaires fraîches et peu altérées. (Sub = subarkosique, Ark =
arkosique, QF = quartzo-feldspathique)
Figure 4.6 : Diagrammes de Harker des oxydes majeurs versus SiO₂ des différents groupes géochimiques de roches
sédimentaires fraîches et/ou peu altérées135
Figure 4.7 : Diagramme ternaire A-CN-K et calcul du CIA des différents groupes de roches sédimentaires136
Figure 4.8 : a) Profils de terres rares des échantillons de roches sédimentaires normalisées au Chondrite C1 ; b)
Profils de terres rares des échantillons de roches sédimentaires normalisées au NASC139
Figure 4.9 : Profils des terres rares des wackes subarkosiques frais et des wackes fortement altérés ; a) normalisés à
la Chondrite C1, b) normalisés au NASC (North American Shale Composite)
Figure 4.10 a) Diagramme étendu échantillon/Chondrite C1 ; b) Diagramme étendu échantillon/moyenne de la
croûte supérieure
Figure 4.11 : Diagrammes binaires pour les wackes ; a) Rb (ppm) versus K2O (%), b) Ba (ppm) versus K2O (%), c) CaO
(%) versus Sr (ppm)
Figure 4.12 : Diagrammes binaires La, Rb et Th (ppm) versus TiO2 (%)144
Figure 4.13 : Diagrammes binaires versus La, Rb et Th (ppm) versus Sr (ppm)145
Figure 4.14 : Diagrammes binaires Ni et Cr (ppm) versus Sr (ppm)147
Figure 4.15 : Diagrammes discriminants d'environnement tectonique des wackes
Figure 4.16 : Diagrammes « box plots » qui montrent le contenu en Au, As, W, Te, Se, Sb (ppm) des différents
groupes de roches sédimentaires
Figure 4.17 : Diagrammes « box plots » qui montrent la composition en Bi (ppm), Mo (ppm), Pb (ppm), S (%), CO2
(%), LOI (%) des différents groupes de roches sédimentaires151
Figure 4.18 : Diagrammes « box plots » qui montrent la composition en éléments majeurs (SiO2, Al2O3, TiO2, K2O,
Na ₂ O, CaO) des roches sédimentaires subarkosiques classées selon leur degré d'altération153
Figure 4.19 : Diagrammes « box plots » qui montrent la composition en éléments majeurs (FeO, Fe2O3, Fe2O3T,
MgO, MnO, P ₂ O ₅) des roches sédimentaires subarkosiques classées selon leur degré d'altération154

Figure 4.20 : Diagrammes « box plots » qui montrent la composition en éléments traces (Au, As, W, Te, Se, Sb) des
roches sédimentaires subarkosiques classées selon leur degré d'altération
Figure 4.21 : Diagrammes « box plots » qui montrent la composition en éléments majeurs et traces (Bi, Mo, Pb, S,
CO2, LOI) des roches sédimentaires subarkosiques classées selon leur degré d'altération (frais, peu altéré, altération
distale, altération proximale et altération proximale – fort blanchiment)156
Figure 4.22 : Diagrammes binaires de As, W, Se en (échelle logarithmique en ppm), S (%) versus Au (échelle
logarithmique en ppb)
Figure 4.23 : Diagrammes binaires opposant plusieurs éléments considérés comme peu mobiles durant l'altération
hydrothermale et le métasomatisme: TiO2-Y, TiO2 –Nb, TiO2-Zr, TiO2-Al2O3
Figure 4.24 : Figure schématique qui illustre les relations spatiales des altérations proximales et distales par rapport
à la veine aurifère Mustang161
Figure 4.25 : Aspect de l'altération proximale intense (sodique-calcique) de la veine Mustang ; e) Histogrammes
montrant les bilans de masse de la moyenne de 3 échantillons (échantillons #293063, #9A, #9B) localisés à moins de
0,5 mètres de la veine Mustang
Figure 4.26 : Diagramme binaire de Na ₂ O versus CaO (%) pour les roches sédimentaires166
Figure 4.27 : Microphotographies de lames minces affectées par une altération proximale sodique-calcique167
Figure 4.28 : Localisation de l'échantillon WB-2013-29 (épontes proximales de la veine Mustang dans la tranchée
WB2012TR081) qui présente une forte séricitisation ; Histogramme montrant les bilans de masse de l'échantillon
WB-2013-29 caractérisé par une altération proximale potassique170
Figure 4.29 : Microphotographies de lames minces qui montrent les assemblages minéralogiques observés dans les
roches sédimentaires affectées par l'altération proximale potassique171
Figure 4.30 : Veine de quartz-carbonate aurifère sud de la tranchée WB2012TR015 ; Histogramme montrant les
bilans de masse des échantillons WB-2013-2C et WB-2013-2D qui sont caractérisés par des altérations calc-
silicatées et calciques
Figure 4.31 : Microphotographies de lames minces qui montrent les assemblages observés dans les roches affectées
par des altérations calco-silicatées et calciques173
Figure 4.32 : Diagramme de l'indice de saturation des carbonates versus l'indice de discrimination des carbonates
pour les roches sédimentaires
Figure 4.33 : Zone minéralisée rouillée et plissée de la tranchée WB2012TR001 ; Histogrammes montrant les bilans
de masse de l'échantillon WB-2013-25 qui est caractérisé par une altération calcique et une carbonatisation176
Figure 4.34 : Microphotographies de lames minces qui montrent les assemblages minéralogiques observés dans les
roches sédimentaires affectées par la carbonatisation177
Figure 4.35 : Aspect macroscopique des différents habitus du métasomatisme calco-silicaté

Figure 4.36 : Front de remplacement métasomatique calco-silicaté aux bordures irrégulières composé d'un	
assemblage de plusieurs minéraux calciques ; Histogrammes montrant les bilans de masse des échantillons	
#293002, #280911 et #21 qui sont caractérisés par une altération calco-silicatée ± sodique	.181
Figure 4.37 : Microphotographies de lames minces qui montrent les assemblages observés dans les roches	
sédimentaires affectées par le métasomatisme calco-silicaté	.182
Figure 4.38 : Diagamme molaire A-CNK-FM	.183
Figure 4.39 : Diagramme d'altération Box Plot	.184
Figure 4.40 : Les diagrammes unitaires de saturation en ; a) Séricite (3*K/Al molaire) ; b) Albite (Na/Al molaire),	et
c) Séricite-albite ((3K+Na)/Al molaire)	.186
Figure 4.41 : Les indices de séricite (ISer), de sodium-sulfure (SSI) et de potassium-sulfure (KSI) en fonction des	
teneurs en Au (ppb) pour les échantillons de roches sédimentaires du secteur Mustang	.187
Figure 4.42 : Localisation des échantillons de roches mafiques	.192
Figure 4.43 : a) Diagramme ternaire de classification des roches mafiques, b) Diagramme de classification des	
roches volcaniques; c) Digramme ternaire AFM qui définit les champs tholéiitique et calco-alcalin, d) Diagramm	е
Th/Yb versus Nb/Yb qui définit les environnements géodynamiques	.193
Figure 4.44 : Profils de terres rares des roches mafiques	.194
Figure 5.1 : Photographies des échantillons de géochronologie	.196
Figure 5.2 : Aspect l'échantillon analysé pour la datation Re-Os de l'arsénopyrite	.198
Figure 6.1 : Modèle schématique de l'or métamorphisé	.207
Figure 6.2 : Représentation schématique de la chronologie des différents événements géologiques (volcanisme,	
sédimentation, déformation, métamorphisme et minéralisation) des Sous-provinces d'Opinaca/de Némiscau et	de
La Grande	.214
Figure 6.3 : Chronologie relative entre les différents événements (déposition, déformation, altération,	
minéralisation) à l'indice Mustang	.218
Figure 6.4 : Figure schématique qui illustre les types de minéralisation aurifères en relation avec leur contexte	
structural à Bendigo	.221

LISTE DES ÉQUATIONS

Équation 4.1 : Formule qui permet de calculer le CIA (Chemical Index of alteration)	131
Équation 4.2 : Formule servant à calculer les bilans de masse	158

LISTE DES ABRÉVIATIONS

%	pourcentage
Ab	albite
Ac	actinote
Ad	andalousite
Am	amphibole
Ark	arkosique
Asp	arsénopyrite
At%	pourcentage atomique
Во	biotite
CI	chlorite
Cz	clinozoïsite
D_0/S_0	Déposition/litage primaire
D ₁ /S ₁	Premier événement de défomation/première schistosité
D ₂ /S ₂	Deuxième événement de défomation/deuxième schistosité
D ₃ /S ₃	Troisième événement de défomation/troisième schistosité
Ep	épidote
Fk	feldspath potassique
g/t	gramme par tonne
Gn	galène
Grt	grenat
l1G	Pegmatite
km	kilomètre
m	mètre
Ма	Millions d'années
Мс	marcassite
Pg	plagioclase
Po	pyrrhotite
ppb	partie par milliard
ppm	partie par millions
Ру	pyrite
Рух	pyroxène
QF	quartzo-feldspathique
Qz	quartz
Sr	séricite
Su	staurotide
Sub	subarkosique
ТІ	tourmaline

1 CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1 Problématique : mise en contexte sur les gîtes d'or orogénique

Les gîtes d'or orogéniques sont connus et amplement étudiés depuis les 50 dernières années. Historiquement, la nomenclature des gîtes aurifères orogéniques était basée sur différents paramètres. Elle était notamment fonction de la profondeur et de la température de formation (gîte épizonal, mésozonal et hypozonal), du style structural, de la nature des roches encaissantes, de l'âge et de l'environnement géodynamique (Goldfarb et al., 2005). Les gisements ont été nommés : greenstone-hosted quartz-carbonate deposit, lode gold deposit, mesotermal lode gold deposit, turbidite hosted lode gold deposit, shearrelated quartz-carbonate, archean vein type, gold-only deposit, etc. (Dubé et Gosselin, 2007). Toutes ces appellations font références à l'origine orogénique de ces gîtes d'or. Ces gîtes représentent la principale source d'or dans les terranes déformées métasédimentaires du Phanérozoïques et dans les ceintures métavolcaniques du Précambrien (Goldfarb et al., 2005). Ils sont caractérisés par une minéralisation épigénétique à contrôle structural qui comprend des réseaux simples à complexes de veines de quartz-carbonates à haute teneur aurifère (Dubé et Gosselin, 2007). Les gîtes se situent le plus souvent à proximité d'une structure majeure de compression/transpression, généralement une faille transcrustale bordant des terranes (Figure 1.2; Groves et al., 2003). Nonosbtant leur rôle essentiel dans le transport des fluides hydrothermaux jusqu'à la coûte supérieure, ces failles de premier ordre ne sont pas l'hôtes de la majorité des gîtes aurifères connus. Ce sont généralement dans les failles de deuxième et de troisième ordre que précipite l'or, et dans lesquelles se forment les gîtes (Robert et Poulsen, 2001). Les gîtes d'or orogénique se retrouvent principalement dans des roches au faciès des schistes verts (Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007). Les styles de minéralisation varient selon la profondeur de leur formation. Des stockwerks et des brèches se forment en régime fragile, à de faible profondeur alors que des veines laminées avec des textures d'ouverture-remplissage et des réseaux de veines sigmoïdales caractérisent un régime fragile-ductile. Les

1

remplacements et les disséminations se forment dans des environnements plus profonds où la déformation est de type ductile (Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2005).

L'intensité, l'épaisseur et les assemblages des zones d'altération varient en fonction du type de roches encaissantes et du métamorphisme. Les carbonates, les sulfures, la muscovite, la chlorite, le feldspath potassique, la biotite, la tourmaline et l'albite font généralement partis des minéraux d'altération (Goldfarb et al., 2005). L'apport hydrothermal implique généralement des gains en K, Si, CO₂, Au, As, Sb, Te et/ou W (Goldfarb et al., 2005). Les veines ont des faibles teneurs en métaux de base et elles contiennent entre 2 et 5% de sulfures (pyrite, arésnopyrite, pyrrotite). Les fluides impliqués dans la formation des veines de quartz aurifères sont riches en H₂O-CO₂-CH₄-N₂-H₂S, sont de faible salinité et sont communément en surpression (Goldfarb, 2017). Les gîtes se forment tardivement durant l'épisode de déformation et leur mise en place est contemporaine ou suit de près le pic métamorphique. Ils se forment dans des gammes de température allant de 250 à 400°C (Goldfarb et al., 2005) et dans des environnements géodymaniques impliquant des processus d'épaississement crustal (contextes de subduction/de marge active) (Figure 1.2).



Figure 1.1 : Schéma mettant en relation des différents types de gisements aurifères et leur niveau crustal de mise en place (Poulsen et al., 2000; Dubé et Gosselin, 2007)



Figure 1.2 : Diagramme schématique qui illustre les environnements tectoniques de mise en place de différents gisements aurifères (Groves et al., 2005).

La complexité de ce type de gîte réside dans la longévité du système hydrothermal et dans la superposition d'événements hydrothermaux, de déformation polyphasée et de magmatisme. Il n'y a donc présentement aucun concensus sur l'origine de l'or ainsi que sur les processus de transport et de concentration associés à ce type de gîte (Goldfarb et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007).

Même si les modèles génétiques demeurent controversés, Gaboury (2009) propose néanmoins 5 étapes générales conduisant à la formation d'un gîte d'or orogénique (Figure 1.3). Si tous les processsus s'enchaînent, il y a formation d'un système aurifère fertile sinon le système aurifère avortera.

1) **Roche source et génération de fluide** : Il doit d'abord avoir génération de fluides hydrothermaux à partir d'une roche source. La génération des fluides se fait en profondeur par déshydratation métamorphique prograde de la roche, à l'atteinte du faciès des amphibolites (Phillips et Powell, 2010).

2) **Source de ligands** : Dans le fluide généré, il doit y avoir présence d'un ligand car l'or est un métal noble qui nécessite de se fixer afin de permettre son transport. La production de fluides, à la transition des faciès schistes verts à amphibolite, est synchrone aux phénomènes de déstabilisation de la chlorite en amphibole, et de la transformation de la

pyrite en pyrrhotite. La formation de la pyrrhotite libère du soufre qui agira comme ligand dans le système (Pitcairn et al., 2006; Large et al., 2011).

3) **Source de l'or** : Dans le fluide, il doit y avoir présence d'or. L'or peut être extrait des roches encaissantes ou il peut provenir d'une source magmatique. Des avancées récentes dans les études sur les gisements d'or orogénique suggèrent que la source de l'or proviendrait de la pyrite primaire (Large et al., 2007; Tomkins, 2010). Selon le modèle métamorphique de Large (2011), l'or, l'arsenic et le soufre seraient relâchés des roches sédimentaires riches en matière organique lors de la conversion pyrite-pyrrhotite. L'abondance de gîtes d'or au Phanérozoïque pourrait être due au caractère oxydant de l'eau de mer qui favorisait l'enrichisserment de la pyrite primaire en or dans les roches sédimentaires (Tomkins, 2013).

4) **Système de failles actives** : Un fluide hydrothermal riche en ligand et en or doit circuler dans la roche pour remonter à des profondeurs d'environ 4-5 km. Pour cela, il doit y avoir un important réseau de failles interconnectées permettant la circulation hydrothermale. Les fluides hydrothermaux se déplacent dans les zones de failles lors d'épisodes de fluctuation de pression associés à des événements sismiques (Goldfarb et al., 2005) comme un système de type pompe et valve (Sibson et al., 1988; Cox, 1995; Cox, 2010). Les trappes structurales, comme les charnières de pli, les joints de dilatation et les zones de cisaillement, sont des endroits privilégiés pour la la mise en place de minéralisation aurifère (Dubé et Gosselin, 2007).

5) **Précipitation de l'or** : Plusieurs mécanismes combinés peuvent déstabiliser les systèmes et mener à la précipitation de l'or : la variation de pH ou de pression lors d'épisodes d'hydrofracturation (Loucks et Mavrogenes, 1999; Goldfarb et al., 2005), la sulfurisation (réaction avec les encaissants) (Goldfarb et al., 2005), l'oxydation et/ou la réduction du fluide, la séparation des phases (Hodkiewicz et al., 2008) l'immicibilité du fluide (Groves et Foster, 1991), les processus d'absorption-réduction sur la surface des sulfures (Knipe et al., 1992) et différents processus électrochimiques (Oré Sanchez, 2017).

4



Figure 1.3 : Modèle schématique qui montre la succession des 5 étapes systémiques menant à la formation d'un gîte d'or orogénique (Gaboury, 2009)

Ce projet de recherche sur l'indice aurifère Mustang a été réalisé dans le cadre de l'Initiative Géoscientifique Ciblée 4, un vaste programme initié par Ressources naturelles Canada portant notamment sur les gîtes d'or filonien (Dubé et al., 2011a; Dubé et Mercier-Langevin, 2015). Ce projet de maîtrise vise à documenter le contexte géologique et structural de l'indice aurifère Mustang et à définir sa signature métallique et son empreinte hydrothermale. Tout cela dans le but de mieux comprendre les paramètres qui contrôlent la localisation, la géométrie, l'empreinte et la genèse de la veine Mustang et des autres minéralisations aurifères du secteur. Ce projet vise à la formulation d'un modèle géologique et gîtologique. La détermination d'une chronologie relative entre les (déposition, déformation, différents événements altération. minéralisation et remobilisation) s'avère indispensable pour contraindre la mise en place de l'or. Les métallotectes qui caractérisent la zone Mustang ont contribué à raffiner les stratégies d'exploration minérale dans le secteur à l'étude et ailleurs dans la région Eeyou Itschee Baie-James.

1.2 Contexte de l'étude

Depuis la découverte du gisement aurifère Roberto (mine Éléonore, Goldcorp Inc.) par Mines Virginia en 2004, les sociétés d'exploration minérale opérant dans la région Eeyou Itschee Baie-James sont de plus en plus intéressées à tester le potentiel aurifère des roches sédimentaires clastiques archéennes. Le potentiel aurifère des roches sédimentaires a longtemps été sous-estimé par rapport à celui des roches volcaniques et intrusives.

En 2012, l'indice aurifère Mustang, une veine de quartz ± carbonate encaissée dans une séquence de roches sédimentaires plissées, a été découverte. Suite aux travaux de décapage, de cartographie, de rainurage et de forage qui se sont échelonnés de 2012 à 2016, la veine Mustang, dont les teneurs varient de quelques grammes par tonne d'or jusqu'à 275 g/t Au, a été suivie sur 525 mètres latéralement et jusqu'à une profondeur de 250 mètres. L'indice se trouve sur la propriété Wabamisk appartenant à la Minière Osisko (anciennement Mines Virginia Inc.). La propriété, qui se situe à proximité de la rivière Eastmain tout près de l'évacuateur de crues du réservoir Opinaca (digue OA-11), couvre une superficie de 527 kilomètres carrés (Figure 1.4). L'indice Mustang est localisé dans le feuillet 33C/02 (lac Anatacau), aux coordonnées suivantes : Zone UTM: 18 (NAD27), 392340 E ; 5780890 N. L'indice se situe à 290 km au nord de Matagami et à 65 km au SSO du gisement Roberto (mine Éléonore).

Le gisement Roberto et l'indice Mustang ont la particularité de se situer à proximité d'un contact tectono-métamorphique important, soit à la jonction entre les Sous-provinces de La Grande et d'Opinaca/Némiscau. Ce contact représente un métallotecte de permier ordre pour les minéralisations aurifères dans la région Eeyou Itschee Baie-James (Gauthier et al., 2007; Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015).

1.3 Méthodologie

La méthodologie dans le cadre de cette maîtrise se décline en deux volets, soit les travaux de terrain et les travaux de laboratoire. Les travaux de terrain ont eu lieu lors des été 2012 et 2013.



Figure 1.4 : Localisation de la propriété Wabamisk (Exploration Osisko – Baie James)

Ils ont permis :

- La cueillette des données par le biais de l'échantillonnage de roches ;
- La cartographie géologique détaillée ;
- La description de carottes de forage ;
- La prise de données structurales et l'identification des relations de chronologie relative entre les différentes générations de structure et de minéralisation ;
- La prise de photographies.

Les travaux de laboratoire ont permis :

- La mise en carte des données géoscientifiques spatialisées et interprétées ;
- L'analyse pétrographique et géochimique des échantillons de roches recueillis ;
- La réalisation des travaux de microsonde et de microscopie à balayage électronique sur les minéraux ;

- L'analyses chimiques par LA-ICP-MS sur les sulfures ainsi que la réalisation de datations

Les travaux de laboratoire se sont déroulés de l'automne 2013 à l'été 2015. La rédaction s'est échelonnée à temps partiel de l'été 2015 à l'hiver 2018.

La méthodologie spécifique à ce projet de recherche comprend :

- la cartographie (échelle 1:100) des zones décapées du secteur Mustang ;
- la cartographie (échelle 1:2500) des affleurements d'un secteur de 2,8 par 2,8 km
 en périphérie de la veine Mustang ;
- la description détaillée de 8 trous de forage (3 sections) dans le secteur de Mustang ;
- l'analyse et le traitement des données lithogéochimiques et la description pétrographique de 176 échantillons (roches sédimentaires, roches mafiques, et formations de fer) provenant des affleurements et des carottes de forage ;
- la description de la structure, de la minéralisation et de l'altération hydrothermale des indices aurifères du secteur de la veine Mustang ;
- la documentation de la chimie minérale des silicates (micas, amphibole, feldspath, chlorite) et des sulfures (pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite) à l'aide de la microsonde et du microscope électronique à balayage (MEB) ;
- la documentation des zonations chimiques à l'intérieur des sulfures (arsénopyrite, pyrite et pyrrhotite) à l'aide de l'analyse chimique quantitative in situ par LA-ICP-MS ;
- la datation de la séquence sédimentaire encaissante par U-Pb sur zircon détritique de façon à obtenir l'âge maximum de la minéralisation et la datation de la minéralisation par Re-Os sur arsénopyrite.

1.3.1 Cartographie détaillée des zones décapées et des affleurements rocheux du secteur Mustang

Lors de l'été 2012, vingt-trois zones décapées ont été cartographiées à l'échelle 1:100. Ces travaux avaient pour objectif de documenter les relations entre les différentes lithologies, les zones minéralisées et les éléments structuraux. Une grille orientée nordsud a été effectuée à l'aide d'une boussole Brunton, d'un gallon à mesurer et d'un bâton d'une longueur de 2 mètres. Des points de peinture ont été placés suivant un espacement de 2 mètres sur toutes les zones décapées du secteur Mustang. Ces points servaient de repères visuels sur les feuilles millimétriques. Pour les cartes des décapages, les contours ont été tracés à main levée. Un seul point GPS a été pris pour géoréférencer les cartes. Les cartes ont été numérisées, géoréférencées et redessinées à l'aide des logiciels MapInfo et Illustrator. Un exemple de carte de décapage, dessiné à la main, se trouve à la Figure 1.5. Lors de la campagne de terrain de l'été 2013, les affleurements présents dans un secteur de 2,8 par 2,8 km autour de la veine Mustang ont été cartographiés à l'échelle 1:2500 (Figure 1.6). Le but était de documenter un secteur plus large ceinturant la veine Mustang afin d'identifier un horizon marqueur au sein de la séquence de roches sédimentaires. De plus, cette étape visait à mieux définir la distribution spatiale des structures et des lithologies cartographiées. Un total de 412 affleurements naturels a été cartographié. Les contours des affleurements ont été tracés avec un GPS Garmin Map76 (précision de ± 5 m).



Figure 1.5 : Exemple d'une cartograhie détaillée d'un décapage (WB-2012-TR001). L'espace entre les points est de 2 mètres (échelle 1 :100).



Figure 1.6 : Exemple d'une cartograhie détaillée d'une zone affleurante (échelle 1 :250)

1.3.2 Études lithogéochimiques et pétrographiques des échantillons d'affleurements et de carottes de forage

L'échantillonnage des roches s'est étalé durant les étés 2012 et 2013. Quatre-vingt onze échantillons de roches ont été sélectionnés en surface sur les zones décapées et sur les affleurements et quatre vingt cing échantillons ont été pris de façon systématique (à chaque 20 mètres environ) le long de trois sections de forage (8 trous). Les échantillons de terrain ont été prélevés à l'aide d'un marteau ou d'une scie à diamants. Ils ont été décrits sur le terrain, sciés dans les laboratoires de l'INRS-ETE, et envoyés chez Actlabs pour les analyses lithogéochimiques. Lors de la préparation des échantillons, la croûte d'altération de surface ainsi que les veines et les veinules ont été retirées. Une lame mince a été préprarée pour chaque échantillon. Les lames minces ont été réalisées chez Vancouver Petrographics Ltd. Les procédures relatives à l'analyse géochimique des échantillons (FUS-ICP, FUS-XRF, FUS-ISE, FU-Na2O, FA-GRA, FA-AA, PGNAA, INNA, IR. TITR, NP-MS, TD-MS) sont disponibles sur le site d'Actlabs (http://www.actlabs.com/).

L'identification des roches altérées, peu altérées et non altérées s'est effectuée suite aux observations macroscopiques et pétrographiques des échantillons, combinées à l'analyse des données lithogéochimiques. Les 22 échantillons considérés comme non altérés ou très peu altérés ont tous des valeurs de S \leq 0,6%, CO₂ \leq 0,48% (avec 80% des échantillons \leq 0,04%), perte au feu (LOI) \leq 2,36% et Au \leq 19 ppb (avec 60% des échantillons \leq limite de détection de 5 ppb).

Le logiciel ioGAS (REFLEX) a été utilisé pour la réalisation de la plupart des diagrammes géochimiques et le logiciel Lithomodeleur (version 3.5) du Consorem a servi aux calculs des bilans de masse (Grant, 1986, 2005).

1.3.3 Analyse à la microsonde et au microscope électronique à balayage (MEB)

Les travaux d'analyse chimique à la microsonde et au MEB se sont déroulés sur trois jours (deux journées à la microsonde et une autre au MEB) à l'Université Laval. La microsonde électronique (CAMECA-SX-100) a été opérée par Marc Choquette et le MEB (JEOL-840-A) par André Ferland et moi-même.

1.3.4 Datations U-Pb des roches sédimentaires encaissant la veine Mustang et Re-Os de l'arsénopyrite

1.3.4.1 Datation U-Pb sur zircon détritique de la roche encaissante de la veine aurifère Mustang

La datation des grains de zircon détritique a été effectuée par la géochronologue Vicki McNicoll dans les laboratoires de la Commission géologique du Canada à Ottawa.

La description des techniques d'analyse pour la datation U-Pb sur zircons détritiques provient de McNicoll (communication personnelle, 2015). Les grains de zircon ont été analysés à l'aide d'un appareil de datation SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe) et par ID-TIMS (Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry). Les analyses SHRIMP ont été réalisées suivant les procédures analytiques décrites par Stern (1997) avec des normes et des méthodes d'étalonnage U-Pb de Stern et Amelin (2003). Le traitement des erreurs a été réalisé selon Roddick (1987). Les données ont été mises dans un diagramme de Concordia et un diagramme de probabilité cumulative d'erreurs, avec les ellipses d'erreur de 2σ , en utilisant Isoplot v. 3.0 (Ludwig, 2003).

La méthode utilisée pour la datation U-Pb avec le ID-TIMS a été modifiée d'après Parrish (1987) avec traitement des erreurs analytiques d'après Roddick (1987). Les résultats analytiques U-Pb ID-TIMS ont été placés dans un diagramme de Concordia et les incertitudes sur les âges sont présentées avec les ellipses 2 σ .

1.3.4.2 Datation Re-Os de la minéralisation (arsénopyrite)

Les datations par Re-Os, sur des sulfures associés aux minéralisations aurifères ont nécessité les services d'un fournisseur externe. Les datations Re-Os sur arsénopyrite ont été effectuées par Robert A. Creaser à l'Université de l'Alberta.

Le rhénium (Re) et l'Osmium (Os) sont liés par une instabilité nucléaire de l'isotope 187 du Re, qui se désintègre en ¹⁸⁷Os (période radioactive : ~42 Ga). Du fait de la grande variation des rapports Re/Os dans les divers matériaux géologiques, les signatures isotopiques en ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os, reflétant l'abondance relative de l'isotope ¹⁸⁷Os de ces matériaux, sont fonction de l'âge géologique de mise en place de la minéralisation. Initialement, le contenu en Re des échantillons a été évalué selon une méthode de dilution isotopique (NTIMS) dans le but de s'assurer de la cohérence de la datation Re-Os. L'échantillon analysé a donné 2 ppb Re (Creaser, communication personnelle, 2014).

1.3.5 Cartographie par LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) des grains de sulfures (arsénoypyrite, pyrite, pyrrhotite)

La cartographie quantitative multi-élémentaire à haute résolution par LA-ICP-MS des grains de sulfures (arsénopyrite, pyrite, pyrrhotite) a été réalisée par Simon Jackson de la CGC à Ottawa. La procédure complète de la méthode utilisée par M. Jackson est décrite dans Lawley et al. (2015).

L'échelle des cartes est soit en percentile (nombre de points égaux pour chaque gamme de couleur) ou en échelle logarithmique. L'échelle logarithmique est plus classique comme représentation, mais elle ne permet pas de montrer les variations fines au sein d'un minéral relativement homogène en composition (p. ex. le fer dans la pyrite). C'est pourquoi la majorité des figures ont une échelle en percentile. Les concentrations sont exprimées en ppm pour les éléments traces et en pourcentage d'oxyde pour les éléments majeurs. Sur quelques cartes (notamment P₂O₅, S, CO₂, Ni, Cu, As, Mo, Sb, Au), il y a de longues traînées verticales. Ces traînées sont des artéfacts analytiques qui se produisent lorsqu'il y a une différence de concentration extrême (>10000 ppm) entre les minéraux, en particulier lorsque le minéral à haute concentration est un sulfure ou un phosphate.

1.4 Contexte géologique

1.4.1 Géologie régionale

L'indice aurifère Mustang est localisé dans la région Eyeou Itschee Baie-James (Québec) dans la Province du Supérieur près du contact entre les Sous-provinces de La Grande et de Némiscau (Figures 1.7 et 1.8). L'indice est encaissé dans les roches sédimentaires de la ceinture de roches vertes de la Basse-Eastmain (Sous-province de La Grande).

1.4.1.1 La Province du Supérieur

La Province du Supérieur forme la partie centrale du Bouclier canadien. Ce craton archéen (de 4,3 à 2,5 Ga), le plus vaste du monde, couvre une superficie de 750 000 km² (Percival, 2007). La Province du Supérieur se divise en une vingtaine de sous-provinces litho-tectoniques gneissiques, plutoniques, méta-sédimentaires et volcano-plutoniques

qui se sont accrétées lors de l'orogénèse kénorienne (Card et Ciesielski, 1986; Card, 1990). Au Québec, le secteur méridional de la Province du Supérieur est caractérisé par une alternance de sous-provinces linéaires de composition métasédimentaire (Pontiac, Némiscau et Opinaca), volcano-plutonique (Abitibi, Opinaca et La Grande) et métamorphique (Ashuanipi), caractérisées par un grain structural régional orienté E-W. Le secteur nord, presque essentiellement plutonique, correspond à la Sous-province de Minto, qui est aussi appelée le Bienville (SIGEOM, 2017).

1.4.1.2 La Sous-province de La Grande

La Sous-province de La Grande (Figures 1.7 et 1.8) correspond à un assemblage composé de 85 % de roches plutoniques et de 15 % de roches volcano-sédimentaires (Hocq, 1994). Elle comprend un socle tonalitique mésoarchéen à néoarchéen multiphasé connu sous le nom du Complexe de Langelier (3452 Ma à 2788 Ma) (Goutier et al., 1999; Goutier et al., 2000; Goutier et al., 2001; Bandyayera et al., 2011). Plusieurs ensembles volcano-sédimentaires (2,8 à 2,7 Ga) reposent sur le socle et forment de minces bandes, sinueuses et plissées, partiellement interconnectées (Figure 1.8). La Sous-province de La Grande est injectée par plusieurs intrusions synvolcaniques, syntectoniques à tarditectoniques de composition ultramafique, mafique, intermédiaire et felsique (Goutier et al., 2000; Goutier et al., 2001; Bandyayera et al., 2011).

1.4.1.3 Géologie de la région de la Basse- et de la Moyenne-Eastmain

Le Groupe d'Eastmain, une unité lithostratigraphique composée de roches volcanosédimentaires, a été introduite par Labbé et Grant (1998). Par la suite, Moukhsil et al. (2003) ont assigné à ce groupe toutes les roches supracrustales de la Moyenne et de la Basse Eastmain. La ceinture de roches vertes de la Basse- et de la Moyenne-Eastmain s'étend le long d'un axe est-ouest sur 300 km et elle a une largeur qui varie de 10 à 70 km (Figure 1.9). Quatre cycles volcaniques ont été définis et datés au sein du Groupe d'Eastmain (Figure 1.9). Le cycle 1 (2752 à 2739 Ma), qui comprend la Formation de Kauputauch (2751,6 + 0,6/ - 0,8 Ma) (Moukhsil et al., 2001), est constitué de coulées massives ou coussinées de basaltes et de basaltes andésitiques surmontées de séquences de tufs felsiques à mafiques.



Figure 1.7 : Carte géologique de la Province du Supérieur (Card, 1990).



Figure 1.8 : Carte litho-tectonique des sous-provinces dans la région Eeyou-Itschee Baie James (Goutier, non publiée, 2017).

Le cycle volcanique 2 (2739 à 2720 Ma) comprend la Formation de Natel (Ant; 2739 ±5 Ma) (Moukhsil, 2000) qui est composée de komatiites, de basaltes komatiitiques, de coulées massives ou cousinées de basaltes et d'andésites. Le cycle 3 (2720 à 2705 Ma) comprend la Formation d'Anatacau-Pivert (2723,1 ± 2.2 Ma) (Moukhsil et al., 2001) qui se compose de basaltes, d'andésites, de rhyolites et de tufs surmontés par des roches sédimentaires (siltstone, mudstone et conglomérat). Finalement, le cycle 4 (< 2705 Ma) comprend les Formations de Komo $(2703 \pm 8 \text{ Ma et } 2705 \pm 3 \text{ Ma})$ (Moukhsil et al., 2001) et de Kasak, datées à 2704,4 ± 1,1 Ma (David et al., 2009b). Les Formations de Komo et de Kasak sont composées de coulées massives ou coussinées de basaltes, de basaltes komatiitiques, d'andésite et de quelques horizons mineurs de tufs felsiques à cendres interdigités. Le volcanisme au sein de la ceinture de roches vertes de la Basse- et de la Moyenne-Eastmain se serait produit en l'absence d'une croûte felsique ancienne (Moukhsil et al., 2003) durant un intervalle d'un minimum de 50 Ma (Boily et Moukhsil, 2003). L'empillement volcanique, qui constitue la base de la stratigraphie de la région, est surmonté par les roches sédimentaires (Figure 1.9). La séquence stratigraphique des roches sédimentaires a été établie suite aux travaux de Franconi (1978) (Figure 1.10).

Deux phases de sédimentation ont été identifiées dans le secteur (Figure 1.9) (Moukhsil et al., 2003). La première phase est attribuée à la mise en place des Formations de Wabamisk, d'Anaconda et de Clarkie. Les Formations de Wabamisk et d'Anaconda sont constituées de tufs intermédiaires à felsiques qui sont recouverts par des conglomérats monogéniques à polygéniques, des arkoses et des formations de fer. La Formation de Clarkie est composée d'arénite et de conglomérat surmontés par des tufs à lapillis et à blocs. Une discordance d'érosion a été cartographiée entre les formations sédimentaires (Wabamisk et Anaconda) et les roches volcaniques du Groupe d'Eastmain (Franconi, 1978). Les conglomérats polygéniques des Formations de Wabamisk et d'Anaconda, qui contiennennent des cailloux de tonalite, de granodiorite, de porphyre quartzo-feldspathique et d'amphibolite, témoignent du soulèvement, de l'exhumation et de l'érosion de la séquence volcanique et des intrusions synvolcaniques (Moukhsil et al., 2003). La deuxième phase de sédimentation fait référence à la Formation d'Auclair (Franconi, 1978; Moukhsil, 2000; Moukhsil et al., 2003) qui se compose de 95% de paragneiss (Figure 1.9).

Plusieurs épisodes de plutonisme ont été reconnus dans la région. Les phases intrusives se divisent en trois catégories : synvolcaniques, syntectoniques et tardi- à posttectoniques (Moukhsil et al., 2003) (Figure 1.9). Les intrusions synvolcaniques (2747 à 2710 Ma) (Moukhsil et al., 2003) forment des masses abondantes de tonalite, de granodiorite et plus rarement de diorite (suite TTG : trondhjémite-tonalite-granodiorite). Localement, ces intrusions sont co-magmatiques avec les roches felsiques des premiers cycles volcaniques et elles se localisent généralement dans le cœur des anticlinaux (Moukhsil et al., 2003). Ces intrusions sont calco-alcalines et métalumineuses à paralumineuses de type I (Moukhsil et al., 2003). Les intrusions syntectoniques (2710 à 2697 Ma) font parties de la suite tonalite-granodiorite-granite-monzodiorite quartzifère (TGGM). Elles sont calco-alcalines et méta-alumineuses à paralumineuses de type I (Moukhsil et al., 2003). Les intrusions post- à tardi-tectoniques (2697 à 2618 Ma) sont de compositions granodioritiques à granitiques et pegmatitiques (rarement tonalitiques) et elles font parties d'une suite tonalite-trondhjémite-granodiorite-granite (TTGG). Ces intrusions recoupent les paragneiss de la Formation d'Auclair. Elles sont calco-alcalines, peralumineuse, de type S, et sont associées à la fusion partielle des paragneiss lors de la migmatisation (Moukhsil et al., 2003).

Des dykes de diabase d'âge Néoarchéen et Protérozoïque qui ne sont pas déformés coupent toutes les lithologies selon des directions N-S, NO-SE et NE-SO (Figure 1.9).

1.4.1.4 La Sous-province de Némiscau

La Sous-province de Némiscau correspond à un bassin de roches sédimentaires néoarchéennes (wacke, paragneiss, métatexite et diatexite) plus jeune que la Sousprovince de La Grande (Card et Ciesielski, 1986; Goutier et al., 2001). De nombreuses intrusions felsiques à intermédaires et ultramafiques recoupent les paragneiss migmatisés (Goutier et al., 2000; Goutier et al., 2001). À l'échelle de la Province du Supérieur, des similarités géochimique et pétrographique indiquent que la Sous-province de Némiscau est équivalente aux Sous-provinces métasédimentaires d'Opinaca, d'English River et de Quetico, en Ontario (Figure 1.7) (Card et Ciesielski, 1986; Goutier et al., 2001; Moukhsil et al., 2001; Doyon, 2004).



Figure 1.9 : Carte synthèse géologique et schéma stratigrahique (modifiée de Moukhsil et al., 2003) résumant les cycles volcaniques, les épisodes plutoniques et les périodes de sédimentation de la Basse- et de la Moyenne-Eastmain. D1, D2 et D3 représentent les trois phases de déformation. Échelle non respectée.


Figure 1.10 : Stratigraphie de la séquence sédimentaire au sommet du Groupe d'Eastmain (Franconi, 1978).

1.4.2 Nature du contact entre les sous-provinces et métamorphisme

Au niveau régional, la nature exacte du contact entre la Sous-province de La Grande et les Sous-provinces métasédimentaires de Némiscau et d'Opinaca est encore mal comprise. Cette juxtaposition tectonique de terranes à fort contraste métamorphique constitue un guide métallogénique d'intérêt dans la région d'Eeyou-Itschee Baie-James puisque plusieurs gîtes et gisements aurifères sont localisés à seulement quelques kilomètres de ce contact : le gisement Roberto (Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015), l'indice Corvet-Est (Aucoin et al., 2012), l'indice La Grande-Sud (Mercier-Langevin, 2000; Mercier-Langevin et al., 2012), l'indice Isabelle, l'indice Auclair, les indices Orfée et Orfée-Est (Bogatu et al., 2016) et les indices sur les propriétés Wabamisk-Anatacau, dont fait partie l'indice Mustang (Beauchamp et al., 2015), pour ne mentionner que ceux-ci.

Certains auteurs interprètent ce contact soit comme un chevauchement (Gigon et Goutier, 2016; Goutier et al., 2016) ou comme une discordance (Gosselin et Simard, 1999). Gigon et Goutier (2016) affirment que dans le secteur de l'indice aurifère Quentin (feuillet SNRC 33H04), les amphibolites de la Sous-province de La Grande chevauchent nettement les paragneiss de la Sous-province d'Opinaca. Dans le secteur du lac Sakami (feuillet SNRC 33F02), la zone de contact est composée d'une série d'imbrications entre

les deux sous-provinces (Goutier et al., 2016). Les nouvelles observations montrent que certaines zones de cisaillement aurifères partent de la zone de contact et se prolongent à l'intérieur de l'Opinaca sur de grandes distances (Goutier et al., 2016). Ces zones de cisaillement se reconnaissent par la présence d'intrusions ultramafiques sous forme de chapelet et de zones de mylonite ultramafique à hornblende, anthophyllite et phlogopite (Goutier et al., 2016). Le contact sud est généralement masqué par la mise en place de plutons tardifs (Bandyayera et al., 2010). À plusieurs endroits, des granites et des granodiorites se sont mis en place au niveau du contact, masquant ainsi la zone de déformation qui le marque généralement.

Les roches de la Sous-province de La Grande et celles des bassins d'Opinaca et de Némiscau montrent de grades métamorphiques différents. En effet, le métamorphisme varie du faciès des schistes verts au faciès supérieur des amphibolites dans la Sous-province de La Grande. La température maximale atteinte par les roches sédimentaires du La Grande lors du pic métamorphique est d'environ 500°C (Bandyayera et al., 2010). Ces roches méta-sédimentaires n'ont pas subi de fusion partielle. Elles sont composées d'un assemblage de quartz + biotite + plagioclase ± grenat qui est très stable sur un large intervalle de pression-température mais ne dépasse pas le faciès des amphibolites supérieurs (Bandyayera et al., 2010).

Le métamorphisme dans l'Opinaca et dans le Némiscau est beaucoup plus élevé. Il varie du faciès moyen des amphibolites à celui des granulites (orthopyroxènes dans les paragneiss) (Gauthier et Larocque, 1998; Bandyayera et al., 2010). Les Sous-provinces d'Opinaca et de Némiscau sont caractérisées par une abondance de mobilisat leucocrate qui s'injecte dans les paragneiss. La Sous-province d'Opinaca est considérée comme un complexe d'injections (Morfin et al., 2013) ayant subi un épisode de migmatisation entre 2663 et 2637 Ma (Morfin et al., 2013).

Un fort gradient métamorphique est présent à proximité de l'indice Mustang (Figure 1.11). Les roches sédimentaires sont principalement au grade des schistes verts (assemblage à biotite, ± grenat) dans le secteur de la veine Mustang. Il y a accroissement rapide du gradient métamorphique vers l'OSO sur une distance latérale est-ouest d'environ 10 kilomètres (Figure 1.11). À quelques kilomètres de l'indice Mustang, le faciès des schistes

21

verts passe à l'amphibolite (assemblage à cordérite-staurotide) vers un assemblage à sillimanite à proximité du Pluton de Kapiwak (Moukhsil, 2000). Près du Pluton de Kapiwak, les paragneiss sont migmatisés, et il y a présence de mobilisat.



Figure 1.11 : Faciès métamorphiques de la ceinture de roches vertes de la Basse-Eastmain (Moukhsil, 2000).AC = actinote, AD=andalousite, BO=biotite, CB=carbonates, CD=cordiérite, CL= chlorite, CZ=clinozoïsite, EP=épidote, GR=grenat, LX=leucoxène, MV=muscovite, SR=séricite, SU=staurotide, TL=tourmaline, E=zone riche en enclaves de paragneiss (Moukhsil, 2000). La flèche en rouge illustre une augmentation significative du gradient métamorphique.

1.4.3 Déformation et contexte structural

Dans la Sous-province de La Grande, une schistosité antérieure à la fabrique principale (S₁) est présente dans les charnières des plis P₂ et elle est subparallèle à la stratification (S₀). Plusieurs rapports géologiques antérieurs associent la déformation D₁ à la phase de déformation principale régionale (Franconi, 1978; Moukhsil, 2000; Moukhsil et al., 2001;

Moukhsil et al., 2003). Dans le cadre de ce mémoire, la déformation régionale est interprétée comme la déformation D₂, puisque qu'une schistosité antérieure à la déformation principale a été reconnue. Trois générations de fabriques tectoniques subséquentes ont été identifiées dans le secteur des feuillets SNRC des lacs Pivert (33C01), Anatacau (33C02), Kauputauchechun (33C07) et Wapamisk (33C008) (Moukhsil, 2000). La foliation principale (S₂) qui affecte les roches volcaniques et sédimentaires est orientée N250° à 265° avec un pendage abrupt vers le nord. Les linéations d'étirement et les linéations minérales plongent fortement vers le nord et elles ont une composante d'aval-pendage.

Une série de plis P2, serrés à isoclinaux, et moyennement à fortement plongeants, forme de grandes structures E-O à ENE-OSO à toutes les échelles. Un clivage de crénulation orienté NE à ENE (S₃) se superpose localement à la schistosité S₂. Quelques plis P₃ sont associés à la foliation S₃. Un clivage S₄ de direction ONO-NO, très subtil à l'échelle régionale, a été reconnu localement dans les roches sédimentaires. Les roches intrusives présentent des linéations à composantes directionnelles. La fabrique présente dans les plutons est majoritairement magmatique sauf au contact avec l'encaissant et le long des zones de cisaillement où elle est majoritairement associée à la déformation D₂. Plusieurs failles de décrochement, des failles de chevauchement et des zones de cisaillement ont été cartographiées (Figure 1.12) et montrent des associations spatiales avec les indices minéralisés. Près de l'indice Mustang, au sud de la digue OA-11 (Figure 1.12), une faille de chevauchement, associée à D₂, correspond à une zone de forte schistosité de direction NE-SO. Cette zone a un pendage vers le SE et possède des linéations à composante d'aval-pendage. Au nord de la digue, il y a une faille de décrochement senestre (Figure 1.12). Mouskhil (2000) a défini seize domaines stucturaux dans le secteur des feuillets SNRC des lacs Pivert (33C01), Anatacau (33C2), Kauputauchechun (33C07) et Wapamisk (33C008) (Figure 1.12). Il a subdivisé les roches intrusives et les roches métasédimentaires et volcaniques respectivement en neuf et en sept domaines stucturaux (Figure 1.12).



Figure 1.12 : Carte montrant les seize différents domaines structuraux dans le secteur de l'indice Mustang (Moukhsil et al., 2000)

Les Sous-provinces d'Opinaca et de Némiscau sont caractérisées par des plis serrés à isoclinaux couchés (Bandyayera et al., 2010). Suite à la montée de granitoïdes, des structures en dômes et bassins kilométriques de direction E-O, plus ou moins étirées et démembrées, se sont superposés aux plis couchés (Bandyayera et al., 2010). La déformation D₁ dans les roches des Sous-provinces d'Opinaca et de Némiscau a presque totalement été oblitérée par la déformation régionale D₂. Les éléments structuraux de D₂ dans les paragneiss correspondent à une schistosité S₂ définie par : des plans enrichis

en biotite et/ou hornblende, un rubanement migmatitique et une linéation d'étirement caractérisée par l'alignement des aluminosilicates ou des minéraux mafiques associés à des structures planaires (Bandyayera et al., 2010). La déformation D₂ dans les Sousprovinces d'Opinaca et de Némiscau est aussi responsable de l'alignement préférentiel des injections de mobilisats qui contribue à définir le grain structural (Bandyayera et al., 2010). La déformation D₃ s'exprime localement par le développement d'un clivage de crénulation (S₃).

1.4.4 Métallogénie régionale

La région recèle un potentiel métallogénique significatif pour différents éléments métalliques (Au, Ag, Cu, Fe, Li, Mo, Ni, Pb, Zn) (Figure 1.13). Les minéralisations répertoriées au sein de la ceinture de la Basse- et de Moyenne-Eastmain ont été subdivisées en six principaux types (Gauthier et Larocque, 1998; Moukhsil et al., 2003) : 1) les formations de fer (Fe, Cu, Au, Ag), 2) les minéralisations volcanogènes (Cu, Zn, Ag, Au), 3) les minéralisations d'affiliation magmatique de type porphyrique (Cu, Au, Ag, Mo) ou de type épithermal (Au, Ag, Cu, Zn, Pb), 4) les minéralisations orogéniques (Au, As, Sb), 5) les minéralisations aurifères associées à des formations de fer (Au, As), et 6) les minéralisations liées aux pegmatites (Mo, Li).

Les indices d'or sont particulièrement abondants dans la région (Figure 1.13). Plus de 90% des indices connus dans les feuillets 33AC01, 33C02, 33C07 et 33C08 se trouvent dans les roches volcaniques, volcanoclastiques et sédimentaires du Groupe d'Eastmain, et dans les roches sédimentaires de la Formation d'Auclair (Figure 1.13). La majorité des minéralisations aurifères répertoriées sont associées à des veines et veinules de quartz ± carbonate ± tourmaline et à leurs épontes sulfurisées (Moukhsil et al., 2003). Lorsque les veines sont encaissées dans les roches sédimentaires, l'arsénopyrite est le principal sulfure présent dans les épontes. La pyrrhotite et la pyrite dominent lorsque les veines sont encaissées dans des roches mafiques. De plus, l'or est libre et se trouve en inclusion dans des sulfures. Les minéralisations orogéniques présentent souvent des altérations potassiques (muscovite, biotite), de la carbonatisation (dolomite, calcite, ankérite) et des enrichissements en arsenic et en bore (Moukhsil et al., 2003).



Figure 1.13 : Carte géologique tirée du SIGEOM (décembre 2017) localisant les indices métalliques et non métalliques dans les feuillets SNRC 33C01, 33C02, 33C07 et 33C08.

La section qui suit présente les principales caractéristiques des deux gisements aurifères les plus importants qui se situent à proximité de l'indice Mustang, soit le gisement aurifère Roberto (Mine Éléonore - Goldcorp) et le gisement Eau Claire (Eastmain Ressources). Les deux gisements sont associés à des charnières hectométriques à kilométriques de plis régionaux. Ceci implique que les charnières régionales sont des métallotectes importants pour les minéralisations aurifères à la Baie-James (Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013).

1.4.4.1 Le gisement aurifère Roberto de la Mine Éléonore

La mine Éléonore (Goldcorp Inc.) exploite depuis octobre 2014 le gisement d'or Roberto, une des découvertes les plus marquantes des années 2000 au Canada (Figure 1.14). Tout comme l'indice Mustang, le gisement Roberto se situe au contact entre une sousprovince sédimentaire archéenne et la Sous-province volcano-plutonique de La Grande. La mine Éléonore se trouve à 65 km au NNE de l'indice Mustang (Figures 1.7, 1.8 et 1.9).



Figure 1.14 : Photographie montrant les infrastructures de la Mine Éléonore (Goldcorp, 2015). La flèche en rouge montre la localisation du décapage qui expose en surface les zones Roberto et Roberto-Est.

Le gisement de classe mondiale Roberto contient des ressources mesurées et indiquées de 1,34 million d'onces à 5,81 g/t d'or et des ressources inférées de 1,99 millions d'onces à 7,31 g/t d'or (Goldcorp Inc., 2017).

Le gisement Roberto est un gisement d'or atypique, dans un contexte géologique complexe, qui ne peut entrer dans les catégories des gisements orogéniques, magmatiques ou épithermaux classiques (Ravenelle et al, 2010). La minéralisation est principalement encaissée dans des roches sédimentaires clastiques, portées au faciès amphibolitique. La minéralisation principale se caractérise par plusieurs corridors plurimétriques d'orientation NNO-SSE formant une enveloppe subverticale d'une largeur de 70 à 80 m et d'une extension verticale d'au moins 1,4 km. Ces corridors partagent une signature métallique similaire à Au-As-Sb-W-Bi-Sn-Mo et comprennent des styles de minéralisation variés (Fontaine et al., 2015). Le gisement comprend cing à six zones minéralisées à relativement haute teneur (> 3 g/t) (Fontaine et al., 2015). Ces zones sont associées à un vaste système hydrothermal caractérisé par la présence de veines, de veinules et de zones d'altération et de remplacement riches en silice, calcium, potassium et bore. Le gisement Roberto est localisé dans la charnière d'un pli P2-P3 fortement plongeant, d'échelle kilométrique, et qui affecte les métagrauwackes turbiditiques et les paragneiss. Une grande partie de la minéralisation aurifère est antérieure au pic métamorphique (Ravenelle et al., 2010; Dubé et al., 2011b; Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015) et antérieure ou précoce par rapport à la déformation principale (D₂) (Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013).

Deux principales zones aurifères (zones Roberto et Roberto-Est) se distinguent par leur style structural, leur minéralogie et leur teneur en or. La zone Roberto (jusqu'à 25 g/t sur 20 m) (Fontaine et al., 2015), qui constitue la zone minéralisée principale, est composée d'un stockwerk de veines de quartz ± actinote ± diopside ± biotite-arsénopyrite/pyrrhotite et de veinules de quartz-dravite-arsénopyrite (Ravenelle et al., 2010 ; Ravenelle, 2013). L'arsénopyrite, la löllingite et la pyrrhotite (avec des inclusions d'or) sont présentes dans les veinules de quartz-sulfures et finement disséminées dans les zones de remplacement. Le stockwerk de la zone Roberto est encaissé dans des roches

28

sédimentaires ayant subi un remplacement riche en quartz-microcline-phlogopite-biotitedravite (Ravenelle et al., 2010, Ravenelle, 2013).

La zone Roberto Est (jusqu'à 8 g/t sur 6 m) (Ravenelle et al., 2010) est texturalement complexe et composée de plusieurs assemblages minéralogiques (Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015). La zone se caractérise par la présence de rubanements et de veinules leucocrates, riches en minéraux calco-silicatés (diopside, tourmaline, localement microcline), et par la présence de brèches hydrothermales coupées par des veinules de quartz et calc-silicates (Ravenelle, 2013). Il y a aussi présence de zones de remplacement en silice aurifère associées à des assemblages de quartz, microcline, tourmaline, actinote, diopside, feldspath saussuritisé, clinozoïsite et arsénopyrite (Ravenelle, 2013). D'autres zones minéralisées ont été décrites par Fontaine et al. (2015) et comprennent les zones du Lac, Hanging-wall, et du Nord.

1.4.4.2 Le gîte Eau Claire (Eastmain Ressources)

La propriété Clearwater se situe à environ 40 kilomètres à l'est de la propriété Wabamisk dans la ceinture de roches vertes de la Moyenne-Eastmain (Figures 1.7, 1.8 et 1.9). L'estimation des ressources la plus récente (Armitage et Abdel Hafez, 2017) indique des ressources mesurées et indiquées de 4 170 000 tonnes à 6,16 g/t Au (826 000 oz) et des ressources présumées de 2 227 000 t à 6,49 g/t Au (465 000 oz).

Le gîte aurifère Eau Claire est un gisement d'or orogénique composé d'un réseau de veines de quartz-carbonate-tourmaline en échelon majoritairement encaissées dans des roches volcaniques mafiques amphibolitisées (Cadieux, 2000; Tremblay, 2006) (Figure 1.15). La zone minéralisée a été tracée sur deux kilomètres de longueur et jusqu'à une profondeur verticale de 900 mètres (Chartier et al., 2015). Les forages de définition ont permis de définir deux zones minéralisées (450 Ouest et 850 Ouest) qui coïncident avec deux zones majeures de cisaillement (Chartier et al., 2015). Le gîte Eau Claire contient deux styles de minéralisation aurifère soit : 1) de larges zones de minéralisation aurifère à faible teneur allant de 0,5 à 3,0 grammes par tonne sur des épaisseurs de 5,0 à 25 mètres souvent associées aux zones d'altération (minéralisation de type remplacement) et, 2) des zones de minéralisation à haute teneur, allant de 10 à > 100 g/t Au sur 0,5 à 4,0 mètres de largeur, concentrées dans des veines de quartz-tourmaline (Figure 1.15)

(Tremblay, 2006). L'or se trouve sous forme de particules micrométriques formant souvent des amas dans les veines et les zones altérées. L'altération hydrothermale associée aux veines aurifères est riche en magnésium et pauvre en fer total. Elle consiste, selon les faciès, en une zone externe schisteuse composée principalement de tschermakite, de magnésio-hornblende, de biotite ferrifère, de chlorite et de quartz, et en une zone interne proximale aux veines de quartz-tourmaline (Cadieux, 2000). Cette zone interne est composée d'actinote, de trémolite, de magnésio-hornblende fibro-radiée, de tourmaline, de biotite magnésienne et de calcite (Cadieux, 2000). Le gisement est enrichi en or, tellures, bismuth, molybdène et argent (Cadieux, 2000).



Figure 1.15 : Veine de quartz-tourmaline à haute teneur en or et en tellures du gîte Eau Claire (Eastmain Ressources, 2015).

1.4.5 Historique des travaux d'exploration sur la propriété Wabamisk (Exploration Osisko - Baie- James)

Depuis le début des années 2000, plusieurs indices aurifères ont été découverts sur la propriété Wabamisk. Parmi ceux-ci, l'indice Isabelle (Figure 1.13), découvert en 2007 a donné des valeurs de 6,48 g/t Au sur 3,0 m, 4,20 g/t Au sur 13,61 m et 316 g/t Au sur 1,00 mètre de rainure (Chartrand et al., 2013). Le meilleur résultat de forage de cet indice provient de la campagne de 2010 et il s'élève à 46,5 g/t Au sur 4,0 mètres. À l'été 2011, d'autres indices aurifères ont été trouvés et ont donné des valeurs entre 1,0 et 10,0 g/t Au, incluant deux indices majeurs: l'indice Ross (70 g/t Au; Figure 1.13) et l'indice Boomerang (jusqu'à 360 g/t Au) (Chartrand et al., 2013).

