
OPPORTUNITÉ POUR LES SULFURES MASSIFS VOLCANOGÈNES RICHES EN AG

Projet 2012-08

Par : Lucie Mathieu Ph.D.
2013



CONSOREM

Consortium de recherche
en exploration minérale

AVERTISSEMENT

Ce document présente certains résultats des travaux de recherche du CONSOREM (Consortium de Recherche en Exploration minérale) rendus publics pour le bénéfice de l'ensemble de la communauté géologique, ceci après la période de confidentialité prévue aux règlements généraux du CONSOREM.

Bien que ce document ait subi un processus d'évaluation interne, des erreurs ou omissions peuvent s'y retrouver et seul CONSOREM en assume la responsabilité.

Le contenu du document demeure la propriété de son auteur et du CONSOREM et peut être reproduit en totalité ou en partie à des fins non-commerciales en citant la référence suivante :

Mathieu, L., 2013. Opportunité pour les sulfures massifs volcanogènes riches en Ag. Rapport, Projet CONSOREM 2012-08, 69 p.

Toutefois, la reproduction multiple de ce document, en tout ou en partie, pour diffusion à des fins commerciales est interdite, sauf avec la permission écrite de CONSOREM.

CONSOREM

Université du Québec à Chicoutimi
555, boulevard de l'Université
Chicoutimi, QC, G7H 2B1

Tél. : (418) 545-5011 poste 5634

Courriel : consorem@uqac.ca
Site Web: www.consorem.ca

SOMMAIRE EXÉCUTIF

Les SMV (sulfures massifs volcanogènes) sont, par définition, associés spatialement, temporellement et génétiquement à l'activité volcanique. Une autre particularité des SMV est l'origine marine de leurs fluides hydrothermaux, qui rendent ces fluides particulièrement corrosifs pour les roches silicatées. Les SMV sont généralement exploités pour le Cu, le Zn et, parfois, pour le Pb. Certains SMV présentent également des teneurs intéressantes en Au (cf. Abitibi) et peuvent contenir de l'Ag. Un gisement de SMV est généralement qualifié d'argentifère lorsqu'il contient plus de 150-200 g/t d'Ag.

Le but de ce projet est de documenter les paramètres qui influent sur la composition métallique des lentilles de sulfures massifs de type SMV, en s'attardant sur les paramètres suivants : 1) caractéristiques physico-chimiques des fluides minéralisateurs; 2) disponibilité des métaux et composition chimique et lithologique des roches encaissantes; 3) phases minéralogiques permettant de fixer les métaux dans les SMV.

Les paramètres physico-chimiques nous apprennent que le Cu est mobilisé par les fluides les plus chauds, que le Zn et le Pb sont plutôt contrôlés par le pH et que l'Ag semble être mis en solution par des fluides relativement chauds. Il est possible que les paramètres physico-chimiques contrôlent la quasi-totalité du système. Cependant, ces paramètres sont difficiles à définir dans les cellules hydrothermales fossiles et sont donc difficilement utilisables dans un contexte d'exploration. Du reste, le comportement de l'Ag dans les fluides hydrothermaux n'est pas encore suffisamment bien compris pour permettre d'isoler le paramètre le plus pertinent (température ou autre?).

Les paramètres minéralogiques ont permis de comprendre les corrélations entre Pb et Ag observées dans les SMV, et d'établir des corrélations entre Ag et As-Bi-Cu-Pb-Zn-Sb. Ces paramètres n'ont été explorés que du point de vue de la galène et de la fahlore, et mériteraient d'être documentés pour d'autres phases minérales afin d'obtenir une vue d'ensemble du système. Néanmoins, le calcul normatif mis au point à partir des données minéralogiques a produit de bons résultats sur les données de Hackett River, indiquant que la piste minéralogique est fiable et pourrait mener à une plus grande compréhension des amas de sulfures massifs. Les paramètres minéralogiques nous ont également permis de nous intéresser au système Ag-As-Bi-Cu-Pb-Sb-Zn-(Au) afin de comprendre la répartition de l'Ag au sein des dépôts étudiés.

Enfin, les caractéristiques des roches encaissantes semblent également jouer un rôle crucial. Les roches felsiques sont communément associées aux SMV argentifères, soit parce qu'elles sont poreuses et peuvent favoriser la formation de SMV de type « sub-surface », soit parce qu'elles sont riches en Pb et en Ag, et pourraient ainsi permettre la formation d'une plus grande quantité de galènes argentifères dans les lentilles minéralisées. En examinant les données géochimiques de l'Abitibi, on observe également une corrélation entre les concentrations élevées en Ag, Zn et peut-être Bi des roches encaissantes et la présence de SMV argentifères. L'origine des concentrations élevées en ces éléments traces, qu'elle soit magmatique ou hydrothermale, n'a pas pu être élucidée.

Cependant, ce résultat est intéressant pour une autre raison. En effet, on pourrait imaginer qu'un fluide hydrothermal ne capte qu'une faible portion des éléments traces contenus dans les roches qu'il corrode et qu'ainsi, la concentration en éléments traces de l'encaissant importe peu puisqu'il y aura toujours suffisamment de métaux disponibles tant que le fluide aura une température et une acidité satisfaisantes pour les incorporer. Le test effectué en Abitibi va à l'encontre de cette théorie, et montre que des corrélations sont possibles entre la composition géochimique de l'encaissant et celle des sulfures massifs, ouvrant ainsi un nouveau champ de possibilités pour l'exploration de ce type de gisement.

TABLE DES MATIERES

Avertissement.....	ii
Sommaire exécutif.....	iii
Table des matières.....	iv
Liste des figures.....	vi
Liste des tableaux.....	viii
1 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS.....	1
2 DESCRIPTION DES SYSTÈMES SMV.....	2
3 PARTIE I : COMPOSITION DES ROCHES MAGMATIQUES HÔTES DES SMV.....	4
3.1 Introduction.....	4
3.2 Données de la littérature.....	4
3.2.1 La classification de Franklin et al. (2005).....	4
3.2.2 Les données du USGS.....	5
3.2.3 Conséquences de l'association entre Ag et roches felsiques.....	6
3.3 Composition chimique des roches magmatiques.....	7
3.3.1 Introduction et présentation des données utilisées.....	7
3.3.2 Résultats des statistiques effectuées sur le GEOROC.....	8
3.4 Conclusions.....	11
4 PARTIE II : PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES – CARACTÉRISTIQUES DES FLUIDES HYDROTHERMAUX.....	11
4.1 Introduction.....	11
4.2 Les paramètres physico-chimiques.....	12
4.3 Anomalie en Eu.....	13
4.3.1 Introduction.....	13
4.3.2 Présentation des données.....	13
4.3.3 Valeurs seuils.....	14
4.3.4 Résultat du calcul de contraste.....	15
4.4 Conclusions.....	15
5 PARTIE III : PHASES MINÉRALES ET CALCULS NORMATIFS.....	16
5.1 Introduction.....	16
5.2 Bibliographie sur les phases porteuses d'Ag.....	17
5.2.1 Introduction.....	17
5.2.2 Bibliographie sur la galène.....	17
5.2.3 Bibliographie sur la fahlore.....	20
5.2.4 Bibliographie sur la chalcopyrite.....	22
5.3 Calculs normatifs.....	23
5.3.1 Introduction et méthode.....	23
5.3.2 Galène normative – calcul #1.....	24
5.3.3 Fahlore, puis galène normative – calcul #2.....	24
5.4 Application de la norme en Abitibi.....	25
5.4.1 Présentation des données.....	25
5.4.2 Premier calcul : galène normative.....	25
5.4.3 Deuxième calcul : fahlore, puis galène.....	27
5.4.4 Conclusions pour Bracemac-McLeod et Phelps Dodge.....	29
5.5 Application de la norme à Hackett River.....	29
5.5.1 Présentation du gisement.....	29
5.5.2 Présentation des données et méthode.....	30

5.5.3	Résultats du calcul normatif.....	31
5.5.4	Conclusion pour Hackett River	31
6	PARTIE IV : LITHOGÉOCHIMIE ET TESTS EN ABITIBI.....	32
6.1	Introduction	32
6.2	Présentation des données	32
6.3	Méthode utilisée.....	33
6.4	Premier test : lithologie	34
6.5	Deuxième test : lithogéochimie	35
6.5.1	Quel signal mesure-t-on?	35
6.5.2	Opérations sur la base de données CONSOREM	36
6.5.3	Calculs effectués à partir de données ponctuelles	37
6.5.4	Calculs effectués à partir de polygones.....	39
6.6	Conclusions.....	41
7	CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	44
8	PERSPECTIVES.....	44
	RÉFÉRENCES	46
	ANNEXE A – PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES	53
	ANNEXE B – PRINCIPE DU CALCUL DE CONTRASTE	61
	ANNEXE C – CALCUL NORMATIF ET COPIE DU CODE MATLAB.....	62

LISTE DES FIGURES

Figure 1.	Teneur en Ag en fonction du tonnage de 542 gisements de SMV compilés par l'USGS (Mosier et al., 2009).	2
Figure 2.	Moyenne des teneurs des SMV canadiens, d'après les données compilées par Galley et al. (2007) et classées d'après les catégories proposées par Franklin et al. (2005) et Barrie et Hannington (1999).	5
Figure 3.	Boîtes à moustaches présentant la composition en métaux des SMV compilés par Mosier et al. (2009). Notez que les champs nuls de la base de données n'ont pas été utilisés pour construire ces diagrammes.	6
Figure 4.	Boîtes à moustaches présentant les concentrations en Ag (a), Cu (b) et Zn (c) des roches magmatiques et sédimentaires du GEOROC. Les concentrations moyennes des principaux réservoirs sont extraites de Smith (1963), Turekian (1972), Rundnick et Gao (2003).	10
Figure 5.	Boîtes à moustaches présentant les concentrations en Pb (a), Cu (b) et Zn (c) des roches du GEOROC provenant de contextes de type arc, rift et point chaud.	10
Figure 6.	Corrélation entre les anomalies en Eu et les teneurs en silice des roches de la BD Consorem, pour les roches volcaniques (a) et les roches plutoniques (b). Les courbes de régression qui ont permis de déterminer les valeurs seuils sont également représentées.	14
Figure 7.	Boîtes à moustaches montrant les contrastes calculés avec une zone tampon de 10 km pour les anomalies en Eu des données lithogéochimiques de l'Abitibi; a) test 1, effectué avec les roches intrusives et extrusives; b) test 2, effectué avec les roches volcaniques uniquement.	15
Figure 8.	Graphique produit à partir d'expériences en laboratoire, et montrant le champ de stabilité des solutions solides de la galène (modifié d'après Amcoff, 1984).	19
Figure 9.	Relation entre Bi-Sb et Ag dans des échantillons de galènes naturelles compilées à partir de données de la littérature (Graeser, 1969; Zakrzewski et Nugteren, 1984; Cabri et al., 1985; Lange et al., 1985; Foord et Shawe, 1989; Gemmell et al., 1989; Pearson et al., 1988; Sharp et Buseck, 1993; Geraldès et al., 1996; Lueth et al., 2000; Sack et Goodell, 2002; Chutas et Sack, 2004; Karimpour et al., 2005; Sack, 2005; Simanenko, 2006; Bonev, 2007; Cook et al., 2007; Staude et al., 2010).	20
Figure 10.	Relation entre Ag-Cu et As-Sb dans des échantillons de fahlores naturelles compilées à partir de données de la littérature (Riley, 1974; Nash, 1975; Bishop et al., 1977; Wu et Peterson, 1977; Paar et al., 1978; Patrick, 1978; Chen et al., 1980; Indorf, 1981; Chikhaoui et Levy, 1982; Miller et Craig, 1983; Zakrzewski et Nugteren, 1984; Akande, 1985; Augsten et al., 1986; Serviss et al., 1986; Kase, 1988; Charnock et al., 1989; Lynch, 1989; Pearson et al., 1988; Schmidt et al., 1990; Mishra et Mookherjee, 1986; Shimizu et Stanley, 1991; Holler et Gandhi, 1995; Gregurek et Raith, 1997; Arlt et Diamond, 1998; Foit et Ulbricht, 2001; Sack et al., 2002; Sack et Goodell, 2002; Chutas et Sack, 2004; Staude et al., 2010).	22
Figure 11.	Boîtes à moustaches résumant les concentrations en Ag de minéraux compilés à partir de la littérature, pour la galène (cf. Figure 9), la fahlore (cf. Figure 10) et la CPY (Cabri et al., 1985; Sack et Goodell, 2002; Chutas et Sack, 2004).	23
Figure 12.	Boîtes à moustaches montrant les concentrations en métaux de base et autres éléments traces des lentilles minéralisées de Bracemac-McLeod, avec 243 données par « boîte » (a) et de Phelps Dodge, avec 361 données par « boîte » (b).	26
Figure 13.	Corrélation entre les concentrations en Ag des analyses et les proportions de galènes normatives.	27

Figure 14.	Boîtes à moustaches montrant les compositions en Ag des galènes normatives (a) et les proportions de galènes normatives (b).....	27
Figure 15.	Corrélation entre les concentrations en Ag des analyses et les proportions de galène et de fahlore normatives.....	28
Figure 16.	Résumé des résultats des 4 calculs normatifs effectués sur les données de Hackett River.....	31
Figure 17.	Boîtes à moustaches résumant: a) les résultats du premier test, effectué avec des cartes contenant l'ensemble des polygones I, S et V cartographiés, bien que seuls les résultats obtenus pour les polygones V ne soient montrés ici ; et b) les résultats du test effectué avec des cartes ne contenant que des polygones de type V. Les deux diagrammes correspondent aux résultats des tests effectués avec un tampon de 5 km. Il est rappelé que chaque boîte à moustaches comprend 87 données, et les contrastes égaux à 0 sont pris en compte.	34
Figure 18.	Boîtes à moustaches résumant les résultats du test effectué sur la carte 3 avec un buffer de 5 km. Chaque « boîte » correspond à un maximum de 87 données de contraste, et les contrastes nuls n'ont pas été représentés.	35
Figure 19.	Boîtes à moustaches résumant les calculs statistiques effectués sur les roches des 3 groupes, pour les concentrations en Cu (a) et en Zn (b).	36
Figure 20.	Boîtes à moustaches résumant les calculs statistiques effectués sur les contrastes calculés pour les 3 groupes de gisements classés en fonction de leur teneur en Ag. Les calculs de contrastes ont été effectués pour des buffers de 5 km, pour les analyses d'Ag (a) et de Pb (b). Aussi, les valeurs nulles ne sont pas représentées et les « boîtes » des groupes de gisements peuvent contenir un maximum de 20 ($Ag=0$), 56 ($Ag/(Cu+Zn+Pb) < 10$) et 10 ($Ag/(Cu+Zn+Pb) > 10$) données.	38
Figure 21.	Boîtes à moustaches résumant les calculs statistiques effectués sur les trois séries de contrastes calculés pour les 3 groupes de gisements classés en fonction de leurs teneurs en Ag. Les calculs de contraste ont été effectués pour des buffers de 2 km, pour l'Ag (a), et pour le Zn (b). Aussi, les valeurs nulles ne sont pas représentées et les « boîtes » des groupes de gisements peuvent contenir un maximum de 20 ($Ag=0$), 56 ($Ag/(Cu+Zn+Pb) < 10$) et 10 ($Ag/(Cu+Zn+Pb) > 10$) données.	41
Figure 22.	a) Boîtes à moustaches résumant les calculs statistiques effectués sur les contrastes calculés pour les 4 classes de la carte « geochAgBiZn_V1V2.shp » avec un buffer de 2 km, pour des SMV regroupés en fonction de leurs teneurs en Ag. Aussi, les valeurs nulles ne sont pas représentées et les « boîtes » des groupes de SMV peuvent contenir un maximum de 20 ($Ag=0$), 56 ($Ag/(Cu+Zn+Pb) < 10$) et 10 ($Ag/(Cu+Zn+Pb) > 10$) données; b) Graphiques présentant les contrastes calculés avec la méthode de Bonham-Carter (1994), pour la classe 3 de la carte « geochAgBiZn_V1V2.shp » et pour différents tampons.....	42
Figure 23.	Carte montrant les quatre classes du fichier « geochAgBiZn_V1V2.shp ». La classe 3, qui correspond à des cibles de catégorie 2, est entourée d'un tampon de 2 km.	44
Figure A-1.	Courbes de solubilité du Cu, Zn et de l'Au, en fonction des variations de température et de pH, telles que mesurées pour les systèmes SMV actuels (tiré de Franklin et al., 2005).	54
Figure A-2.	Précipitation des sulfures en fonction de la température (tiré de Grant, 2009, qui tenait ce graphique de Hannington et al., 1999b). La zone grisée correspond aux conditions de solubilité et de température les plus favorables à la précipitation des métaux.	56
Figure A-3.	Conditions de fO_2 et de fS_2 dans lesquelles les principaux minéraux du fer sont stables (tiré de Sack et Ebel, 2006, d'après des calculs de Vaughan et Craig, 1978 effectués à 25°C).	57

Figure A-4. Principaux complexes de l'Ag présents dans les fluides hydrothermaux, en fonction de l'activité de Cl ⁻ et de H ₂ S. Les calculs ont été effectués à 350°C et à pH = 4,6 (tiré de Moss et Scott, 1996).....	59
Figure A-5. a) Graphique montrant que le complexe chloruré de l'Ag est stable à plus haute température et à plus faible pH que le complexe sulfuré de l'Ag (tiré de Gammons et Barnes, 1989); b) Graphique montrant que le complexe chloruré de l'Ag est stable à plus faible pH et dans des conditions plus réduites que le complexe sulfuré de l'Ag (tiré de Gammons et Williams-Jones, 1995).....	59
Figure A-6. Stabilité, en solution, des complexes chlorurés et sulfurés de l'Ag, en fonction de la variation de la température (tiré de Reed et Palandri, 2006).....	60
Figure A-7. Stabilité, en solution, des complexes sulfurés de l'Ag (cf. AgHS(aq), Ag(HS) ₂ ⁻ et Ag ₂ S(HS) ₂ ²⁻), en fonction du pH et pour différentes températures (tiré de Stefansson et Seward, 2003).....	60

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Catégories de SMV d'après Franklin et al. (2005).....	5
Tableau 2. Résumé des statistiques faites sur les données du GEOROC.	11
Tableau 3. Résumé des critères permettant d'évaluer la performance des tests.	29
Tableau 4. Coefficients de corrélations entre l'Ag et les autres éléments analysés (n= 4 690 données). Notez que les faibles corrélations observées entre Bi et Ag sont peut-être dues au fait que le Bi semble être difficile à analyser (cf. problèmes de limites de détection).	31
Tableau 5. Valeurs seuils utilisées pour les traitements des sections 6.5.3 et 6.5.4.....	37
Tableau 6. Résumé du résultat des tests effectués sur les données ponctuelles.....	39
Tableau 7. Résumé des résultats pour les tests effectués sur les cartes de polygones créées à partir des analyses géochimiques.....	40

1 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS

Les gisements de SMV (Sulfures Massifs Volcanogènes) sont, par définition, associés spatialement, temporellement et génétiquement à l'activité volcanique. En effet, ces gisements se mettent en place dans des roches qui ont majoritairement une origine volcanique. De plus, ils sont contemporains d'épisodes magmatiques qui produisent les anomalies de chaleur nécessaires à la mise en place des systèmes hydrothermaux qui forment les amas de sulfures. Une autre particularité de ces gisements est l'origine marine de leurs fluides hydrothermaux, qui les rend particulièrement corrosifs pour les roches silicatées.

Les gisements de SMV sont généralement exploités pour le Cu, le Zn et, parfois, pour le Pb. Certains gisements présentent également des teneurs intéressantes en Au, comme c'est le cas pour ceux de l'Abitibi. D'autres peuvent contenir de l'Ag, et un SMV est généralement qualifié d'argentifère lorsqu'il contient plus de 150-200 g/t d'Ag (cf. Hackett River ou camp de Bathurst; **Figure 1**). D'autres SMV aux tonnages élevés peuvent contenir des volumes significatifs d'Ag à des teneurs plus faibles, de l'ordre de 50 g/t d'Ag (cf. Rio Tinto; **Figure 1**).

Le Cu est associé à la zone à filonets (« stringers zone ») du système et à la partie interne des lentilles de sulfures massifs, c'est-à-dire aux zones de plus haute température. Le Cu est ainsi un élément caractéristique des systèmes hydrothermaux les plus chauds, et en particulier de ceux associés aux magmas mafiques. Le Zn et le Pb sont plutôt associés à la partie externe de plus faible température. L'Ag semble également associé à cette partie externe, mais les paramètres qui influent sur sa solubilité et sa répartition ont été moins intensément étudiés. Quant à l'Au, sa place dans les systèmes SMV semble être complexe, et ne sera pas abordée dans le cadre de ce projet.

Les objectifs de ce projet sont de documenter les SMV en s'attardant sur les paramètres qui influent directement sur la teneur en Ag des lentilles minéralisées. Aussi, le but du projet est de juger de l'utilité des outils théoriques dans un contexte d'exploration et de proposer quelques exemples d'applications de ces outils en Abitibi et dans le camp de Bathurst. Ces objectifs seront abordés sous plusieurs angles:

1) Disponibilité des métaux: nous nous intéresserons à la structure et à la composition chimique des roches encaissantes, ce qui permettra de corrélérer les teneurs en Ag aux contextes géodynamiques les plus favorables ainsi qu'à la composition chimique des roches encaissantes.

2) Mobilisation et précipitation des métaux: nous résumerons les conditions physico-chimiques (pH, température, etc.) favorables à la mobilisation et à la précipitation de l'Ag, et jugerons de l'utilité de tels paramètres dans un contexte d'exploration.

3) Contraintes cristallographiques: nous documenterons les phases minéralogiques qui fixent l'Ag dans les SMV et jetterons les bases d'un calcul normatif qui nous indiquera que le système à étudier comprend les éléments suivants: Ag-As-Bi-Cu-Pb-Sb-Zn-(Au).

4) Métamorphisme et déformation: les mécanismes post-minéralisation qui pourraient modifier la teneur en métaux des amas sulfurés seront succinctement abordés.

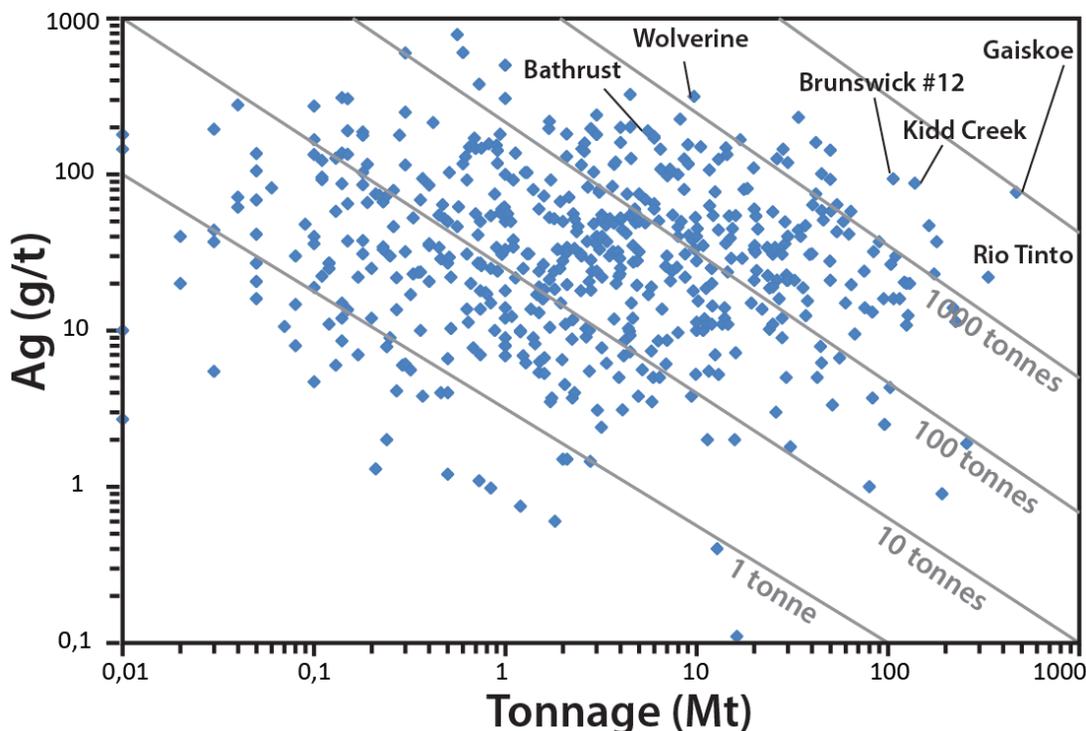


Figure 1. Teneur en Ag en fonction du tonnage de 542 gisements de SMV compilés par l'USGS (Mosier et al., 2009).

2 DESCRIPTION DES SYSTÈMES SMV

Les gisements de SMV sont des amas sulfurés formés par hydrothermalisme en contexte de volcanisme actif sous-marin. Ce sont des gisements communs, dont plus de 1 000 ont été exploités ou explorés sur la planète (cf. base de données de l'USGS, Mosier et al., 2009) et des milliers d'autres se forment encore sur le fond des océans. Ce type de gisement peut être abordé selon différents aspects décrits ci-après.

a) Contexte géodynamique: les SMV actuels les plus emblématiques sont ceux associés aux rides médio-océaniques, mais ce type d'environnement est rarement préservé dans les terrains archéens qui nous intéressent plus particulièrement au Québec. Les autres SMV sont majoritairement associés aux arcs continentaux et océaniques et aux bassins avant- et arrière-arc qui leurs sont associés (cf. Franklin et al., 2005 et références incluses).

b) Source de chaleur: les anomalies thermiques sont le moteur des systèmes hydrothermaux. Les plus intéressantes sont ponctuelles et proches de la surface, et correspondent donc à des intrusions magmatiques. La répartition des roches intrusives est un paramètre déjà utilisé en exploration, et il ne sera pas abordé par cette étude.

c) Source des métaux: il est possible que la grande majorité des métaux proviennent des roches silicatées altérées par les fluides hydrothermaux. Aussi, les fluides d'origine magmatique peuvent contribuer à l'apport en métaux pour certains gisements, ce qui rend parfois leur composition plus complexe.

d) Fluide hydrothermal: la disponibilité des fluides n'est pas un problème puisque les SMV se forment dans des contextes où l'eau de mer est présente en abondance. Les caractéristiques du fluide, par contre,

contrôlent son efficacité à corroder les roches et à en libérer les métaux, à mettre et à maintenir ces métaux en solution et à les relâcher dans une « zone de décharge ». Le fluide joue ainsi un rôle de premier plan que nous tenterons de cerner pendant ce projet. Notons cependant que les caractéristiques des fluides sont difficiles à reconstituer à partir des systèmes fossiles.

e) Halo d'altération: la circulation de fluides chauds et corrosifs altère les roches silicatées, modifie leur chimie et produit des minéraux d'altération. Les halos d'altération ne sont pas facilement oblitérés par le métamorphisme et la déformation. Ils sont donc très utiles à l'exploration puisqu'ils entourent les gisements et s'étendent sur des distances kilométriques autour des lentilles minéralisées. Plusieurs modèles d'exploration sont basés sur ces halos, et de très nombreux projets du CONSOREM les ont étudiés et utilisés.

f) Failles: les failles syn-volcaniques et autres structures de l'encaissant peuvent faciliter la circulation des fluides et focaliser la décharge des métaux dans une zone de taille restreinte. De telles structures sont également utilisées en contexte d'exploration et ont déjà été abordées par plusieurs projets du CONSOREM.

g) Lithofaciès: la nature poreuse ou massive des roches encaissantes peut contrôler la position stratigraphique des amas sulfurés, qui peut se former soit sur le plancher océanique, soit sous la surface. Nous reviendrons sur ce paramètre car il peut modifier la composition métallique de l'amas.

h) Lithogéochimie: puisque les métaux proviennent des roches encaissantes, la composition en éléments traces de ces roches pourrait contrôler la nature et la quantité de métaux mis en solution par le système hydrothermal. Ce paramètre sera abordé en détail pendant de ce projet.

i) Minéraux sulfurés: les paramètres minéralogiques sont souvent négligés, en particulier parce qu'ils importent peu pour le Cu, le Zn et le Pb, qui sont des constituants majeurs de minéraux abondamment observés dans les SMV (cf. chalcopryrite, sphalérite et galène). L'Ag cependant est un élément trace qui forme rarement des phases dont il est le constituant majeur. L'Ag intègre plutôt la structure de minéraux dans lesquels il n'est présent que sous forme de trace. La fixation de l'Ag dans les lentilles minéralisées pourrait donc être en partie contrôlée par la nature des minéraux disponibles, comme nous le verrons dans ce rapport.

j) Raffinage ("Zone refining"): la composition métallique de l'amas sulfuré est généralement stratifiée, puisque le Cu se situe communément dans la partie interne et le Zn et le Pb se situent dans la partie externe des lentilles. Cette zonation pourrait être le résultat des comportements contrastés que les complexes métalliques présents en solution possèdent face aux variations de pH et de température. Le Cu pourrait également être apporté après le Zn-Pb, lorsque la température du fluide a suffisamment augmenté. Aussi, le passage pendant une longue période de temps d'un fluide hydrothermal dans un amas sulfuré peut raffiner l'amas sulfuré en provoquant la redistribution des métaux et en les repoussant vers l'extérieur des lentilles, formant ainsi un cœur stérile à pyrite-pyrrhotine au centre de l'amas sulfurés (cf. Franklin et al., 2005 et références incluses).

k) Événements post-minéralisation: après la formation des amas sulfurés, leur refroidissement modifie leurs minéralogies. Ensuite, de nombreux événements sont susceptibles de les détruire (érosion chimique ou mécanique). Le meilleur moyen de préserver le monticule de sulfures est sans doute de le recouvrir rapidement, soit par un apport sédimentaire important (cf. contexte de type bassin sédimentaire), soit par un événement volcanique (coulée de lave, etc.). Enfin, des événements plus tardifs comme le métamorphisme et la déformation pourraient avoir un effet positif (ou négatif?) sur les teneurs en Ag des lentilles minéralisées.

3 PARTIE I : COMPOSITION DES ROCHES MAGMATIQUES HÔTES DES SMV

3.1 Introduction

Les métaux de base et précieux qui composent les lentilles minéralisées proviennent des roches, majoritairement volcaniques, qui sont en contact avec le SMV (cf. roches hôtes ou encaissantes). La composition chimique de ces roches encaissantes pourrait avoir une influence sur la composition métallique des amas sulfurés.

Dans cette section, nous nous intéresserons à la composition des roches hôtes sous deux angles. Nous commencerons par nous attarder sur les classifications des SMV qui s'appuient sur la composition de leurs encaissants (cf. Franklin et al., 2005), et nous confronterons nos observations aux compositions de gisements observés à travers le monde grâce aux données de l'USGS (Mosier et al., 2009). Ceci nous permettra d'établir un lien entre la concentration en Ag des amas et leur proximité aux roches encaissantes felsiques. Par la suite, nous établirons les concentrations typiques en éléments traces des roches felsiques et mafiques à partir des données du GEOROC, afin de cerner l'influence que la présence de roches felsiques pourrait avoir sur la composition des sulfures.

3.2 Données de la littérature

3.2.1 La classification de Franklin et al. (2005)

De nombreux auteurs classifient les SMV en fonction de leurs compositions métalliques (Franklin et al., 1981; Large, 1992; Hannington et al., 1999c), mais ces classifications peuvent être difficiles à appliquer, à généraliser et apportent peu d'informations sur le contexte géodynamique et les conditions dans lesquels le SMV étudié s'est mis en place.

Les classifications basées sur la composition des roches encaissantes sont plus faciles à utiliser, car elles ne nécessitent pas une estimation de la composition métallique de l'amas sulfuré mais seulement une appréciation de la quantité de roches mafiques, felsiques et sédimentaires situées dans l'environnement immédiat. L'une des plus répandue de ce type de classification est celle de Franklin et al. (2005), qui répartit les SMV en 5 catégories: bimodal felsique, felsique-silicoclastique, bimodal mafique, arrière-arc mafique et péritique-mafique (**Tableau 1**).

Galley et al. (2007) ont appliqué cette classification aux SMV du Canada et ont moyenné la composition métallique de ces gisements à partir des teneurs reportées de mines ou de projets d'exploration. Le résultat de leur compilation est présenté à la **Figure 2**. Cette compilation indique que les SMV de type bimodal felsique et, dans une moindre mesure, ceux des types felsique-silicoclastique et bimodal mafique, sont les plus riches en Ag.

Les SMV de ces trois groupes ont en commun d'être situés à proximité de roches volcaniques felsiques, ce qui dénote un lien possible entre la présence de ce type de roche et la richesse en Ag d'un SMV. Aussi, on peut noter que ces SMV sont plus riches en Zn, Pb, et plus pauvres en Au et Cu que les SMV encaissés exclusivement dans des roches volcaniques mafiques (**Figure 2**).

Tableau 1. Catégories de SMV d'après Franklin et al. (2005).

