

DV 92-07

GITOLOGIE DES GISEMENTS D'OR DU DISTRICT DE ROUYN-NORANDA: ETUDES RECENTES

Documents complémentaires

Additional Files



Licence

License

Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

***Énergie et Ressources
naturelles***

Québec



Travaux réalisés dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral

Gîtologie des gisements d'or du district de Rouyn-Noranda: études récentes

Jean-François Couture
Pierre Pilote
(coordonnateurs scientifiques)



DV 92-07



Gîtologie des gisements d'or du district de Rouyn-Noranda: études récentes

Jean-François Couture

Pierre Pilote

(coordonnateurs scientifiques)

DV 92-07

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur: J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DU NORD-OUEST

Chef: A. Simard

Accepté pour publication le: 93-01-05

Lecteurs critiques

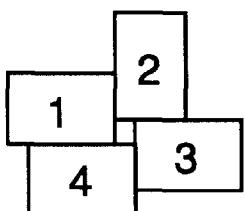
A. E. Brown	K. Hattori	W. D. Sinclair
F. Chartrand	M. Hocq	P. Verpaelst
R. Daigneault	J. Moorhead	

Édition

M. Germain

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DAEM)

Page couverture: 1 – Installations minières au puits Jean-Guy Rivard donnant accès à la partie inférieure du gisement Francoeur n° 3.



- 2 – Affleurement montrant la veine aurifère n° 1 (vue vers l'ouest) de la mine Aubelle.
- 3 – Brèche à matrice de pyrite du minerai aurifère de la zone D de la mine Bousquet n° 2.
- 4 – Section N-S, et vue vers l'est de la minéralisation typique du gisement Francoeur n° 3. Bande beige remplaçant le schiste mylonitique orangé, zone Nord, niveau 11.

Il est suggéré de faire référence aux articles de ce document de la façon suivante:

BARDOUX, M. – GOULET, N. – MORIN, D. – JÉBRAK, M., 1993 – Tectonostratigraphie et minéralisations en or dans la partie occidentale de la zone de Cadillac (McWatters, Abitibi, Québec). *Dans: Géologie des gisements d'or du district de Rouyn-Noranda: Études récentes (Couture, J.-F. – Pilote, P., coordonnateurs scientifiques).* Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 92-07, pages 9-32.

COUTURE, J.-F. – PILOTE, P., 1993 – Géologie et patrons d'altération d'un gisement d'or disséminé associé à une zone de cisaillement ductile: le gisement Francoeur n° 3, Rouyn-Noranda, Québec. *Dans: Géologie des gisements d'or du district de Rouyn-Noranda: Études récentes (Couture, J.-F. – Pilote, P., coordonnateurs scientifiques).* Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 92-07, pages 33-74

TOURIGNY, G., 1993 – Géologie de la mine Bousquet n° 2: un gisement aurifère polymétallique de type pyriteux, Abitibi, Québec. *Dans: Géologie des gisements d'or du district de Rouyn-Noranda: Études récentes. (Couture, J.-F. – Pilote, P., coordonnateurs scientifiques).* Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 92-07, pages 75-116.

TOURIGNY, G., 1993 – Structures en bandes aurifères à l'intérieur des roches anisotropes; exemple de la mine Aubelle, Témiscamingue, Québec. *Dans: Géologie des gisements d'or du district de Rouyn-Noranda: Études récentes. (Couture, J.-F. – Pilote, P., coordonnateurs scientifiques).* Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 92-07, pages 117-152.

AVANT-PROPOS

En 1988, à la suite de la création du Service géologique du Nord-Ouest, la Division des gîtes minéraux fut formée. Un des premiers mandats qui lui fut confié était de prendre en charge les études géologiques du MER qui, faute de ressources adéquates, étaient auparavant octroyées à des chercheurs universitaires externes. À cette époque, l'un des principaux projets en cours était celui de la métallogénie de l'or en Abitibi. Lorsque nous en avons assumé la responsabilité, ce projet en était rendu à l'étude des gisements d'or du secteur de Rouyn-Noranda.

Le présent volume renferme 4 articles qui ont été préparés en marge des études spécifiques reliées à cette phase du projet. Trois d'entre eux sont ou seront publiés en version anglaise à l'intérieur de revues scientifiques reconnues. Il s'agit de l'article intitulé: *Structures en bandes aurifères à l'intérieur des roches anisotropes: exemple de la mine Aubelle, région de Témiscamingue, Québec* par Tourigny *et al.* qui a été publié dans la revue *Structural Geology* ainsi que les articles décrivant la géologie des gisements Francoeur n° 3 et Bousquet n° 2 qui seront publiés dans la revue *Economic Geology*.

Ces quatre publications adressent chacune une problématique différente. Bardoux *et al.* décrivent le contexte géologique de la mine McWatters qui est localisée dans l'environnement de la Faille de Cadillac. Leurs travaux font ressortir la nature très complexe de la zone de faille où sont logées les minéralisations aurifères. Deux épisodes successifs de minéralisation sont proposés.

La seconde contribution présente une description détaillée d'un sous-type relativement peu documenté de minéralisation aurifère épigénétique. Il s'agit du gisement Francoeur n° 3, où l'or est disséminé dans des zones de remplacement hydrothermal à l'intérieur d'une zone de cisaillement ductile.

Tourigny décrit par la suite la géologie du gisement Bousquet n° 2 qui est localisé à l'intérieur de l'une des plus importantes structures aurifères au Canada laquelle renferme également les gisements Doyon, Bousquet et LaRonde. C'est un gisement polymétallique de type Au-pyritez où la minéralisation aurifère exhibe un très fort contrôle structural. Les évidences structurales et texturales suggèrent que la distribution actuelle de l'or et des autres métaux associés (Cu, Zn) résulte d'une remobilisation *in situ* de concentrations locales, durant le métamorphisme.

Enfin, Tourigny et Schwerdtner présentent une interprétation structurale originale des veines de quartz aurifères de la mine Aubelle située près de Belleterre. Ces veines sont logées à l'intérieur de deux générations coplanaires de structures en bandes de géométrie différente. L'analyse structurale suggère que leur géométrie différente résulte d'une réorientation locale du champ de contraintes durant la déformation progressive.

Ceux qui ne sont pas familiers avec la géologie du camp minier de Rouyn-Noranda trouveront d'excellents articles synthèses dans le volume spécial n° 43 publié par l'Institut canadien des mines et de la métallurgie: *La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: synthèse de 60 ans d'exploration minière*.

En terminant, nous désirons remercier les personnes suivantes qui ont réalisé la revue des articles contenus dans ce volume: A.E. Brown, F. Chartrand, R. Daigneault, N. Gauthier, K. Hattori, M. Hocq, J. Moorhead, W.D. Sinclair et P. Verpaelst.

Jean-François Couture
Pierre Pilote,
coordonnateurs scientifiques



Sommaire

	Page
A – Tectonostratigraphie et minéralisations en or de la zone tectonique de Cadillac à la mine McWatters <i>Marc Bardoux, Normand Goulet, David Morin et Michel Jébrak</i>	9
B – Géologie et patrons d'altération d'un gisement d'or disséminé associé à une zone de cisaillement ductile: le gisement Francoeur no 3 <i>Jean-François Couture et Pierre Pilote</i>	33
C – Géologie de la mine Bousquet no 2, un gisement aurifère polymétallique de type pyriteux, Abitibi, Québec <i>Ghislain Tourigny</i>	75
D – Structures en bandes aurifères à l'intérieur des roches anisotropes: exemple de la mine Aubelle, région de Témiscamingue, Québec <i>Ghislain Tourigny</i>	117

Partie A

Tectonostratigraphie et minéralisations en or de la zone tectonique de Cadillac à la mine McWatters

Marc Bardoux
Normand Goulet
David Morin
Michel Jébrak

RÉSUMÉ

La mine McWatters a produit 8,9 t d'Au. Elle fait partie d'une série de gisements aurifères situés le long de la zone tectonique de Cadillac, et se situe dans un copeau tectonique coincé entre les volcanites du Blake River au nord, et les roches sédimentaires du Timiskaming et le Groupe de Pontiac au sud. On distingue trois unités dans le périmètre de la mine: 1) des conglomérats polymictes associés à la Formation de La Bruère, 2) des basaltes magnésiens longeant la faille de Cadillac et 3) des laves et volcanoclastites andésitiques plus au sud.

L'évolution tectonique du secteur est polyphasée. On reconnaît une déformation ductile précoce (D1) imposant un étirement intense ainsi que des cisaillements ponctuels formant notamment une proto-faille de Cadillac. L'ensemble est repris en compression, d'abord sous l'effet d'une compression N-S (D2) conduisant à la formation de la faille de Cadillac, puis par une compression NW-SE(D3-D4) qui replisse les structures précoces. Une phase cassante tardive (D5), d'âge postprotérozoïque inférieur, induit le jeu inverse de la faille de McWatters.

Les minéralisations apparaissent de façon précoce et en deux temps. 1) On observe des concentrations aurifères dans les zones mylonitiques syngénétiques à la déformation D1 dont le faciès rappelle le minéral continu de Kerr-Addison et de Francoeur. Ces zones sont reprises par des cisaillements verticaux et des veines de tension subhorizontales syn-D2. Ces minéralisations sont légèrement affectées par les déformations tardives. 2) Une série de veines de quartz-tourmaline aurifères apparaissent au contact des roches sédimentaires et des volcanites. Ces contacts représentent d'anciennes zones de failles syngénétiques à la déformation D1. Leur association minérale est dominée par la pyrite, l'arsénopyrite et la dravite-shorl. L'or est également associé à des minéraux de bismuth. La température de précipitation de la minéralisation est estimée à environ 345°C à partir de l'assemblage minéralogique.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé entre les mois de juin 1989 et mars 1990, dans le cadre d'un contrat avec le ministère de l'Énergie et des Ressources. Des ressources additionnelles ont été obtenues grâce à la Compagnie Ressources McAdam ltée.

La collaboration de Christine Giguère fut grandement appréciée lors de l'organisation d'une première version de ce travail. Plusieurs personnes ont également participé à divers degrés: à l'UQAM, Raymond Mineau (analyses), Michelle Laithier et Diane Blais (dessin); à l'Université Laval, Nicole Gauthier; à l'Université McGill, M. MacKinnon (microsonde).

La Compagnie minière Ressources McAdam ltée nous a accueilli sur le site de la mine et nous a donné accès complet à ses données, et nous en sommes particulièrement grés à J. McAdams, W. Hanych, J. Kruse et M. Dion.

Table des matières

	Page
INTRODUCTION	9
GÉOLOGIE RÉGIONALE	11
Lithostratigraphie	11
Basaltes	11
Andésites	11
Intrusions mafiques et intermédiaires	11
Groupe de Timiskaming	13
Formation de la Bruère	13
Conglomérats de McWatters	14
Formation de Granada	14
GÉOLOGIE STRUCTURALE	15
Phase de déformation précoce D ₁	15
Phase D ₂	16
Phases D ₃ et D ₄	19
Phase D ₅	19
Conclusion	19
MINÉRALISATION	21
Métamorphisme hydrothermal	21
Minéralisations précoces reliées à D ₁ et minéralisations reliées à D ₂ (zones J et K)	22
Minéralisations reliées à la déformation D ₂ (zones ABCDI)	22
Altérations hydrothermales	23
Conditions de précipitation	23
COMPARAISONS ET INTERPRÉTATIONS	25
CONCLUSION	27
RÉFÉRENCES	29

Introduction

La géologie des cratons Archéens est marquée par des couloirs de déformation intenses qui forment un grand patron anastomosé séparant des terranes lithostratigraphiques de compositions diverses dont la déformation interne est beaucoup moins développée (Hubert, 1989). Dans la Sous-province de l'Abitibi, la zone tectonique de Cadillac (ZTC), longue de plus de 300 km a été mieux étudiée que partout ailleurs. (Robert, 1990; Gauthier *et al.*, 1990).

Deux familles de gisements d'or filoniens y sont reconnues; d'une part des gisements de sulfures aurifères disséminés, de type Bousquet-Doyon (Savoie, 1990) et d'autre part des veines de quartz encaissées dans des volcanites et des roches sédimentaires fortement ciassées.

La mine McWatters appartient au second type. Elle est localisée à l'intérieur de la ZTC à l'est de la ville de Rouyn, dans des copeaux volcano-sédimentaires archéens fortement transposés et faillés (figure A-1).

Au nord de la mine, les火山ites du Groupe de Blake River sont recouvertes en discordance par une séquence détritique alluvionnaire (Formation de la Bruère). Les copeaux formant la ZTC à cet endroit consistent en des火山ites mafiques et des roches sédimentaires siliciclastiques. L'extrémité sud de la zone étudiée (figure A-2) est composée d'unités siliciclastiques fines appartenant au Groupe de Timiskaming (Rocheleau, 1980). Un conglomérat polymicte délimite une discordance probable entre ces premières roches sédimentaires et les unités essentiellement sédimentaires du Groupe de Pontiac au sud.

Le présent article décrit des minéralisations du secteur entourant la mine McWatters et les situe dans leurs environnements géologiques afin de déterminer les contrôles majeurs du minéral et d'en comprendre la genèse. Nous décrirons d'abord les éléments lithostratigraphiques et structuraux de ce secteur avant d'en étudier plus en détail les minéralisations.

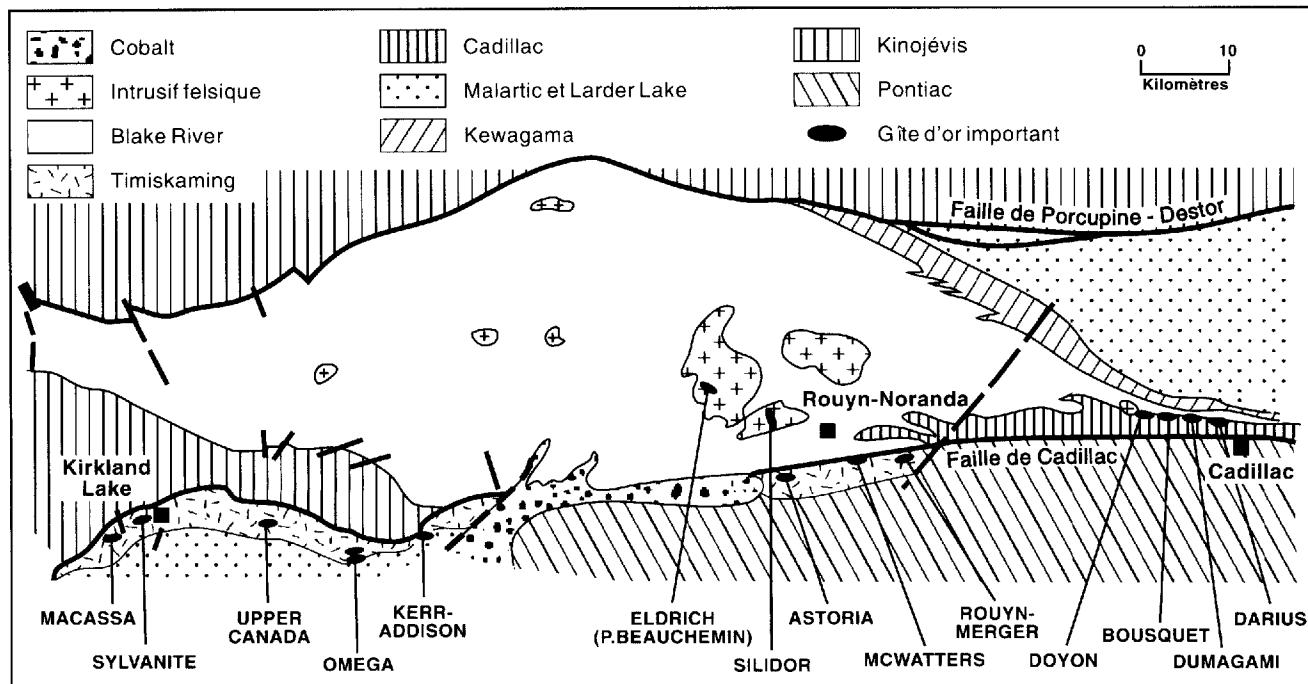
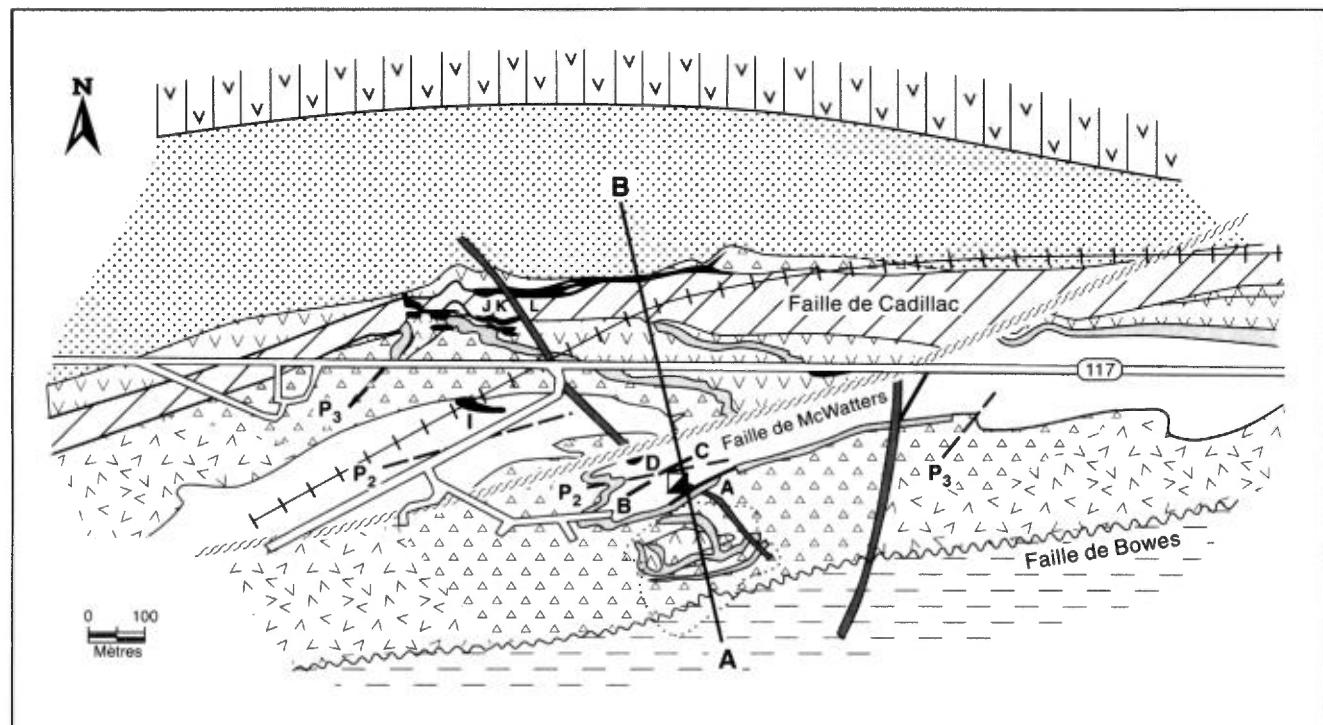


FIGURE A-1 – Principales unités lithologiques et gisements aurifères le long de la faille de Cadillac dans la région de Larder Lake-Rouyn-Noranda.



Dyke de diabase	Conglomérat, grès, argilite (La Bruère)
Andésite (McWatters)	Grauwacke, argilite (Granada)
Tuf et brèche épiclastique andésitique (McWatters)	Conglomérat, grauwacke (McWatters)
Série andésitique indifférenciée (McWatters)	Fissure de Cadillac
Basalte (Blake River)	Protocadillac
Basalte (McWatters)	Zone minéralisée
	Chevalement

FIGURE A-2 – Carte géologique de la région de McWatters, d'après l'ensemble des données disponibles (forages et travaux miniers projetés en surface). La section transversale A-B est représentée à la figure A-5. A,B,C,D,I,J,K,L: zones minéralisées.

Géologie régionale

Dans le Nord-Ouest du Québec, la partie méridionale de la ceinture de l’Abitibi est traversée d’est en ouest par la ZTC. Dans la région de Rouyn-Noranda, cette zone recoupe des unités essentiellement sédimentaires: Formation de la Bruère, Groupes de Timiskaming et de Pontiac. Au nord de la ZTC, les unités volcaniques sous-jacentes appartiennent aux séquences bimodales du Groupe de Blake River, vaste ensemble volcanique différencié présentant un caractère d’arc insulaire (Thurston et Chivers, 1990). Au sud de la ZTC, affleurent les roches matasédimentaires et les granoïdes du Groupe de Pontiac, qui pourraient correspondre à un complexe d’acréation sédimentaire. À la base du Groupe de Pontiac, on trouve des roches mafiques et ultramafiques.

Les unités lithologiques distinguées à McWatters sont composées de séquences volcaniques mafiques à ultramafiques ainsi que de roches sédimentaires détritiques.

Lithostratigraphie

Le gisement McWatters est encaissé dans des volcanites au contact des volcanoclastites et des roches sédimentaires siliciclastiques. Cinq ensembles lithologiques ont été identifiés dont deux de nature volcanique et trois de nature sédimentaire. Wilson (1962) et Goulet (1978) associent toutes les roches sédimentaires au Groupe de Timiskaming et toutes les roches volcaniques au Groupe de Blake River ou à la base du Groupe de Pontiac. Gauthier *et al.* (1990) regroupent ces roches sous le terme de complexe structural de Cadillac (CSC), suggérant ainsi des discontinuités avec les séquences géologiques avoisinantes. Bien que l’ensemble des roches ait été métamorphisé au faciès des schistes verts, nous omettrons le préfixe mété afin d’alléger le texte.

BASALTES

Les basaltes sont limités au nord par la faille de Cadillac et au sud par une unité volcanoclastique dont le contact est cisaillé. Un gabbro qui affleure plus à l’est, près de la rivière Kinojévis, appartient vraisemblablement au même ensemble.

Les basaltes forment des coulées massives. Ils sont composés d’actinote, d’albite, de chlorite, d’épidote, de quartz, de leucoxène, de carbonate, avec magnétite, pyrite, chalcopyrite et tourmaline accessoires. Le gabbro forme une épaisse coulée ou bien un sill (Gauthier, 1985) et présente une minéralogie identique aux basaltes. Cet ensemble paraît former une unité géochimique assez homogène qui possède de l’olivine ou du

quartz normatif (tableau A-1). Ces roches sont riches en Mg et présentent un caractère tholéïtique tant dans le diagramme AFM (figure A-3) que dans le rapport Zr/Y et Ti/Zr (Gélinas *et al.*, 1983) ou Nb/Y et Zr/P₂O₅ (Floyd et Winchester, 1975). Les faibles variations observées dans la géochimie et la granulométrie suggèrent la présence de plusieurs sous-unités, non différenciées sur le terrain. À l’échelle régionale, il est probable que ces basaltes magnésiens appartiennent au Groupe de Blake River.

ANDÉSITES

Les laves et les volcanoclastites andésitiques constituent une unité qui affleure principalement au sud de la faille de Cadillac, à l’exception d’une mince bande de laves identiques qui longe la faille au nord. Ces laves sont massives, bréchifiées ou coussinées et montrent une polarité vers le nord. Les coussins sont fréquemment soulignés par une bordure silicifiée ou tourmalinisée. Ce sont des laves microporphyriques à albite, chlorite, epidote, quartz, biotite, carbonate ± actinote, leucoxène, rutile, tourmaline, pyrite, chalcopyrite, hématite. Sur le plan géochimique, ces roches ont une composition andésitique et une affinité calco-alcaline marquées par des rapports Zr/TiO₂ plus élevés que ceux des basaltes (figure A-4).

Les volcanoclastites sont composées de tufs à lapillis et blocs associés à des brèches épilastiques (Fisher et Schmincke, 1984). Les tufs à lapillis semblent concordant avec l’andésite qu’ils recouvrent. Les brèches proviennent sans doute de l’accumulation sédimentaire de fragments pyroclastiques ou épilastiques à faible distance d’un centre volcanique, probablement en milieu subaquatique.

Les caractères géochimiques des andésites les distinguent clairement du volcanisme alcalin tel que décrit dans le Timiskaming ontarien (Cooke et Moorhouse, 1969) ou des volcanites du Groupe de Pontiac (Morin *et al.*, 1990). Par contre, les faciès pétrographiques ainsi que les rapports Zr/Y élevés suggèrent des rapprochements avec les Groupes de Piché et de Blake River (Gélinas *et al.*, 1983).

INTRUSIONS MAFIQUES ET INTERMÉDIAIRES

Quatre types d’intrusions apparaissent dans le secteur de McWatters: 1) un dyke potassique, 2) des lamprophyres, 3) des roches intermédiaires et 4) des dykes mafiques porphyriques.

Un mince dyke potassique, d’environ 20 cm recoupe l’unité andésitique, mais se transpose tangentiellement aux foliations pénétratives. L’examen au micro-

TABLEAU A-1 – Analyses représentatives par fluorescence des rayons X des roches ignées de McWatters. 19B, 199A: basaltes; 202: gabbro; 54, 61B: andésites; 127: tuf à lapillis, 68: porphyre feldspathique; 7: dyke potassique; 105: lamprophyre; 10: dyke mafique porphyrique.

	7	10	19B	54	61B	68	105	127	199A	202
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	49,98	50,99	50,19	56,94	57,63	50,67	50,56	59,89	51,84	49,56
TiO ₂	0,88	1,51	0,17	0,96	0,90	0,71	1,18	0,75	0,79	0,65
Al ₂ O ₃	12,65	14,00	12,96	17,08	16,05	16,17	12,13	14,58	14,5	12,44
Fe ₂ O ₃	10,58	5,11	1,82	8,34	7,94	8,38	10,5	7,59	4,72	4,38
FeO	–	10,83	10,85	–	2,09	–	–	–	8,14	10,60
MnO	0,21	0,22	0,21	0,11	0,12	0,15	0,16	0,12	0,24	0,22
MgO	9,02	5,29	11,51	5,22	5,81	2,95	8,94	8,53	6,48	9,14
CaO	12,13	9,18	6,48	6,41	4,66	5,09	8,59	4,02	9,55	9,75
Na ₂ O	1,72	2,31	4,00	4,38	5,55	8,56	5,02	4,35	3,48	2,61
K ₂ O	2,29	0,37	0,10	0,36	1,17	0,20	2,36	0,03	0,22	0,30
P ₂ O ₅	0,52	0,19	0,05	0,20	0,16	0,62	0,56	0,12	0,05	0,05
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
PAF	3,59	1,85	4,39	3,49	3,07	7,60	11,50	3,71	2,34	2,29
CO ₂	2,13	1,06	0,98	0,62	0,80	5,86	11,20	0,59	0,51	0,13
S	< 0,01	0,13	0,05	0,08	< 0,01	1,31	–	–	0,04	0,15
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Ga	16	22	15	21	290	18	17	16	15	17
Nb	5	6	3	6	5	11	8	6	4	4
Rb	55	13	4	12	35	4	97	4	7	9
Sr	410	210	49	380	450	150	240	200	93	130
Th	3	< 3	< 3	< 3	< 3	6	6	< 3	< 3	< 3
U	4	< 3	3	< 3	3	4	6	< 3	< 3	< 3
Y	28	19	16	19	21	42	35	15	22	21
Zr	140	100	46	150	150	220	170	110	55	56
Zr/Y	37,7	5,3	2,9	7,9	7,1	5,2	4,9	7,3	2,5	2,7
Ti/Zr	37,7	90,5	92,5	38,4	36,0	19,3	41,6	40,9	86,1	69,6

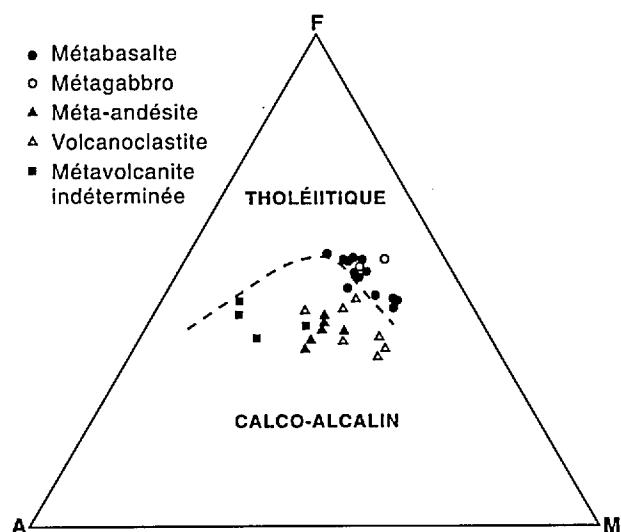


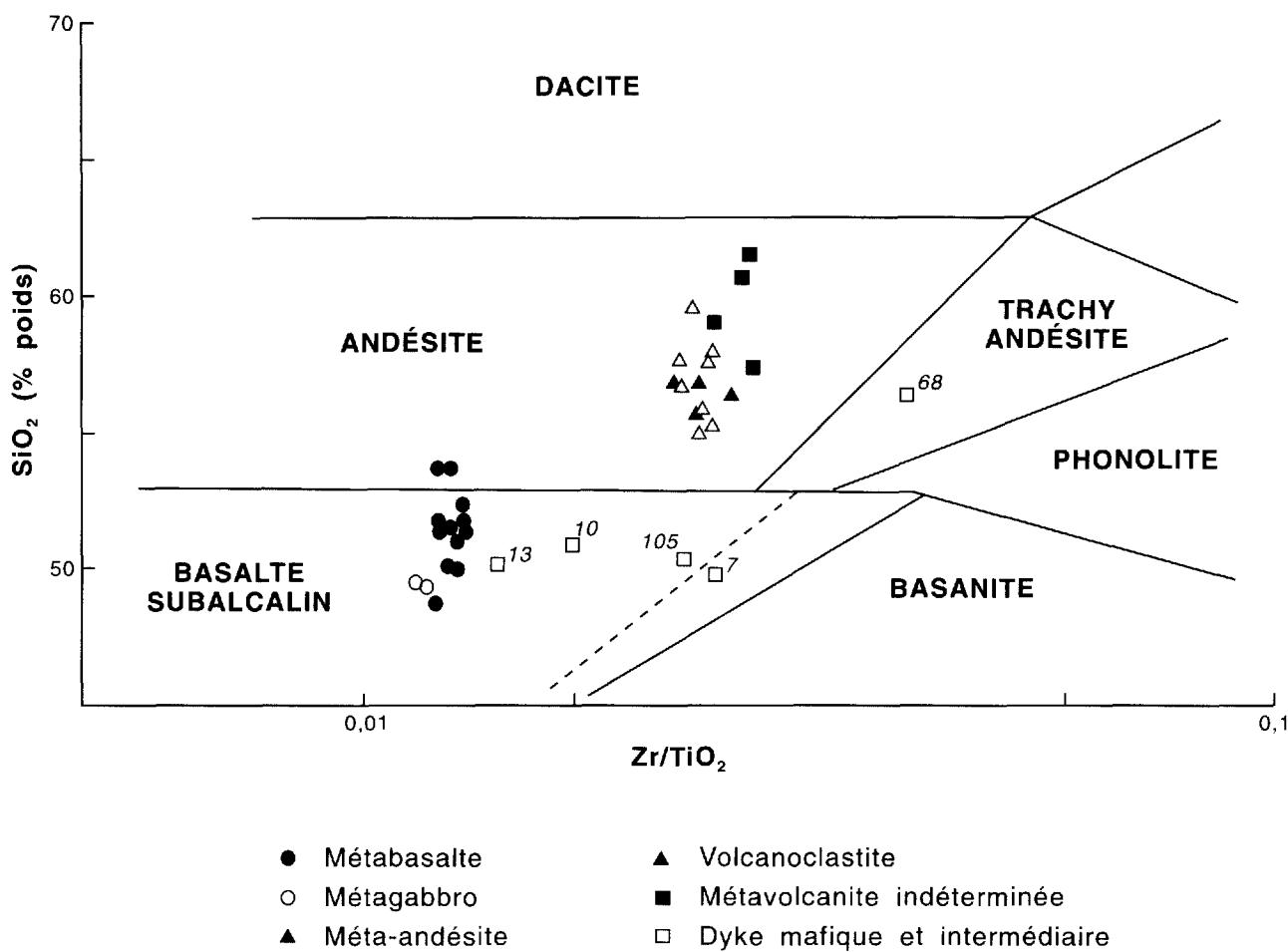
FIGURE A-3 – Diagramme AFM des métavolcanites de McWatters.

scope montre un assemblage minéralogique secondaire à quartz, epidote, actinote, biotite, tourmaline, carbonate avec traces de leucoxène, de pyrite et de

chalcopyrite. Ce dyke mafique à olivine normative semble n'avoir aucune affinité avec les unités encaissantes. Il se situe dans le champ des basaltes subcalcaires à l'intérieur du diagramme Zr/TiO₂ – SiO₂ (figure A-4) et possède des valeurs relativement faibles en Nb, Y et Zr et se distingue surtout par sa tendance potassique.

Des lamprophyres de puissance très variable sont connus par forages dans la faille de Cadillac (Ressources McAdams, 1988). Ceux-ci renferment d'abondants phénocristaux millimétriques de biotite et présentent une composition mafique (tableau A-1) et subalcaline (figure A-4).

Un porphyre feldspathique de quelques mètres d'épaisseur recoupe les basaltes et semble être transposé par la faille de Cadillac. Il contient des phénocristaux automorphes de feldspaths dans une matrice généralement recristallisée à quartz, feldspaths, carbonates, chlorite, apatite ± epidote, tourmaline, séricite, hématite et pyrite. Sur le plan géochimique (tableau A-1), cette intrusion à olivine et néphéline



normatives appartient au champ des trachyandésites (figure A-4) et montre un caractère alcalin.

Des dykes de diabase porphyriques provenant de deux générations différentes sont associés aux séquences protérozoïques inférieures (Wilson, 1962) et traversent toute la région. Ils sont composés de plagioclase, augite, chlorite, magnétite, carbonate et pyrite. Ces dykes, orientés régionalement NE-SW et NW-SE, recoupent la faille de Cadillac, mais sont eux-mêmes recoupés localement par la faille de McWatters (figure A-2).

GROUPE DE TIMISCAMING

Formation de La Bruère

Le bassin sédimentaire détritique de La Bruère est recoupé par la faille de Cadillac au sud (figures A-1 et A-2) et repose en discordance angulaire chenalante sur les volcanites du Groupe de Blake River au nord (Goulet, 1978). Par contre, plus à l'est, des roches sédimentaires semblables réapparaissent, mais cette fois au sud de la faille de Cadillac (Gauthier *et al.*, 1990).

La Formation de La Bruère a l'apparence d'une synforme déversée vers le sud (Goulet, 1978). Elle se com-

pose à la base d'un conglomérat polygénique baignant dans une matrice chloriteuse, d'une épaisseur minimale de 20 m, devenant quartzfeldspathique au sommet. Toujours à la base, les fragments sont peu étirés, mais le deviennent progressivement, pour atteindre plusieurs décimètres de longueur. La composition de ces fragments se diversifie vers le sommet de la séquence: d'abord formée de fragments de diverses volcanites, elle s'enrichit de fragments de chert, de fuchsite, de sulfures massifs, de magnétite et de siliciclastiques. Ce conglomérat très mal trié et à matrice abondante, est progressivement interstratifié avec des bancs lenticulaires de grès lithique granoclassé, à stratifications entrecroisées, chenalantes, dont les paléocourants indiquent une provenance du nord. Vers le sommet de la séquence, les grès passent graduellement à des grès silteux et des argilites ce qui suggère une polarité normale vers le sud. Ces dépôts pourraient correspondre ou bien à un bassin fluvial de haute énergie débouchant en eaux plus profondes (Goulet, 1978; Rocheleau, 1980), ou bien à une déposition en profondeur, dans un chenal, de coulées de masse (David et Lajoie, 1989).

Conglomérats de McWatters

Il existe deux bandes de conglomérat entre la faille de Cadillac et l'unité andésitique au sud. Un premier conglomérat situé au nord de la faille de McWatters, d'une puissance variant entre 50 et 70 m, se compose de fragments de quartz, de quartzite, de fuchsite, de volcanites mafiques, de quartz pyriteux et microsaccharoïde ou des deux, de diorite, et de silice et ankérite dans une matrice chloriteuse.

Le second conglomérat du sud montre une puissance apparente variant entre 80 et 130 m. Il affleure largement et se poursuit latéralement vers l'ouest sous forme de faciès grossiers et vers l'est sous forme de faciès grauwackeux. Compte tenu des variations latérales de faciès, il est vraisemblable que ces conglomérats sont identiques à la Formation de La Bruère, et pourraient être comparés particulièrement avec sa base.

Formation de Granada

Les derniers affleurements de roche sédimentaires siliciclastiques situées au sud de la faille de Bowes, appartiennent à la Formation de Granada du Groupe de Timiskaming. Cette formation est constituée d'un siltstone finement laminé et granoclassé, lui-même constitué d'alternances d'horizons de grauwacke argileux et de grauwacke grossier et granoclassé d'une

puissance apparente d'au moins 600 m. Le contact faille entre ces siltstones et les volcanoclastites au nord est marqué par l'apparition de nombreuses veines de quartz-tourmaline fortement déformées qui suggèrent un contact de faille précoce, comparable au contact Blake-River – Timiskaming décrit par Dimroth *et al.* (1983) à Granada. Le faciès de ces roches sédimentaires rappelle les grès les plus fins observés dans les Conglomérats de McWatters, à l'est de la mine.

Dans la région étudiée plusieurs formations sédimentaires s'interdigencent donc pour former trois bandes étroites. Au nord, le bassin sédimentaire de La Bruère montre la séquence la plus complète composée d'éléments provenant sans doute des volcanites du Groupe de Blake River. La séquence conglomératique observée au sud de la faille de Cadillac lui est vraisemblablement identique. Plus au sud, les grès du Timiskaming montrent des faciès plus fins. On peut supposer que les trois bandes sédimentaires observées à McWatters correspondent au même bassin de sédimentation fortement transposé, avec des faciès de plus en plus distaux vers l'est et le sud. Ce bassin viendrait donc masquer un contact antérieur entre les unités volcaniques (Blake River, unités de McWatters) au nord et les séquences volcanosédimentaires du Groupe de Pontiac au sud.

Géologie structurale

L'évolution de la zone tectonique de Cadillac a fait l'objet d'interprétations contrastées. Tandis que Dimroth *et al.* (1983) considèrent qu'elle constitue initialement la bordure d'un bassin sédimentaire situé plus au sud, Hubert *et al.* (1984) favorisent l'idée d'abord d'un jeu sénestre, puis ensuite d'un jeu inverse vers le sud. Par ailleurs, Hodgson *et al.* (1990) proposent un jeu inverse oblique du sud vers le nord, et Hodgson et Hamilton (1989), Card *et al.* (1989) et Thurston et Chivers (1990) suggèrent que les roches sédimentaires du Timiskaming marquent un système en transtension développé postérieurement à une orogénie majeure ayant généré un réseau multiple de failles de chevauchement et de plis à vergence vers le sud. Ces dernières hypothèses sont renforcées par les observations de Robert (1990) dans le secteur de Val-d'Or.

Les unités lithologiques de la région de McWatters forment des plis serrés et des écailles parallèles à la

faille de Cadillac (figure A-5). Trois grands types de cisaillement traversent la zone étudiée: 1) des zones de cisaillement ductiles qui séparent les unités, 2) la faille de Cadillac qui comprend un vaste ensemble ductile repris en cataclase intense et légèrement plissé lors des phases D3 et D4; 3) la faille de McWatters, plus au sud, beaucoup plus régulière et rectiligne. On reconnaît cinq épisodes de déformation, marqués par différents éléments structuraux et microfabriques (tableau A-2).

Phase de déformation précoce D1

Cette phase de déformation se définit par deux éléments structuraux principaux: une linéation d'étirement et une foliation mylonitique précoce (S1), antérieure à la faille de Cadillac. La linéation possède une orientation très constante (figure A-6). L'étirement des cailloux prend généralement la forme de

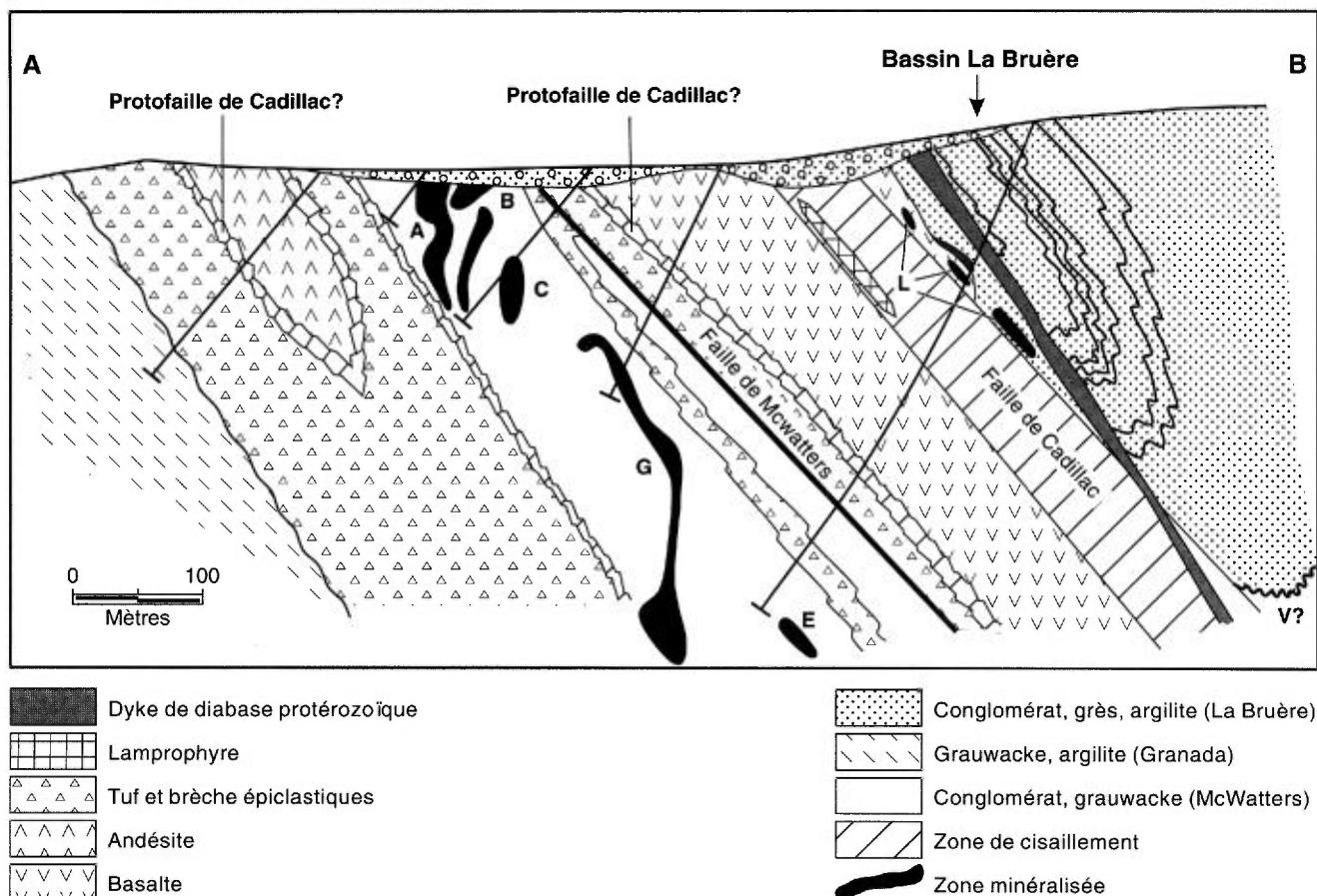


FIGURE A-5 – Section transversale dans le secteur de la mine McWatters montrant la position des zones minéralisées (A,B,C,E, G et L) à l'intérieur de la lithostratigraphie. Cette section transversale correspond à la coupe A-B du plan de la figure A-2.

TABLEAU A-2 – Éléments structuraux et interprétation tectonique de la région de McWatters.

Phase	Fabrique	Interprétation
D ₁	<ul style="list-style-type: none"> - Linéation d'étirement - Rotation des fragments - Asymétrie des fragments - Veines de tension à quartz-tourmaline - Faille proto-Cadillac ductile 	Extension
D ₂	<ul style="list-style-type: none"> - Schistosité régionale - Plis E-W - Veines de tension - Faille de Cadillac ductile-cassante 	Serrage N-S
D ₃	<ul style="list-style-type: none"> - Schistosité de crénulation - Plis NNE-SSW en Z - Veines de tension 	Serrage SE-NW
D ₄	<ul style="list-style-type: none"> - Schistosité de crénulation - Rampes inverses - Faille de McWatters cassante 	Serrage SE-NW
D ₅	<ul style="list-style-type: none"> - Failles tardives subverticales à jeux normaux et inverses - Plis en kink - Veines de tension 	Serrage N-S

cigares, ce qui suggère un régime de contrainte en constrictions. Les rapports d'axe long sur axe court observés peuvent atteindre 250: 1 aux abords des zones les plus minéralisées.

Dans la mine et en surface, on note la présence de zones mylonitiques précoces de puissance métrique qui passent latéralement à d'abondantes lentilles de quartz-tourmaline partiellement minéralisées. Deux de ces zones apparaissent au contact entre des volcanoclastites et des andésites au SW du chevalement. On trouve des zones de nature semblable au contact entre les basaltes et les volcanoclastites situés juste au sud de la zone cataclasée de la faille de Cadillac (figure A-2).

La plus spectaculaire d'entre elles est recoupée par deux galeries du niveau 120 (-120 m). Il s'agit d'une bande de roches rubanées ressemblant à un tuf. Vue au microscope et malgré une intense recristallisation statique et une crénulation tardive, cette zone rubanée conserve quelques indicateurs cinématiques qui incluent des plans C et S strictement confinés à ce couloir, avec un angle d'intersection n'excédant pas 20° ainsi que quelques porphyroclastes asymétriques dont les zones abritées sont entièrement composées de quartz microcristallin polygonisé et de plagioclase également microcristallin. Cette zone est minéralisée en or. Si l'on interprète à nouveau une partie des journaux de sondage qui ont recoupé le mur de la faille de Cadillac, on peut extrapoler latéralement cette ancienne zone de cisaillement et suggérer un recouplement graduel de l'ensemble des unités cartographiées de la région (figure A-2). Nous proposons l'hypothèse que cette surface représente un décollement majeur antérieur à la zone cataclastique de la faille de Cadillac actuelle et la dési-

gnons sous le terme “proto-faille de Cadillac” car elle suit une trajectoire presque tangentielle à celle-ci.

Une seconde zone de cisaillement précoce se situe au contact entre les conglomérats et les volcanoclastites de McWatters et renferme également une large partie des veines de quartz-tourmaline aurifères (zones ABCDI, figures A-2 et A-5). Cette faille est plissée, mais elle se prolonge latéralement le long du même contact sur l'ensemble de la propriété minière. Il est également probable que d'autres failles de même génération séparent les volcanoclastites des andésites. Les volcanoclastites et les siltstones de la Formation de Granada situés au sud du chevalement, sont en contact faillés.

Plusieurs indicateurs cinématiques, tels des clastes en rotation, des boudins de veines de quartz en rotation asymétrique et des plans C' peuvent être observés dans les galeries souterraines (figure A-7a). Lorsqu'observés en section parallèle à l'étirement, ces éléments suggèrent que le côté nord s'est affaissé vers le nord en régime extensif (figure A-7b et c). Ce mouvement semble postérieur à l'étirement. Il pourrait signifier soit un contexte tectonique distensif pénécontemporain de la phase D₁, soit un relâchement tardif des contraintes pendant la déformation D₁.

Phase D₂

Cette phase de déformation est marquée par des plis isoclinaux et par la faille de Cadillac. Les plis mésoscoptiques P₂ d'allure isoclinales avec plongement habituellement prononcé vers le NW, déforment entre autre la “proto-faille de Cadillac” ainsi que le contact volcanoclastites-conglomérats qui renferme les zones minéralisées ABCEG et L. Le plan axial de ces structures est

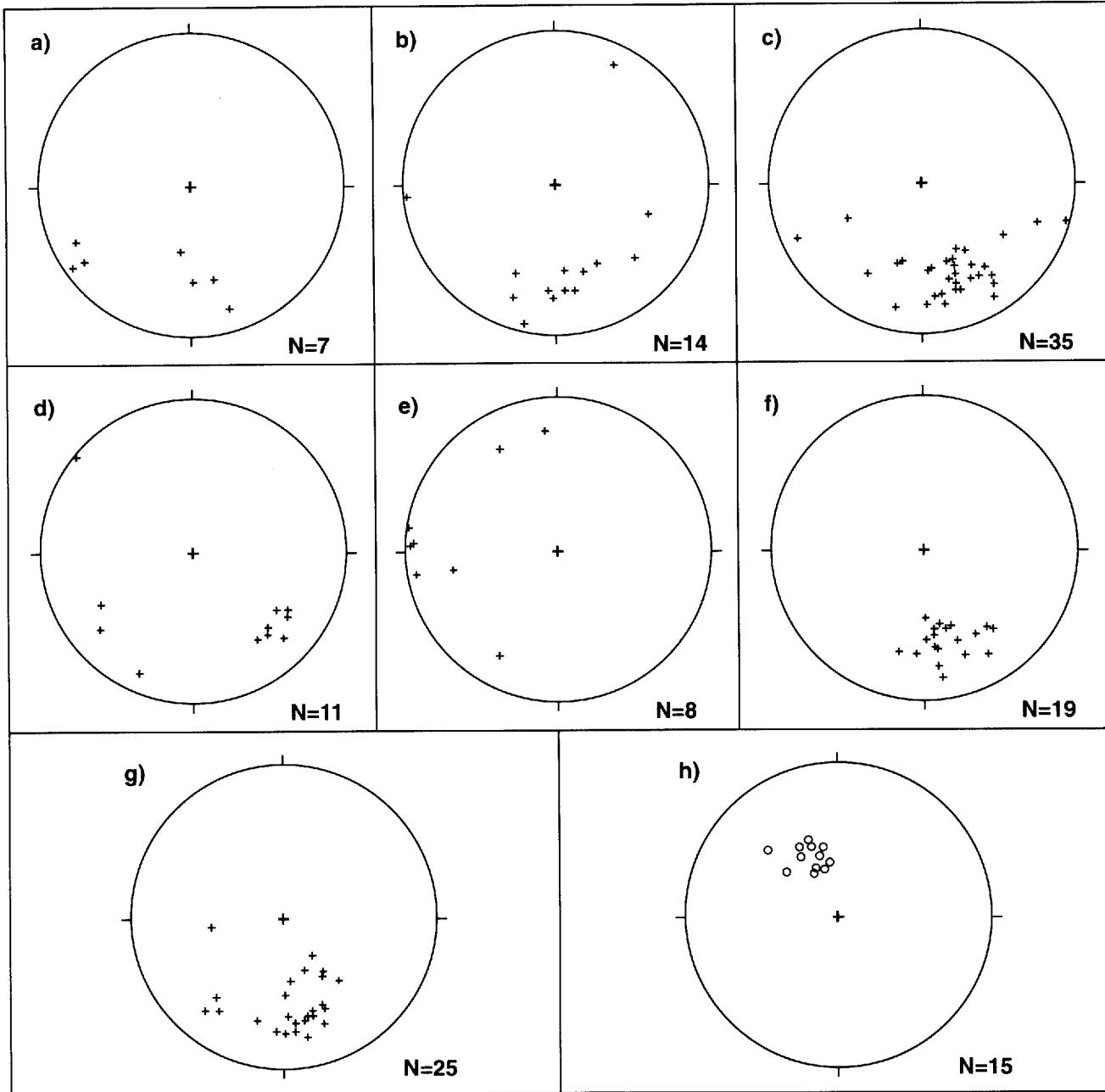


FIGURE A-6 – Stéréogrammes équiaires de la région de McWatters a) S₀ McWatters; b) S₁ McWatters; c) S₂ McWatters; d) S₃ McWatters; e) S₄ McWatters; f) S₀ La Bruère; g) S₂ La Bruère; h) Linéation d'étirement McWatters et La Bruère.

orienté N250°/subvertical. Il est marqué par une foliation pénétrative (S₂) définie par un alignement de feuillets de chlorite ou de biotite pré ou syntectonique indiquant un métamorphisme atteignant le faciès des schistes verts. Les plis sont légèrement déversés vers le sud ou le SE.

La faille de Cadillac représente l'élément tectonique le plus complexe et le plus spectaculaire de la région. Son enveloppe possède un pendage moyen de 50° vers le nord pour une profondeur d'au moins 500 m et une épaisseur variant entre 30 et 100 m (figure A-5). Cer-

tais réflecteurs sismiques profonds récemment observés (Green *et al.*, 1990), indiquent un pendage identique pour la ZTC et pourraient donc représenter son extension lithosphérique. La faille est constituée d'un grand nombre de copeaux (lamprophyre, andésite, porphyre, conglomérat) coincés dans une pâte principalement ultramafique enrichie en talc et chlorite. La plupart de ces copeaux possèdent des bordures cisaillées. Certaines carottes de sondage montrent des textures ultramylonitiques spectaculaires associées à un régime de déformation ductile. Par ailleurs, de nombreuses veines de quartz ont été fortement démem-

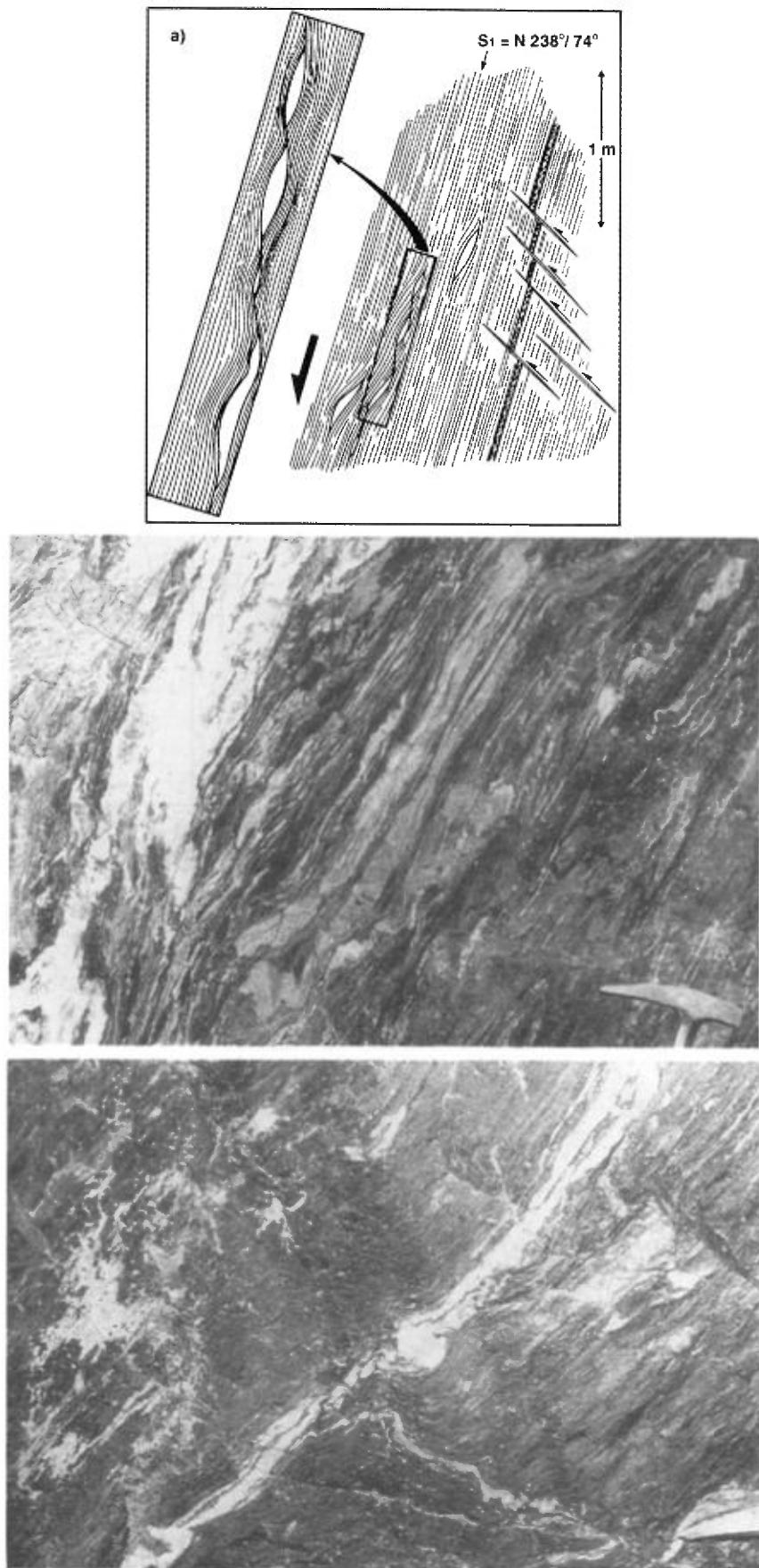


FIGURE A-7 – a) Indicateurs cinématiques de type C/S et C' précoce, localisés dans le travers-banc ouest, niveau 120 (-120 m). b) *Flow-ore* ou mylonite précoce replissée de la zone J et K. c) Porphyroclastes quartzofeldspathiques indiquant une cinématique en jeu normal vers le nord durant D₁.

brées par un régime de déformation cassant qui s'est répandu partout sur toute la largeur de la zone de faille.