À l'été 2012, une campagne de prospection et de décapage mécanique a mené à la découverte d'un système aurifère relativement étendu avec des indices s'étendant latéralement sur plus de 900 mètres (Chartrand et al., 2013). Les indices sont majoritairement associés à des veines de quartz centimétriques à métriques dont les épontes sont altérées en séricite, feldspath, sulfures, ± silice, ± chlorite, ± amphibole. La structure aurifère principale a été décapée mécaniquement et elle est maintenant connue sous le nom de la veine Mustang. Les meilleures valeurs obtenues en 2012 provenant du rainurage de la veine Mustang sont : 9,66 g/t Au sur 4 mètres, 18,35 g/t Au sur 1 mètre, 23,28 (11,14 coupé) g/t Au sur 4,6 mètres, 18,15 g/t Au sur 1,7 mètres, 8,47 g/t Au sur 2,4 mètres, 4,46 g/t Au sur 2,7 mètres (Figure 1.16) (Chartrand et al., 2013). D'autres zones minéralisées situées au nord-est de la veine Mustang ont retournées des intersections significatives incluant 3,45 g/t Au sur 6,95 mètres, 5,47 g/t Au sur 4 mètres et 4,99 g/t Au sur 3 mètres de rainure (Figure 1.16) (Chartrand et al., 2013). Ces zones semblent être associées à un réseau de veines et de veinules plutôt qu'à une veine unique comme c'est le cas pour la veine Mustang.

En février 2013, un programme de forage au diamant a été entrepris pour vérifier la continuité des structures aurifères en profondeur. Trois secteurs principaux ont été forés: (1) la veine Mustang, (2) les secteurs Nasty-Discovery, et (3) la zone sous la ligne d'alimentation d'Hydro-Québec. Au total, 29 forages ont été réalisés pour un total de 4 472 mètres. La minéralisation aurifère a été intersectée dans presque tous les forages du secteur de la veine Mustang et de Nasty-Discovery. Les intersections les plus

31

significatives incluent 3,66 g/t Au sur 1,5 mètre (WB-13-002), 22,65 g/t Au sur 2,25 mètres (WB-13-005) et 3,93 g/t Au sur 2,8 mètres (WB-13-005) (Chartrand et al., 2013). La zone sous la ligne d'alimentation d'Hydro-Québec, à l'est de la principale zone décapée, n'a pas intersecté la minéralisation avec des valeurs maximales à 0,5 g/t Au (Chartrand et al., 2013).



Figure 1.16 : Photographie de la trace de la veine Mustang suite à la campagne d'exploration de 2012. Les meilleures valeurs obtenues en surface lors de la campagne de décapage de l'été 2012 se trouvent dans les bulles (Mines Virginia, 2012).

En 2013, la découverte la plus importante est celle du corridor CIT (indices Challenger-Intercepteur-Trailblazer ; Figure 1.13) qui se trouve à moins de 10 km au nord-ouest de l'indice Mustang. Le corridor CIT fait environ 3 km selon une direction E-O. L'or des indices Challenger, Interceptor et Trailblazer, est associé à des veines et des veinules de quartz et à leurs épontes altérés en séricite, chlorite, amphibole, ± silice, ± tourmaline. Les épontes contiennent jusqu'à 10% de sulfures (arsénopyrite, pyrrhotite et pyrite). Un échantillon choisi contenait 278 g/t Au et la meilleure valeur en rainure a donné 5,67 g/t Au sur 1,0 mètre (Chartrand et al., 2013).

La campagne de forages de l'hiver 2014 a consisté à 15 trous et 2 extensions pour un total de 3 210 mètres. Les forages ont été localisés dans trois secteurs: (1) la veine Mustang et la principale zone décapée, (2) les indices Challenger-Interceptor-Trailbalazer et, (3) un secteur situé quelques kilomètres à l'est de la principale zone décapée qui contient des veines de quartz aurifères encaissées dans un horizon d'exhalite. Le secteur Mustang et la zone principale ont été forés pour tester la présence d'une minéralisation sous-jacente aux intersections de 2013 et pour déterminer si la veine Mustang se poursuit sous le secteur Sablière. La plupart des trous de forage ont recoupé avec succès la veine Mustang et d'autres zones aurifères, à des profondeurs allant jusqu'à 250 mètres sous la surface. Certaines des meilleurs intersections de la veine Mustang ont donné des valeurs de 1,69 g/t Au sur 13,8 m incluant 2,27 g/t Au sur 6,7 mètres, 18,5 g/t Au sur 1,9 mètre (WB-14-036), 64,0 g/t Au sur 0,5 mètre et 11,6 g/t Au sur 0,4 mètre (Chartrand et al., 2013).

Actuellement, la plupart des zones aurifères de la principale zone décapée, y compris la veine Mustang, sont encore ouvertes latéralement et en profondeur.

2 CHAPITRE 2 : GÉOLOGIE DU SECTEUR MUSTANG

Le chapitre 2 aborde l'étude de la géologie du secteur de la veine Mustang. Ce chapitre a pour objectif de documenter les faciès, la stratigraphie des roches sédimentaires et la géologie structurale à proximité de l'indice. Étant donné que tous les types de roches cartographiés ont été métamorphisés, le préfixe méta- est omis pour alléger le texte.

2.1 Principales unités lithologiques

Une cartographie géologique détaillée des affleurements rocheux à l'échelle 1/2500 a été réalisée sur une superficie de 2,8 par 2,8 km autour de l'indice Mustang (Figures 2.1 et 2.2 et Annexe I – Figures 1 à 9). La cartographie a permis de reconnaître neuf faciès lithologiques différents dont les relations stratigraphiques n'ont pu être établies. Il a été effectivement difficile d'établir la séquence de surperposition des faciès et de corréler les assemblages entre eux. Au sein de la séquence de roches sédimentaires, seul le conglomérat constitue un horizon marqueur. La carte réalisée est interprétative puisque moins de 2% de la surface est couverte par des affleurements rocheux. Les contacts ont été tracés grâce à la cartographie des décapages et des affleurements, combinée aux analyses lithogéochimiques et aux informations provenant d'un levé aéro-magnétique de haute-définition réalisé en 2013 par Mines Virginia (Annexe I – Figures 10 à 12). Les principales unités rocheuses cartographiées sont décrites dans les sous-sections qui suivent.

2.1.1 Conglomérat

Les affleurements de conglomérat se trouvent au nord du secteur cartographié (Figures 2.1, 2.2 et Annexe I – Figure 2). Cette unité hétérogène d'environ 500 mètres d'épaisseur est lenticulaire, moyennement magnétique et polygénique (Figure 2.3). Les fragments du conglomérat sont localement supportés par la matrice, mais dans la majorité des cas, le pourcentage de fragments est assez important pour qu'ils se supportent entre eux.



Figure 2.1 : Carte géologique régionale du secteur de l'indice Mustang et localisation des principaux indices aurifères (>250 ppb Au). Modifiée de Exploration Osisko – Baie James, données non-publiées 2014.



Figure 2.2 : Carte géologique du secteur Mustang et orientation des polarités stratigraphiques (réalisée dans le cadre de cette maîtrise).



Figure 2.3 : a) Conglomérat polygénique à fragment jointif caractérisé par un fort étirement ; b) Fragments centimétiques subarrondis de basalte et roches intrusives felsiques. Quelques clastes de plus petites dimensions sont d'origine sédimentaire ; c) Fragments pluri-centimétriques totalement tourmalinisés ; d) Le litage primaire (S₀) est marqué par la présence de lits de grès massif sans claste conglomératique et démembré dans celui-ci. Le S₀ est à 90 degrés du S₂, ce qui suggère que cette partie de l'affleurement se trouve en zone de charnière d'un pli P₂ ; e) Succession de faciès conglomératiques. Les contacts entre les faciès représentent le litage S₀ transposé.

Ces fragments sont subarrondis et varient beaucoup en taille allant de guelgues millimètres à 25 centimètres environ. Le conglomérat contient des clastes foliés fortement étirés de roches sédimentaires, de basaltes, de tufs, de veines de quartz. Il contient également des clastes plus grossiers, de forme arrondie, de basalte et de roches intrusives felsigues, intermédiaires et mafigues plus compétentes (Figures 2.3a et 2.3b). La matrice représente de 5 à 30% du conglomérat et elle est essentiellement gréseuse et moyennement chloritisée. Quelques fragments sont totalement tourmalinisés (Figure 2.3c). Les ratios d'étirement des fragments dans le conglomérat situé au nord de l'indice Mustang ont été mesurés en plan et en coupe. Ces ratios varient de 1 : 5 à 1 : 15 (Figure 2.3a). Le conglomérat est effectivement caractérisé par une forte linéation d'étirement subverticale dans le plan de la foliation régionale (S₂). Il est caractérisé par une importante hétérogranularité et par des contacts progressifs nets entre des bancs dominés par la présence de petits clastes (microconglomérat), d'autres dominés par la présence de clastes plus grossiers et, par des bancs gréseux sans claste (Figures 2.3d et 2.3e). Grâce à la présence de lits gréseux, il a été possible de déterminer la trace du litage primaire (Figures 2.3d et 2.3e) et de localiser quelques charnières de plis P₂ ayant été préservées à l'intérieur de la séguence (Figure 2.3d).

2.1.2 Wacke lité subarkosique et wacke massif arkosique

Le wacke lité subarkosique, de couleur gris moyen, est composé de 10 à 30% de quartz, d'environ 10 à 25% de feldspath, (surtout du plagioclase An 10-30), de 5 à 25% de biotite, de 5 à 20% de chlorite et de 15 à 35% de muscovite. Il contient également des traces de hornblende, d'épidote, de sphène, d'apatite, de zircon, de grenat, d'oxydes de Fe-Ti, de calcite, de tourmaline, de sulfures et d'autres minéraux opaques (Figures 2.4a et 2.4b). Cette lithologie contient environ 10 à 15% de grains plus grossiers subarrondis à subanguleux de plagioclase moyennement séricitisé et/ou saussuritisé, et/ou remplacé par de la calcite ainsi que quelques fragments lithiques riches en quartz. Les plagioclases montrent communément des macles multiples (Figure 2.4b). La chlorite est parfois orientée selon la schistosité principale (S₂) en intercroissance diffuse avec de la biotite ou en remplacement rétrograde de la biotite (Figures 2.4c et 2.4d). La muscovite et la

biotite sont généralement orientées selon la schistosité principale (S₂). Quelques fragments de roches centimétriques sont présents dans les wackes subarkosiques et arkosiques, évoluant ainsi vers un faciès microconglomératique.

Le wacke arkosique est présent dans le secteur de la veine Mustang. Ce faciès contient plus de plagioclase (de 25 à 35%) et il est plus compétent que le wacke lité subarkosique. On reonnaît ce faciès grâce à sa patine grise pâle et par la présence de porphyroblastes d'amphibole (Figures 2.5a à 2.5d). Pétrographiquement, cette paragenèse est composée de 25 à 30% de quartz, entre 25-35% de plagioclases séricitisés et/ou saussuritisés, de 5 à 30% d'amphibole, de 15 à 20% de biotite, de 5 à 10% de chlorite et des traces à 5% de muscovite, de clinozoïsite, de zircon et de rutile (Figures 2.5e et 2.5f).



Figure 2.4 : a) Carottes de forage illustrant l'aspect macroscopique du wacke lité subarkosique. Il y a un granoclassement qui donne une polarité vers la gauche de la photographie ; b) Contact irrégulier entre un wacke subarkosique finement grenu et un lit riche en plagioclase (wacke arkosique). Les macles des plagioclases sont bien visibles. Les cœurs des grains sont saussuritisés et/ou séricitisés ; c) Chloritisation de la biotite en amas ; d) Chlorite orientée selon S₂ et plagioclases grenus déformés par S₂.



Figure 2.5 : a) Porphyroblastes d'amphibole distribués pervasivement dans un wacke arkosique. Les veinules de quartz-calcite ont des épontes qui contiennent plus de 50% d'amphibole ; b) Les amphiboles sont en remplacement lit par lit selon la stratification ; c) Contact entre un wacke arkosique à amphibole et un wacke lité subarkosique ; d) Stockwerk composé d'amphibole, de plagioclase, de quartz, de chlorite et de clinozoïsite ; e) Photographie d'une lame mince qui illutre l'habitus d'amphibole ; f) Photographie d'une lame mince qui illustre une matrice de chlorite orientée dans un échantillon de wacke arkosique.

2.1.3 Wacke lité quartzo-feldspathique

Ce faciès a été distingué grâce à la pétrographie combinée aux analyses lithogéochimiques des carottes de forage. Macroscopiquement, il est très difficile de distinguer ce faciès de l'unité de wacke subarkosique. Pétrographiquement, le faciès de wacke arkosique est plus riche en plagioclase que le faciès de wacke quartzo-feldspathique qui contient jusqu'à 50% de quartz.

Le wacke quartzo-feldspathique est composé de 25 à 50% de quartz, de 5 à 10% de plagioclase, de biotite, de chlorite, de muscovite avec des traces de sphène, \pm apatite, \pm zircon, \pm grenat, \pm calcite, \pm sulfures, \pm opaques (Figure 2.6). Les grains de quartz sont les composantes détritiques les mieux préservées. Le quartz est présent sous la forme de grains de la taille des sables contiennant peu ou pas d'inclusions (Figure 2.6). Les grains de quartz monocristallin sont subarrondis à arrondis et à extinction roulante faible à modérée. Les grains de quartz plus grenus sont affectés par un clivage de pression-dissolution et on observe un phénomène de migration en bordure de grain. Les franges de pression créées par ce clivage sont remplies par du quartz recristallisé et des micas (\pm biotite, \pm chlorite et \pm muscovite) (Figure 2.6d). La matrice représente 15 à 35% des wackes et elle est constituée d'un agrégat fin de quartz-feldspath, \pm chlorite et \pm séricite. Quelques points triples entre les grains de quartz témoignent d'une recristallisation métamorphique. La chlorite est parfois orientée selon la schistosité principale (S₂), en intercroissance avec de la biotite ou en remplacement rétrograde de la biotite.

C'est grâce une section de forage (WB-13-002, WB-13-001, WB-13-011, WB-13-012, WB-13-013) (Figure 4.2 et Annexe IV) que le contact entre le wacke subarkosique/arkosique et l'unité quartzo-feldspathique a pu être identifié. L'unité de wacke quartzo-felspathique commence à environ 83 m du forage WB-23-011 (échantillon #360865) et se pousuit vers le sud jusqu'à la fin du forage WB-13-013. Lors de la description des échantillons de forage, une zone de faille fragile a été identifée entre la séquence subakosique/arkosique et la séquence quartzo-felsdpathique, entre 92-95,8 mètres du forage WB-13-011 (Annexe IV). Il est difficile de préciser de quel type de faille (décrochement, mouvement vertical, etc.) il s'agit puisque plusieurs mètres de carottes ont été perdus (entre 83-87 m). Les échantillons de roches sédimentaires qui témoignent

de la présence d'une telle zone de faille (entre 92-95,8 mètre) sont fortement broyés et fracturés.



Figure 2.6 : a) Aspect en carotte de forage de l'unité de wacke lité quartzo-feldspathique ; b) Quartz subarrondi dans une matrice de quartz-plagioclase-biotite-séricite ; c) Contact franc entre un lit de wacke quartzo-feldspathique et un lit de siltstone riche en séricite fortement crénulé ; d) Clivage de pression-dissolution D₂ affectant un grain de quartz. Les franges de pression sont remplies par du quartz recristallisé et des micas.

2.1.4 Siltstone et shale

Une unité de siltstone interlité de minces lits de shale a été cartographiée principalement au sud de la veine Mustang. Cette unité grise foncée est relativement homogène (Figures 2.7a et 2.7b) et semble plus affectée par la déformation D₂ et D₃ que les wackes. Cette unité montre des textures lépidoblastique et crénulée. Elle est composée d'environ 50% de micas orientés (chlorite, muscovite), de 0 à 10% de biotite (parfois orientée selon S₂), de 20 à 30%, de plagioclase, 10 à 20% de quartz et des traces d'argile, d'ilménite, d'hématite et de sulfures (Figures 2.7c et 2.7d).



Figure 2.7 : a) Surface altérée d'une tranchée qui présente un siltstone interlité avec de minces lits d'argilite se trouvant dans une zone de charnière de pli P₂ ; b) Pli P₂ en forme de S dans un siltstone à patine grise foncée ; c) et d) Photographies de lames minces qui montre la forte chloritisation du siltstone.

2.1.5 Formation de fer

Les formations de fer cartographiées montrent une patine rouillée (Figure 2.8). Elles sont finement litées et présentent une alternance de lits sulfurés et de bandes silicatées. Elles contiennent 25% de biotite, 15% de minéraux opaques (magnétite, ilménite), de la grunérite, du quartz, des feldspaths, de la chlorite, de la muscovite et des traces de grenat. Les formations de fer à faciès sulfuré contiennent jusqu'à 10-15% de sulfures (pyrrhotite, pyrite et ±arsénopyrite) et fréquemment jusqu'à 25% de veines et veinules

plissées, composées de quartz ± carbonate de fer (Figure 2.8). Seulement quelques affleurements de formation de fer ont été cartographiés dans le secteur étudié (Annexe I – Figure 6).



Figure 2.8 : a), b) et c) Patine altérée d'une formation de fer. Les photographies a) et c) illustrent la présence de veines et veinules de quartz ± carbonate qui sont affectées par le plissement (P₁?, P₂ et P₃) La photographie b) montre une formation de fer rouillée et plissée en S par des plis P₂.

2.1.6 Dykes de mélano-gabbro

Les affleurements de mélano-gabbro ont une patine de couleur verte forêt (Figures 2.9a et 2.9b). Pétrograhiquement, les dykes contiennent plus de 80% d'amphibole calcique moyennement rétrogradée en chorite. Les dykes sont aussi composés de plagioclase séricitisé et saussuritisé, de biotite, de chlorite et de traces de séricite, de sphène et de rutile. Les affleurements forment de minces dykes (quelques cm à 2 mètres d'épaisseur maximum). Très localement (à l'indice aurifère Trailblazer ; Figure 1.10), ces dykes présentent des textures pépéritiques (Figure 2.9c) et certains contiennent des xénolites et des fragments de roches sédimentaires (Figure 2.9d).

Le mélano-gabbro a enregistré la déformation D₂ (Figure 2.9e). Il est localement plissé et il contient une forte linéation minérale (L₂) subverticale, marquée par l'alignement des cristaux d'amphibole (Figure 2.9f). Ces dykes mafiques présentent plusieurs similarités texturales et chimiques avec les dykes de lamprophyres shoshonitiques étudiés dans la Province du Supérieur (Mathieu et al., 2017). Les lamprophyres de la zone d'étude sont des intrusions de petits volumes caractérisés par des sources et des séquences de cristallisation atypiques. Ils sont caractérisés par la cristallisation précoce d'amphibole ou de biotite (Mathieu et al., 2017). Les dykes de mélano-gabbro sont spatialement associés à la veine Mustang et aux zones de déformation.

2.1.7 Dykes de leuco-gabbro

Les dykes de leuco-gabbro ont une patine de couleur verte pâle à moyen (Figures 2.10a et 2.10b). Localement, ils contiennent des phénocristaux de plagioclases d'une taille maximale de 1 cm (Figure 2.10c). Le gabbro présente une texture sub-ophitique et il est composé de 35% d'amphibole zonée sans orientation préférentielle (avec des cœurs de pyroxène) (Figure 2.10d), 30% de plagioclase moyennement séricitisé et/ou saussuritisé, de 5 à 10% de chlorite, de 5 à 10% de clinozoïsite, de 5 à 10% de quartz, et moins de 5% de séricite, sphène, zircon, rutile, hématite et sulfures.



Figure 2.9 : a) Dyke de mélano-gabbro qui se trouve directement en contact avec la veine aurifère Mustang dans la tranchée WB2012TR011 ; b) Dyke de mélano-gabbro en contact avec la veine Mustang et affecté par une altération en carbonate (cristaux grossiers de calcite) ; c) Texture pépéritique dans le dyke de mélano-gabbro de l'indice Trailblazer ; d) Dyke de mélano-gabbro qui contient des xénolites et des fragments de roche sédimentaire à l'indice Trailblazer ; e) Affleurement qui montre un dyke de mélano-gabbro affecté par la déformation régionale (plissé par P₂) ; f) Linéation minérale subverticale marquée par l'alignement des cristaux d'amphibole.



Figure 2.10 : a) et b) Patine altérée des dykes de leuco-gabbro. Ils possèdent une teinte verte pâle et contiennent localement des phénocristaux de plagioclase ; c) Microphotographie d'un dyke de gabbro leucocrate ; d) L'amphibole se superpose à un pyroxène.

2.1.8 Dykes de diabase

Plusieurs dykes de diabase de composition gabbronitique d'âge néoarchéen (2515 \pm 3 Ma ; Hamilton (2009) et 2503 \pm 3 Ma ; Davis *et al.*, en préparation) appartenant à l'Essaim de Mistassini (carte interactive SIGEOM, 2017), coupent les roches archéennes du secteur Mustang. Les dykes ont une patine brune en surface altérée (Figure 2.11). Ils ne sont pas affectés par la déformation régionale et ils sont majoritairement de direction NNO-SSE à N-S. Les dykes de diabase sont rectilignes et facilement identifiables sur les cartes du champ magnétitque total grâce à leur forte susceptibilité qui contraste avec celle des roches sédimentaires environnantes (Annexe I – Figure 10). Les diabases ont une granulométrie fine à moyenne avec des textures ophitiques à sub-ophitiques.

Certains dykes sont porphyriques à gloméroporphyriques (jusqu'à 15 % de plagioclases au centre d'un dyke). Ils contiennent jusqu'à 3% de sulfures (pyrite et pyrrhotite).



Figure 2.11 : Patine altérée d'un dyke de diabase de l'Essaim de Mistassini qui coupe toutes les roches archéennes. Sur la photographie, les bordures figées sont noircies et les contacts avec l'encaissant sont francs. Les dykes sont en relief positif et ils ont des couleurs qui varient de brun à vert.

2.2 Analyse structurale du secteur d'étude

Le socle rocheux du secteur de Wabamisk a subi au moins trois phases de déformation (D_1, D_2, D_3) suivies d'un épisode tardif de fracturation fragile (post-D₃). Dans ce chapitre, les structures planaires (S_x) et les fabriques linéaires (L_x) appartenant aux phases de déformation (D_x) associées seront décrites. Tel que mentionné à la section 1.4.3, la fabrique tectonique principale est interprétée dans ce mémoire comme étant la S₂ appartenant à la phase de déformation D₂.

2.2.1 La stratification (S₀) et la déformation D₁

Le litage primaire (S₀) est bien visible sur la majorité des affleurements et des zones décapées. Le litage primaire est marqué par la présence de lits de différentes granulométries, de composition variable et par la présence de fines lamines de stratification au sein des bancs de roches sédimentaires. Le stratification est plissée par la déformation régionale à toutes les échelles. Lorsque le gradient de déformation augmente, le litage devient transposé le long de la schistosité principale et les vestiges des plis antérieurs se parallélisent également à la fabrique régionale. Les roches sédimentaires cartographiées ont préservé plusieurs structures primaires. La Figure 2.12 illustre des exemples de figures syn-sédimentaires : structures en flammes (Figure 2.12a), convolutes (Figure 2.12b), granoclassements (Figures 2.12c et 2.12d), contacts érosifs (Figures 2.12e et 2.12f), figures de charge (Figure 2.12g) et laminations entrecroisées (Figure 2.12h). Les structures sédimentaires observées confortent l'interprétation d'un environnement turbiditique comme milieu de sédimentation. Plusieurs indicateurs de polarité stratigraphique ont permis le positionnement des traces axiales des plis. La trace axiale, d'un anticlinal P₂ déversé vers le sud, a été tracée à l'aide de l'inversion des polarités stratigraphiques sédimentaires. Cet axe passe au nord de la veine Mustang tel qu'illustré à la Figure 2.2.

La déformation D₁ est caractérisée par la présence d'une fabrique S₁, subparallèle au S₀ (Figure 2.13). La fabrique est marquée par l'alignement de la biotite et de la muscovite. Cette première phase de déformation D₁ est surtout documentée dans les roches sédimentaires et la schistosité S₁ est parfois visible dans les charnières de plis P₂ (Figure 2.14a). On observe à quelques endroits des figures d'interférence laissant supposer la présence de plis P₁ antérieurs aux plis régionaux P₂ (Figure 2.14b). L'interprétation des horizons marqueurs tracés sur les levés magnétiques du secteur appuie la fermeture des plis P₁ d'orientation NNO-SSE (Annexe I – Figures 10 à 12). Ces plis,replissés par les plis régionaux P₂, forment des patrons d'interférence en crochet de type 2 (Ramsay et Huber, 1987).



Figure 2.12 : Figures syn-sédimentaires. a) Stuctures en flamme ; b) Convolutes ; c) et d) Granoclassement normal dans une séquence de Bouma ; e) et f) Contact érosif. La polarité stratigraphique peut aussi être identifiée en forage; g) Figure de charge ; h) Laminations entrecroisées.

Déformation D0-D1: Litage (S0) et première schistosité (S1)



Figure 2.13 : a) Stéréonet (canevas de Schmidt) des mesures des phases S₀-S₁ ; b) Aspect du litage primaire (S₀) qui est caractérisé par une alternance de bancs sédimentaires de granulométrie et de composition différente.



Figure 2.14 : a) La déformation D₁ est caractérisée par la présence d'une schistosité S₁ qui est subparallèle à S₀. La fabrique S₁ est préservée dans les charnières des P₂; b) Figure d'interférence qui montre le litage (S₀-S₁) plissé par P₁ puis replissé par P₂. Ces plis replissés par les plis régionaux P₂ forment des figures d'interférence de type 2 (Ramsay, 1987).

2.2.2 La déformation régionale D₂

La déformation D₂ est caractérisée par une schistosité S₂ de direction OSO à fort pendage vers le NNO (Figure 2.15a). Il s'agit de la fabrique régionale principale pénétrative de plan axial aux plis P₂ (Figure 2.15b). La fabrique principale est définie par l'alignement de minéraux métamorphiques progrades (biotite, muscovite) et elle est mieux développée dans les faciès à grain très fin (siltstone) que dans les faciès plus massifs et compétents comme le wacke arkosigue. L'attitude de la schistosité principale S₂ (direction/pendage) est assez constante avec un plan moyen calculé de N253/83° (n=421 mesures) (Figure 2.15a). Une linéation minérale à forte plongée subverticale est bien développée sur les plans de la foliation S₂ (Figure 2.15a). Les mesures d'axes de plis P₂ se divisent en 2 groupes qui plongent fortement vers l'OSO ou vers l'ENE (Figure 2.13a). Cette variation dans la plongée pourrait s'expliquer par la présence de plis antérieurs (P1) qui influencerait la plongée des axes des plis P2. À toutes les échelles, les roches sédimentaires forment des plis semblables serrés à ouverts (Figure 2.16) et les flancs sont fréquemment transposés. Les roches sédimentaires et les veines de quartz ± carbonate aurifères et stériles montrent des évidences de raccourcissement NNO-SSE et de transposition le long des plans définis par la schistosité S₂. En traçant les grands plans moyens des flancs longs de plis en S, les flancs longs de plis en Z et le plan moyen du litage dans les charnières de plis P₂ (Figure 2.13a), il est possible de définir l'attitude générale des plis P₂. L'ouverture moyenne calculée des plis P₂ est de 26 degrés (Figure 2.13a).



Figure 2.15 : a) Stéréonet (canevas de Schmidt) des pôles de la schistosité principale S₂ (n=421), du plan moyen de S₂ (N253/83), des linéations d'étirement et des linéations minérales ; b) Aspect de la schistosité S₂ pénétrative qui affecte le S₀-S₁ d'un siltstone.



Figure 2.16 : a) Charnière de pli P₂ semblable qui se situe à 10 mètres au sud de la veine Mustang. Elle est affectée par une faille fragile senestre ; b) Succession de plis P₂ serrés à isoclinaux affectés par des failles subparallèles à S₂; c) Pli ouvert P₂ qui illustre la différence de compétence et de rhéologie du wacke arkosique massif versus le sitstone. Présence d'une faille senestre qui déplace les lits d'une dizaine de centimètres au niveau de la charnière ; d) Carottes de forage qui montrent le S₀-S₁ affecté par une succession de plis isoclinaux en forme de M ; e) Pli P₂ ouvert dont le flanc nord est transposé.
2.2.3 La déformation D₃

La déformation D₃ est définie par un clivage de crénulation disjonctif de direction SO-NE (plan moyen N222/57°, n=72 mesures) (Figures 2.17 et 2.18a à 2.18d). Tout comme la schistosité S₂, la crénulation est mieux développée dans le faciès à grain très fin (siltstone) que dans les faciès plus massifs et compétents comme le wacke arkosique (Figure 2.18c). Les plis et les micro-plis P₃ sont beaucoup moins fréquents que les plis P₂ et forment des plis parasitiques en chevron asymétriques en forme de Z. La phase de déformation D₃ semble n'avoir peu ou pas d'impact sur la formation et sur la géométrie des minéralisations aurifères du secteur Mustang. Aucune linéation d'étirement n'a été cartographiée en lien avec la phase de déformation D₃.



Figure 2.17 : a) Stéréonet (canevas de Schmidt) illustrant les pôles du clivage de crénulation S₃ (n=72) et du plan moyen S3 (N222/57); b) Pli P₃ en chevron avec un clivage de plan axial S₃. Le clivage affecte une veinule de quartz stérile.



Figure 2.18 : a) Aspect d'un affleurement affecté par un clivage de crénulation disjonctif S₃; b) Microplis P₃ qui affecte une veinule de quartz blanc; c) Le clivage de crénulation S₃ est mieux développé dans le faciès à grain très fin que dans les faciès plus massifs et compétents comme le wacke massif; d) Microphotographie montrant les micas (feuillets de séricite et de chlorite) qui marquent le clivage de crénulation S₃; d) Bandes de « kinks » senestre dans un siltstone. Au nord de la veine Mustang (Annexe I - Figures 2 et 4), plusieurs bandes de « kinks » de direction NNO-SSE ont été cartographiées (Figure 2.18e). Des veinules de quartz d'extension (en échelon) et stériles se sont mises en place dans des structures conjuguées avec les bandes de « kinks ». Ces veinules montrent des mouvements dextres le long des plans N220° à N235° à fort pendage vers le nord (environ 75°).

2.2.4 La déformation fragile (D4)

Une fracturation affecte les roches du secteur Mustang. Des fractures dans plusieurs directions déplacent le litage et les veines de quartz stériles et aurifères. En projetant les plans des différentes failles sur un stéréonet, cinq grandes familles de failles et de fractures ont été distinguées (Figure 2.19). Les familles F1, F2 et F3 montrent des mouvements dextres et senestres. Les familles F4 et F5 se caractérisent par des mouvements apparents dextres, tandis que la famille F6 montre des mouvements relatifs à la fois dextre, senestre et une composante en extension. Ces failles sont parfois remplies par des veines tardives et stériles de quartz blanc. Le stéréonet de la Figure 2.19 montre que les failles s'intersectent toutes dans un même secteur et suggère qu'elles pourraient donc être associées à une même phase de déformation tardive.



Figure 2.19 : Stéréonet illustrant l'orientation moyenne des 5 grandes familles de fractures et de failles fragiles qui affectent les roches sédimentaires du secteur Mustang.

2.2.5 Analyse structurale sectorielle

La Figure 2.20 présente les caractéristiques structurales des différents décapages du secteur de la veine Mustang. Les plans de la schistosité principale sont relativement constants dans toutes les tranchées sauf dans la tranchée WB2012TR011 (veine Mustang). Les plans de S₂ à pendage vers le nord varient en direction de l'ONO à SO. La fabrique composite S₀-S₁, d'orientation générale N-S à NNO-SSE, est plissée dans toutes les tranchées. Au niveau des tranchées WB2012TR005 et WB2012TR055, le S₀-S₁ est majoritairement transposée dans la schistosité principale S₂. Seulement quelques vestiges de plis sont présents dans ces décapages et sont caractérisés par la présence d'une zone de forte déformation D₂ de direction approximative E-O, avec un fort pendage vers le nord. Les axes des plis P₂ plongent fortement à la fois vers l'ENE et vers l'OSO. Les linéations L₂ (non présentées sur la Figure 2.20) sont subverticales.

2.3 Métamorphisme

Le métamorphisme dans le secteur Mustang a atteint le faciès des schistes verts supérieurs, près de la limite avec le faciès des amphibolites. Les minéraux diagnostiques du faciès schistes verts présents dans les roches sédimentaires du secteur Mustang sont : la biotite, la muscovite, la chlorite, le plagioclase, le quartz, l'amphibole et localement le grenat.

L'amphibole est porphyroblastique et poeciloblastique (Figures 2.21a et 2.21b). Elle incorpore parfois des minéraux orientés selon la schistosité S_2 indiquant qu'elle est postérieure à cette foliation. Elle coupe clairement la schistosité principale. Les amphiboles sont tardi- à post-D₂ (Figures 2.21a et 2.21b). L'amphibole croît habituellement de façon radiale, sans orientation préférentielle (Figures 2.21c à 2.21f). Certains grains ont cristallisé avec une forme sigmoïdale, mais très localement (dans 2 lames minces) (Figures 2.21e et f). L'amphibole est soit distribuée de façon pervasive dans les roches sédimentaires, soit en remplacement sélectif d'un lit, ou associées à des fractures et/ou des veines et des veinules de quartz, \pm calcite. L'amphibole métamorphique semble se superposer à une altération hydrothermale (voir section 4.5.4 et 4.5.5 sur les altérations).

59

Le grenat est peu abondant dans les roches sédimentaires (traces à environ 2%). Tout comme l'amphibole, il est porphyroblastique, poeciloblastique (Figure 2.22) et idiomorphique (Figure 2.22). Il n'a pas d'orientation préférentielle et il se superpose sur la schistosité principale (S₂) (Figure 2.22). Certains grains contiennent des traînées d'inclusions de quartz orientées préférentiellement selon S₂ (Figure 2.22a). Le grenat coupe toutes les phases minérales, y compris les amphiboles. Quelques grenats montrent des zonations internes (Figure 2.22b). À proximité de certains grenats, on note des ondulations de la schistosité principale (Figure 2.22c). Ces textures impliquent que la cristallisation du grenat est principalemement post-D₂.

La chlorite est présente selon trois habitus. Il y a une CL₁ dont les feuillets sont préférentiellement orientés selon la schistosité principale (S₂) (Figures 2.23a et 2.23 b). La CL₁ semble avoir cristallisé durant le trajet prograde du métamorphisme associé à la phase de déformation principale. La CL_{2a} est un chlorite grenue qui se superpose à la fabrique principale et qui remplace les porphyroblastes de biotite (Figure 2.23c). La CL_{2a} semble avoir cristallisé après D₂. Finalement, la CL_{2b} a cristallisé durant le trajet rétrograde (post-D₂) et elle remplace la biotite et l'amphibole (Figure 2.23d).

Tel que mentionné dans la section 1.4.2, un gradient métamorphique qui augmente vers l'OSO fait passer les roches du secteur Mustang du faciès des schistes verts à un faciès à sillimanite près du pluton de Kapiwak (Figures 1.9 et 1.11). Quelques traverses géologiques à l'ouest et au nord-ouest de la veine Mustang ont permis de caractériser le métamorphisme dans ces secteurs. D'abord, les roches sédimentaires à l'ouest et au nord-ouest du secteur Mustang sont plus métamorphisées. Il s'agit de roches sédimentaires granoblastiques, de paragneiss à biotite-grenat et de méta-pélites nodulaires à grenat (\pm cordiérite, \pm andalousite, \pm staurotide, \pm sillimanite). Dans le secteur à l'ouest, les roches sédimentaires sont envahies par 5 à 30% de dykes de pegmatites blanches à muscovite, \pm tourmaline, \pm béryl. Ces dykes sont associés avec la mise en place du pluton de Kapiwak (Moukshil et al., 2003) et localement plissées par les plis P₂.



Figure 2.20 : Stéréonets des mesures structurales (pôles et grands cercles S₀-S₁, plans de la schistosité principale S₂ et axes de plis P₂ mesurés et calculés) dans le secteur des tranchées de l'indice Mustang.



Figure 2.21 : Photographies de lames minces. a) et b) Porphyroblastes d'amphibole sans orientation préférentielle qui sont superposés sur la schistosité S₂. Ils sont localement rétrogradés et remplacés par de la chlorite. ; c) Amphibole radiale avec un cœur rétrogradé en chlorite. L'amphibole superpose à la biotite ; d) Amphibole radiale qui cristallise à partir de la biotite ; e) Très rarement, l'amphibole a cristallisé selon une forme sigmoïdale ; f) Amphibole fibro-radiale.



Figure 2.22 : Photographies de lames minces. a) Grenat poeciloblastique post-D₂ ayant incorporé la schistosité
S₂ (traînées d'inclusions de quartz); b) Porphyroblaste idiomorphe de grenat montrant une zonation interne (pointillé); c) À proximité de certains grains de grenat, il y a ondulation de la schistosité principale (S₂); d) Grenat idiomorphe qui se superpose à la fabrique principale (S₂) marquée par l'orientation de la biotite.



Figure 2.23 : Photographies de lames minces ; a) CL₁ dont les feuillets sont préférentiellement orientés selon la schistosité principale (S₂) ; b) Chlorite orientée selon la schistosité S₂ en interpénétration avec la biotite ; c) Amas sans orientation préférentielle de CL_{2a} qui se superpose à la fabrique principale et coupent la biotite ; d) Chlorite rétrograde CL_{2b} (post-D₂) qui remplace les porphyroblastes sans orientation préférentielle d'amphibole. Le grenat au centre de la photographie se superpose à toutes les phases minérales, y compris l'amphibole.

2.4 Cartographie géologique des zones décapées

Vingt-deux décapages ont été cartographiés à l'échelle 1 :100 dans le cadre de cette maîtrise (Figure 2.24 et Annexe I). La principale zone décapée se divise en trois secteurs : 1) le secteur à l'ouest : Mustang et Nasty, 2) le secteur central : Sablière et Discovery, et 3) le secteur Est. Une description sommaire des décapages permettra d'illustrer les principales relations lithologiques, structurales et chronologiques en lien avec les veines de quartz aurifères. La légende et les cartes des décapages se trouvent

dans l'Annexe I - Figures 13 à 36. À noter que les termes décapages et tranchées seront employés comme des synonymes dans le texte.

2.4.1 Les secteurs Mustang et Nasty

Les cartes de détail à l'échelle 1/100 ont permis de suivre latéralement la veine Mustang en surface sur 570 mètres sur neuf décapages (de l'est vers l'ouest : WB2012-TR046-045-011-083-024-081-047-079-006).

2.4.1.1 Tranchées est de la veine Mustang (WB2012TR046, WB2012TR045, WB2012TR011, WB2012TR083, WB2012TR024 et WB2012TR004)

Les deux décapages WB2012TR046 et WB2012TR045 (Figure 2.24 et Annexe I – Figures 30 et 29) sont les tranchées les plus à l'est exposant la veine Mustang. Ces décapages montrent plusieurs veinules aurifères, laminées sub-parallèles au litage et plissées par P₂, et des veines boudinées. Dans ces tranchées, la veine Mustang qui fait environ 0,5 m de largeur est subverticale d'orientation N220/86°. La veine est démembrée au contact d'une zone de déformation ductile (Figure 2.25). La zone de cisaillement fait jusqu'à 10 mètres de largeur et se caractérise par des bandes de cisaillement (« *shear bands »*) à mouvement apparent senestre (Figures 2.25a et 2.25b). La roche est une protomylonite (Figure 2.26c) et on observe de multiples plans de glissement subparallèles à S₂. Le corridor de déformation est caractérisé par la présence de vestiges de plis P₂ démembrés et de flancs transposés dans S₂ (Figure 2.25a). Les linéations mesurées dans cette zone de forte déformation sont subverticales et subparallèles à L₂ (Figure 2.25d) ce qui suggère que la zone de cisaillement qui a démembré la veine Mustang est syn- à tardi-D₂ et elle est caractérisée par un mouvement vertical.

À l'ouest des tranchées WB2012TR045 et WB2012TR046 se trouve la tranchée WB2012TR011, qui est la tranchée ayant permis la découverte de l'indice Mustang et qui présente les sections minéralisées les plus épaisses en surface. Dans la tranchée WB2012TR011 (Annexe I – Figure 20), la veine Mustang, qui est une veine de quartz ± carbonate laminée, est encaissée dans un siltstone interlité avec 5% de lits d'argilite. La veine, qui fait de 2 cm à 1 mètre de large (Figures 2.26a et 2.26b), est subparallèle au litage. La stratification peut être suivie sur la totalité de la tranchée grâce aux lits d'argilites

plissés, déplacés par des failles d'orientation N240° à mouvements dextres et senestres et à fort pendage vers le nord (Figures 2.26c à 2.26e). La veine a enregistré au moins une partie de la déformation progressive interprétée comme étant D₂ puisqu'elle est plissée en forme de S par des plis P₂ (Figures 2.26a, 2.26b et 2.26f). Les laminations, le rubanement et la présence de stylolites dans la veine Mustang sont des textures très typiques des veines de quartz laminées mise en place par le mécanisme d'ouvertureremplissage (« crack and seal ») contrôlé par des fluctuations de pression du fluide (Sibson et al., 1988; Figures 2.26a et 2.27a). Localement, des textures bréchiques en bordure de veine sont présentes (Figure 2.27a). La déformation D₂ était active lors de la mise en place de la veine Mustang, puisque celle-ci contient des fragments métriques allongés de roche encaissante foliés par S₂ (Figures 2.27b, 2.28a et 2.28b). La schistosité principale (S₂) est orientée N250° au nord de la tranchée WB2012TR011 puis à l'approche de la veine, elle ondule et s'oriente N230° formant un sigmoïde à l'échelle métrique (Figure 2.28c et Annexe I - Figure 20). Lorsque préservée, la polarité sédimentaire le long de la veine Mustang est vers le sud. Les épontes de la veine contiennent jusqu'à 10% de sulfures incluant de l'arsénopyrite à grain grossier, de la pyrrhotite en fines veinules sub-parallèles à la schistosité principale, de la pyrite ainsi que des traces de chalcopyrite, de galène et de sphalérite. Plusieurs grains et amas d'or visibles sont libres dans la veine et dans les épontes altérées. L'altération hydrothermale proximale à la veine est pervasive ou à texture pseudo-fragmentaire (Figure 2.26f), formée de vestiges d'encaissant non totalement remplacés et allongés selon la linéation L₂. Des veinules de quartz plissées par P₂ recoupent clairement l'altération pseudofragmentaire indiguant qu'au moins une partie de l'altération s'est mise en place précocement par rapport à l'injection des veines et veinules aurifères (Figure 2.26f). L'altération et la minéralisation sont parfois symétriquement distribuées dans les épontes (de part et d'autre de la veine), mais souvent elles sont distribuées de façon asymétrique; c'est-à-dire d'un seul côté de la veine. Les zones visibles altérées correspondent à environ deux fois l'épaisseur de la veine. La veine Mustang est constituée d'au moins trois générations de quartz (Figure 2.28c) : 1) du quartz blanc injecté selon la plan de la veine orienté environ N240°; 2) du quartz fumé qui recoupe le quartz blanc et qui remplit des factures orientées N270°, et finalement 3) du quartz translucide qui remplit des fractures tardives orientées environ N330-N340°.

Au centre du décapage, il y a un changement abrupt de la direction générale de la veine Mustang. Au nord-est du décapage WB2012TR011, la veine qui est fortement plissée par P₂ a une orientation générale N190/85°. Au centre du décapage, la veine devient davantage rectiligne et s'oriente N240/80°. Ce changement soudain d'orientation coïncide avec la présence d'un dyke métrique de mélano-gabbro magnésien en contact avec la veine. Sur plus de 300 mètres latéralement, la veine est subparallèle et localement en contact avec le dyke de mélano-gabbro (Figures 2.27b, 2.28a et 2.28e). Cette zone de flexure a donné les plus hautes teneurs aurifères en rainures (jusqu'à 111,17 g/t Au sur 2,60 mètres incluant 258,64 g/t sur 1,10 mètres) et pourrait contrôler la géométrie des zones à haute teneur (« ore shoots »). La veine Mustang est peu affectée par le clivage de crénulation S₃, mais elle a subi une déformation fragile qui se matérialise par un réseau de fractures conjuguées (post-D₃) et orientées N-S et NO-SE (Figure 2.28f). Localement, des veines tardives de quartz blanc se sont injectées dans ces fractures et coupent la veine Mustang (Figure 2.28e). À proximité de la veine, on note la présence d'un dyke de diabase gloméroporphyrique orienté NNE. Régionalement, les dykes de l'Essaim de Mistassini sont orientés N-S, mais dans la tranchée WB2012TR011 ce dyke est orienté N240° (Figure 2.28c). Le dyke de diabase semble avoir changé subitement de direction pour emprunter la même discontinuité structurale que la veine Mustang. La veine Mustang se poursuit vers l'OSO dans les tranchées WB2012TR024 et WB2012TR083. À cet endroit, elle se subdivise en deux ou en plusieurs veines formant plutôt un réseau. En plus du développement d'une veine principale, il y a fréquemment mise en place de réseaux de veinules orientées ESE-ONO. Ces veinules semblent s'être mises en place dans une zone de cisaillement le long d'un flanc de pli P₂. (Annexe I – Figures 24a et 24b). La cartographie détaillée et l'analyse structurale des tranchées WB2012TR046, WB2012TR045, WB2012TR011, WB2012TR083, WB2012TR024 indiquent que la veine Mustang s'est mise en place durant la déformation régionale D₂, le long du flanc plissé en S d'un anticlinal P₂ déversé vers le sud.



Figure 2.24 : Localisation des décapages par rapport à la veine Mustang. Les traces en rouges illustrent la trace des zones aurifères (>0,2 ppm Au). La trace en jaune montre la continuité de la veine Mustang en surface.

La tranchée WB2012TR004 se situe au nord-nord-est de la veine Mustang. Comme illustré à l'Annexe I – Figure 16 et aux stéréonets de la Figure 2.20, la tranchée se situe dans une charnière de pli P₂ (probablement un flanc court). Le litage est plissé à toutes les échelles mais globalement orienté NNE-SSO. Les veines de quartz aurifères sont fortement plissées, laminées et forment parfois des amas au niveau de l'extrados des charnières de plis (Figure 2.29). Cette géométrie rappelle les minéralisations dans les nez de pli « saddle reef » des gisements filoniens encaissés dans les turbidites de la ceinture de Lachlan en Australie (Bierlein et al., 2004).



Figure 2.25 : a) b) Aspect de la zone de déformation de la tranchée WB2012TR045 où l'on voit des vestiges de litage plissé (en jaune), des plans de cisaillement (en blanc), des plans de schistosité (en noir) et des bandes de cisaillement (« *shear bands »*) (en rouge) ; c) Aspect de la protomylonite caractérisée par un fort étirement subvertical dans le plan de cisaillement ; d) Linéation L₂ subverticale dans le plan de la foliation régionale.



Figure 2.26 : a) Veine Mustang plissée par P₂ qui présente une texture laminée ; b) Veine Mustang plissée par P₂. Les épontes altérées sont décolorées et blanchies ; c) La stratification est définie par des lits d'argilite millimétriques à pluri-centimétriques plissés et démembrés par des failles dextres et senestres orientées ENE-OSO à E-O. Des veines et veinules aurifères sont subparallèles à S₀-S₁ et elles ont subi la déformation D₂ ; d) e) Au nord du décapage WB2012TR011, le litage et des veinules aurifères sont plissés et les flancs sont fracturés et/ou transposés ; f) Aspect de l'altération calci-sodique au niveau de l'éponte sud-est de la veine Mustang. L'altération est pervasive à proximité de la veine puis, elle devient pseudofragmentaire en s'éloignant de la veine



Figure 2.27 : a) Veine Mustang en contact avec le dyke de mélano-gabbro et le siltstone. La veine est laminée et présente des textures bréchiques localisées et des stylolites tectoniques ; b) Veine Mustang en contact entre le mélano-gabbro et le siltstone. La veine s'est mise en place dans une zone de déformation et elle a incorporé plusieurs fragments de roches sédimentaires qui ont subi une partie de la déformation D₂. La veine est affectée par une forte fracturation fragile post-D₃ N-S et E-O. La cavité (espace vide) au centre de la veine pourrait correspondre à la zone de faille qui a initié le processus de remplissage de la veine.



Figure 2.28 : a) d) Fragment de roche sédimentaire altéré et folié (S2) qui a été incorporé dans la veine Mustang lors des différentes phases d'ouverture-remplissage ; c) Ondulation du S2 à proximité de la veine plissée ; d) Trois générations de quartz qui constituent la veine Mustang : 1) du quartz blanc selon le plan de la veine d'orientation N240°; 2) du quartz fumé qui coupe le quartz blanc (flèches rouge) et 3) du quartz dans des fractures orientées environ N330-N340° (flèches noir) ; e) Veine de quartz blanc tardive qui rempli une fracture qui coupe clairement la veine Mustang ; f) La veine Mustang est affectée par des fractures conjuguées tardives orientées N-S et NO-SE (D4).



Figure 2.29 : Amas de quartz aurifère isolé dans une charnière de pli P2 (« saddle reef »).

2.4.1.2 Tranchées ouest de la veine Mustang (WB2012TR081, WB2012TR047, WB2012TR079 et WB2012TR006)

Le décapage WB2012TR081 (Annexe I – Figures 35 et 36) expose l'extension SO de la veine Mustang. Le décapage fait de 5 m à 30 m de large par 160 m de long. La veine Mustang et son enveloppe d'altération ont une épaisseur moyenne d'environ 1 mètre et une direction relativement constante soit N240/78°. La zone d'altération la plus importante dans ce décapage se situe à l'extrémité OSO. Il s'agit d'une zone plus large (environ 8 mètres d'épaisseur) composée d'environ 20% de veinules de quartz interconnectées, plissées et accompagnées d'une forte altération potassique. Ces veinules contiennent plus de 70% de séricite et jusqu'à 5% d'arsénopyrite grenue (jusqu'à 1 centimètre). Dans les tranchées WB2012TR081, -047, -079, 006, la veine Mustang est rectiligne et très peu plissée par les plis P₂. Elle présente des textures laminées en remplissage de faille (*« fault-fill vein »*) et localement des textures bréchiques (Annexe I – Figure 35a). La veine comporte de minces fragments de mélano-gabbro fortement déformés par D₂. Plusieurs dykes de mélano-gabbro se trouvent à proximité de la veine

Mustang. Un dyke passe au nord de la veine Mustang, au nord de la tranchée WB2012TR081 (Annexe I – Figures 35 et 36). Un autre dyke de mélano-gabbro se situe au sud de la veine aurifère dans la tranchée WB2012TR011 (Annexe I – Figure 20). Finalement, deux dykes sont présents dans la tranchée WB2012TR006 (Annexe I – Figure 18). Il apparaît très probable à partir de la cartographie de la tranchée WB2012TR081 (Annexe I – Figures 35 et 36) que la veine Mustang se soit mise en place le long d'un flanc de pli P₂ cisaillé par un mouvement apparent à composante senestre. La veine Mustang est comprise à l'intérieur d'un corridor cisaillé et montre une schistosité (plan S₂) à angle avec les plans C. Plusieurs veinules de quartz s'injectent dans les plans de la schistosité (S₂) qui se sont développés lors du cisaillement le long des flancs de pli (Annexe I – Figures 35 et 36). Ceci indique que le cisaillement à mouvement apparent senestre (syn- à tardi-plissement) avait débuté pendant la mise en place de la veine Mustang et des veinules associées.

Les cartes des 3 décapages à l'extrémité ouest de la veine Mustang (WB2012TR047, WB2012TR079 et WB2012TR006) et celles des tranchées au nord de la veine Mustang (WB2012TR005 et WB2012TR055) se trouvent respectivement à l'Annexe I – Figures 31, 33, 18, 17 et 32.

2.4.2 Les secteurs Découverte et Sablière

2.4.2.1 Les décapages WB2012TR001 et WB2012TR028

Le décapage WB2012TR001 (Annexe I – Figure 14) expose une zone minéralisée rouillée contenant un réseau de petites veines et veinules aurifères de quartz, carbonate, ± tourmaline (inférieur à 20 cm d'épaisseur), subparallèles au litage plissé et démembré (Figure 2.30a et 2.30b). Quelques veinules sont orientées selon la schistosité principale (Figure 2.30a et 2.30b). La géométrie de la zone minéralisée est contrôlée par un pli P₂ en forme de S. Le flanc court de la principale zone minéralisée (Annexe I – Figure 14) est épaissi par rapport aux flancs longs qui sont beaucoup plus minces. Les plis qui déforment le litage et les veines et veinules minéralisées plongent fortement vers l'ouest (Figure 2.20). Les veines de quartz minéralisées se situent au contact entre deux unités lithologiques au comportement rhéologique différent, soit un wacke subarkosique lité et

un graywacke arkosigue massif à amphibole. Les veines se sont mises en place dans l'unité litée qui est anisotrope et moins compétente que l'unité massive. Le décapage WB2012TR028 (Annexe I – Figure 26) montre la continuité de la zone minéralisée vers l'ouest de la tranchée WB2012TR001. Celle-ci expose des veines bréchiques de quartztourmaline (Figures 2.30c, 2.30d et 2.30e). Les veines bréchiques minéralisées sont encaissées dans un wacke fortement plissé (serré à isoclinal) par des plis P₂. Des amas de veines de quartz sont démembrés et se retrouvent isolés dans les nez de pli qui plongent vers l'ESE. Les veines bréchiques sont hétérogènes et pluri-métriques. Elles sont orientées selon la schistosité principale. Elles sont composées d'une matrice de quartz et de tourmaline et sont caractérisées par des textures de fragmentation in-situ en « jigsaw puzzle » (jointifs en mosaïques) (Figures 2.30c, 2.30d et 2.30e). Les fragments bréchifiés de roches sédimentaires sont très anguleux et ne montrent pas d'évidence de rotation (Figures 2.30c et 2.30d). Ils sont de taille centimétrique à décimétrique et sont altérés en albite-séricite-tourmaline. Ces veines brèchiques présentent toutes les caractéristiques typiques d'une brèche produite par la fracturation hydraulique. Les valeurs aurifères les plus élevées dans cette tranchée ne proviennent pas des veines bréchiques, mais elles proviennent de l'extrémité ouest de la tranchée où un réseau de veinules plissées est présent.

2.4.2.2 Le décapage WB2012TR080

Le décapage WB2012TR080 (Annexe I – Figure 34) se situe dans une charnière métrique de pli P₂, plus précisément au niveau du flanc court d'un pli régional. La totalité de la surface exposée est fortement altérée (blanchie) et caractérisée par un assemblage d'altération à albite-séricite-chlorite-calcite. Au sud du décapage, une veine aurifère de quartz-calcite-tourmaline centimétrique à décimétrique rectiligne est associée à une faille OSO-ENE à fort pendage (68°) vers le nord. Au centre du décapage, cette même veine, tout comme la foliation S₁, est fortement plissée par un pli P₂ (Figure 2.31a). La schistosité S₁ est bien développée dans la charnière des plis P₂ aux épontes de la veine (Figure 2.31b). Les flancs courts de la veine sont au moins 10 fois plus épais que les flancs longs. Les axes de pli plongent vers l'ENE et l'OSO. Au nord de la tranchée, près du contact avec le dyke de leuco-gabbro, la veine est démembrée dans une zone de cisaillement D₂ à composante senestre.



Figure 2.30 : a) b) Zone minéralisée rouillée au centre de la tranchée WB2012TR001. Réseau de veinules millimétriques et centimétriques injectées selon la fabrique S₀-S₁. D'autres veinules recoupent cette fabrique à fort angle ; c) d) e) Veines de quartz-tourmaline caractérisées par des textures de fragmentation *in-situ* en *jigsaw puzzle* : fragments anguleux fortement blanchis (albitisés) et jointifs en mosaïque.

Veine aurifère tranchée WB2012TR080



Figure 2.31 : a) Veine aurifère de quartz-calcite-tourmaline centimétrique à décimétrique subparallèle au litage ; b) La schistosité S₁ est bien développée dans la charnière des plis P₂ aux épontes de la veine plissée.

2.4.2.3 Le décapage WB2012TR002

La section centrale du décapage WB2012TR002 expose un stockwerk de veinules de quartz minéralisées et rouillées (Annexe I – Figure 15) montre plusieurs similarités avec celui documenté sur le décapage Roberto (Ravenelle, 2013), mais avec des valeurs aurifères moindres (jusqu'à 3,88 g/t Au sur 1 mètre) (Figure 2.32). Le stockwerk consiste en plusieurs veinules interconnectées intersectant le litage à fort angle et les veines/veinules de quartz subparallèles au litage. La majorité des veinules de quartz minéralisées semblent s'être injectées dans les plans des fractures le long des plans axiaux P₂. Le litage dans cette tranchée est orienté NNO-SSE et il est principalement défini par des lits grenus de wacke massif composé de biotite-quartz-feldspath-grenat. Ces lits sont coupés par des familles de failles dextres orientées NNE-SSO à NE-SO. La tranchée se situe dans un flanc court d'un pli P₂. Une faille orientée OSO-ENE limite le contact entre la zone centrale minéralisée et les roches sédimentaires non altérées au nord de la tranchée.



Figure 2.32 : Section centrale de la tranchée WB2012TR002 montrant un stockwerk développé dans une charnière P₂; b) Stockwerk de veinules de quartz rouillées qui recoupe le litage à fort angle et de veinules subparallèles à S₀-S₁. Le stockwerk ressemble beaucoup à celui du décapage de Roberto (Ravenelle, 2013).

2.4.3 Le secteur Est

2.4.3.1 Les décapages WB2012TR009-020-021

La principale lithologie qui caractérise les décapages WB2012TR009-020-021 (Annexe I – Figures 19, 22 et 23) est un siltstone interlité avec 5 à 15% de lits d'argilite. Ces trois décapages exposent une forte densité de veines de quartz et se situent dans une zone de charnière pluri-métrique P₂. Les veines orientées OSO sont rectilignes, sub-parallèles à la schistosité principale S₂ et aux plans axiaux de plis P₂ (Figures 2.33a è 2.33c). Les veines semblent s'être injectées dans les zones d'extension de l'extrados de la charnière du pli P₂. La tranchée WB2012TR020 (Figure 2.33d et Annexe I – Figure 22) contient jusqu'à environ 70% de veines massives de quartz blanc avec du plagioclase. Ces veines

recoupent les quelques veines de quartz subparallèles au litage, mais sont recoupées par les veines de quartz blanc stériles qui remplissent les failles tardives. Quelques veines à pendage subhorizontal sont présentes dans la tranchée WB2012TR009 (Annexe I – Figure 19). Malgré la bonne densité de veines de quartz, il y a très peu de valeurs aurifères intéressantes. La grande majorité des veines sont stériles et seulement quelques unes sont anomales en or (jusqu'à 2,11 g/t Au sur 1 m). De l'or visible a été observé dans une veinule centimétrique subparallèle au plan axial dans la tranchée WB2012TR021 (Annexe I – Figure 23).