Catégories	Volcani-felsique	Volcani-mafique	Roches sédimentaires	Contexte géodynamique
Bimodal felsique	35-70%	20-50%	10%	arc continental et arrière-arc associé
Felsique-silicoclastique	25%	10%	80%	arrière-arc épicontinental mature
Bimodal mafique	25%	dominant	mineur	rifting en contexte d'arc océanique
Mafique ou arrière-arc mafique	aucun	dominant	mineur	arrière-arc en contexte océanique
Pélitique-mafique	0-5%	25%	dominant	arrière-arc en contexte océanique

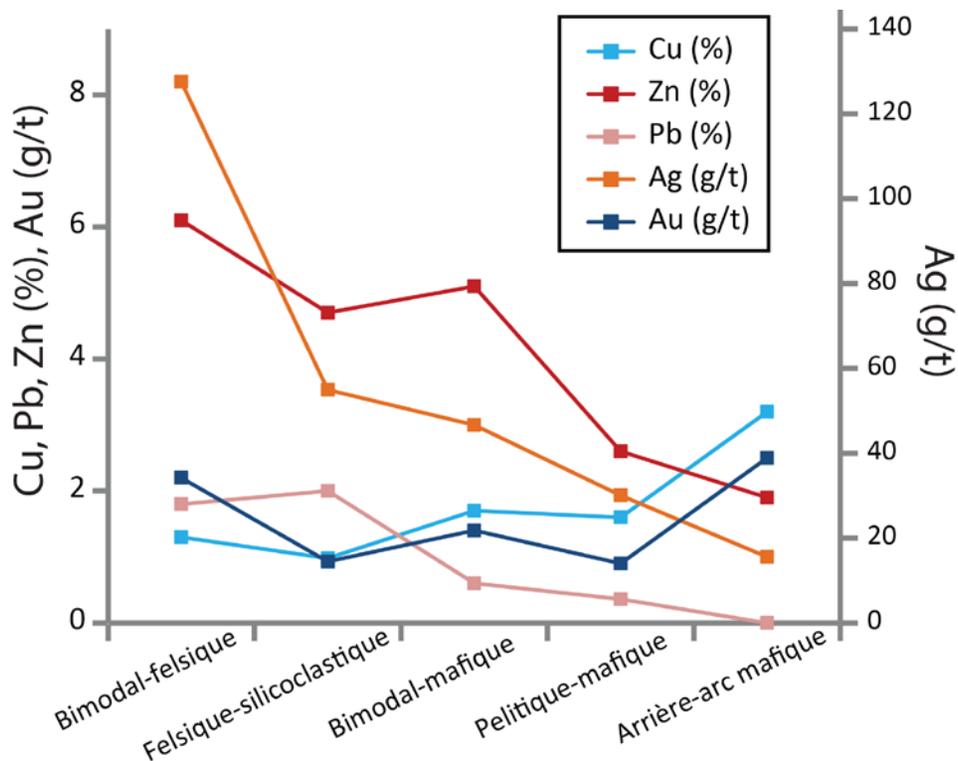


Figure 2. Moyenne des teneurs des SMV canadiens, d'après les données compilées par Galley et al. (2007) et classées d'après les catégories proposées par Franklin et al. (2005) et Barrie et Hannington (1999).

3.2.2 Les données du USGS

L'USGS (United State Geological Survey) a compilé les teneurs et les caractéristiques principales de 1090 SMV à travers le monde. Ces données sont disponibles gratuitement sur internet, et sont diffusées sous la forme d'un fichier Excel et d'un rapport qui renseigne sur les procédures suivies lors de la compilation et propose quelques résultats statistiques (Mosier et al., 2009). Dans cette compilation, l'USGS a réparti la composition des roches encaissantes en 3 catégories :

- 1) roches felsiques (roches felsiques dominantes, pouvant être associées à 10-50% de roches mafiques);
- 2) roches mafiques (roches felsiques absentes ou < 5%);
- 3) roches bimodales-mafiques (roches mafiques dominantes associées à 10-40% de roches felsiques).

Les compositions en métaux des SMV répartis dans ces 3 groupes sont présentées à la **Figure 3**. Cette compilation indique que les SMV de la catégorie « roches felsiques » sont les plus riches en Pb-Zn-Ag, alors que les SMV situés dans des roches majoritairement mafiques sont plus riches en Cu. La composition en Au des SMV, quant à elle, varie peu d'une catégorie à l'autre (**Figure 3**).

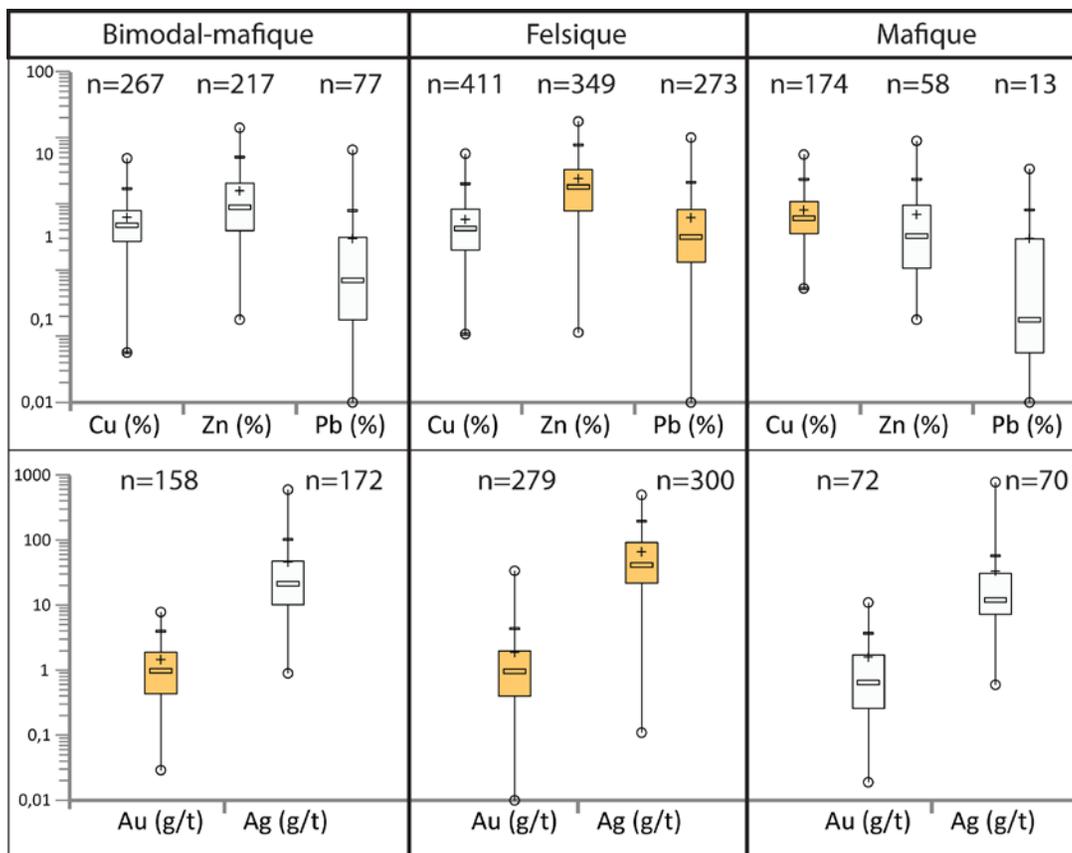


Figure 3. Boîtes à moustaches présentant la composition en métaux des SMV compilés par Mosier et al. (2009). Notez que les champs nuls de la base de données n'ont pas été utilisés pour construire ces diagrammes.

3.2.3 Conséquences de l'association entre Ag et roches felsiques

D'après les données de Galley et al. (2007) et de Mosier et al. (2009), il semble que les SMV les plus riches en Ag sont associés aux roches volcaniques felsiques. Cette association a des conséquences sur le contexte géodynamique et la structure des SMV argentifères.

En effet, les roches felsiques sont plus abondantes en contexte d'arc volcanique, et notamment dans des contextes d'arcs matures et d'arcs continentaux (cf. roches calco-alcalines) (**Tableau 1**). Les domaines continentaux de type arrière-arc (cf. roches alcalines) sont également intéressants, car ils correspondent à des bassins capables d'accumuler de grandes quantités de roches felsiques et autres roches clastiques d'origine volcanique ou sédimentaire. Les autres contextes dans lesquels les SMV sont fréquemment

observés, c'est-à-dire les arcs océaniques primitifs et les rides médio-océaniques, sont dominés par les roches mafiques et ont donc moins d'intérêts pour la prospection des SMV argentifères.

La présence de roches felsiques peut également avoir un impact sur la structure l'amas sulfuré. En effet, il existe principalement deux types de SMV:

1) Événements sur le plancher océanique ("Sea-floor venting"): Certains SMV se forment sur le plancher océanique, où ils perdent environ 99% des métaux apportés par le fluide hydrothermal qui se diluent dans l'eau de mer (Converse et al., 1984). Ce type de SMV retient donc les métaux d'une façon très peu efficace.

2) Sous-surface ("Sub-surface"): D'autres SMV se forment entre 10 et 500 m sous la surface, et généralement à 200 m de profondeur (Doyle et Allen, 2003). Pour ces SMV, le fluide hydrothermal n'est pas directement en contact avec l'océan, et décharge une plus grande quantité de ses métaux dans les roches plutôt que dans l'eau de mer. Ce processus retient plus efficacement, en particulier, les éléments comme l'Ag, le Sb, l'Hg, le Zn et le Pb.

La formation d'un SMV sous le plancher océanique est conditionnée par la présence d'un horizon clastique, poreux et perméable, capable de capter le fluide hydrothermal avant qu'il n'atteigne le plancher océanique. Les horizons clastiques peuvent être des faciès sédimentaires fragmentaires. Cependant, pour les SMV, les horizons clastiques ont plus souvent une origine volcanique. Les roches mafiques peuvent former des faciès fragmentaires, comme les hyaloclastites par exemple, mais de tels horizons sont généralement peu épais et discontinus, et sont probablement peu adaptés à canaliser un fluide hydrothermal. Les roches felsiques, en revanche, sont issues de magmas plus visqueux qui sont plus prompts à se fragmenter, et sont susceptibles de former des horizons clastiques épais et continus.

Ainsi, la présence d'horizons volcaniques felsiques et clastiques pourrait favoriser la formation de SMV de type « sous-surface », au sein desquels l'Ag serait mieux retenu. Mais la structure des roches felsiques n'est probablement pas la seule raison de l'association observée entre ces roches et les SMV argentifères, car leur composition chimique pourrait être toute aussi importante, et sera examinée dans la section suivante.

3.3 Composition chimique des roches magmatiques

3.3.1 Introduction et présentation des données utilisées

Dans cette section, la composition typique en Ag des roches magmatiques sera examinée. D'un point de vue théorique, il est possible que l'Ag se concentre dans les roches mafiques, puisqu'il s'agit d'un élément chalcophile susceptible de s'accumuler dans la faible fraction de sulfures souvent présente dans ce type de roches (Smith, 1963; Turekian, 1972; Amcoff, 1984). Aussi, l'Ag peut se substituer au Na des silicates, et pourrait ainsi s'accumuler dans les roches felsiques, et notamment dans les roches les plus alcalines (Salminen et al., 2005).

Les concentrations en Ag des roches seront ici étudiées de façon empirique à partir des données du GEOROC. Aussi, les concentrations en Cu-Zn-Pb-Au seront également examinées car ces éléments sont des constituants majeurs des SMV. Les concentrations en Bi-Sb-As seront également étudiées, car ils ont des éléments importants des systèmes SMV étudiés ici comme nous le verrons dans les parties III et IV de ce rapport.

La base de données du GEOROC regroupe les analyses géochimiques de roches magmatiques publiées dans la littérature scientifique. Du GEOROC, seules les roches plutoniques, volcaniques et sédimentaires ayant SiO₂ et As, Ag, Au, Sb, Bi, Cu, Pb et/ou Zn analysés ont été utilisées. Ces analyses ont ensuite été classées en plusieurs groupes et des statistiques ont été calculées sur les populations d'échantillons de chacun de ces groupes, en prenant en compte que les données supérieures à zéro.

Les analyses ont été regroupées selon leur degré de différenciation de la façon suivante. Notez que les codes lithologiques du SIGEOM ont servi d'acronymes aux unités d'intérêt:

- Roches ultramafiques (I4-V4): $\text{SiO}_2 < 45 \text{ wt\%}$
- Roches mafiques (I3-V3): $45 < \text{SiO}_2 < 52 \text{ wt\%}$
- Roches intermédiaires (I2-V2): $52 < \text{SiO}_2 < 62 \text{ wt\%}$
- Roches felsiques (I1-V1): $\text{SiO}_2 > 62 \text{ wt\%}$

Les analyses ont également été regroupées en fonction de leurs contextes géodynamiques, c'est-à-dire en fonction de leurs affinités, qui dépend principalement de la composition de leurs sources:

- Arcs ou marges convergentes: magma généralement calco-alcalin, issu du manteau métasomatisé par les fluides de la croûte océanique subductée.
- Rifts volcaniques: magma généralement alcalin, issu du manteau supérieur appauvri.
- « Points chauds » ou plateaux océaniques, îles océaniques, CFB (« Continental Flood Basalt »): magma généralement tholéitique ou alcalin, de type OIB (« Oceanic Island Basalt »), provenant du manteau inférieur enrichi.

3.3.2 Résultats des statistiques effectuées sur le GEOROC

Lorsque les roches sont classées en fonction de leur degré de différenciation, on observe les tendances suivantes :

- **Ag:** se concentre dans les I4-V4, les I1-V1, et les roches sédimentaires (**Figure 4-a**).
- **As:** se concentre dans les roches sédimentaires. Aussi, les roches I4-V3 et I3-V3 contiennent plus d'As (~ 10 ppm) que les roches felsiques (~ 3 - 5 ppm), mais les différences sont faibles entre ces deux types de roches.
- **Au:** la concentration en Au ne varie pas en fonction du degré de différenciation.
- **Bi:** se concentre plutôt dans les roches mafiques, et en particulier dans les I3 et V4.
- **Cu:** se concentre dans les roches sédimentaires, les I3-V3 et les I4-V4 (~ 50 - 200 ppm), et les I1-V1 en contiennent peu (~ 10 ppm). Aussi, les valeurs faibles semblent plus fréquentes dans les roches intrusives que dans les roches volcaniques. D'une façon générale, le Cu est plus abondant dans le réservoir « croûte continentale » (**Figure 4-b**).
- **Pb:** se concentre dans les I1-V1 (~ 15-25 ppm) et les I2-V2 (8-15 ppm), et moins dans les roches mafiques (~ 3-10 ppm). Aussi, la croûte continentale est enrichie en Pb (**Figure 4-c**).
- **Sb:** se substitue au Fe des silicates et pourrait donc être plus abondant dans les roches felsiques (Salminen et al., 2005). En fait, les concentrations en Sb sont très faibles dans les roches étudiées et il semble que l'Sb se concentre dans les roches sédimentaires (0,7 - 2 ppm) et moins dans les roches magmatiques (0,2 - 1 ppm).
- **Zn:** faiblement enrichi dans les I4-V4 où il se substitue au Mg et au Fe des silicates (Salminen et al., 2005). En fait, les concentrations en Zn des roches varient très peu, avec les roches I1-V1 contenant légèrement moins de Zn (~ 50 - 70 ppm) que les autres types de roches magmatiques (~ 80 - 100 ppm) (**Figure 4-c**).

Lorsque les roches sont classées en fonction de la composition de leurs roches sources, en revanche, on observe très peu à aucune corrélation entre les contextes géodynamiques et les concentrations en Ag, Cu, Pb et Zn. En fait, le Zn, par exemple, est légèrement plus abondant dans un contexte de type « point chaud » que dans les deux autres types de contextes examinés (**Figure 5-c**). Mais cette différence est

plus faible que les variations qui se corrént au degré de différenciation des roches. Ceci est vrai pour tous les éléments étudiés, ce qui indique que le contexte géodynamique a un effet négligeable sur les concentrations en éléments traces des roches au regard de l'effet produit par la différenciation du magma (Figure 5).

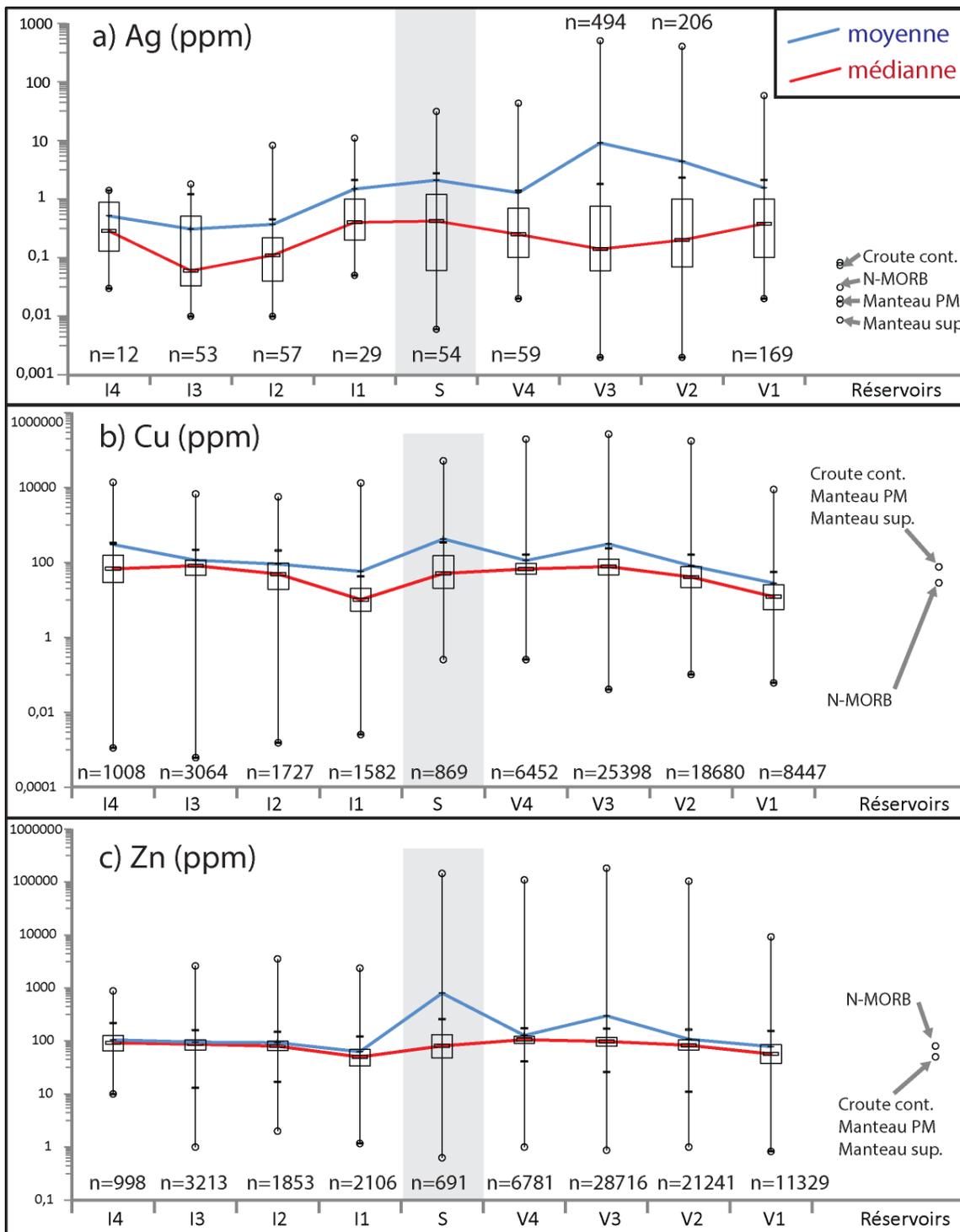


Figure 4. Boîtes à moustaches présentant les concentrations en Ag (a), Cu (b) et Zn (c) des roches magmatiques et sédimentaires du GEOROC. Les concentrations moyennes des principaux réservoirs sont extraites de Smith (1963), Turekian (1972), Rundnick et Gao (2003).

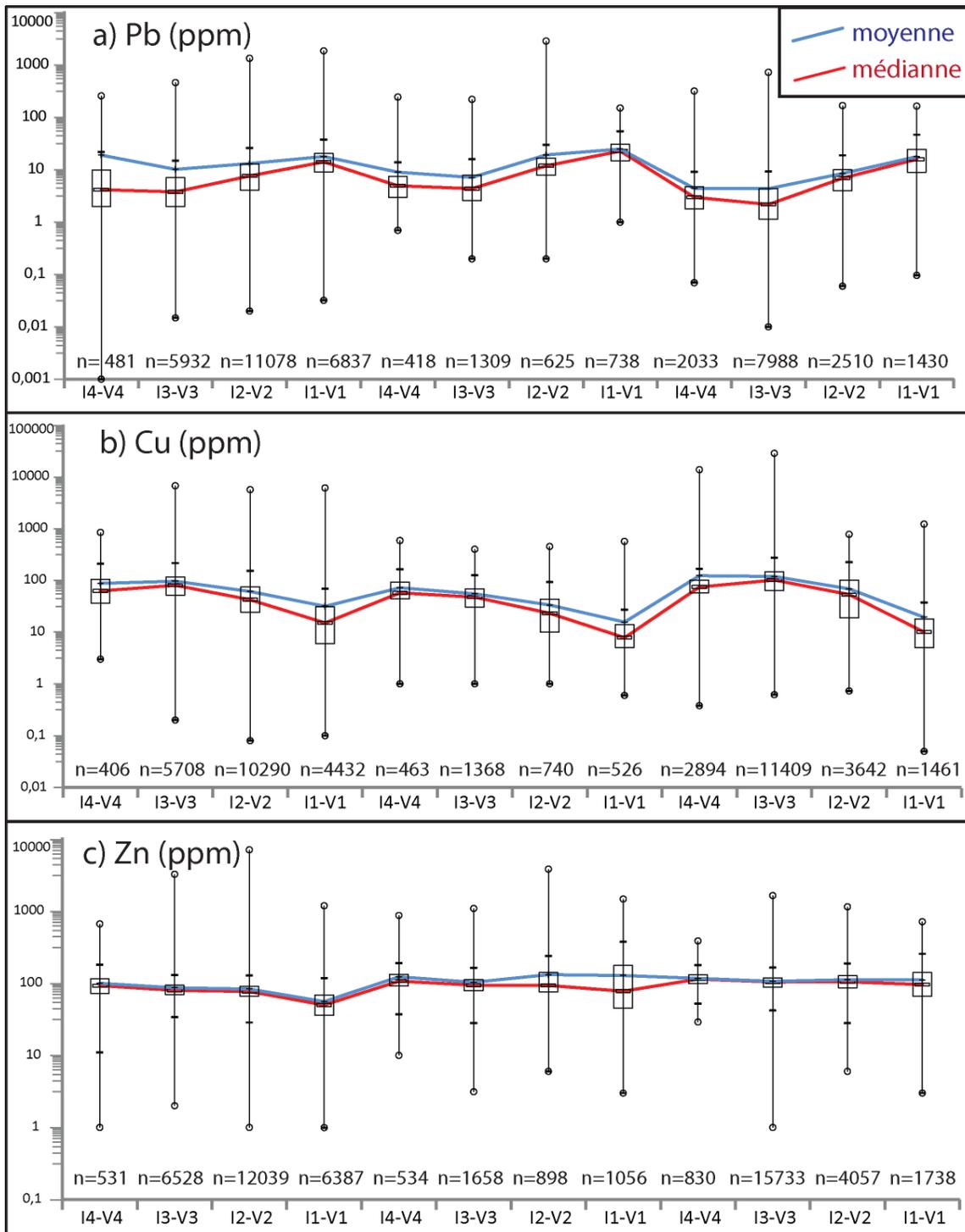


Figure 5. Boîtes à moustaches présentant les concentrations en Pb (a), Cu (b) et Zn (c) des roches du GEOROC provenant de contextes de type arc, rift et point chaud.

3.4 Conclusions

La compilation des compositions des SMV à travers le monde suggère qu'il y a une corrélation positive entre la richesse en Ag des lentilles et la présence de roches felsiques dans leurs encaissants. L'étude des données du GEOROC indique que seul le Pb, et occasionnellement l'Ag, se concentrent dans les roches felsiques, alors que les roches mafiques sont plus riches en As, Bi et Cu et sont plus souvent riches en Ag que ne le sont les roches felsiques. Les concentrations des autres éléments étudiés (Au, Zn, Sb) varient peu d'un type de roche à l'autre.

Ainsi, la principale conclusion pouvant être formulée à ce stade de l'étude est que la présence de roches silicatées riches en Ag et en Pb favorise la formation de SMV argentifères. Cependant, les variations de concentrations observées dans les roches magmatiques sont généralement de faible amplitude, étant d'un ordre de grandeur au maximum (**Tableau 2**). Il est donc difficile d'estimer si la présence de roches felsiques contenant dix fois plus d'Ag et de Pb que d'autres types de roches est un facteur suffisant pour expliquer l'enrichissement en Ag observé dans certains SMV. Il est tout aussi difficile de quantifier l'effet que peut avoir la présence de roches felsiques clastiques (cf. possible formation de SMV de type « sub-surface ») sur la composition en Ag.

Aussi, les éléments d'intérêt sont présents sous forme de traces dans les roches magmatiques. Leur concentration est de l'ordre de la dizaine à centaine de ppm (Cu, Pb, Zn), ou est inférieure à 1 ppm (Ag, As, Bi, Sb) dans ce type de roche (**Tableau 2**). Ainsi, il est possible que le dosage de la plupart de ces éléments soit difficile et peu fiable dans la plupart des échantillons qui seront utilisés pendant cette étude (cf. partie IV).

Tableau 2. Résumé des statistiques faites sur les données du GEOROC.

Élément	Maximum*	Min (ppm)	Max (ppm)	Médianes
Ag	I4-V4, I1-V1	0,1-0,3	0,2-1,5	0,1-1 ppm
As	I4-V4, I3-V3	3-5	10	< 10 ppm
Bi	I3, V4	0,1-1	0,5-2	0,1-1 ppm
Cu	I4-V4, I3-V3	10-100	50-200	> 10 ppm, souvent 100 ppm
Pb	I1-V1	3-15	15-25	~ 10 ppm
Sb	varie peu	0,1	1	0,1-1 ppm
Zn	varie peu	50	100	100 ppm
Au	varie peu	1 ppb	10 ppb	1-10 ppb

*Maximum : liste des roches dans lesquels les éléments d'intérêt se concentrent le plus.

4 PARTIE II : PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES – CARACTÉRISTIQUES DES FLUIDES HYDROTHERMAUX

4.1 Introduction

Dans les systèmes hydrothermaux qui sont à l'origine de la formation des SMV, l'eau de mer est mise en circulation et corrode les roches. C'est principalement le Cl⁻ de ce fluide qui met les métaux en solution sous forme de complexes chlorurés, et qui assure leur transport dans le système hydrothermal. Aussi, la majeure partie des métaux qui nous intéressent provient probablement des roches encaissantes qui ont réagi avec le fluide hydrothermal, bien que les fluides d'origine magmatique peuvent également contribuer à l'apport de métaux dans le système, et notamment de l'As, Au, Sb, Te, Ag, Bi, S et Se.

Dans cette section, nous commencerons par étudier la stabilité des métaux en solution, c'est-à-dire que nous nous intéresserons à l'effet que les variations de pH, de température et autres ont sur la stabilité des complexes chlorurés (Cl^-), sulfurés (HS^-) et d'hydroxydes (OH^-), qui sont les complexes les plus communément observés dans les systèmes hydrothermaux (cf. annexe A). En contrôlant la spéciation des métaux, les paramètres physico-chimiques contrôlent, en fait, la capacité des fluides à transporter et à relâcher les métaux.

Par la suite, nous tenterons d'utiliser les informations résumées à l'annexe A en contexte d'exploration. Pour ce faire, nous nous intéresserons à l'anomalie en Eu des roches magmatiques de l'Abitibi. En fait, l'enrichissement en LREE (terres rares légères) et l'anomalie en Eu ont déjà été utilisés pour repérer l'empreinte des systèmes hydrothermaux (Michard, 1989; Bau, 1991; Genna, 2014). Notons également que le rapport Zr/SiO_2 a aussi été utilisé pour identifier les roches de plus haute température (cf. super-rhyolithes de Kidd Creek; Barrie, 1995) et que de nombreux minéraux peuvent être utilisés comme géothermomètres. Ces quelques pistes ne seront cependant pas explorées plus avant par ce projet.

4.2 Les paramètres physico-chimiques

Les caractéristiques des fluides hydrothermaux ont été intensément étudiées de différentes façons: étude des systèmes naturels actifs (fumeurs noirs, etc.), expériences en laboratoire et calculs thermodynamiques. Un survol de ces données a été effectué pour les besoins de ce projet, et un résumé des différents paramètres répertoriés est disponible à l'annexe A. Cette annexe regroupe des données sur la température, le pH, les conditions redox, la pression (ébullition), la salinité des fluides et la spéciation des métaux.

La compilation des données de la littérature des paramètres physico-chimiques qui influent sur la spéciation de l'Ag dans les fluides hydrothermaux fait ressortir les informations suivantes :

1) Le Zn précipite massivement lorsque le pH augmente. Le Zn arrive probablement tôt dans le système, puisqu'il peut être transporté par des fluides de relativement faible température. Sa concentration dans les parties externes des SMV est soit due aux conditions particulières de pH qui règnent à ces endroits, soit due au fait que le cœur riche en Cu des SMV, qui se développe plus tardivement, repousse les zones riches en Zn vers l'extérieur.

2) Le Cu n'est mis en solution qu'à haute température et précipite massivement lorsque la température commence à diminuer. Pour ces raisons, le Cu arrive tardivement dans le système, lorsque le fluide a atteint une température suffisante. Aussi, le Cu précipite tôt lorsque le fluide hydrothermal approche de la lentille minéralisée et est donc associé à la partie interne des SMV.

3) La solubilité du Pb et de l'Ag diminue lentement lorsque la température du fluide commence à baisser, et il est possible que la précipitation de ces deux métaux soit principalement contrôlée par les variations de pH. En ce qui concerne l'Ag, il semble n'être mis en solution que dans les systèmes hydrothermaux les plus chauds. Aussi, il est observé que l'Ag et la Pb précipitent principalement dans la partie de plus faible température des lentilles minéralisées, c'est-à-dire la partie riche en Zn, ce qui est peut-être en lien avec les conditions de pH particulières qui règnent à cet endroit. Cependant, beaucoup de zones d'ombre demeurent sur le comportement du Pb et de l'Ag dans les systèmes hydrothermaux, qui ne pourront pas être résolues dans le cadre de ce projet.

En faisant l'hypothèse que seuls les fluides les plus chauds sont capables de transporter le Cu et l'Ag, l'on devrait observer une corrélation entre la présence de ces éléments au sein des SMV et les systèmes hydrothermaux les plus chauds. C'est pourquoi, dans la suite de cette section, nous tenterons de corréler la température des cellules hydrothermales à la composition en métaux des SMV abitibiens, par l'intermédiaire de la répartition des anomalies en Eu.

4.3 Anomalie en Eu

4.3.1 Introduction

La circulation de fluides hydrothermaux modifie la chimie et la minéralogie des roches avec lesquels ils interagissent, et les altérations qui se développent ainsi sont communément utilisées comme guides d'exploration pour les SMV. Il est cependant difficile d'extraire, à partir des halos d'altération, des informations précises sur les caractéristiques physico-chimiques (pH, température, etc.) du fluide qui a corrodé les roches. Dans cette section, nous tenterons d'utiliser les éléments des terres rares (REE) pour estimer la température des cellules hydrothermales, en corrélant les anomalies en Eu à la richesse en Ag des SMV abitibiens, par l'intermédiaire de calculs de contraste.

En solution, l'Eu existe sous forme oxydée (Eu^{+3}) et réduite (Eu^{+2}). L' Eu^{+2} est stable dans les fluides chauds ($> 250^\circ\text{C}$), réduits, riches en Cl et acides; c'est-à-dire qu'il est stable dans les fluides hydrothermaux typiques des systèmes SMV (cf. Genna et al., 2014; et références incluses). Le passage d'un tel fluide peut engendrer des anomalies négatives en Eu dans les roches silicatées altérées. Dans cette section, nous ferons l'hypothèse que l'amplitude de l'anomalie en Eu se corrèle aux caractéristiques physico-chimiques du fluide hydrothermal, et nous tenterons ainsi de corrélérer cette anomalie à la composition métallique des SMV.

4.3.2 Présentation des données

Dans cette section, nous utiliserons deux types de données : 1) base de données des SMV de l'Abitibi ; 2) base de données des échantillons de roches silicatées de l'Abitibi.

Les SMV québécois de l'Abitibi ont été compilés à partir du fichier « gisements metalliques.shp » du SIGÉOM 2012. Seules les mines actives ou fermées et les gîtes à tonnage évalué de ce fichier ont été utilisés, ainsi que tous les points pour lesquels la colonne « TYPL » avait la valeur « 630 SMV », « 631 » ou « 632 ». Ces données ont été fusionnées avec celles de l'USGS (Mosier et al., 2009), car les données de l'USGS contenaient des informations sur les teneurs qui n'étaient pas toujours présentes dans la base de données initiale. Aussi, tous les points pour lesquels des informations sur les teneurs en Cu, Zn et Pb des lentilles minéralisées n'étaient pas disponibles ont été supprimés. Le fichier final comprend 87 gisements québécois, dont 61 mines actives ou fermées.

La base de données lithogéochimiques interne du CONSOREM (BD CONSOREM) a été utilisée. Cette base regroupe les analyses géochimiques du SIGÉOM ainsi que des données de partenaires du CONSOREM et contient quelques 238 748 entrées. Cette base de données contient des analyses de qualités variables sur lesquelles il est difficile de prendre du recul. Elle sera utilisée ci-après pour dégager des tendances géochimiques de grande échelle, ce qui devrait amoindrir l'effet négatif que les analyses de moins bonnes qualités pourraient avoir sur le résultat final.