La cinématique de la faille de Cadillac n'est pas très clairement définie étant donné le grand nombre d'éléments structuraux qui s'y superposent. Dans les forages, la meilleure section qui permet de distinguer nettement les fabriques C et S est subhorizontale, ce qui suggère que la contrainte principale était subhorizontale. La faille de Cadillac recoupe la "proto-faille de Cadillac". La présence de veines de quartz subverticales orientées NE-SW, en bordure immédiate de la faille de Cadillac, serait compatible avec un axe de contraintes principales subparallèle à la faille. De plus, ces veines recoupent S₂ et sont d'âge tardi-D₂. Si l'on rabat les phases plicatives tardives (D₂, D₃, D₄), on constate que des axes de plis P₁ tels ceux définis par Goulet au sud, dans le Groupe de Pontiac (1978) se disposent selon une orientation NW-SE. Ces deux configurations résulteraient d'un régime de contrainte dont l'axe principal serait orienté NE-SW. L'axe de contrainte σ_1 ainsi défini par ces éléments implique un système de décrochement latéral senestre le long de la faille de Cadillac.

De part et d'autre du secteur étudié, plusieurs constatations évidentes nous permettent de suggérer que le régime de contrainte régional a favorisé un mécanisme de transpression ayant engendré un coulissement sur de grandes étendues pendant la phase D₁ (Robert, 1990). Nous suggérons que le régime d'extension décodé en bordure de la ZTC représente un système de "pull-apart", formé au dépend d'un coulissement régional. Il faut cependant évoquer également une composante de charriage vers le sud pour pouvoir juxtaposer les volcanites du Groupe de Blake River au nord de la faille sur les roches sédimentaires plus jeunes du Groupe de Timiskaming.

Phases D₃ et D₄

La déformation D₃ est largement répartie sur tout le secteur étudié à l'exception de la zone nord de la faille de Cadillac. Elle est définie par la présence de plis non-cylindriques de faible amplitude dont les axes sont orientés N020° à N040°. Ces plis se développent très localement et particulièrement dans des unités préalablement schistosées. Les foliations S₃ sont des clivages de crénulation à amplitude millimétrique définis par l'alignement de feuillets de chlorite et de micas blancs. Une série de failles de chevauchement orientées NW-SE engendre un déplacement métrique vers le NE au niveau 120 (-120 m). Ces failles ont un pendage inférieur à 45° et possèdent des stries dans le sens du pendage. Des veinules de quartz subhorizontales en échelon leur sont associées. Ces failles recoupent la foliation S₂ et sont elles-même recoupées par la faille de McWatters.

La phase D₄ est une phase de déformation très mineure, marquée par des plis NW-SE non cylindriques de très faible amplitude déversés vers le SW, à plongement NNW variable. Quelques crénulations micacées espacées (S₄) subverticales apparaissent localement. Cette phase apparaît peu différente de la phase D₃ et peut correspondre à des mouvements conjugués.

Phase D₅

De nombreux *kink bands* verticaux et conjugués ont été observés dans une orientation d'environ N080°. Les kinks sont généralement inverses et très redressés et sont particulièrement bien développés dans le mur de la faille de McWatters où ils forment localement des "box folds". Certains *kinks* passent localement à des fractures longitudinales.

On distingue trois types de failles. Des failles décrochantes subverticales montrent des stries subhorizontales avec décrochements apparents senestres sur les failles N-S et dextres sur les failles NNW-SSE. La faille de McWatters est orientée NE-SW, à pendage très régulier vers le NW, et recoupe nettement la faille de Cadillac. Elle présente un jeu oblique senestre à forte composante inverse (figure A-8). Une altération argileuse à kaolin et micas blancs lui est associée et traduit donc des conditions hydrothermales tardives de basse température, surimposées à la chloritisation. Cette phase est postérieure à la mise en place des diabases protérozoïques et pourrait être contemporaine du système NE marquée par la faille Davidson plus à l'est. Les contraintes déduites des mouvements observés sont approximativement N-S et pourraient être reliées aux événements orogéniques grenvilliens.

Conclusion

Le contexte géologique de la région de McWatters correspond donc au collage tectonique de basaltes tholéïtiques et de volcanites et roches sédimentaires d'affinité calco-alcaline entre le Groupe de Blake River et celui du Timiskaming.

Ces deux unités subissent d'abord un décollement tectonique associé à un étirement intense (proto-faille de Cadillac), puis un mouvement de faille normale apparaît précocement, sans doute à la fin de la phase D₁. La région est ensuite affectée par une compression N-S, entraînant la formation de la faille de Cadillac et des plis associés P₂ à régime ductile d'abord, puis cassant. Un second serrage, orienté NW, associé à une rotation antihoraire des contraintes, provoque des plis P₃ et P₄ replissant la ZTC, puis la faille de McWatters qui vient recouper la ZTC et marque un troisième serrage postprotérozoïque inférieur. Les événements hydrothermaux minéralisés, quant à eux, prennent place entre les phases D₁ et D₂.

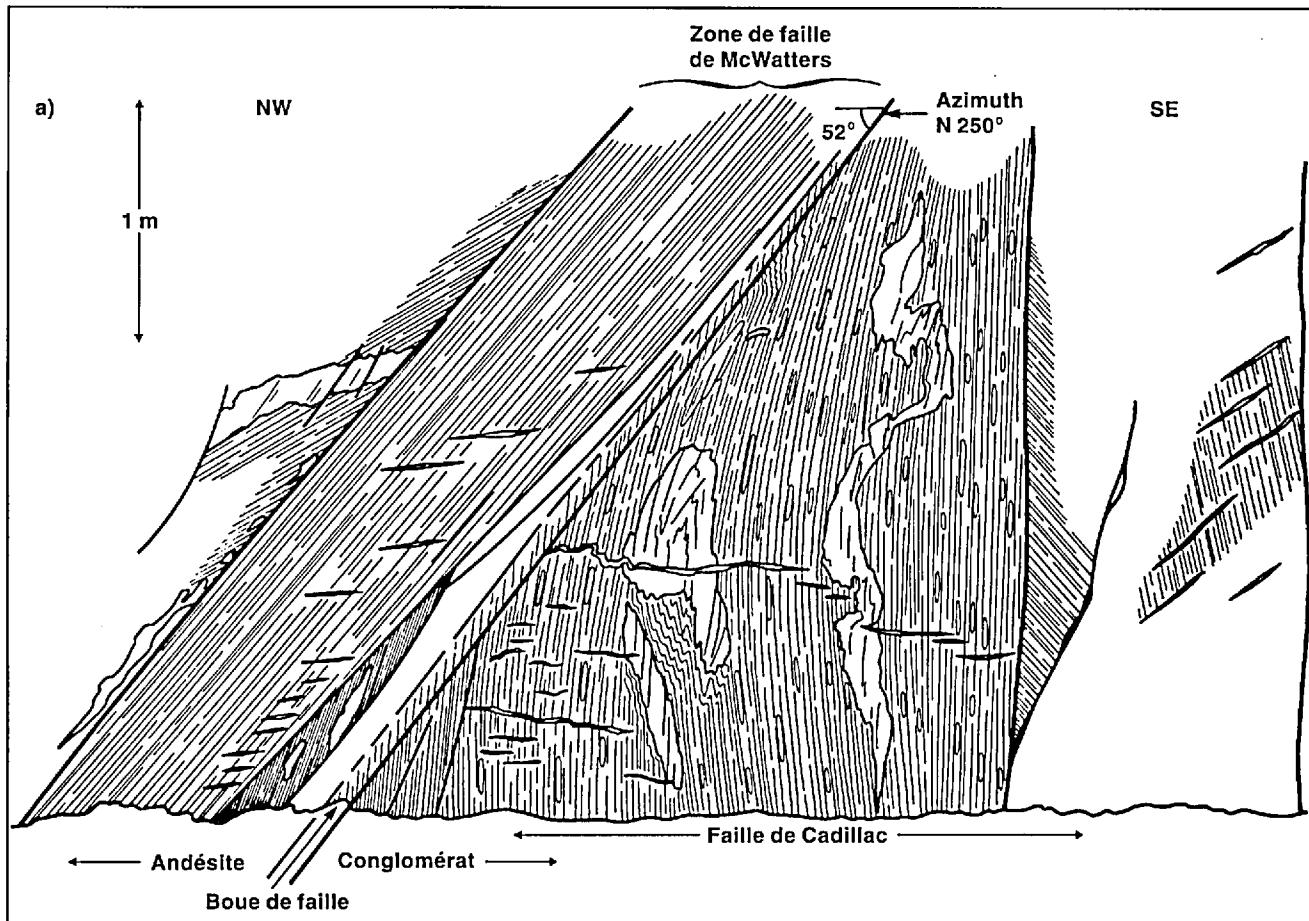


FIGURE A-8 – Coupe NW-SE à travers la faille de McWatters. Vue vers le NE (-120 m).

Minéralisations

Dès sa découverte en 1933, la mine McWatters constitua une exception à cause de la nature de son encaissant, seule mine d'or connue à l'époque dans des roches sédimentaires, et par sa position immédiatement dans le mur de la faille de Cadillac. Elle fut exploitée de 1934 à 1944. Les travaux miniers atteignirent le niveau 500 (-500 m), mais des forages furent réalisés pour explorer le niveau 630 (-630 m). Des reprises sporadiques d'activité eurent lieu en 1951, 1973, 1978 à 81 (Soquem), mais sans succès notable. De 1986 à 1989, la compagnie Ressources McAdam ltée poursuivit intensément l'exploration, principalement au-dessus du niveau 120 (-120 m), et découvrit une nouvelle zone (JKL) suite au forage d'une anomalie magnétique. L'ensemble de la production et des réserves est estimé à environ 8,9 tonnes métriques d'Au.

La minéralisation aurifère à McWatters est constituée de plusieurs zones minéralisées orientées ENE-WSW, reconnues sur plus de 1 200 m de longueur et 500 m de largeur. On peut distinguer deux grands faisceaux minéralisés d'intérêt économique (figure A-2 et A-5):

- les zones A à I, correspondent aux anciens travaux au sud de la mine, dans une zone de contact conglomérat-volcanoclastites;
- les zones J à M, récemment découvertes au voisinage et de part et d'autre de la faille de Cadillac (figure A-9). Dans la zone L, on observe une zone à hématite et à silicifications multiples.

Métamorphisme hydrothermal

Un métamorphisme hydrothermal précoce se démarque par des fentes de tension à axinite, tourmaline, quartz, épidoite, carbonates et actinote dans les andésites. Ces fentes sont reprises par une schistosité pénétrative attribuée à S2. L'axinite de McWatters est proche du pôle magnésio-axinite (Sanero et Gottardi 1968) et se transforme en tourmaline, quartz et épidoite. Par rapport aux autres tourmalines de McWatters (figure A-9), celles-ci sont plus riches en fer, calcium et silicium.

Dans les andésites chloritisées, au voisinage des veines à axinite, on observe des stylolithes composés de cristaux de tourmaline dessinant plusieurs bandes microplissées. Ces tourmalines sont plus magnésiennes que celles issues de la transformation des axinites. Elles représentent une précipitation dans un contexte de dissolution sous pression (*"pressure solution"*) qui implique le plus souvent des distances de transport très faibles (McClay, 1977).

La présence d'axinite témoigne d'un protolith calcaire ce qui porte à penser que les roches basiques de McWatters ont subi une phase de carbonatisation précoce s'apparentant à un métamorphisme hydrothermal. Le bore aurait pu être extrait des basaltes ou des andésites au cours de ce processus d'altération (Bergeron, 1989).

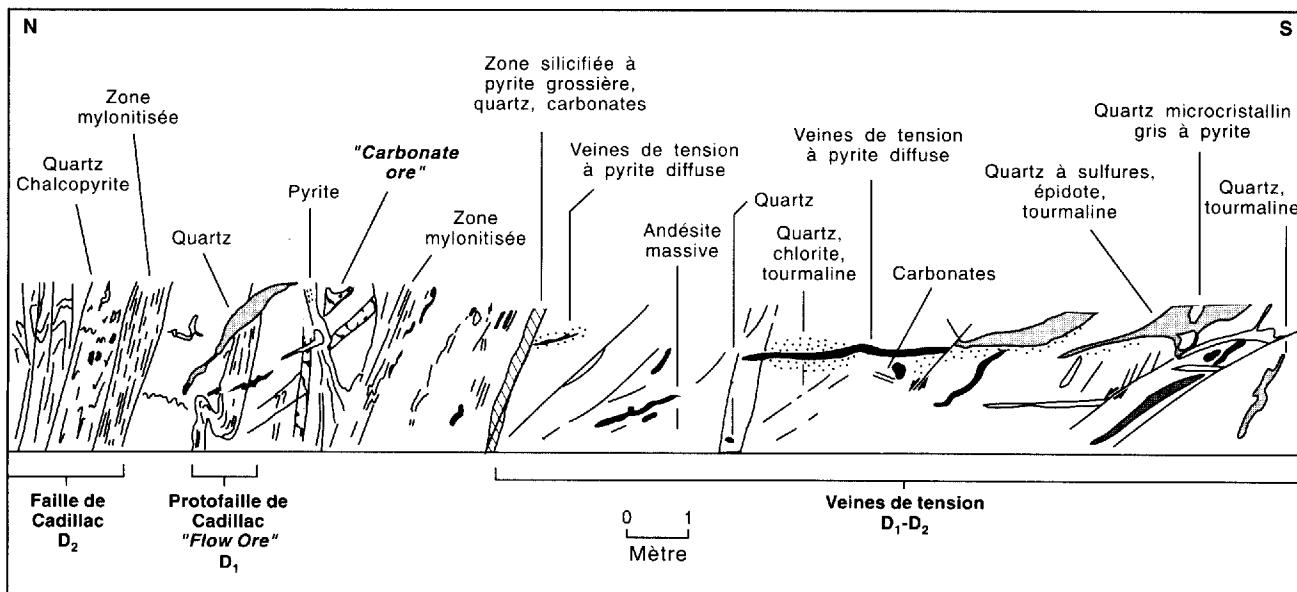


FIGURE A-9 – Coupe des zones J et K au voisinage de la faille de Cadillac, (-120 m) et position du minerai de type D1 (flow-ore).

Minéralisations précoce soumises à D1 et minéralisations soumises à D2 (zones J et K)

Deux types de minerai aurifère sont connus dans les zones J et K: 1) un minerai rubané précoce, associé à la phase D1 et 2) des veines de tension subhorizontales, associées à la phase terminale D2.

Un minerai à carbonates et sulfures rubanés et plissés correspond à la proto-faillle de Cadillac, laquelle marque la déformation D1 (figure A-7). Il a une puissance décimétrique et sépare les basaltes magnésiens des volcanoclastites. Observé sous le microscope, les fabriques mylonitiques enveloppent des grains de sulfure et de tourmaline subautomorphes. La matrice contient de l'albite et du quartz fortement recristallisés. On y observe aussi des zones de carbonatation décimétriques parallèles, avec quartz, pyrite et or. Ces zones sont reprises par la schistosité S2 et les *kinks* D5 (figure A-9). La paragenèse minérale est pauvre, avec pyrite, chalcopyrite, sphalérite et galène. L'ordre chronologique des précipitations est résumé au tableau A-3. Deux modèles sont proposés pour expliquer la genèse de ce minerai : il peut s'agir ou bien d'un ancien horizon exhalatif déformé (Proudlove *et al.*, 1989) ou encore d'une mylonite précoce ou même encore de ces deux processus combinés, ce qui est comparable aux modèles développés à la mine Dome, dans le district minier de Timmins en Ontario.

TABLEAU A-3 – Minéralogie et paragenèse du gisement McWatters.

Zone	J,K,(D ₁)	A,B,C,(D _{1,2})
Pyrite	—	—
Pyrrhotine	— —	— —
Arsénopyrite		—
Chalcopyrite	—	—
Tétradymite		—
Bismuth		—
Bismuthinite		—
Sphalérite	—	—
Galène	—	—
Or	—	— ?
Ilménite	—	
Rutile	—	

Les veines de tension subhorizontales se sont surtout développées dans les basaltes massifs des zones J et K. Elles sont associées à des mouvements compressifs de faille inverse, et sont accompagnées de très près par des plis parasites (niveau – 90 µm). Ces veines recoupent la schistosité S2 et sont nettement affectées par la crénulation S3 (figure A-9); leur mise en place est donc postérieure à la déformation D2 et antérieure à la

déformation D3. La densité de ces veines augmente dans les zones les plus compétentes et en particulier dans les parties silicifiées ou carbonatisées. Elles sont minéralisées à l'intersection des zones de carbonatation (*carbonate ore*, W. Hanych, communication orale, 1989). Leur minéralogie est simple, avec pyrite abondante, or parfois visible, galène et sphalérite; arsénopyrite, marcasite, tétraédrine, pyrrhotite et acanthite ont également été signalées (Lakefield Research, 1988). L'or est assez fin, de l'ordre de 8,7 à 16 µm. Les veines sont entourées par une auréole de pyritisation métasomatique, à laquelle sont associés pyrrhotite, galène, et or (figure A-9). Cette pyritisation s'accompagne d'une destruction de la magnétite primaire.

Minéralisations reliées à la déformation D2 (zones ABCDI)

Ces veines apparaissent dans les chantiers ABCDI de l'ancienne mine. Le quartz contient un assemblage sulfuré abondant avec tourmaline et carbonates. Elles montrent deux types de structures internes: 1) des veines de tension, entourées par une auréole de tourmaline métasomatique, et disposées à gauche de la schistosité S2, ce qui indique une composante décrochante senestre, et 2) des zones de brèches (zone 702). Ces minéralisations sont déformées par D3 et par les *kinks*. De la fuchsite leur est associée. Enfin, un quartz blanc stérile vient souvent recouper ces veines.

Les veines de tension composées de quartz minéralisé sont transposées et disposées en échelons, parallèlement à S2. Ces veines contiennent également de la tourmaline et peuvent atteindre une puissance d'un mètre pour une longueur de 100 m. Ces veines sont particulièrement associées au contact entre les volcanoclastites et les sédiments, ainsi que dans les traces de structures D2. Plusieurs de ces veines ont subi un démembrement intense dans les plans de foliation S2, ce qui leur confère un âge précoce contemporain de D2 ou de D1. Observées sous le microscope, ces veines renferment du quartz recristallisé et recoupé par de nombreuses lamelles de déformation qui remobilisent une partie de la minéralisation.

La disposition en relai des veines de quartz suggère que leur formation s'est effectuée avec une vitesse de propagation assez lente compte tenu du faible recouvrement entre les fentes et aussi de leur longueur (Polar et Aydin, 1988). La déposition des sulfures semble contemporaine d'un relâchement des contraintes: ce mécanisme de dépression est donc du même ordre que les structures *crack and seal*, mais ne marque qu'un seul événement.

L'assemblage minéralogique comprend essentiellement: arsénopyrite, pyrite légèrement arsénierée (0,8 à 1,5 %), pyrrhotine et ilménite avec traces de chalcopy-

rite, sphalérite pauvre en fer et galène. On observe localement des assemblages complexes à bismuthinite, bismuth et tétradymite. L'or est peu argentifère et la teneur de l'argent est d'environ 15 %. La magnétite est parfois présente. À l'échelle de la section polie, la chronologie des précipitations (tableau A-3) montre que les espèces du fer et l'arsenic apparaissent précoce-ment, tandis que l'or apparaît tardivement dans cet assemblage sulfuré.

La gangue comprend du quartz, de la calcite et de la tourmaline. Le rapport atomique $Fe/(Fe+Mg)$ des tourmalines fissurales est de l'ordre de 0,5. Leur rapport $Na/(Na+Ca)$ dépasse parfois 0,9. Des tourmalines métasomatiques avec épontes zonées montrent un cœur bleu clair et une bordure plus pauvre en fer de couleur brun foncé (figure A-10).

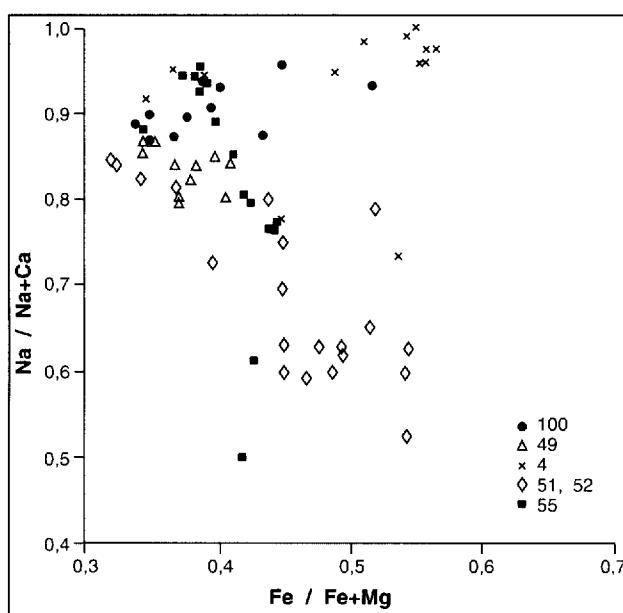


FIGURE A-10 – Diagramme $Na / Na + Ca$ en fonction de $Fe / Fe + Mg$ en nombre d'atome dans la structure pour les tourmalines de McWatters.

Altérations hydrothermales

Les minéralisations de McWatters sont déformées à différents degrés. De plus elles occupent des zones fortement tectonisées et de nature lithologique contrastée. Le déchiffrage des altérations est donc particulièrement délicat. Outre les processus locaux (tourmalinisation, silification), l'ensemble des roches est marqué par une intense chloritisation associée à des carbonates et de l'épidote. Son développement semble maximal au voisinage de la faille de Cadillac. L'étude géochimique des chlorites le long d'une coupe N-S montre la présence d'au moins deux populations dis-

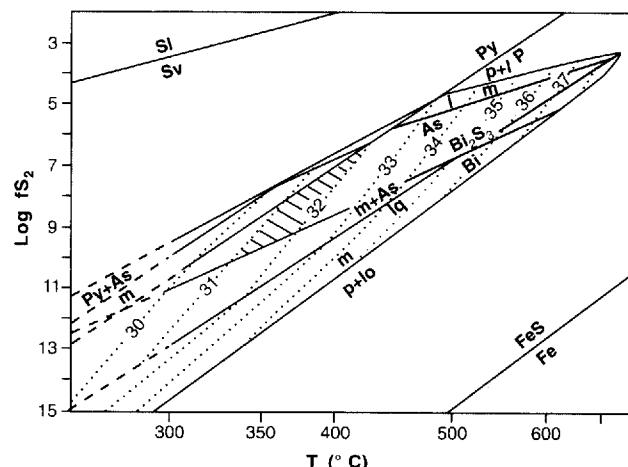
tinctes: dans les basaltes cristallisent des chlorites magnésiennes tandis que dans les andésites n'apparaissent que des chlorites plus ferrifères. On peut relier ce caractère à la nature initiale plus magnésienne des basaltes encaissants. Dans la zone de la faille de Cadillac apparaît une altération conduisant à la déposition de magnétite, sans relation avec la minéralisation.

Les gisements d'or situés en environnement mafique ou ultramafique sont généralement caractérisés par une intense altération à chlorite, carbonates ferrifères, calcite, micas blancs et sulfures (Colvine, 1989). Le gisement McWatters présente des caractères semblables, mais se distingue par la faible abondance des phases potassiques.

Conditions de précipitation

Le gisement McWatters est de toute évidence polyphasé. Les minéralisations occupent différents pièges tectoniques ductiles et cassants. Nous limiterons notre étude aux veines parallèles à S_2 .

Selon Kretschmar et Scott (1976), pour une température supérieure à $300^\circ C$, le contenu en arsenic de l'arsénopyrite varie en fonction de l'activité du soufre et de la température. Cependant Sharp *et al.* (1985) ont montré que la pression pouvait également jouer un rôle. Ce géothermomètre doit donc être utilisé avec prudence. La faible concentration en arsenic (31,5 %) est caractéristique des températures de mise en place entre 320° et $360^\circ C$. L'équilibre bismuth-bismuthinite permet de préciser davantage la température de formation, qui se situe autour de $345^\circ C$. À cette température, on est proche de l'équilibre pyrite-pyrhotite. La fugacité du S se situe alors autour de 10^{-10} (figure A-11).



Cette température est relativement élevée: les valeurs estimées pour les zones de cisaillement aurifères sont de l'ordre de 250° à 300° C (Colvine, 1989), entre 270° et 340° C d'après les valeurs isotopiques (Kerrick, 1989) et entre 290° et 350° C d'après les inclusions fluides (Kheang *et al.*, 1989). En

terme de fugacité du soufre, des valeurs comparables ont été obtenues pour les gisements mésothermaux (Leitch, 1990). L'association pyrite-pyrrhotine sans magnétite indique que le milieu était tamponné sur le plan des conditions redox.

Comparaisons et interprétations

La mine McWatters illustre un type particulier de métallogénie le long de la faille de Cadillac. Gauthier *et al.*, (1990) ont montré que les minéralisations associées à la faille de Cadillac sont portées par des zones de cisaillement E-W qui montrent un allongement subvertical et un dispositif en échelons. Nous avons retrouvé la plupart des ces caractères à la mine McWatters. De plus, la paragenèse des structures ABCD peut être comparée à celle du gisement Rouyn-Merger situé plus à l'est (Jébrak *et al.*, 1990).

L'interface entre les unités volcaniques et sédimentaires constitue un contrôle lithologique majeur: l'ensemble des zones minéralisées de McWatters et les indices de Rouyn-Merger, occupent ce contact déformé. L'association spatiale des minéralisations avec de grands plis en Z, et l'intersection avec des failles NE-SW

ou encore les deux, semblent être un phénomène lié à un serrage tardif, postérieur à la minéralisation (Robert *et al.*, 1990).

Les minéralisations de McWatters présentent de fortes affinités avec celle de Kerr-Addison (Kishida et Kerrich, 1987) ou de Dome Mine en Ontario (Proudlove *et al.*, 1989). Un premier minéral (*flow-ore*, veines concordantes) est associé à des ultramafites. L'or est lié à l'arsénopyrite. Cette minéralisation est recoupée par un stockwerk de quartz stérile. On retrouve donc dans ces gisements des faciès comparables aux mylonites de la proto-faille de Cadillac. Un minéral discordant carbonaté constitue des lentilles de quartz microsaccharoïde, recoupé par des stockwerks à quartz-tourmaline. Les zones ABCDI de McWatters présentent des caractères similaires.

Conclusion

On peut distinguer trois étapes tectoniques dans la zone de McWatters: 1) une déformation ductile précoce (proto-faillle de Cadillac, D₁), 2) un serrage N-S (Faillle de Cadillac, D₂), 3) des réactivations cassantes tardives. Le modèle métallogénique, quant à lui, est parallèle à ces étapes tectoniques: les minéralisations sont confinées essentiellement aux éléments tectoniques mylonitiques précoce associés aux phases D₁ et D₂. L'association étroite de l'or avec ces mylonites, sans évidence de réouverture postérieure, l'absence d'altération potassique sécante, plaident en faveur d'une introduction de l'or à un stade relativement précoce.

Le gisement McWatters illustre donc un cas typique de polyphasage des minéralisations et de zones de cisaillement réactivées. Le minerai précoce correspond à une ancienne zone de cisaillement replissée. Des cas identiques ont récemment été signalés à Pickle Crow en Ontario (MacQueen, 1987), Gunnar au Manitoba (Brommecker *et al.* 1989) et Giant dans les Territoires du Nord-Ouest (Brown et Sibson, 1990). Les travaux de Tourigny *et al.* (1989) à la mine Bousquet montrent également que des minéralisations en or précoce pourraient être mises en évidence au voisinage de la faille de Cadillac.

Ce modèle continu diffère sensiblement des modèles orthomagmatiques de Burrows *et al.*, (1986) ou métamorphiques profonds de Cameron (1988) et de Card *et al.* (1989). Ces derniers font appel à des événements uniques à caractère exceptionnel, soit la spécificité du magma tonalitique, soit la cratonisation de la fin de l'Archéen. Son principal argument est l'âge apparemment tardif de bien des minéralisations aurifères et leurs ubiquités certaines. Toutefois, ces datations concernent un seul type de veines de quartz (Poulsen et Robert, 1989). Il est probable que ces datations ne représentent qu'un épisode tardif des minéralisations aurifères. Une constatation du même ordre a été réalisée dans le Birrimien de l'Afrique de l'Ouest ou dans le Paléozoïque européen (Hubert 1986; Bonnemaison et Marcoux, 1987).

Le modèle des minéralisations polyphasées et précoce conduit à rechercher en tout ou en partie les éléments du système hydrothermal à travers l'encaissant. Il se rapproche ainsi des hypothèses de Hutchinson et Burlington (1984) et de Kerrich et Fryer (1989) respectivement, sur le rôle probable des concentrations exhalatives précoce et du métamorphisme dans la genèse des gisements d'or.

Références

- BERGERON, M., 1989 – Distribution et comportement du bore dans la croûte océanique. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; 26, pages 782-790.
- BONNEMaison, M. – MARCOUX, E., 1987 – Les zones de cisaillements aurifères du socle hercynien français. *Chronique de Recherches minérales*; 448 pages 29-40.
- BROMMECKER, R. – POULSEN, K.H. – HODGSON, C.J., 1989 – Preliminary report on the structural setting of gold at the Gunnar Mine in the Beresford Lake area, Uchi subprovince, Southeastern Manitoba. *Geological Survey of Canada*; paper 89-1C, pages 325-332.
- BROWN, N.N. – SIBSON, R.H., 1990 – Deformation and mineralization within the Giant Shear Zone complex, Yellowknife, Northwest Territories, Canada. *Congrès annuel, Association Géologique du Canada*, Vancouver; programme et résumés, page A16.
- BURROWS, D.R. – WOOD, P.C., – SPOONER, E.T.C., 1986 – Carbon isotope evidence for a magmatic origin for Archean gold-quartz vein ore deposits. *Nature*; 321, pages 851-854.
- CAMERON, E.M., 1988 – Archean gold: relation to granulite formation and redox zoning in the crust. *Geology*; Volume 16, pages 109-112.
- CARD, K.D. – POULSEN, K.H. – ROBERT, F., 1989 – The Archean Superior Province of the Canadian shield and its lode gold deposits. *Economic Geology*; Monograph 6, pages. 19- 36.
- COLVINE, A.D., 1989 – An empirical model for the formation of Archean Gold deposits: Products of Final Cratonization of the Superior Province, Canada. *Economic Geology*; Monograph 6, pages 37-53.
- COOKE, D.L. – MOORHOUSE, W.W., 1969 – Timiskaming volcanism in the Kirkland Lake area, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; Volume 6, pages 117-132.
- DAVID, J. – LAJOIE, J., 1989 – Sedimentology of an Archean submarine channel-fill deposit in the Abitibi greenstone belt of Canada. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; Volume 26, 7, pages 1453-1462.
- DIMROTH, E. – IMREH, L. – GOULET, N. – ROCHELEAU, M., 1983 – Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; Volume 20, pages 1355-1373.
- FISHER, R.V. – SCHMINCKE, H.-U., 1984 – *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, 472 pages.
- FLOYD, P.A. – WINCHESTER, J.A., 1975 – Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*; Volume 27, pages 211- 218.
- GAUTHIER, N., 1985 – Métallogénie des gîtes miniers New Rouyn Merger et O'Neil Thompson, région de Rouyn-Noranda. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*; MB 85-60, 74 pages.
- GAUTHIER, N. – ROCHELEAU, M. – KELLY, D. – GAGNON, Y., 1990 – Controls on the distribution of gold mineralization within the Cadillac Tectonic Zone, Rouyn-Beauchastel segment, Abitibi Belt, Quebec. In: *The Northwestern Quebec Polymetallic Belt*, Rive, M. – Verpaelst, P. – Gagnon, Y. – Lulin, J.M. – Riverin, G – Simard, A., editors). *The Canadian Institute of Mining and Metallurgy*; Special Volume 43, pages 185-198.
- GÉLINAS, L. – TRUDEL, P. – HUBERT, C., 1983 – Chimico-stratigraphie et tectonique du Groupe de Blake River. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*, MM 83-01, 41 pages.
- GOULET, N., 1978 – Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac – Larder Lake fault, Rouyn-Noranda Beauchastel area, Québec. *Université Queen, Kingston, Ontario*; thèse de doctorat, 141 pages.
- GREEN, A.G. – MILKEREIT, B. – MAYRAND, L.J. – LUDDEN, J.N. – HUBERT, C. – JACKSON, S.L. – SUTCLIFFE, WEST, P. – VERPAELST, P. – SIMARD, A., 1990 – Deep structure of an Archean greenstone terrane. *Nature*; 344, pages 327-330.
- HODGSON, C.J. – HAMILTON, J.V., 1989 – Gold mineralization in the Abitibi greenstone belt: End-stage result of Archean Collisional Tectonics. *Economic Geology*; Monograph 6, pages 86-100.
- HODGSON, C.J. – HAMILTON, J.V. – HANES, J.A. – PIROSHCO, D.W., 1990 – Late emplacement of gold in the Archean Abitibi and analogous phanerozoic “greenstone” belts: a consequence of thermal equilibration following collisional orogeny in NUNA research conference on Greenstone Gold and Crustal Evolution, page 51.
- HUBERT, C., 1989 – Structural framework of the Abitibi greenstone belt of Quebec and its implication for mineral exploration. Part I: Structural framework within the belt. In: *Mineralization and shear zone* (Burnsnall J.T., editor). *Geological Association*

- of Canada, Mineralogical Association of Canada; Short course notes, 6, pages 219-225.
- HUBERT, C. – GÉLINAS, L. – TRUDEL, P., 1984 – Archean wrench fault tectonics and volcanism related to a central ring complex in the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 22, pages 240-255.
- HUBERT, P., 1986 – Textures et inclusions fluides des quartz aurifères. Application au gîte de Gros-Gallet (Haute-Vienne, France) et au prospect de Sanoukou (district de Keneieba, Mali). Document BRGM; No 114, 350 pages
- HUTCHINSON, R.W. – BURLINGTON, J.L., 1984 – Some broad characteristics of greenstone belt gold Iodes. In: Gold'82: the geology, geochemistry and genesis of gold deposits. (Foster, R.P., editor). Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pages 339-372.
- JÉBRAK, M. – BARDOUX, M. – GOULET, N. – MORIN, D. – GIGUÈRE, C. – HAFIZ-ZADEH, A., 1990 – Géologie du gisement aurifère de McWatters (Abitibi, Québec) – Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 92-07.
- KERRICH, R., 1989 – Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits; chapter 5. In: Mineralization and shear zones. Association géologique du Canada. Short course notes; Volume 6, pages 129-198.
- KERRICH, R. – FRYER, B.J., 1989 – Lithophile-element systematics of Archean greenstone belt Au-Ag vein deposits: implications for source processes. Reply: Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 26, pages 2744-2748.
- KHEANG, L. – TRUDEL, P. – SAUVÉ, P., 1989 – Microthermométrie et géochimie des inclusions fluides à la mine Camflo. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-16, 68 pages.
- KISHIDA, A. – KERRICH, R., 1987 – Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Archean Lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario. Economic Geology; Volume 35, pages 649-690.
- KRETCHMAR, U. – SCOTT, S.D., 1976 – Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. Canadian Mineralogist; Volume 14, pages 364-386.
- LAKEFIELD RESEARCH 1988 – Mineralogical examination of ore samples and flotation concentrate from the McWatters property for McAdams Resources inc. Progress Report no 1; project LR 3531, rapport inédit par R.S. Saler et J.G. Davidson, 7/11/87, 31 pages.
- LEITCH, C.H.B., 1990 – Geology, wall rock alteration, and characteristics of the ore fluid at the Bralorne mesothermal gold vein deposit, Southwestern B.C. Association géologique du Canada; congrès annuel, Vancouver, page A75.
- MacQUEEN, J.K., 1987 – Stratigraphy, structure and gold mineralization in the No 5 vein/iron formation zone, Pickle Crow Gold Mines, Pickle Lake, Ontario. Carleton University; M.Sc. Thesis.
- McADAM RESOURCES INC., 1988 – Drilling report, the McWatters gold project, Rouyn, Quebec. GM-47818.
- McCLAY, K.R., 1977 – Pressure solution and Coble creep in rocks and minerals: a review. Journal of the Geological Society of London; Volume 134, pages 57-70.
- MORIN, D. – JÉBRAK, M. – BARDOUX, M. – GOULET, N. – HAFIZ-ZADEH, A., 1990 – Geochemical study and deformation history of rocks in the vicinity of the Cadillac shear zone, McWatters, Abitibi, Québec. Association géologique du Canada, congrès annuel; programme et résumés, page A91.
- POLLARD, D.D. – AYDIN, A.A., 1988 – Progress in understanding jointing over the past century. Geological Society of America Bulletin; Volume 100, pages 1181-1204.
- POULSEN, K.H. – ROBERT, F., 1989 – Shear zones and gold: practical examples from Southern Canadian shield. In: Mineralization and shear zones (Burnsall, J.T., editor). Geological Association of Canada:Short course notes; Volume 6, 300 pages.
- PROUDLOVE, D.C. – HUTCHINSON, R.W. – ROGERS, D.S., 1989 – Multiphase mineralization in concordant and discordant gold veins, Dome Mine, South Porcupine, Ontario, Canada. Economic Geology; Monograph 6, pages 112-123.
- ROBERT, F., 1990 – Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi belt, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 26, pages 2661-2575.
- ROCHELEAU, M., 1980 – Stratigraphie et sédimentologie de l'Archéen dans la région de Rouyn, Abitibi, Québec. Université de Montréal, Montréal, Québec; thèse de doctorat, 313 pages.
- SANERO, E. – GOTTARDI, G., 1968 – Nomenclature and crystal chemistry of axinites. American Mineralogist; Volume 53, pages 1407-1411.
- SAVOIE, A. – TRUDEL, P. – SAUVÉ, P. – PERREAULT, G., 1990 – Géologie de la mine Doyon, Cadillac, Québec. In: La ceinture polymétallique du nord-ouest québécois. Synthèse de 60 ans d'exploration minière. Canadian Institute of Mining; Special Paper 43, pages 401-42.

- SHARP, Z.D. – ESSENE, E.J. – KELLY, W.C., 1985 – A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages. *Canadian Mineralogist*; Volume 23, pages 517-534.
- THURSTON, P.C. – CHIVERS, K.M., 1990 – Secular variation in Greenstone sequence Development Emphasizing Superior Province, Canada. *Precambrian Research*; Volume 46, pages 21-58.
- TOURIGNY, G. – HUBERT, C. – BROWN, A.C. – CRÉPEAU, R., 1989 – Structural control of gold mineralization at the Bousquet mine, Abitibi, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; Volume 26, pages 157-175.
- WILSON, M.E., 1962 – Rouyn-Beauchastel areas, Quebec. *Geological Survey of Canada*; Memoir 315.

Partie B

Géologie et patrons d'altération d'un gisement d'or disséminé associé à une zone de cisaillement ductile: le gisement Francoeur n° 3

*Jean-François Couture
Pierre Pilote*



RÉSUMÉ

Le gisement Francoeur n° 3 est localisé à environ 15 km au sud-ouest de la ville de Rouyn-Noranda. Il fait partie de plusieurs gisements d'or mésothermaux similaires reconnus le long de la zone de cisaillement Francoeur-Wasa, une faille de second ordre probablement reliée à la faille de Cadillac.

La minéralisation aurifère est entièrement encaissée à l'intérieur d'une zone de cisaillement ductile, principalement constituée de disséminations de pyrite, à l'intérieur de zones tabulaires de remplacement hydrothermal. La résultante est une roche métasomatique de couleur beige, très finement grenue et composée de l'assemblage carbonate-albite-pyrite. Le minerai ainsi formé se présente dans toutes les lithologies connues à la mine: andésite, gabbro et dyke d'albitite.

Il y a trois types d'altération présents dans le gisement. Par ordre chronologique, ce sont: 1) une altération diffuse en carbonate, hématite et muscovite qui affecte toute la largeur de la zone de cisaillement, 2) une altération en albite et pyrite étroitement associée aux zones aurifères, puis 3) une altération tardive en sulfate qui recoupe la minéralisation aurifère. Les assemblages d'altération montrent une distribution différente suggérant une évolution chronologique des interactions fluide-roche. Le stade initial d'altération est caractérisé par l'hydrolyse des silicates et des oxydes métamorphiques pour former les carbonates, l'hématite et la muscovite, le tout résultant en des gains nets en CO₂, K, Rb et TiO₂. Par la suite, la muscovite et l'hématite sont remplacées par l'albite et la pyrite, entraînant le lessivage du K₂O et du Rb et provoquant des enrichissements importants en Na₂O, S, W, et Au. Ces deux types d'altération sont ensuite recoupés par des veinules de gypse et d'anhydrite, elles-même associées à de petites failles fragiles et tardives qui marquent probablement la fin de l'activité hydrothermale à l'intérieur de la zone de cisaillement Francoeur-Wasa.

Il est suggéré que la précipitation de l'or s'est produite en réponse aux changements des conditions physico-chimiques du fluide induits par l'interaction progressive de ce fluide avec les roches encaissantes. L'action combinée de l'augmentation de *fO*₂ et de $\alpha(\text{Na}^+/\text{K}^+)$, ainsi que la réduction de la *fH₂S* et du pH ont modifié la solubilité de l'or et forcé sa précipitation dans le faciès d'altération pyrite-albite. Cette hypothèse concorde avec les données isotopiques préliminaires qui indiquent que la pyrite des zones aurifères est appauvrie en $\delta^{34}\text{S}$ (-10,5 ± 0,8 ‰) comparativement à celle des parties stériles de la zone de cisaillement.

L'absence de veines de quartz-carbonate et la présence d'une minéralisation disséminée de type remplacement à la mine Francoeur suggèrent que les fluides hydrothermaux ont percolé sous un gradient hydraulique constant. Ce régime d'écoulement est très différent de celui présumé pour la formation des gisements mésothermaux de type veine de quartz, où des variations rapides de pression hydrostatique semblent avoir contrôlé la migration des fluides, l'altération des éponges et la précipitation de l'or.

REMERCIEMENTS

Nous désirons remercier Les Mines Richmont inc., anciennement Ressources minières Rouyn inc. pour nous avoir autorisé l'accès aux infrastructures souterraines ainsi qu'à toutes leurs données géologiques. Nos remerciements s'étendent plus spécifiquement à M. Alain Vachon chef géologue à l'époque où les travaux ont été réalisés, ainsi qu'à MM Edmond Legault, Fernand Pouliot et toute l'équipe de la mine Francoeur. Sans leur support, cette étude n'aurait pas été possible. Des commentaires judicieux ainsi que des discussions avec Keiko Hattori, James Moorhead et Francis Chartrand ont aidé à améliorer la version originale de ce manuscrit. Les données des isotopes du S, du C et de l'O ont été obtenues de R. Moritz par un contrat de recherche alloué au Centre géoscientifique de Québec, par le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.

Table des matières

	Page
INTRODUCTION	41
GÉOLOGIE RÉGIONALE	43
GÉOLOGIE LOCALE	45
Lithologies	46
Structure	48
Minéralisation	49
ALTÉRATION HYDROTHERMALE	53
Assemblages métamorphiques	53
Assemblages de la minéralisation	53
Assemblages postminéralisation	53
Distribution des assemblages d'altération	54
GÉOCHIMIE DES ALTÉRATIONS	55
Introduction	55
Étude qualitative	55
Résultats	55
Étude quantitative	61
Roche parente en fonction de l'assemblage hématite-muscovite	61
Assemblage hématite-muscovite en fonction de pyrite-albite	61
Discussion	64
DONNÉES ISOTOPIQUES PRÉLIMINAIRES	65
Composition isotopique du S de la pyrite	65
Composition isotopique de l'O et du C des carbonates	67
Discussion	67
DISCUSSION ET CONCLUSIONS	69
Solubilité de l'or et patrons d'altération	69
Altération potassique contre altération sodique	69
Oxydation du fer et réduction du soufre	69
Chronologie relative des événements	69
Conclusion	70
RÉFÉRENCES	73

Introduction

Le métasomatisme qui accompagne les processus hydrothermaux lors de la précipitation des métaux est une conséquence des changements physicochimiques provoqués par la circulation des fluides eux-mêmes au travers des roches. Les changements minéralogiques et chimiques dans les roches adjacentes à la minéralisation enregistrent donc les interactions fluides-roche durant le métasomatisme. Ainsi l'étude de ces changements constitue un outil important pour la compréhension de la genèse des gisements hydrothermaux.

L'altération hydrothermale est une caractéristique importante des gisements d'or mésothermaux archéens. Elle a été le sujet de nombreuses études détaillées. Bien qu'elle soit grandement fonction de la lithologie affectée, ces études ont démontré la fixation massive de CO_2 , H_2O , S et d'alcalis dans les lithologies hôtes durant le métasomatisme (Kerrich, 1983; Colvine *et al.*, 1988). Pour la vaste majorité des gisements, les patrons d'altération sont caractérisés par un enrichissement en K_2O et un lessivage en Na_2O . Toutefois, dans plusieurs gisements (e.g. Chadbourne, East Malartic, Kerr-Addison) la minéralisation aurifère est associée à des zones d'altération potassique et sodique. Ces patrons d'altération indiquent des variations dans l'activité du K^+ et du Na^+ telle que la stabilisation de l'albite au détriment de la muscovite (Kerrich, 1983; Kishida et Kerrich, 1987). L'étude détaillée de l'évolution des processus d'altération aide à la

compréhension des échanges chimiques conduisant à la précipitation de l'or et permet de définir les conditions chimiques ambiantes présentes au moment de la formation de la minéralisation. Les principaux facteurs contrôlant la précipitation de l'or peuvent alors être établis, permettant ainsi l'identification de guides d'exploration locaux ou régionaux.

Le gisement Francoeur n° 3 est un gisement d'or mésothermal de type remplacement localisé à l'intérieur d'une zone de cisaillement ductile majeure. Ce gisement est caractérisé par des enveloppes d'altération très bien développées ainsi que par l'absence de veines de quartz-carbonate aurifères. Cet article décrit la géologie du gisement Francoeur n° 3 et les patrons d'altération associés à la minéralisation aurifère. En premier lieu le contexte géologique du gisement est présenté, suivi d'une étude de l'altération hydrothermale associée à la minéralisation aurifère. Finalement, une discussion sur l'évolution de l'altération hydrothermale ayant pour but de démontrer son impact sur la solubilité et la précipitation de l'or dans les zones minéralisées est développée.

Cette étude est basée sur la cartographie détaillée des galeries et chantiers accessibles de la mine, aux niveaux 9, 10 et 11 du puits Wasamac n° 2. Ces données ont été complétées par des échantillons prélevés dans les sondages disponibles.

Géologie régionale

Le gisement Francoeur n° 3 est localisé à environ 15 km au SW de la ville de Rouyn-Noranda, une région minière principalement reconnue pour ses gisements volcanogènes de sulfures massifs. Ce district minier a produit plus de 125 tonnes métriques (4 millions d'onces Troy ou 124 000 kg) d'or de 20 gisements où l'or représentait la principale substance extraite (Couture, 1991). Sans compter les gisements du secteur de Cadillac, la production et les réserves sont estimées à plus de 300 tonnes métriques d'or c'est-à-dire à environ 10 millions d'onces Troy ou 310 000 kg.

La géologie du district de Rouyn-Noranda a été décrite par de nombreux auteurs (Dimroth *et al.*, 1982, 1983a et 1983b; Gélinas *et al.*, 1983; Péloquin *et al.*, 1990) et par conséquent nous n'en présentons qu'un bref résumé. La région de Rouyn-Noranda est constituée des volcanites du Groupe de Blake River qui forment un complexe volcanique central caractérisé par une séquence bimodale composée d'unités d'andésite-rhyolite d'affinité calco-alcaline ou tholéitique (Péloquin *et al.*, 1990). Les roches du Groupe de Blake River sont délimitées au nord par la zone de faille Porcupine-Destor-Parfouru et au sud par la Faille de Cadillac. La partie SW du Groupe de Blake River est recouverte, en discordance par les roches sédimentaires protérozoïques du Groupe de Cobalt.

Dans la région d'Arntfield (figure B-1), toutes les unités lithologiques font face au nord et sont orientées approximativement ouest à WNW. Leur pendage est fort à modéré vers le nord. Les roches métavolcaniques

ont été injectées de deux grands types de roches intrusives. D'abord par des filons-couches et des stocks synvolcaniques de gabbro-diorite, ensuite par des stocks posttectoniques de syénite et leurs cortèges de dykes associés. Toutes ces lithologies, à l'exception des syénites ont été métamorphisées au faciès des schistes verts inférieur. Dans cette partie du camp minier, la faille de Cadillac est totalement recouverte par les roches protérozoïques (figure B-1). Au nord de la position présumée de la faille de Cadillac, la zone de cisaillement Francoeur-Wasa est le plus important trait structural du secteur. Il s'agit d'une faille de chevauchement de type ductile-fragile probablement reliée à la faille de Cadillac. La faille est caractérisée par une large zone de mylonitisation accompagnée d'une intense altération hydrothermale.

Le gisement Francoeur n° 3 est le plus gros d'une série de gisements localisés à l'intérieur de ce plan de faille sur une distance de plus de 10 km (figure B-1). Ces gisements sont, de l'ouest vers l'est, la zone Cutting et les gisements nos 1, 2 et 3 de mine Francoeur et Arntfield, les gisements Wasamac Principal, nos 1 et 2 ainsi que le gisement Wingaite. La quantité d'or métal (production et réserves) de ces gisements est estimée à environ 45 tonnes métriques. Bien que leur encaissant local diffère, la morphologie et la nature de tous ces gisements sont très similaires. La minéralisation type est constituée de disséminations de pyrite et d'or dans des roches cisaillées et fortement carbonatisées.

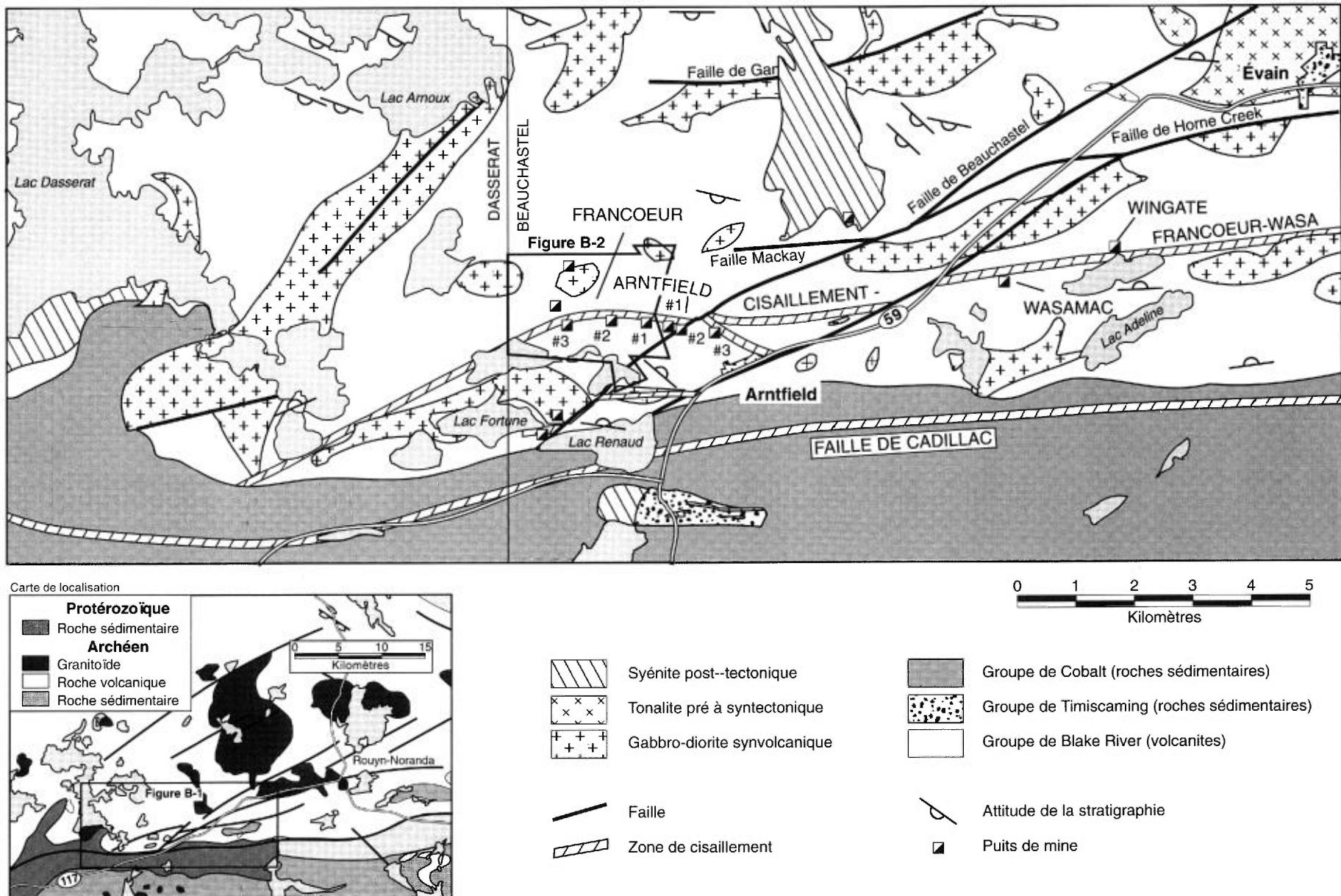


FIGURE B-1 – Géologie de la région d'Arntfield et localisation des gisements le long du cisaillement Francoeur-Wasa.

Géologie locale

Aux alentours du gisement Francoeur n° 3 (figure B-2), le cisaillement Francoeur-Wasa recoupe une épaisse unité d'andésite d'affinité calco-alcaline (Cou-

ture *et al.*, 1991). En profondeur, la zone de cisaillement découpe la limite sud d'un petit stock synvolcanique de gabbro-diorite (figure B-3). Le gisement

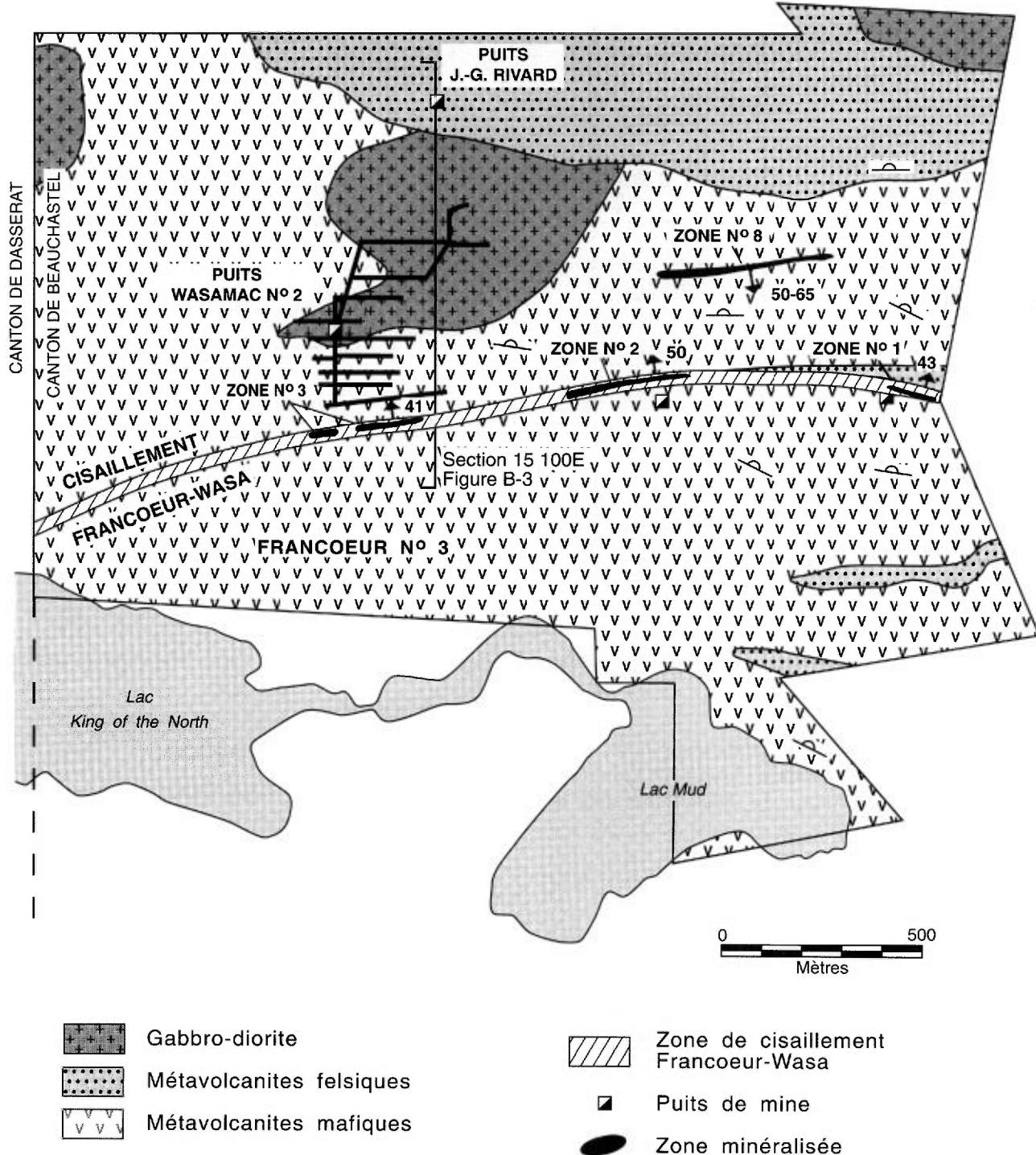


FIGURE B-2 – Géologie de la propriété de la mine Francoeur (modifiée de Bugnon, 1982).