Figure 2.33 : a) b) Photo en a) et interprétation de la photo en b) qui montrent les veinules de quartz subparallèles à S₂ et les quelques veinules subparallèles à S₀-S₁ ; c) Veinules de quartz subparallèles à S₂ et aux plans axiaux des charnières P₂; d) Adondance de veines et d'amas de veines de quartz blanc ± plagioclase.

3 CHAPITRE 3 : MINÉRALISATION

L'étude de la paragénèse minéralisée et des relations texturales fournissent des informations importantes sur les conditions physico-chimiques (température, pression, pH, état d'oxydation, etc.) et sur chronologie relative de la formation d'un gîte ou d'un gisement. Le chapitre 3, qui porte sur la minéralisation, décrit :

i) la localisation et l'attitude des zones aurifères interceptées en surface et en profondeur;

ii) les assemblages minéralisées;

iii) les relations de chronologie entre les différentes types et/ou zonations de sulfures.

Des analyses à la microsonde, au MEB et au LA-ICP-MS ont été utilisées pour qualifier et quantifier la chimie des sulfures.

3.1 Les zones aurifères

La Minière Osisko a réalisé en 2015 un permier modèle 3D des zones aurifères dans le secteur Mustang (Figure 3.1). Les zones aurifères ont été tracés en surface, puis elles ont été extrapolées à l'aide des données de forage. La zone Mustang (Figure 3.1 ; plan en rouge) est assez bien définie et les valeurs aurifères se limitent à la veine et à son éponte proximale altérée. Cette zone orientée N240/80° est rectiligne à légèrement sigmoïdale et elle est bien définie jusqu'à 250 mètres de profondeur. Les autres zones (Nasty, Découverte, Sablière et autres zones en jaune) sont moins bien définies. Elles sont constituées de plusieurs veinules, plus ou moins interconnectées, et de quelques valeurs aurifères éparses. Ce modèle démontre que la veine Mustang n'est pas une structure unique et isolée. Le secteur possède plusieurs zones minéralisalisées ayant une géométrie relativement similaire à celle de la veine Mustang. L'extension latérale et verticale de ces zones restent à être déterminées.

3.2 Les veines de quartz ± carbonate

Les minéralisations aurifères dans le secteur de la veine Mustang se trouvent uniquement dans des veines de quartz ± carbonate et leurs épontes proximales altérées. Dans le secteur Mustang, il y a co-existence de veines aurifères et stériles. Ces dernières sont différenciées par plusieurs caractéristiques dont la paragenèse, la présence d'altération ou non aux épontes et la présence ou non de sulfures aux épontes (Figures 3.2a et 3.2b). La veine Mustang et les autres veines aurifères du secteur contiennent de 2 à 5% de sulfures. Les épontes de ces dernières sont plus riches et peuvent contenir jusqu'à 10% de sulfures. L'arsénopyrite et la pyrrhotite sont les deux principaux sulfures associés aux veines aurifères. La marcassite, la pyrite, la galène et la sphalérite sont des minéraux moins fréquents, mais en association spatiale avec l'or. La morphologie des veines et leur relation avec les différents éléments structuraux permettent de différencier huit grands types de veines de quartz, dont les deux types aurifères les plus importants sont :

i) les veines subparallèles au litage (section 3.2.1);

ii) les veines subparallèles à la schistosité principale (S₂) (section 3.2.2).

3.2.1 Les veines subparallèles au litage

Les veines subparallèles au litage sont d'une remarquable continuité. Il est possible de les suivre latéralement sur plusieurs dizaines, voire même quelques centaines de mètres. Elles se présentent soit individuellement (veine unique) ou soit sous la forme de réseaux de veinules plus ou moins connectées (veines multiples). Elles sont subparallèles au litage et généralement plissées et déformées par D₂ (Figures 2.26 et 3.2a). Elles sont d'épaisseur centimétrique à métrique. Ces veines présentent des textures laminées, des textures d'ouverture-remplissage, de remplissage de faille (« fault-fill vein ») et des textures bréchiques. Les veines de quartz ± carbonate de plus grande dimension sont préférentiellement localisées dans les flancs courts des plis P₂, indiquant que les mécanismes de plissement et de déformation de flanc pourraient avoir joué un rôle dans leur mise en place. Parfois les veines subparallèles au litage sont connectées et/ou déplacées par des failles, elles mêmes remplies de quartz. Les veines subparallèles au litage contiennent fréquemment des fragments de roche encaissante qui ont été

préalablement foliés par D₂ (Figures 2.27b, 2.28a et 2.28b). La majorité des minéralisations aurifères de la propriété Wabamisk (comme les veines Mustang, Challenger, Interceptor) est associée à ce type de veine. Les veines qui sont subparallèles au litage dans le secteur Mustang sont majoritairement plissées en forme de S et suivent les flancs des plis P₂. Le nord de la tranchée WB2012TR015 (Figure 3.3 et Annexe I – Figure 21) expose une veine aurifère laminée et une veine stérile de quartz blanc ± chlorite, ± tourmaline à texture massive, subparallèles au litage. Ces deux veines, espacés de 2 mètres, se suivent et elles ont subi la même déformation. Il semble qu'il y ait une relation entre la composition minéralogique des veines, et donc de la chimie du fluide hydrothermal associé, et la présence ou non de minéralisation aurifère.

3.2.2 Les veines de quartz subparallèles à la schistosité principale

Les veines de quartz, qui recoupent le litage à fort angle et qui sont subparallèles à la schistosité principale et aux plans axiaux des plis P₂, sont plus abondantes dans les zones de charnière (e.g. WB2012TR009-TR020-TR021 ; Annexe I - Figures 19, 22 et 23). Elles peuvent être rectilignes, légèrement plissées ou boudinées et se trouvent généralement dans l'extrados des plis P₂. Ces veines présentent des textures massives et/ou en peigne. Elles sont contemporaines aux veines sub-parallèles ou recoupent celles-ci. Elles contiennent localement de l'or visible.

3.2.3 Les autres types de veines de quartz

Les autres types de veines de quartz incluent : les stockwerks, les veines bréchiques, les veines d'extension à pendage abrupt, les veines d'extension subhorizontales et les veines-failles tardives.

3.2.3.1 Les stockwerks

Les réseaux de veines et veinules de quartz en stockwerk sont distribués de façon hétérogène et ont des orientations variées. Les stockwerks sont surtout associés à des zones de failles syn-D₂.

3.2.3.2 Les veines bréchiques

Les veines de quartz bréchiques sont peu fréquentes et caractérisées par des fragments anguleux et par des textures de fragmentation *in-situ*. Ces veines se sont mises en place dans un régime de déformation fragile.

3.2.3.3 Les veines d'extension à pendage abrupte

Les veines d'extension sont rectilignes à sigmoïdales et composées de quartz blanc ou fumé. Les veines d'extension ont été surtout documentées au nord de la veine Mustang dans le wacke massif.

3.2.3.4 Les veines subhorizontales

Les veines à pendage subhorizontal sont peu documentées en surface dû à leur faible pendage. Le peu de données structurales récoltées suggère que les veines sont perpendiculaires à la linéation L₂. Elles sont stériles et composées de quartz blanc \pm feldspath et amphibole.

3.2.3.5 Les veines-failles tardives stériles

Les veines en remplissage de failles sont tardives dans l'histoire de la déformation régionale (pendant D₄). Ces veines sont stériles et composées de quartz blanc. Elles sont souvent orientées N-S.

3.3 **Pétrographie des veines aurifères**

Plusieurs structures et textures primaires de veines ont été oblitérées par la déformation et le métamorphisme. Les veines aurifères sont essentiellement constituées de quartz polygonisé et/ou partiellement recristallisé. Le quartz est saccharoïdal et à extinction roulante (Figures 3.4a et 3.5b). Plusieurs grains grossiers de quartz sont allongés et se divisent en plusieurs sous-grains recristallisés (néoblastes) au pourtour suturé (Figures 3.4a et 3.5b). Les veines aurifères sont composées de 50 à 70% de quartz, de 0 à 15% de carbonate (principalement de la calcite, ± sidérite, ± ankérite) et elles contiennent des quantités variables de biotite, de séricite, de clinozoïsite, de chlorite, de feldspath potassique, d'amphibole, de scheelite, d'albite, de tourmaline, de prehnite, de titanite, d'apatite et de minéraux opaques (sulfures et oxydes de fer) (Figures 3.4a à 3.4f).



Figure 3.1 : Modèle 3D interprété à partir des plans minéralisés du secteur Mustang. La veine Mustang correspond au plan en rouge fortement incliné vers le nord (environ 80 degrés). La veine Mustang est orientée N240 degrés a été suivie sur 525 mètres latéralement et 250 mètres en profondeur. Les zones aurifères de surface (en jaune) correspondent à des valeurs d'or plus élevées que 0,2 ppm. Les plans de forage en 3D correspondent à des valeurs supérieures à 0,25 ppm Au. (Modèle réalisé par la Minière Osisko, 2015).

Veines aurifères Veines stériles a) **Veines-failles** b) S0-S1 tardives 30 cm 15 cm Veines subparallèles à S2 Veine subparallèle à So-S1 - Gangue : Quartz blanc (90%), \pm plagioclase, \pm - Gangue : Quartz (50-70%), carbonate (calcite séricite, \pm chlorite, \pm biotite, \pm tourmaline, \pm ± sidérite, ± ankérite) avec des quantités variables de biotite, séricite, clinozoïsite, chlorite, calcite, \pm apatite feldspath potassique, amphibole, scheelite, - Peu à pas d'altération ni d'enrichissement en albite, tourmaline, prehnite, titanite, apatite sulfures aux épontes des veines - Sulfures : arsénopyrite, pyrrhotite, pyrite, galène, sphalérite, chalcopyrite - Altération aux épontes : carbonate, séricite, albite, biotite, amphibole, chlorite et sulfures. La présence d'arsénopyrite aux épontes est un très bon indicateur de minéralisation aurifère. - Généralement laminées et subparallèles au litage

Figure 3.2 : Caractéristiques géologiques illustrant les principales différences entre les veines de quartz aurifères (a) versus les veines de quartz stériles (b).



Figure 3.3 : Veine aurifère nord (en rouge) qui est généralement subparallèle au litage défini par des blocs boudinés de greywacke massif (en blanc). Une veine stérile à texture massive composée de quartz blanc ± plagioclase (en ligne pointillée noir) a la même orientation que la veine aurifère.

Les veines minéralisées du secteur Mustang ont subi une déformation progressive polyphasée (D₂, D₃ et post-D₃) puisqu'elles sont plissées et localement démembrées par les plis P₂ (Figures 3.5a à 3.5d) et sont affectées par le clivage de crénulation (S₃) ainsi que par les micro-plis P₃. Les veines contiennent également de 1 à 5% de sulfures principalement de l'arsénopyrite et de la pyrrhotite. Elles contiennent aussi de plus faibles pourcentages de pyrite, de marcassite, de galène, de sphalérite, de chalcopyrite et des traces d'or visible. Les sulfures sont localisés directement dans le quartz, mais aussi dans les fragments de roche encaissante et dans les épontes. La pétrographie a confirmé les observations de terrain qui indiquent que les sulfures et les minéralisations aurifères sont directement associés à la présence des veines de quartz ± carbonate (Figures 3.4c, 3.5e et 3.5f).



Figure 3.4 : Microphotographies de lames minces ; a) Veine de quartz à extinction roulante partiellement recristallisée en sous-grains (néoblaste) ; b) Veine de quartz aurifère à extinction roulante où l'on peut observer des bordures de grains irrégulières et suturées ; c) Veine de quartz aurifère subparallèle à S₂ qui contient environ 15% de minéraux opaques (sulfures et oxydes de fer) ; d) Jonction triple entre des grains de quartz suturés ; e) Veine de quartz aurifère qui contient de la scheelite, de la chlorite, de la biotite et des sulfures ; f) Traces de carbonate de fer (sidérite) dans une veine de quartz aurifère.



Figure 3.5 : Microphotographies de lames minces ; a) Veinule de quartz subparallèle à S₀ qui s'injecte dans une fracture contemporaine à la mise en place de celle-ci; b) Veinule de quartz-apatite aurifère plissée par P₂ qui contient des cristaux idiomorphes d'arsénopyrite ; c) Veinule de quartz-biotite-chlorite-sulfures fortement plissée et démembrée par D₂ et légèrement ondulée par le clivage de crénulation S₃; d) Veinule de quartz aurifère à texture laminée affectée par une déformation fragile (fractures) ; e) Veinule de quartz-pyrrhotite subparallèle à S₀-S₁ et contemporaine aux veinules subparallèles à S₂; f) Veinules de quartz-pyrrhotite subparallèles à S₂ recoupant clairement le S₀-S₁.

3.4 Habitus des sulfures et séquence paragénétique

La pyrrhotite est abondante dans le secteur de la veine Mustang. La pyrrhotite n'est pas vraiment un sulfure indicateur de minéralisation aurifère puisque qu'elle se retrouve dans toutes les roches sédimentaires du secteur Mustang selon des pourcentages variant de traces à 2-3%. Par contre, une augmentation du pourcentage en pyrrhotite (5 à 20%) dans les échantillons macroscopiques indique généralement la proximité d'une zone aurifère. La pyrrhotite est fréquemment orientée selon la schistosité principale en minces filonets (« stringers ») et forme localement des amas millimétriques à centimétriques (Figure 3.6a et 3.6b). La pyrrhotite à une texture lamellaire et elle contient des inclusions/exsolutions(?) de chalcopyrite et des flammes de pentlandite (Figure 3.6c). La pyrrhotite se trouve au cœur de plusieurs grains d'arsénopyrite (Asp-a) (Figure 3.6b), tandis que l'arsénopyrite idioblastique (Asp-b) coupe la pyrrhotite (Figure 3.6b). La pyrrhotite se fait remplacer par de la marcassite (Figures 3.6d, 3.6e et 3.6f) et de la pyrite. Des agrégats de pyrrhotite sont localement plissés par des plis P₂ (Figure 3.6g), ce qui indique qu'au moins une partie de la pyrrhotite a cristallisé précocement pendant ou avant le développement de la schistosité S₂.

Dans les échantillons macroscopiques, les grains d'arsénopyrite sont orientés de façon plutôt aléatoire (Figures 3.7a et 3.7b). La différence de compétence entre les cristaux grossiers d'arsénopyrite (relativement résistants) et la matrice de phyllosilicates des échantillons de roches sédimentaires altérées pourrait expliquer la géométrie aléatoire des cristaux d'arsénopyrite à l'échelle macroscopique (Lawley et al., 2015). L'arsénopyrite se présente en grains disséminés ou en agrégats (Figures 3.7a et 3.7b). Dans le secteur de la veine Mustang, l'asénopyrite, qui est monoclinique, a généralement une forme prismatique. Parfois, l'asénopyrite cristallisent avec des macles en croix (Figure 3.7c) ou en forme d'étoile. Elle est majoritairement grossière (jusqu'à 2 cm), idiomorphe (Figures 3.7a et 3.7b) et fréquemment zonée (Figures 3.7c, 3.7d et 3.7e). Les zonations sont visibles au microscope conventionnel, mais plus évidentes au MEB. Ces zonations correspondent à différentes générations de croissance de l'arsénopyrite. Le cœur des grains d'arsénopyrite (Asp-a) est, dans la majorité des cas, riche en inclusion minérales (pyrrhotite, pyrite, ± marcassite, ± chalcopyrite, ± rutile, ± quartz, ± plagioclase,

89

± ilménite, ± sphène, ± galène, ± or visible) (Figures 3.7c, 3.7d et 3.7e). Dans plus de 50% des cas, l'arsénopyrite croît à partir d'un nucléus de pyrrhotite. Le cœur des grains d'arsénopyrite (Asp-a), contenant des inclusions, est poreux. Son pourtour est irrégulier et résorbé (Figures 3.7c, 3.7d, 3.7e et 3.7f). Les bordures, qui représentent une deuxième génération de croissance, sont idiomorphes et limpides (Asp-b) et elles recoupent généralement les phyllosilicates alignés selon la schistosité principale (biotite, ± muscovite, ± chlorite). Localement, l'arsénopyrite plus finement grenue (Asp-c) se présente en grains hypidiomophes en forme d'aiguille (aciculaire) (Figures 3.7g et 3.7h). Les grains d'arsénopyrite grenus idiomorphes sont fréquemment accompagnés de franges de pression (Figure 3.8). Les franges de pression sont dans l'ensemble orientées selon la schistosité principale (S2) et elles sont remplies par les minéraux suivants : quartz, \pm pyrrhotite, \pm carbonate, \pm chlorite \pm biotite, \pm muscovite. Quelques franges de pression sont remplies uniquement de chlorite grossière sans orientation préférentielle (Figure 3.8a). La déformation fragile est présente au sein des grains grenus d'arsénopyrite et elle se matérialise par de la fracturation, de la fragmentation ou du broyage (Figure 3.9). De la pyrrhotite cristallise dans les fractures des arsénopyrites qui ont subi de la déformation fragile. L'arsénopyrite était donc déjà cristallisée avant la phase de déformation fragile.

La pyrite colloforme (Py-a) (Figure 3.10a et 3.10b) et la marcassite (Figures 3.10c et 3.10d) se distinguent texturalement et géochimiquement de la pyrite hypidiomorphe (Py-b) et de la pyrite idiomorphe zonée (Py-c) (Figures 3.10a à 3.10d). La pyrite colloforme et la marcassite sont interprétées comme étant d'origine hydrothermale et spatialement associées aux veines aurifères. La marcassite et la pyrite colloforme sont clairement antérieures aux grains grossiers idiomophes d'arsénopyrite (Asp-a et Asp-b) et de pyrite (Py-c) puisqu'elles se trouvent en inclusion dans Asp-a (Figure 3.7d), Asp-b et Py-c. La pyrite colloforme contient des inclusions d'oxydes de fer et de galène dans ses anneaux de croissance. La marcassite remplace partiellement à complètement les bordures de la pyrrhotite (Figures 3.6d, 3.6e et 3.6f). Elle forme des réseaux autour des grains de quartz et elle est parfois en remplissage de cavités. La marcassite est localement remplacée par des bandes rythmiques de goethite (Figure 3.10d), un mineral qui se forme dans des environnements de basse température.

La galène est spatialement associée à l'or. Elle est souvent en contact celle-ci et forme un seul et même grain (or et galène) (Figure 3.10e). La galène et l'or forment des inclusions en gouttelettes dans des grains grossiers d'arsénopyrite (Asp-a) et de pyrite (Py-c). Les textures de certaines inclusions suggèrent que la galène et l'or étaient sous une phase fluide lorsqu'elles ont été emprisonnées dans la matrice des sulfures. La galène est aussi libre dans les veines aurifères (Figure 3.10f). Elle se trouve à la jonction des grains de quartz. La mise en place d'une partie de la galène semble synchrone avec la précipitation de l'or. La galène remplit aussi les fractures tardives par rapport à S₂ et les fractures des grains d'arsénopyrite (Figure 3.10g). Elle a donc été remobilisée par la déformation fragile qui succède à la mise en place de l'or.

La sphalérite, moins fréquente et en trace, est aussi spatialement associée aux veines aurifères. La sphalérite, présente à proximité des grains d'or, est affectée par un phénomème appelé « chalcopyrite disease » (Figures 3.10f et 3.10h). La sphalérite affectée par ce phénomène est tapissée d'inclusions irrégulières circulaires à ovoïdales, remplies par de la chalcopyrite. Les textures du type « chalcopyrite disease » se forment soit par remplacement de la sphalérite, ou par coprécipitation des deux phases, dépendamment de la cinétique réactionnelle et du contenu en FeS (Nagase et Kojima, 1997).

La chalcopyrite est présente en trace dans les veines aurifères et dans les échantillons minéralisés prélevés dans les épontes des veines aurifères (Figures 3.10a à 3.10d). La chalcopyrite se trouve en inclusion dans l'Asp-a et dans la pyrite (Py-b et Py-c). Elle est aussi présente sous la forme de petits grains micrométriques fréquemment associés à la pyrrhotite et à la pyrite (Py-b et Py-c). La chalcopyrite ne présente pas de lien spatial avec l'or.


Figure 3.6 : a) Veine minéralisée dans une roche sédimentaire silicifiée qui contient 5% de pyrrhotite en amas et alignée selon la schistosité principale ; b) à g) Microphotographies de lames minces ; b) Arsénopyrite qui cristallise à partir d'un nucléus de pyrrhotite ; c) Pyrrhotite lamellaire qui contient des exsolutions de chalcopyrite et de pentlandite ; d) Relations chronologiques de mise en place des sulfures. La pyrrhotite se fait remplacer par de la marcassite. L'arsénopyrite est tardive par rapport à la mise en place de la pyrrhotite et de la marcassite ; e) Marcassite qui remplace les bordures des grains de pyrrhotite ; f) Remplacement de la pyrrhotite par de la marcassite ; g) Mince filonnet de pyrrhotite qui est plissé par P₂.



Figure 3.7 : a) b) Épontes proximales de veines aurifères qui contiennent de 0 à 10% d'arsénopyrites grossières idiomorphes et de la pyrrhotite orientée selon la schistosité principale ; c) à h) Microphotographies de lames minces ; c) Interpénétration de deux grains d'arsénopyrite qui présentent au moins 2 générations de croissance. Le cœur des grains est poreux (Asp-a) et contient plusieurs inclusions de quartz tandis que la bordure est limpide et idiomorphe (Asp-b) ; d) Grains d'arsénopyrite qui poussent à partir d'un nucléus de pyrrhotite et qui contient des inclusions de pyrite, chalcopyrite et ilménite ; e) Or visible qui se trouve à la bordure d'une arsénopyrite; f) Arsénopyrite qui s'est formée autour d'un grain de quartz ; g) Arsénopyrite qui recoupe la marcassite ; h) Amas d'arsénopyrite



Figure 3.8 : Microphotographies de lames minces ; a) Franges de pression en bordure d'arsénopyrite remplies par de la chlorite ; b) c) d) e) f) g) h) Plusieurs exemples de franges de pression remplies par du quartz, ± biotite, ± chlorite, ± muscovite. Les franges sont alignées selon S₂ et elles se sont développées en bordure des grains d'arsénopyrite.



Figure 3.9 : Microphotographies de lames minces ; a) b) c) d) f) Fractures qui sont postérieures à la mise en place de l'arsénopyrite ; e) Arsénopyrite complètement fracturée et broyée par des fractures. De la pyrrhotite cristallise localement dans les zones de fracturation.



Figure 3.10 : Microphotographies de lames minces ; a) b) Échantillon de la veine Mustang qui comprend de la pyrrhotite, de la Py-a et de la Py-c contenant des inclusions de galène ; b) La pyrite colloforme montre une texture de remplissage de cavités ; c) d) Py-c qui se superpose à la marcassite ; e) Or en contact avec une pyrite colloforme hydrothermale. La galène se trouve en contact avec l'or et se trouve en inclusion dans la pyrite ; f) Sphalérite dans la veine aurifère Mustang qui est affectée par un phénomène de « chalcopyrite desease » ; g) Galène remplissant des fractures dans l'arsénopyrite bréchifiée ; h) Sphalérite, pyrrhotite et arsénopyrite qui se situent à proximité d'un grain d'or libre dans une veine aurifère.

3.5 Habitus de l'or

L'or est présent selon cinq principaux habitus et sa distribution est bimodale : visible (Figures 3.11 à 3.13) et invisible (voir section 3.6). L'or visible est présent dans les échantillons macroscopiques et/ou dans les lames minces sous la forme de particules isolées ou d'amas. La taille maximale des grains d'or visible observés dans la veine Mustang atteint 0,5 cm de diamètre (Figure 3.11a). L'or invisible fait référence à de fines inclusions (inférieur à 1000Å) incorporées dans la matrice des sulfures. L'or invisible se présente sous la forme de nano-particules submicroscopiques et de particules colloïdales à l'état de solution-solide dans la matrice cristalline des sulfures (Cook et Chryssoulis, 1990). L'or submicroscopique est réfractaire et il se retrouve principalement dans l'arsénopyrite, et en plus faible proportion, dans la marcassite et la pyrite. Plus spécifiquement, les cinq habitus de l'or sont :

- L'or visible grossier est libre dans les veines de quartz ± carbonate (Figures 3.11a à 3.11f, 3.12a et 3.12b) formant des amas de plusieurs grains (souvent plus de 50 grains). L'or visible se trouve aussi fréquemment dans les épontes altérées et le long des minces fragments d'encaissant à l'intérieur des veines (Figure 3.11e). Ces fragments forment de minces lamines de roches sédimentaires qui sont généralement composées de minéraux d'altération : ± séricite, ± chlorite, ± biotite, ± épidote, ± carbonate et ± sulfures. L'or natif se trouve aussi très souvent le long du contact veine-encaissant (Figure 3.11f).
- L'or visible est présent en inclusion macroscopiques et/ou microscopiques dans des grains grossiers idiomorphes (jusqu'à 2 cm) d'arsénopyrite (Asp-a) (Figures 3.12c, 3.12d et 3.13) et de pyrite (Py-b et Pyc) (Figures 3.12e et 3.12f) qui présentent plusieurs générations de croissance complexes (voir section 3.6.2). L'or est aussi en inclusion dans la pyrite colloforme d'origine hydrothermale.
- 3) L'or visible se trouve souvent en contact et/ou en association spatiale avec l'arsénopyrite (Figures 3.11c, 3.12c, 3.12d et 3.13), la marcassite, la pyrite (Figures 3.12e et 3.12f), la galène (Figure 3.10e) et la sphalérite (Figures 3.10f et 3.10h). Selon les observations macroscopiques, l'arsénopyrite est le sulfure le plus abondant et le plus directement associé à l'or. L'arsénopyrite constitue le

métallotecte visuel le plus efficace pour prédire la présence d'or dans une veine. Géochimiquement, l'arsenic est fortement corrélé avec l'or (facteur de corrélation de 0,84).

- Localement, l'or est aussi présent en remplissage de fractures dans l'arsénopyrite (Figure 3.13). Ce remplissage de fractures pourrait être syn-minéralisation principale ou être le produit d'une remobilisation marginale subséquente.
- 5) Finalement, grâce à la cartographie LA-ICP-MS, il est possible de constater que l'or se trouve aussi sous la forme de nanoparticules et de particules colloïdales dans la structure cristalline de l'arsénopyrite, de la pyrite et de la marcassite (voir section 3.6).

Les inclusions d'or (Figures 3.12c et 3.12e) sont regroupées en amas distincts au sein des grains d'arsénopyrite et de pyrite. Certaines inclusions d'or ont une forme allongée et une texture de gouttelette (fluidale). L'orientation des inclusions d'or ne concïde pas avec l'orientation du grain de sulfures dans lequel ils sont contenus. Les microtextures d'agglomération des inclusions d'or, qui semblent marquer la présence d'anciens grains d'arsénopyrite résorbés, sont typiques de plusieurs gisements d'or métamorphisés (Genkin et al., 1998; Tomkins et Mavrogenes, 2001; Large et al., 2007; Wagner et al., 2007; Morey et al., 2008; Large et al., 2011; Thomas et al., 2011; Cook et al., 2013; Lawley et al., 2015).

Le modèle de l'or métamorphique (Phillips et Powell, 2010 et Large et al., 2011) s'applique aux minéralisations aurifères du secteur Wabamisk. Il suppose que les sulfures précoces expulsent l'or durant la déformation et la recristallisation. L'or est remobilisé et migre dans les sites microstructuraux de plus faible pression (e.g. les bordures des grains ou les factures) et/ou dans la matrice d'une autre phase minérale arsénifère. Selon ce modèle, l'or est aussi parfois préservé en amas d'inclusions, spatialement associés avec des phases antérieures de sulfures.



Figure 3.11 : ; a) Or visible libre qui fait environ 0,5 cm de large ; b) Amas de plusieurs grains d'or visible sur la surface de la veine Mustang; c) Or en inclusion et en contact avec d'arsénopyrite grenue ; d) Or libre grossier dans la veine Mustang ; e) Or libre au contact des lamines de roches sédimentaires incoporées dans la veine ; f) Quatre grains d'or visible qui se trouvent au contact entre une veine de quartz-scheelite aurifère et son éponte biotitisée.



Figure 3.12 : Microphotographies de lames minces ; a) b) Grains d'or libre dans la veine Mustang ; c) Arsénopyrite qui contient deux amas de plusieurs grains d'or visible. Les inclusions d'or sont de forme allongée et à texture fluidale. L'arsénopyrite contient des inclusions de pyrrhotite, de galène et de chalcopyrite, et coupe la pyrite colloforme ; d) Grain d'or de forme arrondie en bordure d'un grain d'arsénopyrite ; e) Or qui se trouve dans la génération Py-b ; f) Or en contact et en inclusion dans une Py-c. Les fractures sont remplies par des oxydes de fer et de la sphalérite.



Figure 3.13 : Or disséminé dans le quartz et en contact avec un grain d'arsénopyrite contenant elle-même des inclusions d'or. Mince fracture tardive de la taille d'un cheveu remplie par de l'or. Ce remplissage de fracture pourrait être syn-minéralisation principale ou être le produit d'une remobilisation marginale subséquente.

3.6 Chimie de l'or et des sulfures et cartographie LA-ICP-MS

Les analyses réalisées sur l'or, l'arsénopyrite, la pyrite et la pyrrhotite à la microsonde et au MEB ont permis de quantifier le pourcentage des éléments chimiques présents dans ces minéraux. La méthode LA-ICP-MS est une technique de microanalyse qui permet d'analyser de façon *in situ* différents minéraux. Une application importante de cette technique est l'étude des processus qui intègrent l'or et d'aurtes éléments traces dans les sulfures. La cartographie LA-ICP-MS des grains de sulfures (arsénopyrite, pyrrhotite et pyrite) permet de caractériser les générations et/ou des zonations compositionnelles spécifiques qui contenaient de l'or invisible soit sous-forme de nano-particules ou soit sous la forme de particules colloïdales dans la structure cristalline des sulfures. L'analyse de l'or est jumelée avec celle des éléments traces, afin d'identifier des corrélations potentielles.

3.6.1 L'or

Un total de six grains d'or ont été analysés dans trois lames différentes (Annexe II - Tableau 1). La pureté de l'or (1000*Au/(Au+Ag)) est élevée et varie entre 842 et 870 sur 1000. Une pureté élevée (souvent supérieure à 900) est documentée dans les gisements orogéniques typiques (Goldfarb et al., 2005).

Au	Ag	Pureté de l'or
WTo/o	WTo/o	(1000*Au)/(Au+A g)
78,490	14,364	845
78,160	14,642	842
80,355	11,956	870
79,357	13,908	851
81,373	13,977	853
79,723	13,806	852

Tableau 3.1 : Pureté des grains d'or analysés à la microsonde.

3.6.2 L'arsénopyrite

Cinquante-deux analyses à la microsonde d'arsénopyrite provenant de dix lames minces ont été effectuées (Annexe II - Tableau 2). L'arsénopyrite est parfois zonée (comme dans les lames L280914, L25, L27A et L27B). Elle est relativement pauvre en As et en S avec des compositions qui varient respectivement de 27,84 à 33,77 at% et de 32,27 à 38,23 at% (Figure 3.14). La zonation des grains est hétérogène avec des bordures limpides parfois plus riches ou plus pauvres en As que les cœurs. Ceux-ci sont souvent plus riches en inclusion (Figure 3.15). Basée sur le cotectique arsénopyrite-pyrite-pyrrhotite (30,540 wt.% As pour Asp-a et 30,222 wt. % As pour Asp-b), l'arsénopyrite indique une température de cristallisation de 335 °C pour le cœur à inclusions (Asp-a) et de 315 °C pour les bordures limpides (Asp-b) qui contiennent de l'or invisible (Kretschmar et Scott, 1976).



Figure 3.14 : Rapport As at% et S at% pour les arsénopyrites analysés.

Dans la tranchée WB2012TR001 (Annexe I - Figure 14), aucun grain d'or n'a été identifié lors de la description des rainures et de l'observation pétrographique des lames minces. Pourtant des valeurs jusqu'à 15,5 g/t Au ont été obtenues en analyse chimique. Selon les cartes LA-ICP-MS réalisées (Figures 3.16 à 3.22), l'or est invisible, et il se trouve dans la structure cristalline de l'arsénopyrite, plus spécifiquement dans les bordures limpides sans inclusion (Asp-b). De façon générale, les analyses au LA-ICP-MS ont indiqué que

le coeur des grains d'arsénopyrite (Asp-a) est composé d'une zone à inclusions qui est plus riche en Sb et Te (Figures 3.16 à 3.22). Les anomalies en Co et en Ni dans l'Asp-a sont causées par la présence d'inclusions de pyrrhotite. Les bordures limpides (Asp-b) sont très nettement enrichies en Au et Se (Figures 3.16 à 3.22). Les patrons de zonations du Se sont complexes, mais de façon générale les teneurs elevées en Se correspondent aux bordures limpides (Figures 3.16 à 3.22). Il y a une bonne préservation des zonations oscillatoires, principalement dans les Asp-b, pour le Se, le Sb et le Te. Les cartes du Pb, \pm W, \pm Mo (Figures 3.16 à 3.22) montrent que ces éléments sont reconcentrés et remobilisés le long des microfractures à l'intérieur et autour des sulfures possiblement en réponse à la déformation fragile interprétée comme étant post-minéralisation aurifère.

L'or submicroscopique dans l'arsénopyrite est généralement corrélé avec le Se, parfois avec le Te (seulement au cœur du grain Asp-a1 à la Figure 3.16), mais a un comportement inverse avec le Sb, le Co et le Ni (Figures 3.16 à 3.22). Les concentrations en or mesurées dans la matrice de l'arsénopyrite augmentent vers les bordures limpides du grain et elles varient d'environ 0,5 ppm à 579 000 ppm (Figures 3.16 à 3.22).

La carte de l'échantillon « WB-2013-25 cercle 1a » montre une zonalité dans l'arsénopyrite avec possiblement trois sous-zones (Figures 3.16 et 3.17) avec un cœur (Asp-a1) enrichi en Au, Se, Te et appauvri en Sb. Ensuite, une première zonation qui correspond généralement aux sections riches en inclusion (Asp-a2) est caractérisée par de fortes valeurs en Sb, Co, Ni ± Bi, Te. Finalement, la zonation externe des grains représente les bordures limpides idiomorphes de l'arsénopyrite (Asp-b). Les bordures sont riches en Se et Au et elles sont appauvries en Te et Sb. Les zonations externes sont beaucoup plus riches en or microcristallin et sous-forme de nanoparticules (jusqu'à 270 000 ppm) que le cœur (jusqu'à 80,2 ppm). La présence d'or à la fois dans le cœur (Asp-a1) et dans les bordures suggère qu'il y a eu une remobilisation lors de la croissance des grains d'arsénopyrite (Asp-b). Tel qu'illustré sur la carte des concentrations en or dans l'arsénopyrite « WB-2013-25 cercle 1a », l'or dans le cœur de l'arsénopyrite semble avoir été remobilisé vers les bordures en empruntant les fractures qui longent les limites d'anciens sous-grains (Figure 3.16). Ce ne sont pas toutes les factures qui ont permis une remobilisation de l'or ; certaines sont plus tardives, comme la fracture subhorizontale qui traverse le grain sur la totalité de la largeur (Figure 3.16).



Figure 3.15 : Images prises au MEB ; a) b) Zonations de l'arsénopyrite qui montrent un cœur riche en inclusion de pyrrhotite (Asp-a) et une bordure limpide (Asp-b) ; c) d) e) Cartes qui montrent la variation de composition en As, S et Fe des différentes générations d'arsénopyrite (cœur versus bordure).



Figure 3.16 : Cartes élémentaires (Au, Ag, Se, Sb, Te, As, S, Fe) réalisées au LA-ICP-MS d'un grain d'arsénopyrite de l'échantillon WB2013-25 (cercle 1a). Les éléments sont représentés selon une échelle percentile (échelle en ppm). Abbréviation = Asp : arsénopyrite.



Figure 3.17 : Cartes élémentaires (Co, Ni, Pb, Bi, W, Mo, Cu, Zn, Mn) réalisées au LA-ICP-MS d'un grain d'arsénopyrite de l'échantillon WB2013-25 (cercle 1a). Les éléments sont représentés selon une échelle percentile (échelle en ppm).



Figure 3.18 : Cartes élémentaires (Au, Ag, Se, Sb, Te, As, S, Fe) réalisées au LA-ICP-MS de l'échantillon WB2013-25 (cercle 1b). Les éléments sont représentés selon une échelle percentile ou logarithmique (échelle en ppm). Abbréviation = Asp : arsénopyrite.



Figure 3.19 : Cartes élémentaires (Co, Ni, Pb, Bi, W, Mo, Cu, Zn, Mn) réalisées au LA-ICP-MS de l'échantillon WB2013-25 (cercle 1b). Les éléments sont représentés selon une échelle percentile ou logarithmique (échelle en ppm).



Figure 3.20 : Cartes élémentaires (Au, Ag, Se, Sb, Te) réalisées au LA-ICP-MS de l'échantillon d'un grain d'arsénopyrite WB2013-25 (cercle 1c). Les éléments sont représentés selon une échelle percentile (échelle en ppm). Abbréviations = Asp : arsénopyrite, Qz : quartz.



Figure 3.21 : Cartes élémentaires (As, S, Fe, Co, Ni, Pb) réalisées au LA-ICP-MS de l'échantillon d'un grain d'arsénopyrite WB2013-25 (cercle 1c). Les éléments sont représentés selon une échelle percentile (échelle en ppm).



Figure 3.22 : Cartes élémentaires (Bi, W, Mo, Cu, Zn, Mn) réalisées au LA-ICP-MS d'un grain d'arsénopyrite de l'échantillon WB2013-25 (cercle 1c). Les éléments sont représentés selon une échelle percentile (échelle en ppm).

3.6.3 La pyrrhotite

Quarante-quatre analyses dans onze lames minces ont permis de documenter la composition chimique de la pyrrhotite (Annexe II - Tableau 3). Selon les analyses à la microsonde, la pyrrhotite, qu'elle soit lamellaire ou qu'elle soit en inclusion dans des grains d'arsénopyrite, a une composition relativement constante avec des valeurs qui varient de 45,6 à 47,6 at% en fer et de 51,9 à 54,2 at% en soufre (Figure 3.23). Cependant, les exsolutions plus foncées de pyrrhotite lamellaire (Figure 3.6c) ont une composition différente. Elles sont plus riches en fer (47,4 à 49,6 at%) et plus pauvres en soufre (50,3 à 52,3 at%) et en nickel (Figures 3.23 et 3.24). Mise à part ces éléments, les diagrammes à la Figure 3.24 montrent des faibles variations de la composition chimique des grains analysés. Les pyrrhotites en inclusion dans les arsénopyrites montrent de très légers enrichissements en As et en Au (Figure 3.24).

Les cartes produites au LA-ICP-MS montrent que la pyrrhotite ne contient pas d'or dans sa structure cristalline (Figures 3.16 à 3.22). Par contre, localement de l'or invisible a été répertorié en bordure des grains de pyrrhotite qui se trouvent dans les franges de pression remplies par du quartz (Figure 3.18).

3.6.4 La pyrite et la marcassite

Trente-deux grains de pyrite ont été analysés à la microsonde dans huit lames minces (Annexe II - Tableau 4). Pétrographiquement, trois grands types de pyrite ont été identifiés (Figures 3.10a à 3.10e). Selon les analyses à la microsonde, la Py-a est une pyrite colloforme interprétée comme étant d'origine hydrothermale qui est enrichie en Ni, Mn et As (Figure 3.25). Elle est aussi enrichie en Pb lorsqu'elle contient des inclusions de galène (Figure 3.25). Géochimiquement, il est possible de regrouper la pyrite hypidiomophe (Py-b) et la pyrite idiomorphe zonée (Py-c). Les Py-b et Py-c sont hypidio-à idomorphes zonées et elles sont postérieures à la Py-a (Figures 3.10a et 3.10b). Selon les données recueillies à la microsonde, les pyrites Py-b et Py-c sont plus riches en S, Zn, Au, \pm Co, \pm Cu que la pyrite colloforme (Py-a) (Figure 3.25).

Aucune carte LA-ICP-MS n'a été réalisée sur la pyrite colloforme. Par contre, les cartes produites par LA-ICP-MS (Figures 3.16 à 3.22 et 3.26 à 3.28) permettent de voir plusieurs différences au niveau de la chimie entre les pyrites hypidio- à idiomorphe (Py-b/c) et la marcassite. La marcassite contient plus d'or dans sa structure cristalline que la Py-b/c avec des valeurs allant jusqu'à 2,76 ppm (Figures 3.36 à 3.28). La marcassite est enrichie en Au, Mn, Ni, Se, W par rapport à la Py-b/c (Figures 3.36 à 3.28). La Py-b/c est, quant à elle, plus riche en S, Fe, Co que la marcassite (Figures 3.36 à 3.28).

Les cartes LA-ICP-MS montrent aussi que malgré l'absence de zonation visible en pétrographie, les Py-b/c sont zonées chimiquement. Les cartes du Co montrent que les grains de pyrite contiennent deux (Figures 3.26 à 3.38), trois (Figures 3.16, 3.17, 3.20 et 3.22) et même jusqu'à quatre types de zonations chimiques/générations de croissance (Figures 3.18 et 3.19). La majorité des grains de pyrite ont des cœurs riches en Ni (Figures 3.18, 3.19 et 3.26 à 3.28), Se (Figures 3.26 à 3.28) et des bordures enrichies en Co, et As (Figures 3.16 à 3.22 et 3.26 à 3.28).

Plusieurs éléments notamment le Pb, le Bi, le W, et le Sb ont subi une remobilisation puisqu'ils se trouvent au niveau des bordures, des jonctions de grains et dans les fractures qui recoupent les grains de pyrite (Figures 3.16 à 3.22 et 3.26 à 3.28).



Figure 3.23 : Diagrammes (a et b) qui illustrent les compositions en Fe at% et en S at% des différents types de pyrrhotite. Les diagrammes montrent une représentation graphique des données statistiques. Le diagramme va du 25^e au 75^e centile. La ligne tiretée noire à l'intérieur du diagramme représente la moyenne. La médiane est représentée par la ligne pointillée quantile. Les lignes verticales vont du 5^e au 95^e centiles. Les points isolés montrent les données aberrantes ; (c) Graphiques du S at% versus le Fe at% des différents types de pyrrhotite. Les lamelles (exsolutions) plus foncées dans la pyrrhotite sont clairement enrichies en Fe et appauvries en S par rapport aux autres types de pyrrhotite.



Figure 3.24 : a à h) Diagrammes « box plot » des éléments suivants : As, Au, Co, Cu, Mn, Ni, Pb, Zn (at%) des différents types de pyrrhotite. La boîte va du 25^e au 75^e centiles. La moyenne est représentée par la ligne continue noire à l'intérieur de la boîte. La médiane correspond à la ligne pointillée. Les lignes verticales vont du 5^e au 95^e centiles. Les points isolées montrent les données aberrantes.



Figure 3.25 : a) Diagramme S versus Fe (at%) des deux principaux groupements géochimiques de pyrite b ; b) à j)
Diagrammes « box plot » des éléments suivants : As, Au, Co, Cu, Mn, Ni, Pb, Zn (at%) des différents types de pyrite. La boîte va du 25^e au 75^e centiles. La moyenne est représentée par la ligne continue noire à l'intérieur de la boîte. La médiane correspond à la ligne pointillée. Les lignes verticales vont du 5^e au 95^e centiles. Les points isolées montrent les données aberrantes.



Figure 3.26 : Cartes élémentaires (Au, Ag, Se, Sb, Te) réalisées au LA-ICP-MS de l'échantillon WB2013-280910 (cercle 2). Les éléments sont représentés selon une échelle percentile ou logarithmique (échelle en ppm).



Figure 3.27 : Cartes élémentaires (As, S, Fe, Co, Ni, Pb) réalisées au LA-ICP-MS de l'échantillon WB2013-280910 (cercle 2). Les éléments sont représentés selon une échelle percentile ou logarithmique (échelle en ppm).



Figure 3.28 : Cartes élémentaires (Bi, W, Mo, Cu, Zn, Mn) réalisées au LA-ICP-MS de l'échantillon WB2013-280910 (cercle 2). Les éléments sont représentés selon une échelle percentile ou logarithmique (échelle en ppm).

3.7 Chronologie relative

La chronologie relative de la mise en place des phases sulfurées, par rapport à la déformation principale D₂ et au métamorphisme, est représentée sous forme schématique à la Figure 3.30. La pyrrhotite a principalement cristallisé durant la phase de déformation D₂ lors du trajet prograde du métamorphisme. Elle semble avoir cristallisé à partir d'une pyrite primaire, et sa formation a engendré une libération du soufre et de l'or. À proximité des zones minéralisées, la marcassite et la pyrite colloforme sont présentes. La marcassite et la pyrite colloforme remplacent la pyrrhotite durant l'événement D₂ au début de l'hydrothermalisme. L'arsénopyrite est spatialement associée aux veines de guartz aurifères, et à leurs épontes altérées. Il y a donc un lien génétique et spatial entre l'arsénopyrite et l'hydrothermalisme aurifère. L'Asp-a contient des inclusions de plusieurs phases minérales : pyrrhotite, pyrite, ± marcassite, ± chalcopyrite, \pm rutile, \pm quartz, \pm plagioclase, \pm ilménite, \pm sphène, \pm galène, \pm or visible. Les phases énumérées ci-dessus sont donc antérieures à la cristallisation de l'Asp-a. L'Asp-b est tardive dans l'histoire tectono-métamorphique. L'Asp-b correspond aux bordures limpides qui cristallisent autour des cœur d'Asp-a. Les bordures des grains d'Asp-b englobent et coupent les minéraux qui définissent la foliation principale. L'Asp-b, qui contient l'essentiel de l'or invisible dans sa structure cristalline, a cristallisé tardivement à post-D₂, près du pic du métamorphisme.



Figure 3.29 : Chronologie relative de la mise en place des sulfures en fonction de la déformation régionale et du métamorphisme.

4 CHAPITRE 4 : LITHOGÉOCHIMIE ET ALTÉRATIONS

Le chapitre 4 porte sur la lithogéochimie des roches sédimentaires et mafiques de la région cartographiée et sur les altérations hydrothermales du secteur de la veine Mustang. Plusieurs méthodes ont permis la caractérisation de l'altération : les calculs de bilans de masse sur des échantillons choisis (Grant, 1986, 2005), les diagrammes d'altération, les cartes thématiques et les profils lithogéochimiques des sections de forages. La composition primaire des roches sédimentaires clastiques turbiditiques est hétérogène. Une bonne classification et le choix d'un précurseur peu altéré et représentatif des différents types de roches métasédimentaires constituent des étapes fondamentales du calcul d'un bilan de masse.

4.1 Caractérisation lithogéochimique des roches sédimentaires

Dans le cadre de cette maîtrise, 136 échantillons de wacke et siltstone et 5 échantillons de shale/argilite (Figures 4.1 et 4.2) provenant d'un secteur de 2 kilomètres carrés autour de l'indice Mustang ont été étudiés. Il s'agit d'échantillons de roches fraîches et altérées provenant d'affleurements et de forages. Les analyses chimiques effectuées dans le cadre de cette étude sont diffusées sous la forme d'un dossier publique (Beauchamp et al., 2018) sur le site de la CGC (http://geoscan.nrcan.gc.ca/).

4.1.1 Regroupement géochimique des roches sédimentaires : l'approche source/fractionnemment

La géochimie des roches sédimentaires clastiques est controlée par plusieurs paramètres interdépendants. Elle est le reflet des différents processus que la roche a subi et de la source des sédiments qui constitue l'assemblage. Les paramètres ayant une plus grande influence sur la composition géochimique des roches sédimentaires sont : la composition de la source, la météorisation, le tri hydrodynamique, la diagenèse, l'altération hydrothermale et le métamorphisme (Sawyer, 1986; Fralick et Kronberg, 1997).



Figure 4.1 : Localisation des différents groupes d'échantillons de roches sédimentaires. Les échantillons de forage ont été projetés en surface. Carte réalisée dans le cadre de cette maîtrise.



Figure 4.2 : Vue rapprochée du secteur de la veine Mustang. Localisation des différents groupes géochimiques d'échantillons de roches sédimentaires autour de l'indice minéralisé. Les échantillons provenant des forages ont été projetés en surface. Carte réalisée dans le cadre de cette maîtrise.

Ces paramètres sont influencés à divers degrés par des facteurs tels que l'environnement tectonique de la région source incluant : le milieu de déposition, le relief, la pente et les mécanismes de transport (Johnsson, 1993).

Comme première tentative, une approche de classification géochimique des roches sédimentaires élaborée par Trépanier (2011), et basée sur les travaux de Sawyer (1986) et de Fralick et Kronberg (1997), a été utilisée (Figures 4.3a et 4.3b). Cette approche permet de subdiviser les roches sédimentaires selon leur source et leur degré de fractionnement (ou tri) hydraulique.

Cette approche utilise le diagramme Al₂O₃/TiO₂ opposant deux oxydes majeurs peu mobiles préférentiellement concentrés dans la fraction granulométrique fine des argiles (Sawyer, 1986; Doyon, 2004). Le diagramme Al₂O₃/TiO₂ permet d'identifier différents groupes, pouvant souligner des sources sédimentaires potentielles, par des droites qui passent par l'origine (Figure 4.3a). Selon cette approche, les échantillons de roches sédimentaires étudiés se divisent en trois groupes (sources potentielles) identifiés comme les groupes 1, 2 et 3 (Figure 4.3c) (Beauchamp et al., 2015).

Chaque groupe a été divisé en sous-groupes selon leur degré de fractionnement hydraulique (sable versus argile). L'érosion des roches peut créer des particules de plusieurs dimensions. Les particules grenues et les particules fines n'ont pas les mêmes propriétés hydrauliques. Elles seront donc triées différemment durant leur déposition. Le tri hydrautlique des particules engendrera un fractionnement compositionnel et géochimique. Les éléments qui se concentrent préférentiellement dans la fraction des argiles des méta-pélites sont : le TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, K₂O, Cr, Sc, Zn, Y, Rb, Cs et les terres rares lourdes (HREE : « heavy rare earth elements») (Sawyer, 1986). La fraction des sables dans les wackes, qui est majoritairement composée de quartz et de feldspaths, est enrichie en SiO₂, CaO, Na₂O, Zr, Sr, Hf, Th et en terres rares légères (LREE : « light rare earth elements ») (Sawyer, 1986).

Pour pouvoir illustrer le phénomène de tri hydraulique, il faut opposer un élément peu mobile qui se concentre préférentiellement dans la fraction des argiles (ex : Al₂O₃) et un autre qui se concentre préférentiellement dans la fraction des sables (ex. : Zr) (Figure 4.3b).

126

Pour chaque combinaison source/fractionnement, un précurseur a été sélectionné afin de limiter les variations primaires de composition. Les roches du groupe 1 ont subi du fractionnement hydraulique, ce qui a permis de les diviser en 3 sous-groupes (3 précurseurs) (Figure 4.3d). Les roches des groupes 2 et 3 ne présentent pas de tendance explicite au fractionnement hydraulique. Étant donné leur faible nombre, un seul précurseur a été attribué à chacun de ces deux groupes (Beauchamp et al., 2015).

L'approche source/fractionnement semble être plus ou moins efficace pour des échantillons sélectionnés sur une aussi petite superficie (environ 2 kilomètres carrés) car elle engendre une subdivision des roches en un trop grand nombre de sous-groupes. Suite à l'observation des lames minces, plusieurs incohérences ont été notées. En effet, des contradictions entre la minéralogie, les altérations observées en lame mince et les bilans de masse calculés par cette méthode, ont été identifiées. Les résultats des bilans de masse calculés étaient souvent trop élevés (>100% en gains ou en pertes de masse) pour des échantillons qui avaient une apparence et une paragenèse plutôt fraîche en lame mince.

Ainsi, une méthode basée majoritairement sur la pétrographie combinée à une analyse des éléments traces a permis de diviser les différentes roches sédimentaires du secteur de la veine Mustang en 2 grands groupes distincts (section 4.1.2). Cette subdivision en 2 groupes a permis d'effectuer les calculs des gains et des pertes de masse pour les échantillons altérés en accord avec les observations pétrographiques.


Figure 4.3 : Diagrammes théoriques qui permettent de vérifier la mobilité des éléments par des droites qui passent par l'origine (Fralick et Kronberg, 1997). Ces droites représentent les sources potentielles des sédiments, a) Pour une paire d'éléments immobiles qui se concentrent préférentiellement dans les argiles (ex. : Al₂O₃, TiO₂), la composition initiale 'a' passe à 'b' lors d'une diminution de masse engendrée par la météorisation. Par la suite, le tri hydraulique fera en sorte de diviser les échantillons plus riches en matériel sableux (grès) vers le point 'Gr' et les échantillons plus riches en argiles vers le point 'Sa'. Les grès et les shales provenant d'une même source potentielle s'aligneront le long d'une même droite , b) Un graphique opposant un élément préférentiellement concentré dans les grès (ex. : Zr, Y) versus un élément préférentiellement concentré dans les argiles (ex. : Al₂O₃, TiO₂) permettera de diviser les échantillons qui ont subi un tri hydraulique, soit plus près de l'axe des x ou des y, c) Selon cette approche, le diagramme Al₂O₃/TiO₂ permet de définir 3 sources potentielles pour les roches sédimentaires du secteur Mustang, d) Selon les diagrammes Zr versus Al₂O₃, seulement les échantillons du groupe 1 ont subi du fractionnement (tri) hydraulique et se subdivisent en 3 sous-groupes.

4.1.2 Classification géochimique des roches sédimentaires : l'approche pétrographique combinée à l'analyse des éléments traces

L'analyse des éléments majeurs et des éléments traces, combinée à l'analyse pétrographique, ont permis de subdiviser la séquence de wacke turbiditique en 2 grands groupes : le wacke subarkosique (Sub ; n=92) qui comprend une sous–unité arkosique (Ark ; n=15) et le wacke quartzo-feldspathique (QF; n=21) (chapitre 2 ; section 2.1). Les siltstones de la tranchée WB2012TR015 (n=8) forment aussi un groupe distinct puisqu'ils possèdent des caractéristiques géochimiques particulières et différentes des deux principaux groupes, surtout au niveau de certains éléments traces (REE, U, Th).

La pétrographie a aussi permis de subdiviser les 136 échantillons (wacke et siltstone) selon leur degré d'altération. Un total de 21 échantillons sont considérés frais, 46 peu altérés, 28 sont altérés mais distaux aux veines aurifères (entre 5-10 m des veines) et 30 sont affectés par des altérations hydrothermales proximales aux zones aurifères. Finalement, 11 échantillons altérés mais non associés à des minéralisations aurifères ont aussi été identifiés (stériles = limite de détection de 5 ppb Au ou possédant des valeurs anomaliques en or < 117 ppb Au).

4.1.2.1 Les éléments majeurs

Malgré le fait que la distinction entre les 2 groupes de roches a surtout été réalisée grâce à l'étude pétrographique et l'analyse des éléments traces, l'analyse des éléments majeurs (des roches fraîches et peu altérées) vient corroborer les différences au sein des différents groupes.

Les roches sédimentaires fraîches (n=21; Au < 20 ppb) et peu altérées (n=44 ; Au < 60 ppb) du secteur à proximité de la veine Mustang sont constituées en majeure partie par du quartz et leur pourcentage de SiO₂ varie de 54,87 à 68,68% (Figure 4.4). Les roches quartzo-feldspathiques sont légèrement enrichies en SiO₂ et en K₂O (Figure 4.4) par rapport aux wackes arkosique et ± subarkosiques, qui sont plus riches en CaO, Na₂O, MgO, CO₂ (Figures 4.4 et 4.5). Les wackes quartzo-feldspathiques sont plus riches en quartz et en biotite que les wackes subarkosiques et arkosiques. Les wackes arkosiques contiennent 15 à 20% de plagioclase et localement des amphiboles calciques (<20%), ce qui permet d'expliquer les contenus plus élevés en CaO, Na₂O, MgO. Ces variations

géochimiques primaires des éléments majeurs peuvent s'expliquer par la composition modale minéralogique des unités sédimentaires.

Le poucentage de silice permet entre autre de déterminer la maturité des roches sédimentaires (Nesbitt et Young, 1982, 1984). Plus une roche sédimentaire clastique est mature, plus elle aura subi du transport et plus les grains de guartz seront en proportion importante et auront une apparence uniforme (bien arrondis et d'une taille simillaire). Inversement, une roche sédimentaire immature a subi peu de transport et ces grains sont plus anguleux, de granulométries différentes et de compositions diverses. La maturité sédimentaire d'une roche clastique peut se calculer selon le ratio guartz/guartz+feldspath+fragments rocheux (Nesbitt et Young, 1982). Plus le ratio est élevé, plus la roche est mature. La maturité des roches sédimentaires se traduit non seulement par l'augmentation du degré d'arrondi des grains de quartz, mais aussi par l'amélioration du classement granulométrique, par l'élimination de la matrice argileuse, et également par la disparition progressive des constituants instables (feldspath, micas, débris de roches).

Les roches sédimentaires quartzo-feldspathiques sont plus matures que les roches subarkosiques et arkosiques, car elles contiennent plus de grains de quartz bien émoussés et moins de plagioclases (en %). L'enrichissement en CaO et en Na₂O de l'unité arkosique appuie les observations pétrographiques qui suggèrent une plus grande proportion de plagioclase détritique. Ceci peut être dû à un plus grand apport de matériel felsique pour ces bassins ou bien à une source proximale (moins mature) (Doyon, 2004). La présence de carbonate peut être en partie interprétée seulement si le CaO est indépendant du Na₂O et que le contenu en CO₂ a été analysé. Toutefois, on constate une corrélation entre le CaO et Na₂O. Les carbonates (principalement de la calcite) sont aussi présents dans les wackes arkosique et subarkosique tel qu'identifiés en lame mince. L'augmentation en CaO, MnO et CO₂ dans les roches subarkosiques et arkosiques reflète la présence de calcite qui semble non primaire.