Dans cette section, seuls les échantillons prélevés au Québec, qui documentent les roches volcaniques et intrusives, et ayant Eu, Gd et Sm analysés, ont été utilisés ($n = 2\ 817$ données). Un champ a été ajouté à cette base de données et a été peuplé avec les valeurs de l'anomalie en Eu, qui a été calculée de la façon suivante :

$$Eu_anomalie = \frac{Eu_normalisé}{(Sm_normalisé \times Gd_normalisé)^{0,5}} \quad (1)$$

Dans l'équation (1), les concentrations en Eu, Sm et Gd sont normalisées à la chondrite carbonée (CI) par les valeurs suivantes: 0,056 ppm (Eu-63), 0,197 ppm (Gd-64) et 0,149 (Sm-62) (Wasson et Kallemeyn, 1988). L'anomalie en Eu est considérée positive lorsqu'elle est supérieure à 1,5 - 2, négative lorsqu'elle est proche de 0 et non-anomale lorsqu'elle est proche de 1.

4.3.3 Valeurs seuils

Avant d'effectuer les calculs de contraste (cf. section 4.3.4), il est nécessaire d'identifier les échantillons présentant des anomalies en Eu en tenant compte de leurs lithologies, car les processus magmatiques peuvent provoquer des anomalies. En effet, la cristallisation du plagioclase, qui est un minéral qui concentre l'Eu dans sa structure, appauvrit le magma résiduel en Eu. Ainsi, les cumulats à plagioclase développent des anomalies positives en Eu, alors que les roches felsiques présentent généralement des anomalies négatives en Eu.

Cette différence entre roches felsiques et mafiques se voit particulièrement bien lorsque l'anomalie en Eu des échantillons de la BD CONSOREM est représentée en fonction de leurs concentrations en silice (**Figure 6**). Cette différence est marquée pour les roches volcaniques, et ne s'observe pas pour les roches plutoniques, peut-être à cause d'un biais d'échantillonnage ou peut-être parce que les magmas qui restent confinés dans les chambres magmatiques sont capables de rééquilibrer leurs concentrations en Eu par diffusion. Des valeurs seuils ont été définies à partir de ces corrélations (**Figure 6**).

Pour les roches plutoniques, les roches ayant « $Eu_anomalie < 0,7$ » présentent des anomalies négatives en Eu et celles ayant « $Eu_anomalie > 1,2$ » ont des anomalies positives en Eu (**Figure 6-b**). Pour les roches volcaniques, les anomalies en Eu sont positives pour « $y2 > Eu_anomalie > y1$ », fortement positives pour « $Eu_anomalie > y2$ », négatives pour « $y4 < Eu_anomalie < y3$ », et fortement négatives pour « $Eu_anomalie < y4$ », avec les paramètres $y1$ à $y4$ correspondant aux courbes de régression suivantes (**Figure 6-a**):

$$y1 = 3,0939 - 0,1099 \times SiO_2 + 0,0024 \times (SiO_2)^2 - 0,000018 \times (SiO_2)^3$$

$$y2 = 2,5119 - 0,041 \times SiO_2 + 0,001 \times (SiO_2)^2 - 0,0000096 \times (SiO_2)^3$$

$$y3 = 0,0987 \times SiO_2 - 0,0044 \times (SiO_2)^2 - 0,00008 \times (SiO_2)^3 - 0,00000051 \times (SiO_2)^4$$

$$y4 = 0,3408 - 0,0046 \times SiO_2 + 0,0001 \times (SiO_2)^2 - 0,0000025 \times (SiO_2)^3$$

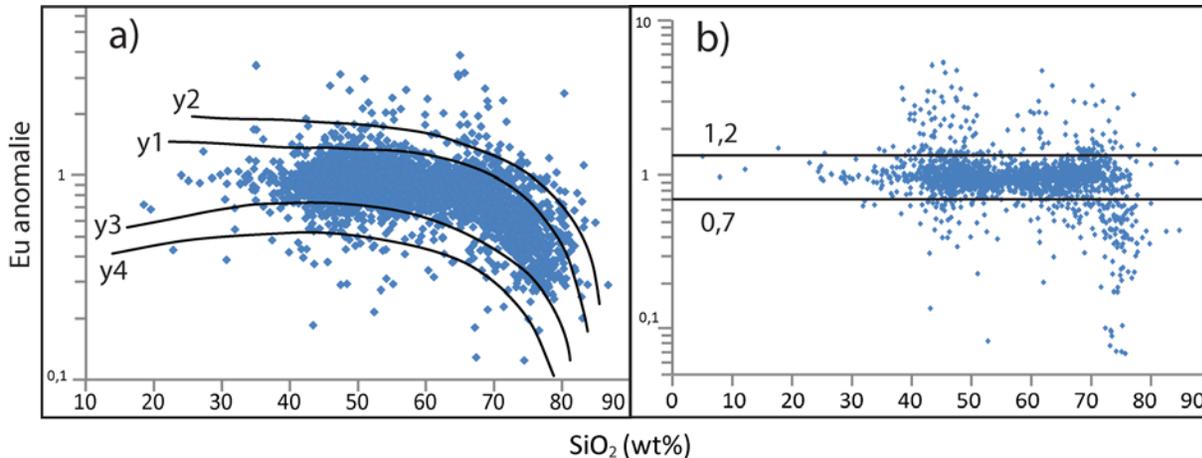


Figure 6. Corrélation entre les anomalies en Eu et les teneurs en silice des roches de la BD Consorem, pour les roches volcaniques (a) et les roches plutoniques (b). Les courbes de régression qui ont permis de déterminer les valeurs seuils sont également représentées.

4.3.4 Résultat du calcul de contraste

Après avoir classé les roches de la BD CONSOREM en fonction de leurs anomalies en Eu, les relations spatiales entre les groupes d'échantillons géochimiques et les SMV ont été analysées par l'intermédiaire de calculs de contraste. Le contraste permet de quantifier le degré de proximité spatiale entre deux entités : plus les entités se chevauchent, plus le contraste est un nombre élevé.

Les contrastes ont été calculés avec un code nommé « *contrastepoint.py* », construit à partir du langage de programmation Python et suivant une méthode décrite à l'annexe B. Dans un premier test, le contraste a été calculé sur l'ensemble des données (roches intrusives et volcaniques) classées en 3 groupes (utilisation des seuils y1 et y3 uniquement pour les roches volcaniques). Dans un second test, les calculs de contraste ont été effectués sur les roches volcaniques uniquement, réparties en 6 groupes suivant les seuils y1 à y4. Ces deux tests ont produit des résultats comparables (**Figure 7**).

Pour ces deux tests, le contraste a été calculé pour des zones tampons de 1 km, pour lesquels la quantité de données géochimiques est insuffisante, et pour des zones tampons de 5, 10 et 20 km autour des gisements de SVM sélectionnés. Les résultats sont similaires pour ces trois tampons, bien que les contrastes soient les plus proches de 0 ou de 1 pour les tampons de 20 km qui sont donc peu significatifs.

Les contrastes sont généralement positifs pour les anomalies négatives en Eu (**Figure 7**), ce qui indique que ces anomalies ont tendance à se situer à proximité des SMV abitibiens. Cette analyse confirme ainsi que le passage d'un fluide hydrothermal peut engendrer des anomalies négatives en Eu dans les roches altérées.

Par contre, aucune corrélation entre les contrastes les plus élevés et la teneur en Ag absolue (Ag en g/t) ou relative (Ag/Cu+Zn+Pb) des SMV n'est observée. Ainsi, en Abitibi, les anomalies négatives en Eu ne sont pas plus proches des SMV argentifères que de tous autres types de SMV.

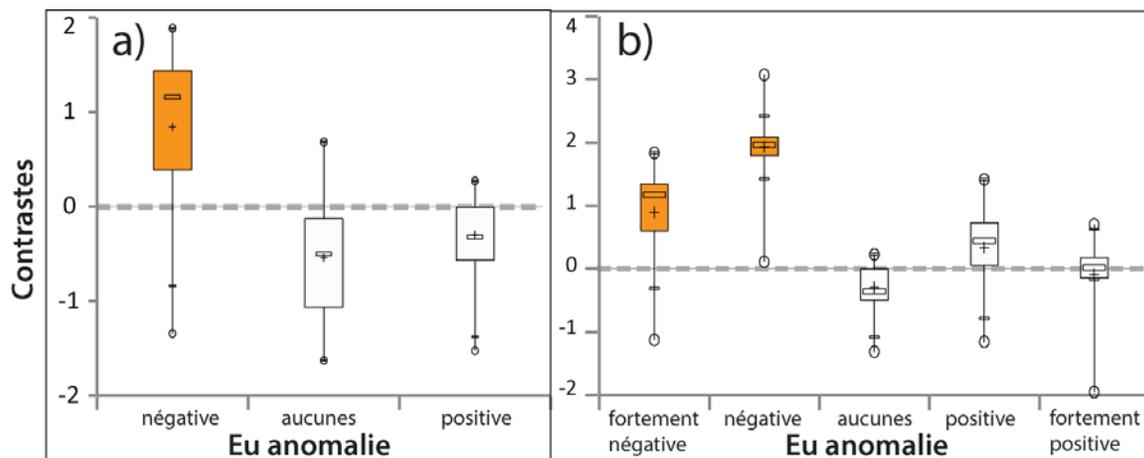


Figure 7. Boîtes à moustaches montrant les contrastes calculés avec une zone tampon de 10 km pour les anomalies en Eu des données lithogéochimiques de l'Abitibi; **a)** test 1, effectué avec les roches intrusives et extrusives; **b)** test 2, effectué avec les roches volcaniques uniquement.

4.4 Conclusions

La compilation des données physico-chimiques des fluides hydrothermaux suggère que l'Ag pourrait être mis en solution uniquement par les fluides les plus chauds. Aussi, l'Ag est relâché par le fluide dans la partie de faible température, riche en Zn, des SMV, peut-être parce que le complexe chloruré de l'Ag est

principalement contrôlé par les variations de pH, comme c'est le cas pour le Zn. Ces deux hypothèses demeurent cependant spéculatives, puisque l'Ag a, pour le moment, été moins intensément étudié et son comportement est moins bien compris que ceux du Zn et du Cu.

Le test simpliste effectué sur les données de l'Abitibi montre une association spatiale entre les anomalies négatives en Eu des roches volcaniques encaissantes et les gisements de SMV connus. Ces anomalies en Eu ont probablement été causées, en majeure partie, par la circulation de fluides hydrothermaux qui sont à l'origine des minéralisations. Ces anomalies peuvent donc être utilisées pour identifier les roches altérées par le passage de fluides de températures supérieures à 250°C.

Cependant, l'anomalie en Eu se révèle inutile pour le problème qui nous intéresse, puisqu'elle n'est pas plus fréquente à proximité des SMV riches en Ag qu'à proximité des autres types de SMV. En fait, l'Ag n'est peut-être abondamment mis en solution que dans les systèmes les plus chauds (300°C?, 350 °C?). Puisque l'anomalie en Eu se développe à partir de 250°C, elle ne semble pas permettre l'identification des paléo-cellules hydrothermales les plus chaudes, et ce paramètre se révèle donc inutile pour la prospection des SMV argentifères.

5 PARTIE III : PHASES MINÉRALES ET CALCULS NORMATIFS

5.1 Introduction

L'Ag n'est pas un constituant majeur des principaux minéraux observés dans les SMV, c'est-à-dire qu'il ne fait pas partie de la formule simplifiée de la pyrite (PY), pyrrhotine (PO), chalcopryrite (CPY), sphalérite (SPH) ou de celle de la galène (GN).

Les SMV contiennent parfois des phases mineures, comme l'argentite (Ag_2S) ou l'électrum (alliage Au-Ag) par exemple, dont l'Ag est un constituant majeur. Cependant, ces phases sont rarement les principaux « réservoirs » d'Ag, qui est plutôt présent sous forme de trace dans des phases plus abondantes, comme la galène par exemple. Ces remarques générales sont difficilement applicables à tous les SMV, car c'est parfois l'Ag natif ou un tellure rare qui est le principal porteur d'Ag, alors que de telles phases sont très peu abondantes dans la grande majorité des cas.

Ainsi, dans cette section, nous nous concentrerons sur la galène, la fahlore (« cuivre gris ») et la chalcopryrite, qui sont les phases porteuses d'Ag les plus fréquemment décrites dans la littérature des SMV. Notons que lorsque la galène est la principale phase argentifère, nous pouvons conclure que le Pb a joué un rôle primordial pour fixer l'Ag dans la lentille minéralisée. Le but de cette section est donc de documenter plus en détails les liens entre la teneur en Ag des SMV et leurs compositions chimiques, par l'intermédiaire des contraintes minéralogiques. Aussi, les contraintes thermodynamiques auxquelles sont soumises les phases minérales étudiées seront décrites, afin de mieux contraindre les conditions de température, et autres, favorables à la fixation de l'Ag.

De plus, cette section tentera de corrélérer les concentrations en Ag des roches à sulfures avec les concentrations en métaux de base et autres éléments traces de ces roches. Cependant, les variations de la concentration en Ag d'une roche constituée de silicates et de sulfures se corréleront généralement au pourcentage des minéraux sulfurés que la roche contient. Pour pallier à ce problème, le recalcul des éléments étudiés à 100% de sulfures est souvent utilisé (Barnes et Lightfoot, 2005). Cependant, le principal défaut du recalcul à 100% de sulfures est qu'il s'appuie sur des formules simplistes des phases minérales de type sulfures alors que l'étude de la distribution de l'Ag dans les sulfures nécessite l'utilisation de formules minérales plus réalistes.

Pour cette raison, dans la seconde partie de cette section, nous jetterons les bases d'un calcul normatif visant à estimer les proportions de galène et de fahlore, et leurs concentrations possibles en Ag, à partir

d'échantillons de sulfures massifs et semi-massifs. Contrairement à la norme CIPW, qui utilise les formules simplifiées des minéraux, nous baserons cette norme sur des formules minérales plus réalistes.

Ce calcul normatif sera appliqué à deux bases de données documentant des lentilles minéralisées des camps de Matagami et de Hackett River. Mais le point important que cette section soulèvera est que le système Ag, pour être étudié du point de vue géochimique, doit comprendre les éléments suivant : Ag-As-Bi-Cu-Fe-Pb-Sb-Zn.

5.2 Bibliographie sur les phases porteuses d'Ag

5.2.1 Introduction

Dans cette section, nous documenterons les principales phases porteuses d'Ag : la galène, les minéraux du groupe de la fahlore et la chalcopyrite. Cependant, de nombreux autres minéraux sont susceptibles de contenir de l'Ag, mais ne sont pas documentés par ce projet. Un aperçu non exhaustif de ces phases est cependant proposé ci-dessous :

- 1) **Ag natif**: il est possible qu'il soit présent uniquement dans les systèmes les plus riches en Ag.
- 2) **Électrum**: alliage Au-Ag, qui pourrait être l'équivalent de l'Ag natif dans les systèmes à Au-Ag.
- 3) **Tellures**: ces minéraux peuvent être des porteurs majeurs de l'Ag dans les SMV riches en Te.
- 4) **Ag-Sb sulfosels**: ces minéraux pourraient être abondants dans les systèmes riches en Sb, dans des conditions réduites et de température faible.

Aussi, on peut faire les remarques suivantes sur les minéraux que l'on observe communément dans les SMV :

- 1) **Sphalérite (SPH)**: ce minéral cristallise à environ 200-250°C à partir des fluides hydrothermaux (Solomon et Walshe, 1979), mais concentre très peu l'Ag.
- 2) **Pyrite (PY)**: concentre très peu l'Ag.
- 3) **Pyrrhotine (PO)**: concentre assez peu l'Ag, mais la PO entre en compétition avec la CPY, qui semble intégrer plus facilement l'Ag à sa structure. L'Ag semble donc avoir beaucoup plus d'affinités avec le Cu qu'avec le Fe.

5.2.2 Bibliographie sur la galène

Cette section vise à documenter trois minéraux qui forment une solution solide complète dans des conditions de haute température uniquement. Ces minéraux sont :

- 1) La galène (PbS), de structure cubique.
- 2) La miargyrite (AgSbS₂), de structure monoclinale à faible température.
- 3) La matildite (AgBiS₂), de structure hexagonale à faible température.

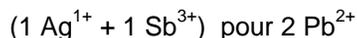
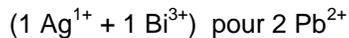
La galène est généralement associée à la partie riche en Zn des SMV. Un peu de galène peut également être observée dans la partie riche en Cu des SMV, où elle contient souvent un maximum d'Ag, peut-être parce que le Bi a plus d'affinité avec la partie de haute température des SMV que l'Sb (Amcoff, 1984), et que les Bi-galènes peuvent incorporer plus d'Ag que les Sb-galènes (Czamanske et Hall, 1975; Amcoff, 1984) (**Figure 8**).

La galène peut cristalliser à 200-250°C à partir d'un fluide hydrothermal (Solomon et Walshe, 1979), mais elle a plutôt tendance à cristalliser tôt, à des températures de 280-370°C (Hall et Czamanske, 1972; Rye et Sawkins, 1974; Czamanske et Hall, 1975; Birnie et Petersen, 1977; Petersen et al., 1977; Wu et Petersen, 1977; Lueth et al., 2000; Sack et al., 2002; Sack et Goodell, 2002).

Le point de fusion de la galène est à 1136°C (Nenasheva, 1975), et les galènes pauvres en Ag restent stables à température ambiante. Les galènes riches en Ag (cf. Ag-galènes), quant à elles, sont instables à température ambiante. Ainsi, lorsque le SMV refroidit, les Ag-galènes subissent des réactions rétrogrades (cf. exsolution et/ou réactions avec les autres sulfures) et peuvent se transformer en : galène pauvre en Ag, fahlore, miagyrite, matildite, diaphorite, freieslebenite, aramayoite et/ou autres phases.

En fait, ces réactions rétrogrades produiront différentes phases selon la nature des minéraux qui constituent les SMV et avec lesquels la galène a la possibilité de réagir. Ces réactions sont également dépendantes de la composition initiale de la galène (Chutas et al., 2008). Elles sont intéressantes dans le cadre de ce projet car elles nous indiquent que la distribution de l'Ag dans les minéraux peut changer pendant le refroidissement des SMV, et qu'il n'est pas exclu que l'Ag puisse être déplacé lorsque l'Ag-galène se déstabilise.

Ce qui nous intéresse tout particulièrement chez la galène, ce sont les solutions solides qui impliquent l'Ag. La pétrologie expérimentale nous apprend que l'Ag et l'Ag₂S (argentite) sont très peu solubles dans la galène (Nissen et Hoyt, 1915; Van Hook, 1960; Costagliola et al., 2003). En fait, l'Ag intègre massivement la galène uniquement par l'intermédiaire de solutions solides couplées (Wernick, 1960; Van Hook, 1960; Nenasheva, 1975; Hoda et Chang, 1975; Amcoff, 1976; Sharp et Buseck, 1993; Ghosal et Sack, 1999), qui sont les suivantes (**Figure 8**) :



La solution solide qui fait intervenir l'Sb est complète au-delà de 400°C environ, et existe jusqu'à environ 220°C (Chutas, 2004) ou 300°C (Amcoff, 1984) (**Figure 8**). En fait, un intervalle de miscibilité est observé à partir de 441,7°C, c'est-à-dire que des galènes riches et pauvres en Ag-Sb commencent à cristalliser simultanément à partir de cette température. Aussi, cet intervalle de miscibilité augmente lorsque la température diminue, jusqu'à ce que l'on ne puisse plus parler de solution solide entre la miagyrite et la galène pauvre en Ag (Chutas et al., 2008). En ce qui concerne le pôle Bi, la solution solide entre la matildite et la galène n'est véritablement complète qu'au-delà de 380°C. Cette solution solide est pourtant relativement complète à assez faible température (> 215°C), et n'existe plus sous environ 200°C (Van Hook, 1960; Amcoff, 1984) (**Figure 8**).

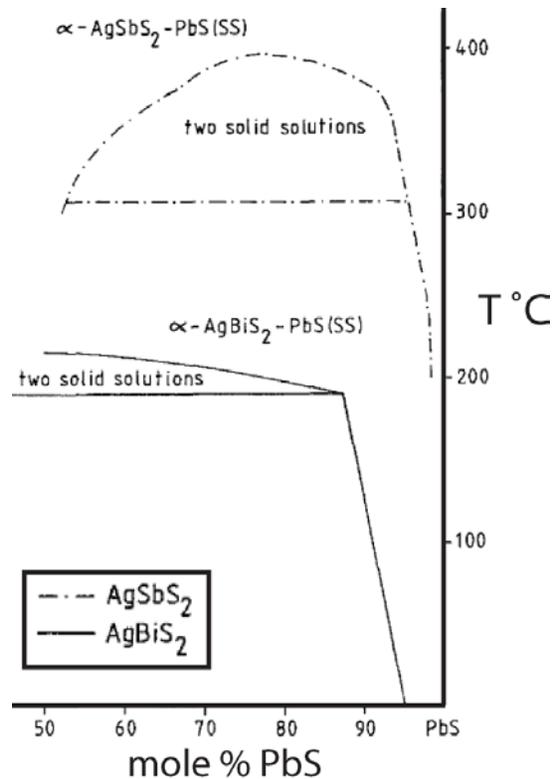


Figure 8. Graphique produit à partir d'expériences en laboratoire, et montrant le champ de stabilité des solutions solides de la galène (modifié d'après Amcoff, 1984).

À cause de ces différences de température, l'Ag peut entrer dans la galène pour une plus grande gamme de températures lorsqu'il est couplé au Bi plutôt qu'à l'Sb. Aussi, le Bi a plus d'affinités avec le Pb que l'Sb, et entre donc plus facilement dans la structure de la galène. Pour ces deux raisons, les Bi-galènes sont susceptibles de concentrer plus d'Ag que les Sb-galènes. Aussi, ce système est plus complexe si de la fahlore est présente, car ce minéral entre en compétition avec la galène pour l'Ag et l'Sb.

Puisque la majeure partie de l'Ag n'entre dans la galène que par l'intermédiaire de substitutions couplées, le rapport $\text{Ag}/(\text{Bi}+\text{Sb})$ est, au maximum, égal à 1 dans ce minéral (rapport $\text{Ag}/(\text{Bi}+\text{Sb})$ calculé avec Ag, Sb et Bi en poids molaires). Ce rapport peut également être inférieur à 1 puisque, à l'instar de l'Ag, le Bi et l'Sb entrent dans la galène sans restriction.

Aussi, puisque les solutions solides sont dépendantes de la température, les calculs suivants peuvent être effectués (cf. Chutas et al., 2008):

- 1) à 400°C, tout l'Ag peut être dissout dans la galène si $\text{Ag}/\text{Pb} < 1/10$.
- 2) à 200°C, tout l'Ag peut être dissout dans la galène si $\text{Ag}/\text{Pb} < 1/100$.

Lorsque l'on compile les concentrations en Ag de galènes naturelles, on observe qu'elles contiennent rarement plus de 1 à 3 wt% d'Ag, voir 7,5 wt% dans les meilleurs cas. Par comparaison, une matildite contient environ 30 wt% d'Ag. Aussi, cette compilation confirme que le rapport $\text{Ag}/(\text{Bi}+\text{Sb})$ est soit proche de 1, soit inférieur à 1 (**Figure 9**).

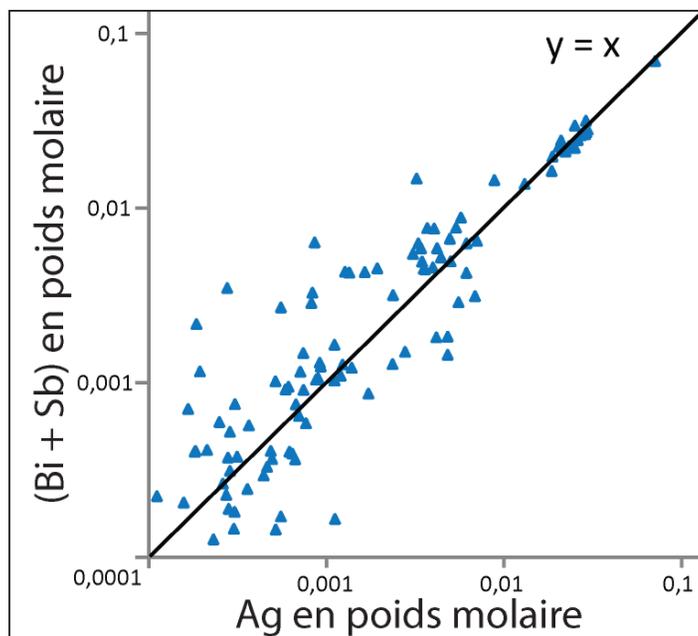


Figure 9. Relation entre Bi-Sb et Ag dans des échantillons de galènes naturelles compilées à partir de données de la littérature (Graeser, 1969; Zakrzewski et Nugteren, 1984; Cabri et al., 1985; Lange et al., 1985; Foord et Shawe, 1989; Gemmell et al., 1989; Pearson et al., 1988; Sharp et Buseck, 1993; Geraldès et al., 1996; Lueth et al., 2000; Sack et Goodell, 2002; Chutas et Sack, 2004; Karimpour et al., 2005; Sack, 2005; Simanenko, 2006; Bonev, 2007; Cook et al., 2007; Staude et al., 2010).

5.2.3 Bibliographie sur la fahlore

Cette section vise à documenter les minéraux du groupe de la fahlore, qui sont :

- 1) La tennantite, qui est toujours pauvre en Ag - $(\text{Cu,Ag})_{10}(\text{Fe,Zn})_2\text{As}_4\text{S}_{13}$.
- 2) La tétraédrite, qui est pauvre à riche en Ag - $(\text{Cu,Ag})_{10}(\text{Fe,Zn})_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$.
- 3) La freibergite, qui est une tétraédrite argentifère contenant plus de 20 wt% d'Ag par définition.

La freibergite est un minéral de basse température qui cristallise en conditions oxydantes (Grant, 2009). Ceci est peut-être également vrai pour les autres types de fahlore. Aussi, toutes les fahlores sont stables à température ambiante.

Dans les SMV, le rapport As/Sb est plus élevé en conditions réduites, c'est-à-dire que l'on observe majoritairement de l'As-fahlore (tennantite) dans la partie riche en Cu des SMV (Hackbarth et Peterson, 1984). La Sb-fahlore (tétraédrite) pourrait cristalliser après la tennantite, dans la partie riche en Zn, oxydante et de plus faible température des lentilles minéralisées. Ainsi, puisque seule la tétraédrite peut incorporer des quantités significatives d'Ag, la fahlore pourrait être un hôte majeur de l'Ag uniquement dans la partie riche en Zn des SMV.

La freibergite, quant à elle, est rarement observée dans les SMV. Une exception notable est le SMV d'Hackett River, au sein duquel la freibergite est l'hôte majeur de l'Ag (Grant, 2009). Puisque ce SMV présente la particularité d'avoir subi un métamorphisme de grade élevé, il est possible que la freibergite n'ait pas cristallisé dans le système hydrothermal mais soit en fait issue de réactions métamorphiques entre sulfures.

La fahlore présente de nombreuses solutions solides, dont les principales sont :

- 1) **Ag-Cu**: cette solution solide est complète, et peut inclure le Fe dans les systèmes pauvres en Ag. Aussi, seules les fahlores riches en Sb et assez riches en Fe peuvent incorporer une quantité importante d'Ag (Miller et Craig, 1983; Johnson et al., 1986; Sandecki et Amcoff, 1981; Sack et al., 2003).
- 2) **Fe-Zn**: cette solution solide est complète, avec quelques restrictions car le Zn a peu d'affinités avec l'As et l'Ag. Aussi, de faibles quantités de Cd, Hg et Mn peuvent se substituer aux Fe-Zn.
- 3) **Sb-As**: cette solution solide est complète, avec quelques restrictions car l'As a peu d'affinités avec le Zn et l'Ag. Aussi, de faibles quantités de Bi et Te peuvent se substituer à l'As-Sb.
- 4) **S**: l'habituelle substitution avec le Se est possible.

Dans ce rapport, nous nous concentrerons sur les substitutions As-Sb et Cu-Ag. Aussi, des intervalles de miscibilité sont documentés pour la fahlore (Sack et Ebel, 2006) mais, comme pour la galène, ils ne seront pas pris en compte dans cette étude.

Lorsque l'on compile les compositions de fahlores naturelles, nous observons qu'en effet, seules les Sb-fahlore (cf. tétraédrite-freibergite) sont parfois riches en Ag (**Figure 10**). Aussi, ces Sb-fahlores peuvent avoir un rapport $Ag/(Ag+Cu)$ variant de 0 à 1 (avec Ag et Cu en poids molaires), bien que ce rapport soit plus fréquemment compris entre 0,2 et 0,6 (**Figure 10**). Cette compilation permet également de tracer une courbe de régression, qui permet de prédire la concentration maximale en Ag d'une fahlore si sa composition en As-Sb est connue :

$$y = 0,0272x^{-1,258}; \quad \text{avec } x = \frac{As}{(As + Sb)} \text{ et } y = \frac{Ag}{(Ag + Cu)}$$

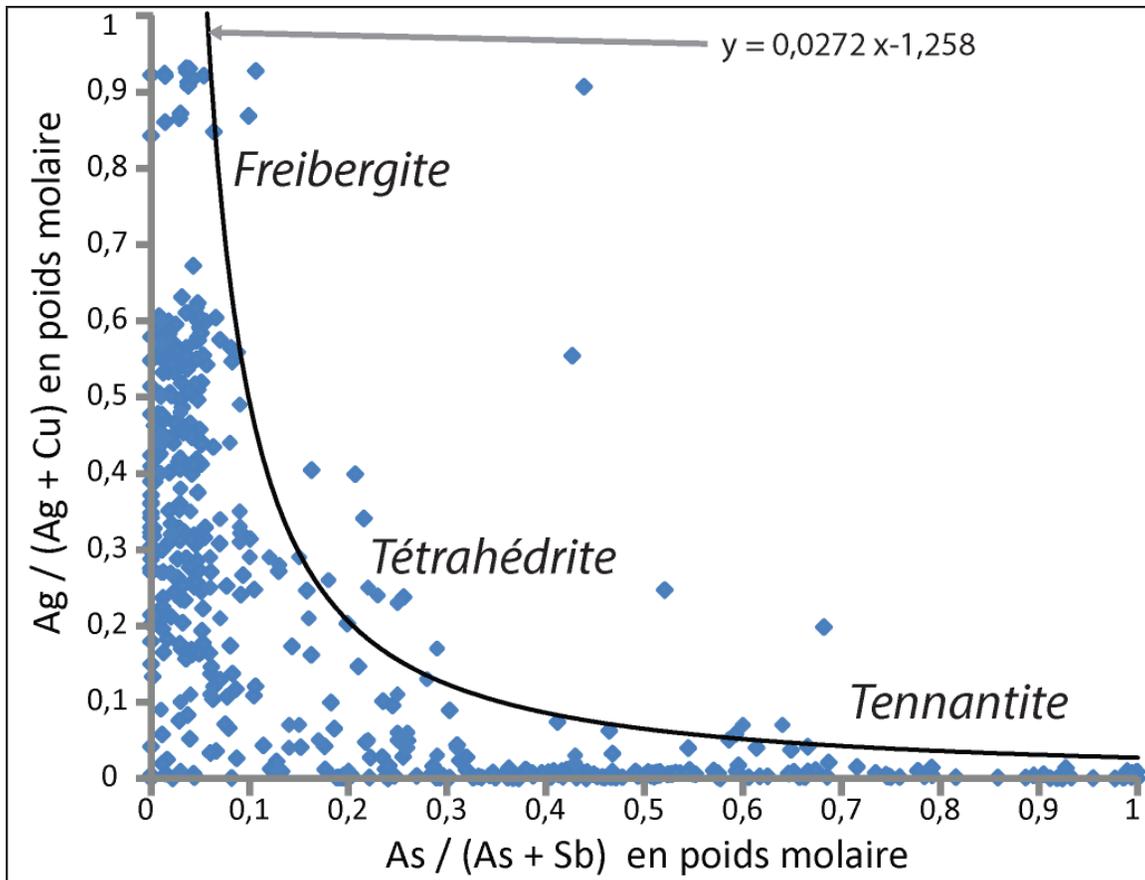


Figure 10. Relation entre Ag-Cu et As-Sb dans des échantillons de fahlores naturelles compilées à partir de données de la littérature (Riley, 1974; Nash, 1975; Bishop et al., 1977; Wu et Peterson, 1977; Paar et al., 1978; Patrick, 1978; Chen et al., 1980; Indorf, 1981; Chikhaoui et Levy, 1982; Miller et Craig, 1983; Zakrzewski et Nugteren, 1984; Akande, 1985; Augsten et al., 1986; Serviss et al., 1986; Kase, 1988; Charnock et al., 1989; Lynch, 1989; Pearson et al., 1988; Schmidt et al., 1990; Mishra et Mookherjee, 1986; Shimizu et Stanley, 1991; Holler et Gandhi, 1995; Gregurek et Raith, 1997; Art et Diamond, 1998; Foit et Ulbricht, 2001; Sack et al., 2002; Sack et Goodell, 2002; Chutas et Sack, 2004; Staude et al., 2010).