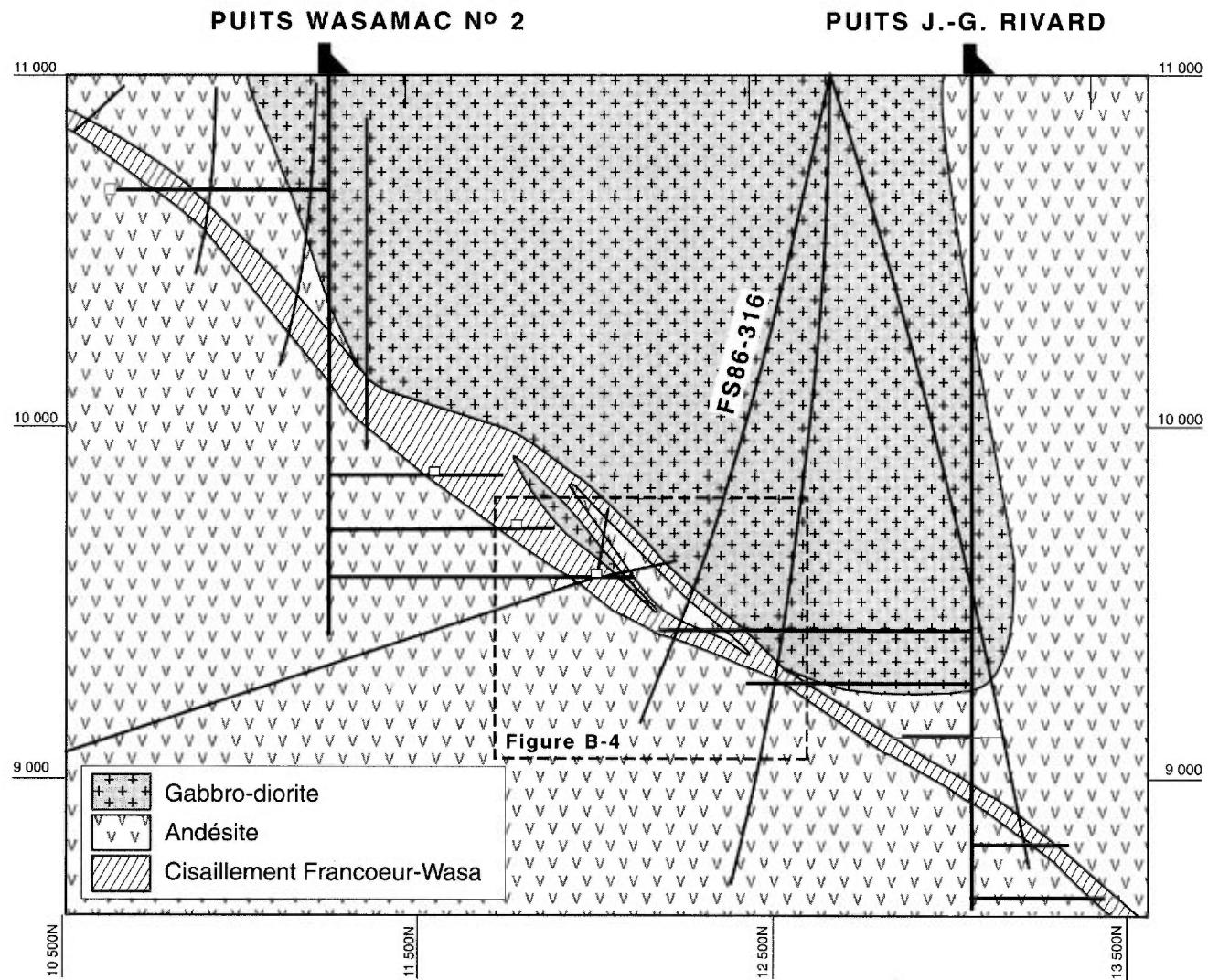


FIGURE B-3 – Section transversale (15 100E) du gisement Francoeur n° 3, vue vers l'ouest. Voir figure B-2 pour la localisation de la section.

Francoeur n° 3 est un gisement composite constitué de trois zones de minerai distinctes inscrites à l'intérieur de la faille Francoeur-Wasa. La figure B-4 montre la zone Sud ou Principale qui s'étend de la surface jusqu'au niveau 13 le long du mur de la faille; la zone Nord localisée plus en profondeur le long du toit de la faille depuis le niveau 9 jusqu'au-delà de la limite de la propriété, et la zone 11-20 limitée entre les niveaux 9 et 12, le long de la bordure nord d'un copeau de gabbro déformé et baignant dans la faille. La minéralisation s'étend donc sur plus de 1 200 m le long du pendage de la faille. Sur un même niveau chaque zone de minerai n'a pas été exploitée latéralement sur plus de 275 m de longueur et l'épaisseur moyenne des chantiers d'abattage est d'environ 2 à 4 m. Les zones de minerai ont la forme d'un cigare dont le grand axe est parallèle à la plongée de la linéation d'étiement mesurée à l'intérieur de la faille, tel qu'élaboré plus bas.

Lithologies

Dans la mine, il n'y a que trois lithologies principales. La lithologie dominante est une roche volcanique andésitique d'affinité calco-alcaline. Cette lithologie est l'hôte de la zone de cisaillement (figure B-3). Toutefois, entre les niveaux 8 et 13, le toit de la structure minéralisée principale est constitué d'une roche intrusivemoyennement grenue de composition gabbroïque. La troisième lithologie d'importance est constituée de dykes d'albitite rouges. Ce sont des dykes étroits (1 à 2 m d'épaisseur), droits et non foliés. Ils recoupent l'andésite et le schiste mylonitique du cisaillement Francoeur-Wasa. Présentement aucun dyke d'albitite n'est connu dans le gabbro. À l'extérieur de la zone de cisaillement, les dykes d'albitite ont une orientation moyenne E-W et leur pendage est abrupt vers le sud (figure B-4). Toutefois, à l'intérieur de la zone de

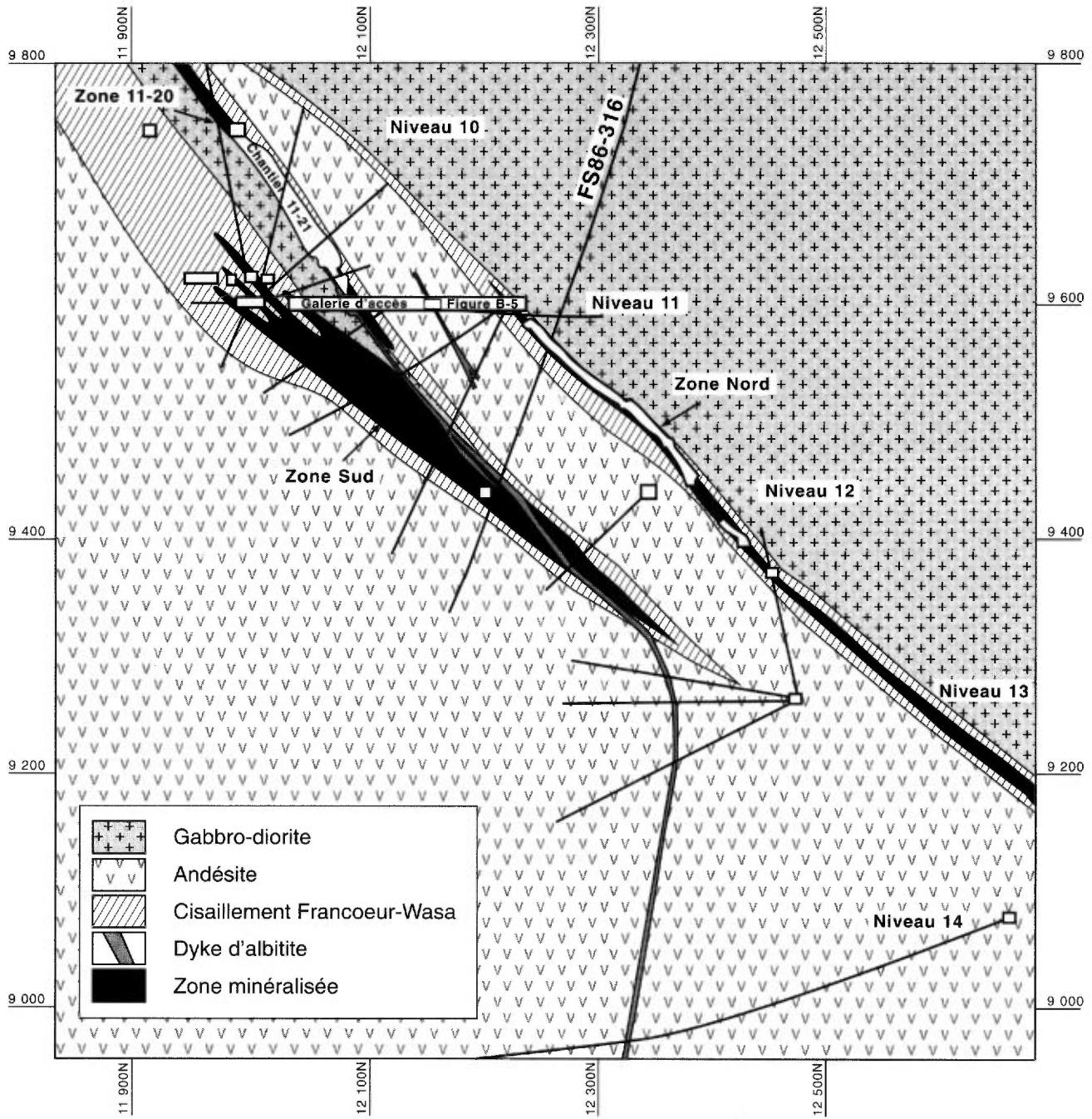


FIGURE B-4 – Section transversale détaillée (15 200E) du gisement Francoeur n° 3, vue vers l'ouest, et localisation du sondage FS 86-316. Voir figure B-3 pour la localisation de la section.

cisaillement ces dykes recoupent la foliation mylonitique selon un angle faible et leur pendage est plutôt modéré vers le nord. Malgré leur faible épaisseur, ils sont également très persistants. L'un d'eux recoupe toute la zone de cisaillement et a été suivi sur plus de 300 mètres le long de son pendage (figure B-4). Les dykes d'albitite ne sont pas significatifs en volume mais n'en sont pas moins importants car ils montrent une association spatiale particulière avec les zones minéralisées (figure B-4). Ceux-ci sont constitués principalement d'albite et de quantités mineures de quartz,

carbonate, hématite et pyrite. Ils sont typiquement injectés de nombreuses veines d'extension stériles remplies de quartz, carbonate, pyrite et localement de tourmaline (figure B-5b). Leur couleur rouge intense provient d'une très fine poussière d'hématite disséminée dans la roche. Au niveau 11, un de ces dykes d'albitite est injecté dans un copeau d'andésite peu déformé et relativement peu altéré (figures B-4 et B-5b). L'hématitisation de ce dyke est toute aussi intense que celle des dykes injectés dans les parties les plus altérées et déformées de la zone de cisaillement.



FIGURE B-5 – a) Photographie d'un petit dyke d'albitite légèrement plus incliné que la foliation mylonitique. Niveau 11, mur est de la zone 11-20. b) Photographie d'un dyke d'albitite injecté dans un copeau d'andésite peu déformé et peu altéré. Niveau 11, mur est de la galerie d'accès à la zone Nord. Ce dyke est recoupé par de nombreuses veinules d'extension stériles très caractéristiques (voir figure B-4 pour la localisation du dyke).

Structure

Dans la mine, la zone de cisaillement Francoeur-Wasa constitue le principal trait structural. Son orientation est E-W et son pendage d'environ 45° vers le nord (figure B-6). Dans les ouvertures souterraines, l'épaisseur de la zone de cisaillement varie d'environ 20 mètres près de la surface à plus de 80 mètres à l'endroit où elle recoupe le stock de gabbro-diorite (figure B-3). Cette faille est caractérisée par le développement d'une forte fabrique mylonitique et d'une intense altération hydrothermale lesquelles détruisent complètement les structures et textures primaires (figure B-7). Les deux contacts de la zone de cisaillement sont nets et bien définis. Ils sont marqués par une augmentation abrupte de l'intensité de la foliation en dedans de quelques mètres. L'intense altération hydrothermale est limitée au schiste mylonitique et constitue donc un excellent marqueur pour délimiter la zone cisaillée dans les forages.

La zone de cisaillement est également hétérogène. Des copeaux allongés, peu déformés et relativement peu altérés, baignent dans le schiste mylonitique. La grosseur de ces copeaux de roche, dont la composition est celle des lithologies encaissant la faille, varient de quelques centimètres à plus de 100 mètres (figure B-3).

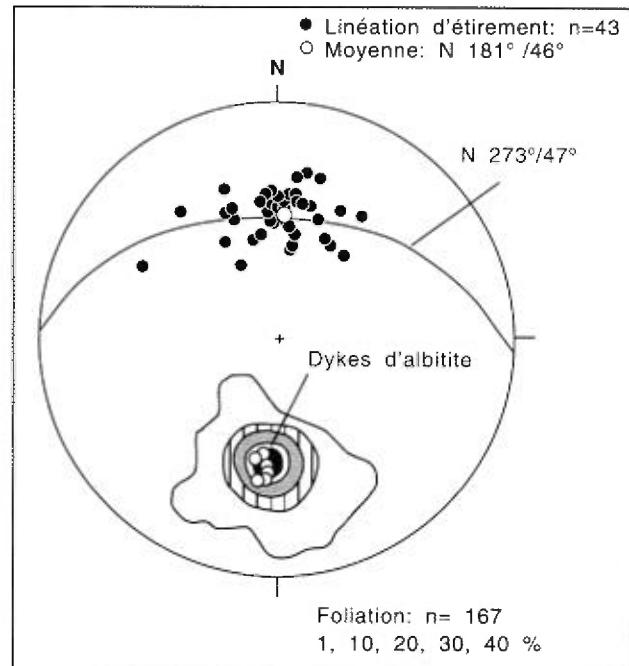


FIGURE B-6 – Compilation des éléments structuraux de la zone de cisaillement Francoeur-Wasa mesurés dans le gisement Francoeur n° 3. Projection équaire de la foliation mylonitique principale et des linéations minérales et d'éirement associées.

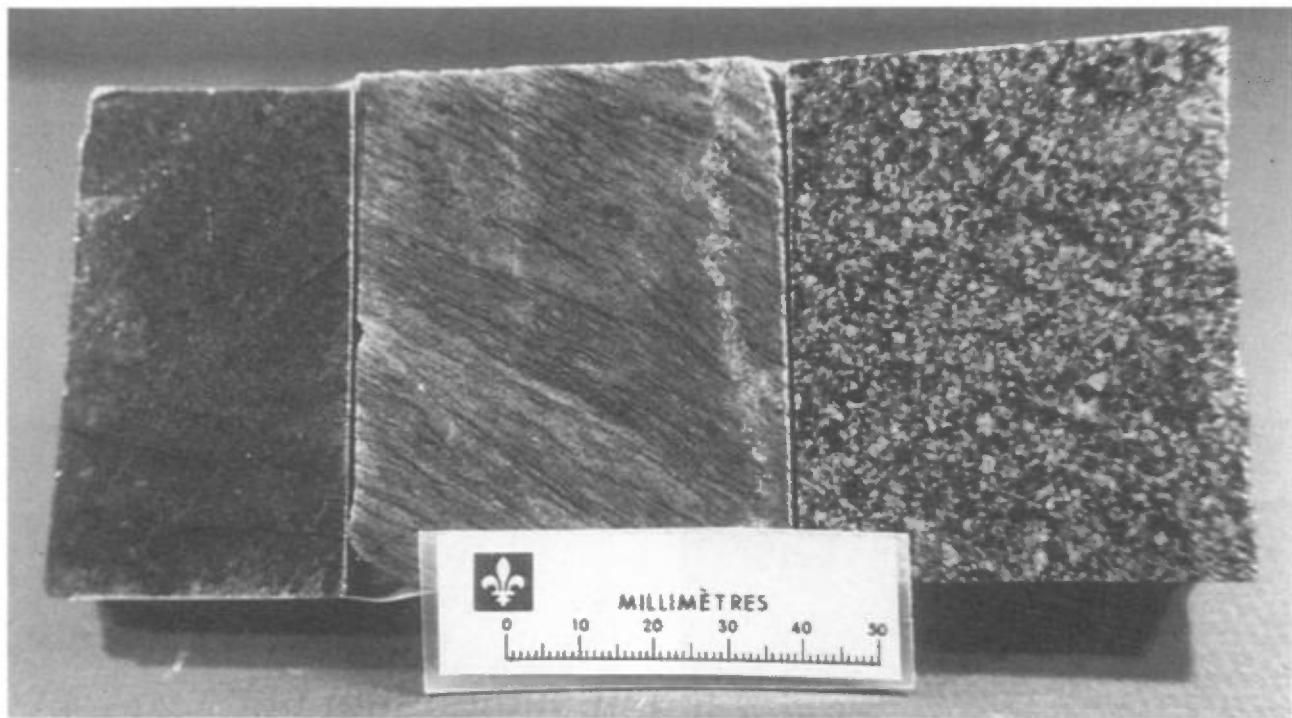


FIGURE B-7 – Texture mésoscopique caractéristique des lithologies de la mine:
 a) andésite,
 b) schiste mylonitique du cisaillement Francoeur-Wasa, et c) gabbro.

La fabrique mylonitique est imprégnée d'une très forte linéation d'étirement qui plonge, en moyenne, à 45° vers le nord (figure B-6). Ces mesures suggèrent que la principale composante du mouvement est dans le sens du pendage du cisaillement Francoeur-Wasa. Les indicateurs cinématiques sont nombreux et à toutes les échelles. Les ombres de pression asymétriques (figure B-8a), les fabriques de type C-S (figure B-8b), la rotation de marqueurs, les "shear bands" ainsi que la vergence de la foliation autour de failles secondaires indiquent tous des mouvements inverses. Le rejet net n'est pas connu.

La fabrique mylonitique est fréquemment découpée par une série de petites failles fragiles, subhorizontales et tardives. Le déplacement de la fabrique mylonitique autour de celles-ci indique que ce sont des failles d'extension.

Minéralisation

Dans chaque zone de minerai, la minéralisation typique forme des corps tabulaires et lenticulaires remplaçant la fabrique mylonitique (figure B-9). Les *bandes beiges* (BB) ont jusqu'à 1 mètre d'épaisseur et sont composées de carbonate, d'albite, de 5 à 20 % de pyrite finement disséminée ainsi que de quantités mineures de quartz, de rutile et de séricite. Cette roche est habituellement développée dans les parties les plus intensément déformées et altérées de la zone de cisaillement. Toutefois, dans quelques chantiers de la zone

Nord entre le 11ème et le 13ème niveau, des BB ont été observées en contact non faillé avec le gabbro relativement peu altéré. Les BB ne montrent pas de préférence pour un type lithologique particulier de sorte qu'elles sont développées dans l'andésite, le gabbro ou les dykes d'albitite. La nature des contacts avec le schiste encaissant est variable. Généralement l'un des deux est faillé alors que l'autre peut être franc ou graduel. (figure B-9). Ces bandes beiges (BB) montrent également une grande variété de textures, depuis la microbrèche foliée jusqu'à une roche laminée très finement grenue et plus commune (figure B-10). La teneur du minerai dans ces bandes beiges varie de 20 à 40 g/t Au, mais peut atteindre localement jusqu'à 50 g/t. L'or est sous la forme native et habituellement très fin (moins de 30 µm). Les grains d'or sont souvent associés aux petits phénocristaux de pyrite, mais une grande proportion (~50 %) est également disséminée dans la matrice de carbonate et d'albite très finement recristallisée. Le rapport Au: Ag est très élevé (Au: Ag = 16:1; moyenne de 47 analyses au microscope électronique).

Bien que les BB constituent la minéralisation la plus caractéristique de la mine Francoeur, une minéralisation subordonnée est également disséminée dans le schiste mylonitique adjacent aux bandes beiges (BB), ou encore dans de petites veinules d'altération. Le gabbro qui constitue le toit de la zone de cisaillement est lui aussi localement fracturé, altéré et minéralisé, et plus particulièrement lorsqu'en contact avec les bandes beiges (BB).

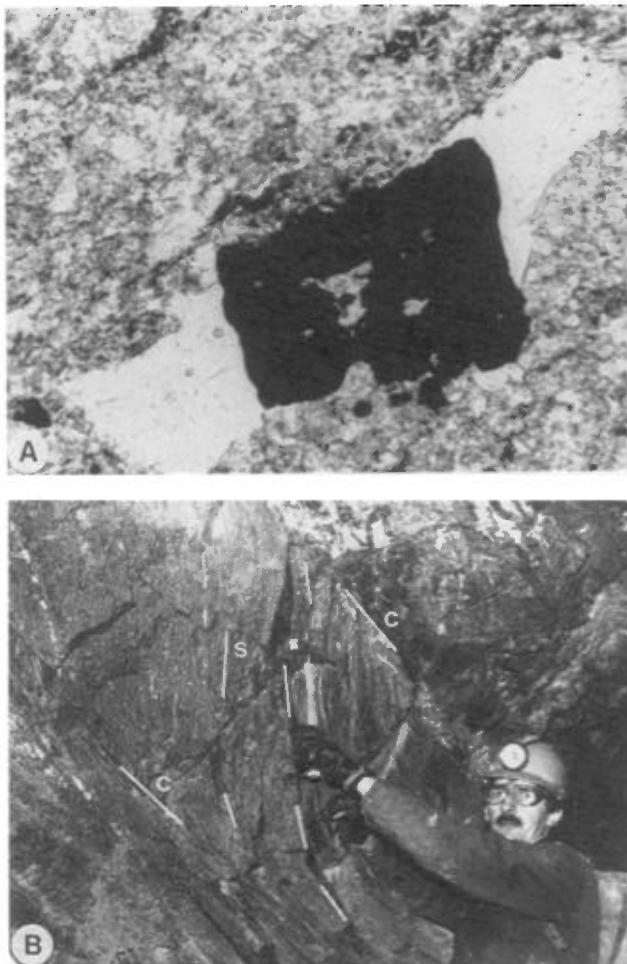


FIGURE B-8 – a) Photomicrographie d'un porphyroblaste de pyrite montrant des ombres de pression asymétriques. b) Photographie d'une coupe verticale transversale (vue vers l'ouest) de la partie supérieure du chantier 11-21 (voir figure B-4). Structure de type C-S de grande échelle (C = plan C et S = plan S).

La pyrite est le principal sulfure présent dans les bandes beiges (BB). Elle forme de petits cristaux ($<100 \mu\text{m}$) isolés et disséminés ou plus rarement de petits agrégats allongés. Dans les lames minces coupées parallèlement à la linéation d'étirement, on observe au microscope que les plus gros cristaux de pyrite sont xénoblastiques et montrent communément des ombres de pression asymétriques (figure B-8a) lesquelles contiennent occasionnellement de l'or libre. Ces xénoblastes de pyrite renferment également plusieurs fines inclusions ($<30 \mu\text{m}$) d'or, d'hématite, et plus rarement de chalcopyrite, de rutile et de melonite (NiTe_2). Les plus petits cristaux de pyrite sont idioblastiques et ne renferment pas d'inclusions. Dans le schiste mylonitique adjacent, la pyrite est plus grossièrement grenue et idioblastique.

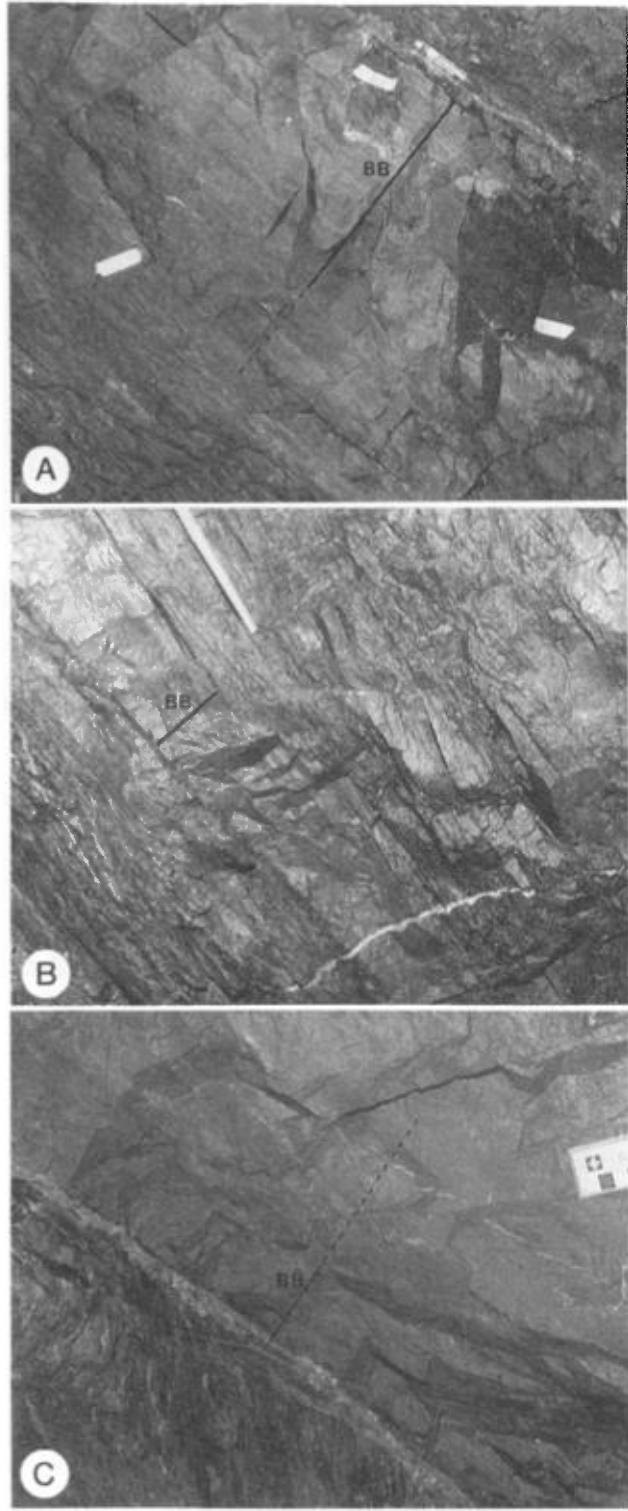


FIGURE B-9 – Relation mésoscopique entre les horizons de bandes beiges (BB) et le schiste mylonitique encaissant.

- Coupe verticale, vue vers l'ouest du chantier 10-06, de la zone sud.
- Coupe verticale, vue vers l'ouest de la galerie d'accès à la zone nord (le marteau a environ 45 cm de longueur).
- Coupe verticale, vue vers l'ouest du niveau 10 de la zone nord.

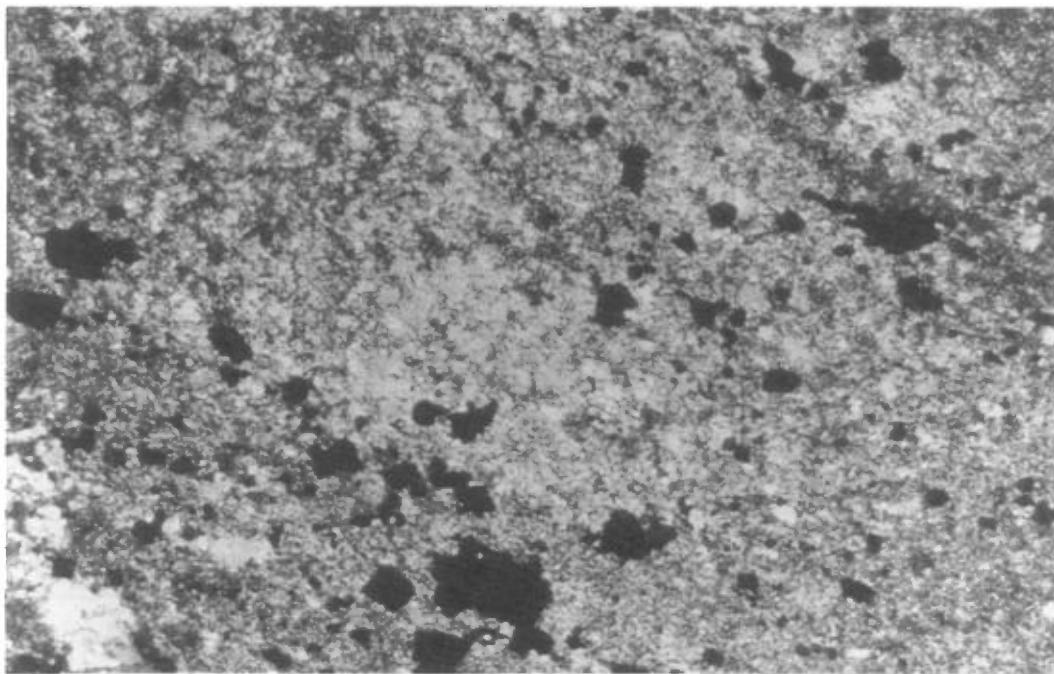


FIGURE B-10 – Texture microscopique caractéristique des bandes beiges (BB).
Py = pyrite, M = matrice de carbonate-albite.

Altération hydrothermale

L'altération hydrothermale est restreinte au schiste mylonitique de la zone de cisaillement Francoeur-Wasa. Dans les copeaux d'andésite et de gabbro baignant dans la faille ainsi que près des bordures, les assemblages métamorphiques sont préservés. La texture intergranulaire primaire des dykes d'albitite est généralement préservée, mais localement ceux-ci sont également cisaillés altérés, et minéralisés (figure B-11).

Les paragenèses de l'altération seront décrites en utilisant uniquement leurs minéraux diagnostiques. En raison de leur association spatiale avec la minéralisation aurifère, ces associations minérales sont: les assemblages métamorphiques, les assemblages de la minéralisation et les assemblages postminéralisation. Les assemblages de la minéralisation sont très similaires aux assemblages d'altération du stade avancé décrits à la mine Kerr-Addison (Kishida et Kerrich, 1987).



FIGURE B-11 – Photographie montrant une coupe verticale avec vue vers l'ouest d'un dyke d'albitite cisaillé, altéré et minéralisé. Niveau 10 de la zone 11-20 (le protecteur de lentille au centre de la photographie indique l'échelle).

Assemblages métamorphiques

Les assemblages métamorphiques antérieurs à la minéralisation sont préservés à l'extérieur de la zone de cisaillement ainsi que dans les copeaux baignant dans la zone de faille. L'andésite et le gabbro sont typiquement composés d'actinote, de chlorite, d'albite et d'épidote avec des quantités mineures d'oxydes et de calcite (figures B-7a et b). La chlorite ainsi que l'albite sont localement préservées dans le schiste mylonitique faiblement altéré.

Assemblages de la minéralisation

L'altération qui est reliée à la minéralisation aurifère est composée de deux assemblages de minéraux distincts. L'altération la plus caractéristique imprime au schiste mylonitique sa couleur orangée distinctive et est constituée de l'assemblage carbonate-hématite-muscovite. Cet assemblage forme une altération diffuse remplaçant les minéraux métamorphiques. Accessoirement cette paragenèse renferme également du quartz et des oxydes de titane. Un reliquat de chlorite métamorphique est parfois préservé dans le schiste mylonitique du protolithe andésitique, mais son abondance relative décroît très rapidement avec l'augmentation de l'intensité de l'altération. La roche affectée par ce type d'altération est anomalique en or mais ne constitue pas du minerai.

Le second type d'altération est caractérisé par la co-existence de la pyrite, du carbonate et de l'albite et par la disparition de l'hématite et de la muscovite. Les bandes beiges (BB) riches en or représentent le faciès le plus typique de ce type d'altération. Des quantités mineures de rutile et de quartz et des traces de muscovite sont également présentes dans cet assemblage. La muscovite, lorsque présente, forme une étroite intercroissance avec les porphyroblastes de pyrite. Habituellement l'hématite est totalement absente de ce faciès d'altération bien qu'elle soit parfois présente sous forme de petites inclusions à l'intérieur des plus gros porphyroblastes de pyrite ou dans les porphyroblastes de schiste mylonitique.

Assemblages postminéralisation

Un troisième type d'altération est constitué de veinules d'extension fibreuses remplies par des sulfates, des carbonates et plus rarement de l'hématite. Le gypse est le principal sulfate mais occasionnellement des reliquats d'anhydrite sont également présents. Ces étroites veines sont droites et persistantes. Elles sont restreintes à la zone de cisaillement et recoupent toutes les lithologies de même que les BB riches en or. Ces veinules sont stériles et occupent deux réseaux géométriques contemporains, un premier parallèle à la fissilité du schiste et le second plus ou moins orthogonal.

Étant présent dans les trois types d'altération, le carbonate n'est donc pas un minéral diagnostique. Par conséquent, nous avons préféré utiliser des minéraux caractéristiques dans la dénomination des types d'alté-

ration, en l'occurrence les assemblages hématite-muscovite, pyrite-albite et sulfate-hématite.

Distribution des assemblages d'altération

Les assemblages d'altération associés à la minéralisation ont une distribution différente à l'intérieur de la zone de cisaillement. L'assemblage d'altération hématite-muscovite affecte toute la largeur de la zone de cisaillement. Le schiste mylonitique typique (figure B-7b) est principalement composé de cet assemblage. L'hématite et la muscovite forment des intercroissances qui définissent la foliation. L'assemblage pyrite-albite, quant à lui, est confiné à l'intérieur d'étroits segments lenticulaires (de 1cm à 1m d'épaisseur; figure B-9) de la zone de cisaillement, lesquels sont associés de façon spatiale au minerai aurifère. Les

minéraux de cet assemblage recoupent et remplacent ceux du schiste mylonitique montrant l'assemblage d'altération hématite-muscovite. Dans de rares cas toutefois, les BB (caractéristique de l'assemblage pyrite-albite) se présentent en contact direct avec une roche ne montrant pas l'altération hématite-muscovite. En effet, dans le toit de la zone Nord, des bandes (BB) montrent des contacts nets et graduels avec un gabbro relativement peu altéré.

Les veinules de sulfates et carbonates sont associées au réseau de petites failles fragiles d'extension. Elles recoupent deux autres assemblages d'altération et par conséquent sont postérieures à la minéralisation aurifère. Ce dernier épisode d'altération n'est peut être pas relié à la séquence métasomatique qui a conduit à la mise en place de la minéralisation aurifère. Pour cette raison, il n'en sera pas question dans l'étude géochimique qui suit.

Géochimie des altérations

Introduction

Pour bien comprendre les variations latérales des types d'altération au travers la zone de cisaillement, le sondage FS86-316 fut systématiquement échantillonné (figure B-3). Les échantillons renfermant des veinules de sulfates ont été rejetés. À l'élévation où le sondage FS86-316 traverse la zone de cisaillement (figure B-4), la zone Sud est entièrement encaissée par l'andésite alors que la zone Nord est bordée au sud par l'andésite et au nord par le gabbro. Les données géochimiques sont présentées au tableau B-1. Les compositions moyenne des deux principaux types d'altération reliés à la minéralisation ainsi que celles de leur protolith respectif (tableau B-2) ont été obtenues en faisant la moyenne arithmétique de plusieurs échantillons. Ces données lithogéochimiques sont analysées d'abord qualitativement, puis selon une approche quantitative plus rigoureuse.

Étude qualitative

L'altération hydrothermale associée à la minéralisation aurifère peut être décrite en terme d'une augmentation relative du contenu en carbonate, muscovite et albite. Ces variations modales correspondent respectivement à un enrichissement en CO_2 , K et Na. La formation du carbonate d'un fluide aqua-carbonique est contrôlée par la disponibilité des cations bivalents de Ca, Fe et Mg provenant de la roche encaissante. En ce sens, le rapport molaire $\text{CO}_2/(\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Mg})$ peut donc être un bon indice du degré de carbonatisation d'une roche.

Dans les environs du gisement, l'aluminium est présent principalement dans la chlorite, l'actinote, la muscovite et l'albite. Toutefois, la chlorite et l'actinote disparaissent rapidement avec l'augmentation de l'altération. En plus du contenu en K et en Na, la formation de muscovite et d'albite est également limitée par la disponibilité de l'Al dans les roches. Dans le gisement Francoeur n° 3, la muscovite des deux faciès d'altération a un rapport molaire K/Al de 2,5. En assumant la composition idéale de l'albite (elle est généralement trop finement grenue pour être analysée à la microsonde), son rapport molaire Na/Al est de 1. Il s'ensuit que la saturation relative en muscovite et en albite sera respectivement indiquée par des rapports molaires $2,5 \text{ K/Al} = 1$ et $\text{Na/Al} = 1$. Pour les roches dont la chlorite et l'actinote sont les principales phases alumineuses, la somme de ces rapports $(2,5\text{K}+\text{Na})/\text{Al}$ devrait être proche de 0.

Nous avons utilisé ces quatre indices de saturation, afin d'analyser la distribution relative des types d'altération à travers le cisaillement Francoeur-Wasa. La figure B-12 présente la relation entre les indices de saturation en carbonate et en alkalis ainsi que les abondances absolues en S, W et Au tracées sur un profil du sondage FS86-316.

Résultats

La zone de cisaillement Francoeur-Wasa est délimitée de manière très nette par les indices de saturation en CO_2 et alkalis. L'indice de saturation en CO_2 montre une augmentation abrupte dans la zone de cisaillement indiquant une très forte carbonatisation à travers toute la largeur du cisaillement. Parallèlement, l'indice de saturation en alkalis montre un comportement opposé suggérant que la destruction de la chlorite à l'intérieur de la zone de cisaillement est peut être associée à la carbonatisation.

Les indices de saturation en alkalis montrent un accroissement général à l'intérieur de la zone de cisaillement, mais leur comportement respectif est opposé. Le profil du rapport molaire Na/Al montre des pics étroits bien définis lesquels correspondent à des zones préférentiellement riches en Au, W et S. Par opposition, le profil du rapport $2,5\text{K}/\text{Al}$ montre également des pics étroits indiquant des zones de forte séricitisation. Toutefois ces pics correspondent à des zones de faible albitisation où les teneurs en Au, W et S sont basses.

Dans la zone Sud, qui est entièrement encaissée par l'andésite, les patrons de variation des indices de saturation en alkalis montrent une distribution symétrique autour des zones enrichies en Au suggérant une zonation géochimique. Les zones riches en Au correspondent à des zones de forte albitisation et sont entourées par une zone plus large où l'altération en muscovite prédomine.

Les patrons des indices de saturation en alkalis ne montrent pas la même symétrie dans la zone Nord. Dans l'andésite du mur de cette zone minéralisée, les indices de saturation montrent essentiellement le même profil. Le minéral est caractérisé par une zone de forte albitisation qui passe rapidement à une zone de forte séricitisation. Dans le toit de la zone Nord, les deux indices de saturation des alkalis ne suivent pas cette tendance. Ce comportement différent résulte probablement de la composition initiale différente du gabbro ou de ses propriétés rhéologiques.

TABLEAU B-1 – Composition⁽¹⁾ lithogéochimique des échantillons du sondage FS 86-316⁽²⁾. Gisement Francoeur n° 3.

TABLEAU B-1 – (fin)

Faciès ⁽³⁾	Andésite																		
	Prof. ⁽⁴⁾	–		Hm-Mu	Hm-Mu	Trans.	Py-Al	Py-Al	Hm-Mu	Hm-Mu	Hm-Mu	Py-Al	Py-Al	Hm-Mu	Hm-Mu	Hm-Mu	Hm-Mu	P	P
		1 598	1 600	1 604	1 606	1 612	1 616	1 619	1 626	1 628	1 631	1 634	1 640	1 643	1 650	1 684	1 741	1 843	
Densité ⁽⁵⁾	2,84	2,87	2,82	2,72	2,79	2,64	2,79	2,85	2,90	2,86	2,81	2,64	2,72	2,86	2,89	2,85	2,85		
Éléments majeurs (% poids oxyde)																			
SiO ₂	49,42	48,13	45,78	46,42	60,11	62,68	62,25	50,70	52,63	59,69	49,42	56,05	67,39	45,14	54,34	52,63	50,70		
TiO ₂	0,80	0,90	0,77	0,78	0,60	0,62	0,68	1,22	1,08	0,87	0,98	0,87	0,32	1,37	0,98	0,92	1,02		
Al ₂ O ₃	14,36	15,49	13,23	13,04	11,53	13,79	12,47	13,04	11,34	10,58	12,09	10,01	10,96	17,76	15,87	16,25	17,38		
Fe ₂ O ₃ t	6,86	7,93	6,63	7,46	6,38	5,02	6,82	8,76	7,82	6,19	7,41	4,95	3,76	12,15	10,44	8,44	10,29		
MnO	0,13	0,13	0,15	0,13	0,09	0,05	0,06	0,13	0,15	0,12	0,17	0,14	0,09	0,12	0,17	0,12	0,18		
MgO	4,11	4,59	3,55	3,73	1,86	1,26	1,59	2,85	3,13	2,29	2,39	1,19	0,48	7,93	4,69	6,17	5,65		
CaO	6,79	5,54	8,38	7,71	4,10	2,69	2,42	4,69	5,90	4,66	6,53	8,59	5,48	2,14	3,95	5,48	6,53		
Na ₂ O	5,50	3,88	2,97	5,42	5,84	7,31	4,60	4,33	4,43	4,66	6,89	3,84	1,39	2,71	4,62	3,94	3,86		
K ₂ O	1,04	1,93	2,66	1,07	0,42	0,84	1,76	2,01	1,36	0,92	0,51	1,33	3,17	1,79	0,19	0,51	0,25		
P ₂ O ₅	0,11	0,14	0,11	0,14	0,11	0,07	0,09	0,18	0,14	0,11	0,16	0,14	0,05	0,16	0,16	0,14	0,14		
FeO	4,37	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5,71	5,81		
Fe ₂ O ₃	2,00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2,10	3,85		
S	0,18	0,76	0,82	1,24	1,46	2,53	1,99	0,37	0,34	1,55	3,72	1,81	3,86	0,79	0,50	0,02	0,01		
LOI	11,00	10,30	14,00	12,30	7,60	6,10	7,08	10,80	11,50	9,01	12,80	11,70	6,11	7,11	3,44	5,06	4,39		
CO ₂	10,28	8,46	11,37	11,00	7,08	4,43	5,53	10,65	11,74	8,03	8,43	7,31	4,40	1,50	0,52	2,10	0,89		
Éléments traces (ppm)																			
Co	24	27	36	27	15	13	13	19	17	18	28	18	7	35	27	26	33		
Cr	95	115	96	64	32	27	20	24	32	28	20	28	31	84	123	144	137		
Cu	41	49	60	66	43	21	243	43	50	34	28	70	45	54	47	22	49		
Ni	64	62	145	55	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	32	49	53	106		
Zn	64	98	36	53	41	90	66	68	61	49	46	24	24	124	100	88	96		
Ga	16	16	15	14	15	26	20	19	15	16	16	12	18	22	14	18	19		
Nb	6	5	5	4	6	52	8	6	4	5	5	<3	9	6	7	6	7		
Rb	35	56	76	32	16	14	57	51	32	22	13	42	74	66	7	17	9		
Sr	110	94	110	200	95	75	63	76	78	76	200	580	190	94	180	200	230		
Y	17	18	18	18	30	46	34	19	21	18	23	19	44	21	18	19	19		
Zr	99	110	100	96	130	280	160	93	80	86	110	76	200	110	130	120	120		
Au (ppb)	88	15	150	240	4100	1600	1200	180	6300	20000	3900	100	13	7	<5	43	<5		
W	11	11	6	9	36	23	17	30	21	27	33	7	2	5	2	3	3		
Ag	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	2,0	1,0	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5		

1. Analysés au Centre de recherches minérales, Québec. Éléments majeurs dosés par fluorescence des rayons X; FeO, Fe₂O₃, S et CO₂ par voies humides; Ga, Nb, Rb, Sr, Y et Zr par fluorescence des rayons X; Au et W par activation neutronique; Co, Cr, Cu, Ni et Zn par absorption atomique ; LOI, la perte au feu mesurée après ignition à 1 000°C.

2. Voir figures 3 et 4 pour la localisation du sondage.

3. Assemblage d'altération: P = roche parente peu altérée; Hm-Mu = faciès hématite-muscovite; Py-Al = faciès pyrite-albite; Trans. = faciès transitionnel; – = roche non altérée.

4. Profondeur en pieds le long du sondage mesurée à partir du collet.

5. Masse spécifique en g/cm³.

TABLEAU B-2 – Composition moyenne des faciès d'altération du sondage FS 86-316. Gisement Francoeur n°3.

Faciès d'altération ⁽¹⁾	ZONE SUD			ZONE NORD		
	Andésite (n=2) ⁽²⁾	Hm-Mu (n=7) ⁽³⁾	Py-Al (n=3) ⁽⁴⁾	Gabbro (n=2) ⁽⁵⁾	Hm-Mu n=9) ⁽⁶⁾	Py-Al (n=2) ⁽⁷⁾
Poids spécifique (g/cm ³)	2,85	2,82	2,78	2,90	2,78	2,89
Éléments majeurs (% poids oxyde)						
SiO ₂	51,67	51,53	57,98	51,78	49,39	45,04
Al ₂ O ₃	16,82	13,33	12,00	17,95	16,25	12,00
Fe ₂ O ₃ t	9,37	7,87	6,25	8,52	8,03	7,60
MgO	5,91	3,55	1,95	4,94	4,77	4,50
CaO	6,01	5,38	4,50	7,23	6,09	8,16
Na ₂ O	3,90	3,82	6,18	5,03	3,79	6,23
K ₂ O	0,38	1,83	0,67	0,63	1,95	0,75
TiO ₂	0,97	0,98	0,77	0,83	0,93	0,81
MnO	0,15	0,13	0,11	0,12	0,11	0,15
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,11	0,10	0,11	0,10
S	0,02	0,98	2,32	0,01	0,25	2,66
CO ₂	1,50	8,08	6,99	0,66	5,08	13,01
Éléments traces (ppm)						
Au (ppb)	24	1136	7400	5	255	8750
W	3	14	30	3	6	41
Co	30	24	19	27	24	28
Cr	141	57	27	57	67	32
Ni	80	35	1	25	35	29
Zn	92	68	57	46	55	55
Ga	19	17	18	20	17	19
Rb	13	54	16	15	46	23
Sr	215	156	112	195	148	205
Y	19	21	29	17	17	18
Zr	120	104	152	90	91	103

1. Hm-Mu = faciès hématite-muscovite, Py-Al = faciès pyrite-albite.

2. Moyenne des échantillons FS86-316-1741' et FS86-316-1843'.

3. Moyenne des échantillons FS86-316-1600', -1604', -1619', -1626', -1628', -1640' et -1650'.

4. Moyenne des échantillons FS86-316-1616', -1631' et -1634'.

5. Moyenne des échantillons FS86-316-1413' et FS86-316-1450'.

6. Moyenne des échantillons FS86-316-1469', -1479', -1486', -1490', -1493', -1496', -1504', -1510', et -1518'.

7. Moyenne des échantillons FS86-316-1500' et FS86-316-1503'.

Les parties de la zone de cisaillement qui sont riches en or correspondent généralement aux segments qui montrent la plus forte carbonatation. Nous n'avons pas d'évidence directe d'une zonation des espèces de carbonate. Toutefois, le rapport molaire CO₂/CaO des analyses totales peut être utilisé pour estimer le type de carbonate présent (Davies *et al.*, 1982). Dans la calcite, ce rapport est unitaire, alors que dans l'ankérite et la dolomite il est égal à 2.

La figure B-13a illustre la relation entre le contenu en CO₂ et le rapport molaire CO₂/CaO des échantillons du sondage FS86-316. Sur cette représentation, les échantillons du sondage forment trois populations. Un groupe d'échantillon près de l'origine, un second groupe largement concentré autour du rapport molaire CO₂/CaO légèrement inférieur à 1, et enfin un troisième groupe dont le rapport molaire CO₂/CaO est

supérieur à 1,5. Il est intéressant de constater que les échantillons provenant de l'extérieur de la zone de cisaillement (carrés noirs et croix sur la figure B-13a) ont tous un rapport CO₂/CaO inférieur à 1. Cela suggère que dans ces échantillons, le calcium est présent dans les silicates et que seul la calcite peut être présente. Les échantillons dans la zone de cisaillement se classent dans deux autres catégories suggérant la présence de calcite et de dolomite-ankérite.

La distribution de la calcite relativement à celle du carbonate de Fe-Mg peut être examinée sur le profil du rapport molaire CO₂/CaO le long du sondage (figure B-13b). Les échantillons dans lesquels la calcite devrait être retrouvée (CO₂/CaO ≈ 1) sont distribués près de la bordure de la zone de cisaillement, alors que ceux dans lesquels le carbonate de Fe-Mg est prédict

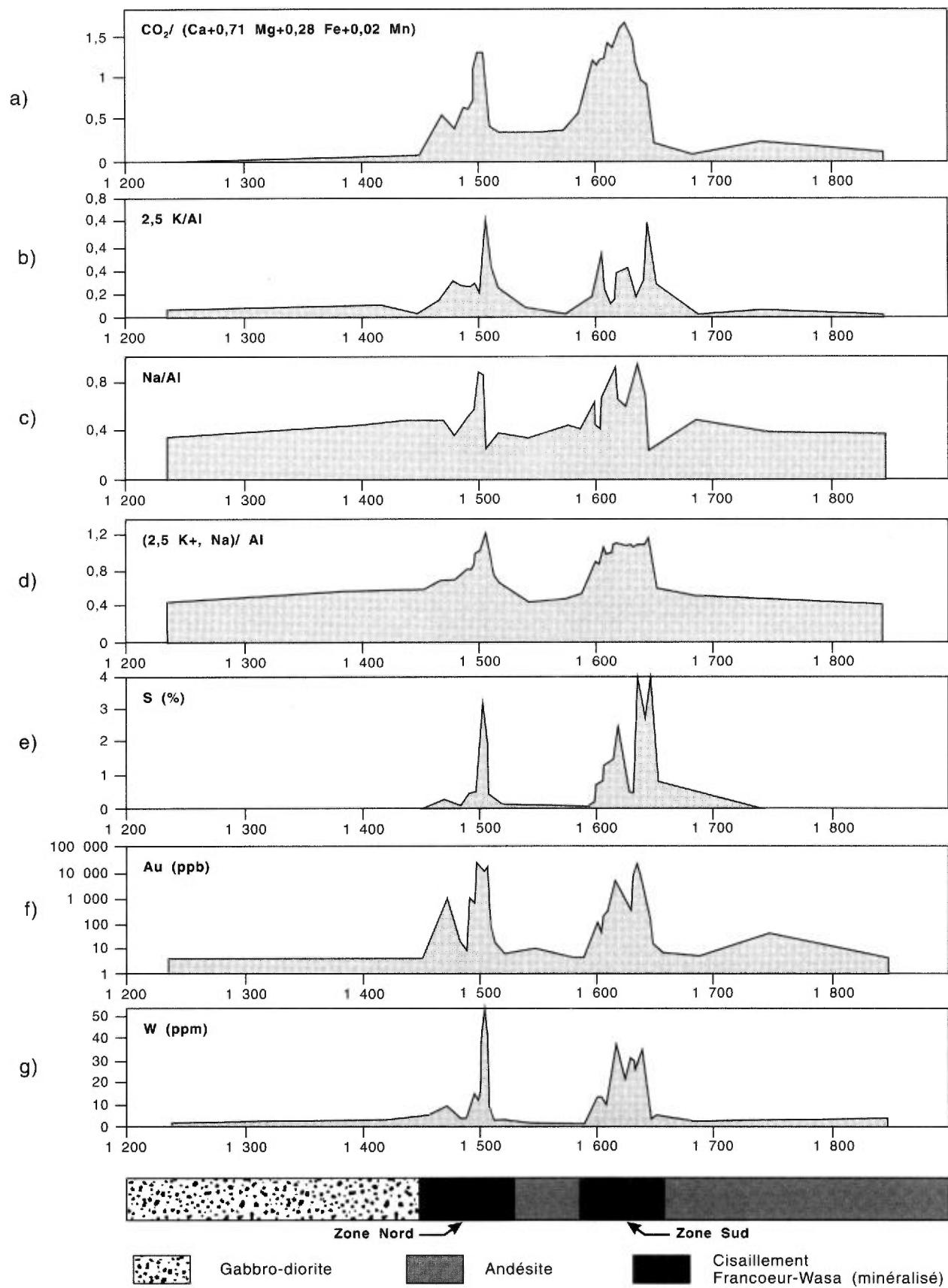


FIGURE B-12 – a) b) c) et d): Profil de variation des indices de saturation en CO_2 , muscovite et albite à travers la zone de cisaillement Francoeur-Wasa. e) f) et g): Distribution des concentrations en S, Au et W à travers la zone de cisaillement Francoeur-Wasa. Notez la corrélation entre les pics en S, W et Au maxima et ceux de l'indice Na/Al .

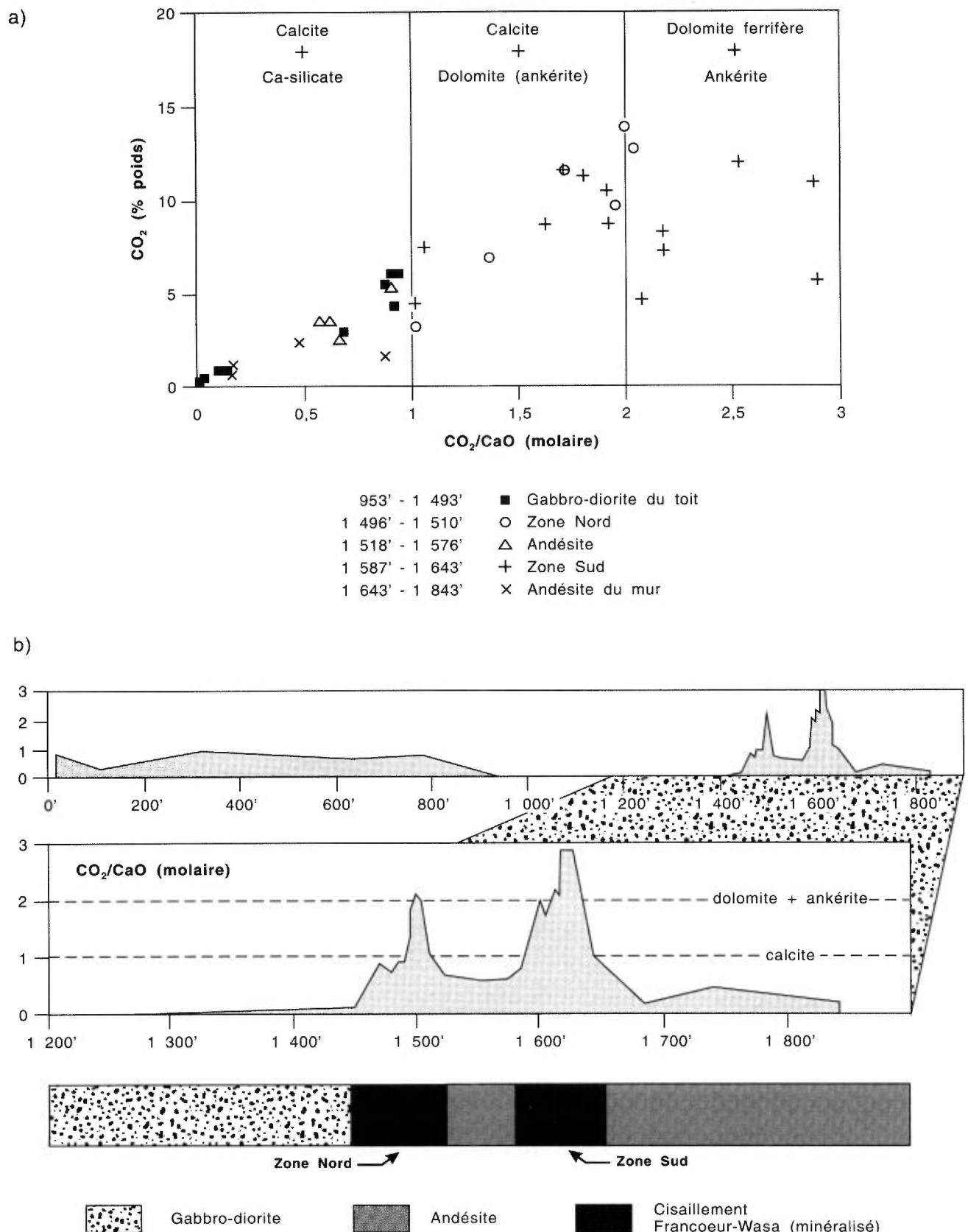


FIGURE B-13 – a) Relation entre le contenu en CO₂ et le rapport molaire CO₂/CaO pour les échantillons du sondage FS86-316. Les différents symboles correspondent à la position relative des échantillons dans le sondage. Il y a trois populations: une première près de l'origine, une seconde autour du rapport molaire CO₂/CaO1, et une troisième à un rapport CO₂/CaO > 1,5. b) Profil du rapport molaire CO₂/CaO le long du sondage FS86-316, pour illustrer la zonation des espèces de carbonate à travers la zone de cisaillement Francoeur-Wasa.