Sur les diagrammes de Harker qui opposent le SiO₂ versus les autres éléments majeurs (Figure 4.6), il est possible de constater que les éléments Al₂O₃, TiO₂, FeO, MnO, MgO, P₂O₅ présentent une corrélation négative avec le SiO₂. Les éléments suivants Fe₂O₃,

130

CaO, Na₂O et K₂O, associés aux micas et aux feldspaths alcalins et qui ne sont pas corrélés avec la silice, forment plutôt des ensembles distincts selon les groupes lithologiques et géochimiques (Figure 4.6).

4.1.2.2 Le degré de météorisation au cours de l'érosion

Le CIA (Chemical Index of Alteration) (Nesbitt et Young, 1982, 1984) permet de calculer un indice de météorisation lors des processsus d'érosion. Il se calcule selon l'équation 4.1.

Équation 4.1 : Formule qui permet de calculer le CIA (Chemical Index of alteration). Les oxydes sont donnés en proportions molaires et le CaO* représente le contenu en CaO uniquement dans les phases silicatées (Nesbitt et Young, 1982, 1984).

$$CIA = \left(\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO *}\right) \times 100$$

Cet indice, qui varie de 0 à 100, quantifie le degré de conversion des feldspaths en minéraux argileux durant la météorisation. Un échantillon possédant un indice de 100 correspond à une roche très riche en argile (kaolinite). Pendant l'altération des feldspaths en argile, le Na₂O, le CaO et le Sr sont lessivés, mais le K₂O et le Rb sont à l'inverse adsorbés dans les micas (Sawyer, 1986).

Sur le diagramme A-CN-K, l'alignement des roches sédimentaires suit presque le vecteur de la météorisation chimique (parallèle au joint CN-A) (Figure 4.7). Cette ligne théorique illustre la conversion des feldspaths en minéraux argileux (Fedo et al., 1995). Les échantillons du secteur Mustang ne s'alignent pas parfaitement le long de la ligne définie par les pôles CN-A, mais ils forment une droite avec une pente plus faible que la droite théorique. Les échantillons de roches sédimentaires du secteur Mustang s'alignent vers le pôle 80 du joint A-K (Figure 4.7). L'alignement des échantillons suggère que ceux–ci ont subi un faible métasomatisme potassique (surtout les wackes quartzo-feldspathiques) à cause de leur éloignement avec la droite théorique (Fedo et al., 1995 et Ravenelle, 2013).

L'indice CIA pour la muscovite est de 75, pour l'illite, il varie entre 75 et 90, et pour le feldspath, il est de 50. Les basaltes peu ou pas altérés ont des CIA qui vont de 30 à 45.

Les granites et les granodiorites sont caractérisés par des CIA variant de 45 à 55 (Fedo et al., 1995). Le calcul du CIA et le diagramme A-CN-K montrent que l'indice d'altération est plus élevé pour les roches quartzo-feldspathiques (CIA entre 59 et 72) et un peu plus faible pour les roches subarkosiques (CIA entre 54 et 70) et arkosiques (CIA entre 54 et 65) (Figure 4.7). Le groupe de roches quartzo-feldspathiques, ayant subi une plus grande météorisation, semble avoir perdu du Na₂O et du CaO et avoir absorbé du K₂O, ce qui se traduit par une plus grande abondance en micas. Les wackes quartzo-feldspathiques se trouvent quant à eux près du pôle muscovite.



Figure 4.4 : « Box plots » qui montrent la composition en oxydes majeurs (SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, K₂O, Na₂O, CaO) des différents groupes géochimiques de roches sédimentaires fraîches et peu altérées. (Sub = subarkosique, Ark = arkosique, QF = quartzo-feldspathique). Les « box plots » permettent d'illustrer la moyenne (point), la médiane (ligne dans la boîte) et la dispersion des résultats. La boîte représente 50% des valeurs, soit 2 quantiles (le 25e et 75e percentiles) tandis que les lignes qui s'attachent aux boîtes représentent respectivement les 10^e et 90^e percentile. Les valeurs qui se retrouvent à l'extérieur des lignes verticales sont des valeurs éloignées.



Figure 4.5 : « Box plots » qui montrent la composition en oxydes majeurs (FeO, Fe2O3, MgO, MnO, P2O5, CO2) des différents groupes géochimiques de roches sédimentaires fraîches et peu altérées. (Sub = subarkosique, Ark = arkosique, QF = quartzo-feldspathique). Les « box plots » permettent d'illustrer la moyenne (point), la médiane (ligne dans la boîte) et la dispersion des résultats. La boîte représente 50% des valeurs, soit 2 quantiles (le 25e et 75e percentiles) tandis que les lignes qui s'attachent aux boîtes représentent respectivement les 10^e et 90^e percentile. Les valeurs qui se retrouvent à l'extérieur des lignes verticales sont des valeurs éloignées.



Figure 4.6 : Diagrammes de Harker des oxydes majeurs versus SiO₂ des différents groupes géochimiques de roches sédimentaires fraîches et/ou peu altérées.





Figure 4.7 : Diagramme ternaire A-CN-K et calcul du CIA des différents groupes de roches sédimentaires. (Nesbitt et Young, 1982, 1984).

4.1.2.3 Les éléments traces

Les élements traces qui incluent les terres rares (REE : La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Sc, Y) et les éléments à fort potentiel ionique (HFSE : high field strength elements : Zr, Nb, Hf, Ta, Ti, U, Th) sont des éléments qui peuvent être des indicateurs de la provenance et de la source des roches sédimentaires (Sawyer, 1986). Ces éléments généralement peu mobiles, qui possèdent une forte charge électronique, sont transportés de façon accessoire dans les sédiments clastiques via des minéraux résistants à l'érosion comme le zircon, la monazite, le rutile, l'allanite, le sphène, etc. Les éléments lithophiles à grands rayons ioniques (LILE : Large-ion lithophile elements) sont aussi des éléments traces qui peuvent être utiles à l'identification de la source. En effet, les LILE (K, Rb, Cs , Sr, Ba , Pb et Eu 2⁺) sont des éléments traces qui ont un rayon ionique supérieur au Ca²⁺ et Na¹⁺. Ils sont préférentiellement concentrés dans la croûte car ils sont facilement extraits du manteau (Taylor et McLennan, 1995).

Les roches du secteur Mustang possèdent des patrons de terres rares assez similaires entre eux, avec des enrichissements en LREE et un appauvrissement en HREE (moyenne de La/Yb = 17,65 (échantillon/chondrite C1)) (Figure 4.8a). Normalisés au Chondrite C1, les échantillons n'ont pas d'anomalie en Eu très marquée (0,68 à 1,3) (Figure 4.8a).

Les échantillons sont tous appauvris en REE (surtout en HREE) par rapport au North American Shale Composite (Figure 4.8b). L'uniformité des patrons de terres rares des roches clastiques semble indiquer un mélange efficace et une homogénéisation des lithologies sources durant les processus sédimentaires (McLennan, 1989). Les patrons des échantillons minéralisés et fortement altérés ont des pentes de REE qui sont relativement similaires aux échantillons plus frais. En comparant les échantillons subarkosiques frais aux échantillons les plus fortement altérés (blanchiment de la roche; altération proximale sodique-calcique, voir section 4.2.4.2), il est possible de constater que les REE sont légèrement plus enrichies dans les échantillons altérés. De plus, ceuxci étant normalisés au Chondrite C1, ils présentent une plus forte anomalie négative en Eu que les échantillons frais (Figures 4.9a et 4.9b). L'enrichissement en REE des échantillons fortement altérés s'explique par un important lessivage des éléments mobiles.

Les roches quartzo-feldspathiques présentent des patrons plus enrichis en REE, en HFSE, et en LILE (sauf en Sr) que les roches arkosiques (Figure 4.10). Les roches subarkosiques ont des patrons de terres rares intermédiaires entre ceux des roches quartzo-feldspathiques et des roches arkosiques (Figure 4.10). Le fait que les wackes quartzo-feldspathiques sont enrichis en SiO₂, K₂O, LREE, Rb, Ta, Th, U, Bi, Cr, Ni, Mo, Pb, Ba par rapport aux roches arkosiques et subarkosiques pourrait s'expliquer par des compositions et/ou des sources différentes. Les wackes arkosiques ± subarkosiques sont enrichis en CaO, Na₂O, Sr, Mn et CO₂ par rapport aux wackes quartzo-feldspathiques (Figure 4.10).

Les wackes quartzo-feldspthiques et les wackes subarkosiques et arkosiques se distinguent entre autres par leurs valeurs en Rb, Sr et Ba (Figure 4.10). Ces éléments sont habituellement associés aux feldspaths. Le Ba et le Rb sont compatibles dans les micas et les feldspaths potassiques. Ils présentent une forte corrélation avec le K₂O (Figures 4.11a et 4.11b). Le Sr est compatible dans les plagioclases. Les roches sédimentaires du secteur Mustang arborent un rapport Sr/CaO relativement constant (Figure 4.11c). Ceci indique que les plagioclases détritiques avaient une composition similaire provenant sensiblement d'une même source ou d'une source de composition similaire. Les roches arkosiques ont des valeurs en Ca et en Sr beaucoup plus élevées que les roches quartzo-feldspathiques ce qui suggèrent une plus grande abondance de plagioclases calciques. Les wackes quartzo-feldspathiques sont caractérisés par des valeurs plus élevées en Rb et en Ba suggérant une plus grande abondance en micas; ce qui est corroborée par l'étude pétrographique.

Les contenus en Zr, Ta et Th sont aussi caractéristiques pour les différents groupes de roches. Les wackes quartzo-feldspathiques ont un contenu plus élevé en Zr (zircon), Ta (rutile) et Th (allanite, monazite) en comparaison avec les roches arkosiques et subarkosiques (Figure 4.10). Ces éléments indiquent la présence de minéraux résistants qui sont généralement présents en plus grande quantité dans les roches comme les TTG (Doyon, 2004).



Figure 4.8 : a) Profils de terres rares des échantillons de roches sédimentaires normalisées au Chondrite C1 (Sun et McDonough, 1989) ; b) Profils de terres rares des échantillons de roches sédimentaires normalisées au NASC (Gromet et al., 1984).



Figure 4.9 : Profils des terres rares des wackes subarkosiques frais (points sur les spectres) et des wackes fortement altérés (altération sodique-calcique; croix sur les spectres) a) normalisés à la Chondrite C1, b) normalisés au NASC (North American Shale Composite).



Figure 4.10 a) Diagramme étendu échantillon/Chondrite C1 (Sun et McDonough, 1989) ; b) Diagramme étendu échantillon/moyenne de la croûte supérieure (Taylor et McLennan, 1981).



Figure 4.11 : Diagrammes binaires pour les wackes ; a) Rb (ppm) versus K₂O (%), b) Ba (ppm) versus K₂O (%), c) CaO (%) versus Sr (ppm)

4.2 La source des roches sédimentaires

Doyon (2004) a utilisé des diagrammes binaires afin de déterminer la source des roches sédimentaires archéennes provenant de 6 bassins de la Province du Supérieur. Pour ce faire, elle a opposé des éléments des terres rares ou un oxyde « immobile » constituant les roches mafiques sur un axe et un élément des terres rares représentant les roches felsiques sur l'autre axe. Ces graphiques sont utiles puisqu'ils permettent de déterminer si les échantillons se situent à proximité de telle ou telle sources (komatiite archéenne basalte archéen précoce, volcanite felsique archéenne, TTG archéenne et granite archéen). Les échantillons sont aussi comparés à la composition de la croûte archéenne (Rudnick et Fountain, 1995) et aux wackes archéens précoces (Condie, 1993).

Les sédiments provenant de l'érosion d'une source granitique ou recyclée sont enrichies en La, Ce, Nd, Th, U, Nb, Rb, Zr, Pb indiquant une abondance de micas et de minéraux lourds (Bhatia et Crook, 1986). Les sédiments provenant d'une source mafique, qui sont caractérisés par une plus grande abondance en feldspath et en épidote, sont habituellement plus riches en ferromagnésien (Fe, Ti, Mg, Sc et V), en petits cations (Na, Ca et Sr) (Bhatia et Crook, 1986) et en Y, Ni, Cr (Doyon, 2004). Sur les diagrammes TiO₂ et Sr versus La, Rb et Th (Figures 4.12 et 4.13), les groupes d'échantillons forment des amas de points bien disctincts. Les roches arkosigues possèdent toujours de plus faibles valeurs en La, Rb et Th et se situent à proximité de la ligne reliant les roches mafigues (Figure 4.12). Il semble que les roches arkosiques sont constituées d'une plus grande propotion de matériel mafique et ultramafique que les roches subarkosiques et quartzofeldspathiques. Les roches subarkosiques forment un ensemble qui se situe au milieu entre les roches arkosiques et les quartzo-feldspathiques (Figures 4.12 et 4.13). L'amas de points définis par les échantillons subarkosiques se trouvent près du pôle TTG. Finalement, les échantillons quartzo-feldspathiques sont caractérisés par des valeurs plus élevées en La, Rb et Th et ils forment un groupe plus près des TTG et des granites archéens (Figures 4.12 et 4.13). Une plus grande proportion de matériel granitique et/ou recyclé semble constituer les roches sédimentaires quartzo-feldspathiques.



Figure 4.12 : Diagrammes binaires La, Rb et Th (ppm) versus TiO₂ (%).



Figure 4.13 : Diagrammes binaires versus La, Rb et Th (ppm) versus Sr (ppm)

Les roches quartzo-feldspathiques contiennent des valeurs supérieures en Cr (80-166 ppm) et en Ni (69-120 ppm) que les roches subarkosiques et arkosiques (Cr : 20-128 ppm et Ni : 25-188 ppm) (Figure 4.14). Cet enrichissement n'implique pas nécessairement que les roches quartzo-feldspathiques proviennent de l'érosion d'une source plus mafique. Durant la météorisation chimique, le Cr et le Ni peuvent s'enrichir suite à une absorption sur les minéraux argileux tandis que le Sr diminue suite à l'altération des feldspaths (Bhatia et Crook, 1986). Les diagrammes de Sr versus Cr et Ni (Figure 4.14) montrent bien que les wackes quatzo-feldspathiques plus riches en quartz et en micas (argiles) ont des valeurs faibles en Sr et plus élevées en Cr et Ni que les roches arkosiques qui contiennent davantage de plagioclases détritiques.

4.3 Le contexte tectonique

Plusieurs éléments traces immobiles ou peu mobiles (La, Ce, Nd, Th, Zr, Nb, Y, Sc et Co) sont très utiles pour la détermination de la provenance et pour la discrimination du contexte tectonique de mise en place des wackes. Bhatia et Crook (1986), qui ont étudié des wackes d'âge Paléozoïque provenant de séguences turbiditiques en Australie, ont défini des diagrammes à partir de ces éléments afin de discriminer de façon optimale les environnements tectoniques. L'utilisation de ces graphiques pour des wackes archéens aide à établir une signature en éléments traces et peut fournir des pistes viables quant à l'interprétation de la provenance des roches archéennes. Étant donné que le Sc n'a pas été analysé pour tous les échantillons de roche, les éléments utilisés sont le La-Th (Figure 4.15a) et le ratio Th-Co-Zr/10 (Figure 4.15b). Sur ces diagrammes discriminants, il est possible de voir une continuité dans la distribution des échantillons de roches sédimentaires (Figure 4.15). Les wackes arkosiques et subarkosiques se situent principalement à proximité du champ des arcs insulaires océaniques tandis que les wackes quartzo-feldspathiques proviendraient davantage de l'érosion d'îles en arc continentales (Figure 4.15). Les quelques échantillons de siltstone de la tranchée WB2012TR015 possèdent des valeurs très élevées en Th et se démarguent nettement des autres échantillons (Figure 4.15).



Figure 4.14 : Diagrammes binaires Ni et Cr (ppm) versus Sr (ppm)



Figure 4.15 : Diagrammes discriminants d'environnement tectonique des wackes définis par Bhatia et Crook (1986). Les wackes arkosiques et subarkosiques se situent principalement à proximité du champ des arcs insulaires océaniques tandis que les wackes quartzo-feldspathiques proviendraient davantage de l'érosion d'îles en arc continental. Abbréviations = MP : marge passive, MA : marge active, IAC : île en arc continental, IAO : île en arc océanique.

4.4 La signature métallique des roches sédimentaires

Les diagrammes « box plots » (Figures 4.16 et 4.17) illustrent les contrastes lithogéochimiques des différents groupes de roches (wacke arkosique, wacke subarkosique, wacke quartzo-feldspathique et siltstone). Ces diagrammes « box plots » incluent tous les échantillons (altérés, minéralisés ou non) récoltés dans le cadre de cette maîtrise. Il est possible de constater que les groupes de roches sédimentaires du secteur Mustang, qui présentent une signature métallique la plus élevée, sont les wackes subarkosiques et les siltstones de la tranchée WB012TR015. Ces groupes se démarquent des wackes arkosiques et des wackes quartzo-feldspathiques par leurs valeurs élévées en Au, As, W, Te, Se, Sb (subarkosique), Bi (WB012TR015), Mo, Pb et S (Figures 4.16 et 4.17).

4.5 Altération hydrothermale des roches sédimentaires

4.5.1 Diagrammes « box plots »

Les wackes subarkosiques et les roches de la tranchée TR015 sont majoritairement altérés et elles sont les hôtes des minéralisations aurifères dans le secteur de la veine Mustang. Ainsi, une analyse géochimique regroupant uniquement ces deux groupes va permettre de montrer les principales différences entre les roches sédimentaires fraîches et, les roches peu à fortement altérées. Ce sous-ensemble sera ensuite séparé à nouveau en une zone distale et une zone proximal par rapport aux minéralisations aurifères.

Les roches les plus intensément altérées, caractérisées par un fort blanchiment pervasif de la roche, ont été subdivisées de façon à illustrer la chimie des altérations les plus intenses. Les wackes subarkosiques et les siltstone fortement altérées de la tranchée WB2012TR015 ont des contenus plus élevés en Al₂O₃ et TiO₂, deux oxydes considérés peu mobiles lors des processus d'altération et de métasomatisme (Floyd et Winchester, 1978) (Figure 4.18).



Figure 4.16 : Diagrammes « box plots » qui montrent le contenu en Au, As, W, Te, Se, Sb (ppm) des différents groupes de roches sédimentaires. La boîte va du 25^e au 75^e centiles. La moyenne est représentée par la ligne continue noire à l'intérieur de la boîte. La médiane correspond à la ligne pointillée. Les lignes verticales vont du 5^e au 95^e centiles. Les points isolés montrent les données aberrantes. Abbréviations = Sub : subarkosique, Ark : arkosique, QF : quartzo-feldspathique (Sub ; n=77, TR015 ; n=8, Ark ; n=15, QF ; n=21).



Figure 4.17 : Diagrammes « box plots » qui montrent la composition en Bi (ppm), Mo (ppm), Pb (ppm), S (%), CO₂ (%), LOI (%) des différents groupes de roches sédimentaires. La boîte va du 25^e au 75^e centiles. La moyenne est représentée par la ligne continue noire à l'intérieur de la boîte. La médiane correspond à la ligne pointillée. Les lignes verticales vont du 5^e au 95^e centiles. Les points isolés montrent les données aberrantes. Abbréviations = Sub : subarkosique, Ark : arkosique, QF : quartzo-feldspathique (Sub ; n=77, TR015 ; n=8, Ark ; n=15, QF ; n=21).

Les valeurs plus élévées en Al₂O₃ et TiO₂ sont causées par un lessivage des cations mobiles lors de l'altération et résultent de l'effet de fermeture à 100% du total des oxydes. Il s'agit donc d'un enrichissement relatif.

Par contre, les altérations qui causent le blanchiment sont aussi plus riches en Na₂O (albitisation) et P₂O₅ (apatite ?) (Figures 4.18 et 4.19). Les altérations proximales aux veines aurifères, qui sont visuellement moins marquées que celles qui blanchissent la roche, se démarquent beaucoup moins des échantillons de roches subarkosiques qui sont frais et/ou peu altérés. La moyenne des ces échantillons est légèrement plus riche en CaO, K₂O et S (Figures 4.18 et 4.19). Les diagrammes aux Figures 4.20 et 4.21 illustrent bien que les échantillons subarkosiques, affectés par des altérations distales et proximales, sont caractérisés par des augmentations progressives (de peu altéré, distal à proximal) des teneurs en Au, As, W, Te, Se, Sb, Mo, Pb, S \pm Bi, \pm CO₂. Ces éléments sont beaucoup plus utiles que la majorité des éléments majeurs et constituent des vecteurs potentiels vers les minéralisations aurifères. L'or dans les roches sédimentaires présente en effet une corrélation positive forte avec certains de ces éléments : As (r=0,84), W (r=0,76), Se (=0,68), et S (r=0,61) (Figure 4.22).

4.5.2 Bilans de masse d' échantillons choisis

Les processus d'altération hydrothermale impliquent des gains et des pertes de masse. Même si certains éléments peu mobiles tels que Al₂O₃, TiO₂, Zr, Nb et Y sont généralement réfractaires aux processus d'altération (Gresens, 1967; Floyd et Winchester, 1978). Leur pourcentage massique sera plutôt affecté par les transferts chimiques d'éléments mobiles.

Les bilans de masse servent à calculer les gains et les pertes (%) en éléments chimiques en fonction des gains et pertes de masse et de volume possible de la roche. Pour pouvoir les calculer, il faut d'abord identifier les éléments peu mobiles durant l'altération, et ce, pour chaque précurseur ayant subi l'altération hydrothermale.



Figure 4.18 : Diagrammes « box plots » qui montrent la composition en éléments majeurs (SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, K₂O, Na₂O, CaO) des roches sédimentaires subarkosiques classées selon leur degré d'altération (frais, peu altéré, altération distale, altération proximale et altération proximale – fort blanchiment). La boîte va du 25^e au 75^e centiles. La moyenne est représentée par la ligne continue noire à l'intérieur de la boîte. La médiane correspond à la ligne pointillée. Les lignes verticales vont du 5^e au 95^e centiles. Les points isolés montrent les données aberrantes.



Figure 4.19 : Diagrammes « box plots » qui montrent la composition en éléments majeurs (FeO, Fe₂O₃, Fe₂O₃T, MgO, MnO, P₂O₅) des roches sédimentaires subarkosiques classées selon leur degré d'altération (frais, peu altéré, altération distale, altération proximale et altération proximale – fort blanchiment). La boîte va du 25^e au 75^e centiles. La moyenne est représentée par la ligne continue noire à l'intérieur de la boîte. La médiane correspond à la ligne pointillée. Les lignes verticales vont du 5^e au 95^e centiles. Les points isolés montrent les données aberrantes.



Figure 4.20 : Diagrammes « box plots » qui montrent la composition en éléments traces (Au, As, W, Te, Se, Sb) des roches sédimentaires subarkosiques classées selon leur degré d'altération (frais, peu altéré, altération distale, altération proximale et altération proximale – fort blanchiment). La boîte va du 25^e au 75^e centiles. La moyenne est représentée par la ligne continue noire à l'intérieur de la boîte. La médiane correspond à la ligne pointillée. Les lignes verticales vont du 5^e au 95^e centiles. Les points isolés montrent les données aberrantes.



Figure 4.21 : Diagrammes « box plots » qui montrent la composition en éléments majeurs et traces (Bi, Mo, Pb, S, CO₂, LOI) des roches sédimentaires subarkosiques classées selon leur degré d'altération (frais, peu altéré, altération distale, altération proximale et altération proximale – fort blanchiment). La boîte va du 25^e au 75^e centiles. La moyenne est représentée par la ligne continue noire à l'intérieur de la boîte. La médiane correspond à la ligne pointillée. Les lignes verticales vont du 5^e au 95^e centiles. Les points isolés montrent les données aberrantes.



Figure 4.22 : Diagrammes binaires de As, W, Se en (échelle logarithmique en ppm), S (%) versus Au (échelle logarithmique en ppb).

Ces calculs nécessitent l'analyse chimique de la roche altérée (contenu en éléments majeurs sous la forme de pourcentage poids des oxydes) ainsi que la composition du précurseur non altéré (en éléments mobiles et immobiles). Les bilans de masse se calculent selon l'équation 4.2 (Grant, 1986, 2005) :

Équation 4.2 : Formule servant à calculer les bilans de masse où C : concentration, i : élément/oxyde, M : masse (Grant, 1986, 2005)

$C_i^{Altéré} = M^{Original}/M^{Altéré} (C_i^{Altéré} + \Delta C_i)$

La méthode des isocons (Grant, 1986, 2005) permet de solutionner simplement et de façon graphique des équations définissant l'altération métasomatique (Gresens, 1967). Cette méthode consiste à produire un diagramme binaire opposant les concentations d'oxydes et/ou d'éléments d'un précurseur (ou de plusieurs pércuseurs) non altéré ou peu altéré versus les concentations d'oxydes et/ou d'éléments d'une roche altérée. Les éléments peu mobiles lors de l'hydrothermalisme (Al₂O₃, TiO₂, Zr, Nb et Y) définissent une droite de régression linéaire. Cette droite, appelée isocon, a une pente d'environ 1 et elle passe par l'origine. Les oxydes/éléments qui se situent au-dessus de cette droite ont subi des gains tandis que ceux qui se situent en-dessous de la droite ont subi une perte de masse. Les calculs de bilans de masse peuvent aussi être représentés par des histogrammes où les changements de masse par éléments sont illustrés par chacune des barres des histogrammes.

Les calculs de bilans de masse sont relativement simples mais la valeur obtenue est fonction du choix du précurseur. Il est très difficile de choisir un précuseur adéquat pour les roches sédimentaires turdibitiques qui ont généralement des compositions chimiques et des granulométrie très hétérogènes. De plus, il est parfois impossible de déterminer si le précurseur était un wacke, une pélite ou un mélange. La variation entre les lits peut aussi être abrupte ou graduelle. Un autre limite du calcul de bilan de masse est qu'il ne permet pas d'obtenir d'information sur la minéralogie des roches altérées ni sur les processus d'altération hydrothermale qu'a subi la roche. Plusieurs calculs de bilan de masse ont été effectués dans le cadre de cette maîtrise. Les résutats du calcul de bilan de masse les plus compatibles avec les assemblages minéralogiques observés en lame mince sont ceux qui ont été calculés en fonction d'un échantillon choisi et localisé à

proximité des zones altérées. Dans le contexte d'un système hydrothermal aurifère, le précurseur choisi ne peut être considé comme frais, mais plutôt comme le moins altéré. Le précurseur choisi pour tous les calculs de bilan de masse pour les roches subarkosiques et arkosiques se situe au début du forage WB-13-011 (4-5 mètres de profondeur). L'échantillon #360861 (Annexe III – Figure 46b) est un greywacke faiblement altéré qui contient du quartz, des feldspaths, de la biotite, de la chlorite et de la muscovite. L'échantillon #293059 a été utilisé comme précurseur dans les calculs de bilans de masse des roches de la tranchée WB2012TR15, tandis que le précurseur des roches quartzo-feldspathiques correspond à l'échantillon #360855 (Annexe III – Figure 46b).

4.5.3 Oxydes et éléments immobiles

Les oxydes et les éléments suivants, Al₂O₃, TiO₂, Zr, Nb et Y, sont généralement considérés comme peu mobiles durant l'altération hydrothermale et le métamorphisme. Pour le vérifier dans un contexte d'altération associée aux minéralisations aurifères, des diagrammes binaires, opposant les oxydes à ces éléments, ont été réalisés pour tous les échantillons (Figure 4.23).

Les oxydes et éléments peu mobiles ont été identifiés grâce à des coefficients de détermination (r^2). Le coefficient de détermination varie entre 0 et 1. Lorsqu'il est proche de 0, le pouvoir prédictif du modèle est faible et lorsqu'il est proche de 1, le pouvoir prédictif du modèle est fort. Ainsi, plus le r^2 est près de 1, plus la corrélation entre les 2 éléments est forte. Les éléments peu mobiles à l'altération et au métamorphisme et qui ont subi le même tri hydraulique sont le TiO₂-Y, le TiO₂-Nb, le TiO₂-Zr et le TiO₂-Al₂O₃. En effet, une droite de régression linéaire avec un fort coefficient de corrélation (supérieur à 0,90) caractérise chacun des groupes (arkosique, subarkosique et quartzo-feldspathique) et ce pour chacune de ces paires d'éléments (Figure 4.23). Pour le calcul de bilan de masse, il est donc possible de se baser sur les paires d'éléments cités plus haut. Dans le cadre de cette maîtrise, les bilans de masse ont été calculés en fonction de TiO₂-Al₂O₃.



Figure 4.23 : Diagrammes binaires opposant plusieurs éléments considérés comme peu mobiles durant l'altération hydrothermale et le métasomatisme: TiO₂-Y, TiO₂-Nb, TiO₂-Zr, TiO₂-Al₂O₃.



Figure 4.24 : Figure schématique qui illustre les relations spatiales des altérations proximales et distales par rapport à la veine aurifère Mustang. Le schéma n'est pas à l'échelle.

4.5.4 Altérations proximales

La majorité des altérations proximales est restreinte et localisée aux épontes immédiates des veines minéralisées. Les zones d'altération varient de quelques centimètres à un maximum de 2 mètres de largeur de part et d'autres de la veine. Plus la veine est large, plus l'altération est étendue. Les variations de perméabilité secondaire des roches sédimentaires hôtes et le ratio fluide/roche influencent fortement la largeur des halos d'altération ; variation de quelques centimètres à plusieurs mètres (Bierlein et al., 1998). Les altérations proximales associées aux veines aurifères du secteur Mustang sont variées et incluent : la silicification, l'albitisation, la séricitisation, la chloritisation, la carbonatisation, la biotitisation, l'épidotisation, l'amphibolitisation et la tourmalinisation. Cette large gamme d'altération reflète directement la grande diversité lithologique des roches sédimentaires encaissantes des veines minéralisées et la variation de la composition chimique du fluide minéralisateur.

4.5.4.1 Silicification (Si)

La silicification est présente majoritairement sous la forme de veines et de veinules de quartz souvent interconnectées. Il y a plusieurs générations de veines de quartz (pré, syn et tardi-tectoniques) (voir chapitre 3 : section 3.2). Les veines aurifères sont majoritairement syn-tectoniques. La silification est très rarement pervasive à semipervasive aux épontes des veines minéralisées.

4.5.4.2 Altération sodique-calcique (Na-Ca)

L'altération sodique-calcique se situe aux épontes proximales des veines aurifères, particulièrement aux épontes de la veine Mustang (Figures 4.25, 4.26 et 4.37). Directement en contact avec la veine, l'altération est très forte et pervasive (Figure 4.26). En s'éloignant de la veine, l'altération est moins pervasive et produit une texture pseudo-fragmentaire illustrant un remplacement sélectif. Ce remplacement laisse des pseudo-fragments de roches sédimentaires moins altérés qui sont allongés selon la linéation d'étirement L₂ (Figure 4.25). L'altération sodique-calcique est facilement identifiable sur le terrain puisqu'elle décolore (blanchit) fortement la roche sédimentaire (Figure 4.25). Cette altération est accompagnée de grains grossiers idiomorphes d'arsénopyrite \pm pyrite, \pm pyrrhotite, \pm marcassite. Sur un diagramme binaire Na₂O versus CaO, les

échantillons décolorés (blanchis) affectés par une forte altération sodique-calcique forment un champ bien défini (Figure 4.26). Les échantillons proximaux à la veine Mustang possèdent les plus fortes valeurs en Na₂O (>4%) et le plus fort contenu en albite hydrothermale (jusqu'à 25%).

La moyenne des bilans de masse de trois échantillons (#296063, #9A, #9B) fortement altérés (sodique-calcique) provenant des épontes proximales de la veine Mustang (tranchée WB2012TR011) a été calculée en fonction d'un précurseur faiblement altéré (#360861) se trouvant à 35 mètres au SSE (Annexe III – Figure 46b). Les zones proximales de l'altération sodique-calcique indique des gains significatifs en Na₂O, CaO, P₂O₅, MnO, As, Se, Mo, Sb, Te, W, Au, CO₂, S, des pertes de masse en SiO₂, FeO, Fe₂O₃, K₂O, MgO, Cr₂O₃ et une perte de masse de l'échantillon global d'environ 20% (Figure 4.25e).

L'altération sodique-calcique génère principalement de l'albite (~25%), de la séricite (~35%), de la chlorite (~15%), de la calcite (~15%), du quartz (~10%) et \pm épidote, \pm ilménite, ± titanite, ± biotite (Figure 4.27). L'aspect blanchâtre de l'altération s'explique d'abord par la présence d'albite hydrothermale, mais aussi par l'abondance de séricite orientée selon la schistosité principale (Figurez 4.27a à 4.27d). Les quelques plagioclases encore présents sont remplacés par de la saussurite et/ou de la séricite. La biotite est présente en faible proportion (moins de 5%). Elle est généralement chloritisée de façon intense dans les zones de forte altération ainsi que dans les épontes proximales des veinules de quartz plissées et démembrées par D₂ (Figure 4.27e). Les minéraux d'altération (séricite, chlorite, saussurite, calcite) forment aussi des amas micro- à cryptocristallins (Figure 4.27a). Dans les bandes d'altération blanchâtre, la chlorite forme souvent des porphyroblastes qui se superposent aux minéraux orientés (Figures 4.27d et 4.27g). De 10 à 15% de microveinules de guartz-carbonate (calcite ±sidérite) plissées isoclinalement et démembrées recoupent l'altération sodique-calcique. La calcite forme des amas et des veinules parfois associés avec le quartz. Les veinules de quartz, la chlorite grossière sans orientation préférentielle et la sidérite présentent une forte association spatiale avec les sulfures (arsénopyrite, pyrrhotite ± pyrite, ± chalcopyrite).
Les pseudo-fragments, qui sont moins altérés, ont une composition relativement différente de la matrice blanchâtre qui les entourent. Ils sont à granulométrie très fine et composés de 20% de minéraux opaques (oxydes de fer et de titane ?), de quartz (~35%), de biotite (~20%), de plagioclase (~20%), ± chlorite (Figure 4.27f). Le quartz est présent sous la forme de veinules plissées qui recoupent l'altération et il forme des franges de pression en bordure des minéraux opaques plus compétents (Figure 4.27f). La zone d'altération sodique-calcique tout comme la veine Mustang est plissée par les plis P₂. Cette zone d'altération a donc subi au moins une partie de la déformation D₂. Localement, l'altération sodique-calcique se fait aussi recouper par des veinules de quartz plissées par P₂ (Figure 4.25b). Ceci implique que l'altération sodique-calcique, aux épontes de la veine Mustang, est précoce à synchrone par rapport à la mise en place de la veine Mustang, et qu'elle s'est formée précocement et/ou durant D₂.

4.5.4.3 Altération potassique (K)

Les altérations proximales potassiques sont caractérisées par de la séricitisation (Figures 2.28 et 2.29a à 2.29d) et/ou de la biotitisation (Figures 2.29e et 2.29f) et/ou plus rarement par la présence de microcline. La biotitisation affecte presqu'uniquement les épontes proximales des veinules de quartz (Figures 2.29e et 2.29f) tandis que la séricitisation, qui donne une couleur vert pâle aux roches sédimentaires, est davantage pervasive (Figures 2.28 et 2.29a à 2.29a).

L'échantillon WB2013-029 (tranchée WB2012TR081 ; Annexe I – Figure 36) est celui qui représente la séricitisation pervasive la mieux développée aux épontes de la veine Mustang (Figure 4.28). Cet échantillon est composé de séricite hydrothermale (~60%), de biotite (~20%), de quartz (~21%), de titanite (~3%), de plagioclase (~5%) et de trace de rutile (Figures 4.29a à 4.29d). De 5 à 10% de sulfure, principalement des grains grossiers idiomorphes d'arsénopyrite, de pyrrhotite et de pyrite, accompagne cette altération (Figures 4.28b, 4.28c et 4.29c). Les plagioclases ont presque tous été remplacés par de la séricite. La séricite est orientée selon la schisitosité principale S₂ et affectée par la crénulation S₃ (Figure 4.39a).



Bilan de masse (%) pour l'altération proximale de la veine Mustang Altération sodique-calcique



Figure 4.25 : Aspect de l'altération proximale intense (sodique-calcique) de la veine Mustang. L'altération est pervasive directement à côté de la veine, puis devient un remplacement sélectif en s'éloignant ;
b) Veinules de quartz plissées minéralisées qui recoupent l'altération proximale sodique-calcique aux épontes de la veine Mustang ; c) Blachiement des épontes de la veine Mustang ; d) Échantillon aux épontes de la veine Mustang qui montre le remplacement séletif de l'altération sodique-calcique ; e) Histogrammes montrant les bilans de masse de la moyenne de 3 échantillons (échantillons #293063, #9A, #9B) localisés à moins de 0,5 mètres de la veine Mustang.



Figure 4.26 : Diagramme binaire de Na₂O versus CaO (%) pour les roches sédimentaires. Les roches fortement altérées (blanchiment pervasif) aux épontes proximales de la veine Mustang se démarquent des échantillons par leur teneur en Na₂O plus élevée (altération sodique-calcique). Les autres échantillons de roches subarkosiques qui sont altérés et proximales aux minéralisations aurifères ont des valeurs plus élevées en CaO.



Figure 4.27 : Microphotographies de lames minces affectées par une altération proximale sodique-calcique ; a)
Amas de calcite, séricite, chorite, arésnopyrite (opaques en noir) ; b) Bandes d'altération sélectives constituées de séricite orientée selon la schistosité principale ; c) Paragenèse de minéraux d'altération : albite, calcite, séricite, chorite, arésnopyrite (opaques en noir) qui se font couper par une veinule de quartz-calcite ; d) Albite, séricite et quartz recritallisé ; e) Forte chloritisation ± séricitisation des biotites aux épontes proximales d'une veinule de quartz-sidérite aurifère ; f) Bande plus foncée (altération pseudo-fragmentaire) qui est moins affectée par l'altération sodique-calcique ; g) Chlorite grenue non orientée qui se superpose à l'assemblage hydrothermal, h) Albite, calcite, chorite, arsénopyrite ± séricite, biotite.

Le bilan de masse de l'échantillon WB2013-029 a été calculé en fonction du même précurseur que celui du précédent (#360861 ; Annexe III – Figure 46b). Le bilan de masse indique des gains en SiO₂, K₂O, P₂O₅, As, Se, Mo, Ag, Sb, Te, W, Au, un gain de masse global et des pertes de masse en CaO, FeO, Fe₂O₃, Na₂O, MgO, MnO, Cr₂O₃, CO₂ (Figure 4.28d).

La séricitisation de l'échantillon WB2013-029 est accompagnée de veinules de quartz \pm calcite plissées. Tout comme l'altération sodique-calcique, l'altération potassique (séricitisation) semble être précoce- à synchrone avec la mise en place de la veine Mustang et précoce- à syn-D₂ puisque les phyllosilicates sont orientés selon la schistosité principale S₂ et, ils sont localement recoupés par des veinules plissées par P₂ (Figures 4.28c et 4.29c).

4.5.4.4 Altération calco-silicatée et calcique (Ca)

Les épontes de certaines veines aurifères présentent, par endroits, des altérations proximales calco-silicatées, composées majoritairement de magnésio-hornblende grossière sans orientation préférentielle (Figure 4.30). Ce type d'altération est présent aux épontes de la veine aurifère sud de la tranchée WB2012TR015 (Annexe I – Figure 21) et est caractérisé par une couleur vert forêt de la patine altérée. L'assemblage calco-silicaté proximal est composé d'amphibole calcique (~30 à 50%), de quartz (~15 à 25%), de séricite (~20%), de chlorite (~10%), de calcite (~5%), de clinozoïsite (~5%), de plagioclase moyennement à fortement altéré (~5%), et de traces de titanite, de prehnite et de grenat (Figures 4.31a à 4.31f). La magnésio-hornblende forme des amas et elle est porphyroblastique (Figures 4.31a, 4.31b et 4.31c). Elle se superpose à la chlorite, la calcite, la séricite et la pyrrhotite. La formation du grenat est postérieure à toutes les phases minérales, y compris les amphiboles. La pyrrhotite se fait progressivement remplacer aux bordures par de la clinozoïsite (Figure 4.31c). Le plagioclase est moyennement à fortement séricitisé et/ou saussuritisé et/ou remplacé par de la calcite et/ou de la clinozoïsite et/ou de la prehnite (Figure 4.31d).

Les bilans de masse calculés pour les altérations calco-silicatées et les altérations calciques sont caractérisés par des gains signifiticatifs en CaO, MgO, MnO, As, Se, Mo, Te, W, Au, Bi, CO₂, S, un gain de masse global et des pertes marquées en Fe₂O₃, K₂O,

Na₂O, Cr₂O₃ (Figure 4.30e). Le précurseur utilisé (échantillon #293059) pour le calcul de ce bilan de masse est un siltstone faiblement altéré. Il provient de la tranchée WB2012TR015 et se situe à 150 mètres au NNO des échantillons altétés (WB2013-2C (2C) et WB2013-2D (2D) (Annexe III – Figure 46b).

Les veines aurifères de quartz-calcite qui présentent une altération proximale calcosilicatée à leur éponte témoignent de plusieurs évidences de déformation ductile associée à D₂ comme l'extinction ondulante des grains de quartz et la recristallisation dynamique des grains de quartz en sous grains. Tout comme les veines minéralisées, l'altération calco-silicatée proximale aux épontes des veines aurifères est affectée, plissée et transposée par D₂ (Figures 4.30a, 4.30b et 4.30c). Ceci suggère que cette altération riche en calcium, magnésium, manganèse et CO₂, s'est dévelopée pendant la mise en place des veines aurifères et est pré- à syn-D₂. Par contre, le fait que les porphyroblastes de magnésio-hornblende et de grenat ne soient pas orientés, coupant la fabrique principale, indiquent qu'il s'agit d'une altération qui a subi un métamorphisme ultérieur. Le métamorphisme isochimique qui s'est superposé à l'altération calcique a engendré la cristallisation statique de nouvelles phases minérales porphyroblastiques, incluant la magnésio-hornblende et le grenat, en équilibre avec les nouvelles conditions de température et de pression.

4.5.4.5 Carbonatisation

Malgré la faible carbonatisation des roches (CO₂ atteint 1,7% et l'indice de saturation des carbonates dépasse pas 20%) (Figure 4.32), l'étude pétrographique révèle une augmentation du pourcentage de calcite à proximité de plusieurs zones minéralisées (jusqu'à 15% de calcite). L'indice de discrimination des carbonates démontre clairement que la carbonatisation est caractérisée par la présence de calcite et de minéraux calcosilicatés (Figure 4.32). Seulement quelques carbonates de fer (ankérite et sidérite) ont été observés sur le terrain, en lame mince et dans les carottes de forage. La calcite se présente soit sous la forme de veinules et d'amas (ou en remplacement des plagioclases) et interdigitée dans les amphiboles.



Figure 4.28 : a) Localisation de l'échantillon WB-2013-29 (éponte proximale de la veine Mustang dans la tranchée WB2012TR081) qui présente une forte séricitisation ; b) La forte couleur verdâtre de l'altération témoigne d'une séricitisation pervasive. Présence de plusieurs grains grossiers d'arsénopyrite et de pyrite ± de la pyrrhotite en filet orientée selon S₂ ; c) Forte séricitisation pénétrative. Seulement quelques filets de biotite sont encore présents et ne sont pas totalement remplacés par des micas blancs. Des veinules de quartz-calcite plissées par P₂ se font recouper par des veinules de quartz ; d) Histogramme montrant les bilans de masse de l'échantillon WB-2013-29 caractérisé par une altération proximale potassique.



Figure 4.29 : Microphotographies de lames minces qui montrent les assemblages minéralogiques observés dans les roches sédimentaires affectées par l'altération proximale potassique ; a) Séricite orientée selon S₂ et S₃ et biotite, titanite, quartz et de quelques plagioclases ; b) Abondance de séricite orientée, de titanite et d'arsénopyrite ; c) Veinules de quartz plissées et démembrées par S₂ qui sont interconnectées avec un réseau de plusieurs petites veinules grossièrement orientées selon S₂ ; e) f) Biotitisation associée aux épontes proximales des veines de quartz. Sur la photo f), la biotite se trouve aux épontes proximales des veinules boudinées et démembrées à forts angle avec S₂ ainsi qu'aux épontes de veinules injectées selon S₂.



Bilan de masse (%) pour l'altération proximale de la veine aurifère SUD de la tranchée WB2012TR015



Assemblages :

Zone 1,9 g/t Au : Magnésio-hornblende, chlorite, séricite, clinozoïsite, titanite, (+/- quartz, feldspath, grenat), ilménite, pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, or Zone 0,8 g/t Au : Biotite, séricite, guartz, feldspath, chlorite, clinozoîsite, pyrite, chalcopyrite

Figure 4.30 : a) et b) Veine de quartz-carbonate aurifère sud de la tranchée WB2012TR015. Les épontes proximales sont constituées de magnésio-hornblende sans orientation préférentielle. Plus distalement, l'altération devient pseudo-fragmentaire (remplacement sélectif) et ressemble à celle documentée aux épontes de la veine Mustang dans la tranchée WB2012TR011 ; c) Zonalité de l'altération de part et d'autre de la veine de quartz-carbonate aurifère sud de la tranchée WB2012TR015. L'essentiel de l'or est contenu dans la veine (55,4 g/t Au). L'éponte proximale (1,9 g/t Au) est plissée de la même façon que la veine, par des plis P₂ en forme de S ; d) Bandes d'altération calcique (blanchâtre) ; e) Histogramme montrant les bilans de masse des échantillons WB-2013-2C et WB-2013-2D qui sont caractérisés par des altérations calcosilicatées et calciques.



Figure 4.31 : Microphotographies de lames minces qui montrent les assemblages observés dans les roches affectées par des altérations calco-silicatées et calciques ; a) Amas d'amphibole sans orientation préférentielle et de chlorite. Plusieurs cristaux de calcite et de clinozoïsite sont interstitielles aux grains d'amphibole et de chlorite ; b) Magnésio-hornblende et de titane ; c) Matrice d'une roche sédimentaire altérée en minéraux calco-silicatés composée de séricite, d'épidote et de chlorite. L'amphibole porphyroblastique coupe la matrice. La pyrrhotite se fait progressivement remplacer aux bordures par de la clinozoïsite ; d) Plagioclase qui se fait remplacé par de la séricite et de la clinozoïsite ; e) Chlorite grenue métamophique qui coupe la biotite et la pyrrhotite, f) Amas cryptocristallins composés de séricite et d'épidote. La zone minéralisée au centre de la tranchée WB2012TR001 (Annexe I – Figure 14) est affectée par une sulfurisation et une carbonatisation pervasive (Figures 4.33a et 4.33b). L'échantillon WB-2013-25 (Figure 4.33) est celui qui représente le mieux la carbonatisation. Cet échantillon contient de la calcite (~15%), du quartz (~25%), de la biotite (~20%), de la séricite (~15%) et de la chlorite (~10%) (Figure 4.34). La biotite se trouve aux épontes des veinules de quartz-carbonate et elle est en association spatiale avec plusieurs grains grossiers d'arsénopyrite ±pyrrhotite, ±pyrite.

La carbonatisation est une altération qui présente de forts gains de masse en CO₂, CaO, Na₂O (±), S, As, Se, Mo, Sb, Te, W et Au, des pertes de masse modérées en SiO₂, Fe₂O₃, K₂O, Rb, Pb, Bi et une perte de masse globale (Figure 4.33c). Le précurseur choisi pour ce calcul correspond à un wacke faiblement altéré (#360861) se trouvant à moins de 300 mètres des échantillons altérés (Annexe III – Figure 46b).

Au moins deux épisodes de carbonatisation ont été reconnus. Une partie de la carbonatisation est précoce- à syn-D₂ puisque la calcite est alignée (Figure 4.34a) et/ou forme des veinules/amas selon S₂. Elle est aussi boudinée par D₂ (Figure 4.34b). Il est possible de voir aussi sur la Figure 4.34c que la calcite a subi une partie de la déformation D₃ puisqu'elle est affectée et a été crénulée par la fabrique S₃. Un autre épisode de carbonatisation post-D₂ est aussi présent puisque plusieurs veinules et micro-veinules rectilignes de calcite, marquant le remplissage tardif de fractures, recoupent toutes les fabriques tectoniques (S₁, S₂ et S₃) (Figure 4.34e). Les minéralisations aurifères sont associées au premier épisode de carbonatisation (précoce- à syn-D₂).



Figure 4.32 : Diagramme de l'indice de saturation des carbonates versus l'indice de discrimination des carbonates pour les roches sédimentaires (Kishida et Kerrich, 1987; Whitehead et Davies, 1988). Les roches sont sous saturées en carbonates et elles se trouvent toutes dans le champ de la calcite et des minéraux calco-silicatés.

4.5.4.6 Tourmalinisation

La tourmalinisation est une altération moins fréquente et localement associée aux veines aurifères du secteur Mustang. La tourmalinisation est parfois présente aux épontes des veines de quartz-calcite et se trouve dans les veines bréchiques de la tranchée WB2012TR028 (Annexe I – Figure 26). Les cristaux de tourmaline sont parfois zonés. En lame mince, les bordures des grains ont une teinte brûnatre tandis que les cœurs sont bleutés à verdâtres. Les grains de tourmaline ne sont pas orientés mais les halos d'altération le sont. Les halos d'altération sont subparallèles aux veines aurifères. Elles sont parfois également subparallèles aux veines anomales en or et/ou stériles, déformées et plissées par D₂.



Bilan de masse (%) pour l'altération proximale de la tranchée TR001 Altération calcique et carbonatisation



Figure 4.33 : a) Zone minéralisée rouillée et plissée de la tranchée WB2012TR001. Présence de 15-20% de veinules de quartz ± calcite qui sont subparallèles au litage et de quelques veinules sécantes au litage, b) Bandes plus pâles blanches-verdâtres qui sont composées de séricite, calcite ± chlorite. Les épontes des veinules de quartz ± calcite sont biotitisées et il y a quelques grains grossiers (jusqu'à 5%) d'arsénopyrite, c) Histogrammes montrant les bilans de masse de l'échantillon WB-2013-25 qui est caractérisé par une altération calcique et une carbonatisation.



Figure 4.34 : Microphotographies de lames minces qui montrent les assemblages minéralogiques observés dans les roches sédimentaires affectées par la carbonatisation ; a) La calcite qui se retouve sous forme de veinules sub-parallèles à la schistosité S₂ se fait aussi recouper par une veinule de quartz qui est plissé par P₂; b) Veinule de calcite boudinée par D₂ qui présente une biotitisation aux épontes proximales ; c) Calcite distribuée pervasivement dans une matrice sédimentaire riche en plagioclase, quartz et biotite. La calcite est affectée par le clivage de crénulation S₃; d) Plagioclases détritiques se font progressivement remplacer par de la calcite ; e) Veinule rectiligne de calcite et de quartz subparallèle à S₂ montrant une altération en biotite aux épontes, f) Pyrrhotite associée à des carbonates de fer (couronnes de sidérite).

4.5.5 Altération distale

L'identification d'une altération distale dans un système aurifère mis en place dans une séquence de roches clastiques n'est pas simple. Il y a souvent des ressemblances entre les paragenèses métamophiques et les paragenèses d'altération au grade des schistes verts. De plus, pour la plupart des éléments majeurs analysés, la variation de la composition primaire des différentes roches sédimentaires fraîches à peu altérées est parfois aussi grande, ou supérieure, aux variations induites par l'altération hydrothemale. Plusieurs auteurs ont aussi mentionné que les altérations distales dans les gisements aurifères, encaissés dans des turbidites (type veine de quartz), peuvent sembler inexistantes car la perméabilité de la roche encaissante des veines aurifères ne le permettrait pas (Boyle 1986, Cox et al., 1991 et Philips 1991).

D'autre auteurs (Phillips et Powell, 1993) ont avancé qu'une précipitation précoce du quartz dans les conduits/fractures pourrait empêcher le contact entre le fluide et l'encaissant, et diminuer l'épaisseur de l'enveloppe d'altération. Les études géochimiques et pétrographiques permettent de caractériser l'altération invisible. Des halos d'altération distaux, allant de 10 à 20 mètres, ont été identifiés en périphérie de plusieurs gisements d'or encaissés dans des roches turbiditiques en Australie (Gao et Kwak, 1997; Bierlein et al., 1998)

Dans la zone d'étude, les zones d'altération les plus étendues sont associées à la veine Mustang au niveau de la tranchée WB2012TR011 (Annexe I – Figure 20). La zone d'altération visible proximale (fort blanchiment) fait jusqu'à 2 mètres d'épaisseur et la zone d'altération distale atteint environ 10 mètres d'épaisseur. À proximité des minéralisations aurifères (jusqu'à 50 mètres), les roches sédimentaires ont subi un métasomatisme calco-silicaté.

4.5.5.1 Métasomatisme calco-silicaté (Ca)

Le métasomatisme calco-silicaté, distal aux zones aurifères, s'observe principalement dans les wackes subarkosiques à arkosiques de granulométrie moyenne à grossière. Sur le terrain, cette altération se présente sous la forme d'une roche sédimentaire massive à patine blanchie contenant de 5 à 30% de magnésio-hornblende grossière sans orientation préférentielle ainsi que du plagioclase sodique (An10-30). L'amphibole et le

grenat se présente sous la forme de porphyroblaste métamorphique (Figures 4.35 et 4.36). Ils recoupent clairement la schistosité principale et incorporent parfois cette schistosité. Les roches affectées par du métasomatisme calco-silicaté distal sont généralement non aurifères, mais possèdent quelques valeurs anomales. Les roches qui ont subi cette altération pourraient représenter un métallotecte distal (10-50 mètres) par rapport aux zones minéralisées.

Le métasomatisme calco-silicaté distal se présente selon plusieurs habitus :

- en remplacement lits par lits concordant au litage (Figure 4.35a) ;
- associé à des veinules et des réseaux de veinules de quartz ± feldspath ± calcite (Figure 4.35b);
- associé à des réseaux de fractures fragiles tardives par rapport à la schistosité principale S₂;
- en remplacement semi-pervasif (Figure 4.35c), en stockwerk (Figures 4.35d et 4.36) et en remplacement pervasif (Figure 4.35e) de la roche. Les fronts de remplacement ont des pourtours mal définis et le cœur des bandes est généralement à granulométrie plus grossière ;
- en remplacement en bordure des fragments (Figure 4.35f).

Pétrographiquement, la paragénèse d'altération calco-silicatée métamorphisée se compose d'amphibole calcique, de plagioclases séricitisés et/ou saussuritisés et/ou remplacés par de la calcite, du quartz, de la biotite, de la chlorite (± muscovite, ± calcite, ± clinozoïsite, ± prehnite, ± microcline, ± grenat, ± zircon, ± rutile) (Figure 4.37a à 4.37f).

Les bilans de masse calculés pour le métasomatisme calco-silicaté distal sont similaires à ceux calculés pour les altérations proximales calco-silicatées. Ils sont caractérisés par des gains en CaO, Na₂O, MgO, MnO, As, Te, W, Au, CO₂ et des pertes marquées en K₂O, Fe₂O₃, Cr₂O₃ (Figure 4.36d). Le bilan de masse est fonction du précurseur faiblement altéré (#360861) se trouvant à moins de 300 mètres des échantillons altérés (#293002, #280911, #21) (Annexe III – Figure 46b).

Tout comme l'altération calco-silicatée proximale aux épontes des veines aurifères, il s'agit d'une paragénèse métamorphique. Au moins une partie du métasomatisme est tardif par rapport à la minéralisation aurifère puisque les zones métasomatisées sont

associées à des veinules et des fractures tardives qui recoupent les structures assosiées à D_2/D_3 . De plus, les stockwerks métasomatisés ne sont pas orientés ni contrôlés par D_2 , ou D_3 .



Figure 4.35 : Aspect macroscopique des différents habitus du métasomatisme calco-silicaté ; a) Remplacement lit par lit concordant au litage ; b) Les amphiboles ont une distribution semi-pervasive et elles sont associées à des veinules et des réseaux de veinules de quartz ± feldspath ± calcite qui recoupent le litage et le S₂ ; c) Les wackes massifs sont plus métasomatisés que la séquence litée ; d) Stockwerk irrégulier. Les bandes métasomatiques suivent préférentiellement des microfractures ; e) Métasomatime pervasif. La roche contient jusqu'à 25% de magnésiohornblende grenue sans orientation préférentielle ; f) Remplacement métasomatique des fragments de siltstone. Les magnésio-hornblendes remplacent les pourtours et la totalité de ces fragments sédimentaires.



Bilan de masse (%) pour le métasomatisme distal Métasomatisme calco-silicaté (+/- sodique)



Figure 4.36 : a) Front de remplacement métasomatique calco-silicaté aux bordures irrégulières composé d'un assemblage de plusieurs minéraux calciques (magnésio-hornblende, plagioclase fortement séricitisé et saussuritisé, chorite, biotite, quartz, clinozoïsite et rutile) ; d) Histogrammes montrant les bilans de masse des échantillons #293002, #280911 et #21 qui sont caractérisés par une altération calco-silicatée ± sodique.



Figure 4.37 : Microphotographies de lames minces qui montrent les assemblages observés dans les roches sédimentaires affectées par le métasomatisme calco-silicaté ; a) Le cœur de l'amphibole est remplacé par de la chlorite ; b) c) Bande métasomatisée caractérisée par des grains plus grenus que la matrice du wacke. La bande est composée d'amphibole sans orientation préférentielle retrogradée par de la chlorite, de quartz, de plagioclase, de biotite et d'ilménite ; d) Petits feuillets de chlorite orientés selon S₂ ; e) Le bas de la photographie montre une section métasomatisée. Cette bande est caractérisée par la présence d'amphibole, de plagioclase séricitisé, de quartz et de chlorite ; f) Plagioclase partiellement remplacé et entouré par de la calcite.

4.5.6 Diagrammes d'altération

4.5.6.1 Diagramme molaire A-CNK-FM

Le diagamme molaire A-CNK-FM (Nesbitt et Young, 1984) (Figure 4.38) montre clairement que les échantillons de wackes subarkosiques altérés proximaux aux veines aurifères se démarquent du groupe des échantillons frais et peu altérés. Ces échantillons se rapprochent des pôles épidote-muscovite. Les épontes proximales de la veine aurifère sud de la tranchée WB2012TR015 (Annexe I – Figure 21), qui contiennent plus de 70% d'amphiboles radiales (altération proximale calco-silicatée et carbonatisation), se démarquent des autres échantillons et se rapprochent du pôle hornblende.