5.2.4 Bibliographie sur la chalcopryrite

La chalcopryrite, ou CPY (CuFeS_2), cristallise à partir du fluide hydrothermal aux environs de 300°C (Solomon et Walshe, 1979). Ce minéral est fréquent dans la partie riche en Cu des SMV, c'est-à-dire la partie centrale et/ou basale de température maximale des lentilles minéralisées. Aussi, puisque le Cu est mis en solution uniquement par les fluides les plus chauds, la CPY n'est abondante que dans les systèmes les plus chauds et/ou les plus matures.

Aussi, les CPY situées dans la partie riche en Cu des SMV sont généralement plus riches en Ag que celles situées dans la partie riche en Zn. Ceci est peut-être dû au fait que les conditions physico-chimiques, dans la partie riche en Cu, sont plus favorables à l'incorporation de l'Ag par la CPY. Il est également possible que, hormis la CPY, peu de phases susceptibles d'incorporer l'Ag soient présentes dans la partie riche en Cu des SMV, et qu'à cet endroit, l'Ag n'ait pas d'autres choix que d'intégrer la structure de la CPY.

Dans la CPY, l'Ag se substitue au Cu (Gavelin, 1943). Les expériences en laboratoire montrent que l'on peut dissoudre jusqu'à 5-8 wt% d'Ag dans la CPY. Cependant, les CPY naturelles contiennent souvent moins de 0,01-1 wt% d'Ag (**Figure 11**). Une exception est une CPY verte contenant 1,8 wt% d'Ag et décrite dans un système riche en Ag (Sandecki, 1983).

Cependant, bien que les CPY ne soient pas capables de dissoudre plus de 1 wt% d'Ag dans leurs structures, ce sont des minéraux parfois très abondants dans les SMV qui pourraient, au total, incorporer une quantité non-négligeable d'Ag. De plus, une remobilisation de cet Ag par un événement comme un raffinage poussé, ou bien un épisode de métamorphisme et/ou de déformation, ou tout autre événement capable d'extraire l'Ag des CPY et de le reconcentrer ailleurs dans le SMV, pourrait former des concentrations économiques d'Ag.

La CPY ne sera pas décrite plus en détails dans la suite de ce rapport, car sa concentration en Ag ne semble pas pouvoir être prédite autrement que par une analyse géochimique de ce minéral.

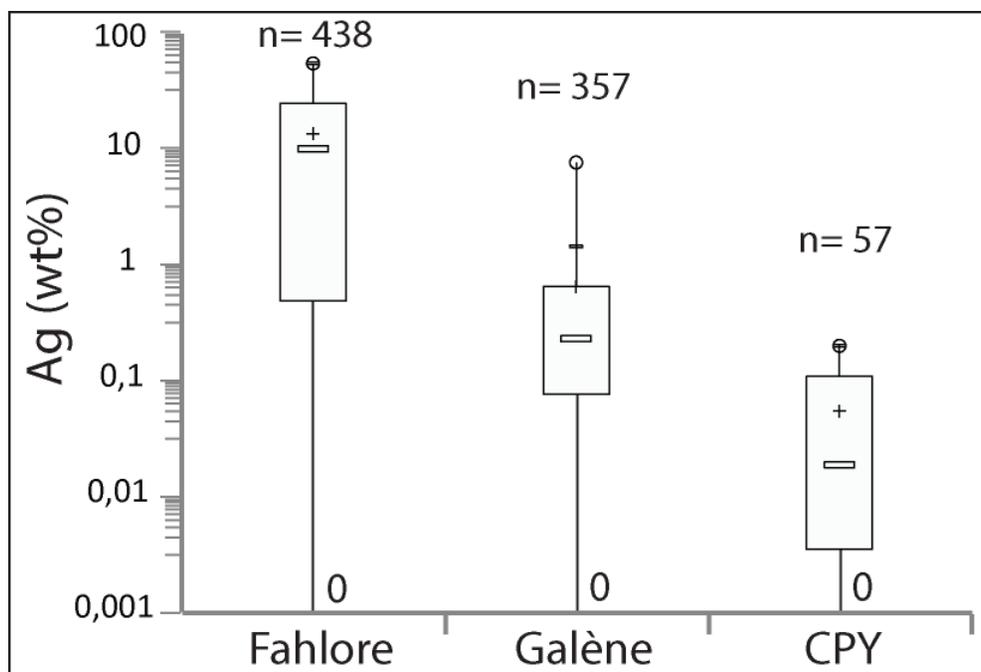


Figure 11. Boîtes à moustaches résumant les concentrations en Ag de minéraux compilés à partir de la littérature, pour la galène (cf. **Figure 9**), la fahlore (cf. **Figure 10**) et la CPY (Cabri et al., 1985; Sack et Goodell, 2002; Chutas et Sack, 2004).

5.3 Calculs normatifs

5.3.1 Introduction et méthode

Dans cette section, des calculs normatifs ont été effectués afin d'estimer, à partir des minéraux normatifs, la quantité d'Ag maximale pouvant être stockée dans tel ou tel SMV. L'Ag ne peut en effet être fixé qu'en quantités limitées et par un nombre limité de phases minérales, auxquels cette section s'intéresse.

Les données théoriques exposées dans la section précédente ont été utilisées pour calculer des proportions de galène et de fahlore normatives. Ce calcul est expliqué en détail à l'annexe C. Aussi, il est recommandé d'effectuer ce calcul sur des échantillons de roches riches en sulfures, afin de s'assurer que

la majeure partie du Ag-As-Bi-Cu-Fe-Pb-Sb-Zn analysée se situe dans les phases sulfurées et non dans les silicates. Pour de nombreux métaux, cette condition est remplie lorsque la roche contient plus de 1 wt% de S. Cependant, puisque la répartition de tous les éléments utilisés n'a pas été étudiée en détail, il est recommandé d'utiliser cette norme uniquement sur les échantillons contenant plus de 10 wt% de S.

Le calcul normatif développé pendant ce projet contient une grande quantité de requêtes conditionnelle qui a rendu difficile son développement sous Excel. Pour cette raison, la procédure a été codée sous Matlab, et une copie du code est fournie à l'annexe C et seules les grandes lignes de ce calcul sont décrites ci-après.

Le code de l'annexe C contient deux calculs distincts. Le premier calcul détermine la proportion de galène à partir de l'ensemble du Bi-Sb-Pb et de l'ensemble ou d'une partie de l'Ag disponible dans chacune des analyses étudiées. Le second calcul détermine d'abord la proportion de fahlore à partir du Cu-Ag-Zn-Fe-As-Sb-S de l'analyse, puis calcule la proportion de galène à partir de tout le Pb-Bi, et du Sb-Ag qui n'a pas été incorporé dans la fahlore.

5.3.2 Galène normative – calcul #1

Le premier calcul se fait en deux étapes. Tout d'abord, la proportion de galène-PbS est calculée, en utilisant le Pb comme facteur limitant. Ensuite, la proportion de miargyrite-matildite ($\text{Ag}(\text{Sb},\text{Bi})\text{S}_2$) est calculée, avec Bi+Sb comme facteur limitant. Le maximum d'Ag pouvant entrer dans cette phase minérale y est introduit, en contraignant le rapport $\text{Ag}/(\text{Bi}+\text{Sb})$ à être inférieur ou égal à 1. Puisque les proportions de Bi-Sb-Pb-Ag varient d'une analyse à l'autre, la formule de la miargyrite-matildite est recalculée à chaque itération.

La proportion totale de galène est ensuite calculée, et correspond à la somme des proportions de galène-PbS et de miargyrite-matildite. La quantité d'Ag de l'analyse (ppm) qui est allouée à la galène est également calculée, ainsi que la composition en Ag (wt%) de la galène (annexe C). Enfin, la quantité d'Ag (ppm) qui reste dans l'analyse après la détermination de la proportion de galène est également calculée.

5.3.3 Fahlore, puis galène normative – calcul #2

Le second calcul se fait également en deux étapes, pendant lesquelles la proportion de fahlore puis celle de la galène normative sont calculées (annexe C). Tout d'abord, le code propose à l'utilisateur d'indiquer la formule de la fahlore. Si l'utilisateur ne connaît pas la formule de ce minéral, le code la calculera par lui-même à partir de constituants de la roche analysée.

Ensuite, les paramètres permettant de calculer la formule de la fahlore sont extraits. Un paramètre restrictif est ensuite appliqué à ces paramètres, afin de prendre en compte les relations entre Ag et Sb observées dans la fahlore (cf. partie III, section 5.2.3).

Ensuite, l'élément limitatif, c'est-à-dire celui à partir duquel la proportion minimale de fahlore peut être calculée, est identifié et le calcul normatif est effectué à partir de cet élément. Notons que l'Ag n'est jamais utilisé comme élément limitatif, puisque les fahlores peuvent ne pas contenir d'Ag.

La proportion de fahlore est ensuite calculée, ainsi que la quantité d'Sb et d'Ag qui reste dans l'analyse après ce calcul. Ensuite, la quantité d'Ag de l'analyse (ppm) qui est allouée à la fahlore est calculée, ainsi que la composition en Ag (wt%) de la fahlore (annexe C).

Dans la seconde partie du calcul, la proportion de galène est calculée de la même façon que celle décrite dans la section précédente. Enfin, la quantité d'Ag (ppm) qui reste dans l'analyse après la détermination de la proportion de fahlore puis de galène est calculée.

5.4 Application de la norme en Abitibi

5.4.1 Présentation des données

Afin de tester le calcul normatif, des données analytiques de sulfures semi-massifs à massifs des gisements de Bracemac-McLeod et Phelps Dodge (camp de Matagami, Abitibi), ont été utilisées. Un total de 1531 données a été fourni par Glencore, partenaire du CONSOREM. Pour les besoins de cette étude, seules les 604 données ayant au moins 10 wt% de S ont été utilisées, afin de tester le calcul normatif uniquement sur des échantillons riches en sulfures.

Pour ces analyses, 10 wt% de S est la limite haute de détection, si bien que la concentration en S n'a pas été dosée pour les échantillons utilisés. Ainsi, le S ne sera pas utilisé comme un facteur limitant pendant le calcul normatif. Enfin, une exploration statistique de ces données nous apprend que les échantillons de Bracemac-McLeod sont plus riches en Ag, Bi, Cu et Zn et plus pauvres en Sb, Pb et As que ceux de Phelps Dodge (**Figure 12**). Notons que la richesse en Ag-Cu-Zn de Bracemac-McLeod fait que ces lentilles minéralisées sont économiques, contrairement à celles de Phelps Dodge.

5.4.2 Premier calcul : galène normative

Pour ces premiers tests, la galène normative a été calculée à partir des échantillons de sulfures disponibles. Ces calculs sont jugés aptes à fidèlement représenter la proportion de galène des échantillons, puisque la grande majorité du Pb analysé provient très probablement de galènes. Ces calculs utilisent également les analyses de Bi, Sb et Pb pour juger de la quantité d'Ag que les galènes pourraient avoir concentrée. Cet aspect du calcul est également jugé bon, puisqu'il repose sur des observations empiriques (cf. **Figure 9**).

Les résultats du calcul normatif de la galène seule montrent que la proportion de galène normative se corrèle avec la concentration en Ag des échantillons analysés (**Figure 13**). Lorsque l'on regarde les données d'une façon plus quantitative, on observe que la lentille de Bracemac contient un maximum de galènes normatives et que c'est celle de McLeod qui en contient le moins (**Figure 14-b**). Ces proportions sont majoritairement dépendantes de la concentration en Pb des échantillons analysés.

Cependant et d'après le calcul, les galènes normatives de McLeod contiendraient un maximum d'Ag dans leurs structures (médiane = 12,7 wt% Ag), alors que celles de Bracemac et Phelps Dodge en contiendraient 10 fois moins (médiane = 2,6 et 2,8 wt% Ag) (**Figure 14-a**). Il est rappelé que ce résultat ne découle pas d'une corrélation entre Ag et Pb, mais d'une corrélation entre Ag et (Bi+Sb).

Ainsi, le calcul normatif suggère que la lentille de McLeod pourrait contenir peu de galènes mais qu'elles sont très riches en Ag tandis que la lentille de Bracemac pourrait contenir des galènes moins riches en Ag mais en plus grande quantité. Ceci pourrait expliquer pourquoi ces deux lentilles contiennent des teneurs intéressantes en Ag. Quant aux lentilles de Phelps Dodge, elles semblent moins intéressantes car elles contiennent peu de galènes et que ces minéraux contiennent peu d'Ag.

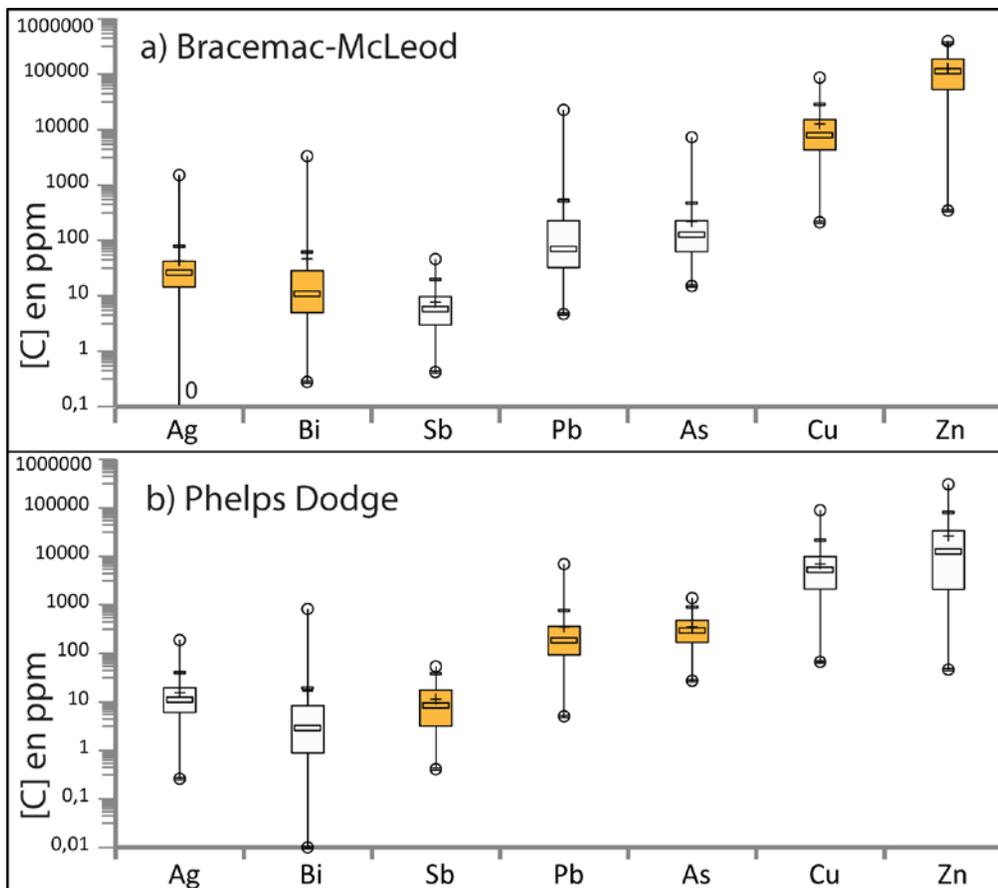


Figure 12. Boîtes à moustaches montrant les concentrations en métaux de base et autres éléments traces des lentilles minéralisées de Bracemac-McLeod, avec 243 données par « boîte » (a) et de Phelps Dodge, avec 361 données par « boîte » (b).

Cependant, deux précautions doivent être prises face au calcul normatif. Tout d'abord, la galène normative n'incorpore >80% de l'Ag analysé que pour 30% (Bracemac-McLeod) et 58% (Phelps Dodge) des analyses. Ceci indique que, pour une partie des analyses, la galène ne peut pas être le principal hôte de l'Ag. De la même façon, lorsque l'on fait la somme de la quantité d'Ag qui n'a pas trouvé d'hôte, on observe que 49% (Bracemac-McLeod) et 38% (Phelps Dodge) de l'Ag des 604 analyses étudiées ne peuvent pas intégrer la structure de la galène au regard des concentrations en Pb, Bi et Sb mesurées dans les roches.

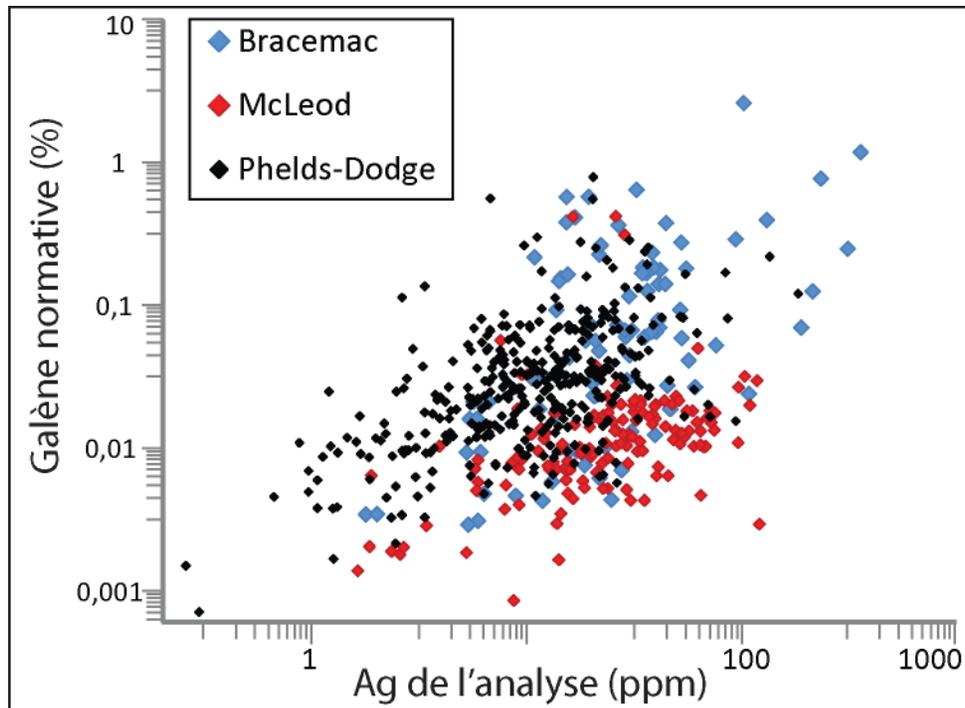


Figure 13. Corrélation entre les concentrations en Ag des analyses et les proportions de galènes normatives.

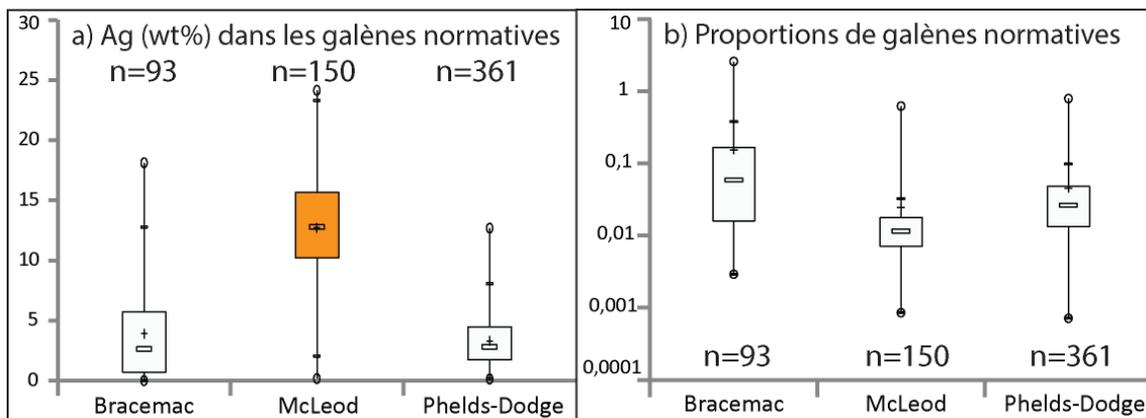


Figure 14. Boîtes à moustaches montrant les compositions en Ag des galènes normatives (a) et les proportions de galènes normatives (b).

5.4.3 Deuxième calcul : fahlore, puis galène

Dans cette section, les proportions de fahlore, puis de galène normatives sont calculées. Deux calculs ont été effectués, le premier en laissant le logiciel calculer la formule de la fahlore par lui-même (calcul #1), et le second en imposant une formule de type tétraédrite à la fahlore (calcul #2) (cf. 4 Sb, 0 As, 5 Cu, 5 Ag, et Fe-Zn non contraints).

Les résultats du premier calcul montrent que les proportions de fahlore se corrélaient moins bien aux concentrations en Ag des analyses que les proportions de galènes (**Figure 15**). Le calcul indique également que les roches pourraient contenir plus de fahlore que de galène, et que les lentilles de

Bracemac-McLeod contiennent systématiquement moins de galène-fahlore que les lentilles de Phelps Dodge (**Figure 15**).

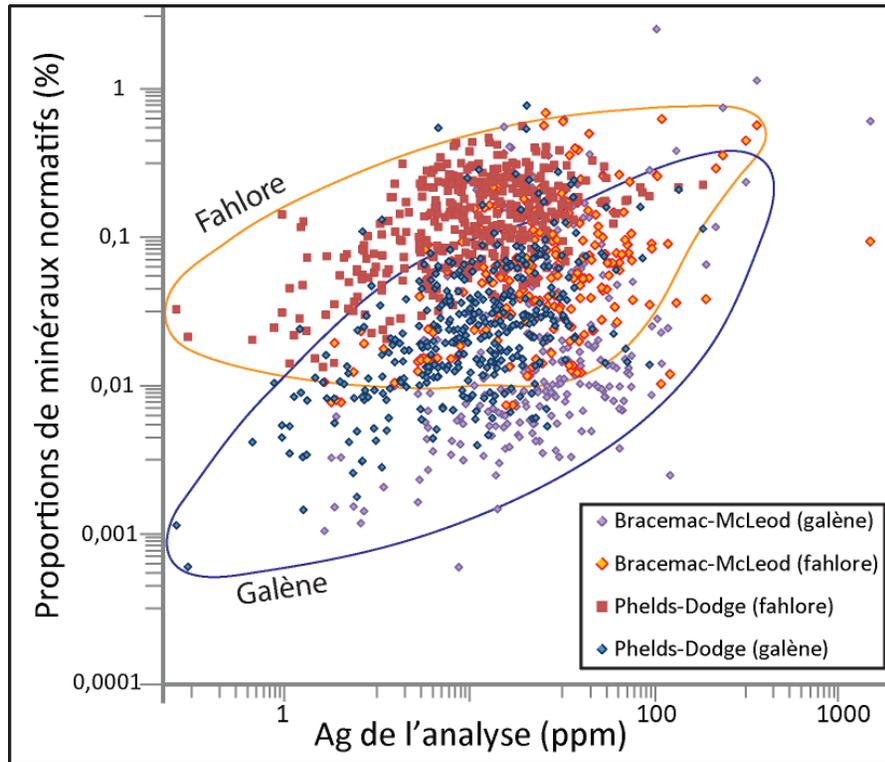


Figure 15. Corrélation entre les concentrations en Ag des analyses et les proportions de galène et de fahlore normatives.

Le calcul normatif a été effectué sans imposer de formule à la fahlore (calcul #1), puis en imposant une formule à ce minéral (calcul #2), afin de tester la performance de ces deux types de tests (**Tableau 3**). Le calcul #1 est très peu performant, car il permet de répartir seulement ~40% de l'Ag analysé entre les minéraux normatifs (**Tableau 3**). Ce test indique soit que la fahlore n'est pas un hôte majeur de l'Ag dans les lentilles minéralisées étudiées, soit qu'elle a un rapport Sb/As plus élevé que celui de la roche totale.

En effet, lorsque l'on impose un rapport Sb/As plus élevé à la fahlore (calcul #2), le test est plus performant puisqu'environ 50 à 70% de l'Ag analysé s'intègre à la structure de la fahlore et de la galène (**Tableau 3**). Aussi, ce second calcul est équivalent à légèrement plus performant que le calcul de la galène seule décrit à la section précédente.

Cependant, pour le second calcul, la formule de la fahlore a été imposée pour que ce minéral intègre plus de 30 wt% d'Ag à sa structure. Ainsi, ces fahlores normatives ont une composition de type freibergite. Ce type de composition est probablement irréaliste pour des gisements peu métamorphisés comme ceux du camp de Matagami. Ainsi, les tests de cette section sont jugés moins performants et moins réalistes que le test de la section précédente, ce qui suggère que la galène, et non la fahlore, puisse être un hôte important de l'Ag dans les gisements étudiés.

Tableau 3. Résumé des critères permettant d'évaluer la performance des tests.

Pourcentage d'analyses pour lesquelles plus de 80% de l'Ag a intégré la structure de la fahlore et/ou de la galène normative.			
Test nb.	Gisement	% d'analyses	Répartition de l'Ag
Calcul #1	Bracemac-McLeod	18,5	dans la galène surtout
	Phelps Dodge	29,1	moitié-moitié entre galène et fahlore
Calcul #2	Bracemac-McLeod	34,1	dans la fahlore surtout
	Phelps Dodge	62,9	dans la fahlore surtout
Pourcentage d'Ag, sommé pour l'ensemble des analyses, qui n'a pas pu intégrer la structure de la fahlore et/ou de la galène.			
Test nb.	Gisement	% d'analyses	
Calcul #1	Bracemac-McLeod	58,8	
	Phelps Dodge	58,4	
Calcul #2	Bracemac-McLeod	45,8	
	Phelps Dodge	33	

5.4.4 Conclusions pour Bracemac-McLeod et Phelps Dodge

Le calcul normatif a permis d'établir une corrélation entre les concentrations en Ag et en Bi-Sb-Pb des lentilles minéralisées de Bracemac-McLeod et de Phelps Dodge. Ces calculs indiquent que la galène argentifère a pu être un hôte majeur de l'Ag lors de la formation des lentilles. Par la suite, cette galène c'est probablement exsolvée en plusieurs phases, comme la galène pauvre en Ag, la miargyrite et la matildite par exemple.

Aussi, le calcul indique que la galène est l'hôte de 50-60% de l'Ag tout au plus. Le reste de l'Ag se répartit donc dans d'autres phases minérales, comme la chalcopryrite ou d'autres phases non étudiées pendant ce projet. Aussi, les roches ne contiennent pas suffisamment d'Sb pour que la galène intègre la moitié de l'Ag disponible et que la fahlore intègre le reste. Il faut donc regarder du côté d'autres types d'assemblages minéralogiques pour comprendre la répartition de l'Ag dans ces gisements.

De plus, les calculs indiquent que les galènes de Bracemac-McLeod peuvent intégrer plus d'Ag que celles de Phelps Dodge, non pas parce qu'il n'y a pas assez d'Ag disponible à Phelps Dodge, mais parce qu'il y a plus de Bi dans les lentilles de Bracemac-McLeod (cf. **Figure 12**). Ainsi, il est possible que la richesse en Bi des lentilles de Bracemac-McLeod ait permis leur enrichissement en Ag.

5.5 Application de la norme à Hackett River

5.5.1 Présentation du gisement

Le second test a été effectué sur le gisement de Hackett River. D'après un calcul de ressources effectué en 2006, les zones de Main, Boot, East Cleaver et Knob Hill représentent une ressource de 47,1 Mt à 0,32% Cu, 4,67% Zn, 0,68% Pb, 149,8 g/t Ag et 0,31 g/t Au (Wardrop, 2006, reporté par Grant, 2009).

Les lentilles minéralisées se situent entre une unité de méta-volcanoclastiques (base) et de roches méta-sédimentaires de type mudstones et greywacke (sommet stratigraphique), et elles sont associées à un

niveau ayant subi une forte carbonatation. Les SMV sont probablement de type « sub-surface », et se sont donc formés par remplacement de roches hôtes perméables.

Aussi, les amas minéralisés sont de type bimodal-felsique, car ils sont en contact avec des roches volcaniques felsiques et que des unités de roches volcaniques mafiques sont observées à quelques kilomètres des lentilles. En ce qui concerne le contexte géodynamique, les roches encaissantes sont calco-alkalines (cf. Hackett River Group, 2,67 Ga; Frith et Fryer, 1985) et se sont probablement mises en place dans un bassin sédimentaire arrière-arc, dans un contexte d'arc continental.

Notons que toutes ces caractéristiques, c'est-à-dire le type « sub-surface », la présence de roches felsiques et le contexte continental, ont été identifiées comme des facteurs favorables à l'enrichissement en Ag des SMV dans la partie I de ce rapport.

En ce qui concerne le moteur thermique du système hydrothermal, il pourrait s'agir du pluton syn-volcanique de Hanimor (2,66-2,57 Ga), qui est situé à proximité des horizons minéralisés (Frith et Fryer, 1985). Cette intrusion volumineuse aurait pu apporter la chaleur suffisante à la mise en place des cellules hydrothermales, et aurait également pu contribuer à l'apport de CO₂ et de métaux au système.

En ce qui concerne les lentilles minéralisées, et celle de la zone Main en particulier, on observe que l'Ag se situe en périphérie de l'amas sulfuré et est associé au Zn et au Pb. Aussi, une zone de stringer enrichie en Cu est observée à la base de la lentille, où l'Ag se répartit en partie entre la CPY et la galène. Cependant, la phase qui contient plus de 80% de l'Ag du gisement est la freibergite. Le reste de l'Ag se répartit entre la CPY (6%) et la galène, l'électrum et les Bi- et Sb-sulfosels (Grant, 2009).

Après leurs formations, les SMV de Hackett River ont subi des déformations et un métamorphisme de grade relativement élevé. Il est possible que cet événement ait provoqué la recristallisation des phases minérales et l'homogénéisation de leurs compositions. Aussi, des réactions métamorphiques ont pu se produire, qui auraient conduit à la formation de phases minérales peu communes. La freibergite, par exemple, qui est abondante à Hackett River, n'est pas un minéral communément observé dans les SMV et pourrait avoir une origine métamorphique. Aussi, on ne peut pas exclure que les événements post-cristallisation aient provoqué la redistribution de l'Ag et sa concentration en périphérie des lentilles minéralisées, bien que cette hypothèse n'a pas encore pu être démontrée (cf. Grant, 2009).

5.5.2 Présentation des données et méthode

La compagnie partenaire X-Strata-Zn (maintenant Glencore) a fourni un total de 41 905 analyses géochimiques du camp de Hackett River. Seules les 4 690 données contenant plus de 10 wt% de S ont été utilisées pendant ce projet.

Une exploration statistique des données indique que l'Ag se corrèle très bien à l'Sb, et se corrèle assez bien au Pb (**Tableau 4**). Il est rappelé que l'Sb est un constituant majeur de la freibergite, et que Sb-Pb sont des constituants importants de la galène argentifère.

Dans cette section, plusieurs calculs normatifs ont été effectués. Le premier concerne le calcul de la galène normative seule (calcul #1). Les autres calculs ont permis de calculer les proportions de fahlore, puis de galène normatives (calcul #2, #3, #4). Dans un premier temps, la composition de la fahlore n'a pas été imposée (calcul #2) puis, une composition de type freibergite a été imposée à la fahlore pour les calculs #3 (Sb=4, As=0, Cu=5, Ag=5, Fe-Zn non imposés) et #4 (Sb=4, As=0, Cu=4, Ag=6, Fe-Zn non imposés). Ces formules de freibergite imposées au code correspondent aux formules de fahlores déterminées à partir d'analyses géochimiques in-situ des échantillons de Hackett River (cf. Grant, 2009).

Tableau 4. Coefficients de corrélations entre l'Ag et les autres éléments analysés (n= 4 690 données). Notez que les faibles corrélations observées entre Bi et Ag sont peut-être dues au fait que le Bi semble être difficile à analyser (cf. problèmes de limites de détection).

Élément	Coeff. corr.	Élément	Coeff. corr.	Élément	Coeff. corr.
Bi	0,30	Cu	0,33	Au	0,37
Pb	0,72	As	0,15	Sb+Bi	0,82
Sb	0,80	Zn	0,43	Pb+Sb+Bi	0,72

5.5.3 Résultats du calcul normatif

Le calcul #1 indique que la galène aurait pu contenir environ 60% de l'Ag du gisement (**Figure 16**). Ce résultat suggère que la galène aurait pu être, au moment de la formation du SMV, l'hôte principal de l'Ag.

Le calcul #2 produit de mauvais résultats, car les fahlores et les galènes calculées ne parviennent à incorporer que 40% de l'Ag du gisement (**Figure 16**). Ce résultat indique que le rapport Sb/As de la fahlore et celui des roches totales sont différents et que la formule de la fahlore ne peut donc pas être calculée correctement par le code.

Ainsi, pour les calculs #3 et #4, la formule de la fahlore a été imposée au code. Ces deux tests produisent de très bons résultats, car ils permettent de répartir de 70 à 80% de l'Ag entre la fahlore et la galène, avec la majeure partie de cet Ag (90%) intégrant la structure de la fahlore et 10% allant dans la galène (**Figure 16**). Ainsi, la fahlore normative seule peut contenir plus de 70% de l'Ag du gisement d'après ce calcul, ce qui est en accord avec les résultats de l'étude de Grant (2009).