ERRATUM
(DV 92-07, page 123)

Structures en bandes aurifères à l'intérieur des roches anisotropes : exemple de la mine
Aubelle, région de Témiscamingue, Québec

par

Ghislain Tourigny

Notez que l'ordre de la table des matières et du texte concernant les parties **Géologie régionale** et **Géologie structurale** devraient apparaître comme suit :

Géologie régionale

Œinture de roches vertes de Belleterre

Géologie structurale

Structures en bandes

Structures en bandes à la mine Aubelle

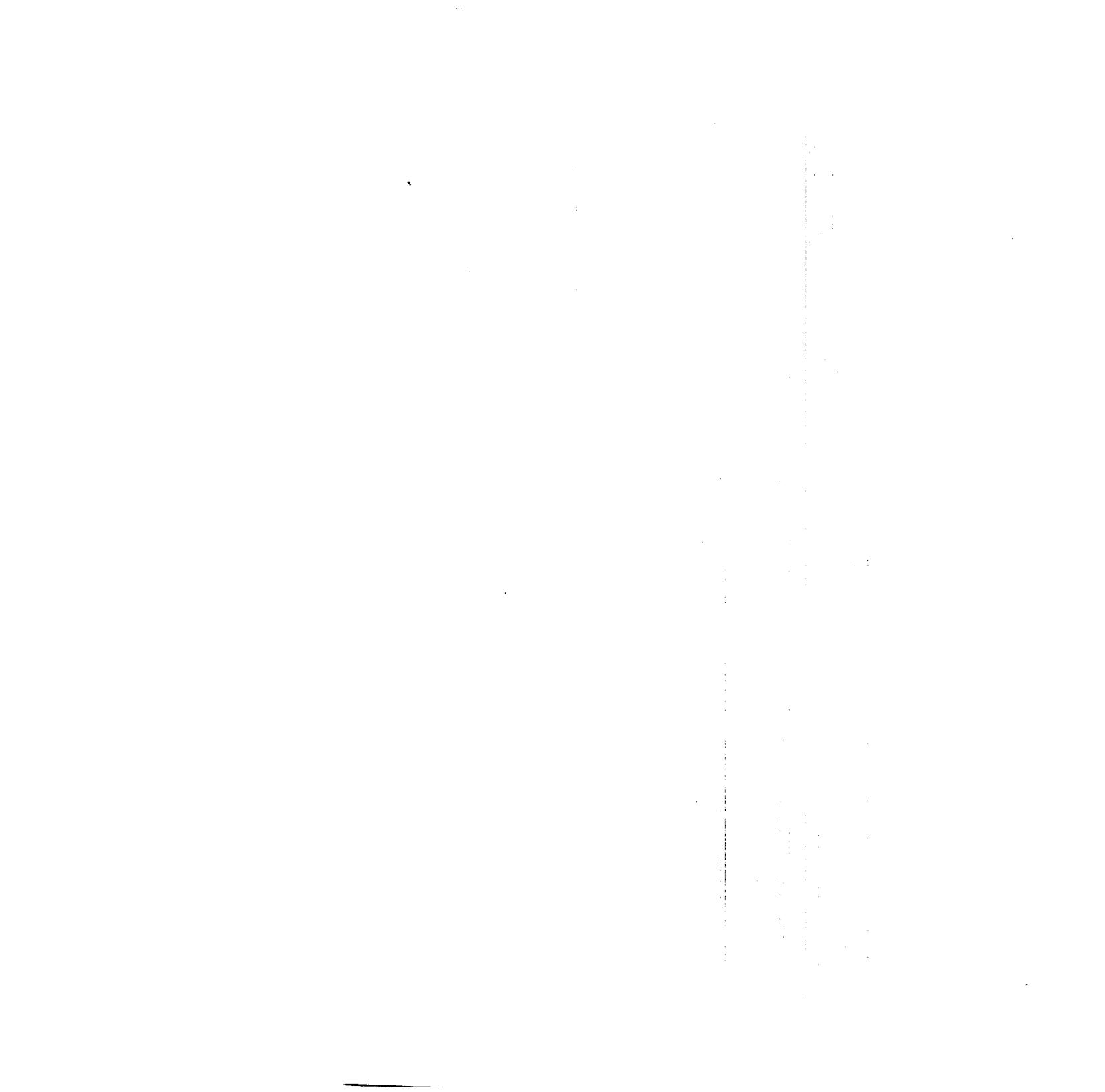
Bandes de contraction dextres

Trains de plis asymétriques

Zones de cisaillement ductiles-fragiles

Bandes d'extension senestres

Pour une meilleure compréhension du texte, le lecteur devrait le lire en suivant cet ordre.



$(CO_2/CaO > 1)$ se retrouvent au cœur du cisaillement. En plus d'une zonation des alcalis, le rapport molaire CO_2/CaO suggère également une zonation des espèces de carbonate à travers la zone de cisaillement Francoeur-Wasa.

Étude quantitative

Le calcul du bilan de masse d'un ou plusieurs composants durant le métasomatisme implique nécessairement la connaissance des changements de masse ou de volume accompagnant l'altération (Gresens, 1967). Lorsque les changements de masse ou de volume peuvent être raisonnablement estimés, les pertes ou les gains des composants peuvent alors être calculés. Gresens (1967) a suggéré d'utiliser la masse spécifique des échantillons pour calculer le bilan de masse entre une roche parente et son produit d'altération ou le changement de volume accompagnant l'altération est estimé par le comportement cohérent de plusieurs composants présumés être relativement immobiles. Il n'est toutefois pas toujours aisé d'identifier le ou les composants qui sont immobiles durant l'altération, par exemple, des éléments généralement jugés relativement immobiles durant les processus hydrothermaux (Ti, Zr, Al et les terres rares) sont mobiles sous certaines conditions hydrothermales (voir entre autres, Ludden *et al.*, 1984).

L'équation métasomatique de Gresens peut être reformulée en une relation linéaire liant la concentration d'un composant dans la roche altérée avec celle du protolith (Grant, 1986). Sur un graphique opposant la concentration des composants de la roche altérée à celle des composants du protolith, ceux qui ne montrent peu ou pas de gains ou de pertes de masse dessinent une droite émanant de l'origine (un isocon). La pente de cet isocon fixe le changement de masse durant l'altération. L'écart d'un composant de l'isocon est alors proportionnel au changement de concentration subi par ce composant durant l'altération.

Cette méthode graphique a été utilisée pour quantifier le métasomatisme associé à la minéralisation aurifère du gisement Francoeur n° 3. L'étude qualitative nous a révélé que dans le cisaillement Francoeur-Wasa, l'altération hydrothermale associée à la minéralisation est formée de deux faciès distincts. Les zones aurifères sont associées à une intense altération sodique et pyriteuse qui s'est développée par-dessus une altération en carbonate, muscovite et hématite plus étendue.

L'altération hydrothermale est un processus dynamique et progressif. Durant celle-ci, une roche subit des changements géochimiques et minéralogiques successifs à mesure qu'elle interagit avec les fluides. Dans cette optique, les deux assemblages d'altération reliés à la minéralisation aurifère peuvent être considérés comme deux étapes successives d'une même séquence

d'altération. Pour comprendre la dynamique des échanges fluide-roche dans ce contexte, il faut chercher à quantifier les échanges chimiques dans chacune de ces deux étapes. D'abord l'assemblage hématite-muscovite en fonction de l'andésite et du gabbro, et ensuite l'assemblage pyrite-albite comparé à son protolith le plus probable soit, l'assemblage hématite-muscovite.

La figure B-14 montre les diagrammes isocon des deux étapes d'altération (roche parente en fonction de hématite-muscovite et hématite-muscovite en fonction de pyrite-albite) pour chaque zone minéralisée recoupée par le sondage FS86-316. La composition de chaque assemblage d'altération a été estimée par moyenne arithmétique de plusieurs échantillons comme il est indiqué au tableau B-2.

L'isocon ajusté aux deux étapes d'altération correspond à des gains de volume d'environ 25 % et 10 % pour la zone Sud et la zone Nord respectivement. Les pertes et les gains ont été calculés à partir de ces isocons. Les variations de concentration des éléments de chaque faciès d'altération relativement à son protolith dans chaque zone minéralisée sont présentées à la figure B-15.

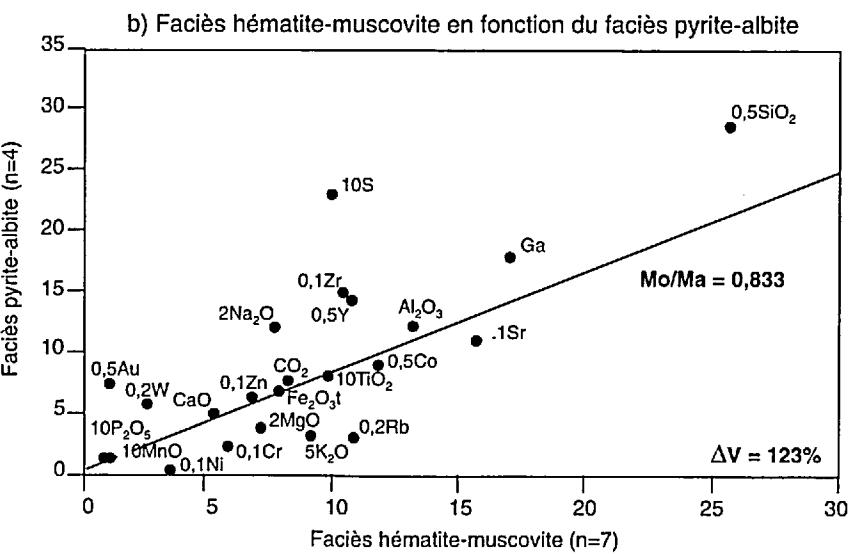
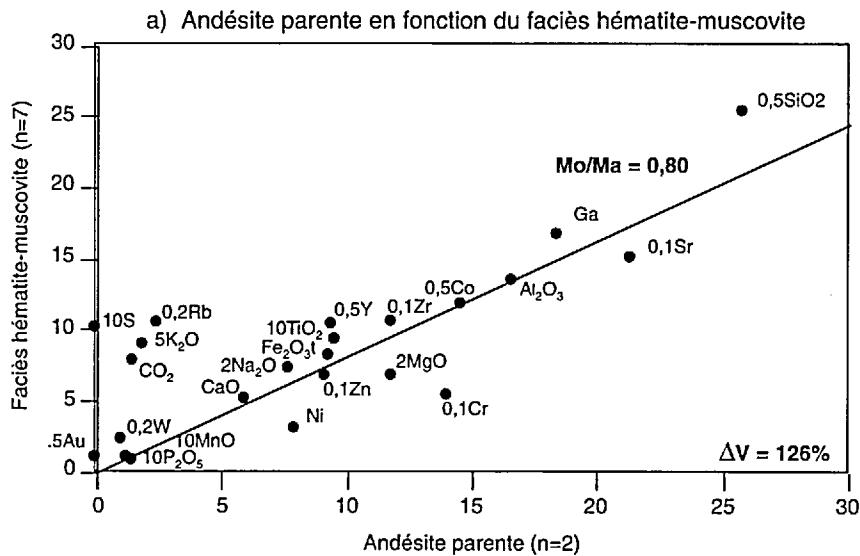
Roche parente en fonction de l'assemblage hématite-muscovite

Dans les deux zones minéralisées, l'assemblage hématite-muscovite est caractérisé par un enrichissement important en K_2O , Rb , W , CO_2 , Au et S (figure B-15). Toutefois, les facteurs importants d'enrichissements en Au , W et S correspondent à de faibles gains absolus (tableau B-2) parce que la teneur de ces éléments dans l'andésite et le gabbro non altérés est très près de leur limite de détection respective. Le TiO_2 et le SiO_2 montrent également des gains significatifs dans ce faciès d'altération bien qu'ils soient mineurs. Les composants qui se retrouvent près de l'isocon (Al_2O_3 , CaO , Na_2O , Co , Fe_2O_3t , Zn , P_2O_5 , MnO) ne montrent pas de gains ou de pertes significatifs dans les deux zones minéralisées et par conséquent peuvent être considérés comme relativement immobiles durant cette étape d'altération. Le MgO , le Ni , le Zn et le Cr montrent un comportement opposé dans chaque zone minéralisée. Ils sont enrichis conjointement dans la zone nord et lessivés conjointement dans la zone Sud.

Assemblage hématite-muscovite en fonction de pyrite-albite

Tel que prévu, les patrons d'enrichissement des composants du faciès d'altération pyrite-albite sont fort différents (figure B-15). Le K_2O , le Rb et le Cr sont

ZONE SUD



ZONE NORD

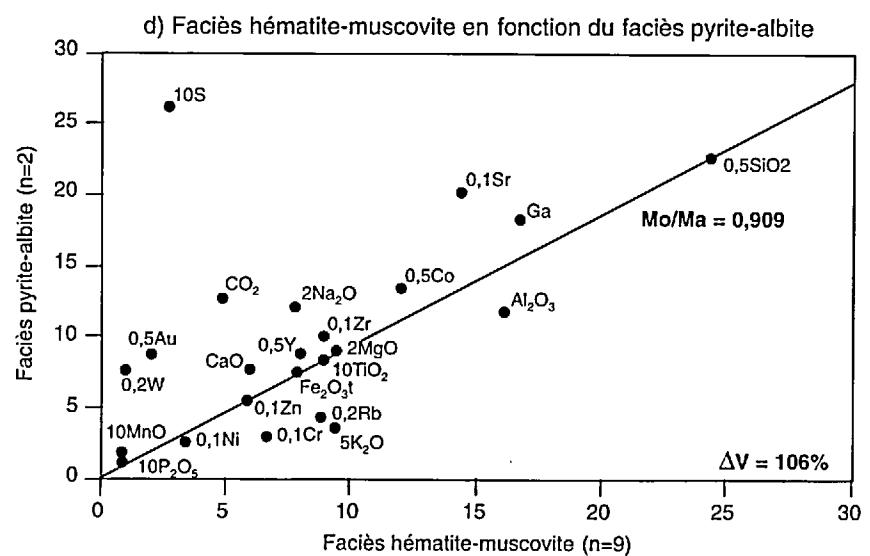
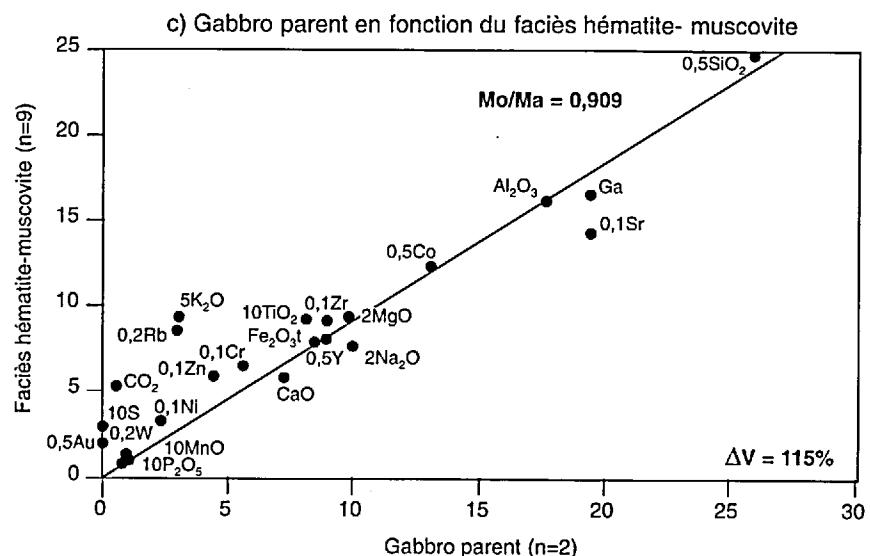
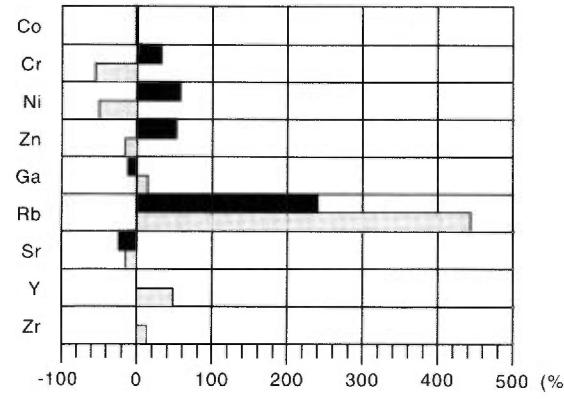
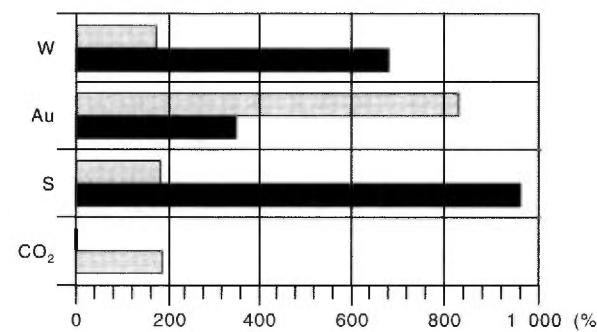
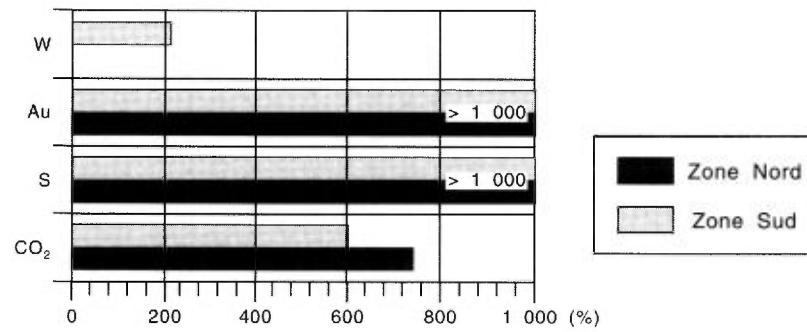
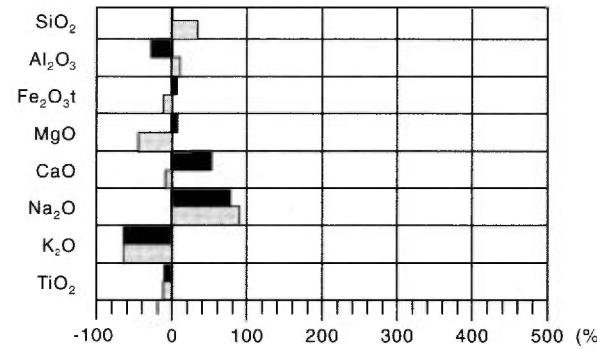
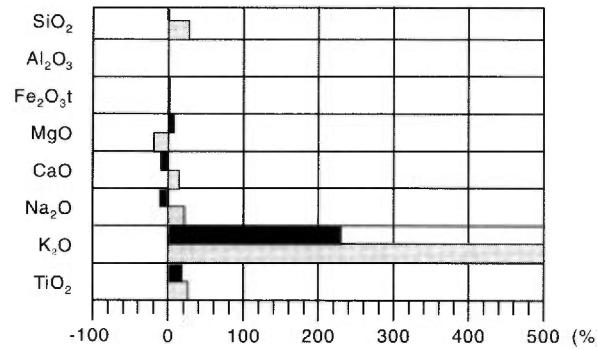
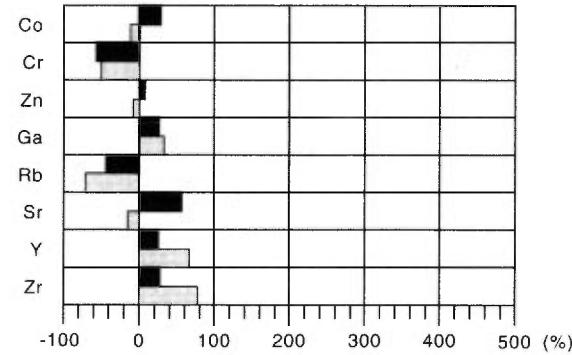


FIGURE B-14 – Diagrammes “Isocon”. Les données du tableau B-2 sont réduites d'échelle tel qu'illustre.

- a) et b): Zone Sud: hématite-muscovite en fonction de l'andésite parente et pyrite-albite en fonction de hématite-muscovite. L'isocon tracé correspond à la meilleure régression linéaire passant par l'origine. Augmentation de volume de 26 % et 23 % respectivement.
- c) et d): Zone Nord: hématite-muscovite en fonction du gabbro parent et pyrite-albite en fonction de hématite-muscovite. L'isocon tracé correspond à la meilleure régression linéaire passant par l'origine. Augmentation de volume de 15 % et 6 % respectivement.



a) Faciès hématite-muscovite



b) Faciès pyrite-albite

FIGURE B-15 – Bilans de masse calculés avec les diagrammes de la figure B-14. Les pertes et les gains nets des éléments sont exprimés en pourcentage relatif aux concentrations respectives dans le protolith considéré.

lessivés conjointement alors que le Na₂O, le W, le S, le CO₂, l'Au, l'Y, le Zr et le Ga sont enrichis conjointement. Le facteur d'enrichissement en CO₂ dans le faciès d'altération pyrite-albite est nettement inférieur à celui observé dans le faciès d'altération hématite-muscovite. Il est intéressant de noter que les éléments Zr et Y, considérés comme peu mobiles dans les processus hydrothermaux, sont tous deux enrichis dans ce faciès d'altération. Les autres composants montrent soit de faibles gains ou pertes. L'Al₂O₃, le Fe₂O₃t, le TiO₂ et le Zn ne montrent pas de variation significative de concentration.

Discussion

Le bilan de masse de chaque zone d'altération à travers le cisaillement Francoeur-Wasa correspond étroitement aux variations minéralogiques et géochimiques décrites précédemment. L'ensemble de ces changements indiquent que le métasomatisme associé à la minéralisation aurifère dans le gisement Francoeur n° 3 est le résultat de deux épisodes métasomatiques successifs.

Le premier épisode d'altération est caractérisé par un enrichissement important en K, Rb, CO₂ et TiO₂, et dans une moindre mesure en Au et en S. Bien que l'hématite soit omniprésente, le fer total exprimé sous forme de Fe₂O₃t n'a pas été ajouté, ce qui implique que l'hématite a été formée au détriment des silicates et des autres oxydes de fer.

Lors du second épisode d'altération, le K et le Rb ont été lessivés conjointement et le Na, le W, le S et l'Au ont été enrichis conjointement de manière significative. Dans les deux zones minéralisées, l'enrichissement en CO₂ dans le faciès pyrite-albite est nettement plus bas que celui observé dans le faciès hématite-muscovite. Cela suggère que la carbonatation s'est surtout effectuée durant le stade initial d'altération (assemblage hématite-muscovite).

Il est également intéressant de constater que l'aluminium et le fer sont peu mobiles dans les deux assemblages d'altération. Cette constatation supporte l'hypothèse que la muscovite et par la suite l'albite ont été formées au dépend des autres silicates d'aluminium et notamment la chlorite, l'actinote et le feldspath. L'aluminium libéré par la destruction de ces silicates a été complètement transféré à la muscovite puis à l'albite. De plus, la pyrite s'est formée par sulfuration de l'hématite sans apport de fer.

Les réactions d'altération probables qui peuvent être déduites de ces observations figurent au tableau B-3. En résumé, le métasomatisme observé dans le cisaillement Francoeur-Wasa implique l'hydrolyse des silicates de Ca, Na, Fe, Mg, Al et la fixation de CO₂, S, K puis de Na dans les roches cisaillées résultant en une augmentation de volume de l'ordre de 15 à 20 %. La séquence d'altération a progressé d'un régime essentiellement saturé en potassium vers un régime tamponné par le sodium. Le rôle respectif du potassium et du sodium dans la mobilisation de l'or dans le faciès d'altération pyrite-albite sera discuté plus bas.

TABLEAU B-3 – Réactions chimiques simplifiées illustrant les échanges fluide-roche. Gisement Francoeur n° 3.

Faciès hématite-muscovite

(1)	2 (Mg-Fe)Amphibole + 4 CO ₂ + 2 H ₂ O + 1/3 O ₂	→	Mg-Chlorite + 4 Calcite + 5/3 Magnétite + 11 Quartz
(2)	3 (Mg-Fe)Actinolite + 2 Épidote + 10 CO ₂ + 8 H ₂ O	→	3 (Mg-Fe)Chlorite + 3 Calcite + 21 Quartz
(3)		→	3 Hématite
(4)	Albite + (Fe-Mg)Chlorite + 5 Calcite + K ⁺	→	Séricite + 5 (Fe-Mg)Carbonate + 3 Quartz + 3 H ₂ O + Na ⁺
(5)	3 (Fe-Mg)Chlorite + 15 Calcite + 2 K ⁺ + 15 CO ₂	→	Séricite + 15 (Fe-Mg)Carbonate + 3 Quartz + 9 H ₂ O + 2 H ⁺

Faciès pyrite-albite

(6)	2 Hématite + 8 H ₂ S + O ₂	→	4 Pyrite + 8 H ₂ O
(7)	Séricite + 6 Quartz + 3 Na ⁺	→	3 Albite + K ⁺ + 2 H ⁺

Données isotopiques préliminaires

Dans le but de caractériser davantage le gisement Francoeur n° 3, et d'aider à fixer les conditions chimiques ambiantes au moment de la mise en place de la minéralisation, nous avons déterminé la composition isotopique du S de la pyrite ainsi que la composition isotopique du C et de l'O des carbonates de certains échantillons stériles et minéralisés. Les données pertinentes sont présentées au tableau B-4.

Composition isotopique du S de la pyrite

La composition isotopique ($\delta^{34}\text{S}$) des différentes générations de pyrite montre une large distribution

s'étalant de -11,4 à 3,4‰ (figure B-16a). La pyrite des bandes beiges (BB), caractéristiques de l'assemblage d'altération pyrite-albite, montre les valeurs $\delta^{34}\text{S}$ les plus négatives (-11,4 à -9,4). Dans les trois zones minéralisées, la composition isotopique de la pyrite est remarquablement uniforme. La pyrite des bandes beiges (BB) des zones Sud, Nord et 11-20 ont toutes des compositions similaires ($-10,5 \pm 0,8\text{‰}$, 1σ , $n=7$). Par opposition, la pyrite des dykes d'albitite stériles, des veines d'extension stériles et la pyrite disséminée dans le cisaillement ont toutes des $\delta^{34}\text{S}$ près de 0‰.

Finalement, la pyrite dans la roche cisaillée adjacente aux bandes beiges (BB) ainsi que celle dans les

TABLEAU B-4 – Composition isotopique du soufre de la pyrite et composition isotopique du carbone et de l'oxygène des carbonates du gisement Francoeur n° 3.

Numéro d'échantillon	Description et localisation	pyrite $\delta^{34}\text{S}$ ⁽¹⁾	carbone $\delta^{13}\text{C}$ ⁽²⁾	oxygène $\delta^{18}\text{O}$ ⁽³⁾
Dykes d'albitite				
FR-RM-08	Pyrite et carbonate dans le schiste aurifère adjacent à un dyke d'albitite altéré et minéralisé, niveau 10, zone 11-20.	-10,5	-3,8	12,7
FR-RM-09	Pyrite et carbonate de l'éponte d'un dyke d'albitite, niveau 10, extrémité est de la zone 11-20.	0,7	-3,8	13,1
FR-RM-10	Pyrite dans un dyke d'albitite stérile, niveau 10, extrémité est de la zone 11-20.	-1,4		
FR-RM-15	Pyrite et carbonate dans une veine de quartz recoupant un dyke d'albitite, niveau 11, galerie principale, zone 11-20.	1,2	-4,8	11,3
Veines de quartz-carbonate stériles				
FR-RM-01	Veinule de quartz-carbonate-pyrite montrant une enveloppe d'altération rose, chantier 10-07, zone Sud.	-2,3	-3,2	12,4
FR-RM-02	Veinule de carbonate-pyrite recoupant la brèche à fragments rouges hôte d'une bande beige (BB), chantier 10-07, zone Sud	-5,2	-3,8	12,5
FR-RM-14	Veinule de quartz-carbonate-pyrite recoupant le schiste mylonitique adjacent à un dyke d'albitite, zone 11-20.	1,3	-5,0	11,1
FR89-64	Veinule de quartz fumé dans le schiste mylonitique recoupée par une bande beige (BB), niveau 10, zone Nord.	-5,9		
FR89-69	Veinule de pyrite stérile parallèle à la foliation dans le schiste mylonitique, galerie d'accès à la zone Nord, niveau 10.	3,4		
FR89-84	Veinule de carbonate-pyrite recoupant le schiste mylonitique.	-5,0	-3,8	12,5
Bandes beiges (BB)				
FR89-38	BB d'environ 60 cm d'épaisseur, chantier 10-07, zone Sud (14 ppm d'Au).	-9,8	-3,4	12,3
FR89-73	BB recoupant la veinule de quartz fumé (FR89-64), niveau 10, zone Nord.	-11,1	-3,5	12,4
FR89-132	BB très finement laminée, chantier 11-21, zone 11-20.	-11,4	-3,7	12,9
FR89-162a	BB finement laminée, sous-niveau 1 du chantier 11-31, zone Nord.	-10,4	-3,1	12,7
FR89-162b	BB plus grossièrement grenue adjacente à l'échantillon FR89-162a, sous-niveau 1 du chantier 11-31, zone Nord.	-9,4	-3,0	13,0
FR-RM-03	Matrice aurifère de la brèche à fragments rouges, (40 ppm Au), chantier 10-07, zone Sud.	-11,2	-3,5	13,9
FR-RM-07	Schiste aurifère adjacent à une bande beige (BB), (23 ppm Au), chantier 10-07, zone Sud.	-11,3	-3,8	12,0

1. $\delta^{34}\text{S}$ par rapport à CDT (Canyon Diablo Troïlite).

2. $\delta^{13}\text{C}$ par rapport à PDB (Pee Dee Belemnite).

3. $\delta^{18}\text{O}$ par rapport à SMOW (Standard Mean Ocean Water).

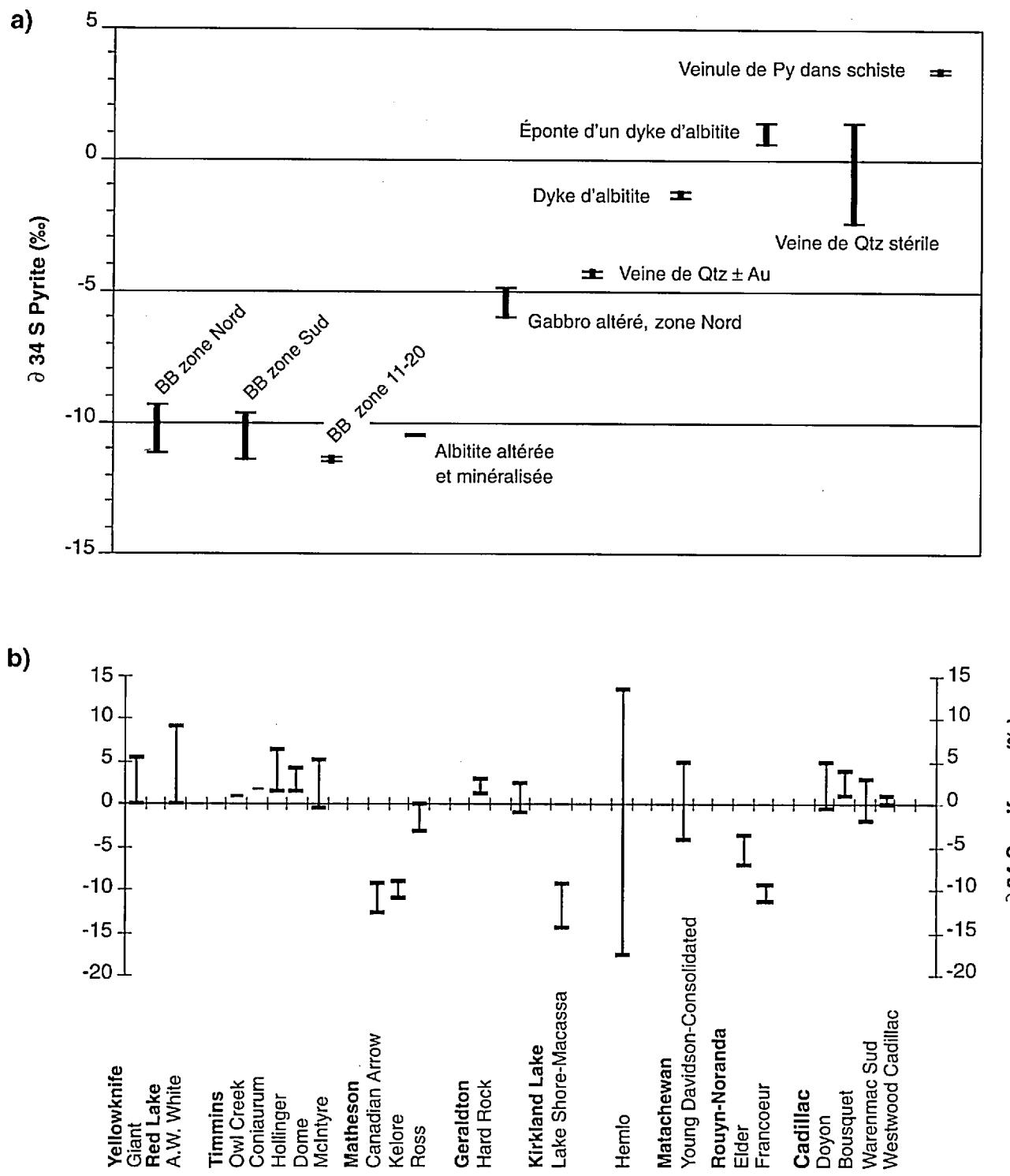


FIGURE B-16 –

- Composition isotopique de la pyrite du gisement Francoeur n° 3.
- Composition isotopique de la pyrite d'une sélection de gisements d'or mésothermaux archéens de la Province du Supérieur. Source des données: Red Lake (Lavigne et Crocket 1983); Timmins, Geraldton et Canadian Arrow à Matheson (Schwarcz et Rees, 1985); Mines Kelore et Ross à Matheson, Matachewan et Kirkland Lake (Cameron et Hattori, 1987); Hemlo (Cameron et Hattori, 1985); Elder à Rouyn-Noranda (Trudel *et al.*, 1991) et Cadillac (Trudel *et al.*, (en préparation).

veinules les recoupant ont une composition isotopique intermédiaire approximativement regroupée autour de $-5,5\text{\textperthousand}$. Ces données préliminaires indiquent une

certaine tendance vers des compositions isotopiques de la pyrite plus uniformes et plus légères dans les zones de minéral, et cela peu importe la lithologie hôte.

Composition isotopique de l'O et du C des carbonates

Les carbonates ont une composition isotopique très restreinte. Leurs valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont respectivement de 11,1 à 13,9 ‰ et -3,0 à -5,0 ‰. Cette uniformité de composition isotopique, indépendante de la lithologie, contraste fortement avec la grande étendue de $\delta^{34}\text{S}$ observée dans la pyrite coexistante avec le carbonate. Dans l'espace $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de $\delta^{13}\text{C}$, les carbonates du gisement Francoeur n° 3 se retrouvent dans le champ défini par la plupart des gisements d'or mésothermaux de l'Abitibi, (figure B-17).

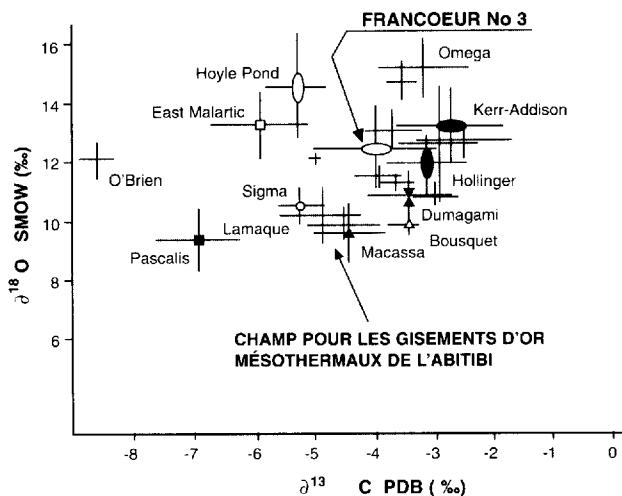


FIGURE B-17 – Composition isotopique moyenne des carbonates (isotopes de l'O et du C) associée aux gisements d'or mésothermaux de l'Abitibi (source des données: Kerrich *et al.*, 1987, sauf pour Francoeur n° 3).

Discussion

La composition isotopique du S provenant de sulfures précipitant d'un fluide est contrôlée par de nombreux facteurs dont: la fugacité de l'oxygène, ($f\text{O}_2$), le pH, la température du fluide ainsi que la com-

position du réservoir source (Ohmoto, 1972, Rye et Ohmoto, 1974). Toutefois, la fugacité de l'oxygène est certainement le plus important de ces facteurs, puisqu'un fractionnement isotopique important ne peut se faire qu'à $f\text{O}_2$ élevé (près du tampon pyrite-hématite) (Rye et Ohmoto, 1974). Sous de telles conditions, de petites variations dans le pH ou la $f\text{O}_2$ du fluide entraîneront de grandes variations dans la composition $\delta^{34}\text{S}$ des sulfures précipitants. Si le réservoir source avait une composition $\delta^{34}\text{S}$ près de la valeur primaire de 0 ‰, les valeurs $\delta^{34}\text{S}$ de la pyrite observées à Francoeur peuvent s'expliquer par une augmentation de la fugacité de l'oxygène, une augmentation du pH ou les deux.

La compilation des données isotopiques du S des gisements mésothermaux archéens de l'Abitibi (figure B-16b) indique deux populations de gisements. Le gisement Francoeur n° 3 se classe parmi un groupe restreint de gisements (Canadian Arrow, Kelore, Hemlo, Lake Shore, Macassa), appauvris en $\delta^{34}\text{S}$ comparativement à l'ensemble des gisements. Cette composition isotopique de la pyrite dans ces gisements a été interprétée comme indiquant des conditions relativement oxydantes durant l'époque de la minéralisation (Cameron et Hattori, 1987). Une tendance similaire a également été observée à Kalgoorlie (Phillips *et al.*, 1986) et fut interprétée comme suggérant l'oxydation du fluide sur le site de la mise en place de la minéralisation.

À la mine Francoeur, la présence de sulfates (gypse et anhydrite) dans des veinules stériles recouvrant toutes les lithologies suggère qu'un fluide oxydant a circulé dans la zone de cisaillement après la précipitation de l'or. Ceci est en accord avec la tendance montrée par les données isotopiques préliminaires du soufre. Il n'est toutefois pas clair si ce dernier épisode hydrothermal est le produit de l'évolution du fluide responsable de la minéralisation aurifère, ou s'il s'agit simplement d'une manifestation d'un autre fluide tardif et fortement oxydant.

Discussion et conclusions

Solubilité de l'or et patrons d'altération

Les patrons d'altération que nous venons de décrire montrent qu'il existe une relation étroite entre l'évolution de l'altération hydrothermale et la précipitation éventuelle de l'or dans les BB riches en or. Les changements dans la minéralogie et la chimie des lithologies hôtes résultent d'un métasomatisme progressif et indiquent des changements dans les conditions physico-chimiques du fluide minéralisateur. Les interactions fluide-roche ont grandement influencé la solubilité de l'or et ont joué un rôle critique dans sa précipitation.

La solubilité de l'or dans les solutions hydrothermales fluctue en réponse aux changements de température, pression, pH, eH et des activités des divers composants dissous (Seward, 1984; Romberger, 1990). Toutefois, toutes ces variables ne sont pas indépendantes (Romberger, 1986, 1990), et la variation de l'une d'elles affectera toutes les autres. Dans les systèmes hydrothermaux naturels, la précipitation de l'or peut être induite par refroidissement, ébullition, mélange de solutions, séparation de phases ou encore par interactions fluide-roche (Shenberger et Barnes, 1989; Romberger, 1990).

Mise à part l'intense carbonatisation, les principales caractéristiques de l'altération hydrothermale dans le gisement Francoeur n° 3 sont le changement de l'état d'oxydation du fer (réactions 3 et 6; tableau B-3) et l'hydrolyse des silicates d'aluminium en muscovite (réactions 1, 2, 4 et 5; tableau B-3) puis en albite (réaction 8; tableau B-3). Le portrait général de l'altération peut alors se simplifier en une séquence d'altération en deux volets. Un stade initial caractérisé par l'hydrolyse des assemblages métamorphiques pour produire les carbonates, la muscovite et l'oxydation du fer dans la zone de cisaillement. Finalement, une deuxième étape où la précipitation de l'or est reliée à la sulfuration des oxydes de fer et à la transformation de la muscovite en albite.

Altération potassique contre altération sodique

La formation de la muscovite et des carbonates est liée à l'apport du K^+ et du CO_2 du fluide par des réactions telles que (4) et (5) (tableau B-3). En libérant du Na^+ et de l' H^+ , ces réactions auront comme effet d'accroître le rapport Na^+/K^+ ainsi que l' aH^+ du fluide. La conversion de la muscovite en albite (réaction 7; tableau B-3) est régie par le rapport Na^+/K^+ du fluide.

En augmentant, ce rapport atteindra le point où l'albite sera stabilisée au détriment de la muscovite. Cette dernière réaction agit également pour abaisser le pH du fluide en libérant des ions H^+ dans la solution. Par conséquent, l'effet net des réactions de séricitisation et d'albitisation sera d'abaisser le pH du fluide sur le site de la minéralisation. Si l'or a été transporté en solution sous forme de complexe bisulfuré, une telle réduction du pH favorisera sa précipitation (Seward, 1984; Romberger, 1990).

Oxydation du fer et réduction du soufre

Dans la séquence d'altération que nous venons de décrire, le fer est demeuré relativement immobile (figure B-15). Bien que le contenu total du fer soit demeuré constant, son état d'oxydation a changé de manière significative durant la séquence d'altération. Comme en font foi la formation de l'hématite à partir de la destruction des silicates et oxydes métamorphiques, puis son remplacement par la pyrite dans les zones minéralisées.

Le remplacement de l'hématite par la pyrite durant le stade final de l'altération implique la déstabilisation du H_2S dissous, ce qui conduit à une augmentation de fO_2 et une réduction simultanée de l'activité du soufre dans le fluide. L'oxydation du fluide est également supportée par les données isotopiques préliminaires qui montrent que la composition isotopique de la pyrite coexistante avec l'or est isotopiquement plus légère ($-10,5 \pm 0,8 \text{ ‰}$) que la pyrite ailleurs dans la zone de cisaillement. Or, la réduction de l'activité du H_2S et l'oxydation du fluide sont deux mécanismes de précipitation de l'or très efficaces (Romberger, 1986; Shenberger et Barnes, 1989). Ces changements sur le site de la précipitation de la minéralisation ont donc pu contribuer à abaisser de manière significative la solubilité de l'or, et favoriser ainsi sa précipitation avec la pyrite dans les BB (faciès d'altération pyrite-albite).

Chronologie relative des événements

La figure B-18 illustre la chronologie relative des principaux événements géologiques associés à la formation du gisement Francoeur n° 3.

Près de la bordure de la zone de cisaillement, les minéraux métamorphiques (e.g. chlorite et actinote) sont préservés dans le schiste mylonitique. Ceux-ci

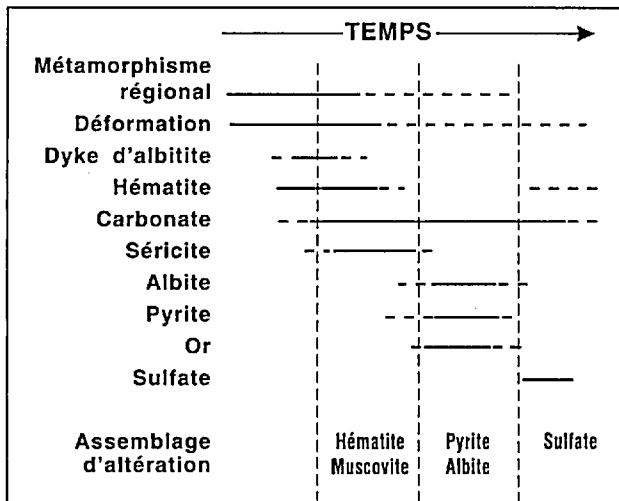


FIGURE B-18 – Schéma chronologique relatif de l'apparition des principaux minéraux hydrothermaux en relation avec le métamorphisme régional, la déformation et l'injection des dykes d'albitite, gisement Francoeur n° 3.

sont déformés et alignés dans la foliation parallèlement à la linéation d'étirement. Ce fait suggère qu'à l'intérieur de la zone de cisaillement Francoeur-Wasa, la déformation fut contemporaine du métamorphisme régional. La morphologie et les textures des dykes d'albitite suggèrent que ceux-ci n'ont pas subi le même degré de déformation que le schiste mylonitique encaissant. Les dykes, habituellement droits et non foliés, recoupent la foliation selon un angle faible. L'un d'entre eux (figure B-4) traverse toute la zone de cisaillement de façon continue. Ces caractéristiques ne peuvent simplement pas résulter d'un contraste de compétence entre les albitites et les autres lithologies de la zone de cisaillement. La mise en place de ces dykes d'albitite est donc probablement postérieure au développement de la foliation. Toutefois, des dykes d'épaisseur centimétrique sont localement démembrés par des failles secondaires inverses, plissées et boudinées. Ces évidences indiquent que les albitites ont subi des incrément de déformation après leur mise en place. En somme, les dykes d'albitite se sont donc mis en place relativement tard dans l'histoire de la déformation associée à la formation de la zone de cisaillement Francoeur-Wasa.

Le patron d'altération est caractérisé par deux types d'altération. Une altération en carbonate-hématite-muscovite précoce, dont la paragenèse détruit et remplace les minéraux de l'assemblage métamorphique. Puis une deuxièmement altération en carbonate-pyrite-albite qui recoupe et remplace l'assemblage d'altération précoce. Les zones de minéral sont étroitement reliées à ce deuxième type d'altération.

L'état d'oxydation initial du schiste mylonitique est difficile à expliquer, surtout en considérant la composition mafique initiale de son protolith. À cet égard,

l'importance des dykes d'albitite est manifeste. Ces dykes sont systématiquement et totalement hématitisés, même lorsque leur lithologie hôte n'est pas déformée ni altérée. Il est suggéré que l'altération en hématite est associée à la mise en place de ces dykes.

La chronologie relative de l'hématitisation par rapport à la séricitisation n'est pas facilement résolue, à cause du fort degré de déformation du schiste mylonitique. L'hématite et la muscovite sont associées et définissent la foliation principale. En ce sens leur séquence paragénétique ne peut pas être résolue. Toutefois, les dykes d'albitite et leurs veines d'extension caractéristiques sont séricitisés, albitisés et minéralisés (figure B-11). Ce qui suggère que l'altération en muscovite n'est probablement pas tout à fait contemporaine de l'altération en hématite.

L'or a été préférentiellement déposé dans le faciès d'altération pyrite-albite au gré d'une série de changements chimiques se produisant dans le fluide hydrothermal en réponse à l'altération progressive des épontes. L'effet combiné de l'oxydation du fluide, l'augmentation de $a(\text{Na}^+/\text{K}^+)$, et la réduction de l'activité du soufre et du pH qu'ont entraîné l'altération des épontes, sont des causes plausibles de la précipitation de l'or.

L'emplacement des dykes d'albitite a certainement été déterminante dans la genèse de la minéralisation aurifère. Durant le stade initial de l'activité hydrothermale, leur intrusion explique adéquatement la formation de l'hématite ainsi que l'oxydation générale du schiste mylonitique avant la précipitation de l'or. Cet état d'oxydation du schiste s'est révélé critique pour l'évolution finale de l'activité hydrothermale à la mine Francoeur, et la précipitation de l'or dans les BB par sulfuration des épontes et oxydation du fluide.

Conclusion

La nature disséminée de la minéralisation aurifère, l'intense altération sodique et l'absence de système de veine de quartz observé à la mine Francoeur constituent des caractéristiques qui diffèrent largement des gisements d'or mésothermaux de type veine de quartz (Robert, 1990) dans lesquels la majeure partie de la minéralisation est clairement associée au développement d'un imposant système de veines de quartz. Dans ces gisements il y a de nombreuses évidences de fracturation hydraulique cyclique qui indiquent que localement, et de façon épisodique, la pression des fluides a excédé la pression lithostatique. Ce régime d'écoulement supralithostatique a forcé la migration des fluides au travers une perméabilité secondaire, dans un modèle de faille-valve (Sibson *et al.*, 1988). La chute subite de pression associée à ce processus a favorisé le mélange de fluides juvéniles avec les fluides résidents

et a également provoqué le dégazage du CO₂ entraînant la précipitation de l'or (Cox *et al.*, 1990).

Dans le gisement Francoeur n° 3, il n'y a pas d'évidence de variation de pression des fluides ni de fracturation hydraulique. Nous croyons que la zone de cisaillement Francoeur-Wasa est demeurée relativement perméable durant la majeure partie du processus hydrothermal. La migration des fluides s'est donc effectuée sous un gradient hydraulique constant, empêchant la fracturation hydraulique et la formation de veines, favorisant les échanges chimiques fluides-

roche, la formation d'une large enveloppe d'altération et conduisant à la précipitation de l'or par la sulfurisation des éponges et l'oxydation du fluide.

Il est important de reconnaître que les processus hydrothermaux gouvernant la précipitation de l'or dans les gisements comme Francoeur sont différents et que ces différences suggèrent que ces gisements peuvent se former dans des environnements géologiques différents de ceux habituellement reconnus pour les gisements d'or de type veine de quartz.

Références

- BUGNON, M. F., 1982 – Rapport sur la géologie et le potentiel économique de la propriété Francoeur, Canton de Beauchastel, Québec. Exploration Long Lac ltée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. GM-39314.
- CAMERON, E.M. – HATTORI, K., 1985 – The Hemlo gold deposit, Ontario: A geochemical and isotopic study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; Volume 49, pages 2041-2050.
- _____, 1987 – Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Economic Geology*; Volume 82, pages 1177-1191.
- COLVINE, A. C. – FYON A. J. – HEATHER, K. B. – MARMONT, S. – SMITH, P. M. – TROOP, D. G., 1988 – Archean lode gold deposits in Ontario. Ontario Geological Survey; Miscellaneous Paper 139.
- COUTURE, J. F., 1991 – Carte géologique des gîtes métallifères des districts de Rouyn-Noranda et de Val-d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 90-11.
- _____, PILOTE, P. – VACHON, A., 1991 – Géologie et genèse des minéralisations aurifères associées au cisaillement Francoeur-Wasa. Phase 1: Géologie du gisement Francoeur, Arntfield, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. 155 pages. MB 91-11, 170 pages.
- COX, S. F. – ETHERIDGE, M. A. – WALL, V. J., 1990 – Fluid pressure regimes and fluid dynamics during deformation of low-grade metamorphic terranes: implications for the genesis of mesothermal gold deposits. In: *Proceedings of the Val-d'Or NUNA Conference: Greenstone Gold and Crustal Evolution* (Robert, F. – Sheanen, P. A. – Green, S. B., editors). Geological Association of Canada, pages 46-53.
- DAVIES, J. F. – WHITEHEAD, R. E. S. – CAMERON, R. A. – DUFF, D., 1982 – Regional and local patterns of CO₂-K-Rb-As alteration: A guide to gold in the Timmins area. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 24, pages 130-143.
- DIMROTH, E. – IMREH, L. – ROCHELEAU, M. – GOULET, N., 1982 – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; Volume 19, pages 1729-1758.
- _____, 1983a – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 20, pages 1355-1373.
- _____, 1983b – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; Volume 20, pages 1374-1388.
- GÉLINAS, L. – TRUDEL, P. – HUBERT, C., 1983 – Chimico-stratigraphie et tectonique du Groupe de Blake River. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 83-01, 41 pages.
- GRANT, J. A., 1986 – The isocon diagram. A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*; Volume 81, pages 1976-1982.
- GRESENS, R. L., 1967 – Composition-volume relationships of metasomatism: *Chemical Geology*; Volume 2, pages 47-65.
- KERRICH, R., 1983 – Geochemistry of gold deposits in the Abitibi greenstone Belt. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 27, 75 pages.
- KERRICH, R. – FRYER, B. J. – KING, R. W. – WILLMORE, L. M. – van HEES, E., 1987 – Crustal outgassing and LILE enrichment in major lithosphere structures, Archean Abitibi greenstone belt: evidence on the source reservoir from strontium and carbon isotope tracers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; Volume 97, pages 156-168.
- KISHIDA, A. – KERRICH, R., 1987 – Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario. *Economic Geology*; Volume 82, pages 649-690.
- LAVIGNE, M.J. – CROCKET, J. H., 1983 – Geology of the South Core zone, Dickenson mine, Red Lake. In: *The Geology of Gold in Ontario* (Colvine, A.C., editor). Ontario Geological Survey; Miscellaneous Paper 110, pages 141-158.
- LUDDEN, J. N. – DAIGNEAULT, R. – ROBERT, F. – TAYLOR, R. P., 1984 – Trace element mobility in alteration zones associated with Archean Au lode deposits. *Economic Geology*; Volume 79, pages 1131-1141.
- OHMOTO, H., 1972 – Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits; *Economic Geology*; Volume 67, pages 551-578.

- PÉLOQUIN, A. S. – POTVIN, R. – PARADIS, S. – LAFLÈCHE, M. R. – VERPAELST, P. – GIBSON, H. L., 1990 – The Blake River Group, Rouyn-Noranda, area, Quebec: a stratigraphic synthesis. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 43, pages 107-118.
- PHILLIPS, G. N. – GROVES, D. I. – NEALL, F. B. – DONNELLY, T. H. – LAMBERT, I. B., 1986 – Anomalous sulfur isotope compositions in the Golden Mile, Kalgoorlie. *Economic Geology*; Volume 81, pages 2008-2015.
- ROBERT, F., 1990 – An overview of gold deposits in the Eastern Abitibi Subprovince. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 43, pages 93-105.
- ROMBERGER, S. B., 1986 – The solution chemistry of gold applied to the origin of hydrothermal deposits. *In: Gold in the Western Shield*: Montreal (Clark, L. A., editor). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 38, pages 168-186.
- _____, 1990 – Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. *In: Greenstone Gold and Crustal Evolution*, NUNA conference volume, Val-d'Or (Robert, F. – Sheanen, P. A. – Green, S. B., editors). Geological Association of Canada, pages 61-66.
- RYE, R. O. – OHMOTO, H., 1974 – Sulfur and Carbon Isotopes and ore genesis: a review. *Economic Geology*; Volume 69, pages 826-842.
- SCHWARCZ, H. P. – REES, C. E., 1985 – S-34 in pyrite from gold deposits. *Ontario Geological Survey; Miscellaneous Paper* 127, pages 151-156.
- SEWARD, T. M., 1984 – The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. *In: Gold 82* (Foster, R.P., editor). Rotterdam, A. A. Balkema Publications, pages 165-181.
- SHENBERGER, D. M. – BARNES, H. L., 1989 – Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; Volume 53, pages 269-278.
- SIBSON, R. H. – ROBERT, F. – POULSEN, H. K., 1988 – High angle reverse faults, fluid-pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*; Volume 16, pages 551-555.
- TRUDEL, P. – HOY, L. – GAULIN, R. – LAO, K., 1991 – Géologie de la mine Elder, canton de Beauchastel, région de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-09, 152 pages.
- TRUDEL, P. – SAUVÉ, P. – TOURIGNY, G. – HUBERT, C. – HOY, L. – Caractéristiques géologiques des gisements d'or du secteur de Cadillac, Abitibi, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec (en préparation).