Figure 4.38 : Diagamme molaire A-CNK-FM (Nesbitt et Young, 1984) qui montre que les échantillons qui ont subi de l'altération proximale se rapprochent des pôles illite-muscovite. Les épontes proximales de la veine aurifère sud de la tranchée WB2012TR015 qui contient >70% amphiboles radiales (altération calco-silicaté et carbonatisation) se démarquent encore une fois des autres échantillons et se rapprochent du pôle hornblende.

4.5.6.2 Diagramme Alteration Box Plot

Selon le diagramme d'altération Box Plot (Large et al., 2001) (Figure 4.39), les altérations distales et proximales aux veines de quartz aurifères ne se distinguent pas nécessairement des roches fraîches définies par cette étude. Par contre, les roches les plus fortement altérées (blanchies) se démarquent des autres échantillons en se rapprochant du pôle albite. L'échantillon le plus séricitisé (Annexe I – Figure 36, échantillon #29) se rapproche du pôle muscovite. Les épontes proximales de la veine aurifère sud de la tranchée WB2012TR015 (Annexe I – Figure 21) qui contient plus de 70% d'amphiboles radiales se démarquent encore une fois des autres échantillons et se rapprochent du pôle actinote.



Alteration Box Plot (N=55)

Figure 4.39 : Diagramme d'altération Box Plot (Large et al., 2001) pour les échantillons de roches sédimentaires fraîches (champ bleu ciel), altérées distalement et proximalement aux minéralisations aurifères. Le rectangle noir à l'intérieur du diagramme définie la zone des échantillons de roches volcaniques non altérés.

4.5.6.3 Indices unitaires (albite, séricite, sulfure)

Les diagrammes unitaires de saturation en albite (Na/Al molaire), séricite (3*K/Al molaire) et séricite-albite ((3K+Na)/Al molaire) (Figure 4.40) (Kishida et Kerrich, 1987) sont habituellement utiles pour la caractérisation des altérations alcalines (séricitisation et/ou albitisation), associées aux gîtes d'or orogénique. Par contre, étant donné la grande diversité primaire de la minéralogie et du pourcentage variable d'argile dans les roches sédimentaires du secteur Mustang, ces diagrammes ne sont pas utiles pour l'identification des altérations proximales aux veines de guartz-carbonate aurifères. Plusieurs échantillons distaux et proximaux se superposent aux échantillons frais et peu altérés (Figure 4.40). Les roches les plus altérées qui ont subi un fort blanchiment (altération sodique-calcique ; comme les épontes de la veine Mustang dans la tranchée WB2012TR011) se démarquent légèrement des autres échantillons par leurs valeurs plus élevées en Na₂O molaire. L'indice de séricitisation ne présente pas de corrélation évidente avec les teneurs en or (Figure 4.41a), contrairement aux observations pétrographiques. Les indices « sodium-sulfure » (Figure 4.41b) et « potassium-sulfure » (Figure 4.41c) sont plus utiles pour localiser les zones aurifères dans le secteur Mustang puisque les altérations proximales alcalines sont toujours accompagnées par une augmentation marquée de sulfures (jusqu'à 10% arsénopyrite, pyrrhotite, ± pyrite, ± marcassite, ± galène, ± sphalérite, ± chalcopyrite). Les indices « sodium-sulfure » et « potassium-sulfure » montrent une appararente corrélation positive avec les teneurs en or (Figures 4.41b et 4.41c).



Figure 4.40 : Les diagrammes unitaires de saturation en ; a) Séricite (3*K/Al molaire) ; b) Albite (Na/Al molaire), et c) Séricite-albite ((3K+Na)/Al molaire) (Kishida et Kerrich, 1987) pour les échantillons de roches sédimentaires du secteur Mustang. La zone en jaune illustre le champs des roches les plus altérées (fort blanchiment).





SSI = Indice sodium-sulfure :

lser = Indice séricite : 100* (2*K2O/94,196)/((2*Na2O/61,97)+(2*K2O/94,196))



Figure 4.41 : Les indices de séricite (ISer), de sodium-sulfure (SSI) et de potassium-sulfure (KSI) en fonction des teneurs en Au (ppb) pour les échantillons de roches sédimentaires du secteur Mustang. Les échantillons qui ont subi une altération proximales se démarquent clairement des autres échantillons par leur valeur plus élevées des indices de SSI et KI surtout. La zone en jaune illustre le champ des roches les plus altérées (fort blanchiment).

4.5.7 Cartes thématiques

L'étude pétrographique des lames minces du secteur Mustang a permis la réalisation de cartes thématiques en fonction des occurrences minéralogiques associés aux différentes altérations. Ces cartes se trouvent en annexe III.

La séquence subarkosique et arkosique, dans laquelle la veine Mustang est encaissée, est caractérisée par une présence plus marquée de carbonate et d'amphibole calcique que dans la séquence quartzo-feldspathique (Annexe III - Figure 37). Elle est également plus riche en CaO et CO₂ (faible carbonatisation) (Annexe III - Figure 38) et un seul échantillon de la séquence quartzo-feldspathique contient de la calcite (Annexe III - Figure 37).

La silicification, présente généralement sous la forme de veinules, est importante. Elle est présente dans plus de la moitié des échantillons étudiés autour de la veine Mustang (Annexe III - Figure 39a). Cette altération n'est pas restreinte aux zones proximales aurifères puisque la distinction entre les générations de veines de quartz n'a pas été prise en compte ; les veines sont présentes à la fois dans la séquence subarkosique-arkosique et dans la séquence quartzo-feldspathique.

La séricitisation est locale et lorsque présente, elle semble être plus développée à proximité des zones aurifères proximales (Annexe III - Figure 39b). On dénote par contre quelques échantillons séricitisés, situés au sud de la veine Mustang dans la séquence quartzo-feldspathique, qui ne sont pas associés aux zones minéralisées.

La biotitisation est aussi une altération qui est présente mais de façon très locale. Elle est présente dans quelques échantillons associés aux minéralisations aurifères. Deux échantillons qui se trouvent près du contact faillé entre la séquence subarkosique/arkosique et la séquence quartzo-feldspathique sont aussi biotitisés (Annexe III - Figure 40a).

La chloritisation (Annexe III - Figure 40b) est plus importante dans les échantillons qui se trouvent près des minéralisations aurifères qu'ailleurs dans la séquence subarkosiquearkosique. Un seul échantillon dans la séquence quartzo-feldspathique est chloritisé. Celui-ci se situe à proximité d'un échantillon anomal en Au (#360811).

188

La totalité des échantillons de roches sédimentaires aurifères se situe dans la séquence subarkosique et arkosique à proximité de la veine Mustang. Un seul échantillon anomal en Au (#360811) se trouve dans les wackes quartzo-feldspathiques. La présence d'arsénopyrite (>1%) et les teneurs en As (ppm) en W (ppm), en Se (ppm), en Te (ppm), en Sb (ppm), en Mo (ppm) et en S (%) (Annexe III - Figures 41 à 44 et 46a) se trouvent associées aux zones proximales aurifères. Les teneurs en Bi (ppm) et en Pb (ppm) (Annexe III - Figure 45) sont clairement plus élevées dans la séquence quartzo-feldspathiques, mais sont aussi plus élevées au niveau de la tranchée WB2012TR011 où la veine Mustang est la plus épaisse et où l'altération sodique-calcique (fort blanchiment) est la mieux développée.

4.5.8 Profils lithogéochimiques des sections de forages

La description géologique combinée aux variations géochimiques le long des profils des 3 sections de forages étudiés se trouvent à l'annexe VI (Figures 47 à 54).

4.5.8.1 Première section : Forages WB-13-(001-002-0011-012-013)

La section de forage la plus longue est contituée des forages WB-13-(001-002-011-012-013) (Figure 4.3 et Annexe IV - Figures 47 à 52).

Les forages WB-13-(001-002) exposent 3 zones anomales en or encaissées dans un wacke subarkosique (Annexe IV - Figures 47 et 48). Les échantillons #360872, #306873 et #360874 (silificiés, carbonatitisés et biotitisées) représentent la première zone anomale en or. Ces échantillons sont enrichis en SiO₂, K₂O, S, CO₂, Au, As, Sb, Se, Te (surtout l'éponte distale #360875). Cette zone anomale en Au montre une diminution des valeurs en Fe₂O₃, MnO, MgO, TiO₂ et P₂O₅ (Annexe IV - Figure 47). La deuxième zone anomale en Au est représentée par l'échantillon #360827 (824 ppb Au). Elle montre peu de variation au niveau des éléments majeurs, excepté un léger enrichissement en K₂O et de grands enrichissements en S, As, Sb, Se, Te, W et Pb (Annexe IV - Figure 47). La troisième zone anomale correspond à l'échantillon #360843 (85 ppb Au) qui se situe aux épontes d'une veine aurifère à 17,5 g/t Au. Elle est faiblement appauvrie en SiO₂ et Fe₂O₃ et légèrement plus riche en Al₂O₃, MgO, K₂O, P₂O₅, S, As, Sb, Se, Te et W (Annexe IV - Figure 48). Les forages WB-13-(001-002) exposent le contact entre les roches

subakosiques et les roches arkosiques. Les roches arkosiques ont des ratios Al₂O₃/TiO2 un peu plus élevés que les roches subarkosiques (Annexe IV - Figures 47 et 48).

Les échantillons provenant des forages WB-13-(011-012) ne sont pas minéralisés (Annexe IV - Figures 50 et 51). Par contre, ces forages permettrent de montrer les changements géochimiques au niveau du contact faillé entre la séquence subarkosique et la séquence quartzo-feldspathique. La séquence quartzo-felspathique présente des valeurs plus faibles en La/Th, Na₂O, MnO, CaO, peu de variation au niveau du ratio Al₂O₃/TiO₂ et des valeurs plus fortes en SiO₂, K₂O, Pb (Annexe IV - Figures 50 et 51).

Le forage WB-13-013 (Annexe IV – Figure 52) a intercepté les roches quartzofeldspathiques. Une faible anomalie aurifère (117 ppb Au) est caractérisée par des enrichissements plus marqués en CaO, P₂O₅ S, Se, Te et des appauvrissements en SiO₂ et Na₂O.

4.5.8.2 Deuxième section : Forage WB-13-008

La deuxième section est constituée d'un seul forage, soit le WB-13-008, qui intercepte la zone Mustang à la hauteur de la tranchée WB2012TR081 (Figure 4.2). L'échantillon #360822 (2910 ppb Au) correspond à l'éponte minéralisée de la veine Mustang. Le profil de ce forage montre que la zone d'altération proximale est caractérisée par de faibles variations au niveau des éléments majeurs (Annexe IV - Figure 49). L'éponte proximale de la veine Mustang est surtout caractérisée par une augmentation significative des valeurs de S, As, Sb, Se, \pm Te, \pm W, \pm Pb (Annexe IV - Figure 49).

4.5.8.3 Troisième section : Forage WB-13-(014-015)

La troisième section étudiée inclut deux forages : WB-13-(014-015) (Annexe IV - Figures 53 et 54). Les échantillons du forage WB-13-014 sont majoritairement des roches subarkosiques. Deux zones aurifères ont été échantillonnées (échantillon #360879 : 934 ppb Au et échantillon #360881 : 1280 ppb Au). Ces échantillons présentent très peu de variations en ce qui à trait à la chimie des éléments majeurs et des variations plus significatives en S, As, \pm Sb, \pm Se, \pm Te, \pm W (Annexe IV - Figure 53). Une zone aurifère (8640 ppb Au) a été échantillonnée le long du forage WB-13-015. Cette zone est plus riche en or que toutes les autres zones mentionnées précédemment. Elle présente des variations les plus marquantes au niveau des éléments majeurs. Cette zone est

caractérisée par de faibles augmentations en Al/Ti, Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, CO₂ et des augmentations plus marquées en K₂O (forte séricitisation de l'échantillon), S, As, Sb, Se, Te, W, Pb. Cette zone montre aussi que l'enveloppe aurifère est marquée par de faibles appauvrissements en SiO₂, La/Th et de plus forts appauvrissements en MnO, MgO, CaO (Annexe IV - Figure 54).

4.5.8.4 Sommaire des profils de forages

Somme toute, les résultats des différents profils lithogéochimiques de forage, tout comme les bilans de masse, permettent de montrer l'hétérogénéité des altérations associées aux zones minéralisées et la faible réactivité des roches sédimentaires présentes dans l'environnement immédiat de l'indice Mustang. De façon générale, les zones anomales en or et les zones aurifères montrent de faibles variations des éléments majeurs. Les éléments mineurs As, Sb, Se, Te, W, \pm Pb, le S (%) et le CO₂ (%) sont ceux qui montrent les plus grands enrichissement dans les zones aurifères.

4.6 Caractérisation géochimique des roches mafiques

Un total de 8 échantillons de roches mafiques a été analysé (Figure 4.42). Les roches mafiques sont amphibolitisées et elles ont été subdivisées en 3 différents sous-groupes en fonction de leur géochimie (Figures 4.42, 4.43 et 4.44).

Les trois échantillons (#293003, #360820 et #8) provenant du dyke de mélano-gabbro qui longe la veine Mustang ont une composition de basalte komatiitique (Figure 4.43) et sont d'affinité tholéiitique (Figure 4.43). Ils présentent des valeurs primitives en éléments majeurs avec des teneurs élevées en MgO (14,76 à 15,63%), Cr (890 à 1470 ppm) et Ni (2060 à 300 ppm). De plus, ces dykes sont enrichis en LREE (La/Yb = 11,14 à 12,19) (Figure 4.44) et en arsenic (As = 291 à 389 ppm). L'enrichissement en As est possiblement dû à l'hydrothermalisme. Ces dykes sont spatialement associés aux minéralisations aurifères (la veine Mustang) et aux zones de déformation.

Les 4 échantillons (#293051, #293054, #293065, #293066), qui proviennent des affleurements de leuco-gabbro cartographiés dans le secteur de 2 km² autour de la veine aurifère, ont une composition basaltique (Figure 4.43) et une affinité calco-alcaline

(Figure 4.43). Ces dykes sont enrichis en LREE et appauvris en HREE par rapport par rapport au E-MORB (Figure 4.44).

L'échantillon (#293071) provient d'un basalte andésitique qui se trouve à 3 km au nord de la veine Mustang (Figure 4.42) et a une affinité tholéiitique (Figure 4.43). Les volcanites mafiques au nord de l'indice Mustang sont caractérisées par la présence d'une structure coussinée impliquant une mise en place sous-marine.

Selon le diagramme de Pearce (2014), les dykes de mélano-grabbro et de leuco-grabbro se seraient mis en place dans un contexte d'arc (Figure 4.43d). Les échantillons se situent où les champs des arcs océaniques et continentaux se chevauchent (Figure 4.43d). L'échantillon de basalte andésitique coussiné se distingue des autres échantillons par une composition très similaire au E-MORB (Figure 4.43d).



Figure 4.42 : Localisation des échantillons de roches mafiques.



Figure 4.43 : a) Diagramme ternaire (Ti+Fe, Al et Mg – cations) de classification des roches mafiques (Jensen, 1976), b) Diagramme de classification des roches volcaniques (Floyd et Winchester, 1978) ; c) Digramme ternaire AFM qui définit les champs tholéitique et calco-alcalin, d) Diagramme Th/Yb versus Nb/Yb qui définit les environnements géodynamiques (Pearce, 2014).



Figure 4.44 : Profils de terres rares des roches mafiques, a) normalisés aux chondrites C1 (Sun et McDonough, 1989), b) normalisés au E-MORB (Sun et McDonough, 1989).

5 CHAPITRE 5 : GÉOCHRONOLOGIE

La datation U-Pb sur zicons détritiques des roches sédimentaires encaissantes de la veine Mustang a été réalisée par Vicki McNicoll de la CGC. La datation Re-Os de l'arsénopyrite a été réalisée par Robert A. Creaser de l'Université de l'Alberta. Voir la section 1.3.4 pour la méthodologie.

5.1 Datation U-Pb sur zircons détritiques de la roche sédimentaire encaissante de la veine Mustang

Une première tentative de datation U-Pb sur zircons détritiques de la roche sédimentaire encaissante de la veine Mustang a été réalisée à l'hiver 2013. L'échantillon de siltstone a été pris dans la tranchée principale de la veine Mustang (WB2012TR011 - Nad 27 pour Canada, Zone 18, UTM : 392350 / 5780920) et il se situait à moins d'un mètre d'une structure aurifère (Figures 5.1a et 5.1b). Le siltstone finement grenu ne contenait pas assez de zircons pour pouvoir être daté. À l'automne 2014, un nouvel échantillon plus grenu a été sélectionné (Figures 5.1c et 5.1d). Il provient de la tranchée WB2012TR002 (Nad 27 pour Canada, Zone 18, UTM : 392420 / 5781068) et se situe à 120 mètres au NNE de la veine Mustang (Annexe I – Figures 5 et 15). L'échantillon provient d'un horizon centimétrique à décimétrique de wacke massif plissé et démembré dans la séquence litée turbiditique (Figures 5.1c et 5.1d). Le wacke a une patine gris blanchâtre, une granulométrie moyenne, et il est composé de quartz, de feldspath, de biotite et de grenat rose pâle. La biotite définit une forte linéation minérale subverticale. Une veinule de quartz aurifère plissée par P₂ est subparallèle à l'horizon de wacke massif daté, et elle se situe à quelques centimètres de celui-ci (Figure 5.1c).

L'échantillon de roche sédimentaire analysé contient plusieurs grains de zircon détritique dont la taille va de 100 microns à 300 microns. Les grains de zircon détritique sont bruns à incolores et il sont hypidio- à idiomorphes. Certains sont clairs et de bonne qualité pour l'analyse, d'autres contiennent plusieurs inclusions et des fractures. Les zonations de croissance sont bien définies.



Figure 5.1 : a) b) Localisation du premier échantillon prélevé pour la tentative de datation U-Pb du siltstone encaissant de la veine Mustang (tranchée WB2012TR011 : Annexe I – Figure 20); c) Localisation du deuxième échantillon prélevé pour la datation U-Pb de la séquence sédimentaire encaissante de la veine Mustang. Une veinule aurifère aux épontes altérées suit le banc de wacke massif échantillonné (tranchée WB2012TR002 : Annexe I – Figure 15); d) Aspect du deuxième échantillon prélevé pour la datation U-Pb. Il s'agit d'un wacke massif composé de quartz, plagioclase, biotite et grenat rose pâle.

Quelques grains de zircon montrent de petits noyaux apparents qui n'ont pas été analysés (McNicoll, communication personnelle, 2015). Les analyses *in-situ* (SHRIMP) ont été faites sur 73 grains de zircons. Toutes les analyses ont permis de définir une population unique d'âge à l'intérieur de l'erreur analytique. La moyenne pondérée des âges 207 Pb / 206 Pb a donné un résultat de 2709 ± 4 Ma (MSWD = 1,3; n = 72). Par conséquent, l'âge maximum de déposition des roches sédimentaires hôtes de la veine Mustang est < 2709 ± 4 Ma (Beauchamp et al., 2015). Les analyses U-Pb ID-TIMS ont également été réalisées sur des grains de zircon détritique. Les trois analyses ont donné 2712 Ma, en accord avec l'âge de dépôt maximal déterminé par les analyses au SHRIMP (McNicoll, communication personnelle, 2015).

5.2 Datation Re-Os de l'arsénopyrite

L'échantillon utilisé pour la datation Re-Os de l'arsénopyrite provient de la zone centrale minéralisée de la tranchée WB2012TR001 (Annexe I – Figures 5 et 14). L'échantillon # 25 est un wacke composé de 25% de biotite, 15% de calcite en veinules plissées et en amas dans la matrice, 20% de guartz, 15% de séricite et 15% de plagioclase (Figures 5.2a et 5.2b). L'échantillon contient également environ 5% d'arsénopyrite grossière (jusqu'à 1 cm) idiomorphe à croissance complexe et zonée (Figures 5.2c et 5.2d). Les grains d'arsénopyrite sont accompagnés de franges de pression remplies par du quartz, de la pyrrhotite, ± pyrite (Figures 5.2c et 5.2d). Le cœur des grains d'arsénopyrite (Aspa) est rempli d'inclusions de pyrrhotite orientées, d'un peu de chalcopyrite, de rutile, de titanite, de galène, et d'or visible (Figures 5.2c et 5.2d). Les bordures des grains qui sont idiomorphes et limpides représentent une deuxième génération de croissance (Asp-b) (Figures 5.2c et 5.2d). Les cartes des éléments traces des grains de sulfures présentées au chapitre 3 (Figures 3.17 à 3.23) proviennent d'un échantillon minéralisé de cette tranchée et correspondent aux grains d'arsénopyrite qui ont été datés. Un seul échantillon a été soumis pour la datation Re-Os de l'arsénopyrite. L'analyse en Re initial a donné 2 ppb, ce qui semblait favorable pour une datation étant donné l'âge archéen anticipé. Toutefois, l'échantillon contenant une faible quantité d'arsénopyrite a donné un âge imprécis de 2622 ± 40 Ma (Creaser, communication personnelle, 2014).



Figure 5.2 : a) Aspect macroscopique de l'échantillon analysé pour la datation Re-Os de l'arsénopyrite ; Photographies de lame mince de b) à d) ; b) Veinule de quartz plissée par P₂ dans une matrice sédimentaire composée de biotite, de quartz, de calcite et de feldspath ; c) d) Habitus des grains d'arsénopyrites analysés. Les arsénopyrites présentent des zonations (Asp-a avec des inclusions et Asp-b limpide aux bordures idiomorphes) et ils sont accompagnés de franges de pression remplies par de la pyrrhotite, de la pyrite et du quartz.

6 CHAPITRE 6 : DISCUSSION

6.1 Sommaire global des observations

6.1.1 Principales lithologies

La cartographie des affleurements réalisée autour de l'indice Mustang a permis l'identification de huit faciès lithologiques : le conglomérat, le wacke subarkosique et arkosique, le wacke quartzo-feldspathique, le siltstone, la formation de fer, le mélano-gabbro, le leuco-gabbro et finalement les dykes de diabase qui recoupent toutes les unités (chapitre 2 ; section 2.1).

La séquence turbiditique a été subdivisée en 2 grands groupes grâce à la géochimie : le wacke subarkosique (Sub; n=92) qui comprend un sous-groupe arkosique (Ark; n=15) et le wacke quartzo-feldspatique (QF; n=21). Les siltstones de la tranchée WB2012TR015 ont été aussi subdivisés à cause de leur forte valeur en REE, U et Th. Géochimiquement, les roches quartzo-feldspathiques sont plus riches en SiO₂, K₂O, LREE, Rb, Ta, Th, U, Bi, Cr, Ni, Mo, Pb, Ba et Zr (Figures 4.4 à 4.6 et 4.10). Elles sont plus matures, et elles ont un indice de météorisation plus élevé que les roches subarkosiques et arkosiques (Figure 4.7). Les wackes arkosiques et subarkosiques ont des valeurs plus élevées en CaO, Na₂O, MgO, CO₂, Sr, Mn (Figures 4.4 à 4.6, 4.11 et 4.10). Ces différences géochimiques sont corroborées par l'étude pétrographique et se traduisent par une composition minéralogique différente inhérente à une source distincte. Les wackes quartzo-feldspathiques sont plus riches en quartz et en biotite que les wackes subarkosiques et arkosiques. Les roches subarkosiques, mais surtout les arkosiques, contiennent de 15 à 20% de plagioclases et elles sont plus riches en minéraux calcigues : ± magnésio-hornblende, ± clinozoïsite, ± prehnite, ± calcite. Les roches sédimentaires du secteur Mustang ont des patrons de terres rares normalisés au chondrite C1 qui montrent des enrichissements en terres rares légères (LREE) et des appauvrissements en terres rares lourdes (HREE) (Figure 4.8). Sur les diagrammes discriminants des environnements tectoniques, les wackes subarkosiques et arkosiques se situent principalement à proximité du champ des arcs insulaires océaniques tandis que les
wacke quartzo-feldspathiques sont près du champ des arcs continentaux (Figure 4.15). Les roches quartzo-feldspathiques sont caractérisées par des valeurs plus élevées en La, Rb, Th que les roches subarkosiques et arkosiques et elles forment un groupe à proximité des TTG et des granites archéens (Figures 4.12 et 4.13). Ainsi, les roches quartzo-feldspathiques semblent constituées d'une plus grande proportion de matériel granitique ou recyclé que les roches subarkosiques et arkosiques et arkosiques (Figures 4.12 et 4.13).

Les conglomérats polygéniques fortement déformés au nord représentent des dépôts de marges en milieu peu profond, tandis que les siltstones et les lits d'argilites semblent s'être déposés plus loin de la source. La présence de conglomérat polygénique déformé à 1 kilomètre au nord de la veine Mustang (Figures 2.1, 2.2 et 2.3) pourraient correspondre à un conglomérat orogénique typiquement distribué en bordure d'une structure importante. Cette zone est susceptible d'avoir localisée la déformation D₂ et la circulation d'un fluide hydrothermal à grande échelle, comme c'est le cas pour les conglomérats du Timiskaming de la Sous-province de l'Abitibi (Robert et al., 2005). Une telle structure pourrait possiblement contrôler la formation et la distribution des zones aurifères principales comme documenté dans les principaux camps aurifères archéens (Goldfarb et al., 2005; Robert et al., 2005; Dubé et Gosselin, 2007; Bleeker, 2012).

6.1.2 Phases de déformation

La séquence sédimentaire a subi au moins trois phases de déformation suivies d'un épisode tardif de facturation D₄ (chapitre 2 ; section 2.2). Des plis P₁, témoignant d'une première phase de plissement d'orientation NNO, sont replissés par des plis P₂ orientés ENE. La foliation principale S₂ est de direction ENE avec un pendage abrupt vers le nord et correspond à l'orientation des plans axiaux des plis P₂. L'épisode de déformation D₂, qui s'est formé durant une phase orogénique compressive et qui montre un raccourcissement de direction approximative NNO-SSE, est celui qui contrôle la plupart des minéralisations aurifères du secteur. La phase de déformation D₃ est caractérisée par un clivage de crénulation d'orientation SO à pendage modéré vers le nord. Les roches sédimentaires du secteur de la veine Mustang sont plissées à toutes les échelles par des plis P₂, ouverts à isoclinaux, dont les axes de pli plongent fortement vers l'ENE ou l'OSO. Les plis P₂ sont caractérisés par un épaississement des flancs courts. Une forte

verticalisation des structures se traduit par des linéations d'étirement et des linéations minérales à plongée subverticale dans le plan de la foliation régionale.

6.1.3 Métamorphisme

Selon les données pétrographiques et les assemblages minéralogiques, le pic métamorphique dans le secteur de la veine Mustang a atteint le faciès des schistes verts supérieur, près de la limite avec le faciès des amphibolites. Le faciès des schistes verts est le grade métamorphique le plus commun dans les gisements aurifères orogéniques (Goldfarb et al., 2005). Une source importante de fluides hydrothermaux et de soufre (ligand pour l'or) sont libérés dans une fenêtre restreinte de P-T qui correspond au passage entre les faciès schistes verts et amphibolites (500-550 degrés Celsius) (Large et al., 2007). L'étude pétrographique de l'amphibole et du grenat indique que le pic métamorphique dans le secteur de la veine Mustang est tardi à principalement post-D₂.

À environ 5-10 kilomètres à l'ouest et au nord-ouest de la veine Mustang (à proximité du pluton de Kapiwak ; Figure 1.11), le pic du métamorphisme serait syn- à tardi-D₂, puisque les porphyroblastes d'andalousite sont légèrement orientés et déformés par D₂. Certains chercheurs ont démontré que différents niveaux de la croûte peuvent subir des épisodes métamorphiques à des moments différents (Stüwe et al., 1993; Stüwe, 1998). En effet, Stüwe et al. (1993) a introduit le concept de « deep-later » et « deep-earlier ». Dans le scénario « deep-later », le pic métamorphique se produit à des niveaux profonds plus tard qu'à des niveaux peu profonds. La dévolatilisation prograde peut ainsi commencer en profondeur lorsque les roches des niveaux moins profonds sont sur la voie rétrograde (Stüwe, 1998). Ce concept permet d'expliquer, dans de nombreux gisements orogéniques, une mise en place tardive des veines aurifères par rapport au pic métamorphique des roches encaissantes liées au même évènement métamorphique. Le concept de « deep-ealier » permettrait d'expliquer pourquoi à l'ouest de la veine Mustang le pic métamorphique semble syn- à tardi- D_2 tandis que dans le secteur de la veine Mustang, le pic métamorphique est clairement tardi- à principalement post- D_2 . Dans un scénario « deep-ealier », le pic du métamorphisme se produit à des niveaux peu profonds plus tard qu'aux niveaux profonds. Ravenelle (2013) avait aussi avait mentionné le concept de « deep-earlier » pour expliquer les relations tectono-métamorphiques et la chronologie entre la déformation et le métamorphisme dans le secteur du gisement Roberto.

6.1.4 Veines aurifères

Les minéralisations aurifères du secteur de la veine Mustang se trouvent dans des veines de quartz ± carbonate et dans leurs épontes altérées. Il y a coexistence de veines aurifères et de veines stériles dans le secteur d'étude. Les veines aurifères sont majoritairement des veines à texture laminée, subparallèles au litage, et des veines qui recoupent le litage à fort angle, subparallèles à la schistosité principale.

Les autres types de veines (aurifères ou non) sont : les stockwerks, les veines bréchiques, les veines d'extension à pendage abrupt, les veines d'extension subhorizontale et les veines-failles tardives stériles. Les veines aurifères sont essentiellement constituées de quartz recristallisé saccharoïdal et à extinction roulante. Elles sont composées de 50 à 70% de quartz, de 0 à 15% de carbonate (principalement de la calcite ± sidérite, ± ankérite) et elles contiennent des quantités variables de biotite, de séricite, de clinozoïsite, de chlorite, de feldspath potassique, d'amphibole, de scheelite, d'albite, de tourmaline, de prehnite, de titanite, d'apatite et de sulfures et d'oxydes de fer.

Les veines du secteur Mustang ont subi une déformation progressive polyphasée (D₂, D₃ et post-D₃). Elles sont plissées par P₂, parfois boudinées et affectées par les plis P₃. Les textures de la veine Mustang, et des autres veines aurifères laminées du même secteur, suggèrent qu'elles se sont formées par un mécanisme de fluctuation de pression des fluides dans une zone de déformation active. Les variations rapides et localisés de pression de confinement seraient le résultat des microséismes qui feraient passer les conditions d'un régime supra-lithostatique à un régime quasi-hydrostatique, tel que proposé par le modèle de «fault-valve» de Sibson et al. (1988). Un tel mécanisme impliquerait plusieurs incréments d'ouverture-remplissage (« *crack and seal »*) dans une phase de déformation progressive D₂.

La veine Mustang s'est mise en place durant la déformation régionale progressive, le long d'un flanc de pli anticlinal P₂ déversé vers le sud. Elle est interprétée comme étant contemporaine à l'événement de déformation D₂ puisqu'elle contient des fragments de roches encaissantes foliées par S₂ et, qu'elle est elle-même plissée par des plis P₂. La veine Mustang se compose d'au moins trois générations de quartz et elle présente des textures rubanées, laminées et localement bréchiques. Elle forme parfois une veine unique (tranchée WB2012TR011 - Annexe I : Figure 20) et parfois un réseau de veines et veinules interconnectés (tranchée WB2012TR081 – Annexe I : Figures 35 et 36). Les veinules qui sont en association avec la structure principale de la veine Mustang dans la tranchée WB2012TR081 sont majoritairement de direction ESE-ONO et elles sont comprises à l'intérieur d'un corridor cisaillé bien défini. Plusieurs veinules de quartz s'injectent dans les plans de schistosité S₂ qui se sont développés lors du cisaillement associé à la mise en place de la veine Mustang (Annexe I – Figures 24a, 24b, 35b et 36). Ceci indique que le cisaillement apparent senestre (synchrone au plissement) avait débuté avant et/ou pendant la mise en place de la veine Mustang et les veinules associées.

Les veines bréchiques de quartz-tourmaline de la tranchée WB2012TR028 (Figures 2.30c, 2.30d, 2.30e et Annexe I – Figure 26) présentent des textures de fracturation *insitu* « *jigsaw puzzle* et semblent s'être mises en place pas un processus d'hydrofracturation relié à une variation temporelle de la pression (Jébrak, 1997). Selon ce modèle, l'initiation du processus de fracturation hydraulique est due à une augmentation de la pression du fluide en déséquilibre avec la contrainte régionale (Jébrak, 1997). La fracturation augmenterait la perméabilité secondaire de la roche et causerait une diminution soudaine de la pression et un écaillage des épontes de la veine (Jébrak, 1997).

6.1.5 Paragénèses minérales associées à l'or

Les veines aurifères du secteur Mustang et leurs épontes altérées contiennent de 2 à 10% de sulfures ; principalement de l'arsénopyrite (Figures 3.6a, 3.6b, 3.7, 3.8 et 3.9) et de la pyrrhotite (Figure 3.6) et par endroits des traces de pyrite, marcassite, galène et sphalérite (Figure 3.10). Dans les épontes et les veines aurifères, la pyrrhotite est fréquemment remplacée par de la marcassite ± de la pyrite colloforme (Figures 3.6d, 3.6e, 3.6f et 3.10d). Les associations minéralogiques et les textures des franges de

pression suggèrent que l'Asp-a a débuté sa cristallisation durant la déformation D₂ et que les bordures limpides des Asp-b semblent avoir cristallisé post-D₂, près du pic du métamorphisme régional.

Les cartes *in-situ* LA-ICP-MS montrent que les grains de pyrite et d'arsénopyrite idiomorphes sont souvent zonés et constitués de deux, trois ou même jusqu'à quatre épisodes de cristallisation des sulfures (Figures 3.16 à 3.22 et 3.27 à 3.29). Ces zonations ont aussi été documentées dans les gisements orogéniques au Ghana (Mumin et al., 1994; Oberthür et al., 1997; Amponsah et al., 2016; Fougerouse et al., 2016a; Fougerouse et al., 2016b), dans le district de Tanami en Australie (Cook et al., 2013), dans le district de Reefton en Nouvelle-Zélande (MacKenzie et al., 2014), dans le gisement Meliadine au Nunavut (Lawley et al., 2015) et dans plusieurs autres gisements aurifères orogéniques en Sibérie (Genkin et al., 1998) et dans le sud du Rajasthan en Inde (Deol et al., 2012).

6.1.6 Habitus de l'or

Les résultats des études macroscopiques, microscopiques et des analyses à la microsonde, au MEB et au LA-ICP-MS ont permis de constater que l'or a une distribution bimodale : 1) or visible plus grenu (Figures 3.11 à 3.13), et 2) or submicroscopique invisible (Figures 3.16 à 3.22 et 3.27 à 3.29). L'or visible, libre, forme des particules isolées ou des amas de plusieurs grains. L'or invisible se présente sous la forme de nanoparticules submicroscopiques et très localement de particules colloïdales sous la forme de solution-solide dans la matrice cristalline des sulfures. L'or invisible, qui est distribué de façon homogène, se trouve en faible proportion dans la marcassite, mais préférentiellement dans les bordures limpides qui ont cristallisées vers la fin de la formation de l'arsénopyrite (Asp-b).

Dans les gisements orogéniques encaissés dans des environnements anciens déformé et métamorphisé, il est difficile de d'identifier avec certitude le moment de l'incorporation de l'or dans les sulfures étant donné la superposition des épisodes de déformation, d'hydrothermalisme et du métamorphisme (Tomkins et Mavrogenes, 2001; Tomkins et

al., 2006; Large et al., 2007). Ainsi, l'enrichissement en or invisible dans les bordures limpides des arsénopyrites (Asp-b) soulève des questionnements à savoir :

i) l'évolution du fluide hydrothermal aurait-elle pu enrichir les bordures des grains?;

ii) s'agit-il d'un enrichissement tardif dû à de la remobilisation syn-métamorphique?;

iii) est-ce qu'une seconde phase de minéralisation aurait peu être impliquée?

Les grains d'arsénopyrite se trouvent uniquement à proximité des veines aurifères dans le secteur de Mustang. La présence d'arsénopyrite est donc spatialement et génétiquement lié à la circulation d'un fluide hydrothermal et à la présence d'or. Basée sur le cotectique arsénopyrite-pyrite-pyrrhotite (30,540 wt.% As pour Asp-a et 30,222 wt. % As pour Asp-b), l'arsénopyrite indique une température de cristallisation de 335 °C pour le cœur à inclusions (Asp-a) et de 315 °C pour les bordures limpides (Asp-b) qui contiennent de l'or invisible (Kretschmar et Scott, 1976). Sous de telles conditions de température, l'or semble avoir été transporté sous la forme de complexes bisulfurés (Shenberger et Barnes, 1989).

Lors de l'infiltration du fluide hydrothermal durant D₂, il y a d'abord eu la formation des cœurs des grains d'arsénopyrite (Asp-a). Les cœurs des arsénopyrites (Asp-a) sont pauvres en or invisible, mais riches en inclusions minérales (pyrrhotite, pyrite, \pm marcassite, \pm chalcopyrite, \pm rutile, \pm quartz, \pm plagioclase, \pm ilménite, \pm sphène, \pm galène et \pm or visible). Une faible proportion des arsénopyrites (Asp-a) semble s'être dissoute produisant ainsi des bordures de grains irrégulières résorbées par endroit. La dissolution d'une partie de l'arsénopyrite libère de l'hydrogène, rendant les conditions plus réductrices et diminuant la solubilité de l'or. Ceci pourrait avoir favorisé la précipitation de l'or dans une nouvelle génération d'arsénopyrite est celle qui contient l'essentiel de l'or submicroscopique (Figures 3.16 à 3.22). La formation des Asp-b sont tardives dans l'histoire de la déformation régionale, puisque les bordures de ces porphyroblastes coupent clairement la trace de la foliation régionale.

Le modèle de l'or métamorphisé (Phillips et Powell, 2010 et Large et al., 2011) s'applique bien aux minéralisations aurifères du secteur de la veine Mustang. Il suppose que les

sulfures précoces expulsent l'or durant la déformation, la recristallisation et la métamorphisme. Une augmentation du gradient de température favorise l'extraction de l'or invisible de la matrice des sulfures et engendre la formation de l'or natif (Cathelineau et al., 1989). Lors de la déformation progressive D₂ et de l'augmentation de la température liée au métamorphisme, les Asp-a ont expulsé la majeure partie de leur or invisible sous forme d'inclusions (dans Asp-a). Le processus de redistribution de l'or invisible de la matrice des sulfures primaires en or visible (particules colloïdales et microscopiques) a été décrit par Mumin et al. (1994). Les particules visibles vont alors remplir les fractures et les vides à l'intérieur des minéraux hôtes. Une migration des particules colloïdales et microscopiques va éventuellement former de plus grosses particules aurifières (jusqu'à 1 cm) et engendrant une migration hors des sulfures (en bordure des grains et dans les épontes des veines aurifères). Selon le modèle de l'or métamorphisé, l'or est aussi parfois préservé en amas d'inclusions qui sont spatialement associés avec des phases antérieures de sulfures. Les microtextures d'agglomération des inclusions d'or qui semblent définir d'anciens grains d'arsénopyrite ou de pyrite résorbés sont typiques de plusieurs gisements d'or métamorphismés (Tomkins et Mavrogenes, 2001; Large et al., 2007; Wagner et al., 2007; Morey et al., 2008; Thomas et al., 2011; Cook et al., 2013; Lawley et al., 2015). Tel que documenté par Genkin et al. (1998), les processus d'absorption des complexes aurifères sur les surfaces des sulfures pourraient aussi avoir joué un rôle important dans le dépôt de l'or natif pendant les derniers épisodes de la formation des dépôts. En effet, la sulfurisation des roches encaissantes pourrait avoir aussi contribué à déstabiliser les complexes bisulfurés aurifères et favorisé la précipitation de l'or au niveau des épontes altérées des veines minéralisées.

L'or invisible précipite dans les sulfures via des réactions de substitution (Boyle, 1979) où l'or se substitue à l'arsenic dans des liaisons covalentes à cause de leur rayon similaire. L'or submicroscopique dans l'arsénopyrite est présent sous la forme Au⁰ et Au¹⁺ (Genkin et al., 1998). L'or est généralement corrélé avec le Se, mais a généralement une distribution inverse à celle de Te, Sb, Co, Ni (Figures 3.12 à 3.22). Le Se et le Te semblent se substituer au S dans les Asp-a et Asp-b (Cook et al., 2013). Le Co et le Ni sont enrichies dans l'Asp-a, puisque cette génération contient plusieurs inclusions de pyrite et

de pyrrhotite. Le Pb, ±W, ±Mo sont des éléments très mobiles qui se sont reconcentrés et remobilisés le long des microfractures à l'intérieur et autour des sulfures, possiblement en réponse à la déformation fragile post-minéralisation aurifère (Figures 3.16 à 3.22 et 3.27 à 3.29).



Figure 6.1 : Modèle schématique de l'or métamorphisé qui montre les fluides qui circulent dans une pile de roches sédimentaires. L'or, l'arsenic et le soufre sont libérés des sédiments lors de la conversion, au faciès des schistes verts supérieur, de la pyrite en pyrrhotite. L'or et l'arsenic se dépose au sommet de la stratigraphie dans les charnières de plis anticlinaux (tiré de large et al., 2011).

6.1.7 Processus de remplacement de la pyrrhotite en pyrite/marcassite

Le remplacement de la pyrrhotite en sulfure de fer se produit selon un processus couplé de dissolution-reprécipitation. La reprécipitation de la marcassite et de la pyrite se produit très rapidement et presqu'immédiatement après la dissolution de la pyrrhotite. La nature du minéral (pyrite ou marcassite) est contrôlée par le niveau de sursaturation de la solution par rapport aux sulfures de fer. La marcassite se forme préférentiellement à faible pH (<3) et/ou dans des solutions qui sont appauvries en soufre (indice de saturation <<1000) (Qian et al., 2011). La pyrite se forme à un pH plus élevé dans des solutions saturées en soufre (indice de saturation >1000) (Qian et al., 2011). Ce processus de remplacement est efficace à des températures inférieures à 200-250°C (Mumin et al.,

1994) mais il peut aussi avoir lieu dans des conditions hydrothermales à des températures >220°C et jusqu'à 425°C (Qian et al., 2011),.

Les veines minéralisées du secteur Mustang sont caractérisées par la présence de marcassite microporeuse qui préserve la forme externe du grain et qui remplace la pyrrhotite. La pyrrhotite se fait aussi remplacer par de la pyrite colloforme. Ces phases minérales indiquent donc une cristallisation rapide et des conditions réductrices. La marcassite et la pyrite colloforme se font toutes deux recoupées par les Asp-a (cœur) et par les Asp-b (bordure). Localement, les Asp-a ont nucléé à partir de la pyrrhotite qui a été partiellement à totalement remplacée par de la marcassite et/ou de la pyrite colloforme. Cette relation de recoupement indique qu'au moins une partie du processus de dissolution-reprécipitation de la pyrrhotite (par les sulfures de fer) a eu lieu avant la cristallisation de l'Asp-a lors de l'altération hydrothermale associée au trajet métamorphique prograde.

6.1.8 Altération hydrothermale

Les roches sédimentaires hôtes des minéralisations aurifères dans le secteur de Mustang sont les wackes subarkosiques et les siltstones de la tranchée WB2012TR015. Les échantillons de wackes subarkosique, affectés par des altérations distales ou proximales aux veines aurifères, se démarquent par leur teneur élevée en Au, As, W, Te, Se, Sb, Mo, Pb, S ± Bi, ± CO₂ (Figures 4.16 et 4.17). L'or présente une corrélation positive avec les éléments suivants : As, W, Se et S (Figure 4.22). Ces éléments constituent d'importants vecteurs d'exploration vers les zones minéralisées de la région.

Les altérations dans le secteur Mustang ont été caractérisées par des assemblages minéralogiques et des calculs de bilan de masse. Les altérations proximales sont restreintes aux épontes des veines minéralisées, atteignant un maximum de 2 mètres d'épaisseur de part et d'autre d'une veine de quartz minéralisée. Les altérations proximales sont très variées incluant : la silicification, l'albitisation, la chloritisation, la carbonatisation, la biotitisation, l'épidotisation, l'amphibolitisation et la tourmalinisation. Cette large gamme d'altération reflète la grande diversité compositionnelle des lithologies contenants les minéralisations aurifères, la variation de perméabilité secondaire induite

par la déformation, et fort probablement, une variation dans la chimie du fluide minéralisateur. Les caractéristiques des altérations proximales et distales aux minéralisations aurifères sont résumées dans le tableau 4.1 :

Altérations	Description macroscopique	Assemblage minéralogique	Bilans de masse	Relation chronologique
Proximale : Silicification (Si)	Sous la forme de veines ou de veinules interconnectées. Très rarement la silicification est sous forme de remplacement pervasif à semi- pervasif.	Veine composée de 50- 70% de quartz, (± carbonate, biotite, séricite, épidote, chlorite, feldspath potassique, amphibole, scheelite, albite, tourmaline, prehnite, titanite, apatite). Sulfures (0-5%): arsénopyrite, pyrrhotite, pyrite marcassite, galène et sphalérite.	Non calculé	Plusieurs générations de veines et de veinules qui sont pré-syn à tardi- tectoniques.
Proximale : Sodique- calcique (Na-Ca)	Fort blanchiment de la roche sédimentaire. Directement en contact avec les veines minéralisées. L'altération est forte et pervasive. En s'éloignant, elle devient non pervasive et a une texture de remplacement sélectif (pseudo- fragmentaire).	Albite (~25%), séricite (~35%), chlorite (~1550, calcite (~15%), quartz (~10%), ± épidote, ± ilménite, ± titanite, ± biotite. Sulfures (0-5%): arsénopyrite (1-5%), pyrrhotite (1-5%), pyrite (traces-2%), marcassite (traces-2%), ± galène, ± sphalérite.	$\label{eq:gamma} \begin{array}{l} \underline{Gains}: Na_2O, CaO, \\ P_2O_5, MnO, As, Se, \\ Mo, Sb, Te, W, Au, \\ CO_2, S. \underline{Pertes}: \\ SiO_2, Fe_2O_3T, K_2O, \\ MgO, Cr_2O_3 et \\ perte de masse \\ globale. \end{array}$	Précoce et sychrone à la mise en place de la veine Mustang et syn-D ₂ .
Potassique (K)	Séricitisation (couleur verdâtre de la roche), biotitisation (couleur noirâtre de la roche), ± microcline.	Séricitisation : séricite hydrothermale (~60%), biotite (~20%), quartz (~20%), titanite (~3%), plagioclase (~5%), rutile (traces) Sulfures (0-5%) : arsénopyrite, pyrrhotite et pyrite	$\begin{tabular}{lllllllllllllllllllllllllllllllllll$	Précoce et sychrone à la mise en place de la veine Mustang et syn-D ₂ .

Tableau 6.1 : Description des principales altérations associées aux minéralisations aurifères de l'indice Mustang

Altérations	Description macroscopique	Assemblage minéralogique	Bilans de masse	Relation chronologique
Proximale : Calco- silicatée (Ca)	Assemblage calco- silicaté : Magnésio- hornblende porphyroblastique sans orientation préférentielle se trouve aux épontes des veines minéralisées. Sur le terrain, la roche a une couleur vert forêt.	Assemblage calco- silicaté : Amphibole calcique (30-50%), quartz (15-25%), séricite (~20%), chlorite (~10%), calcite (~5%), clinozoïsite (~5%), plagioclases (~5%), ± titanite, ± prehnite, ± grenat. Sulfures (0-5%) : pyrrhotite, arsénopyrite, pyrite marcassite et galène.	<u>Gains</u> : CaO, MgO, MnO, CO ₂ , S , As, Se, Mo, Sb, Te, W, Au, Bi et gains de masse globale. <u>Pertes</u> : K ₂ O, Na ₂ O, Cr ₂ O ₃ .	L'altération proximale calco- silicatée est précoce à synchone au S ₂ et à la mise en place des veines aurifères. Le métamorphisme tardi-tectonique qui s'est superposé à une altération calcique.
Proximale : Cabona- tisation (CO ₂)	Bandes plus pâles, blanchâtres ± verdâtres, rosâtre qui réagissent à l'acide (calcite). La calcite se présente sous la forme de veinules, d'amas, en remplacement des plagioclases et interdigitée dans les amphioboles.	Calcite surtout, très peu de carbonate de fer (sidérite et ankérite) Sulfures (0-10%) : arsénopyrite, pyrrhotite, pyrite.	<u>Gains</u> : CaO, Na ₂ O, CO ₂ , S, As, Se, Mo, Sb, Te, W, Au, Bi. <u>Pertes</u> : SiO ₂ , Fe ₂ O ₃ , K ₂ O, Rb, Pb, Bi, pertes de masse globale.	Au moins deux épisodes de carbonatisation différentes ont été identifiées : 1) précoce à syn-D ₂ et en association spatiale avec les minéralisations aurifères, et 2) post-D ₂ et post mise en place de l'or.
Proximale : Tourmali- nisation (bore)	Moins fréquente, la tourmaline n'est pas seulement associée aux veines aurifères. Elles se trouvent aussi aux épontes de veines qui sont anomales en Au ou stériles.	Tourmaline	Non calculé	Syn- à post-D₂

Altérations	Description macroscopique	Assemblage minéralogique	Bilans de masse	Relation chronologique
Distale : Métasoma- tisme calco- silicaté	Roche sédimentaire à patine blanchie qui contient du plagioclase sodique : An10-30) et de 5-30% de magnésio- hornblende porphyroblastique sans orientation préférentielle.	Magnésio-hornblende, plagioclases séricitisés et/ou saussiritisés et/ou remplacés par de la calcite, quatz, biotite, chlorite (± muscovite, calcite, clinozoïsite, prehnite, microcline, grenat, zircon, rutile)	<u>Gains</u> : CaO, Na ₂ O, MgO, MnO, CO ₂ , As, Te, W, Au, Bi. <u>Pertes</u> : K ₂ O, Cr ₂ O ₃ .	Paragénèse métamorphique. Le métasomatisme est post-D ₂ . Il semble se superposer à une altération calcique.

6.1.9 Géochronologie

L'âge maximal de déposition des roches sédimentaires encaissantes de la veine Mustang $(2709 \pm 4 \text{ Ma})$ est chronologiquement corrélable avec la fin de l'activité volcanique (les formations de Komo et de Kasak) et le premier épisode de sédimentation (Formation de Wabamisk) de la ceinture de roches vertes de la Basse-Eastmain dans la Sous-province de La Grande (Figure 1.9). Cet âge indique aussi que la minéralisation aurifère retrouvée à l'indice Mustang est plus jeune que 2709 ± 4 Ma.

La zone minéralisée Roberto à la Mine Éléonore est principalement encaissée dans la partie supérieure de la Formation de Low dont l'âge de déposition est estimé à < 2675 Ma (Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013). Une zone de wacke massif, située dans le toit structural de la zone Roberto/Roberto Est, donne un âge maximum de déposition de 2714 Ma (Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013). L'âge des wackes massifs, retrouvés dans le gisement Roberto, est similaire à l'âge des roches sédimentaires encaissantes de la veine Mustang.

L'événement ou les événements minéralisateurs aurifères du gisement Roberto ont eu lieu entre 2675 Ma (âge maximum de la Formation de Low) (Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013) et 2603 \pm 3 Ma, ce qui correspond à l'âge d'une pegmatite stérile post-

 D_2 qui recoupe la zone Roberto (Fontaine, communication personnelle, 2007). Aucoin (2009) rapporte une datation Re-Os sur arsénopyrite effectuée sur le gîte Corvet-Est qui se situe au contact entre les Sous-provinces de la Grande (ceinture de La Grande) et d'Opinaca. L'âge isochrone obtenu est 2663 ± 13 Ma et est interprété comme étant l'âge de la minéralisation aurifère. Finalement, un dyke de diorite minéralisé, déformé par D_2 et qui recoupe le gîte aurifère Réservoir (basaltes de la Formation d'Anatacau-Pivert), situé à une quinzaine de kilomètres à l'est de la veine Mustang, a été daté à 2712,8 +2,1/-1,6 Ma (Moukhsil et al., 2001).

L'âge interprété des minéralisations aurifères de l'indice Mustang (2622 ± 40 Ma), du gisement Roberto (entre 2675 et 2603 Ma) et de l'indice Corvet-Est (2663 ± 13 Ma) coïncide avec l'âge du métamorphisme de l'Opinaca ; 2663-2637 Ma (Morfin et al., 2013) (Figure 6.1).



Figure 6.2 : Représentation schématique de la chronologie des différents événements géologiques (volcanisme, sédimentation, déformation, métamorphisme et minéralisation) des Sous-provinces d'Opinaca/de Némiscau et de La Grande (modifié de Parent, 2011).

6.2 Modèle génétique et comparaison avec des gisements classiques

L'indice Mustang est clairement identifié comme un gîte aurifère orogénique à contrôle structural encaissé dans une séquence de turbidites et de sédiments clastiques « *turdibite hosted* ». La minéralisation aurifère est épigénétique et elle est encaissée dans des veines de quartz ± carbonate et dans leur éponte altérée. La déformation, le métamorphisme et l'hydrothermalisme sont des processus synchrones. Les veines aurifères se sont développées en même temps que le plissement P₂. Elles se sont formées dans des failles subparallèles au litage, le long des flancs de plis régionaux, dans les chanières de plis « saddle reef » et/ou subparallèles à S₂, dans les plans axiaux des à l'extardos des plis régionaux. La Figure 6.2 présente une chronologie relative entre les différents événements (déposition, déformation, altération et minéralisation) à l'indice Mustang. Ce modèle schématique permet de définir 6 grandes étapes :

- 1) D₀ Déposition de la séquence archéenne et déformation D₁ : La séquence sédimentaire hôte de la veine Mustang s'est formée dans un environnement turbiditique. Les roches ont préservé des figures syn-sédimentaires indicatrices de polarité stratigraphique comme du granoclassement, des convolutes, des structures en flamme, des laminations entrecroisées, des figures de charge et des structures en auges. L'âge maximal de déposition des roches sédimentaires encaissantes de la veine Mustang (2709 ± 4 Ma) est chronologiquement corrélable avec la fin de l'activité volcanique de la Basse-Eastmain dans la Sous-province de La Grande (Figure 1.9). Une schistosité S1 subparallèle à la stratification (S0), accompagnée de plis P1 s'est développée dans l'empilement sédimentaire.
- 2) D2 Déformation D₂ : La déformation régionale principale D₂ correspond à une phase de compression et de raccourcissement NNO-SSE ayant menée au développement d'une schistosité ENE-OSO à pendage fort vers le NNO. La séquence sédimentaire, hôte de l'indice Mustang, est affectée par du plissement ouvert à serré. Les axes de plis P₂ plongent fortement vers l'OSO ou vers l'ENE. Il y a formation de linéations d'étirement et linéations minérales à forte plongée

subverticale et qui sont co-linéaires. Des zones de cisaillement, le long des grands flancs de plis P₂, se développent. Plus tardivement durant D₂, il y a une amplification de la déformation qui s'accompagne d'une transposition, d'un boudinage et du démembrement des différents éléments géologiques (litage, veine, etc.).

Le métamorphisme prograde débute durant cette période. L'hypothèse la plus probable pour la génération des fluides aurifères de l'indice Mustang est la déshydratation métamorphique prograde des roches sédimentaires (Phillips et Powell, 2010). Le relâchement de fluide à la transition des faciès schistes verts à amphibolite accompagne les phénomènes de déstabilisation de la chlorite en amphibole et la transformation de la pyrite en pyrrhotite (Kerrich, 2000; Large et al., 2011). Cette hypothèse pourrait être confirmée par l'étude des inclusions fluides. La veine Mustang se situe dans une séquence de roches clastiques au faciès des schistes verts (assemblage à biotite, ± grenat), à proximité dans un secteur montrant un important gradient métamorphique (Figure 1.11). À quelques kilomètres de l'indice Mustang, le faciès des schistes verts passe à celui des amphibolites (assemblage à cordérite-staurotide) (Moukhsil, 2000). L'or dans le secteur de la veine Mustang semble avoir été transporté sous la forme de complexes bisulfurés (Shenberger et Barnes, 1989). La source de l'or n'a pu être identifiée dans le cadre cette maîtrise. Il est possible que les silstones et les shales qui se situent au sud de la veine Mustang soient la source aurifère (Figures 2.1, 2.2 et 2.7).

Les fluides hydrothermaux se sont déplacés dans les zones de failles lors d'épisodes de fluctuation de pression durant des événements sismiques, comme un système de type pompe et valve (Sibson et al., 1988; Cox, 1995; Cox, 2010). Les trappes structurales, comme les charnières de pli, le joints de dilatation, les zones de cisaillement ont permis la circulation de ces fluides (Dubé et Gosselin, 2007). Les altérations hydrothermales sont précoces ou sychrones à la mise en place de la veine Mustang et syn-D₂. La veine Mustang s'est mise en place durant

la déformation régionale progressive, le long d'un flanc de pli anticlinal P₂ déversé vers le sud. Elle est interprétée comme étant contemporaine à l'événement de déformation D₂ puisqu'elle contient des fragments de roches encaissantes foliées par S₂ et, qu'elle est elle-même plissée par des plis P₂. Durant D₂, au début de l'hydrothermalisme, la pyrrhotite se fait partiellement remplacer par des sulfures de fer (marcassite ou pyrite) par un phénomène de dissolution-reprécipitation. L'Asp-a, qui contient des inclusions de marcassite, a cristallisée plus tardivement durant D₂, a une température de 335°C. Lors de la déformation progressive D₂ et de l'augmentation de la température liée au métamorphisme, les Asp-a ont expulsé la majeure partie de leur or invisible sous forme d'inclusions et de particules colloïdales, et elles ont formés de l'or libre.

- 3) Pic du métamorphisme : Le pic du métamorphisme est tardi- à principalement post-D₂. Il coincïde avec le métasomatisme calco-silicaté, et la cristallisation des porphyroblastes de magnésio-hornblende et de grenat. La formation des Asp-b est tardive dans l'histoire de la déformation régionale puisque les bordures de ces porphyroblastes recoupent clairement la trace de la foliation régionale. L'Asp-b a cristallisé vers 315 °C et la chimie des grains indiquent que de l'or et du Se ont été incorporés dans sa structure cristalline.
- 4) D3 Déformation D₃: La phase de déformation D₃ est caractérisée par la formation d'un clivage de crénulation disjonctif de direction SO-NE à pendage modéré, de plis en chevrons et de bandes de « kinks ». Cette phase de déformation n'a peu ou pas d'impact sur la géométrie des minéralisations aurifères dans le secteur de la veine Mustang. Durant cette période, le métamorphisme rétrograde permet la cristallisation d'un assemblage de plus basse température (à chlorite, épide, calcite) qui remplace partiellement les porphyroblastes d'amphibole et de grenat.
- 5) D₄ Déformation D₄ : Phase de déformation fragile qui mène à la formation de plusieurs familles de failles cassantes et à la mises en place de dykes de diabase.

		MÉTAMODDUICME		MINÉDAL	
	DEFORMATION	METAMORPHISME	ALTERATION et MINERAUX	MINERAI	LISATION
	Déposition de la séquence turbiditique a Préservation de figures syn-sédimentaire graphiques : granoclassement, convolut tion entrecroisée et figure de charge.	rchéenne (< 2709 ± 4 Ma) se indicatrices de polarité strati- e, structure en flamme, lamina-			
Í	D1 Développement d'une schistosité S1, sui à l'extrados dans les charnières des plis ment régional P2. Mise en place de dy séquence turditique.	oparallèle à So, qui est préservée P2. Plis P1, antérieurs au plisse- rkes de mélano-gabbro dans la		S, Au	
İ	2 Déformation régionale principale. Compression et raccourcissement NNO-SSE. Développement d'une schistosité ENE-OSO à pendage fort	Métamorphisme prograde	Altération Sodique-calcique Calcique et carbonatisation Patassique (séricitication)	52 Po lamellaire	Transformation de la pyrite en pyrrhotite Libération de S et de Au (début du métamorphisme) Remplacement de la pyrrhotite en pyrite et/ou
I	vers le nucl, hissentent ouver a serré (axe plongent fortement vers l'OSO ou vers l'ENE). Cisaillement, transposition, boudinage et démem- brement des éléments géologiques avec une augmentation de la défor- mation.		Nise en place de la veine Mustang - Elle est plissé par P2 - Elle contient des fragments métriques de roches encaissantes sédimentaires gui sont follées par D2	Au invisible, Mn, Ni, Se, W Asp-a (T= 335 degrés celcius) Enrichie en Co, Ni, Sb, Te	marcassite (début de l'hydrothermalisme) Cristallisation de Asp-a à partir de nucléus de pyrrhotite et de Py-b
I			Métasomatisme calc-silicaté - Cristallisation de porphyroblastes	Contient des inclusions de : pyrrhotite, pyrite ± (marcassite, chalcopyrite, rutile, quartz, plagioclase, ilménite, sphène, galène et or visible)	Exsolution de l'or de la matrice de Asp-a pour forme des nanoparticules d'or visible
		Pic du métamorphisme	de magnésio-hornblende - Cristallisation de porphyroblastes de grenat		Dissolution des bordures de Asp-a et de Py-b Cristallisation de Asp-b et de Py-c
	Clivage de crénulation disjonctif de direction SO-NE à pendage modéré. Plis en chevrons, bandes de kinks.	Métamorphisme rétrograde	Cristallisation d'un assemblage rétrograde à Chlorite + épidote + calcite	OZ OZ Bordure limpide hydiomorphe Asp-b (T= 315 degrés celcius)	Asp-b incorporent de l'or invisible et du Se Franges de pression
۵	 Déformation fragile. Plusieurs familles de failles cassantes. Mises en place de dykes de diabase. 	Post-métamorphisme	Veine de quartz blanchâtre qui remplit les failles tardives	Enrichie en Au invisible, Se	Fractures fragiles qui recoupent les sulfures Cristallisation de la pyrrhotite dans les fractures

Figure 6.3 : Chronologie relative entre les différents événements (déposition, déformation, altération, minéralisation) à l'indice Mustang.

L'indice Mustang présente des analogies en termes de contexte géologique, de styles de minéralisation, d'altération et de déformation, avec les gisements orogéniques syndéformations encaissés dans des séquences de turbidites (ex. Meguma en Nouvelle-Écosse et Central Victoria en Australie) (Horne et Culshaw, 2001; Kontak et al., 2001; Bierlein et al., 2004). Les veines aurifères du secteur Mustang occupent le même genre de structures minéralisées que celles des gisements de Nouvelle-Écosse et d'Australie (Ramsay et al., 1998; Schaubs et Wilson, 2002; Bierlein et al., 2004). Les veines occupent principalement les structures liées au plissement, à la dilatation et aux failles (Bierlein et al., 2004). Les minéralisations aurifères associées au plissement sont bien documentées dans le secteur de Bendigo-Ballarat en Australie (Schaubs et Wilson, 2002).

Tel qu'illustré à la Figure 2.40, les minéralisations filoniennes aurifères identifiées à Bendigo sont (Ramsay et al., 1998; Schaubs et Wilson, 2002) :

- Les « saddle reef » : Les « saddle reef » sont des veines subparallèles à la stratification qui se sont formées lors de la déformation dans les charnières des plis anticlinaux. La différence de compétence, combinée au processus de glissement lit sur lit (« flexural slip ») durant le resserrement des plis régionaux, créent des zones de dilatation au niveau des charnières et permettent au fluide hydrothermal aurifère de circuler et d'être concentré dans la zone de plus basse pression que représente les charnières de plis. Ces structures minéralisées sont intimement reliées et contemporaines au plissement. Si la minéralisation se trouve au niveau de la charnière d'un pli synclinal, la zone minéralisée portera le nom de « trough reef ». Quelques « saddle reefs » ont été identifiés dans le secteur de la veine Mustang notamment dans la tranchée WB2012TR004 (Figure 2.29 et Annexe I Figure 16).
- Les « neck reefs »: Lors de l'amplification du plissement, des failles inverses se développent le long de la stratification et coupent à travers les zones de dilatation dans les charnières. Les « neck reefs » représentent des « saddle reef » qui ont été déplacés par des failles inverses. Aucune minéralisation dans des structures de ce genre n'a été identifiée dans le secteur de la veine Mustang.
- Les « *leg reefs* » : Les « *leg reefs* » sont aussi constitués de veines qui sont subparallèles à la stratification, mais ces structures représentent les veines qui se

mettent en place le long des flancs de pli. Ils peuvent ou non se connecter avec des « saddle reef ». Les leg reef sont parfois en continuité avec des « spurs » (voir description ci-bas). Les « leg reefs » sont les structures minéralisées les plus fréquentes dans le secteur de la veine Mustang. La veine Mustang est interprétée comme une veine de type « leg reef » puisqu'il s'agit d'une veine laminée située sur le flanc d'un pli antiforme déversé vers le sud.

 Les « spurs »: Les « spurs » sont des veines qui se mettent en place dans des systèmes de fractures d'extension associés aux plis. Ces veines sont fréquemment associées aux veines subparallèles à la stratification. Les spurs sont présents dans le secteur de la veine Mustang et se trouvent principalement dans les tranchées WB2012TR081 (Annexe I – Figure 36).

6.3 Implications pour l'exploration

Tout comme le gisement d'or Roberto (Mine Éléonore), l'indice Mustang illustre le potentiel aurifère des assemblages archéens sédimentaires plissés de la sous-province de La Grande et situés à proximité du contact tectono-metamorphique avec les Sous-provinces de l'Opinaca et de Némiscau (Gauthier et al., 2007; Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015).

Toutes les roches sédimentaires ne sont pas favorables pour être l'hôte de minéralisation aurifère significative dans le région Eeyou Itschee Baie-James. Dans le cas du secteur Mustang, ce sont les wackes subaskosiques (< 2710 ± 4 Ma) qui contiennent la majorité des veines aurifères tandis que la séquence de wacke quartzo-feldspathique ne montre que peu d'occurrence. Dans le cas du gisement Roberto, une séquence de wacke massif (< 2714 Ma) et de roches sédimentaires pélitiques à aluminosilicates (< 2697 Ma) est en contact structural avec un wacke finement lité (< 2675 Ma). Il est possible de voir, sur la cartographie du décapage Roberto (Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013), et sur les travaux de cartographie des galeries souterraines de Fontaine (2015), que ce sont les wackes finement lités (< 2675 Ma) qui contiennent l'essentiel des zones minéralisées. Il est donc primordial de caractériser la chimie et la rhéologie des roches sédimentaires en fonction du secteur d'étude afin d'orienter l'exploration vers les séquences potentiellement les plus porteuses. L'âge des séquences sédimentaires pourrait aussi être un facteur à considérer (Ravenelle et al., 2010 ; Ravenelle 2013, Fontaine et al., 2015).



Figure 6.4 : Figure schématique qui illustre les types de minéralisation aurifères en relation avec leur contexte structural à Bendigo (modifié de Ramsay et al., 1997)

Les endroits où il y a des contrastes de compétence entre les lithologies sont aussi connues pour être des sites favorables à la mise en place de veines de quartz ± carbonate aurifères. Il est possible de constater ce phénomène dans les tranchées WB2012TR001 (Annexe I – Figure 14), WB2012TR045 (Annexe I – Figure 29), où les veines aurifères sont encaissées dans la séquence de wacke subarkosique litée à proximité et au contact avec du wacke arkosique massif à amphibole. Dans les tranchées WB2012TR011 (Annexe I – Figure 20), et WB2012TR081 (Annexe I – Figures 35 et 36), la veine Mustang s'est mise en place dans des roches sédimentaires qui se situent directement en contact et/ou à proximité avec un dyke de mélano-gabbro. Sur plus de 300 mètres latéralement, la veine Mustang s'est mise en place le long de ce dyke riche en magnésium. Ce dernier a engendré un fort contraste rhéologique dans la séquence sédimentaire ce qui semble avoir favorisé la mise en place d'une zone de déformation et ainsi facilité l'infiltration du fluide hydrothermale aurifère. Les dykes sont plissés et déformés par D₂, et ils sont antérieurs à la mise en place de la veine Mustang. Lors de la mise en place de ces dykes, au moins une partie des roches sédimentaires n'était dont pas encore consolidé. La présence de xénolites dans ces dykes indique une contamination crustale. Les dykes de mélano-gabbro magnésien sont spatialement associés à la veine Mustang. Ils présentent des valeurs primitives en éléments majeurs avec des teneurs élevées en MgO (14,76 à 15,63%), Cr (890 à 1470 ppm) et Ni (2060 à 300 ppm) et ils sont enrichis en LREE (La/Yb = 11,14 à 12,19) et en arsenic (As = 291 à 389 ppm).

L'enrichissement en As et en LREE est possiblement dû à l'hydrothermalisme. La veine aurifère coupe le dyke au milieu de la tranchée WB2012TR011 (Annexe a - Figure 20). L'association spatiale entre les veines aurifères et les filons-couches et les dykes de mélano-gabbro magnésien avait aussi été proposée pour quatre autres indices aurifères (indices Isabelle, Bull, Chino et Contact) se situant à la Baie-James et à moins de 20 km de l'indice Mustang. Vigneau (2011) considère que ces dykes magnésiens, qu'il a nommé « Essaim magnésien de la Baie-James (EMBJ) », seraient d'origine mantellique et spatialement associés à des zones de déformation ainsi qu'aux minéralisations aurifères de la Baie-James. La présence de ces dykes magnésiens, qui s'apparentent à des dykes de lamprophyres shoshonitiques, semblent être une caractéristique des veines

de quartz aurifères dans le région Eeyou Itschee Baie-James (Vigneau, 2011). Des dykes mafiques à intermédiaires montrent aussi une association spatiale avec les minéralisations aurifères orogéniques dans la région de Central Victoria en Australie (Bierlein et al., 2004).

Les altérations typiques des gisements d'or orogénique encaissés dans des roches sédmentaires sont majoritairement des altérations potassiques et de la carbonatisation. (Bierlein et al., 1998; Bierlein et al., 2004). La veine Mustang et les autres minéralisations aurifères de la propriété Wabamisk ne présentent pas uniquement ces types d'altération. En effet, une grande diversité d'altération se trouve aux épontes des veines aurifères. Les altérations proximales sont très variées incluant : la silicification, l'albitisation, la chloritisation, la biotitisation, l'épidotisation, l'amphibolitisation et plus rarement, la tourmalinisation. Cette large gamme d'altération reflète la grande diversité compositionnelle des lithologiques encaissantes des minéralisations aurifères et fort probablement une variation dans l'évolution de la chimie du fluide minéralisateur. L'altération proximale et/ou le métasomatisme calco-silicaté semble être un type d'altération proximale à distale caractéristique de plusieurs gîtes et gisements aurifères à la Baie-James : e.g. le gîte Eau Claire (Cadieux, 2000), le gisement Roberto (Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015), l'indice Mustang (Beauchamp et al., 2015), le gîte Orfée (Bogatu et Huot, 2016).

À l'indice Mustang, il y a, à la fois, la présence d'altération proximale calco-silicatée et du métasomatisme calco-silicaté distal aux zones aurifères. La paragénèse des altérations calco-silicatées se compose d'amphibole calcique, de plagioclases séricitisés et/ou saussuritisés et/ou remplacés par de la calcite, du quartz, de la biotite, de la chlorite (\pm muscovite, \pm calcite, \pm clinozoïsite, \pm prehnite, \pm microcline, \pm grenat, \pm zircon, \pm rutile \pm sulfures). Les analyses à la microsonde des amphiboles indiquent une augmentation du pourcentage de calcium dans les magnésio-hornblendes proximales aux veines aurifères (vers le pôle actinote) par rapport à celles qui sont plus éloignées (distales) des zones minéralisées (Annexe V – Figure 55).

L'altération proximale aux épontes des veines aurifères et le métasomatisme distal calcosilicaté sont caractérisés par la présence de porpyroblastes de magnésio-hornblende et

de grenat qui n'ont pas d'orientation préférentielle, et qui croissent de façon à couper la fabrique principale. Ceci indique qu'il s'agit d'une paragénèse métamorphique tardive à la déformation principale. Le métamorphisme s'est superposé à une altération hydrothermale calcique et a engendré la cristallisation isochimique statique de nouvelles phases minérales porphyroblastiques.

Le gîte aurifère Eau Claire, siuté 40 km à l'est de l'indice Mustang, est caractérisé par la présence d'amphiboles magnésiennes et calciques grenues à texture fibro-radiale aux épontes proximales des veines aurifères de quartz-tourmaline-calcite (Cadieux, 2000). Les amphiboles décrites par Cadieux (2000) n'ont pas d'orientation préférentielle. Il est dont possible que les porphyroblastes, issus du métamorphisme, se superposent à une altération hydrothermale calcique.

Au gisement Roberto, un important halo calcique composé de bandes de remplacement et de zones diffuses de minéraux riches en calcium (actinote et diopside) a été identifié jusqu'à 400 mètres autour des zones minéralisées (Ravenelle et al., 2010; Ravenelle, 2013; Fontaine et al., 2015). Cette empreinte calco-silicatée représente un vecteur d'exploration régionale pour le gisement Roberto (Fontaine et al., 2015). Ravenelle (2013) a cartographié, à quelques mètres de Roberto, une veine avec une altération calco-silicatée aux épontes qui évolue distalement vers un stockwerk aurifère.

Le gîte Orfée, qui se situe au nord de l'indice Mustang, près du contact entre les Sousprovinces de La Grande et de l'Opinaca, présente des altérations proximales aux zones aurifères riches en calcium et manganèse. Les veines de quartz aurifères à Orfée sont encaissées dans des amphibolites basaltiques et dans des wackes. Plusieurs de ces veines de quartz ont des épontes altérées avec des assemblages calco-silicatés composés de quartz, plagioclase, sulfures, ± clinopyroxène, ± grenat, ± sphène, ± calcite et ± or (Bogatu et Huot, 2016). Le clinopyroxène et le grenat qui se trouvent aux épontes des veines à Orphée sont post-tectoniques puisqu'ils n'ont pas d'orientation préférentielle (Bogatu et Huot, 2016) et coupent la foliation principale S₂. Ils semblent que ces minéraux soient issus du métamorphisme. Ils se superposent à une altération riche en Ca-Mn.

7 CONCLUSION

Le secteur de Wabamisk montre plusieurs indices aurifères associés à la présence de veines de quartz ± carbonate encaissées dans des séquences sédimentaires. La veine Mustang s'est mise en place dans une séquence turbiditique archéenne au sommet de la stratigraphie de la ceinture de roches vertes de la Basse Eastmain. L'âge maximum de déposition de la séquence turbiditique (2709±4 Ma) est chronologiquement corrélable avec la fin de l'activité volcanique (les formations de Komo et de Kasak) et le premier épisode de sédimentation (Formation de Wabamisk) de la sous-province de La Grande. La minéralisation aurifère retrouvée à l'indice Mustang, datée à 2622 ±40 Ma coïncide avec l'âge du métamorphisme de l'Opinaca.

Huit faciès lithologiques qui n'ont pas d'implication stratigraphique ont été cartographiés dans le secteur de la veine Mustang, incluant : le conglomérat, le wacke subarkosique et arkosique, le wacke quartzo-feldspathique, le siltstone et le shale, la formation de fer, le mélano-gabbro, le leuco-gabbro et le diabase.

L'étude structurale du secteur d'étude indique que la région est affectée par au moins trois événements majeurs de déformation ductile suivis d'un épisode de déformation fragile. Une première phase de plissement P₁ d'orientation NNO est replissée par des plis P₂. La foliation principale régionale S₂ est de direction ENE à pendage abupt vers le nord et de plan axial avec les plis P₂. La phase de déformation D₃ s'exprime sous la forme d'un clivage de crénulation d'orientation SO à pendage modéré vers le nord et de mico-plis P₃. L'épisode de déformation D₂ est celle qui contrôle la majorité des minéralisations aurifères du secteur de la veine Mustang.

La chronologie relative de la mise en place de la veine Mustang a été circonscrite grâce aux relations observées sur le terrain. La veine Mustang, qui contient des fragments d'encaissant folié par D₂, s'est mise en place durant la déformation régionale, le long d'un flanc plissé en S d'un anticlinal P₂ déversé vers le sud. Elle a subi du cisaillement apparent senestre.

L'étude macroscopique et pétrographique des échantillons aurifères ont permis d'identifier les assemblages de minéralisation typique pour le secteur de la veine Mustang. Les veines de quartz-carbonate aurifère contiennent de 2 à 5% de sulfures et leur épontes jusqu'à 10%. L'arsénopyrite et la pyrrhotite sont les deux principaux sulfures associés aux veines aurifères. La marcassite, la pyrite, la galène et la sphalérite sont présents, mais moins fréquemment associés à l'or. Les analyses géochimiques ont permis d'identifier les éléments suivants : As, W, Te, Se, Sb, Mo, Pb, S ±Bi, ±CO₂ comme étant de véritables vecteurs vers les minéralisations aurifères.

L'or est présent selon plusieurs habitus dans le secteur de la veine Mustang, et sa distribution est bimodale. L'or est majoritairement visible sous la forme de particules isolées ou d'amas dans les veines, les épontes ou en inclusion visibles dans les sulfures. L'or est aussi invisible (submicroscopique) et se trouve sous formes de nanoparticules et de particules colloïdales dans la matrice cristalline des grains d'arsénopyrite, de pyrite et de marcassite. Le modèle de l'or métamorphisé (Phillips et Powell, 2010 et Large et al., 2011), qui se met en place tardivement dans l'histoire tectonométamorphique, s'applique très bien aux minéralisations aurifères du secteur.

L'étude des altérations a permis d'identifier une grande diversité de types d'altération qui affectents les épontes des veines aurifères. Les altérations proximales sont très variées incluant : la silicification, l'albitisation, la chloritisation, la carbonatisation, la biotitisation, l'épidotisation, l'amphibolitisation et plus rarement, la tourmalinisation. Cette large gamme d'altération reflète la grande diversité compositionnelle des lithologies porteuses des minéralisations aurifères et fort probablement une variation dans l'évolution de la chimie du fluide minéralisateur. Une altération pseudo-fragmentaire sodique-calcique est présente aux épontes proximales de la veine Mustang. Un halo calco-silicaté distal est présent dans le secteur de la veine Mustang. Ce halo est caractérisé par la présence de porpyroblastes de magnésio-hornblende et de grenat qui n'ont pas d'orientation préférentielle et qui croissent de façon à couper la fabrique principale. Ce halo métasomatique semble correspondre à une altération hydrothermale calcique distale qui a été superposée par l'épisode de métamorphisme régional.

Finalement, l'indice Mustang est considéré comme un gîte de type orogénique qui a subi un métamorphisme au faciès des schistes verts supérieur. Il présente plusieurs analogies avec les gisements orogéniques syn-déformation encaissés dans des turbidites qui se trouvent en Nouvelle-Écosse et en Australie (Horne et Culshaw, 2001; Kontak et al., 2001; Bierlein et al., 2004). Les principales réalisations de cette étude sont les cartes détaillées d'affleurements et de décapages ainsi que la caractérisation de la déformation, de la minéralisation et de l'altération de l'indice aurifère Mustang.

8 RÉFÉRENCES

- Amponsah, P. O., Salvi, S., Didier, B., Baratoux, L., Siebenaller, L., Jessell, M., Nude, P. M., et Gyawu, E. A., 2016, Multistage gold mineralization in the Wa-Lawra greenstone belt, NW Ghana: The Bepkong deposit: Journal of African Earth Sciences, v. 120, p. 220-237.
- Armitage, A, Abdel Hafez, S, 2017, Uptated mineral resource estimate of the Eau Claire gold deposit, Clearwater project, Quebec, canada. Prepared for : Eastmain Resources Inc., http://www.eastmain.com/_resources/pdf/Eau_Clair_Resources_ 17_10_25_Final.pdf (Visité le 10 janvier 2018).
- Aucoin, M., Beaudoin, G., Creaser, R. A., Archer, P., et Hanley, J., 2012, Metallogeny of the Marco zone, Corvet Est, disseminated gold deposit, James Bay, Quebec, Canada: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 49, p. 1154-1176.
- Bandyayera, D., Burniaux, P., et Morfin, S., 2011, Géologie de la région du lac Brune (33G07) et de la baie Gavaudan (33G10), Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, RP 2011-01, 25 p.
- Bandyayera, D., Rhéaume, P., Maurice, C., Bédard, É., Morfin, S., et Sawyer W., E., 2010, Synthèse géologique du secteur du réservoir Opinaca, Baie-James, Géologie Québec, Service de la diffusion et de l'intégration, RG 2010-02, 46 p.
- Beauchamp, A.-M., Dubé, B., Malo, M., McNicoll, V., Archer, P., Lavoie, J., et Chartrand, F., 2015, Geology, mineralization and alteration of the turbidite-hosted Mustang Au showing, Lower Eastmain greenstone belt, Superior Province, Quebec: Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration, (ed.) B. Dubé and P. Mercier-Langevin; Geological Survey of Canada, v. Open File 7852.
- Beauchamp, A.-M., Dubé, B., Bécu, V. Lauzière, K. 2018, Whole-rock lithogeochemistry of the turbidite-hosted Mustang Au showing, Lower Eastmain greenstone belt, Superior Province, Quebec, Open File 8367.
- Bhatia, M. R., et Crook, K. A., 1986, Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins: Contributions to mineralogy and petrology, v. 92, p. 181-193.
- Bierlein, F., Christie, A., et Smith, P., 2004, A comparison of orogenic gold mineralisation in central Victoria (AUS), western South Island (NZ) and Nova Scotia (CAN): implications for variations in the endowment of Palaeozoic metamorphic terrains: Ore Geology Reviews, v. 25, p. 125-168.
- Bierlein, F. P., Fuller, T., Stüwe, K., Arne, D. C., et Keays, R. R., 1998, Wallrock alteration associated with turbidite-hosted gold deposits. Examples from the Palaeozoic Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia: Ore Geology Reviews, v. 13, p. 345-380.
- Bleeker, W., 2012, The role of extension in the formation of Timiskaming basins and large gold deposits, Abitibi greenstone belts a discussion: Summary of Field Work and

Other Activities 2012; Ontario Geological Survey, Open File Report 6280, 2012 p. 47.1-47.12

- Bogatu, A., Huot, F., Goutier, J., Guilmette, C., Rhéaume-Ouellet, A., Beaudoin, G., et Davis, D., 2016, Minéralisation aurifère du gîte Orphée, Eeyou Istchee Baie-James, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, MB 2016-10, p. 47.
- Boily, M., et Moukhsil, A., 2003, Géochimie des assemblages volcaniques de la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain, province du Supérieur, Québec, Ressources naturelles, Faune et Parcs, Québec, ET 2002-05, 29p.
- Boyle, R. W., 1979, The geochemistry of gold and its deposits, National Resources Canada, Geological Survey of Canada, 584 p.
- Cadieux, A.-M., 2000, Géologie du gîte aurifère Eau Claire, propriété Clearwater, Baie James, Québec, Mémoire de maîtrise, Université Laval, 242 p.
- Card, K., et Ciesielski, A., 1986, Subdivisions of the Superior province of the Canadian shield: Geoscience Canada, v. 13, p. 5-13.
- Card, K. D., 1990, A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion: Precambrian Research, v. 48, p. 99-156.
- Cathelineau, M., Boiron, M. C., Holliger, P., Marion, P., et Denis, M., 1989, Gold in Arsenopyrites: Crystal Chemistry, Location and State, Physical and Chemical Conditions of Deposition *dans* The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988, Reid R. Keays, W. R. H. Ramsay, David I. Groves.
- Cathelineau, M., et Nieva, D., 1985, A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 91, p. 235-244.
- Chartier, D., Ravenelle, J.-F., et Couture, J.-F., 2015, Technical Report for the Eau Claire Gold Deposit, Clearwater Project, Quebec by SRK Consulting (Canada) Inc.,143 p.
- Chartrand, F., Beauchamp, A.-M., et Savard, M., 2013, Technical Report and Recommendations Summer 2012 Exploration Program, Wabamisk Project, Québec, Viginia Mines Inc., Form 43-101F1, Technical Report, 78 p.
- Condie, K. C., 1993, Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales: Chemical Geology, v. 104, p. 1-37.
- Cook, N. J., et Chryssoulis, S. L., 1990, Concentrations of invisible gold in the common sulfides: The Canadian Mineralogist, v. 28, p. 1-16.
- 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, v. 108, p. 1273-1283.

- Cox, S. F., 1995, Faulting processes at high fluid pressures: An example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 100, p. 12841-12859.
- Cox, S. F., 2010, The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones: Geofluids, v. 10, p. 217-233.
- David, J., W. Davis, D., Bandyayera, D., Pilot, P., et Dion, C., 2009b, Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces de l'Abitibi et de la Grande en 2006-2007: Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec, RP 2006-04, 22 p.
- Deol, S., Deb, M., Large, R. R., et Gilbert, S., 2012, LA-ICPMS and EPMA studies of pyrite, arsenopyrite and loellingite from the Bhukia-Jagpura gold prospect, southern Rajasthan, India: Implications for ore genesis and gold remobilization: Chemical Geology, v. 326, p. 72-87.
- Doyon, J., 2004, Comparaison de la composition des roches métasédimentaires archéennes dans six bassins de la province du Supérieur: une étude géochimique et statistique, Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 271 p.
- Dubé, B., et Gosselin, P., 2007, Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits: Mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, v. 5, p. 49-73.
- Dubé, B., et Mercier-Langevin, P., 2015, Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration: Geological Survey of Canada, Open file 7852, 297 p.
- Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Castonguay, S., McNicoll, V. J., Pehrsson, S. J., Bleeker, W., Schetselaar, E. M., et Jackson, S., 2011a, Targeted Geoscience Initiative 4.
 Lode gold deposits in ancient, deformed and metamorphosed terranes - footprints and exploration implications: a preliminary overview of themes, objectives and targeted areas: Summary of Field Work and other Activities 2011. Ontario Geological Survey, Open File Report 6270.
- Dubé, B., Ravenelle, J. F., McNicoll, V., Malo, M., Nadeau, L., Creaser, R. A., et Simoneau, J., 2011b, The world-class Roberto gold deposit, Éléonore property, James Bay area, Superior province, Quebec: Insights from geology and geochronology: Symposia on Precambrian metallogeny: A Canadian Archean and Proterozoic Perspective (SY2): GAC-MAC-SEG-SGA Annual Meeting, Ottawa, 25-27 May, 55 p.
- Fedo, C. M., Wayne Nesbitt, H., et Young, G. M., 1995, Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance: Geology, v. 23, p. 921-924.
- Floyd, P., et Winchester, J., 1978, Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements: Chemical Geology, v. 21, p. 291-306.

- Fontaine, A., Dubé, B., Malo, M., McNicoll, V., Brisson, T., Doucet, D., et Goutier, J., 2015, Geology of the metamorphosed Roberto gold deposit (Éléonore Mine), James Bay Region, Québec: Diversity of mineralization styles in a complex tectono-metamorphic framework: In: Targeted Geoscience Initiative 4: Contributions to the Understanding of Precambrian Lode Gold Deposits and Implications for Exploration, (eds) B. Dubé and P. Mercier-Langevin ; Geological Survey of Canada, Open file 7852.
- Fougerouse, D., Micklethwaite, S., Halfpenny, A., Reddy, S. M., Cliff, J. B., Martin, L. A., Kilburn, M., Guagliardo, P., et Ulrich, S., 2016a, The golden ark: arsenopyrite crystal plasticity and the retention of gold through high strain and metamorphism: Terra Nova, v. 28, p. 181-187.
- Fougerouse, D., Micklethwaite, S., Tomkins, A. G., Mei, Y., Kilburn, M., Guagliardo, P., Fisher, L. A., Halfpenny, A., Gee, M., Paterson, D., et Howard, D. L., 2016b, Gold remobilisation and formation of high grade ore shoots driven by dissolutionreprecipitation replacement and Ni substitution into auriferous arsenopyrite: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 178, p. 143-159.
- Fralick, P. W., et Kronberg, B. I., 1997, Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources: Sedimentary Geology, v. 113, p. 111-124.
- Franconi, A., 1978, La bande volcanosédimentaire de la rivière Eastmain inférieure à l'ouest de la longitude 76o15': rapport géologique final sur les saisons de terrain 1975 et 1976, Ministère des richesses naturelles, Québec, DVP 574, 177 p.
- Gaboury, D., 2009, Gisements aurifères orogéniques : États des connaissances, lacunes du modèle empirique et implications pour l'exploration: Forum Technologique CONSOREM-DIVEX 2009. http://www.consorem.ca/presentation_pub/presenta tion_pdf/gisements_auriferes_orogeniques.pdf (Visité le 20 décembre 2017).
- Gao, Z. L., et Kwak, T. A. P., 1997, The geochemistry of wall rock alteration in turbiditehosted gold vein deposits, central Victoria, Australia: Journal of Geochemical Exploration, v. 59, p. 259-274.
- Gauthier, M., et Larocque, M., 1998, Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques de la basse et de la moyenne-Eastmain, Territoire de la Baie-James., Ministère des ressources naturelles du Québec, MB 98-10, 85 p.
- Gauthier, M., Trepanier, S., et Gardoll, S., 2007, Metamorphic Gradient: A Regional-Scale Area Selection Criterion for Gold in the Northeastern Superior Province, Eastern Canadian Shield: SEG Newsletter April 2007, v. No. 69.
- Genkin, A. D., Bortnikov, N. S., Cabri, L. J., Wagner, F. E., Stanley, C. J., Safonov, Y. G., McMahon, G., Friedl, J., Kerzin, A. L., et Gamyanin, G. N., 1998, A multidisciplinary study of invisible gold in arsenopyrite from four mesothermal gold deposits in Siberia, Russian Federation: Economic Geology, v. 93, p. 463-487.
- Gigon, J., et Goutier, J., 2016, Géologie de la région du lac Richardie, municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James: Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, RG 2016-04, 45 p.

- Goldcorp, 2017, Goldcorp Mineral Resources, as of June 30, 2017. https://s22.q4cdn.com/653477107/files/doc_downloads/reserves_resources/Gold corp-Reserves-Resources-as-of-30-June-2017.pdf (Visité le 20 décembre 2017).
- Goldfarb, R. J., 2017, Or orogénique : contributions récentes aux modèles génétiques et d'exploration: Conférence durant Québec Mines 2017. http://mern.gouv.qc.ca/ quebec-mines/programme/seances/metallogenie-or-nouveaux-concepts/ (Visité le 20 décembre 2017).
- Goldfarb, R. J., Baker, T., Dube, B., Groves, D. I., Hart, C. J., et Gosselin, P., 2005, Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes: In : Economic Geology 100th Anniversary Volume, (eds) J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, and J.P. Richards; Society of Economic Geologists, v. 40.
- Gosselin, C., et Simard, M., 1999, Géologie de la région du lac Lichteneger (SNRC 33B), Ministère des ressources naturelles, Québec, RG 98-15, p. 25 p.
- Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M., Mercier-Langevin, P., et Davis, D., 2001, Géologie de la région de la colline Masson (33F/09), de la passe Awapakamich (33F/10), de la baie Caribellet (33F/15) et de la passe Pikwahipanan (33F/16), Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 2000-10, 67 p.
- Goutier, J., Dion, C., Ouellet, M. C., David, J., et Parent, M., 2000, Géologie de la région des lacs Guilaumat et Sakami (33F/02 et 33F/07), Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 99-15, 41 p.
- Goutier, J., Dion, C., Lafrance, I., David, J., Parent, M., et Dion, D.-J., 1999, Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (33F/03 et 33F/04), Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 98-18, 52 p.
- Goutier, J., Gigon, J., Guilmette, C., Huot, F., Hanes, R., Côté-Roberge, M., Cleven, N., Bogatu, A., Rhéaume-Ouellet, A., et Fleury, J.-F., 2016, Les nouvelles interprétations géologiques de la zone de contact entre les sous-provinces de La Grande et d'Opinaca et leur importance pour l'exploration aurifère: Photoreprésentation, Congrès Québec Mines 2016, DV 2016-03.
- Grant, J. A., 1986, The isocon diagram; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration: Economic Geology, v. 81, p. 1976-1982.
- Grant, J. A., 2005, Isocon analysis: A brief review of the method and applications: Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, v. 30, p. 997-1004.
- Gresens, R. L., 1967, Composition-volume relationships of metasomatism: Chemical geology, v. 2, p. 47-65.
- Gromet, L. P., Haskin, L. A., Korotev, R. L., et Dymek, R. F., 1984, The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 48, p. 2469-2482.
- Groves, D. I., et Foster, R. P., 1991, Archaean lode gold deposits, Gold metallogeny and exploration: Boston, MA, Springer US, p. 63-103.

- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Robert, F., et Hart, C. J., 2003, Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance: Economic Geology, v. 98, p. 1-29.
- Hey, M., 1964, A review of chlorites: Mineral Mag, v. 30, p. 277–292.
- Hocq, M., 1994, Géologie du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec, MM 94-01, 166 p.
- Hodkiewicz, P. F., Groves, D. I., Davidson, G. J., Weinberg, R. F., et Hagemann, S. G., 2008, Influence of structural setting on sulphur isotopes in Archean orogenic gold deposits, Eastern Goldfields Province, Yilgarn, Western Australia: Mineralium Deposita, v. 44, p. 129.
- Horne, R., et Culshaw, N., 2001, Flexural-slip folding in the Meguma Group, Nova Scotia, Canada: Journal of Structural Geology, v. 23, p. 1631-1652.
- Jébrak, M., 1997, Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution: Ore Geology Reviews, v. 12, p. 111-134.
- Jensen, L. S., 1976, A new method of classifying subalkalic volcanic rocks: Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper, p. 66.
- Johnsson, M. J., 1993, The system controlling the composition of clastic sediments: Geological Society of America Special Papers, v. 284, p. 1-20.
- Kerrich, R., 2000, The geodynamics of world-class gold deposits; characteristics, spacetime distribution, and origins: Rev. Econ. Geol., v. 13, p. 501-551.
- Kishida, A., et Kerrich, R., 1987, Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario: Economic Geology, v. 82, p. 649-690.
- Knipe, S. W., Foster, R. P., et Stanley, C. J., 1992, The role of sulphide surfaces in the sorption of precious metals from hydrothermal fluids.: Transaction of the Institution of Mining and Metallurgy, v. 101.
- Kontak, D. J., Horne, R. J., et Smith, P., 2001, Meguma Gold Deposits, Nova Scotia: Overview of Past Work with Implications for Future Work: The Gangue, GAC Mineral Deposits Division, p. 1-9.
- Kranidiotis, P., et MacLean, W. H., 1987, Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec: Economic Geology, v. 82, p. 1898-1911.
- Kretschmar, U., et Scott, S., 1976, Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application: Canadian Mineralogist, v. 14, p. 364-386.
- Labbé, J.-Y., et Grant, M., 1998, Géologie de la région de lac Natel (SNRC 33B/04): Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, RG 98-14, p. 28.
- Large, R. R., Bull, S. W., et Maslennikov, V. V., 2011, A Carbonaceous Sedimentary Source-Rock Model for Carlin-Type and Orogenic Gold Deposits: Economic Geology, v. 106, p. 331-358.

- Large, R. R., Gemmell, J. B., Paulick, H., et Huston, D. L., 2001, The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration Mineralogy and Lithogeochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Economic Geology, v. 96, p. 957-971.
- 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, v. 102, p. 1233-1267.
- Lawley, C. J., Creaser, R. A., Jackson, S. E., Yang, Z., Davis, B. J., Pehrsson, S. J., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., et Vaillancourt, D., 2015, Unraveling the Western Churchill Province Paleoproterozoic Gold Metallotect: Constraints from Re-Os Arsenopyrite and U-Pb Xenotime Geochronology and LA-ICP-MS Arsenopyrite Trace Element Chemistry at the BIF-Hosted Meliadine Gold District, Nunavut, Canada: Economic Geology, v. 110, p. 1425-1454.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A., Ferraris, G., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., et Schumacher, J. C., 2004, Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature: American Mineralogist, v. 89, p. 883-887.
- Loucks, R. R., et Mavrogenes, J. A., 1999, Gold Solubility in Supercritical Hydrothermal Brines Measured in Synthetic Fluid Inclusions: Science, v. 284, p. 2159-2163.
- Ludwig, K., 2003, User's manual for Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel, Kenneth R. Ludwig. https://searchworks.stanford.edu/view/6739593 (Visité le 10 mai 2015).
- MacKenzie, D., Craw, D., et Blakemore, H., 2014, Multi-stage ore formation at the Reefton goldfield, New Zealand, AusIMM Nez Zealand Branch Annual Conference 2014. https://www.researchgate.net/publication/266137621_Multi-stage_ore_formation _at_the_Reefton_goldfield_New_Zealand (Visité le 10 juin 2015).
- Mathieu, L., Bouchard, É., Guay, F., Liénard, A., Pilote, P., et Goutier, J., 2017, Criteria for the recognition of Archean calc-alkaline lamprophyres: examples from the Abitibi Subprovince: Canadian Journal of Earth Sciences, sous presse, p. 1-18.
- Mercier-Langevin, P., 2000, Minéralisations aurifères au sein de la tonalite de La Grande-Sud, Baie-James, Québec, Mémoire, Université du Québec à Chicoutimi, 274 p.
- Mercier-Langevin, P., Daigneault, R., Goutier, J., Dion, C., et Archer, P., 2012, Geology of the Archean Intrusion-Hosted La-Grande-Sud Au-Cu Prospect, La Grande Subprovince, James Bay Region, Québec: Economic Geology, v. 107, p. 935-962.
- Morey, A. A., Tomkins, A. G., Bierlein, F. P., Weinberg, R. F., et Davidson, G. J., 2008, Bimodal Distribution of Gold in Pyrite and Arsenopyrite: Examples from the Archean Boorara and Bardoc Shear Systems, Yilgarn Craton, Western Australia: Economic Geology, v. 103, p. 599-614.

- Morfin, S., Sawyer, E., et Bandyayera, D., 2013, Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: An injection complex in northern Quebec: Lithos, v. 168, p. 200-218.
- Moukhsil, A., 2000, Géologie de la région des lacs Pivert, Anatacau, Kauputauchechun et Wapamisk (SNRC 33C/01, 33C/02, 33C/07 et 33C/08), Ministère des ressources naturelles, Québec, RG 2000-04, 47 p.
- Moukhsil, A., Legault, M., Boily, M., Doyon, J., Sawyer, E., et Davis W., D., 2003, Synthèse géologique et métallogénique de la ceinture de roches vertes de la Moyenne et de la Basse-Eastmain (Baie-James), Québec, Ministère des ressources naturelles, Québec, ET 2002-06, 55 p.
- Moukhsil, A., Voicu, G., Dion, C., David, J., W. Davis, D., et Parent, M., 2001, Géologie de la région de la Basse-Eastmain centrale (33C/03, 33C/04, 33C/05 et 33C/06), Ministère des ressources naturelles, Québec, RG 2001-08, 52 p.
- Mumin, A. H., Fleet, M. E., et Chryssoulis, S. L., 1994, Gold mineralization in As-rich mesothermal gold ores of the Bogosu-Prestea mining district of the Ashanti Gold Belt, Ghana: remobilization of "invisible" gold: Mineralium Deposita, v. 29, p. 445-460.
- Nagase, T., et Kojima, S., 1997, An SEM examination of the chalcopyrite disease texture and its genetic implications: Mineralogical Magazine, v. 61, p. 89-97.
- Nesbitt, H., et Young, G., 1982, Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites: Nature, v. 299, p. 715-717.
- Nesbitt, H., et Young, G., 1984, Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 48, p. 1523-1534.
- Oberthür, T., Weiser, T., Amanor, J. A., et Chryssoulis, S. L., 1997, Mineralogical siting and distribution of gold in quartz veins and sulfide ores of the Ashanti mine and other deposits in the Ashanti belt of Ghana: genetic implications: Mineralium Deposita, v. 32, p. 2-15.
- Oré Sanchez, C., 2017, Gisement de Poderosa (Pérou) : une minéralisation aurifère filonienne de filiation magmatique, Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi., 381 p.
- Parent, M., 2011, Compilation géochronologique U-Pb des sous-provinces d'Ashuanipi, d'Opinaca, d'Opatica et de La Grande: Québec, Ministère des Ressources naturelles, GM 65524, 5 p.
- Parrish, R. R., 1987, An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology: Chemical Geology: Isotope Geoscience section, v. 66, p. 99-102.
- Pearce, J. A., 2014, Geochemical fingerprinting of the Earth's oldest rocks: Geology, v. 42, p. 175-176.
- Percival, J. A., 2007, Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada: Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, p. 903-928.
- Phillips, G. N., et Powell, R., 1993, Link between gold provinces: Economic Geology, v. 88, p. 1084-1098.
- Phillips, G. N., et Powell, R., 2010, Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model: Journal of Metamorphic Geology, v. 28, p. 689-718.
- Pitcairn, I. K., Teagle, D. A. H., Craw, D., Olivo, G. R., Kerrich, R., et Brewer, T. S., 2006, Sources of Metals and Fluids in Orogenic Gold Deposits: Insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand: Economic Geology, v. 101, p. 1525-1546.
- Poulsen, K. H., Robert, F., et Dubé, B., 2000, Geological classification of Canadian gold deposits: Natural Resources Canada. Geological Survey of Canada., p. 106.
- Qian, G., Xia, F., Brugger, J., Skinner, W. M., Bei, J., Chen, G., et Pring, A., 2011, Replacement of pyrrhotite by pyrite and marcasite under hydrothermal conditions up to 220 °C: An experimental study of reaction textures and mechanisms: American Mineralogist, v. 96, p. 1878-1893.
- Ramsay, J. G. et Huber, M.I, 1987, The techniques of modern structural geology, vol. 2, Folds and fractures, Academic press, 392 p.
- Ramsay, W. R. H., Bierlein, F. P., Arne, D. C., et VandenBerg, A. H. M., 1998, Turbiditehosted gold deposits of Central Victoria, Australia: their regional setting, mineralising styles, and some genetic constraints: Ore Geology Reviews, v. 13, p. 131-151.
- Ravenelle, J.-F., 2013, Amphibolite Facies Gold Mineralization: an Exemple from the Roberto Deposit, Eleonore Property, James Bay, Quebec, Thèse de doctorat, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, 325 p.
- Ravenelle, J., Dubé, B., Malo, M., McNicoll, V., Nadeau, L., et Simoneau, J., 2010, Insights on the geology of the world-class Roberto gold deposit, Éléonore property, James Bay area, Quebec: Natural Resources Canada, Current Research 2010-1, 29 p.
- Robert, F., et Poulsen, K. H., 2001, Vein Formation and Deformation in Greenstone Gold Deposits, *in* Richards, J. P., et Tosdal, R. M., eds., Structural Controls on Ore Genesis, Society of Economic Geologists.
- Robert, F., Poulsen, K. H., Cassidy, K. F., et Hodgson, C. J., 2005, Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn cratons: In: Economic Geology 100th Anniversary Volume, (eds) J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, and J.P. Richards; Society of Economic Geologists.
- Rock, N., et Leake, B., 1984, The International Mineralogical Association amphibole nomenclature scheme: computerization and its consequences: Mineralogical Magazine, v. 48, p. 211-227.
- Roddick, J. C., 1987, Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 51, p. 2129-2135.
- Rudnick, R. L., et Fountain, D. M., 1995, Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective: Reviews of the geophysics, v. 33, p. 267-267.

- Sawyer, E. W., 1986, The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico Metasedimentary Belt, Superior Province, Canada: Chemical Geology, v. 55, p. 77-95.
- Schaubs, P. M., et Wilson, C. J. L., 2002, The Relative Roles of Folding and Faulting in Controlling Gold Mineralization along the Deborah Anticline, Bendigo, Victoria, Australia: Economic Geology, v. 97, p. 351-370.
- Shenberger, D., et Barnes, H., 1989, Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 350 C: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 53, p. 269-278.
- Sibson, R. H., Robert, F., et Poulsen, K. H., 1988, High-angle reverse faults, fluidpressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits: Geology, v. 16, p. 551-555.
- SIGEOM, 2017, Lexique stratigraphique : Province du Supérieur, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec. http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexiquestratigraphique/province-du-superieur/ (Visité le 20 décembre 2017).
- Stern, R., 1997, The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation: Radiogenic age and isotopic studies: Report, v. 10, p. 1-31.
- Stern, R. A., et Amelin, Y., 2003, Assessment of errors in SIMS zircon U–Pb geochronology using a natural zircon standard and NIST SRM 610 glass: Chemical Geology, v. 197, p. 111-142.
- Stüwe, K., 1998, Tectonic constraints on the timing relationships of metamorphism, fluid production and gold-bearing quartz vein emplacement: Ore Geology Reviews, v. 13, p. 219-228.
- Stüwe, K., Will, T. M., et Zhou, S., 1993, On the timing relationship between fluid production and metamorphism in metamorphic piles: Some implications for the origin of post-metamorphic gold mineralisation: Earth and Planetary Science Letters, v. 114, p. 417-430.
- Sun, S.-S., et McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Geological Society, London, Special Publications, v. 42, p. 313-345.
- Sung, Y. H., Brugger, J., Ciobanu, C. L., Pring, A., Skinner, W., et Nugus, M., 2009, Invisible gold in arsenian pyrite and arsenopyrite from a multistage Archaean gold deposit: Sunrise Dam, Eastern Goldfields Province, Western Australia: Mineralium Deposita, v. 44, p. 765-791.
- Taylor, S. R., et McLennan, S. M., 1981, The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks: Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, v. 301, p. 381-399.
- Taylor, S. R., et McLennan, S. M., 1995, The geochemical evolution of the continental crust: Reviews of Geophysics, v. 33, p. 241-265.

- Thomas, H. V., Large, R. R., Bull, S. W., Maslennikov, V., Berry, R. F., Fraser, R., Froud, S., et Moye, R., 2011, Pyrite and Pyrrhotite Textures and Composition in Sediments, Laminated Quartz Veins, and Reefs at Bendigo Gold Mine, Australia: Insights for Ore Genesis: Economic Geology, v. 106, p. 1-31.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Foerster, H.-J., et Trumbull, R. B., 1997, On Li-bearing micas; estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation: Mineralogical Magazine, v. 61, p. 809-834.
- Tomkins, A. G., 2010, Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 74, p. 3246-3259.
- Tomkins, A. G., 2013, A Biogeochemical Influence on the Secular Distribution of Orogenic Gold: Economic Geology, v. 108, p. 193-197.
- Tomkins, A. G., Frost, B. R., et Pattison, D. R., 2006, Arsenopyrite melting during metamorphism of sulfide ore deposits: The Canadian Mineralogist, v. 44, p. 1045-1062.
- Tomkins, A. G., et Mavrogenes, J. A., 2001, Redistribution of gold within arsenopyrite and löllingite during pro-and retrograde metamorphism: application to timing of mineralization: Economic Geology, v. 96, p. 525-534.
- Tremblay, M., 2006, Minéralisation et déformation du gîte aurifère de la zone Eau Claire, Propriété Clearwater, Baie-James, Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 232 p.
- Trépanier, S., 2011, Une nouvelle méthode de calcul des bilans de masse pour caractériser l'altération associée à l'or dans les roches sédimentaires clastiques: Présentation orale lors du Forum Technologique Consorem-Divex 2011. https://consorem.uqac.ca/presentations_publiques.html (Visité le 15 janvier 2016).
- Vigneau, S., 2011, Métallogénie des minéralisations aurifères de la propriété Opinaca, Baie-James, Québec, Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 307 p.
- Wagner, T., Klemd, R., Wenzel, T., et Mattsson, B., 2007, Gold upgrading in metamorphosed massive sulfide ore deposits: Direct evidence from laserablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry analysis of invisible gold: Geology, v. 35, p. 775-778.
- Whitehead, R. E., et Davies, J. F., 1988, Discriminant analysis involving CO2/CaO and arsenic in gold exploration: Journal of Geochemical Exploration, v. 30, p. 243-253.

ANNEXE I : CARTES GÉOLOGIQUES ET GÉOPHYSIQUES DES ZONES D'AFFLEUREMENTS ET DES TRANCHÉES DU SECTEUR MUSTANG



Figure 1 : Carte géologique du secteur Mustang divisée en secteurs (voir Annexe I – Figures 2 à 9 pour les secteurs)



Figure 2 : Carte géologique du secteur 1 qui illustre le contact entre le conglomérat et le wacke massif.



Figure 3 : Carte géologique du secteur 2.



Figure 4 : Carte géologique du secteur 3.



Figure 5 : Carte géologique du secteur 4 qui illustre les principaux contacts dans les secteurs des décapages à proximité de la veine Mustang.



Figure 6 : Carte géologique du secteur 5.



Figure 7 : Carte géologique du secteur 6.



Figure 8 : Carte géologique du secteur 7.



Figure 9 : Carte géologique du secteur 8.



Figure 10 : a) Levé magnétique HD effectué par Mines Virginia lors de l'été 2012. Champ magnétique total qui a été réduit aux pôles ; b) Dérivée première du champ magnétique total qui permet l'accentuation les longueurs d'ondes les plus courtes et qui sert à mieux définir les anomalies de surface (de 0 à 0,5 km de profondeur – voir Annexe a – Figure 11 ; c) Prolongation vers le haut du champ magnétique total qui permet de voir les anomalies de plus grande longueur d'onde, soit les anomalies magnétiques de plus grandes profondeurs. Anomalie magnétique qui va jusqu'à 1 km de profond.



Figure 11 : Analyse spectrale du levé magnétique total qui se trouve à Annexe I – Figure 10.



Figure 12 : a) b) Interprétation des principaux marqueurs magnétiques à partir d'une carte ternaires des dérivées directionnelles du champ magnétique résiduel (rouge = dérivée en x sur le terrain, vert = dérivée en y sur le terrain et bleu = dérivée en z sur le terrain).



Figure 13 : Légende géologique des cartes des décapages.



Figure 14 : Carte géologique du décapage WB2012TR001 et localisation de l'échantillon de datation Re-Os de l'arsénopyrite.



Figure 15 : Carte géologique du décapage WB2012TR002 et localisation de l'échantillon de datation U-Pb sur zircon détritique de la séquence de roche sédimentaire.



Figure 16 : Carte géologique du décapage WB2012TR004.



Figure 17 : Carte géologique du décapage WB2012TR005.



Figure 18 : Carte géologique du décapage WB2012TR006.



Figure 19 : Carte géologique du décapage WB2012TR009.



Figure 20 : Carte géologique du décapage WB2012TR011. Tranchée principale de la veine Mustang.



Figure 21 : Carte géologique du décapage WB2012TR015.



Figure 22 : Carte géologique du décapage WB2012TR020.



Figure 23 : Carte géologique du décapage WB2012TR021.



Figure 24 : Carte géologique des décapages WB2012TR083 et WB2012TR024.



Figure 25 : Carte géologique du décapage WB2012TR025.



Figure 26 : Carte géologique du décapage WB2012TR028.



Figure 27 : Carte géologique du décapage WB2012TR031.



Figure 28 : Cartographie géologique du décapage WB2012TR044.



Figure 29 : Carte géologique du décapage WB2012TR045.



Figure 30 : Carte géologique du décapage WB2012TR046.



Figure 31 : Carte géologique du décapage WB2012TR047.



Figure 32 : Carte géologique du décapage WB2012TR055.


Figure 33 : Carte géologique du décapage WB2012TR079.



Figure 34 : Carte géologique du décapage WB2012TR080.



Figure 35 : Carte géologique du décapage WB2012TR081 – partie est ; a) Texture bréchique en bordure de la veine ; b) La veine Mustang se trouve dans une zone de cisaillement apparent senestre.



Figure 36 : Carte géologique du décapage WB2012TR081 – partie ouest ; a) Stockwerk de plusieurs veinules dans la zone de cisaillement ; b) La veine Mustang forme un léger pli en S. Plusieurs veinules se sont injectées à angle de la veine principale, selon la foliation S₂.

ANNEXE II : TABLEAUX D'ANALYSES CHIMIQUES DES SULFURES À LA MICROSONDE

Tableau 1 : Analyses des grains d'or à la microsonde électronique à balayage

Cameca Quantitative Analysis Laboratoire de Microanalyse - Universite Laval Label : MetAu Wed Nov 26 08:26:17 2014

Weight and Atomic Percents

	Fe	Zn	Cu	Au	Ag	Те	As	Se	Total
	WTo/o	WTo/o	WTo/o	WTo/o	WTo/o	WTo/o	WTo/o	WTo/o	Total
SF-L27B C3 D	0,560	0,000	0,007	78,490	14,364	0,019	0,064	0,008	93,512
SF-L28A C4 E	0,197	0,018	0,021	78,160	14,642	0,017	0,034	0,011	93,100
SF-L5 C1 W	0,498	0,000	0,000	80,355	11,956	0,022	0,010	0,055	92,896
SF-L5 C1 N	0,014	0,063	0,000	79,357	13,908	0,000	0,019	0,015	93,376
SF-L5 C2 A	0,031	0,075	0,147	81,373	13,977	0,050	0,020	0,023	95,696
SF-L5 C2 D	0,162	0,072	0,064	79,723	13,806	0,016	0,002	0,022	93,867

	Fe	Zn	Cu	Au	Ag	Те	As	Se
	ATo/o	ATo/o	ATo/o	ATo/o	ATo/o	ATo/o	ATo/o	ATo/o
SF-L27B C3 D	1,847	0,000	0,020	73,400	24,528	0,028	0,159	0,018
SF-L28A C4 E	0,655	0,051	0,061	73,842	25,259	0,024	0,083	0,026
SF-L5 C1 W	1,687	0,000	0,000	77,160	20,963	0,032	0,026	0,132
SF-L5 C1 N	0,047	0,179	0,000	75,523	24,168	0,000	0,048	0,035
SF-L5 C2 A	0,102	0,208	0,423	75,434	23,659	0,071	0,049	0,054
SF-L5 C2 D	0,540	0,204	0,188	75,207	23,782	0,023	0,004	0,052

Cameca Quantitative Analysis

Laboratoire de microanalyse – Université Laval

Label : asulmc

Wed Nov 26 08 :11 :00 2014

Weight and Atomic Percents

		Ni	Fe	Mn	S	Pb	Au	Со	Cu	Zn	As	
No_cercle	Description	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Total
360881_C1_B	AS (zoné, bordure) sans inclusion	0,090	34,597	0,000	19,510	0,000	0,006	0,092	0,007	0,007	46,100	100,409
360881_C1_C	AS (zoné, cœur) avec inclusion	0,042	34,591	0,024	19,638	0,029	0,067	0,088	0,003	0,000	46,015	100,497
360881_C2_B	AS (fracture)	0,218	35,050	0,000	19,510	0,067	0,000	0,000	0,000	0,022	45,939	100,806
360881_C2_C	AS (bordure) sans inclusion	0,118	34,923	0,000	19,562	0,084	0,000	0,038	0,000	0,000	45,794	100,519
360881 C3 B	AS (zoné, bordure) sans inclusion	0,080	35,059	0,000	19,452	0,000	0,000	0,000	0,013	0,072	45,984	100,660
360881_C3_C	AS (zoné, cœur) avec inclusion	0,000	35,121	0,016	19,674	0,079	0,000	0,008	0,000	0,027	45,717	100,642
L13B_C1_C	AS (sans inclusion)	0,000	35,142	0,008	20,397	0,000	0,000	0,041	0,031	0,019	44,868	100,506
L13B_C1_F	AS baguette (sans inclusion)	0,157	34,847	0,061	20,030	0,048	0,000	0,076	0,000	0,000	44,947	100,166
L13B_C2_D1	AS (zoné)	0,074	35,356	0,005	20,490	0,008	0,052	0,008	0,000	0,000	45,028	101,021
L13B_C2_D2	AS (zoné)	0,233	34,482	0,000	19,284	0,063	0,015	0,116	0,000	0,000	46,456	100,649
L13_C2_G	AS baguette (sans inclusion)	0,000	35,041	0,000	20,194	0,004	0,011	0,153	0,005	0,000	44,866	100,274
L25_C1_B	AS (zoné, bordure) sans inclusion	0,016	35,791	0,000	21,888	0,029	0,026	0,000	0,028	0,027	42,995	100,800
L25_C1_C	AS (zoné, cœur) avec inclusion	0,081	35,779	0,000	21,746	0,115	0,019	0,005	0,005	0,000	43,519	101,269
L25_C2_A	AS (boule)	0,236	35,359	0,000	21,749	0,097	0,000	0,291	0,000	0,000	43,144	100,876
L25_C2_F	AS (boule)	0,052	36,272	0,032	22,367	0,002	0,047	0,350	0,000	0,000	42,157	101,279
L25_C3_B	AS (zoné, cœur) avec inclusion	0,032	34,928	0,000	20,317	0,021	0,015	0,084	0,024	0,000	45,484	100,905
L25_C3_C	AS (zoné, bordure) sans inclusion	0,039	36,530	0,000	21,798	0,080	0,000	0,008	0,000	0,000	42,941	101,396

 Tableau 2 : Analyses des grains d'arsénopyrite la microsonde électronique à balayage

		Ni	Fe	Mn	S	Pb	Au	Со	Cu	Zn	As	
No_cercle	Description	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Total
L27A_C1_B	AS (zoné) inclusion	0,000	34,585	0,000	20,829	0,084	0,000	0,050	0,000	0,000	44,129	99,677
L27A_C1_E	AS (zoné, bordure) sans inclusion	0,000	34,731	0,019	19,840	0,021	0,013	0,080	0,000	0,000	45,247	99,951
L27A_C2_A	AS (petite, baguette)	0,026	34,536	0,045	20,841	0,000	0,034	0,255	0,000	0,000	44,393	100,130
L27A_C2_B	AS (petite, zoné) avec inclusion	0,039	35,500	0,000	20,379	0,017	0,000	0,186	0,037	0,000	45,051	101,209
L27A_C2_C	AS (petite, zoné) sans inclusion	0,099	34,762	0,016	19,544	0,063	0,000	0,227	0,017	0,000	46,107	100,835
L27B_C1_A	AS (zoné, bordure)	0,000	35,057	0,000	20,122	0,000	0,039	0,018	0,000	0,008	45,034	100,278
L27B_C1_B	AS (zoné, milieu)	0,006	36,220	0,011	23,491	0,165	0,047	0,029	0,000	0,000	39,987	99,956
L27B_C1_C	AS (zoné, coeur)	0,000	35,379	0,003	20,247	0,057	0,011	0,010	0,000	0,000	44,785	100,492
L27B_C2_A	AS (zoné, bordure) sans inclusion	0,003	35,600	0,027	21,241	0,031	0,090	0,000	0,000	0,000	43,318	100,310
L27B_C2_B	AS (zoné, coeur) avec inclusion	0,067	35,586	0,077	19,393	0,079	0,078	0,030	0,033	0,000	45,912	101,255
L27B_C3_B	AS (zoné, cœur) avec inclusion	0,013	34,950	0,061	20,804	0,013	0,011	0,003	0,000	0,000	44,053	99,908
L280910_C1_F	AS (bordure) sans inclusion	0,000	35,816	0,000	21,687	0,057	0,000	0,104	0,005	0,000	42,847	100,516
L280910_C1_G	AS (cœur) sans inclusion	0,013	35,565	0,000	21,897	0,057	0,069	0,000	0,030	0,025	42,320	99,976
L280910_C2_A	AS (zoné)	0,000	35,970	0,069	21,909	0,006	0,013	0,088	0,000	0,000	42,435	100,490
L280910_C2_C	AS (zoné)	0,071	36,007	0,000	22,075	0,006	0,009	0,101	0,000	0,000	42,405	100,674
L280914_C1_A	AS (zoné, coeur) avec inclusion	0,032	36,159	0,000	22,648	0,078	0,000	0,077	0,000	0,004	41,718	100,716
L280914_C1_B	AS (zoné, bordure) sans inclusion	0,000	34,454	0,000	19,356	0,073	0,015	0,100	0,000	0,000	46,204	100,202
L280914_C2_B1	AS (zoné, bordure) sans inclusion	0,038	34,234	0,000	19,512	0,115	0,032	0,427	0,000	0,013	46,285	100,656
L280914_C2_B2	AS (zoné, cœur) sans inclusion	0,084	35,982	0,024	22,999	0,000	0,000	0,342	0,000	0,000	40,758	100,189
L280914_C3_A	AS (zoné, bordure) sans inclusion	0,006	35,141	0,000	20,760	0,036	0,000	0,144	0,005	0,004	45,543	101,639
L280914_C3_B	AS (zoné, milieu) sans inclusion	0,000	34,797	0,000	19,336	0,012	0,026	0,329	0,000	0,006	46,849	101,355
L280914_C3_C	AS (zoné, cœur) avec inclusion	0,000	35,694	0,000	22,518	0,044	0,019	0,244	0,000	0,031	42,437	100,987
L28A_C1_F	AS (zoné, bordure) sans inclusion	0,051	34,390	0,000	18,890	0,083	0,013	0,104	0,067	0,000	46,190	99,788
L28A_C1_G	AS (zoné) avec inclusion	0,029	34,606	0,000	19,621	0,019	0,048	0,127	0,000	0,000	45,343	99,793
L28A_C1_I	AS (zoné) avec inclusion	0,000	34,915	0,000	20,392	0,063	0,034	0,069	0,000	0,011	44,167	99,651
L28A_C3_A	AS (avec inclusion)	0,010	35,489	0,000	19,620	0,052	0,048	0,096	0,000	0,044	45,811	101,170
L28A_C3_C	AS (bordure)	0,227	34,387	0,016	18,742	0,125	0,024	0,103	0,000	0,000	46,906	100,530
L28A_C4_D	AS	0,000	35,579	0,000	20,993	0,099	0,030	0,092	0,000	0,018	44,203	101,014
L360879_C1_B	AS (sans inclusion)	0,125	34,641	0,045	19,263	0,033	0,043	0,812	0,010	0,039	46,422	101,433
L360879_C1_C	AS (fracture)	0,237	31,926	0,037	20,004	0,040	0,006	3,677	0,039	0,000	45,873	101,839

		Ni	Fe	Mn	S	Pb	Au	Со	Cu	Zn	As	
No_cercle	Description	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Total
L360879_C2_A	AS (fracture)	0,042	34,732	0,000	19,877	0,035	0,000	0,723	0,000	0,034	45,529	100,972
L360879_C3_B	AS (sans inclusion)	0,237	34,260	0,024	19,207	0,000	0,076	0,367	0,047	0,061	46,532	100,811
L5_C1_A	AS (zoné, bordure) sans inclusion	0,000	35,490	0,000	21,003	0,054	0,058	0,000	0,000	0,000	45,143	101,748
L5_C1_B	AS (zoné, cœur) sans inclusion	0,032	35,918	0,000	21,161	0,080	0,071	0,096	0,000	0,000	44,646	102,004
L5_C1_C	AS (zoné) avec inclusion	0,042	35,055	0,083	21,005	0,753	0,026	0,000	0,045	0,000	43,991	101,000

		Ni	Fe	Mn	S	Pb	Au	Со	Cu	Zn	As
No_cercle	Description	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o
	AS (zoné, bordure) sans										
360881_C1_B	inclusion	0,083	33,546	0,000	32,953	0,000	0,002	0,085	0,006	0,005	33,320
360881_C1_C	AS (zoné, cœur) avec inclusion	0,038	33,494	0,023	33,123	0,008	0,018	0,080	0,003	0,000	33,212
360881_C2_B	AS (fracture)	0,200	33,857	0,000	32,829	0,017	0,000	0,000	0,000	0,018	33,078
360881_C2_C	AS (bordure) sans inclusion	0,109	33,806	0,000	32,986	0,022	0,000	0,035	0,000	0,000	33,043
	AS (zoné, bordure) sans										
360881 C3 B	inclusion	0,074	33,917	0,000	32,780	0,000	0,000	0,000	0,011	0,059	33,160
360881_C3_C	AS (zoné, cœur) avec inclusion	0,000	33,921	0,016	33,101	0,020	0,000	0,007	0,000	0,022	32,913
L13B_C1_C	AS (sans inclusion)	0,000	33,723	0,008	34,096	0,000	0,000	0,037	0,026	0,016	32,094
L13B_C1_F	AS baguette (sans inclusion)	0,144	33,656	0,060	33,699	0,012	0,000	0,069	0,000	0,000	32,359
L13B_C2_D1	AS (zoné)	0,067	33,765	0,005	34,086	0,002	0,014	0,007	0,000	0,000	32,053
L13B_C2_D2	AS (zoné)	0,215	33,459	0,000	32,596	0,017	0,004	0,107	0,000	0,000	33,602
L13_C2_G	AS baguette (sans inclusion)	0,000	33,753	0,000	33,884	0,001	0,003	0,140	0,005	0,000	32,214
	AS (zoné, bordure) sans										
L25_C1_B	inclusion	0,014	33,751	0,000	35,954	0,007	0,007	0,000	0,023	0,021	30,222
L25_C1_C	AS (zoné, cœur) avec inclusion	0,072	33,684	0,000	35,662	0,029	0,005	0,004	0,004	0,000	30,540
L25_C2_A	AS (boule)	0,212	33,379	0,000	35,765	0,025	0,000	0,260	0,000	0,000	30,359
L25_C2_F	AS (boule)	0,046	33,872	0,030	36,384	0,000	0,012	0,310	0,000	0,000	29,345
L25_C3_B	AS (zoné, cœur) avec inclusion	0,029	33,467	0,000	33,911	0,005	0,004	0,076	0,020	0,000	32,486
	AS (zoné, bordure) sans										
L25_C3_C	inclusion	0,035	34,276	0,000	35,628	0,020	0,000	0,007	0,000	0,000	30,034

		Ni	Fe	Mn	S	Pb	Au	Со	Cu	Zn	As
No_cercle	Description	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o
L27A_C1_B	AS (zoné) inclusion	0,000	33,308	0,000	34,944	0,022	0,000	0,046	0,000	0,000	31,680
	AS (zoné, bordure) sans										
L27A_C1_E	inclusion	0,000	33,679	0,018	33,514	0,006	0,004	0,073	0,000	0,000	32,706
L27A_C2_A	AS (petite, baguette)	0,023	33,128	0,044	34,823	0,000	0,009	0,232	0,000	0,000	31,741
L27A_C2_B	AS (petite, zoné) avec inclusion	0,035	33,864	0,000	33,863	0,004	0,000	0,168	0,031	0,000	32,034
L27A_C2_C	AS (petite, zoné) sans inclusion	0,091	33,576	0,016	32,883	0,017	0,000	0,208	0,014	0,000	33,195
L27B_C1_A	AS (zoné, bordure)	0,000	33,802	0,000	33,797	0,000	0,011	0,016	0,000	0,007	32,367
L27B_C1_B	AS (zoné, milieu)	0,006	33,835	0,010	38,226	0,042	0,012	0,026	0,000	0,000	27,843
L27B_C1_C	AS (zoné, coeur)	0,000	33,998	0,003	33,893	0,015	0,003	0,009	0,000	0,000	32,080
	AS (zoné, bordure) sans										
L27B_C2_A	inclusion	0,003	33,919	0,026	35,254	0,008	0,024	0,000	0,000	0,000	30,765
L27B_C2_B	AS (zoné, coeur) avec inclusion	0,062	34,272	0,075	32,534	0,020	0,021	0,027	0,028	0,000	32,960
L27B_C3_B	AS (zoné, cœur) avec inclusion	0,012	33,570	0,060	34,809	0,003	0,003	0,002	0,000	0,000	31,541
L280910_C1_F	AS (bordure) sans inclusion	0,000	33,901	0,000	35,757	0,015	0,000	0,094	0,004	0,000	30,230
L280910_C1_G	AS (cœur) sans inclusion	0,012	33,759	0,000	36,206	0,015	0,018	0,000	0,025	0,020	29,944
L280910_C2_A	AS (zoné)	0,000	33,958	0,067	36,029	0,001	0,003	0,079	0,000	0,000	29,862
L280910_C2_C	AS (zoné)	0,064	33,894	0,000	36,196	0,001	0,002	0,090	0,000	0,000	29,753
L280914_C1_A	AS (zoné, coeur) avec inclusion	0,029	33,846	0,000	36,928	0,020	0,000	0,068	0,000	0,003	29,107
	AS (zoné, bordure) sans										
L280914_C1_B	inclusion	0,000	33,538	0,000	32,821	0,019	0,004	0,092	0,000	0,000	33,525
	AS (zoné, bordure) sans										
L280914_C2_B1	inclusion	0,035	33,167	0,000	32,930	0,030	0,009	0,392	0,000	0,011	33,426
L280914_C2_B2	AS (zoné, cœur) sans inclusion	0,075	33,673	0,023	37,493	0,000	0,000	0,303	0,000	0,000	28,432
	AS (zoné, bordure) sans										
L280914_C3_A	inclusion	0,006	33,337	0,000	34,306	0,009	0,000	0,130	0,004	0,004	32,205
L280914_C3_B	AS (zoné, milieu) sans inclusion	0,000	33,546	0,000	32,472	0,003	0,007	0,300	0,000	0,005	33,666
L280914_C3_C	AS (zoné, cœur) avec inclusion	0,000	33,413	0,000	36,718	0,011	0,005	0,216	0,000	0,025	29,611
	AS (zoné, bordure) sans										
L28A_C1_F	inclusion	0,048	33,729	0,000	32,274	0,022	0,004	0,097	0,058	0,000	33,769
L28A_C1_G	AS (zoné) avec inclusion	0,027	33,680	0,000	33,264	0,005	0,013	0,117	0,000	0,000	32,895
L28A_C1_I	AS (zoné) avec inclusion	0,000	33,747	0,000	34,334	0,016	0,009	0,063	0,000	0,009	31,821

		Ni	Fe	Mn	S	Pb	Au	Со	Cu	Zn	As
No_cercle	Description	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o
L28A_C3_A	AS (avec inclusion)	0,009	34,131	0,000	32,869	0,013	0,013	0,088	0,000	0,036	32,841
L28A_C3_C	AS (bordure)	0,210	33,591	0,016	31,892	0,033	0,007	0,095	0,000	0,000	34,156
L28A_C4_D	AS	0,000	33,809	0,000	34,749	0,025	0,008	0,083	0,000	0,015	31,310
L360879_C1_B	AS (sans inclusion)	0,114	33,374	0,044	32,328	0,008	0,012	0,741	0,009	0,032	33,337
L360879_C1_C	AS (fracture)	0,215	30,475	0,036	33,263	0,010	0,002	3,326	0,033	0,000	32,640
L360879_C2_A	AS (fracture)	0,038	33,378	0,000	33,275	0,009	0,000	0,658	0,000	0,028	32,615
L360879_C3_B	AS (sans inclusion)	0,218	33,225	0,023	32,447	0,000	0,021	0,337	0,040	0,051	33,638
	AS (zoné, bordure) sans										
L5_C1_A	inclusion	0,000	33,558	0,000	34,594	0,014	0,016	0,000	0,000	0,000	31,818
L5_C1_B	AS (zoné, cœur) sans inclusion	0,029	33,814	0,000	34,702	0,020	0,019	0,085	0,000	0,000	31,330
L5_C1_C	AS (zoné) avec inclusion	0,038	33,446	0,080	34,911	0,194	0,007	0,000	0,037	0,000	31,286

Cameca Quantitative Analysis

Laboratoire de microanalyse – Université Laval

Label : asulmc

Wed Nov 26 08 :11 :00 2014

Weight and Atomic Percents

Tableau 3 : Analyses des grains de pyrrhotite la microsonde électronique à balayage

		Ni	Fe	Mn	S	Pb	Au	Со	Cu	Zn	As	
No cercle	Description	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Total
	Au centre de pyrite altérée											
293063 C1 D	Veine aurifère	0,156	60,184	0,000	39,089	0,091	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	99,520
360811 C1 A	Lamellaire - section plus pâle	0,188	59,793	0,000	38,749	0,135	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	98,877
360811 C1 B	Exsolution plus foncée	0,181	60,458	0,014	38,296	0,128	0,000	0,000	0,000	0,064	0,048	99,189
360811 C2 A	Exsolution plus foncée	0,110	61,497	0,000	36,931	0,119	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	98,666
360811 C2 B	Lamellaire - section plus pâle	0,242	59,495	0,000	38,941	0,051	0,000	0,039	0,000	0,000	0,000	98,768
360811 C2 C	Exsolution plus foncée	0,060	62,754	0,000	36,545	0,032	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	99,404
360811 C2 D	Lamellaire - section plus pâle	0,235	59,464	0,000	38,553	0,063	0,009	0,000	0,048	0,018	0,000	98,390
360881 C1 A	PO	0,202	60,470	0,062	37,985	0,077	0,011	0,000	0,014	0,000	0,039	98,860
360881 C2 A	PO	0,493	60,594	0,014	37,885	0,100	0,000	0,000	0,044	0,000	0,035	99,165
360881 C3 A	PO	0,319	59,395	0,000	38,106	0,059	0,025	0,000	0,000	0,000	0,010	97,914
	Lamellaire - section plus pâle	0.500	50.462	0.000	20.624	0.1.17	0.040	0.000	0.024	0.000	0.045	00 5 60
L13B C1 E	Veine aurifere	0,508	59,163	0,000	38,634	0,147	0,040	0,000	0,024	0,002	0,045	98,563
L13B C2 E	Inclusion dans AS- Veine aurifère	0,085	59,378	0,011	39,370	0,141	0,000	0,000	0,010	0,020	0,005	99,020
L13B C2 H	PO - Veine aurifère	0,384	59,300	0,006	38,621	0,105	0,000	0,006	0,031	0,000	0,029	98,482
L25 C1 A	PO	0,256	60,779	0,000	38,651	0,170	0,000	0,000	0,002	0,055	0,007	99,920
L25 C1 D	Inclusion dans AS	0,341	60,209	0,039	38,515	0,186	0,028	0,000	0,002	0,000	0,050	99,370

		Ni	Fe	Mn	S	Pb	Au	Со	Cu	Zn	As	
No cercle	Description	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Total
L25 C3 A	PO	0,473	60,032	0,000	38,966	0,091	0,000	0,000	0,000	0,021	0,001	99,584
L25 C3 D	Inclusion dans AS	0,196	59,561	0,000	38,671	0,061	0,045	0,000	0,000	0,027	0,000	98,561
L25 C4 A	Au centre de pyrite altérée	0,096	59,900	0,037	38,807	0,089	0,011	0,000	0,003	0,000	0,004	98,947
L27A C1 A	Inclusion dans AS - Veine aurifère	0,284	59,291	0,000	38,676	0,143	0,002	0,000	0,000	0,000	0,044	98,440
L27A C1 C	PO - Veine aurifère	0,263	58,613	0,017	38,511	0,047	0,013	0,000	0,000	0,000	0,075	97,539
L27B C1 E	PO	0,106	60,652	0,037	38,419	0,087	0,000	0,000	0,000	0,002	0,029	99,332
L27B C2 C	Inclusion dans AS	0,078	60,117	0,000	38,559	0,068	0,000	0,000	0,025	0,045	0,044	98,936
L27B C3 C	Inclusion dans AS	0,085	59,950	0,000	38,504	0,003	0,009	0,004	0,000	0,000	0,055	98,610
L27B C3 D	PO	0,000	60,196	0,000	39,146	0,113	0,000	0,000	0,064	0,000	0,000	99,519
L280910 C1 A	Au centre de pyrite altérée	0,004	59,141	0,000	38,419	0,082	0,038	0,000	0,000	0,000	0,014	97,698
L280910 C2 G	Au centre de pyrite altérée	0,000	59 <i>,</i> 303	0,076	38,334	0,053	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	97,780
L280910 C3 A	PO	0,082	59,324	0,000	38,466	0,000	0,015	0,000	0,020	0,012	0,016	97,935
L280914 C1 C	Inclusion dans AS	0,114	59,857	0,000	38,437	0,026	0,000	0,017	0,000	0,000	0,026	98,477
L280914 C1 D	PO	0,060	60,855	0,000	38,638	0,051	0,015	0,000	0,000	0,013	0,023	99,655
L280914 C3 D	PO	0,469	60,279	0,031	38,775	0,098	0,025	0,000	0,000	0,037	0,000	99,714
L280914 C3 E	Inclusion dans AS	0,426	59,589	0,000	38,639	0,136	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	98,809
L28A C1 D	Exsolution plus foncée	0,000	61,662	0,000	36,353	0,138	0,027	0,000	0,000	0,019	0,038	98,237
L28A C1 E	Lamellaire - section plus pâle	0,241	59,851	0,000	38,270	0,124	0,008	0,000	0,000	0,050	0,020	98,564
L28A C3 B	Inclusion dans AS	0,398	59,460	0,000	38,455	0,094	0,000	0,000	0,000	0,000	0,051	98,458
L28A C3 D	Remplace par PY	0,114	59,695	0,000	38,536	0,068	0,049	0,000	0,000	0,000	0,000	98,462
L28A C4 A	Exsolution plus foncée	0,000	62,575	0,042	36,728	0,046	0,000	0,027	0,000	0,000	0,009	99,427
L28A C4 C	Lamellaire - section plus pâle	0,238	60,585	0,000	38,580	0,138	0,000	0,000	0,000	0,002	0,033	99,576
L360879 C1 A	PO	0,562	60,115	0,011	38,467	0,065	0,000	0,000	0,000	0,030	0,042	99,292
L360879 C2 B	PO	0,391	59,097	0,000	38,273	0,081	0,000	0,000	0,014	0,018	0,008	97,882
L360879 C3 A	PO	0,580	58,677	0,000	38,491	0,060	0,023	0,000	0,014	0,000	0,014	97,859
L5 C1 G	PO - Veine aurifère	0,043	60,022	0,059	39,305	0,102	0,038	0,000	0,000	0,000	0,016	99,585
L5 C1 X	Inclusion dans AS - Veine aurifère	0,175	59,130	0,025	39,713	0,105	0,062	0,000	0,001	0,000	0,063	99,274
L5 C3 C	PO - Veine aurifère	0,114	59,160	0,000	40,357	0,060	0,032	0,000	0,000	0,000	0,038	99,761
L5 C3 G	PO - Veine aurifère	0,000	60,042	0,000	39,658	0,075	0,000	0,000	0,003	0,000	0,013	99,791

		Ni	Fe	Mn	S	Pb	Au	Со	Cu	Zn	As
No_cercle	Description	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o
	Au centre de pyrite altérée										
293063 C1 D	Veine aurifère	0,116	46,854	0,000	53,011	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
360811 C1 A	Lamellaire - section plus pâle	0,141	46,891	0,000	52,933	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007
360811 C1 B	Exsolution plus foncée	0,135	47,426	0,011	52,330	0,027	0,000	0,000	0,000	0,043	0,028
360811 C2 A	Exsolution plus foncée	0,083	48,818	0,000	51,067	0,025	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000
360811 C2 B	Lamellaire - section plus pâle	0,180	46,623	0,000	53,157	0,011	0,000	0,029	0,000	0,000	0,000
360811 C2 C	Exsolution plus foncée	0,045	49,615	0,000	50,330	0,007	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
360811 C2 D	Lamellaire - section plus pâle	0,176	46,851	0,000	52,912	0,013	0,002	0,000	0,034	0,012	0,000
360881 C1 A	PO	0,152	47,630	0,050	52,118	0,016	0,003	0,000	0,009	0,000	0,023
360881 C2 A	PO	0,369	47,651	0,011	51,897	0,021	0,000	0,000	0,031	0,000	0,020
360881 C3 A	PO	0,241	47,098	0,000	52,636	0,013	0,006	0,000	0,000	0,000	0,006
	Lamellaire - section plus pâle										
L13B C1 E	Veine aurifère	0,380	46,566	0,000	52,970	0,031	0,009	0,000	0,017	0,001	0,027
L13B C2 E	Inclusion dans AS- Veine aurifère	0,063	46,346	0,009	53,529	0,030	0,000	0,000	0,007	0,013	0,003
L13B C2 H	PO - Veine aurifère	0,287	46,683	0,005	52,961	0,022	0,000	0,004	0,021	0,000	0,017
L25 C1 A	PO	0,190	47,317	0,000	52,416	0,036	0,000	0,000	0,001	0,036	0,004
L25 C1 D	Inclusion dans AS	0,254	47,126	0,031	52,512	0,039	0,006	0,000	0,001	0,000	0,029
L25 C3 A	PO	0,351	46,753	0,000	52,863	0,019	0,000	0,000	0,000	0,014	0,001
L25 C3 D	Inclusion dans AS	0,146	46,838	0,000	52,974	0,013	0,010	0,000	0,000	0,018	0,000
L25 C4 A	Au centre de pyrite altérée	0,072	46,921	0,029	52,952	0,019	0,003	0,000	0,002	0,000	0,002
L27A C1 A	Inclusion dans AS - Veine aurifère	0,213	46,684	0,000	53,046	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026
L27A C1 C	PO - Veine aurifère	0,198	46,505	0,014	53,226	0,010	0,003	0,000	0,000	0,000	0,044
L27B C1 E	PO	0,079	47,473	0,029	52 <i>,</i> 382	0,018	0,000	0,000	0,000	0,002	0,017
L27B C2 C	Inclusion dans AS	0,058	47,161	0,000	52,693	0,014	0,000	0,000	0,017	0,030	0,026
L27B C3 C	Inclusion dans AS	0,064	47,148	0,000	52,750	0,001	0,002	0,003	0,000	0,000	0,032
L27B C3 D	PO	0,000	46,855	0,000	53,077	0,024	0,000	0,000	0,044	0,000	0,000
L280910 C1 A	Au centre de pyrite altérée	0,003	46,896	0,000	53,067	0,018	0,008	0,000	0,000	0,000	0,008
L280910 C2 G	Au centre de pyrite altérée	0,000	46,999	0,061	52,921	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008
L280910 C3 A	PO	0,062	46,914	0,000	52,989	0,000	0,003	0,000	0,014	0,008	0,009
L280914 C1 C	Inclusion dans AS	0,085	47,145	0,000	52,736	0,006	0,000	0,013	0,000	0,000	0,015
L280914 C1 D	PO	0,045	47,445	0,000	52,474	0,011	0,003	0,000	0,000	0,009	0,013
L280914 C3 D	PO	0,347	46,959	0,025	52,618	0,021	0,005	0,000	0,000	0,025	0,000

		Ni	Fe	Mn	S	Pb	Au	Со	Cu	Zn	As
No_cercle	Description	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o
L280914 C3 E	Inclusion dans AS	0,318	46,790	0,000	52,851	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011
L28A C1 D	Exsolution plus foncée	0,000	49,299	0,000	50,629	0,030	0,006	0,000	0,000	0,013	0,023
L28A C1 E	Lamellaire - section plus pâle	0,181	47,187	0,000	52 <i>,</i> 558	0,026	0,002	0,000	0,000	0,034	0,012
L28A C3 B	Inclusion dans AS	0,298	46,860	0,000	52,792	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030
L28A C3 D	Remplace par PY	0,085	47,018	0,000	52,872	0,014	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000
L28A C4 A	Exsolution plus foncée	0,000	49,411	0,034	50,520	0,010	0,000	0,020	0,000	0,000	0,005
L28A C4 C	Lamellaire - section plus pâle	0,177	47,303	0,000	52,471	0,029	0,000	0,000	0,000	0,001	0,019
L360879 C1 A	PO	0,418	47,060	0,009	52,455	0,014	0,000	0,000	0,000	0,020	0,024
L360879 C2 B	PO	0,295	46,830	0,000	52,831	0,017	0,000	0,000	0,010	0,012	0,005
L360879 C3 A	PO	0,436	46,450	0,000	53,077	0,013	0,005	0,000	0,010	0,000	0,008
L5 C1 G	PO - Veine aurifère	0,032	46,659	0,047	53,224	0,021	0,008	0,000	0,000	0,000	0,009
L5 C1 X	Inclusion dans AS - Veine aurifère	0,129	45,982	0,020	53,796	0,022	0,014	0,000	0,000	0,000	0,037
L5 C3 C	PO - Veine aurifère	0,084	45,640	0,000	54,235	0,012	0,007	0,000	0,000	0,000	0,022
L5 C3 G	PO - Veine aurifère	0,000	46,488	0,000	53,487	0,016	0,000	0,000	0,002	0,000	0,007

Cameca Quantitative Analysis

Laboratoire de microanalyse – Université Laval

Label : asulmc

Wed Nov 26 08 :11 :00 2014

Weight and Atomic Percents

		Ni	Fe	Mn	S	Pb	Au	Со	Cu	Zn	As	
No cercie	Description	Wto_o	wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	lotal
SF-293063 C1 A	PY (bordure, idiomorphe)	0,029	47,139	0,000	52,875	0,117	0,000	0,000	0,007	0,000	0,002	100,169
SF-293063 C1 B	PY (cœur, idiomorphe)	0,371	46,554	0,000	52,925	0,156	0,028	0,000	0,000	0,056	0,051	100,141
SF-293063 C1 E	PY (idiomorphe)	0,022	47,350	0,000	53,066	0,169	0,004	0,000	0,019	0,000	0,204	100,834
SF-L25 C1 E	PY (idiomorphe)	0,144	47,400	0,000	52,888	0,152	0,026	0,003	0,000	0,051	0,000	100,664
SF-L280910 C2 F	PY (idiomorphe)	0,000	45,912	0,000	52,404	0,128	0,029	0,028	0,003	0,013	0,006	98,523
SF-L280910 C2 H	PY (idiomorphe)	0,112	45,917	0,000	52,861	0,026	0,000	0,174	0,049	0,006	0,000	99,145
SF-L280910 C3 B	PY (idiomorphe)	0,000	47,484	0,015	52,283	0,166	0,041	0,000	0,000	0,000	0,172	100,161
SF-L5 C1 Z	PY (idiomorphe)	0,148	46,564	0,000	53,475	0,158	0,000	0,000	1,023	0,018	0,002	101,388
SF-L5 C1 I	PY (idiomorphe) avec inclusion	0,259	47,633	0,000	53,529	0,204	0,042	0,000	0,125	0,002	0,002	101,796
SF-L5 C1 F	PY (petite, idiomorphe)	0,051	46,727	0,000	53,668	0,157	0,070	0,000	0,000	0,000	0,019	100,692
SF-293063 C1 C	PY alt / marcassite	0,169	46,647	0,000	51,001	0,131	0,000	0,000	0,000	0,008	0,005	97,961
SF-L13B C2 B	PY alt / marcassite	0,291	45,916	0,015	51,222	0,316	0,000	0,000	0,000	0,000	0,297	98,057
SF-L280910 C1 E	PY alt / marcassite	0,274	46,272	0,023	51,613	0,135	0,022	0,000	0,000	0,000	0,039	98,378
SF-L280914 C2 A	PY alt / marcassite	0,623	45,861	0,012	51,799	0,069	0,009	0,015	0,000	0,042	0,056	98,486
SF-L5 C1 D	PY alt / marcassite	0,043	46,417	0,052	53,127	0,144	0,000	0,000	0,900	0,000	0,024	100,707
SF-L5 C3 A	PY alt / marcassite	0,115	46,172	0,000	52,462	0,087	0,035	0,000	0,000	0,000	0,497	99,368
SF-L5 C1 J	PY alt (bordure)	0,148	46,748	0,076	52,271	0,199	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	99,468
SF-L5 C1 K	PY alt (bordure)	0,205	46,617	0,000	52,820	0,114	0,000	0,000	0,036	0,007	0,546	100,345
SF-L13B C1 B	PY alt (cœur)	0,072	45,749	0,026	51,344	0,683	0,000	0,030	0,000	0,039	0,236	98,179

 Tableau 4 : Analyses des grains de pyrite /marcassite à la microsonde électronique à balayage

		Ni	Fe	Mn	S	Pb	Au	Со	Cu	Zn	As	
No cercle	Description	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Wto_o	Total
SF-L13B C2 A	PY alt (cœur)	0,476	45,253	0,023	50,017	1,163	0,000	0,054	0,013	0,019	0,329	97,347
SF-L5 C1 H	PY alt (cœur)	0,036	46,644	0,012	52,419	0,099	0,035	0,000	0,008	0,005	0,268	99,526
SF-L5 C1 M	PY alt (cœur)	0,032	46,504	0,000	52,632	0,145	0,000	0,000	0,035	0,000	0,299	99,647
SF-L5 C3 H	PY alt (cœur)	0,133	47,827	0,032	52,902	0,111	0,055	0,002	0,000	0,000	0,059	101,121
SF-L5 C1 L	PY alt (milieu)	0,130	45,922	0,000	52,202	0,106	0,018	0,005	0,000	0,000	0,827	99,210
SF-L28A C3 E	PY alt (qui remplace PO)	0,061	46,861	0,064	51,012	0,071	0,015	0,000	0,046	0,000	0,000	98,130
SF-L5 C3 B	PY idiomorphe (sans inclusion)	0,000	46,719	0,000	54,059	0,095	0,070	0,000	0,017	0,030	0,085	101,075
SF-L5 C3 D	PY idiomorphe (sans inclusion)	0,000	47,603	0,047	53,903	0,033	0,007	0,000	0,015	0,000	0,076	101,684
SF-L5 C2 C	PY idiomorphe (zoné, cœur) avec inclusion	0,000	47,322	0,000	53,694	0,113	0,000	0,000	0,026	0,089	0,198	101,442
SF-L5 C3 F	PY idiomorphe (zoné, cœur) avec inclusion	0,130	47,022	0,000	53,464	0,116	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	100,734
SF-L5 C2 B	PY idiomorphe (zoné, bordure) sans inclusion	0,050	47,488	0,000	53,504	0,159	0,013	0,006	0,097	0,000	0,375	101,692
SF-L5 C3 E	PY idiomorphe (zoné, bordure) sans inclusion	0,436	46,377	0,000	53,506	0,130	0,000	0,006	0,000	0,057	0,509	101,021

		Ni	Fe	Mn	S	Pb	Au	Со	Cu	Zn	As
No_cercle	Description	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o
SF-293063 C1 A	PY (bordure, idiomorphe)	0,020	33,837	0,000	66,115	0,023	0,000	0,000	0,004	0,000	0,001
SF-293063 C1 B	PY (cœur, idiomorphe)	0,253	33,436	0,000	66,214	0,030	0,006	0,000	0,000	0,034	0,027
SF-293063 C1 E	PY (idiomorphe)	0,015	33,815	0,000	66,016	0,033	0,001	0,000	0,012	0,000	0,109
SF-L25 C1 E	PY (idiomorphe)	0,098	33,915	0,000	65,919	0,029	0,005	0,002	0,000	0,031	0,000
SF-L280910 C2 F	PY (idiomorphe)	0,000	33,443	0,000	66,493	0,025	0,006	0,019	0,002	0,008	0,003
SF-L280910 C2 H	PY (idiomorphe)	0,077	33,195	0,000	66,569	0,005	0,000	0,119	0,031	0,004	0,000
SF-L280910 C3 B	PY (idiomorphe)	0,000	34,221	0,011	65 <i>,</i> 635	0,032	0,008	0,000	0,000	0,000	0,093
SF-L5 C1 Z	PY (idiomorphe)	0,100	33,068	0,000	66,152	0,030	0,000	0,000	0,639	0,011	0,001
SF-L5 C1 I	PY (idiomorphe) avec inclusion	0,175	33,710	0,000	65 <i>,</i> 988	0,039	0,009	0,000	0,078	0,001	0,001
SF-L5 C1 F	PY (petite, idiomorphe)	0,034	33,296	0,000	66,615	0,030	0,014	0,000	0,000	0,000	0,010
SF-293063 C1 C	PY alt / marcassite	0,119	34,376	0,000	65,471	0,026	0,000	0,000	0,000	0,005	0,003
SF-L13B C2 B	PY alt / marcassite	0,204	33,826	0,011	65,733	0,063	0,000	0,000	0,000	0,000	0,163

		Ni	Fe	Mn	S	Pb	Au	Со	Cu	Zn	As
No_cercle	Description	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o	Ato_o
SF-L280910 C1 E	PY alt /marcassite	0,191	33,890	0,017	65,849	0,027	0,005	0,000	0,000	0,000	0,021
SF-L280914 C2 A	PY alt / marcassite	0,433	33,522	0,009	65,954	0,014	0,002	0,010	0,000	0,026	0,031
SF-L5 C1 D	PY alt / marcassite	0,029	33,178	0,038	66,148	0,028	0,000	0,000	0,566	0,000	0,013
SF-L5 C3 A	PY alt / marcassite	0,079	33,440	0,000	66,187	0,017	0,007	0,000	0,000	0,000	0,269
SF-L5 C1 J	PY alt (bordure)	0,102	33,852	0,056	65,936	0,039	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000
SF-L5 C1 K	PY alt (bordure)	0,140	33,466	0,000	66,052	0,022	0,000	0,000	0,023	0,004	0,292
SF-L13B C1 B	PY alt (cœur)	0,050	33,712	0,020	65,907	0,136	0,000	0,021	0,000	0,025	0,130
SF-L13B C2 A	PY alt (cœur)	0,339	33,899	0,018	65,267	0,235	0,000	0,038	0,009	0,012	0,184
SF-L5 C1 H	PY alt (cœur)	0,025	33,739	0,009	66,049	0,019	0,007	0,000	0,005	0,003	0,144
SF-L5 C1 M	PY alt (cœur)	0,022	33,574	0,000	66,192	0,028	0,000	0,000	0,022	0,000	0,161
SF-L5 C3 H	PY alt (cœur)	0,090	34,106	0,023	65,715	0,021	0,011	0,001	0,000	0,000	0,031
SF-L5 C1 L	PY alt (milieu)	0,090	33,365	0,000	66,069	0,021	0,004	0,003	0,000	0,000	0,448
SF-L28A C3 E	PY alt (qui remplace PO)	0,043	34,480	0,048	65 <i>,</i> 383	0,014	0,003	0,000	0,030	0,000	0,000
SF-L5 C3 B	PY idiomorphe (sans inclusion)	0,000	33,125	0,000	66,768	0,018	0,014	0,000	0,011	0,018	0,045
SF-L5 C3 D	PY idiomorphe (sans inclusion)	0,000	33,611	0,033	66,298	0,006	0,001	0,000	0,009	0,000	0,040
SF-L5 C2 C	PY idiomorphe (zoné, cœur) avec inclusion	0,000	33,530	0,000	66,273	0,021	0,000	0,000	0,016	0,054	0,105
SF-L5 C3 F	PY idiomorphe (zoné, cœur) avec inclusion	0,088	33,513	0,000	66,376	0,022	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
SF-L5 C2 B	PY idiomorphe (zoné, bordure) sans inclusion	0,034	33,643	0,000	66,028	0,030	0,003	0,004	0,060	0,000	0,198
SF-L5 C3 E	PY idiomorphe (zoné, bordure) sans inclusion	0,295	33,017	0,000	66,354	0,025	0,000	0,004	0,000	0,035	0,270

ANNEXE III : CARTES THÉMATIQUES DES ALTÉRATIONS ET DES ZONATIONS CHIMIQUES



Figure 37 : Cartes thématiques selon les occurrences de : a) carbonate, et ; b) d'amphibole dans les échantillons analysés. Les échantillons de forage ont été projetés en surface.



Figure 38 : Cartes thématiques des valeurs en : a) CaO (%) et ; b) CO₂ (%) des échantillons analysés. Les échantillons de forage ont été projetés en surface.



Figure 39 : Cartes thématiques selon les occurrences de : a) la silicification et ; b) de la séricitisation dans les échantillons analysés. Les échantillons de forage ont été projetés en surface.



Figure 40 : Cartes thématiques selon les occurrences de : a) la biotitisation et ; b) de la chloritisation dans les échantillons analysés. Les échantillons de forage ont été projetés en surface.



Figure 41 : a) Carte thématique selon les occurrences d'arsénopyrite et ; b) Carte thématique des valeurs en As (ppm) dans les échantillons analysés. Les échantillons de forage ont été projetés en surface.



Figure 42 : Cartes thématiques des valeurs en : a) Au (ppb) et ; b) W (ppm) dans les échantillons analysés. Les échantillons de forage ont été projetés en surface.



Figure 43 : Cartes thématiques des valeurs en : a) Se (ppm) et ; b) Te (ppm) dans les échantillons analysés. Les échantillons de forage ont été projetés en surface.



Figure 44 : Cartes thématiques des valeurs en : a) Sb (ppm) et ; b) Mo (ppm) dans les échantillons analysés. Les échantillons de forage ont été projetés en surface.



Figure 45 : Cartes thématiques des valeurs en : a) Bi (ppm) et ; b) Pb (ppm) dans les échantillons analysés. Les échantillons de forage ont été projetés en surface.



Figure 46 : a) Carte thématiques des valeurs en S (%) dans les échantillons analysés. Les échantillons de forage ont été projetés en surface ; b) Localisation des échantillons utilisés comme précurseur pour les calculs de bilans de masse.

ANNEXE IV : PROFILS LITHOGÉOCHIMIQUES DES SECTIONS DE FORAGE



Figure 47 : Profil lithogéochimique du forage WB-13-001



Figure 48 : Profil lithogéochimique du forage WB-13-002



Figure 49 : Profil lithogéochimique du forage WB-13-008



Figure 50 : Profil lithogéochimique du forage WB-13-011



Figure 51 : Profil lithogéochimique du forage WB-13-012



Figure 52 : Profil lithogéochimique du forage WB-13-013


Figure 53 : Profil lithogéochimique du forage WB-13-014



Figure 54 : Profil lithogéochimique du forage WB-13-015

ANNEXE V : ANALYSES CHIMIQUES DES SILICATES ET DES CARBONATES À LA MICROSONDE

Les amphiboles

Douze grains d'amphibole ont été analysés dans 3 lames différentes (Annexe V - Tableau 5). Six amphiboles proviennent de l'éponte proximale de la veine minéralisée (55 g/t Au) au sud de la tranchée WB2012TR015 et, les six autres sont associées aux zones de métasomatisme calco-silicaté distal dans des wackes massifs à amphibole. Toutes les amphiboles sont calciques et correspondent à des magnésio-hornblendes (Rock et Leake, 1984; Leake et al., 2004). Les amphiboles analysées sont grossières, porphyroblastiques et localement rétrogradées en chlorite. Les amphiboles qui sont situées aux épontes proximales des veines aurifères sont légèrement plus riches calcium et se rapprochent davantage du pôle actinote (Annexe V - Figure 55).



Figure 55 : Digramme de classification des amphiboles calciques (Rock et Leake, 1984; Leake et al., 2004)

Les micas noirs

Vingt et un micas noirs ont été analysés dans 9 lames différentes. Toutes ces analyses correspondent à des biotites (Annexe V - Tableau 6). Les biotites qui se trouvent dans les zones minéralisées et dans les épontes proximales des veines de quartz aurifères sont légèrement plus riches en magnésium et en fluor (Annexe V - Figures 56 et 57). Elles ont un plus faible ratio Fe/Fe+Mg.



Figure 56 : Digramme du pourcentage de fluor en fonction du ratio Fe/Fe+Mg des biotites.



Figure 57 : Diagramme de classification des micas (muscovite et biotite) (Tischendorf et al., 1997)

Les micas blancs

Dix-sept micas blancs ont été analysés dans 3 lames différentes (Annexe V - Tableau 6). Tous les points analysés ont été pris dans des zones altérées et minéralisées. Il s'agit de muscovite (Tischendorf et al., 1997) (Annexe V - Figure 57).

Les chlorites

Dix-huit chlorites ont été analysés dans 6 lames différentes (Annexe V - Tableau 7). Toutes les chlorites analysées sont des ripidolites (Hey, 1964) (Annexe V - Figure 58). Les chlorites qui se trouvent dans les veines de quartz ±carbonate aurifères et dans les épontes proximales de ces dernières, sont légèrement plus riches en magnésium, que celles qui se trouvent plus éloignées des zones minéralisées. La température de cristallisation des chlorites a été calculée selon une méthode qui utilise le contenu en Al (IV) corrrigé des chlorites (Cathelineau et Nieva, 1985; Kranidiotis et MacLean, 1987). Leur méthode indique des températures de 263 à 292 degrés celsius pour les chlorites analysées.

Les carbonates

Onze carbonates ont été analysés (Annexe V - Tableau 8). La majorité des carbonate présents sont de la calcite (9 grains sur 11), seulement quelques carbonates de fer ont été identifiés (2 grains sur 11 = sidérite).

Les feldspaths

Quarante feldspaths ont été analysés dans 9 lames minces (Annexe V - Tableau 9). Les plagioclases analysés dans les échantillons précurseurs les moins altérés sont majoritairement de l'andésine avec une composition moyenne de An30 (Annexe V - Figure 59). Les plagioclases qui se trouvent dans les échantillons ayant subi du métasomatisme calco-silicaté distal ont des compositions légèrement plus sodiques avec une composition moyenne de An20 (Figure 59). Les plagioclases analysés dans les roches sédimentaires

moyennement altérées du secteur Mustang (tranchées WB2012TR001, -TR030, -TR020) sont zonés et ils ont des compositions qui varient entre andésine et labradorite (An35-55) (Annexe V - Figures 59 et 60). Certains grains de plagioclases présentent des zonations chimiques évidentes. Les grains de plagioclases ont 3 zonations (Figure 59). Les zonations intermédiaires ont des compositions plus calciques (labradorite) que le cœur et la bordure (andésine). Les jonctions triples entre les cristaux de plagioclases indiquent qu'ils ont été recritallisés (Annexe V - Figure 60e). Les seuls feldspaths potassiques présents proviennent de la veine aurifère Mustang et son éponte immédiate altérée. Six grains grossiers d'orthose albitisé ont été analysés (Annexe V - Figures 59, 60a, 60b et 60c).



Figure 58 : Diagramme de classification des chlorites (Hey, 1964)



Figure 59 : Diagramme ternaire de classification des feldspaths.



Figure 60 : a) à d) Microphotographies de lames minces en lumière polarisée montrant les habitus des feldspaths ; a) b) Feldspath potassique directement en contact avec un grain d'arsénopyrite qui contient une dizaine d'inclusions d'or visible. Le feldspath potassique se fait albitiser ; c) Aspect lamellaire de grains de feldspath potassique qui possède une extinction inhabituelle (roulante ?) dans une veine de quartz aurifère ; d) Plagioclase zoné qui se fait légèrement séricitiser. Les plagioclases sont en contact avec de l'apatite, de la prehnite et de la muscovite ; e) Image provenant MEB qui montre bien la zonation des plagioclases. Les jonctions triples suggèrent que ces feldspaths ont été recristallisés.

Analyse Quantitative CAMECA Laboratoire de Microanalyse - Universite Laval Label : amphmct Tue Nov 25 08:23:35 2014 Geo Analysis : amphibole based on 23 Oxygens Compound Percents and Atomic Proportions

Nos	Description	SiO2 WTo/o	TiO2 WTo/o	Al2O3 WTo/o	Cr2O3 WTo/	MgO WTo/o	CaO WTo/o	MnO WTo/o	FeO WTo/o	CoO WTo/o	NiO WTo/o	Na2O WTo/o	K2O WTo/o	H2O WTo/o	F WTo/o	Cl WTo/o	Total WTo/o
L21 C1 E	Métasomatisme	49,721	0,254	7,928	0,000	13,498	11,889	0,306	13,239	0,000	0,000	0,838	0,074	1,974	0,204	0,004	99,929
L21 C1 C	Métasomatisme	47,772	0,376	10,217	0,025	12,397	11,902	0,273	14,292	0,000	0,000	1,115	0,131	1,995	0,157	0,003	100,655
L21 C2 D	Métasomatisme	49,545	0,500	7,965	0,076	13,511	12,133	0,304	13,357	0,008	0,037	0,759	0,100	2,020	0,121	0,002	100,438
L16B C2 A	Métasomatisme	46,598	0,367	11,364	0,088	10,493	11,945	0,636	15,872	0,024	0,000	0,885	0,216	1,968	0,171	0,000	100,627
L16B C2 C	Métasomatisme	44,988	0,302	13,408	0,004	9,665	11,822	0,626	16,423	0,015	0,004	0,937	0,282	1,995	0,096	0,002	100,569
L16B C3 A	Métasomatisme	46,756	0,210	10,641	0,000	10,509	11,832	0,651	15,436	0,012	0,041	0,811	0,189	1,956	0,142	0,007	99,193
L16B C3 B	Métasomatisme	47,777	0,195	9,487	0,000	11,632	11,952	0,659	15,215	0,000	0,000	0,756	0,178	2,038	0,015	0,001	99,905
L2C C1 B	Éponte prox.calco- silicatée	52,881	0,153	4,428	0,008	15,153	12,823	0,547	12,496	0,000	0,000	0,267	0,124	2,043	0,130	0,000	101,053
L2C C1 A	Éponte prox.calco- silicatée	49,806	0,058	7,865	0,000	13,628	12,562	0,438	13,095	0,000	0,000	0,456	0,203	1,929	0,303	0,014	100,357
L2C C2 D	Éponte prox.calco- silicatée	47,776	0,159	10,039	0,000	11,839	12,443	0,542	14,796	0,032	0,033	0,542	0,362	1,952	0,232	0,000	100,747
L2C C2 F	Éponte prox.calco- silicatée	49.579	0.341	7.624	0.030	12.672	12.446	0.632	13.984	0.012	0.018	0.452	0.173	1.998	0.137	0.000	100.098
L2C C4 A	Éponte prox.calco- silicatée	49,842	0,182	6,230	0,000	13,117	12,583	0,586	13,415	0,006	0,008	0,420	0,239	1,975	0,123	0,016	98,742

Tableau 5 : Analyses chimiques des grains d'amphibole à la microsonde (WTo/o : pourcentage poids, ATo/o : pourcentage atomique)

Nos	Description	SiO2	TiO2	Al2O3 ATo/o	Cr2O3	MgO ATo/o	CaO ATo/o	MnO ATo/o	FeO ATo/o	CoO ATo/o	NiO ATo/o	Na2O ATo/o	K2O ATo/o	H2O ATo/o	F ATo/o	Cl ATo/o
L21 C1 E	Métasomatisme	7,197	0,028	1,352	0,000	2,913	1,844	0,037	1,603	0,000	0,000	0,235	0,014	3,142	-0,086	-0,001
L21 C1 C	Métasomatisme	6,920	0,041	1,744	0,003	2,677	1,847	0,034	1,731	0,000	0,000	0,313	0,024	3,142	-0,066	-0,001
L21 C2 D	Métasomatisme	7,148	0,054	1,354	0,009	2,906	1,876	0,037	1,612	0,001	0,004	0,212	0,018	2,901	-0,051	-0,001
L16B C2 A	Métasomatisme	6,817	0,040	1,959	0,010	2,288	1,872	0,079	1,942	0,003	0,000	0,251	0,040	3,088	-0,072	0,000
L16B C2 C	Métasomatisme	6,608	0,033	2,321	0,000	2,116	1,861	0,078	2,017	0,002	0,000	0,267	0,053	2,737	-0,040	-0,001
L16B C3 A	Métasomatisme	6,920	0,023	1,856	0,000	2,319	1,876	0,082	1,911	0,001	0,005	0,233	0,036	2,737	-0,060	-0,002
L16B C3 B	Métasomatisme	7,004	0,022	1,639	0,000	2,542	1,877	0,082	1,865	0,000	0,000	0,215	0,033	2,737	-0,006	0,000
L2C C1 B	Éponte prox.calco-silicatée	7,535	0,016	0,744	0,001	3,219	1,958	0,066	1,489	0,000	0,000	0,074	0,023	3,381	-0,055	0,000
L2C C1 A	Éponte prox.calco-silicatée	7,192	0,006	1,339	0,000	2,934	1,944	0,054	1,581	0,000	0,000	0,128	0,037	3,381	-0,128	-0,003
L2C C2 D	Éponte prox.calco-silicatée	6,948	0,017	1,721	0,000	2,567	1,939	0,067	1,799	0,004	0,004	0,153	0,067	3,381	-0,098	0,000
L2C C2 F	Éponte prox.calco-silicatée	7,208	0,037	1,306	0,003	2,746	1,939	0,078	1,700	0,001	0,002	0,127	0,032	3,381	-0,058	0,000
L2C C4 A	Éponte prox.calco-silicatée	7,335	0,020	1,081	0,000	2,878	1,984	0,073	1,651	0,001	0,001	0,120	0,045	0,160	-0,052	-0,004

Analyse Quantitative CAMECA Laboratoire de Microanalyse - Universite Laval Label : micamct Tue Nov 25 08:47:54 2014 Geo Analysis : mica based on 22 Oxygens Compound Percents and Atomic Proportions

Nos	Description	SiO2 WTo/o	TiO2 WTo/o	Al2O3 WTo/o	Cr2O3 WTo/o	MgO WTo/o	CaO WTo/o	MnO WTo/o	FeO WTo/o	NiO WTo/o	BaO WTo/o	Na2O WTo/o	K2O WTo/o	Rb2O WTo/o	H2O WTo/o	F WTo/o	Cl WTo/o	Total WTo/o
L3A C4 E	во	32,090	1,476	18,577	0,008	10,095	0,121	0,336	24,201	0,035	0,000	0,033	5,227	0,000	3,687	0,174	0,008	96,068
L3A C4 D2	SR (interdigitée avec CL)	45,644	0,290	35,973	0,022	0,653	0,014	0,000	1,478	0,008	0,159	0,216	10,806	0,000	4,484	0,011	0,004	99,762
L3A C3 A	SR (interdigitée avec CL)	46,041	0,201	35,346	0,075	0,861	0,057	0,021	1,348	0,000	0,123	0,237	10,744	0,000	4,486	0,000	0,000	99,540
L6AB C2 D	SR	47,340	0,802	33,379	0,119	1,486	0,001	0,036	1,396	0,000	0,186	0,293	10,677	0,000	4,473	0,087	0,000	100,275
L6AB C2 E	во	28,528	0,226	19,249	0,081	15,717	0,130	0,698	23,996	0,005	0,000	0,044	1,123	0,000	3,709	0,009	0,033	93,548
L6AB C3 E	SR	47,406	0,921	33,405	0,057	1,476	0,057	0,026	1,143	0,000	0,179	0,291	10,401	0,000	4,459	0,110	0,005	99,936
L6AB C3 C	SR (interdigitée avec FP)	46,324	0,647	33,954	0,000	1,252	0,033	0,025	1,141	0,008	0,225	0,351	10,449	0,000	4,457	0,000	0,013	98,879
L6AB C3 A	во	34,001	1,125	17,942	0,004	13,589	0,029	0,493	18,304	0,000	0,000	0,063	6,789	0,033	3,658	0,427	0,021	96,478
L21 C1 A	во	37,446	1,512	17,440	0,117	13,074	0,009	0,108	16,716	0,002	0,000	0,080	9,418	0,000	3,845	0,381	0,009	100,157
L21 C2 E	во	33,683	1,397	17,289	0,021	15,491	0,227	0,124	18,483	0,000	0,000	0,153	5,276	0,000	3,727	0,311	0,033	96,215
L5 C3 C	SR	47,439	0,943	33,245	0,048	1,596	0,000	0,042	1,139	0,000	0,360	0,390	10,254	0,000	4,435	0,164	0,000	100,055
L5 C2 A	SR	46,463	0,193	37,148	0,031	0,395	0,010	0,018	0,402	0,000	0,246	1,144	9,705	0,000	4,516	0,087	0,010	100,368
L5 C1 B	SR	47,654	1,174	33,101	0,044	1,716	0,000	0,000	1,056	0,050	0,000	0,357	10,753	0,000	4,456	0,164	0,000	100,525
L293006 C1 A	во	35,444	1,636	17,892	0,000	11,084	0,046	0,279	17,839	0,000	0,000	0,101	9,452	0,000	3,864	0,058	0,007	97,702
L293006 C1 C	во	32,697	1,623	17,529	0,000	13,451	0,908	0,292	20,054	0,013	0,000	0,051	4,931	0,000	3,702	0,236	0,018	95,505
L293006 C2 B	во	35,811	1,686	18,059	0,037	11,315	0,016	0,278	18,500	0,000	0,000	0,037	9,205	0,000	3,730	0,436	0,022	99,132
L16B C1 A	во	34,501	1,193	16,836	0,137	13,361	0,052	0,178	19,946	0,019	0,000	0,113	6,671	0,000	3,794	0,150	0,010	96,961
L16B C2 B	во	36,669	1,642	16,673	0,042	12,048	0,028	0,210	17,850	0,000	0,000	0,128	9,068	0,032	3,815	0,249	0,007	98,461

Tableau 6 : Analyses chimiques des grains de micas à la microsonde (WTo/o : pourcentage poids, ATo/o : pourcentage atomique, BO : biotite, SR : séricite, CL : chlorite, FP : feldspath)

Nos	Description	SiO2 WTo/o	TiO2 WTo/o	Al2O3 WTo/o	Cr2O3 WTo/o	MgO WTo/o	CaO WTo/o	MnO WTo/o	FeO WTo/o	NiO WTo/o	BaO WTo/o	Na2O WTo/o	K2O WTo/o	Rb2O WTo/o	H2O WTo/o	F WTo/o	Cl WTo/o	Total WTo/o
L12A C1 C	во	33,242	0,522	17,551	0,000	19,592	0,085	1,164	13,903	0,000	0,000	0,013	3,949	0,000	3,682	0,429	0,022	94.154
L12A C2 B	во	38,010	2,085	17,640	0,149	14,282	0,012	0,803	12,003	0,000	0,000	0,086	9,663	0,052	3,726	0,687	0,018	99,216
L360855 C1 C	во	35,799	1,552	19,239	0,083	10,077	0,071	0,294	18,421	0,030	0,000	0,261	8,897	0,000	3,828	0,229	0,034	98,815
L360855 C1 A	во	35,073	1,454	18,900	0,079	10,257	0,033	0,264	18,677	0,024	0,000	0,222	8,187	0,027	3,744	0,267	0,052	97,260
L360855 C2 C	во	35,511	2,068	18,761	0,418	9,883	0,009	0,275	18,910	0,000	0,000	0,235	9,251	0,008	3,768	0,362	0,019	99,478
L360855 C2 E	во	35,256	1,419	18,459	0,083	10,210	0,034	0,359	18,325	0,000	0,000	0,151	9,255	0,000	3,794	0,173	0,014	97,532
L25 C3 B	во	37,438	1,524	17,700	0,000	15,020	0,026	0,315	12,730	0,021	0,000	0,091	9,651	0,000	3,915	0,247	0,013	98,691
L25 C2 C	во	38,769	0,661	18,116	0,000	16,072	0,009	0,319	11,707	0,011	0,000	0,067	9,728	0,001	3,934	0,374	0,004	99,772
L25 C2 D	во	38,387	1,309	18,285	0,026	15,714	0,021	0,270	11,369	0,060	0,000	0,111	9,779	0,000	3,974	0,278	0,004	99,587
L25 C1 F	во	38,159	1,549	20,206	0,094	13,467	0,061	0,308	11,267	0,000	0,000	0,097	9,847	0,044	3,932	0,370	0,000	99,401
L25 C1 B	во	38,210	1,497	18,096	0,000	15,487	0,051	0,310	11,833	0,017	0,000	0,091	9,622	0,017	3,907	0,396	0,000	99,534
L2C C2 B	SR	47,563	0,000	35,817	0,000	0,506	0,082	0,017	0,732	0,000	0,000	0,154	10,121	0,089	4,494	0,088	0,017	99,680
L2C C2 A	SR	48,141	0,000	35,652	0,000	0,820	0,070	0,027	0,743	0,000	0,138	0,171	9,933	0,000	4,524	0,098	0,013	100,330
L2C C4 B	SR (interdigitée avec CL)	48,169	0,022	34,576	0,009	1,113	0,063	0,059	0,886	0,000	0,114	0,160	10,668	0,085	4,528	0,055	0,000	100,507
L2C C4 D	SR	47,893	0,000	37,443	0,004	0,172	0,019	0,053	0,451	0,022	0,172	0,174	10,099	0,022	4,614	0,000	0,013	101,151
L280914 C1 C	во	35,004	0,989	18,795	0,004	11,369	0,059	0,310	18,744	0,017	0,000	0,093	8,092	0,000	3,766	0,256	0,033	97,531
L280914 C2 C	во	33,864	1,488	18,127	0,029	11,094	0,050	0,302	18,840	0,021	0,000	0,093	7,007	0,000	3,682	0,212	0,049	94,858
L280914 C3 A	во	35,613	1,544	18,632	0,008	10,460	0,018	0,310	19,203	0,000	0,000	0,057	9,066	0,000	3,766	0,350	0,000	99,027
L280914 C3 G	во	35,555	1,404	19,124	0,000	11,015	0,023	0,325	18,229	0,000	0,000	0,110	8,957	0,000	3,760	0,390	0,008	98,900
L9B C1 A	во	30,182	2,179	17,511	0,096	17,433	1,696	1,028	17,752	0,012	0,000	0,005	1,029	0,000	3,689	0,194	0,019	92,825
L9B C1 C	SR (amas)	46,641	0,194	35,029	0,106	1,035	0,012	0,039	0,981	0,067	0,053	0,238	10,876	0,000	4,471	0,066	0,010	99,818
L9B C1 E	SR	46,893	0,446	34,912	0,084	1,107	0,040	0,031	1,098	0,012	0,227	0,332	10,889	0,016	4,485	0,098	0,005	100,675
L9B C2 D	SR (amas)	46,958	0,381	33,596	0,000	1,491	0,004	0,026	1,043	0,000	0,075	0,276	9,878	0,000	4,436	0,044	0,010	98,218
L9B C2 A	SR	46,736	0,796	34,566	0,049	1,287	0,035	0,060	0,980	0,000	0,302	0,291	10,683	0,000	4,495	0,055	0,000	100,335
L9B C2 C	BO altérée en CL	31,026	0,338	20,552	0,038	16,563	0,070	1,032	17,800	0,000	0,000	0,014	1,731	0,000	3,724	0,219	0,014	93,121
L9B C3 B	SR	50,945	0,696	34,588	0,079	1,069	0,026	0,008	0,872	0,000	0,341	0,445	10,647	0,000	4,738	0,000	0,006	104,460
L9B C3 D	BO altérée en CL	32,021	0,690	18,985	0,088	16,236	0,115	1,079	17,497	0,000	0,000	0,056	3,981	0,000	3,747	0,201	0,027	94,723

Nos	Description	SiO2	TiO2 ATo/o	Al2O3 ATo/o	Cr2O3 ATo/o	MgO ATo/o	CaO ATo/o	MnO ATo/o	FeO ATo/o	NiO ATo/o	BaO ATo/o	Na2O ATo/o	K2O ATo/o	Rb2O ATo/o	H2O ATo/o	F ATo/o	Cl ATo/o
L3A C4 E	во	5.103	0.176	3.482	0.001	2.393	0.021	0.045	3.218	0.004	0.000	0.010	1.060	0.000	0.000	-0.073	-0.002
L3A C4 D2	SR (interdigitée avec CL)	6,095	0,029	5,662	0,002	0,130	0,002	0,000	0,165	0,001	0,008	0,056	1,841	0,000	0,000	-0,005	-0,001
L3A C3 A	SR (interdigitée avec CL)	6,154	0,020	5,569	0,008	0,172	0,008	0,002	0,151	0,000	0,006	0,061	1,832	0,000	0,000	0,000	0,000
L6AB C2 D	SR	6,288	0,080	5,226	0,012	0,294	0,000	0,004	0,155	0,000	0,010	0,075	1,809	0,000	0,000	-0,037	0,000
L6AB C2 E	во	4,597	0,027	3,656	0,010	3,776	0,023	0,095	3,234	0,001	0,000	0,014	0,231	0,000	0,000	-0,004	-0,007
L6AB C3 E	SR	6,300	0,092	5,232	0,006	0,292	0,008	0,003	0,127	0,000	0,009	0,075	1,763	0,000	0,000	-0,046	-0,001
L6AB C3 C	SR (interdigitée avec FP)	6,228	0,065	5,381	0,000	0,251	0,005	0,003	0,128	0,001	0,012	0,091	1,792	0,000	0,000	0,000	-0,003
L6AB C3 A	во	5,274	0,131	3,280	0,001	3,142	0,005	0,065	2,374	0,000	0,000	0,019	1,343	0,003	0,000	-0,180	-0,005
L21 C1 A	во	5,574	0,169	3,060	0,014	2,901	0,001	0,014	2,081	0,000	0,000	0,023	1,789	0,000	0,000	-0,161	-0,002
L21 C2 E	во	5,201	0,162	3,146	0,003	3,566	0,038	0,016	2,387	0,000	0,000	0,046	1,039	0,000	0,000	-0,131	-0,008
L5 C3 C	SR	6,304	0,094	5,207	0,005	0,316	0,000	0,005	0,127	0,000	0,019	0,101	1,738	0,000	0,000	-0,069	0,000
L5 C2 A	SR	6,111	0,019	5,758	0,003	0,078	0,001	0,002	0,044	0,000	0,013	0,292	1,628	0,000	0,000	-0,037	-0,002
L5 C1 B	SR	6,303	0,117	5,160	0,005	0,338	0,000	0,000	0,117	0,005	0,000	0,092	1,815	0,000	0,000	-0,069	0,000
L293006 C1 A	во	5,459	0,189	3,248	0,000	2,545	0,008	0,036	2,298	0,000	0,000	0,030	1,857	0,000	0,000	-0,024	-0,002
L293006 C1 C	во	5,135	0,192	3,245	0,000	3,149	0,153	0,039	2,634	0,002	0,000	0,016	0,988	0,000	0,000	-0,099	-0,004
L293006 C2 B	во	5,447	0,193	3,238	0,004	2,566	0,003	0,036	2,353	0,000	0,000	0,011	1,786	0,000	0,000	-0,184	-0,005
L16B C1 A	во	5,349	0,139	3,076	0,017	3,088	0,009	0,023	2,586	0,002	0,000	0,034	1,319	0,000	0,000	-0,063	-0,002
L16B C2 B	во	5,589	0,188	2,995	0,005	2,737	0,005	0,027	2,275	0,000	0,000	0,038	1,763	0,003	0,000	-0,105	-0,002
L12A C1 C	во	5,123	0,060	3,188	0,000	4,502	0,014	0,152	1,792	0,000	0,000	0,004	0,776	0,000	0,000	-0,181	-0,005
L12A C2 B	во	5,620	0,232	3,074	0,017	3,148	0,002	0,101	1,484	0,000	0,000	0,025	1,823	0,005	0,000	-0,289	-0,004
L360855 C1 C	во	5,441	0,177	3,446	0,010	2,283	0,012	0,038	2,341	0,004	0,000	0,077	1,725	0,000	0,000	-0,096	-0,008
L360855 C1 A	во	5,416	0,169	3,440	0,010	2,361	0,005	0,035	2,412	0,003	0,000	0,066	1,613	0,003	0,000	-0,113	-0,012
L360855 C2 C	во	5,398	0,236	3,361	0,050	2,240	0,002	0,035	2,404	0,000	0,000	0,069	1,794	0,001	0,000	-0,152	-0,004
L360855 C2 E	во	5,450	0,165	3,363	0,010	2,353	0,006	0,047	2,369	0,000	0,000	0,045	1,825	0,000	0,000	-0,073	-0,003
L25 C3 B	во	5,563	0,170	3,100	0,000	3,327	0,004	0,040	1,582	0,003	0,000	0,026	1,830	0,000	0,000	-0,104	-0,003
L25 C2 C	во	5,653	0,073	3,114	0,000	3,494	0,001	0,039	1,428	0,001	0,000	0,019	1,810	0,000	0,000	-0,157	-0,001

Nos	Description	SiO2 ATo/o	TiO2 ATo/o	Al2O3 ATo/o	Cr2O3 ATo/o	MgO ATo/o	CaO ATo/o	MnO ATo/o	FeO ATo/o	NiO ATo/o	BaO ATo/o	Na2O ATo/o	K2O ATo/o	Rb2O ATo/o	H2O ATo/o	F ATo/o	Cl ATo/o
L25 C2 D	во	5,605	0,144	3,147	0,003	3,420	0,003	0,033	1,388	0,007	0,000	0,031	1,822	0,000	0,000	-0,117	-0,001
L25 C1 F	во	5,571	0,170	3,477	0,011	2,931	0,009	0,038	1,376	0,000	0,000	0,027	1,834	0,004	0,000	-0,156	0,000
L25 C1 B	во	5,596	0,165	3,124	0,000	3,381	0,008	0,038	1,449	0,002	0,000	0,026	1,798	0,002	0,000	-0,167	0,000
L2C C2 B	SR	6,283	0,000	5,576	0,000	0,100	0,012	0,002	0,081	0,000	0,000	0,039	1,706	0,008	0,000	-0,037	-0,004
L2C C2 A	SR	6,311	0,000	5,509	0,000	0,160	0,010	0,003	0,081	0,000	0,007	0,043	1,661	0,000	0,000	-0,041	-0,003
L2C C4 B	SR (interdigitée avec CL)	6,343	0,002	5,366	0,001	0,218	0,009	0,007	0,098	0,000	0,006	0,041	1,792	0,007	0,000	-0,023	0,000
L2C C4 D	SR	6,220	0,000	5,732	0,000	0,033	0,003	0,006	0,049	0,002	0,009	0,044	1,673	0,002	0,000	0,000	-0,003
L280914 C1 C	во	5,387	0,114	3,409	0,001	2,609	0,010	0,040	2,413	0,002	0,000	0,028	1,589	0,000	0,000	-0,108	-0,007
L280914 C2 C	во	5,351	0,177	3,376	0,004	2,613	0,008	0,040	2,490	0,003	0,000	0,029	1,413	0,000	0,000	-0,089	-0,011
L280914 C3 A	во	5,431	0,177	3,349	0,001	2,378	0,003	0,040	2,449	0,000	0,000	0,017	1,764	0,000	0,000	-0,147	0,000
L280914 C3 G	во	5,401	0,160	3,424	0,000	2,495	0,004	0,042	2,316	0,000	0,000	0,032	1,736	0,000	0,000	-0,164	-0,002
L9B C1 A	во	4,780	0,259	3,269	0,012	4,116	0,288	0,138	2,351	0,001	0,000	0,001	0,208	0,000	0,000	-0,082	-0,004
L9B C1 C	SR (amas)	6,208	0,019	5,495	0,011	0,205	0,002	0,004	0,109	0,007	0,003	0,061	1,847	0,000	0,000	-0,028	-0,002
L9B C1 E	SR	6,204	0,044	5,444	0,009	0,218	0,006	0,004	0,122	0,001	0,012	0,085	1,838	0,001	0,000	-0,041	-0,001
L9B C2 D	SR (amas)	6,315	0,039	5,325	0,000	0,299	0,001	0,003	0,117	0,000	0,004	0,072	1,695	0,000	0,000	-0,019	-0,002
L9B C2 A	SR	6,199	0,079	5,403	0,005	0,254	0,005	0,007	0,109	0,000	0,016	0,075	1,808	0,000	0,000	-0,023	0,000
L9B C2 C	BO altérée en CL	4,855	0,040	3,791	0,005	3,864	0,012	0,137	2,330	0,000	0,000	0,004	0,346	0,000	0,000	-0,092	-0,003
L9B C3 B	SR	6,445	0,066	5,157	0,008	0,202	0,003	0,001	0,092	0,000	0,017	0,109	1,718	0,000	0,000	0,000	-0,001
L9B C3 D	BO altérée en CL	4,989	0,081	3,486	0,011	3,771	0,019	0,142	2,280	0,000	0,000	0,017	0,791	0,000	0,000	-0,085	-0,006

Analyse Quantitative CAMECA Laboratoire de Microanalyse - Universite Laval Label : chlomct Tue Nov 25 08:50:27 2014 Geo Analysis : chlorite based on 28 Oxygens Compound Percents and Atomic Proportions

Nos	Description	SiO2 WTo/o	TiO2 WTo/o	Al2O3 WTo/o	Cr2O3 WTo/o	MgO WTo/o	CaO WTo/o	MnO WTo/o	FeO WTo/o	CoO WTo/o	NiO WTo/o	Na2O WTo/o	K2O WTo/o	H2O WTo/o	Total WTo/o
L3A C4 F	Sédiment riche en en micas-TL	24,063	0,065	23,282	0,000	13,323	0,009	0,590	26,919	0,017	0,023	0,008	0,000	11,334	99,633
L3A C4 D1	Sédiment riche en en micas-TL	24,043	0,088	23,802	0,000	12,362	0,000	0,529	27,207	0,000	0,000	0,013	0,214	11,315	99,573
L3A C3 B	Sédiment riche en en micas-TL	24,484	0,073	22,604	0,045	12,777	0,005	0,550	27,521	0,000	0,033	0,002	0,000	11,279	99,373
L6AB C2 A	Alt proximale Mustang	26,734	0,404	20,886	0,000	18,136	0,090	0,886	20,302	0,013	0,000	0,001	0,126	11,647	99,225
L6AB C3 B	Alt proximale Mustang	26,703	0,108	21,511	0,000	19,444	0,018	0,771	19,407	0,000	0,000	0,005	0,006	11,779	99,752
L5 C2 B	Veine Mustang	26,382	0,169	22,862	0,096	18,165	0,020	0,296	20,788	0,000	0,001	0,011	0,016	11,848	100,654
L5 C1 A	Veine Mustang	26,094	0,076	23,206	0,037	18,184	0,003	0,318	20,592	0,006	0,000	0,005	0,015	11,821	100,357
L293006 C2 D	Protolithe frais	25,034	0,069	22,813	0,082	15,772	0,040	0,487	23,507	0,012	0,018	0,000	0,007	11,501	99,342
L360855 C2 A	Protolithe frais	24,907	0,090	22,846	0,534	15,147	0,030	0,448	24,497	0,039	0,000	0,069	0,016	11,527	100,150
L2C C3 A	Alt proximale Mustang	25,944	0,054	21,971	0,000	18,061	0,043	0,653	20,688	0,000	0,000	0,024	0,010	11,622	99,070
L2C C3 C	Alt proximale Mustang	34,466	0,033	22,804	0,104	9,515	13,305	0,288	10,559	0,000	0,000	0,022	0,012	12,590	103,698
L280914 C1 E	Sédiment alt, 40% VQZ	25,028	0,046	22,812	0,000	15,557	0,010	0,662	23,462	0,033	0,006	0,012	0,000	11,469	99,097
L280914 C2 B	Sédiment alt, 40% VQZ	25,153	0,099	22,759	0,055	15,411	0,010	0,629	23,943	0,000	0,000	0,015	0,017	11,507	99,598
L280914 C3 B	Sédiment alt, 40% VQZ	24,997	0,071	22,850	0,000	15,224	0,020	0,681	24,505	0,000	0,000	0,003	0,004	11,504	99,859
L9B C1 B	Alt proximale Mustang	26,658	0,063	21,739	0,050	18,854	0,001	1,262	19,690	0,001	0,000	0,013	0,008	11,785	100,124
L9B C1 F	Alt proximale Mustang	26,788	0,060	21,730	0,000	18,871	0,006	1,491	19,865	0,000	0,027	0,009	0,016	11,834	100,697
L9B C2 E	Alt proximale Mustang	26,914	0,058	21,528	0,065	19,205	0,007	1,417	19,096	0,000	0,005	0,017	0,051	11,814	100,177
L9B C2 B	Alt proximale Mustang	26,387	0,029	22,013	0,025	19,303	0,019	1,452	18,802	0,009	0,005	0,030	0,005	11,784	99,863

Tableau 7 : Analyses chimiques des grains de chlorite à la microsonde (WTo/o : pourcentage poids, ATo/o : pourcentage atomique, TL : tourmaline, VQZ : veines de quartz)

Nos	Description	SiO2 WTo/o	TiO2 WTo/o	Al2O3 WTo/o	Cr2O3 WTo/o	MgO WTo/o	CaO WTo/o	MnO WTo/o	FeO WTo/o	CoO WTo/o	NiO WTo/o	Na2O WTo/o	К2О WTo/o	H2O WTo/o	Total WTo/o
L9B C3 A	Alt proximale Mustang	27,031	0,056	21,556	0,000	20,193	0,094	1,291	18,128	0,019	0,013	0,000	0,009	11,886	100,276

	Description	SiO2 ATo/o	TiO2 ATo/o	Al2O3 ATo/o	Cr2O3 ATo/o	MgO ATo/o	CaO ATo/o	MnO ATo/o	FeO ATo/o	CoO ATo/o	NiO ATo/o	Na2O ATo/o	K2O ATo/o	H2O ATo/o
L3A C4 F	Sédiment riche en en micas-TL	5,093	0,010	5,807	0,000	4,203	0,002	0,106	4,764	0,003	0,004	0,003	0,000	0,000
L3A C4 D1	Sédiment riche en en micas-TL	5,097	0,014	5,947	0,000	3,907	0,000	0,095	4,824	0,000	0,000	0,005	0,058	5,103
L3A C3 B	Sédiment riche en en micas-TL	5,207	0,012	5,666	0,008	4,051	0,001	0,099	4,895	0,000	0,006	0,001	0,000	6,095
L6AB C2 A	Alt proximale Mustang	5,506	0,063	5,070	0,000	5,568	0,020	0,155	3,497	0,002	0,000	0,000	0,033	6,154
L6AB C3 B	Alt proximale Mustang	5,438	0,017	5,163	0,000	5,903	0,004	0,133	3,305	0,000	0,000	0,002	0,002	6,228
L5 C2 B	Veine Mustang	5,341	0,026	5,455	0,015	5,482	0,004	0,051	3,519	0,000	0,000	0,004	0,004	6,111
L5 C1 A	Veine Mustang	5,295	0,012	5,550	0,006	5,501	0,001	0,055	3,494	0,001	0,000	0,002	0,004	6,303
L293006 C2 D	Protolithe frais	5,221	0,011	5,607	0,014	4,904	0,009	0,086	4,100	0,002	0,003	0,000	0,002	5,135
L360855 C2 A	Protolithe frais	5,183	0,014	5,603	0,088	4,699	0,007	0,079	4,263	0,006	0,000	0,028	0,004	5,398
L2C C3 A	Alt proximale Mustang	5,355	0,008	5,344	0,000	5,557	0,010	0,114	3,571	0,000	0,000	0,010	0,003	6,311
L2C C3 C	Alt proximale Mustang	6,567	0,005	5,121	0,016	2,702	2,716	0,047	1,682	0,000	0,000	0,008	0,003	6,311
L280914 C1 E	Sédiment alt, 40% VQZ	5,234	0,007	5,623	0,000	4,850	0,002	0,117	4,104	0,006	0,001	0,005	0,000	6,220
L280914 C2 B	Sédiment alt, 40% VQZ	5,243	0,016	5,591	0,009	4,789	0,002	0,111	4,174	0,000	0,000	0,006	0,005	5,387
L280914 C3 B	Sédiment alt, 40% VQZ	5,212	0,011	5,615	0,000	4,732	0,004	0,120	4,273	0,000	0,000	0,001	0,001	5,351
L9B C1 B	Alt proximale Mustang	5,426	0,010	5,215	0,008	5,721	0,000	0,218	3,352	0,000	0,000	0,005	0,002	5,401
L9B C1 F	Alt proximale Mustang	5,430	0,009	5,191	0,000	5,702	0,001	0,256	3,367	0,000	0,004	0,004	0,004	6,204
L9B C2 E	Alt proximale Mustang	5,464	0,009	5,151	0,010	5,813	0,002	0,244	3,242	0,000	0,001	0,007	0,013	6,204
L9B C2 B	Alt proximale Mustang	5,371	0,004	5,281	0,004	5,857	0,004	0,250	3,201	0,001	0,001	0,012	0,001	6,199
L9B C3 A	Alt proximale Mustang	5,455	0,009	5,127	0,000	6,075	0,020	0,221	3,059	0,003	0,002	0,000	0,002	4,855

Analyse Quantitative CAMECA Laboratoire de Microanalyse - Universite Laval Label : feldmct Tue Nov 25 08:52:36 2014 Geo Analysis : feldspar based on 8 Oxygens Compound Percents and Atomic Proportions

Nos	Description	SiO2 WTo/o	TiO2 WTo/o	Al2O3 WTo/o	MgO WTo/o	CaO WTo/o	MnO WTo/o	FeO WTo/o	SrO WTo/o	BaO WTo/o	Na2O WTo/o	K2O WTo/o	Total WTo/o
L3A C4 A	Sédiment riche en en micas-TL	53,362	0,006	29,787	0,008	12,576	0,000	0,048	0,053	0,014	4,672	0,043	100,569
L3A C4 B	Sédiment riche en en micas-TL	54,475	0,033	28,996	0,017	11,252	0,000	0,058	0,153	0,000	5,284	0,067	100,335
L3A C3 D	Sédiment riche en en micas-TL	58,570	0,000	26,627	0,000	8,361	0,032	0,109	0,136	0,016	6,959	0,068	100,878
L6AB C2 B	Alt proximale Mustang	68,731	0,011	19,730	0,016	0,098	0,000	0,151	0,082	0,022	11,855	0,063	100,759
L21 C1 D	Métasomatisme	64,446	0,044	22,904	0,016	3,859	0,003	0,069	0,148	0,027	9,578	0,069	101,163
L21 C1 F	Métasomatisme	63,363	0,067	23,432	0,021	4,710	0,044	0,044	0,188	0,000	9,170	0,053	101,092
L21 C1 B	Métasomatisme	61,836	0,028	24,483	0,016	5,788	0,000	0,029	0,086	0,000	8,519	0,076	100,861
L21 C2 A	Métasomatisme	61,819	0,000	24,432	0,004	5,630	0,000	0,041	0,162	0,038	8,653	0,057	100,836
L21 C2 B	Métasomatisme	61,953	0,000	24,348	0,012	5,793	0,048	0,025	0,126	0,009	8,616	0,033	100,963
L5 C3 B	Veine Mustang	65,483	0,056	18,580	0,003	0,000	0,003	0,000	0,000	0,216	0,213	16,139	100,693
L5 C3 A	Veine Mustang	65,469	0,050	18,510	0,007	0,007	0,044	0,002	0,000	0,123	0,284	16,245	100,741
L5 C2 C	Veine Mustang	65,174	0,039	18,480	0,004	0,010	0,003	0,000	0,000	0,060	0,219	16,230	100,219
L5 C2 D	Veine Mustang	69,509	0,000	19,709	0,000	0,027	0,000	0,010	0,049	0,050	11,888	0,032	101,274
L5 C2 E	Veine Mustang	65,326	0,056	18,457	0,000	0,006	0,010	0,011	0,000	0,000	0,284	16,299	100,449
L5 C1 C	Veine Mustang	66,994	0,028	20,943	0,065	1,041	0,000	0,107	0,059	0,018	10,530	1,076	100,861
L293006 C1 D	Protolithe frais	61,342	0,000	24,871	0,000	6,240	0,000	0,033	0,139	0,031	8,176	0,063	100,895
L293006 C1 B	Protolithe frais	61,625	0,000	24,501	0,004	5,900	0,010	0,013	0,060	0,040	8,471	0,078	100,702
L293006 C2 A	Protolithe frais	61,298	0,000	24,637	0,009	6,080	0,000	0,115	0,116	0,000	8,423	0,090	100,768

Tableau 8 : Analyses chimiques des grains de feldspaths à la microsonde (WTo/o : pourcentage poids, ATo/o : pourcentage atomique, TL : tourmaline, VQZ : veines de quartz). Les lignes en roses sont les feldspaths potassiques.

Nos	Description	SiO2 WTo/o	TiO2 WTo/o	Al2O3 WTo/o	MgO WTo/o	CaO WTo/o	MnO WTo/o	FeO WTo/o	SrO WTo/o	BaO WTo/o	Na2O WTo/o	К2О WTo/o	Total WTo/o
L293006 C2 C	Protolithe frais	59,900	0,000	25,439	0,012	7,047	0,051	0,074	0,113	0,022	7,847	0,039	100,544
L16B C1 B	Métasomatisme	59,904	0,000	26,081	0,008	7,740	0,060	0,010	0,156	0,000	7,624	0,030	101,613
L12A C2 A	Zoné minéralisée	56,215	0,033	28,145	0,015	10,223	0,000	0,037	0,210	0,025	5,917	0,120	100,940
L12A C2 A2	Zoné minéralisée	64,942	0,000	18,589	0,017	0,020	0,000	0,052	0,000	0,424	0,367	16,008	100,419
L12A C2 D	Zoné minéralisée	64,533	0,000	18,677	0,005	0,013	0,000	0,010	0,000	0,500	0,344	15,853	99,935
L360855 C1 B	Protolithe frais	60,546	0,011	25,123	0,013	6,699	0,016	0,076	0,172	0,000	8,046	0,047	100,749
L360855 C2 B	Protolithe frais	61,125	0,045	25,104	0,006	6,572	0,000	0,065	0,089	0,000	8,225	0,052	101,283
L360855 C2 D	Protolithe frais	61,238	0,000	24,903	0,000	6,539	0,000	0,064	0,103	0,005	8,162	0,050	101,064
L360855 C2 F	Protolithe frais	62,271	0,067	24,488	0,006	5,717	0,067	0,074	0,053	0,000	8,564	0,037	101,344
L25 C3 D1	Zoné minéralisée	59,154	0,051	25,658	0,008	7,314	0,007	0,059	0,043	0,007	7,580	0,095	99,976
L25 C3 D2	Zoné minéralisée	58,072	0,000	26,605	0,003	8,521	0,000	0,020	0,123	0,000	7,151	0,082	100,577
L25 C2 B1	Zoné minéralisée	59,797	0,000	25,612	0,009	7,145	0,000	0,076	0,153	0,006	7,559	0,084	100,441
L25 C2 B2	Zoné minéralisée	56,474	0,023	28,069	0,009	10,060	0,000	0,056	0,107	0,000	6,104	0,107	101,009
L280914 C1 A	Sédiment alt, 40% VQZ	48,033	0,056	32,675	0,133	12,258	0,000	0,216	0,097	0,075	2,558	2,250	98,351
L280914 C1 B	Sédiment alt, 40% VQZ	53,852	0,000	28,564	0,007	11,226	0,048	0,034	0,177	0,000	5,374	0,073	99,355
L280914 C3 C	Sédiment alt, 40% VQZ	56,528	0,000	27,740	0,002	9,834	0,000	0,001	0,133	0,009	6,146	0,083	100,476
L280914 C3 E	Sédiment alt, 40% VQZ	56,025	0,000	28,768	0,003	10,593	0,010	0,146	0,164	0,049	5,831	0,096	101,685
L280914 C3 F1	Sédiment alt, 40% VQZ	54,410	0,000	29,978	0,008	11,933	0,000	0,082	0,104	0,003	4,952	0,061	101,531
L280914 C3 F2	Sédiment alt, 40% VQZ	54,733	0,006	29,054	0,009	11,271	0,000	0,008	0,133	0,058	5,230	0,072	100,574
L280914 C3 H1	Sédiment alt, 40% VQZ	57,301	0,000	27,390	0,000	9,348	0,000	0,116	0,136	0,000	6,579	0,089	100,959
L280914 C3 H2	Sédiment alt, 40% VQZ	52,585	0,000	30,734	0,008	13,003	0,007	0,090	0,231	0,000	4,395	0,067	101,120
L280914 C3 I	Sédiment alt, 40% VQZ	56,891	0,000	27,460	0,012	9,418	0,026	0,018	0,103	0,000	6,454	0,082	100,464

Nos	Description	SiO2	TiO2	Al2O3	MgO ATo/o	CaO ATo/o	MnO ATo/o	FeO ATo/o	SrO ATo/o	BaO ATo/o	Na2O ATo/o	K2O ATo/o
120 C4 0	Sédimont richo on on micas TL	2 405	0.000	1 592	0.001	0.607	0.000	0.002	0.001	0.000	0.408	0.002
	Sédiment riche en en micas TL	2,403	0,000	1,582	0,001	0,007	0,000	0,002	0,001	0,000	0,408	0,002
	Sédiment riche en en micas TL	2,433	0,001	1,339	0,001	0,343	0,000	0,002	0,004	0,000	0,401	0,004
		2,001	0,000	1,393	0,000	0,598	0,001	0,004	0,004	0,000	0,599	0,004
		2,905	0,000	1,010	0,001	0,005	0,000	0,003	0,002	0,000	0,998	0,003
	Métasomatisme	2,810	0,001	1,179	0,001	0,181	0,000	0,003	0,004	0,000	0,811	0,004
	Métasomatisme	2,779	0,002	1,211	0,001	0,221	0,002	0,002	0,005	0,000	0,780	0,003
	Métasomatisme	2,724	0,001	1,271	0,001	0,273	0,000	0,001	0,002	0,000	0,728	0,004
	Metasomatisme	2,726	0,000	1,270	0,000	0,266	0,000	0,002	0,004	0,001	0,740	0,003
L21 C2 B	Metasomatisme	2,728	0,000	1,264	0,001	0,273	0,002	0,001	0,003	0,000	0,736	0,002
LS C3 B	Veine Mustang	3,002	0,002	1,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,019	0,944
L5 C3 A	Veine Mustang	3,002	0,002	1,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,025	0,950
L5 C2 C	Veine Mustang	3,002	0,001	1,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,020	0,954
L5 C2 D	Veine Mustang	2,998	0,000	1,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,994	0,002
L5 C2 E	Veine Mustang	3,002	0,002	1,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	0,956
L5 C1 C	Veine Mustang	2,924	0,001	1,077	0,004	0,049	0,000	0,004	0,001	0,000	0,891	0,060
L293006 C1 D	Protolithe frais	2,705	0,000	1,293	0,000	0,295	0,000	0,001	0,004	0,001	0,699	0,004
L293006 C1 B	Protolithe frais	2,720	0,000	1,275	0,000	0,279	0,000	0,000	0,002	0,001	0,725	0,004
L293006 C2 A	Protolithe frais	2,708	0,000	1,283	0,001	0,288	0,000	0,004	0,003	0,000	0,722	0,005
L293006 C2 C	Protolithe frais	2,660	0,000	1,331	0,001	0,335	0,002	0,003	0,003	0,000	0,676	0,002
L16B C1 B	Métasomatisme	2,636	0,000	1,353	0,001	0,365	0,002	0,000	0,004	0,000	0,651	0,002
L12A C2 A	Zoné minéralisée	2,510	0,001	1,481	0,001	0,489	0,000	0,001	0,005	0,000	0,512	0,007
L12A C2 A2	Zoné minéralisée	2,993	0,000	1,010	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,008	0,033	0,941
L12A C2 D	Zoné minéralisée	2,988	0,000	1,019	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,009	0,031	0,937
L360855 C1 B	Protolithe frais	2,680	0,000	1,311	0,001	0,318	0,001	0,003	0,004	0,000	0,691	0,003
L360855 C2 B	Protolithe frais	2,689	0,001	1,302	0,000	0,310	0,000	0,002	0,002	0,000	0,702	0,003
L360855 C2 D	Protolithe frais	2,698	0,000	1,293	0,000	0,309	0,000	0,002	0,003	0,000	0,697	0,003
L360855 C2 F	Protolithe frais	2,729	0,002	1,265	0,000	0,268	0,002	0,003	0,001	0,000	0,728	0,002
L25 C3 D1	Zoné minéralisée	2,643	0,002	1,351	0,001	0,350	0,000	0,002	0,001	0,000	0,657	0,005

Nos	Description	SiO2 ATo/o	TiO2 ATo/o	Al2O3 ATo/o	MgO ATo/o	CaO ATo/o	MnO ATo/o	FeO ATo/o	SrO ATo/o	BaO ATo/o	Na2O ATo/o	K2O ATo/o
L25 C3 D2	Zoné minéralisée	2,590	0,000	1,398	0,000	0,407	0,000	0,001	0,003	0,000	0,618	0,005
L25 C2 B1	Zoné minéralisée	2,657	0,000	1,341	0,001	0,340	0,000	0,003	0,004	0,000	0,651	0,005
L25 C2 B2	Zoné minéralisée	2,517	0,001	1,474	0,001	0,480	0,000	0,002	0,003	0,000	0,527	0,006
L280914 C1 A	Sédiment alt, 40% VQZ	2,242	0,002	1,797	0,009	0,613	0,000	0,008	0,003	0,001	0,231	0,134
L280914 C1 B	Sédiment alt, 40% VQZ	2,452	0,000	1,533	0,000	0,548	0,002	0,001	0,005	0,000	0,475	0,004
L280914 C3 C	Sédiment alt, 40% VQZ	2,530	0,000	1,463	0,000	0,472	0,000	0,000	0,003	0,000	0,533	0,005
L280914 C3 E	Sédiment alt, 40% VQZ	2,487	0,000	1,505	0,000	0,504	0,000	0,005	0,004	0,001	0,502	0,005
L280914 C3 F1	Sédiment alt, 40% VQZ	2,424	0,000	1,574	0,001	0,570	0,000	0,003	0,003	0,000	0,428	0,003
L280914 C3 F2	Sédiment alt, 40% VQZ	2,458	0,000	1,538	0,001	0,542	0,000	0,000	0,003	0,001	0,455	0,004
L280914 C3 H1	Sédiment alt, 40% VQZ	2,552	0,000	1,438	0,000	0,446	0,000	0,004	0,004	0,000	0,568	0,005
L280914 C3 H2	Sédiment alt, 40% VQZ	2,364	0,000	1,628	0,001	0,626	0,000	0,003	0,006	0,000	0,383	0,004
L280914 C3 I	Sédiment alt, 40% VQZ	2,545	0,000	1,448	0,001	0,451	0,001	0,001	0,003	0,000	0,560	0,005

Analyse Quantitative CAMECA Laboratoire de Microanalyse - Universite Laval Label : miscmc Tue Nov 25 10:00:04 2014 Geo Analysis : miscellaneo. based on 1 Oxygens Compound Percents and Atomic Proportions

Tableau 9 : An	alyses chimiqu	es des grains (d'épidote	à la microsonde	(WTo/o:	pourcentage poids,	ATo/o	: pourcentage	atomique)
----------------	----------------	-----------------	-----------	-----------------	---------	--------------------	-------	---------------	-----------

		SiO2	TiO2	AI2O3	Cr2O3	Y2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	Na2O	К2О	Total
Nos	Description	WTo/o	WTo/o	WTo/o	WTo/o	WTo/o	WTo/o	WTo/o	WTo/o	WTo/o	WTo/o	WTo/o	WTo/o
L16B C1 C	Métasomatisme	37,800	0,665	32,174	0,092	0,000	6,830	0,852	0,000	6,922	1,825	0,015	87,175
L25 C3 E	Zoné minéralisée	38,187	0,081	33,973	0,051	0,000	7,151	0,138	0,000	5,611	2,330	0,042	87,564
L25 C2 A	Zoné minéralisée	43,637	0,123	24,380	0,000	0,000	0,608	26,782	0,000	0,690	0,029	0,023	96,272
L25 C1 D	Zoné minéralisée	38,261	0,169	35,006	0,071	0,000	6,948	0,088	0,007	5,100	2,431	0,018	88,099
L2C C2 C	Altération prox.	42,080	0,045	28,158	0,000	0,068	0,025	26,476	0,010	0,406	0,018	0,012	97,298
L2C C4 E	Altération prox.	40,113	0,028	32,746	0,003	0,000	0,012	24,911	0,068	0,440	0,082	0,009	98,412

		SiO2	TiO2	AI2O3	Cr2O3	Y2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	Na2O	К2О
Nos	Description	ATo/o										
L16B C1 C	Métasomatisme	0,248	0,003	0,249	0,000	0,000	0,067	0,006	0,000	0,038	0,023	0,000
L25 C3 E	Zoné minéralisée	0,247	0,000	0,259	0,000	0,000	0,069	0,001	0,000	0,030	0,029	0,000
L25 C2 A	Zoné minéralisée	0,271	0,001	0,179	0,000	0,000	0,006	0,178	0,000	0,004	0,000	0,000
L25 C1 D	Zoné minéralisée	0,246	0,001	0,265	0,000	0,000	0,066	0,001	0,000	0,027	0,030	0,000
L2C C2 C	Altération prox.	0,258	0,000	0,204	0,000	0,000	0,000	0,174	0,000	0,002	0,000	0,000
L2C C4 E	Altération prox.	0,243	0,000	0,233	0,000	0,000	0,000	0,161	0,000	0,002	0,001	0,000

ANNEXE VI: GÉOCHRONOLOGIE À PROXIMITÉ DE L'INDICE MUSTANG



Figure 61 : Localisation des datations effectuées à proximité de l'indice aurifère Mustang. Voir l'Annexe VI – Tableau 1 pour les informations concernant les datations des Sous-provinces d'Opinaca et de Némiscau (op) et l'Annexe VI – Tableau 2 pour les informations concernant les datations de la Sous-province de La Grande (lg). La carte géologique a été modifiée du SIGEOM (2015) et les datations sont tirées du SIGEOM (2015) et de Parent (2011).

id	No d'échantillon	Unité stratigraphique	Lithologie	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Zircon détritique (Ma)	Estant (Nad83)	Nordant (Nad83)	Références	Document
					SOUS-PROVING	CES D'OPINAC	A ET DE NÉMIS	SCAU				
op1	DL97-1210A	Archéen, Suite de Desliens	Pyroxénite	TIMS	2686 ± 1		2648 ± 1 2609 ± 5		456 175	5 853 716	Wodicka et al., 2009	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; GM 63858
op2	DL97-1210B		Tonalite	TIMS			2645 +5 /-4		456 175	5 853 716	Wodicka et al., 2009	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; GM 63858
op3	DL97-1222A	Archéen, Formation de Mercator	Paragneiss (Cette datation n'apparaît pas sur la Figure 5.3)	SHRIMP			2668-2646	<2721	432 877	5 865 515	Wodicka et al., 2009	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; GM 63858
op4	DL97-1218A	Archéen, Formation de Mercator	Méta-andésite (Cette datation n'apparaît pas sur la Figure 5.3)	ID-TIMS			2659 +4/-3		458 887	5 875 963	Wodicka et al., 2009	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; GM 63858
op5	La Grande gdi LE132	Archéen, Pluton de Bezier	Granodiorite porphyrique (Cette datation n'apparaît pas sur la Figure 5.3)	NA	2674 +12				487 488	5 926 376	Stametolop oulou- Seymour et al., 1989	Canadian Journal of Earth Sciences; volume 26, pages 1068-1073
op6	2008-PR- 6040E	Archéen, Complexe de Laguiche	Mobilisat granitique dans les paragneiss	ID-TIMS	2671,6 ± 1,8				435 071	5 861 915	David et al., 2011	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; RP 2010-11
op7	2008-PR- 6037		Pegmatite mafique	ID-TIMS	2619,6 +1,9/- 1,4				443 500	5 853 750	David et al., 2011	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; RP 2010-11
op8	2008-PR- 6040D	Archéen, Complexe de Laguiche	Restite de paragneiss	MC-ICPMS			2647	<2728 (2803; 2844)	435 071	5 861 915	David et al., 2011	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; RP 2010-11
op9	LG95-LP90	Archéen, Granite du Vieux Comptoir	Granite à tourmaline	ID-TIMS	2618 ±2	2846 ±11 2720 ±3			374 764	5 893 677	Goutier et al., 2000	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; RG 99-15

			,									
id	No d'échantillon	Unité stratigraphique	Lithologie	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Zircon détritique (Ma)	Estant (Nad83)	Nordant (Nad83)	Références	Document
					SOUS-PROVING	CES D'OPINAC	A ET DE NÉMIS	SCAU				
op1 0	MAC-4C	Archéen	Migmatite (métapélite)	SHRIMP	2663,6 ± 6,0				52° 38' 27.9″ N	75° 40′ 12.5″ O	Morfin et al., 2013	Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: An injection complex in northern Quebec: LITHOS, v. 168, p. 200-218.
op1 1	6116-A2	Archéen	Migmatite (métapélite) (Cette datation n'apparaît pas sur la Figure 5.3)	SHRIMP	2660,6 ± 3,2 Ma				53° 19′ 48.9″ N	74° 58′ 29.2″ O	Morfin et al., 2013	Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: An injection complex in northern Quebec: LITHOS, v. 168, p. 200-218.
op1 2	6263-C1	Archéen	Dyke de leucogranite dans un méta- greywacke (Cette datation n'apparaît pas sur la Figure 5.3)	SHRIMP	2665,9 ± 4,3 Ma				53° 15′ 52.5″ N	74° 46′ 25.3″ O	Morfin et al., 2013	Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: An injection complex in northern Quebec: LITHOS, v. 168, p. 200-218.

Tableau1 : Datations des Sous-provinces d'Opinaca et de Némiscau qui se trouvent à proximité de l'indice aurifère Mustang. Tirées du SIGEOM (2015) et de Parent (2011).

id	No d'échantillon	Unité	Lithologie	Méthode	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon bérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Zircon détritique (Ma)	Estant	Nordant	Rófóroncos	Document
	u cenantinon	stratigraphique									References	Document
												Ministère des
												Ressources
		Archéen,										naturelles et de la
		Formation de									David et al.,	Faune du Québec;
lg1	2007-CM-2099A3	Pilipas	Grès	MC-ICPMS				<2731,8 +/- 2,2	346 960	5 826 715	2010	RP 2010-03
												Ministère des
												Ressources
		Archéen,										naturelles et de la
		Formation de									David et al.,	Faune du Québec;
lg2	2007-DB-1045A	Bernou	Tuf	TIMS	2722+/- 1,5				362 903	5 825 032	2010	RP 2010-03
												Ministère des
												Ressources
		Archéen,										naturelles et de la
		Formation de									David et al.,	Faune du Québec;
lg3	06-DB-1076	Kasak	Tut	TIMS	2/04,4+/-1,1				418 144	5 836 498	2009b	RP 2009-02
												Ministère des
												Ressources
		Archeen,									David stal	naturelles et de la
1~1	00.11/ 0014	Pluton	Diavita	TIME					411 400	F 024 C01	David et al.,	Faune du Quebec;
ig4	06-11-9014	d Opicana	Diorite	TIVIS	2703,5 +/- 2,8				411 409	5 834 681	20090	RP 2009-02
												Ministere des
		Archáon										Ressources
		Alcheen,									David et al	Faune du Québec:
la5	06-DB-1125	d'Onicana	Tonalite	TIMS	2708 9 ±/- 0 9				100 813	5 825 627	2009b	
IgJ	00-00-1125	u Opicalia	Tonance	111015	2708,9 17-0,9				403 813	5 855 027	20030	Application de la
												méthode de
												datation LI-Ph aux
												zircons du massif
		Archéen.										Duxbury, M.Sc.
		Batholithe de										Thesis. Université de
lg6	Duxbury ton. 119	Duxbury	Tonalite	NA	2709 +/- 2				341 069	5 816 369	Gauthier, 1981	Montréal

	No	Unité		Méthode	Âge de cristallisation	Âge de zircon	Âge secondaire	Zircon détritique	Estant	Nordant	5///	
Id	d'echantillon	stratigraphique							(Nad83)	(Nad83)	References	Document
			SOUS-PROVINCE	DE LA GRAND	DE (CEINTURE DE R	OCHES VERTES	DE LA BASSE-	ET DE LA MOYEN	INE-EASTN	1AIN)	[Ministère des
												Ressources
		Archéen,										naturelles et de la
		Batholithe de	Diorite								David et al.,	Faune du Québec;
lg7	2007-JF-5016A	Duxbury	quatzifère	TIMS	2704,7 +/- 0,9				343 525	5 820 769	2010	RP 2010-03
												Ministère des
												Ressources
		Archéen,									D	naturelles et de la
1-0	CCNO 2004 40	Batholithe de	N 4	TIME	2697 +67-4,				400.075	F 700 4F0	David et al.,	Faune du Quebec;
Igð	SGN0-2001-10	village	Monzo-granite	TIVIS	2676,4 +/- 1,6				488 975	5 790 450	2010	RP 2010-03
												Ninistere des
												nessources
		Archéen									David et al	Faune du Québec
lø9	2007-DB-1112A2	Pluton de Rotis	Grano-diorite	TIMS	2671 8 +/- 1 9				390 615	5 836 267	2010	RP 2010-03
.85	2007 88 111272				2071,0 7 1,5				550 015	5 050 207	2010	Ministère des
												Ressources
		Archéen,									Moukhsil et	naturelles et de la
		Batholithe de	Tonalite								al.,	Faune du Québec;
lg10	LG95-397.6	Kasapawatish	gneissique	TIMS	2728 +4/-3		2663 +/-7		356 330	5 801 571	2001	RP 2001-08
												Ministère des
												Ressources
											Moukhsil et	naturelles et de la
		Archéen,	Tonalite ou								al.,	Faune du Québec;
lg11	GT-96-20	Pluton de Kali	porphyre	TIMS	2701 +/- 8	2744 +/-5			305 716	5 794 731	2001	RP 2001-08
												Ministère des
												Ressources
		Archéen,									Moukhsil et	naturelles et de la
	06 OT 00	Formation de		TIN 46	2702 (0						al.,	Faune du Québec;
lg12	96-G1-23	кото	l ut felsique	TIMS	2/03 +/- 8				330,000	5 /82 /50	2001	KP 2001-08
		Archéen,									Moukhsil et	Ministère des
		Formation de			/ -						al.,	Ressources
lg13	LG-96-394	Komo	Tut felsique	TIMS	2705 +/- 3				356 400	5 797 706	2001	naturelles et de la

id	No d'échantillon	Unité stratigraphique	Lithologie	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Zircon détritique (Ma)	Estant (Nad83)	Nordant (Nad83)	Références	Document
			SOUS-PROVINCE	DE LA GRAND	DE (CEINTURE DE R	OCHES VERTES	DE LA BASSE-	ET DE LA MOYEI	NNE-EASTN	/IAIN)		
										,		Faune du Québec; RP 2001-08
lg14	SGNO-2000-3	Archéen, Formation de Kauputauch	Rhyolite	TIMS	2751,6 +/- 0,8				317 027	5 801 165	Moukhsil et al., 2001	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; RP 2001-08
lg15	SGNO-2000-2	Archéen, Pluton de Elmer	Tonalite	TIMS	2745,5 +/- 1,5				314 527	5 804 425	Moukhsil et al., 2001	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; RP 2001-08
lg16	EAST1202	Archéen, Formation d'Anatacau- Pivert	Rhyolite	TIMS	2723,1 +/- 2,2				406 344	5 784 271	Moukhsil et al., 2001	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; RP 2001-08
lg17	EAST1090	Archéen, Pluton de Wapamisk	Tonalite	TIMS	2705 +/- 1,3				400 364	5 813 808	Moukhsil et al., 2001	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; RP 2001-08
lg18	EAST1230B	Archéen, Formation d'Anatacau- Pivert	Dyke de diorite minéralisé, déformé et qui recoupe les basaltes minéralisés du gîte Réservoir	TIMS	2712,8 +2,1/-1.6				397 621	5 790 159	Moukhsil et al., 2001	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; RP 2001-08

	No	Unité		Méthode	Âge de cristallisation	Âge de zircon	Âge secondaire	Zircon détritique	Estant	Nordant		
id	d'échantillon	stratigraphique	Lithologie	analytique	(Ma)	hérité (Ma)	(Ma)	(Ma)	(Nad83)	(Nad83)	Références	Document
			SOUS-PROVINCE	DE LA GRAND	E (CEINTURE DE R	OCHES VERTES	DE LA BASSE-	ET DE LA MOYEN	INE-EASTN	/AIN)		
										-		Ministère des
												Ressources
		Archéen,									Moukhsil et	naturelles et de la
		Formation de									al.,	Faune du Québec;
lg19	SGNO-98-01	Natel	Rhyolite	TIMS	2739 +/- 5				461 100	5 767 340	2000	RP 2000-04
												Ministère des
		Archéen,										Ressourcesnaturelles
		Batholite Le									Moukhsil et	et de la Faune du
lg20	SGNO 99-09	Caron	Tonalite	TIMS	2705,9 +/- 0,9				423 402	5 787 524	al.,2000	Québec; RP 2000-04
			Tonalite									Ministère des
			gneissique									Ressources
		Archéen,	(Cette datation									naturelles et de la
		Pluton La	n'apparaît pas sur								Moukhsil et	Faune du Québec;
lg21	SGNO-2001-01	Pêche	la Figure 5.3)	TIMS	2747 +3/-2				689 033	5 796 427	Legault, 2002	RP 2002-09
												Ministère des
		Archéen,	Tonalite (Cette									Ressources
		Intrusions de	datation									naturelles et de la
		Rivière au	n'apparaît pas sur			2743 +/- 2					Moukhsil et	Faune du Québec;
lg22	SGNO-2001-02	Mouton	la Figure 5.3)	TIMS	≤2706 +/- 1	2729 +/- 3	2668-2664		684 450	5 785 614	Legault, 2002	RP 2002-09
												Ministère des
												Ressources
		Archéen,										naturelles et de la
		Formation de									David et al.,	Faune du Québec;
lg23	2008-PR-6060	Low	Grès	MC-ICPMS				2717 +/- 17	446 657	5 827 648	2011	RP 2010-11
												Amphibolite facies
												gold mineralization :
												an exemple from the
												Roberto deposit,
												Eleonore Property,
			Greywacke									James Bay, Quebec,
			(encaissant de									Ph.D, Institut
		Archeen,	Koberto à cöté de									National de la
1-24	Geochron-ELE	Formation de	la zone minera-	SHRIMP /				-2007 / 2	ND		Ravenelle,	Kecherche
lg24	-05-01	LOW	lisee)	TIMS				<2687+/-3	ND	ND	2013	scientifique

id	No d'échantillon	Unité stratigraphique	Lithologie	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Zircon détritique (Ma)	Estant (Nad83)	Nordant (Nad83)	Références	Document
			SOUS-PROVINCE	DE LA GRANC	DE (CEINTURE DE R	OCHES VERTES	DE LA BASSE-	ET DE LA MOYEI	NNE-EASTN	/AIN)	L	
lg25	Geochron-ELE -05-02	Archéen, Formation de Low	Roche méta- sédimentaire riche en aluminium	SHRIMP / TIMS				<2697 +/-2	ND	ND	Ravenelle, 2013	Amphibolite facies gold mineralization : an exemple from the Roberto deposit, Eleonore Property, James Bay, Quebec, Ph.D, Institut National de la Recherche scientifique
lg26	Geochron-ELE -05-03	Archéen, Formation de Low	Conglomérat	SHRIMP / TIMS				<2702 +/- 3	ND	ND	Ravenelle, 2013	Amphibolite facies gold mineralization : an exemple from the Roberto deposit, Eleonore Property, James Bay, Quebec, Ph.D, Institut National de la Recherche scientifique
lg27	Geochron-ELE -05-04	Archéen, Formation de Low	Roche méta- sédimentaire riche en aluminium	SHRIMP / TIMS				<2704 +/-4	ND	ND	Ravenelle, 2013	Amphibolite facies gold mineralization : an exemple from the Roberto deposit, Eleonore Property, James Bay, Quebec, Ph.D, Institut National de la Recherche scientifique

									1			
	No	Unité		Méthode	Âge de cristallisation	Âge de zircon	Âge secondaire	Zircon détritique	Estant	Nordant		
id	d'échantillon	stratigraphique	Lithologie	analytique	(Ma)	hérité (Ma)	(Ma)	(Ma)	(Nad83)	(Nad83)	Références	Document
			SOUS-PROVINCE	DE LA GRAND	DE (CEINTURE DE R		DE LA BASSE-	ET DE LA MOYEI	NNE-EASTN	AIN)	l	
					_ (Amphibolite facies
												gold mineralization :
												an exemple from the
												Roberto deposit,
												Eleonore Property,
												James Bay, Quebec,
												Ph.D, Institut
		Archéen,										National de la
	Geochron-ELE	Formation de		SHRIMP /							Ravenelle,	Recherche
lg28	-05-07	Low	Paragneiss	TIMS				<2685 +2/-3	ND	ND	2013	scientifique
												Amphibolite facies
												gold mineralization :
												an exemple from the
												Roberto deposit,
												Eleonore Property,
			Grouwacko									James Bay, Quebec,
		Archáon	oncaissant do									Ph.D, Institut National do la
	Geochron-El E	Formation de	Roberto dans la	SHRIMP /							Ravenelle	Recherche
lσ29	-05-08	Low	zone minéralisée					<2675 +/-6	ND	ND	2013	scientifique
.825	00 00	2011	zone mileruisee	11110				12073 170			2013	Amphibolite facies
												gold mineralization :
												an exemple from the
												Roberto deposit,
												Eleonore Property,
												James Bay, Quebec,
												Ph.D, Institut
												National de la
	Geochron-ELE			SHRIMP /							Ravenelle,	Recherche
lg30	-05-11	Archéen	Paragneiss	TIMS				2675 +/- 5	ND	ND	2013	scientifique

id	No d'échantillon	Unité stratigraphique	Lithologie	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Zircon détritique (Ma)	Estant (Nad83)	Nordant (Nad83)	Références	Document
			SOUS-PROVINCE	DE LA GRANC	DE (CEINTURE DE R	OCHES VERTES	DE LA BASSE-	ET DE LA MOYE	NNE-EASTN	/IAIN)		
1-21	Geochron-ELE	Arabéan	Dyke de poprhyre	TIME				-2690	ND	ND	Ravenelle,	Amphibolite facies gold mineralization : an exemple from the Roberto deposit, Eleonore Property, James Bay, Quebec, Ph.D, Institut National de la Recherche
lg32	Geochron-ELE -05-15	Archéen	Dyke de pegmatite qui recoupe Roberto	TIMS	2603			<2000	ND	ND	Ravenelle, 2013	Amphibolite facies gold mineralization : an exemple from the Roberto deposit, Eleonore Property, James Bay, Quebec, Ph.D, Institut National de la Recherche scientifique
lg33	Geochron-ELE -05-16	Archéen	Dyke de pegmatite dans le mur de Roberto	TIMS	2616				ND	ND	Ravenelle, 2013	Amphibolite facies gold mineralization : an exemple from the Roberto deposit, Eleonore Property, James Bay, Quebec, Ph.D, Institut National de la Recherche scientifique

id	No d'échantillon	Unité stratigraphique	Lithologie	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Zircon détritique (Ma)	Estant (Nad83)	Nordant (Nad83)	Références	Document
		·	SOUS-PROVINCE	DE LA GRAND	DE (CEINTURE DE R	OCHES VERTES	DE LA BASSE-	ET DE LA MOYEI	NNE-EASTN	/AIN)		
	Geochron-ELE-		Dyke de pegmatiteboudiné								Ravenelle,	Amphibolite facies gold mineralization : an exemple from the Roberto deposit, Eleonore Property, James Bay, Quebec, Ph.D, Institut National de la Recherche
lg34	05-17	Archéen	par D2	TIMS	2616				ND	ND	2013	scientifique
lg35	Geochron-ELE -05-18	Archéen, Formation de Low	Greywacke recoupé par la diorite du Lac Ell	SHRIMP / TIMS				<2714	ND	ND	Ravenelle, 2013	an exemple from the Roberto deposit, Eleonore Property, James Bay, Quebec, Ph.D, Institut National de la Recherche scientifique
lg36	Geochron-ELE -05-19	Archéen	Aplite	TIMS	2615				ND	ND	Ravenelle, 2013	Amphibolite facies gold mineralization : an exemple from the Roberto deposit, Eleonore Property, James Bay, Quebec, Ph.D, Institut National de la Recherche scientifique

id	No d'échantillon	Unité stratigraphique	Lithologie	Méthode analytique	Âge de cristallisation (Ma)	Âge de zircon hérité (Ma)	Âge secondaire (Ma)	Zircon détritique (Ma)	Estant (Nad83)	Nordant (Nad83)	Références	Document
	SOUS-PROVINCE DE LA GRANDE (CEINTURE DE ROCHES VERTES DE LA BASSE- ET DE LA MOYENNE-EASTMAIN)											
	Geochron-ELE										Ravenelle,	Amphibolite facies gold mineralization : an exemple from the Roberto deposit, Eleonore Property, James Bay, Quebec, Ph.D, Institut National de la Recherche
lg37	-05-20	Archéen	Aplite	TIMS	2607+/-4				ND	ND	2013	scientifique
lg38	Geochron-ELE -05-21	Archéen, Formation de Low	Greywacke massif	SHRIMP / TIMS				<2714 +/-2	ND	ND	Ravenelle, 2013	Amphibolite facies gold mineralization : an exemple from the Roberto deposit, Eleonore Property, James Bay, Quebec, Ph.D, Institut National de la Recherche scientifique
lg39	SGNO-2001-03	Archéen	Dyke mafique (lampro-phyre) (gîte Eau Claire)	TIMS	2609	2728,2 +/-2,1			444365	5785466	David et al., 2010	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; RP 2010-03

 Tableau 2 : Datations dans la Sous-province de La Grande qui se trouvent à proximité de l'indice aurifère Mustang. Tirées du SIGEOM (2015), de Parent (2011) et de Ravenelle (2013).