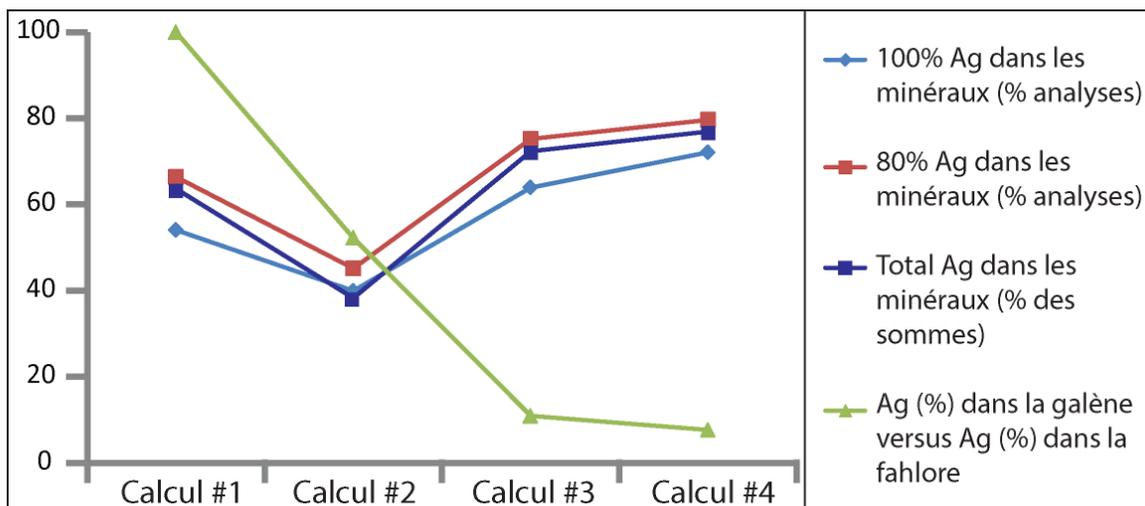


Figure 16. Résumé des résultats des 4 calculs normatifs effectués sur les données de Hackett River.

5.5.4 Conclusion pour Hackett River

Les données de Hackett River indiquent que le calcul normatif de la fahlore semble valide, puisque ce minéral contient 70-80% de l'Ag du SMV d'après le calcul et d'après les mesures in-situ effectuées par Grant (2009). Ce calcul indique également que l'Sb analysé provient de la freibergite, alors que l'As provient d'une autre phase qui correspond peut-être à l'arsénoyrite. Ce résultat souligne une des limites du calcul normatif, qui devrait inclure une plus grande quantité de phases minérales pour être performant.

Enfin, le calcul normatif permet d'expliquer pourquoi l'Ag se corrèle mieux à l'Sb qu'aux autres éléments traces du SMV (**Tableau 4**). Cependant, le calcul de la freibergite normative ne permet pas d'expliquer la corrélation observée entre Pb et Ag.

Le calcul normatif de la galène, cependant, produit de très bons résultats et permet d'expliquer les corrélations observées entre Ag et Sb-Pb. Il est ainsi possible que la galène ait été le principal hôte de l'Ag avant que ce minéral ne soit déstabilisé par des réactions rétrogrades (cf. refroidissement du SMV) et que les réactions métamorphiques qui ont suivi aient provoqué le transfert de l'Ag vers la freibergite.

Ce résultat a également une autre implication. Puisque les corrélations entre Ag et Sb-Pb sont toujours observables aujourd'hui, c'est soit parce que l'Ag n'a pas migré loin de la galène pendant le métamorphisme, soit parce que l'Ag, l'Sb et le Pb ont migré ensemble. Cette observation soulève le problème des transferts de matières pendant des épisodes de métamorphisme et de déformation et suggère que ces déplacements pourraient avoir une amplitude très limitée.

Ainsi, il est possible que la zone Main d'Hackett River ait été un SMV argentifère dès sa formation, et que le possible effet « bonificateur » de l'épisode métamorphique ait été très limité. Cependant, puisque les galènes sont des minéraux particulièrement ductiles, il est également possible que la déformation les aient concentré, dans la charnière d'un pli par exemple, augmentant ainsi les teneurs en Ag, Sb et Pb de certaines parties du SMV (cf. exemples d'autres SMV décrits par Vesterberg, 1976; Amcoff, 1981).

6 PARTIE IV : LITHOGÉOCHIMIE ET TESTS EN ABITIBI

6.1 Introduction

L'étude des phases minéralogiques porteuses d'Ag (cf. partie III) indique que la présence d'As, Bi, Cu, Fe, Pb, Sb et/ou de Zn dans la lentille minéralisée favorise la fixation de l'Ag dans la galène et/ou dans la fahlore. Le système sur lequel cette étude doit donc se concentrer est le système Ag-As-Bi-Cu-Fe-Pb-Sb-Zn, auquel pourrait être ajouté l'Au, qui est lui aussi un constituant de certains SMV.

Ainsi, dans cette section, nous nous intéresserons à ce système multiéléments. Aussi, puisque la présence de ces éléments dans un sulfure massif est importante pour y fixer l'Ag, nous nous demanderons si ces éléments doivent être présents en quantités élevées dans les roches encaissantes pour qu'un SMV argentifère s'y développe. Cette section s'intéressera de plus près à la composition chimique des roches encaissantes des SMV.

Afin d'aborder ces problèmes de composition, nous commencerons par étudier la relation spatiale entre la composition des roches encaissantes (cf. roches mafiques, felsiques, etc.) et le contenu en Ag des SMV. Puisque les roches felsiques et mafiques ont des compositions géochimiques différentes (cf. partie I), cette première approche permettra d'étudier la composition générale des roches encaissantes. Ensuite, nous étudierons la composition de ces roches par l'intermédiaire d'analyses géochimiques ponctuelles.

Cette étude portera sur l'Abitibi car c'est une région pour laquelle de nombreux échantillons de roche et des cartes géologiques précises sont disponibles.

6.2 Présentation des données

Dans cette section, nous utiliserons 3 types de données: 1) base de données des SMV de l'Abitibi; 2) base de données des échantillons de roches silicatées de l'Abitibi; 3) cartes géologiques de l'Abitibi.

La base de données des SMV est la même que celle décrite dans la partie II, section 4.3.2, de ce rapport et qui a déjà été utilisée pour tester la proximité spatiale entre les SMV et l'anomalie en Eu des roches encaissantes. Les SMV de cette compilation ont été classés en plusieurs groupes en fonction de leurs contenus en Ag. Ces groupes ont été définis grâce aux critères suivants:

- Ag (g/t), qui correspond à la concentration absolue en Ag des SMV;
- Ag/(Cu+Zn+Pb) et Ag/(Cu+Zn), qui correspondent à la valeur relative en Ag des SMV, reportée sur leurs contenus en métaux de base.

Ces paramètres permettent de juger de la composition des SMV en se dégageant des paramètres qui ont pu influencer sur leurs teneurs en métaux. Aussi, les deux paramètres sont équivalents, car ils permettent de classer les SMV étudiés dans le même ordre (à une exception près). Ceci est dû au fait que les SMV contiennent généralement moins de Pb que de Cu et de Zn. Pour la suite de ce rapport, seul le paramètre (Ag/(Cu+Zn+Pb)) sera utilisé.

La base de données des échantillons de type roche totale correspond au fichier « BD CONSOREM ». Pour les besoins de cette étude, les données situées en Ontario ont été éliminées, puisque les SMV ontariens n'ont pas été compilés. Les données de roches métamorphiques et sédimentaires n'ont pas non plus été utilisées.

En ce qui concerne les données cartographiques, chaque fichier a été limité à la Sous-province de l'Abitibi au Québec. Aussi, les polygones des cartes ont été classés de deux façons (en utilisant la codification du SIGÉOM) :

- **Classification simplifiée:** **I** (roches intrusives), **V** (roches volcaniques), **S** (roches sédimentaires) et **autres** (types de roche non pris en compte : unités récentes, couverture quaternaire, etc.).
- **Classification détaillée:** **I1, I2, I3, I4** (roches intrusives felsiques à ultramafiques), **V1, V2, V3, V4** (roches volcaniques felsiques à ultramafiques), **Sedi** (roches sédimentaires), **autres** (types de roche non pris en compte).

Aussi, 3 cartes ont été utilisées :

- **Carte 1:** fichier « tmiGeolAbitibiUQAC_RD4_region.shp », carte simplifiée de l'Abitibi (n = 1757 polygones), dont le principal intérêt est de réduire le temps de calcul et de visualiser l'effet qu'une carte faiblement détaillée a sur le résultat des tests effectués ci-après.
- **Carte 2:** fichier « SIGEOM_2012.shp », carte géologique du SIGÉOM 2012.
- **Carte 3:** fichier « Abitibi_SIGEOM_FAUREprojets_2012.shp », carte du SIGÉOM 2012, à laquelle ont été ajoutées les améliorations proposées par S. Faure (cf. projets CONSOREM 2009-04, 2010-03, 2011-08 et 2012-02).

6.3 Méthode utilisée

La proximité spatiale entre la composition lithologique et géochimique des roches encaissantes et les SMV argentifères a été étudiée à l'aide de calculs de contraste, dont le principe est rappelé à l'annexe B. Aussi, pour chacun des tests effectués ci-après, chaque calcul de contraste sera effectué pour un seul SMV, et ces calculs seront répétés autant de fois par SMV qu'il y a de variables à étudier. De plus, les tests seront répétés deux à quatre fois, afin de tester plusieurs distances (cf. buffers) entre les SMV et les variables étudiées. Ainsi, chaque test fait appel au calcul de 350 à 3 100 contrastes.

Ces calculs n'ont pas pu être effectués sous ArcGIS pour une question de temps. Comme ils sont très répétitifs, ils ont été effectués à l'aide du langage de programmation Python. Les codes ont été rédigés

avec le logiciel de développement (IDE) PythonWin 2.6, qui est fourni avec tous les disques d'installation d'ArcGIS 10. Notons qu'ArcGIS 10 se détache de plus en plus de VisualBasic au profit de Python, et que ce code offre infiniment plus de possibilités que le module « Model Builder ».

6.4 Premier test : lithologie

Dans la partie I de ce rapport, nous avons montré que les SMV situés dans les roches les plus felsiques sont souvent les plus riches en Ag. Dans cette section, nous testerons cette relation spatiale sur les données cartographiques de l'Abitibi. Les calculs ont été effectués avec le code « contrastepolygone.py » (cf. annexe B), pour des zones tampons de 2, 5, 10 et 20 km autour des SMV. Notez que le calcul du contraste présuppose un degré de connaissances des unités lithologiques (polygones) relativement homogène, ce qui pourrait ne pas être le cas sur l'ensemble d'un territoire aussi grand que celui étudié.

Plusieurs tests ont été effectués avec les données cartographiques. Le premier test a porté sur les 3 cartes décrites ci-dessus, et a permis de vérifier l'effet que la résolution des données cartographiques a sur les résultats (**Figure 17**). Aussi, ce premier test produit de meilleurs résultats pour des tampons de 2 et 5 km, alors que les valeurs des contrastes diminuent pour des tampons plus grands (cf. dilution du signal).

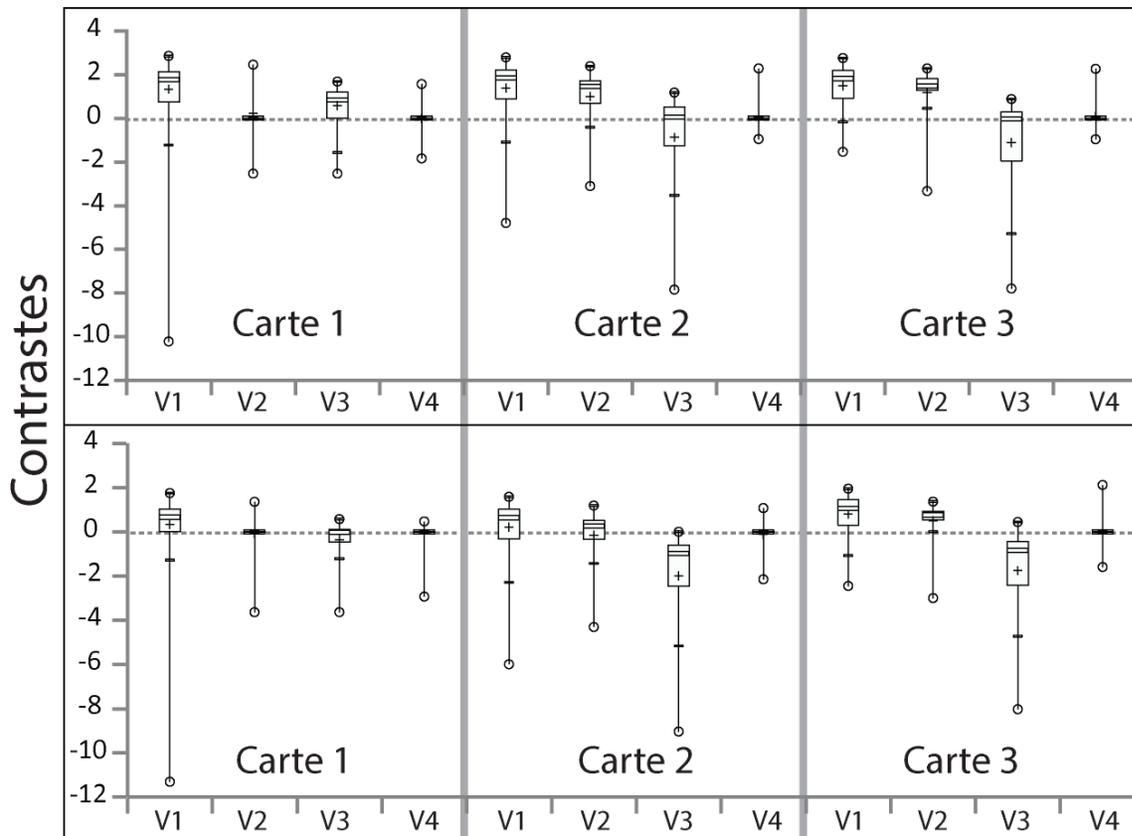


Figure 17. Boîtes à moustaches résumant: a) les résultats du premier test, effectué avec des cartes contenant l'ensemble des polygones I, S et V cartographiés, bien que seuls les résultats obtenus pour les polygones V ne soient montrés ici ; et b) les résultats du test effectué avec des cartes ne contenant que des polygones de type V. Les deux diagrammes correspondent aux résultats des tests effectués avec un tampon de 5 km. Il est rappelé que chaque boîte à moustaches comprend 87 données, et les contrastes égaux à 0 sont pris en compte.

Lorsque l'ensemble des polygones sont pris en compte, et pour chacune des cartes, on observe que les contrastes sont maximums pour les roches V1, et que les gisements connus ont donc tendance à se situer à proximité de ce type de roche (**Figure 17-a**). Les contrastes sont également élevés pour les roches V2, sauf pour la carte 1 pour laquelle ces unités ne sont peut-être pas cartographiées avec suffisamment de détails. Les contrastes sont nuls à négatifs pour les V3 (cartes 2 et 3 seulement), car ces roches se situent loin des SMV abitibiens. Les résultats ne sont pas significatifs pour les V4, car ces roches ne représentent qu'une surface très faible de la carte géologique.

Lorsque les mêmes tests sont effectués sur des cartes ne contenant que des polygones de roches volcaniques, les résultats sont les mêmes (**Figure 17-b**). Cependant, la faible performance de la carte 1 apparaît plus clairement, ainsi que l'intérêt d'utiliser la carte 3, pour laquelle les contrastes calculés pour les roches V1 et V2 sont maximaux (**Figure 17-b**). Ainsi et pour la suite des traitements, seule la carte 3 sera utilisée.

Lorsque l'on s'intéresse de plus près aux résultats du test effectué sur l'ensemble des polygones de la carte 3, on observe que les roches I1 sont situées à grande distance des SMV, que les I2 en sont également assez éloignées et que les I3 n'ont pas de relations spatiales avec les SMV (**Figure 18**). Ceci est dû au fait que les SMV sont des gisements associés aux roches volcaniques et non aux roches intrusives. Les SMV abitibiens n'ont pas non plus de relations particulières avec les roches sédimentaires, et sont situés à distance des V3 et à proximité des V1-V2 (**Figure 18**).

Cependant, lorsque l'on regroupe les SMV en fonction de leur richesse en Ag, on n'observe aucune variation des valeurs de contraste en fonction de la composition des SMV. Ainsi, les SMV argentifères d'Abitibi ne sont pas plus proches des roches felsiques que les SMV pauvres en Ag. Cette conclusion va à l'encontre de celle formulée dans la partie I de ce rapport à partir de données de SMV mondiaux, et nous incite à étudier plus en détails la géochimie des roches encaissantes.

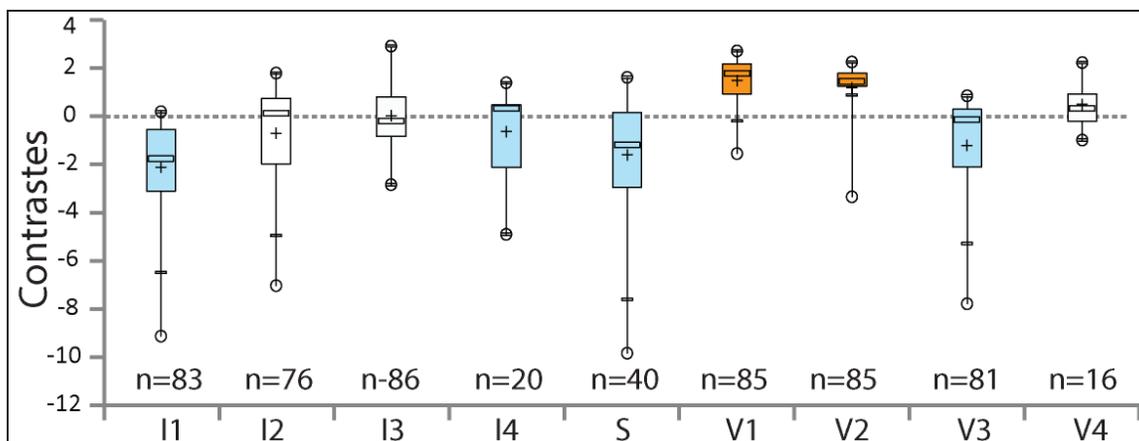


Figure 18. Boîtes à moustaches résumant les résultats du test effectué sur la carte 3 avec un buffer de 5 km. Chaque « boîte » correspond à un maximum de 87 données de contraste, et les contrastes nuls n'ont pas été représentés.

6.5 Deuxième test : lithogéochimie

6.5.1 Quel signal mesure-t-on?

Les concentrations en éléments traces des roches volcaniques varient faiblement en fonction du contexte géodynamique et varient de façon plus significative en fonction du degré de différenciation (cf. partie I) et de contamination des roches. L'origine des concentrations anormalement hautes ou basses en éléments

traces n'a toutefois pas d'importance pour la présente étude, puisque nous souhaitons seulement établir un lien spatial entre la valeur de ces concentrations et la composition des amas sulfurés.

Cependant, on peut se demander si la circulation des fluides hydrothermaux modifie, d'une façon significative, les concentrations en éléments traces des roches corrodées. Si c'est le cas, alors les calculs de contraste ne permettront pas de corrélérer la composition de l'amas à celle de leur encaissant, mais corréléreront en fait la composition des amas à la présence d'un système hydrothermal.

Afin d'étudier cette question, les roches alcalines de la BD CONSOREM, c'est-à-dire la grande majorité des échantillons disponibles, ont été extraites à l'aide du diagramme de Pearce (1996) (cf. Nb/Y versus Zr/Ti). Ensuite, la méthode des bilans de masse par modélisation des précurseurs (cf. méthode et logiciel LithoModeleur développés par S. Trépanier – projets CONSOREM 2009-01, 2010-01, 2011-04, 2012-05), a été utilisée pour porter un jugement sur le degré d'altération des roches en question (calcul effectué sur 10 226 échantillons), ce qui a permis de classer les roches en 3 groupes: 1) altéré (gain de masse), 2) non altéré (pas de modification de la masse), 3) altéré (perte de masse).

Les statistiques effectuées sur les concentrations analysées en éléments traces (cf. Ag, As, Au, Bi, Cu, Pb, Sb, Zn) de ces 3 groupes ne mettent pas en valeur de différences notables (**Figure 19**). Il semble donc qu'à l'échelle de l'Abitibi, les modifications engendrées par le passage de fluides hydrothermaux aient un effet limité sur les concentrations en éléments traces des roches silicatées. Ainsi, il est probable que les variations de concentration qui seront examinées ci-après correspondent aux caractéristiques intrinsèques des roches, et ne sont pas l'effet du passage des fluides hydrothermaux.

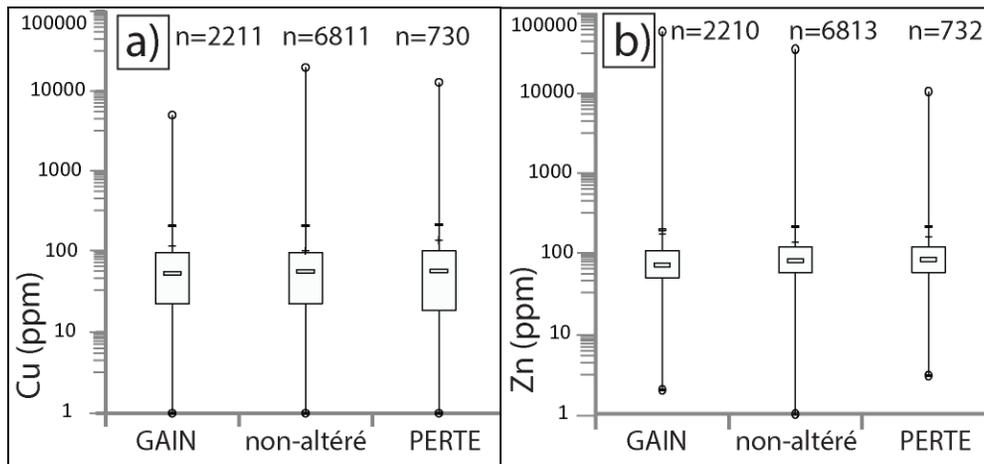


Figure 19. Boîtes à moustaches résumant les calculs statistiques effectués sur les roches des 3 groupes, pour les concentrations en Cu (a) et en Zn (b).

6.5.2 Opérations sur la base de données CONSOREM

Afin de pouvoir réaliser les traitements décrits ci-après sur les données de la BD CONSOREM, ces données ont dû être classées en différents groupes. Au préalable, toutes les données contenant plus de 0,1 wt% de S ont été éliminées, car les tests effectués ci-après s'intéressent à la composition en éléments traces des roches silicatées uniquement.

Ensuite, les données géochimiques ont été classées en fonction de leur lithologie (I1 à I4 et V1 à V4). Ce classement s'appuie sur la composition en SiO₂ des échantillons. Cependant, ce classement a été comparé au nom de terrain donné à la roche. Dans les cas pour lesquels le nom de terrain semblait inadéquat au regard de la concentration en silice de la roche (cf. roche nommée V4 contenant 80 wt% de

silice par exemple), l'échantillon n'a pas été utilisé, ce qui a sans doute permis d'éliminer une partie des échantillons altérés et ceux contenant des veines de quartz par exemple.

Les données ont également été regroupées en fonction de leurs contenus en éléments traces (cf. Ag, Zn, Cu, Pb, etc.). Ce regroupement a mis l'emphase sur les concentrations les plus élevées de ces éléments. Les valeurs anormalement basses, quant à elles, sont généralement inférieures aux limites de détections et il est donc souvent impossible de les identifier (cf. partie I). Ainsi, les éléments étudiés ont été classés en 3 ou 4 groupes correspondant aux: 1) valeurs basses et normales (n'incluant pas les analyses inférieures au seuil de détection); 2) valeurs élevées; 3) valeurs très élevées; 4) valeurs extrêmement élevées (groupe optionnel) (**Tableau 5**).

Les valeurs seuils permettant de délimiter ces 3-4 groupes (**Tableau 5**) ont été déterminées suite aux observations faites sur les données du GEOROC (cf. partie I), à des calculs statistiques effectués sur les données de la SUPERBANQUE 2011 et prennent en compte les rangs centiles afin que les groupes #3 ou #4 contiennent un minimum de données. Cependant, le choix des seuils ne s'appuie pas exclusivement sur les rangs centiles, et ce choix découle plutôt d'un jugement personnel de l'auteure, s'appuyant sur sa connaissance des concentrations « typiques » des roches magmatiques en tel ou tel élément (**Tableau 5**).

Tableau 5. Valeurs seuils utilisées pour les traitements des sections 6.5.3 et 6.5.4

Valeurs	Ag	Bi	Sb	Pb	Cu	Zn	As	Au
Unité	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb
Normales	< 1	< 2	< 1	< 20	< 50	< 70	< 5	< 5
Élevées	1 à 5	2 à 5	1 à 5	20 à 100	50 à 200	70 à 200	5 à 20	5 à 50
Très élevées	> 5	> 5	> 5	> 100	200 à 500	200 à 500	> 20	50 à 500
Très élevées 2					> 500	> 500		> 500

6.5.3 Calculs effectués à partir de données ponctuelles

Dans cette section, les calculs de contraste ont été effectués avec le code « contrastepoint.py » (annexe B), afin de tester la proximité spatiale entre les gisements SMV et les points d'analyses ayant Ag, As, Au, Bi, Cu, Pb, Sb ou Zn analysés (**Figure 20, Tableau 6**). Ces tests ont été effectués pour des tampons de 2, 5, 10 et 20 km autour des amas minéralisés, et pour chaque élément trace, pour un total de 32 tests.

Pour l'ensemble des tests, les valeurs de contrastes sont maximales pour le tampon 2 km. Cependant, à cette distance, un faible nombre de contrastes sont calculés car peu de gisements se situent à moins de 2 km d'une quantité suffisante d'échantillons. Ainsi, les tests effectués pour des tampons de 5 km donnent les meilleurs résultats. Pour les tampons 10 et 20 km, les valeurs de contrastes sont majoritairement trop faibles pour être significatives car le signal est dilué.

Les résultats montrent que les contrastes ne sont pas plus élevés pour les valeurs élevées que pour les valeurs basses en tel ou tel élément. Cette observation signifie qu'aucune relation spatiale entre la présence d'un SMV et les valeurs élevées en éléments traces n'est observable (**Tableau 6**). La seule exception est le Bi et les calculs de contrastes indiquent que les roches contenant le maximum de Bi sont fréquemment situées à proximité des gisements. Les autres éléments ont des contrastes variables ou proches de 0, à l'exception de l'As et de l'Au, qui ont généralement des contrastes négatifs indiquant que les roches les plus riches en As et Au sont souvent situées loin des gisements (**Tableau 6**).

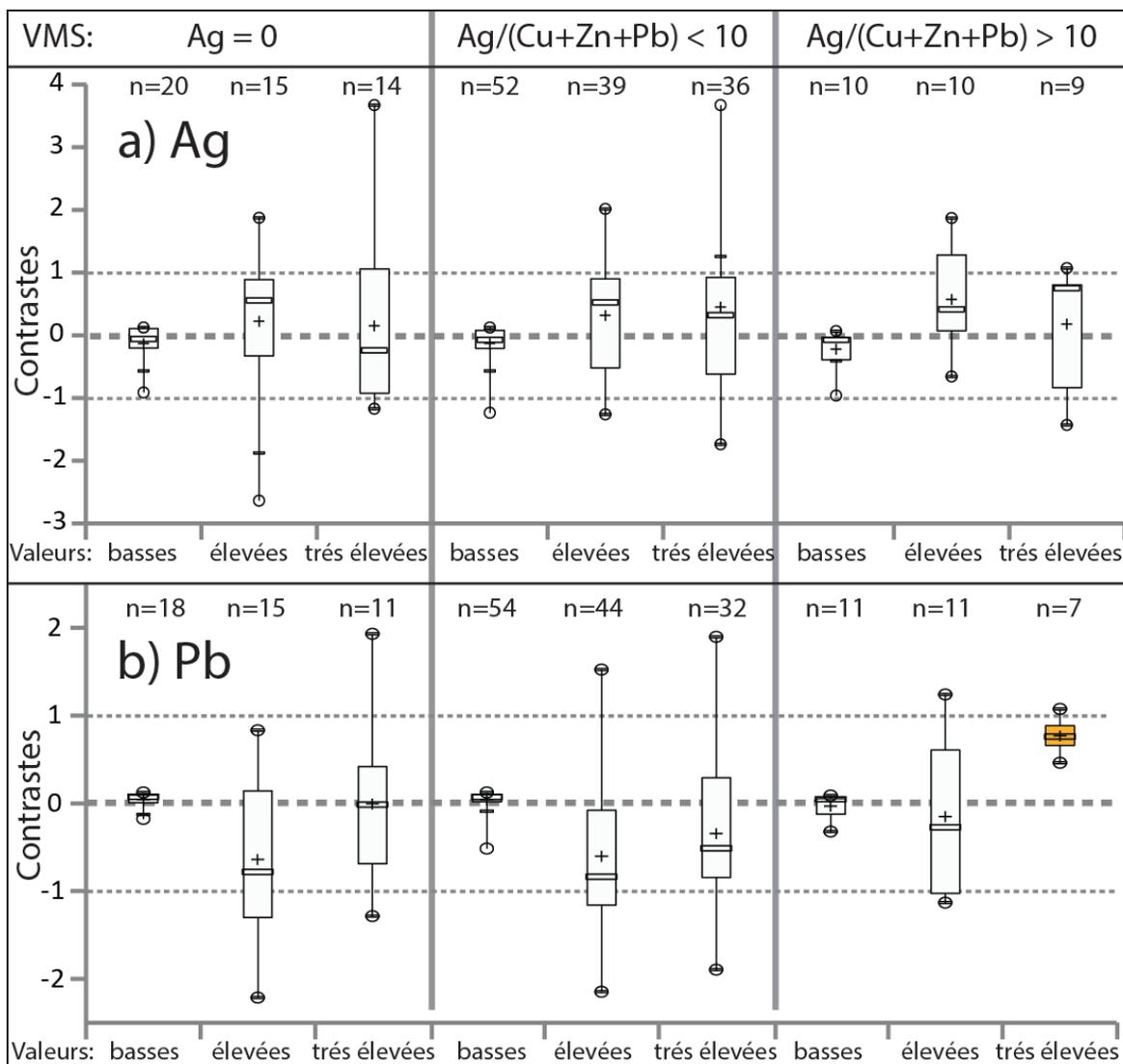


Figure 20. Boîtes à moustaches résumant les calculs statistiques effectués sur les contrastes calculés pour les 3 groupes de gisements classés en fonction de leur teneur en Ag. Les calculs de contrastes ont été effectués pour des buffers de 5 km, pour les analyses d'Ag (a) et de Pb (b). Aussi, les valeurs nulles ne sont pas représentées et les « boîtes » des groupes de gisements peuvent contenir un maximum de 20 (Ag=0), 56 (Ag/(Cu+Zn+Pb) < 10) et 10 (Ag/(Cu+Zn+Pb) > 10) données.

Lorsque l'on classe les gisements en trois groupes en fonction de leur teneur en Ag, on n'observe pas de relations particulières entre les teneurs en Ag des amas et les compositions de leurs roches hôtes (cf. Ag par exemple, **Figure 20-a**). Le Pb et le Zn font exceptions à la règle, puisque les contrastes calculés pour les concentrations les plus élevées en ces deux éléments sont légèrement plus élevés pour les gisements les plus argentifères (cf. Pb par exemple, **Figure 20-b**). Cependant, ces valeurs de contrastes sont inférieures à 1 et ne sont donc pas significatives. Le Bi semble montrer une tendance similaire à celle du Pb-Zn, cependant les données sont insuffisantes pour cet élément, et les résultats sont donc difficiles à interpréter.

En résumé, les résultats de ce premier test indiquent qu'aucune relation spatiale claire n'a pu être établie entre les teneurs en éléments traces des roches encaissantes et la présence d'un gisement, qu'il soit ou non argentifère.

Tableau 6. Résumé du résultat des tests effectués sur les données ponctuelles.

Élément	Proximité aux SMV?	Proximité aux SMV argentifères?
Ag	aucune	aucune
As	situé à distance des SMV	aucune
Au	situé à distance des SMV	aucune
Bi	OUI , contrastes significatifs (cf. > 1)	possible, mais la quantité de données disponibles est insuffisante
Cu	aucune	aucune
Pb	aucune	très faible (contrastes non-significatifs)
Sb	aucune à très faible (contrastes non-significatifs)	aucune
Zn	aucune à très faible (contrastes non-significatifs)	aucune à très faible (contrastes non-significatifs)

6.5.4 Calculs effectués à partir de polygones

Dans cette section, les calculs de contraste ont été effectués avec le code « *contrastepolygone.py* » (annexe B), afin de tester la proximité spatiale entre les amas minéralisés et les concentrations en Ag, As, Au, Bi, Cu, Pb, Sb ou Zn de leurs roches hôtes. Ces tests ont été effectués pour des zones tampons de 2, 5, 10 et 20 km autour des gisements, et pour chacun des éléments traces étudiés, pour un total de 32 tests.

a) Opérations sur les données

Les données géochimiques ponctuelles ont été transformées en surfaces. Pour ce faire, les données n'ont pas pu être interpolées comme des données continues, car elles sont représentatives d'unités géologiques qui sont des entités discontinues. Les points ont donc été transformés en polygones de Voronoï, ou de Thiessen (cf. méthode discontinue). Les polygones de Thiessen présentent l'avantage de mettre sur un pied d'égalité des zones échantillonnées à des fréquences et à des intervalles différents, et d'ainsi proposer une solution au problème des « clusters » de données.

Ces polygones présentent cependant le désavantage d'appliquer une même valeur, provenant d'une seule analyse géochimique, à de très grandes surfaces lorsqu'une zone est faiblement échantillonnée. Pour cette raison, la taille des polygones a été limitée à un rayon de 2 km autour des analyses géochimiques.

Ces polygones de Thiessen ont été créés de façon indépendante pour les roches appartenant à différentes lithologies (cf. V1 à V4 et I1 à I4). Ainsi, le résultat final comprend, pour chaque élément étudié, 8 fichiers de polygones qui présentent de nombreuses intersections. Pour pallier à ces problèmes d'intersections, les polygones de Thiessen provenant des données géochimiques de roches V1, par exemple, ont été limités aux surfaces géologiques de type V1 de la carte 3 (cf. section 6.4). Ces limites ont été imposées à chacune des lithologies, et les 8 cartes ainsi produites ont été regroupées en une seule. Cette procédure a été répétée pour chacun des éléments étudiés (cf. Ag à Zn).

La procédure utilisée, sous ArcGIS 10.0, est la suivante :

- Export data (extraction des données de roches V1, avec Ag analysé, de la BD CONSOREM; aussi, extraction des polygones V1 de la carte 3).

- Analysis Tools > Proximity > Create Thiessen polygones (création des polygones de Voronoï-Thiessen).
- Analysis Tools > Proximity > Buffer (création d'un buffer de 2 km autour des échantillons de roche V1).
- Analysis Tools > Overlay > Intersect (intersection entre le buffer et les polygones de Thiessen et avec les polygones V1 de la carte 3).
- Répétition des 4 étapes précédentes pour les autres unités lithologiques.
- Data Management Tools > General > Merge (combiner les polygones obtenus pour les 8 lithologies, à partir des données d'Ag).
- Répétition des 6 étapes précédentes pour les autres éléments traces étudiés.

b) Résultat

Tout comme pour le test précédent, les contrastes sont maximaux pour des tampons de 2 km, mais les résultats sont plus significatifs lorsque des tampons de 5 km sont utilisés.

Des contrastes élevés ont été obtenus pour les valeurs les plus élevées en Bi et en Zn, indiquant que les roches situées à proximité des SMV sont riches en Bi-Zn. Pour l'Ag, les contrastes sont négatifs ou positifs, indiquant que seule une partie des SMV se situe à proximité de roches riches en Ag. Une faible relation spatiale est également observée pour le Cu et le Pb, mais les valeurs de contraste sont faibles à non-significatives (**Tableau 7**).

Tableau 7. Résumé des résultats pour les tests effectués sur les cartes de polygones créées à partir des analyses géochimiques.

Élément	Proximité aux SMV ?	Proximité aux SMV argentifères ?	
		Commentaire	Facteurs
Ag	pas toujours, contrastes élevés à négatifs	OUI , contrastes significatifs (cf. > 1)	3
As	aucune	aucune	0
Au	aucune	aucune	0
Bi	OUI , contrastes significatifs (cf. > 1)	possible, mais quantité de données disponibles insuffisante	1
Cu	aucune à très faible (contrastés non-significatifs)	aucune	0
Pb	aucune à très faible (contrastés non-significatifs)	aucune	0
Sb	aucune	aucune	0
Zn	OUI , contrastes significatifs (cf. > 1)	OUI , contrastes significatifs (cf. > 1)	2

Notons que les éléments comme le Cu et le Bi se concentrent dans les roches mafiques (cf. partie I), et que les SMV de l'Abitibi sont spatialement associés aux roches felsiques (cf. partie IV, section 6.4). Pour cette raison, une anti-corrélation entre les valeurs élevées de Cu-Bi et la présence des gisements aurait pu être observée, ce qui n'est pas le cas. Ceci pourrait indiquer que les roches situées à proximité des gisements sont anormalement riches en Cu-Bi, bien que l'origine de telles anomalies (magmatique ou hydrothermale), ne puisse pas être résolue.

Les valeurs de contrastes ont ensuite été corrélées à la composition en métaux des amas sulfurés. Tout d'abord, aucune corrélation entre la teneur en Cu-Zn des amas et les concentrations en Cu-Zn de leurs roches hôtes n'a été observée. Aussi, aucune corrélation n'est observée entre les teneurs en Au des amas et les concentrations en As, Au et Ag de leurs roches hôtes. Cependant, ce sont les corrélations avec les teneurs en Ag des amas qui nous intéressent plus particulièrement ici.

Les contrastes obtenus pour les valeurs les plus élevées en Ag des roches hôtes sont maximaux à proximité des amas les plus riches en Ag, que ce soit à proximité des deux gisements contenant plus de 150 g/t d'Ag (cf. Abcourt), ou à proximité des dix gisements pour lesquels $Ag/(Cu+Zn+Pb)$ est maximum et supérieur à 10 (**Figure 21-a; Tableau 7**). Une même tendance est observée pour les valeurs maximales de Zn des roches encaissantes, pour lesquelles des contrastes de 2 à 3,5 ont été obtenus à proximité des gisements argentifères (**Figure 21-b**). Les contrastes sont également plus élevés pour les valeurs maximales de Bi situées à proximité des gisements argentifères, bien que ces résultats soient plus difficiles à interpréter compte tenu de la moins bonne qualité des données de Bi (**Tableau 7**). Aucune corrélation entre les autres éléments étudiés et les gisements argentifères n'a été observée (**Tableau 7**).

En conclusion, ce test a permis d'améliorer les résultats obtenus lors du test précédent, en renforçant la proximité spatiale observée entre le Bi et le Zn et les gisements argentifères, en indiquant que les roches argentifères de l'encaissant sont également situées à proximité des gisements et en montrant que la faible relation spatiale observée pour le précédent test entre le Pb et les gisements ne semble pas significative.

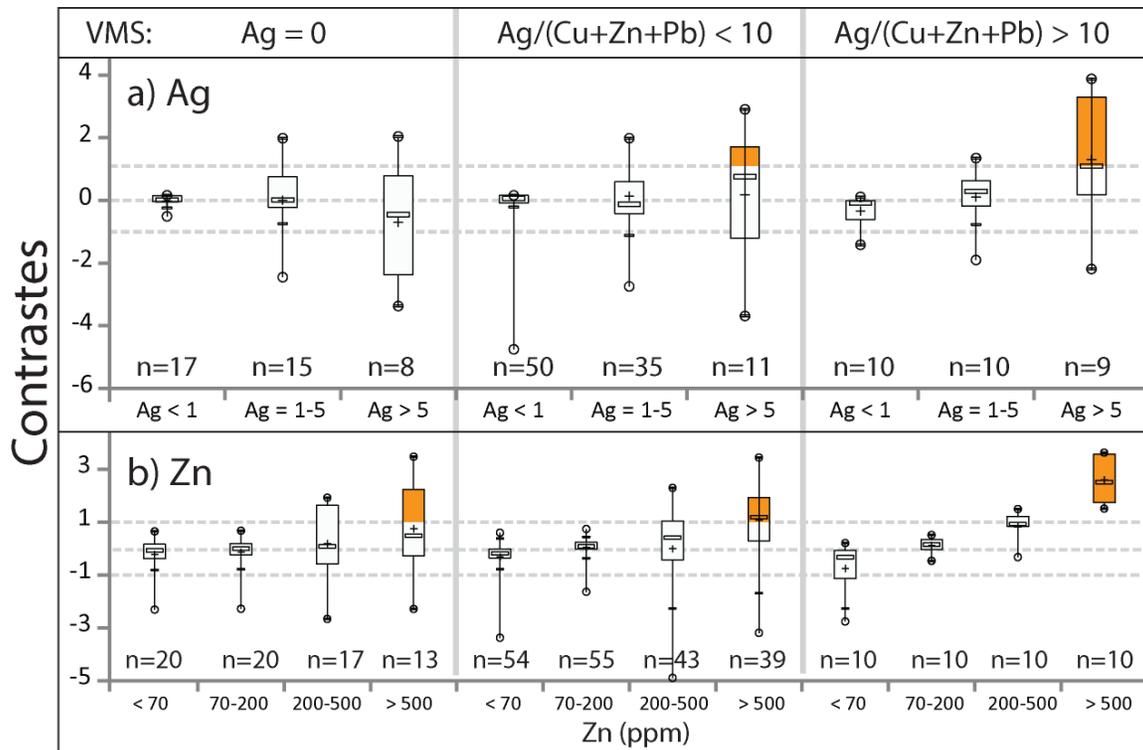


Figure 21. Boîtes à moustaches résumant les calculs statistiques effectués sur les trois séries de contrastes calculés pour les 3 groupes de gisements classés en fonction de leurs teneurs en Ag. Les calculs de contraste ont été effectués pour des buffers de 2 km, pour l'Ag (a), et pour le Zn (b). Aussi, les valeurs nulles ne sont pas représentées et les « boîtes » des groupes de gisements peuvent contenir un maximum de 20 (Ag=0), 56 (Ag/(Cu+Zn+Pb) < 10) et 10 (Ag/(Cu+Zn+Pb) > 10) données.

6.6 Conclusions

Les tests effectués sur les données cartographiques ont permis de confirmer la proximité spatiale entre tous les types de gisements de SMV de l'Abitibi et les roches felsiques (V1 et V2). Quant aux tests effectués sur les données géochimiques, ils indiquent que les valeurs les plus élevées en Ag (> 5 ppm), Zn (> 500 ppm) et possiblement en Bi (> 5 ppm) sont plus communément situées à proximité des gisements argentifères que des autres types de gisements de SMV de l'Abitibi.

Ces deux résultats ont été combinés pour produire le fichier « geochAgBiZn_V1V2.shp », qui contient uniquement des polygones de roches volcaniques et qui sont classés de la façon suivante:

- Classe 0: polygones des roches volcaniques extraits de la carte 3 et pour lesquels aucune donnée géochimique n'est disponible.
- Classe 1: polygones des roches volcaniques pour lesquels des données géochimiques sont disponibles, et indiquent des valeurs faibles en Zn, Ag et Bi.
- Classe 2: polygones des roches volcaniques V3-V4 pour lesquels des données géochimiques sont disponibles, et indiquent des valeurs très élevées en Zn (cf. > 500 ppm), Ag et/ou Bi (cf. > 5 ppm).
- Classe 3: polygones des roches volcaniques V1-V2 pour lesquels des données géochimiques sont disponibles, et indiquent des valeurs très élevées en Zn (cf. > 500 ppm), Ag et/ou Bi (cf. > 5 ppm).

Des calculs de contraste ont ensuite été effectués sur le fichier « geochAgBiZn_V1V2.shp », avec le code « contrastepolygone.py » (annexe B). Les contrastes calculés à partir de ce fichier sont maximaux pour des zones tampons de 2 km, et indiquent que les polygones de la classe 3 sont proches de tous les types de SMV, et sont particulièrement proches des SMV les plus argentifères (**Figure 22-a**).

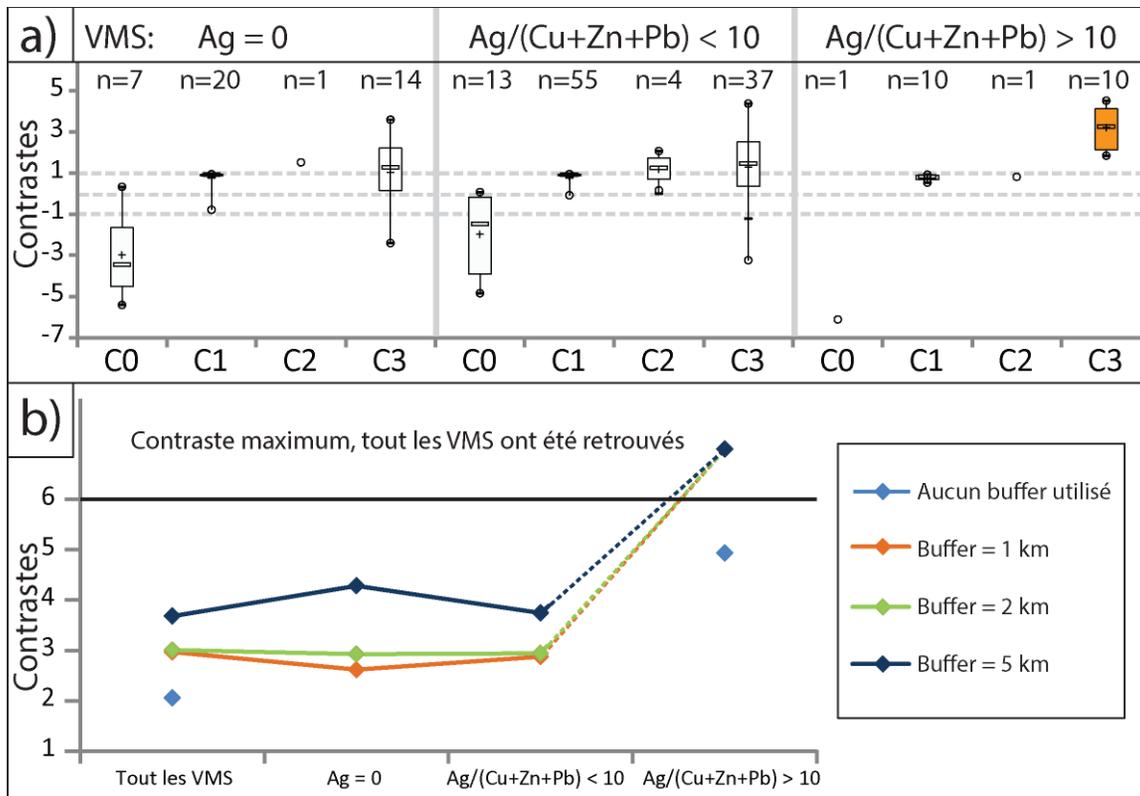


Figure 22. a) Boîtes à moustaches résumant les calculs statistiques effectués sur les contrastes calculés pour les 4 classes de la carte « geochAgBiZn_V1V2.shp » avec un buffer de 2 km, pour des SMV regroupés en fonction de leurs teneurs en Ag. Aussi, les valeurs nulles ne sont pas représentées et les « boîtes » des groupes de SMV peuvent contenir un maximum de 20 (Ag=0), 56 (Ag/(Cu+Zn+Pb) < 10) et 10 (Ag/(Cu+Zn+Pb) > 10) données; b) Graphiques présentant les contrastes calculés avec la méthode de Bonham-Carter (1994), pour la classe 3 de la carte « geochAgBiZn_V1V2.shp » et pour différents tampons.

Les contrastes ont également été calculés avec la méthode de Bonham-Carter (cf. annexes du rapport CONSOREM 2012-03 pour une description de cette méthode). Avec cette méthode, un seul calcul de contraste par groupe de SMV a été effectué. Les résultats indiquent que les contrastes sont systématiquement positifs pour la classe 3, car les polygones de cette classe représentent une petite surface de la carte totale, et qu'ils ont tendance à se situer à proximité de tous les types de SMV. Aussi, les contrastes les plus faibles pour les SMV pauvres en Ag sont obtenus pour des tampons de 1 et 2 km autour des polygones de la classe 3. Pour des tampons plus grands, le critère « classe 3 » permet de distinguer moins efficacement les SMV argentifères de ceux qui contiennent moins d'Ag (**Figure 22-b**).

Ainsi, les polygones de la classe 3 du fichier « geochAgBiZn_V1V2.shp » constituent des cibles d'exploration de catégorie 2, c'est-à-dire qu'elles sont basées sur un modèle théorique. En fait, les cibles correspondent aux polygones de la classe 3 et aux roches situées dans un rayon de 2 km de ces polygones, comme montré sur la carte de la **Figure 23**.

Notons que ces cibles correspondent à des roches encaissantes ayant des compositions qui auraient pu favoriser l'enrichissement en Ag des SMV. Elles pourraient ainsi être intégrées à un modèle de type « carte de favorabilité » si les autres critères permettant habituellement de prospecter pour les SMV, comme la présence de failles syn-volcaniques et de halos d'altérations par exemple, étaient pris en compte. Ces cibles sont donc bâties sur un ingrédient parmi beaucoup d'autres qui sont indispensables à la formation de gisements de SMV.

Aussi, le principal intérêt de cette section est d'avoir montré que les caractéristiques physico-chimiques du fluide hydrothermal et les contraintes minéralogiques intrinsèques aux sulfures ne sont pas les seuls paramètres pouvant influencer sur la composition en Ag des SMV. La présence de roches enrichies en Ag, en Zn et peut-être en Bi semble également être un facteur important. Cependant et malgré les résultats de la section 6.5.1 (partie IV), un doute persiste sur l'origine des anomalies géochimiques, puisque les valeurs élevées en Ag, Zn et Bi des roches hôtes des gisements pourraient avoir une origine primaire ou magmatique, ou bien pourraient être le résultat de la circulation de fluides hydrothermaux.

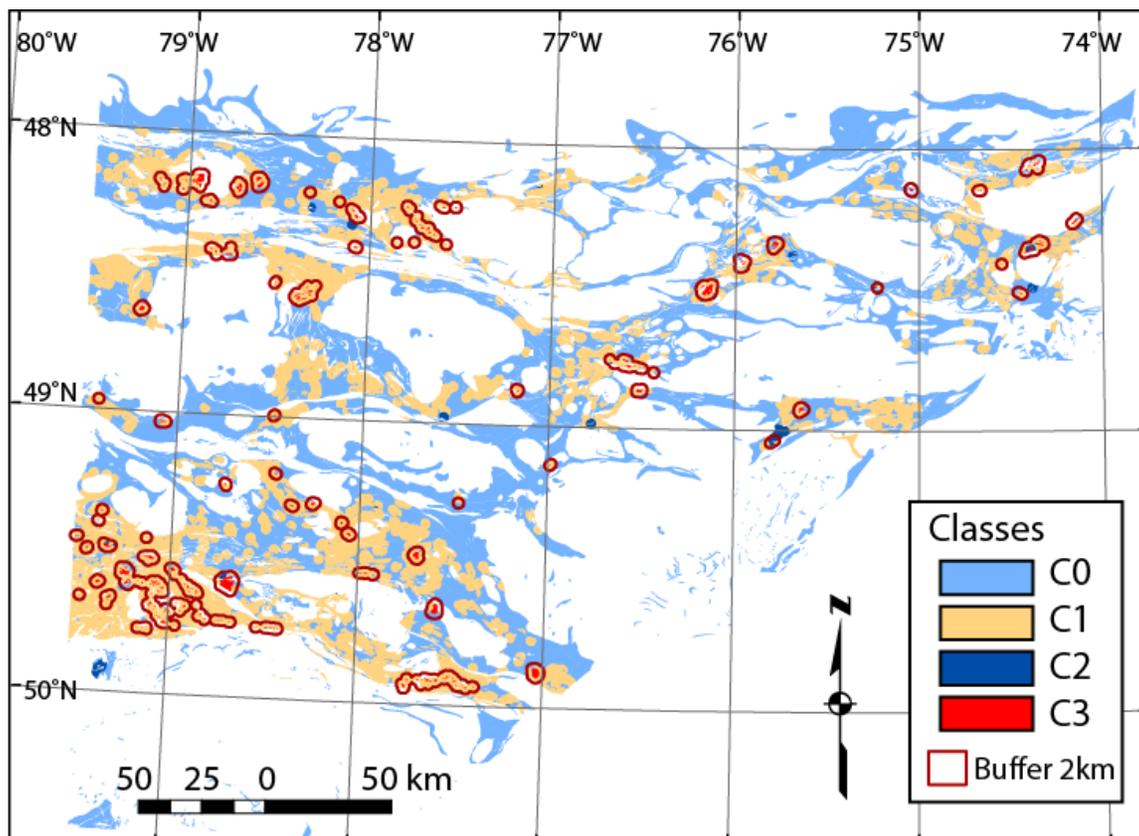


Figure 23. Carte montrant les quatre classes du fichier « geochAgBiZn_V1V2.shp ». La classe 3, qui correspond à des cibles de catégorie 2, est entourée d'un tampon de 2 km.

7 CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les gisements de SMV sont des systèmes complexes. Puisqu'au début du projet, les paramètres influant sur leurs concentrations en Ag n'étaient pas compilés, ce projet a tenté d'obtenir une vue d'ensemble du système pour finalement s'attarder sur 3 principaux aspects: 1) composition des roches hôtes, 2) paramètres physico-chimiques des fluides hydrothermaux, 3) paramètres minéralogiques.

Intuitivement, on peut penser que les paramètres physico-chimiques sont les plus importants et pourraient contrôler la quasi-totalité du système. Cependant, ces paramètres sont difficiles à définir dans les cellules hydrothermales fossiles et sont donc difficilement utilisables dans un contexte d'exploration. Du reste, le comportement de l'Ag dans les fluides hydrothermaux n'est pas encore suffisamment bien compris pour permettre d'isoler le paramètre le plus pertinent (température ou autre?).

Les paramètres minéralogiques ont permis de comprendre les corrélations entre Pb et Ag observées dans les SMV, et d'établir des corrélations entre Ag et Sb, Bi, etc. Ces paramètres n'ont été explorés que du point de vue de la galène et de la fahlore, et mériteraient d'être documentés pour d'autres phases minérales afin d'obtenir une vue d'ensemble du système. Néanmoins, le calcul normatif mis au point à partir des données minéralogiques a produit de bons résultats sur les données de Hackett River, indiquant que la piste minéralogique est fiable et pourrait mener à une plus grande compréhension des amas de sulfures massifs. Les paramètres minéralogiques nous ont également permis de mieux comprendre le système Ag et de nous intéresser au système Ag-As-Bi-Cu-Pb-Sb-Zn-(Au).

Enfin, les caractéristiques des roches encaissantes semblent également jouer un rôle crucial. Les roches felsiques sont communément associées aux SMV argentifères, soit parce qu'elles sont souvent poreuses et peuvent favoriser la formation de SMV de type « sub-surface », soit parce qu'elles sont riches en Pb et en Ag, et pourraient ainsi permettre la formation d'une plus grande quantité de galènes argentifères dans les lentilles minéralisées. En examinant les données géochimiques de l'Abitibi, on observe également une corrélation entre les concentrations élevées en Ag, Zn et peut-être Bi des roches encaissantes et la présence de SMV argentifères. L'origine des concentrations élevées en ces éléments traces, qu'elle soit magmatique ou hydrothermale, n'a pas pu être élucidée.

Cependant, ce résultat est intéressant pour une autre raison. En effet, on pourrait imaginer qu'un fluide hydrothermal ne capte qu'une faible portion des éléments traces contenus dans les roches qu'il corrode et qu'ainsi, la concentration en éléments traces de l'encaissant importe peu puisqu'il y aura toujours suffisamment de métaux disponibles tant que le fluide a une température et une acidité satisfaisantes. Le test effectué en Abitibi va à l'encontre de cette théorie, et montre que des corrélations sont possibles entre la composition géochimique de l'encaissant et celle des SMV, ouvrant ainsi un nouveau champ de possibilités pour l'exploration de ce type de gisement.

8 PERSPECTIVES

Ce projet a permis de mettre en relation plusieurs paramètres avec la composition en Ag des SMV. Cependant, il a également soulevé un grand nombre de questions, dont un bref résumé est proposé ci-dessous:

- a) Pourrait-on utiliser les paramètres physico-chimiques des fluides plus efficacement? Des minéraux d'altération de type « géothermomètre » pourraient, par exemple, s'avérer utiles.
- b) Quelle est la liste complète des phases majeures porteuses d'Ag dans les SMV? Une compilation des SMV à travers le monde semble indispensable pour compléter les conclusions proposées par ce projet.
- c) Un calcul normatif complet pour les minéraux sulfurés pourrait être mis en place. Ceci devrait passer par la documentation de nombreuses phases minérales et par l'ajout de contraintes thermodynamiques au calcul. Par exemple, les solutions solides de la galène ne sont pas toutes stables aux mêmes températures, ce qui n'a pas pu être pris en compte pendant ce projet. Un calcul normatif pourrait permettre de mieux comprendre les amas sulfurés, ouvrant de nouvelles pistes pour leur exploration, et pourrait peut-être également être utile aux étapes préliminaires des études géo-métallurgiques.
- d) Le test réalisé en Abitibi sur les données lithogéochimiques devrait être fait sur d'autres provinces minéralisées, pour s'assurer que Ag-Bi-Zn sont bien des éléments pertinents.
- e) Le métamorphisme et la déformation n'ont pas été documentés en détail et devraient l'être. En particulier, seule une compilation des gisements de SMV à travers le monde pourrait permettre de comprendre si le métamorphisme a un effet positif, négatif ou négligeable sur la teneur en Ag et autres métaux des amas sulfurés.

RÉFÉRENCES

- Akande, S.O., 1985. Coexisting precious metals, sulfosalts and sulfide minerals in the Ross gold mine, Holtyre, Ontario. *Canadian Mineralogist*, 23: 95-98.
- Amcoff, O., 1976. The solubility of silver and antimony in galena. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Monatshefte*, 6: 247-261.
- Amcoff, O., 1981. Heating experiments of chalcopyrite-pyrrhotite ores: studies on the stability of the intermediate solid solution. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Monatshefte*. 553-568.
- Amcoff, O., 1984. Distribution of silver in massive sulfide ores. *Mineralium Deposita*, 19: 63-69.
- Arlt, T., Diamond, L.W., 1998. Composition of tetrahedrite-tennantite and 'schwazite' in the Schwaz silver mines, North Tyrol, Austria. *Mineralogical Magazine*, 62(6): 801-820.
- Augsten, B.E.K., Thorpe, R.I., Harris, D.C., et Fedikow, M.A.F., 1986. Ore mineralogy of the Agassiz (MacLellan) gold deposit in the Lynn Lake region, Manitoba. *Canadian Mineralogist*, 24: 369-377.
- Barnes, S.-J., Lightfoot, P.C., 2005. Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum-group element contents. In: Hedenquist JW, Thompson JFH, Goldfarb RJ, Richards JP (eds.) *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 179-213.
- Barrie, C.T., 1995. Zircon thermometry of high-temperature rhyolites near volcanic-associated massive sulfide deposits, Abitibi sub-province. *Canada Geology*, 23: 169-172.
- Barrie, C.T., Hannington, M.D., 1999. Introduction: Classification of VMS deposits based on host rock composition. In: Barrie CT, Hannington MD (eds.) *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*. *Reviews in Economic Geology*, 8: 2-10.
- Bau, M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93(3-4): 219-230.
- Bischoff, J.L., Rosenbauer, R.J., 1987. Phase separation in seafloor geothermal systems: An experimental study of the effects on metal transport. *American Journal of Science*, 287: 953-978.
- Bishop, A.C., Criddle, A.J., Clark, A.M., 1977. Plumbian tennantite from Sark, Channel Islands. *Mineralogical Magazine*, 41: 59-63.
- Birnie, R.W., Petersen, U. 1977. The paragenetic association and compositional zoning of lead sulfosalts at Huachocolpa, Peru. *Economic Geology*, 72: 983-992.
- Bonev, I.K., 2007. Crystal habit of Ag-, Sb- and Bi-bearing galena from the Pb-Zn ore deposits in the Rhodope Mountains. *Geochemistry Mineralogy Petrology*, 45: 1-18.
- Bonham-Carter, G.F., 1994. *Geographic information systems for geoscientists, modelling with GIS*; Ed. Pergamon, Serie editors: DF Merriam (*Computer methods in the Geosciences*), Vol 13, 397 p.
- Cabri, L.J., Campbell, J.L., Laflamme, J.H.G., Leigh, R.G., Maxwell, J.A., Scott, J.D., 1985. Proton-microprobe analysis of trace elements in sulfides from some massive sulfide deposits. *Canadian Mineralogist*, 23: 133-148.
- Charnock, J.M., Garner, C.D., Patrick, R.A.D., Vaughan, D.J., 1989. EXAFS and Mossbauer spectroscopic study of Fe-bearing tetrahedrites. *Mineralogical Magazine*, 53: 193-199.
- Chen, T.T., Dutrizac, J.E., Owens, D.R., Laflamme, J.H.G., 1980. Accelerated tarnishing of some chalcopyrite and tennantite specimens. *Canadian Mineralogist*, 18: 173-180.
- Chikhaoui, S., Levy, C., 1982. Expression quantitative de la couleur dans la serie tennantite-tetraedrite; influence des substitutions. *Canadian Mineralogist*, 20: 101-109.

- Chutas, N.I., 2004. The solubility of silver in galena. PhD dissertation, University of Washington, USA, 232 p.
- Chutas, N.I., Sack, R.O., 2004. Ore genesis at La Colorada Ag-Zn-Pb deposit in Zacatecas, Mexico. *Mineralogical Magazine*, 68: 923-937.
- Chutas, N.I., Kress, V.C., Giorso, M.S., Sack, R.O., 2008. A solution model for high-temperature PbS-AgSbS₂-AgBiS₂ galena. *American Mineralogist*, 93: 1630-1640.
- Converse, D.R., Holland, H.D., Edmond, J.M., 1984. Flow rates in the axial hot springs of the East Pacific Rise (21°N): Implications for the heat budget and the formation of massive sulfide deposits. *EPSL*, 69: 159-175.
- Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Stanley, C.J., Paar, W.H., Sundblad, K., 2007. Compositional data for Bi-Pb tellurosulfides. *Canadian Mineralogist*, 45: 417-435.
- Costagliola, P., Di Venedetto, F., Benvenuti, M., Bernardini, G.P., Cipriani, C., Lattanzi, P.F., Romanelli, M., 2003. Chemical speciation of Ag in galena by EPR spectroscopy. *American Mineralogist*, 88: 1345-1350.
- Czamanske, G.K., Hall, W.E., 1975. The Ag-Bi-Pb-Sb-S-Se-Te mineralogy of the Darwin Lead-Silver-Zinc Deposit, Southern California. *Economic Geology*, 70: 1092-1110.
- Doyle, M.G., Allen, R.L., 2003. Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Ore Geology Reviews*, 23: 183-222.
- Faure, S., 2009. Reconnaissance des structures synvolcaniques majeures dans les environnements de SMV, Sous-province d'Abitibi. *Projet CONSOREM 2009-04*, 34 p.
- Faure, S., 2010. Le corridor métallogénique de Lebel-sur-Quévillon / Lac Short revisité. *Projet CONSOREM 2010-03*, 26 p.
- Faure, S., 2011. Réévaluation du paléoenvironnement du complexe volcanique de Selbaie et de son potentiel métallogénique. *Projet CONSOREM 2011-08*, 26 p.
- Faure, S., 2012. Réévaluation des modèles d'exploration pour l'or au sud de Chibougamau. *Projet CONSOREM 2012-02*.
- Foit, F.F. Jr., Ulbricht, M.E., 2001. Compositional Variation In Mercurian Tetrahedrite-Tennantite From The Epithermal Deposits Of The Steens And Pueblo Mountains, Harney County, Oregon. *Canadian Mineralogist*, 39: 819-830.
- Foord, E.F., Shawe, D.R., 1989. The Pb-Bi-Ag-Cu-(Hg) chemistry of galena and some associated sulfosalts: A review and some new data from Colorado, California, and Pennsylvania. *Canadian Mineralogist*, 27: 363-382.
- Franklin, J.M., Sangster, D.M., Lydon, J.W., 1981. Volcanic-associated massive sulphide deposits. BJ Skinner (Ed.), *Economic Geology, 75th Anniversary Volume*, p. 485-627.
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., Galley, A.G., 2005. Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (eds.) *Economic Geology 100th Anniversary Volume: The Economic Geology Publishing Company*, p. 523-560.
- Frith, R.A., Fryer, B.J., 1985. Geochemistry and origin of the Regan Intrusive Suite and other granitoids in the northeastern Slave Province, Northwest Canadian Shield. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22: 1048-1065.
- Galley, A.G., Hannington, M.D., Jonasson, I.R., 2007. Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. In: Goodfellow WD (Ed.) *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, p. 141-161.
- Gammons, C.H., Barnes, H.L., 1989. The solubility of Ag₂S in near-neutral aqueous sulfide solutions at 25 to 300°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 279-290.