Partie C

***Géologie de la mine Bousquet n° 2,
un gisement aurifère polymétallique de type
pyriteux, Abitibi, Québec***

Ghislain Tourigny

RÉSUMÉ

La mine Bousquet n° 2 exploite un gisement d'or polymétallique de type pyriteux d'âge archéen. Le gisement se localise à l'intérieur d'une zone d'intense déformation ductile → fragile composée de tectonites anisotropes altérées et aux contrastes de compétence très marqués. Le minerai aurifère est l'hôte d'une zone d'altération peralumineuse et se compose de lentilles de pyrite massive et semi-massive qui sont recoupées obliquement par des veinules d'extension d'Au, d'Ag et de Cu tardi-tectoniques.

L'analyse structurale et texturale révèle que le gisement et les lithologies hôtes exhibent des caractéristiques tectono-métamorphiques résultant de deux principaux épisodes de métamorphisme surnommés M1 et M2. L'événement prograde M1 et la déformation régionale D1 contemporaine sont principalement marqués par une déformation ductile des sulfures et par le développement de textures et structures de recristallisation et de remobilisation parallèle à la foliation S1. La remobilisation différentielle des métaux ductiles (surtout chalcopyrite, chalcocite, bornite et or) à l'interface entre les bandes de pyrite et les épontes adjacentes durant le métamorphisme M1 semble responsable de la formation de zones planaires enrichies en Au, Ag et Cu.

Le métamorphisme M2 est synchrone à un incrément tardif de déformation fragile D2 et se caractérise par un influx important de fluides hydrothermaux et par une rétrogression des minéraux métamorphiques progrades. Le minerai rétrograde consiste en un ensemble de structures d'injections et de veinules d'extension discordantes à la schistosité S1. Ces structures se développent préférentiellement aux contacts entre les bandes de pyrite ductiles et les épontes fragiles. Les veinules d'extension de pyrite, galène et sphalérite, chalcopyrite et or et bornite et or recoupent généralement des protolithes de même composition minéralogique et sont interprétées comme étant le résultat d'une remobilisation métamorphique *in situ* synchrone au métamorphisme M2.

L'or et le cuivre montrent une corrélation positive à l'intérieur du gisement et les plus hautes teneurs en or et en cuivre se retrouvent aux endroits de plus fortes densités de veinules d'extension recoupant les zones préalablement enrichies en Au, Ag et Cu. La zonation métallifère est contrôlée structuralement et est reliée à la présence d'un système de joints d'extension dont les segments minéralisés représentent les veinules d'extension économiques.

Les évidences structurales et texturales suggèrent que la mise en place de l'or a eu lieu durant M1 et M2 et qu'une partie substantielle de la minéralisation de type veine résulte d'une remobilisation *in situ* plutôt que d'une addition de métaux provenant d'une source externe inconnue.

REMERCIEMENTS

L'auteur tient à remercier les géologues Daniel Doucet et André Bourget de la mine Bousquet n° 2 pour leur intime collaboration tout au long de l'étude. La compagnie Minerais Lac limitée est également remerciée pour l'autorisation de publier ce document. La version anglaise du manuscrit a été revue et corrigée par W.D. Sinclair, docteur en géologie, à la Commission géologique du Canada et par le professeur A.C. Brown de l'École Polytechnique de Montréal, lesquels ont apporté des modifications notables au manuscrit original.

Les analyses à la microsonde ont été réalisées à CANMET avec la collaboration de monsieur J.G.H. Laflamme. La préparation des tableaux et des figures a été réalisée par Nathalie Arpin et Sylvie Rhéaume dont la collaboration fut essentielle à la finalisation de ce document.



Table des matières

	Page
INTRODUCTION	83
GÉOLOGIE RÉGIONALE	85
GÉOLOGIE STRUCTURALE	89
MINÉRALISATION	91
Faciès des sulfures	91
Mineraï à veinules de pyrite	91
Pyrite massive et brèche à matrice de pyrite	91
Sulfures rubanés et bréchiques	91
Minéralisation tardive en Au, Ag et Cu	94
MINÉRALOGIE ET GÉOCHIMIE	97
Minéralogie et chimie des phases métalliques	97
Distribution minérale, zonation métallique et géochimie des sulfures	97
Imprégnations tectonométamorphiques sur la minéralisation pyriteuse et remobilisation des phases métalliques	102
Fabrique macroscopique	102
Méso et microfabriques	102
DISCUSSION ET CONCLUSIONS	109
Caractéristiques préTECTONIQUES du gisement et des roches hôtes	109
Caractéristiques syntectoniques du gisement et des roches hôtes	110
RÉFÉRENCES	113

Introduction

Les gisements d'or pyriteux sont reconnus comme représentant un important type de minéralisation aurifère dans la partie est de la ceinture de l'Abitibi (Card *et al.*, 1989; Robert, 1990). Bien que plusieurs de ces gisements aient été étudiés en grand détail durant la dernière décennie (Valliant, 1981; Valliant *et al.*, 1983; Eliopoulos, 1983; Bateman, 1984; Savoie *et al.*, 1986; Stone, 1988; Tourigny *et al.*, 1988, 1989 a, b; Marquis, 1990) plusieurs incertitudes persistent sur l'origine de ce style particulier de minéralisation aurifère en grande partie à cause de ses complexités tectoniques et métamorphiques.

Dans le district minier de Cadillac, ces gisements se retrouvent à l'intérieur d'une grande zone de faille inverse subverticale et arborent plusieurs évidences de déformation et de métamorphisme qui oblitèrent complètement toutes les structures et textures primaires des lithologies hôtes et des bandes de sulfures massifs. Les lentilles de pyrite aurifères sont intensément remobilisées et recristallisées et l'âge de la mise en place de l'or par rapport à celui de la pyrite est généralement obscurci à l'échelle du gisement. Les relations de recouplement entre les structures aurifères et leurs roches hôtes rétrogradées semblent toutefois indiquer qu'un événement de mise en place de l'or est postérieur au paroxysme du métamorphisme (Tourigny *et al.*, 1989 b; Marquis *et al.*, 1990 a). Malgré ces évidences de recouplement, une controverse réside en ce qui a trait à la source de l'or, celle-ci pouvant être interne ou externe au gisement ou encore les deux à la fois (voir Tourigny *et al.*, 1989 a, b; Marquis *et al.*, 1990 a, b; Stone, 1990).

Dans le but de mieux comprendre la relation entre les corps de pyrite syngénétique, la déformation, le métamorphisme et la minéralisation aurifère, une analyse détaillée de la minéralogie, des textures et des structures des zones minéralisées a été réalisée à la

mine Bousquet n° 2. Ce gisement d'Au, d'Ag et de Cu représente l'extension en profondeur vers l'ouest du gisement de la mine Dumagami qui a récemment été décrit par Marquis *et al.* (1990 a, b).

Ce rapport décrit la géologie locale et documente sur les effets de la déformation et du métamorphisme sur les assemblages polymétalliques aurifères. L'examen minutieux du minerai et des roches hôtes démontre que les textures et structures de remobilisation se sont développées à différents épisodes de la déformation progressive. La déformation régionale D1 et le métamorphisme prograde M1 ont produit des textures de recristallisation et des structures de remobilisation d'attitude subparallèle à la schistosité régionale S1 et aux linéations d'étirement L1.

Les structures de déformation et de remobilisation postérieures à D1 sont discordantes par rapport à la schistosité S1, synchrones au métamorphisme rétrograde M2 et à un incrément de déformation fragile dénommé D2. Ces structures tardives fournissent des évidences de remobilisation à l'échelle métrique dans le gisement qui coïncident à des structures d'injections et des veinules d'extension de Fe, Pb et Zn et d'Au, d'Ag et de Cu qui recoupent des protolithes de même composition minérale parallèles à la schistosité. La présence de zones planaires enrichies en Au et en Cu contenant une forte densité de veinules de bornite et d'or semble indiquer qu'une certaine partie de la minéralisation en Au et en Cu fut remobilisée à l'intérieur de structures d'extension durant le métamorphisme M2.

La comparaison du gisement Bousquet n° 2 avec les caractéristiques communes des gisements de sulfures massifs volcanogènes déformés et métamorphisés, suggère qu'une certaine partie de la minéralisation composée de veinules d'Au, d'Ag et de Cu résulte d'une remobilisation métamorphique *in situ*.



Géologie régionale

La géologie du district minier de Cadillac et des gisements aurifères environnants a été décrite dans plusieurs études récentes (Tourigny *et al.*, 1988, 1989 a, b; Marquis *et al.*, 1990 a, b).

Ce district minier se localise dans la partie SE de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (figure C-1). Les roches supracrustales de la région consistent en un assemblage volcanosédimentaire typique composé de roches volcaniques et volcanoclastiques mafiques à felsiques séparées par d'étroites bandes de roches sédimentaires clastiques (Tourigny *et al.*, 1988; 1989a, b). Ces unités volcaniques et sédimentaires ont une direction générale E-W à NW-SE et s'inclinent à plus de 80° vers le sud et le SW parallèlement à la schistosité régionale.

La mine Bousquet n° 2 et les gisements adjacents des mines Doyon, Dumagami et Bousquet n° 1, se localisent tous à l'intérieur d'une grande zone de faille inverse connue sous le nom de Zone Structurale Dumagami (ZSD; Tourigny, 1991). Cette grande cassure est subparallèle à la schistosité régionale, fait plus de 500 m de largeur en direction N-S et se compose de plusieurs zones de cisaillement anastomosées qui isolent des blocs de roches losangés moins déformés. Les zones de cisaillement anastomosées se caractérisent par une intensification de la schistosité héritée (Turner et Weiss, 1963), par une sévère transposition des lithologies, par une intense altération hydrothermale et fréquemment par la présence de veines de quartz ou de sulfures ou des deux dans les lithologies adjacentes.

Le métamorphisme régional prograde M1 a atteint la zone de transition des faciès schistes verts-amphibolite et est représenté par l'assemblage hornblendé-oligoclase-biotite-clinozoisite dans les métavolcanites mafiques (Stone, 1988; Tourigny *et al.*, 1989 a).

À l'intérieur des zones de faille et des fractures subsidiaires, un métamorphisme rétrograde intense M2, vers les conditions des schistes verts moyen à inférieur, s'exprime généralement par le remplacement des minéraux progrades par des assemblages riches en micas blancs ou en kaolinite-pyrophyllite ou des deux, ou

encore en chlorite et plus rarement en carbonates (Tourigny, 1988).

Les lithologies retrouvées sur la propriété Bousquet n° 2 se composent d'une variété de schistes et de roches d'environnement de faille (Sibson, 1977) dérivées des roches volcaniques et volcanoclastiques mafiques et felsiques du Groupe de Blake River (figure C-2). Les contacts lithologiques s'orientent E-W et sont fortement inclinés vers le sud parallèlement à la schistosité régionale (figure C-2). Toutes les lithologies arborent une forte fabrique tectonique planaire qui coïncide le plus souvent à une ségrégation métamorphique donnée par l'alternance de bandes riches en phyllosilicates et de bandes riches en quartz.

L'éponte inférieure du gisement consiste en un schiste à quartz et muscovite qui se compose en majorité de quartz (45 à 55 %) et de muscovite (30 à 40 %). Les minéraux accessoires communément observés sont l'apatite, l'andésine, l'andalousite, la pyrite disséminée et le rutile.

La roche hôte du gisement est un schiste à porphyroblastes d'andalousite qui possède une épaisseur de 5 à 50 m, une dimension latérale de plus de 400 m et une extension verticale connue de 1 000 m. Cette roche de teinte gris moyen est bien rubanée et se compose principalement d'andalousite, de quartz, de muscovite et de pyrite. Les porphyroblastes poeciloblastiques d'andalousite forment de 5 à 25 % de la roche et contiennent de nombreuses inclusions de quartz et de muscovite orientées parallèlement à la schistosité. Cette relation texturale indique que la croissance des porphyroblastes est postérieure au développement initial de la schistosité dans la roche (Tourigny, 1988). La kyanite coexiste localement avec l'andalousite. La plupart des porphyroblastes d'andalousite ont été pseudomorphosés à divers degrés en un assemblage composé de kaolinite, pyrophyllite, quartz et diaspor durant le métamorphisme rétrograde.

L'éponte supérieure du gisement est composée d'un schiste à muscovite et grenat contenant de 1 à 3 % de grenat manganésifère poeciloblastique. Les minéraux accessoires sont la chlorite, le chloritoïde, l'andésine, la pyrite et les oxydes de fer.

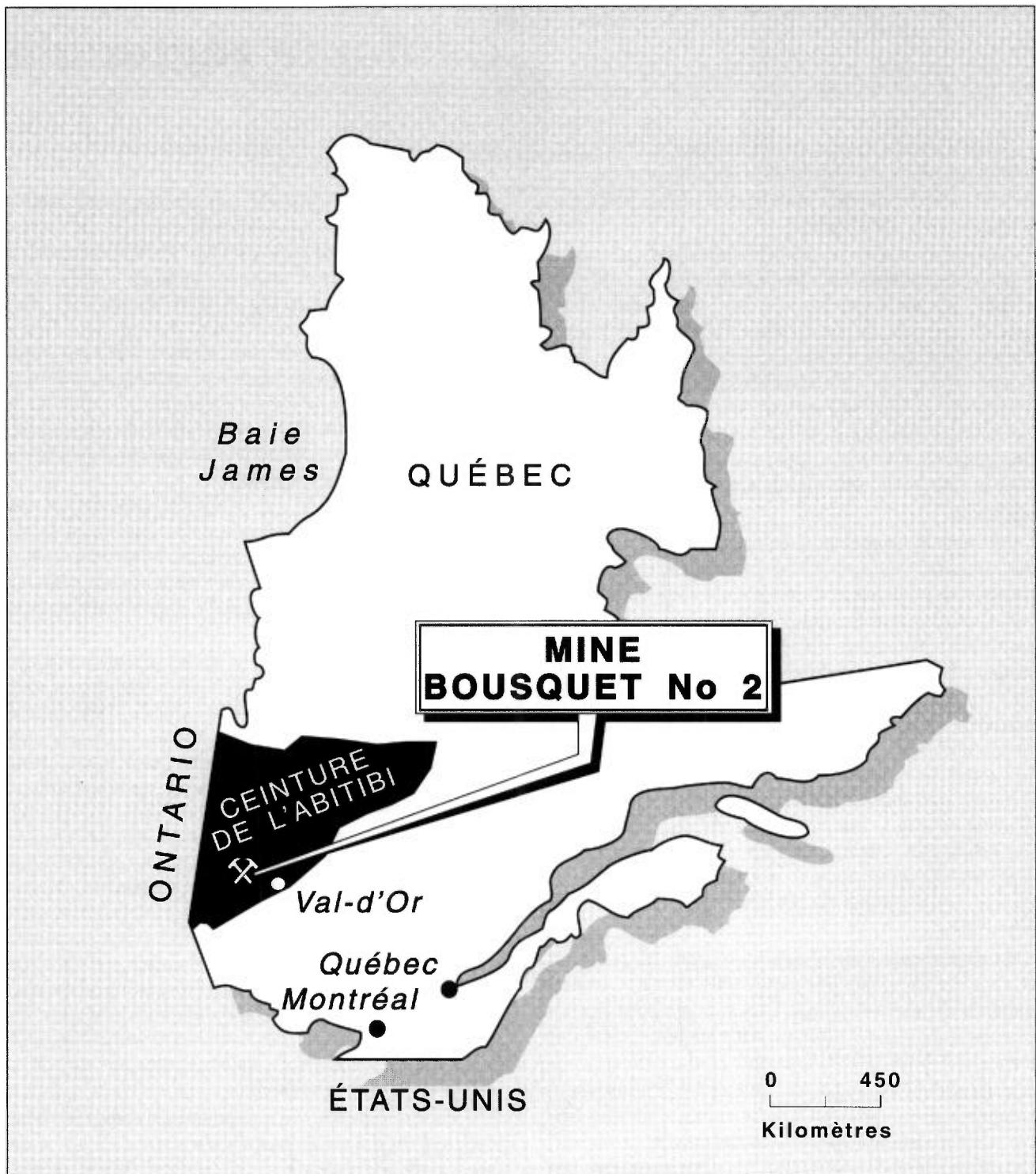


FIGURE C-1 – Localisation de la mine Bousquet n° 2 dans la ceinture de l'Abitibi.

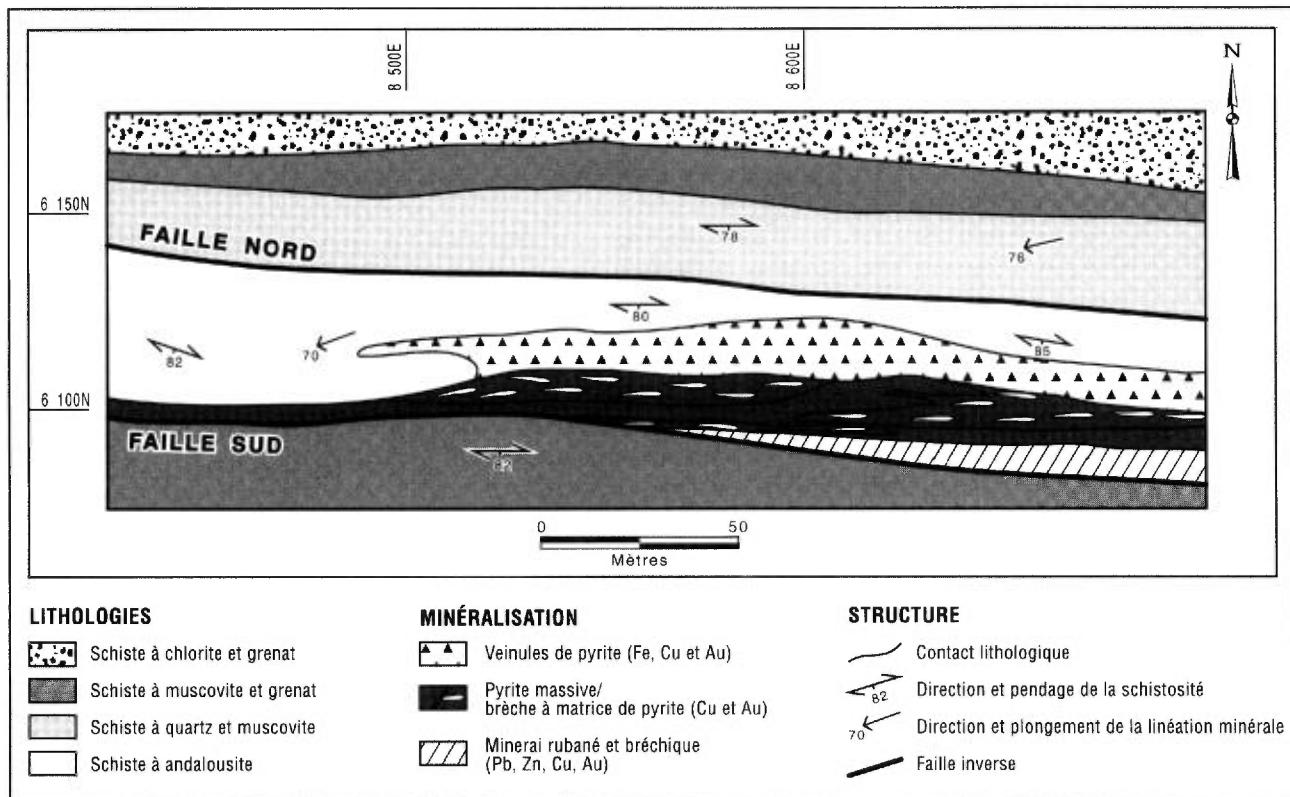


FIGURE C-2 – Géologie simplifiée du septième niveau à la mine Bousquet n° 2.

Géologie structurale

L'historique des déformations et la géométrie des roches du Groupe de Blake River à la mine Bousquet n° 2 sont analogues à celles retrouvées sur les propriétés adjacentes des mines Bousquet n° 1 (Tourigny, 1988; Tourigny *et al.*, 1988, 1989 a) et Dumagami (Marquis, 1990; Marquis *et al.*, 1990 a, b) et ne sont que brièvement résumées ici.

La principale caractéristique structurale des épontes et des lentilles pyriteuses est attribuable à la déformation régionale D1 et coïncide avec une schistosité pénétrative S1 orientée E-W fortement inclinée vers le sud (70 à 80°). Une linéation minérale L1 est contenue à l'intérieur du plan S1 et plonge à plus de 70° vers l'ouest. Cette linéation est causée par l'elongation et l'aplatissement des agrégats de phyllosilicates et des minéraux incomptéents retrouvés dans les zones abritées autour des grains rigides (surtout andalousite, grenat et pyrite disséminée).

Deux failles principales sont situées au nord et au sud du gisement (figure C-2). Ces cassures s'orientent E-W, s'inclinent fortement vers le sud et recoupent à angle faible (moins que 10°) la schistosité S1 (figure C-2). Il s'agit de zones d'intense déformation ductile de 1 à 30 m de largeur qui possèdent des dimensions latérales et verticales de plus de 1 000 m. Ces cassures longent les contacts entre des lithologies à fort contraste de compétence tel que les contacts entre les bandes de pyrite massive et leurs épontes foliées. À l'intérieur des zones de faille, la schistosité S1 possède la même direction que la faille hôte, est fortement inclinée vers le nord (plus de 80°) et décrit un patron sigmoïde en section transversale. Une linéation miné-

rale plongeant à plus de 70° vers l'ouest est communément observée sur les plans de schistosité. Cette fabrique linéaire et la géométrie de la schistosité interne aux zones de faille indiquent clairement qu'il s'agit de failles à mouvement inverse dominant et à faible rejet latéral senestre (Tourigny *et al.*, 1988).

Un incrément tardif de cisaillement à rejet directionnel dextre est localement observé le long de la faille sud où des copeaux de schiste graphitique exhibent des stries subhorizontales bien développées. Ce cisaillement dextre est interprété comme étant une réactivation tardive d'une faille inverse puisque les linéations minérales L1 sont légèrement réorientées en bordure de cette faille et deviennent moins inclinées, plongeant parfois à moins de 20° vers l'ouest. L'ampleur du rejet dextre n'a pu être quantifié mais des failles dextres analogues à celle-ci sont retrouvées sur la propriété Bousquet n° 1 et montrent des rejets latéraux inférieurs à 2 m (Tourigny, 1988).

Plusieurs structures mineures tectoniques tardives reliées à la déformation D2 sont observées à l'intérieur des tectonites foliées autour du gisement. Ces structures consistent principalement en des clivages de crénelation conjugués, des *kink bands* conjugués, des joints et failles à rejet latéral dextre et senestre. Toutes ces structures recoupent les contacts lithologiques et la schistosité S1 à angle prononcé. Bien qu'omniprésentes sur toute la propriété, elles ne font tout au plus que réorienter et déplacer légèrement les structures antérieures et n'ont qu'une influence géométrique négligeable sur la distribution spatiale et la géométrie interne des lentilles aurifères.

Minéralisation

Faciès des sulfures

La mine Bousquet n° 2 exploite une seule zone aurifère constituée de lentilles de sulfures massifs et semi-massifs arborant trois principaux faciès: 1) un minéral à veinules de pyrite, 2) un minéral de pyrite massive et de brèche à matrice de pyrite et 3) un minéral de sulfures rubanés et bréchiques (figures C-2 et C-3). Ces différents faciès se distinguent principalement par leur texture interne et par la proportion de pyrite qu'ils contiennent. Une minéralisation tardive d'Au, d'Ag et de Cu se trouve sous forme de veinules d'extension de chalcopyrite avec or et de bornite avec or qui recoupent obliquement tous ces faciès (figure C-3 et tableau C-1).

Minéral à veinules de pyrite

Le minéral à veinules de pyrite occupe la partie nord du gisement et se compose de 15 à 35 % de veinules de pyrite de 1 mm à 2 cm d'épaisseur qui sont légèrement discordantes ou subparallèles à la schistosité S₁ (tableau C-1). Les veinules discordantes ont une orientation aléatoire et se développent dans les lentilles les plus siliceuses et compétentes du schiste à andalousite. Les filonets de pyrite s'anastomosent latéralement et verticalement et isolent des fragments d'épontes sub-anguleux à subarondis. Ces veinules sinueuses montrent peu d'évidence de déformation ductile.

Les veinules de pyrite parallèles à S₁ sont confinées aux lentilles de roches plus cisaillées à proximité du contact sud de la zone. Ces veinules sont très déformées et exhibent des évidences de boudinage bidimensionnel (vertical et latéral). Les filonets de pyrite parallèles à la schistosité pourraient représenter des veinules initialement discordantes qui furent transposées et réorientées à l'intérieur des plans de schistosité durant la déformation progressive.

Pyrite massive et brèche à matrice de pyrite

Des lentilles de pyrite massive sont intimement associées à une brèche tectonique dans la partie centrale du gisement (figures C-2 et C-3).

Les bandes de pyrite massive sont généralement observées de part et d'autre de la brèche, mais quelques bandes d'épaisseur considérable se trouvent au centre de l'unité (figures C-2 et C-3). Elles se composent de plus de 95 % de pyrite recristallisée et de 1 à 5 % de sul-

fures de Cu Pb et Zn, d'or, de tellurures et d'oxydes interstitiels à la pyrite. La pyrite massive forme des corps tabulaires variant de 50 cm à plus de 5 m d'épaisseur orientés parallèlement à la schistosité S₁ (tableau C-1). Des relations angulaires entre les bandes de pyrite et la schistosité ne sont observées que localement, là où l'on retrouve des évidences de transposition et de plissement.

La brèche à matrice de pyrite forme des lentilles discontinues tectoniquement interdigitées avec la pyrite massive (figure C-2). Les lentilles bréchiques ont plus de 1,5 m d'épaisseur et contiennent 35 à 55 % de pyrite recristallisée supportant des fragments d'épontes sub-anguleux à subarondis (figure C-4 a). La brèche est hétérolithique et les fragments de roches se composent de schiste à andalousite, de rhyolite à phénocristaux de quartz bleu corrodés et de veines de quartz. Les tectonoclastes ont une dimension qui varie de 1 cm à plus de 3 m et exhibent un état de déformation finie variable. Les fragments de schiste à andalousite sont très anisotropes et fréquemment séparés par des domaines de roches plus siliceuses et moins déformées. Ils sont pour la plupart aplatis et alignés dans le plan de la schistosité tandis que les fragments plus riches en quartz ne montrent pas de déformation ductile interne et ont une orientation aléatoire par rapport à S₁. Ces observations indiquent que la bréchification tectonique est postérieure au développement de la schistosité dans le schiste à andalousite. L'incorporation des tectonoclastes à l'intérieur de masses de sulfures en voie de déformation est une caractéristique de panneaux structuraux à déformation interne hétérogène et accélérée (Plimer, 1987).

Sulfures rubanés et bréchiques

Le faciès de sulfures rubanés et bréchiques n'est présent que dans la partie sud du gisement. Cette unité est très déformée et se caractérise par une minéralisation métallifère hétérogène. Elle n'est pas exploitée systématiquement à cause de la présence aléatoire des veines de chalcopyrite avec or fournissant la majorité du minéral économique dans cette partie du gisement. Du nord au sud, cette lentille est caractérisée par la juxtaposition d'un minéral bréchique riche en chalcopyrite, d'une lentille riche en pyrite et pyrrhotite rubanée et d'une étroite bande de sphalérite et galène rubanée à l'extrémité sud du gisement (figure C-3).

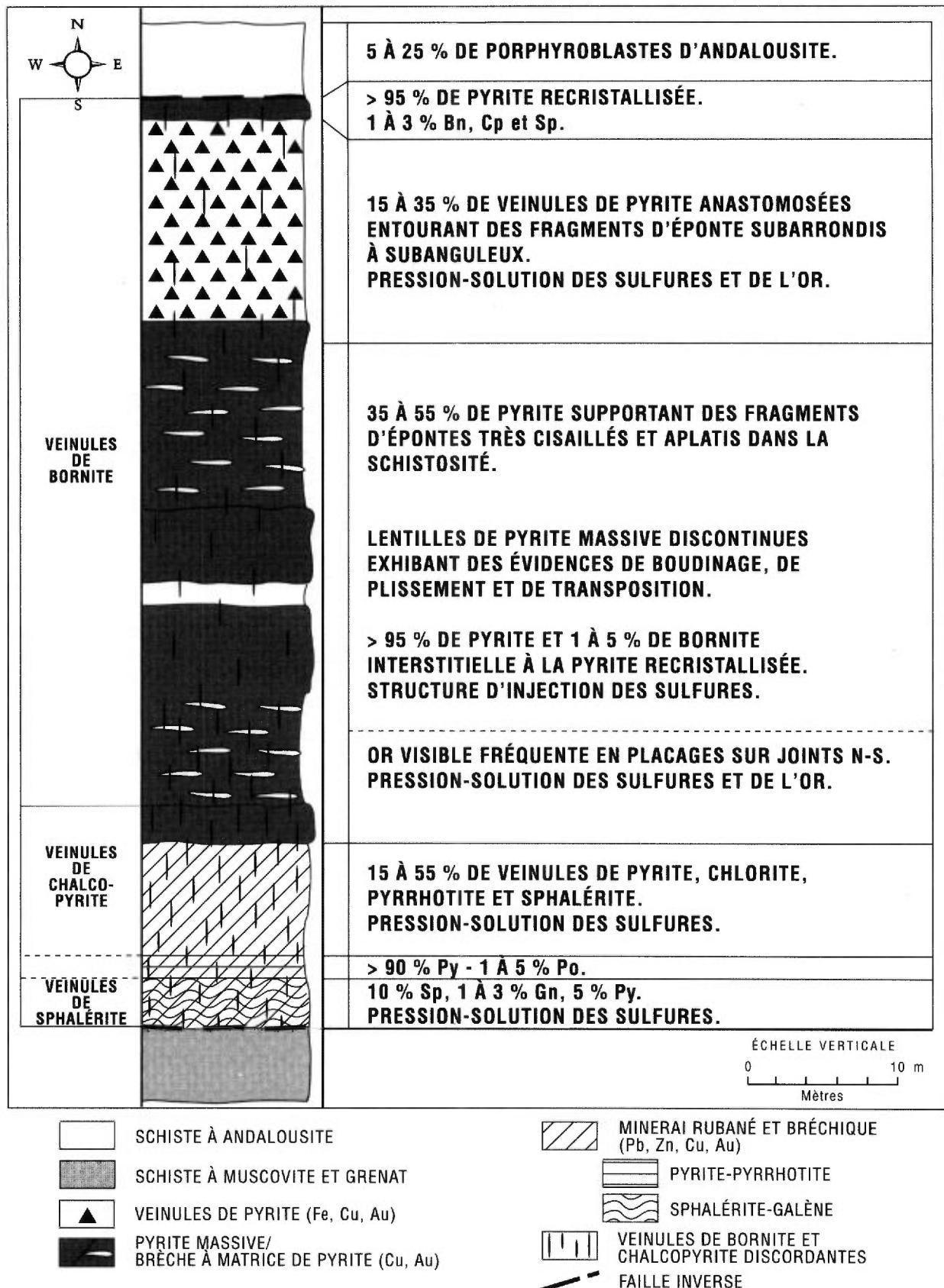


FIGURE C-3 – Coupe lithologique transversale de la zone minéralisée montrant la distribution spatiale des divers faciès de sulfures. Notez la zonation métallique transversale passant de la bornite à la chalcopyrite et à la sphalérite – galène vers le sud. Les veinules d'extension de bornite avec or et chalcopyrite avec or recoupent tous les faciès de sulfures.

TABLEAU C-1 – Principales caractéristiques minéralogiques et texturales de la minéralisation pyriteuse et aurifère à la mine Bousquet n°2.

Faciès des sulfures	Longueur X largeur X dimension verticale	Direction et pendage	Structures minéralisées		Minéralogie		Remarques
			Relation angulaire par rapport à la foliation	Géométrie	Majeur	Mineur	
Minerai à veinules PY. 1,1 Mt: Au = 4,5 g/t Ag = 6,5 g/t Cu = 0,11 %	200 m X 8 m X 250 m	N090°/80°	Discordante et subparallèle.	Veinules de pyrite anastomosées.	Py-Bn-Cc-Qz-Mb	Dg-Cp-Sp-Ru-Au-An	Or et bornite observées dans les interstices, les fractures et à la jonction triple des grains de pyrite recristallisée.
Py. massive et brèche à matrice Py. 6,4 Mt: Au = 8,3 g/t Ag = 17,5 g/t Cu = 0,67 %	275 m X 3 à 20 m X >1000 m	N090°/80°	Subparallèle.	Corps tabulaire et lenticulaire. Boudinage, transposition.	Py-Bn-Cc-Dg-Tn-Qz-Mb-An	Sp-Gn-Cp-Mw-Re-Cla-Al-He-Pe-Teb-Mc-Asp-Au-Ru	Or, tellurure, galène et bornite observés dans les interstices et les fractures de la pyrite.
Minerai rubané et bréchique	125 m X < 15 m X > 400 m	N090°/80°	Subparallèle à légèrement oblique.	Veinules de Cp anastomosées et localement plissées. Boudinage des bandes de Py-Po et Cp parallèle à la foliation.	Py-Cp-Sp-Po-Asp	Gn-Ru-Au-Qz-Mb-An	Les veinules de Cp précoces peuvent s'être formées à la manière de fractures d'extension sigmoïdes.
Minéralisation tardive en Au-Ag-Cu							
Veinules de bornite	< 2 m X 3 mm X 10 m	N190°/80° à verticale.	Discordante 75°-90°.	Système de veinules en échelons, non déformées et espacées de 10 cm.	Bn-Cc-Cp-Tn-Dg-Py-Gn	Co-Sp-Re-Mw-He-Pe-Al-Teb-Au-Qz-Mb-An	Veinules d'extension en échelons représentant des segments de joints minéralisés et formées durant un incrément tardif de la déformation. Texture fibreuse présente dans les veinules.
Veinules de chalcopyrite		N360°/80° à verticale.	Discordante 75°-90°.		Cp-Sp-Po-Py	Gn-Au-Qz-Mb-An	Bornite et or visible en placages sur fractures N-S.

Abréviations: Au: or; An: andalousite; Al: altaite; Asp: arsénopyrite; Bn: bornite; Cc: chalcocite; Co: colusite; Cp: chalcopyrite; Cla: clauthalite; Dg: digénite; Gn: galène argentifère; He: hessite; Mc: marcasite; Mw: mawsonite;

Pe: petzite; Po: pyrrhotite; Py: pyrite; Qtz: quartz; Re: Réniérite; Ru: rutile; Sp: sphalérite; Teb: tellurobismuthinite; Tn: tennantite; Mb: mica blanc; Mt: million de tonnes métriques.

N360°/80°: Système international (direction avec pendage à droite).

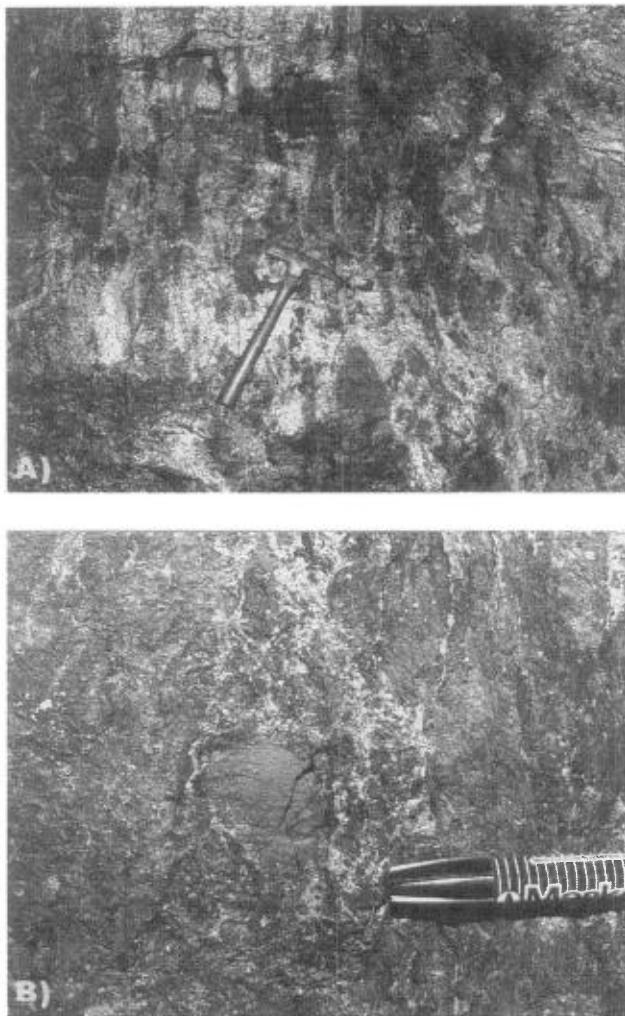


FIGURE C-4 – Section verticale d'une galerie souterraine montrant divers faciès de sulfures.

- a) Brèche composée de fragments d'éponte supportés par une matrice de pyrite recristallisée. L'axe long des fragments correspond à la schistosité S₁ dans la zone économique.
- b) Veinules de pyrite-chalcopyrite anastomosées dans la zone de sulfures rubanés et bréchiques.

Le minerai riche en chalcopyrite se compose de 15 à 50 % de veinules de pyrite et chalcopyrite. Leurs caractéristiques internes de déformation finie permettent de les relier à un stade précoce (veinules précoce) et à un stade avancé de la déformation progressive (veinules tardives). Les veinules précoce s'orientent obliquement par rapport à S₁ et forment un réseau de filons sinués et anastomosés entourant des fragments de schiste à andalousite (figure C-4b et tableau C-1). Elles sont occasionnellement plissées en flexures symétriques dont la surface enveloppante subhorizontale montre une direction générale N-S. S₁ est coplanaire avec la trace axiale de ces plis de classe 1B (pli parallèle) à plongée subhorizontale. Ces veinules devaient originellement être disposées très obliquement par rapport à la foliation et peuvent s'être mises en place de manière analogue à celle des fractures

d'extension rencontrées dans les zones de cisaillement ductile-fragile (Ramsay, 1980). Les veinules tardives composées de pyrite et de chalcopyrite sont postérieures à la déformation D₁ et recoupent nettement la foliation S₁ et les veinules précoce. Il s'agit de fractures d'extension subverticales, orientées N-S qui recoupent toute l'unité de sulfures rubanés et bréchiques (figure C-3).

La lentille de pyrite et de pyrrhotite rubanée représente un mince horizon interlit avec le minerai à chalcopyrite (figure C-3). Ce minerai montre habituellement un rubanement interne causé par l'alternance de lentilles riches en pyrite et pyrrhotite avec des copeaux lenticulaires de schiste à andalousite transposés dans les bandes de sulfures. Ce rubanement s'oriente parallèlement à S₁ et l'épaisseur des bandes de sulfures et de schiste varie de 5 à 50 cm. La présence de pyrrhotite est très discontinue à l'échelle de la mine et le rubanement est fréquemment défini par l'alternance de bandes de pyrite de granulométrie distincte.

La lentille rubanée de sphalérite et de galène limite la bande de pyrite et de pyrrhotite du côté sud (figure C-3). Cette minéralisation est définie par l'alternance de bandes de sphalérite, galène et pyrite avec des bandes de schiste à andalousite. Typiquement, la sphalérite de teinte mielleuse possède une fluorescence orangée à la lumière ultraviolette. Elle constitue 10 % de la roche et forme des veinules d'ordre millimétrique parallèles à S₁. La galène (1 à 3 %) se situe à la bordure des grains de sphalérite ou sous forme d'inclusions à l'intérieur de ceux-ci. Un système tardif de veinules de sphalérite et de galène existe sporadiquement dans cette zone et recoupe obliquement la minéralisation en Pb et en Zn orientée parallèlement à la schistosité.

Minéralisation tardive en Au, Ag et Cu

Les structures mésoscopiques contenant la minéralisation aurifère correspondent à un réseau de veinules d'extension discordantes par rapport à la schistosité S₁. Ces veinules non déformées sont disposées en échelons, se composent de chalcopyrite avec or et de bornite avec or et sont associées à un système de joints d'extension pénétratif (figure C-3; tableau C-1). Les veinules aurifères ne sont pas uniformément développées dans le gisement. De manière générale, elles augmentent en abondance vers le sud en s'approchant du contact entre la pyrite massive de la brèche tectonique et le minerai rubané (figure C-3). Elles sont surtout bien développées dans l'éponte inférieure de la faille sud, là où la compétence des sulfures semblent avoir eu une influence majeure sur la localisation de ces structures d'extension minéralisées (figure C-5). Des veines d'extension composées de quartz et des

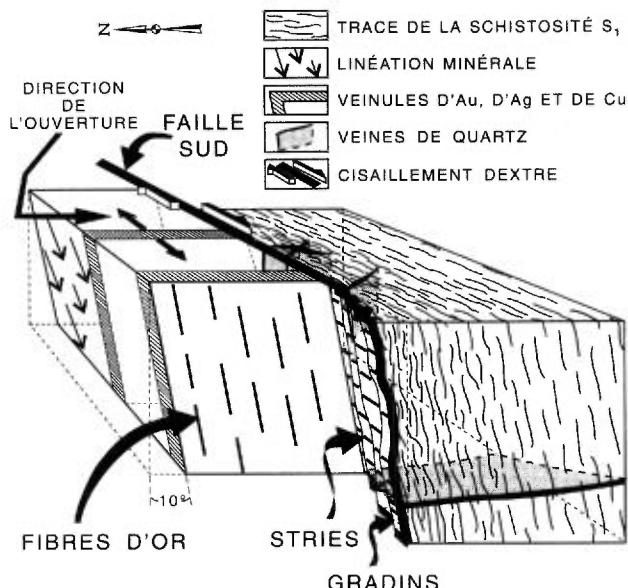


FIGURE C-5 – Bloc-diagramme schématique illustrant les relations géométriques entre les veinules d'extension composées d'Au, d'Ag et de Cu et les principaux éléments structuraux mesurés dans les épontes. Notez que le minerai aurifère se retrouve uniquement au nord de la faille sud, le long de laquelle les stries subhorizontales et les gradins de faille indiquent un mouvement dexter tardif.

Joint subverticaux se rencontrent également au sud de la faille, mais contiennent rarement des valeurs aurifères économiques (figure C-5). La relation chronologique entre les veines de quartz stériles et le système de joints d'extension est encore incertaine mais, localement, les joints recoupent les veines de quartz subhorizontales.

Les filonets de chalcopyrite avec or et de bornite avec or sont géométriquement analogues (tableau C-1). Ils possèdent une direction N-S, sont subverticaux et recoupent obliquement leur lithologie hôte, la schistosité S1 et les lentilles de pyrite massives et semi-massives (figures C-3 et C-6a). Ces structures sont coplanaires avec un système de joints systématiques (Ramsay et Huber, 1987). Elles ont une faible extension latérale et verticale et une épaisseur variant de 2 mm à 2 cm (moyenne de 3 mm; tableau C-1). Latéralement, les filonets individuels passent à des joints stériles indiquant ainsi qu'ils représentent des segments de joints minéralisés. Ces veinules d'Au, d'Ag et de Cu ne montrent aucune structure de déformation interne et n'ont pas subi les effets de la déformation ductile D1 observées dans les roches hôtes. Elles sont attribuées à l'incrément de déformation fragile D2, postérieur au paroxysme de la déformation régionale.

À leurs bordures, les veinules sont dépourvues d'enveloppe d'altération visible. Leur texture interne est caractérisée par un cœur riche en sulfures et une bordure fibreuse d'échelle microscopique (moins que 1mm). Ces fibres minérales se localisent à l'interface entre la veine et les épontes et se composent d'une

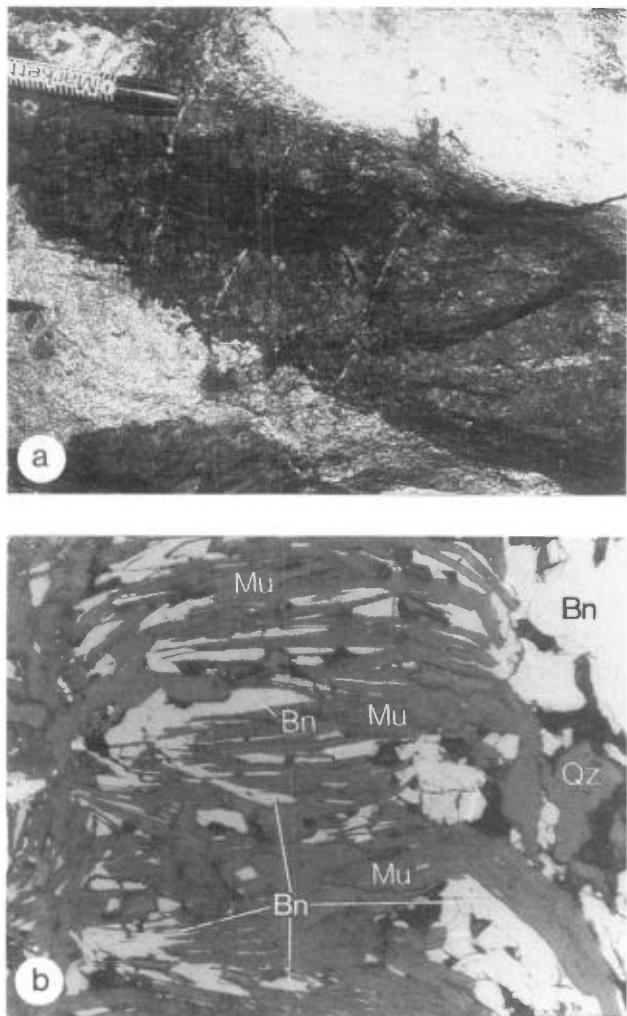


FIGURE C-6 –

- Section verticale dans une galerie montrant des veinules d'Au, d'Ag et de Cu en échelons recoupant un tectonoclaste et la pyrite recristallisée dans la brèche à matrice de pyrite.
- Photomicrographie montrant la texture fibreuse typique des veinules d'extension aurifères définie par une intercroissance de muscovite (Mu) et de bornite (Bn). Lumière réfléchie. Échelle = 0,1 mm.

intercroissance de muscovite et de bornite ou de chalcopyrite ou encore des deux (figure C-6b). Les fibres sont perpendiculaires aux parois des veines et indiquent que leur ouverture s'est faite selon une direction orthogonale à l'attitude des veines (figure C-5). Le vecteur d'ouverture déduit à partir des fibres minérales s'oriente E-W et est subhorizontal.

Les veines aurifères ne possèdent pas une texture rubanée bien développée et leur formation semble causée par un seul épisode d'ouverture. Par ailleurs, la majorité des filonets aurifères contiennent d'étroites fractures et cavités internes qui sont remplies de rosettes de muscovite fibreuse qui se rattachent aux sulfures adjacents. Ces agrégats de muscovite représentent des textures de remplissage et résultent d'une cristallisation libre des minéraux dans des espaces ouverts

(Robert et Brown, 1986). Pour permettre la formation et l'agencement de tels cristaux, il a donc fallu que la fracture initiale s'ouvre à sa pleine épaisseur avant que les minéraux ne commencent à s'y précipiter. Ces évidences démontrent clairement que le système de joints était initialement développé avant la formation du matériel filonien aurifère.

Par ailleurs, les fractures et les cavités à l'intérieur des veines sont également fréquemment remplies d'agrégats de pyrophyllite, de kaolinite, de diaspose, de muscovite et de quartz qui remplacent des porphyroblastes d'andalousite. Cet assemblage rétrograde est analogue à celui trouvé dans le schiste à andalousite et sa présence dans les veines d'Au, d'Ag et de Cu indique

que la formation des veines était contemporaine du métamorphisme rétrograde.

Les veinules individuelles sont localement bordées par des plans de rupture plaqués de bornite ou d'or visible ou encore des deux. Certaines de ces surfaces arborent des fibres d'or visibles disposées en gradins qui définissent une linéation plongeant verticalement selon la direction de glissement (figure C-5). Dans la plupart des cas observés, cette fabrique linéaire et les gradins associés indiquent un mouvement vertical normal mineur le long des plans de rupture. Ce sens de déplacement est compatible avec la nature en extension des veinules d'Au, d'Ag et de Cu (Tourigny *et al.*, 1993).

Minéralogie et géochimie

Minéralogie et chimie des phases métalliques

Une étude microscopique détaillée du minéral aurifère a été réalisée afin de déterminer la composition des principaux assemblages minéralogiques retrouvés dans la zone économique. La distribution spatiale des assemblages spécifiques à l'intérieur du gisement et les effets de la déformation et du métamorphisme sur les minéraux métalliques seront présentés plus loin dans le rapport.

Les principaux minéraux rencontrés dans les lentilles de sulfures massifs et semi-massifs se composent de pyrite, de chalcopyrite, de sphalérite, de galène, de pyrrhotite, de bornite, de chalcocite et de tennantite tellurienne (tableau C-1). Les minéraux accessoires sont l'arsénopyrite, la marcasite, la clauthalite, la digénite, la mawsonite, la réniérite, la colusite, les tellurures et l'or natif.

Vingt-cinq lames minces polies contenant l'assemblage typique des bandes de sulfures et des veinules d'Au, d'Ag et de Cu ont été sélectionnées pour l'identification des espèces minérales et la composition chimique des principales phases métalliques (tableau C-2).

La sphalérite muelleuse, fluorescente à la lumière ultraviolette, est toujours partiellement substituée de façon isomorphe par le fer (Fe) et le cadmium (Cd) et plus rarement par le manganèse (Mn). Les analyses représentatives montrent que le contenu en fer est supérieur à 2,4 % tandis que celui en manganèse est typiquement inférieur à 1,0 % (tableau C-2). La concentration en cadmium varie de 0,14 à 0,24 %. La galène argentifère contenant du sélénium (Se) est associée avec cette sphalérite et sa composition variable peut s'exprimer comme suit: Pb_{0,978-0,987} (Ag_{0,0015-0,003} Se_{0,0637-0,186}) S_{0,823-0,956}. La clauthalite (PbSe) est en association intime avec la galène qui contient du sélénium.

La tennantite tellurienne, la digénite, la chalcocite, la réniérite et la colusite sont des minéraux caractéristiques des assemblages riches en bornite (tableau C-1). La bornite et la chalcocite exhibent une texture d'intercroissance mutuelle bien développée, laquelle indique une précipitation simultanée de ces deux phases. La digénite est une phase mineure et se retrouve le plus souvent comme couronne de réaction entre la bornite et la chalcocite. La tennantite tellurienne ressemble beaucoup à la bornite en texture et occurrence et est fréquemment en intercroissance avec la chalcopyrite. Cette tennantite contient plus de 4,1 % de tellure (Te)

et un maximum de 18,1 % d'argent (Ag: tableau C-2). Un type de tennantite chimiquement analogue à celle-ci a été observé à l'intérieur des gîtes cuprifères de type Besshi (Kase, 1986).

La mawsonite et la réniérite sont fortement anisotropes et arborent une réflexion interne orange caractéristique (Ramdohr, 1969). Ces minéraux coexistent en équilibre avec la bornite et se retrouvent en intercroissances ou en inclusions avec ou dans celle-ci. La réniérite est anomalique en étain (Sn) et chimiquement zonée avec un cœur riche en germanium (Ge: réniérite) et une bordure riche en Sn (mawsonite: figure C-7a; tableau C-2: analyse 2 de la réniérite de la mawsonite). La colusite est spatialement associée avec les minéraux de germanium et d'étain dans les veinules riches en bornite (tableau C-2).

Les tellurures sont communément associés avec les valeurs élevées en Au, Ag et Cu et se composent d'hessite, de petzite, de tellurobismuthinite et d'altaite. En section polie, l'hessite et la petzite sont fréquemment en intercroissance et peuvent contenir des inclusions d'or natif (figure C-7b). L'hessite est le principal minéral argentifère du gisement et coexiste fréquemment avec la galène argentifère à l'intérieur des filons aurifères.

L'or natif a une composition générale variable exprimée par Au_{1,476-1,997} Ag_{0,225-0,523} (tableau C-2). Il se retrouve sous forme de cristaux isolés ou en micro-veinules à l'intérieur des fractures de la pyrite ou encore en inclusions dans la bornite, la chalcopyrite et les tellurures. Sa granulométrie moyenne est estimée visuellement à 0,05 millimètres.

Distribution minérale, zonation métallique et géochimie des sulfures

La distribution spatiale des minéraux et des éléments traces à l'intérieur du gisement est présentée dans cette partie afin d'illustrer 1) la distribution des éléments en relation avec la minéralogie du minéral et les faciès des sulfures et 2) documenter la zonation transversale à la mine Bousquet n° 2.

La préservation d'une zonation métallique primaire est très peu probable à la mine Bousquet n° 2 à cause de l'aspect très déformé et métamorphisé du gisement. Par contre, certains minéraux et assemblages de minéraux occupent une position structurale particulière, laquelle confère au gisement une zonation métallique transversale, soit N-S et orthogonale à la direction de la zone économique (figure C-3 et tableau C-1).

TABLEAU C-2 – Analyses à la microsonde représentatives des principaux sulfures de Cu, de Pb et de Zn, des tellurures et des alliages Au-Au. n.d. = non détecté. Les limites de détection du Mn, de l'Ag et de Sb sont respectivement de 0,03, 0,03 et 0,05 pourcentage poids. Mine Bousquet n° 2.

Minéral	Pourcentage poids							Pourcentage atomique					
	Zn	Fe	Mn	Cd	S	Total	Zn	Fe	Mn	Cd	Somme	S	
Sphalérite													
1.	64,5	2,4	0,03	0,14	33,2	100,27	0,96	0,04	<,01	<,01	1,00	1,00	
2.	60,9	5,8	n.d.	0,16	33,2	100,06	0,90	0,10	n.d.	<,01	1,00	1,00	
Galène	Pb	Ag	S	Se		Total	Pb	Ag	Somme	S	Se	Somme	
1.	84,7	0,05	12,5	2,20		99,45	0,99	<,01	0,99	0,94	0,07	1,01	
2.	86,0	n.d.	13,7	0,25		99,95	0,98	n.d.	0,98	1,01	0,01	1,02	
Minéral	Pourcentage poids							Pourcentage atomique					
	Ag	Au	Te			Total		Ag	Au	Te			
Hessite													
1.	60,3	0,60	37,80			98,70		1,95	0,01	1,04			
2.	61,9	0,31	38,00			100,21		1,97	0,01	1,02			
Petzite													
1.	45,4	20,5	33,90			99,80		3,19	0,79	2,02			
Tellurobismuthinite	Bi	Pb	Ag	Te	Sb			Bi	Pb	Ag	Te	Sb	
1.	38,6	15,6	0,79	44,5	0,08	99,57		1,50	0,61	0,06	2,83	<,01	
Altaite													
1.	0,53	61,2	0,15	37,3	n.d.	99,18		0,01	1,00	<,01	0,99	n.d.	
Alliage Au-Ag	Au		Ag										
1.	83,8		15,40			99,20							
2.	82,9		16,10			99,00							
3.	93,3		6,50			99,80							
Minéral	Pourcentage poids							Pourcentage atomique					
	Cu	Zn	Fe	Mn	Ag			As	Te	Sb	S	Total	
Tenantite													
1.	44,50	5,60	0,08	0,47	n.d.			16,30	4,10	0,74	27,70	99,49	
2.	44,00	6,80	0,48	0,48	0,13			18,10	1,90	0,78	27,81	00,47	
Mawsonite	Cu	Fe	Sn	Ge	S								
1.	44,10		13,10	11,60	1,00						30,10	99,90	
2.	43,70		13,50	11,20	1,60						29,90	99,90	
Réniérite	Cu	Zn	Fe	Mn	Ge			Sn	As		S		
1.		2,20	13,70	0,15	4,50			4,20	1,70		32,00	99,75	
2.		2,50	13,80	n.d.	5,00			4,00	1,40		32,20	99,10	
Colusite (?)	Cu	As	Ge	V	Fe	Zn		Sn	Mn	Sb	S		
1.	49,00	8,00	5,30	3,20	1,50	1,00		0,43	0,50	0,07	31,30	99,85	
Pourcentage atomique													
Tenantite	Cu	Zn	Fe	Mn	Ag	Somme		As	Te	Sb	Somme	S	
1.	10,60	1,30	0,02	0,13	n.d.	12,05		3,29	0,49	0,09	3,87	13,08	
2.	10,32	1,55	0,13	0,13	0,02	12,15		3,60	0,22	0,10	3,92	12,93	
Mawsonite	Cu	Fe	Sn	Ge	Sn+Ge								
1.	6,93		2,34	0,97	0,13	1,10							
2.	5,91		2,08	0,81	0,19	1,00							
Réniérite	Cu	Zn	Cu+Zn	Fe	Mn	Fe+Mn		Ge	Sn	As	Somme	S	
1.	10,46	0,54	11,00	3,95	0,04	3,99		1,00	0,57	0,37	1,94	16,07	
2.	10,22	0,62	10,84	3,99	n.d.	3,99		1,11	0,54	0,30	1,95	16,22	
Colusite (?)	Cu	As	Ge	V	Fe	Zn		Sn	Mn	Sb	S		
1.	3,04	0,42	0,29	0,25	0,11	0,06		0,01	<0,01	<0,01	3,83		

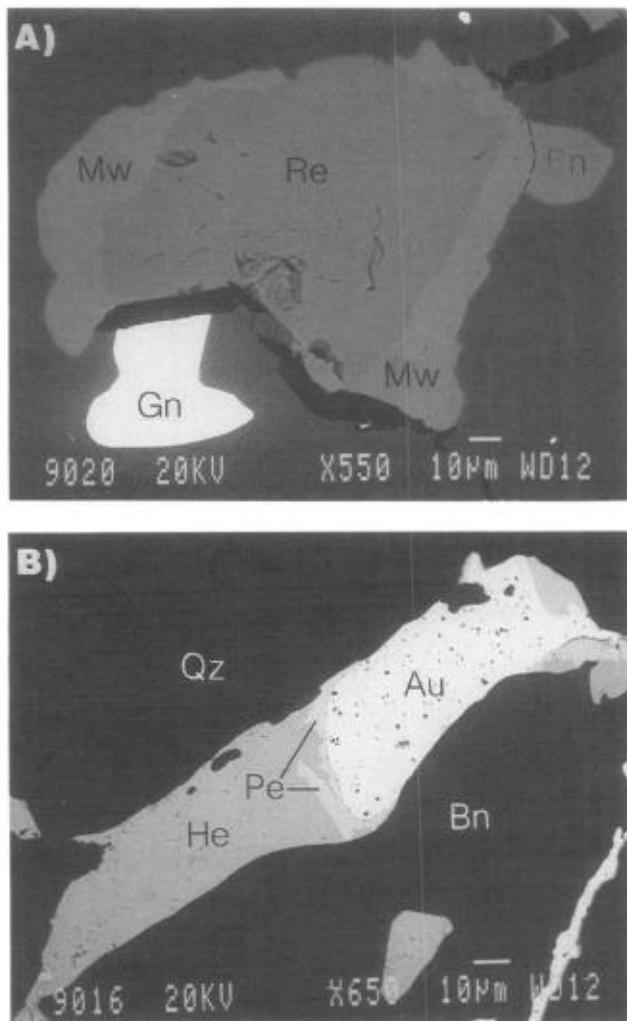


FIGURE C-7 –

- Photomicrographies par électrons rétrodiffusés montrant un grain de réniérite (Re) zonée avec un cœur riche en germanium (réniérite) (Gn) et une bordure riche en étain (mawsonite) (Mw).
- Photomicrographies par électrons rétrodiffusés montrant la présence de petzite (Pc) et d'hessite (He) autour d'un grain d'or.

Cette zonation métallique s'exprime par la restriction des assemblages riches en cuivre aux parties nord et centrale du gisement (figure C-3). Ces zones riches en cuivre (chalcocite, digénite, bornite) se localisent dans le minéral à veinules de sulfures ainsi qu'à l'intérieur des bandes de pyrite massives et de la brèche tectonique. Les minéraux de cuivre augmentent en abondance en s'approchant de l'extrémité sud de ces faciès.

Le minéral rubané et bréchique est caractérisé par la disparition de la bornite et des phases associées au dépens de la chalcopyrite et en moindre importance, de la pyrrhotite et de la sphalérite. La sphalérite et la galène sont présentes à travers tout le gisement mais sont particulièrement abondantes à l'extrémité sud de la zone économique (figure C-3 et tableau C-1).

L'or et le cuivre exhibent une corrélation positive quasi parfaite à l'intérieur du gisement (figure C-8). Le contenu en or est plus élevé (moins que 4 ppm) là où les valeurs en cuivre augmentent (figure C-8). La comparaison des teneurs en Au et en Cu du minéral avec les structures mésoscopiques révèle que les teneurs les plus élevées en Au et en Cu se localisent dans les zones de plus intense déformation fragile qui s'étendent de 10 à 30 m au nord de la faille sud (figure C-8). Dans cette partie du gisement, les plus fortes teneurs en or (moins de 20 ppm) coïncident avec la présence de fractures N-S plaquées d'or visible. Les plus hautes valeurs en Cu (moins de 1,5 %) coïncident également avec une plus forte densité de placages de bornite le long de fractures N-S. Ces évidences démontrent bien que la zonation métallique en Au et en Cu à la mine Bousquet n° 2 est contrôlée structuralement à cause de la présence de fractures d'extension. Une zonation métallique géométriquement analogue à celle-ci, étant causée par la présence de structures d'extension, a récemment été décrite à l'intérieur des gisements de Pb et de Zn de Tasmanie (Aerden, 1991).

Quinze échantillons des divers faciès de sulfures ont été analysés pour l'or, l'argent et le cuivre et divers autres métaux (tableau C-3). Chaque échantillon représente une section de sondage de un mètre de longueur par deux cm d'épaisseur. Ces analyses mettent en évidence plusieurs relations entre les éléments traces et la minéralogie du minéral. Les valeurs de cuivre, d'or et d'argent montrent une corrélation positive à l'intérieur des bandes de pyrite massive et de la brèche à matrice de pyrite. Les valeurs en argent les plus élevées sont présentes dans les échantillons à fortes teneurs en tellure, révélant ainsi que l'hessite est le principal minéral argentifère du gisement. La plus forte teneur en étain (129 ppm) se trouve dans un échantillon riche en cuivre et germanium, démontrant que l'étain et le germanium se trouvent dans le minéral riche en cuivre contenant la réniérite et la mawsonite.

Le contenu en arsénic de la pyrite massive (aussi élevé que 629 ppm) se corrèle bien avec la coexistence de tennantite et d'arsénopyrite à l'intérieur de ce faciès. La plus haute valeur en bismuth (173 ppm) semble concorder avec des valeurs élevées en germanium reflétant l'association tellurobismuthinite-réniérite-mawsonite.

La diminution du contenu en cuivre à l'intérieur des sulfures rubanés et bréchiques correspond probablement à la transition de la bornite à la chalcopyrite et à l'apparition de sphalérite et de galène dans cette zone. Les teneurs élevées en plomb et en zinc coïncident avec la présence de galène et de sphalérite dans ce faciès. Par ailleurs, l'étroite corrélation entre les fortes valeurs en cadmium et en manganèse et les valeurs élevées en

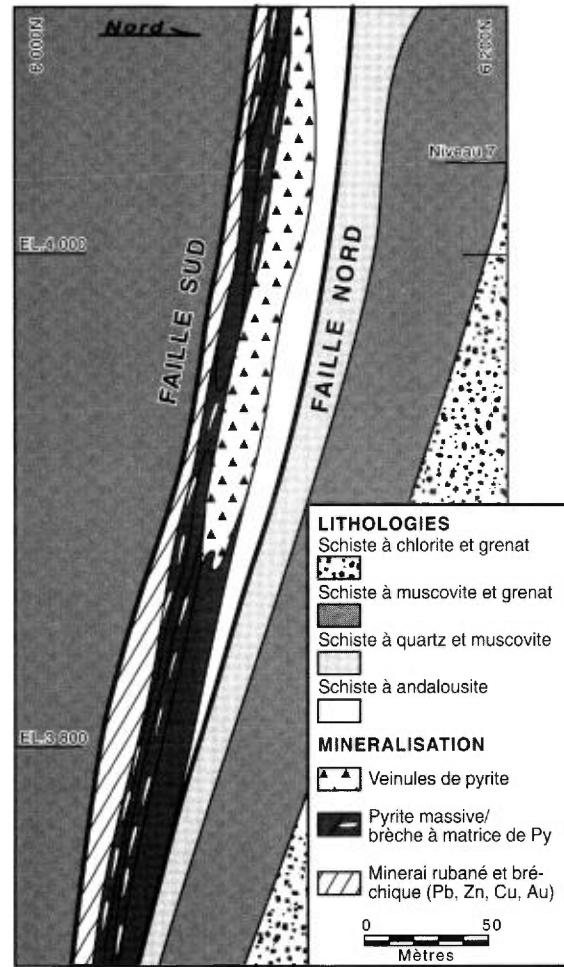
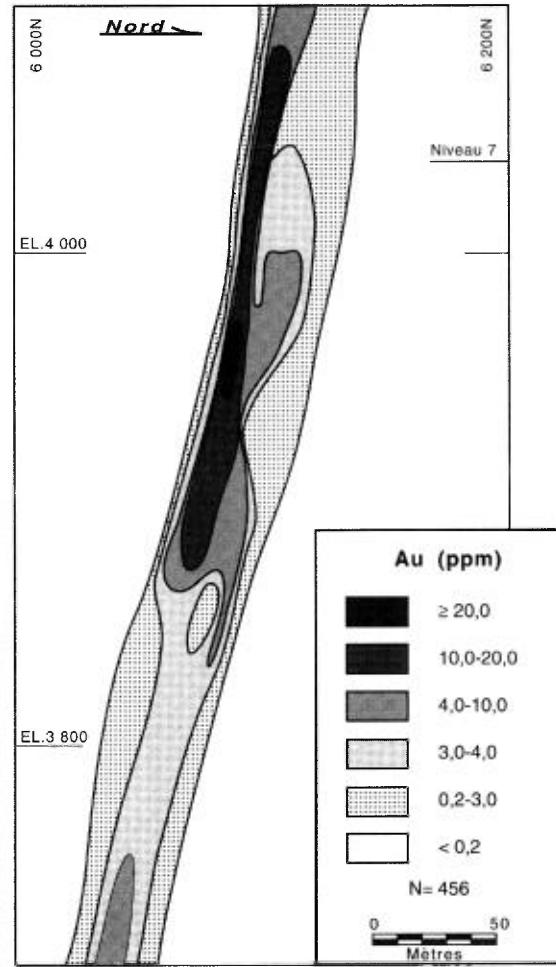
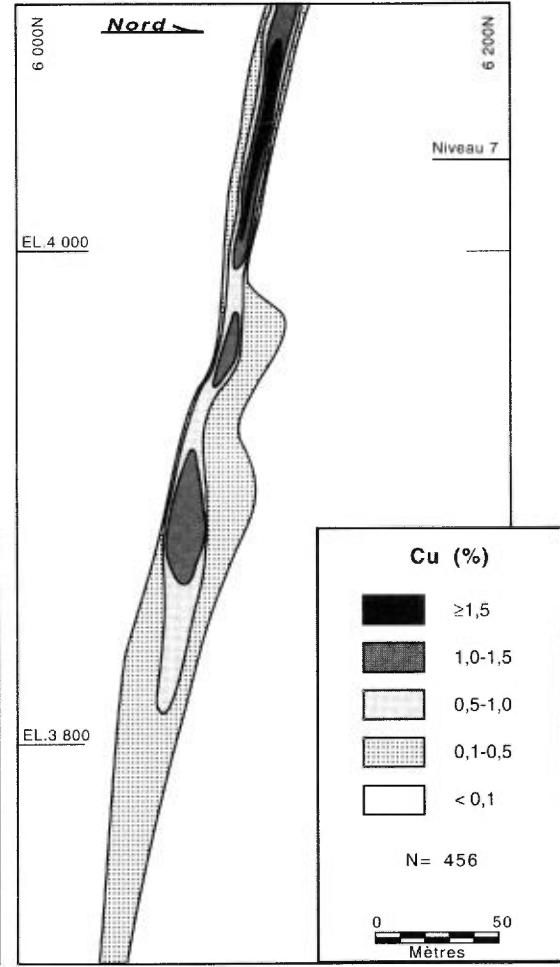
a) Géologie**b) Isoteneurs de l'or en ppm****c) Isoteneurs du cuivre en %**

FIGURE C-8 – a) Section transversale du gisement et b) isoteneurs de l'or et c) du cuivre. Notez l'enrichissement en Au et en Cu vers le sud et la minéralisation aurifère et cuprifère limitée au sud par la faille sud.

TABLEAU C-3 – Composition représentative des éléments en traces métalliques à l'intérieur des différents faciès de sulfures à la mine Bousquet n° 2.

	Cu ppm	Zn ppm	Ag ppm	Au ppm	Cd ppm	Sn ppm	Sb ppm	Te ppm	Pb ppm	Bi ppm	As ppm	Ge ppm	Se %	Mn ppm	S %	V ppm
Minéraux à veinules de pyrite																
14209	73	9	1,0	13,00	<0,5	<20	34	<25	18	2	40	41	<0,001	4	7,36	20
15416	252	31	1,8	0,35	<1,0	29	22	29	22	9	47	<10	0,004	10	15,70	10
15935	391	78	1,5-8,5	12,00	2,3	59	26	42	18	8	94	<10	0,005	12	31,80	10
20936	107	39	0,7	0,36	<0,5	30	28	<25	30	<5	40	27	<0,001	17	9,06	10
Pyrite massive																
14222	24 500	<2	5,2	9,60	<0,5	129	17	69	115	34	121	21	0,003	4	51,70	35
15944	28 400	698	26,6	2,30	6,4	129	55	113	63	173	213	58	0,001	17	55,20	18
20950	1 547	320	3,6	0,96	2,9	78	15	37	102	<5	175	<10	0,003	9	48,50	<5
20960	8 546	561	54,0	20,00	3,7	104	102	196	230	105	649	81	0,003	16	51,20	25
Brèche à matrice de pyrite																
20957	1 000	55	2,9	0,97	<0,5	38	20	35	64	17	93	<10	0,001	13	14,80	10
20962	22 900	10 697	4,2	1,10	33,7	63	23	42	65	20	182	80	0,001	8	49,80	14
Sulfures rubanés et bréchiques																
15424	7 232	3 707	14,3	12,00	13,6	78	45	63	195	61	222	22	0,001	19	36,70	29
15427	112	6 891	4,2	0,13	12,0	<20	28	<25	1 357	<5	71	<10	<0,001	55	4,47	20
15946	16 067	>20 000	4,4	0,83	75,9	42	54	42	425	60	299	85	0,001	34	39,20	25
15950	76	>20 000	25,9	0,91	91,6	<20	56	76	<10 000	7	92	10	<0,001	25	15,10	15
20966	374	>20 000	26,2	0,41	48,3	<20	37	<25	3 113	<5	72	33	<0,001	12	7,33	10

zinc est compatible avec la composition de la sphalérite fluorescente (tableau C-2). Les valeurs les plus élevées en argent coïncident bien avec celles du plomb et représentent ainsi la composition de la galène argentifère dans cette partie du gisement (tableau C-2).

Imprégnations tectonométamorphiques sur la minéralisation pyriteuse et remobilisation des phases métalliques

Les textures et structures résultant de la déformation et du métamorphisme ont été documentées à différentes échelles à l'intérieur du gisement afin de déterminer l'importance de la remobilisation des sulfures durant la déformation progressive. Tel que reconnu par Tourigny (1988), Tourigny *et al.*, (1989 a et b) et subséquemment par Marquis *et al.* (1990 a), deux principaux épisodes de métamorphisme ont affecté les gisements de sulfures aurifères et leurs roches hôtes dans la ZSD. Le métamorphisme prograde M₁, synchrone avec la déformation régionale D₁, a atteint la zone de transition entre les faciès des schistes verts et amphibolite. Les conditions de température et de pression marquant le paroxysme de M₁ sont estimées à $440^\circ \pm 25^\circ$ C et à $3 \pm 0,8$ kilobars (Stone, 1988). Le mineraï prograde se caractérise principalement par le développement de plusieurs structures planaires et linéaires chronologiquement assignées à l'épisode de déformation D₁ (tableau C-4). Le métamorphisme rétrograde M₂ est surtout marqué par le remplacement des porphyroblastes d'andalousite en un assemblage de kaolinite-pyrophyllite-diaspore-quartz-muscovite. La présence de kaolinite à l'intérieur de l'assemblage rétrograde suggère une température pouvant varier de 295° à 345° C à une pression de moins de 3,8 kilobars durant M₂ (Tourigny *et al.*, 1988). Toutes les structures mésoscopiques recouvrant les contacts lithologiques, la schistosité S₁ et les faciès de sulfures sont chronologiquement reliées à l'épisode de déformation D₂ (tableau C-4).

FABRIQUE MACROSCOPIQUE

La géométrie à grande échelle des bandes de sulfures est essentiellement tectonique et contrôlée par les structures planaires et linéaires attribuées à D₁ (tableau C-4). Les lentilles de pyrite massive et semi-massive sont de forme oblongue et représentent des corps aplatis et étirés à l'intérieur de la schistosité S₁, avec des axes longs plongeant fortement vers l'ouest, parallèlement aux linéations minérales et d'étirement mesurées dans les roches adjacentes. Ces linéations sont sub-parallèles à la direction de glissement dans la ZSD.

L'examen détaillé des plans de niveau (figure C-2) et des sections transversales au gisement (figu-

re C-8a), montre que les bandes minéralisées forment des corps lenticulaires et curvi-planaires, discontinus latéralement et verticalement. Ce caractère discontinu est causé par la sévère transposition et le boudinage latéral et vertical des masses pyriteuses. Les macrostructures de transposition se sont probablement développées à l'intérieur de panneaux étroits où l'orientation des bandes de pyrite était initialement à angle avec S₁. Ces structures transposées se retrouvent sous forme de copeaux de pyrite massive tectoniquement interdigités avec la brèche à matrice de pyrite (figures C-2 et C-8a). La terminaison ouest du mineraï à veinules de pyrite ressemble également à une structure transposée entre le mineraï et le schiste à andalousite (figure C-2). Des structures d'étirement hétérogène comme le boudinage et l'aminçissement (*pinch and swell structures*) causent d'importantes variations géométriques dans la zone économique. Par exemple, il est fréquent d'observer que les lentilles de pyrite massive s'aminçissent et se pincent verticalement. Des caractéristiques géométriques similaires à celles-ci ont également été décrites pour plusieurs gisements polymétalliques volcanogènes (Sangster, 1972; Sangster et Scott, 1976; Gilligan et Marshall, 1987). Ces observations démontrent que les bandes de pyrite massive et semi-massive à la mine Bousquet n° 2 sont d'âge antérieur à la déformation régionale et ont subi les mêmes effets de déformation et de métamorphisme que les roches adjacentes.

MÉSO ET MICROFABRIQUES

Les textures et structures mésoscopiques présentes dans le gisement et ses roches hôtes fournissent plusieurs évidences de recristallisation, de déformation ductile à fragile, et de remobilisation locale des sulfures (tableau C-4). Aucune texture et structure primaires n'ont été observées à l'intérieur des lentilles économiques.

La recristallisation du mineraï se manifeste par une nouvelle texture de la pyrite et une augmentation de sa granulométrie. La pyrite massive arbore une texture saccharoïdale bien développée, définie par des cristaux de pyrite d'ordre millimétrique à centimétrique intensément recristallisés. Cette pyrite recristallisée possède parfois une granulométrie variable à l'intérieur d'une même lentille et confère alors un pseudo-grano-classement (métamorphique) à la lentille hôte.

Plusieurs structures de déformation ductile sont présentes à l'intérieur de la zone économique. La foliation S₁ à l'intérieur des corps de pyrite est principalement définie par un litage compositionnel. Ce litage correspond à l'alternance de bandes riches en pyrite (moins de 50 %) ou en sphalérite-galène et de bandes de schiste à andalousite. La foliation s'exprime également par l'alignement préférentiel des fragments de schiste dans la brèche tectonique et par l'aplatissement des agrégats grossiers de pyrite (tableau C-4). Plu-

TABLEAU C-4 – Résumé des principales caractéristiques texturales et structurales de la minéralisation et évidences de remobilisation des sulfures et de l'or à différentes échelles. Mine Bousquet n° 2.

	Échelle macroscopique	Échelle mésoscopique	Échelle microscopique	Remarques
D ₁ et M ₁ (prograde)	Boudinage et transposition des lentilles de pyrite massive. Élongation parallèle aux linéations L ₁ . Injections de pyrite parallèles à la schistosité Reconcentration de l'or et du cuivre dans les zones de moindre pression à l'interface pyrite massive/éponte supérieure.	Boudinage et transposition des lentilles de pyrite et de schiste. Rubanement métamorphique. Étirement des grains de pyrite. Augmentation de la granulométrie de la pyrite. Plissement: plis de classe 2. Rubanement <i>schlieren</i> . Texture <i>durchbewegung</i> . Bréchification. Cp dans zones abritées. Or visible sur plans S ₁ . Veinules d'extension de Sp-Gn recoupant un protolith riche en Pb-Zn parallèle à la schistosité. Veinules d'extension de Cp recoupant les veinules de Cp-Py anastomosées. Veines d'extension de Qz-Cp-Py et Qz-Bn-Py recoupant le minerai riche en Cu.	Retexturation de la Py: contacts interglandulaires à 120°. Aplatissement et élongation de la pyrite. Zones abritée de Sp et Cp. Macles de déformation dans la pyrrhotite.	Structures planaires et linéaires parallèles à S ₁ et L ₁ . Métamorphisme prograde. Pression-solution des sulfures et des silicates.
Post D ₁ et M ₂ (rétrograde)	Non identifié	Veinules d'extension de Bn-Au recoupant des domaines riches en Au-Ag-Cu. Veinules d'extension de Py faiblement inclinées. Structures d'injection à angles élevés par rapport à S ₁ . Texture <i>durchbewegung</i> . Or et Bn en placages sur fractures N-S.	Cataclase et bréchification de la Py recristallisée. Texture granoblastique de la Po. Tn, Cp, Bn, Sp, Te, Au et Gn dans les fractures et aux points triples de la Py recristallisée. Texture <i>durchbewegung</i> de la Py.	Structures planaires et linéaires discordantes à S ₁ . Pyrophyllite-kaolinite-diaspore-Qz-Mu comme minéral de gangue dans la pyrite massive et dans les veines de sulfures. Événement métamorphique rétrograde avec formation de veines d'extension. Principal épisode de minéralisation en or.

sieurs boudins de schiste à andalousite dans la brèche sont déformés et alignés parallèlement à S1. Le rubanement compositionnel se développe dans les zones de plus intense déformation ductile et résulte probablement d'une ségrégation métamorphique et d'une remobilisation différentielle contemporaines à M1. Ainsi, la formation de bandes riches en pyrite-pyrrhotite alternant avec des niveaux monominéraux de pyrite pourrait être attribuée à une ségrégation métamorphique locale accompagnée de la redistribution de pyrrhotite (McQueen, 1987). Par conséquent, il est très peu probable que le rubanement à l'intérieur de la zone économique représente un litage syngénétique et cette structure est mieux interprétée comme un rubanement métamorphique formé par le processus de pression-solution durant le métamorphisme prograde.

Les linéations de sulfures ne sont pas fréquemment observées dans les galeries souterraines. Toutefois l'observation au microscope des lames minces polies orientées parallèlement aux linéations d'étirement minéral L1, montrent que la pyrite disséminée, la sphalérite et la galène sont localement allongées parallèlement à L1. Ces linéations sont bien développées à proximité de la faille sud.

Les plissements se rencontrent qu'à petite échelle sur la propriété. Les plis mésoscopiques P1 reprennent les contacts entre les lithologies, les bandes de pyrite et fréquemment la schistosité S1. Il s'agit généralement de petits plis asymétriques en Z, serrés à isoclinaux, non cylindriques et plongeant fortement vers l'ouest parallèlement aux linéations L1. Ces flexures sont de style semblable (classe 2 de Ramsay, 1967), et se caractérisent par des flancs minces et une charnière épaisse (figure C-9a). Des plis géométriquement analogues à ceux-ci ont été reportés comme des évidences indéniables de remobilisation des sulfures dans plusieurs gisements, l'épaisseur à la charnière représentant l'évidence de migration des sulfures dans les zones de moindre pression (Gilligan et Marshall, 1987; Plimer, 1984, 1987).

Le boudinage bidimensionnel, le rubanement de type *schlieren* et la texture *durchbewegung* (Vokes, 1969), sont reconnus dans les panneaux structuraux les plus déformés. La plupart de ces structures et textures mésoscopiques se développent à l'interface entre les bandes de pyrite massive et le schiste à andalousite. Les fragments de schiste à andalousite dans la zone de brèche sont affectés par un boudinage vertical et latéral marqué. Les axes longs et courts des boudins individuels plongent de 70 à 90° vers l'ouest et 10 à 20° vers l'est, respectivement. La géométrie d'ensemble de ces boudins définit un patron *chocolate block* qui est caractéristique d'un régime de déformation par aplatissement global (Ghosh, 1988) durant l'épisode de déformation D1.

Le rubanement *schlieren* se trouve sous forme de structures planaires à l'intérieur desquelles la pyrite recristallisée et les tectonoclastes transposés semblent avoir subi une importante diminution de granulométrie et une forte pression-solution de façon à définir un rubanement tectonique parallèle à S1 (figure C-9b). La texture *durchbewegung* est observée aux endroits où des fragments de schiste à andalousite arrachés des épontes, plissés et disloqués reposent dans une matrice de pyrite recristallisée (figure C-9c). Ces plis chaotiques montrent une surface axiale et un plongement très variables et ne peuvent pas être reliés aux plis P1 en Z.

Les sulfures remobilisés coincident avec des structures d'injection et des diapirs percants (*piercement structures*; Maiden *et al.*, 1986) à l'interface entre la pyrite massive et le schiste à andalousite (tableau C-4). Il s'agit de structures d'extension différentielle qui démontrent que la pyrite massive s'est comportée comme un matériel ductile par rapport au schiste adjacent plus compétent (Marquis *et al.*, 1990 c). Les protubérances de pyrite injectées à l'intérieur des bandes de schiste arborent soit une forme de dôme irrégulier, soit une forme de sillon en V ouvert vers le corps de pyrite massive (figure C-10a et b). Ces structures sont subverticales ou subhorizontales, réorientent et recoupent S1 à angle élevé et excèdent rarement 1,5 m d'extension à l'intérieur des épontes. À la mine Dumagami, Marquis (1990) a associé ce genre de structure à un étirement différentiel parallèle à la foliation durant la déformation D1. Toutefois, à la mine Bousquet n° 2, plusieurs structures d'injection de pyrite recoupent S1 à angle élevé et semblent nettement postérieures à la déformation D1.

Les relations de recouvrement entre les injections de pyrite subverticales et subhorizontales n'ont pas été observées dans les galeries souterraines. Par contre, leurs compositions minéralogiques analogues suggèrent qu'elles sont cogénétiques et probablement synchrones. Ces structures d'injection sont reliées à une extension différentielle le long des plans de schistosité probablement contemporaine du mouvement inverse ou dextre ou encore combiné tardif le long des failles nord et sud. Vue en plan, l'axe long des structures subverticales s'oriente généralement N-S et est approximativement coplanaire à l'orientation des veinules d'extension aurifères post-ductiles. Cette évidence suggère que les structures d'injection subverticales de pyrite sont probablement contemporaines à la formation des veinules d'extension. Des veines de quartz subverticales sont fréquemment observées dans la région apicale des injections de pyrite, et leur présence révèle qu'une phase fluide importante participait à la remobilisation des sulfures (Marquis *et al.*, 1990).

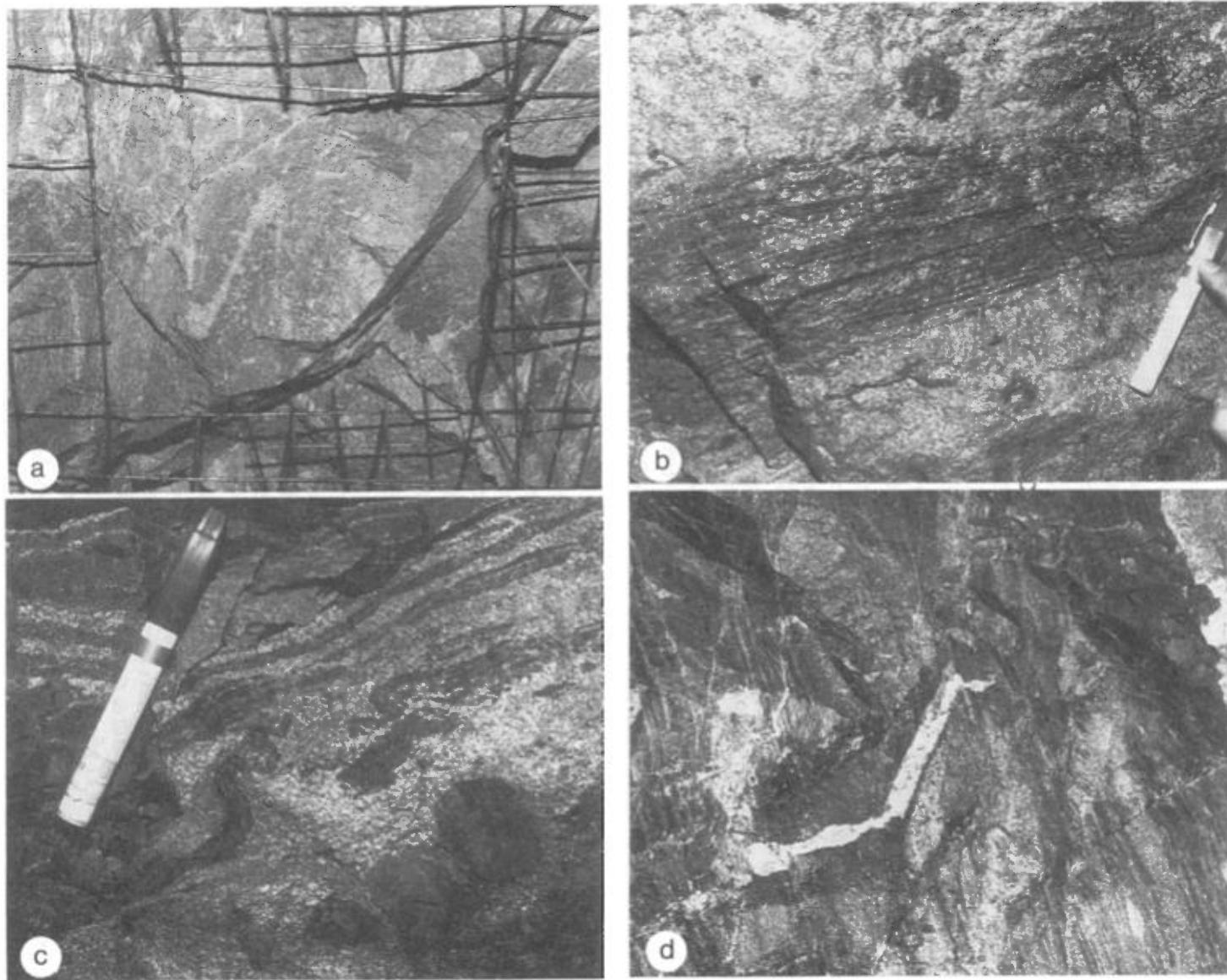


FIGURE C-9 – Structures et textures de déformation et de remobilisation des sulfures.

- Pli semblable à l'intérieur d'une veine de pyrite. L'épaississement à la charnière témoigne d'une remobilisation de la pyrite des flancs vers la charnière.
- Rubanement *schlieren* défini par des fragments de schiste à andalousite transposés et cisaillés dans la pyrite recristallisée.
- Texture *durchbewegung* définie par des fragments d'éponges dilacérés, plissés et orientés aléatoirement dans la pyrite recristallisée.
- Section verticale d'une veine d'extension de pyrite grossière recoupant un gigantesque fragment (plus de 3 m) de schiste à andalousite dans la brèche à matrice de pyrite.

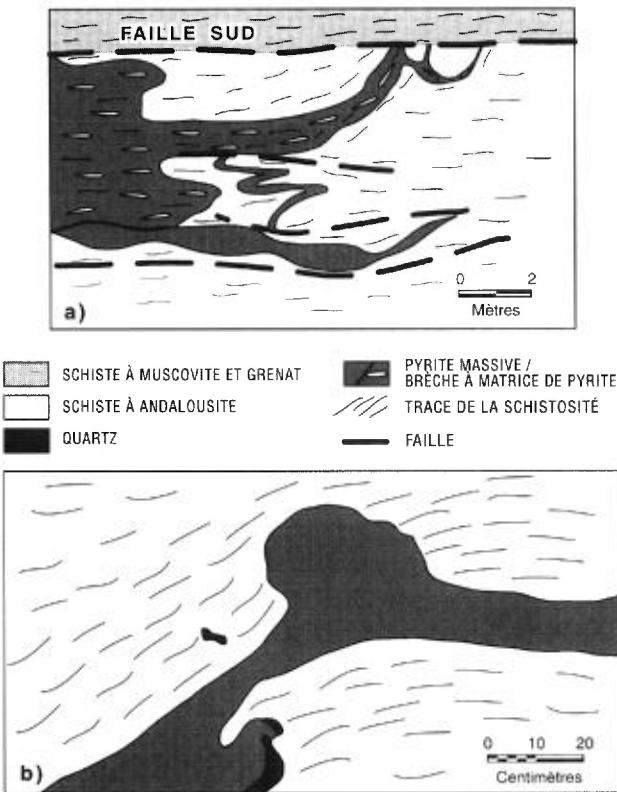


FIGURE C-10 – Décalques de photographies montrant des structures de remobilisation de la pyrite.

- a) Injection de pyrite à la terminaison d'une lentille de brèche tectonique.
- b) Injection de pyrite en forme de diapirs à l'interface entre la pyrite massive et le schiste à andalousite. La présence de quartz à proximité de ces structures d'injection est révélatrice de la présence de fluides lors de la remobilisation des sulfures.

Les structures planaires résultant de la remobilisation des sulfures sont représentées par des veinules d'extension tardives de composition variée (tableau C-4). Des veinules de pyrite grossière, faiblement inclinées, s'observent parfois à proximité des masses de pyrite parallèles à S₁ et forment de petites apophyses discordantes recoupant les tectonoclastes de la brèche à matrice de pyrite (figure C-9d). Localement, la galène forme des placages le long de fractures subhorizontales dans la partie sud du gisement. Les veinules d'extension de sphalérite-galène sont quant à elles limitées à la zone de Zn-Pb tandis que celles de chalcopyrite sont caractéristiques du minéral riche en chalcopyrite. Tous ces filons de sulfures s'orientent N-S et sont morphologiquement et géométriquement analogues aux veinules d'extension d'Au, d'Ag et de Cu décrites plus haut. Puisque ces veines tardives forment des structures discordantes surperposées sur des protolithes parallèles à la schistosité et de même minéralogie, il est fort probable qu'elles résultent d'une remobilisation *in situ*.

Mésoscopiquement, la chalcopyrite remobilisée se rencontre aussi dans les fractures de la pyrite, aux extrémités des agrégats de pyrite aplatis, dans les

zones abritées autour des grains de pyrite ou autour des tectonoclastes rigides, et dans les structures de dilatation hétérogène (*pull-aparts*) millimétriques causées par l'extension longitudinale des plans de schistosité adjacents.

La gangue des veinules d'extension se compose généralement d'une certaine quantité de minéraux rétrogrades (surtout kaolinite, pyrophyllite, muscovite et quartz) indiquant ainsi que leur mise en place est synchrone au métamorphisme rétrograde M₂.

Par ailleurs, aucun protolith contenant de la bornite et orienté parallèlement à la schistosité n'a été identifié à l'échelle mésoscopique. La source la plus probable de bornite et des minéraux associés (phases riches en Au, Ag, Cu, Ge, V et Sn) serait représentée par les faciès de pyrite massive et semi-massive. À l'intérieur des zones riches en Au, Ag et Cu, la bornite et l'or sont abondantes dans les interstices et les microfractures des grains de pyrite recristallisés. Puisque les veinules d'extension composées de chalcopyrite et de galène – sphalérite résultent d'une remobilisation *in situ*, il est probable qu'un mécanisme analogue soit à l'origine de la mise en place, au moins d'une certaine partie des filons de bornite et d'or.

La variation de la teneur en Au et en Cu du minéral à l'intérieur du gisement (figure C-8) reflète probablement une remobilisation mécanique préférentielle des assemblages riches en cuivre et en or à partir des domaines pyriteux d'intense déformation (zones à compression dominante) vers les zones de plus faible intensité de déformation (zones à extension dominante). Cette hypothèse est fort probable à l'échelle locale parce qu'il n'existe aucune corrélation entre le contenu en pyrite et les teneurs en Au, Ag et Cu, et plusieurs zones de pyrite massive sont en réalité sous-économiques. La coexistence des lentilles de pyrite sous-économiques avec d'autres lentilles enrichies en Au, Ag et Cu est également compatible avec une source d'or interne au gisement puisque les zones de pyrite stériles pourraient représenter la source du minéral aurifère retrouvée dans les parties enrichies du gisement. L'abondance de veinules d'or, d'argent et de cuivre dans les zones planaires enrichies en Au et en Cu est également une évidence factuelle d'une source interne de l'or à l'intérieur du gisement.

À l'échelle microscopique, la fabrique S₁/L₁ est définie par plusieurs textures et structures de recristallisation et de remobilisation du minéral. Celles-ci incluent la pyrite retexturée, la remobilisation des sulfures incompétents et de l'or, les zones abritées adjacentes aux grains de pyrite, la déformation cataclastique et la microbréchification postérieures à M₁.

Au moins deux variétés texturales de pyrite sont observées (figure C-11a). La première et la plus ancienne, est de granulométrie moyenne à grossière et arbore une texture de recristallisation en mosaïque

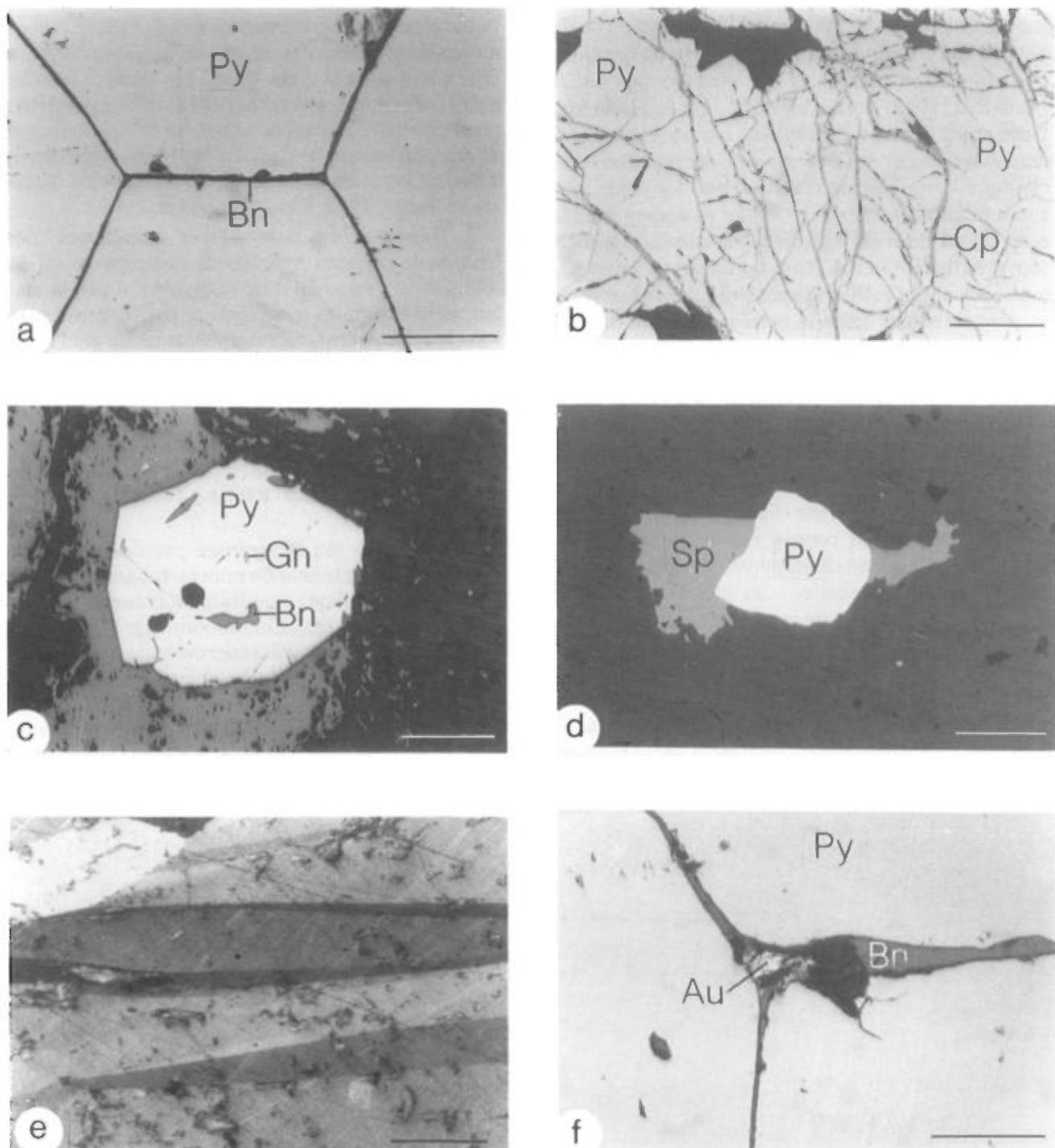


FIGURE C-11 – Photomicrographies en lumière réfléchie montrant les principales textures du minéral.

- Pyrite (Py) recristallisée avec des contacts intergranulaires faisant des angles à 120° . Notez la bornite (Bn) interstitielle à la pyrite. Échelle = 0,05 mm.
- Texture cataclastique de la pyrite (Py) recristallisée. Notez la chalcopyrite (Cp) remplaçant les fractures intergranulaires. Échelle = 0,1 mm.
- Porphyroblaste de pyrite poeciloblastique (Py) contenant des inclusions de quartz, galène (Gn) et bornite (Bn) à l'intérieur d'une veine de bornite tardive. Échelle = 0,4 mm.
- Zones abritées remplies de sphalérite (Sp) autour d'un grain de pyrite (Py). Échelle = 0,1 mm.
- Macles de déformation dans la pyrrhotite du minéral rubané. Échelle = 0,1 mm.
- Or (Au) et bornite (Bn) à la jonction triple des grains de pyrite (Py) recristallisée à l'intérieur du minéral à veinules de pyrite. Échelle = 0,05 mm.

subhexagonale avec des angles intergranulaires de près de 120°. Cette texture résulte d'une recristallisation synmétamorphique et fut obtenue par recuit (Ramdhor, 1969; Vokes, 1969) durant l'épisode M1. Cette pyrite se caractérise localement par une texture *durchbewegung* et des évidences de déformation cataclastique lorsqu'elle est recoupée par des joints, des zones de cisaillement ou des veines postérieures à M1 et est fréquemment remplacée par la bornite et la chalcopyrite (figure C-11b). Tous les minéraux incompétents incluant la galène, la sphalérite, la chalcopyrite, la tennantite tellurienne, la bornite, l'or et les tellures ont un comportement ductile et s'injectent dans les fractures transgranulaires et intergranulaires, les interstices et les points triples de cette pyrite recristallisée.

La deuxième variété de pyrite correspond à des porphyroblastes poeciloblastiques et idiomorphes localisés à l'intérieur des veinules tardives de bornite et des veines d'extension de pyrite (figure C-11c). Les inclusions à l'intérieur de cette pyrite se composent de galène, de bornite, de chalcopyrite, d'hessite, d'or, de réniérite et de mawsonite. Ces inclusions peuvent avoir été incluses dans cette pyrite durant sa cristallisation à partir d'un fluide métamorphique riche en fer dérivé de la remobilisation de la première génération de pyrite. Les porphyroblastes de pyrite tardive ne montrent pas d'évidences de déformation intergranulaire mais sont partiellement remplacés par la bornite, les tellures et l'or.

Les zones abritées composées de quartz fibreux et de muscovite sont abondantes autour des grains de pyrite disséminés dans la roche hôte. Les fibres minérales sont généralement allongées dans S1 et leur géométrie rectiligne indique que ces structures de dissolution et de cristallisation ont été générées par un incrément de déformation coaxiale durant la déformation D1 (Ramsay et Huber, 1983; Cox et Etheridge, 1989).

À l'intérieur des assemblages métalliques, des ombres de pression remplies de chalcopyrite ou de sphalérite ou encore des deux (figure C-11d), la prolongation des grains et agrégats de pyrite dans le plan S1 et le rubanement métamorphique défini par l'alternance de bandes riches en silicates et de bandes riches en sulfures, constituent d'autres évidences confirmant que le mécanisme de pression-solution était actif durant l'épisode de métamorphisme M1. La forte pression des fluides devait favoriser les processus de dissolution-recristallisation à l'intérieur du gisement (Cox et Etheridge, 1989).

La pyrrhotite est caractérisée par des macles de déformation à l'intérieur du minéral rubané et par une texture granoblastique dans les filonets de chalcopyrite tardifs (figure C-11e). L'or, la bornite et la chalcopyrite remobilisés forment des microveinules remplissant les fractures de la pyrite et les points triples à la jonction des grains de pyrite recristallisés (figure C-11f). Mésoscopiquement, l'or visible est fréquent sous forme de placages le long de fractures N-S où à l'interstice et dans les fractures des grains de pyrite.

Discussion et conclusions

Plusieurs modèles génétiques ont été proposés pour les gisements d'or de type pyriteux présents dans le district minier de Cadillac. Les premiers modèles favorisaient une origine syngénétique selon laquelle les minéralisations pyriteuses et aurifères étaient synchrones et déposées sur un fond marin à partir d'exhalaisons fumeroliques (Valliant, 1981; Valliant et Barnett, 1982; Bateman, 1984). À l'encontre du modèle syngénétique, plusieurs études récentes ont démontré que l'histoire métallogénique de ces gisements était beaucoup plus complexe qu'un simple événement volcanogène. Stone (1988 et 1990) suggère que la minéralisation aurifère s'est initialement mise en place en milieu épithermal volcanogène et fut subséquemment remobilisée durant la déformation progressive et le métamorphisme régional. Selon des évidences structurales, texturales et pétrographiques, Tourigny (1988) et Tourigny *et al.*, (1989 a et b) ont suggéré que la minéralisation en or pouvait être d'origine mixte à la mine Bousquet no 1. Ce modèle préconise qu'un premier événement de minéralisation en or serait préTECTONIQUE ou précoce durant la déformation et synchrone à la mise en place de la pyrite et qu'un deuxième événement de minéralisation aurifère tectonique tardif serait contemporain du métamorphisme rétrograde.

Plus récemment, l'étude du gisement de la mine Dumagami, a permis à Marquis (1990), et Marquis *et al.*, (1990 a et b) de suggérer un modèle essentiellement syntectonique pour la minéralisation en Au, Ag et Cu spatiallement associée au minéral exhalatif de Fe, Pb et Zn. Ce modèle épigénétique considère que la distribution inhomogène de l'or résulte d'un seul influx tectonique tardif de fluides aurifères; l'or aurait été piégé à l'intérieur des structures fragiles recoupant le corps de pyrite et ses épontes à partir de fluides métamorphiques externes au gisement pyriteux. Les observations présentées dans la présente étude démontrent toutefois que le gisement de la mine Bousquet no 2 possède des caractéristiques géologiques complexes qui semblent supporter le modèle exhalatif et le modèle épigénétique polyphasé.

Caractéristiques préTECTONIQUES du gisement et des roches hôtes

Bien que toutes les textures et structures syngénétiques à l'intérieur des roches et du minéral ont été complètement oblitérées par les effets du métamorphisme et de la déformation, le gisement de la mine Bousquet no 2 montre plusieurs caractéristiques miné-

ralogiques typiques des sulfures massifs d'origine volcanogène.

L'unité de schiste à andalousite retrouvée dans la ZSD et représentant la roche hôte de la pyrite et de l'or à Bousquet no 2 correspond à une zone d'altération peralumineuse synvolcanique qui fut subséquemment déformée et métamorphisée (Bateman, 1984; Stone, 1988; Tourigny *et al.*, 1989 b; Marquis *et al.*, 1990 b). Cette roche riche en aluminosilicates est interprétée comme étant l'équivalent métamorphique d'un protolith felsique appauvri en Na, Ca, Mg et K et enrichi en Al et Si (Tourigny, 1988; Marquis, 1990). Ces lithologies sont caractéristiques des zones d'altération alumineuse associées à plusieurs gisements de sulfures massifs volcanogènes et à certains gîtes d'or (Nilsson, 1968; Utada, 1980; Bell, 1980; Walford et Franklin, 1982; Urabe, 1983; Lemiere, 1986; Peterson, 1986; McKenzie, 1986).

L'association spatiale entre l'assemblage polymétallique typique du minéral aurifère et cette zone d'altération synvolcanique est un autre aspect important qui doit être considéré dans l'histoire métallogénique du gisement. Les lentilles de pyrite massive et semi-massive ainsi que la minéralisation en Pb-Zn associées au minéral aurifère sont généralement considérées comme étant d'origine exhalative, s'étant formées à proximité ou à l'intérieur de la zone d'altération alumineuse (Tourigny *et al.*, 1989 b; Marquis *et al.*, 1990 b). La coexistence de sulfures de Cu, Pb et Zn et des minéraux d'Au, d'Ag, de Cd, de Se, de Ge, d'étain et de vanadium, est compatible avec la minéralogie et la géochimie des sulfures polymétalliques volcanogènes (Wade et Solomon, 1958; Sangster, 1972; Franklin *et al.*, 1981; Walshe et Solomon, 1981; Kerrich et Hodder, 1982; Kerrich, 1983; Petersen, 1986; Tourigny *et al.*, 1989 b).

Par ailleurs, l'association entre le cuivre et l'or à la mine Bousquet no 2 est typique de plusieurs gisements de sulfures massifs d'origine exhalative également localisés à l'intérieur des roches du Groupe de Blake River. Ces gisements syngénétiques se retrouvent pour la plupart dans le camp minier de Rouyn-Noranda et comprennent les mines Horne, Millenbach, Quemont, Ansil, Corbet, Norbec, Waite-Amulet et Aldermac (Knuckey *et al.*, 1982; Chartrand et Cattalini, 1990; Barrett *et al.*, 1991). L'association Cu et Au est également observée dans plusieurs gisements de sulfures massifs d'Australie dont les gisements de Mount Lyell, Mount Morgan et Mount Chalmers (Large *et al.*, 1989). Par conséquent, il est probable que la minéralisation en Cu et Au à la mine Bousquet no 2 était initialement concentrée dans les bandes de pyrite massive et la roche

hôte et fut subséquemment remobilisée à l'intérieur de structures discordantes représentées par les veinules d'extension d'Au, d'Ag et de Cu.

Malheureusement, tel que suggéré par Tourigny *et al.*, (1989 b) et réitéré ici, le caractère stratiforme de la minéralisation de pyrite, Pb-Zn et Cu-Au ne peut être démontré dans la ZSD à cause de l'absence de structures et textures primaires à proximité des zones minéralisées. À l'intérieur de cette zone de faille, tous les contacts lithologiques sont très cisailés et altérés (Tourigny, 1991), et correspondent à des bandes de roches métasomatiques qui pourraient être à angle par rapport au litage primaire. Un exemple de contact métasomatique cisailé à la mine Bousquet n° 2, est le contact entre le schiste à quartz et muscovite et le schiste à andalousite (figure C-2). Ce contact est graduel et reconnaissable uniquement par une augmentation progressive vers le sud, de porphyroblastes d'andalousite, lesquels sont présents en traces dans le schiste à quartz et muscovite.

Caractéristiques sytectoniques du gisement et des roches hôtes

En dépit des caractéristiques géologiques qui tendent à favoriser une origine syngénétique pour la minéralisation en Au, Ag et Cu, les principaux caractères des roches hôtes et des lentilles minéralisées du gisement Bousquet n° 2, sont nettement d'origine structurale et métamorphique. Ces caractères résultent de l'interaction de la déformation et du métamorphisme.

La déformation durant l'événement D1 s'accompagnait d'un aplatissement et d'un étirement importants, ainsi qu'une transposition du minerai syngénétique et des lithologies dans les zones de plus intense déformation. L'incrément de déformation D1 était dominé par un système de contraintes orienté N-S (Tourigny *et al.*, 1988), et la déformation des zones minéralisées était principalement accommodée par un raccourcissement et une elongation, selon la schistosité S₁ et les linéations L₁ respectivement. Cette déformation ductile et le métamorphisme prograde M₁ ont causé d'importantes modifications géométriques et texturales à l'intérieur des corps pyriteux et des roches hôtes.

Les textures et structures du minerai prograde s'orientent surtout parallèlement à la schistosité S₁ et résultent d'une recristallisation et d'une remobilisation synmétamorphiques. Les textures progrades se distinguent par une retexturation de la pyrite et par une redistribution ductile des silicates, des sulfures incompatibles et de l'or. À l'intérieur des agrégats de pyrite recristallisées, les sulfures de Cu, Pb et Zn, les tellurures et l'or se localisent aux extrémités des grains de pyrite, comblent les points triples des grains de pyrite adjacents et s'injectent dans les fractures postérieures à

la déformation ductile (figure C-10). La formation de zones abritées remplies de sulfures et de silicates doit être interprétée comme étant le résultat d'une remobilisation différentielle assistée d'une phase fluide importante durant la déformation D1 (Pederson, 1980). La présence de sulfures et d'or à la jonction des points triples de la pyrite recristallisée indique que ces phases étaient présentes durant la recristallisation de cette pyrite (Lawrence, 1973 a).

À la mine Dumagami, la présence de chalcopyrite et d'or à l'intérieur des microstructures fragiles recouvrant la pyrite recristallisée, a été utilisée par Marquis *et al.*, (1990 b) pour représenter une évidence indéniable indiquant que la mise en place de l'or était postérieure au paroxysme de la déformation ductile et du métamorphisme. Selon cette hypothèse, la totalité de la minéralisation en or fut introduite à l'intérieur des lentilles de pyrite à partir de fluides métamorphiques externes canalisés le long de failles subverticales. D'autre part, cette hypothèse de fluides métamorphiques aurifères externes est difficile à concilier avec l'absence de carbonates et de veines de quartz aurifères dans les gisements Dumagami et Bousquet n° 2. Les fluides métamorphiques à l'origine de la formation des gisements d'or mésothermaux classiques d'âge archéen, se caractérisent par de fortes teneurs en CO₂ et SiO₂ (Boyle, 1979; Kerrich, 1983). Les veines de quartz présentes à la mine Dumagami ont elles-mêmes été interprétées comme étant dérivées d'un fluide interne aux lithologies hôtes (Marquis *et al.*, 1990 b). De plus, à la mine Bousquet n° 2, les veines de quartz coplanaires avec les veinules d'extension d'Au, d'Ag et de Cu, contiennent l'assemblage quartz-pyrite-chalcopyrite-bornite et or. Cet assemblage est analogue à celui des bandes de pyrite parallèles à la schistosité et suggère ainsi une dérivation *in situ* pour ces veines de quartz tectoniques tardives. De plus, des veines de quartz et chalcopyrite orientées N-S sont parfois observées sous forme de structures discordantes recouvrant le minerai riche en chalcopyrite dans la partie sud du gisement. Toutes ces évidences suggèrent une dérivation *in situ* pour la minéralisation de type veine à la mine Bousquet n° 2.

Par ailleurs, Marquis *et al.*, (1990 b) utilisent également les évidences de déséquilibre chimique indiquées par le remplacement de la pyrite précoce par les minéraux d'Au, d'Ag et de Cu comme preuve que la minéralisation aurifère et cuprifère n'a pu être remobilisée. Bien que le remplacement de la pyrite par les phases d'Au, d'Ag et de Cu indique un certain déséquilibre chimique, ceci ne démontre pas adéquatement que la minéralisation économique est dérivée de fluides métamorphiques externes aux bandes de pyrite synvolcaniques. Par exemple, la pyrite des gisements de type Kuroko est communément remplacée par les minéraux de cuivre (Franklin *et al.*, 1981), mais ceci n'implique aucunement que les minéraux de cuivre

sont dérivés d'une source externe au système synvolcanique.