- Gammons, C.H., Williams-Jones, A.E., 1995. The solubility of Au-Ag alloy-AgCl in HCl/NaCl solutions at 300°C: New data on the stability of Au(I) chloride complexes in hydrothermal solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 3453-3468.
- Gavelin, S., 1943. On the distribution of metals at Ravliden, northern Sweden, and in some other copper-zinc ores. *Sveriges Geol. Unders. C 454*, 34 p..
- Gemmell, J.B., Zantop, H., Birnie, R.W., 1989. Sulfosalt geochemistry of the Santa Nino Ag-Pb-Zn vein, Fresnillo district, Mexico. *Canadian Mineralogist*, 27: 401-428.
- Genna, D., Gaboury, D., Roy G., 2014. Evolution of a volcanogenic hydrothermal system recorded by the behavior of LREE and Eu: Case study of the Key Tuffite at Bracemac-McLeod deposits, Matagami, Canada. *Ore Geology Reviews*, 63: 160-177.
- GEOROC (site internet): <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>.
- Geraldes, M.C., Petronilho, L.A., Silva, D., 1996. Trace elements and Pb isotope variations in galena from the onça gold deposit, Mato Grosso, Brazil: fluid mixing from hydrothermal and crustal sources. *Bol. IG-USP, Sér. Cient. Vol. 27* São Paulo 1996.
- Ghosal, S., Sack, R.O., 1999. Bi-Sb energetics in sulfosalts and sulfides. *Mineralogical Magazine*, 63: 723-733.
- Graeser, S., 1969. Minor elements in sphalerite and galena from Binnatal. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 24(2): 156-163.
- Grant, H.L.J., 2009. The distribution and controls on silver mineralization in the main zone of the 2.68 Ga Archean Hackett River Zn-Pb-Cu-Ag Volcanogenic Massive Sulfide (VMS) deposit, Nunavut, Canada. Master thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada, 205 p.
- Gregurek, D., Raith, J.G., 1997. Composition and spectral reflectance of fahlores from Rampura Agucha, India, and Klamm Alm, Austria. *Mitt. Oterr. Miner. Ges.*, 142-163.
- Hackbarth, C.J., Peterson, U., 1984. A fractional crystallization model for the deposition of argentinian tetrahedrite. *Economic Geology*, 79: 448-460.
- Hall, W.E., Czamanske, G.K., 1972. Mineralogy and trace element content of the Wood River lead-silver deposit, Blaine County, Idaho. *Economic Geology*, 67: 350-361.
- Hannington, M.D., Barrie, C.T., Bleeker, W., 1999a. The giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, western Abitibi Subprovince, Canada. In: Hannington MD, Barrie CT (eds.) *The Giant Kidd Creek Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada. Economic Geology Monograph*, 10: 1-30.
- Hannington, M.D., Bleeker, W., Kjarsgaard, I., 1999b. Sulfide mineralogy, geochemistry and ore genesis of the Kidd Creek deposit: Part II. The bornite zone. In: Hannington MD, Barrie CT (eds.) *The Giant Kidd Creek Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada: Economic Geology Monograph*, 10: 225-266.
- Hannington, M.D., Poulsen, K.H., Thompson, J.F.H., Sillitoe, R.H., 1999c. Volcanogenic gold in the massive sulfide environment. In: Hannington MD, Barrie CT (eds.) *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings: Reviews in Economic Geology*, 8: 325-356.
- Hannington, M.D., De Ronde, C.E.J., Peterson, S., 2005. Sea-Floor Tectonics and Submarine Hydrothermal Systems. In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (Eds.) *Economic Geology 100th Anniversary Volume. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, p. 111-141.
- Hoda, S.N., Chang, L.L.Y., 1975. Phase relations in the system PbS₂-S-Sb₂S₃ and PbS-Ag₂S-Bi₂S₃. *American Mineralogist*, 60: 621-633.
- Hoeller, W., Gandhi, S.M., 1995. Silver-bearing sulfosalts from the metamorphosed Rampura Agucha Zn-Pb-(Ag) deposit, Rajasthan, India. *Canadian Mineralogist*, 33: 1047-1057.

- Huston, D.L., Jablonski, W., Sie, S.H., 1996. The distribution and mineral hosts of silver in eastern Australian volcanogenic massive sulfide deposits. *Canadian Mineralogist*, 34: 529-546.
- Indorf, C.P., 1981. The Silver Hill zinc deposit and associated deposits, central North Carolina. *Economic Geology*, 76: 1170-1185.
- Johnson, N.E., Craig, J.R., Rimstidt, J.D., 1986. Compositional trends in tetrahedrite. *The Canadian Mineralogist*, 24: 385-397.
- Karimpour, M.H., Razmara, M., Large, R.R., Pattrick, R.A.D., 2005. Bi-sulfosalt mineral series and their paragenetic associations in specula rite-rich Cu-Ag-Au deposit, Qaleh-Zari mine, Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 13(2): 419-432.
- Kase, K., 1988. Tin, Arsenic, Zinc and Silver Vein Mineralization in the Besshi Mine, Central Shikoku, Japan. *Mining Geology*, 38(5): 407-418.
- Lange, I.M., Nokleberg, W.J., Plahuta, J.T., Krouse, H.R., Doe, B.R., 1985. Geologic setting, petrology, and geochemistry of stratiform sphalerite-galena-barite deposits, Red Dog Creek and Drenchwater Creek areas, northwestern Brooks Range, Alaska. *Economic Geology*, 80: 1896-1926.
- Large, R.R., 1977. Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. *Economic Geology*, 72: 549-572.
- Large, R.R., 1992. Australian volcanic-hosted massive sulphide deposits: features, styles and genetic models. *Economic Geology*, 87: 471-510.
- Layton-Matthews, D., Peter, J., Scott, S.D., Leybourne, M.I., 2008. Distribution, mineralogy, and geochemistry of Selenium in felsic volcanic-hosted Massive Sulfide Deposits of the Finlayson Lake Area, Yukon Territory, Canada: Implications for source, transport and depositional controls. *Economic Geology* 103: 61-88.
- Lueth, V.W., Megaw, P.K.M., Pingitore, N.E., Goodell, P.C., 2000. Systematic variation in galena solid solution compositions at Santa Eulalia, Chihuahua, Mexico. *Economic Geology*, 95: 1673-1687.
- Lynch, J.V.G., 1989. Large-scale hydrothermal zoning reflected in the tetrahedrite-freibergite solid solution, Keno Hill Ag-Pb-Zn district, Yukon. *Canadian Mineralogist*, 27: 383-400.
- Makovicky, E., 1977. Chemistry and crystallography of the lillianite homologous series (Part III: Crystal chemistry of lillianite homologues: related phases). *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. Abhandlungen*, 131: 187-207.
- Marcoux, E., Moëlo, Y., Leistel, J.M., 1996. Bismuth and cobalt minerals as indicators of stringer zones to massive sulphide deposits, Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 31: 1-26.
- Michard, A., 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(3): 745-750.
- Miller, J.W., Craig, J.R., 1983. Tetrahedrite-tennantite series compositional variations in the Corer deposit, Mineral district, Virginia. *American Mineralogist*, 68: 227-234.
- Mishra, B., Mookherjee, A., 1986. Analytical formulation of phase equilibrium in two observed sulfide-sulfosalt assemblages in the Rajpura-Dariba polymetallic deposit, India. *Economic Geology*, 81: 627-639.
- Mosier, D.L., Berger, V.I., Singer, D.A., 2009. Volcanogenic massive sulfide deposits of the world; database and grade and tonnage models. U.S. Geological Survey Open-File Report 2009-1034 [<http://pubs.usgs.gov/of/2009/1034/>].
- Moss, R., Scott, S.D., 1996. Silver in sulfide chimneys and mounds from 13 degrees N and 21 degrees N, East Pacific Rise. *Canadian Mineralogist*, 34: 697-716.
- Mountain, B.W., Seward, T.M., 2003. Hydrosulfide/sulfide complexes of copper(I): Experimental confirmation of the stoichiometry and stability of Cu(HS)₂- to elevated temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67: 3005-3014.

- Nash, J.T., 1975. Geochemical studies of the Park City district: II, Sulfide mineralogy and minor-element chemistry, Mayflower mine. *Economic Geology*, 70: 1038-1049.
- Nenasheva, S.N., 1975. Eksperimental'noye Issledovaniye Prirody Primesey Serebra, Sur'my i Vismuta v Galenite. *Sibirskoye Otdeleniye Instituta Geologii i Geofiziki, Nauka, Novosibirsk, USSR*, 237, 124 p.
- Nissen, A.E., Hoyt, S.L., 1915. On the occurrence of silver in Argentiferous Galena Ores. *Economic Geology*, 10: 172-179.
- Paar Von, W.H., Chen, T.T., Cunther, W., 1978. Extrem silberreicher Freibergit in Pb-Zn-Cu-Erzen des Bergbaues "Knap penstube", Hochtor, Salzburg. *Carinhia II*, 168: 35-42.
- Patrick, R.A.D., 1978. Microprobe analyses of cadmium-rich tetrahedrites from Tyndrum, Perthshire, Scotland. *Mineralogical Magazine*, 42: 286-8.
- Patrick, R.A.D., Hall, A.J., 1983. Silver substitution into synthetic Zinc, Cadmium, and Iron tetrahedrites. *Mineral. Mug.*, 47: 441-451.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Geological association of Canada, Short course notes. Trace elements geochemistry of volcanic rocks, Application for massive sulphide exploration, 12: 79-114.
- Pearson, M.F., Clark, K.F., Porter, E.W., Gonzalez, O.S., 1988. Mineralogy, fluid characteristics, and silver distribution at Real de Angeles, Zacatecas. *Economic Geology*, 83: 1737-1759.
- Petersen, U., Noble, D.C., Arenas, M.J., Goodell, P.C., 1977. Geology of the Julcani mining district, Peru. *Economic Geology*, 72: 931-949.
- Reed, M.H., Palandri, J., 2006. Sulfide Mineral Precipitation from Hydrothermal Fluids. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61: 609-631.
- Riley, J.F., 1974. The tetrahedrite-freibergite series, with reference to the Mount Isa Pb-Zn-Ag orebody. *Mineralium Deposita*, 9: 117-124.
- Roberts, R.G., Sheahan, P.A., 2006. Ore Deposit Models. *Geoscience Canada*, reprint series 3, 194 p.
- Rundnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. R.L. Rundnick (Ed.), *Treatise on geochemistry*, Elsevier (2003), p. 1-64.
- Rye, R.O., Sawkins, F.J., 1974. Fluid inclusion and stable isotopes studies on the Casapalca Ag-Pb-Zn-Cu deposit, central Andes, Peru. *Economic Geology*, 69: 181-205.
- Sack, R.O., Goodell, P.C., 2002. Retrograde reactions involving galena and Ag-sulphosalts in a zoned ore deposit, Julcani, Peru. *Mineralogical Magazine*, 66: 1043-1062.
- Sack, R.O., Kuehner, S.M., Hardy, L.S., 2002. Retrograde Ag-enrichment in fahlores from the Coeur d'Alene mining district, Idaho, USA. *Mineralogical Magazine*, 66: 215-229.
- Sack, R.O., Lynch, J.V.G., Foit, F. Jr, 2003. Fahlore as a petrogenetic indicator; Keno Hill Ag-Pb-Zn district, Yukon, Canada. *Mineralogical Magazine*, 67: 1023-1038.
- Sack, R.O., 2005. Internally consistent database for sulfides and sulfosalts in the system Ag₂S-Cu₂S-ZnS-FeS-Sb₂S₃-As₂S₃: Update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.
- Sack, R.O., Goodell, P.C., 2002. Retrograde reactions involving galena and Ag-sulfosalts in a zoned ore deposit, Julcani, Peru. *Mineralogical Magazine*, 66: 1043-1062.
- Sack, R.O., Ebel, D.S., 2006. Thermochemistry of Sulfide Mineral Solutions. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61: 265-364.
- Salminen, R. (Chief-editor), Batista, M.J., Bidovec, M., Demetriades, A., De Vivo, B., De Vos, W., Duris, M., Gilucis, A., Gregorauskiene, V., Halamic, J., Heitzmann, P., Lima, A., Jordan, G., Klaver, G., Klein, P., Lis, J., Locutura, J., Marsina, K., Mazreku, A., O'Connor, P.J., Olsson, S.Å., Ottesen, R.-T., Petersell, V., Plant, J.A., Reeder, S., Salpeteur, I., Sandström, H., Siewers, U., Steenfelt,

- A., Tarvainen, T., 2005. FOREGS - Geochemical Atlas of Europe. Part 1 - Background Information, Methodology and Maps.
- Sandecki, J., 1983. Silver-rich minerals at Garpenberg Norra, central Sweden. Neues Jahrbuch fuer Mineralogie Monatshefte, 8: 365-374.
- Sandecki, J., Amcoff, O., 1981. On the occurrence of silver-rich tetrahedrite at Garpenberg Norra, central Sweden. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 141: 324-340.
- Schmidt, E.A., Jaffé, E.C., Burri, M., 1990. La freibergite du gisement de plomb-zinc de Praz-Jean (Valais, Suisse). Mineralium Deposita, 25: 198-204.
- Serviss, C.R., MacDonald Grout, C., Hagni, R.D., 1986. The mineralogy of a silver-rich area in the Edwards zinc-lead mine, New York. Canadian Mineralogist, 24: 239-245.
- Seward, T.M., 1976. The stability of chloride complexes of silver in hydrothermal solutions up to 350°C. Geochim. Cosmochim. Acta, 40: 1329-1341.
- Sharp, T.G., Buseck, P.R., 1993. The distribution of Ag and Sb in galena: inclusions versus solid solution. American Mineralogist, 78: 85-95.
- Schimizu, M., Kato, A., 1991. Roquesite-bearing tin ores from the Omodani, Akenobe, Fukoku and Ikuno polymetallic vein-type deposits in the inner zone of southwestern Japan. Canadian Mineralogist, 29: 207-213.
- Shimizu, M., Stanley, C.J., 1991. Coupled substitutions in goldfieldite-tetrahedrite minerals from the Iriki mine, Japan. Mineralogical Magazine, 55: 515-519.
- Simanenko, L.F., 2006. Partizansky base-metal skarn deposit, Dal'negorsk ore district, Russia: Stages of ore formation, mineral assemblages, and typomorphism of fahlore. Geology of Ore Deposits, 48(4): 290-303.
- Smith, F.G., 1963. Physical geochemistry. Addison-Wesley, Englewood Cliffs, 624 p.
- Solomon, M., Walshe, J.L., 1979. The formation of massive sulfide deposits on the sea floor. Economic Geology, 74: 797-813.
- Stefansson, A., Seward, T.M., 2003. Experimental determination of the stability and stoichiometry of sulfide complexes of silver (I) in hydrothermal solutions to 400 degrees celsius. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67: 1395-1413.
- Staupe, S., Dorn, A., Pfaff, K., Markl, G., 2010. Assemblages Of Ag–Bi Sulfosalts And Conditions Of Their Formation: The Type Locality Of Schapbachite (Ag_{0.4}Pb_{0.2}Bi_{0.4}S) And Neighboring Mines In The Schwarzwald Ore District, Southern Germany. Canadian Mineralogist, 48: 441-466.
- Tischendorf, G., 1955. Paragenetische und tektonische Untersuchungen auf Gangen der fluorbarytischen Bleiformation Freiberg. Freiburger Forschungshäfte C, 18, 129 p.
- Trépanier, S., 2009. Outil logiciel pour le traitement de données lithogéochimiques. Projet CONSOREM 2009-01.
- Trépanier, S., 2010. Lithomodeleur : Le logiciel d'assistance au traitement de la lithogéochimie Version 2. Projet CONSOREM 2010-01.
- Trépanier, S., 2011. Logiciel de traitement des données lithogéochimiques - Phase 3. Projet CONSOREM 2011-04.
- Trépanier, S., 2011. Optimisation des données de till pour l'exploration (Suite 2010-05). Projet CONSOREM 2011-05, 71 p.
- Trépanier, S., 2012. Bilan de masse par modélisation des précurseurs pour les roches alcalines. Projet CONSOREM 2012-05.
- Turekian, K.K., 1972. Chemistry of the earth. Holt, Rinehart und Winston, New York, 131 p.
- Van Hook, H.J., 1960. The ternary system Ag₂S-Bi₂S₃-PbS. Economic Geology, 55: 759-788.

- Vaughan, D.J., Craig, J.R., 1978. Mineral Chemistry of Metal Sulfides. Cambridge University Press.
- Vesterberg, K., 1976. Antimony sulphominerals from some sulfide deposits of the Skellefte field. Sweden (Unpublished thesis).
- Wardrop, 2006. 2006 Technical Report by Wardrop Engineering on the Hackett River Property, Nunavut, Canada. Toronto, Canada, 1109 p.
- Wasson, J.T., Kallemeyn, G.W., 1988. Compositions of Chondrites. Philosophical Transaction of the Royal Society of London, 325(1587): 535-544.
- Wernick, J.H., 1960. Constitution of the AgSbS₂-PbS, AgBiS₂-PbS and AgBiS₂-AgBiSe₂ systems. American Mineralogist, 45: 591-598.
- Wu, I., Petersen, U., 1977. Geochemistry of tetrahedrite and mineral zoning at Casapalca, Peru. Economic Geology, 72: 993-1016.
- Zakrzewski, A., Nugteren, W., 1984. Mineralogy and origin of the distal volcano-sedimentary deposit at the Hallefors silver mine, Bergslagen, central Sweden. Canadian Mineralogist, 22: 583-593.

ANNEXE A – PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES

A.1 L'effet des variations de pH

A.1.1 Observations faites sur les systèmes hydrothermaux

Le pH est une mesure de l'activité de H^+ , et correspond au $(-\log_{10}[H^+])$.

Un fluide hydrothermal est généralement acide (pH = 2,7-3,8), et son pH est plus élevé dans la partie externe des SMV. Aussi, les fluides sont souvent plus acides en contexte de rift continental arrière-arc qu'en contexte d'arc primitif.

L'augmentation du pH provoque, de façon très efficace, la précipitation des métaux sous la forme de minéraux de type sulfures et autres. Les principaux mécanismes provoquant l'augmentation du pH sont :

- 1) Dilution du fluide hydrothermal par l'eau de mer froide. Ceci est probablement le mécanisme le plus répandu et le plus efficace.
- 2) Réaction entre le fluide hydrothermal et certaines roches encaissantes contenant des feldspaths, des carbonates et certains silicates comme le quartz. Cette interaction avec les roches encaissantes a principalement un effet sur la partie externe du SMV.

La formation de minéraux sulfurés peut, quant à elle, faire baisser le pH. Prenons l'exemple de la précipitation du complexe chloruré du plomb provoquant la formation de galène (extrait de Reed et Palandri, 2006) :



On observe que la formation de galène relâche du H^+ en solution, ce qui diminue le pH. Ainsi, les variations de pH dans et à proximité des lentilles minéralisées sont probablement très complexes.

A.1.2 Calculs thermodynamiques (d'après Reed et Palandri, 2006)

Les complexes chlorurés du Pb précipitent massivement sous forme de galène lorsque le pH augmente de 1,6 à 8,1. Lorsque le pH augmente jusqu'à 10,6, en revanche, la galène commence à se re-dissoudre sous forme de complexes sulfurés. Une augmentation du pH provoque également la précipitation de l'électrum, et de la sphalérite, magnétite et chalcopryrite à partir des complexes chlorurés, et ces minéraux se re-dissolvent lorsque les liants deviennent des complexes sulfurés ou d'hydroxydes.

Lorsque le pH augmente, les minéraux devraient précipiter dans cet ordre : chalcocite et pyrite, remplacées par bornite et pyrite, remplacées par chalcopryrite (cf. augmentation de la quantité de soufre contenue dans les minéraux du Cu); puis galène et sphalérite. Une zonation de ces minéraux est en effet observée dans de nombreux SMV.

En règle générale, l'augmentation du pH déstabilise les complexes chlorurés et provoque la formation des minéraux sulfurés. Puis, à pH élevé, les minéraux se re-dissolvent sous forme de complexes sulfurés ou d'hydroxydes. Cependant, il est possible que la température du système diminue de façon trop importante pour permettre une re-dissolution efficace des minéraux (interprétation personnelle).

A.1.3 Observations faites sur les SMV

Le Cu et l'Au sont capables de précipiter en conditions acides, à des pH inférieurs à 4,5 (Large, 1992). L'Ag et le Pb, en revanche, précipitent en conditions neutres. Cependant, les variations du pH contrôlent principalement la solubilité du Zn. En effet, la teneur en Zn du fluide diminue d'un ordre de grandeur lorsque le pH augmente d'une unité (Franklin et al., 2005; Hannington et al., 2005) (**Figure A-1**).

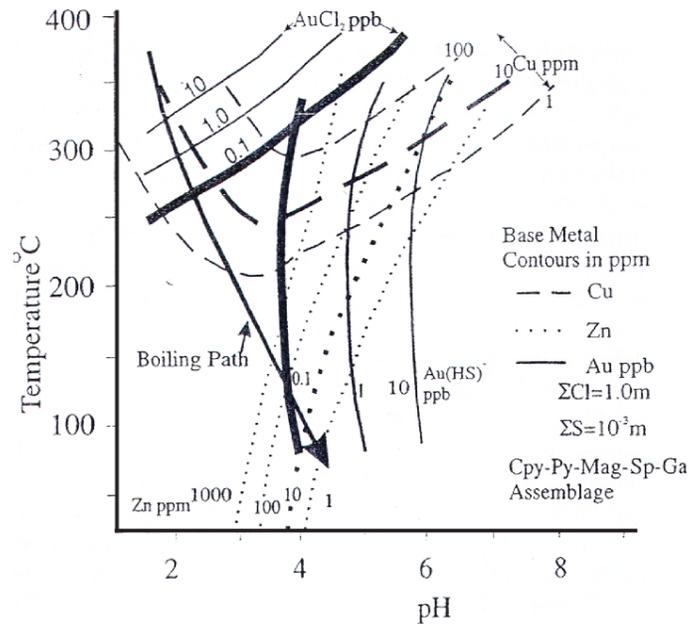


Figure A-1. Courbes de solubilité du Cu, Zn et de l'Au, en fonction des variations de température et de pH, telles que mesurées pour les systèmes SMV actuels (tiré de Franklin et al., 2005).

A.2 La température

A.2.1 Observations faites sur les systèmes hydrothermaux

Les anomalies de chaleur sont les moteurs des systèmes hydrothermaux, et sont indispensables à la mise en solution des métaux. À l'échelle régionale, les anomalies de température importantes sont dues à la remontée de l'asthénosphère et/ou à l'accumulation de magma dans la croûte, qui sont deux mécanismes particulièrement fréquents dans des contextes d'extension crustale (cf. rides médio-océaniques, bassins d'avant et arrière-arc, rifts). Aussi, les intrusions magmatiques superficielles (profondeur < 12 km) sont des sources locales de fortes anomalies positives de température.

La diminution brusque de la température, quant à elle, provoque efficacement la précipitation des métaux. Dans un système SMV, une diminution de la température peut être causée par :

- 1) Un mélange entre le fluide hydrothermal et l'eau de mer sus-jacente. Ceci est probablement le mécanisme le plus répandu et le plus efficace.
- 2) Une interaction avec les roches encaissantes qui provoque un refroidissement par conduction, ce qui est probablement un mécanisme lent et inefficace.

A.2.2 Calculs thermodynamiques (d'après Reed et Palandri, 2006)

Tout comme l'augmentation du pH, la diminution de la température déstabilise les complexes chlorurés, ce qui provoque la précipitation des métaux.

Lorsque la température diminue de 300°C à 200°C suite à un refroidissement par conduction, les minéraux sulfurés précipitent. À partir de 200°C, cependant, la chalcopryrite commence à se re-dissoudre et à 175°C, l'Ag se déplace de l'acanthite-argentite (AgS_2) vers l'électrum (alliage Ag-Au).

À faible température, les formes natives de l'Ag et de l'Au sont stables, et ne se re-dissolvent pas, même en présence de complexes sulfurés ou d'hydroxydes. La chalcopryrite est instable en deçà de 175-110°C, mais elle reste stable en conditions acides car les complexes d'hydroxydes et sulfurés ne peuvent pas se former dans de telles conditions.

Les calculs de Hannington et al. (1999a), effectués dans des conditions similaires à celles des systèmes hydrothermaux modernes, indiquent qu'avec une diminution de la température, les minéraux devraient précipiter dans cet ordre : chalcopryrite, pyrite, cassitérite-sphalérite-arsénopyrite, galène, argentite (**Figure A-2**).

Cette « séquence de cristallisation » correspond à ce que l'on observe dans les SMV, dont la partie interne riche en Cu se forme à plus haute température que la partie externe riche en Zn.

A.2.3 Observations sur les systèmes expérimentaux et les SMV

Le complexe chloruré du Cu n'est stable qu'au-delà de 300°C (Mountain et Seward, 2003), et le Cu n'est donc pas transporté en solution à faible température. La chalcopryrite peut précipiter aux environs de 350°C, et l'assemblage chalcopryrite-pyrrhotine semble être un assemblage de haute température.

En plus du Cu, le Bi, le Se et l'Sb semblent également être plus abondants dans les systèmes hydrothermaux les plus chauds (Tischendorf, 1955; Makovicky, 1977; Marcoux et al., 1996; Huston et al., 1996; Hannington et al., 1999b; Layton-Matthews et al., 2008).

Les complexes chlorurés du Pb et du Zn, en revanche, peuvent exister en-deçà de 200-250°C. L'assemblage galène-sphalérite est donc un assemblage de relativement faible température (Hannington et al., 1999a; Mountain et Seward, 2003). Le Pb et l'Ag pourraient parfois précipiter à très faible température (< 150°C; Hannington et al., 1999a).

Ainsi, la diminution de la température du fluide hydrothermal provoque efficacement la précipitation du Cu (**Figure A-2**), et provoque plus difficilement celle de l'Ag et du Pb.

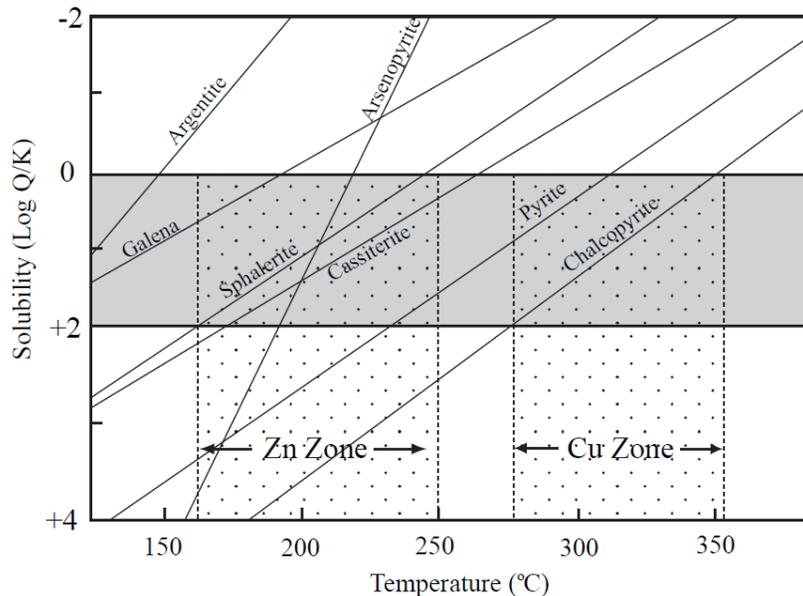


Figure A-2. Précipitation des sulfures en fonction de la température (tiré de Grant, 2009, qui tenait ce graphique de Hannington et al., 1999b). La zone grisée correspond aux conditions de solubilité et de température les plus favorables à la précipitation des métaux.

A.3 Les conditions d'oxydoréduction

A.3.1 Observations faites sur les systèmes hydrothermaux

Les conditions d'oxydoréductions correspondent à l'activité de l'oxygène, ou fugacité d'oxygène (fO_2), et à l'activité du soufre (fS_2). La variation de ce paramètre peut être causée par :

- 1) L'interaction du fluide hydrothermal avec l'eau de mer sus-jacente, qui aura tendance à augmenter la fO_2 .
- 2) L'interaction entre un fluide oxydé et du fer réduit (Fe^{2+}), du carbone ou du méthane (CH_4) peut diminuer la fO_2 du fluide. Ceci peut se produire si le fluide interagit avec des formations de fer et de la matière organique.
- 3) La précipitation des complexes sulfurés ou d'hydroxydes provoque également une diminution de la fO_2 .

A.3.2 Calculs thermodynamiques (d'après Reed et Palandri, 2006)

L'Ag, l'Au, le Pb et, dans une moindre mesure, le Zn, peuvent rester stable en solution dans des conditions oxydantes, alors que le Fe, le Mn, le Cu et le Co ont la possibilité de précipiter sous forme d'oxydes. En conditions réduites en revanche, les métaux précipitent sous forme de minéraux sulfurés, et seuls le Fe et la Mn se maintiennent plus facilement en solution.

En ce qui concerne la fS_2 , il est possible qu'une augmentation de la teneur en soufre du fluide, ou son interaction avec des minéraux sulfurés (cf. horizon de pyrite sédimentaire), puisse provoquer sa saturation en soufre et la précipitation des sulfures (Sack et Ebel, 2006). Cependant, l'augmentation de la quantité de soufre dissout dans le fluide permet également la formation des complexes sulfurés et d'hydroxydes, ce qui peut provoquer la re-dissolution des sulfures.

En fait, l'effet que les variations de fS_2 et des conditions redox (fO_2) ont sur la solubilité des métaux est complexe, et n'est pas entièrement comprise.

A.3.3 Calculs thermodynamiques (d'après Reed et Palandri, 2006)

La présence de pyrrhotine (systèmes réduits), de pyrite (fS_2 élevée) et d'oxydes de fer (fO_2 élevée) est un bon indicateur des conditions redox d'un système (Large, 1977; Vaughan et Craig, 1978) (**Figure A-3**). La présence de sidérite (faible fO_2), de minéraux à Sn (faible fO_2) et la quantité de Fe contenue dans la sphalérite (une sphalérite pauvre en fer indique des conditions oxydantes, car ce minéral n'intègre que du Fe^{2+}) sont également de bons indicateurs des conditions de fO_2 (Hannington et al., 1999a).

En règle générale, la partie interne riche en Cu, à chalcopyrrite-pyrrhotine, des SMV se forme dans des conditions réduites. La partie riche en Zn des SMV interagit plus largement avec l'eau de mer, et est donc généralement plus oxydée. L'horizon de baryte, situé sur la partie externe de certains SMV, se forme également dans des conditions oxydantes.

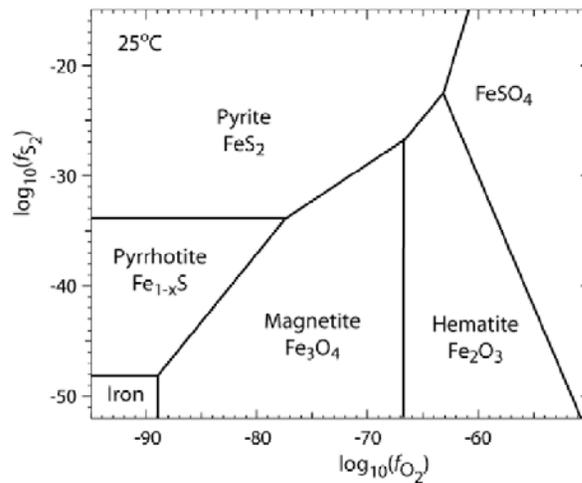


Figure A-3. Conditions de fO_2 et de fS_2 dans lesquelles les principaux minéraux du fer sont stables (tiré de Sack et Ebel, 2006, d'après des calculs de Vaughan et Craig, 1978 effectués à 25°C).

A.4 La pression, l'ébullition

A.4.1 Observations faites sur les systèmes hydrothermaux

Les variations de pression n'ont pratiquement aucun effet sur la solubilité des métaux (Reed et Palandri, 2006). L'ébullition en revanche, c'est-à-dire la séparation du fluide en une phase riche en gaz et une phase riche en liquide a un effet sur la solubilité des métaux. Dans la phase riche en liquide, l'ébullition provoque des variations importantes et instantanées de la température (diminution), du pH (diminution due à l'accroissement de l'alcalinité par perte du CO_2), de la concentration des métaux (augmentation), ce qui provoque la précipitation rapide de la quasi-totalité du bagage métallique du fluide.

Cependant, l'ébullition n'est possible, sur le plancher océanique, que sous des tranches d'eau de faible épaisseur (< à 1-2 km environ; Bischoff et Rosenbauer, 1987), ou à faible profondeur pour les SMV de type « sub-surface ». Il est ainsi possible que l'ébullition soit un phénomène marginal dans la formation de la plupart des SMV.

A.4.2 Observations sur les SMV

L'ébullition peut provoquer la formation d'une altération en aluminosilicates, qui est typiquement induite par des fluides très acides. L'ébullition peut également permettre la formation d'assemblages minéralogiques complexes et atypiques. Notons également que, dans les systèmes épithermaux, qui peuvent être en partie comparés au SMV, l'ébullition provoque un enrichissement en Ag-As-Sb-Hg-Tl (systèmes pauvres en soufre) ou en Co-Bi-Te-In-Sn (systèmes riches en soufre) (Roberts et Sheahan, 2006).

A.5 Salinité du fluide

L'augmentation de la concentration en NaCl du fluide hydrothermal permet de mettre en solution une plus grande quantité de métaux sous forme de complexes chlorurés. La dilution du fluide hydrothermal, suite à son mélange avec l'eau de mer, provoque difficilement la précipitation des métaux. En fait, la diminution de la température et l'augmentation du pH du fluide provoquent plus efficacement la précipitation des métaux que les variations de la concentration en NaCl (Reed et Palandri, 2006).

A.6 La spéciation de l'Ag

La spéciation de l'Ag, c'est-à-dire l'abondance relative des complexes chlorurés, sulfurés et d'hydroxydes de l'Ag, dépend avant tout de la composition en Cl et HS du fluide hydrothermal (**Figure A-4**). Généralement, l'Ag est transporté sous forme de complexes chlorurés depuis ses roches sources jusqu'au SMV, et peut se lier au HS ou au OH à proximité des lentilles minéralisées.

L'Ag est généralement transporté jusqu'au SMV sous la forme $\text{Ag}(\text{Cl})^{2-}$ et, pour des températures inférieures à 275°C, il peut également être transporté sous forme de AgCl^0 (Seward, 1976; Huston et al., 1996). Le complexe $\text{Ag}(\text{Cl})^{2-}$ est stable dans des conditions réduites et à pH faible (Gammons et Williams-Jones, 1995; Gammons et Barnes, 1989) (**Figure A-5**). Ce complexe devient instable lorsque la température diminue sous 200-270°C, et/ou dans des conditions oxydantes (Huston et al., 1996; Stefansson et Seward, 2003). De telles conditions sont généralement présentes dans la partie externe, riche en Zn, des SMV.

Les complexes sulfurés de l'Ag sont dominants dans des conditions réduites, à pH élevé (**Figure A-5**), dans des conditions de salinité faible (cf. fluide dilué) et lorsque la $f\text{S}_2$ augmente (Stefansson et Seward, 2003). Le complexe dominant est $\text{Ag}(\text{HS})_2^-$, qui est le complexe de l'Ag le plus abondamment observé à des températures inférieures à 200°C.