À la mine Bousquet n° 2, l'absence d'altération visible en bordure des veinules d'Au, d'Ag et de Cu indique plutôt qu'un équilibre chimique existait entre ces structures d'extension et leurs roches hôtes lors de leur mise en place. La minéralogie de ces veinules tardives est grandement analogue à celle des lentilles de pyrite. Il est particulièrement significatif que ces veines contiennent des minéraux indéniablement préTECTONIQUES comme la sphalérite, la galène, la pyrite et la chalcopyrite. Toutes ces phases pourraient facilement être le résultat d'une remobilisation d'un protolith parallèle à la foliation et riche en Fe, Cu, Pb et Zn. D'autres similarités minéralogiques existent entre les veines aurifères et leurs roches hôtes et incluent les minéraux de gangue, la bornite et les phases riches en Cu, Sn, V, Te et Au qui lui sont associées. Toutes ces similarités minéralogiques entre les bandes pyriteuses parallèles à la foliation et les veinules aurifères discordantes suggèrent une affiliation chimique directe entre les solutions minéralisées en Au et en Cu et ces lentilles de pyrite.

Une relation intime existe entre les structures de remobilisation obliques à la foliation, le métamorphisme rétrograde M₂ et la minéralisation aurifère. Ces structures sont chronologiquement reliées à un incrément de déformation fragile contemporain au métamorphisme rétrograde. Cet événement devait se caractériser par une activité hydrothermale intense qui a favorisé le développement des structures d'extension aurifères. Ces fractures tardives se sont formées lorsque la pression élevée des fluides excédait la résistance en tension des roches selon le critère de fracturation hydraulique ($P_f \geq \sigma_3 + T$) où P_f est la pression des fluides, T est la résistance à la tension et σ_3 l'axe de contrainte minimale. Ces veines d'extension ne sont pas déformées et sont nettement postérieures au développement des joints et à la recristallisation de la pyrite dans le gisement.

Les observations pétrographiques et de terrain fournissent également plusieurs évidences favorisant un modèle de remobilisation *in situ* des phases métalliques qui seraient responsables de la formation des veinules polymétalliques aurifères. Les veines et les veinules d'extension discordantes à la foliation et composées de chalcopyrite et or, de sphalérite, de galène et de pyrite recoupent nettement des protolithes de même composition minéralogique et parallèles à la schistosité (Tourigny *et al.* 1993). Bien que la nature exacte du protolith contenant l'assemblage bornite et or n'a pu être déterminée mésoscopiquement, les lentilles de pyrite demeurent le protolith le plus probable pour les veinules de bornite et or résultant d'une remobilisation.

Puisque les structures transgressives minéralisées en Au, Ag et Cu et en Fe, Pb et Zn se retrouvent dans des

roches rétrogradées et que la gangue de ces veines se compose en partie des minéraux résultant de la rétrogression, le fluide hydrothermal associé à la remobilisation mécanique devait être celui présent durant les réactions rétrogrades des minéraux silicatés. La remobilisation métahydrothermale est reconnue comme un processus actif à l'intérieur des zones de cisaillement rétrogrades contenant des veines de sulfures discordantes et du minerai bréchifié (Lawrence, 1973 b; Plimer, 1984; Gilligan et Marshall, 1987; Barnes, 1987).

Il est également remarquable que les zones enrichies en cuivre et en or se situent à l'interface entre la pyrite massive et l'éponte supérieure, là où les structures d'injections de sulfures, les joints et les veines discordantes sont bien développés. Cette évidence suggère que la dissolution des sulfures et de l'or remobilisés était préférentiellement concentrée le long de bandes de roches marquées par de forts contrastes de compétence (contact pyrite massive/ épontes). Localement, les plus hautes teneurs en Au et en Cu peuvent également être attribuées à une remobilisation différentielle de fluides enrichis en Au et en Cu à partir de zones de fortes contraintes vers des zones en extension. La redistribution de l'or et du cuivre à l'intérieur de fractures discordantes a eu lieu préférentiellement le long des zones enrichies en Au et en Cu et a résulté en un contrôle structural de la zonation métallifère à l'échelle du gisement (Tourigny *et al.*, 1993).

Une remobilisation métahydrothermale et une ségrégation métamorphique contemporaine peuvent être invoquées pour expliquer la distribution spatiale des assemblages bornite et or (haute température) et chalcopyrite et or (basse température) à l'intérieur du gisement. Ainsi, la ségrégation de pentlandite à partir de la pyrrhotite est mise en évidence par les variations locales du rapport Fe/Ni dans les gisements de nickel d'Australie (McQueen, 1987). Parallèlement, la remobilisation différentielle du quartz et des assemblages de Cu, Pb et Zn est reconnue comme responsable de la zonation métallifère dans le gisement Black Angel au Groenland (Pederson, 1980). Également, la remobilisation à l'état fluide (*fluid state remobilization*) a été suggérée pour expliquer le développement de la minéralisation en Pb et en Zn discordante du gisement Broken Hill en Australie (Lawrence, 1973 b). En conséquence, les variations des rapports Cu/Au et la mise en place des veines polymétalliques discordantes à la mine Bousquet n° 2 sont interprétées ici comme étant le résultat d'une redistribution *in situ* des constituants plutôt que le résultat d'une addition de métaux à partir d'une source externe inconnue.

En résumé, la genèse de la minéralisation aurifère à la mine Bousquet n° 2 s'explique mieux par un modèle multistade complexe plutôt que par un simple modèle épigénétique. Les évidences structurales et texturales

présentées dans ce rapport indiquent que le premier épisode de minéralisation en or et en cuivre était probablement synvolcanique ou précoce durant la déformation progressive. Cette minéralisation fut subséquemment remobilisée à l'intérieur de structures discordantes en extension durant une période de forte pression de fluides synchrones au métamorphisme rétrograde. Toutes les nouvelles évidences de terrain et texturales présentées ici ne rejettent pas le rôle des

fluides métamorphiques en tant que source de minerai cupro-aurifère, mais indiquent plutôt qu'une proportion substantielle de l'or et du cuivre pouvait être d'origine préTECTONIQUE et initialement concentrée à l'intérieur de la minéralisation pyriteuse et en épontes. Ce scénario polyphasé est compatible avec le modèle proposé par Tourigny *et al.* (1989 b) pour expliquer la genèse de la minéralisation aurifère à la mine Bousquet n° 1.

Références

- AERDEN, D. G. A. M., 1991 – Foliation-boudinage control on the formation of the Rosebery Pb-Zn orebody, Tasmania: *Journal of Structural Geology*; Volume 13, pages 759-776.
- BARNES, R. G., 1987 – Multi-stage mobilization and remobilization of mineralization in the Broken Hill block, Australia. *Ore Geology Review*; Volume 2, pages 247-267.
- BARRETT, T. J. – CATTALANI, S. – MACLEAN, W. H., 1991 – Massive sulphide deposits of the Noranda area, Quebec. I. The Horne mine. *Canadian Journal of Earth Sciences*; Volume 28, pages 465-488.
- BATEMAN, P.W., 1984 – Rock alteration at the Bousquet gold mine, Quebec. *University of Western Ontario, London; M. Sc. Thesis*, 159 pages.
- BELL, H., 1980 – Strata-bound sulfide deposits, wall-rock alteration, and associated tin-bearing minerals in the Carolina Slate Belt, South Carolina and Georgia. *Economic Geology*; Volume 77, pages 294-311.
- BOYLE, R. W., 1979 – The geochemistry of gold and its deposits. *Geological Survey of Canada; Bulletin* 280, 584 pages.
- CARD, K. D. – POULSEN, K. H. – ROBERT, F., 1989 – The Archean Superior Province of the Canadian Shield and its lode gold deposits. In: *The geology of gold deposits: The perspective in 1988* (Keays, R. – Ramsay, W.R.H. – Groves, D.I., editors). *Economic Geology; Monograph 6*, pages 19-36.
- CHARTRAND, F. – CATTALANI, S., 1990 – Massive sulphide deposits in northwestern Quebec. In: *The northwestern Quebec polymetallic belt: A summary of 60 years of mining exploration* (Rive, M. – Verpaelst, P. – Gagnon, Y. – Lulin, J. M. – Riverin, G. – Simard, A., editors). *Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 43*, pages 77-92.
- COX, S. F. – ETHERIDGE, M. A. – WALL, V. J., 1987 – The role of fluids in syntectonic mass transport, and the localization of metamorphic vein-type ore deposits. *Ore Geology Review*; Volume 2, pages 65-86.
- COX, S. F. – ETHERIDGE, M. A., 1989 – Couple grain-scale dilatancy and mass transfer during deformation at high fluid pressures: examples from Mount Lyell, Tasmania. *Journal of Structural Geology*; Volume 11, pages 147-162.
- ELIOPOULOS, D. G., 1983 – Geochemistry and origin of the Dumagami pyritic gold deposit, Bousquet Township, Quebec. *University of Western Ontario, London; M. Sc. Thesis*, 263 pages.
- FRANKLIN, J. M. – SANGSTER, D. F. – LYDON, J. W., 1981 – Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology; 75th Anniversary; Volumes*, pages 485-627.
- GHOSH, S. K., 1988 – Theory of chocolate tablet boudinage. *Journal of Structural Geology*; Volume 10, pages 541-553.
- GILLIGAN, L. B. – MARSHALL, B., 1987 – Textural evidence for remobilization in metamorphic environment. *Ore Geology Review*; Volume 2, pages 205-229.
- KASE, K., 1986 – Tellurian tennantite from Besshi-type deposits in the Sambagawa metamorphic belt, Japan. *Canadian Mineralogist*; Volume 24, pages 399-404.
- KERRICH, R. – HODDER, R. W., 1982 – Archean lode gold and base metal deposits: Chemical evidence for metal fractionation into independent hydrothermal reservoirs. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 24*, pages 144-160.
- KERRICH, R., 1983 – Geochemistry of gold deposits in the Abitibi greenstone belt. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 27*, 75 pages.
- KNUCKEY, M. J. – WATKINS, J. J., 1982 – The geology of the Corbet massive sulfide deposit, Noranda district, Quebec, Canada. *Geological Association of Canada; Special Paper 25*, pages 255-295.
- LARGE, R. R. – HUSTON, D. L. – McGOLDRICK, P. J. – RUXTON, P. A. – McARTHUR, G., 1989 – Gold distribution and genesis in Australian volcanogenic massive sulfide deposits and their significance for gold transport models. In: *The geology of gold deposits: The perspective in 1988* (KEAYS, R. R. – RAMSAY, W. R. H. – GROVES, D. I., editors). *Economic Geology; Monograph 6*, pages 520-536.
- LAWRENCE, L. J., 1973a – The thermal metamorphism of a pyritic sulfide ore. *Economic Geology*; Volume 67, pages 487-496.
- _____, 1973b – Polymetamorphism of the sulphide ores of Broken Hill, New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita*; Volume 8, pages 211-236.
- LEMIERE, R. – DELFOUR, J. – MOINE, B. – PIBOULE, M. – PLOQUIN, A. – ISNARD, P. – TEGYEV, M., 1986 – Hydrothermal alteration and formation of aluminous haloes around sulfide deposits. *Mineralium Deposita*; Volume 21, pages 147-155.
- MAIDEN, K.J. – CHIMIMBA, L.R. – SMALLEY, T.J., 1986 – Cuspate ore-wall rock interfaces, piercement structures, and the localization of some sulfide ores

- in deformed sulfide deposits. *Economic Geology*; Volume 81, pages 1464-1472.
- MARQUIS, P., 1990 – Métallogénie des gisements archéens d'Au, d'Ag et de Cu de la mine Donald J. LaRonde (Dumagami), Cadillac, Abitibi, Québec. Université de Montréal; thèse de doctorat, 139 pages.
- MARQUIS, P. – BROWN, A.C. – HUBERT, C. – RIGG, D.V., 1990a – Overprinting of early, redistributed Fe and Pb-Zn mineralization by late-stage Au-Ag-Cu deposition at the Dumagami mine, Bousquet district, Abitibi, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; Volume 27, pages 1651-1671.
- _____, 1990b – Progressive alteration associated with auriferous massive sulfide bodies at the Dumagami mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Economic Geology*; Volume 85, pages 746-764.
- MARQUIS, P. – HUBERT, C. – BROWN, A.C., 1990c – Development of piercement structures and mechanical mobilization of sulphides along the common boundaries of domains of contrasting viscosities. *Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, Program and Abstracts*; Volume 15, pages A83.
- McCLAY, K. R. – ELLIS, P. G., 1984 – Deformation of pyrite. *Economic Geology*; Volume 79, pages 400-403.
- MCKENZIE, C. B., 1986 – Geology and mineralization of the chetwynd deposit, Southwestern Newfoundland, Canada. In: *Proceedings of Gold'86, an International Symposium on the geology of gold*; Toronto 1986, pages 137-149. (MacDonald, A. J., editor).
- MCQUEEN, K. G., 1987 – Deformation and remobilization in some western Australian nickel ores. *Ore Geology Review*; Volume 2, pages 266-286.
- NILSSON, C. A., 1968 – Wall rock alteration at the Boliden deposit, Sweden. *Economic Geology*; Volume 63, pages 472-494.
- PEDERSEN, F. D., 1980 – Remobilization of the massive sulfide ore of the Black Angel mine, central west Greenland. *Economic Geology*; Volume 75, pages 1022-1041.
- PETERSEN, E. U., 1986 – Tin in volcanogenic massive sulfide deposits: An example from the Geco mine, Manitouwadge district, Ontario, Canada. *Economic Geology*; Volume 81, pages 779-808.
- PLIMER, I. R., 1984 – The mineralogical history of the Broken Hill Lode, New South Wales Australian *Journal of Earth Sciences*; Volume 31, pages 379-402.
- _____, 1987 – Remobilization in high-grade metamorphic environments. *Ore Geology Review*; Volume 2, pages 231-245.
- RAMDOHR, P., 1969 – The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press.
- RAMSAY, J. G., 1967 – Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill, New York, NY.
- _____, 1980 – Shear zone geometry: A review. *Journal of Structural Geology*; Volume 2, pages 89-99.
- RAMSAY, J. H. – HUBER, M. I., 1983 – The techniques of modern structural geology, Volume 1: Strain analysis. Academic Press, London.
- _____, 1987 – The techniques of modern structural geology, Volume 2: Folds and fractures. Academic Press, London.
- ROBERT, F., 1990 – An overview of gold deposits in the Eastern Abitibi belt. In: *The northwestern Quebec polymetallic belt: A summary of 60 years of mining exploration* (Rive, M. – Verpaelst, P. – Gagnon, Y. – Lulin, J. M. – Riverin, G. – Simard, A., editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 43, pages 93-106.
- ROBERT, F. – BROWN, A. C., 1986 – Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part I. Geologic relations and formation of the vein system. *Economic Geology*; Volume 81, pages 578-592.
- SANGSTER, D. F., 1972 – Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: A review. *Commission géologique du Canada*; Paper 72-22, 44 pages.
- SANGSTER, D. F. – SCOTT, S. D., 1976 – Precambrian stratabound massive Cu-Zn-Pb ores of North America. In: *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits* (Wolf, K. H., editor). Amsterdam, Elsevier Scientific Publications Company; Volume 6, pages 129-222.
- SAVOIE, A. – PERRAULT, G. – FILION, G., 1986 – Geological setting of the Doyon gold deposits, Bousquet Township, Quebec. In: *Proceedings of Gold 86, an international symposium on the geology of gold*, (MacDonald, R. J., editor), pages 97-107.
- SIBSON, R. H., 1977 – Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society, London*; Volume 133, pages 191-213.
- STONE, W. E., 1988 – Nature and significance of metamorphism in gold concentration, Bousquet township, Abitibi greenstone belt, northwestern Quebec. University of Western Ontario, London; Ph. D. Thesis. 441 pages.
- _____, 1990 – Archean volcanism and sedimentation in the Bousquet gold district, Abitibi greenstone belt, Quebec: Implications for stratigraphy and gold concentration. *Geological Society of America Bulletin*; Volume 102, pages 147-158.
- TOURIGNY, G., 1988 – Géologie structurale et minéralisation aurifère à la mine Bousquet, Abitibi,

- Québec. Université de Montréal; thèse de doctorat, 244 pages.
- _____, 1991 – Archean volcanism and sedimentation in the Bousquet gold district, Abitibi greenstone belt, Quebec: Implications for stratigraphy and gold concentration: Alternative interpretation. Geological Society of America Bulletin; Volume 103, pages 1253-1257.
- TOURIGNY, G. – HUBERT, C. – BROWN, A. C. – CRÉPEAU, R., 1988 – Structural geology of the Blake River Group at the Bousquet mine, Abitibi, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 26, pages 157-175.
- _____, 1989a – Structural control of gold mineralization at the Bousquet mine, Abitibi, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 26, pages 157-175.
- _____, 1989b – Synvolcanic and syntectonic gold mineralization at the Bousquet mine, Abitibi greenstone belt. Economic Geology; Volume 84, pages 1875-1890.
- TOURIGNY, G. – CHARTRAND, F. – DOUCET, D. – BOURGET, A., 1991 – Geology of the Bousquet n° 2 Au-Ag-Cu deposit, Abitibi, Quebec. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada; Program and Abstracts; Volume 16, page A125.
- TOURIGNY, G. – DOUCET, D. – BOURGET, A., 1993 – Geology of the Bousquet 2 Mine: An example of a deformed, gold-bearing Polymetallic sulfide deposit. Economic Geology; Volume 88, pages 1578-1597.
- TURNER, F. J. – WEISS, L. E., 1963 – Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York, NY.
- URABE, T. – SCOTT, S. D. – HATTORI, K., 1983 – A comparison of footwall-rock alteration and geothermal systems beneath some Japanese and Canadian volcanogenic massive sulfide deposits. Economic Geology; Monograph 5, pages 345-364.
- UTADA, M., 1980 – Hydrothermal alterations related to igneous activity in Cretaceous and Neogene Formations of Japan. Mining Geology Special Issue, Number 8, pages 67-83.
- VALLIANT, R. L., 1981 – The geology, stratigraphic relationships and genesis of the Bousquet gold deposit, Northwestern Quebec. University of Western Ontario, London; Ph. D. Thesis, 323 pages.
- VALLIANT, R. L. – BARNETT, R. L., 1982 – Manganese garnet underlying the Bousquet gold orebody, Quebec: metamorphosed manganese sediment as a guide to gold ore. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 19, pages 993-1010.
- VALLIANT, R. L. – BARNETT, R. L. – HODDER, R. W., 1983 – Aluminous rocks and its relation to gold mineralization, Bousquet mine, Quebec. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Bulletin 76, pages 811-819.
- VOKES, F. M., 1969 – A review of the metamorphism of sulphide deposits. Earth Sciences Review; Volume 5, pages 99-143.
- _____, 1971 – Some aspects of the regional metamorphic mobilization of preexisting sulphide deposits. Mineralium Deposita; Volume 6, pages 122-129.
- WADE, M. L. – SOLOMON, M., 1958 – Geology of the Mount Lyell Mines, Tasmania. Economic Geology; Volume 53, pages 367-416.
- WALFORD, P. C. – FRANKLIN, J. M., 1982 – The Anderson Lake mine, Snow Lake, Manitoba. Geological Association of Canada; Special Paper 25, pages 481-524.
- WALSHE, J. L. – SOLOMON, M., 1981 – An investigation into the environment of formation of the volcanic-hosted Mount Lyell copper deposits using geology, mineralogy, stable isotopes, and six-component chlorite solid solution model. Economic Geology; Volume 76, pages 246-284.



Partie D

Structures en bandes aurifères à l'intérieur des roches anisotropes: exemple de la mine Aubelle, région de Témiscamingue, Québec

Ghislain Tourigny



RÉSUMÉ

À la mine Aubelle, les roches métavolcaniques anisotropes se caractérisent par la présence de deux générations de structures en bandes (SEB). La première génération de bandes s'apparente géométriquement à des *kinks* dextres tandis que la seconde ressemble à des zones de cisaillement senestres qui contiennent des plis parasites en "Z" hérités du cisaillement dextre antérieur. Ces deux types de structures aurifères sont essentiellement coplanaires mais montrent des déplacements horizontaux de sens opposés. Cette situation anomale contraste avec les modèles structuraux classiques dans lesquels les bandes de déformation avec sens de déplacements opposés arborent un arrangement géométrique conjugué. Ces zones de déformation sont interprétées ici comme étant le résultat d'une inversion du sens du cisaillement durant la déformation progressive non coaxiale. De nombreuses évidences de glissement par translation le long de l'anisotropie initiale suggèrent que ces zones de déformation ont pu se former de manière analogue aux *kink bands* ou aux *shear bands* en considérant que les veines rigides n'ont pas restreint le glissement parallèle à la fabrique initiale.

La mise en place de trois systèmes de veines (V1, V2 et V3) est interprétée comme étant contemporaine et reliée au développement des structures en bandes. Les veines d'extension V1 sont discordantes par rapport aux bandes de déformation tandis que les veines de cisaillement et de remplacement V2 sont subparallèles aux bordures de ces bandes. La déformation oblique aux bandes dextres serait responsable du boudinage des veines V2 et de la formation des veines de tension V3.

La déformation responsable du développement des structures en bandes dextres et senestres et des veines associées est reliée à un système initial de contraintes orienté NNW et subséquemment NNE.



REMERCIEMENTS

La majorité des idées présentées dans ce document ont été développées dans le cadre d'une étude postdoctorale de l'auteur au département de Géologie de l'Université de Toronto en collaboration avec le professeur W.M. Schwerdtner. Ce dernier est grandement remercié pour le support scientifique qui fut essentiel à mon initiation à l'étude des déformations discontinues dans les roches anisotropes. L'étude a été initialement mise sur pied lors d'une campagne de cartographie des indices aurifères de la région de Belleterre par l'IREM-MERI sous les auspices du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Ces deux organismes sont grandement remerciés pour leur appui financier. L'auteur a également bénéficié de bourses postdoctorales du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CSRNG) et de l'IREM-MERI. Le manuscrit a été révisé par Réal Daigneault, Michel Hocq et Jean-François Couture dont les remarques pertinentes ont aidé à l'amélioration de la version originale.



Table des matières

	Page
INTRODUCTION	125
GÉOLOGIE RÉGIONALE	127
Ceinture de roches vertes de Belleterre	127
Structures en bandes à la mine Aubelle	127
Bandes de contraction dextres	131
Trains de plis asymétriques	131
Zones de cisaillement ductiles-fragiles	131
Bandes d'extension senestres	131
GÉOLOGIE STRUCTURALE	135
Structures en bandes	135
MINÉRALISATION	137
Veines de quartz	137
Veines V1	137
Veines V2	137
Veines V3	138
DISCUSSION	139
Modèle hypothétique de formation des structures en bandes	139
Inversion du sens de cisaillement	141
Contraintes et déformation	142
CONCLUSIONS	145
RÉFÉRENCES	147
ANNEXE D-1 – Zones de cisaillement par opposition à <i>kink bands</i>	151



Introduction

Les gisements d'or mésothermaux spatialement associés aux zones de cisaillement planaires ont reçu beaucoup d'attention durant la dernière décennie (Hodgson et MacGeehan, 1982; Robert et Brown, 1986; Robert, 1990; Colvine *et al.*, 1988; Sibson *et al.*, 1988; Dubé *et al.*, 1989; Hodgson, 1989; Sibson, 1989). Plusieurs travaux démontrent que dans un même domaine de déformation, les zones de cisaillement minéralisées avec un sens de déplacement opposé arborent un motif géométrique conjugué et se développent durant le même incrément de la déformation progressive (Colvine *et al.*, 1988) Hodgson, 1989; Robert, 1990). Dans les matériaux fragiles, il est également fréquent d'observer des ruptures élémentaires conjuguées (R et R' de Morgenstern et Tchalenko, 1967) et disposées en échelons par rapport à la direction du *megashear* principal. Ce patron de fractures subsidiaires se développe au début de l'évolution géomécanique de la zone de cisaillement de premier ordre sous l'influence d'un champ de contraintes stables (Guha *et al.*, 1983; Archambault *et al.*, 1984; Andrews *et al.*, 1986; Robert, 1990; Colvine *et al.*, 1988; Hodgson, 1989).

Tel que suggéré par Kerrich et Allison (1978), la complexité géométrique des zones de déformation peut parfois s'expliquer par une inversion du sens du cisaillement parallèlement à leurs bordures. C'est le cas des structures en bandes aurifères de la mine Aubelle dont la géométrie interne et la mise en place des veines associées résultent d'une inversion du sens de cisaillement durant la déformation progressive. À l'opposé de tous les systèmes de structures en bandes décrits dans la littérature (Anderson, 1964; Paterson et Weiss, 1966; Tchalenko, 1968; Ramsay et Huber, 1987; Stuble, 1990) celui de la mine Aubelle est dépourvu d'un arrangement géométrique conjugué. Ces zones de déformation consistent néanmoins en deux systèmes essentiellement subparallèles mais avec un sens de déplacement horizontal opposé. La présente étude décrit la géométrie interne de ces structures et des veines associées, suggère un mécanisme pouvant expliquer leur mode de formation et analyse les conséquences structurales d'une inversion du sens du cisaillement.



Géologie régionale

Ceinture de roches vertes de Belleterre

La ceinture de roches vertes de Belleterre est située dans le centre sud de la Sous-province de Pontiac à l'intérieur du Bouclier Canadien (Card et Ciesielski, 1986). Il s'agit d'un mince sillon de roches métasédimentaires et métavolcaniques de forme arquée située à environ 10 km au nord du Front de Grenville (figure D-1; Rivers *et al.*, 1989). Les roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac forment une bande continue qui sépare ce sillon de roches vertes du Front de Grenville au sud (figure D-1). Toutes ces lithologies sont recouvertes en discordance par les métasédiments huroniens dans la partie ouest de la région (figure D-1).

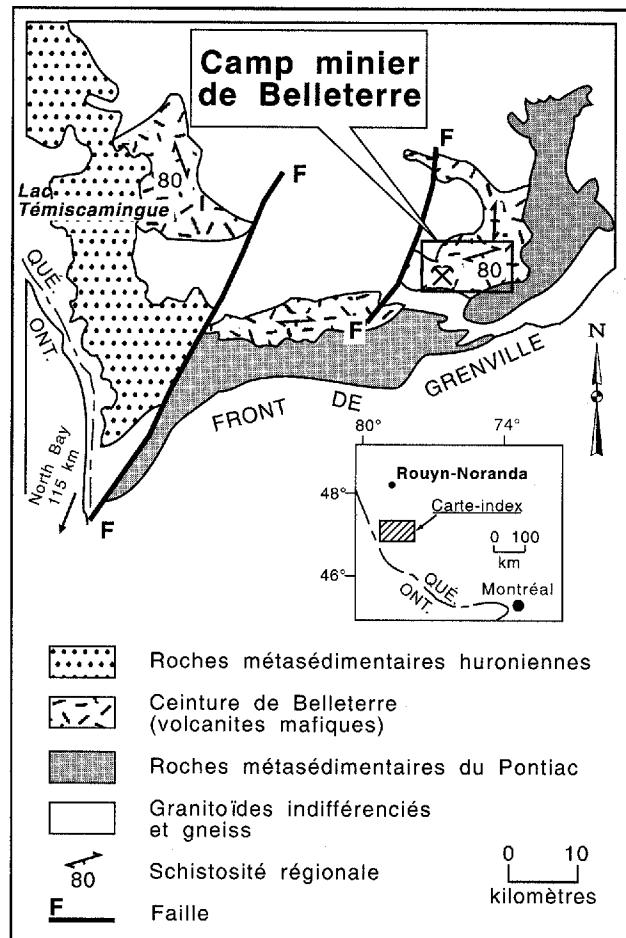


FIGURE D-1 – Carte géologique simplifiée de la partie sud de la Sous-province de Pontiac et localisation du camp minier de Belleterre. Modifiée d'Avramtchev et Lebel-Drolet, 1981.

Les roches supracrustales de la région de Belleterre se composent surtout de coulées de laves mafiques exhibant les morphofaciès coussinés et massifs (figure D-2). Plusieurs filons-couches de gabbro et de diorite, ainsi que d'étroites bandes de roches volcanoclastiques et sédimentaires (surtout siltstones et mudstones) sont intercalées dans ces laves. D'important réseaux de dykes felsiques (porphyre feldspathique) et ultramafiques (lamprophyre) se sont développés à l'intérieur de l'empilement volcanique. Toutes ces roches sont métamorphisées au faciès des schistes verts, bien défini par la présence de chlorite et de biotite dans la plupart des lithologies. Plusieurs bandes de schistes et de mylonites recourent les volcanites dans les zones d'intense déformation ductile.

Le grain tectonique E-W à N-S de cette ceinture volcano-sédimentaire est transféré aux roches par une schistosité de flux régionale bien développée dans la plupart des volcanites effusives de la région (Tourigny *et al.*, 1990; figure D-2). Dans les environs de la mine Aubelle, la stratification et la schistosité régionale s'orientent localement N-S dans la zone axiale de l'anticlinal de Belleterre (figure D-2). La mine Aubelle est localisée à environ 1 km au sud de la trace axiale de cette mégaflexure synforme (figure D-2).

L'une des principales caractéristiques structurales de la région de Belleterre est la présence de zones de déformation à l'intérieur desquelles se confine la minéralisation aurifère épigénétique de type veine (Tourigny *et al.*, 1990). La mine Aubelle est un exemple de ce type de minéralisation où l'or est restreint aux veines de quartz qui occupent la partie centrale de SEB d'échelle métrique. Il est probable que ces structures mésoscopiques observées à l'échelle de l'affleurement représentent des structures de deuxième ordre à l'intérieur de couloirs de déformation d'échelle régionale. Malheureusement, aucune carte géologique régionale récente ne permet de confirmer cette déduction de sorte que toutes les informations et interprétations qui suivent ne sont valables que pour les bandes aurifères de la mine Aubelle. Aucune interprétation régionale ne doit donc être amorcée à partir de cette analyse structurale ponctuelle.

Structures en bandes à la mine Aubelle

L'étude structurale des bandes aurifères a été concentrée sur un grand affleurement localisé à une cinquantaine de mètres au nord de l'ancien puits. Cet

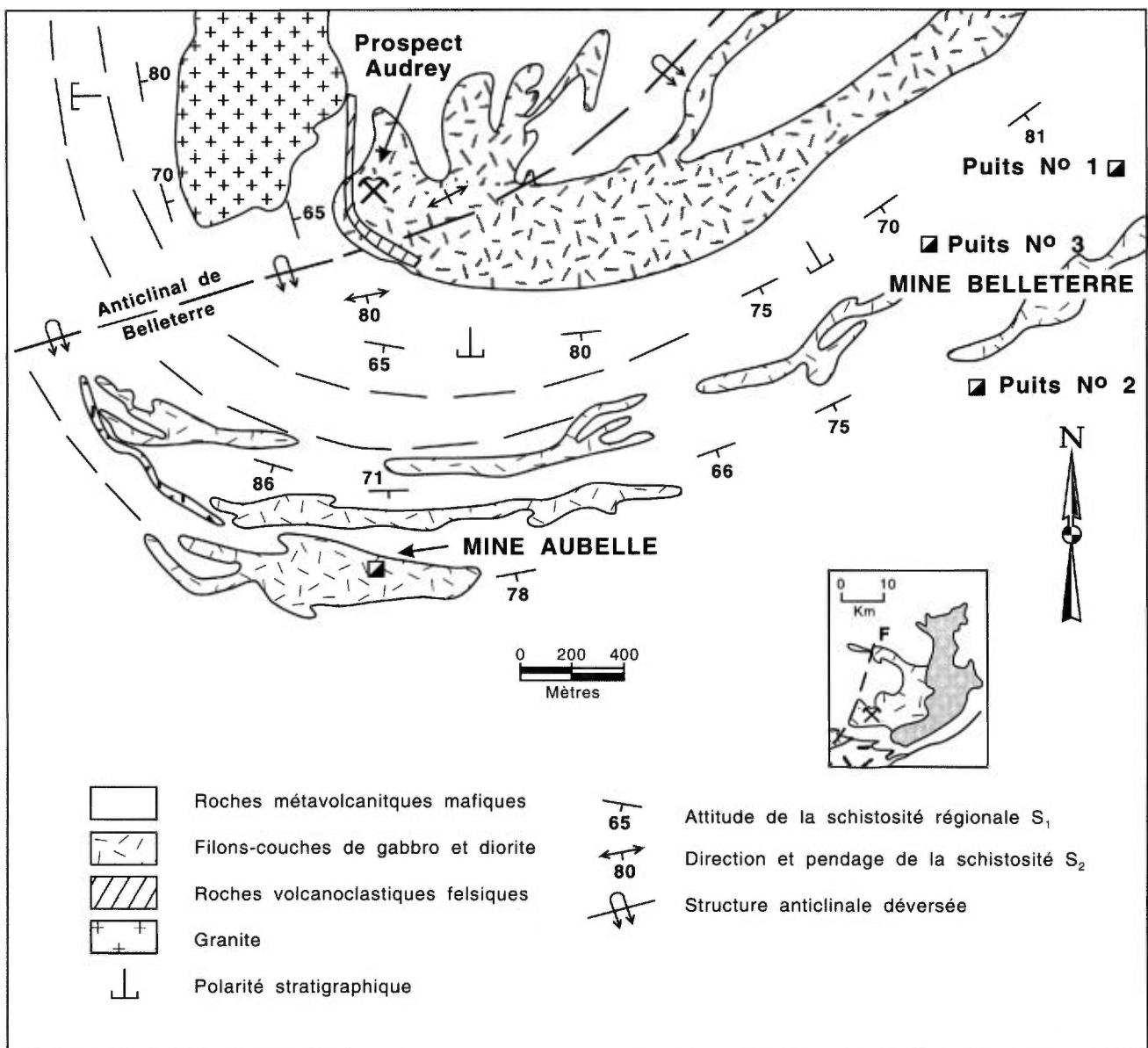


FIGURE D-2 – Géologie régionale simplifiée et localisation des principaux indices aurifères de la région de Belleterre. Modifiée d'Auger, 1952.

affleurement est constitué de plusieurs lithologies à contrastes de compétence marqués. Ces roches sont principalement représentées par des métavolcanites mafiques et des volcanoclastites felsiques dans lesquelles sont intercalés des sills de métadiorite (figure D-3). Elles sont recoupées obliquement par un important réseau de dykes de lamprophyres et de dykes quartzofeldspathiques. Tous les contacts lithologiques ont une inclinaison abrupte subparallèle à la schistosité et représentent le lieu d'un intense cisaillement ductile. La schistosité, les roches volcaniques et les SEB sont toutes recoupées par un système de failles NNW-SSE à rejet latéral dextre (figures D-3 et D-4).

Les volcanites et les volcanoclastites sont très anisotropes quant à leurs propriétés rhéologiques et se

comparent aux tectonites $S > L$ de Flinn (1965). La schistosité possède une direction dominante WNW-ESE avec forte inclinaison vers le sud (figures D-3, D-4 et D-5). L'orientation de cette fabrique planaire varie beaucoup sur l'affleurement à cause de la présence des failles dextres tardives qui la recoupent obliquement et qui lui font subir une rotation horaire considérable (figure D-3). Les linéations minérales mesurées directement sur le terrain ou en sections minces sont définies par l'elongation des agrégats de phyllosilicates (chlorite et muscovite) ou de carbonates, ou des deux, et des amphiboles aciculaires ou par les ombres de pression qui prolongent les cristaux de pyrite. Quoiqu'elles soient rarement bien développées, la plupart plongent faiblement vers l'ESE ou vers l'ouest (figure D-5).

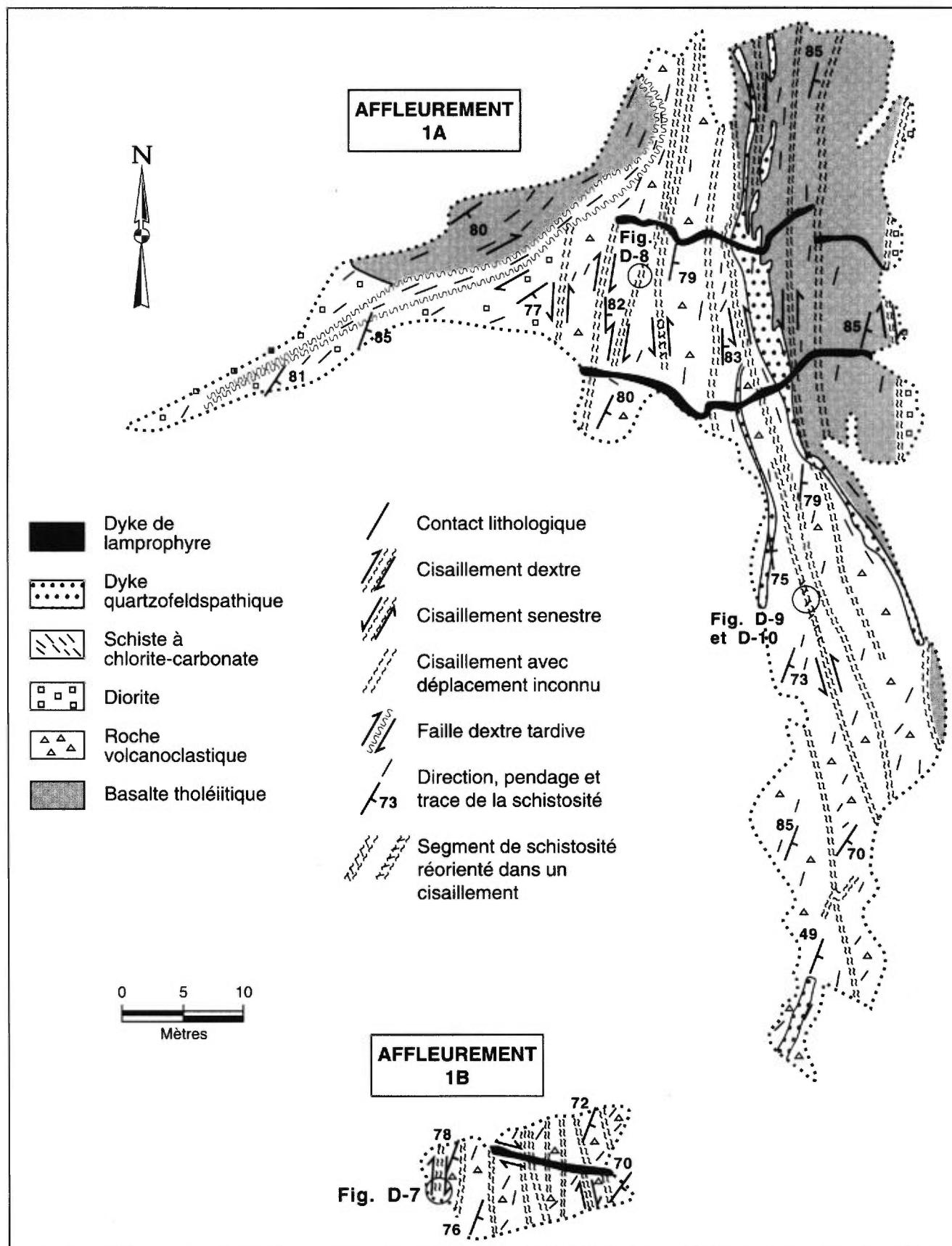


FIGURE D-3 – Carte géologique simplifiée de l'affleurement de la mine Aubelle. Modifiée de Tourigny et Schwerdtner, 1991.

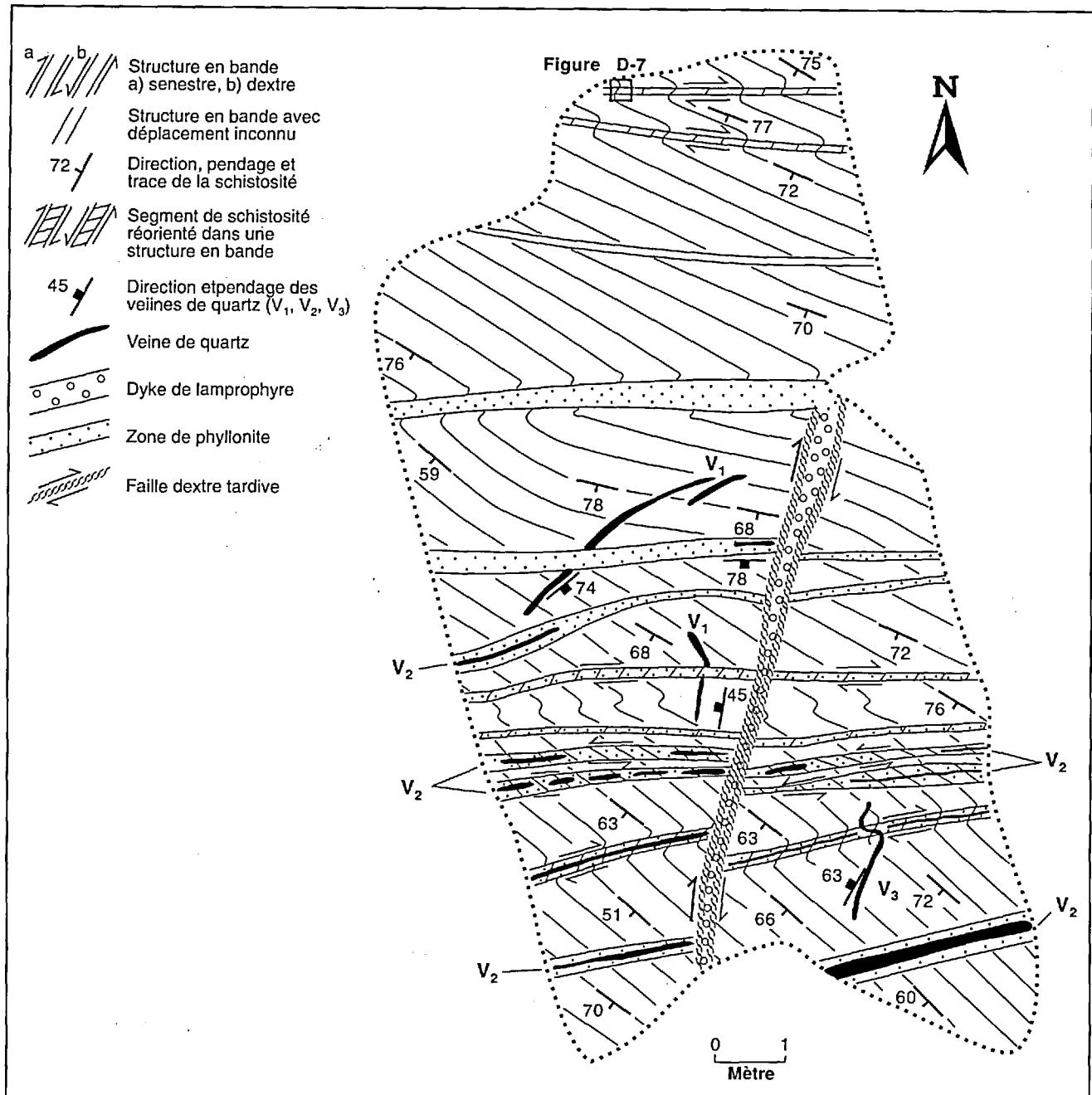


FIGURE D-4 – Carte géologique détaillée de l'affleurement IB de la figure D-3. Modifiée de Tourigny et Schwerdtner, 1991.

Les SEB varient de 10 cm à 1,5 m de largeur et plusieurs montrent une bonne continuité latérale supérieure à 50 mètres (figure D-3). Les bandes possèdent des bordures coplanaires et sont facilement reconnaissables par une intensification abrupte de la schistosité dans leur partie interne. Ces structures recoupent cette surface à des angles variant de 5° à 40° dans un sens antihoraire, s'orientent E-W et s'inclinent fortement vers le sud (figures D-3, D-4 et D-5). En plan, elles définissent un patron typiquement anastomosé et composé de domaines de roches plus ou

moins lenticulaires dont la partie centrale est moins déformée que les SEB de bordure (figure D-3). La rotation de la schistosité à l'intérieur des SEB a été utilisée comme indicateur cinématique donnant le sens de cisaillement horizontal (Henderson et Broome, 1990).

Selon leur sens de déplacement horizontal et leur composante de déformation interne, les SEB se subdivisent en deux systèmes distincts: 1) les bandes de contraction dextres et 2) les bandes d'extension senestres (figure D-6).

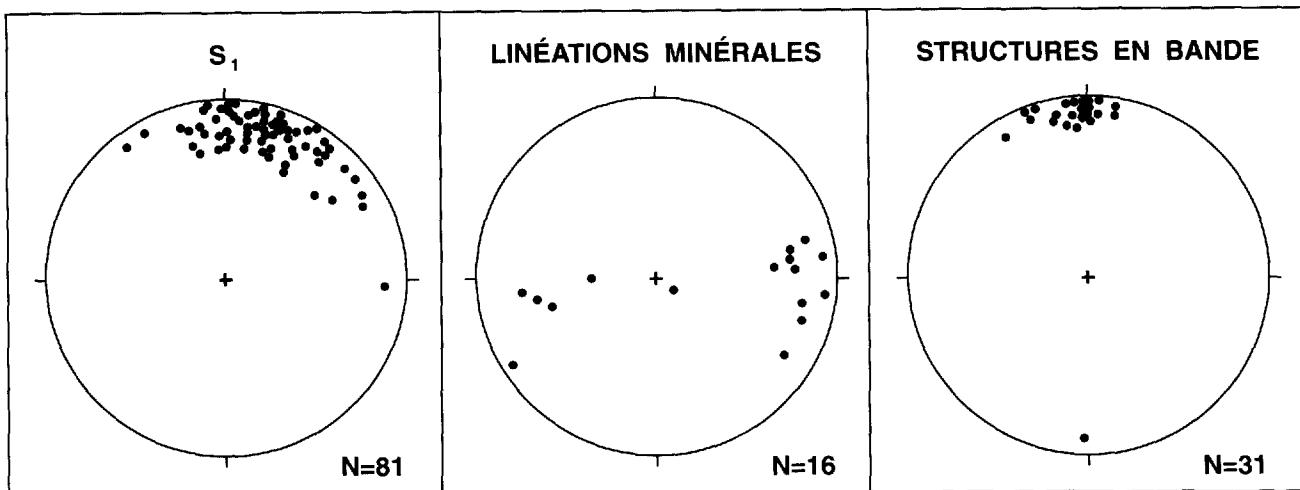


FIGURE D-5 – Projections stéréographiques équiaires des principaux éléments structuraux de la propriété Aubelle.

Bandes de contraction dextres

Les **bandes de contraction dextres** sont représentées par deux types de SEB: 1) des trains de plis asymétriques qui coïncident avec les flancs courts de plis dextres, et 2) des zones de cisaillement ductile composées de schiste à chlorite et muscovite ou de phyllonites (figures D-4, D-7 et D-8).

TRAINS DE PLIS ASYMÉTRIQUES

Les bandes définies par les trains de plis asymétriques ont été observées sur l'affleurement 1B (figures D-3 et D-4). Les bandes individuelles se composent de schiste à quartz et muscovite et se distinguent par la trace quasi continue de la schistosité de part et d'autre de la bande. La figure D-7 montre une de ces bandes où la bordure nord est marquée par des plis symétriques qui passent vers l'intérieur de la bande à des plis asymétriques senestres. La bordure nord de cette SEB coïncide avec un plan de cisaillement qui est coplanaire avec la trace axiale des plis symétriques et anguleux. Ces derniers possèdent une épaisseur constante sur leurs flancs et sont légèrement épaisse à la charnière (figure D-7). Il s'agit de plis semblables dont la géométrie d'ensemble se rapproche de celle des plis en chevrons développés dans les assemblages à forts contrastes de compétence (Ramsay, 1974). À l'intérieur de la bande, la schistosité subit une rotation horaire et dessine un pli asymétrique senestre très ouvert (figure D-7). En extrapolant la trace de la schistosité de part et d'autre de la bande, on constate que cette flexure senestre représente un pli de deuxième ordre retrouvé sur le flanc court du pli dextre de premier ordre (figure D-7). L'asymétrie en S de ce pli devrait résulter d'un cisaillement senestre parallèle à l'anisotropie dans la bande dextre. À la bordure sud de la bande, la déformation est discontinue et marquée par un plan de glissement qui interrompt la trace de la schistosité.

ZONES DE CISAILLEMENT DUCTILES-FRAGILES

Les zones de cisaillement ductiles-fragiles composées de schiste à chlorite et muscovite ou de phyllonites se retrouvent sur les affleurements 1A et 1B (figures D-3 et D-4). Les bandes de schiste à chlorite et muscovite se caractérisent par une rotation horaire de la schistosité à l'intérieur de la bande (figure D-8). Contrairement aux bandes de plis dextres, la trace de la schistosité est discontinue de part et d'autre des bandes et leurs bordures sont définies par des plans de discontinuité d'espacement millimétrique (figure D-8). L'angle entre la foliation interne et la bordure de la bande varie généralement de 5° à 30°.

Les zones de phyllonite avec déplacement dextre à leurs bordures se retrouvent sur l'affleurement 1B (figure D-4). Ces bandes se composent de plus de 50 % de chlorite et de muscovite et leur schistosité interne est le plus souvent concordante aux bordures. Localement, on peut toutefois observer quelques exceptions, là où la foliation asymptotique s'oriente obliquement et subit une rotation horaire considérable (figure D-4). Selon les observations d'ensemble, ces zones de phyllonite à foliation oblique pourraient représenter un stade structural intermédiaire entre les zones de cisaillement ductiles et les zones de phyllonite à foliation concordante (Tourigny et Schwerdtner, 1991).

Bandes d'extension senestres

Les **bandes d'extension senestres** se composent de schiste à chlorite et muscovite qui sont en association intime avec d'étroites bandes de phyllonite. Ces bandes senestres sont caractérisées par une faible rotation antihoraire de la schistosité interne et forment des structures composites à géométrie complexe. La figure D-9 illustre une de ces bandes qui contient une veine

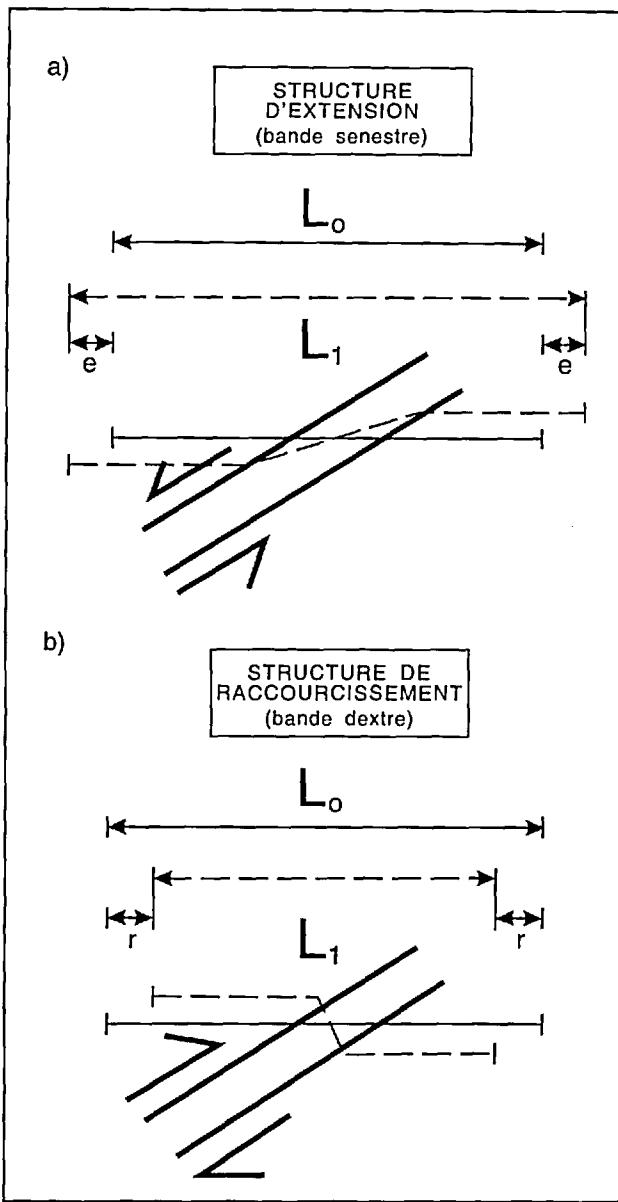


FIGURE D-6 – a) Représentation schématique de la composante d'extension reliée aux bandes senestres et b) de la composante de raccourcissement reliée aux bandes dextres. Une ligne de longueur initiale l_0 possède une longueur finale l_1 après extension (e) ou raccourcissement (r).

de quartz parallèle à ses bordures. Vu en plan, l'intérieur de cette zone peut être subdivisée en diverses parties morphologiquement distinctes. Du côté nord de la veine de quartz, la schistosité est plissée en une flexure symétrique légèrement disharmonique dont la trace axiale est essentiellement subparallèle aux bordures de la bande. La trace de la schistosité est par endroit continue à travers la veine et suggère qu'il s'agit d'une veine de remplacement. À son extrémité sud, la foliation prend une allure sigmoïde et sa trajectoire est interrompue dans les zones de phyllonite où elle se réoriente parallèlement à la direction de la bande

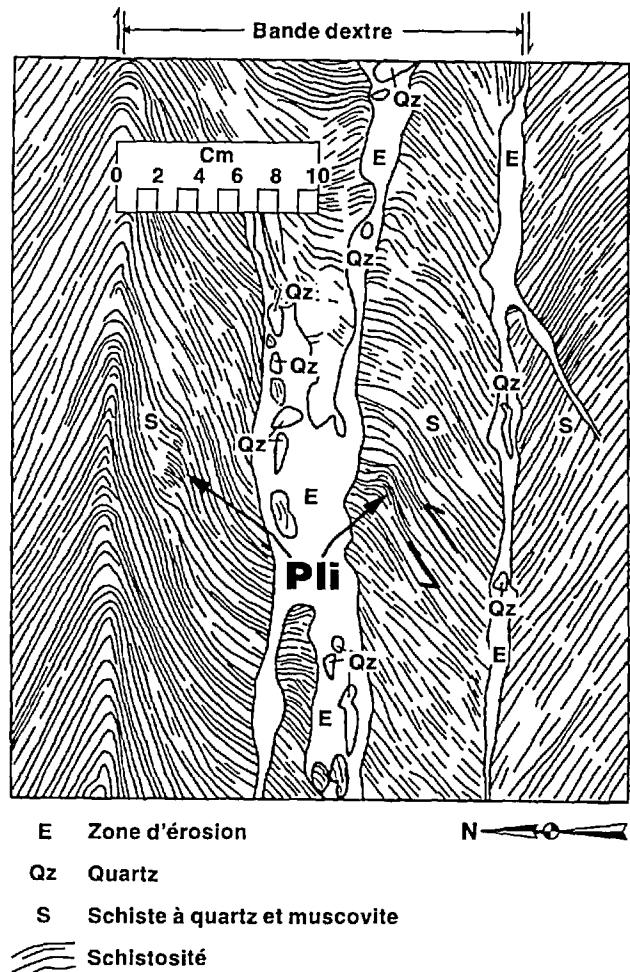


FIGURE D-7 – Bande de raccourcissement dextre coïncidant avec les flancs de plis parasites en Z. Tracée à partir d'un agrandissement de diapositive. Voir figures D-3 et D-4 pour localisation. Modifiée de Tourigny et Schwerdtner, 1991.

d'extension senestre (figure D-9). En extrapolant la trace de la foliation de part et d'autre de la bande, on constate que ce plan décrit une flexure asymétrique dextre de premier ordre qui contient des plis symétriques ou asymétriques de deuxième ordre (figure D-9). Les bordures coïncident avec d'étroites zones de phyllonite qui semblent s'être développées durant les stades tardifs du cisaillement senestre puisqu'elles recoupent nettement la foliation interne qui a subi une faible rotation antihoraire. L'examen détaillé de la terminaison ouest de ces lentilles de phyllonite révèle également un sens de déplacement senestre à leur bordure (figure D-10). Localement, les zones de terminaison sont marquées par des petites lentilles de quartz et par une rotation antihoraire de la schistosité adjacente (figure D-10). Ce déplacement résulte de la dissipation du cisaillement senestre au-delà de la limite latérale des bandes de phyllonite (Schwerdtner, 1973 b).