Les calculs de Reed et Palandri (2006) indiquent que le complexe chloruré de l'Ag n'est stable en solution qu'à haute température (**Figure A-6**). L'Ag est donc relativement peu soluble, et ne semble pouvoir être transporté vers un SMV que dans les systèmes hydrothermaux les plus chauds.

Les complexes sulfurés de l'Ag sont généralement plus stables que les complexes chlorurés, et sont particulièrement solubles à faible température. Ces complexes sulfurés de l'Ag sont également relativement stables à haute température, et ils sont d'autant plus stables que le pH est élevé (**Figure A-7**). De telles conditions sont cependant rarement réunies dans les SMV, car les fluides les plus chauds ont des pH faibles.

Cependant, si l'Ag se retrouve lié au HS^- , pendant la phase tardive de la formation d'un SMV par exemple, il devient alors très stable en solution et pourrait être facilement transporté soit vers la périphérie des SMV, soit en-dehors des SMV.

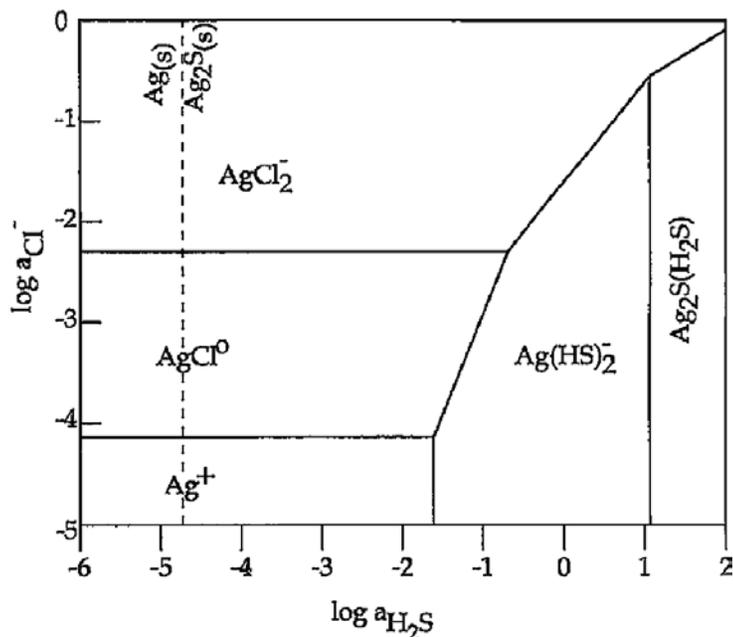


Figure A-4. Principaux complexes de l'Ag présents dans les fluides hydrothermaux, en fonction de l'activité de Cl^- et de H_2S . Les calculs ont été effectués à 350°C et à pH = 4,6 (tiré de Moss et Scott, 1996).

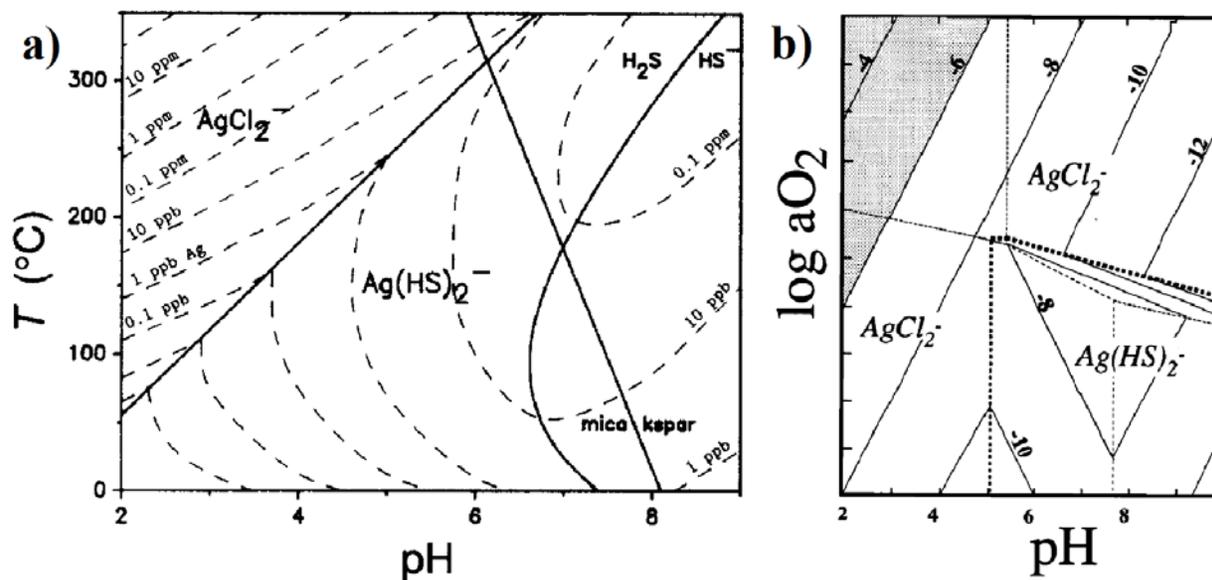


Figure A-5. a) Graphique montrant que le complexe chloruré de l'Ag est stable à plus haute température et à plus faible pH que le complexe sulfuré de l'Ag (tiré de Gammons et Barnes, 1989); **b)** Graphique montrant que le complexe chloruré de l'Ag est stable à plus faible pH et dans des conditions plus réduites que le complexe sulfuré de l'Ag (tiré de Gammons et Williams-Jones, 1995).

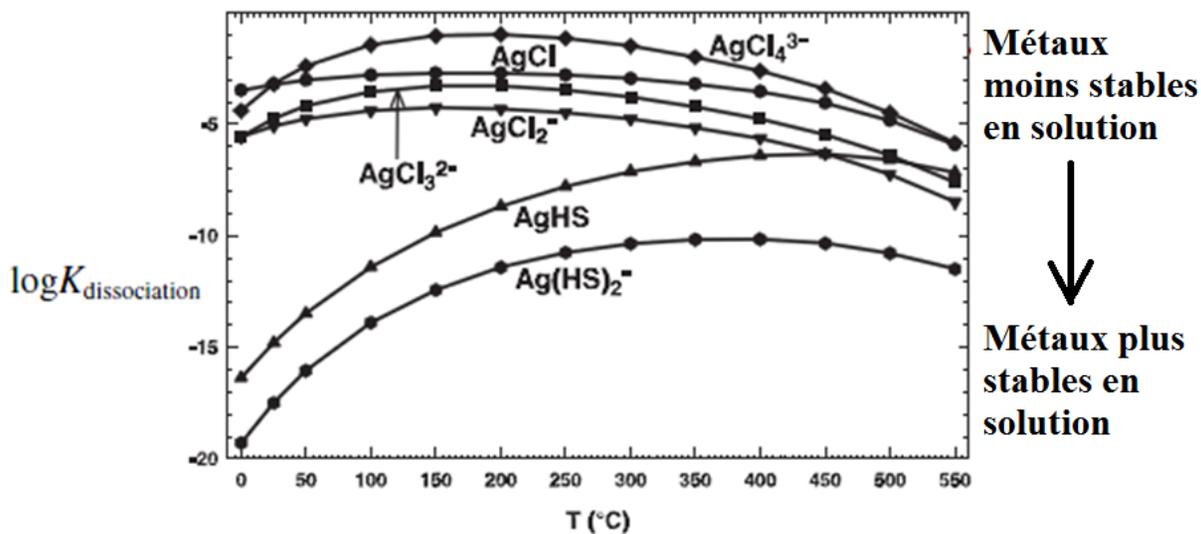


Figure A-6. Stabilité, en solution, des complexes chlorurés et sulfurés de l'Ag, en fonction de la variation de la température (tiré de Reed et Palandri, 2006).

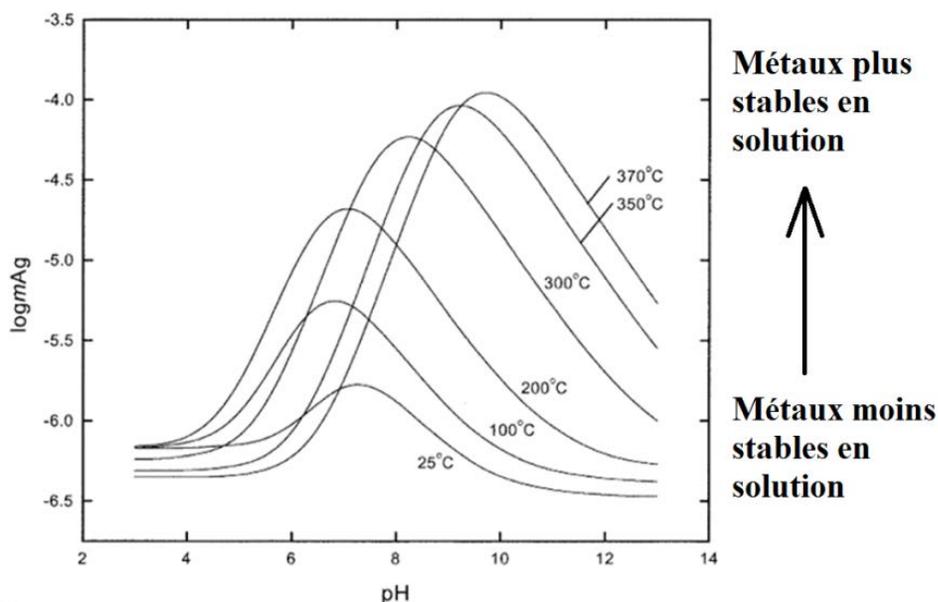


Figure A-7. Stabilité, en solution, des complexes sulfurés de l'Ag (cf. AgHS(aq) , Ag(HS)_2^- et $\text{Ag}_2\text{S(HS)}_2^{2-}$), en fonction du pH et pour différentes températures (tiré de Stefansson et Seward, 2003).

ANNEXE B – PRINCIPE DU CALCUL DE CONTRASTE

Pendant ce projet, le contraste a été calculé à partir du logarithme népérien de la cote. Cette section est inspirée de la méthode décrite dans le rapport CONSOREM 2011-05 (p. 6). Aussi, pendant ce projet, les calculs ont été effectués à l'aide d'un code de type Python, développé sous PythonWin 2.6, qui fonctionne avec ArcGIS 10.0.

Un premier calcul de contraste a été effectué pour mesurer la proximité spatiale entre des données ponctuelles correspondant aux SMV de l'Abitibi (paramètre A) et des échantillons de roches totales (paramètre B) (cf. **contrastepoint.py**).

Pour ce premier calcul, le contraste est égal à: **Contraste = ln (Proximal / Distal)**; avec les paramètres "Proximal" et "Distal" correspondant à :

Proximal = (nombre de points du paramètre B, appartenant à une catégorie donnée, et situés à proximité de l'un des paramètres A / nombre total de points du paramètre B situés à proximité de l'un des paramètres A)

Distal = (nombre de points du paramètre B, appartenant à une catégorie donnée, et situés à distance de l'un des paramètres A / nombre total de points du paramètre B situés à distance de l'un des paramètres A)

Le second code (**contrastepolygone.py**) utilise le même principe de calcul que le premier, à la différence que le paramètre B est un fichier shapefile de type polygone (cf. carte géologique, polygones de Thiessen, etc.). Ainsi, les variables « nombre de points » du paramètre B sont remplacées par la somme des surfaces des polygones situés à proximité et à distances des points du paramètre A.

ANNEXE C – CALCUL NORMATIF ET COPIE DU CODE MATLAB

Cette annexe propose une copie du code Matlab utilisé pour le calcul normatif de la galène et de la fahlore. Chaque étape du code est expliquée, et ces détails sont utilisés pour décrire la logique choisie pour effectuer le calcul normatif.

- 1) Téléchargement des données et définition des variables. Les données prennent la forme d'un fichier texte, contenant uniquement des nombres (sans en-tête). Les analyses géochimiques sont réparties en lignes et les colonnes correspondent aux éléments analysés. Ces colonnes correspondent, dans l'ordre, à : a) ID (chiffres permettant la traçabilité des données dans différentes bases de données); b) les analyses chimiques d'Ag, As, Au, Bi, Cu, Pb, Sb, Zn (en ppm), de Fe et de S (en wt%).

```
load test2.txt;  
A=test2;  
ZA=length(A);
```

- 2) La première partie du code vise à calculer la proportion de fahlore (cf. étapes 2 à 11). L'étape 2 permet aux utilisateurs qui connaissent la formule de leurs fahlores de l'indiquer. Si la formule de la fahlore n'est pas connue, le programme la calculera à partir des concentrations en As-Sb de l'analyse roche totale fournie en entrée (cf. étape 5).

```
disp('Tapez le nombre de Fe présent dans la formule de la fahlore. Si  
vous ne connaissez pas cette valeur tapez Entrée.')
```

```
prompt = '';  
Fefahlore = input(prompt);  
if isempty(Fefahlore)  
    Fefahlore == '';  
else  
    while Fefahlore < 0 || Fefahlore > 2  
        disp('Valeur incorrecte, essayez encore (valeur comprise entre 0 et  
2)')  
        prompt2 = '';  
        Fefahlore = input(prompt2);  
    end  
end
```

```
disp('Tapez le nombre de Sb present dans la formule de la fahlore. Si  
vous ne connaissez pas cette valeur tapez Entree.')
```

```
prompt = '';  
Sbfahlore = input(prompt);  
if isempty(Sbfahlore)  
    Sbfahlore == '';  
else  
    while Sbfahlore < 0 || Sbfahlore > 4  
        disp('Valeur incorrecte, essayez encore (valeur comprise entre 0 et  
4)')  
        prompt2 = '';  
        Sbfahlore = input(prompt2);  
    end  
end
```

```
disp('Tapez le nombre de Ag present dans la formule de la fahlore. Si  
vous ne connaissez pas cette valeur tapez Entree.')
```

```
prompt = '';
```

```

Agfahlore = input(prompt);
if isempty(Agfahlore)
    Agfahlore == '';
else
    while Agfahlore < 0 || Agfahlore > 10
        disp('Valeur incorrecte, essayez encore (valeur comprise entre 0 et 10)')
        prompt2 = '';
        Agfahlore = input(prompt2);
    end
end

```

- 3) Début de la boucle « for » qui sera fermée à la fin du code. Cette boucle permet d'itérer à travers chacune des analyses géochimiques.

```

for i=1:length(A)

```

- 4) Cette étape permet de calculer les poids molaires des éléments analysés, qui sont indispensables aux calculs normatifs. Les poids molaires permettent de respecter les règles de proportionnalités entre les éléments imposées par les formules des minéraux.

```

AG_PM(i) = (A(i,2)*0.0001)/107.87;
AS_PM(i) = (A(i,3)*0.0001)/74.92;
AU_PM(i) = (A(i,4)*0.0001)/196.97;
BI_PM(i) = (A(i,5)*0.0001)/208.98;
CU_PM(i) = (A(i,6)*0.0001)/63.55;
PB_PM(i) = (A(i,7)*0.0001)/207.2;
SB_PM(i) = (A(i,8)*0.0001)/121.76;
ZN_PM(i) = (A(i,9)*0.0001)/65.41;
FE_PM(i) = A(i,10)/55.85;
S_PM(i) = A(i,11)/32.07;

```

- 5) Cette étape permet d'obtenir le nombre de Cu, Ag, Fe, Zn, As et Sb de la formule de la fahlore, pour les cas où l'utilisateur ne connaît pas la formule de la fahlore et ne l'a pas indiquée à l'étape 2. Si l'utilisateur a contraint la formule de la fahlore, le code n'exécute pas cette section. Les nombres extraits par le code ci-dessous sont compris entre 0 et 10 pour Ag-Cu, 0 et 4 pour As-Sb et 0 et 2 pour Zn-Fe. Ces nombres sont calculés à partir de l'analyse roche totale fournie en entrée.

```

if isempty(Fefahlore)
    FeZn_ratio(i) = FE_PM(i)/(FE_PM(i) + ZN_PM(i));
    Fenb(i) = 2*FeZn_ratio(i);
    Znnb(i) = 2 - Fenb(i);
else
    if Fefahlore == 0
        FeZn_ratio(i) = 0;
        Fenb(i) = 0;
        Znnb(i) = 2;
    else
        FeZn_ratio(i) = Fefahlore/(Fefahlore + (2-Fefahlore));
        Fenb(i) = Fefahlore;
        Znnb(i) = 2 - Fefahlore;
    end
end
end

```

```

if isempty(Sbfahlore)
    SbAs_ratio(i) = SB_PM(i)/(SB_PM(i) + AS_PM(i));
    Sbnb(i) = 4*SbAs_ratio(i);
    Asnb(i) = 4 - Sbnb(i);
else
    if Sbfahlore == 0
        SbAs_ratio(i) = 0;
        Sbnb(i) = 0;
        Asnb(i) = 4;
    else
        SbAs_ratio(i) = Sbfahlore/(Sbfahlore + (4-Sbfahlore));
        Sbnb(i) = Sbfahlore;
        Asnb(i) = 4 - Sbfahlore;
    end
end

if isempty(Agfahlore)
    AgCu_ratio(i) = AG_PM(i)/(AG_PM(i) + CU_PM(i));
    Agnb(i) = 10*AgCu_ratio(i);
    Cunb(i) = 10 - Agnb(i);
else
    if Agfahlore == 0
        AgCu_ratio(i) = 0;
        Agnb(i) = 0;
        Cunb(i) = 10;
    else
        AgCu_ratio(i) = Agfahlore/(Agfahlore + (10-Agfahlore));
        Agnb(i) = Agfahlore;
        Cunb(i) = 10 - Agfahlore;
    end
end

```

- 6) Cette étape permet d'imposer un paramètre restrictif à la composition de la fahlore, qui correspond à la courbe de régression calculée au paragraphe 5.2.3., partie III du rapport (cf. **Figure 10**). En fait, ce paramètre vérifie que la fahlore ne contient pas plus d'Ag que sa concentration en As-Sb ne le permet.

```

restriction(i) = 0.0272*((Asnb(i)/(Asnb(i)+Sbnb(i)))^(-1.258));
if AgCu_ratio(i) > restriction(i)
    AgCu_ratio(i) = restriction(i);
    Agnb(i) = 10*AgCu_ratio(i);
    Cunb(i) = 10 - Agnb(i);
end
AG_PM_fahloremax(i) = CU_PM(i)*(AgCu_ratio(i)/(1-AgCu_ratio(i)));
if AG_PM_fahloremax(i) > AG_PM(i)
    AG_PM_fahloremax(i) = AG_PM(i);
end

```

- 7) Cette étape permet de contrôler la composition de la fahlore pour les cas où l'utilisateur connaît la formule de la fahlore et l'a indiquée à l'étape 2. Si l'utilisateur n'a pas contraint la formule de la fahlore, le code n'exécute pas cette section.

```

if isempty(Fefahlore)
    ZN_PM_fahlore(i) = ZN_PM(i);

```

```

else
    ZN_PM_fahlore(i) = FE_PM(i)*((1-FeZn_ratio(i))/FeZn_ratio(i));
end
if ZN_PM_fahlore(i) > ZN_PM(i)
    ZN_PM_fahlore(i) = ZN_PM(i);
end

if isempty(Sbfahlore)
    AS_PM_fahlore(i) = AS_PM(i);
else
    AS_PM_fahlore(i) = SB_PM(i)*((1-SbAs_ratio(i))/SbAs_ratio(i));
end
if AS_PM_fahlore(i) > AS_PM(i)
    AS_PM_fahlore(i) = AS_PM(i);
end

if isempty(Agfahlore)
    CU_PM_fahlore(i) = CU_PM(i);
else
    CU_PM_fahlore(i) = AG_PM_fahloremax(i)*((1-AgCu_ratio(i))/AgCu_ratio(i));
end
if CU_PM_fahlore(i) > CU_PM(i)
    CU_PM_fahlore(i) = CU_PM(i);
end
End

```

- 8) Cette étape permet de déterminer le facteur limitant, c'est-à-dire l'élément qui est présent en plus faible quantité et à partir duquel la proportion de fahlore sera calculée.

```

G1(i) = AG_PM_fahloremax(i) + CU_PM_fahlore(i);
G2(i) = ZN_PM_fahlore(i) + FE_PM(i);
G3(i) = AS_PM_fahlore(i) + SB_PM(i);
useAg(i) = 0; %if = 1, it is the limiting factor
useSb(i) = 0; %if = 1, idem
useZn(i) = 0; %if = 1, idem
if ((G3(i)*10)/G1(i)) < 4 %set Ag to 10 and search the limiting factor
    useSb(i) = 1;
else
    useAg(i) = 1;
end

if useAg(i) == 1 %set Ag to 10, and idem
    if ((G2(i)*10)/G1(i)) < 2
        useZn(i) = 1;
        useAg(i) = 0;
    else
        useZn(i) = 0;
        useAg(i) = 1;
    end
end

if useSb(i) == 1 %set Sb to 4, and idem
    if ((G2(i)*4)/G3(i)) < 2
        useZn(i) = 1;
        useAg(i) = 0;
        useSb(i) = 0;
    else

```

```

      useZn(i) = 0;
      useAg(i) = 0;
      useSb(i) = 1;
    end
  end
end

```

- 9) Cette étape permet de calculer les proportions de fahlore normative, ainsi que la quantité de Ag, Cu, Fe, Zn, As, Sb et S qui reste dans l'analyse après que l'ensemble ou une partie de ces éléments aient été consommés par la fahlore.

```

if useAg(i) == 1
  if Agnb == 0
    fahlore_PM_Cu(i) = (Agnb(i)/Cunb(i))*107.87+(Cunb(i)/Cunb(i))*
63.55+(Fenb(i)/Cunb(i))*55.85+(Znnb(i)/Cunb(i))*65.41+(Asnb(i)/Cunb(i))*74.94+
(Sbnb(i)/Cunb(i))*121.76+(13/Cunb(i))*32.07; %%Molare proportion of fahlore if
Cu is the limiting factor
    Fahlore_proportion(i) = CU_PM_fahlore(i) * fahlore_PM_Cu(i);
    Ag_left(i) = AG_PM(i);
    Cu_left(i) = CU_PM(i) - CU_PM_fahlore(i);
  else
    fahlore_PM_Ag(i) = (Agnb(i)/Agnb(i))*107.87+(Cunb(i)/Agnb(i))*
63.55+(Fenb(i)/Agnb(i))*55.85+(Znnb(i)/Agnb(i))*65.41+(Asnb(i)/Agnb(i))*74.94+
(Sbnb(i)/Agnb(i))*121.76+(13/Agnb(i))*32.07;
    Fahlore_proportion(i) = AG_PM_fahloremax(i) * fahlore_PM_Ag(i);
    Ag_left(i) = AG_PM(i) - AG_PM_fahloremax(i);
    Cu_left(i) = CU_PM(i) - AG_PM_fahloremax(i)*(Cunb(i)/Agnb(i));
  end
  Fe_left(i) = FE_PM(i) - (CU_PM_fahlore(i)+AG_PM_fahloremax(i))*(Fenb(i)/10);
  Zn_left(i) = ZN_PM(i) - (CU_PM_fahlore(i)+AG_PM_fahloremax(i))*(Znnb(i)/10);
  As_left(i) = AS_PM(i) - (CU_PM_fahlore(i)+AG_PM_fahloremax(i))*(Asnb(i)/10);
  Sb_left(i) = SB_PM(i) - (CU_PM_fahlore(i)+AG_PM_fahloremax(i))*(Sbnb(i)/10);
  S_left(i) = S_PM(i) - (CU_PM_fahlore(i)+AG_PM_fahloremax(i))*(13/10);
end

if useSb(i) == 1
  if Sbnb == 0
    fahlore_PM_As(i) = (Agnb(i)/Asnb(i))*107.87+(Cunb(i)/Asnb(i))*
63.55+(Fenb(i)/Asnb(i))*55.85+(Znnb(i)/Asnb(i))*65.41+(Asnb(i)/Asnb(i))*74.94+
(Sbnb(i)/Asnb(i))*121.76+(13/Asnb(i))*32.07;
    Fahlore_proportion(i) = AS_PM_fahlore(i) * fahlore_PM_As(i);
    As_left(i) = AS_PM(i) - AS_PM_fahlore(i);
    Sb_left(i) = SB_PM(i);
  else
    fahlore_PM_Sb(i) = (Agnb(i)/Sbnb(i))*107.87+(Cunb(i)/Sbnb(i))*
63.55+(Fenb(i)/Sbnb(i))*55.85+(Znnb(i)/Sbnb(i))*65.41+(Asnb(i)/Sbnb(i))*74.94+
(Sbnb(i)/Sbnb(i))*121.76+(13/Sbnb(i))*32.07;
    Fahlore_proportion(i) = SB_PM(i) * fahlore_PM_Sb(i);
    As_left(i) = AS_PM(i) - (SB_PM(i)+AS_PM_fahlore(i))*(Asnb(i)/4);
    Sb_left(i) = SB_PM(i) - (SB_PM(i)+AS_PM_fahlore(i))*(Sbnb(i)/4);
  end
  Ag_left(i) = AG_PM(i) - (SB_PM(i)+AS_PM_fahlore(i))*(Agnb(i)/4);
  Cu_left(i) = CU_PM(i) - (SB_PM(i)+AS_PM_fahlore(i))*(Cunb(i)/4);
  Fe_left(i) = FE_PM(i) - (SB_PM(i)+AS_PM_fahlore(i))*(Fenb(i)/4);
  Zn_left(i) = ZN_PM(i) - (SB_PM(i)+AS_PM_fahlore(i))*(Znnb(i)/4);
  S_left(i) = S_PM(i) - (SB_PM(i)+AS_PM_fahlore(i))*(13/4);
end
end

```

```

if useZn(i) == 1
    if Znnb == 0
        fahlore_PM_Fe(i) = (Agnb(i)/Fenb(i))*107.87+(Cunb(i)/Fenb(i))*
63.55+(Fenb(i)/Fenb(i))*55.85+(Znnb(i)/Fenb(i))*65.41+(Asnb(i)/Fenb(i))*74.94+
(Sbnb(i)/Fenb(i))*121.76+(13/Fenb(i))*32.07;
        Fahlore_proportion(i) = FE_PM(i) * fahlore_PM_Fe(i);
        Fe_left(i) = 0;
        Zn_left(i) = ZN_PM(i);
    else
        fahlore_PM_Zn(i) =
(Agnb(i)/Znnb(i))*107.87+(Cunb(i)/Znnb(i))*63.55+(Fenb(i)/Znnb(i))*55.85+(Znnb
(i)/Znnb(i))*65.41+(Asnb(i)/Znnb(i))*74.94+(Sbnb(i)/Znnb(i))*121.76+(13/Znnb(i
))*32.07;
        Fahlore_proportion(i) = ZN_PM_fahlore(i) * fahlore_PM_Zn(i);
        Fe_left(i) = FE_PM(i) - (ZN_PM_fahlore(i)+FE_PM(i))*(Fenb(i)/2);
        Zn_left(i) = ZN_PM(i) - (ZN_PM_fahlore(i)+FE_PM(i))*(Znnb(i)/2);
    end
    Ag_left(i) = AG_PM(i) - (ZN_PM_fahlore(i)+FE_PM(i))*(Agnb(i)/2);
    Cu_left(i) = CU_PM(i) - (ZN_PM_fahlore(i)+FE_PM(i))*(Cunb(i)/2);
    As_left(i) = AS_PM(i) - (ZN_PM_fahlore(i)+FE_PM(i))*(Asnb(i)/2);
    Sb_left(i) = SB_PM(i) - (ZN_PM_fahlore(i)+FE_PM(i))*(Sbnb(i)/2);
    S_left(i) = S_PM(i) - (ZN_PM_fahlore(i)+FE_PM(i))*(13/2);
end
end

```

- 10) Le paramètre ci-dessous permet de pallier à un problème de précision des chiffres utilisés par Matlab.

```

if abs(Sb_left(i)) < 0.0000000000000001
    Sb_left(i) = 0;
End

```

- 11) Cette étape permet de calculer la quantité d'Ag de l'analyse, en ppm, que la fahlore normative contient. Le second paramètre permet de calculer la composition en Ag de la fahlore, en wt%, c'est-à-dire la concentration d'Ag que l'on devrait mesurer dans la fahlore en question si on pratiquait une analyse chimique in-situ.

```

AG_in_fahlore(i) = ((AG_PM(i) - Ag_left(i))/0.0001)*107.87;
AGwt_in_fahlore(i) = ((AG_in_fahlore(i)*0.0001)*100)/Fahlore_proportion(i);

```

- 12) La seconde partie permet de calculer la proportion de galène normative (étapes 12 à 18). Ce calcul est inclus dans une boucle car il est répété deux fois. La première fois, la proportion de galène est calculée avec l'Sb et l'Ag qui ont été incorporés dans la fahlore. La seconde fois, la galène est calculée de façon indépendante, comme si aucune fahlore n'avait préalablement été calculée.

```

for j=1:2
    h(i,j) = j;
    if h(i,j) == 1
        S_Z(i) = S_left(i);
        SB_Z(i) = Sb_left(i);
        AG_Z(i) = Ag_left(i);
    end

    if h(i,j) == 2

```

```

S_Z(i) = S_PM(i);
SB_Z(i) = SB_PM(i);
AG_Z(i) = AG_PM(i);
end

```

13) Calcul de la proportion de galène-PbS.

```

PbS_proportion(i) = PB_PM(i) * (207.2+32.07);
S_left2(i) = S_Z(i) - PB_PM(i);

```

14) Calcul du rapport Bi/(Sb+Bi), qui permet de calculer la formule de la miargyrite-matildite à l'étape 16.

```

BiSb_ratio(i) = BI_PM(i)/(BI_PM(i) + SB_Z(i));
Binb(i) = BiSb_ratio(i);
Sbnb_2(i) = (1 - BiSb_ratio(i));

```

15) Calcul de la quantité maximale d'Ag que l'on peut dissoudre dans la miargyrite-matildite, en prenant en compte le fait que le rapport Ag/(Bi+Sb) doit être égal ou inférieur à 1.

```

if AG_Z(i) > (BI_PM(i) + SB_Z(i))
    AG_PM_galenamax(i) = BI_PM(i) + SB_Z(i);
else
    AG_PM_galenamax(i) = AG_Z(i);
end

```

16) Calcul de la proportion de miargyrite-matildite.

```

Agnb_2(i) = AG_PM_galenamax(i)/(BI_PM(i) + SB_Z(i));
galena_PM_Bi(i) = 208.98*(Binb(i)/Binb(i))+121.76*(Sbnb_2(i)/
Binb(i))+107.87*(Agnb_2(i)/Binb(i))+32.07*(2/Binb(i));
MatMyaproportion(i) = BI_PM(i) * galena_PM_Bi(i);
Bi_left(i) = 0;
Sb_left2(i) = 0;
Pb_left(i) = 0;
Ag_left2(i) = AG_Z(i) - AG_PM_galenamax(i);
S_left3(i) = S_left2(i) - 2*(BI_PM(i) + SB_Z(i));

```

17) Calcul de la proportion de galène totale.

```

Galena_proportion(i,j) = PbS_proportion(i) + MatMyaproportion(i);

```

18) Cette étape permet de calculer la quantité d'Ag de l'analyse, en ppm, que la galène normative contient. Le second paramètre permet de calculer la composition en Ag de la galène, en wt%, c'est-à-dire la concentration d'Ag que l'on devrait mesurer dans la galène en question si on pratiquait une analyse chimique in-situ. Le troisième paramètre permet de calculer la quantité d'Ag qui reste dans l'analyse, en ppm, après que le reste de l'Ag ait été utilisé pour calculer les proportions de fahlore et/ou de galène. Aussi, les « end » permettent de terminer les boucles initiées aux étapes 3 et 12.

```

AG_in_galena(i,j) = (AG_PM_galenamax(i)/0.0001)*107.87;
AGwt_in_galena(i,j)=(AG_in_galena(i,j)*0.0001)*100/Galena_proportion(i,j);
Ag_left_PPM(i,j) = (Ag_left2(i)/0.0001)*107.87;
end

```

end

- 19) Cette dernière étape permet d'extraire les paramètres utiles du code et de les écrire dans un fichier Excel appelé « resultat_norme » et dont l'une des feuilles est appelée « norme ».

```
L2 = Galena_proportion(1:ZA,2);
M2 = AG_in_galena(1:ZA,2);
N2 = AGwt_in_galena(1:ZA,2);
O2 = Ag_left_PPM(1:ZA,2);
S2 = Galena_proportion(1:ZA,1);
T2 = AG_in_galena(1:ZA,1);
U2 = AGwt_in_galena(1:ZA,1);
V2 = Ag_left_PPM(1:ZA,1);
P2 = Fahlore_proportion.';
Q2 = AG_in_fahlore.';
R2 = AGwt_in_fahlore.';
s=xlswrite('resultat_norme',A,'norme','A2');
s=xlswrite('resultat_norme',P2,'norme','P2');
s=xlswrite('resultat_norme',Q2,'norme','Q2');
s=xlswrite('resultat_norme',R2,'norme','R2');
s=xlswrite('resultat_norme',L2,'norme','L2');
s=xlswrite('resultat_norme',M2,'norme','M2');
s=xlswrite('resultat_norme',N2,'norme','N2');
s=xlswrite('resultat_norme',O2,'norme','O2');
s=xlswrite('resultat_norme',S2,'norme','S2');
s=xlswrite('resultat_norme',T2,'norme','T2');
s=xlswrite('resultat_norme',U2,'norme','U2');
s=xlswrite('resultat_norme',V2,'norme','V2');
```