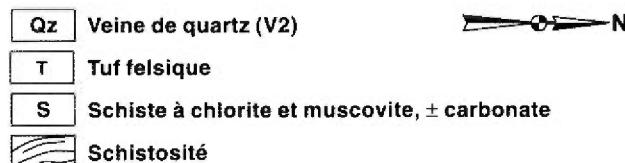
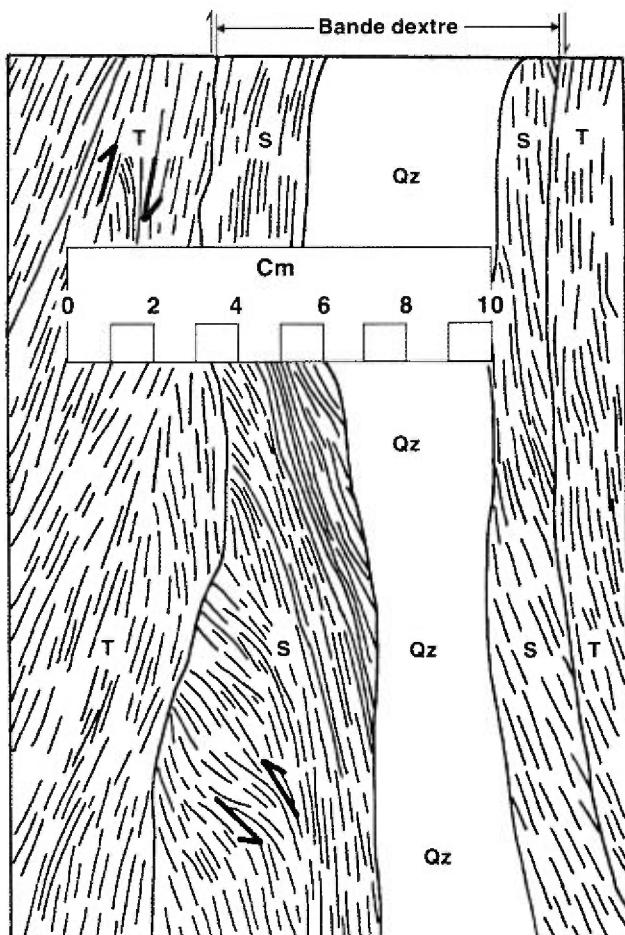


FIGURE D-8 – Zone de cisaillement ductile dextre. Notez le caractère asymptotique de la schistosité interne. Tracée à partir d'un agrandissement de diapositive. Voir figure D-3 pour localisation. Modifiée de Tourigny et Schwerdtner, 1991.

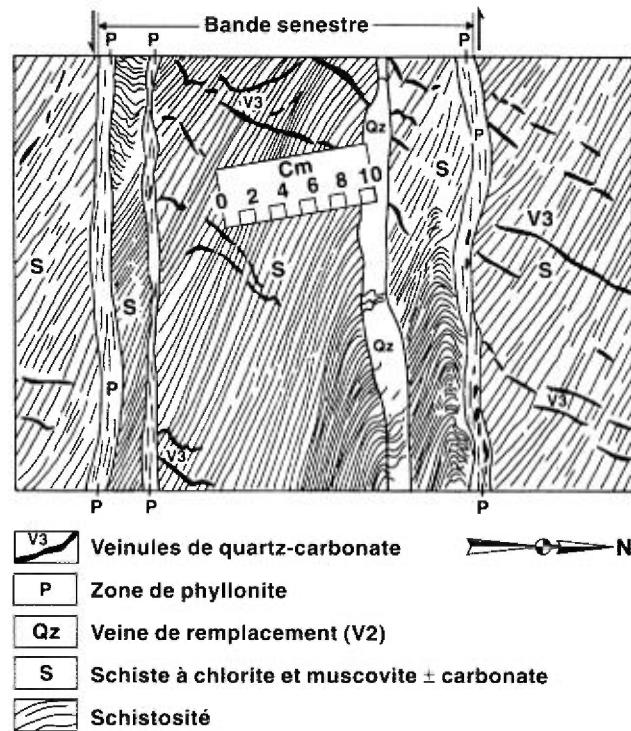


FIGURE D-9 – Bande d'extension senestre définie par une rotation antihoraire de la schistosité interne. Notez la trace de la schistosité à l'intérieur de la veine de remplacement. Tracée à partir d'un agrandissement de diapositive. Voir figure D-3 pour localisation. Modifiée de Tourigny et Schwerdtner, 1991.

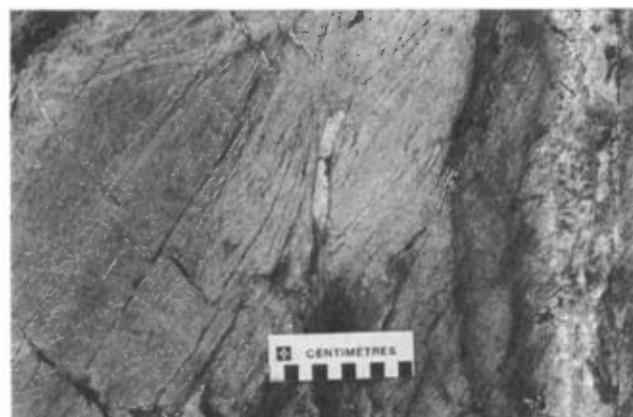


FIGURE D-10 – Détail de la zone de terminaison d'une bande de phyllonite. La rotation antihoraire de la schistosité marque le lieu où la déformation discontinue passe latéralement à une déformation continue.



Géologie structurale

Structures en bandes

À l'intérieur d'un domaine de roches déformées, et spécialement dans les assemblages lithologiques à contrastes de compétence marquée, il est fréquent d'observer une variation du gradient de déformation. Plusieurs types de structures tant à l'échelle microscopique, mésoscopique que mégascopique peuvent être responsables d'une intensification locale de la déformation moyenne (Cobbold, 1977 a). Ces structures sont communément rencontrées sous forme de bandes et consistent le plus fréquemment en des zones de cisaillement et de mylonites, en de grandes failles de décrochement ou de chevauchement, en veines de pression-solution, en veines d'extension, en *kink bands* et en plis semblables incluant des plis en chevrons. Cobbold (1977 a et b) a introduit le terme "structure en bandes" (*band structures ou banded deformation structures*) pour désigner tous ces types de perturbations planaires.

Idéalement, une structure en bande (SEB) peut être définie comme une zone d'intense déformation à bordures coplanaires entourées de roches uniformément déformées (Cobbold, 1977 a et b; Schwerdtner, 1982; Tourigny et Schwerdtner, 1991). La déformation à l'intérieur d'une SEB idéale varie seulement dans une direction, soit selon la normale à ses bordures (Ingles, 1983).

Les évidences de terrain démontrent toutefois que peu de structures naturelles répondent strictement à toutes ces caractéristiques géométriques. Les SEB qui devient géométriquement de la normale (c'est-à-dire de la SEB idéale) sont très fréquentes à l'intérieur des roches anisotropes et surtout dans les tectonites à foliation bien marquée. Par exemple, il est commun d'observer des zones de déformation à bordures non planaires, ou bien une intensité hétérogène de l'état de la déformation finie des roches environnantes.

De façon générale, les types de SEB les plus fréquentes dans les roches anisotropes regroupent: 1) les zones de cisaillement ductiles (Ramsay et Graham,

1970), 2) les *kink bands* (Voll, 1960; Anderson, 1964) et 3) les *shear bands* (Platt et Vissers, 1980; Hanmer, 1982; Coward, 1984; annexe D-1). Tous ces types de structures ont été produits lors d'essais en compression, en traction ou en cisaillement simple sur des matériaux anisotropes (Higgs et Handin, 1959; Ghosh, 1968; Weiss, 1980; Cobbold et al., 1971; Harris et Cobbold, 1984; Williams et Price, 1990). Leur géométrie finie témoigne d'une composante de compression ou d'extension parallèlement à l'anisotropie déformée et leur morphologie interne dépend principalement du degré d'anisotropie de la roche et de l'angle entre le plan de cisaillement et la fabrique déformée (Cobbold et al., 1971; Harris et Cobbold, 1984; Williams et Price, 1990). Plusieurs études théoriques et expérimentales démontrent que les SEB peuvent avoir une géométrie intermédiaire entre celle des *kink bands* classiques ou des zones de cisaillement idéales causant ainsi un problème de terminologie inhérent à la distinction objective du type de structure finie (annexe D-1; Baer et Norris, 1969, page 461; Ramsay et Huber, 1987, page 427). Par exemple, il est démontré que des structures transitionnelles existent entre les *kink bands* en système simple et les plis parallèles asymétriques à charnière arrondie (Ghosh, 1968; Dennis et Secor, 1987; Williams et Price, 1990, page 162). Une transition analogue se retrouve également entre les *kink bands* conjugués et les plis symétriques multicouches (Paterson et Weiss, 1966; Weiss, 1968; Ghosh, 1968; Cobbold et Gapais, 1986; Williams et Price, 1990). Plus la morphologie des plis s'approche du style en chevrons, plus ils possèdent les caractéristiques des SEB idéales (Cobbold et al., 1971).

Dans la présente étude, l'expression SEB est utilisée pour désigner des types de structures transitionnelles où la déformation moyenne est perturbée à l'intérieur des métavolcanites anisotropes de la mine Aubelle. Ces bandes de déformation se rapprochent géométriquement des kinks asymétriques lorsqu'il s'agit de bandes de contraction avec déplacement dextre ou des zones de cisaillement ductile lorsqu'il s'agit de bandes en extension avec déplacement senestre.



Minéralisation

Veines de quartz

Selon leurs relations de recouplement et leurs évidences de déformation interne, on distingue trois générations de veines de quartz (V1, V2 et V3) à la mine Aubelle (figure D-11). Leur relation géométrique avec la foliation et les SEB indiquent que ces veines se sont formées successivement durant la déformation progressive et l'évolution structurale des SEB.

VEINES V1

Les **veines V1** sont les plus anciennes et possèdent une composition quartzofeldspathique, c'est-à-dire granitique. Il s'agit de minces filonets d'environ 2 cm de largeur moyenne et de moins de 2 m d'extension latérale (figure D-11a). Elles sont recoupées par les SEB dextres et senestres mais semblent synchrones au développement de la foliation. Ces veines subverticales (pendage 70-80° E) montrent une direction générale NNE à NNW et exhibent une intensité de déformation qui varie selon leur dimension. Les veinules V1 inférieures à 2 cm d'épaisseur sont pour la plupart intensément déformées et plissées. En plan, elles décrivent des plis isoclinaux de style semblable, à charnière subarrondie et à plongement subvertical (figure D-11a). La schistosité pénétrative est coplanaire avec le plan axial de ces plis isoclinaux. Plusieurs de ces veinules sont transposées dans le plan de la foliation et certaines charnières sont complètement dilacérées de leurs flancs. Les veines V1, de dimension plus considérable, (plus de 2 cm) sont relativement moins déformées. Elles décrivent des plis parallèles (classe 1B) ouverts, à plongement subvertical. La surface enveloppante de ces flexures est orientée NNE à NNW de façon très oblique aux SEB et à la foliation.

Texturalement, toutes ces veines sont massives et ne montrent aucune structure mésoscopique permettant de déterminer leur mode précis de formation. Par contre, leur attitude générale par rapport au plan d'aplatissement (foliation) et aux SEB, révèle qu'elles se sont probablement formées comme des fractures d'extension parallèlement au plan YZ de l'ellipsoïde de déformation incrémentale. Puisque la foliation est coplanaire avec le plan axial des plis qui les affectent, elles doivent s'être mises en place au plus tard durant le développement initial de cette fabrique.

VEINES V2

Les **veines V2** coïncident avec les veines minéralisées en or et occupent la partie centrale des SEB (figure D-11b). Ces veines sont nettement postérieures au développement de la schistosité régionale et se sont

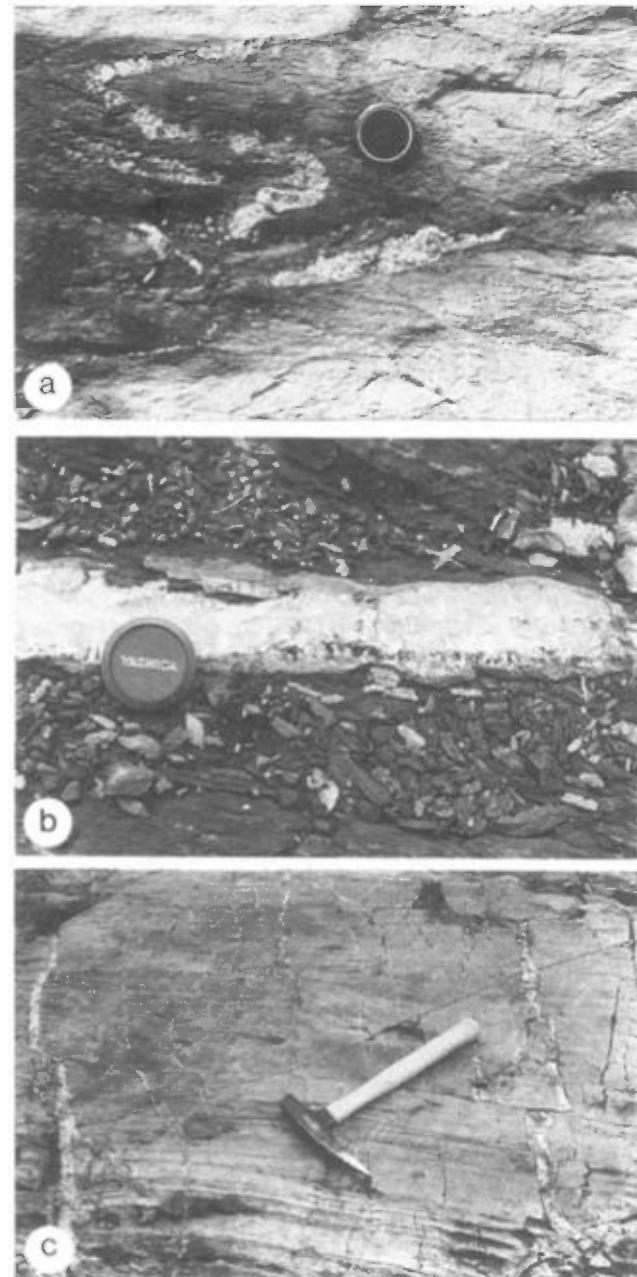


FIGURE D-11 – Différentes générations de veines de quartz.

- Veine d'extension quartzofeldspathique V1 intensément déformée.
- Veine de cisaillement V2 occupant la partie centrale d'une bande d'extension senestre. Notez les cristaux de quartz aciculaires en bordure de la veine indiquant une croissance syntaxiale.
- Veines d'extension V3 recoupant la schistosité.

mises en place dans un système dynamique lors de l'évolution structurale des SEB hôtes. Elles possèdent une direction générale E-W et s'inclinent fortement

vers le sud subparallèlement aux bordures des bandes. Ces veines se composent de plus de 95 % de quartz recristallisé avec 5 % de pyrite, chalcopyrite, pyrhotine et or. Des quantités subsidiaires de carbonate, de chlorite, de mica blanc et d'épidote sont observées localement. Les contacts entre les veines et leurs épontes sont francs et rectilignes et sont soulignés par une altération visible des épontes. Cette enveloppe d'altération consiste en une carbonatisation et une pyritisation dans les volcanites mafiques et en une sérichtisation et une pyritisation dans les volcanoclastites felsiques (Tourigny *et al.*, 1990). Les veines V2 varient de 2 cm à plus de 1 m d'épaisseur. Plusieurs d'entre elles sont boudinées dans le plan horizontal; les boudins sont essentiellement symétriques et plongent subverticalement dans le sens du pendage des veines.

Deux types de veines V2 ont été reconnus; les veines de cisaillement (*shear veins* de Hodgson, 1989) et les veines de remplacement. Les veines de cisaillement sont caractérisées par leur apparence massive et contiennent parfois des fragments d'épontes foliés de forme lenticulaire orientés parallèlement à la direction générale de la veine. La présence de ces fragments à l'intérieur des veines est compatible avec un mode de formation par le mécanisme de *crack-seal* (Ramsay, 1980).

Une seule veine de remplacement a été observée sur l'affleurement. Elle se retrouve dans une SEB senestre et elle se distingue par la trace continue de la foliation dans sa partie interne (figure D-9). Localement, la schistosité subit une faible rotation horaire et elle décrit en plan de petits plis parasites dextres à plongement subvertical (figure D-9).

Par ailleurs, certaines veines V2 associées aux bandes d'extension senestres sont caractérisées par une croissance allongée des cristaux d'albite et de quartz à leur bordure (figure D-11b). Ces cristaux aciculaires rattachent la veine aux épontes et s'orientent perpendiculairement à la direction générale de la veine. Cette texture est compatible avec une croissance syntaxiale tardive des épontes vers la veine (Durney et Ramsay, 1973; Ramsay et Huber, 1983). Ces cristaux allongés indiquent également que le vecteur d'ouverture des veines était subhorizontal et orienté approximativement N-S. En considérant que le plan de schistosité est subparallèle au plan XY de l'ellipsoïde de déformation finie (Ramsay, 1967), la position de ce vecteur était subparallèle à l'axe de compression maximum σ_1 . Cette situation anomale révèle que les veines V2 se sont probablement formées lorsque la pression des fluides surpassait la pression lithostatique ($P_f > P_l$) et que $\sigma_1 \approx$

σ_3 à l'intérieur des bandes (Schwerdtner, communication personnelle, 1990). La préservation de la texture aciculaire en bordure des veines montre que celles-ci ont subies peu de déformation après l'ouverture de bordure.

Hudleston (1989) a récemment proposé un modèle de cisaillement simple et homogène pour expliquer le mode de formation des veines et des plis dans les zones de cisaillement. Selon ce modèle, la rotation passive d'une fracture initiale (veine de tension) orientée à 45° au plan de cisaillement, pourra engendrer un rebroussement de la schistosité adjacente de sorte que la veine sera coplanaire avec le plan axial de plis en crochets. Ce modèle démontre que le plissement résulte de la fracturation et que le sens de rejet des couches plissées adjacentes à la veine est toujours opposé à l'asymétrie des plis et au sens du cisaillement global. Ainsi, pour un cisaillement dextre, les plis engendrés seront dextres mais les couches plissées de part et d'autre de la veine seront déplacées dans un sens senestre (Hudleston, 1989, figure D-6). Dans le cas de la mine Aubelle, nous croyons que ce modèle ne peut expliquer adéquatement l'association des plis et des veines aurifères V2 à l'intérieur des SEB pour les raisons suivantes: 1) les veines V2 ne sont pas parallèles au plan axial des plis adjacents, 2) les veines de remplacement V2 sont nettement postérieures au plissement, et 3) aucun horizon-repère (dyke, formation de fer, etc.) plissé et déplacé dans un sens contraire à celui de la zone de cisaillement hôte ne peut être reconnu de part et d'autre des veines V2.

VEINES V3

Les **veines V3** et les fractures associées sont subverticales et s'orientent NNE-SSW (figures D-9 et D-11c). Il s'agit de veinules de tension (de moins de 2 cm) de quartz-carbonates qui recoupent la schistosité, les SEB, et les veines V1 et V2. Elles ne montrent généralement aucune évidence mésoscopique de déformation. Par contre, il arrive qu'à proximité des SEB, certaines veines V3 montrent des déplacements millimétriques dextres ou senestres soit le long de la schistosité ou à la bordure même de la bande, soit aux deux endroits, (figure D-11c). Ces évidences de déformation interne suggèrent que les veines V3 se sont formées avant la fin de la déformation progressive et probablement vers la fin du cisaillement senestre tardif. Selon leur orientation, les veines V3 étaient subparallèles à l'axe de raccourcissement maximum durant le stade tardif de développement des bandes senestres (Tourigny et Schwerdtner, 1991).

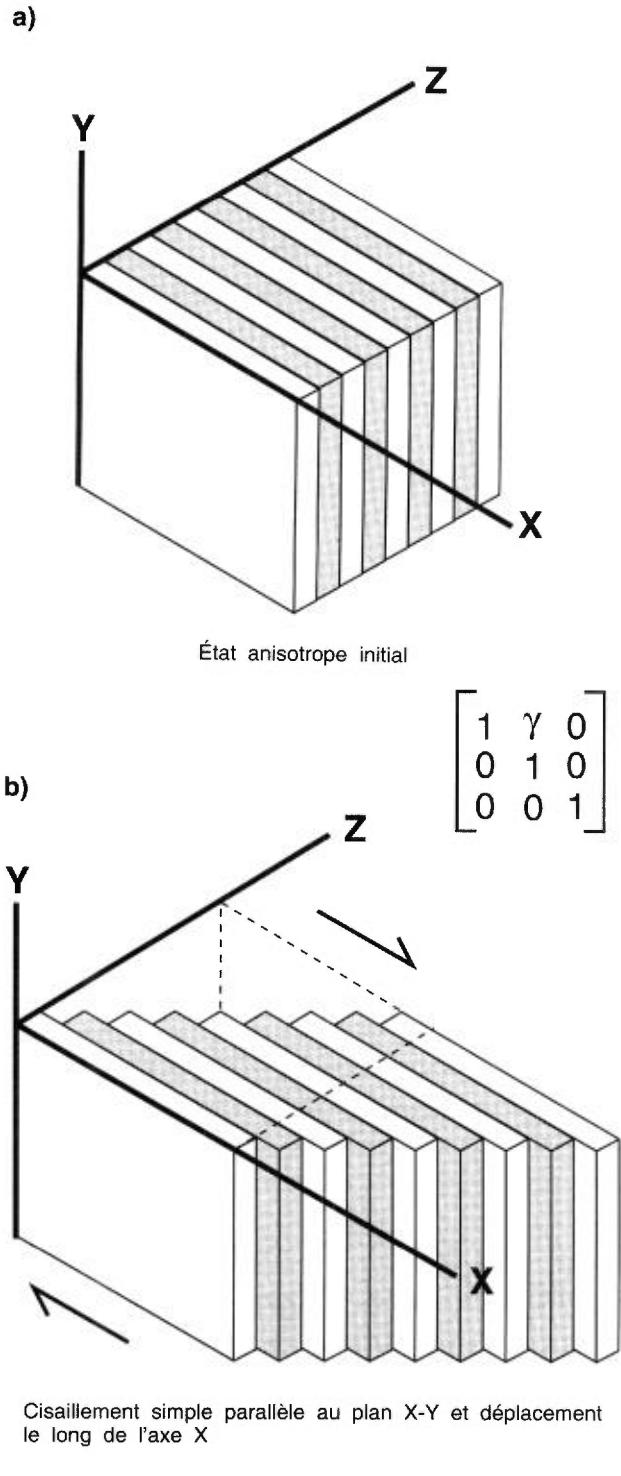
Discussion

Modèle hypothétique de formation des structures en bandes

L'étude des déformations continues et discontinues à l'intérieur des roches anisotropes démontre que la déformation progressive comprend deux phases principales: 1) la phase créant l'anisotropie pendant laquelle la schistosité et les linéations minérales se développent et 2) la phase anisotrope durant laquelle de nombreuses surfaces de glissement par translation se forment parallèlement à la schistosité (Schwerdtner, 1973 a et 1973 b). La figure D-12 démontre que la phase anisotrope consiste en une déformation discontinue par cisaillement simple. Dans ce cas, le glissement se fait parallèlement au plan XY et le déplacement se fait parallèlement à X (figure D-12). Ce glissement parallèle à l'anisotropie n'est actif que lorsque l'orientation de la contrainte principale est oblique à cette surface (Pfaff et Johnson, 1989). S'il y a obstruction locale du glissement en bordure d'une perturbation physique (porphyroclastes, plis parasites, etc.), il pourra y avoir blocage du déplacement le long de la schistosité. Dans ce cas, la déformation interne du matériel sera compensée par le développement de perturbations en bandes (*kink bands*, *shear bands*, crénulations, etc.) qui se propageront latéralement à partir de l'hétérogénéité initiale (Cobbold, 1977a; Weiss, 1980). C'est également le cas dans les roches isotropes où les zones de cisaillement ductile se développent à partir de microfractures (Segall et Simpson, 1986).

Les observations de terrain à la mine Aubelle suggèrent que le développement des SEB a pu être amorcé à partir d'un cisaillement simple parallèle à la schistosité initiale. Plusieurs évidences mésoscopiques de glissement continu le long de cette surface sont présentes sur l'affleurement 1A (figure D-3). Ces structures comprennent: 1) des stries de glissement subparallèles aux linéations minérales, 2) le déplacement dextre de veines de tension V1, et 3) des plis intrafoliaux de la schistosité (figures D-13a, b et c). Au microscope polarisant, les évidences de glissement se retrouvent sous forme de *microkink bands* affectant le clivage 001 des cristaux de chlorite et de muscovite qui sont alignés dans le plan de la schistosité (figure D-13d).

Toutes ces évidences suggèrent que les SEB à la mine Aubelle pourraient résulter d'un glissement par translation le long de la schistosité, suivi d'un blocage en bordure d'aspérités et d'une migration latérale des bandes, compensatoire au blocage du cisaillement



Cisaillement simple parallèle au plan X-Y et déplacement le long de l'axe X

FIGURE D-12 – a) Blocs-diagrammes schématiques représentant les axes de déformation à l'intérieur d'un matériel anisotrope où la déformation semble globalement continue. b) Déformation discontinue par cisaillement simple dextre parallèle au plan XY et déplacement parallèle à X. Dans la matrice de déformation, Y représente la quantité de cisaillement parallèle au plan XY.

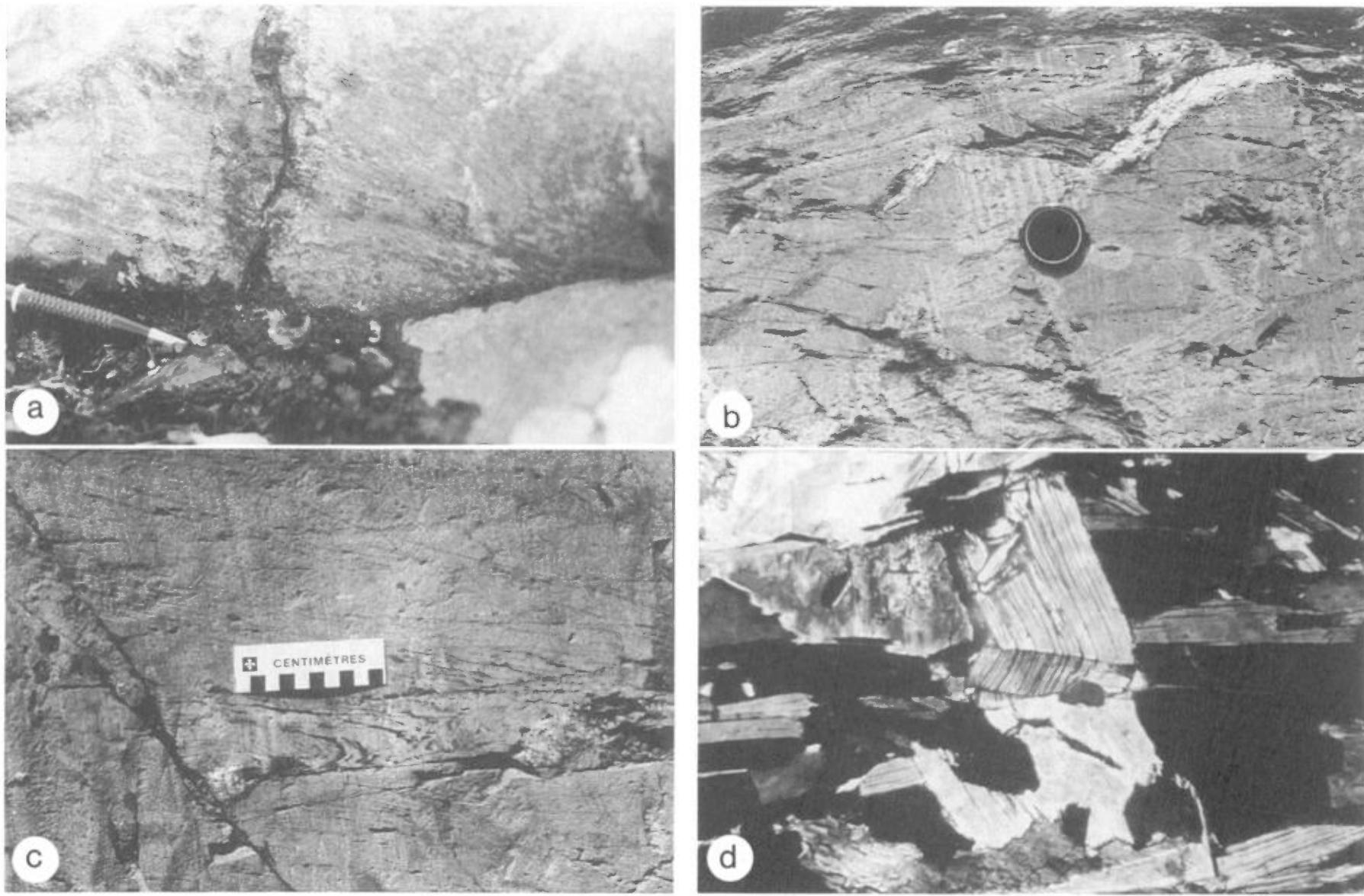


FIGURE D-13 – Évidences de glissement par translation parallèle à la schistosité.

- Stries de glissement plongeant faiblement vers l'est dans le plan de schistosité.
- Déplacement horizontal dextre d'une veine V1.
- Pli intrafolial coincé entre deux plans de glissement parallèles à la schistosité.
- Micro-kink band* développé sur les clivages 001 d'un cristal de muscovite définissant la schistosité.

simple le long de la foliation. Toutefois, ce modèle ne peut expliquer toutes les caractéristiques géométriques observées sur l'affleurement. En particulier, il est possible que les veines rigides constituaient une obstruction physique importante restreignant le cisaillement simple le long de l'anisotropie. Ce modèle n'est valable que si l'emplacement des veines est postérieur au principal incrément de glissement, telle que les veines de remplacement V2 qui se superposent nettement sur la schistosité.

Dans ce cas, le sens du cisaillement parallèle à la schistosité devait nécessairement être opposé à celui observé à l'intérieur des structures en bandes résultantes.

Plusieurs travaux théoriques et expérimentaux ont démontré que pour un cisaillement dextre sur un plan d'anisotropie, les SEB qui en résulteront montreront un sens de déplacement senestre. La déformation coaxiale et plastique sur des cristaux possédant de nombreux plans de faiblesse (macles, clivages), illustre que ce phénomène est causé par une rotation interne opposée à la rotation externe (Higgs et Handin, 1959; Nicolas et Poirier, 1976). Ainsi, si un matériel anisotrope subit un cisaillement dextre, sa rotation interne sera horaire (ou senestre) et sa rotation externe sera antihoraire (ou dextre; figure D-14). Plusieurs travaux révèlent également que le sens d'asymétrie des *kinks* est toujours opposé au sens du cisaillement parallèle aux couches (Cobbolt *et al.*, 1971; Ramberg et Johnson, 1976; figure 1 de Pfaff et Johnson, 1989) et spécialement si l'axe de compression maximum est situé dans l'angle aigu entre le plan de *kink* et la foliation externe (figure 13a de Stuble, 1990). Ces mécanismes de rotation interne opposés à ceux de la rotation externe sont également observés à l'intérieur des *megashear* recoupant le socle et la couverture (Boudon *et al.*, 1976).

Inversion du sens de cisaillement

La coexistence de bandes dextres et senestres coplanaires implique nécessairement une inversion du sens du cisaillement à la bordure des bandes et une réorientation du système de contraintes durant la déformation progressive (Tourigny et Schwerdtner, 1991). Cette réorientation est probablement un phénomène local plutôt que régional (Stuble, 1989).

Des travaux théoriques et expérimentaux permettent d'analyser les causes et les conséquences directes qu'entraîne une réorientation de la direction des axes de contraintes principales dans une déformation discontinue globale.

Si l'on considère un domaine de déformation biaxiale (déformation plane), une inversion du sens de cisaillement se produira lorsque les bordures du plan

de référence en rotation changent d'orientation par rapport aux axes de déformation principale instantanée. Ces axes sont obliques par rapport aux axes de contrainte dans les matériaux anisotropes (Tourigny et Schwerdtner, 1991). Dans un cisaillement simple progressif, la bordure d'une zone de déformation pourra subir une rotation passive au-delà de l'axe d'elongation maximum instantané ou de l'axe de raccourcissement instantané, lesquels sont respectivement à 45° et à 135° de la direction du cisaillement. Les expériences en cisaillement simple de Williams et Price (1990, page 163) ont produit un réseau de bandes senestres subissant une rotation progressive. Au-delà de l'axe d'extension maximum, ces bandes senestres se transforment en bandes dextres et diminuent en largeur à cause d'une contraction oblique à leur bordure (expériences nos 213 et 232 de Williams et Price, page 98 avec un cisaillement angulaire de 60°).

À la mine Aubelle, la préservation de plis parasites dextres à l'intérieur des bandes senestres est compatible avec la superposition d'un cisaillement senestre tardif sur des SEB dextres initiales. Par contre, aucune évidence ne permet de supposer que les bandes dextres initiales ont subi une rotation passive au-delà de l'axe d'extension de l'ellipsoïde de déformation incrémentale. Si tel était le cas, les bandes senestres devraient montrer des évidences d'atténuation dans leur largeur finie telles qu'observées dans les modèles de cisaillement simple (b, f et g de la figure 5, page 31 de Cobbolt et Gapais, 1986). En fait, nous croyons que les veines rigides V2 dans la partie centrale des SEB ont dû restreindre le raccourcissement perpendiculaire à leurs bordures. Le boudinage latéral de ces veines V2 est plutôt interprété comme étant le résultat d'un étirement parallèle aux bordures des bandes lors du développement des veines V3.

Il est également possible de produire deux systèmes de bandes, d'échelle distincte, si l'anisotropie de référence est orthogonale au plan de cisaillement comme le démontre l'expérience n° 217 de Williams et Price, en 1990, à la figure 4. À l'intérieur des bandes de premier ordre, les segments de la schistosité subissent une rotation senestre de 90° à 115°. Si un cisaillement dextre subséquent se superpose sur ces bandes senestres initiales, de petites bandes irrégulières seront générées à l'intérieur des premières selon la figure 6g de Williams et Price en 1990. C'est probablement le cas des roches anisotropes de la mine Aubelle où des bandes de déformation senestres sont superposées sur des bandes initiales dextres à la suite d'une inversion locale du sens du cisaillement. Le fait que des vestiges de plis dextres soient préservés dans les bandes senestres démontre que le cisaillement senestre tardif était de faible ampleur. La préservation de structures fibreuses dans les veines de quartz logées à l'intérieur des SEB senestres appuie également cette hypothèse.

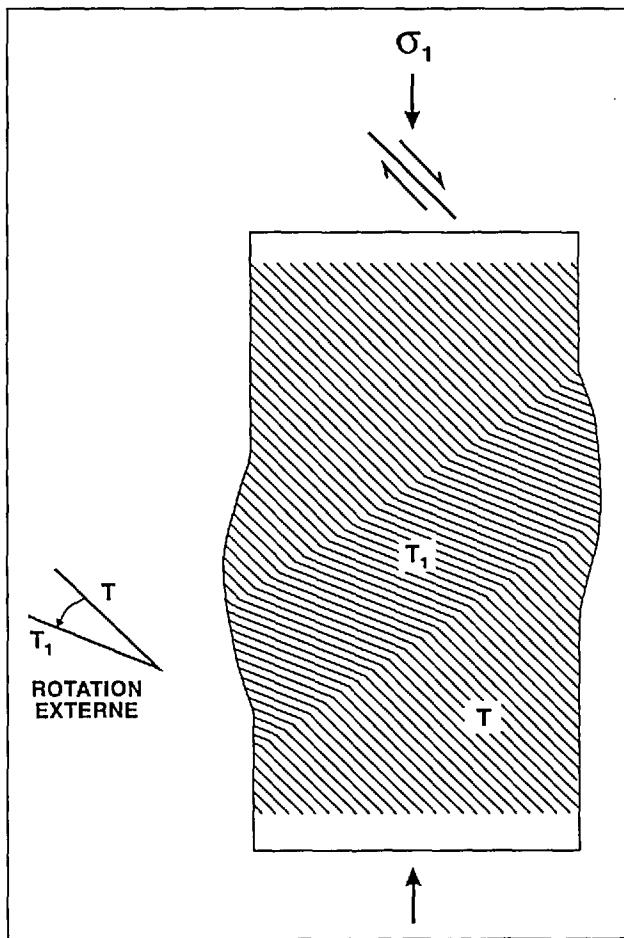


FIGURE D-14 – Représentation schématique de la déformation coaxiale d'un cristal de dolomite anisotrope. La compression oblique à l'anisotropie (macles, clivages) génère un cisaillement dextre le long de cette surface avec le développement subséquent de *kink bands* senestres. La rotation externe antihoraire est contraire à la rotation interne horaire (non illustrée). Tirée de Higgs et Handin, 1959.

Contraintes et déformation

Si l'on fait abstraction du modèle hypothétique suggérant un glissement initial le long de la schistosité, l'orientation initiale des axes de déformation principales ($X > 0$, $Y = 0$, $Z < 1$) à l'origine du développement des SEB dextres doit être directement dépen-

dante du sens du déplacement à leurs bordures et de l'orientation de la surface enveloppante des plis dextres (figure D-15a). Au début du plissement dextre, l'axe de raccourcissement instantané (e_3) devait nécessairement se situer dans l'angle aigu entre la normale aux bordures des bandes et la trace de la schistosité (figure D-15a). Durant la déformation subséquente, les bordures de bandes et la surface enveloppante des plis ont subi une rotation horaire de quantité inconnue avant l'incrément senestre.

Si la déformation était plane ($Y=1$), les bandes d'extension senestres doivent s'être développées lorsque l'axe de raccourcissement s'orientait approximativement ENE-WSW (figure D-15b). Si l'on considère ces structures senestres comme le dernier incrément de la déformation progressive, l'orientation approximative de l'ellipsoïde de déformation lors de cet incrément peut être déduite (Tourigny et Schwerdtner, 1991). La géométrie de la schistosité à l'intérieur de ces bandes de même que le faible plongement des linéations minérales sont compatibles avec un mouvement horizontal dominant le long de ces bandes.

L'orientation possible de l'ellipsoïde de déformation qui a pu accommoder ce mouvement horizontal est le suivant: l'axe Z de raccourcissement maximum doit s'orienter NNE-SSW à N-S et être approximativement subhorizontal; l'axe X d'allongement maximum doit être approximativement subhorizontal et orienté WNW-ESE à E-W; l'axe Y doit être N-S, subvertical et parallèle à la ligne de pendage maximum des SEB senestres. Cet axe Y est subparallèle à l'axe des boudins dans les veines V2.

Puisque les veines V3 représentent des fractures de tension orientées parallèlement au plan YZ de l'ellipsoïde de déformation incrémentale, leur vecteur d'ouverture devait s'orienter subparallèlement à l'axe X durant le cisaillement senestre.

Ce cisaillement tardif a vraisemblablement été suivi par une période de relâchement des contraintes pendant laquelle les dykes de porphyre quartzofeldspathique et les dykes de lamprophyre se sont mis en place.

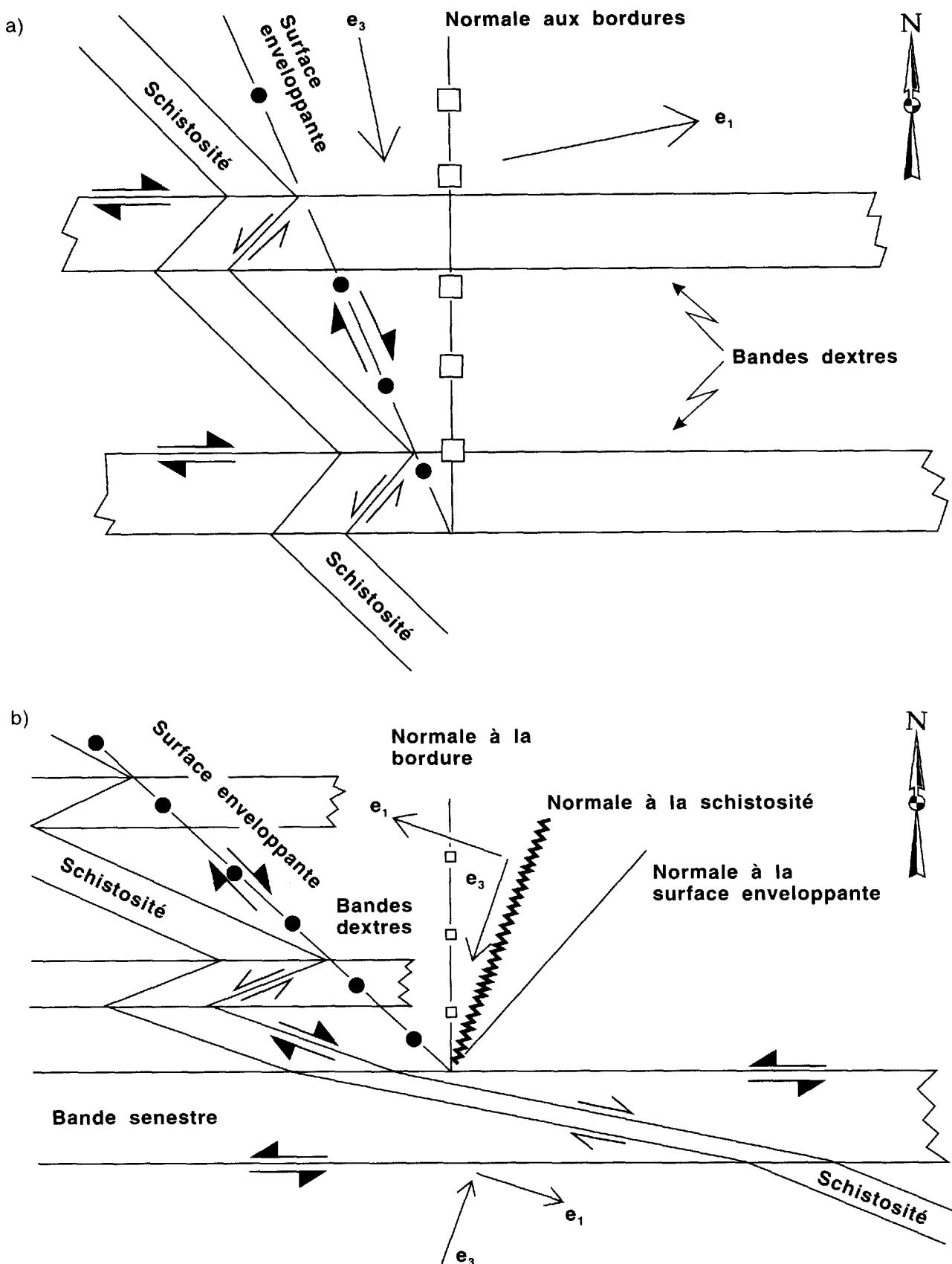


FIGURE D-15 – Orientation des axes de déformation principales (e_1 et e_3),
 a) Au début du cisaillement dextre.
 b) Durant le cisaillement senestre. Modifiée de Tourigny et Schwerdtner, 1991.



Conclusion

L'analyse structurale démontre que deux générations de SEB se sont développées à l'intérieur des métavolcanites anisotropes à la mine Aubelle. La première génération coïncide avec des bandes de contraction dextres et est contemporaine de la mise en place des veines V2. Ces bandes dextres se subdivisent en deux types: 1) des traînées de plis sur les flancs courts de flexures parasites dextres où l'attitude non planaire de la foliation interne indique qu'il s'agit de structures transitionnelles entre les *kink bands* classiques (Anderson, 1964) et les zones de cisaillement ductiles à écoulement laminaire parfait (Ingles, 1983); 2) des zones de cisaillement ductiles-fragiles dont la foliation interne asymptotique pourrait postdater la schistosité régionale.

La deuxième génération de SEB correspond à des zones d'extension senestres. La présence de plis para-

sites dextres à l'intérieur de ces bandes indique qu'elles se sont superposées sur les bandes dextres antérieures.

Plusieurs évidences de glissement par translation parallèle à la schistosité héritée (Turner et Weiss, 1963) suggèrent que les deux générations de SEB ont pu se développer de manière analogue aux *kink bands* observés dans les cristaux anisotropes et dans les modèles expérimentaux sur des assemblages multicouches à propriétés rhéologiques contrastées.

La coplanarité des bandes dextres et senestres est compatible avec une réorientation locale du champ de contrainte et une inversion du sens du cisaillement à la bordure des bandes dextres initiales. Le renversement du sens du cisaillement E-W est responsable de la déformation des veines V2 et de la mise en place des veines V3.



Références

- ANDERSON, E.M., 1964 – Kink bands and related geological structures. *Nature*; 202, pages 272-274.
- ANDREWS, A.J. – HUGON, H. – DUROCHER, M. – CORFU, F. – LAVIGNE, M.J., 1986 – The anatomy of a gold-bearing greenstone belt: Red Lake, north-western Ontario, Canada. *In: Gold'86, Proceedings Volume* (McDonald, A. J., editor) pages 3-22.
- ARCHAMBAULT, G. – GUHA, J. – TREMBLAY, A. – KANWAR, R., 1984 – Implications of the geomechanical interpretation of the Copper Rand deposit on the Doré Lake shear belt. *In: Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization* (Guha, J. – Chown, E.H., editors), Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 34, pages 300-318.
- AVRAMTCHEV, L. – LEBEL-DROLET, S., 1981 – Carte des gîtes minéraux du Québec: Région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DPV-744.
- AUGER, P.E., 1952 – La région de Belleterre, canton de Guillet, comté de Témiscamingue. Ministère des Mines, Québec; RG-55, 61 pages.
- BAER, R.L. – NORRIS, D.K. (editors), 1969 – Research in tectonics, kink bands and brittle deformation. Geological Survey of Canada; Paper 68-52, pages 200-373.
- BOUDON, J. – GAMOND, J.F. – GRATIER, J.P. – ROBERT, J.P. – DEPARDON, J.P. – GUAY, M. – RUH-LAND, M. – VIALON, P., 1976 – L'arc alpin occidental: Réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S. *Eclogae geol. Helv.*, 69/2, pages 509-519.
- CARD, K.D. – CIESIELSKI, A., 1986 – Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*; 14, pages 2510-2532.
- COBBOLD, P.R., 1977 a – Description and origin of banded deformation structures: I. Regional strain, local perturbations and deformation bands. *Canadian Journal of Earth Sciences*; pages 1721-1731.
- _____, 1977 b – Description and origin of banded deformation structures. II. Rheology and the growth of banded perturbations. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 14, pages 2510-2523.
- COBBOLD, P.R. – COSGROVE, J.W. – SUMMERS, J.M., 1971 – Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics*; 12, pages 25-53.
- COBBOLD, P. R. – GAPAIS, D., 1986 – Slip system domains. I. Plane strain kinematics of arrays of coherent bands with twinned fibre orientations. *Tectonophysics*; 131, pages 113-132.
- COLVINE, A.C. – FYON, J.A. – HEATHER, K.B. – MARMONT, S. – SMITH, P.M. – TROOP, D.G. 1988 – Archean lode gold deposits in Ontario. *Ontario Geological Survey; MP 139*, 136 pages.
- COWARD, M.P., 1984 – The strain and textural history of thin-skinned tectonic zones: examples from the Assynt region of the Moine thrust zone, NW Scotland. *Journal of Structural Geology*; 6, pages 89-100.
- DENIS, A.J. – SECOR, D.T., 1987 – A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. *Journal of Structural Geology*; Volume 9, pages 809-817.
- DONATH, F.A., 1968 – Experimental study of kink band development in Martinsburg slate. *In: Research in Tectonics*. (Baer, A.J. – Norris, D.K., editors). Geological Survey of Canada; Paper 68-52, pages 255-288.
- DUBÉ, B. – POULSEN, H. – GUHA, J., 1989 – The effects of layer anisotropy on auriferous shear zones: The Norbeau Mine, Quebec. *Economic Geology*; 84, pages 871-878.
- DURNEY, D.W. – RAMSAY, J.G., 1973 – Incremental strain measured by syntectonic crystal growths. *In: Gravity and Tectonics*. Wiley Interscience, pages 67-96.
- FLINN, D., 1965 – On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geological Magazine*; 102, pages 36-45.
- GHOSH, S.K., 1968 – Experiments of buckling of multi-layers which permit interlayer gliding. *Tectonophysics*; 21, pages 287-300.
- GUHA, J. – ARCHAMBAULT, G. – LEROY, J., 1983 – A correlation between evolution of mineralizing fluids and the geomechanical development of a shear zone illustrated by the Henderson 2 mine, Quebec. *Economic Geology*; 78, pages 438-450.
- HANMER, S.K., 1982 – Vein arrays as kinematic indicators in kinked anisotropic materials. *Journal of Structural Geology*; 2, pages 151-160.
- HARRIS, L.B. – COBBOLD, P.R., 1984 – Development of conjugate shear bands during bulk simple shearing. *Journal of Structural Geology*; 7, pages 37-44.
- HENDERSON, J.R. – BROOME, J., 1990 – Geometry and kinematics of the Wager shear zone interpreted

- from structural fabrics and magnetic data. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 27, pages 590-604.
- HIGGS, D.V. – HANDIN, J., 1959 – Experimental deformation of dolomite single crystals. *Geological Society of America Bulletin*; 70, pages 245-278.
- HODGSON, C.J. – MacGEEHAN, P.J., 1982 – A review of the geological characteristics of the gold only deposits in the Superior Province of the Canadian Shield. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 24*, pages 211-229.
- HODGSON, C.J., 1989 – The structure of shear-related, vein-type gold deposits: A review. *Ore Geology Review*; 4, pages 231-273.
- HUDDLESTON, P.J., 1989 – The association of folds and veins in shear zones. *Journal of Structural Geology*; Volume 11, pages 949-957.
- INGLES, J., 1983 – Theoretical strain patterns in ductile shear zones simultaneously undergoing heterogeneous simple shear and bulk shortening. *Journal of Structural Geology*; 5, pages 369-381.
- KERRICH, R. – ALLISON, I., 1978 – Vein geometry and hydrostatics during Yellowknife mineralization. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 15, pages 1653-1660.
- MORGENSTERN, N.R. – TCHALENKO, J.S., 1967 – Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear. *Geotechnique*; 17, pages 309-328.
- NICOLAS, A. – POIRIER, J.P., 1976 – Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. New York, Wiley Interscience.
- PATERSON, M.S. – WEISS, L.E., 1966 – Experimental deformation and folding in phyllite. *Bulletin of the Geological Society of America*; 77, pages 343-374.
- PFAFF, V.J. – JOHNSON, A.M., 1989 – Opposite senses of fold asymmetry. *Engineering Geology*; 27, pages 3-38.
- PLATT, J.P. – VISSERS, R.L.M., 1980 – Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*; 2, pages 397-410.
- RAMBERG, I. B. – JOHNSON, A.M., 1976 – A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and of monoclinal flexuring of compressible, elastic multilayers, V. Asymmetric folding in interbedded chert and shale of the Franciscan Complex, San Francisco Bay area, California. *Tectonophysics*; 32, pages 295-320.
- RAMSAY, J.G., 1967 – Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New-York.
- _____, 1974 – Development of chevron folds. *Geological Society of America Bulletin*; 85, pages 1741-1754.
- _____, 1980 – The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*; 284, pages 134-139.
- RAMSAY, J.G. – GRAHAM, R.H., 1970 – Strain-variation in shear-belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 7, pages 786-813.
- RAMSAY, J.G. – HUBER, M.I., 1983 – The techniques of modern structural geology, Volume 1: Strain analysis. Academic Press, New York.
- _____, 1987 – The techniques of modern structural geology, Volume 2: Folds and fractures. Academic Press, New York.
- RIVERS, T. – MARTIGNOLE, J. – GOVER, C.F. – DAVIDSON, A., 1989 – New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian shield. *Tectonics*; 8, pages 63-84.
- ROBERT, F., 1990 – Structural settings and controls of gold-quartz veins of the Val-d'Or area, southeastern Abitibi Subprovince. Short course notes. University of Western Australia; Special Publication 24, pages 167-210.
- ROBERT, F. – BROWN, A.C., 1986 – Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part I – Geologic relations and formation of the vein system. *Economic Geology*; 81, pages 578-592.
- SCHWERDTNER, W.M., 1973 a – Schistosity and mineral lineation as indicators of paleostrain direction. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 10, pages 1033-1043.
- SCHWERDTNER, W.M., 1973 b – A scale problem in paleo-strain analysis. *Tectonophysics*; 16, pages 47-54.
- _____, 1982 – Calculation of volume change in ductile band structures. *Journal of Structural Geology*; 4, pages 57-62.
- SCHWERDTNER, W.M. – BAUER, G., 1975 – Tectonic significance of mylonite zones. *J. Nb. Miner. Mh.*, 11, pages 500-509.
- SEGALL, P. – SIMPSON, C., 1986 – Nucleation of ductile shear zones on dilatant fractures. *Geology*; 14, pages 56-59.
- SIBSON, R.H. – ROBERT, F. – POULSEN, K.H., 1988 – High-angle reverse faults, fluid pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*; 16, pages 551-555.
- SIBSON, R.H., 1989 – Earthquake faulting as a structural process. *Journal of Structural Geology*; 11, pages 1-14.
- STUBLEY, M.P., 1989 – Fault and kink band relationships at the Mystery Bay, Australia. *Tectonophysics*; 158, pages 75-92.
- _____, 1990 – The geometry and kinematics of a suite of conjugate kink bands, southeastern Australia. *Journal of Structural Geology*; 12, pages 1019-1032.

- TCHALENKO, J.S., 1968 – The evolution of kink bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*; 6, pages 159-174.
- TOURIGNY, G. – SCHWERDTNER, W.M., 1991 – Metre-scale band structures and associated veins in Archean metavolcanics: Aubelle gold mine, central Canada. *Journal of Structural Geology*; 13, pages 913-918.
- TOURIGNY, G. – SCHWERDTNER, W.M. – THIBERT, F. – TRUDEL, P. – HUBERT, C., 1990 – Géologie des indices aurifères de la région de Belleterre, cantons de Blondeau, Guillet et Hallé, Témiscamingue, Québec. Rapport intérimaire soumis au MER, 177 pages.
- TURNER, F.J. – WEISS, L.E., 1963 – Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York.
- VOLL, G., 1960 – New work on petrofabrics. *Liverpool Manchester Geological Journal*; 2, pages 1-18.
- WEISS, L.E., 1968 – Flexural slip folding of foliated materials. In: *Kink bands and brittle deformation* (Baer, J. – Norris D.K., editors). Geological Survey of Canada; Paper 68-52, pages 294-357.
- _____, 1980 – Nucleation and growth of kink bands. *Tectonophysics*; 65, pages 1-38.
- WILLIAMS, P.F. – PRICE, G.P., 1990 – Origin of kink bands and shear-band cleavage in shear zones: an experimental study. *Journal of Structural Geology*; 12, pages 145-164.



Annexe D-1

Zones de cisaillement par opposition à *kink bands*

Certains critères structuraux d'échelle mésoscopique permettent de distinguer si les zones de déformation finie à l'intérieur des roches anisotropes correspondent à des *kink bands*, à des zones de cisaillement ductiles ou à des structures transitionnelles. Les zones de cisaillement ductiles qui se superposent sur une fabrique planaire antérieure se caractérisent généralement par une intensification de cette fabrique héritée (Turner et Weiss, 1963) qui peut décrire une forme sigmoïdale ou être coplanaire avec les bordures de la zone (Schwerdtner et Bauer, 1975). À l'intérieur de la zone de cisaillement, la déformation est continue et hétérogène et l'intensité de la schistosité atteint son maximum dans le centre de la zone (Ingles, 1983).

Au contraire des zones de cisaillement ductiles, la fabrique interne aux *kink bands* est toujours discordante par rapport aux plans de *kink* (Voll, 1960; Anderson, 1964). L'anisotropie entre les deux bordures est rectiligne et la déformation procède par glissement-translation parallèlement à la foliation, de sorte que l'espacement entre les plans d'anisotropie est constante (Paterson et Weiss, 1966; Weiss, 1980; Cobbold et

Gapais, 1986; Hanmer, 1982). Dans le cas où la bordure du *kink* est la bissectrice de l'angle de *kink*, l'étirement de l'anisotropie est nul (Donath, 1968; Cobbold et Gapais, 1986). Par contre, si l'angle entre la foliation interne et la bordure du *kink* est plus grande que l'angle entre cette bordure et la foliation externe, la formation du *kink* pourra s'accompagner d'une augmentation de volume avec la formation de veines concordantes à l'anisotropie tel qu'indiqué à la figure 7-119 de la page 448 du rapport de Ramsay (1967).

En résumé, les *kink bands* peuvent se distinguer des zones de cisaillement développées dans les roches anisotropes en utilisant 4 principaux critères de terrain:

- 1) Dans les *kink bands*, la bordure du panneau déformé est toujours discordante par rapport à la foliation des épontes.
- 2) L'anisotropie interne de la bande est rectiligne et d'intensité homogène.
- 3) La bordure de la zone est la bissectrice de l'angle de *kink*,
- 4) La présence de veines concordantes par rapport à l'anisotropie interne se manifeste si le critère de la bissectrice n'est pas respecté.





Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines