

TH 1096

ETUDE DU MODE DE MISE EN PLACE DES VEINES AURIFERES DE LA MINE SIGMA, VAL-D'OR, QUEBEC

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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 

TH 1096

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉTUDE DU MODE DE MISE EN PLACE DES VEINES AURIFÈRES DE LA MINE SIGMA,

VAL D'OR, Québec

PAR

FRANÇOIS ROBERT

PROGRAMME DE GÉNIE GÉOLOGIQUE

DÉPARTEMENT DE GÉNIE MINÉRAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE

THÈSE PRÉSENTÉE EN VUE DE L'OBTENTION.

DU GRADE DE PHILOSOPHIAE DOCTOR (PH.D.)

GÉNIE GÉOLOGIQUE

OCTOBRE 1983

BIBLIOTHÈQUE

FEV 13 1984

ÉCOLE POLYTECHNIQUE
MONTREAL

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉTUDE DU MODE DE MISE EN PLACE DES VEINES AURIFÈRES DE LA MINE SIGMA,
VAL D'OR, QUÉBEC

PAR

FRANÇOIS (ROBERT)

PROGRAMME DE GÉNIE GÉOLOGIQUE

DÉPARTEMENT DE GÉNIE MINÉRAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE

THÈSE PRÉSENTÉE EN VUE DE L'OBTENTION
DU GRADE DE PHILOSOPHIAE DOCTOR (PH.D.)

GÉNIE GÉOLOGIQUE

OCTOBRE 1983

Don

RÉSUMÉ

Ce travail avait pour but de définir les principaux facteurs qui ont présidé à la formation et à la mise en place des veines de quartz aurifères dans un gisement d'or filonien Archéen typique: la mine Sigma, à Val d'Or en Abitibi. Il s'agissait plus précisément d'étudier les processus qui ont eu cours au site de déposition de l'or, plutôt que la nature de la source et du mode de transport de ce métal.

Dans un premier temps, nous avons établi à quel moment se sont formées les veines aurifères dans la séquence des événements géologiques survenus à la mine. Dans un deuxième temps, nous avons effectué une analyse structurale des veines et de leurs structures hôtes. Ces travaux ont été suivis d'études approfondies de la minéralogie, des textures internes et de la paragenèse des veines, complétées par une étude exhaustive de l'altération de leurs épontes. L'ensemble de ces travaux s'appuie sur une cartographie détaillée (à l'échelle 1:60), sur un examen minutieux des veines et de leurs épontes dans de nombreux chantiers et galeries de la mine et sur l'examen mégascopique et microscopique de plus de 300 échantillons. Ces travaux sont appuyés et complétés par des déterminations de la composition chimique de quelques minéraux des veines et de leurs épontes et par une cinquantaine d'analyses chimiques des épontes altérées et non-altérées.

L'étude démontre que les veines aurifères se sont mises en

place tardivement à la mine Sigma, après la déformation régionale, après l'intrusion de dykes de porphyre feldspathique et après un métamorphisme de faciès schiste vert. Aucune déformation ni aucun métamorphisme d'importance n'ont subséquentement affecté les veines. Ces dernières se composent surtout de quartz, de tourmaline et de quantités mineures de carbonate, de chlorite, de pyrite, de scheelite, de pyrrhotite, d'or et de tellurures.

On reconnaît trois principaux types de veines : les veines sub-verticales, les veines sub-horizontales et les filonnets de dyke. Ces trois types de veines sont contemporains. Les premières occupent la partie centrale de zones de cisaillement ductile et consistent surtout en des infiltrations de matériel filonien parallèlement à la foliation. Les veines sub-horizontales et les filonnets de dyke occupent des fractures de tension développées principalement dans les roches compétentes. Les zones de cisaillement ductile et les trois types de veines se sont formées en réponse à une déformation progressive que l'on peut attribuer à une compression tardive en direction nord-sud. Les fractures contenant les divers types de veines ont été probablement produites par fracturation hydraulique provoquée par une pression élevée du fluide minéralisateur. L'orientation de l'ellipsoïde de déformation a contrôlé l'orientation de ces fractures.

Les trois types de veines se sont formés par une ou plusieurs étapes de fracturation hydraulique, d'ouverture et de dépôt de minéraux ("open-space filling"). Leur minéralogie et leur séquence paragénétique

sont semblables. Le dépôt de la majeure partie de l'or et des tellurures, accompagnés de calcite, a eu lieu après la consolidation des veines, dans les zones cataclasées. Cette cataclase est reliée à la déformation progressive qui a accompagné la formation des veines.

Le développement de l'altération dans les épontes a été dominé par des réactions de carbonatation qui ont produit deux zones d'altération distinctes : une zone d'altération visible adjacente aux veines, laquelle n'est pas partout présente, et une zone d'altération cryptique, laquelle est omniprésente et s'étend plus loin dans les épontes que la zone d'altération visible. En bordure des veines, les épontes ont d'abord été soumises à l'altération cryptique qui a transformé une partie de l'épidote métamorphique en calcite et l'autre partie en mica blanc. Cette altération se caractérise par une introduction de CO_2 et de K dans les épontes. Aux endroits où l'interaction fluide-éponte a été prolongée, en particulier par des réouvertures de la veine, une zone d'altération visible a commencé à se développer dans l'éponte. La chlorite, la biotite et le mica blanc ont été remplacés par de la calcite et un peu de plagioclase et de quartz. Cette altération se caractérise par une introduction de CO_2 , de Ca, de Na et de S dans les épontes, et par un lessivage du Mg, du Fe, du Al et du K. De l'or, des tellurures, de la tourmaline, de la pyrite et de la pyrrhotite se sont aussi formés dans la zone d'altération visible.

L'altération cryptique a commencé à se développer dès l'infiltration du fluide minéralisateur dans les fissures créées lors de la

compression nord-sud. Le développement de l'altération visible a débuté après la déposition des premiers minéraux dans une fissure ouverte et il a cessé avant son remplissage complet. Nous suggérons que la déposition des premiers minéraux dans une veine ait été provoquée par une réaction du fluide minéralisateur avec les épontes. Par la suite, les minéraux se seraient plutôt déposés en réponse à une baisse de température du fluide. La cataclase qui a suivi la consolidation d'une veine en a augmenté la porosité, ce qui a pu engendrer une baisse de pression et une ébullition du fluide et causer la précipitation de la calcite. Cette baisse de pression pourrait aussi avoir provoqué la déposition de l'or dans les interstices et les fractures des portions cataclasées des veines.

Lors du remplissage des veines, le fluide minéralisateur a fourni les éléments suivants aux minéraux qui précipitaient : Si, CO₂, Ca, K, Na, B, S, P, W, Au, Ag, Te et Bi. Le Fe, le Mg, le Al et le Ti présents dans les minéraux des veines ont été dérivés des épontes.

REMERCIEMENTS

Ce projet de doctorat a été réalisé sous la direction du professeur Alex C. Brown. Je tiens à lui exprimer ma reconnaissance pour l'intérêt constant qu'il a manifesté tout au long de ce travail, pour ses conseils précieux et pour sa disponibilité exemplaire. Il a aussi été d'une aide précieuse pour la mise sur pied de ce projet.

La collaboration de Les Mines Sigma (Québec) Limitée a été essentielle à la réalisation de ce projet. Je tiens à remercier sincèrement la direction de la mine, en particulier le gérant, Monsieur Bernard Joyal, de la confiance qu'elle m'a accordée. Le vif intérêt des géologues de la mine, Messieurs André Audet, François Viens et Alain Beauregard, et leur participation active sous forme de nombreuses discussions ont été d'une grande stimulation. Monsieur François Viens m'a aussi initié aux techniques de cartographie souterraine et m'a aidé à me familiariser avec la géologie de la mine. Enfin, la gentillesse et la collaboration de tout le personnel de la mine méritent d'être soulignés.

Les Mines Sigma (Québec) Limitée, IREM-MERI et des fonds FCAC au professeur Alex C. Brown ont soutenu financièrement cette étude. La participation financière de la mine Sigma a été exceptionnelle, me permettant de travailler à temps plein sur mon projet de doctorat tout en étant rémunéré durant les étés 1980 à 1982. Durant les trois années qu'a duré cette étude, j'ai bénéficié de bourses du CRSNG, de l'IREM-MERI et des fonds FCAC.

Messieurs Jacques Béland de l'Université de Montréal et C. Jay Hodgson de l'Université Queen's ont respectivement contribué à améliorer grandement la qualité de notre analyse structurale et de notre étude de l'altération par leur visite à la mine et par leurs nombreux commentaires. Tout au long de ce travail, j'ai aussi bénéficié des nombreuses discussions que j'ai eues avec Messieurs John Ludden, Richard Taylor et Walter Trzcienski de l'Université de Montréal et Gaston Pouliot de l'École Polytechnique, de même qu'avec d'autres étudiants gradués, notamment Francis Chartrand, Réal Daigneault et Charles Roy.

D'autre part, la réalisation d'un tel projet a nécessité l'assistance de nombreuses personnes que je voudrais également remercier. Messieurs Gaston Gélinas et Louis Evrard ont préparé les sections polies et les lames minces polies; Victor Kubat et Jean-Luc Bastien ont effectué les analyses chimiques; et Philippe Albert, Jean Recassens et Gunter Schonbeck ont préparé les photographies. Je voudrais souligner l'assistance de Paul Samson à la microsonde électronique et les conseils d'André Lacombe dans la préparation des illustrations. Mesdames Hélène Groulx, Raymonde Robert et Valérie Virard ont dactylographié le texte et Messieurs Gérald Robert et Guy Valiquette en ont fait une lecture critique.

Je voudrais finalement exprimer ma plus sincère gratitude à mon épouse, Hélène, qui, par sa patience, sa compréhension et ses encouragements, a su jouer un rôle très important dans la réalisation de ce projet.

TABLE DES MATIÈRES

	<u>Page</u>
TITRE	ii
DÉDICACE	iii
RÉSUMÉ	iv
ABSTRACT	viii
REMERCIEMENTS	xii
TABLE DES MATIÈRES	xiv
LISTE DES TABLEAUX	xviii
LISTE DES FIGURES	ixx
LISTE DES ANNEXES	xxiv
CHAPITRE I - INTRODUCTION	1
1.1 Introduction	1
1.2 Autres études pertinentes	5
CHAPITRE II - CONTEXTE GÉOLOGIQUE	7
2.1 Géologie régionale	7
2.2 Géologie de la mine	10
2.2.1 Généralités	10
2.2.2 Unités lithologiques	11
2.2.2.1 Roche volcanique	11
2.2.2.2 Diorite porphyrique	12
2.2.2.3 Porphyre feldspathique	14
2.2.2.4 Diorite	16
2.2.2.5 Diabase	16
2.2.3 Structure	17
2.2.3.1 Déformation régionale	17
2.2.3.2 Zones de cisaillement	18
2.2.3.3 Failles	19
2.2.4 Métamorphisme	20
2.2.5 Minéralisation	24
2.3 Séquence d'événements géologiques	25
CHAPITRE III - ANALYSE STRUCTURALE	28

	<u>Page</u>
3.1 Introduction	28
3.2 Veines sub-verticales	29
3.2.1 Zones de cisaillement	29
3.2.2 Matériel filonien	34
3.2.2.1 Généralités	34
3.2.2.2 Veinules précoces	35
3.2.2.3 Matériel irrégulier	40
3.2.2.4 Brèches	43
3.2.2.5 Matériel lenticulaire	44
3.3 Veines sub-horizontales	49
3.4 Filonnets de dyke	53
3.5 Relations entre les divers types de veines	55
3.5.1 Généralités	55
3.5.2 Relations veines sub-verticales-veines de tension	56
3.5.3 Relations veines sub-verticales- filonnets de dyke	59
3.6 Discussion	59
3.7 Résumé	63
 CHAPITRE IV - MINÉRALOGIE ET PARAGÉNÈSE DES VEINES	 64
4.1 Introduction	64
4.2 Veines de tension	65
4.2.1 Structures et textures internes	65
4.2.2 Minéralogie	68
4.2.3 Zonalité minéralogique	97
4.2.4 Mode de formation	98
4.2.5 Paragénèse	101
4.3 Veines sub-verticales	104
4.3.1 Généralités	104
4.3.2 Textures internes et minéralogie	105
4.3.2.1 Veinules précoces	105
4.3.2.2 Matrice des brèches	106
4.3.2.3 Matériel irrégulier	107
4.3.2.4 Matériel lenticulaire et plans de glissement	112
4.3.3 Zonalité minéralogique	115
4.3.4 Mode de formation	116
4.3.5 Paragénèse	122
4.4 Discussion	126
4.5 Résumé	130
 CHAPITRE V - ALTÉRATION DES ÉPONTES	 132

	<u>Page</u>
5.1 Introduction	132
5.2 Epontes non-altérées	134
5.2.1 Généralités	134
5.2.2 Laves andésitiques	136
5.2.3 Diorite porphyrique	137
5.2.4 Porphyre feldspathique	140
5.3 Altération en bordure des veines de tension	142
5.3.1 Types d'altération et leurs distributions ..	142
5.3.2 Altération cryptique	147
5.3.3 Altération visible	153
5.3.4 Minéraux à comportement particulier	161
5.4 Altération en bordure des veines sub-verticales ...	166
5.4.1 Types d'altération et leurs distributions ..	166
5.4.2 Altération cryptique	169
5.4.3 Altération visible	172
5.4.4 Minéraux à comportement particulier	175
5.5 Discussion	179
5.5.1 Comparaison de l'altération autour des veines de tension et des veines sub- verticales	179
5.5.2 Séquence d'altération	183
5.5.3 Relations chronologiques entre l'altération et le remplissage des veines	189
5.6 Résumé	194
CHAPITRE VI - QUANTIFICATION DU MÉTASOMATISME	196
6.1 Introduction	196
6.2 Déterminations analytiques	197
6.2.1 Échantillonnage	197
6.2.2 Densité des échantillons	197
6.2.3 Analyses chimiques	198
6.3 Variations chimiques relatives	198
6.3.1 Profils chimiques	198
6.3.2 Variations relatives des éléments majeurs ..	207
6.4 Evaluation quantitative du métasomatisme	210
6.4.1 Considérations de changement de volume	210
6.4.2 Transferts de masse	214
6.5 Discussion	217
6.6 Résumé	224

	<u>Page</u>
CHAPITRE VII - MÉCANISMES DE MISE EN PLACE DES VEINES ET DE LA MINÉRALISATION	226
7.1 Introduction	226
7.2 Contrôle structural des veines	227
7.2.1 Généralités	227
7.2.2 Veines sub-verticales	227
7.2.3 Veines de tension	230
7.2.4 Discussion	231
7.3 Conditions hydrostatiques durant la minéralisation	233
7.3.1 Généralités	233
7.3.2 Conditions hydrostatiques	236
7.3.3 Discussion	243
7.4 Causes de la déposition des minéraux dans les veines	247
7.4.1 Généralités	247
7.4.2 Déposition des minéraux avant la consolidation des veines	249
7.4.3 Déposition de l'or	252
7.4.4 Discussion	254
7.5 Synthèse	256
CHAPITRE VIII - CONCLUSIONS	260
RÉFÉRENCES	263
ANNEXE I - DÉTERMINATION DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DE QUELQUES MINÉRAUX À LA MICROSONDE ÉLECTRONIQUE ...	270
ANNEXE II - DÉTERMINATION DE LA DENSITÉ DES ÉCHANTILLONS	281
ANNEXE III - ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHE	283

LISTE DES TABLEAUX

	<u>Page</u>
Tableau 2.1: Séquence des événements géologiques à la mine Sigma	27
Tableau 4.1: Minéraux des veines	66
Tableau 5.1: Composition minéralogique des roches fraîches .	135
Tableau 5.2: Transformations minéralogiques individuelles dans les zones d'altération	149
Tableau 5.3: Minéraux stables dans les zones d'altération ..	180
Tableau 6.1: Composition chimique moyenne des roches fraîches	199
Tableau 6.2: Formule chimique des minéraux utilisés dans les réactions chimiques	219

LISTE DES FIGURES

	<u>Page</u>
Figure 1.1: Géologie de la région de Val d'Or	3
Figure 2.1: Géologie de surface autour de la mine Sigma	9
Figure 2.2: Coupe géologique à travers la mine Sigma	13
Figure 2.3: Géologie du niveau 20 de la mine Sigma	15
Figure 2.4: Distribution des assemblages métamorphiques sur une coupe verticale à travers la mine	22
Figure 3.1: Attitude des veines sub-verticales	31
Figure 3.2: Attitude de la foliation dans les zones de cisaillement ductile	31
Figure 3.3: Coupe schématique à travers une zone de cisaillement ductile	32
Figure 3.4: Veinules précoces plissées dans une zone de cisaillement ductile	36
Figure 3.5: Brèche et matériaux irrégulier et lenticulaire dans une veine sub-verticale	36
Figure 3.6: Attitude des boudins et des axes de plis	38
Figure 3.7: Brèche et matériel irrégulier dans une veine sub-verticale	41
Figure 3.8: Matériaux irrégulier et lenticulaire dans une veine sub-verticale	41
Figure 3.9: Brèche et matériel irrégulier dans une veine sub-verticale	41
Figure 3.10: Brèche dans une veine sub-verticale	41
Figure 3.11: Matériel lenticulaire dans une veine sub- verticale	46
Figure 3.12: Plans de glissement du matériel lenticulaire ...	46
Figure 3.13: Attitude des stries de glissement	48
Figure 3.14: Attitude des veines sub-horizontales	48

	<u>Page</u>
Figure 3.15: Veine sub-horizontale formée par ouvertures multiples	52
Figure 3.16: Veine sub-horizontale formée par une seule étape d'ouverture	52
Figure 3.17: Attitude des filonnets de dyke	54
Figure 3.18: Veine sub-verticale coupée par une veine sub-horizontale	58
Figure 3.19: Veine sub-verticale coupée par une veine sub-horizontale	58
Figure 3.20: Séquence de formation des zones de cisaillement et des veines	61
Figure 4.1: Cristaux de scheelite et de tourmaline dans une veine sub-horizontale	69
Figure 4.2: Rubans d'éponte incorporés à une veine sub-horizontale	69
Figure 4.3: Cristaux de plagioclase et de calcite fixés à la paroi d'une veine sub-horizontale	69
Figure 4.4: Composition chimique des carbonates	73
Figure 4.5: Cristaux de calcite attachés à la paroi d'une veine sub-horizontale	74
Figure 4.6: Cristaux de tourmaline surmontant des cristaux de calcite	74
Figure 4.7: Agrégats de calcite et de chlorite dans une veine sub-horizontale	74
Figure 4.8: Or et calcite dans les interstices du quartz	74
Figure 4.9: Composition chimique de la tourmaline	79
Figure 4.10: Cristaux de quartz surmontés de tourmaline	81
Figure 4.11: Tourmaline à texture colloforme	81
Figure 4.12: Pyrrhotite, chalcopryrite et tellurures qui veinent un cube de pyrite	81

	<u>Page</u>
Figure 4.13: Chalcopryrite, sphalérite et calcite qui entourent la pyrite	81
Figure 4.14: Composition chimique de la chlorite	87
Figure 4.15: Quartz recristallisé	92
Figure 4.16: Calcite, or et tellurures dans les fractures et les interstices du quartz cataclaté	92
Figure 4.17: Comme la figure 4.16	92
Figure 4.18: Or qui remplace un cube de pyrite	92
Figure 4.19: Diagramme paragénétique pour les veines de tension	102
Figure 4.20: Calcite, tourmaline et pyrrhotite dans du matériel irrégulier	109
Figure 4.21: Amas de chlorite et de biotite entourés de quartz	109
Figure 4.22: Filet de tourmaline dans le matériel lenticulaire	109
Figure 4.23: Filet de tourmaline dans le matériel lenticulaire	109
Figure 4.24: Diagramme paragénétique pour les veines sub-verticales	123
Figure 5.1: Diorite porphyrique typique	138
Figure 5.2: Phénocrystal de plagioclase avec inclusions d'épidote	138
Figure 5.3: Pseudomorphe d'un minéral mafique primaire	138
Figure 5.4: Matrice de la diorite porphyrique	138
Figure 5.5: Porphyre feldspathique typique	141
Figure 5.6: Matrice du porphyre feldspathique	141
Figure 5.7: Enveloppes d'altération en bordure d'une veine sub-horizontale	141

	<u>Page</u>
Figure 5.8: Altération visible d'un seul côté d'une veine de tension	141
Figure 5.9: Distribution des zones d'altération en bordure des veines de tension	144
Figure 5.10: Variations de concentration des minéraux dans la zone d'altération cryptique	148
Figure 5.11: Calcite remplaçant l'épidote dans un pseudomorphe	150
Figure 5.12: Phénocrystal de plagioclase avec inclusions de mica blanc	150
Figure 5.13: Mica blanc qui remplace la chlorite	150
Figure 5.14: Variations de concentration des minéraux dans la zone d'altération visible	155
Figure 5.15: Calcite remplaçant de la biotite	156
Figure 5.16: Calcite remplaçant complètement un pseudomorphe	156
Figure 5.17: Phénocrystal de plagioclase limpide	156
Figure 5.18: Or qui remplace la pyrite	156
Figure 5.19: Or et pyrrhotite entourant la tourmaline	160
Figure 5.20: Pyrite avec inclusions d'éponte	160
Figure 5.21: Inclusion d'éponte dans un cube de pyrite	160
Figure 5.22: Diorite porphyrique recristallisée dans une zone de cisaillement ductile	160
Figure 5.23: Lave foliée dans une zone de cisaillement ductile	167
Figure 5.24: Zone abritée autour d'un cube de pyrite	167
Figure 5.25: Traînées de rutile dans des aiguilles de tourmaline	167
Figure 5.26: Séquence de développement des zones d'altération	184

	<u>Page</u>
Figure 5.27: Tourmaline chevauchant le contact veine- éponte	191
Figure 6.1: Profil chimique 2103-13	201
Figure 6.2: Profil chimique 2209-01	202
Figure 6.3: Système CaO-Na ₂ O-K ₂ O- (FeO+MgO)	208
Figure 6.4: Diagramme composition-volume pour le profil 2103-13	212
Figure 6.5: Gains et pertes pour le profil 1313-01	215
Figure 6.6: Gains et pertes pour le profil 2103-10	215
Figure 6.7: Gains et pertes pour le profil 2103-13	216
Figure 6.8: Gains et pertes pour le profil 2209-01	216
Figure 7.1: Etat de la déformation qui a provoqué la formation des zones de cisaillement ductile et des veines ..	229
Figure 7.2: Diagramme de Mohr pour les veines sub- verticales.	239
Figure 7.3: Diagramme de Mohr pour les veines de tension	242
Figure 7.4: Principales étapes de formation des zones de cisaillement ductile et des veines	257

LISTE DES ANNEXES

	<u>Page</u>
ANNEXE I - DETERMINATION DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DE QUELQUES MINERAUX A LA MICROSONDE ELECTRONIQUE	270
Annexe Ia Méthode d'analyse	271
Annexe Ib Composition chimique du plagioclase	273
Annexe Ic Composition chimique des carbonates	275
Annexe Id Composition chimique de la tourmaline	276
Annexe Ie Composition chimique de la chlorite	277
Annexe If Composition chimique du mica blanc	278
Annexe Ig Composition chimique des grains d'or	279
Annexe If Composition chimique des tellurures	280
 ANNEXE II - DETERMINATION DE LA DENSITE DES ECHANTILLONS	 281
 ANNEXE III - ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHE	 283
Annexe IIIa Méthode de préparation des échantillons	284
Annexe IIIb Méthodes d'analyse	285
Annexe IIIc Précision des analyses	286
Annexe IIId Analyses chimiques	289

CHAPITRE I

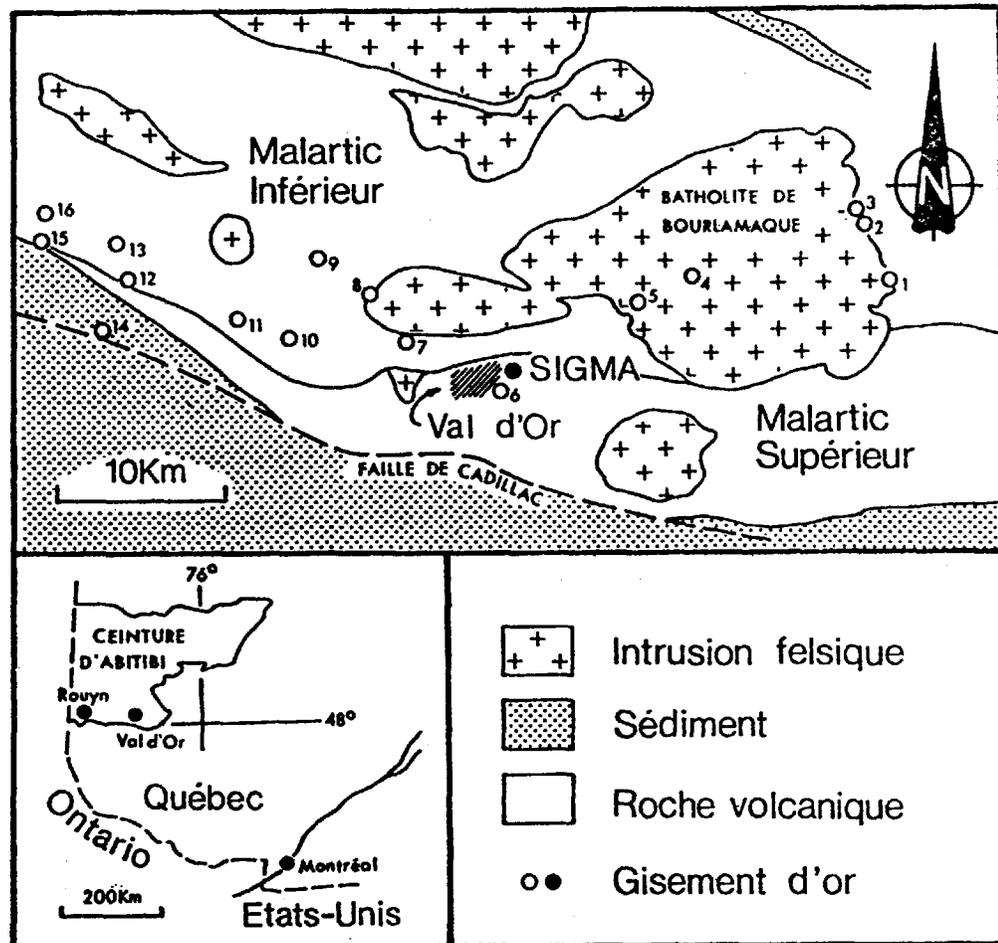
INTRODUCTION

1.1 Introduction

La présente étude concerne la mise en place de l'or dans des filons de quartz en Abitibi. Les gisements d'or filonien Archéens constituent une des classes importantes des dépôts d'or en termes d'occurrence et de production. Cependant, on connaît mal leur mode de formation et on ne dispose pas encore de modèles génétiques bien établis, lesquels sont d'une aide précieuse dans la préparation et la planification de campagnes d'exploration régionale et locale. Depuis quelques années, plusieurs études ont porté sur les différents aspects de la genèse de ces gisements. Un nombre important de ces études sont à caractère plutôt géochimique et visent à préciser la nature du fluide minéralisateur ainsi que la source et le mode de transport de l'or et des autres constituants qui se trouvent dans les veines aurifères. Relativement peu d'efforts ont été consacrés directement à comprendre les mécanismes qui ont cours au site de déposition et qui contrôlent le développement des veines et la déposition de l'or; c'est à cet aspect de la genèse des gisements d'or filonien que nous consacrons cet ouvrage. Une telle étude nous semble par ailleurs un prérequis à la bonne interprétation et à la compréhension des données géochimiques concernant les autres aspects génétiques mentionnés précédemment.

Nous avons choisi d'étudier le gisement d'or filonien de la mine Sigma à Val d'Or, Québec, environ 400 km au nord-ouest de Montréal (fig. 1.1). On y exploite une série de veines de quartz qui coupent des roches volcaniques mafiques. Depuis son ouverture en 1937, la mine a produit plus de 3.2×10^6 onces d'or (environ 11×10^7 g). Ce dépôt affiche les principales caractéristiques des gisements d'or filonien Archéens (Henley, 1971; Boyle, 1979) et peut donc être considéré comme typique de cette classe de minéralisation. Il est par ailleurs exempt de certaines complexités géologiques telles que la présence de sédiments chimiques aurifères comme il en existe dans le camp minier de Timmins en Ontario (Fryer et al., 1979). Il est important de mentionner ici que la mine Sigma et la mine Lamaque de la propriété minière adjacente exploitent en fait le même gisement. Cependant, les divers systèmes de veines et leurs caractères structuraux sont mieux développés à la mine Sigma et nous nous y restreindrons dans la présentation qui suit.

Tout au long du texte, nous avons essayé de conserver une certaine emphase sur les relations chronologiques, spatiales et génétiques entre les divers aspects géologiques traités avant d'entrer dans les détails, un peu à la manière préconisée par l'approche systémique (De Rosnay, 1973). Ainsi, le lecteur trouvera au prochain chapitre un survol de la géologie de la mine dans lequel nous mettons en relation les éléments géologiques importants et la minéralisation. Tout en incorporant une description plus précise de la minéralisation, le troisième chapitre porte sur une étude structurale des veines. Il est suivi au chapitre quatre par une étude minéralogique et paragénétique détaillée.



Liste des gisements d'or, d'après Latulippe (1976):

- | | |
|-----------------|-------------------------|
| 1- Courvan | 9- Siscoe |
| 2- New Pascalis | 10- Shawkey |
| 3- Perron | 11- Kiena |
| 4- Belmoral | 12- Marban |
| 5- Bras d'Or | 13- Norlartic |
| 6- Lamaque | 14- Malartic Gold Field |
| 7- Green Stabel | 15- Camflo |
| 8- Sullivan | 16- Malartic Highgrade |

Figure 1.1: Carte de localisation et de géologie générale de la région de Val d'Or.

qui met l'emphase sur les mécanismes de croissance des veines. Les cinquième et sixième chapitres concernent l'altération des épontes qui accompagne la formation des veines minéralisées. Les chapitres trois à six constituent des études parallèles qui portent sur trois éléments géologiques complémentaires et qui sont survenus simultanément (déformation, développement des veines et altération hydrothermale), ce qui nous oblige à de nombreuses références d'un chapitre à l'autre. Un septième chapitre intègre ces diverses observations sur les veines et sur la minéralisation et considère les principaux mécanismes impliqués dans la mise en place des veines et de l'or à la mine Sigma.

D'autre part, nos travaux à la mine Sigma s'appuient sur de nombreuses observations mégascopiques et microscopiques. Nous avons choisi de reporter ici ces observations le plus précisément possible parce qu'il n'existe pas, à notre connaissance, de telles données de base pour la majorité des gisements d'or filonien Archéens et pour que tout lecteur intéressé puisse faire ses propres interprétations. Ce choix nous oblige, nous nous en excusons, à faire de nombreuses descriptions qui rendent le texte aride, en particulier au chapitre quatre. Toutefois, pour aider le lecteur, nous avons inclus à la fin de chacun des chapitres trois à six une courte section dans laquelle nous reportons les éléments importants et les principales conclusions de ces chapitres.

Enfin, nous croyons pertinent d'ajouter que cette étude s'appuie sur plus de huit mois de cartographie détaillée et d'échantillonnage de galeries et de chantiers (étés 1980, 81, 82) qui ont suivi la

compilation des informations géologiques disponibles. Elle est complétée par l'examen mégascopique et microscopique de plus de 300 échantillons et d'une cinquantaine d'analyses chimiques.

1.2 Autres études pertinentes

Une des premières descriptions de la géologie de la mine Sigma a été faite par Hoyles (1967); il s'agit d'une description très sommaire. D'autres descriptions plus détaillées mais brèves ont été publiées dans certains livrets-guides d'excursions géologiques (Audet, 1979, 1980). La seule étude publiée sur la mine Sigma est celle de Fitzgerald et al. (1967) où nous trouvons une compilation des rapports Au:Ag de la minéralisation aux mines Sigma et Lamaque. On y rapporte un faible accroissement de ce rapport avec la profondeur dans les deux mines. Il y a présentement en cours un projet de doctorat entrepris par A. Aftabi à l'Université Laval, qui vise à déterminer la présence d'anomalies du mercure autour des structures minéralisées à la mine Sigma.

Le présent travail est donc la première étude de base qui porte sur la mise en place de l'or à la mine Sigma. La mine Lamaque a fait l'objet de quelques thèses (Cargill, 1967; Ritter, 1971; Daigneault 1983) mais il n'y existe pourtant pas d'étude comme celle présentée ici. Cependant, à cause de la juxtaposition des mines Sigma et Lamaque, il est pertinent de mentionner certains de ces travaux qui portent sur la mine Lamaque.

Ritter (1971) a étudié en détail le contenu en éléments traces

du quartz de quelques veines à la mine Lamaque en mettant l'emphase sur leurs textures internes. Il a émis l'hypothèse que ces veines se soient formées par remplissage d'espaces ouverts, et que la déposition de l'or ait fait suite à une cataclase des veines causée par du mouvement le long des fractures minéralisées. D'après lui, une expansion adiabatique du fluide hydrothermal serait à l'origine de la déposition des premiers minéraux dans les veines, laquelle déposition serait par la suite contrôlée par une baisse de température.

Daigneault (1983), suite à une étude géochimique qui portait en partie sur l'altération des éponges, a observé un enrichissement en Na, Ca, CO₂, Ti, P et en quelques éléments incompatibles, et un appauvrissement en Al, Fe, Mg, et K dans les éponges adjacentes à certaines veines de la mine Lamaque.

Nous traitons maintenant le contexte géologique de la mine Sigma afin d'établir la base de connaissances fondamentale à nos études détaillées.

CHAPITRE II

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

2.1 Géologie régionale

Les roches de la région de Val d'Or constituent la limite sud-est de la ceinture volcanique d'Abitibi dans la Province du Supérieur (fig. 1.1; Goodwin et Ridler, 1970). La géologie y est dominée par un assemblage volcano-sédimentaire Archéen recoupé de plusieurs masses intrusives. Des datations radiométriques K/Ar indiquent un âge minimum de 2700 M.A. pour les roches volcaniques (Lowdon et al., 1963). De façon générale, le métamorphisme y atteint le faciès schiste vert (Jolly, 1977, 1978; Alsac et Latulippe, 1979). Afin d'alléger le texte, nous omettons par la suite le préfixe "méta" qui devrait précéder chaque nom de roche.

Les roches volcaniques appartiennent au Groupe de Malartic (Latulippe, 1966) et sont bordées au sud par les sédiments du Groupe de Pontiac. Ces derniers consistent surtout en des grauwackes, des argillites, des conglomérats et des schistes à biotite. Les unités de roche volcanique ont une attitude dominante est-ouest et un pendage très abrupt vers le nord ($\sim 80^\circ\text{N}$). Les quelques déterminations de polarité dont on dispose indiquent généralement des sommets stratigraphiques vers le sud. Ces roches sont affectées par une schistosité régionale d'attitude est-ouest et sub-verticale qui domine le grain tectonique de la

région. Cependant, il n'est pas exclus que le litage observé soit un litage tectonique, comme l'a noté Bouchard (1980) dans la région de Malartic à l'ouest de Val d'Or.

Latulippe (1966) a subdivisé les roches du Groupe de Malartic en deux sous-groupes. Au nord, et à la base de la séquence stratigraphique, le Malartic Inférieur consiste en des coulées de laves ultramafiques et mafiques emmêlées avec des filons-couche de même composition. Le Malartic Supérieur, au sud, se compose de coulées de laves mafiques à intermédiaires intercalées avec horizons de roches pyroclastiques mafiques à felsiques. Ces unités sont recoupées de petites intrusions dioritiques à granitiques. Dans le Groupe de Malartic, il y a aussi quelques grosses intrusions de granodiorite, notamment le batholite de Bourlamaque.

Dans la région de Val d'Or, la faille de Cadillac marque le contact entre le Groupe de Malartic et les sédiments du Groupe de Pontiac. Elle ne contient pas de concentrations économiques d'or, alors qu'elle est le site d'importants gisements dans les régions de Malartic, Cadillac et Kirkland Lake plus à l'ouest.

La figure 1.1 montre la distribution des autres gisements d'or de la région. Le gisement exploité à la mine Sigma est confiné à une bande de laves andésitiques située près de la base du Malartic Supérieur (fig. 2.1). Cette bande est limitée au nord par une zone de cisaillement assez importante qui marque le contact avec une bande de roches pyroclastiques. Les laves andésitiques s'étendent au sud sur la propriété de la mine Lamaque où elles deviennent intimement emmêlées

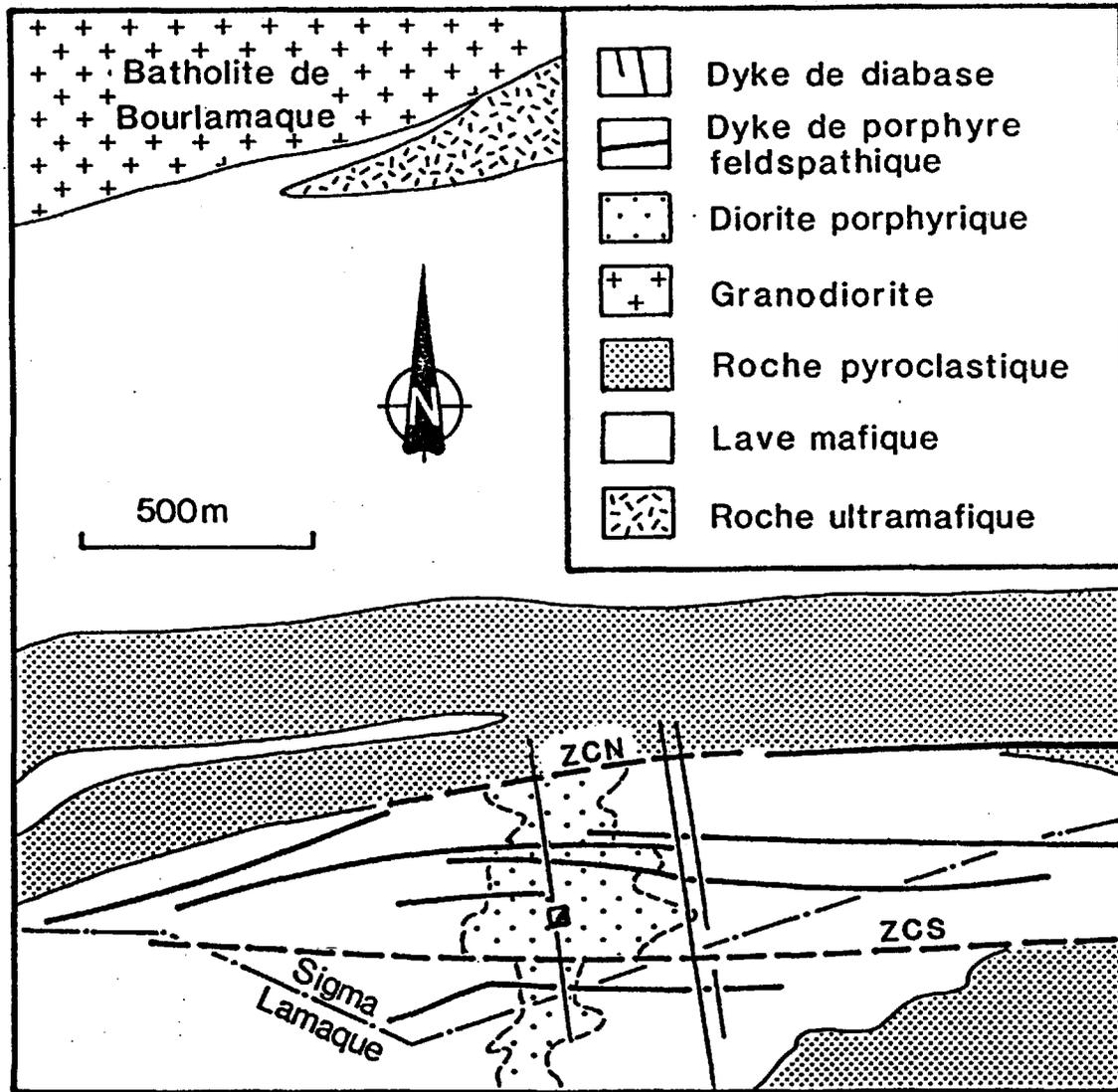


Figure 2.1: Carte de la géologie de surface autour de la mine Sigma avec les limites approximatives de la masse de diorite porphyrique (modifiée d'après la carte de compilation du M.E.R. du Québec, feuillet 32C/4-202); ZCN, ZCS = zones de cisaillement du nord et du sud.

avec d'autres roches pyroclastiques. Les andésites sont recoupées par une masse très irrégulière de diorite porphyrique, coupée à son tour par une série de dykes de porphyre feldspathique. Ces divers types de roches sont décrits en détail à la section suivante. Bien que les veines minéralisées s'étendent au sud à la mine Lamaque, la majorité des veines exploitées à la mine Sigma sont confinées à un bloc d'andésite limité au nord et au sud par deux importantes zones de cisaillement. Il s'agit de la "zone de cisaillement du nord" et de la "zone de cisaillement du sud" (fig. 2.1). Le bloc minéralisé ainsi défini fait environ 450 m d'épaisseur, 1200 m de largeur et plus de 1800 m de profondeur. Toute la description qui suit ne réfère qu'à ce bloc minéralisé.

2.2 Géologie de la mine

2.2.1 Généralités

Dans cette section, nous décrivons la géologie de la mine en mettant un fort accent sur les relations d'âge et les relations spatiales entre: les divers types de roches, la structure, le métamorphisme et les veines. Dans ce chapitre, nous n'incluons qu'un minimum d'informations à propos des veines et des structures associées puisque ces aspects sont repris en détail au chapitre trois. De la même façon, nous omettons une description pétrographique détaillée des principaux types de roche: il nous a semblé plus pertinent de l'inclure au cinquième chapitre.

Nous avons par ailleurs choisi de conserver la nomenclature lithologique utilisée à la mine, celle-ci s'appuyant sur des termes descriptifs précis et justes.

2.2.2 Unités lithologiques

2.2.2.1 Roches volcaniques

Dans le bloc limité par les zones de cisaillement du nord et du sud, des laves mafiques de composition andésitique constituent le principal type de roche. Il y a quelques horizons mal délimités de tufs et tufs à lapillis qui s'y intercalent localement. Les coulées de lave présentent des faciès massifs, coussinés et, par endroit, bréchiques. Elles s'orientent à peu près est-ouest et ont un pendage d'environ 80°N, s'alignant ainsi avec le grain tectonique de la région. La schistosité régionale est-ouest et sub-verticale s'imprime d'ailleurs très distinctement dans les roches volcaniques. Les sommets stratigraphiques déterminés sur des coussins bien préservés font généralement face vers le sud. On en trouve cependant à plusieurs endroits qui font face au nord, indiquant que les unités volcaniques n'ont pas seulement basculé dans leur position actuelle, mais qu'elles ont été plissées lors du tectonisme.

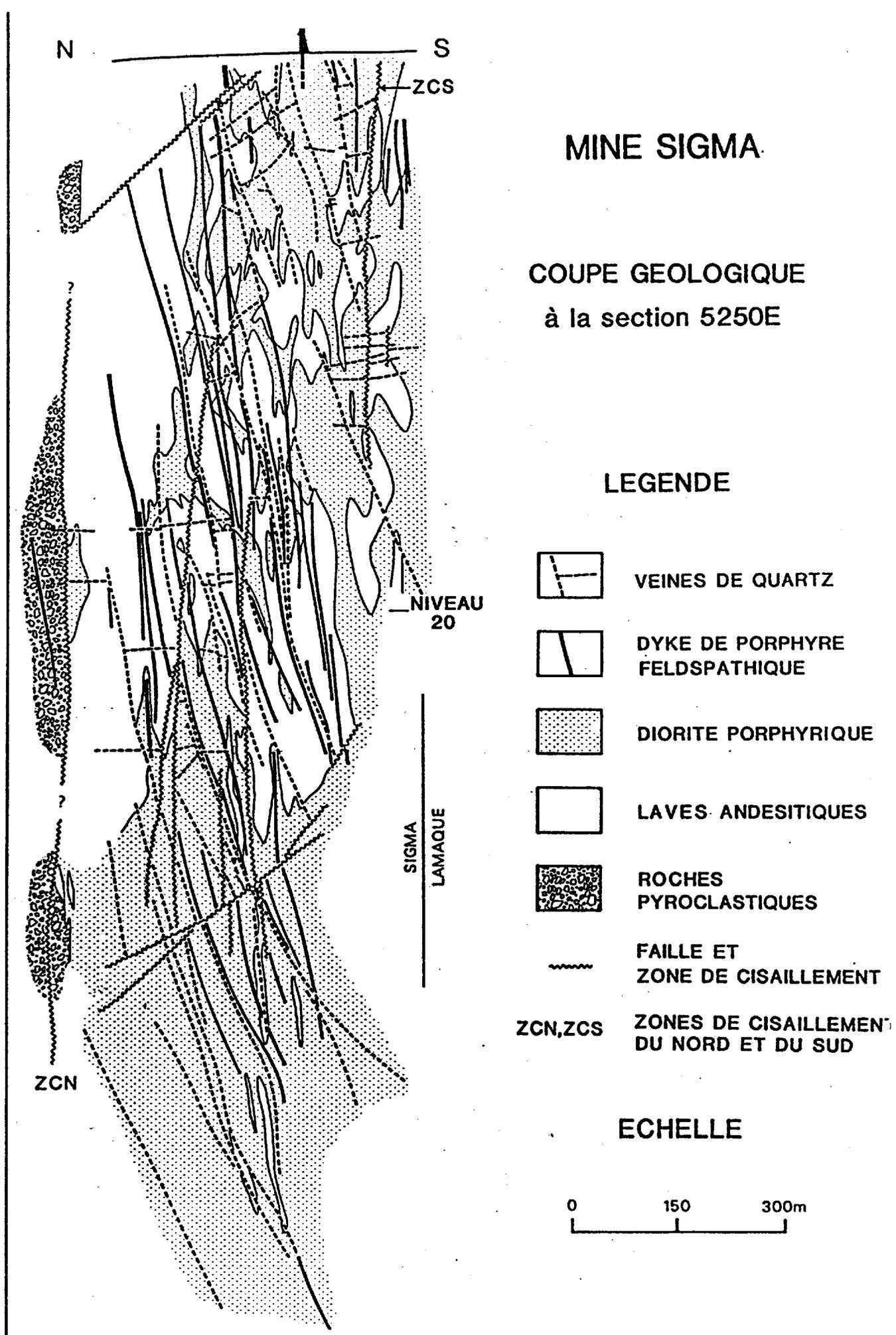
Les laves sont généralement massives et elles sont localement porphyriques. Les phénocristaux se composent d'albite et d'épidote, alors que la mésostase est dominée par de l'albite et de la chlorite

avec des quantités mineures et variables d'épidote, de mica blanc, de quartz, de carbonate et d'ilménite. La biotite apparaît à partir d'une profondeur d'environ 800 m.

2.2.2.2 Diorite porphyrique

Une série de petites masses irrégulières et discontinues de diorite porphyrique recourent les roches volcaniques (fig. 2.2). Elles forment un corps plus ou moins elliptique qui s'étend sur la propriété de la mine Lamaque et dont nous avons reporté les limites approximatives à la figure 2.1. La proportion de diorite porphyrique à l'intérieur de ce corps elliptique est variable et elle augmente avec la profondeur, où elle forme le type de roche dominant.

La diorite porphyrique montre des contacts généralement sub-verticaux concordants et discordants avec les roches volcaniques. La schistosité régionale est-ouest s'imprime, mais faiblement, dans la diorite porphyrique; il est d'ailleurs commun d'observer des contacts discordants crénelés par cette schistosité. Cette dernière observation indique que la diorite porphyrique s'est mise en place avant la déformation régionale. La nature des contacts et la forme de cette intrusion suggèrent qu'il peut s'agir d'un complexe nourricier des laves avoisinantes (A.J. Audet, comm. pers., 1982). Daigneault (1983) a montré qu'à la mine Lamaque, il existe une nette affinité magmatique entre les roches volcaniques et la diorite porphyrique, ce qui appuie une telle hypothèse.



La diorite porphyrique se compose d'environ 50% de phénocristaux d'albite de 1 à 2 mm de diamètre baignant dans une matrice aphanitique gris-verdâtre. L'assemblage minéralogique est constitué d'albite, de chlorite, d'épidote, de quartz, de mica blanc, d'apatite, de pyrite et d'ilménite. Il y a sporadiquement de la biotite qui apparaît dans la partie supérieure de la mine et qui est omniprésente à partir d'une profondeur de 800 m. On voit aussi apparaître de l'amphibole au fond de la mine. Nous discutons avec plus de détail de la présence de ces deux derniers minéraux dans la section 2.2.4 qui traite du métamorphisme.

2.2.2.3 Porphyre feldspathique

Un essaim de dykes de porphyre feldspathique recourent les roches volcaniques et la diorite porphyrique. Ces dykes s'orientent à peu près est-ouest et ont un pendage de 75 à 85°S (figs. 2.1 et 2.2). Leur épaisseur varie de quelques centimètres à plus de 10 m, avec une moyenne de 3 m. Ces dykes ont de grandes extensions et on peut en tracer quelques-uns sur plus de 500 m latéralement et verticalement (figs. 2.2 et 2.3). Comme l'illustre la figure 2.2, les dykes sont moins abondants dans la partie inférieure de la mine.

Les dykes ne sont pas déformés ni affectés par la schistosité régionale. Dans un de ces dykes, il y a une enclave de lave foliée qui a subi une rotation (A.J. Audet, comm. pers., 1982): cette observation indique clairement que les dykes se sont mis en place après le développement de la schistosité régionale. Les dykes de porphyre feldspathique

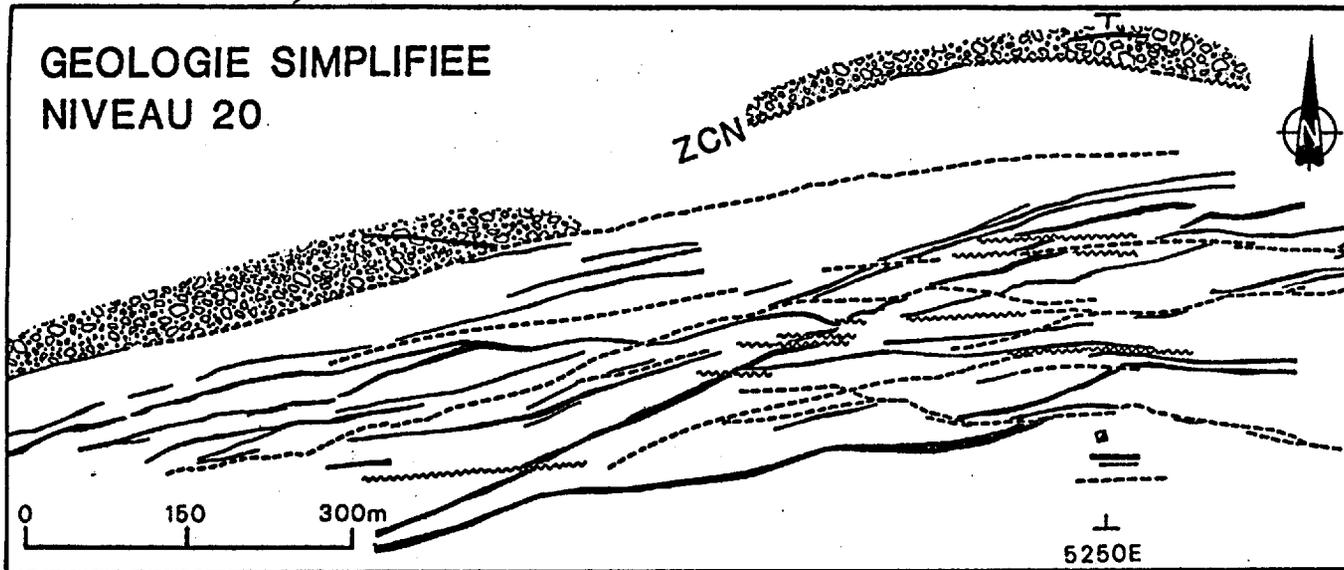


Figure 2.3: Carte géologique simplifiée du niveau 20 de la mine Sigma; nous avons omis la diorite porphyrique. La légende est la même qu'à la figure 2.2.

sont donc postérieurs à la déformation régionale qui a produit le grain tectonique est-ouest.

Les dykes se composent de 10 à 15% de phénocristaux d'albite de 2 à 10 mm de diamètre baignant dans une matrice aphanitique et grisâtre. L'assemblage minéralogique est constitué d'albite, de chlorite, de quartz, d'épidote, de mica blanc, d'apatite, d'ilménite et de pyrite. De la biotite apparaît à partir d'une profondeur de 800 m. Nous discutons de la présence de biotite à la section sur le métamorphisme.

2.2.2.4 Diorite

Quelques dykes de diorite regroupent les dykes de porphyre feldspathique et les autres unités que nous avons décrites ci-dessus. Ces dykes sont très mal exposés dans la mine et ne sont pas représentés sur les plans et coupes géologiques. Ils ont une épaisseur moyenne d'environ 3 m. Leur attitude est très irrégulière, mais globalement est-ouest, et leur pendage est sub-vertical quoique variable. Ces dykes sont absents dans la partie inférieure de la mine.

2.2.2.5 Diabase

Dans la mine, on retrouve quelques dykes de diabase orientés à peu près nord-sud (fig. 2.1) et de pendage très abrupt vers l'ouest. Ces dykes représentent un événement intrusif tardif puisqu'ils recoupent tous les types de roches, les veines minéralisées et puisqu'ils ne sont

affectés que par des failles mineures. Ces dykes appartiennent au système de dyke de diabase de l'Abitibi, que Gates et Hurley (1973) ont daté à 2147 ± 68 M.A.

2.2.3 Structure

2.2.3.1 Déformation régionale

Comme nous l'avons déjà mentionné, les roches volcaniques et la diorite porphyrique de la mine Sigma ont subi la déformation régionale et ont été basculées dans leur attitude actuelle est-ouest et sub-verticale. Il est généralement assumé que dans la région de Val d'Or, le Groupe de Malartic représente une séquence homoclinale dont le sommet fait face au sud (Latulippe, 1966).

Cependant, dans les coulées de laves mafiques de la mine Sigma et dans la bande de roches pyroclastiques adjacente au nord (fig. 2.1), on observe des sommets stratigraphiques qui font face au sud mais d'autres faisant face au nord. On observe également dans ces unités pyroclastiques des anticlinaux mésoscopiques qui sont crénelés et découpés par la schistosité régionale est-ouest. De plus, le contact entre la diorite porphyrique et les roches volcaniques est localement plissé. Il est probable que le patron complexe dessiné par ces deux types de roche (fig. 2.2) résulte au moins en partie de plissements.

Toutes ces observations suggèrent un plissement des roches volcaniques (et de la diorite porphyrique) beaucoup plus complexe qu'on

ne l'assume généralement. Des roches qui impriment mal la déformation de même que des données structurales très sporadiques rendent pratiquement impossible une analyse détaillée de la déformation régionale, ce qui est d'ailleurs hors du sujet de cette thèse.

2.2.3.2 Zones de cisaillement

L'élément structural dominant de la mine Sigma est sans contredit la présence de nombreuses zones de cisaillement. On en distingue deux catégories. La première consiste en un réseau d'environ 25 zones de cisaillement sub-parallèles, orientées est-ouest et de pendage abrupt vers le sud. Ces zones de cisaillement contiennent des veines minéralisées décrites en détail au chapitre 3.

L'autre catégorie est représentée par les deux zones majeures de cisaillement qui délimitent le bloc minéralisé exploité par la mine Sigma, soit les zones de cisaillement du nord et du sud (fig. 2.1). Il s'agit de zones verticales, d'orientation est-ouest, et qui atteignent plus de 800 m latéralement et verticalement. Leur épaisseur varie de 0.5 à 8 m, et elles se ramifient localement en plusieurs petites zones anastomosées. Ces zones recoupent la diorite porphyrique et lui sont donc postérieures. On ne connaît cependant pas leur relation avec les dykes de porphyre feldspathique. Ces zones de cisaillement contiennent localement de petites veinules de quartz et de carbonate et elles recoupent des veines minéralisées d'attitude sub-horizontale qui sont décrites plus loin. Le déplacement de ces veines est vertical et de l'ordre

de quelques mètres. Dans tous les cas observés, le compartiment sud a monté relativement au compartiment nord.

Les limites externes de ces zones de cisaillement sont généralement assez abruptes et la roche à l'intérieur affiche une forte foliation, légèrement ondulée et globalement parallèle à la zone cisailée. La roche y consiste en un schiste à chlorite, mica blanc, plagioclase et carbonate. Le déplacement semble généralement progressif et cumulatif à travers ces zones de cisaillement, mais on y reconnaît également des plans discrets de déplacement. Elles appartiennent à la catégorie des zones de cisaillement fragiles-ductiles telles que définies par Ramsay (1980).

Ces zones de cisaillement revêtent une importance toute particulière lors de l'exploration souterraine à la mine Sigma puisque là où elles intersectent des veines sub-horizontales on y trouve localement des quantités spectaculaires d'or.

2.2.3.3 Failles

On identifie deux principaux systèmes de failles dans la mine. Un de ces systèmes recoupe la minéralisation et les dykes de porphyre feldspathique, et il est recoupé par les dykes de diabase. Ces failles sont orientées est-ouest et pendent abruptement vers le nord (fig. 2.2). Il s'agit de failles normales affichant un mouvement vertical de quelques dizaines de mètres. Les failles du second système recoupent celles du premier ainsi que les dykes de diabase. Elles s'orientent à 065°E et

pendent à environ 45° N. Le déplacement le long de ces failles est difficile à déterminer.

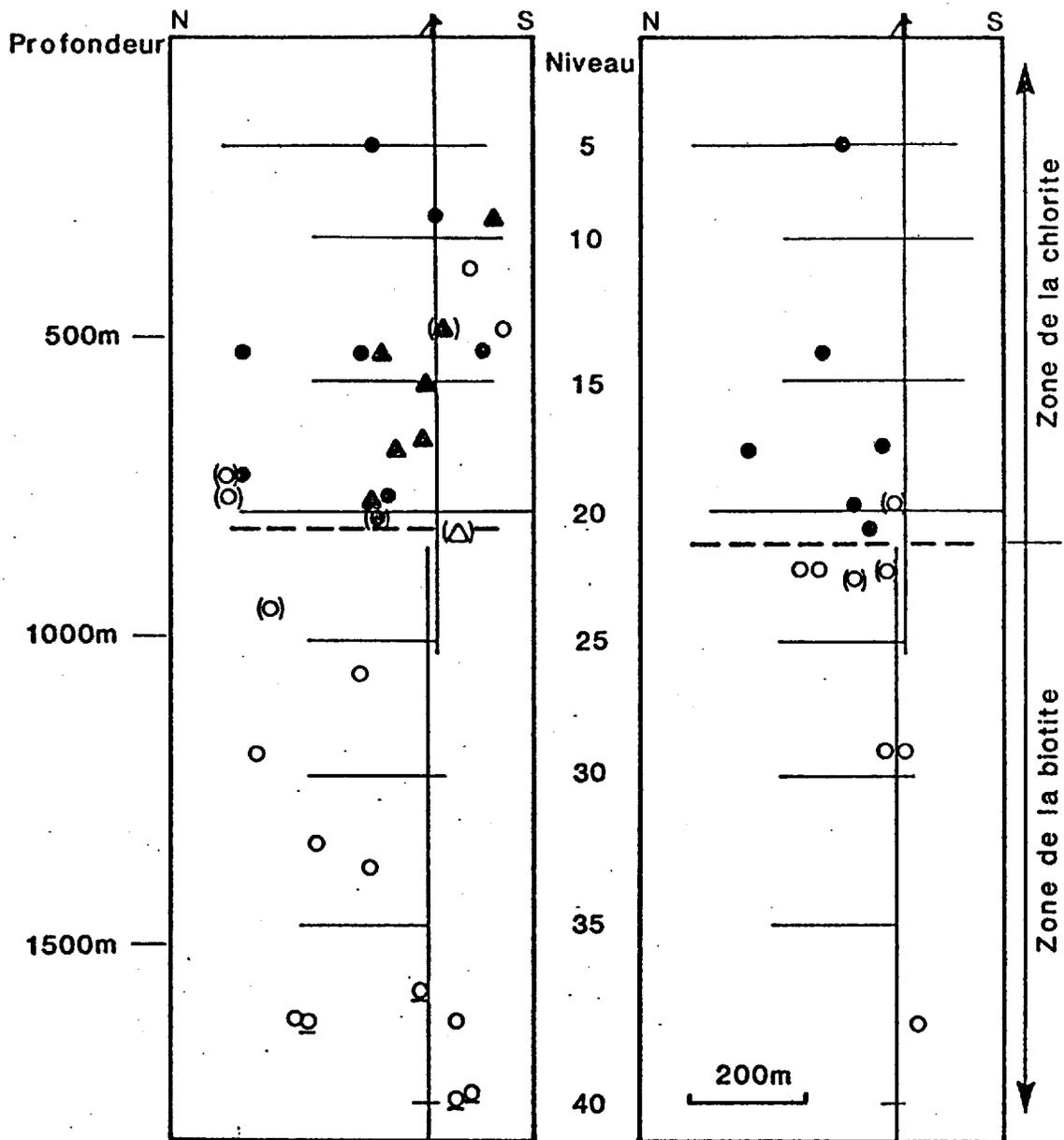
On trouve aussi dans la mine une multitude d'autres petites zones de failles qui s'orientent est-ouest et pendent abruptement soit vers le nord, soit vers le sud. Ces zones de faille affectent les veines sub-horizontales: des plans de déplacement d'une zone de faille sont recoupés par ces veines et d'autres plans les recouperont. Elles affichent un mouvement vertical normal généralement de moins d'un mètre. Les intersections de ces petites zones de failles avec les veines sub-horizontales sont généralement le lieu de concentrations d'or plus élevées que la moyenne.

2.2.4 Métamorphisme

Les observations microscopiques sur des roches non altérées ont permis de préciser certaines informations concernant le métamorphisme à la mine Sigma et, bien que ce soit hors du sujet principal de notre thèse, nous les reportons ici. D'abord, les trois types de roches examinées (soit les roches volcaniques, la diorite porphyrique et les dykes de porphyre feldspathique) présentent le même assemblage minéralogique. Il s'agit de proportions variables d'albite, de chlorite, d'épidote, de quartz, de mica blanc, de calcite, d'apatite, d'ilménite, de leucoxène et de pyrite. Dans plusieurs échantillons, il y a aussi de la biotite qui se forme aux dépens de la chlorite, d'après les textures observées. De plus, le mica blanc est moins abondant dans les échantillons qui contiennent de la biotite.

Ainsi, du point de vue métamorphisme, on distingue deux assemblages minéralogiques, soit: albite-chlorite-épidote-mica blanc, et albite-chlorite-épidote-biotite \pm mica blanc. Ces deux assemblages sont caractéristiques de la zone à chlorite et de la zone à biotite du faciès schiste vert respectivement (Turner, 1968). La distribution spatiale de ces deux assemblages sur une coupe à travers la mine est reportée à la figure 2.4. Nous y distinguons les roches ayant subi la déformation régionale (soit les roches volcaniques et la diorite porphyrique) et les roches postérieures à cette déformation (soit les dykes de porphyre feldspathique). Dans ces trois types de roche, on observe une séparation verticale très nette des deux assemblages métamorphiques. Les roches à albite-chlorite-épidote-mica blanc se trouvent exclusivement à une profondeur inférieure à environ 800 m, soit au-dessus du niveau 21 de la mine. On retrouve les roches à biotite en-dessous de cette profondeur, sauf dans le cas de deux échantillons de diorite porphyrique (si on ne tient pas compte des échantillons trop éloignés de la section 5250E représentée à la figure 2.4).

Donc à la mine Sigma, l'augmentation du degré de métamorphisme se caractérise par le passage de la zone à chlorite près de la surface à la zone à biotite du faciès schiste vert en profondeur. Bien que la répartition de nos échantillons ne permettent pas un contrôle précis de la position de l'isograde de la biotite ainsi défini, ce dernier semble horizontal. Étant donné que les dykes de porphyre feldspathique sont postérieurs à la déformation régionale, le métamorphisme qui les affecte l'est aussi. On retrouve la même zonalité métamorphique et la même



- Diorite porphyrique
- ▲, Roche volcanique
- Assemblage chlorite-épidote-mica blanc
- Assemblage chlorite-épidote-biotite-mica blanc
- Isograde de la biotite
- Porphyre feldspathique

Figure 2.4: Coupe verticale à travers le puits de la mine Sigma (section 5250E), montrant la distribution des deux assemblages métamorphiques identifiés dans les roches volcaniques et la diorite porphyrique (à gauche) et dans les dykes de porphyre feldspathique (à droite). Les échantillons ne sont pas éloignés de plus de 300 m de part et d'autre de la section; ceux entre parenthèses sont distants de plus de 150 m. Les échantillons soulignés contiennent de l'amphibole sodique.

position de l'isograde de la biotite dans les roches affectées par la déformation régionale (soit les roches volcaniques et la diorite porphyrique) que dans les dykes de porphyre feldspathique qui suivent cette déformation. Cette similitude indique qu'il s'agit vraisemblablement du même événement métamorphique que celui qui a affecté les dykes de porphyre feldspathique. Autrement dit, le métamorphisme s'est imprimé dans les roches de la mine Sigma après la déformation régionale.

Cette relation chronologique du métamorphisme implique d'autre part que si les roches volcaniques et la diorite porphyrique ont subi un métamorphisme avant cette déformation (ce qui peut être le cas), il devait être d'une intensité plus faible que celui qu'on y observe actuellement. Si les roches antérieures à la déformation régionale avaient subi un métamorphisme plus élevé que celui des schistes verts, on devrait y retrouver des pseudomorphes de minéraux indicateurs complètement ou partiellement rétrogradés au faciès schiste vert, ce qui n'est pas le cas. Il y a néanmoins de la biotite qui s'est formée aux dépens de la chlorite dans deux échantillons de diorite porphyrique de la zone à chlorite (fig. 2.4). La présence de cette biotite peut s'expliquer par des assemblages minéralogiques métastables; par exemple, des variations de la quantité de H_2O disponible dans une masse de roche pourraient favoriser ou empêcher certaines transformations métamorphiques.

Nous avons déjà souligné la présence d'amphibole dans certains échantillons de diorite porphyrique à grande profondeur dans la mine (fig. 2.4). Sa biréfringence bleutée indique qu'il s'agit d'une amphibole sodique. Cette amphibole s'observe principalement dans des

pseudomorphes de phénocristaux aux formes de pyroxènes (voir la description pétrographique à la section 5.2.3) où elle est partiellement transformée en chlorite et en biotite. Cette amphibole a donc vraisemblablement été générée par l'altération deutérique de pyroxènes primaires. Il est évident, cependant, que cet aspect du métamorphisme nécessiterait une étude plus approfondie que nous pouvons le faire dans le cadre de l'étude actuelle.

2.2.5 Minéralisation

La minéralisation aurifère se limite à des veines et à leur éponte immédiate. Ces veines se composent principalement de quartz, de tourmaline et de quantités mineures de carbonate, de chlorite, de pyrite, de scheelite et de pyrrhotite. L'or y est natif et il s'accompagne communément de quelques tellurures. Le lecteur trouvera une étude minéralogique plus approfondie au chapitre 4.

On distingue trois systèmes de veines à la mine Sigma en s'appuyant sur leur orientation et leur mode d'occurrence (nous retenons la nomenclature utilisée à la mine; Audet, 1979): (1) les veines "sub-verticales", qui occupent le réseau de zones de cisaillement, à fort pendage vers le sud, décrit précédemment; (2) les veines "sub-horizontales", qui forment des corps tabulaires de grande superficie et de faible pendage vers l'ouest; et (3) les "filonnets de dyke", des veines à faible pendage vers l'ouest confinées aux dykes de porphyre

feldspathique. Nous décrivons en détail chacun de ces systèmes de veines au chapitre 3.

Les trois systèmes de veines recourent tous les types de roches, sauf les dykes de diabase. Elles ne sont pas plissées et ne sont que légèrement déplacées par quelques failles tardives. De plus, comme nous le voyons au chapitre 5, l'altération hydrothermale associée à la minéralisation se superpose au métamorphisme de faciès schiste vert qui affecte les roches. Par ailleurs, il n'existe pas à la mine Sigma d'autres systèmes de veines (non minéralisés) que ceux mentionnés ici, contrairement à d'autres gisements comme ceux de O'Brien à Cadillac (Blais, 1955) et de Campbell et Dickenson à Red Lake (Rigg et Helmsteadt, 1980).

2.3 Séquence d'événements géologiques

Dans cette section, nous reconstituons brièvement la séquence des principaux événements géologiques qui ont eu lieu à la mine Sigma, de façon à préciser d'une part le moment relatif de la mise en place de la minéralisation et d'autre part les événements géologiques qui ont subséquent affecté la minéralisation. Cette séquence relative s'appuie sur les diverses relations de recoupement et de superposition que nous avons décrites précédemment. Ces relations sont consistantes partout où nous les avons observées dans la mine; cependant, elles ne s'appliquent avec certitude qu'au bloc minéralisé que nous avons étudié.

Le tableau 2.1 résume la séquence d'événements et les âges relatifs que nous avons identifiés à la mine Sigma. Cette séquence n'est pas nécessairement complète, de même qu'elle ne donne aucune information relative à la durée de ces événements. Il ne faut pas oublier par ailleurs que l'évolution géologique à la mine Sigma est un processus dynamique, continu et progressif; en ce sens, le découpage que nous avons fait au tableau 2.1 est un peu arbitraire.

D'autre part, cette séquence d'événements géologiques fait ressortir un point important pour l'étude qui suit: la mise en place de la minéralisation à la mine Sigma est tardive dans l'évolution géologique, et elle n'a été suivie d'aucun métamorphisme ni d'aucune déformation d'importance. En d'autres termes, nous voyons actuellement la minéralisation pratiquement dans l'état où elle s'est déposée. Cette notion fondamentale nous autorise donc à utiliser les éléments structuraux associés à la minéralisation pour reconstituer l'état de la déformation au moment de sa mise en place, et à considérer les minéraux des veines et de l'altération hydrothermale comme étant primaires.

Tableau 2.1: Séquence relative des événements géologiques à la mine Sigma, du plus vieux au plus jeune.

- 1) Mise en place des roches volcaniques (à au moins 2700 M.A.).
 - 2) Intrusion de la diorite porphyrique, peut être en partie contemporaine avec la mise en place des roches volcaniques.
 - 3) Déformation régionale complexe produisant le grain tectonique est-ouest, possiblement accompagnée d'un métamorphisme de faible intensité.
 - 4) Intrusion des dykes de porphyre feldspathique.
 - 5) Intrusion des dykes de diorite.
 - 6) Métamorphisme de faciès schiste vert.
 - 7) Mise en place des veines minéralisées et des zones de cisaillement associées.
 - 8) Failles normales sub-verticales orientées est-ouest.
 - 9) Intrusion des dykes de diabase (2147 ±68 M.A.).
 - 10) Failles tardives
-

CHAPITRE III

ANALYSE STRUCTURALE

3.1 Introduction

La majorité des descriptions de gisements d'or filonien Archéens dans le monde font état de veines qui se trouvent dans des failles, des fractures ou des zones de cisaillement (voir la bibliographie exhaustive de Boyle, 1979). En particulier, on a reconnu depuis longtemps l'importance du contrôle qu'exerce la structure sur la localisation des veines dans ces gisements. D'ailleurs, les descriptions des mines d'or de la Province du Supérieur dans "Structural Geology of Canadian Ore Deposits" (CIMM, 1948) illustrent bien ce phénomène. De plus, comme le mentionnent Hodgson et al. (1983), le contrôle structural s'exerce à toutes les échelles, allant de cassures régionales majeures à des zones de cisaillement très locales. Ce contrôle est surtout important à l'échelle du gisement, comme le montre une récente compilation de Hodgson et al. (1982); la mine Sigma ne fait pas exception à cette règle.

En dépit d'un tel contrôle structural bien établi, il n'existe que très peu d'études dans lesquelles on a essayé, d'une part, de déterminer les relations chronologiques entre la fracturation et la mise en place des veines minéralisées, et, d'autre part, de préciser l'état de la déformation responsable de cette fracturation. Les principales

études dont l'auteur soit au courant sont celles de Kerrich et Allison (1978) et Allison et Kerrich (1979) sur les gisements de Yellowknife, de Rigg et Helmsteadt (1980) à Red Lake, et de Poulsen (1983) dans la région de Mine Centre-Fort Frances en Ontario.

Dans ce chapitre, nous examinons en détail les éléments structuraux des divers systèmes de veines et de leurs structures hôtes, en mettant l'emphase sur les relations chronologiques entre ceux-ci. Nous essayons également de reconstruire les principales étapes de la formation de ces systèmes de veines. Nous incorporons une description méga- et mésoscopique des veines sub-verticales, des veines sub-horizontales et des filonnets de dyke, ainsi que de leurs structures hôtes. Le chapitre 4 est donc complémentaire puisqu'il en abordera les aspects méso- et microscopiques. Ce n'est qu'au chapitre 7 que nous tentons de reconstruire l'état de la déformation au moment de la formation des veines.

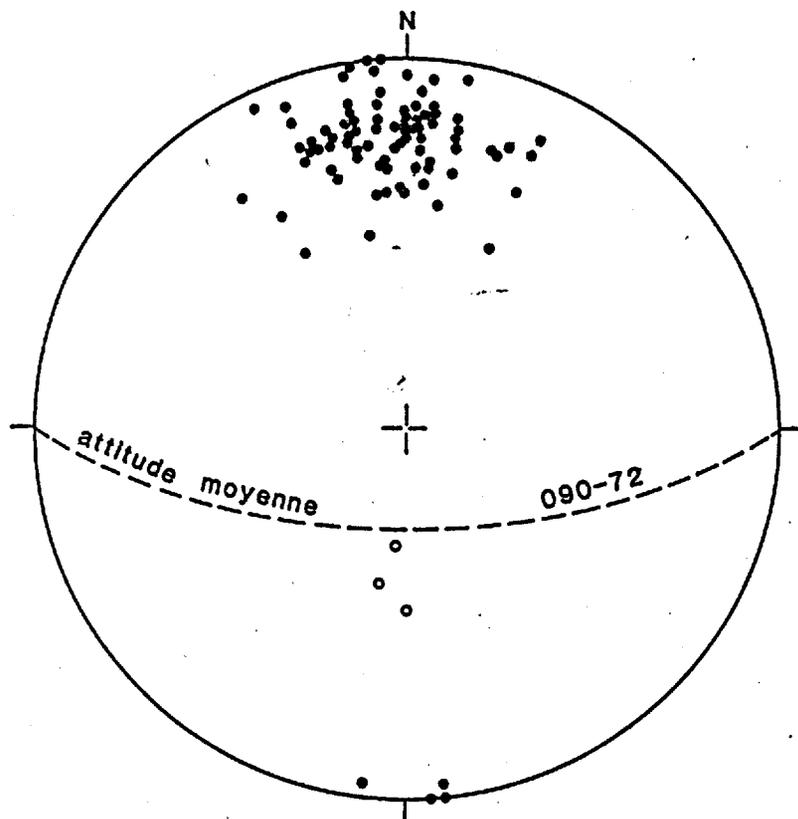
3.2 Veines sub-verticales

3.2.1 Zones de cisaillement

Comme nous l'avons mentionné au chapitre précédent, les veines sub-verticales occupent un réseau de zones de cisaillement dans lesquelles elles forment des lentilles discontinues et parallèles aux zones de cisaillement. Ce sont ces zones de cisaillement que nous avons représentées aux figures 2.2 et 2.3. Elles ont une attitude moyenne de

090-72° tel que représenté à la figure 3.1 par l'attitude des veines sub-verticales. Leur pendage diminue localement à 50°S en approchant de la limite sud de la propriété (fig. 2.2). Il existe aussi une autre famille de zones de cisaillement, d'orientation moyenne de 270-55°, formant un système conjugué (fig.3.1). Ce système est cependant beaucoup moins bien développé que celui à pendage vers le sud. Les quelques observations que nous en avons faites indiquent qu'il possède les mêmes dimensions et les mêmes caractéristiques géométriques et structurales que les zones de cisaillement à pendage vers le sud. L'extension latérale et verticale des zones de cisaillement excède communément 500 m et leur épaisseur moyenne est de 3 à 4 m, bien qu'elle atteigne localement plus de 10 m.

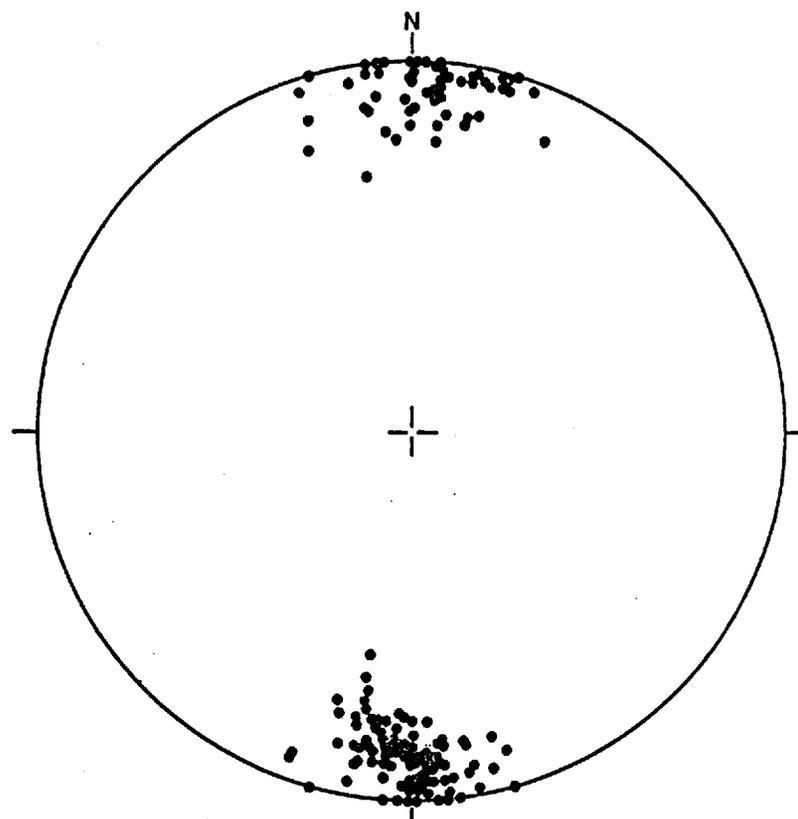
Les roches dans ces zones de cisaillement affichent généralement une très forte foliation. Cette dernière est cependant mieux développée, et la zone foliée plus épaisse dans les roches volcaniques que dans la diorite porphyrique. La foliation dans les zones de cisaillement possède une géométrie particulière qui est constante d'une zone à l'autre. En plan, la foliation est parallèle à la zone de cisaillement, soit est-ouest. Alors que les zones de cisaillement pendent à 70°S, la foliation a un pendage qui leur est oblique et qui varie de abrupt vers le sud à abrupt vers le nord (fig. 3.2). Sous terre, là où l'on a accès à une coupe bien exposée dans des roches volcaniques, on note que la foliation décrit une forme sigmoïdale plus ou moins bien définie à travers la zone de cisaillement (fig. 3.3). Au centre de la zone, où il y a le matériel filonien, le pendage de la foliation fait un angle de moins de 10° avec la zone de cisaillement; ce pendage varie progressivement



Canevas de Schmidt
Hémisphère inférieur

- pôle des veines; n=84
- pôle des veines, système conjugué; n=3

Figure 3.1: Attitude des veines sub-verticales, déterminée à partir de l'orientation des plans de glissement et du matériel lenticulaire. Dans cette figure et dans celles qui suivent, l'attitude moyenne est établie d'après le maximum montré par les courbes de densité déterminées selon la méthode décrite dans Berkman et Ryall (1976, p.193).



Canevas de Schmidt
Hémisphère inférieur

- pôle de la foliation; n=143

Figure 3.2: Attitude de la foliation dans les zones de cisaillement ductile.

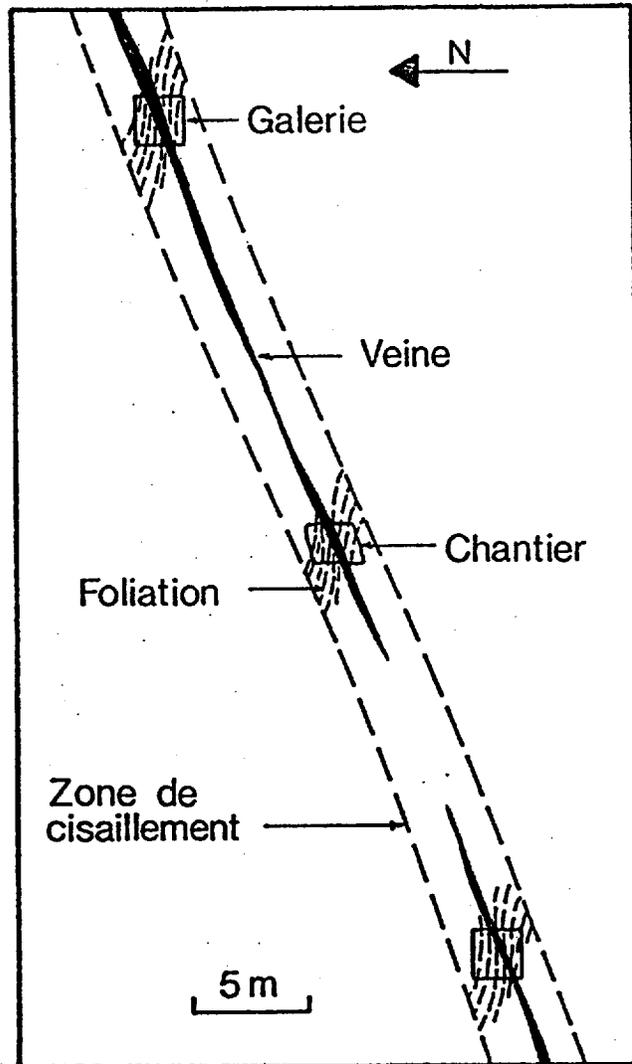


Figure 3.3: Coupe verticale schématique entre deux niveaux de la mine illustrant les relations entre les zones de cisaillement ductile, la foliation associée et les veines sub-verticales.

jusqu'à un angle de 40-45° avec la zone de cisaillement en bordure de celle-ci. D'une façon générale, l'intensité de la foliation augmente vers le centre des zones de cisaillement. Les mêmes relations existent dans les zones de cisaillement qui pendent vers le nord.

Une telle géométrie de la foliation indique que ces zones cisailées sont des zones de "cisaillement ductile" du type décrit par Ramsay et Graham (1970) et Ramsay et Allison (1979). Suivant leur interprétation, cette géométrie indique de plus qu'il y a eu un mouvement vertical inverse le long des deux familles de zones de cisaillement formant un système conjugué. Comme nous le verrons plus loin, il y a dans la partie centrale de ces zones des plans de glissement le long desquels il y a eu des déplacements. Ceci indique un comportement en partie fragile des zones de cisaillement, et il serait donc plus exact d'utiliser le terme de zone de "cisaillement fragile-ductile" (Ramsay, 1980a). Cependant, afin de ne pas alourdir d'avantage le texte, nous utiliserons le terme de zone de cisaillement ductile.

On peut estimer le déplacement minimum le long des zones de cisaillement ductile en utilisant la technique élaborée par Ramsay et Graham (1970). Selon cette méthode, on obtient un mouvement inverse de l'ordre de 15 à 20 m si on considère typique de la mine Sigma une zone de 4 m d'épaisseur dont la foliation fait un angle de 10° avec l'enveloppe de la zone en sa partie centrale. Ce déplacement est un estimé minimum, et il ne représente qu'un ordre de grandeur car il faudrait des mesures plus précises à partir de photographies pour obtenir des déplacements plus exacts.

D'autre part, on observe communément une linéation définie par l'allongement des minéraux dans les plans de foliation des zones de cisaillement. Cette linéation est sub-verticale et elle a une plongée qui varie de 70 à 80°E dans les plans de foliation. Une telle orientation est compatible avec un mouvement vertical le long des zones de cisaillement. Kerrich et Allison (1978) ont observé une linéation similaire dans les zones de cisaillement à Yellowknife.

3.2.2 Matériel filonien

3.2.2.1 Généralités

Les veines sub-verticales forment des lentilles de matériel filonien qui occupent la partie centrale des zones de cisaillement ductile. Ces lentilles peuvent atteindre des dimensions verticales et latérales de 100 à 200 m, et leur épaisseur peut varier de quelques centimètres à plus de 2 m. Il y a généralement plusieurs veines sub-verticales de forme lenticulaire dans une même zone de cisaillement ductile et elles sont séparées les unes des autres par des distances très variables de zones de cisaillement stérile.

Le matériel filonien qui constitue les veines sub-verticales présente une grande variabilité d'aspect, de structure et de texture interne. On reconnaît cependant quatre faciès, ou type de matériel filonien, qui englobent toutes les variations observées: "veinules précoces", "matériel irrégulier", "brèches", et "matériel lenticulaire" (la

figure 3.4 illustre le premier faciès; la figure 3.5 illustre les trois derniers faciès). Chaque veine sub-verticale se compose d'un seul ou d'une combinaison de plusieurs de ces types de matériel filonien. Chacun de ces faciès recoupe la foliation dans les zones de cisaillement et il est donc postérieur au moins à une partie de la déformation qui y a pris place. Nous tentons de préciser les relations entre chacun de ces faciès et le développement de la foliation dans les paragraphes suivants.

À l'exception des veinules précoces, tous les types de matériel filonien sont minéralisés, comme nous le verrons en détail au chapitre 4. Nos observations à la mine suggèrent que le matériel lenticulaire est cependant plus minéralisé que les autres types de matériel filonien.

3.2.2.2 Veinules précoces

Il y a communément des petites veinules de quartz et de carbonate de quelques centimètres d'épaisseur qui accompagnent les veines sub-verticales dans les zones de cisaillement. Ces veinules sont généralement plissottées (fig 3.4) et se distinguent facilement d'un autre groupe de veinules qui les recoupent; ces dernières sont moins déformées que les veinules plissottées et elles sont associées au matériel irrégulier comme nous le verrons plus loin. Bien qu'assez communes, les veinules précoces ne représentent qu'une très faible proportion du volume total de matériel de veine sub-verticale. Néanmoins, elles constituent



Figure 3.4: Coupe verticale dans une zone de cisaillement ductile contenant des veinules précoces plissées. Les axes de plis plongent à 10° W.

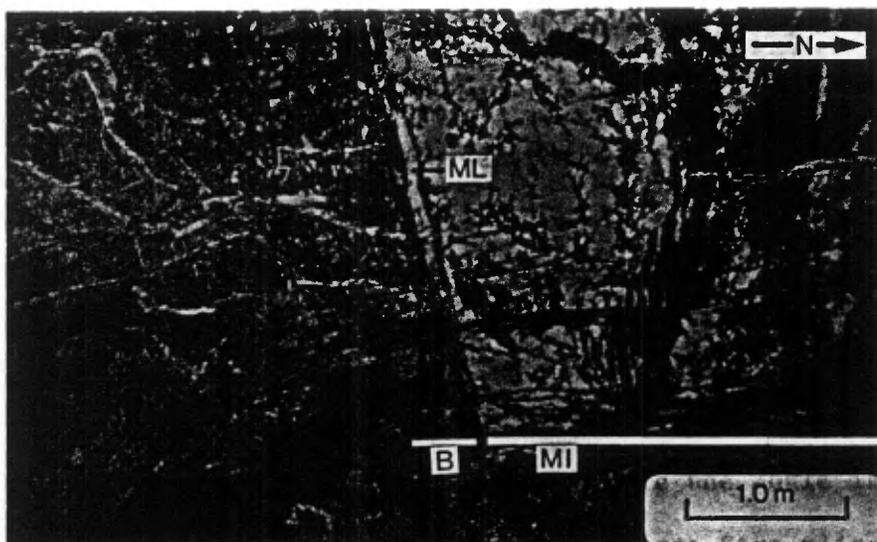
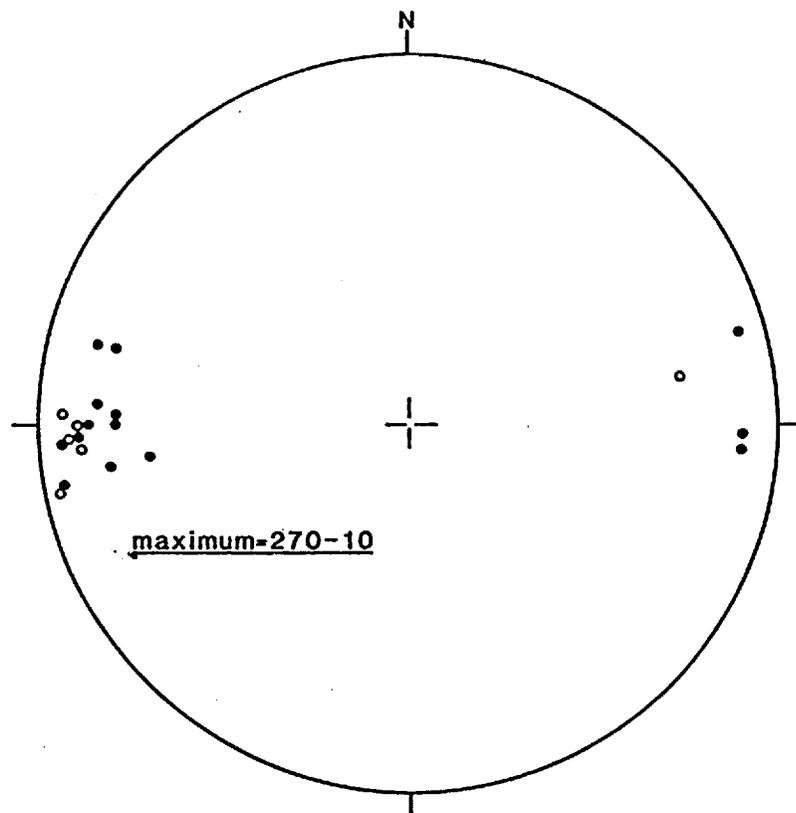


Figure 3.5: Coupe d'une veine sub-verticale composée de brèche (B), de matériel irrégulier (MI) et de matériel lenticulaire (ML) au contact entre des laves mafiques (à droite) et un dyke de porphyre feldspathique (à gauche).

par endroit le seul type de matériel de veine dans les zones de cisaillement.

Les plis qui affectent ces veinules précoces sont très serrés et ne montrent aucune symétrie particulière (fig. 3.4). Là où les flancs des plis deviennent sub-parallèles à la foliation, les veinules sont boudinées. Ces veinules plissottées ont donc subi une partie de la déformation qui a pris place dans les zones de cisaillement ductile, et elles témoignent de l'aplatissement considérable et progressif qui s'y produit. Ces veinules sont les plus déformées qu'on puisse trouver dans les zones de cisaillement ductile. Elles sont de plus recoupées par tous les autres types de matériel de veine. Elles représentent donc la première apparition de matériel filonien dans les zones de cisaillement, d'où leur nom de "veinules précoces".

Le plan axial des plis qui affectent les veinules précoces est généralement parallèle à la foliation. L'axe de ces plis plonge en moyenne à 10° vers l'ouest (fig. 3.6). L'axe Y des boudins plonge également à 10° vers l'ouest (fig. 3.6) et les axes d'étirement et de raccourcissement (X et Z) sont sub-verticaux et sub-horizontaux respectivement. Bien qu'il soit difficile de reconstituer l'attitude initiale des veinules précoces, on peut déduire de l'orientation de l'axe des plis qui les affectent que, selon une coupe est-ouest, la trace de ces veinules avait un pendage de 10° vers l'ouest. Suivant une coupe nord-sud, comme à la figure 3.4, elles devaient faire un angle important avec la foliation, de façon à ce qu'elles puissent être plissées (Ramsay, 1980a, fig. 13). L'enveloppe des plis affectant les veinules



Canevas de Schmidt
Hémisphère inférieur.

- axe Y des boudins; n=14
- axe des plis; n=6

Figure 3.6: Attitude des boudins dans les veinules précoces et dans les veinules du matériel irrégulier, et des axes de plis dans les veinules précoces.

précoces suggère par endroit que ces veinules pouvaient avoir une forme initiale sigmoïdale comme il en existe communément dans les zones de cisaillement ductile (Ramsay et Graham, 1970; Ramsay, 1980a). Une déformation prolongée dans la zone de cisaillement ductile (voir fig. 3.4) aurait pour effet de plisser la veine et obscurcir sa forme sigmoïdale initiale. Il est cependant impossible de déterminer avec certitude si c'est le cas des veinules précoces à la mine Sigma.

Une autre information intéressante qu'on peut tirer de ces veinules précoces est que la déformation qui a donné lieu à la formation de ces veinules (ou des fractures qu'elles occupent) est compatible, sinon la même, avec celle qui a produit les plis et les boudins. Ceci nous est indiqué par le fait que la trace des veinules dans une coupe est-ouest (indiquée par les axes de plis) et l'axe Y des boudins plongent tous deux à 10° vers l'ouest (fig. 3.6).

Ces veinules précoces ne sont pas minéralisées et ont une minéralogie un peu différente des autres types de matériel de veine, comme nous le verrons au chapitre 4. En se basant sur leur minéralogie distincte et l'angle important qu'elles faisaient avec la foliation, on peut suggérer une analogie entre les veinules précoces et les veinules sigmoïdales perpendiculaires à la foliation communes dans les zones de cisaillement ductile (Ramsay et Graham, 1970). Beach (1975) et Kerrich et Allison (1978) ont suggéré que de telles veines sigmoïdales se forment par une remobilisation locale de type "pressure-solution". Nous favorisons la même origine pour les veinules précoces à la mine Sigma.

3.2.2.3 Matériel irrégulier

Le matériel irrégulier se trouve dans à peu près toutes les veines sub-verticales. Il forme en général plus de 50% du volume total de la veine. Ce type de matériel filonien abonde particulièrement là où les zones de cisaillement ductile recoupent les roches volcaniques. Bien que présentant lui-même toute une variété de structures et de textures, le matériel irrégulier se reconnaît aisément des autres types de matériel filonien que nous décrivons plus loin.

On distingue deux sous-faciès intimement liés dans le matériel irrégulier: (1) des veinules sub-parallèles à la foliation; et (2) des amas et imprégnations. Les veinules du premier sous-faciès ont une épaisseur qui varie généralement de 0.5 à 10 cm. En plan, ces veinules sont parallèles à la foliation dans la zone de cisaillement ductile (fig. 3.7). En section verticale, elles peuvent être parallèles à la foliation ou la recouper avec un angle allant jusqu'à plus de 30°. Ces veinules sont en général faiblement boudinées; les boudins ont la même attitude que ceux des veinules précoces (fig. 3.6). Là où elles coupent la foliation avec un angle de 20 à 30°, les veinules associées au matériel irrégulier sont légèrement replissées. Ce plissement est toutefois beaucoup moins intense que celui qui affecte les veinules précoces. Étant plissées et boudinées, les veinules associées au matériel irrégulier ont donc subi et imprimé une partie de la déformation qui a eu lieu dans les zones de cisaillement après la mise en place des veinules précoces. Les boudins des veinules précoces et du matériel irrégulier ont

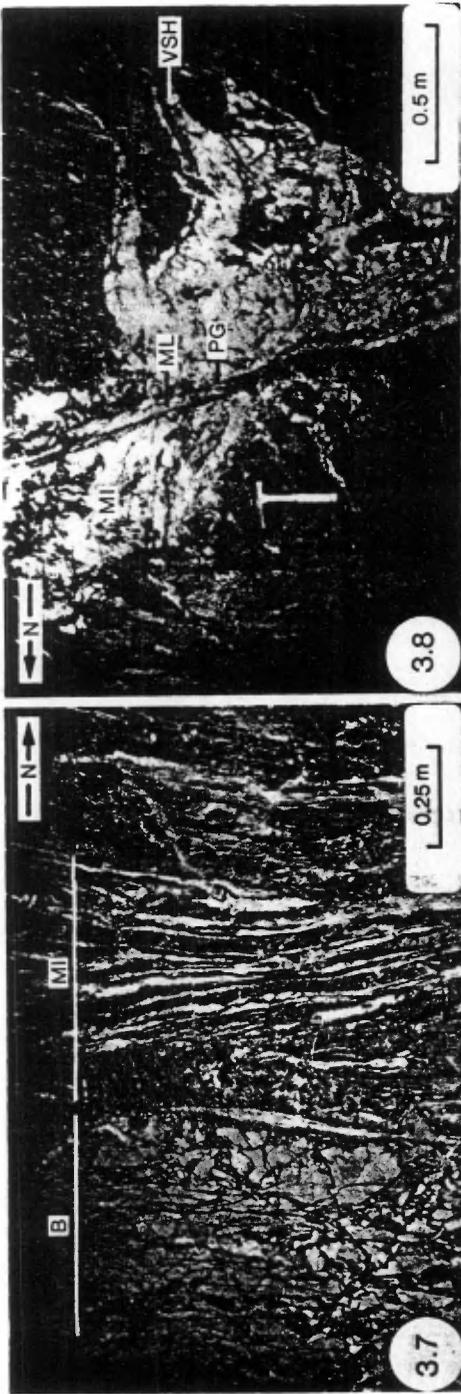


Figure 3.7: Matériel irrégulier (MI) composé de veinules parallèles à la foliation au contact d'une brèche (B), constituée surtout de fractures remplies de tourmaline, dans un dyke de porphyre feldspathique; vue en plan.

Figure 3.8: Coupe d'une veine sub-verticale composée de matériel irrégulier (MI) recoupe par des plans de glissement (PG) et par du matériel lenticulaire (ML). Les apophyses de matériel irrégulier à droite se prolongent en des veines sub-horizontales.

Figure 3.9: Matériel irrégulier, constitué d'amas de quartz contenant des lambeaux d'éponte foliée, au contact d'une brèche (B) composée de plus de 50% de matrice de tourmaline (tm); vue en plan.

Figure 3.10: Coupe d'une veine sub-verticale composée uniquement de brèche dans un dyke de porphyre feldspathique.

la même orientation. Le fait que des veinules de deux générations différentes impriment une déformation identique suggère que la déformation dans les zones de cisaillement ductile est progressive et continue.

Le deuxième sous-faciès de matériel irrégulier consiste en des amas et des imprégnations de quartz dans la partie centrale des zones de cisaillement ductile. En plan, les limites de ces amas ont tendance à suivre la foliation alors qu'en section verticale, ils recoupent communément la foliation (fig. 3.8). Ces amas irréguliers contiennent généralement des fragments d'éponte altérée et foliée. Les fragments prennent la forme de bandes allongées ou de lambeaux effilochés et déchiquetés (fig. 3.9). Leur taille varie de quelques centimètres à près de 0.5 m et leur proportion est également très variable. D'une façon générale, aux endroits où l'épaisseur des amas irréguliers est faible, les fragments d'éponte sont assez gros (30 à 50 cm) et consistent surtout en des bandes allongées parallèlement à la foliation. Là où l'épaisseur de ces amas augmente, les fragments sont de moins en moins abondants, et ils consistent en des lambeaux effilochés et déchiquetés de plus en plus petits (figs. 3.5 et 3.8).

On observe communément un passage graduel entre les deux sous-faciès du matériel irrégulier le long des zones de cisaillement ductile, soit un passage très progressif de veinules (fig. 3.7) à des amas irréguliers (fig. 3.9). Les veinules s'épaississent progressivement, par dépôt répétée de quartz comme nous le verrons au prochain chapitre, et se juxtaposent pour former de petits amas irréguliers. L'accentuation de ce phénomène produit éventuellement des amas irréguliers plus

gros (fig. 3.5) et permet l'incorporation de fragments d'éponte dans ces amas. Les veinules du matériel irrégulier représentent un stade initial de formation, et les amas irréguliers représentent des stades de plus en plus avancés à mesure que la proportion de quartz augmente et que les lambeaux d'éponte deviennent plus petits et plus déchiquetés.

3.2.2.4 Brèches

Aux endroits où les zones de cisaillement ductile recoupent ou longent des roches compétentes (par exemple, la diorite porphyrique et les dykes de porphyre feldspathique), les veines sub-verticales peuvent contenir des brèches qui consistent en des fragments d'éponte baignant dans une matrice de tourmaline. Ces brèches ne constituent qu'une faible proportion du volume total du matériel de veine. On les observe un peu partout dans la mine, mais elles abondent surtout en profondeur où la diorite porphyrique constitue le principal type de roche (fig. 2.2).

Les brèches forment des amas lenticulaires qui ont tendance à se retrouver dans le toit (du côté sud) des veines sub-verticales. Ces lentilles atteignent quelques dizaines de mètres de dimensions latérale et verticale et leur épaisseur excède rarement 3 m. Les brèches s'accompagnent généralement de matériel irrégulier, mais elles peuvent localement constituer le seul type de matériel de veine présent (fig. 3.10). Les contacts de ces brèches avec les épontes et le matériel irrégulier sont généralement graduels (fig. 3.10) mais ils peuvent être

localement très nets (fig. 3.5).

Les brèches se composent de 50 à 90% de fragments anguleux à sub-arrondis d'éponte altérée qui baignent dans une matrice composée presque uniquement de tourmaline (voir section 4.3.2.2) et dont la taille varie de 1 à 30 cm. Les fragments se composent de diorite porphyrique ou de porphyre feldspathique; nous traitons de l'altération de ces fragments au chapitre 5. La proportion fragment-matrice dans les brèches varie considérablement, même à une échelle très locale. A certains endroits, la brèche ne se dessine que par un réseau complexe de fractures emplies de tourmaline (fig. 3.7), alors qu'ailleurs la brèche est constituée de plus de 50% de matrice de tourmaline (fig. 3.5). Il est à noter que les figures 3.5 et 3.7 proviennent de la même veine et qu'elles représentent les deux extrêmes des proportions fragment-matrice observées dans les brèches; ces deux localités ne sont distantes que de 4 m.

Les fragments de brèches sont en général anguleux, mais ils tendent localement à prendre des formes sub-arrondies lorsque la proportion de matrice est de l'ordre de 50% (fig. 3.5). Ces formes sub-arrondies sont causées par un remplacement partiel des fragments par la tourmaline. Nous revenons à la section 4.3.4 sur le mode de formation de ces brèches.

3.2.2.5 Matériel lenticulaire

On observe du matériel lenticulaire dans les veines

sub-verticales un peu partout à travers la mine. Ce matériel constitue près de la moitié du volume total de matériel filonien et il consiste généralement en une juxtaposition de plusieurs petites lentilles régulières de quartz massif parallèles aux zones de cisaillement (fig. 3.11). Localement cependant il peut n'être constitué que d'une seule de ces lentilles (fig. 3.8). Chacune de ces petites lentilles a des dimensions latérales et verticales qui varient de 5 à 25 m, et une épaisseur qui n'excède généralement pas 40 cm. L'épaisseur totale du matériel lenticulaire atteint communément de 2 à 3 m. Les petites lentilles de quartz sont généralement délimitées et séparées les unes des autres par des plans de glissement. Ces lentilles et les plans de glissement ont une attitude moyenne de $090-72^\circ$ (fig. 3.1). Le matériel lenticulaire s'accompagne généralement de matériel irrégulier et plus localement de brèche. Quelques veines verticales ne se composent cependant que de ce type de matériel. Le matériel lenticulaire et les plans de glissement recoupent systématiquement tous les autres types de matériel filonien (fig. 3.8). Ils représentent ainsi le dernier stade d'introduction de matériel filonien dans les veines sub-verticales.

Les plans de glissement sont généralement plaqués d'une mince couche de tourmaline (fig. 3.12). On les observe communément en une série de plans rapprochés plutôt qu'en un seul plan isolé (figs. 3.11 et 3.12). Vus en section verticale, ils sont plutôt rectilignes et ne montrent que de légères irrégularités, alors que vus en plan, ils sont généralement ondulés et ramifiés.

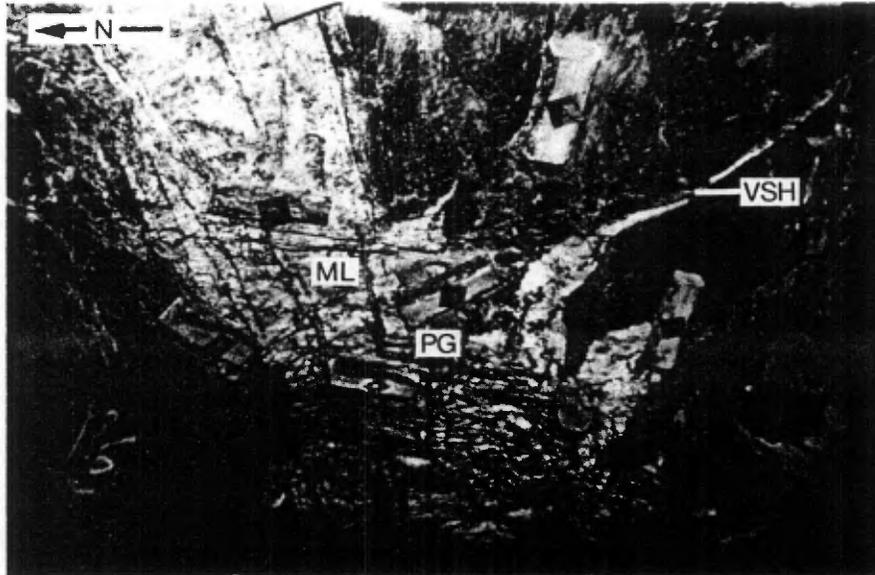


Figure 3.11: Vue en perspective d'une veine sub-verticale composée de matériel lenticulaire (ML) constitué de plusieurs lentilles de quartz, séparées les unes des autres par des plans de glissement (PG) plaqués de tourmaline. Certaines de ces lentilles se prolongent en des veines sub-horizontales (VSH). Les blocs de bois mesurent 50 cm de long.

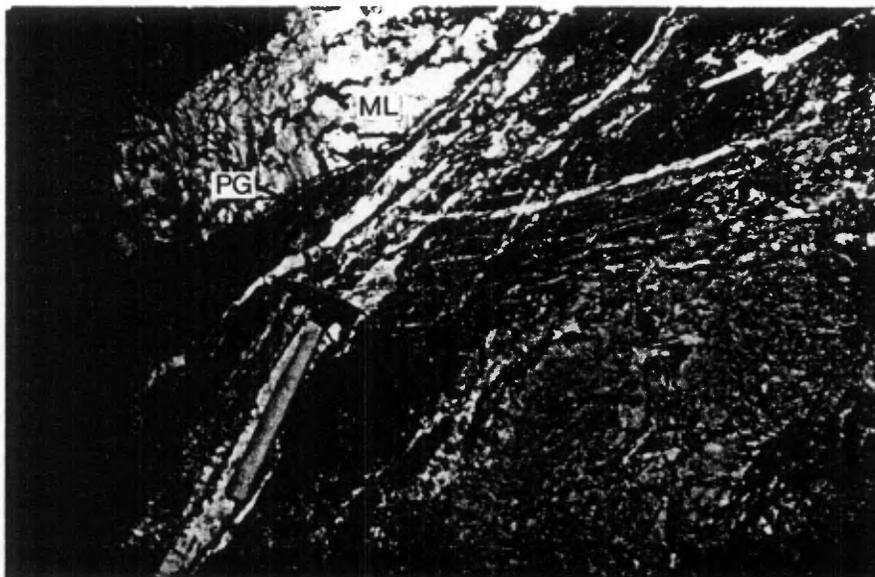
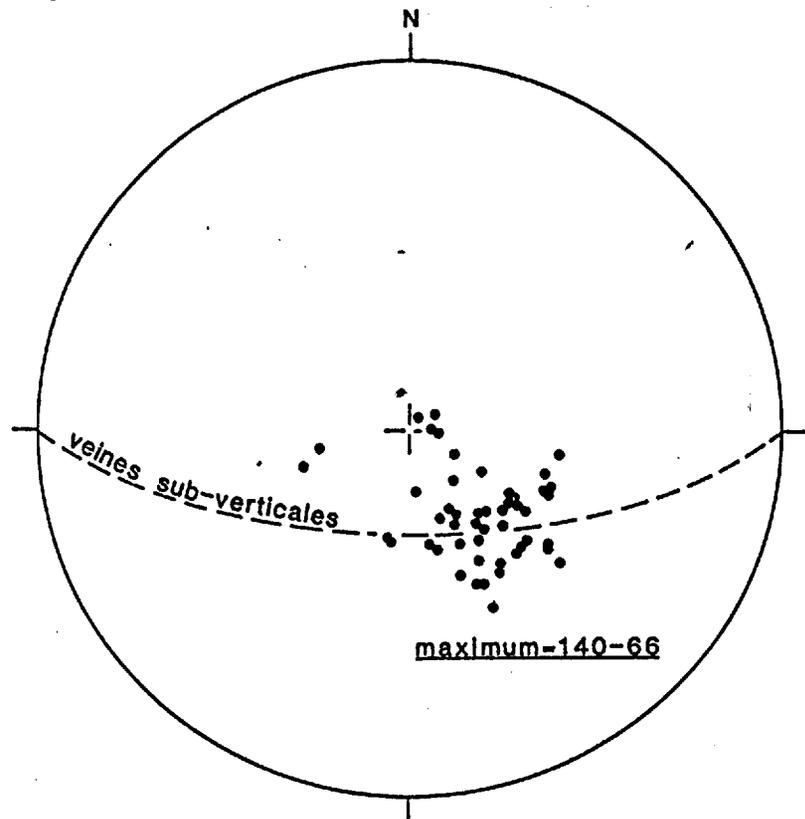


Figure 3.12: Vue oblique (vers l'ouest) de lentilles de quartz du matériel lenticulaire (ML) séparées par des plans de glissement (PG) contenant des stries sub-verticales.

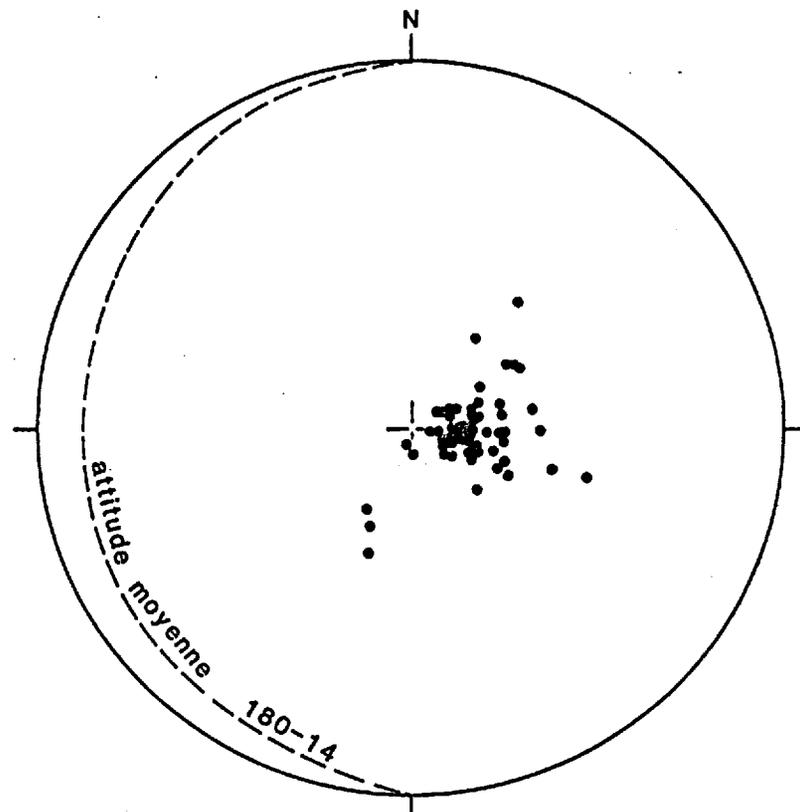
Ces plans de glissement sont en fait des plans de rupture sur la surface desquels il y a des stries de glissement sub-verticales bien développées (fig. 3.12). À un endroit donné, on n'observe qu'une seule famille de stries dans un même plan de glissement. L'attitude de ces stries est constante dans un même chantier ou dans une même galerie souterraine, et elle varie très peu d'un endroit à l'autre. Ces stries ont une plongée moyenne de $80^{\circ}E$ dans le plan de la veine (fig. 3.13). Elles définissent une linéation identique à la linéation des minéraux dans les plans de foliation des zones de cisaillement ductile (voir section 3.2.1). La présence de ces stries sur les plans de glissement indique clairement qu'il y a eu mouvement vertical lors du développement du matériel lenticulaire dans les veines verticales. Rappelons qu'il y a également eu mouvement vertical lors de la formation des zones de cisaillement ductile. Ces deux mouvements verticaux ont eu lieu à des moments différents; le fait que les linéations qui leur sont associées aient la même attitude suggère que ces deux mouvements se sont produits en réponse à la même déformation. À l'instar du mouvement progressif accompagnant la formation des zones de cisaillement, le mouvement vertical accompagnant la formation du matériel lenticulaire est répétitif tel qu'indiqué par la présence de plusieurs petites lentilles de quartz et de plans de glissement dans une même veine sub-verticale (fig. 3.11).

Nous ne disposons pas de beaucoup d'observations fiables sur la direction du mouvement qui a pris place le long des plans de glissement. Le déplacement de veines sub-horizontales par les plans de glissement en constitue la meilleure évidence. Dans presque tous les cas



Canevas de Schmidt
Hémisphère Inférieur

• plongée des stries; n=49



Canevas de Schmidt
Hémisphère Inférieur

• pôle des veines; n=61

Figure 3.13: Attitude des stries dans les plans de glissement du matériel lenticulaire des veines sub-verticales.

Figure 3.14: Attitude des veines sub-horizontales.

observés, le mouvement vertical est inverse et de l'ordre de 1 à 2 m.

Il y a par contre quelques cas non équivoques où ce mouvement est normal. La forme des stries de glissements suggère des mouvements inverses et normaux, bien que les mouvements inverses soient plus communs.

D'autre part, lorsqu'on examine certaines petites lentilles de quartz en section verticale, elles ont localement une forme cymoïdale (McKinstry, 1948). Un mouvement vertical le long d'un plan de glissement qui présente une légère irrégularité ou ondulation peut produire une ouverture de forme cymoïdale. On peut alors utiliser la forme asymétrique d'un tel cymoïde pour déterminer la direction du mouvement. Cette méthode, bien que peu fiable, a également indiqué quelques mouvements verticaux et normaux le long des plans de glissement. Nos observations indiquent donc que dans l'ensemble, le mouvement vertical qui a eu lieu le long des plans de glissement est un mouvement inverse. Un tel mouvement est compatible avec celui observé le long des zones de cisaillement ductile (voir section 3.2.1). Les indications de mouvement normal le long de certains plans de glissements présentent une contradiction que nous tentons d'expliquer au chapitre 7.

3.3 Veines sub-horizontales

Les veines sub-horizontales forment des corps tabulaires de grande superficie, d'orientation généralement nord-sud, qui pendent de 0 à 40° vers l'ouest. Leur attitude moyenne est de 180-10° (fig. 3.14). Leur épaisseur varie de 1 cm à plus de 1 m et fait en moyenne 20 cm.

Ces veines dessinent en plan des genres d'ellipses allongées d'est en ouest dont les axes nord-sud et est-ouest atteignent plus de 75 m et 300 m respectivement. Par ailleurs, les veines sub-horizontales consistent localement en une série de lentilles sub-horizontales très rapprochées, disposées en échelon. L'espacement vertical entre ces lentilles individuelles n'excède pas 1 m. Ces dernières sont reliées en leurs extrémités par de petites fractures remplies de tourmaline. Dans la diorite porphyrique, les veines sub-horizontales sont très régulières. Aux endroits où elles recoupent des dykes de porphyre feldspathique, elles se divisent communément en plusieurs petites veines irrégulières. Dans les roches volcaniques, les parois des veines ont tendance à être plus irrégulières que dans la diorite porphyrique.

Dans la masse irrégulière de diorite porphyrique qui se trouve dans la partie centrale de la mine (fig. 2.1), de même que dans les roches volcaniques avoisinantes, il y a un réseau de fractures orientées nord-sud et de pendage moyen de 10° W. Ce réseau est mieux développé dans la diorite porphyrique que dans les roches volcaniques. La densité de fracture semble très variable, ce qui peut être une fonction de l'exposition de roche offerte par les travaux souterrains. Là où le réseau est bien développé, l'espacement entre les fractures est de l'ordre du mètre. Les veines sub-horizontales occupent une partie de ces fractures. Leur distribution étant contrôlée par ce réseau de fractures, ces veines sont confinées à la partie centrale de la mine. D'autre part, même si on retrouve des veines sub-horizontales jusqu'au fond de la mine, leur épaisseur et leur superficie diminuent considérablement à

des profondeurs supérieures à environ 1200 m.

Le long d'une coupe est-ouest, les veines sub-horizontales se terminent de part et d'autre en s'amincissant progressivement. On observe communément une fracture qui s'étend sur 1 ou 2 m dans le prolongement de la veine. Selon une coupe nord-sud, ces veines se terminent généralement d'un côté ou l'autre à leur intersection avec une veine sub-verticale ou une zone de cisaillement ductile (fig. 2.2). De l'autre côté, elles s'amincissent progressivement. Certaines veines se terminent aussi à leur intersection avec les zones de cisaillement du nord ou du sud (fig. 2.2).

Certaines veines sub-horizontales ont une texture interne rubannée, ce qui indique une ouverture répétée des fractures qu'elles occupent (fig. 3.15). D'autres veines ne montrent qu'une seule phase d'ouverture (fig. 3.16). On peut déterminer le vecteur d'ouverture de ces veines de plusieurs façons: (1) par le déplacement de veinules et de contacts géologiques; (2) par la complémentarité d'irrégularités dans les parois opposées; et (3) par l'allongement des masses fibreuses de tourmaline (fig. 3.16). Dans un plan est-ouest, le vecteur d'ouverture plonge en moyenne à 80°E et varie de 60°E à 80°W . Dans une coupe nord-sud, il plonge en moyenne à 80°S et varie de 60°N à 40°S . Le vecteur d'ouverture moyen est donc à peu près perpendiculaire aux veines sub-horizontales; on peut considérer ces dernières comme étant des veines de tension. Il est également important de noter que, dans une coupe est-ouest, le vecteur d'ouverture des veines sub-horizontales coïncide à peu près avec les stries de glissement dans les veines sub-verticales.

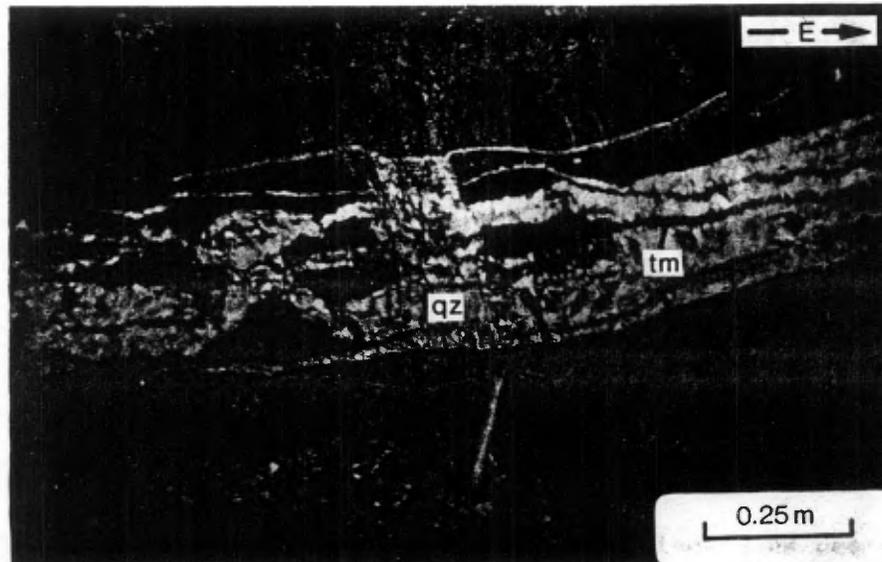


Figure 3.15: Coupe d'une veine sub-horizontale, composée surtout de quartz (qz) et de tourmaline (tm), montrant des évidences d'ouvertures multiples. Le vecteur d'ouverture de la veine plonge à 80° E.

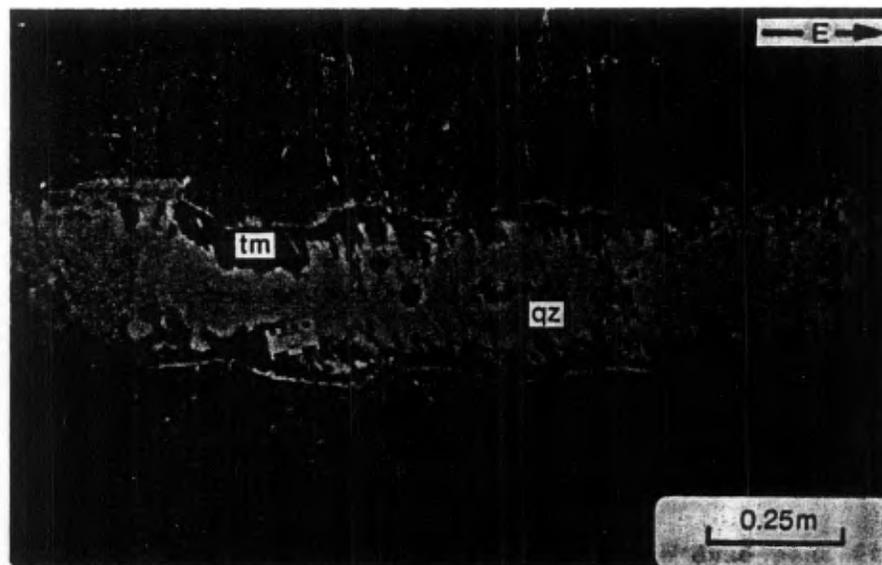


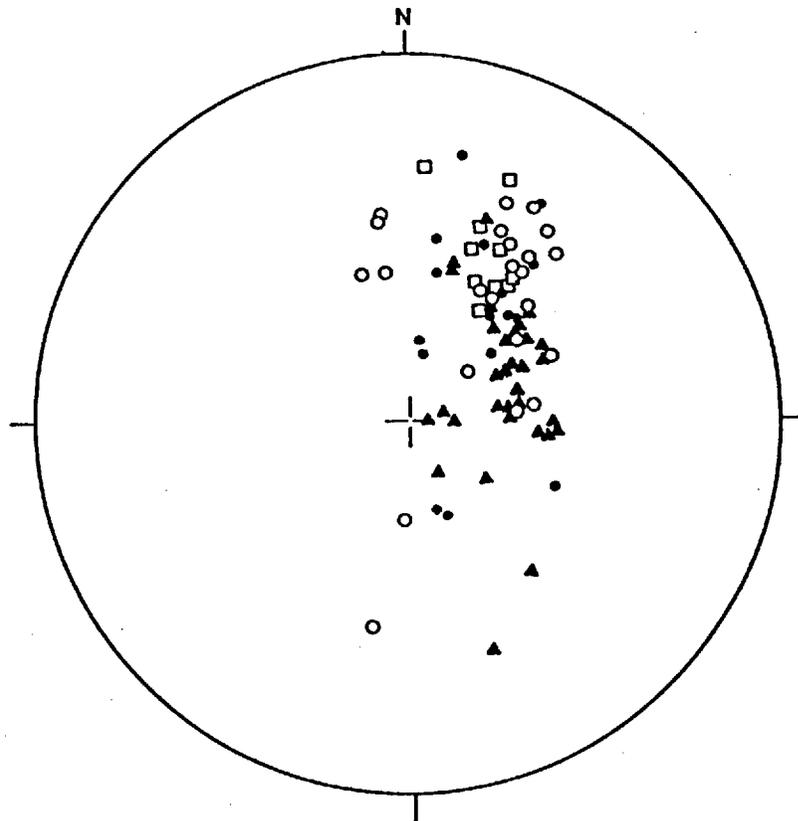
Figure 3.16: Coupe d'une veine sub-horizontale, composée de quartz (qz) et de tourmaline (tm), montrant une seule étape d'ouverture.

3.4 Filonnets de dyke

Les filonnets de dyke présentent les mêmes textures et structures internes que les veines sub-horizontales. Leur occurrence est restreinte aux dykes de porphyre feldspathique. Les filonnets y occupent un réseau de fractures orientées à peu près perpendiculairement aux murs des dykes. Leur pendage moyen est de $35^{\circ}W$. Les attitudes des filonnets de dykes sont très variables (fig. 3.17) et font en moyenne $310-35^{\circ}$. Lorsqu'on examine l'attitude de ces veines dans des segments de dyke d'orientation légèrement différente, on constate que leur attitude est beaucoup moins variable. Il semble donc que l'attitude de ces filonnets soit au moins en partie contrôlée par l'orientation de la portion de dyke où ils se trouvent.

Dans les dykes, les filonnets sont disposés en échelons dont l'enveloppe plonge abruptement vers l'ouest. Les filonnets de dyke ont une épaisseur qui varie de 1 cm à 1 m et qui fait en moyenne 15 cm. Leur extension est-ouest est de l'ordre de quelques dizaines de mètres. Leur extension nord-sud se limite à l'épaisseur des dykes car les filonnets se terminent abruptement à l'extérieur des dykes. Tous les dykes contiennent des filonnets, mais pas nécessairement en quantité suffisante pour constituer du minerai.

Le vecteur d'ouverture des filonnets de dyke peut être déterminé de la même manière que pour les veines sub-horizontales. Nos observations indiquent que malgré leur pendage moyen de $35^{\circ}W$, les filonnets se sont ouverts à peu près verticalement. Suivant une section est-



Canevas de Schmidt
Hémisphère inférieur
pôle des veines

- | | |
|-----------------------|-----------------------|
| □ galerie 1303E; n=10 | ○ galerie 2009E; n=23 |
| ● galerie 2182W; n=16 | ▲ galerie 2209E; n=33 |

Figure 3.17: Attitude des filonnets de dyke dans quatre segments de dyke d'attitude légèrement différente.

ouest, ce vecteur est généralement vertical ou plonge abruptement vers l'est. Selon une section nord-sud, en dépit de grandes variations, il plonge en moyenne abruptement vers le sud. Ainsi, d'une façon globale, le vecteur d'ouverture des filonets de dyke est à peu près identique à celui des veines sub-horizontales. On peut également considérer les filonets de dyke comme des veines de tension, même si leur ouverture ne s'est pas produite tout à fait perpendiculairement à la fracture qu'ils occupent.

Les filonets de dyke affichent d'autre part des plis d'entraînement le long des parois de quelques dykes. Ces plis d'entraînement indiquent qu'il y a eu mouvement le long des parois de quelques dykes après la mise en place des filonets. Dans tous les cas que nous avons observés, il s'agit d'un mouvement vertical inverse.

3.5 Relations entre les divers types de veines

3.5.1 Généralités

Les divers systèmes de veines se sont mis en place dans le même intervalle de temps (voir section 2.3), soit après le métamorphisme imposé aux dykes de porphyre feldspathique et avant l'intrusion des dykes de diabase (tableau 2.1). Il apparaît cependant important de préciser si ces trois systèmes de veines se sont développés simultanément ou à des moments différents durant cet intervalle de temps. Nous avons mentionné à la section 3.2.2 qu'il existe des relations chronologiques

précises entre les divers types de matériel de veine sub-verticale. Il s'agit donc ici de préciser quand se sont mises en place les veines sub-horizontales et les filonnets de dyke par rapport à l'introduction des divers types de matériel filonien dans les zones de cisaillement ductile. Précisons d'abord qu'à cause de leur attitude semblable et de leurs structures internes identiques, nous considérons que les veines sub-horizontales et les filonnets de dyke se sont formés sous tension en réponse aux mêmes mécanismes structuraux.

3.5.2 Relations veines sub-verticales-veines sub-horizontales

Les veines sub-horizontales affichent une forte association spatiale avec les veines sub-verticales et s'étendent généralement d'un côté et de l'autre de ces dernières (fig. 2.2). Lorsqu'on examine les intersections de ces deux types de veines, on peut communément tracer le matériel filonien, en particulier le quartz, d'un type de veine à un autre sans aucune discontinuité apparente. Dans la majorité de ces cas, les veines sub-horizontales sont ainsi en continuité avec le matériel lenticulaire des veines sub-verticales. Elles recoupent alors tout matériel irrégulier et brèche qui sont présents. Dans d'autre cas, les veines sub-horizontales constituent le prolongement d'apophyses de matériel irrégulier de la veine sub-verticale (fig. 3.8). De telles relations indiquent que ces deux types de veines sont contemporains et que les veines sub-horizontales se forment à divers stades de développement des veines sub-verticales.

Cependant, il existe aussi des relations de recoupement entre ces deux types de veine. Des veines sub-horizontales recoupent communément les veines sub-verticales et on observe localement la relation inverse. Ces relations s'expliquent par le fait qu'un système "veine sub-verticale et veines sub-horizontales associées" peut se former un peu avant ou un peu après un autre système, et que les veines sub-horizontales de l'un recoupent la veine sub-verticale de l'autre, ou vice versa. Il y a même des veines sub-horizontales qui coupent le matériel irrégulier d'une veine sub-verticale et qui sont par la suite déplacées par du mouvement inverse ou normal le long de plans de glissement (figs. 3.18 et 3.19). De plus, à un endroit, le vecteur d'ouverture de la veine sub-horizontale défini par l'allongement des masses de tourmaline est sub-parallèle aux stries dans les plans de glissement de la veine sub-verticale (fig. 3.19). Des recoupements aussi complexes suggèrent un lien étroit entre les formations de ces deux types de veines et suggèrent donc une certaine contemporanéité.

Il y a par ailleurs d'autres veines sub-horizontales qui ne sont associées à aucune veine sub-verticale. Ces veines montrent plutôt une association spatiale avec les zones de cisaillement du nord et du sud (fig. 2.2). Ces zones de cisaillement semblent dans ce cas avoir servi de conduit pour les fluides minéralisateurs plutôt que les veines sub-verticales et les zones de cisaillement ductile.



Figure 3.18: Coupe d'une veine sub-verticale, constituée de matériel irrégulier (MI), recoupée par une veine sub-horizontale (VSH). Cette dernière a par la suite été déplacée par du mouvement vertical inverse le long d'un plan de glissement (PG).

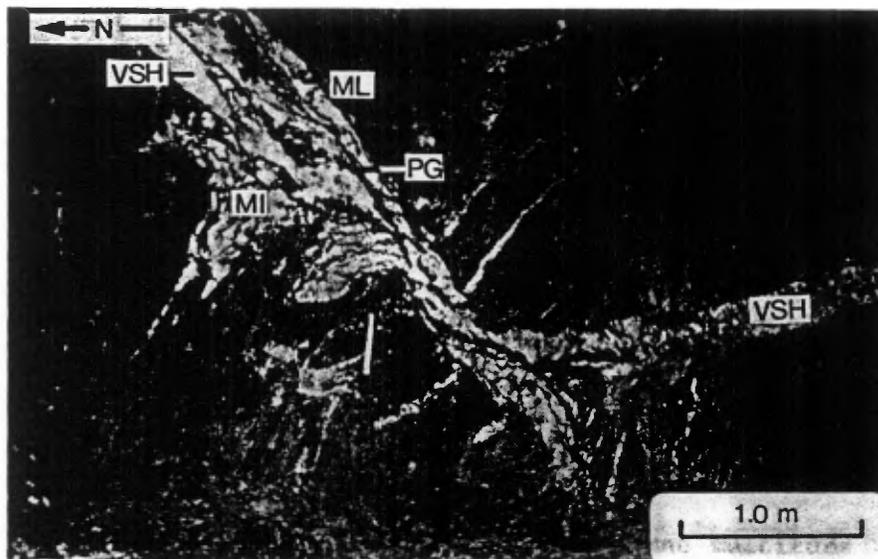


Figure 3.19: Coupe d'une veine sub-verticale, composée de matériel irrégulier (MI) et de matériel lenticulaire (ML), recoupée par une veine sub-horizontale (VSH). Cette dernière a été déplacée par du mouvement vertical normal le long d'un plan de glissement (PG).

3.5.3 Relations veines sub-verticales-filonnets de dyke

Aux endroits où les veines sub-verticales longent ou coupent des dykes de porphyre feldspathique, les filonnets de dyke se relient au matériel irrégulier et au matériel lenticulaire des veines sub-verticales de la même manière que les veines sub-horizontales. À certains endroits, les filonnets constituent le prolongement de fractures emplies de tourmaline dans les brèches du type présenté à la figure 3.7. Ainsi, les filonnets de dyke peuvent se former à différents stades du développement des veines verticales, tout comme les veines sub-horizontales.

Dans le cas général, il n'est cependant pas possible de préciser de telles relations. En effet, il n'y a pas de zone de cisaillement ductile ou de veine sub-verticale à proximité de la majorité des dykes de porphyre feldspathique. Ce phénomène est particulièrement évident à l'extrémité ouest de la mine (fig. 2.3).

3.6 Discussion

Nous avons mentionné à la section précédente que la majorité des veines sub-horizontales et filonnets de dyke ("veines de tension") sont spatialement associées et reliées à des veines sub-verticales. Une telle association de veines définit ce que nous appelons ici un système "veine sub-verticale-veines de tension". Il y a une multitude de tels systèmes à la mine Sigma. Tous ces systèmes ne se sont pas développés simultanément comme en témoignent les relations de recoupement décrites

à la section 3.5.2. Nous avons précisé par ailleurs qu'il existe des relations chronologiques bien précises entre la formation des zones de cisaillement ductile, la formation des divers types de matériel filonien des veines sub-verticales, et la formation des veines de tension. Ces relations chronologiques sont cohérentes pour chacun de ces systèmes "veine sub-verticale-veines de tension".

La figure 3.20 démontre la séquence des événements qui ont eu lieu lors de la formation d'un de ces systèmes. Les zones de cisaillement ductile se forment en premier lieu par du mouvement vertical inverse. A un certain moment pendant la formation des zones de cisaillement s'introduisent les veinules précoces. Elles sont ensuite plissées et boudinées avant d'être recoupées par le matériel irrégulier qui s'introduit dans le centre des zones de cisaillement. Les plans de glissement et le matériel lenticulaire se forment par la suite. Ils s'accompagnent généralement d'un mouvement sub-vertical inverse et localement d'un mouvement normal. Ces plans de glissement représentent la dernière étape que nous ayons reconnue dans le développement des systèmes "veine sub-verticale-veines de tension". Les veines de tension se forment plutôt vers la fin du développement d'un tel système, étant associées au matériel irrégulier et plus communément au matériel lenticulaire des veines sub-verticales.

La formation de zones de cisaillement ductile accompagnée de mouvement sub-vertical inverse suggère un régime de déformation en compression dans les premiers stades de développement des systèmes "veine sub-verticale-veines de tension". Le mouvement dominant inverse

Déformation

Zone de cisaillement ductile

Veine sub-verticale

veinule précoce

brèche

matériel irrégulier

matériel lenticulaire

Veine sub-horizontale

Filonnet de dyke

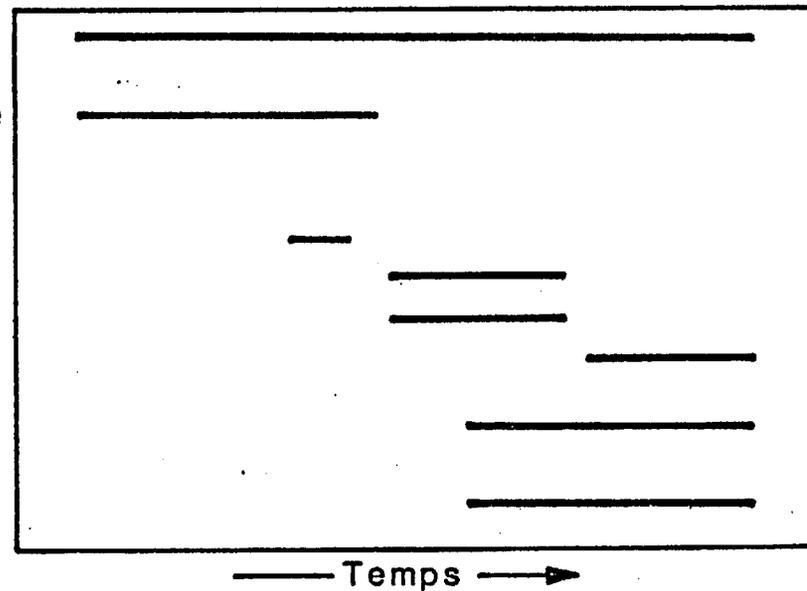


Figure 3.20: Diagramme illustrant la séquence de formation des zones de cisaillement ductile et des trois types de veines à la mine Sigma.

le long des plans de glissement à la fin de la formation de ces systèmes indique également un régime en compression. Les indications de mouvement normal sont toutefois incompatibles avec ce régime en compression (voir chapitre 7).

Par ailleurs, les veinules précoces et les veinules associées au matériel irrégulier ont imprimé la déformation dans les zones de cisaillement ductile à deux moments différents. Etant plus jeunes, les veinules associées au matériel irrégulier sont moins déformées que les veinules précoces. Le fait que les boudins qui affectent ces deux générations de veinules aient la même orientation (voir section 3.2.2) indique que la déformation dans les zones de cisaillement était continue et qu'elle était la même à ces deux moments précis. L'attitude présumée des veinules précoces suggère de plus qu'elles se sont formées en réponse à cette même déformation. D'autre part, la linéation de minéraux dans les plans de foliation des zones de cisaillement a à peu près la même orientation que celle des stries dans les plans de glissement. Ces deux éléments structuraux se sont formés à des étapes opposées du développement des systèmes "veine sub-verticale-veines de tension" (fig. 3.20) et ils sont compatibles avec la même déformation.

Ainsi, chaque événement qui représente une étape précise du développement des zones de cisaillement ductile et des veines sub-verticales imprime la même déformation. La cohérence de tous ces éléments structuraux implique que les zones de cisaillement et les veines sub-verticales se sont formées suivant un processus continu en réponse à une déformation progressive.

D'autre part, les veines de tension se forment après une partie de cette déformation (fig. 3.20). On note également une grande cohérence entre l'orientation des veines sub-horizontales et l'orientation des boudins des veinules du matériel irrégulier, de même qu'entre l'orientation du vecteur d'ouverture de ces veines et l'orientation des stries de glissement du matériel lenticulaire. Cette cohérence indique que le développement des veines de tension s'intègre à la même déformation progressive que les zones de cisaillement ductile et les veines sub-verticales (l'état de cette déformation progressive est discuté au chapitre 7).

3.7 Résumé

Les veines sub-verticales occupent la partie centrale de zones de cisaillement ductile le long desquelles il y a eu mouvement sub-vertical inverse. Ces veines se sont formées par l'introduction successive de veinules précoces, de matériel irrégulier et de brèche, et de matériel lenticulaire accompagné de plans de glissement avec mouvement vertical inverse. Les veines sub-horizontales et les filonnets de dyke consistent en des veines de tension qui se sont formées de la même façon. Ces veines de tension sont contemporaines aux veines sub-verticales et elles sont associées au matériel lenticulaire, au matériel irrégulier et aux brèches. Les zones de cisaillement ductile, les veines sub-verticales et les veines de tension se sont formées suivant un processus dynamique et continu en réponse à une déformation progressive qui s'est vraisemblablement produite sous un régime en compression.

CHAPITRE IV

MINÉRALOGIE ET PARAGÉNÈSE DES VEINES

4.1 Introduction

Ce chapitre complète le chapitre précédent, en ce sens que d'une observation mégascopique des veines, nous passons maintenant à une observation méso- à microscopique. Nous examinons ici la minéralogie des divers types de veine avec une emphase sur leurs structures et leurs textures internes afin d'en préciser la séquence de déposition des minéraux et leur mode de croissance et de formation.

Les deux types de veines de tension, soit les veines sub-horizontales et les filonnets de dyke, présentent les mêmes textures et structures internes et la même minéralogie: nous ne faisons donc aucune distinction entre ces deux types de veine dans les pages qui suivent. Par ailleurs, nous portons plus d'attention aux textures internes des veines de tension parce qu'elles sont beaucoup moins complexes que celles des veines sub-verticales. Ces textures permettent également de comprendre les textures observées dans les divers types de matériel filonien des veines sub-verticales.

Cette étude minéralogique et paragénetique s'appuie sur l'examen visuel de plus de 170 échantillons et sur l'examen microscopique de 111 lames minces polies et de 32 sections polies. Nous avons effectué des tests de coloration des carbonates sur de nombreux

échantillons et nous avons confirmé l'identification de plusieurs minéraux par des clichés Debye-Scherrer. Nous avons également précisé la composition de plusieurs minéraux (carbonates, tourmaline, phyllosilicates, or et tellurures) par des analyses à la microsonde électronique. Les détails de la méthode utilisée sont donnés à l'annexe I, de même que la composition des minéraux analysés.

Nous avons établi au tableau 4.1 la liste des minéraux identifiés dans les veines à la mine Sigma, avec un estimé de l'abondance relative de ces minéraux. Par ordre d'abondance décroissante, ces minéraux sont les suivants: quartz, tourmaline, calcite, pyrite, pyrrhotite, chlorite, biotite, mica blanc, ferro-dolomite, scheelite, chalcopryrite, apatite, or, tellurobismuthite, petzite, calavérite, frobergite, plagioclase, rutile, ilménite, sphène, sphalérite, galène, épidote et molybdénite. Le lecteur doit noter que cette liste n'est pas nécessairement complète. En effet, ce travail ne constituant pas une étude essentiellement minéralogique, il est possible que notre échantillonnage ne nous ait pas permis d'observer certains minéraux très peu abondants ou de distribution erratique.

4.2 Veines de tension

4.2.1 Structures et textures internes

Avant de décrire en détail la minéralogie des veines de tension, il nous semble préférable d'en examiner les textures et

Tableau 4.1: Minéralogie des veines de tension et des veines sub-verticales.

minéral	symbole	veines de tension	veines sub-verticales			
			veinule précoce	brèche	matériel irrégulier	matériel lenticulaire
apatite	ap	○	-	○	○	x
biotite ¹	bi	●	-	-	○	-
calavérite	cv	●	-	-	-	●
calcite	ca	●	●	○	●	○
chalcopyrite ²	cp	●	-	-	●	x
chlorite	ch	○	●	●	○	●
ferro-dolomite	dol	x	●	-	○	x
épidote	ep	x	-	-	-	-
frohbergite	fr	●	-	-	x	●
galène	ga	x	-	-	-	-
ilménite	il	●	-	-	x	-
mica blanc	mi	○	●	x	○	●
molybdénite	mo	x	-	-	-	-
or	Au	●	-	-	●	●
petzite	pz	●	-	-	x	●
plagioclase	pg	●	○	-	x	x
pyrite	py	●	-	●	●	○
pyrrhotite ²	po	○	-	-	○	x
quartz	qz	●	●	○	●	●
rutile	ru	●	-	-	x	-
scheelite	sh	○	-	-	●	●
sphalérite	sl	x	-	-	x	-
sphène	ti	x	-	-	-	-
tellurobismuthite	tb	●	-	-	x	●
tourmaline	tm	●	-	●	●	●

- abondant (>10%)
- modérément abondant (1-10%)
- peu abondant, commun (<1%)
- en trace, commun
- x rare

- 1- quasi-exclusivement en profondeur
- 2- abondant en profondeur

structures internes. Comme nous l'avons souligné à la section 3.3, certaines veines de tension présentent une seule étape d'ouverture de la fracture qu'elles occupent (fig. 3.16), alors que d'autres affichent plusieurs épisodes d'ouverture et de déposition de minéraux (fig. 3.15). Les veines qui se forment par un seul épisode d'ouverture et de déposition ont généralement une épaisseur inférieure à 5 cm, mais qui peut atteindre 30 cm. Les veines plus épaisses affichent pour la plupart plusieurs épisodes d'ouverture et de déposition de minéraux, lesquels produisent une série de bandes de minéraux parallèles à la veine, d'une épaisseur qui varie de 1 à 10 cm. Chacune de ces bandes représente une étape de déposition et la proportion des divers minéraux peut varier d'une bande à l'autre. La réouverture d'une veine peut se produire à l'intérieur de la veine ou le long d'une de ses deux parois. Localement, la réouverture se produit même dans l'éponte, près de la paroi, ce qui incorpore alors à la veine un mince ruban d'éponte.

Tous les épisodes d'ouverture et de déposition d'une veine de tension présentent la même variété de textures internes et les mêmes types de relations paragénétiques. Ils se forment donc de façon similaire, mais à des moments différents. Dans les sections qui suivent, nous considérons la minéralogie et la paragénèse d'une bande de minéraux produite par une seule de ces phases d'ouverture et de déposition de minéraux malgré le fait que certaines veines sont constituées de plusieurs de ces bandes et même si la proportion des minéraux peut varier d'une bande à l'autre.

On reconnaît deux principales textures définies par

l'agencement des minéraux dans la bande produite par une phase d'ouverture et de déposition. Dans la majorité des veines, on observe des cristaux de divers minéraux, de taille variée, isolés ou disposés en rosettes, qui s'attachent aux parois de la veine ou de la bande en question. Ces cristaux baignent dans des proportions variables de quartz et de tourmaline (fig. 4.1). Une variante de cette texture consiste en des masses d'aiguilles de tourmaline allongées à peu près perpendiculairement aux parois (fig. 3.16). Nous revenons à la section 4.2.4 sur les implications d'une telle texture concernant le mode de formation des veines de tension.

Dans les veines à ouverture multiple, on observe localement une seconde texture dans les bandes de minéraux qui sont juxtaposées à l'une ou l'autre des parois de la veine. Cette texture consiste en de minces rubans d'éponte, légèrement ondulés, parallèles entre eux et à la paroi de la veine, et séparés les uns des autres par une bande de quartz (fig. 4.2). L'épaisseur de ces rubans varie de 0.5 mm à 1 cm. Une telle texture indique de multiples réouvertures de la veine qui se produisent dans l'éponte, très près de la paroi, de telle sorte qu'à chaque réouverture il y a un mince ruban d'éponte qui s'incorpore à la veine. Nous y revenons à la section 4.2.4.

4.2.2 Minéralogie

Même si les veines de tension se composent de plus d'une vingtaine de minéraux (tableau 4.1), le quartz, la tourmaline, les

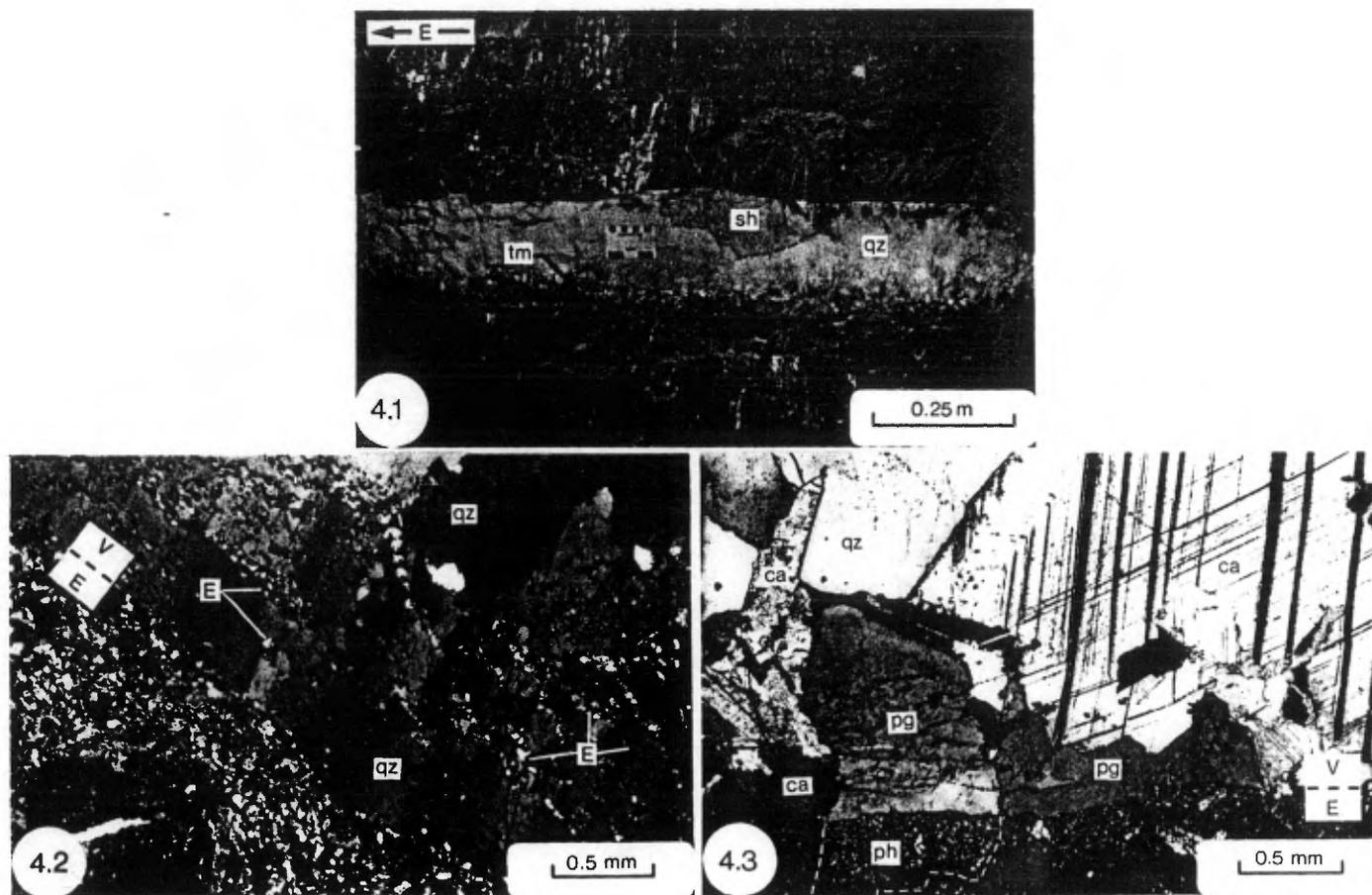


Figure 4.1: Coupe d'une veine sub-horizontale affichant une seule étape d'ouverture. Des aiguilles de tourmaline (tm) et un gros cristal de scheelite (sh) sont fixés aux parois et sont entourés de quartz (qz).

Figure 4.2: Mince rubans d'éponte (E) incorporés dans une veine sub-horizontale (V), composée surtout de quartz (qz), suite à de multiples réouvertures le long de l'interface veine-éponte; lumière transmise, polarisée et analysée.

Figure 4.3: Cristaux de plagioclase (pg) fixés à la paroi d'une veine sub-horizontale et entourés de cristaux de calcite (ca), eux-mêmes entourés de quartz (qz). Un des cristaux de plagioclase s'est développé en surcroissance sur un phénocrystal de plagioclase (ph) de l'éponte (E) recoupé par la veine; lumière transmise, polarisée et analysée.

carbonates et la pyrite sont les plus abondants (par ordre décroissant) et forment à eux seuls plus de 95% du volume de ces veines. Nous n'avons observé aucune cavité dans ces veines: elles sont partout complètement remplies par les minéraux décrits ci-après. D'autre part, nous avons examiné des veines qui recoupent les trois principales lithologies à la mine (roches volcaniques, diorite porphyrique et dykes de porphyre feldspathique) et nous n'avons noté aucune relation évidente entre la présence ou l'absence de certains minéraux et le type de roche hôte. Nous avons simplement observé une abondance légèrement plus grande d'ilménite dans les veines de tension qui recoupent les dykes de porphyre feldspathique. D'autre part, parmi 7 échantillons qui contiennent du plagioclase, il y en a 6 qui ont pour éponte la diorite porphyrique. Il semble donc y avoir un contrôle lithologique sur la présence de plagioclase dans les veines de tension. Le nombre d'échantillons examinés est cependant trop petit pour confirmer cette relation.

Dans les paragraphes qui suivent, nous décrivons les minéraux et leur habitus à peu près suivant leur ordre de déposition afin de mettre en évidence leurs relations chronologiques. D'autre part, ces descriptions s'appliquent aussi bien aux veines constituées d'un seul épisode d'ouverture qu'aux bandes individuelles de minéraux des veines à ouverture multiple. De plus, lorsque nous référons à des minéraux qui s'attachent aux parois des veines, il s'agit indifféremment des parois des veines ou des parois de ces bandes individuelles.

Le plagioclase est un minéral peu commun dans les veines de

tension et il n'est généralement qu'en très petites quantités. Ce minéral s'observe surtout dans les veines qui recoupent la diorite porphyrique. Il forme des cristaux de 0.1 à 1 mm de long attachés aux parois des veines. Le long de l'éponte, il a cristallisé sur les phénocristaux de plagioclase de la diorite porphyrique qui sont coupés par la veine. Il épouse l'orientation cristallographique et les dimensions de ces phénocristaux (fig. 4.3). En périphérie, les cristaux de plagioclase contiennent localement de petites aiguilles de tourmaline. Plusieurs cristaux sont tachetés de petites inclusions de mica blanc et de carbonate. Le plagioclase entoure localement l'apatite et il est généralement entouré et surmonté de tous les autres minéraux présents dans les veines (fig. 4.3). La composition de deux cristaux de plagioclase d'une même veine est de An_{17} et An_{20} (annexe Ib). Dans ce cas particulier, cette composition est semblable à celle des plagioclases dans l'éponte altérée adjacente.

L'apatite est assez commune et se distribue de manière uniforme à travers la mine. Son abondance est cependant négligeable par rapport au volume total de la veine. Ce minéral forme des cristaux automorphes à sub-automorphes d'une taille inférieure à 2 mm. Les cristaux d'apatite sont attachés aux parois des veines et aux cristaux de plagioclase et de carbonates qui s'y trouvent. L'apatite est généralement entourée de quartz, de carbonate, de tourmaline, et localement de mica blanc, de biotite et de plagioclase. Dans quelques échantillons, les cristaux d'apatite sont fracturés et veinés de calcite.

La scheelite est un minéral peu abondant et relativement commun. Sa distribution est homogène à travers la mine. La scheelite forme des cristaux automorphes de taille variant de 1 à 20 cm, isolés ou disposés en agrégats. Ces cristaux sont généralement attachés aux parois des veines (fig. 4.1), surmontant localement des cristaux de carbonate. Le quartz, des aiguilles de tourmaline et des cristaux de carbonate entourent ou sont attachés aux cristaux de scheelite. Le carbonate et la tourmaline forment localement de petites inclusions en périphérie des cristaux de scheelite. Cette texture suggère une déposition en partie contemporaine de ces trois minéraux. Par ailleurs, la scheelite est communément fracturée et veinée de quartz, de calcite, et localement d'or. Dans quelques cas, le même grain de quartz emplit une fracture de la scheelite et entoure partiellement ce minéral. Cette texture indique qu'une fracturation de la scheelite a eu lieu avant ou pendant la déposition du quartz. Les cristaux de scheelite affichent également des signes de recristallisation. Ils démontrent communément une extinction ondulante, et localement une texture interne en mosaïque.

Dans les échantillons et les lames minces contenant de la scheelite, il n'y a pas d'apatite, et vice versa. On ne rencontre pas ces deux minéraux en présence l'un de l'autre, ce qui témoigne probablement d'une compétition entre les ions WO_4^{-2} et PO_4^{-3} pour le Ca^{+2} .

L'épidote est un minéral rare observé que dans quelques veines de la partie inférieure de la mine. Ce minéral forme de petits cristaux entourés de carbonate, de quartz, de biotite ou de mica blanc, qui se

situent à proximité des parois. Ces cristaux sont localement attachés à des cristaux d'apatite.

Il y a du carbonate dans toutes les veines de tension. Ce minéral constitue couramment près de 10% du volume des veines. Dans quelques veines d'épaisseur inférieure à 3 cm, il forme le minéral le plus abondant. Nous avons identifié deux carbonates, soit la calcite et la ferro-dolomite (fig. 4.4; annexe Ic), le premier étant beaucoup plus abondant que le second.

On reconnaît trois occurrences de carbonates: (1) des cristaux attachés aux parois; (2) des agrégats de plages millimétriques; et (3) des micro-veinules et des disséminations. Nous verrons plus loin que ces trois occurrences correspondent effectivement à trois générations de carbonate. On peut trouver une, ou deux, ou les trois occurrences de carbonate dans une même veine ou bande de minéraux.

Les cristaux de carbonate se composent de calcite et de ferro-dolomite, et ils représentent plus de 70% du volume de carbonate dans les veines. Ces cristaux mesurent de 1 à 15 mm de longueur. Ils sont généralement attachés aux parois des veines où ils sont isolés ou disposés en rosettes (fig. 4.5). Localement, ces carbonates ont formé une mince couche de cristaux enchevêtrés plus ou moins continue le long des parois. Par endroits, les cristaux de carbonate surmontent des cristaux de plagioclase, d'apatite et de scheelite, eux-même attachés aux parois. Le quartz, la tourmaline, la pyrite, la chlorite, le mica blanc et localement l'apatite surmontent ou entourent les cristaux de carbonate (figs. 4.3, 4.5 et 4.6). De plus, les cinq premiers minéraux

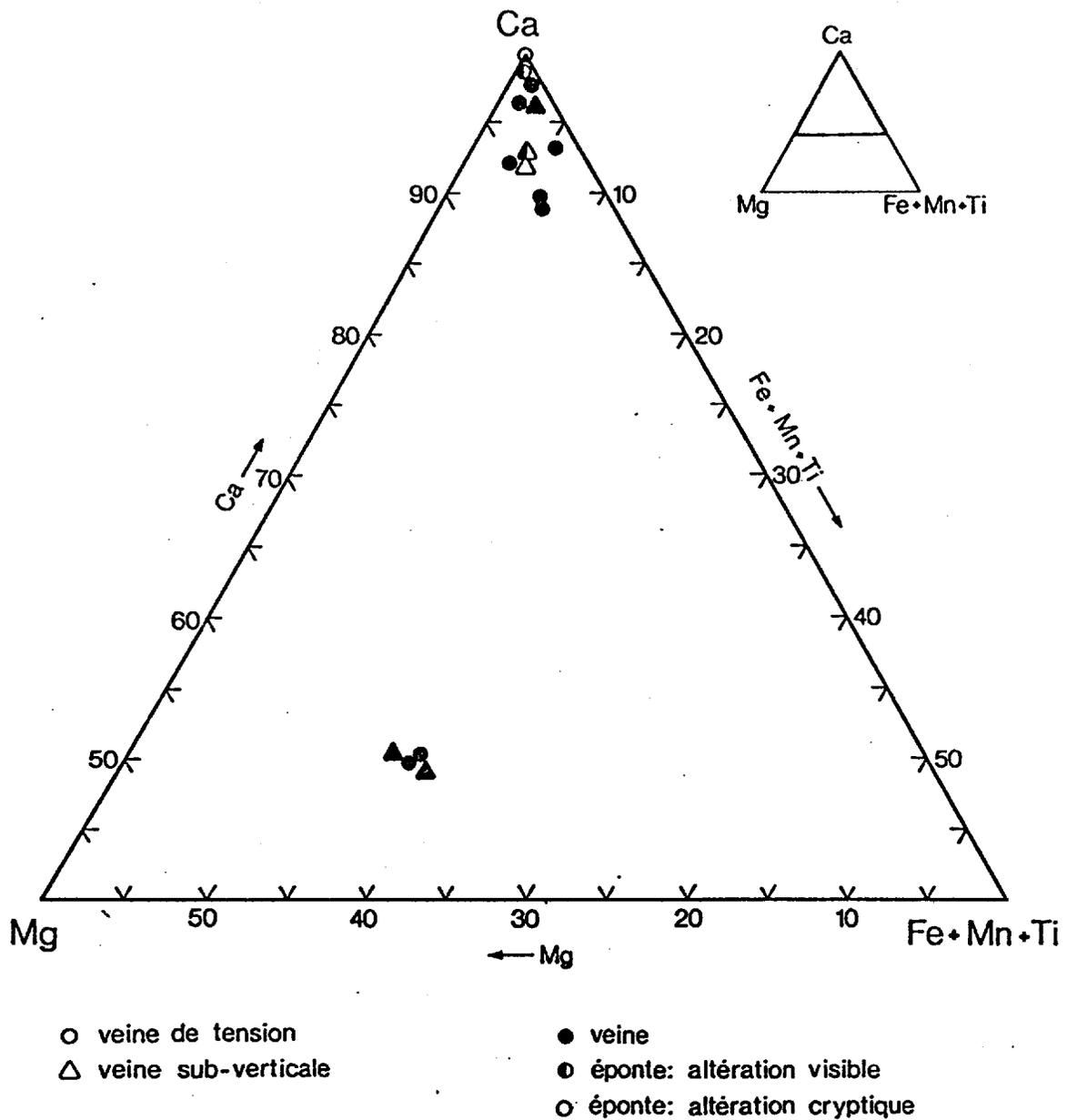


Figure 4.4: Composition chimique des carbonates des veines et des épontes altérées représentée dans le système Ca-Mg-(Fe-Mn-Ti); proportions atomiques.

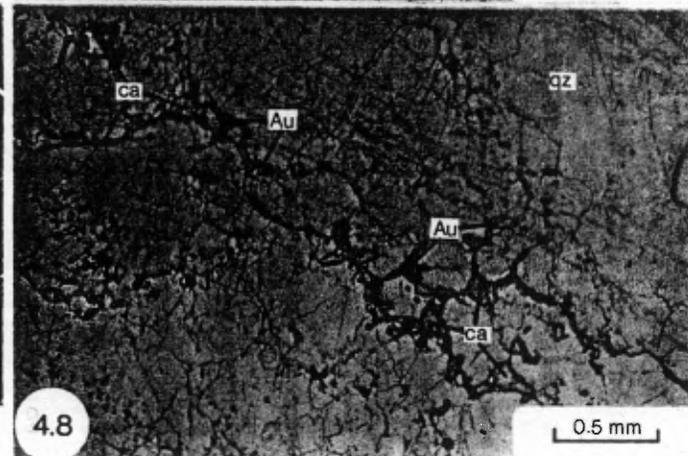
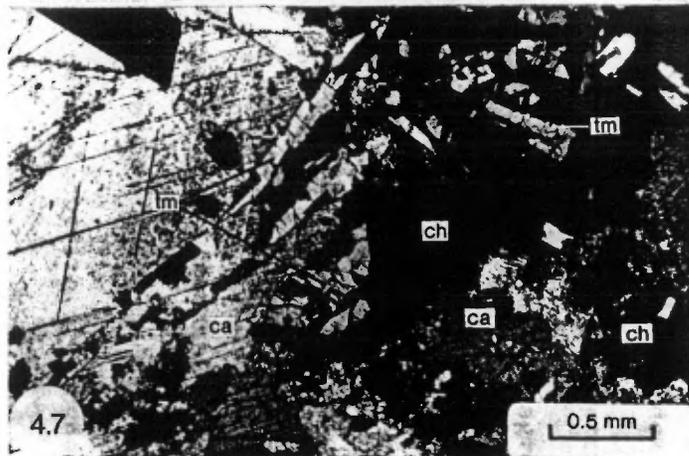
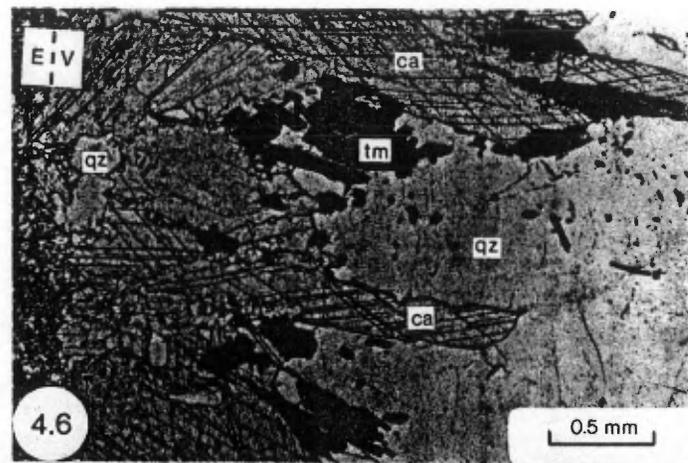
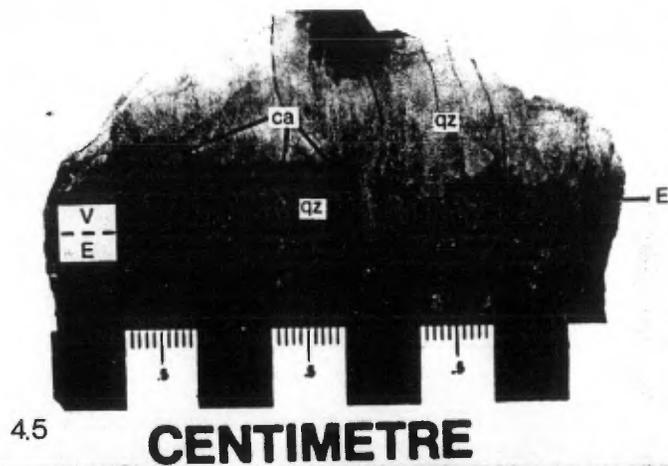


Figure 4.5: Cristaux de calcite (ca) attachés à une ancienne éponte (E) d'une veine sub-horizontale (V) le long de laquelle il y a subséquentement eu réouverture et déposition de quartz (qz). La calcite a été colorée avec de l'alizarine rouge.

Figure 4.6: Cristaux de calcite (ca) attachés à l'éponte (E) d'une veine sub-horizontale (V) et surmontés d'aiguilles de tourmaline (tm). Le quartz (qz) est interstitiel à ces deux minéraux; lumière transmise, polarisée.

Figure 4.7: Agrégats de plages grossières de calcite (ca) intimement associées à des amas de petits feuillets de chlorite (ch) dans une veine sub-horizontale. Ces deux minéraux contiennent et entourent des aiguilles de tourmaline (tm); lumière transmise, polarisée et analysée.

Figure 4.8: Micro-veinules et disséminations de calcite (ca) et d'or (Au) dans du quartz (qz) cataclasé d'une veine sub-horizontale. Notez la présence de nombreuses traînées de minuscules inclusions fluides dans le quartz; lumière transmise, polarisée.

forment communément de petites inclusions en périphérie des cristaux de carbonate. Ces derniers contiennent aussi localement de petites inclusions globulaires de pyrrhotite et de chalcopyrite, et de petites lamelles d'ilménite. Localement, les cristaux de carbonate surmontent des cubes de pyrite et des cristaux de quartz, eux-mêmes attachés à d'autres cristaux de carbonate.

Les agrégats de plages de carbonates se composent également de calcite et de ferro-dolomite. Ces agrégats de carbonate sont moins abondants que les cristaux décrits précédemment. Alors que ces derniers se retrouvent le long ou à proximité des parois, les agrégats tendent à se distribuer un peu plus à l'intérieur des veines ou des bandes de minéraux produites par diverses phases d'ouverture des veines. Dans plusieurs veines, par ailleurs, il y a continuité spatiale entre les cristaux de carbonate en bordure des veines et les agrégats de plages millimétriques plus au centre des veines. Une telle continuité suggère une déposition prolongée de calcite et de ferro-dolomite dans ces veines. Les agrégats de carbonate entourent et contiennent des inclusions de tourmaline et de pyrite, qui surmontent généralement les cristaux de carbonate. Ces agrégats sont communément intimement emmêlés et associés avec du mica blanc et avec des amas de chlorite (fig. 4.7), de biotite, de pyrrhotite et de chalcopyrite. Cependant, les agrégats de calcite et de ferro-dolomite ont aussi tendance à entourer ces cinq minéraux. Ils sont généralement entourés de quartz, avec lequel ils sont localement intimement emmêlés. Les agrégats de carbonates contiennent de petites inclusions globulaires de pyrrhotite et de

chalcopryrite, et de petites lamelles d'ilménite.

Les carbonates des deux occurrences que nous venons de décrire démontrent des signes de recristallisation et de déformation. La recristallisation a provoqué le développement progressif d'une texture en mosaïque, localement polygonale, à l'intérieur des grains de carbonate. Dans quelques échantillons, il y a eu développement de lamelles de déformation (Spry, 1969; Planche XI-d) et même, courbure des macles et des plans de clivage. Une recristallisation similaire a affecté la scheelite et le quartz, comme nous le décrivons plus loin. Par ailleurs, dans les veines de tension d'épaisseur inférieure à 2 cm, le carbonate est peu ou pas recristallisé.

La troisième occurrence de carbonate, composée uniquement de calcite s'observe dans toutes les veines de tension. Elle ne représente cependant qu'une infime partie du volume de carbonate dans les veines. Cette calcite forme des micro-veinules dans le quartz, la tourmaline, la pyrite, la scheelite, l'apatite et le plagioclase. Ces micro-veinules sont intimement associées à des disséminations de calcite dans les interstices d'amas de tourmaline, de chlorite, de biotite et de zones recristallisées du quartz (fig. 4.8). L'introduction de cette calcite a été tardive dans les veines de tension car des micro-veinules recoupent communément plusieurs bandes de minéraux d'une même veine. Cette génération tardive de calcite est très importante parce qu'elle s'accompagne de la majeure partie de l'or et des tellurures présents dans les veines de tension (fig. 4.8). Des quantités mineures de pyrrhotite, de chalcopryrite, de chlorite et de mica blanc accompagnent localement cette

troisième occurrence de calcite.

La tourmaline, un constituant important des veines de tension, forme localement jusqu'à 80% du volume de ces veines. Ce minéral se retrouve dans toutes les veines, sauf quelques-unes qui contiennent beaucoup de biotite à des profondeurs plus grandes que 1300 m (voir section 4.2.3).

La tourmaline affiche invariablement une couleur noire en échantillon. Des analyses à la microsonde (annexe Id) indiquent qu'elle appartient à la série schörl-dravite (fig. 4.9). Localement, les grosses aiguilles de tourmaline sont zonées; au microscope, ces aiguilles ont un coeur de couleur brun kaki et une bordure de couleur verte.

La tourmaline se distribue principalement en bordure des veines de tension et des bandes individuelles de minéraux. Elle se présente généralement sous forme de rosettes d'aiguilles dont la longueur varie de 0.1 mm à 5 cm. De plus, la tourmaline forme communément des amas d'aiguilles enchevêtrées et orientées dans toutes les directions, de même que des masses allongées perpendiculairement aux parois (fig. 3.16) dans lesquelles les aiguilles sont toutes parallèles entre elles. Les aiguilles de tourmaline sont attachées aux parois des veines et aux cristaux de plagioclase, d'apatite, de scheelite et de carbonate (fig. 4.6). La tourmaline forme communément de petites inclusions en périphérie de ces cristaux. La pyrite, la chlorite, le mica blanc, la biotite, la pyrrhotite, la chalcopyrite et les agrégats de carbonate sont interstitiels à la tourmaline et en contiennent des

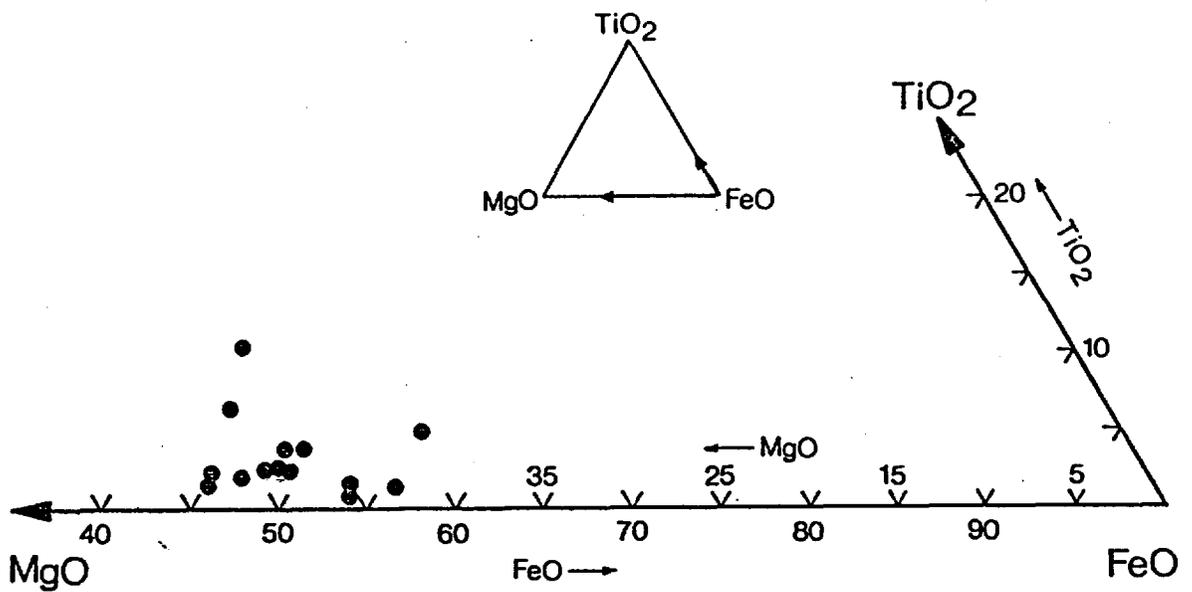


Figure 4.9: Composition chimique de la tourmaline des veines sub-horizontales représentée dans le système TiO₂-MgO-FeO; pourcentages-poids d'oxyde.

inclusions. Généralement, cependant, la tourmaline est entourée de quartz (Figs. 4.1 et 4.6). Même si elle se retrouve surtout en bordure des bandes de minéraux, la tourmaline forme communément des inclusions dans le quartz de leur partie centrale et elle recouvre ici et là les extrémités des cristaux de quartz (fig. 4.10). Cette occurrence de tourmaline dans la partie centrale des bandes de minéraux indique une déposition prolongée de ce minéral.

De nombreuses aiguilles de tourmaline sont fracturées et veinées de quartz sont en continuité optique avec le quartz dans lequel elles baignent. Cette texture indique qu'il y a eu fracturation de la tourmaline avant ou pendant la déposition du quartz, comme dans le cas de la scheelite. La tourmaline est de plus recoupée par de nombreuses micro-veinules de calcite, communément accompagnée d'or et de tellures.

En bordure de quelques veines (bandes de minéraux), on observe des bandes irrégulières de tourmaline massive et microgrenue. Ces bandes sont généralement parallèles aux parois auxquelles elles se juxtaposent. Dans ces bandes on distingue un fin rubannement de la tourmaline en dépit de son caractère microgrenu. Ce rubannement est défini par de légères variations de la granulométrie et de l'orientation des grains de tourmaline. Les rubans ainsi définis sont ondulés et dessinent des convolutions qui ne sont pas sans rappeler une texture colloforme (fig. 4.11). L'interprétation de cette texture comme étant une texture colloforme est appuyée par le fait que, localement, la taille des grains de tourmaline augmente vers le centre de la veine (Roedder, 1968). Nous ne pouvons préciser d'avantage cette interprétation, mais

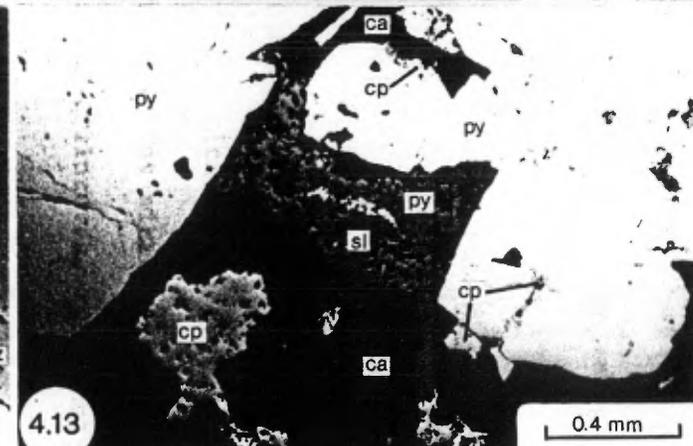
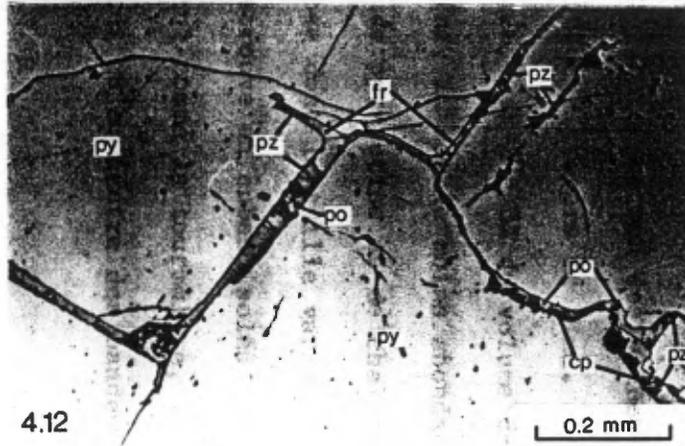
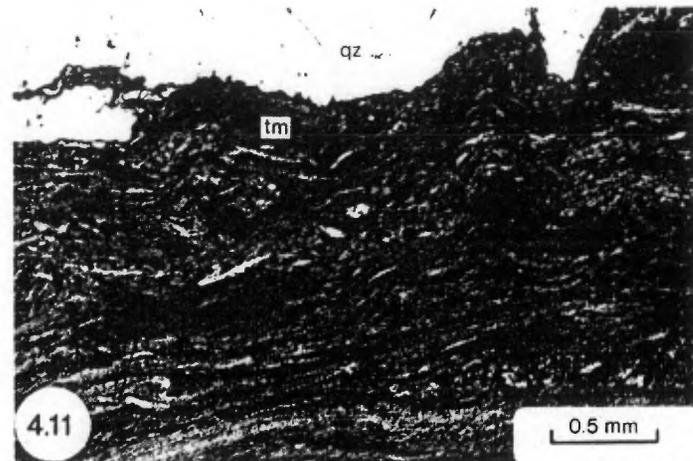
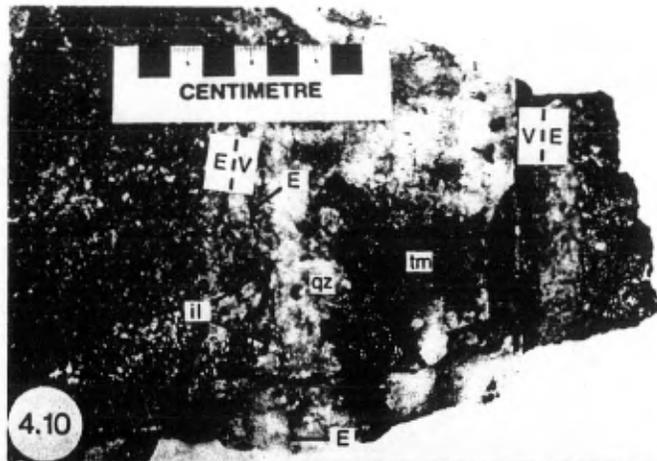


Figure 4.10: Ruban d'éponte (E) incorporé à une veine sub-horizontale (V) suite à une réouverture le long d'une paroi. Dans la bande de minéraux au centre de la veine, des cristaux de quartz (qz) attachés à la paroi initiale sont surmontés d'aiguilles de tourmaline (tm). Dans la bande de minéraux au contact avec l'éponte, il y a des cristaux lamellaires d'ilménite (il).

Figure 4.11: Bande de tourmaline (tm) à texture "colloforme" surmontée de quartz (qz) dans une veine sub-horizontale; lumière transmise, polarisée.

Figure 4.12: Pyrrhotite (po), chalcopryrite (cp), petzite (pz) et frobergite (fr) qui veinent et qui remplacent partiellement un cube de pyrite (py) dans un filonnet de dyke; lumière réfléchie, polarisée.

Figure 4.13: Chalcopryrite (cp) et sphalérite (sl) intimement associées à de la calcite (ca) et qui entourent et remplacent partiellement de la pyrite (py) dans une veine sub-horizontale; lumière réfléchie, polarisée.

il est peu probable que ces ondulations et ces convolutions aient été causées par une déformation à l'intérieur des veines, la tourmaline étant un minéral fragile.

Localement, les bandes de tourmaline rubanée se transforment graduellement en amas d'aiguilles enchevêtrées vers le centre des bandes de minéraux. Ces bandes sont généralement surmontées de quartz (fig. 4.11). D'autre part, on observe communément de petites quantités de chlorite et de mica blanc interstitiels aux grains de tourmaline où cette dernière est plus grenue. Des micro-veinules de calcite, accompagnées ou non d'or et de tellurures, recoupent aussi ces bandes de tourmaline.

La pyrite est un minéral commun des veines de tension et qui se distribue de façon homogène à travers la mine. La proportion de ce minéral n'excède généralement pas 2 à 3% du volume des veines; dans la partie inférieure de la mine, il semble moins abondant dans quelques veines contenant beaucoup de pyrrhotine et de chalcopryrite. La pyrite forme généralement des cubes dont la taille varie de 0.1 mm à 8 cm d'arête. Ce minéral se retrouve en cubes isolés ou en agrégats irréguliers dans les veines. Tout comme la tourmaline, il tend à se concentrer en bordure plutôt qu'au centre des bandes individuelles de minéraux.

Les cubes de pyrite s'attachent généralement aux parois des bandes de minéraux et aux cristaux de carbonate, d'apatite et de scheelite qui s'y trouvent. La pyrite est généralement interstitielle à la tourmaline et en contient des inclusions. Dans les plus gros cubes

de pyrite, les inclusions de tourmaline se distribuent uniquement en périphérie. Cette texture, combinée avec la présence locale de tourmaline qui cristallise sur des cubes de pyrite, indique une déposition en partie contemporaine de ces deux minéraux. Le quartz, les agrégats de carbonate, la chlorite, le mica blanc, la biotite, la pyrrhotite, la chalcopryrite, l'ilménite, la sphalérite et la galène entourent la pyrite ou en contiennent des inclusions. De nombreux cubes de pyrite sont fracturés et les plus gros sont même localement cataclasés ou bréchifiés. Ils sont veinés de calcite, de pyrrhotite, de chalcopryrite, d'or et de tellurures (fig. 4.12). Ces quatre derniers minéraux remplacent localement la pyrite en bordure des grains ou le long de ces veinules.

Dans le coeur des cubes de pyrite dont la taille excède 1 mm, on distingue communément les contours de quelques petits grains de pyrite autour desquels les gros cubes se sont développés. Cette texture interne de la pyrite en indique une croissance complexe et relativement prolongée. Les cubes de pyrite contiennent aussi de nombreuses inclusions globulaires, de pyrrhotite et de chalcopryrite, de même que des inclusions de globulaires à rectangulaires d'or et de tellurures. La taille de ces inclusions est généralement inférieure à 50 μ . Les inclusions de pyrrhotite et de chalcopryrite représentent possiblement des exolutions de minéraux initialement en solution solide dans la pyrite. Nous revenons plus loin sur l'origine des inclusions d'or et de tellurures.

Localement, on observe une génération tardive de pyrite

plaquée dans des fractures du quartz. On ne connaît pas la relation chronologique de ce type de pyrite avec les autres minéraux.

L'ilménite est un minéral peu commun et peu abondant qu'on retrouve surtout dans les veines qui recourent les dykes de porphyre feldspathique. On lui connaît deux occurrences: la première et la moins commune consiste en de petites inclusions irrégulières ou de petites lamelles dans les cristaux de carbonate attachés aux parois. La seconde et la principale occurrence consiste en des cristaux lamellaires de 0.1 à 2 cm de longueur, rectilignes ou recourbés, qui forment localement des rosettes (fig. 4.10). Ces lamelles d'ilménite recourent ou entourent localement la tourmaline. Elles sont généralement entourées de quartz et localement de chlorite ou d'agrégats de carbonate. L'ilménite peut aussi former soit des inclusions en bordure des cubes de pyrite, soit des lamelles qui entourent partiellement ces mêmes cubes. Indépendamment de son mode d'occurrence, l'ilménite montre généralement une altération partielle, et localement complète, en rutile.

La pyrrhotite et la chalcopryrite sont deux minéraux intimement associés dans les veines de tension. De plus, ils présentent tous deux les mêmes occurrences et les mêmes relations texturales avec les autres minéraux. La pyrrhotite est cependant beaucoup plus abondante que la chalcopryrite. Ces deux minéraux sont généralement moins abondants que la pyrite, sauf dans quelques veines à des profondeurs plus grandes que 1300 m où ils deviennent les sulfures dominants.

La pyrrhotite et la chalcopryrite forment de petites inclusions globulaires dans quelques cristaux et agrégats de carbonates et dans de

nombreux grains de pyrite où elles s'accompagnent localement d'or et de tellurures. Leur principale occurrence consiste toutefois en des amas irréguliers dont les dimensions varient du millimètre au centimètre. Ces amas peuvent être fixés directement aux parois des veines, mais ils entourent généralement les cristaux de carbonate, les aiguilles et les amas d'aiguilles de tourmaline, la pyrite, et les rosettes de mica blanc. Il y a généralement une forte association spatiale entre la pyrite et ces masses de pyrrhotite et de chalcoppyrite. Ces derniers minéraux remplacent partiellement la pyrite qu'ils veinent; ils peuvent dans ce cas s'accompagner de petits grains d'or. Les amas de pyrrhotite et de chalcoppyrite sont généralement entourés de quartz. La chlorite et les agrégats de carbonate sont intimement liés à ces amas (fig. 4.13) et ils les entourent localement.

Dans les veines où la biotite, la pyrrhotite et la chalcoppyrite sont abondantes à des profondeurs plus grandes que 1300 m, ces trois minéraux sont intimement associés. Toutefois, la biotite entoure localement les amas de pyrrhotite et de chalcoppyrite. Dans plusieurs cas, la chalcoppyrite tend à entourer et veiner la pyrrhotite.

Dans un autre mode d'occurrence, la pyrrhotite et la chalcoppyrite accompagnent la calcite, l'or et les tellurures dans les microveinules qui recoupent la scheelite, la tourmaline, la pyrite (fig. 4.12) et le quartz. On en retrouve également dans les interstices des zones cataclasées du quartz.

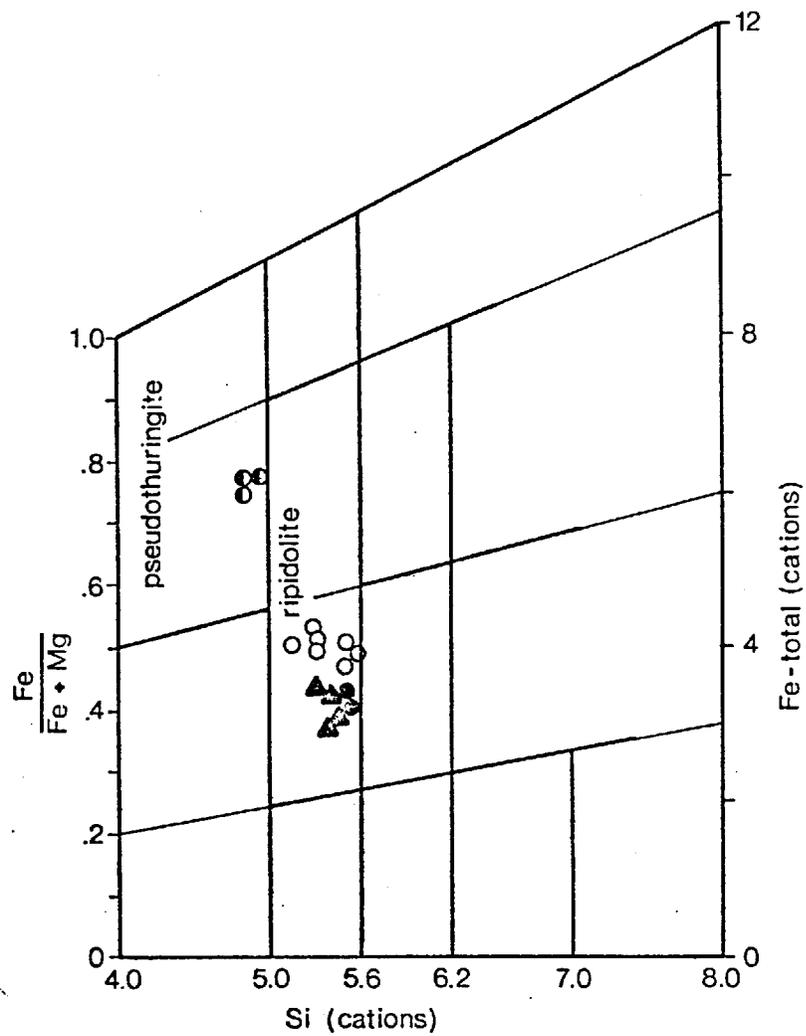
La sphalérite, la galène et la molybdénite sont des minéraux rares à la mine Sigma. Nous n'avons observé la sphalérite que dans

quatre échantillons où ce minéral n'existe qu'en d'infimes quantités. Elle forme de petits grains irréguliers qui accompagnent les amas de pyrrhotite et de chalcopryrite, et elle peut contenir de petites exsolutions de chalcopryrite. Dans un échantillon, la sphalérite accompagne de la chalcopryrite qui veine un amas de pyrrhotite. Dans la seule occurrence que nous en ayons observé, la galène accompagne de la pyrrhotite, de la chalcopryrite et de la sphalérite qui veinent et entourent de la pyrite (fig. 4.13). Dans des fractures des épontes de quelques veines de tension, on a observé de minces plaquages de molybdénite. On en a également observé quelques grains accompagnant de la sphalérite et de la chalcopryrite dans les fractures de la pyrrhotite.

La chlorite et le mica blanc, bien que n'étant pas nécessairement intimement associés dans les veines de tension, présentent tous les deux les mêmes occurrences et les mêmes relations texturales avec les autres minéraux. Ces deux minéraux sont assez communs, mais ils ne sont généralement présents qu'en petite quantité, sauf dans quelques veines sises à plus de 1300 m de profondeur, où la chlorite est plus abondante.

Les compositions chimiques de ces deux minéraux sont reportées aux annexes Ie et If respectivement. Suivant la classification proposée par Hey (1954), les chlorites dans les veines de tension sont des ripidolites (fig. 4.14). Quant aux micas blancs, ce sont des phengites.

La chlorite et le mica blanc forment de petits feuillets limpides disposés en rosettes ou en amas compacts (fig. 4.7). Ces deux minéraux sont, de façon générale, intimement emmêlés. Ils s'attachent aux



- métamorphique
- ◐ altération visible (v. de tension)
- veine de tension
- ▲ veine sub-verticale

Figure 4.14: Composition chimique de la chlorite dans les veines et dans les épontes, d'après la classification de Hey (1954).

parois des veines et des bandes de minéraux et aux cristaux d'apatite et de carbonate. Ils forment de petites inclusions en bordure de ces derniers. D'autres feuillets de chlorite et de mica blanc sont interstitiels aux aiguilles de tourmaline et entourent localement la pyrite. Dans la majorité des veines, le quartz entoure la chlorite et le mica blanc. Dans d'autres veines, des agrégats de carbonate sont intimement emmêlés avec ces minéraux (fig. 4.7) ou les entourent. De plus, la chlorite et le mica blanc sont associés avec les amas de pyrrhotite et de chalcoppyrite qu'ils entourent localement. Le mica blanc accompagne généralement la biotite dans les veines où cette dernière abonde; ces deux minéraux entourent la chlorite ou s'associent intimement avec elle.

Le mica blanc et la chlorite forment aussi de petits feuillets qui accompagnent la calcite, l'or et les tellurures dans les fractures et les zones recristallisées du quartz.

La biotite s'observe essentiellement dans les veines riches en pyrrhotite et en chalcoppyrite à des profondeurs dépassant les 1300 m. Elle constitue en moyenne entre 5 et 10% du volume de ces veines, bien que localement elle en soit le principal minéral. Ailleurs dans la mine, la biotite affiche une distribution sporadique et elle n'est présente qu'en très petite quantité.

La biotite forme des feuillets limpides, à certains endroits de taille centimétrique, feuillets qui se disposent en rosettes ou en amas compacts. De tels feuillets surmontent les cristaux d'apatite, de plagioclase ou de carbonate, ou s'attachent directement aux parois des

veines et des bandes de minéraux. Le quartz et les agrégats de carbonate sont généralement interstitiels à la biotite. Par ailleurs, cette dernière entoure généralement les masses de pyrrhotite et de chalcopyrite, bien qu'on observe localement la relation inverse. La biotite peut aussi s'accompagner de mica blanc et de chlorite. Ici et là, cette dernière est entourée par les deux micas. Comme nous l'avons déjà mentionné, la tourmaline est généralement absente dans les veines où la biotite abonde. Cette dernière en contient néanmoins quelques petites aiguilles ici et là.

Le sphène est un minéral rare des veines de tension. Il se retrouve dans les fractures de la scheelite, entre les aiguilles de tourmaline, et accompagne les agrégats de carbonate. Ce minéral forme aussi de petites inclusions dans le quartz. Le rutile est très peu abondant. On le retrouve uniquement comme produit d'altération partielle ou complète des lamelles d'ilménite.

Le quartz est le principal constituant des veines de tension dont il occupe généralement plus de 70% du volume. Il tend à occuper l'espace central des bandes de minéraux (fig. 4.1) et il entoure tous les cristaux et les amas des autres minéraux ou leur est interstitiel. Le quartz forme aussi des inclusions dans les cristaux de carbonate en bordure des veines (fig. 4.6), tout en contenant des inclusions d'apatite, de scheelite, de tourmaline et de pyrite. On reconnaît localement des cristaux de quartz (maintenant recristallisés, comme nous le verrons plus loin) qui sont attachés aux parois ou aux autres cristaux qui s'y trouvent (fig. 4.10). Ces cristaux de quartz sont

surmontés de tourmaline et d'agrégats de carbonate. Ces occurrences de quartz en suggèrent une déposition prolongée dans les veines de tension. La déposition du quartz représente le stage final de remplissage des veines de tension, remplissage d'ailleurs complet puisqu'on n'y observe aucune cavité.

Comme nous l'avons décrit à la section 4.2.1, une texture peu commune des veines de tension formées par ouverture multiple consiste en une série de minces rubans d'éponte incorporés à la veine lors d'une série de petites réouvertures (fig. 4.2). Chaque réouverture se caractérise donc par l'incorporation d'un ruban d'éponte et par la déposition de quartz, localement accompagné d'un peu de tourmaline. Le quartz déposé prend une forme allongée ou fibreuse, perpendiculaire aux parois de la veine. Les grains de quartz déposés lors d'une réouverture cristallisent communément en continuité optique avec les grains déposés lors de l'ouverture précédente (fig. 4.2). La répétition de ce phénomène produit un genre de texture en mosaïque que Spry (1969) appelle "growth-mosaic texture".

Dans la majorité des veines de tension, le quartz affiche des textures indiquant une recristallisation. Cependant, dans plusieurs veines d'épaisseur de moins de 4 cm, le quartz n'a pratiquement pas été recristallisé. Il y forme de grandes plages limpides de taille centimétrique. Des mesures de l'attitude des axes-c du quartz dans cinq lames minces de veines peu ou pas recristallisées indiquent que ces axes forment généralement un angle supérieur à 45° avec les parois de ces veines.

Dans les veines de tension, on observe tous les intermédiaires entre du quartz peu ou pas recristallisé et du quartz qui a complètement été recristallisé. Les premiers effets de cette recristallisation se manifestent par le développement progressif d'une extinction ondulante des grandes plages de quartz, accompagné du développement de bordures de grains engrenées ou suturées. La formation d'une texture interne en mosaïque et de sous-domaines d'orientation cristallographique légèrement différente dans les plages de quartz apparaît avec l'accroissement de cette recristallisation (fig. 4.15). L'intensification de la recristallisation accentue la texture engrenée qui se développe en bordure de ces plages jusqu'à la formation de très petits grains polygonaux qui définissent des zones microgrenues de plus en plus épaisses en bordure des plages de quartz produisant ainsi une texture en mortier. De telles zones microgrenues finissent par apparaître aux bordures des sous-domaines à l'intérieur des plages de quartz (fig. 4.15). Nous avons observé une veine où le quartz a été complètement recristallisé en une texture microgrenue. La taille des grains produits par la recristallisation est généralement inférieure à $200 \mu\text{m}$ et leur orientation cristallographique est par ailleurs tout à fait aléatoire. Dans quelques veines, il y a aussi eu développement de lamelles de déformation dans les plages de quartz lors de la recristallisation.

Dans quelques veines qui se sont formées par plusieurs épisodes d'ouverture et de déposition, le quartz des divers bandes de minéraux produites par ces épisodes d'ouvertures présente des degrés de recristallisation différents. Les premières bandes déposées sont plus

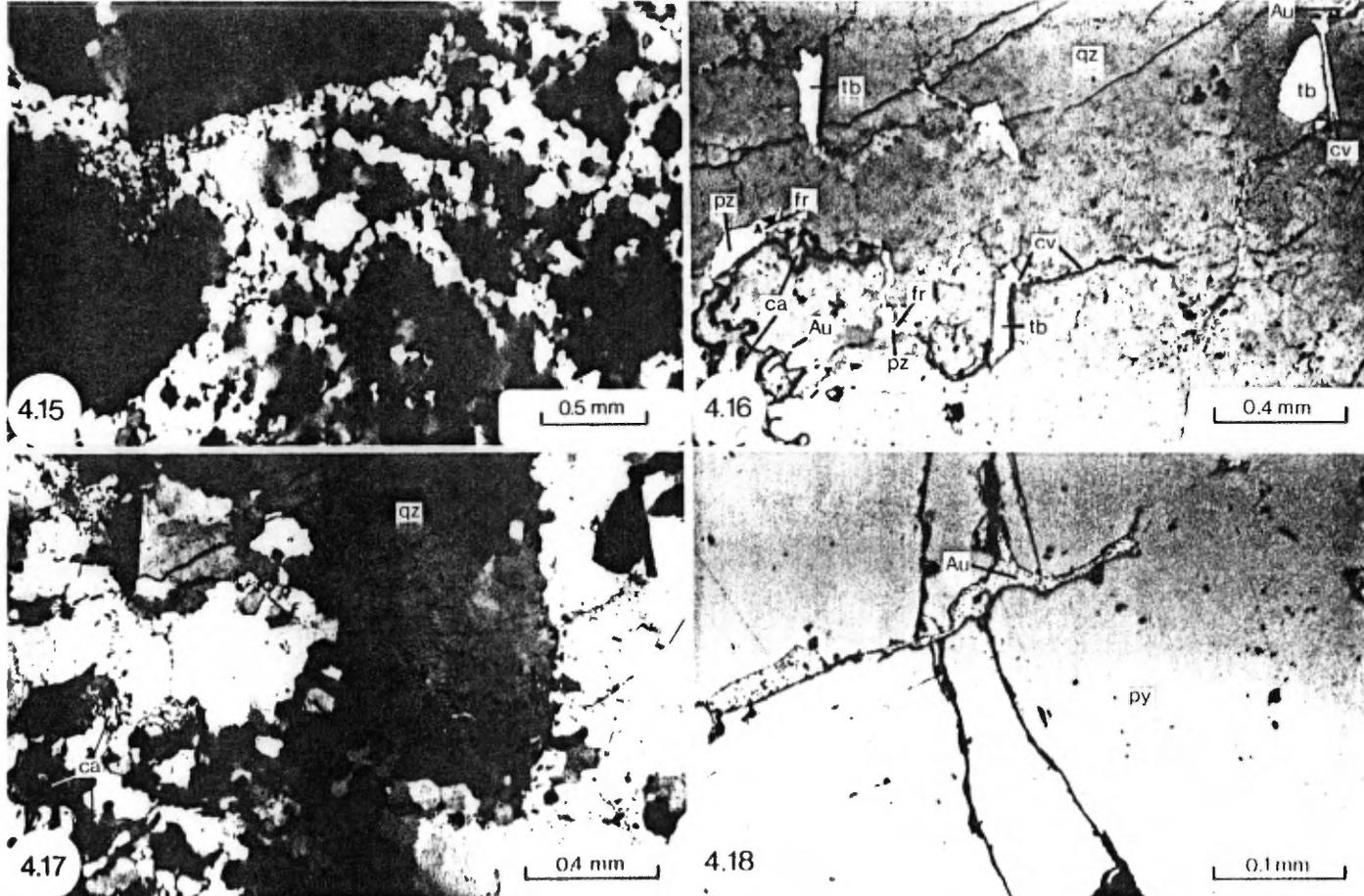


Figure 4.15: Texture en mosaïque dans le quartz cataclasé d'une veine sub-horizontale; lumière transmise, polarisée et analysée.

Figure 4.16: Calcite (ca), tellurobismuthite (tb), calavérite (cv), petzite (pz), frobergite (fr) et or (Au) qui occupent des micro-fractures et des interstices dans le quartz (qz) cataclasé d'une veine sub-horizontale; lumière réfléchie, polarisée.

Figure 4.17: Même photo qu'à la figure 4.16 mais en lumière transmise, polarisée et analysée. Dans la partie droite de la photo, on distingue des traînées d'inclusions fluides dans le quartz (qz); les inclusions foncées sont en fait des grains d'or et de tellures (voir la flèche).

Figure 4.18: Or (Au) qui remplace partiellement un cube de pyrite (py) dans une veine sub-horizontale; lumière réfléchie, polarisée.

cataclasées que les dernières. En général cependant, on n'observe pas de telles variations du degré de recristallisation du quartz dans un échantillon donné.

La recristallisation du quartz dans les filons aurifères Archéens est un phénomène commun et reconnu depuis longtemps (par exemple: Adams, 1920; White, 1943; Blais, 1955a; Ritter, 1971; Gorman et al., 1981). Ce processus de recristallisation a été dénommé "cataclase" par White (1943) qui l'a étudié en détail et qui en donne une excellente description. À la mine Sigma, il faut noter que cette cataclase a également affecté la scheelite et les deux premiers types de carbonate. La cataclase s'accompagne d'une fracturation des minéraux fragiles que sont l'apatite, la scheelite, la tourmaline, la pyrite et le quartz. C'est dans les fractures de ces minéraux et dans les interstices des zones cataclasées et microgrenues du quartz que l'on retrouve la calcite, l'or, les tellurures, et de petites quantités de pyrrothite, de chalcoppyrite, de mica blanc et de chlorite (figs. 4.8, 4.16 et 4.17).

Le quartz cataclastique se caractérise également par la présence de nombreux réseaux de traînées de minuscules inclusions fluides qui traversent communément les limites des grains de quartz cataclastique (figs. 4.8 et 4.17). Ces traînées d'inclusions fluides s'accompagnent localement de minuscules inclusions d'or, de tellurures et de calcite (fig. 4.16). Blais (1955a) et Ritter (1971) ont observé ces traînées d'inclusions fluides dans le quartz cataclastique des mines O'Brien et Lamaque respectivement. D'après ces deux auteurs, les réseaux d'inclusions fluides représentent d'anciennes micro-fractures du

quartz qui ont été cicatrisées pendant sa recristallisation.

Dans plus de 70% des échantillons examinés, nous avons noté une corrélation entre la couleur du quartz en mégascopie et sa nature cataclasée ou non. Le quartz peu ou non cataclasé a un aspect vitreux et une couleur grisâtre alors que le quartz cataclastique affiche généralement une couleur blanc laiteux causée par l'abondance de minuscules inclusions fluides.

L'or est un minéral commun mais peu abondant des veines de tension. Néanmoins sa teneur moyenne y varie autour de 30 à 50 g/T. On n'observe aucune relation entre la teneur d'une veine et le type de roche qu'elle recoupe. L'or est généralement visible dans les veines de tension et sa distribution y est plutôt erratique. Il y forme des mouchetures de sub-millimétriques à millimétriques et de minces plaquages dans les fractures du quartz, de la tourmaline, de la pyrite et de la scheelite. L'or est généralement un peu plus abondant aux intersections des veines de tension et des zones de cisaillement du nord et du sud, et aux intersections des veines de tension et des petites zones de failles décrites à la section 2.2.3.3. Dans une veine quelconque, la présence de scheelite, de pyrite ou d'une altération visible des épontes indique généralement de bonnes teneurs en or.

L'examen microscopique démontre que la majeure partie de l'or occupe les interstices des zones fortement cataclasées du quartz, de la scheelite et des cristaux et agrégats de carbonate, de même que les fractures et les micro-fractures associées dans le quartz, la scheelite, la tourmaline et la pyrite (figs. 4.8, 4.16 et 4.18). L'or s'y

accompagne de tellurures, de calcite, et de traces de pyrrhotite, de chalcopryrite, de mica blanc et de chlorite. Dans le quartz cataclasé, l'or forme localement des inclusions globulaires microscopiques ($<20 \mu\text{m}$) qui sont isolées ou disposées en traînées parallèles aux traînées d'inclusion fluides. Les fractures qui contiennent de l'or recourent ici et là diverses bandes de minéraux produites par des réouvertures d'une même veine. Cette association de l'or aux zones cataclasées des veines de tension est très commune dans les gisements d'or filonien Archéens et a déjà fait l'objet de plusieurs descriptions détaillées (Adams, 1920; Mawdsley, 1938; Keys, 1940; White, 1943; Blais, 1955a, b; Boyle, 1961; Ritter, 1971).

Une partie de l'or dans les veines de tension montre de plus une association spatiale avec la pyrite. L'or se plaque à la surface des grains de pyrite ou y forme des micro-veinules le long desquelles il y a remplacement partiel de la pyrite. Ces micro-veinules sont par endroits discontinues et on observe alors des alignements d'inclusions allongées d'or dans la pyrite. Localement les micro-veinules d'or dans la pyrite sont en continuité avec l'or dans les zones fortement cataclasées du quartz qui entourent la pyrite. Ces deux occurrences d'or sont donc contemporaines et postérieures à la déposition du quartz.

Une petite quantité d'or forme également de petites inclusions globulaires dans les grains de pyrite où elles ont une distribution généralement erratique mais localement concentrique. Des attaques à l'acide pour mettre en relief la structure interne des grains de pyrite n'ont pas permis de préciser si ces inclusions globulaires représentent:

(1) un remplacement de la pyrite le long de fractures maintenant cicatrisées; (2) une incorporation de petits grains d'or lors de la croissance de la pyrite; ou (3) une exsolution d'une petite quantité d'or en solution solide dans la pyrite. Des études métallurgiques démontrent qu'il n'y a pas d'or en solution solide dans la structure cristalline de la pyrite (A.J. Audet, comm. pers., 1982) éliminant ainsi la troisième hypothèse. Par ailleurs, Keys (1940) a observé des inclusions similaires dans la pyrite des veines de la mine Hollinger. Il mentionne (p. 620) que selon le degré de polissage, on peut voir dans la pyrite des micro-fractures qui relient de telles inclusions globulaires les unes aux autres. Cette observation favorise la première hypothèse, à savoir que ces inclusions résultent d'un remplacement de la pyrite. Nous ne pouvons pas vérifier la possibilité que des inclusions à distribution concentrique dans la pyrite représentent de petits grains d'or qui se sont plaqués à la surface des grains de pyrites à diverses étapes de leur croissance.

Localement il y a aussi l'or qui occupe les interstices et les fractures d'amas compacts de tourmaline, de chlorite et de mica blanc. Cet or est également en continuité avec les disséminations et les micro-veinules dans le quartz cataclasé. Par ailleurs, quelques petits grains d'or présentent des limites mutuelles avec les amas de pyrrhotite et de chalcopryrite qui entourent la pyrite et qui sont entourés de quartz. Cet or est vraisemblablement contemporain à ces amas de sulfures et antérieur au quartz.

La majorité de l'or a donc été introduite tardivement dans les

veines de tension, soit pendant ou après le phénomène de cataclase qui s'y est produit. Cette observation est confirmée par le fait qu'à une exception près, seules les veines ou portions de veines qui ont été cataclasées contiennent de l'or.

Dans toutes ces occurrences, l'or s'accompagne généralement de petites quantités de petzite, de tellurobismuthite, de calavérite et de frohbergite, par ordre d'abondance décroissante (fig. 4.16). Dans le quartz cataclastique, l'or et les tellurures forment des grains irréguliers à globulaires de 10 μm à 2 mm de diamètre, qui sont soit monominéraliques, soit constitués de plusieurs minéraux métalliques. Dans ces derniers cas, l'or entoure ou présente des limites mutuelles avec la petzite, la tellurobismuthite et la calavérite. Généralement, la frohbergite entoure ou remplace partiellement l'or et les autres tellurures là où ces minéraux sont en présence les uns des autres.

La composition des grains d'or varie très peu, avec un contenu en argent d'environ 10% (annexe Ig). La composition chimique des tellurures est donnée à l'annexe Ih. À la mine Lamaque, Fitzgerald et al. (1967) ont identifié la tétrahédrite, et Giovenazzo (1983) la hessite.

4.2.3 Zonalité minéralogique

Quelques minéraux des veines de tension présentent une zonalité verticale. La biotite apparaît dans quelques veines à partir d'une profondeur d'environ 1300 m, sous forme de rosettes ou d'amas grossiers. Dans les veines où la biotite abonde en profondeur, la

tourmaline disparaît presque complètement, définissant ainsi une zonalité verticale tourmaline-biotite avec la profondeur. Cette zonalité tourmaline-biotite s'accompagne également d'une zonalité des sulfures. En effet, dans les veines riches en biotite, en profondeur, la pyrrhotite et la chalcopryrite sont beaucoup plus abondantes que la pyrite, alors que dans les veines riches en tourmaline vers la surface, c'est l'inverse.

On reconnaît donc deux transitions minéralogiques dans ces veines de tension, soit: tourmaline→biotite, et pyrite→pyrrhotite + chalcopryrite. Ces transitions sont abruptes et se produisent toutes deux à plus de 1300 m de profondeur. Il faut cependant noter que ces transitions n'existent pas dans toutes les veines de tension: certaines veines des niveaux inférieurs de la mine contiennent de la tourmaline et de la pyrite. La présence de biotite et d'importantes quantités de pyrrhotite et de chalcopryrite dans les veines de tension semble être contrôlée par la présence ou l'abondance de ces mêmes minéraux dans les veines verticales auxquelles elles sont reliées (voir section 4.2.4).

4.2.4 Mode de formation

Nous avons décrit à la section 4.2.1 les deux textures internes des veines de tension et des diverses bandes de minéraux produites par des épisodes de réouverture de ces veines. La première, qui est la plus commune de ces textures, consiste en des cristaux de divers minéraux qui sont attachés aux parois des veines ou à d'autres

cristaux, et qui sont généralement entourés de quartz (figs. 4.1, 4.3, 4.5, 4.6 et 4.10). Les textures ainsi produites témoignent d'une croissance libre des minéraux dans des espaces ouverts. Pour permettre la formation et l'agencement de tels cristaux, il a donc fallu que la fracture initiale s'ouvre (ou que la veine se réouvre) à sa pleine épaisseur avant que les minéraux ne commencent à y précipiter. Il a de plus fallu que la fracture soit maintenue ouverte à cette épaisseur jusqu'au remplissage complet de l'espace créé, pour préserver les agencements de cristaux produits. Les veinules de quartz dans les aiguilles de tourmaline et dans les cristaux de scheelite indiquent cependant une légère fracturation lors du remplissage des veines. Cette fracturation aurait pu être causée par un léger mouvement relatif des deux parois.

La croissance des veines de tension à la mine Sigma s'est donc faite par ouverture d'une fracture, suivie du remplissage de cette ouverture ("open-space filling"). Ce processus s'est répété plusieurs fois dans le cas des veines à ouvertures multiples. Nous avons par ailleurs montré aux sections 3.3 et 3.4 que l'ouverture des veines de tension s'est effectuée à peu près verticalement, soit presque perpendiculairement à leurs parois. Ritter (1971) a conclu que les veines de la mine Lamaque se sont formées également par ouverture d'une fracture, suivie de son remplissage. Dans leur étude détaillée de veines sub-horizontales du gisement de Panasqueira, Portugal, Kelly et Rye (1979) ont proposé un mécanisme de formation semblable en se basant sur les délicates textures préservées dans ces veines. Ces deux auteurs

discutent des autres modes de formation possibles pour ces veines et nous y référons le lecteur intéressé.

Le remplissage de chaque ouverture des veines de tension s'est donc fait progressivement à partir des parois (où se sont déposés les premiers minéraux) vers le centre (où se sont déposés le quartz, et localement la tourmaline). Le remplissage des ouvertures et réouvertures a été complet, puisque nulle part dans la mine on n'observe des cavités dans les veines de tension. La cataclase, accompagnée d'une fracturation, n'est survenue qu'après un remplissage complet des veines de tension. Dans quelques veines, toutefois, elle s'est développée progressivement après chaque épisode d'ouverture et de remplissage. L'introduction de l'or, des tellures et des autres minéraux associés dans les fractures et les interstices des zones fortement cataclasées ne représentent qu'un apport minime de matériel filonien.

Moins commune, la seconde texture observée dans les veines de tension se caractérise par une série de minces bandes parallèles d'éponte incorporées à la veine à proximité des parois (fig. 4.2). Ces bandes d'éponte se sont incorporées à la veine suite à une multitude de petites réouvertures qui se sont produites dans l'éponte, presque au contact avec la veine. Le quartz qui s'est déposé à chaque réouverture présente une texture fibreuse et il a nucléé sur le quartz déposé lors de l'ouverture précédente. L'addition de matériel de veine s'est donc faite à l'interface veine-éponte. Ce mécanisme de croissance correspond à une croissance antitaxiale du quartz fibreux (Durney et Ramsay, 1973; Ramsay 1980b; Cox et Etheridge, 1983).

En résumé donc, la majorité des veines de tension se sont formées par ouverture d'une fracture, suivie de son remplissage. Nous reviendrons, à la section 7.3, sur les mécanismes qui permettent d'ouvrir et de maintenir ouvertes ces fractures pendant la déposition des minéraux.

4.2.5 Paragénèse

Malgré les variations de proportion des divers minéraux d'une veine à l'autre, ou d'une bande de minéraux à une autre, les relations texturales et chronologiques entre les minéraux des veines de tension sont constantes et cohérentes à travers toute la mine. L'intégration de ces relations chronologiques et texturales nous permet d'établir la séquence de déposition des minéraux dans une bande individuelle produite par un seul épisode d'ouverture et de remplissage d'une veine de tension (fig. 4.19).

La majorité des minéraux, sauf le quartz et la tourmaline, ne constituent qu'un faible pourcentage du volume des veines de tension et se retrouvent essentiellement à proximité des parois. Ainsi, les relations paragénétiques établies à la figure 4.19 représentent surtout la déposition des minéraux en bordure des veines. Dans la partie centrale des veines, il y a eu déposition prolongée du quartz, et localement de la tourmaline. Nous avons représenté la déposition prolongée de ces minéraux par un patron hachuré à la figure 4.19.

Les relations paragénétiques montrent qu'il y a eu déposition

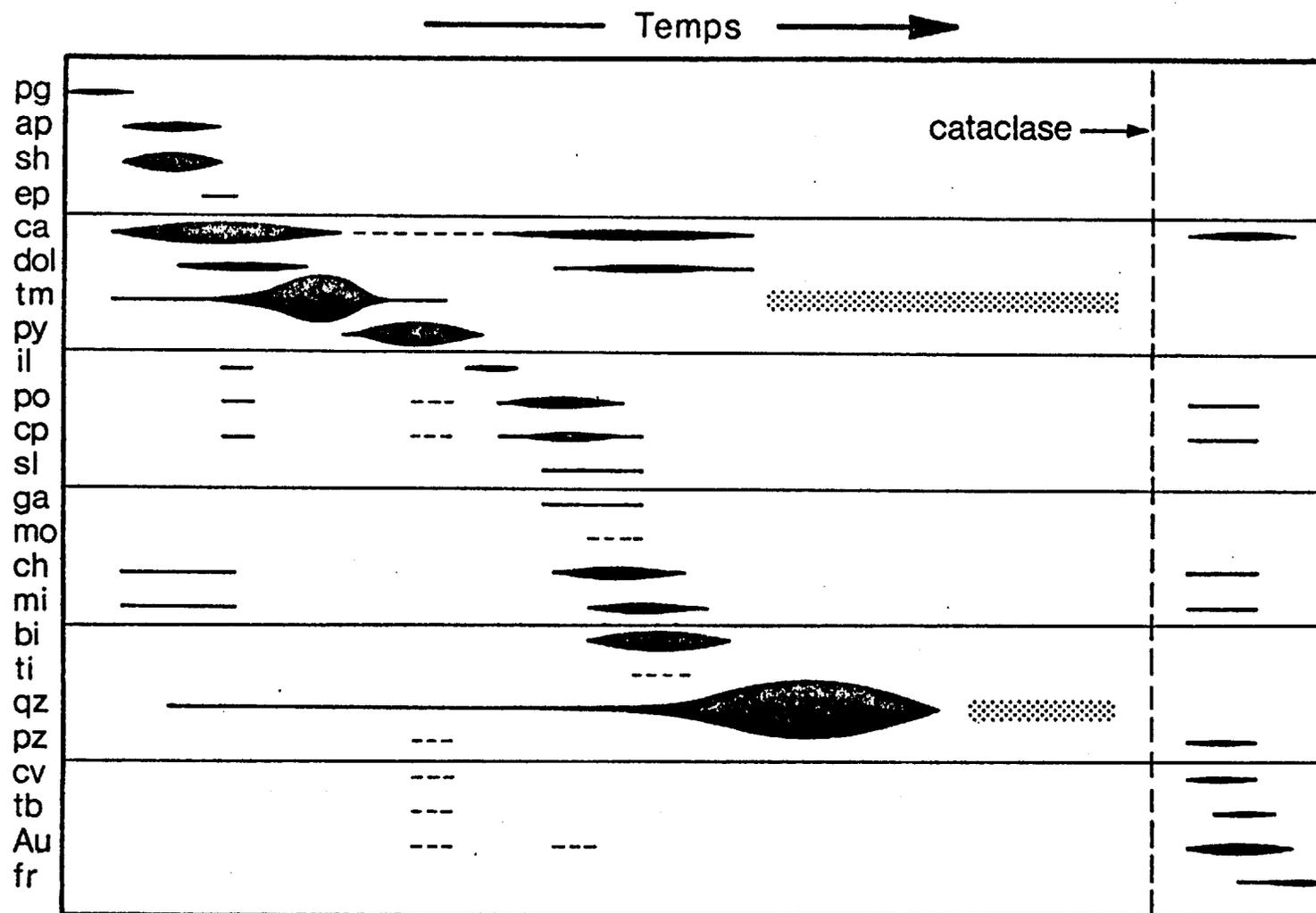


Figure 4.19: Diagramme paragénetique des veines de tension. Les abréviations sont données au tableau 4.1; l'épaisseur du trait reflète qualitativement la quantité de minéral déposé; les traits pointillés représentent des incertitudes; et le patron ombragé représente une déposition dans la partie centrale d'une bande de minéraux. Voir le texte pour des explications supplémentaires.

pratiquement ininterrompue des divers minéraux lors du remplissage d'une bande de minéraux. Les minéraux qui contiennent du calcium, soit l'apatite, la scheelite, l'épidote, la calcite, et jusqu'à un certain point le plagioclase, se sont déposés en premier le long des parois. La majeure partie de la tourmaline s'est déposée subséquentement, suivie de la pyrite. On n'a pas su préciser si certaines inclusions d'or et de tellures dans la pyrite lui sont contemporaines ou si elles résultent d'un remplacement le long de microfissures. Vient ensuite un stage de déposition globalement simultanée d'amas de pyrrhotite et de chalcopryrite, des phyllosilicates, des agrégats de carbonate, d'ilménite, de sphalérite, de galène et de sphène. Les quelques grains d'or qui accompagnent la pyrrhotite et la chalcopryrite se sont déposés à ce stade-ci. La majeure partie du quartz s'est déposée par la suite.

Cette séquence de déposition s'est répétée autant de fois qu'il y a eu d'épisodes d'ouverture dans une veine. La cataclase et la fracturation ne sont généralement survenues qu'après un remplissage complet des veines de tension. Elles se sont accompagnées ou ont été suivies de la déposition de la majeure partie de l'or, des tellures, et de quelques autres minéraux. La cataclase et la fracturation qui l'a accompagnée sont une étape de la formation des veines de tension essentielle à l'introduction de l'or: seules les veines qui ont été cataclasées contiennent de l'or.

Dans les veines qui présentent une texture rubannée (section 4.2.1), le quartz est le principal minéral qui s'est déposé entre les rubans d'éponte. Il est localement accompagné de tourmaline, de pyrite,

d'or et de tellurures. Les relations paragénetiques observées entre ces minéraux sont cohérentes avec celles présentées à la figure 4.19.

4.3 Veines sub-verticales

4.3.1 Généralités

La minéralogie des quatre types de matériel des veines sub-verticales est donnée au tableau 4.1. Dans le matériel irrégulier et le matériel lenticulaire, la minéralogie est essentiellement la même que dans les veines de tension. Les veinules précoces et les brèches présentent une liste de minéraux moins complète. Cependant dans tous les types de matériel, l'habitus des minéraux, de même que leurs relations chronologiques et texturales, sont à peu près les mêmes que ceux que nous avons décrits pour les veines de tension. Donc pour éviter des répétitions inutiles, nous ne ferons pas ici de description détaillée de l'occurrence de chaque minéral pour chaque type de matériel. Nous préférons mettre l'emphase sur les structures et textures internes de chaque type de matériel en ne donnant que les principaux caractères minéralogiques.

4.3.2 Textures internes et minéralogie

4.3.2.1 Veinules précoces

Les veinules précoces se composent principalement de quartz, de calcite, de ferro-dolomite et de quantités mineures de chlorite, de mica blanc et de plagioclase. Les carbonates forment soit des cristaux attachés aux parois des veinules, soit des agrégats irréguliers de grains grossiers qui se disposent généralement en bordure des veinules. Ces deux types de carbonates s'observent également dans les veines de tension. Les carbonates sont entourés de quartz; celui-ci compose généralement la partie centrale des veinules précoces. Localement, de petits feuillets de chlorite et de mica blanc forment des traînées d'inclusions dans le quartz et dans les amas de carbonate. Ces inclusions s'alignent parallèlement aux parois des veinules. Le plagioclase forme localement de petits grains emmêlés avec le quartz mais leurs relations avec les carbonates sont obscures.

Les veinules précoces ont été fortement cataclasées: le quartz y définit communément une texture microgrenue polygonale. Les zones cataclasées s'accompagnent localement de disséminations et de petites veinules de calcite. Les veinules précoces ne sont cependant pas aurifères.

4.3.2.2 Matrice des brèches

Les fragments d'éponte altérée contenus dans les brèches sont discutés au prochain chapitre; nous ne considérons ici que la matrice des brèches. Cette dernière se compose essentiellement de tourmaline, avec des quantités mineures de quartz, de calcite, de chlorite, de pyrite, de mica blanc et d'apatite. Dans les brèches dont la proportion de matrice est supérieure à 20% (figs. 3.9 et 3.10), les contours des fragments sont très nets et la matrice se compose d'un enchevêtrement très compact de petites aiguilles de tourmaline. Les interstices entre ces petites aiguilles s'emplissent de quartz, de calcite, de chlorite, de mica blanc et de pyrite. La calcite entoure la chlorite et la pyrite et, de façon générale, elle veine la tourmaline. À plusieurs endroits, des variations de l'orientation dominante et de la taille des aiguilles indiquent la présence de nombreuses veinules de tourmaline un peu plus grenue dans les enchevêtrements compacts. De telles veinules suggèrent une fracturation répétée dans la matrice des brèches.

Dans les brèches dont la matrice ne se dessine que par un réseau complexe de veinules de tourmaline (fig 3.7), la matrice consiste principalement en des grains poëciloblastiques de tourmaline qui remplacent diverses épaisseurs de la mésostase des roches intrusives le long de microfractures irrégulières. Localement, ce phénomène de remplacement arrondit les fragments. L'augmentation de la proportion de matrice se traduit par la déposition de petites aiguilles enchevêtrées le long de ces fractures. Bien que les fragments d'éponte altérée

contiennent de l'or et des tellurures, nous n'avons pas observé ces deux minéraux dans la matrice des brèches.

4.3.2.3 Matériel irrégulier

Les deux sous-faciès de matériel irrégulier définis à la section 3.2.2.3 présentent la même minéralogie (tableau 4.1). Comme nous l'avons déjà mentionné, il existe une progression entre ces deux sous-faciès. De fait, on observe communément dans le matériel irrégulier une progression entre: (1) une zone de cisaillement stérile; (2) des infiltrations de matériel filonien le long des plans de foliation pour former des veinules bien définies, d'abord isolées, puis progressivement juxtaposées, parallèles à la foliation et séparées par des bandes d'éponte (fig. 3.7); et (3) des amas de quartz avec des lambeaux d'éponte altérée (fig. 3.9) et de tourmaline massive.

Les infiltrations le long des plans de foliation consistent en des petites veinules discontinues et des zones de remplacement diffuses composées surtout de quartz et de carbonate. Là où le quartz et le carbonate remplacent l'éponte, ils sont tachetés de petits cristaux de rutile. Les veinules bien définies et parallèles à la foliation présentent en général des évidences d'ouvertures multiples, telles que des bandes d'éponte très minces et parallèles aux parois à l'intérieur de ces veinules.

Les amas de quartz représentent le sous-faciès le plus "évolué" du matériel irrégulier. Les lambeaux de tourmaline massive,

tout comme les lambeaux d'éponte, s'alignent parallèlement à la foliation, tout en étant ici et là contorsionnés et effilochés. Les lambeaux de tourmaline massive contiennent des quantités variables mais généralement mineures d'apatite, de quartz, de calcite, de pyrite, de pyrrhotite, de chlorite et de mica blanc. On trouve dans cette tourmaline de nombreuses traînées parallèles de petites aiguilles de rutile comme on en trouve dans les épontes altérées et foliées (voir section 5.4.3). La présence de ces traînées de rutile indique que les lambeaux de tourmaline massive représentent en fait des lambeaux d'éponte très altérée (tourmalinisée); nous y revenons plus en détail au section 5.4. Le matériel filonien comme tel, entre les lambeaux d'éponte altérée et de tourmaline massive, se compose principalement de quartz. On y identifie de nombreuses réouvertures, séparées les unes des autres par de minces bandes ondulées de tourmaline massive ou des lambeaux d'éponte (fig. 3.9).

Les deux sous-faciès de matériel irrégulier contiennent les mêmes proportions de minéraux. Ces derniers présentent de plus des relations chronologiques et texturales constantes. Nous les décrivons ici succinctement parce qu'elles sont pratiquement identiques à celles décrites pour les veines de tension.

L'apatite, l'albite, la calcite, la ferro-dolomite et la scheelite forment de petits cristaux, isolés ou en rosettes, qui sont fixés directement aux parois du matériel irrégulier et des veinules associées, ou aux lambeaux d'éponte altérée incorporés à ce type de matériel (fig. 4.20). La tourmaline forme des aiguilles qui sont

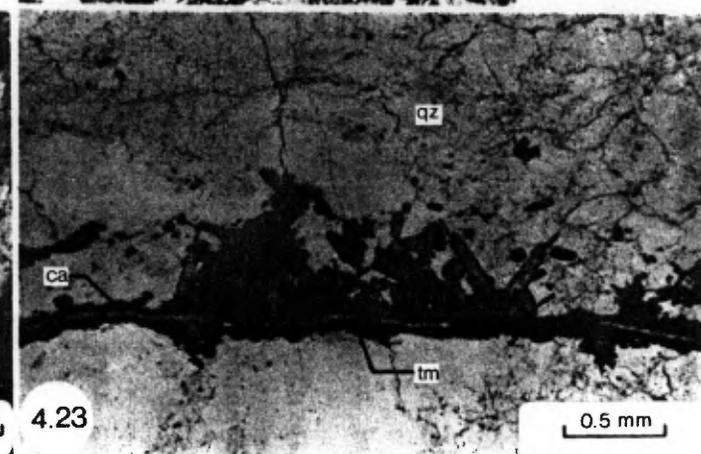
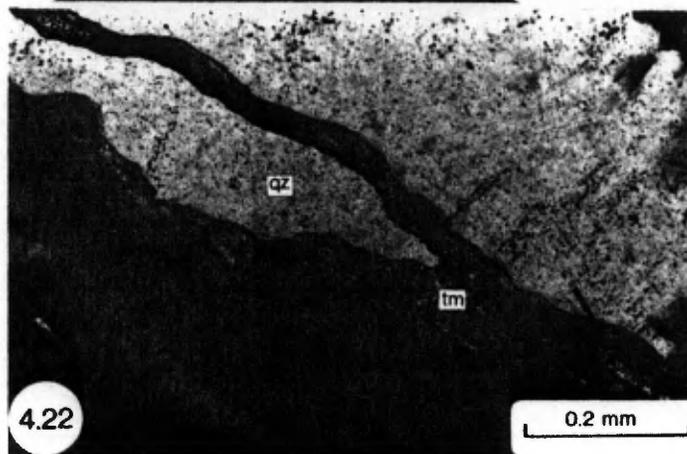
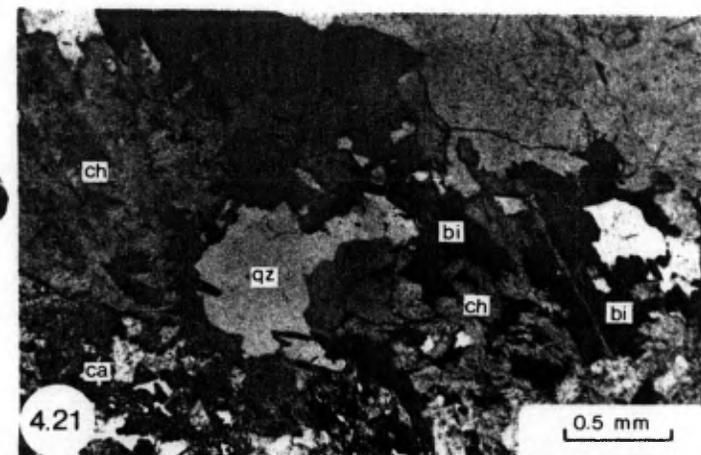
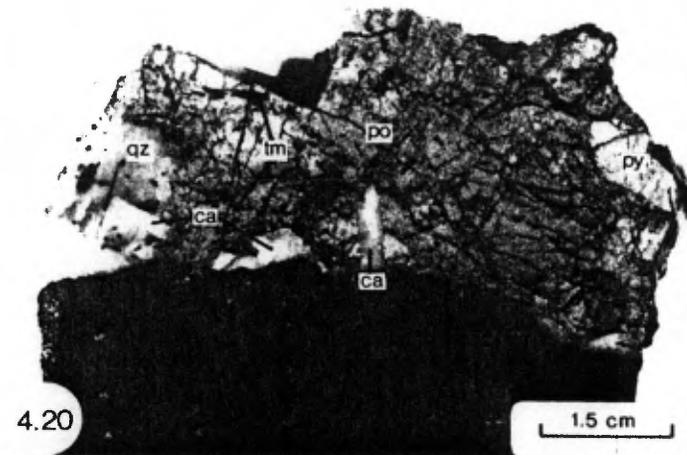


Figure 4.20: Cristaux de calcite (ca) fixés à une paroi et aiguilles de tourmaline (tm) entourés de pyrrhotite (po) et de quartz (qz) dans du matériel irrégulier d'une veine sub-verticale. Il y a de plus un peu de pyrite (py) entourée et partiellement remplacée par la pyrrhotite.

Figure 4.21: Amas de feuillets de chlorite (ch) et de biotite (bi) emmêlés avec des agrégats de calcite (ca) et entourés de quartz (qz) dans du matériel irrégulier d'une veine sub-verticale; lumière transmise, polarisée.

Figure 4.22: Filets de tourmaline (tm) qui occupent des fractures dans le quartz (qz) du matériel lenticulaire d'une veine sub-verticale; lumière transmise, polarisée et analysée.

Figure 4.23: Filet de tourmaline (tm) qui définit la paroi d'une lentille de quartz (qz) dans du matériel lenticulaire formée suite à l'ouverture d'une fracture comme celle présentée à la figure 4.22. Des aiguilles de tourmaline ont cristallisé sur cette paroi et ont été entourées de quartz. Le filet de tourmaline a subséquemment été veiné de calcite (ca); lumière transmise, polarisée.

attachées aux parois ou aux cristaux de ces cinq minéraux précédents. Une petite partie de la tourmaline forme des aiguilles qui parsèment le quartz. Une autre partie emplit les fractures du quartz qui est localement bréchifié. La pyrite forme généralement des cubes qui sont attachés aux parois et aux cristaux des autres minéraux décrits ci-dessus. Ces cubes peuvent aussi être isolés dans le quartz, mais à proximité des parois. La pyrite est localement interstielle à la scheelite, à la tourmaline et aux cristaux de carbonate.

La pyrrhotite et la chalcopyrite forment de petites inclusions globulaires dans la pyrite et forment aussi des amas grossiers qui entourent cette dernière ou la remplacent localement. De petites quantités de sphalérite, d'ilménite et de rutile sont localement intimement associés à ces amas. Les amas de pyrrhotite et de chalcopyrite sont interstitiels aux cristaux de carbonate (fig. 4.20) et aux aiguilles de tourmaline. De plus, ils sont intimement emmêlés avec des amas de chlorite et de mica blanc auxquels ils sont localement interstitiels. Dans quelques veines en profondeur dans la mine, la pyrrhotite et la chalcopyrite sont localement plus abondantes que dans les veines plus près de la surface, soit jusqu'à 10% du volume des veines. Dans ces veines en profondeur, ces sulfures s'accompagnent d'amas de gros feuillets de biotite auxquels ils sont également interstitiels. De plus dans ces veines où la biotite abonde, la quantité de tourmaline diminue considérablement. La chlorite et la mica blanc forment aussi des agrégats de petits feuillets qui sont interstitiels à la tourmaline et qui entourent la pyrite.

La calcite et la ferro-dolomite (fig. 4.4; annexe Ic) forment aussi des agrégats de grains grossiers qui entourent ou qui sont intimement emmêlés aux amas de pyrrhotite et de chalcoppyrite. Ces agrégats de carbonate s'associent spatialement à des amas de chlorite, de mica blanc et de biotite que communément ils entourent (fig. 4.21).

Le quartz constitue en moyenne plus de 80% du volume du matériel irrégulier. Ce minéral est interstitiel à tous les autres minéraux que nous venons de décrire ou il les entoure. L'occurrence de ces minéraux est généralement confinée à la proximité des parois et des lambeaux d'éponte. Le quartz occupe l'espace qui reste, tout en contenant communément de petites aiguilles isolées de tourmaline. Localement, le quartz est bréchifié et fracturé; de minuscules grains de tourmaline emplissent ces fractures.

Dans la majorité des échantillons examinés, le quartz, les carbonates et la scheelite sont cataclasés et fracturés de la même façon que dans les veines de tension. L'or, les tellurures (petzite, calavérite, tellurobismuthite et frohbergite), la calcite et des traces de chlorite, de mica blanc, de pyrrhotite et de chalcoppyrite emplissent les interstices des zones cataclasées et les fractures du quartz, de la tourmaline, des carbonates, de la pyrite et de la scheelite. L'or et les tellurures forment également de petites inclusions globulaires dans la pyrite. Par contre, l'or et les tellurures sont beaucoup moins abondants dans le matériel irrégulier que dans les veines de tension.

4.3.2.4 Matériel lenticulaire et plans de glissement

Les lentilles de quartz individuelles du matériel lenticulaire sont généralement définies par la présence de plans de glissement striés (figs. 3.11 et 3.12). En plus de ces plans de glissements bien définis, il y a dans le matériel lenticulaire de nombreux filets sub-parallèles de tourmaline. Ces derniers ont une épaisseur inférieure à 2 mm et ils s'orientent parallèlement aux lentilles de quartz. Les filets de tourmaline sont soit rectilignes et réguliers, soit ondulés et ramifiés. Au microscope, une partie de ces filets, en particulier ceux qui se ramifient, consiste en de minces bandes très nettes de tourmaline microgrenue (fig. 4.22). De telles bandes sont en fait des fractures emplies de tourmaline qui recoupent les lentilles de quartz. Au prolongement de ces filets de tourmaline, on observe localement des fractures stériles dans le quartz. Les plans de glissement appartiennent à cette catégorie de filets de tourmaline.

L'autre partie des filets de tourmaline, en particulier ceux qui sont rectilignes et réguliers, consiste également en de minces bandes de tourmaline. Toutefois, ces bandes n'ont qu'une paroi très nette; l'autre paroi* consiste en des rosettes de minuscules cristaux de tourmaline entourés de quartz et d'autres minéraux (fig. 4.23). De tels filets de tourmaline constituent en fait des parois de lentilles de quartz sur lesquelles se sont déposés de petits cristaux de tourmaline. La paroi opposée des lentilles de quartz ainsi définies se caractérise par ce même type de filet de tourmaline. De telles lentilles de quartz

se sont probablement formées par une ouverture des fractures définies par le premier type de filets de tourmaline que nous avons décrits ci-dessus. Si on considère que ces lentilles de quartz définissent des cymoïdes en section verticale (voir section 3.2.2.5), on peut supposer que de telles ouvertures se sont produites par du mouvement sub-vertical, parallèle aux stries de glissement, le long des fractures emplies de tourmaline.

Les lentilles individuelles que nous venons de décrire se composent essentiellement de quartz. Dans ces lentilles, l'occurrence des autres minéraux (tableau 4.1) est pratiquement restreinte à la proximité des parois qui sont définies soit par le deuxième type de filets de tourmaline, ou soit par le contact du matériel lenticulaire avec l'éponte, avec du matériel irrégulier ou avec une brèche. Les relations texturales et chronologiques entre les divers minéraux des lentilles de quartz sont similaires à celles observées dans les veines de tension.

Le plagioclase, la scheelite, la calcite et la ferro-dolomite forment des cristaux fixés aux parois des lentilles de quartz. Dans sa principale occurrence, la tourmaline forme des rosettes de petites aiguilles attachées aux parois, que ces dernières soient définies par le deuxième type de filets de tourmaline que nous avons décrit (fig. 4.23) ou par une fracture stérile. La tourmaline est localement attachée aux cristaux de carbonates. Les aiguilles de tourmaline sont entourées de pyrite, de chlorite, de mica blanc, de pyrrhotite, de chalcopryrite et de quartz. On observe de plus des aiguilles, isolées ou en agrégats, en

inclusion dans le quartz de la partie centrale des lentilles. Cette texture indique une déposition prolongée de la tourmaline.

La pyrite forme des cubes millimétriques rattachés aux parois ou baignant dans le quartz à proximité des mêmes parois. La pyrite entoure la tourmaline ou en contient des inclusions. Les cubes de pyrite sont localement cataclasés et veinés de chalcopryrite, de calcite, d'or et de tellurures. La chlorite et le mica blanc forment des feuilletts qui sont localement attachés aux parois des lentilles de quartz. Ces deux minéraux entourent généralement la tourmaline et la pyrite. On les trouve aussi en inclusions dans le quartz. De petits amas de pyrrhotite et de chalcopryrite s'associent localement à la chlorite et au mica blanc.

Le quartz entoure tous les autres minéraux décrits ci-dessus. Comme nous l'avons mentionné précédemment, il est localement fracturé et les veinules sont emplies de minces filets ramifiés de tourmaline. Le quartz est de plus cataclasé, comme les veines de tension, dans les veinules précoces et dans le matériel irrégulier.

L'or et les tellurures (petzite, calavérite, tellurobismuthite et frobergite) occupent des microfractures irrégulières et discontinues dans le quartz, la tourmaline et la pyrite, et dans les interstices des zones recristallisées du quartz. L'or forme localement des traînées de minuscules grains parallèles à des traînées d'inclusions fluides dans le quartz. Dans ces occurrences, l'or et les tellurures s'accompagnent de calcite et de traces de chlorite et de chalcopryrite. Il y a localement de l'or et de la pyrite qui se plaquent sur des plans de glissement.

Quelques veinules d'or et de calcite, associées aux zones cataclasées du quartz, recourent des plans de glissement et, localement, coupent le contact avec du matériel irrégulier. Ces veinules se prolongent alors dans ce dernier matériel, où elles semblent également associées au quartz cataclaté. De manière qualitative, il y a plus d'or et de tellurures qui sont associés au matériel lenticulaire qu'aux autres types de matériel des veines sub-verticales.

4.3.3 Zonalité minéralogique

Dans le matériel irrégulier des veines sub-verticales, on observe la même zonalité verticale que dans les veines de tension. Dans quelques veines, à partir d'une profondeur d'environ 1300 m, il y a apparition d'amas centimétriques de feuillets de biotite. Dans les veines ou segments de veines où la biotite abonde, la tourmaline est pratiquement absente. Parallèlement, dans le matériel irrégulier de ces mêmes veines, on observe des amas grossiers et abondants de pyrrhotite et de chalcopryrite qui entourent et remplacent la pyrite. Nous n'avons pas observé de telles zonalités minéralogiques dans les autres types de matériel des veines sub-verticales. Cette absence de zonalité peut s'expliquer en partie par un échantillonnage trop erratique de ces types de matériel à des profondeurs plus grandes que 1300 m.

Longitudinalement, dans les veines sub-verticales où on observe la zonalité, les transitions tourmaline biotite et pyrite pyrrhotite + chalcopryrite se manifestent aux extrémités est et

ouest des veines à des profondeurs moindres que dans la partie centrale de la mine. Le long d'une même veine, les deux transitions minéralogiques définissent une limite concave vers le haut.

La zonalité des veines de tension suit celle des veines sub-verticales. En effet, les veines de tension ne contiennent de la biotite et d'importantes quantités de pyrrhotite et de chalcopryrite que si elles se joignent à des veines sub-verticales dont le matériel irrégulier en contient aussi.

4.3.4 Mode de formation

Dans les veinules précoces, dans le matériel irrégulier comme dans le matériel lenticulaire, on observe, rattachés aux parois, des cristaux de carbonate, d'apatite, de scheelite et de tourmaline. La présence de ces cristaux, tout comme dans le cas des veines de tension, indique une cristallisation libre dans un espace ouvert. La déposition des minéraux dans ces trois types de matériel s'est donc faite suite à l'ouverture d'une fracture. La préservation de délicates textures formées par les cristaux et l'absence de géodes dans des types de matériel indiquent que ces fractures se sont maintenues ouvertes jusqu'au remplissage complet de l'espace créé. D'autre part, la structure interne de ces trois types de matériel indique une succession complexe d'épisodes d'ouverture et de remplissage.

Malgré la déformation et la recristallisation qui ont affecté les veinules précoces, on reconnaît localement des traînées de feuillets

de chlorite et de mica blanc parallèles aux parois. Ces traînées représentent des inclusions d'éponte incorporées aux veinules lors de réouverture car sur l'un ou l'autre côté de ces traînées s'attachent des cristaux de carbonate. Ainsi, les veinules précoces se forment par quelques étapes d'ouverture et de remplissage d'une même fracture.

Nous avons mentionné à la section 4.3.2.3 un passage graduel dans le matériel irrégulier, entre: (1) des veinules et des infiltrations isolées le long des plans de foliation; (2) des séries de veinules parallèles et juxtaposées; et (3) des amas de quartz contenant des lambeaux d'éponte. Les veinules parallèles à la foliation se sont formées par séparation de plans de foliation et par remplissage des ouvertures ainsi créées. D'autres veinules se sont formées suite à l'ouverture de fractures obliques à la foliation. Toutes ces veinules sont séparées les unes des autres par des épaisseurs variables d'éponte (fig. 3.7).

Dans plusieurs veinules associées au matériel irrégulier, on observe des traînées de feuillets de chlorite et de mica blanc parallèles aux parois, sur lesquelles s'attachent des cristaux de tourmaline, de carbonate, de scheelite et de pyrite. Cette texture indique une ouverture répétée de telles veinules. Ainsi, la réouverture successive de plusieurs veinules a progressivement épaissi la quantité de matériel irrégulier dans les zones de cisaillement ductile. Une bande d'éponte foliée qui séparait deux veinules (fig. 3.7) est éventuellement devenue un lambeau isolé dans du quartz (fig. 3.9) suite à l'ouverture et au remplissage répétés de ces deux veinules. Ces

réouvertures de veinules, qui ne se sont pas nécessairement produites suivant des plans rectilignes et réguliers, ont contribué à produire des lambeaux d'éponte effilochés et contorsionnés.

Par ailleurs, une faible quantité des masses irrégulières de quartz s'est formée par remplacement de l'éponte. En plus du remplacement qui a accompagné les infiltrations le long des plans de foliation, certaines parties d'amas de quartz sont tachetées de petits cristaux de rutile, ce qui indique une formation par remplacement de l'éponte plutôt que par remplissage d'espaces ouverts. D'une façon générale cependant, le matériel irrégulier s'est formé par l'ouverture et le remplissage de fissures parallèles ou obliques aux plans de foliation et par réouvertures multiples des veinules ainsi formées, jusqu'à dilution de lambeaux d'éponte dans des amas irréguliers de quartz.

La formation du matériel lenticulaire a débuté par la formation de fractures plus ou moins rectilignes qui recoupaient l'éponte et les autres types de matériel présents. L'ouverture de ces fractures a créé des espaces ouverts dans lesquels se sont déposées les lentilles de quartz. Subséquemment, il y a eu formation d'autres fractures dans les lentilles de quartz, et la tourmaline microgrenue s'y est déposée (fig. 4.22). L'ouverture de ces nouvelles fractures emplies de tourmaline a engendré de nouvelles lentilles de quartz aux parois caractérisées par le deuxième type de filets de tourmaline (fig. 4.23). À certains endroits, il est évident que l'ouverture des fractures

emplies de tourmaline microgrenue a été provoquée par la formation de cymoïdes suite à du mouvement vertical (inverse) le long de ces fractures. En fait, les plans de glissement sont des fractures emplies de tourmaline microgrenue le long desquelles il y a eu mouvement vertical (accompagné ou non de la formation de cymoïdes).

À d'autres endroits, il n'y a aucune évidence de mouvement vertical le long des filets tourmaline. L'agencement des cristaux de carbonate et de tourmaline dans quelques lentilles de quartz suggère plutôt une ouverture perpendiculaire aux filets de tourmaline, soit une ouverture en tension. Si tel est le cas, il y a une contradiction entre le régime en compression nécessaire au développement des zones de cisaillement ductile et le régime en tension requis pour former des lentilles de quartz. Nous tentons de résoudre cette contradiction au chapitre 7.

En résumé, le matériel lenticulaire s'est lui aussi formé par ouverture et remplissage répétés de fractures. Chaque épisode d'ouverture et de remplissage a donné lieu à la formation d'une lentille de quartz. Cependant, toutes les fractures (emplies de tourmaline microgrenue) que l'on retrouve dans le matériel lenticulaire ne se sont pas ouvertes.

De plus, les veinules précoces, le matériel irrégulier et le matériel lenticulaire ont été cataclasés. Dans ces deux derniers types de matériel, des micro-veinules associées à la cataclase recoupent les diverses générations de matériel déposé à la suite des réouvertures. Donc, pour chaque type de matériel, il semble que la cataclase soit

survenue après son développement complet. Cependant on ne peut préciser si la cataclase est survenue après la formation de tous les types de matériel des veines sub-verticales, ou si elle s'est produite dans le matériel irrégulier pendant que le matériel lenticulaire se formait.

Les brèches diffèrent des autres types de matériel des veines sub-verticales par leur mode de formation. La matrice de ces brèches est dominée par de la tourmaline microgrenue. Ce minéral ne présente pas de cristaux bien formés qui indiqueraient une déposition tranquille dans un espace ouvert. Au contraire, l'absence de cette texture dans la tourmaline de la matrice et la nature microgrenue de ce minéral semblent suggérer une déposition très rapide de la tourmaline entre les fragments des brèches. La présence d'un réseau de petites veinules de tourmaline plus grossière dans cette matrice indique d'autre part une histoire de formation complexe, marquée par une fracturation prolongée.

Dans la majorité des brèches que nous avons observées, les fragments d'éponte sont anguleux. Néanmoins, la déposition de tourmaline entre les fragments des brèches s'est accompagnée localement d'un remplacement de ces fragments par la tourmaline. Ce remplacement a produit des restes de fragments de forme sub-arrondie (voir section 4.3.2.2).

Nous avons aussi mentionné à la section 3.2.2.4 que les fragments des brèches ne montrent aucun signe de rotation ou d'abrasion mécanique, éliminant ainsi la possibilité d'une origine tectonique. Dans les brèches dont la proportion fragment-matrice est assez élevée

(fig. 3.10), on peut réassembler les fragments simplement en soustrayant la matrice de tourmaline. De telles brèches semblent s'être formées par un éclatement de la roche.

Phillips (1972) a étudié des brèches aux caractéristiques semblables à celles de la mine Sigma dans des gisements filoniens de Zn-Pb en Angleterre. Ces brèches se retrouvent préférentiellement dans le toit de failles normales. La situation à la mine Sigma est quelque peu analogue en ce sens que les brèches tendent à s'y former dans le toit de zones de cisaillement ductile. Selon Phillips, la formation de ces brèches aurait débuté par la fracturation hydraulique de la roche causée par une pression élevée du fluide minéralisateur qui s'infiltrerait dans l'éponte supérieure de failles normales plus ou moins scellées. Une propagation subséquente de ces failles aurait engendré une baisse de pression du fluide qui aurait fait éclater l'éponte supérieure préalablement fracturée.

À la mine Sigma, les brèches pourraient résulter de l'infiltration de fluide minéralisateur sous pression dans les roches compétentes (diorite porphyrique et porphyre feldspathique). Cette infiltration provoquerait une fracturation des épontes. Un mouvement ultérieur le long des zones de cisaillement ductile causerait une baisse de pression du fluide et un éclatement de l'éponte fracturée. Cette baisse de pression pourrait aussi être responsable de la précipitation rapide de tourmaline dans la matrice des brèches. Nous revenons au chapitre 7 sur ces notions de pression élevée du fluide minéralisateur et de fracturation hydraulique.

4.3.5 Paragénèse

Les structures internes des veinules précoces, celles du matériel irrégulier et celles du matériel lenticulaire indiquent que ces types de matériel se forment par déposition répétée de minéraux dans des espaces ouverts. Pour n'importe quel type de matériel les bandes de minéraux produites par chaque épisode de déposition présentent les mêmes textures et la même minéralogie. D'une phase à l'autre, on n'observe que des variations de proportion des divers minéraux. Ainsi, pour chaque type de matériel des veines sub-verticales on peut établir la séquence de déposition des minéraux lors d'un épisode d'ouverture de remplissage. Cette séquence se répète autant de fois qu'il y a d'épisodes de déposition dans le type de matériel donné (sauf dans le cas des brèches). Les séquences paragénétiques des quatre types de matériel filonien des veines sub-verticales sont présentées à la figure 4.24. Les diagrammes paragénétiques y sont agencés selon l'ordre d'introduction de ces types de matériel dans les zones de cisaillement ductile (fig. 3.20).

Dans les veinules précoces, la minéralogie est simple. Il y a eu déposition de carbonates, d'abord sous forme de cristaux attachés aux parois, puis progressivement sous forme d'agrégats dans la partie centrale des veinules, suivie de la déposition du quartz. On ne peut déterminer la position paragénétique du plagioclase. La chlorite et le mica blanc forment des inclusions dans le quartz et les carbonates: il s'agit d'inclusions d'éponte qui ont été incorporées à la veine lors de

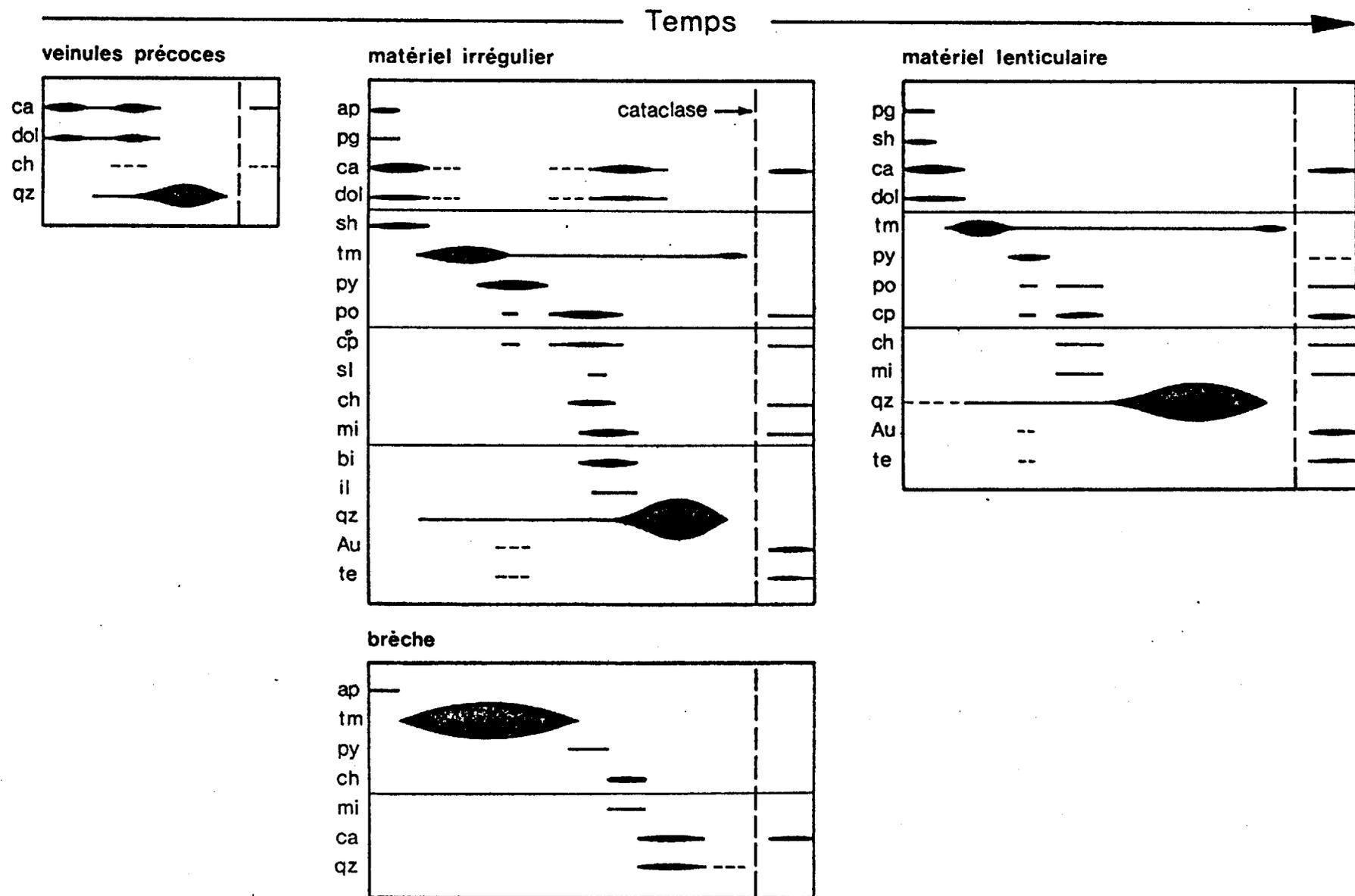


Figure 4.24: Diagrammes paragénétiques pour les quatre types de matériel des veines sub-verticales. L'agencement des diagrammes respecte l'ordre d'introduction de ces types de matériel dans les zones de cisaillement ductile (fig. 3.20). Les symboles utilisés sont ceux du tableau 4.1 (de plus, te = tellurures); la légende est la même qu'à la figure 4.19; voir le texte pour des explications supplémentaires.

réouvertures et qui ne font donc pas partie de la séquence paragénétique. Des traces de calcite et de chlorite se sont déposées dans des micro-fissures et dans les interstices des zones cataclasées du quartz.

La paragenèse dans les brèches est dominée par la déposition de tourmaline qui englobe quelques petits cristaux d'apatite. Vient ensuite la déposition de petites quantités de pyrite, de mica blanc, de chlorite, de calcite et de quartz dans les interstices de la tourmaline. De petites veinules de calcite recoupent cette dernière.

Le matériel irrégulier affiche une minéralogie plus complète que les veinules précoces et les brèches et conséquemment, une paragenèse plus complexe que ces deux types de matériel. Les minéraux contenant du calcium (apatite, plagioclase, calcite, ferro-dolomite et scheelite) se sont déposés les premiers et ont formé des cristaux attachés aux diverses parois. Leur déposition a été suivie de celle de la tourmaline, puis celle de la pyrite. Est venu ensuite un stade de déposition à peu près simultanée de pyrrhotite, de chalcopryrite, de phyllosilicates, de sphalérite et d'ilménite, accompagnée de la déposition continue de petites quantités de quartz et de tourmaline. Ce stade de déposition s'est accompagné et a été suivi de la déposition d'agrégats grossiers d'une deuxième génération de carbonate. La majeure partie du quartz s'est déposée subséquentement, accompagnée de la déposition continue d'un peu de tourmaline. Ce dernier minéral s'est également déposé dans des fractures locales du quartz.

Après la déposition du quartz, le matériel irrégulier a atteint son plein volume. La cataclase subséquente de ce type de matériel s'est accompagnée ou a été suivie de la déposition de l'or, des tellurures, de calcite, de pyrrhotite, de chalcopryrite, de chlorite et de mica blanc (fig. 4.24).

Le matériel lenticulaire présente essentiellement la même séquence de déposition des minéraux que le matériel irrégulier. La principale distinction réside dans l'absence de la deuxième génération de carbonate (agrégats grossiers) dans le matériel lenticulaire. De plus, la biotite, la sphalérite, l'ilménite et le rutile sont absents dans ce dernier.

Un examen attentif de la figure 4.24 permet de constater que les minéraux présents dans les quatre types de matériel filonien des veines sub-verticales se sont toujours déposés suivant la même séquence. Il y a donc cohérence entre les séquences paragénétiques de ces quatre types de matériel. De plus, à l'exception possible des brèches, tous ces types de matériel ont été cataclasés. Dans le matériel irrégulier et le matériel lenticulaire, cette cataclase s'est accompagnée ou a été suivie de l'introduction d'or et de tellurures. Des micro-veinules de calcite associées à la cataclase recoupent les contacts entre les diverses lentilles de quartz du matériel lenticulaire et le contact entre le matériel lenticulaire et le matériel irrégulier. Ces recoupements suggèrent que la cataclase, de même que l'introduction de l'or et des tellurures, sont survenues après le développement de ces quatre types de matériel de veine dans les zones de cisaillement ductile.

4.4 Discussion

Malgré des aspects et des structures internes très différents, les veines de tension et les divers types de matériel des veines sub-verticales, à l'exception des brèches, présentent d'étonnantes similitudes quant à leur mode de formation, leur minéralogie et même leur séquence paragenétique.

Nous montrons que les veines de tension, de même que les veinules précoces, le matériel irrégulier et le matériel lenticulaire des veines sub-verticales, se forment généralement par une répétition d'ouvertures et de remplissages de fractures. Ces fractures ont été maintenues ouvertes jusqu'au remplissage complet des cavités créées, permettant ainsi une croissance libre des minéraux. Donc, indépendamment de leur orientation, les diverses veines et les divers types de matériel de veine, à l'exception des brèches, se sont développés globalement suivant un processus d'ouverture et de remplissage de fractures ("open-space filling"). L'ouverture de ces fractures s'est faite généralement en tension, sauf dans le matériel lenticulaire des veines sub-verticales où quelques ouvertures se sont produites par du mouvement vertical (généralement inverse) le long de plans de glissement ondulés, produisant ainsi des cymoïdes. Nous discutons au chapitre 7 des rôles respectifs qu'ont joué la déformation qui accompagne le développement des veines et la pression du fluide minéralisateur dans la formation et l'ouverture de ces fractures.

Les brèches des veines sub-verticales présentent un mode de formation particulier. Leurs caractéristiques structurales et texturales semblent indiquer que ces brèches se sont formées par un éclatement de la roche accompagné de la déposition rapide de la tourmaline dans les interstices entre les fragments.

À l'exception des veinules précoces, les autres types de matériel des veines sub-verticales et les veines de tension affichent une minéralogie très semblable (tableau 4.1). De plus, les proportions des divers minéraux dans les veines de tension, dans le matériel irrégulier et dans le matériel lenticulaire des veines sub-verticales sont à peu près équivalentes. Nous suggérons qu'une partie des distinctions minéralogiques est attribuable à la distribution erratique de certains minéraux et à la difficulté conséquente de les échantillonner, plutôt qu'à des différences minéralogiques significatives. De plus, la zonalité minéralogique observée dans les veines de tension est également présente dans le matériel irrégulier des veines sub-verticales auxquelles elles sont reliées. Ces similitudes de minéralogie et de zonalité minéralogique entre les veines de tension, les brèches, le matériel irrégulier et le matériel lenticulaire des veines sub-verticales indiquent qu'un même fluide minéralisateur a circulé dans les deux types de veines. Ce phénomène nous est également suggéré par la contemporanéité globale des deux types de veines et par le fait que les veines de tension sont communément en continuité avec le matériel irrégulier et le matériel lenticulaire des veines sub-verticales (voir section 3.5).

La similitude la plus intéressante entre les veines de tension et les quatre types de matériel des veines sub-verticales réside dans la remarquable cohérence de la séquence de déposition de leurs minéraux pour des épisodes individuels d'ouverture et de remplissage. En effet, une comparaison des figures 4.19 et 4.24 démontre que lorsqu'ils sont présents, presque tous les minéraux (en particulier la scheelite, les carbonates, la tourmaline, la pyrite, la pyrrhotite, les phyllosilicates, le quartz, l'or et les tellurures) se sont déposés selon même ordre, indépendamment du type de veine ou de matériel de veine. Cette cohérence de la séquence paragéométrique indique que dans chaque type de veine ou de matériel de veine, les mêmes facteurs ont contrôlé et influencé la déposition des divers minéraux à partir d'un même fluide minéralisé. Nous tentons d'évaluer quelles sont les principales causes de déposition des minéraux au chapitre 7.

Tous les types de veines ou de matériel de veine ont été affectés à divers degrés par un phénomène de cataclase ou de recristallisation et de fracturation. Le quartz et les carbonates sont les minéraux les plus sensibles à cette recristallisation. Dans le quartz, la recristallisation a produit une extinction ondulante, une texture interne en mosaïque, des bordures de grains suturées, et même des lamelles de déformation. Dans le carbonate, elle a produit des textures en mosaïque et des macles de déformation. Les textures produites dans ces deux minéraux et la fracturation des autres minéraux indiquent qu'il s'agit d'une recristallisation tectonique plutôt que thermique.

Nous montrons à la section 3.6 que les divers types de veines se sont formés en réponse à une déformation progressive et continue. Cette déformation est sans doute responsable de la fracturation de la scheelite et de la tourmaline qui s'est produite avant la déposition du quartz dans plusieurs veines. La même déformation progressive est sans doute aussi responsable de la cataclase des veines. Localement, la cataclase s'est produite concurremment à la formation des veines tel qu'indiqué par des degrés de recristallisation différents dans diverses bandes de minéraux produites dans quelques veines de tension par plusieurs épisodes d'ouverture et de remplissage. Dans la majorité des cas cependant, la cataclase s'est produite après la formation complète de la veine ou du type de matériel considéré. Cette relation chronologique est précisée par le fait que les micro-veinules associées à la cataclase recourent les bandes de minéraux produites par différents épisodes d'ouverture, de même que différents types de matériel de veine.

Tous les types de veines et de matériel de veine, à l'exception des veinules précoces, contiennent de l'or et des tellurures. La presque totalité de cet or et de ces tellurures occupent les micro-fractures et les interstices des zones cataclasées des veines. Ainsi, la majeure partie de ces deux minéraux s'est donc introduite tardivement dans ces veines et ces types de matériel filonien, soit durant la cataclase ou peut-être après. De très petites quantités d'or et de tellurures forment aussi des inclusions dans la pyrite et localement dans la pyrrhotite qui l'entoure (figs. 4.19 et 4.24). Nous n'avons pu préciser avec certitude si cet or et ces tellurures sont contemporains à

ces deux minéraux ou s'ils y ont été introduits tardivement. Quoi qu'il en soit, seules les veines de tension qui ont été cataclasées contiennent de l'or et des tellurures; les veines et segments de veines de tension peu ou pas cataclasés sont stériles. Cette observation, appuyée par le fait qu'il n'y ait pas d'or dans la structure cristalline de la pyrite, n'appuie pas l'hypothèse que l'or, initialement en solution solide dans les sulfures, ait été remobilisé dans les micro-fractures et les interstices des zones cataclasées, comme l'a déjà proposé Coleman (1957). Par ailleurs, l'introduction tardive de l'or dans ces micro-fractures et ces interstices limite considérablement le volume de fluide qui peut y avoir circulé et y avoir déposé l'or, tel que l'a souligné White (1943).

D'autre part, le fait que les veinules précoces ne contiennent pas d'or et qu'elles aient une minéralogie très simple (tableau 4.1) appuie l'hypothèse émise à la section 3.2.2.2, à savoir que ces veinules peuvent résulter d'une remobilisation locale de type "pressure-solution" de ses constituants.

4.5 Résumé

L'examen détaillé des structures et textures internes des divers types de veines et de matériel de veine indique que ceux-ci, à l'exception des brèches, se sont formés par une série d'épisodes d'ouverture de plans de foliation ou de fractures suivis de leur remplissage. Les fractures et les plans de foliation ont été maintenus

ouverts jusqu'au remplissage complet des vides ainsi créés, suggérant une pression suffisamment élevée du fluide minéralisateur. Les brèches des veines sub-verticales se sont formées par fissuration locale puis éclatement d'épontes compétentes, phénomènes accompagnés d'une déposition rapide de tourmaline.

La déposition des minéraux dans tous les types de veines et de matériel de veine s'est produite d'une manière continue dans des espaces ouverts, suivant une séquence constante. Cette cohérence de l'ordre de déposition des minéraux indique que les mêmes facteurs ont contrôlé cette déposition dans chaque type de veine et de matériel de veine, qui ont par ailleurs tous été cataclasés. Dans les veines de tension et les matériaux irréguliers et lenticulaires des veines sub-verticales, l'or se retrouve presque exclusivement dans les micro-fractures et les interstices produites par cette cataclase. L'or a donc été introduit dans ces veines après leur remplissage. La cataclase de ces veines semble de plus une condition essentielle à l'introduction de l'or.

CHAPITRE V

ALTÉRATION DES ÉPONTES

5.1 Introduction

En bordure des veines de tension et des veines sub-verticales de la mine Sigma, on observe communément une zone d'altération hydrothermale qui se manifeste par un changement de couleur de la roche encaissante. L'altération témoigne d'une tendance vers l'équilibre chimique entre les épontes et un fluide hydrothermal: l'assemblage minéralogique initial des épontes se transforme en un assemblage plus stable sous les conditions hydrothermales (température, pression et composition du fluide). L'étude de l'altération hydrothermale peut nous permettre de placer des contraintes quantitatives sur les conditions physico-chimiques du système hydrothermal, de comprendre une partie des processus qui engendrent la déposition des minéraux dans les veines, et de préciser la nature et le contenu du fluide hydrothermal qui a circulé dans les veines (Meyer et Hemley, 1967; Rose et Burt, 1979). C'est en vue d'obtenir ces précieuses informations que nous avons entrepris d'étudier l'altération en bordure des veines à la mine Sigma.

Cette étude de l'altération hydrothermale comprend deux volets complémentaires. Le premier, qui fait l'objet du chapitre 5, concerne un examen détaillé des transformations minéralogiques et texturales qui caractérisent cette altération. Nous y mettons emphase sur les relations chronologiques entre l'altération, la déposition des minéraux

hydrothermaux dans les veines et la déformation qui accompagne la formation des veines verticales. Cet aspect de l'altération hydrothermale a été peu discuté dans les études récentes qui favorisent plutôt une approche géochimique. Le second volet, qui fait l'objet du chapitre 6, concerne une évaluation des transferts chimiques qui surviennent entre l'éponte et le fluide hydrothermal lors de l'altération.

Nous avons étudié les zones d'altération hydrothermale en bordure des veines dans les trois principaux types de roches à la mine Sigma, soit les laves, la diorite porphyrique et les dykes de porphyre feldspathique, afin de déceler les contrôles lithologiques sur le développement de cette altération et éventuellement sur la mise en place de l'or. Nous avons considéré séparément les épontes des veines de tension et celles des veines sub-verticales parce que les épontes des veines de tension sont peu ou pas déformées et permettent une bonne observation des effets de l'altération, alors que dans les épontes des veines sub-verticales, la déformation associée à la formation des zones de cisaillement ductile obscurcit les effets de l'altération.

Notre examen a porté sur plus de 125 lames minces polies et sections polies provenant de 35 profils en bordure des veines de tension et environ 60 lames minces polies et sections polies provenant de 26 profils en bordure des veines sub-verticales. Dans la majorité de ces profils, en particulier ceux autour des veines de tension, les lames minces polies préparées couvrent une bande continue à travers la zone visible d'altération. Au-delà de la zone visible, les lames proviennent d'échantillons de plus en plus éloignés (localement jusqu'à 5 m) des veines.

5.2 Épentes non-altérées

5.2.1 Généralités

Avant d'évaluer les effets de l'altération hydrothermale qu'accompagne la mise en place des veines sur les épentes, il est important de bien établir les caractéristiques minéralogiques et texturales des épentes fraîches, ou non-altérées. L'expérience nous a appris qu'à la mine Sigma, les échantillons distants de plus d'environ 5 m des veines ne sont pas altérés. Par ailleurs, nous avons montré à la section 2.3 que la mise en place des veines s'effectue après un métamorphisme de faciès schiste vert des divers types de roches (tableau 2.1). Conséquemment, les roches non-altérées présentent des assemblages minéralogiques caractéristiques de ce métamorphisme. Ainsi, les laves andésitiques, la diorite porphyrique et le porphyre feldspathique se composent de proportions variables de plagioclase, de chlorite, d'épidote, de quartz, de mica blanc, de biotite (en profondeur seulement) et de quantités mineures d'ilménite, de leucoxène, d'apatite, de pyrite et de carbonate. Nous reportons au tableau 5.1 un estimé visuel de la composition minéralogique moyenne de chacune des trois lithologies examinées.

Tableau 5.1: Composition minéralogique des principaux types de roche à la mine Sigma (estimé visuel des proportions volumiques).

Minéral	Lave andésitique	Diorite porphyrique	Porphyre feldspathique
plagioclase	60	45	45
quartz	5	15	15
chloritel ¹	25	25	20
épidote	5	8	10
mica blanc	1	5	8
ilménite	2	1	1
carbonate	2	1	1
apatite	tr ²	tr	tr
pyrite	tr	tr	tr

1: il y a aussi de la biotite dans les échantillons plus profonds que 800 m.

2: tr = trace.

5.2.2 Laves andésitiques

À cause de leur hétérogénéité, nous avons porté moins d'attention aux roches volcaniques qu'aux deux types de roches intrusives examinées. Les laves andésitiques massives consistent en de minuscules grains irréguliers et en lattes de plagioclase qui baignent dans une mésostase microgrenue de chlorite accompagnée d'un peu d'épidote. Les lattes de plagioclase sont communément tachetées de petites inclusions d'épidote. De nombreuses lamelles d'ilménite et quelques petits grains de leucoxène et de pyrite parsèment la mésostase de ces laves. On y trouve également des micro-veinules, des disséminations ou des nodules de quartz et de carbonate.

Les laves contiennent localement de 5 à 10% de phénocristaux de plagioclase de 0.5 à 1 mm de diamètre. Ces phénocristaux sont généralement tachetés d'épidote et d'un peu de mica blanc. On observe également quelques phénocristaux prismatiques, aux sections losangiques, subséquentement pseudomorphosés par de la chlorite, de l'ilménite et de petites quantités d'épidote, de mica blanc, de carbonate et d'apatite. La forme de ces derniers phénocristaux et la nature des minéraux qui les remplacent indiquent qu'il s'agissait initialement probablement d'amphibole.

Dans les échantillons où la foliation régionale est bien développée, les lattes de plagioclase et les minuscules feuilletts de chlorite et de mica blanc s'alignent parallèlement les uns aux autres. Les phénocristaux pseudomorphosés par la chlorite s'alignent localement avec la foliation.

5.2.3 Diorite porphyrique

La diorite porphyrique se compose normalement d'environ 40% de phénocristaux de plagioclase et de 2 à 10% de pseudomorphes de phénocristaux de minéraux mafiques primaires qui baignent dans une matrice généralement microgrenue (fig. 5.1). Les phénocristaux de plagioclase sont généralement idiomorphes et leur taille varie de 0.5 à 2 mm. Ces phénocristaux contiennent de 30 à 60% de petites inclusions d'autres minéraux (fig. 5.2): il s'agit principalement d'épidote (clinozoïsite) et d'un peu de mica blanc, de chlorite et de calcite.

Les "pseudomorphes de phénocristaux de minéraux mafiques primaires", que nous dénommerons par la suite "pseudomorphes" afin d'alléger le texte, se composent principalement de chlorite et d'épidote (surtout pistachite), et de quantités accessoires d'ilménite, de leucoxène, de sphène, de mica blanc, de calcite, d'apatite et de pyrite (fig. 5.3). La taille des pseudomorphes varie de 0.2 à 2 mm. Ils forment des prismes allongés aux sections généralement losangiques et localement carrées. Ces formes suggèrent qu'initialement, les pseudomorphes étaient des phénocristaux d'amphibole surtout, et aussi de pyroxènes. À partir d'une profondeur de 800 m dans la mine, la biotite apparaît dans ces pseudomorphes; localement au fond de la mine, une amphibole sodique y apparaît également (voir section 2.2.4). De plus, la diorite porphyrique contient par endroits quelques yeux de quartz aux formes arrondies, de tailles variant entre 0.5 et 2 mm de diamètre.

La mésostase de la diorite porphyrique se compose principale-

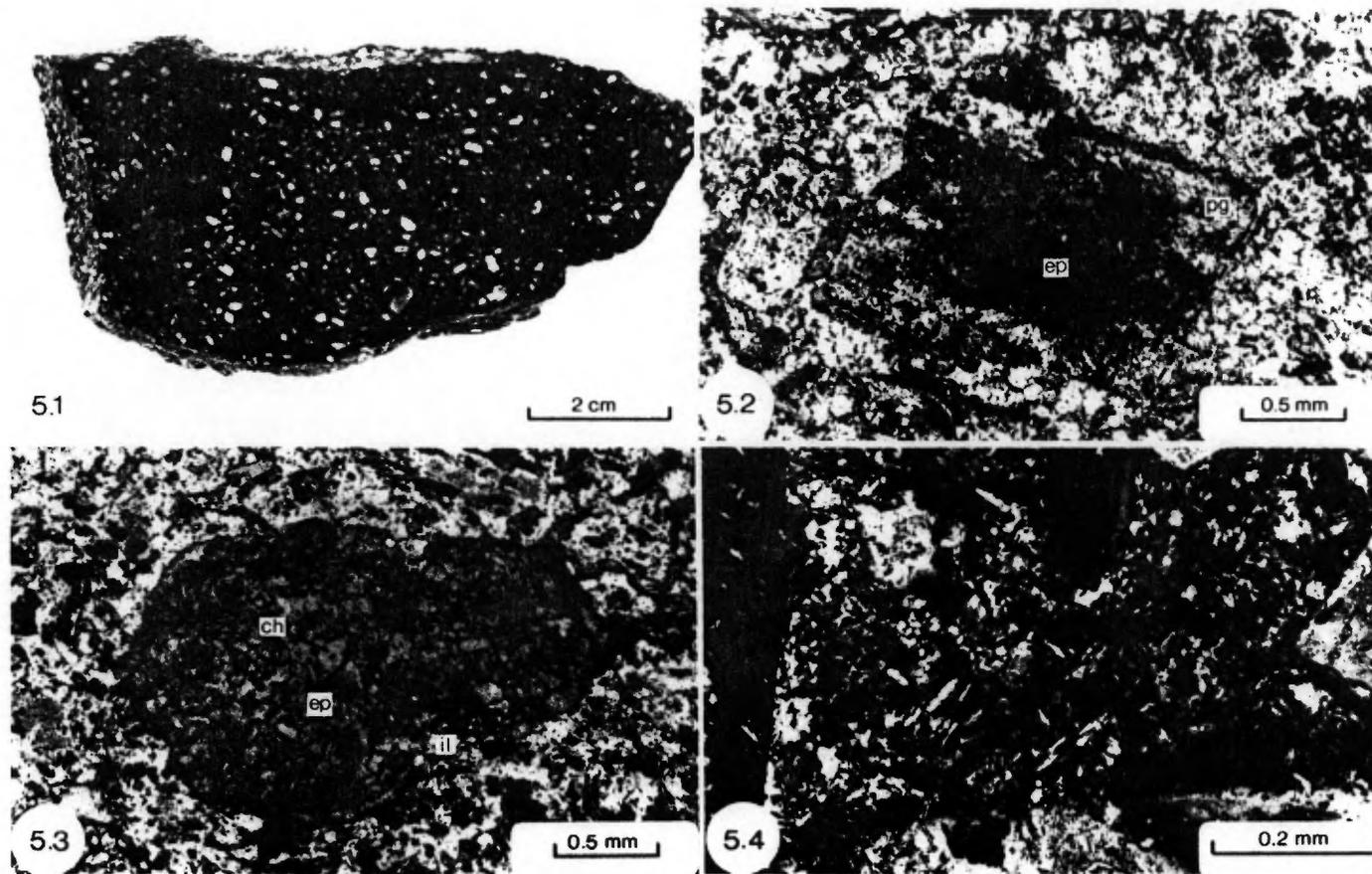


Figure 5.1: Diorite porphyrique typique, constituée d'environ 40% de phénocristaux de plagioclase (blancs) baignant dans une matrice aphanitique.

Figure 5.2: Phénocristal de plagioclase (pg, dont le contour a été tracé) contenant d'abondantes inclusions d'épidote (ep) dans une diorite porphyrique non-altérée; lumière transmise, polarisée.

Figure 5.3: Pseudomorphe d'un phénocristal de minéral mafique primaire, maintenant composé d'épidote (ep), de chlorite (ch) et d'ilménite (il), dans une diorite porphyrique non-altérée; lumière transmise, polarisée.

Figure 5.4: Grains engrenés de plagioclase et de quartz dans la matrice cataclasée d'une diorite porphyrique non-altérée; lumière transmise, polarisée et analysée.

ment de petits grains de plagioclase et de quartz entre lesquels il y a de la chlorite, de l'épidote et du mica blanc (fig. 5.4). Il y a de l'apatite disséminée ici et là, et de petites quantités d'ilménite, de leucoxène et localement de pyrite qui accompagnent la chlorite de la mésostase. Cette dernière contient également des filets effilochés et ramifiés de chlorite, d'épidote, de mica blanc et d'un peu d'ilménite, de leucoxène, de calcite et d'apatite. Ces filets forment des cloisons qui séparent des domaines riches en plagioclase et en quartz. Ils s'alignent généralement parallèlement les uns aux autres, et parallèlement à la foliation régionale. À partir d'une profondeur de 800 m, la biotite apparaît aussi dans la mésostase; le mica blanc y est alors beaucoup moins abondant, sinon absent (voir section 2.2.4). Nous avons également observé de la magnétite au fond de la mine. La matrice de la diorite porphyrique présente de plus une texture cataclastique: le quartz y a une extinction ondulante et les grains de plagioclase sont communément engrenés les uns aux autres (fig. 5.4). La déformation régionale a probablement produit cette texture cataclastique.

D'autre part, la diorite porphyrique affiche d'importantes variations de la proportion de phénocristaux de plagioclase (de 30% à plus de 70%, en moyenne 40%). Dans le cas moyen, la matrice est microgrenue mais sa granulométrie augmente à mesure que la proportion de phénocristaux de plagioclase augmente. Les deux extrêmes de ces variations de la quantité de phénocristaux de la diorite porphyrique correspondent respectivement aux types structuraux "maximum-groundmass" et "low-groundmass" définis par Gustafson et Hunt (1975) pour des roches porphyriques.

Ces variations texturales accompagnent probablement la différenciation magmatique que Daigneault (1983) a identifiée dans cette même diorite porphyrique à la mine Lamaque.

5.2.4 Porphyre feldspathique

Les dykes de porphyre feldspathique se composent de 10 à 20% de phénocristaux de plagioclase et de 1 à 5% de pseudomorphes (pseudomorphes de phénocristaux mafiques primaires), le tout baignant dans une mésostase finement grenue (fig. 5.5). Les phénocristaux de plagioclase ont une taille qui varie de 2 à 10 mm; ils se disposent communément en agrégats. Tout comme dans la diorite porphyrique, les phénocristaux de plagioclase dans le porphyre feldspathique contiennent de 30 à 60% d'inclusions d'épidote (clinozoïsite) accompagnée d'un peu de mica blanc et de petites quantités de chlorite et de calcite.

Les pseudomorphes se composent de chlorite et d'épidote (pistachite) et de quantités accessoires d'ilménite, de mica blanc, de sphène, de leucoxène, d'apatite, de pyrite et de calcite. Ces pseudomorphes ont les mêmes formes que ceux de la diorite porphyrique et remplacent vraisemblablement des phénocristaux d'amphibole et de pyroxène. La biotite apparaît dans les pseudomorphes à partir d'une profondeur de 800 m (voir section 2.2.4). Il y a de plus quelques rares yeux de quartz, d'arrondis à bi-pyramidaux, de 0.5 à 2 mm de diamètre dans le porphyre feldspathique.

La mésostase du porphyre feldspathique consiste en un

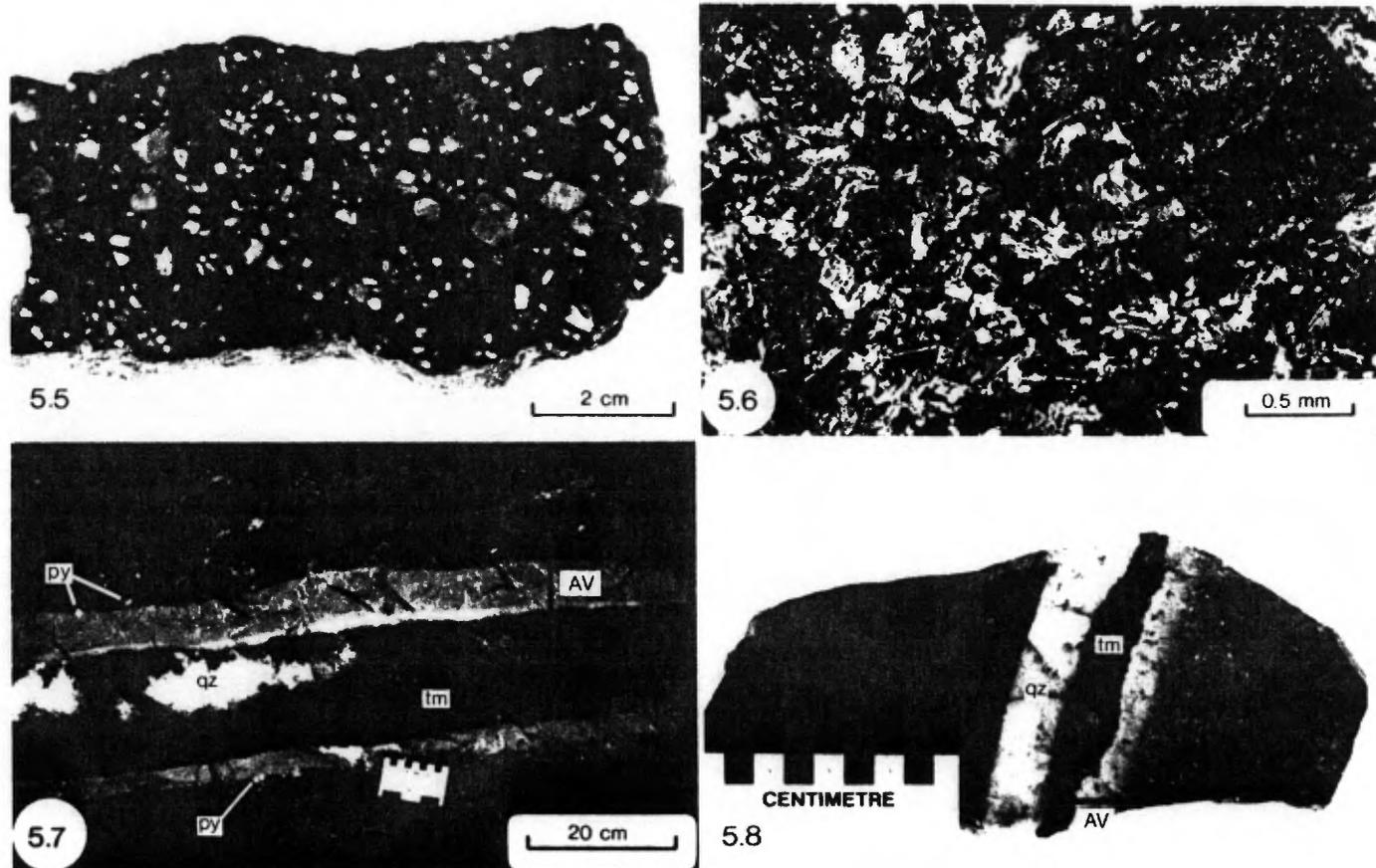


Figure 5.5: Porphyre feldspathique typique, constitué d'environ 20% de phénocristaux de plagioclase (gris pâles) baignant dans une matrice aphanitique.

Figure 5.6: Matrice d'un porphyre feldspathique non-altéré, constituée principalement de lattes de plagioclase; lumière transmise, polarisée et analysée.

Figure 5.7: Coupe d'une veine sub-horizontale composée de quartz (qz) et de tourmaline (tm) en bordure de laquelle il y a une enveloppe d'altération visible (AV). Le long de la paroi supérieure, cette enveloppe se caractérise par une sous-zone blanche et par une sous-zone beige. Plusieurs cubes de pyrite (py) se sont développés dans les épontes.

Figure 5.8: Veine sub-horizontale en bordure de laquelle il n'y a de l'altération visible (AV) que d'un seul côté. Le quartz (qz) s'est déposé lors de l'ouverture initiale de la veine et la tourmaline (tm) lors d'une réouverture subséquente le long de la paroi de droite.

enchevêtrement de petites lattes de plagioclase tachetées d'épidote, entre lesquelles se disposent du quartz, de la chlorite, du mica blanc, et un peu d'épidote, d'apatite, d'ilménite et de leucoxène, (fig. 5.6). Cet agencement de minéraux produit un genre de texture intersertale. Dans quelques dykes, les lattes de plagioclase sont engrenées les unes aux autres et présentent une texture interne en mosaïque, indiquant une cataclase de la mésostase. Dans ces dykes, il y a développement local de filets effilochés et irréguliers de chlorite et de mica blanc. La cataclase qui se manifeste dans ces quelques dykes semble toutefois moins intense que dans la diorite porphyrique. Des zones de cisaillement ductile à proximité de ces dykes sont probablement responsables de cette cataclase. À partir d'une profondeur de 800 m, la biotite apparaît dans la mésostase et le mica blanc y devient moins abondant sinon absent (voir section 2.2.4). À l'instar de la diorite porphyrique, le porphyre feldspathique ne présente que de très faibles variations de la proportion de phénocristaux et il est chimiquement non-différencié (Daigneault 1983).

5.3 Altération en bordure des veines de tension

5.3.1 Types d'altération et leurs distributions

Les épontes des veines de tension n'étant pas cisillées, contrairement à celles des veines sub-verticales, nous pouvons y observer les effets de l'altération hydrothermale d'une manière très détaillée.

Nous avons identifié deux types d'altération en bordure de ces veines de tension sur des bases mégascopiques et microscopiques. Le premier, désigné "altération visible" consiste en une zone de changement de couleur de l'éponte adjacente à la veine (fig. 5.7). Le deuxième type d'altération, désigné "altération cryptique", ne s'identifie qu'au microscope et s'étend à une plus grande distance des veines que l'altération visible. Ces deux types d'altération s'observent avec les mêmes distributions spatiales en bordure des veines de tension dans les trois lithologies.

L'altération visible forme des zones qui sont juxtaposées aux parois des veines et qui affichent des épaisseurs de 5 mm à 50 cm. La zone d'altération visible est généralement plus épaisse dans les roches intrusives (diorite porphyrique et porphyre feldspathique) que dans les roches volcaniques. L'altération visible n'est pas toujours présente en bordure des veines de tension: elle peut être absente (fig. 4.1), présente d'un seul côté (inférieur ou supérieur) d'une veine (fig. 5.8) ou disposée symétriquement de part et d'autre de cette dernière (fig. 5.7). Ces trois types de distribution de l'altération visible passent communément graduellement de l'un à l'autre le long d'une même veine de tension, tel qu'illustré à la figure 5.9. Les enveloppes d'altération visible présentent communément une zonalité interne: en plus de la zone beige habituellement présente, elles peuvent afficher une sous-zone blanche adjacente à la veine (fig. 5.7).

L'altération cryptique se retrouve systématiquement des deux côtés de toutes les veines de tension. Contrairement à l'altération visible qui peut être absente, elle est omniprésente. Dans les épontes

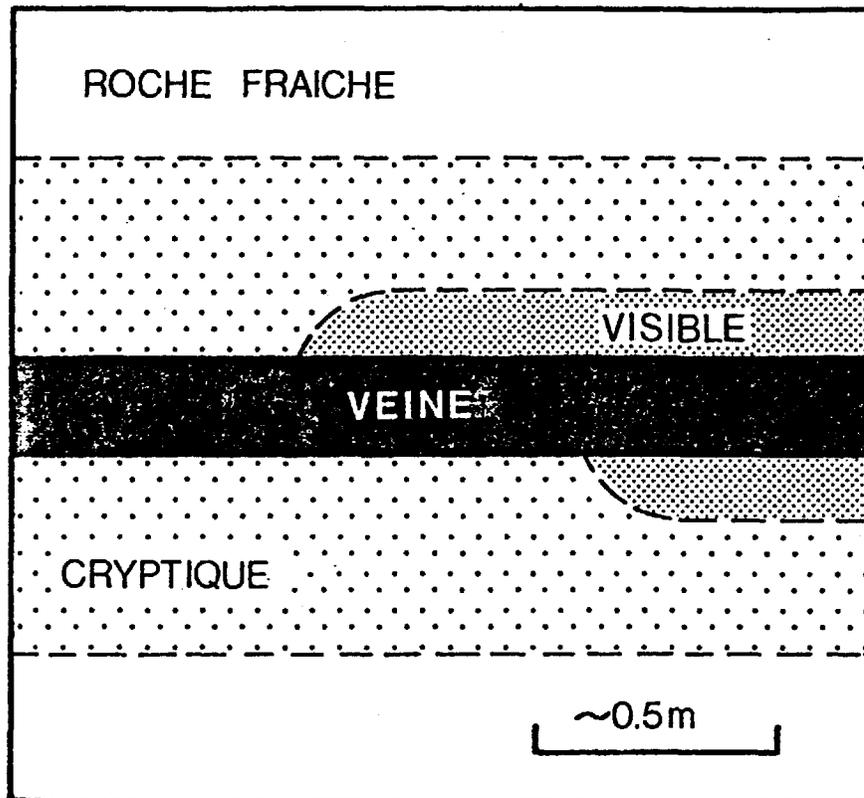


Figure 5.9: Coupe schématisée représentant la distribution des zones d'altération cryptique et visible en bordure d'une veine de tension.

des veines de tension, les zones d'altération cryptique atteignent communément une épaisseur de 2 m. Là où il y a une zone d'altération visible adjacente à une veine, l'altération cryptique est systématiquement présente à une plus grande distance dans l'éponte, de telle sorte que la roche non-altérée n'est jamais en contact direct avec la zone d'altération visible (fig. 5.9). La limite entre les zones d'altération visible et cryptique est très nette et généralement rectiligne (figs. 5.7 et 5.8), en particulier dans les roches intrusives. La limite externe de la zone d'altération cryptique est plutôt diffuse car cette altération affecte progressivement la roche fraîche. Parce que l'accès aux épontes à plus de 1.5 m des veines de tension est grandement limité par les méthodes d'exploitation souterraine, nous n'avons pas pu établir précisément la limite externe de cette altération cryptique.

La présence d'altération visible en bordure d'une veine de tension constitue une observation importante lors de l'exploitation souterraine car elle constitue généralement une indication de bonnes teneurs en or (d'ailleurs, cette zone d'altération est elle-même communément aurifère). Il est donc important de comprendre ce qui en contrôle la présence ou l'absence en bordure d'une veine. Mentionnons d'abord que dans la majorité des veines, il existe une forte association spatiale entre la présence d'altération visible et la présence de concentration d'aiguilles de tourmaline le long de l'une ou l'autre, ou des deux parois (figs. 5.7 et 5.8). D'autre part, dans de nombreuses veines formées par plusieurs étapes d'ouverture et de remplissage, la présence d'altération visible semble contrôlée par des réouvertures qui se

produisent à l'interface veine-éponge. En effet, dans le cas des veines de tension d'épaisseur inférieure à 10 cm, si ces veines ne se forment que par une seule phase d'ouverture et de remplissage, nous observons qu'il n'y a pas d'altération visible des éponges. Si par contre, il y a réouverture de ces veines à l'une ou l'autre des interfaces veine-éponge, il y aura altération visible de l'éponge le long de laquelle il y a eu réouverture (fig. 5.7). Ainsi, le fluide qui a circulé dans la veine lors de la première ouverture n'a provoqué qu'une altération cryptique des éponges des deux côtés de la veine. Le fluide qui a circulé dans la réouverture de la veine pouvait, lui, provoquer une altération visible des éponges. Cette dernière ne s'est développée que dans l'éponge le long de laquelle il y a eu réouverture, l'autre éponge étant isolée de ce fluide par la bande de minéraux déposés lors de la première ouverture.

D'autre part, les transformations minéralogiques qui caractérisent les deux types d'altération sont respectivement les mêmes dans chaque type de roche encaissante examiné. Cette observation indique que la nature de l'altération hydrothermale des éponges n'est pas influencée ni par le chimisme ni par la texture de ces éponges. Par ailleurs, il y a quatre minéraux ou ensembles de minéraux qui ont un comportement et une distribution particuliers dans les éponges altérées en bordure des veines de tension: la tourmaline; la pyrite; la pyrrhotite et la chalcopyrite; et des minéraux de Ti. Nous examinons ces minéraux à la section 5.3.4.

Les transformations minéralogiques qui accompagnent les deux

types d'altération s'observent plus facilement dans les roches intrusives que dans les roches volcaniques car les phénocristaux de plagioclase et les pseudomorphes des roches intrusives, qui ont retenu leur forme en dépit des transformations minéralogiques qui s'y sont produites, sont plus abondants dans les roches intrusives que dans les roches volcaniques. La préservation de ces éléments texturaux permet de retracer les transformations minéralogiques individuelles qui se sont produites dans les deux zones d'altération.

5.3.2 Altération cryptique

Il est possible d'évaluer pleinement les effets de l'altération cryptique en examinant des profils dans les épontes où il n'y a pas d'altération visible en bordure des veines de tension (fig. 5.9). Nous représentons les variations minéralogiques globales dans de tels profils à la figure 5.10. De plus, le tableau 5.2 montre les changements dans la minéralogie des trois éléments texturaux des roches, soit les phénocristaux de plagioclase, les pseudomorphes et la mésostase.

Le principal effet de l'altération cryptique a été la destruction progressive et complète de l'épidote de la roche fraîche en approchant des veines de tension. Dans la majorité des profils examinés, l'épidote est complètement détruite sur une distance d'au moins quelques centimètres en bordure de la veine. Dans les pseudomorphes et dans la mésostase, la calcite a progressivement et complètement remplacé l'épidote (surtout pistachite; fig. 5.11; tableau 5.2). Dans les

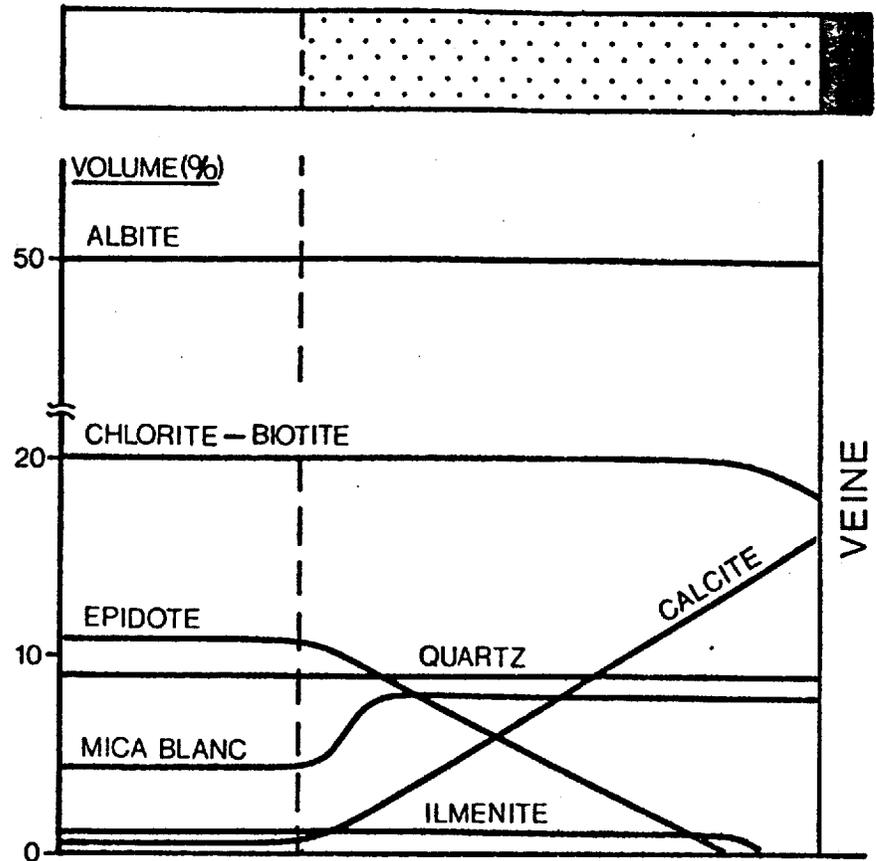


Figure 5.10: Variations de concentration des minéraux à travers une zone d'altération cryptique adjacente à une veine de tension; les symboles sont les mêmes qu'à la figure 5.9.

Tableau 5.2: Transformations minéralogiques individuelles dans les zones d'altération cryptique et visible en bordure des veines de tension; les abréviations sont les mêmes qu'au tableau 4.1.

	Roche fraîche	Altération cryptique		Altération visible	
		faible	intense	faible	intense
Phénocristaux de plagioclase	30-60% ep \gg mi ±ch, ca	→ 30-60% mi \gg ep ±ch, ca	→ 10-40% mi \gg ca ±ch, ep	→ 5-30% mi \gg ca ±ch, ep	→ 5% mi, ca ±qz
Pseudomorphes	ch bi ep il, ti, ±ru	→ ch → bi → ca \gg ep → il, ru, ±ti	→ ch \gg ca, mi, ap → bi \gg mi, ca, ap → ca \gg ap, ep → ru, ±il	→ ca, mi, ap, ti → mi, ca, ap, ti → ca, ap → ru, ±po ±pg, qz	→ ca, ap, ti → ca, ap, ti → ca, ap → po ±pg, qz
Mésostase	pg qz ch bi ep il, ti, ±ru py	→ pg → qz → ch → bi → ca \gg ep → il, ru → po, cpy \gg py	→ pg → qz → ch \gg ca, mi → bi \gg mi, ca → ca, ±ap, ep absent → po, cpy \gg py	→ pg → qz → ca, mi, ±pg, ap → mi, ca, ±pg, ap → ca, ±ap → ru → po, cpy \gg py	→ pg → qz → ca, ±pg, ap → ca, ±pg, ap → ca, ±ap absent → po, cpy \gg py
Agrégats de minéraux		ca, ±ap	ca, ±ap, po, cpy	ca, ap, ±po, cpy qz	ca, ap, ±po, cpy qz

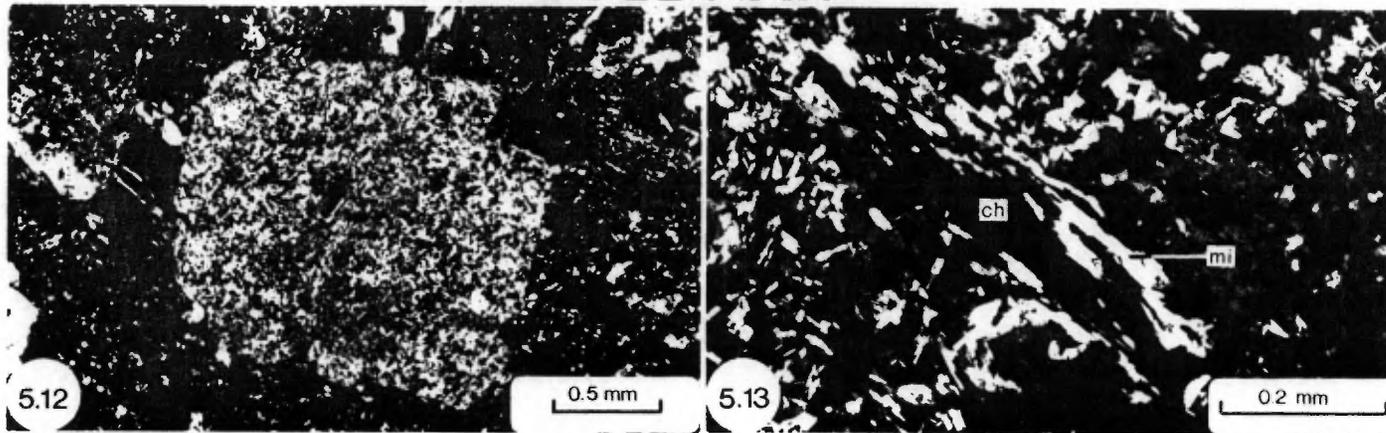
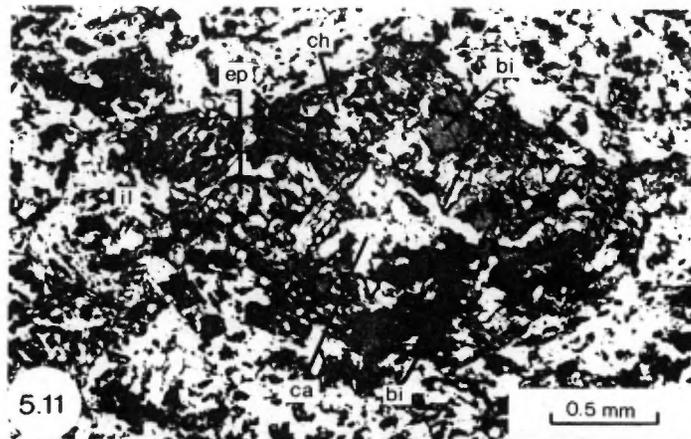


Figure 5.11: Pseudomorphe composé de chlorite (ch), de biotite (bi), de calcite (ca), d'épidote (ep) et d'ilménite (il) dans un porphyre feldspathique affecté par l'altération cryptique. La calcite a presque complètement remplacé l'épidote; lumière transmise, polarisée.

Figure 5.12: Phénocrystal de plagioclase criblé d'inclusions de mica blanc dans une diorite porphyrique affectée par l'altération cryptique; lumière transmise, polarisée et analysée.

Figure 5.13: Mica blanc (mi) qui remplace partiellement un petit pseudomorphe composé de chlorite (ch) dans un porphyre feldspathique affecté par l'altération cryptique; lumière transmise, polarisée et analysée.

phénocristaux de plagioclase, les inclusions d'épidote (clinozoïsite) ont été progressivement et complètement remplacées par des inclusions de mica blanc et de petites quantités de calcite (fig. 5.12). Parallèlement à ce remplacement, la quantité d'inclusions dans les phénocristaux de plagioclase diminue progressivement de 30-60% à 10-40% (tableau 5.2). La déstabilisation de l'épidote dans les phénocristaux de plagioclase s'est amorcée à une plus grande distance des veines de tension que celle de l'épidote dans les pseudomorphes et la mésostase. Cette déstabilisation de l'épidote dans les phénocristaux de plagioclase constitue la manifestation de l'altération cryptique la plus éloignée des veines de tension.

En plus de la calcite introduite par remplacement de l'épidote en bordure des veines où la zone d'altération cryptique a une épaisseur supérieure à environ 1 m, il y a eu introduction dans la mésostase de porphyroblastes et d'agrégats irréguliers de calcite, accompagnée de traces d'apatite. De plus, dans de tels profils, la calcite a partiellement remplacé quelques feuillets de chlorite et de biotite en bordure des grains et le long de plans de clivage.

La majeure partie du mica blanc ajouté à la roche lors de l'altération cryptique se retrouve en inclusions dans les phénocristaux de plagioclase. Cependant, de petites quantités de mica blanc ont généralement été introduites dans les pseudomorphes et dans la mésostase. Ce mica blanc s'est formé par remplacement partiel de chlorite et de biotite (fig. 5.13). Le mica blanc introduit dans la roche lors de l'altération cryptique, que ce soit dans les phénocristaux de

plagioclase, dans les pseudomorphes ou dans la mésostase, a la même composition chimique que le mica blanc déposé dans les veines de tension (annexe If): il s'agit de phengite. Dans deux profils dans du porphyre feldspatique, il y a eu introduction de biotite au lieu du mica blanc dans les pseudomorphes et dans la mésostase. Cette biotite hydrothermale a une couleur brun-verdâtre foncé et elle se distingue aisément de la biotite métamorphique de couleur brun pâle.

Dans quelques profils, la mésostase a subi une légère recristallisation lors de l'altération cryptique. Cette recristallisation se manifeste par le développement local d'une texture en mosaïque et par un léger accroissement de la taille des grains. Les phénocristaux de plagioclase affichent également des signes de recristallisation dans cette zone d'altération: ils ont communément une texture interne en mosaïque et leurs bordures tendent à s'engrener avec les grains de plagioclase de la mésostase.

De petits grains de pyrrhotite et de chalcopyrite accompagnent la calcite introduite dans les pseudomorphes et dans la mésostase. Ces sulfures forment généralement de petites inclusions dans les grains de calcite, tout comme ils le font dans les veines de tension (voir section 4.2.2). Communément, la pyrrhotite et la chalcopyrite entourent ou remplacent à divers degrés la pyrite présente dans les pseudomorphes.

Les transformations minéralogiques que nous venons de décrire s'observent aussi bien dans les profils avec altération visible que dans les profils sans altération visible. Dans la majorité de ces derniers, les minéraux de Ti, soit l'ilménite, le leucoxène et le sphène,

disparaissent presque complètement à environ 2 à 3 cm des veines de tension. De plus, dans les profils sans altération visible, nous n'avons observé ni or ni tellures dans la zone d'altération cryptique.

En résumé, l'altération cryptique se caractérise principalement par une déstabilisation complète de l'épidote, accompagnée de l'introduction simultanée de calcite, de mica blanc et de petites quantités de pyrrhotite et de chalcoppyrite. L'épidote de la mésostase et des pseudomorphes a été remplacée par la calcite, alors que le mica blanc s'est substitué à l'épidote dans les phénocristaux de plagioclase.

5.3.3 Altération visible

L'altération visible a affecté des roches qui avaient préalablement subi l'altération cryptique et ses effets se superposent donc à ceux de l'altération cryptique. L'enveloppe d'altération visible présente communément une zonalité interne qui se définit par une sous-zone de couleur blanche juxtaposée à la veine et par une sous-zone de couleur beige adjacente à la zone d'altération (fig. 5.7). La limite entre ces deux sous-zones est généralement nette et abrupte, tout comme la limite entre la zone d'altération visible et la zone d'altération cryptique. Cependant, dans plusieurs profils examinés, seule la sous-zone blanche ou la sous-zone beige est présente. La principale distinction minéralogique entre ces deux sous-zones de l'altération visible réside dans l'absence de minéraux de Ti (ilménite, leucoxène, sphène) dans la sous-zone blanche. Cette dernière a été produite par la superposition de

l'altération visible à une zone d'altération cryptique où les minéraux titanés avaient déjà été détruits par l'altération cryptique intense. Nous représentons les transformations minéralogiques qui accompagnent l'altération visible à la figure 5.14 et au tableau 5.2.

La principale transformation minéralogique de l'altération visible consiste en la déstabilisation complète de la chlorite et de la biotite des roches volcaniques et intrusives (fig. 5.14). La disparition de ces minéraux mafiques cause le changement de couleur de la roche et cette disparition s'effectue généralement abruptement, dans un intervalle de moins de 2 à 3 mm. La chlorite et la biotite sont progressivement et complètement remplacées par de la calcite et des quantités variables de mica blanc, de plagioclase et de quartz (fig. 5.15). Les pseudomorphes ont généralement conservé leur forme malgré une transformation complète de leur minéralogie (tableau 5.2; fig. 5.16). Le remplacement de la chlorite et de la biotite par la calcite dans ces pseudomorphes s'accompagne de la transformation des minéraux de Ti (ilménite, leucoxène et sphène) en rutile (fig. 5.16).

Dans quelques zones d'altération visible, on observe localement des feuillets d'une chlorite à biréfringence bleue qui sont emmêlés et apparemment stables avec de la calcite. Cette chlorite est une pseudothuringite (fig. 4.14) et sa composition chimique est très différente de la composition de la chlorite métamorphique (annexe Ie). La biotite métamorphique a localement été transformée en amas de pseudothuringite et de calcite.

Dans les zones d'altération visible, il y a donc eu de la

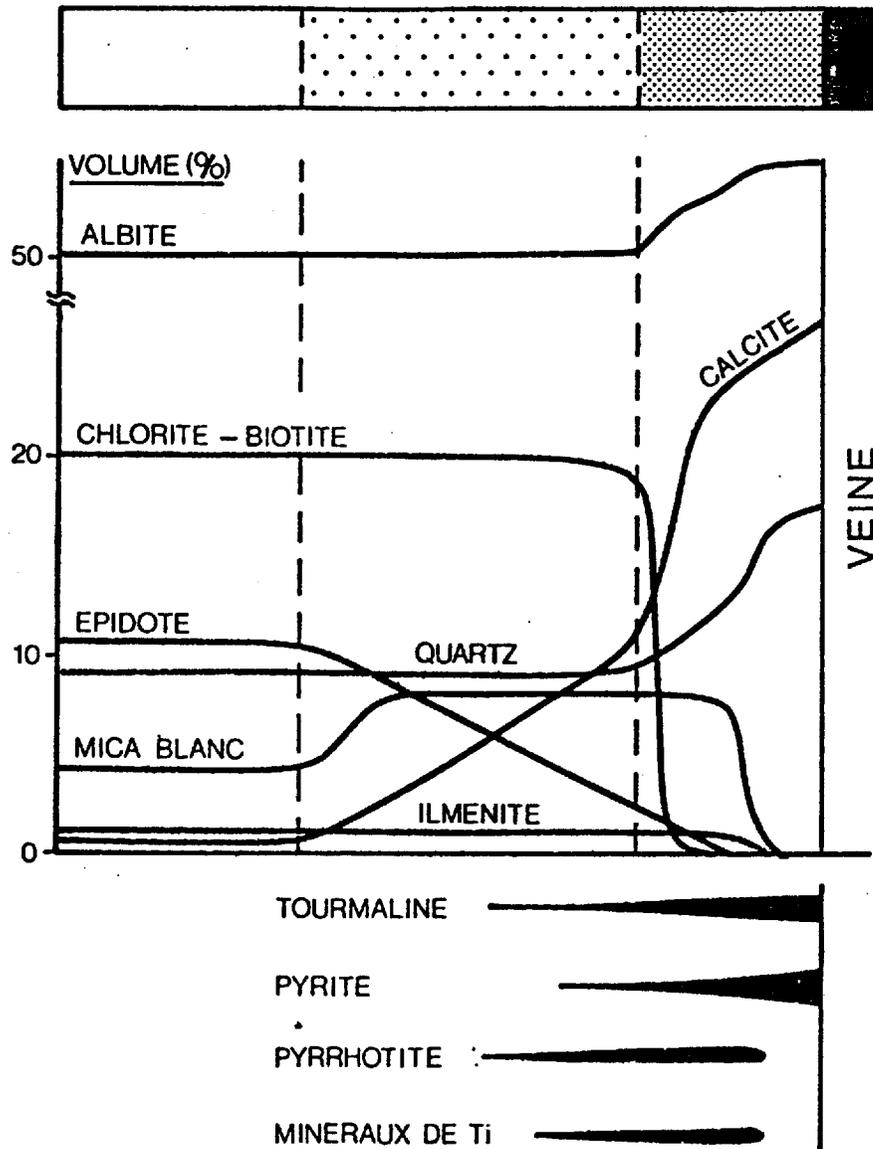
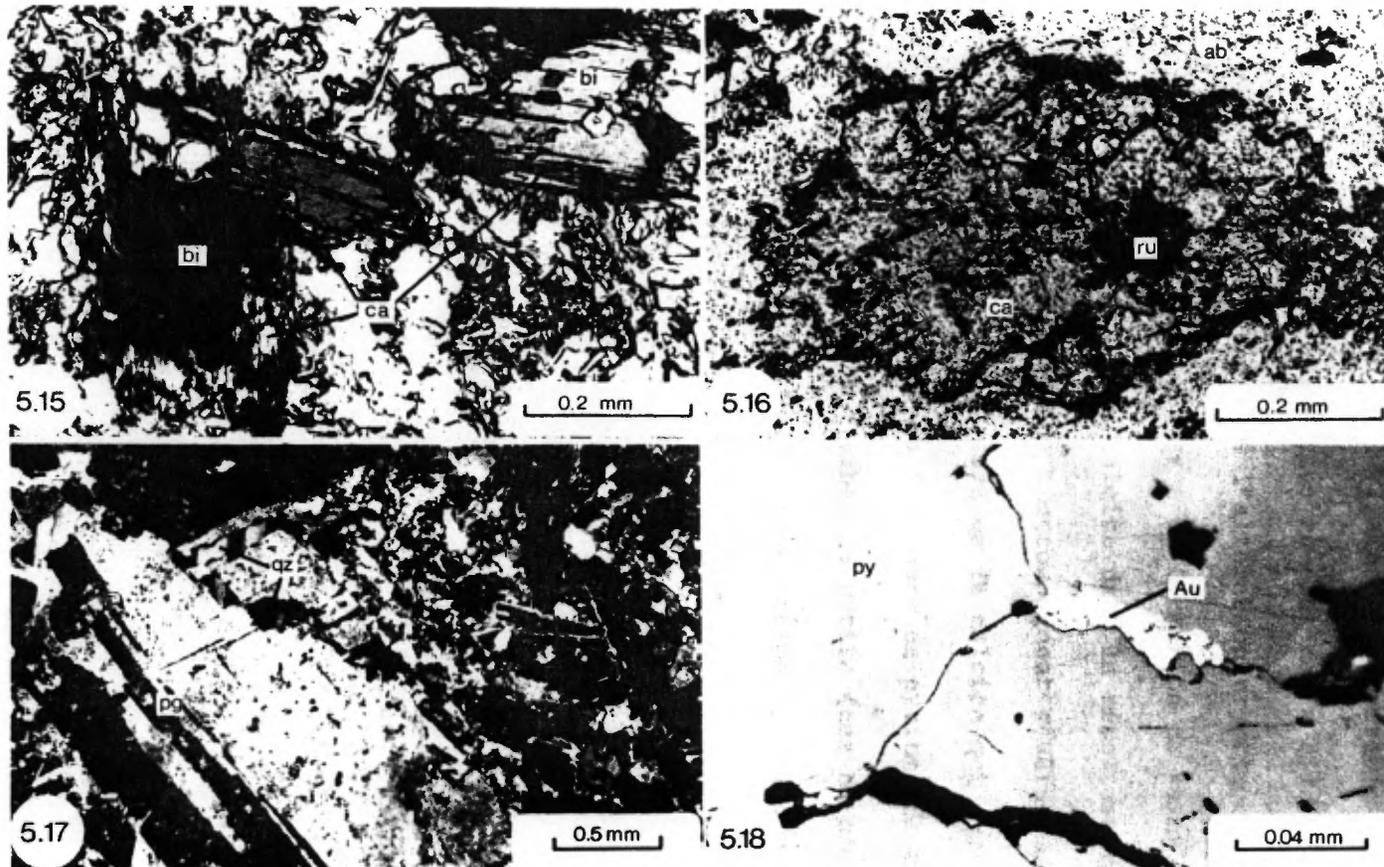


Figure 5.14: Variations de concentration de minéraux à travers les zones d'altération cryptique et visible en bordure d'une veine de tension. La distribution des minéraux à comportement particulier est également indiquée; les symboles sont les mêmes qu'à la figure 5.9.



- Figure 5.15:** Biotite (bi) partiellement remplacée par de la calcite (ca) dans un porphyre feldspathique affecté par l'altération visible; lumière transmise, polarisée.
- Figure 5.16:** Pseudomorphe complètement remplacé par de la calcite (ca) et un peu de rutile (ru) dans un porphyre feldspathique affecté par l'altération visible. La matrice se compose essentiellement d'albite (ab); lumière transmise, polarisée.
- Figure 5.17:** Phénocrystal de plagioclase (pg) limpide, veiné de quartz (qz), dans un porphyre feldspathique affecté par l'altération visible; lumière transmise, polarisée et analysée.
- Figure 5.18:** Or (Au) qui remplace partiellement un cube de pyrite (py) le long d'une fracture dans une diorite porphyrique affectée par l'altération visible; lumière réfléchie, polarisée.

calcite introduite lors de l'altération visible par le remplacement de la chlorite et de la biotite en plus de la calcite formée par remplacement de l'épidote lors de l'altération cryptique. De plus, lors de l'altération visible, il y a eu formation de veinules irrégulières et d'agrégats grossiers de calcite dans la mésostase des roches. Les agrégats grossiers de calcite s'accompagnent généralement de petites quantités d'apatite. Il y a aussi de la calcite qui occupe les fractures des cristaux de tourmaline et des cubes de pyrite, de même que des zones abritées en bordure des cubes de pyrite (ces derniers se développent communément dans les zones d'altération visible; voir section 5.3.4). Cette calcite s'accompagne localement d'or, de tellurures, de pyrrhotite et de chalcopryrite. La proportion de calcite dans les zones d'altération visible est importante, en moyenne de 20 à 25%, mais pouvant atteindre 40%.

En plus du mica blanc introduit lors de l'altération cryptique, de petites quantités de mica blanc ont été introduites lors de l'altération visible comme produit de remplacement de la chlorite et de la biotite à proximité de la zone d'altération cryptique. Ce mica blanc est une phengite de composition similaire au mica blanc des zones d'altération cryptique et à celui des veines de tension (annexe If). Cependant, en approchant de la veine, il y a dans de nombreux profils une disparition abrupte et complète de presque tout le mica blanc, peu importe s'il a été formé lors de l'altération cryptique ou lors de l'altération visible (fig. 5.14). Dans les phénocristaux de plagioclase, dans les pseudomorphes et dans la mésostase, le mica blanc disparaît

à la même distance de la veine. Cette disparition ne coïncide cependant pas avec le passage de la sous-zone beige à la sous-zone blanche d'altération visible.

Suite à la disparition du mica blanc, les phénocristaux de plagioclase, qui en contenaient de 10 à 40% d'inclusions, deviennent limpides et libres d'à peu près toute inclusion (fig. 5.17); ils ne contiennent tout au plus qu'un peu de calcite (tableau 5.2). Concuramment à la disparition du mica blanc, les phénocristaux de plagioclase ont subi une recristallisation qui a produit une texture interne en mosaïque plus développée que dans la zone d'altération cryptique et qui a produit aussi des bordures suturées avec les plagioclases de la mésostase. À proximité de certaines veines de tension, les phénocristaux ont été partiellement remplacés par du quartz (fig. 5.17).

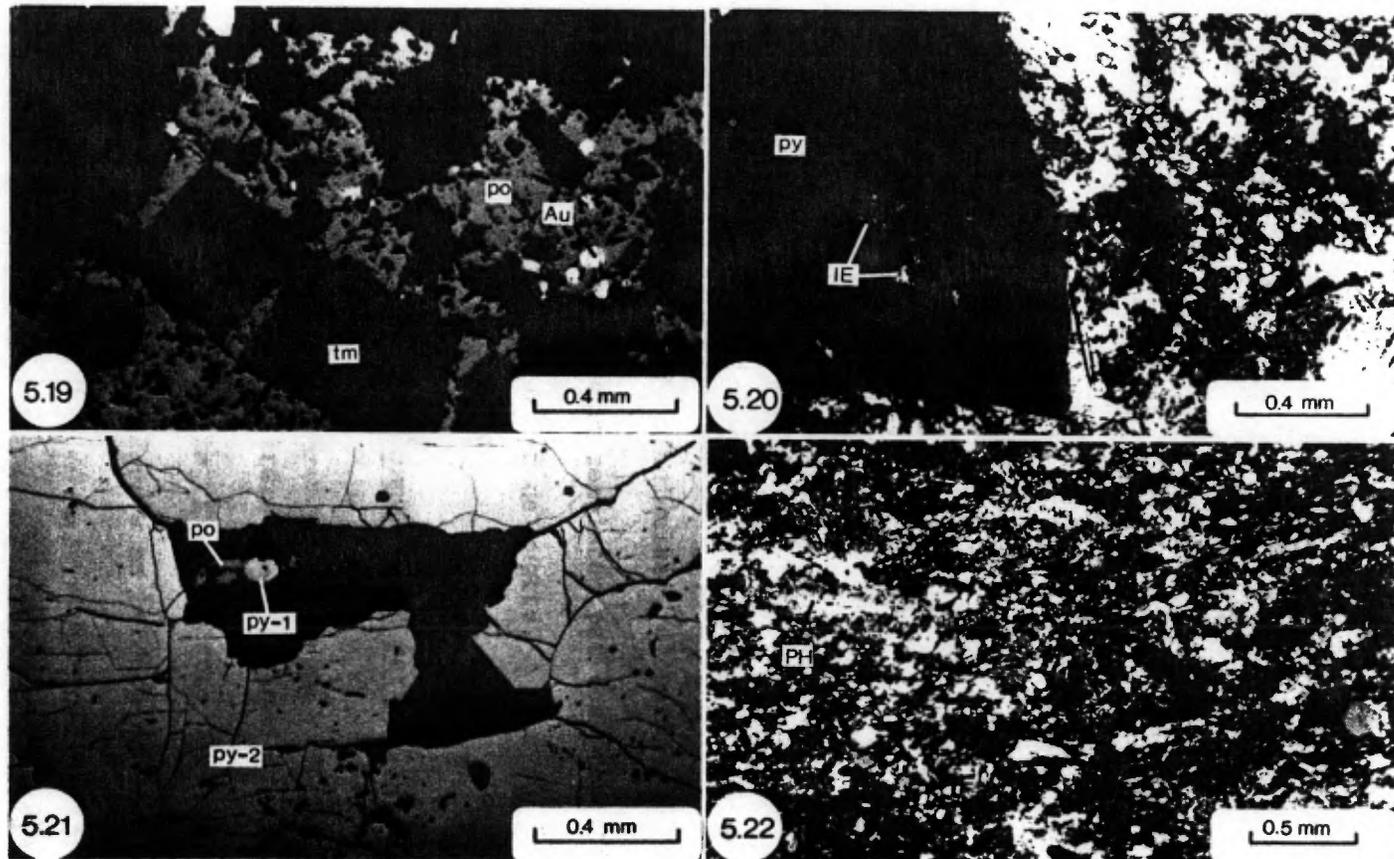
La mésostase affiche des signes d'une recristallisation plus intense dans la zone d'altération visible que dans la zone d'altération cryptique. La taille des grains y augmente légèrement et la texture produite lors de la recristallisation varie de granoblastique à diablastique, s'approchant localement d'une texture polygonale. Typiquement, la mésostase des roches volcaniques et du porphyre feldspathique consiste en un enchevêtrement serré de lattes de plagioclase emmêlées avec des agrégats grossiers de calcite.

Les yeux de quartz qui sont localement présents dans les roches intrusives demeurent stables dans la zone d'altération visible. Il y a par ailleurs des quantités variables de quartz qui sont ajoutées dans chaque type de roche dans cette zone d'altération visible. Le

quartz forme des imprégnations, de grandes plages irrégulières et des micro-veinules dans la mésostase de ces roches. Il emplit aussi les fractures de la tourmaline et de la pyrite, ainsi que les zones abritées en bordure de cette dernière.

Il y a de petites quantités d'or et de tellurures (calavérite, petzite et tellurobismuthite) qui se distribuent dans la majorité des zones d'altération visible. La plus grande partie de l'or et des tellurures forment des placages à la surface des cubes de pyrite qu'on trouve dans ces zones d'altération ou bien ils emplissent des micro-fractures de ces cubes (fig. 5.18) dans lesquelles on retrouve également de la calcite, de la pyrrhotite et de la chalcopryrite. Il existe ainsi une forte association spatiale entre la pyrite, l'or et les tellurures. La pyrite est cependant antérieure à ces derniers minéraux (voir section 5.3.4). L'or et les tellurures forment également des petits grains disséminés dans les grains de plagioclase intensément recristallisés et dans les agrégats de calcite. Dans ces derniers, ils sont communément accompagnés de pyrrhotite et de chalcopryrite (voir section 5.3.4). L'or et les tellurures se retrouvent aussi dans les fractures de la tourmaline qui est présente dans de nombreuses zones d'altération visible (fig. 5.19) et dans les zones abritées autour des cubes de pyrite. Il y a aussi de petites inclusions globulaires d'or dans de nombreux cubes de pyrite: tout comme dans les veines de tension, nous suggérons que ces inclusions se sont formées par remplacement de la pyrite le long de micro-fractures maintenant cicatrisées (voir section 4.2.2).

Même si la distribution de l'or et des tellurures est généra-



- Figure 5.19:** Grains globulaires d'or (Au) accompagnant de la pyrrhotite (po) qui veine et qui entoure des aiguilles de tourmaline (tm) développées dans un porphyre feldspathique affecté par l'altération visible; lumière réfléchie, polarisée.
- Figure 5.20:** Cube de pyrite (py) contenant des inclusions d'éponte (IE) dans un porphyre feldspathique affecté par l'altération visible. Les inclusions dans la pyrite contiennent du mica blanc, alors que ce minéral est absent à l'extérieur du cube de pyrite; lumière transmise, polarisée et analysée.
- Figure 5.21:** Petit grain de pyrite primaire (py-1) entouré de pyrrhotite (po) introduite lors de l'altération cryptique dans une inclusion d'éponte incorporée à un cube centimétrique de pyrite hydrothermale (py-2) lors de l'altération visible d'une diorite porphyrique; lumière réfléchie, polarisée.
- Figure 5.22:** Diorite porphyrique en voie de recrystallisation en bordure d'une zone de cisaillement ductile. Les phénocristaux de plagioclase (PH) sont presque complètement recrystallisés et il y a une orientation préférentielle des minéraux; lumière transmise, polarisée et analysée.

lement restreinte à la zone d'altération visible, ces deux minéraux pénètrent la zone d'altération cryptique adjacente sur de courtes distances (<5 mm). Dans les profils sans altération visible, il n'y a cependant pas d'or ni de tellurures dans la zone d'altération cryptique. Cette occurrence de l'or et des tellurures indique que la présence d'altération visible est un prérequis à leur introduction dans les épontes des veines de tension.

En résumé, l'altération visible se définit principalement par la déstabilisation complète de la chlorite et de la biotite à la limite externe et par la déstabilisation du mica blanc à proximité des veines de tension. Cette déstabilisation est accompagnée par l'introduction de calcite, de quartz, de plagioclase, d'apatite, d'or et de tellurures. Les phyllosilicates sont remplacés par des proportions variables de calcite, de plagioclase et de quartz.

5.3.4 Minéraux à comportement particulier

En plus de l'altération cryptique et de l'altération visible que nous venons de décrire, il y a quatre minéraux et ensembles de minéraux qui peuvent être présents en bordure des veines de tension. Il s'agit de la tourmaline, de la pyrite, de la pyrrhotite et de la chalcoppyrite, et de minéraux de Ti (ilménite, sphène, rutile). Ces minéraux ont des distributions particulières dans les roches altérées et ils présentent entre eux des relations chronologiques que nous pouvons utiliser pour mieux établir la séquence de développement des zones d'altération;

c'est pourquoi nous les décrivons dans une section séparée.

Ces quatre minéraux et ensembles de minéraux ne se retrouvent que dans les profils avec altération visible. Dans de tels profils, ces minéraux peuvent être absents ou se présenter selon n'importe quelle combinaison. Dans les profils où ils sont présents, ces minéraux se concentrent surtout dans la zone d'altération visible mais ils se distribuent également dans la zone d'altération cryptique sur de courtes distances (<10 cm) au-delà de la limite de l'altération visible. Dans la zone d'altération cryptique, ces minéraux sont moins abondants et la taille de leurs grains est plus petite que dans la zone d'altération visible. Nous représentons à la figure 5.14 la distribution de ces minéraux en bordure des veines de tension.

Le fait que ces quatre minéraux et ensembles de minéraux ne s'observent que dans des profils avec altération visible et le fait qu'ils se concentrent surtout dans la zone d'altération visible indiquent que cette dernière est un prérequis à l'introduction de ces minéraux dans les épontes des veines de tension. Cependant, bien qu'ils soient aussi associés à l'altération visible, ces minéraux n'en sont pas une composante essentielle car ils sont complètement absents de nombreux profils avec altération visible.

La tourmaline est le plus abondant de ces quatre minéraux à comportement particulier. Elle forme des cristaux trapus et des grains poéciloblastiques dans la mésostase des roches volcaniques et intrusives. La tourmaline est beaucoup plus abondante dans les roches volcaniques et dans la diorite porphyrique que dans le porphyre feldspathique.

Elle forme localement plus de 50% du volume de ces deux premiers types de roche. La tourmaline est systématiquement entourée par la pyrite, la calcite, la pyrrhotite, la chalcopryrite et les minéraux de Ti. Elle est de plus communément fracturée et veinée de calcite, de pyrrhotite et d'or (fig. 5.19).

La pyrite hydrothermale forme des cubes de 0.5 mm à 4 cm d'arête (fig. 5.7). Elle se distingue aisément de la pyrite présente dans l'assemblage métamorphique par sa taille importante et par sa forme automorphe. Ce minéral affiche la même abondance dans chaque type de roche et il forme localement jusqu'à 10% du volume de la zone d'altération visible. La pyrite entoure et contient des inclusions de tourmaline et elle est à son tour entourée et localement en partie remplacée par la pyrrhotite, la chalcopryrite, les minéraux de Ti et l'or (fig. 5.18). Elle est aussi communément veinée de calcite, de pyrrhotite, de chalcopryrite et d'or. Des zones abritées asymétriques composées de calcite, de quartz et localement d'or bordent quelques cubes de pyrite. Des inclusions globulaires d'or s'observent dans de nombreux cubes de pyrite; elles sont interprétées comme résultant d'un remplacement partiel le long de micro-fractures maintenant cicatrisées (voir section 4.2.2). Les cubes de pyrite affichent par ailleurs des évidences d'une croissance prolongée et complexe: on y distingue communément de petits cubes autour desquels d'autres cubes plus gros se sont développés; ou encore, on observe des surcroissances irrégulières de pyrite sur des cubes bien formés.

Par ailleurs les cubes de pyrite contiennent de nombreuses

inclusions d'éponte. Ces inclusions d'éponte préservent communément des assemblages minéralogiques différents de ceux à l'extérieur des cubes de pyrite. Par exemple, de nombreux cubes de pyrite dans la zone d'altération visible ont des inclusions de phénocristaux de plagioclase qui contiennent de 10 à 30% de mica blanc alors que les phénocristaux à l'extérieur des cubes n'en contiennent pas (fig. 5.20). Dans de tels cas, la pyrite est interprétée comme ayant cristallisé dans la zone d'altération visible avant la déstabilisation du mica blanc. D'autres cubes de pyrite contiennent des inclusions d'éponte dans lesquelles les petits grains de pyrite de l'assemblage métamorphique sont entourés par de la pyrrhotite introduite lors de l'altération cryptique (fig. 5.21). De tels cubes de pyrite ont donc aussi cristallisé après que la roche ait subi l'altération cryptique.

On reconnaît une deuxième génération de pyrrhotite et de chalcopryrite dans plusieurs profils avec altération visible. Cette deuxième génération se distingue de la première, introduite lors de l'altération cryptique, en ce qu'elle forme des amas millimétriques irréguliers accompagnant les agrégats grossiers de calcite introduits dans la zone d'altération visible. Ces amas de pyrrhotite et de chalcopryrite entourent et veinent la tourmaline et la pyrite, et ils s'accompagnent localement de petits grains d'or et de tellurures (fig. 5.19). Localement, ces amas sont intimement emmêlés avec des minéraux de Ti.

Bien que peu communs, de l'ilménite, du rutile et du sphène sont localement introduits dans la zone d'altération visible en bordure de quelques veines de tension, principalement dans celles qui recoupent

les dykes de porphyre feldspathique. Le sphène forme des grains grossiers isolés qui s'attachent ou qui sont interstitiels à la tourmaline. L'ilménite et le rutile forment des amas millimétriques irréguliers dans lesquels ces deux minéraux sont intimement emmêlés. Ces amas entourent partiellement la pyrite et ils sont localement associés aux amas de pyrrhotite et de chalcopryrite. Ils contiennent localement de petits grains d'or. L'ilménite forme aussi des lamelles centimétriques qui semblent occuper des fractures dans les dykes de porphyre feldspathique. Ces lamelles sont de partiellement à complètement transformées en rutile.

Les relations texturales entre ces quatre minéraux et ensembles de minéraux à comportement particulier sont constantes d'un profil à l'autre. De plus, ces relations nous indiquent que la tourmaline a été le premier de ces minéraux à cristalliser dans les zones d'altération visible. Elle a été suivie par l'introduction de la pyrite, à son tour suivie de l'introduction de pyrrhotite et de chalcopryrite, et localement des minéraux de Ti. Ces deux derniers groupes de minéraux accompagnent la calcite et l'or qui ont aussi été introduits lors de l'altération visible.

5.4 Altération en bordure des veines sub-verticales

5.4.1 Types d'altération et leurs distributions

La déformation qui a pris place dans les zones de cisaillement ductile contenant les veines sub-verticales a généralement oblitéré les éléments texturaux primaires (phénocristaux de plagioclase et pseudomorphes) des roches volcaniques et de la diorite porphyrique. Cette déformation, qui se manifeste mégascopiquement par le développement d'une foliation, a provoqué une cataclase de ces éléments texturaux et une réorientation progressive des minéraux accompagnée d'une réduction globale de la taille des grains de la mésostase (fig. 5.22). À proximité des veines sub-verticales où la foliation est bien développée, les roches volcaniques et la diorite porphyrique consistent en une alternance de bandes quartzo-feldspathiques et de bandes parallèles riches en phyllosilicates, en carbonates et en tourmaline introduits lors de l'altération hydrothermale (fig. 5.23). Les éléments texturaux ont généralement été préservés dans les dykes de porphyre feldspathique où la déformation se manifeste surtout par la formation de brèches.

Sur des bases mégascopiques et minéralogiques, nous avons reconnu en bordure des veines sub-verticales les deux mêmes zones d'altération qu'en bordure des veines de tension. L'altération visible n'est pas toujours présente et elle affiche une distribution plutôt erratique. Elle s'observe dans les roches immédiatement adjacentes aux matériaux irréguliers et lenticulaires, dans les lambeaux d'éponte incorporés au

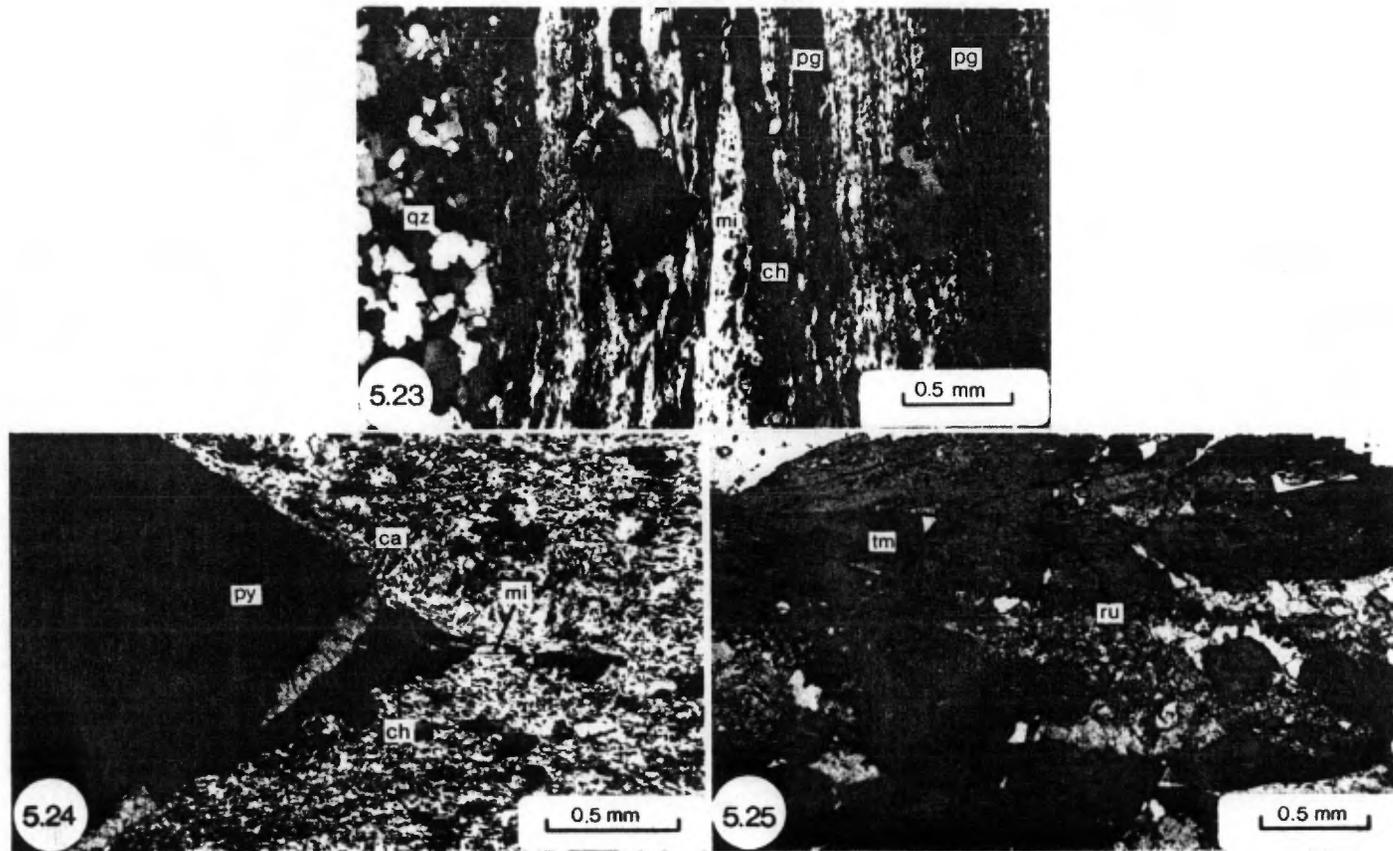


Figure 5.23: Lave complètement recristallisée en bandes riches en mica blanc (mi), en chlorite (ch) et en plagioclase (pg), affectée par l'altération cryptique dans une zone de cisaillement ductile, à proximité du matériel filonien. Une veinule de quartz (qz) associée au matériel irrégulier s'est infiltrée le long des plans de foliation; lumière transmise, polarisée et analysée.

Figure 5.24: Chlorite (ch), calcite (ca) et mica blanc (mi) dans une zone abritée autour d'un cube de pyrite (py) dans une lave affectée par l'altération visible dans une zone de cisaillement ductile; lumière transmise, polarisée et analysée.

Figure 5.25: Traînées ondulées de rutile (ru) à l'intérieur d'aiguilles de tourmaline (tm) dans une lave affectée par l'altération visible dans une zone de cisaillement ductile; lumière transmise, polarisée.

matériel irrégulier et dans les fragments des brèches (figs. 3.7, 3.9 et 3.10). Cette altération présente localement une zonalité interne définie par une sous-zone de couleur blanche juxtaposée à la veine et par une sous-zone externe de couleur beige. Nous n'avons pas observé d'altération visible en bordure des veinules précoces.

L'altération cryptique est omniprésente en bordure de tous les types de matériel filonien des veines sub-verticales. Elle est confinée aux zones de cisaillement ductile et son épaisseur varie d'environ 1 à 5 m de part et d'autre des veines. L'altération cryptique enveloppe systématiquement les zones d'altération visible de telle sorte que ces dernières ne sont jamais en contact direct avec des roches non-altérées. La limite entre les zones d'altération cryptique et visible est irrégulière et plutôt diffuse.

Tout comme en bordure des veines de tension, la tourmaline, la pyrite, la pyrrhotite et la chalcopryrite et les minéraux de Ti affichent une distribution et un comportement particulier en bordure des veines sub-verticales. Nous décrivons le caractère de ces quatre minéraux et ensembles de minéraux associés aux veines sub-verticales à la section 5.4.4.

D'autre part, la déformation qui affecte les roches dans la majorité des profils examinés en bordure des veines sub-verticales (sauf dans les brèches) ne nous permet pas d'observer les transformations minéralogiques individuelles comme nous l'avons fait en bordure des veines de tension. Nous ne pouvons généralement y définir que les divers assemblages minéralogiques et les variations de proportions des minéraux d'un échantillon à l'autre pour un profil donné.

5.4.2 Altération cryptique

Les transformations minéralogiques qui caractérisent l'altération cryptique en bordure des veines sub-verticales sont essentiellement les mêmes qu'en bordure des veines de tension. De plus, les mêmes transformations minéralogiques se sont produites dans les trois types de roches examinées.

Un des principaux effets de l'altération cryptique est la déstabilisation de l'épidote. Cette déstabilisation est progressive en approchant la veine et elle est complète à proximité de cette dernière dans la majorité des profils. À la limite externe de la zone d'altération cryptique qui correspond généralement à la limite externe des zones de cisaillement ductile où la déformation est peu intense, l'épidote, dans les phénocristaux de plagioclase, a progressivement et complètement été déstabilisée et remplacée par du mica blanc avec un peu de calcite. À l'intérieur de cette limite externe, l'épidote de la mésostase et des pseudomorphes a progressivement et généralement partiellement été déstabilisée. La déformation y étant plus intense, il est généralement impossible de déterminer quel minéral a remplacé l'épidote. Néanmoins, dans quelques profils, il y a des évidences de remplacement partiel de l'épidote par de la calcite. Dans d'autres profils, la petite quantité d'épidote qui n'a pas été déstabilisée a recristallisé en grains idiomorphes qui semblent stables avec la calcite.

Il y a des quantités variables de carbonate introduites dans la zone d'altération cryptique. Des analyses par diffraction des

rayons-X montrent qu'il s'agit principalement de calcite et qu'il y a localement un deuxième carbonate de présent, probablement de la ferrodolomite. Les carbonates forment des grains et des agrégats irréguliers dispersés dans la mésostase et les pseudomorphes. Dans les échantillons où la déformation est intense (généralement dans la partie centrale des zones de cisaillement ductile), les carbonates se concentrent en bandes régulières et parallèles à la foliation. Ces dernières s'accompagnent généralement de chlorite et de mica blanc et elles alternent avec des bandes riches en plagioclase et en quartz (fig. 5.23).

En plus du mica blanc ajouté dans les phénocristaux de plagioclase, des quantités variables de feuillets de mica blanc, orientés parallèlement à la foliation, ont été introduites dans la mésostase des roches. À proximité du matériel filonien où la déformation est plus intense, il y a eu formation de bandes riches en mica blanc (fig. 5.23). Il y a localement des évidences de remplacement partiel de la chlorite et la biotite métamorphiques par du mica blanc. Dans quelques profils, il y a aussi de la biotite de couleur brun foncé qui est ajoutée dans la zone d'altération cryptique. Les feuillets de biotite s'alignent eux aussi suivant la foliation.

En approchant des veines sub-verticales dans les zones de cisaillement ductile, la mésostase des épontes affiche des signes d'une recristallisation et d'une cataclase de plus en plus intense suite à l'action combinée de la déformation et de l'altération cryptique. Les minéraux non transformés par cette altération, comme le plagioclase, la chlorite et le quartz, recristallisent et s'orientent progressivement

suivant la foliation. Les minéraux qui ont été introduits dans la zone d'altération cryptique, en particulier le mica blanc et la biotite, s'alignent aussi parallèlement à la foliation. Cette réorientation s'accompagne d'une ségrégation progressive par bandes riches en plagioclase et en quartz et par bandes riches en phyllosilicates et en carbonates à proximité des veines. La recristallisation de la mésostase s'accompagne généralement d'une réduction de la taille des grains de plagioclase et de quartz, et de la cataclase complète des phénocristaux de plagioclase et des pseudomorphes.

Dans quelques profils, par ailleurs, de petites quantités de pyrrhotite et de chalcopryrite ont été ajoutées dans la zone d'altération cryptique. Ces deux minéraux forment de petits amas irréguliers dispersés dans la roche ou associés au mica blanc, au carbonate et à la biotite. La pyrrhotite et la chalcopryrite ont communément entouré et partiellement remplacé les grains de pyrite de l'assemblage métamorphique primaire.

La déstabilisation commune des minéraux de Ti (ilménite, leucoxène et sphène) dans la zone d'altération cryptique à proximité des veines de tension ne s'observe qu'à quelques endroits en bordure des veines sub-verticales. Généralement, ces minéraux ont plutôt tendance à former des traînées de petits grains d'ilménite et de rutile parallèles à la foliation et associées aux bandes riches en chlorite, en mica blanc et en tourmaline.

Ainsi, tout comme en bordure des veines de tension, l'altération cryptique en bordure des veines sub-verticales se caractérise

essentiellement par la déstabilisation de l'épidote et par l'introduction de carbonate, de mica blanc et localement de biotite. Cette altération s'accompagne toutefois d'une intense recristallisation de la roche. Nous n'avons observé aucun grain d'or ou de tellurure dans cette zone d'altération.

5.4.3 Altération visible

Tout comme l'altération cryptique, l'altération visible se caractérise par les mêmes assemblages minéralogiques en bordure des veines sub-verticales qu'en bordure des veines de tension. Étant donné que cette altération se manifeste surtout dans les roches adjacentes aux veines sub-verticales et dans les lambeaux d'éponte incorporés au matériel irrégulier, la déformation y a produit une texture foliée qui se caractérise par une alternance de bandes parallèles de minéralogie différente. On ne peut donc généralement y observer que les divers assemblages minéralogiques et les variations de concentration des minéraux. Il n'y a que dans les brèches, où les fragments d'éponte ne sont pas déformés, qu'on reconnaît les éléments texturaux primaires des roches et où on peut observer les transformations minéralogiques individuelles.

Un des principaux effets de l'altération visible est la destruction presque complète de la chlorite, ce qui se traduit par un changement de couleur de la roche. Cette déstabilisation de la chlorite n'est cependant pas aussi abrupte qu'en bordure des veines de tension.

Généralement, la destruction de ce minéral s'accompagne d'un accroissement des quantités de carbonate et de quartz dans la roche. Dans quelques échantillons, on observe en plus une transformation progressive de la chlorite en mica blanc. Dans la zone d'altération visible de plusieurs échantillons, en particulier dans les zones abritées autour de cubes de pyrite (fig. 5.24), il y a cependant une petite quantité de chlorite qui est stable avec du mica blanc et de la calcite. Cette chlorite a une composition chimique semblable à celle de la chlorite déposée dans les veines de tension et dans les veines sub-verticales et elle est vraisemblablement d'origine hydrothermale (annexe Ie). Il s'agit d'une ripidolite qui est plus magnésienne que la chlorite métamorphique (fig. 4.14). Il y a localement une chlorite qui se plaque à la surface de cubes de pyrite ou qui en occupe des fractures. Elle affiche une biréfringence bleue et est semblable à la pseudothuringite dans la zone d'altération visible en bordure de quelques veines de tension (fig. 4.14).

L'introduction de carbonate, calcite et probablement ferrodolomite d'après les analyses par diffraction des rayons-X, est un autre effet important de l'altération visible. La quantité de carbonate ajouté est variable et elle peut atteindre environ 30% du volume de la roche. Ce minéral forme généralement des plages grossières qui se concentrent en bandes parallèles (fig. 5.23) et qui entourent la tourmaline et la pyrite. Le carbonate s'accompagne communément d'apatite, de pyrrhotite et de chalcopyrite. Il se retrouve également dans les fractures de la tourmaline et de la pyrite (voir section 5.4.4) et dans les

zones abritées autour de cette dernière (fig. 5.24).

Un peu de mica blanc et de biotite ont communément été ajoutés dans la zone d'altération visible à proximité de la transition avec la zone d'altération cryptique. Ces deux minéraux forment des feuillets généralement orientés parallèlement à la foliation; ils sont localement d'orientation aléatoire. Le mica blanc se retrouve aussi dans les zones abritées autour des cubes de pyrite (fig. 5.24). Il s'agit d'un mica blanc de la même composition phengitique que celui déposé dans les veines (annexe If). En bordure du matériel filonien, il y a généralement une disparition complète du mica blanc et de la biotite. Cette disparition s'accompagne d'une augmentation de la quantité de carbonate, de plagioclase et de quartz. Ce quartz a également été introduit dans les zones abritées autour de la pyrite et dans les fractures de la tourmaline et de la pyrite où il est accompagné de carbonate. Le quartz forme aussi de petites veinules irrégulières.

La zone d'altération visible présente localement la même zonalité interne de couleur qu'en bordure des veines de tension: une sous-zone blanche adjacente au matériel filonien ne contient pas de minéraux de Ti et se distingue ainsi d'une sous-zone beige qui contient ces deux minéraux. Comme dans le cas de l'altération en bordure des veines de tension, la disparition des minéraux de Ti à proximité du matériel filonien est vraisemblablement attribuable à un effet antérieur et local de l'altération cryptique. Dans la majorité des cas cependant, l'ilménite et le leucoxène formant des traînées de grains parallèles à la foliation ont été transformés en rutile dans la zone d'altération visible. Le

rutile forme lui aussi des traînées de petits cristaux qui s'alignent suivant la foliation. Localement, en particulier dans les lambeaux d'éponte incorporés au matériel irrégulier, ces traînées de rutile ont été contorsionnées et plissottées par la déformation plus intense qui a affecté ces lambeaux d'éponte.

Il y a eu introduction d'or et de tellurures dans quelques profils avec une zone d'altération visible. La distribution de ces minéraux est systématiquement restreinte à la zone d'altération visible. Dans leur principale occurrence, l'or et les tellurures occupent des microfractures dans la pyrite où ils sont accompagnés de carbonates et de pyrrhotite. L'or et les tellurures se retrouvent aussi en surcroissance sur la pyrite et en association avec le quartz et le carbonate dans les zones abritées qui l'entourent.

En résumé, l'altération visible se caractérise par une déstabilisation de la chlorite près de la zone d'altération cryptique, et par celle du mica blanc et de la biotite à proximité du matériel filonien. La déstabilisation des phyllosilicates s'est accompagnée de l'introduction de carbonates, de plagioclase, de quartz, d'apatite et localement d'or et de tellurures.

5.4.4 Minéraux à comportement particulier

La tourmaline, la pyrite, la pyrrhotite et la chalcopyrite, de même que des minéraux de Ti (rutile, ilménite et sphène) peuvent être présents dans les épontes des veines sub-verticales. Ces quatre

minéraux et ensembles de minéraux affichent essentiellement la même distribution qu'en bordure des veines de tension. Ils ne sont généralement présents qu'en bordure des veines où il y a eu altération visible. De plus, ces minéraux se concentrent surtout dans la zone d'altération visible, même si ils se distribuent aussi dans la zone d'altération cryptique sur de courtes distances (généralement <20-30 cm).

La tourmaline est le plus commun et le plus abondant des minéraux à comportement particulier. Elle constitue localement jusqu'à 70% du volume des lambeaux d'éponte altérée incorporés au matériel irrégulier. La tourmaline forme généralement des cristaux orientés parallèlement aux plans de foliation et elle se concentre communément en bandes parallèles. À plusieurs endroits dans les plans de foliation, les aiguilles de tourmaline s'alignent parallèlement à la linéation définie par les stries dans les plans de glissement (voir section 3.2.2.5). Plusieurs bandes riches en tourmaline se superposent à des traînées plissottées de petits cristaux de rutile qui définissent les plans de foliation (fig. 5.25). Cette relation indique que la tourmaline a été introduite après la déformation qui a provoqué le plissement de ces traînées de rutile. Quelques-unes de ces bandes riches en tourmaline sont elles-mêmes plissées. Dans les flancs de ces plis, la tourmaline est fracturée perpendiculairement à son allongement, ce qui témoigne d'un étirement le long des flancs et conséquemment d'une déformation postérieure à la tourmaline. Par ailleurs, cette dernière est communément veinée de quartz et de carbonate et entourée de carbonate, de quartz, de mica blanc et de pyrite.

Dans la zone d'altération visible de plusieurs profils, il y a des cubes millimétriques de pyrite qui sont isolés dans la roche ou qui s'alignent localement suivant la foliation. Cette pyrite hydrothermale se distingue aisément de la pyrite de l'assemblage métamorphique qui est plus petite et qui est communément entourée de pyrrhotite et de chalcopryrite associées à l'altération cryptique (voir section 5.4.2). La pyrite entoure la tourmaline et lui est interstitielle, et elle contient des inclusions qui ne se distribuent communément qu'en périphérie des cubes. En plus de quelques petites inclusions globulaires de pyrrhotite et de chalcopryrite, quelques gros cubes de pyrite contiennent de grandes inclusions d'éponte avec du mica blanc, alors que ce dernier minéral est absent dans l'éponte à l'extérieur du cube de pyrite.

La pyrite est communément fracturée et veinée de carbonate, de pyrrhotite, de chalcopryrite, d'or et de tellurures. Une chlorite à biréfringence bleue, semblable à la pseudothuringite dans l'altération visible en bordure de quelques veines de tension (fig. 4.14), occupe localement de telles fractures. La pyrite hydrothermale est localement entourée de pyrrhotite, de chalcopryrite, de rutile et d'ilménite. Les zones abritées autour de la pyrite contiennent du carbonate, du quartz, du mica blanc, de la chlorite et localement de l'or.

Dans quelques profils, il y a des amas millimétriques irréguliers de pyrrhotite et de chalcopryrite dont la distribution est restreinte à la zone d'altération visible. Il s'agit d'une deuxième génération de ces sulfures, la première étant associée à l'altération cryptique. La pyrrhotite et la chalcopryrite sont peu abondantes, ne

constituant généralement pas plus de 2% du volume de la roche altérée. Ces deux minéraux entourent et, localement, ont partiellement remplacé les cubes de pyrite hydrothermale. Ils se retrouvent aussi dans les fractures de la pyrite où ils sont accompagnés de carbonate, d'or et de tellures. Les amas de pyrrhotite et de chalcopryrite sont localement intimement associés à des bandes de carbonate dans la zone d'altération visible.

Bien que d'occurrence plutôt erratique, du rutile, de l'ilménite et du sphène ont localement été introduits dans la zone d'altération visible, en particulier en bordure des veines sub-verticales qui suivent ou qui recoupent les dykes de porphyre feldspathique. Ces trois minéraux forment généralement des amas irréguliers et grossiers. Le sphène est interstitiel à la tourmaline, alors que le rutile et l'ilménite, intimement emmêlés, entourent les cubes de pyrite hydrothermale. Les amas de rutile et d'ilménite sont aussi localement entourés de petites quantités de pyrrhotite et de chalcopryrite. A plusieurs endroits dans du porphyre feldspathique, il y a aussi des lamelles d'ilménite de taille centimétrique qui semblent occuper des fractures de l'éponte. Dans ces lamelles, l'ilménite a été transformée à divers degrés en rutile.

Comme en bordure des veines de tension, les quatre minéraux et ensembles de minéraux à comportement particulier présentent, en bordure des veines sub-verticales, des relations texturales et chronologiques constantes d'un profil à l'autre. Ces relations nous permettent d'établir leur séquence d'introduction dans les épontes: (1) tourmaline;

(2) pyrite; (3) minéraux de Ti; suivis de (4) la pyrrhotite et la chalcopyrite.

5.5 Discussion

5.5.1 Comparaison de l'altération autour des veines de tension et des veines sub-verticales

À titre de comparaison des altérations hydrothermales associées aux deux types de veines à la mine Sigma, notons que les deux mêmes zones d'altérations cryptique et visible se retrouvent en bordure des veines de tension et des veines sub-verticales. De plus, chaque zone d'altération présente le même assemblage minéralogique stable, représenté au tableau 5.3, en bordure de l'un ou l'autre type de veine. La distribution spatiale et la disposition relative des deux zones d'altération sont également les mêmes en bordure des veines de tension et des veines sub-verticales. L'altération cryptique est omniprésente et se retrouve de chaque côté des veines, alors que l'altération visible est soit absente, soit présente d'un côté ou de l'autre, soit présente des deux côtés. La zone d'altération visible est systématiquement adjacente à la veine ou au matériel filonien et elle est systématiquement séparée de la roche fraîche par une zone d'altération cryptique.

Ainsi, on peut caractériser l'altération cryptique en bordure des deux types de veines par une déstabilisation progressive et complète de l'épidote et par une introduction concomitante de carbonate (surtout

Tableau 5.3: Assemblages minéralogiques stables dans les parties externes et internes des zones d'altération cryptique et visible en bordure des veines de tension et des veines sub-verticales.

Roche fraîche	Altération cryptique		Altération visible	
	externe	interne	externe	interne
plagioclase quartz chlorite biotite épidote mica blanc (m) ilménite (m) apatite pyrite (m) calcite (m)	plagioclase quartz chlorite biotite mica blanc (m-h) ilménite (m) apatite calcite (m-h) pyrrhotite chalcopryrite	plagioclase quartz chlorite biotite mica blanc (m-h) apatite calcite (m-h) pyrrhotite chalcopryrite	plagioclase quartz mica blanc (m-h) ilménite (h) apatite pyrite (h) calcite (m-h) pyrrhotite chalcopryrite tourmaline or et tellurures	plagioclase quartz ilménite (h) apatite pyrite (h) calcite (m-h) pyrrhotite chalcopryrite tourmaline or et tellurures

m = origine métamorphique
h = origine hydrothermale

calcite), de mica blanc, localement de biotite et de petites quantités de pyrrhotite et de chalcopryrite. Ces transformations minéralogiques se sont accompagnées d'une recristallisation des phénocristaux de plagioclase et de la mésostase. Il y a eu localement déstabilisation des minéraux de Ti de l'assemblage métamorphique primaire à proximité des veines, ce qui a produit la zonalité interne de l'altération visible. Cette dernière se caractérise par une déstabilisation abrupte et complète de la chlorite et de la biotite à sa limite externe et du mica blanc à proximité de la veine: une sous-zone interne de l'altération visible est ainsi définie. Il y a eu introduction concomittante de carbonate (surtout calcite), de quartz, de plagioclase, d'apatite et de petites quantités d'or et de tellurures. Les phénocristaux de plagioclase et la mésostase ont subi une recristallisation plus intense que dans la zone d'altération cryptique.

Les minéraux à comportement particulier ont également la même distribution et la même occurrence en bordure des deux types de veine. Le fait que ces minéraux (tourmaline, pyrite, pyrrhotite-chalcopryrite et rutile-ilménite-sphène) ne soient présents que dans les profils avec altération visible et le fait qu'ils soient essentiellement concentrés dans cette zone d'altération indiquent que ces minéraux ont été formés lors de l'altération visible et qu'ils en font partie. Ils n'en sont cependant pas une composante essentielle car ils sont absents de plusieurs zones d'altération visible.

Nous avons montré à la section 3.5 que les veines de tension et les veines sub-verticales sont globalement contemporaines. Les

similitudes de minéralogie, de séquences de déposition des minéraux et de modes de formation de ces deux types de veines (discutées à la section 4.4) indiquent que le même fluide minéralisateur y a circulé et que les mêmes mécanismes de déposition y ont pris place. Ces deux dernières interprétations sont de plus appuyées par la similitude de l'altération en bordure des deux types de veines, ce qui indique aussi que les mêmes conditions physico-chimiques y ont prévalu.

D'autre part, il est intéressant de noter que l'altération hydrothermale en bordure des veines à la mine Sigma présente essentiellement les mêmes assemblages et les mêmes transformations minéralogiques que l'altération associée à d'autres gisements d'or filonien Archéens. Ainsi, par exemple, à Yellowknife (Boyle 1961), à Porcupine (Hurst, 1935), à la mine O'Brien de Malartic (Blais, 1955a) et à Kalgoorlie (Golding et Wilson, 1983), la partie externe de la zone d'altération hydrothermale se caractérise par une déstabilisation de l'épidote et des amphiboles primaires qui sont remplacées par du carbonate et localement par un peu de chlorite. Dans la partie interne où la roche altérée prend une couleur beige, du mica blanc, du carbonate et du quartz sont introduits en remplacement progressif et complet de la chlorite et d'une partie du plagioclase. De la pyrite, de l'apatite et localement de la tourmaline sont également introduites dans les épontes altérées. Par contre, dans ces gisements où l'altération hydrothermale se superpose à une déformation intense des épontes, il n'est pas possible d'étudier les transformations minéralogiques avec autant de détail qu'en bordure des veines de tension de la mine Sigma, ni d'établir la séquence de

développement des diverses zones et des minéraux d'altération.

5.5.2 Séquence d'altération

La distribution des zones d'altération cryptique et visible, de même que les relations chronologiques entre les divers minéraux à comportement particulier, nous permettent d'établir une séquence de développement de l'altération hydrothermale en bordure des veines à la mine Sigma. Bien que l'on observe aussi en bordure des veines sub-verticales, cette séquence est mieux définie en bordure des veines de tension car leurs épontes ne sont pas déformées. Nous représentons à la figure 5.26 la séquence idéalisée des transformations minéralogiques. L'omniprésence de l'altération cryptique en bordure des veines et le fait qu'elle sépare systématiquement la roche fraîche de la zone d'altération visible (fig 5.9) suggèrent que l'altération cryptique a été la première à affecter les épontes des veines. Cette relation chronologique est appuyée par l'observation que le mica blanc introduit lors de l'altération cryptique a été déstabilisé dans la sous-zone interne de l'altération visible à proximité de la veine, ce qui démontre que l'altération visible s'est superposée à l'altération cryptique.

D'autre part, les minéraux à comportement particulier affichent un ordre d'introduction constant dans les épontes où ils sont présents: la tourmaline a d'abord été introduite, suivie de la pyrite, à son tour suivie de la pyrrhotite et de la chalcopryrite, de même que des minéraux de Ti. Le fait que ces minéraux ne soient présents que dans

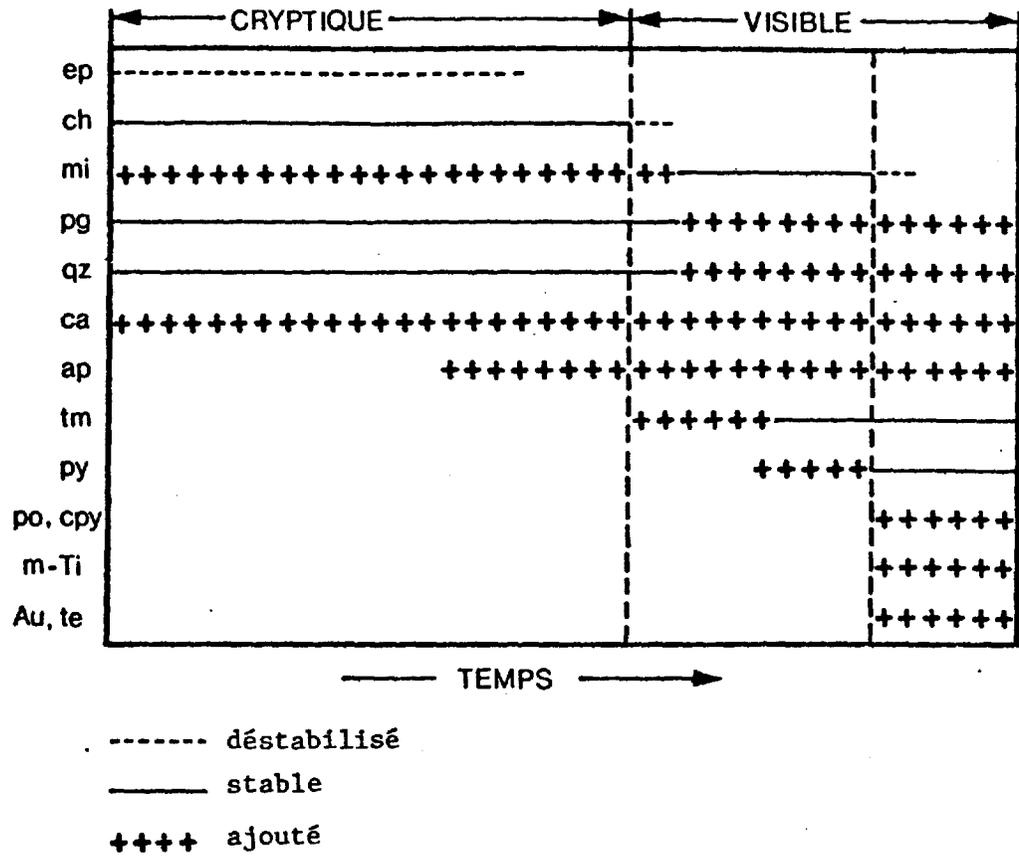


Figure 5.26: Séquence de développement des zones et sous-zones d'altération dans l'éponte adjacente à une veine. Les abréviations sont celles du tableau 4.1; m-Ti = minéraux de Ti.

les profils avec une zone d'altération visible indique qu'ils ont été introduits dans les éponges après le développement de l'altération cryptique. Cette relation chronologique est confirmée par l'observation que les inclusions d'éponge dans les cubes de pyrite ne contiennent pas de chlorite: la pyrite s'est donc formée après le début du développement de la zone d'altération visible dans laquelle la chlorite a déjà été déstabilisée. De plus, nous avons mentionné (voir section 5.3.4 et 5.4.4) que les gros cubes de pyrite contiennent en inclusion des phénocristaux de plagioclase criblés de mica blanc, alors que ce dernier minéral est absent des phénocristaux à l'extérieur des cubes de pyrite (fig. 5.20). Cette différence dans le faciès d'altération des phénocristaux de plagioclase démontre que la pyrite s'est développée après l'altération cryptique qui a introduit le mica blanc dans les phénocristaux. Cette différence indique de plus que les phénocristaux en inclusion dans la pyrite ont été protégés des effets intenses de l'altération visible qui a déstabilisé le mica blanc dans la sous-zone interne, à proximité des veines, après l'introduction de la pyrite (fig. 5.26).

Les amas de pyrrhotite et de chalcopryrite qui entourent la pyrite sont généralement intimement associés et probablement contemporains aux amas de calcite développés dans la mésostase des roches de la zone d'altération visible. Étant postérieures à la pyrite, la pyrrhotite et la chalcopryrite se sont donc formées simultanément à la déstabilisation du mica blanc dans la sous-zone interne de l'altération visible adjacente à la veine. L'or et les tellurures veinent et remplacent communément la pyrite et lui sont donc postérieurs. Comme ils sont de plus

intimement associés à la pyrrhotite, la chalcopryrite et la calcite, l'or et les tellurures ont vraisemblablement été introduits durant cette même période de l'altération visible pendant laquelle le mica blanc a été déstabilisé.

La séquence du développement des zones d'altération illustrée à la figure 5.26 représente en réalité la série de transformations minéralogiques qui ont affecté l'éponte à un même endroit en bordure d'une veine. Il n'est pas exclus que la zone d'altération cryptique se soit développée à une certaine distance d'une veine en même temps que se développait la zone d'altération visible à une plus petite distance de la même veine. Par ailleurs, la séquence complète de la figure 5.26 ne s'observe pas en bordure de toutes les veines. Plusieurs veines de faible épaisseur ne présentent que la zone d'altération cryptique alors que d'autres ne présentent que la portion de la zone d'altération visible où le mica blanc est stable.

En théorie, on peut envisager deux principaux mécanismes pour expliquer le développement d'une zonalité de l'altération hydrothermale en bordure de veines (Korzhinskii, 1970; Large, 1975): (1) développement successif par réaction avec des fluides de composition différente qui circulent dans les mêmes fractures; (2) développement simultané le long de fronts de réaction suite à la migration d'un seul fluide dans les épontes. Si les zones d'altération cryptique et visible à la mine Sigma s'étaient développées par réaction avec deux fluides de composition différente à deux moments différents, on devrait trouver au moins quelques endroits où l'épaisseur de la zone d'altération visible excède

celle de l'altération cryptique et où l'altération visible a directement affecté la roche fraîche. Nulle part à la mine Sigma nous n'avons observé ces relations inverses, ce qui élimine la première hypothèse.

Le second mécanisme est celui qui est généralement retenu pour expliquer la zonalité de l'altération en bordure de veines (Sales et Meyer, 1950; Bonorino, 1959; Rose et Burt, 1979). Le modèle théorique élaboré par Korzhinskii (1970) démontre d'ailleurs que la réaction entre un fluide hydrothermal et une roche le long d'une fissure engendre la formation simultanée de zones d'altération en bordure de cette fissure. Ce modèle prédit de plus les caractéristiques suivantes des zones d'altération: (1) les zones ou sous-zones successives sont séparées par des fronts de réaction nets et abrupts; (2) il y a généralement remplacement complet d'un minéral le long de chaque front; et (3) le nombre de minéraux coexistants tend à diminuer d'une zone à l'autre en approchant de la fissure, ces zones étant de plus en plus près de l'équilibre chimique avec le fluide minéralisateur en approchant de la fissure.

Les caractéristiques des zones et sous-zones d'altération cryptique et visible se comparent bien avec les caractéristiques prédites par Korzhinskii. Ainsi, nous proposons que la zone d'altération cryptique et les sous-zones d'altération visible (soit avec ou sans mica blanc) en bordure des veines à la mine Sigma ont été formées simultanément le long des fronts de réaction qui s'éloignent progressivement des veines. Ce mécanisme de formation simultanée est compatible avec l'interprétation que nous faisons de la séquence d'altération établie à la figure 5.26, à savoir que cette dernière représente la série de

transformations minéralogiques qui se sont succédées au même endroit dans l'éponte.

Le modèle de Korzhinskii prédit également une disposition symétrique des zones d'altération de part et d'autre d'une fissure. À la mine Sigma, il n'y a disposition symétrique des zones d'altération cryptique et visible qu'en bordure des veines de tension qui se sont formées par une seule étape d'ouverture et de remplissage (fig. 4.1). Tout en étant symétriques, les enveloppes d'altération en bordure de ces veines ne se sont toutes complètement développées, en ce sens qu'elles ne se composent pas toutes d'une zone d'altération cryptique, d'une sous-zone d'altération visible avec du mica blanc et d'une sous-zone sans mica blanc. Plusieurs enveloppes d'altération ne se composent que de la première, ou des deux premières, de ces zones et sous-zones.

Indépendamment des réactions entre le fluide et les épontes, il semble que le complément du développement de la zonalité de l'altération ait également été contrôlée par le degré d'interaction entre le fluide minéralisateur et les épontes. Ce degré d'interaction peut être influencé par le degré de déséquilibre entre le fluide et l'éponte, et par le temps durant lequel le fluide est en contact avec l'éponte. En effet, à partir du moment où une couche de minéraux a complètement recouvert les parois des veines de tension (la déposition des minéraux se faisant des parois vers le centre des veines), le fluide est devenu pratiquement isolé des épontes par cette couche de minéraux. La déposition des minéraux dans les veines aurait ainsi contrôlé le développement de la zonalité dans les enveloppes d'altération.

On peut aussi faire intervenir cette notion de degré d'interaction pour expliquer les patrons assymétriques des zones d'altération en bordure des veines de tension et des veines sub-verticales qui se sont formées par plusieurs étapes d'ouverture et de remplissage. Lors de la première de ces étapes, il y eu interaction entre le fluide minéralisateur et l'éponte des deux côtés des veines. Pendant toutes les réouvertures subséquentes le long d'une des parois de ces veines, il y a eu interaction supplémentaire entre le fluide et l'éponte en question, l'autre éponte étant isolée du fluide par la bande de minéraux déposés lors de la première ouverture. Cette réaction supplémentaire aura permis de compléter le développement de la zonalité de l'enveloppe d'altération, par exemple, en permettant de superposer une zone d'altération visible à une enveloppe qui ne contenait qu'une zone d'altération cryptique.

5.5.3 Relations chronologiques entre l'altération et le remplissage des veines

La relation chronologique qui existe entre le développement des zones d'altération dans les éponces et la déposition des minéraux dans les veines est un aspect important rarement abordé dans les études d'altération. La connaissance de cette relation chronologique est pourtant essentielle pour vérifier si la déposition des minéraux dans les veines peut être causée par une modification du chimisme du

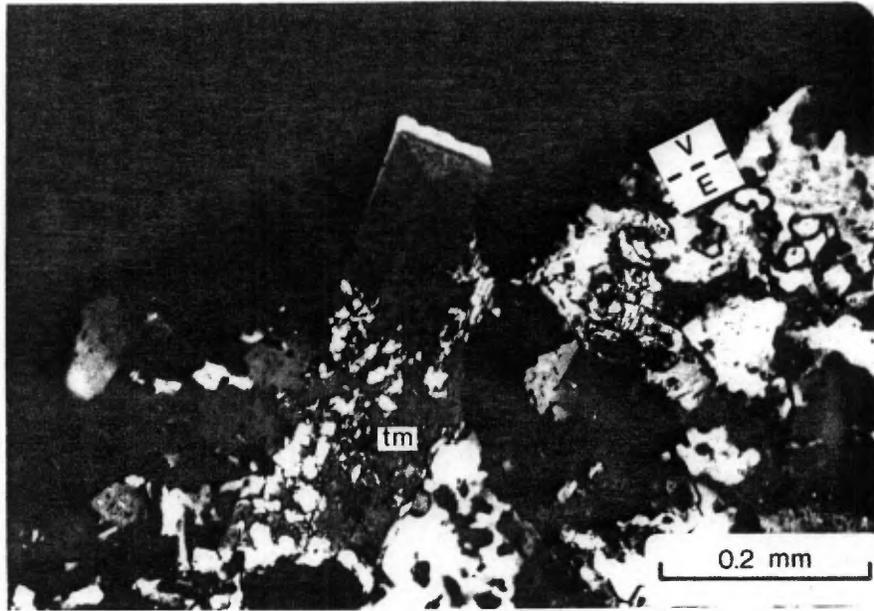


Figure 5.27: Cristal de tourmaline (tm) dans une veine sub-horizontale (V) qui est en continuité optique avec un grain poéciloblastique de tourmaline dans l'éponte (E); lumière transmise, polarisée et analysée.

fluide minéralisateur suite à une réaction de ce dernier avec les épon-tes des veines (Skinner, 1979). Pour essayer de résoudre ce problème à la mine Sigma, nous considérons d'abord les veines de tension qui se sont formées par une seule étape d'ouverture et de remplissage.

Comme nous l'avons mentionné à la section précédente, dès qu'une couche de minéraux a recouvert les parois de ces veines de tension, les épon-tes se sont trouvées isolées du fluide minéralisateur. C'est alors qu'a donc cessé de se développer l'altération des épon-tes. Les enveloppes d'altération hydrothermale telles qu'on les observe main-tenant en bordure de ces veines de tension se sont donc nécessairement développées de façon complète avant le remplissage final de ces veines. Ainsi, le développement complet des zones d'altération en bordure d'une veine de tension a précédé son remplissage complet.

D'autre part, l'ordre d'introduction de la tourmaline, de la pyrite, de la pyrrhotite et de la chalcopyrite dans l'éponte est sensi-blement le même que l'ordre de déposition de la principale génération de ces minéraux dans les veines de tension (figs. 4.19 et 5.26). De plus, en bordure de plusieurs veines de tension, des cristaux de tourma-line et de pyrite chevauchent le contact entre la veine et l'éponte (fig. 5.27) et présentent à la fois les caractères de ces minéraux dans la veine et dans l'éponte. Ces cristaux ne présentent généralement aucune discontinuité optique ou texturale (contrairement aux plagio-clases) qui aurait indiqué que ces minéraux dans la veine se seraient déposés en surcroissance sur de la tourmaline et de la pyrite déjà pré-sentes dans les épon-tes. Ces observations suggèrent une introduction à

peu près simultanée de la tourmaline, de la pyrite, de la pyrrhotite et de la chalcopryrite dans les épontes et dans la veine. Cette contemporanéité nous permet alors de relier la paragenèse d'altération (fig 5.26) à la paragenèse de la déposition des minéraux dans les veines (fig. 4.19).

Ainsi en bordure des veines à tension à une étape d'ouverture, le début du développement de l'altération visible, caractérisé en particulier par l'introduction de tourmaline, s'est produit presque au début du remplissage des veines, donc en même temps que la déposition de la tourmaline. Seuls les cristaux de carbonate, de scheelite, d'apatite et de plagioclase, qui représentent un faible volume du matériel filonien, se sont déposés avant le développement de l'altération visible, donc lors du développement de l'altération cryptique. Ainsi, l'altération cryptique en bordure des veines de tension s'est formée essentiellement avant le début du remplissage de ces veines ou tout au plus simultanément. D'ailleurs, la présence d'enveloppes d'altération cryptique de quelques centimètres d'épaisseur en bordure de fractures sub-horizontales ne contenant qu'un mince film de calcite suggère que cette altération a commencé à se développer dès qu'il y a eu infiltration du fluide minéralisateur dans une fracture de tension, avant même que cette fracture ne soit ouverte à sa pleine épaisseur. Ces relations expliquent pourquoi l'altération cryptique est omniprésente: dans tous les cas, le fluide minéralisateur a eu libre accès aux deux épontes, ce qui n'est pas toujours le cas pour l'altération visible.

Dans les veines de tension à ouvertures multiples, la première

étape d'ouverture a été la seule à permettre le développement symétrique des zones d'altération. Cependant, dans la majorité des cas, seule l'altération cryptique s'est développée, le degré d'interaction entre le fluide et l'éponte n'ayant probablement pas été suffisamment prolongé pour permettre le développement symétrique de zones d'altération visible. Lors d'une réouverture le long d'une des deux parois, il y a probablement d'abord eu une intensification ou un épaissement de la zone d'altération cryptique le long de cette paroi avant que les minéraux n'aient commencé à se déposer dans la nouvelle ouverture. À un certain stade de cet épaissement, les minéraux de calcium (calcite, scheelite et apatite) ont commencé à se déposer. Ils ont été suivis de la tourmaline et ce n'est qu'à ce moment qu'a commencé à se former la zone d'altération visible (d'abord avec, puis sans mica blanc). Le même raisonnement s'applique sans doute aux veinules précoces et au matériel irrégulier des veines sub-verticales.

D'autre part, le développement de l'altération visible a cessé avec la déposition de la pyrrhotite et de la chalcopryrite: ces deux minéraux, qui se développent simultanément dans l'éponte, marquent les derniers effets de l'altération visible (fig. 5.26). De plus, l'introduction de l'or et des tellures dans les épontes a été contemporaine à l'introduction de la pyrrhotite et de la chalcopryrite (fig. 4.19). Cette introduction d'or et des tellures dans les épontes s'est donc produite avant la déposition de la majeure partie de ces mêmes minéraux dans les veines, cette déposition survenant après la consolidation des filons.

5.6 Résumé

Les mêmes enveloppes d'altération hydrothermale s'observent en bordure des veines de tension et des veines sub-verticales. Ces enveloppes se composent d'une zone externe d'altération cryptique omniprésente et symétrique, et communément d'une zone interne d'altération visible qui peut être présente d'un seul côté ou des deux côtés d'une veine. L'altération cryptique consiste en une déstabilisation progressive de l'épidote et en l'introduction de calcite, de mica blanc, et d'une faible quantité de pyrrhotite et de chalcopryrite.

L'altération visible consiste en une déstabilisation abrupte de la chlorite et de la biotite à sa limite externe et en une introduction de calcite, d'apatite, de plagioclase, de quartz, d'or et de tellures. Un peu de mica blanc est ajouté à cette limite externe et ce minéral est complètement déstabilisé dans une sous-zone de l'altération visible adjacente à la veine. De la tourmaline, de la pyrite, de la pyrrhotite, de la chalcopryrite et des minéraux de Ti s'associent communément à l'altération visible.

Les épontes adjacentes aux veines ont d'abord été soumises à l'altération cryptique, et ensuite à l'altération visible. Toutefois, ces deux zones d'altération se sont développées simultanément par le déplacement de fronts de réaction. L'intensité atteinte par l'altération est une fonction du degré d'interaction entre le fluide minéralisateur et les épontes. Ce degré d'interaction et la réouverture des veines le long de l'une ou l'autre des parois ont contrôlé la distribution de

l'altération visible. En bordure d'une veine, l'altération cryptique s'est développée en majeure partie avant le début du remplissage de cette veine. L'altération visible a commencé à se former au début de la déposition des minéraux dans la veine et elle a cessé de se développer bien avant son remplissage complet.

CHAPITRE VI

QUANTIFICATION DU MÉTASOMATISME

6.1 Introduction

Dans cette deuxième partie de l'étude de l'altération hydrothermale à la mine Sigma (la première étant présentée au chapitre 5), nous quantifions les changements chimiques qui sont survenus dans les épontes des veines aurifères et nous faisons le lien avec les transformations minéralogiques observées. Nous effectuons également des calculs de balance de masse afin d'évaluer quelles sont les composantes chimiques qui étaient présentes dans le fluide minéralisateur.

Sept profils qui représentent les deux zones d'altération dans chaque principale lithologie (roche volcanique, diorite porphyrique et porphyre feldspathique) en bordure des veines de tension et des veines sub-verticales, ont été retenus pour analyse chimique de façon à couvrir toutes les situations géologiques possibles. Deux des profils ne présentent pas l'altération visible, afin d'évaluer pleinement les effets chimiques de l'altération cryptique. Nous avons de plus analysé quelques échantillons de diorite porphyrique et de porphyre feldspathique les plus éloignés possible de veines pour établir la composition chimique moyenne de la roche non-altérée. Cette dernière n'a pas été établie pour les roches volcaniques à cause de leur trop grande variabilité de faciès. La diorite porphyrique a une composition variable, ce qui est

attribuable à une différenciation magmatique (Daigneault, 1983), alors que le porphyre feldspathique a une composition plus constante.

6.2 Déterminations analytiques

6.2.1 Echantillonnage

Dans les profils en bordure des veines sub-verticales et pour les parties éloignées des profils en bordure des veines de tension, nous avons récolté des échantillons pesant environ 500 g et qui ne contenaient ni fractures ni veinules de quartz ou de carbonate. Pour les portions détaillées des profils en bordure des veines de tension, nous avons recueilli de gros échantillons qui contenaient une partie de la veine, la zone d'altération visible au complet et une partie de la zone d'altération cryptique; ces échantillons ont été débités en tranches parallèles à la veine qu'ils contiennent. Les échantillons analysés proviennent de ces tranches, qui avaient une épaisseur de 0.8 à 2 cm et un poids variant entre 50 et 200 g.

6.2.2 Densité des échantillons

La densité des échantillons, déterminée selon la méthode décrite dans Berry et Mason (1959, p. 187), est présentée à l'annexe II. La densité d'un gros cristal de quartz a été mesurée à plusieurs reprises et la densité de plusieurs échantillons a été mesurée une seconde

fois de façon à évaluer respectivement la précision et la reproductibilité de nos mesures. Ces dernières sont généralement meilleures que ± 0.005 g/cc.

6.2.3 Analyses chimiques

Les détails de la méthode de préparation des échantillons, des méthodes d'analyse et de leur précision sont donnés aux annexes IIIa, IIIb et IIIc respectivement. Les concentrations des éléments majeurs (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , K_2O , Na_2O , MgO , $\text{Fe}(\text{total})$, P_2O_5 , MnO et S) ont été déterminées par spectrographie de fluorescence-X. Les concentrations de FeO , des volatils H_2O et CO_2 , de Au et de B ont été respectivement déterminées par colorimétrie, par chromatographie en phase gazeuse, par activation neutronique et par spectrométrie d'émission au plasma. Tous les résultats analytiques sont présentés à l'annexe IIIId. Le $\text{Fe}(\text{total})$ est reporté sous forme de FeO .

6.3 Variations chimiques relatives

6.3.1 Profils chimiques

La composition chimique moyenne de la diorite porphyrique et du porphyre feldspathique non-altérés est reportée au tableau 6.1. Dans les profils où il était impossible d'obtenir un échantillon à l'extérieur de la zone d'altération cryptique, cette composition a été

Tableau 6.1: Composition chimique moyenne des roches intrusives non-altérées, exprimée en pourcentage-poids d'oxyde.

Type de roche	diorite porphyrique	porphyre feldspathique
nombre d'échantillons	6	4
SiO ₂	58.87	60.61
TiO ₂	0.55	0.62
Al ₂ O ₃	17.14	16.62
CaO	4.79	4.79
K ₂ O	0.46	1.09
Na ₂ O	4.21	4.44
MgO	3.31	2.50
Fe(total)	4.52	2.77
S	0.20	0.23
P ₂ O ₅	0.11	0.21
CO ₂	0.96	1.62
H ₂ O	2.04	1.83

utilisée comme valeur de la roche non-altérée. Une approche semblable a été suivie pour les profils où les divers échantillons de diorite porphyrique présentent des variations dans le degré de différenciation magmatique. Nous ne disposons pas d'un tel point de comparaison pour les roches volcaniques.

Deux des sept profils chimiques étudiés sont illustrés aux figures 6.1 et 6.2. Ces profils en bordure des veines de tension dans les roches intrusives sont ceux parmi les sept qui représentent le mieux les transformations minéralogiques décrites au chapitre précédent. Les autres profils sont représentés sous formes de tableaux à l'annexe IIIId. Les profils en bordure des veines sub-verticales traduisent mal les transformations minéralogiques: la déformation qui y a pris place leur a conféré un caractère trop hétérogène. Pour chaque type d'altération, on peut cependant dégager des caractéristiques communes.

Dans la zone d'altération cryptique de tous les profils, il y a eu addition de quantités variables de CO_2 , ce qui témoigne la formation de calcite. Cette addition de CO_2 s'accompagne, dans quelques profils seulement, d'une faible augmentation de CaO à proximité de la zone d'altération visible ou de la veine. Le fait que la quantité de CaO demeure à peu près constante confirme notre observation que dans la zone d'altération cryptique, la calcite se forme principalement par remplacement de l'épidote (surtout pistachite) dans les pseudomorphes et dans la mésostase. Le Fe libéré par la déstabilisation de la pistachite s'est probablement localement combiné avec les faibles quantités de S qui sont introduites pour former les petits grains de pyrrhotite et de

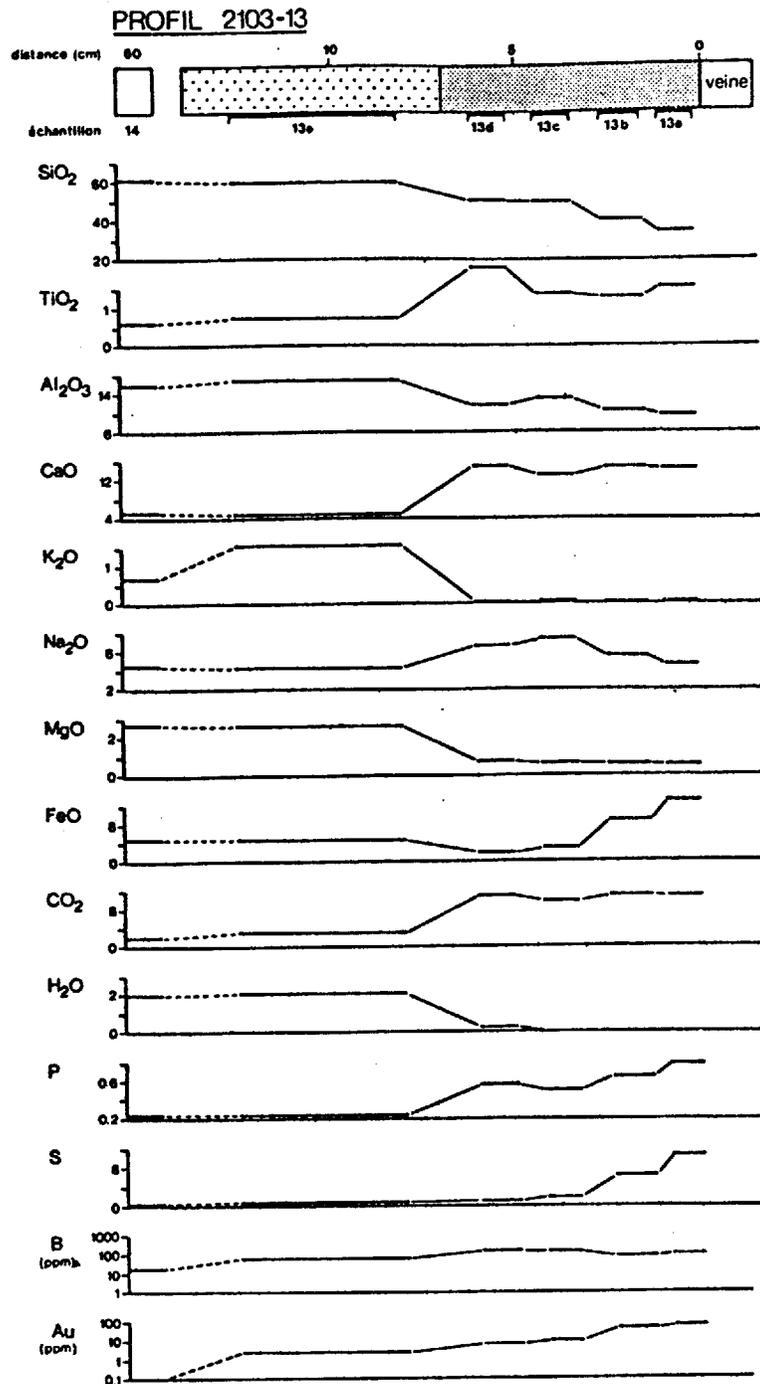


Figure 6.1: Profil chimique à travers les zones d'altération cryptique et visible dans un porphyre feldspathique en bordure d'une veine de tension; les concentrations d'oxydes sont en pourcentage-poids (sauf si spécifié); le Fe(total) est exprimé sous forme de FeO; les figurés sont les mêmes qu'à la figure 4.9.

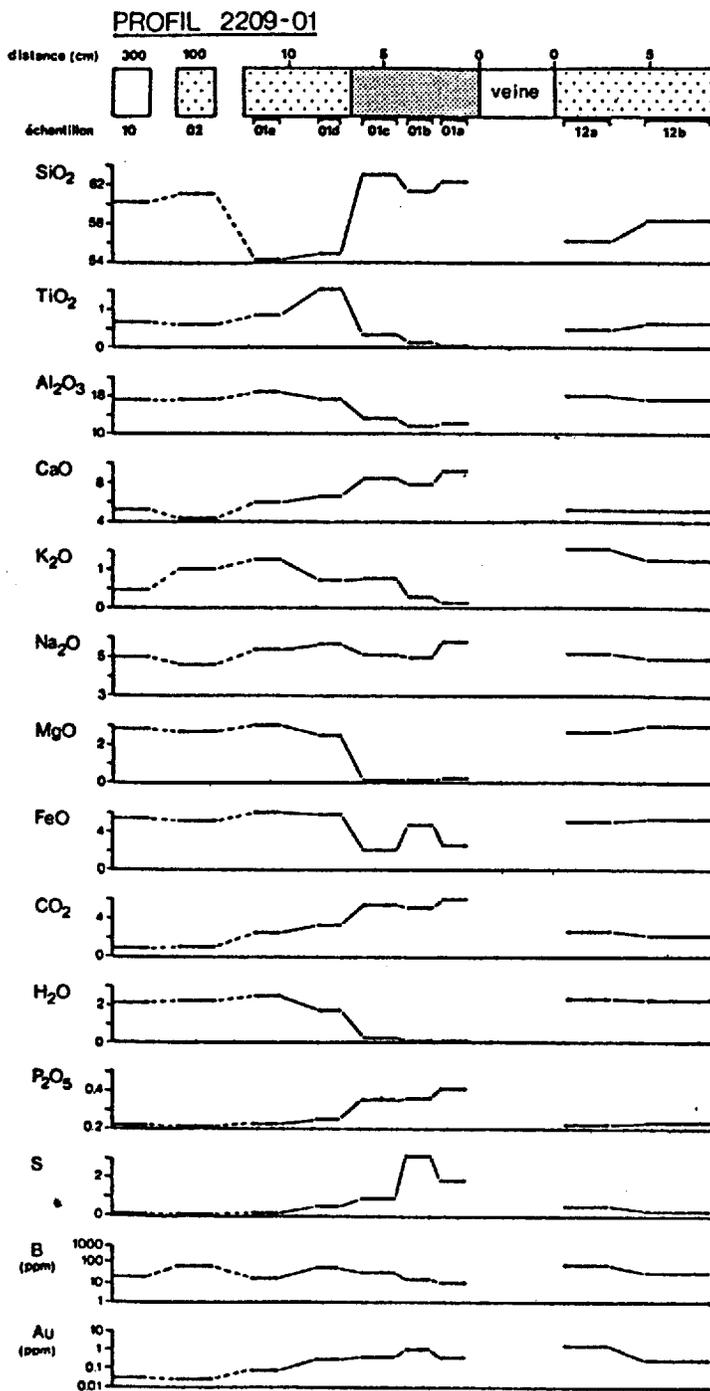


Figure 6.2: Profil chimique à travers les zones d'altération cryptique et visible dans un porphyre feldspathique en bordure d'une veine de tension; les explications sont les mêmes qu'à la figure 6.1.

chalcopyrite dans la calcite.

Nous observons aussi (sauf dans le profil 1313-01) que de faibles quantités de K_2O ont été ajoutées aux roches dans la zone d'altération cryptique. Cette addition de K_2O reflète principalement la formation de mica blanc dans les phénocristaux de plagioclase. La lave du profil 1313-01 n'étant pas porphyrique, on n'y observe pas cette augmentation de la quantité de K_2O . Dans le profil 3830-08 en bordure d'une veine sub-verticale, l'augmentation importante de K_2O près de la zone d'altération visible reflète la formation de biotite hydrothermale au lieu de mica blanc.

Le MgO , le FeO , le TiO_2 , le P_2O_5 , le MnO , le H_2O et le B n'ont subi aucune modification notable lors de l'altération cryptique. Les variations de concentration qu'on observe dans le profil 2102-01 sont plutôt attribuables à des variations de la quantité de SiO_2 et à l'effet de fermeture des analyses chimiques. Le TiO_2 et le Al_2O_3 ont un comportement semblable dans la zone d'altération cryptique: ils sont constants ou montrent une légère diminution. Le SiO_2 a un comportement plutôt variable, mais dans la plupart des profils sa concentration baisse légèrement dans la zone d'altération cryptique. Cette baisse suggère une migration du Si vers la zone d'altération visible ou vers la veine. Il s'agit vraisemblablement du Si qui a été libéré lors de la déstabilisation de l'épidote. La concentration de Na_2O peut être constante ou elle augmente légèrement dans la zone d'altération cryptique. L'addition de cet oxyde dans quelques profils reflète probablement une faible introduction de plagioclase que nous n'avons pas détectée au

microscope. Le Na ajouté s'est probablement combiné à une partie du Al et du Si libérés lors de la déstabilisation de l'épidote. D'autre part, à une exception près (échantillons 2209-12a et 12b), il ne s'est pas ajouté d'or dans les roches de la zone d'altération cryptique, confirmant ainsi nos observations microscopiques.

Dans tous les profils, l'altération visible se caractérise par une introduction de CO_2 plus importante que dans la zone d'altération cryptique. Cette addition de CO_2 , dont la concentration peut atteindre plus de 10%, reflète la formation de calcite qui, cette fois, s'accompagne d'une augmentation importante et proportionnelle de CaO . L'addition de ces deux oxydes s'accompagne de plus d'un apport proportionnel de P_2O_5 traduisant la formation d'apatite avec les agrégats de calcite formés dans la mésostase.

La majorité des profils montrent de plus une diminution importante et abrupte des concentrations de MgO , de FeO et de H_2O représentant la déstabilisation de la chlorite et de la biotite. La diminution des concentrations de ces trois oxydes coïncide avec une augmentation abrupte des quantités de CO_2 et de CaO , ce qui confirme que la chlorite et la biotite sont en partie remplacées par de la calcite. La chlorite et la biotite étant aussi en partie remplacées par du mica blanc à proximité de la zone d'altération cryptique, on devrait y observer une addition supplémentaire de K_2O . Cependant, on note plutôt une constance ou une baisse légère de la teneur en K_2O , ce qui traduit la diminution progressive de la quantité d'inclusions de mica blanc dans les phénocristaux de plagioclase et ce qui escamote ainsi l'introduction

supposée de K. Plus près de la veine, par ailleurs, le K_2O a presque complètement disparu de la roche. Cette diminution traduit la déstabilisation du mica blanc à proximité de la veine.

Dans la majorité des profils, il y a de plus une baisse légère, et dans quelques cas importants, des concentrations de TiO_2 et de Al_2O_3 . Cette diminution suggère qu'une partie de ces éléments, libérés lors de la déstabilisation de la chlorite et de la biotite, a migré vers la veine puisqu'ils ne sont pas enrichis dans la zone d'altération cryptique. Dans le profil 2209-01 (fig. 6.2), le TiO_2 a presque complètement été lessivé de la zone d'altération visible. Ce lessivage correspond à la déstabilisation des minéraux primaires de Ti (ilménite, leucoxène et sphène) produite lors de l'altération cryptique.

Généralement, il y a eu une légère augmentation de la concentration de Na_2O associée à l'altération visible. Le Na ajouté s'est probablement combiné à une partie du Al et du Si libérés lors de la déstabilisation de la chlorite, de la biotite et même du mica blanc, pour former du plagioclase. Dans les profils où il n'y a pas eu de dilution causée par une augmentation importante des quantités de CO_2 et de CaO, le SiO_2 est plus abondant dans la zone d'altération visible que dans la zone d'altération cryptique. Une partie de ce Si peut provenir de la déstabilisation de l'épidote dans la zone d'altération cryptique où il est légèrement lessivé (en particulier dans le profil 2209-01; voir fig. 6.2). Une partie du Si libéré lors de la déstabilisation des phyllosilicates a été fixée dans la roche sous forme de quartz. Le MnO pour sa part n'affiche aucune tendance particulière dans les profils analysés.

Des quantités variables de S ont été ajoutées dans la zone d'altération visible de tous les profils. Dans les échantillons qui contiennent beaucoup de S (notamment dans les profils 2103-10, 2103-13 et 2209-01; voir figs. 6.1 et 6.2), une quantité proportionnelle de Fe est demeurée dans la roche malgré la baisse marquée caractéristique de la concentration du FeO lors de l'altération visible. Le Fe libéré lors de la déstabilisation des phyllosilicates s'est combiné avec le S pour former les sulfures de Fe et de Cu. La séquence de transformations minéralogiques établie au chapitre précédent (fig. 5.26) nous permet de préciser que le Fe libéré lors de la déstabilisation de la chlorite et de la biotite a été incorporé dans la pyrite (qui est le sulfure le plus abondant dans les profils examinés), et que le Fe qui a été libéré en quantité moindre lors de la déstabilisation subséquente du mica blanc (la phengite contenant du FeO) a été incorporé dans les amas de pyrrhotite et de chalcopyrite qui sont postérieurs à la pyrite.

Le B, ajouté de façon importante dans la zone d'altération visible des profils dans la diorite porphyrique et dans les roches volcaniques, rend compte de la formation de tourmaline. La baisse moins marquée de la concentration du FeO et du MgO dans cette zone d'altération où la concentration de B est élevée (notamment dans les profils 2103-10 et 3830-08) est attribuable au fait que ces deux oxydes libérés lors de la déstabilisation de la chlorite et de la biotite ont été incorporés dans la tourmaline.

Dans toutes les zones d'altération visible analysées, l'or a été ajouté de façon significative, sinon en quantités économiques, confirmant encore une fois nos observations microscopiques.

6.3.2 Variations relatives des éléments majeurs

De façon à mieux évaluer les effets globaux des deux types d'altération, nous examinons ici les variations relatives des éléments majeurs dans les deux profils qui reflètent le mieux les transformations minéralogiques, soit les profils 2103-13 et 2209-01 (figs. 6.1 et 6.2). Nous avons soustrait de la quantité totale de Fe la quantité qui s'est combinée avec le S présent pour former la pyrite, de façon à éliminer les complications causées par la présence de minéraux à comportement particulier, en l'occurrence la pyrite.

Les oxydes majeurs qui affichent le plus de variations de concentrations dans les deux zones d'altération sont les suivants: K_2O , Na_2O , CaO , FeO , MgO et Al_2O_3 . Les trois derniers oxydes ont un comportement semblable et nous regroupons FeO et MgO tout en omettant Al_2O_3 dont la concentration élevée engendrerait une distortion des points sur des diagrammes triangulaires. Ainsi, suivant l'approche de Riverin (1977), on peut représenter les variations de composition chimique des zones d'altération dans un système à quatre variables soit le système $CaO-K_2O-Na_2O-(FeO+MgO)$. Les variations chimiques des deux profils considérés sont représentées dans ce système à la figure 6.3.

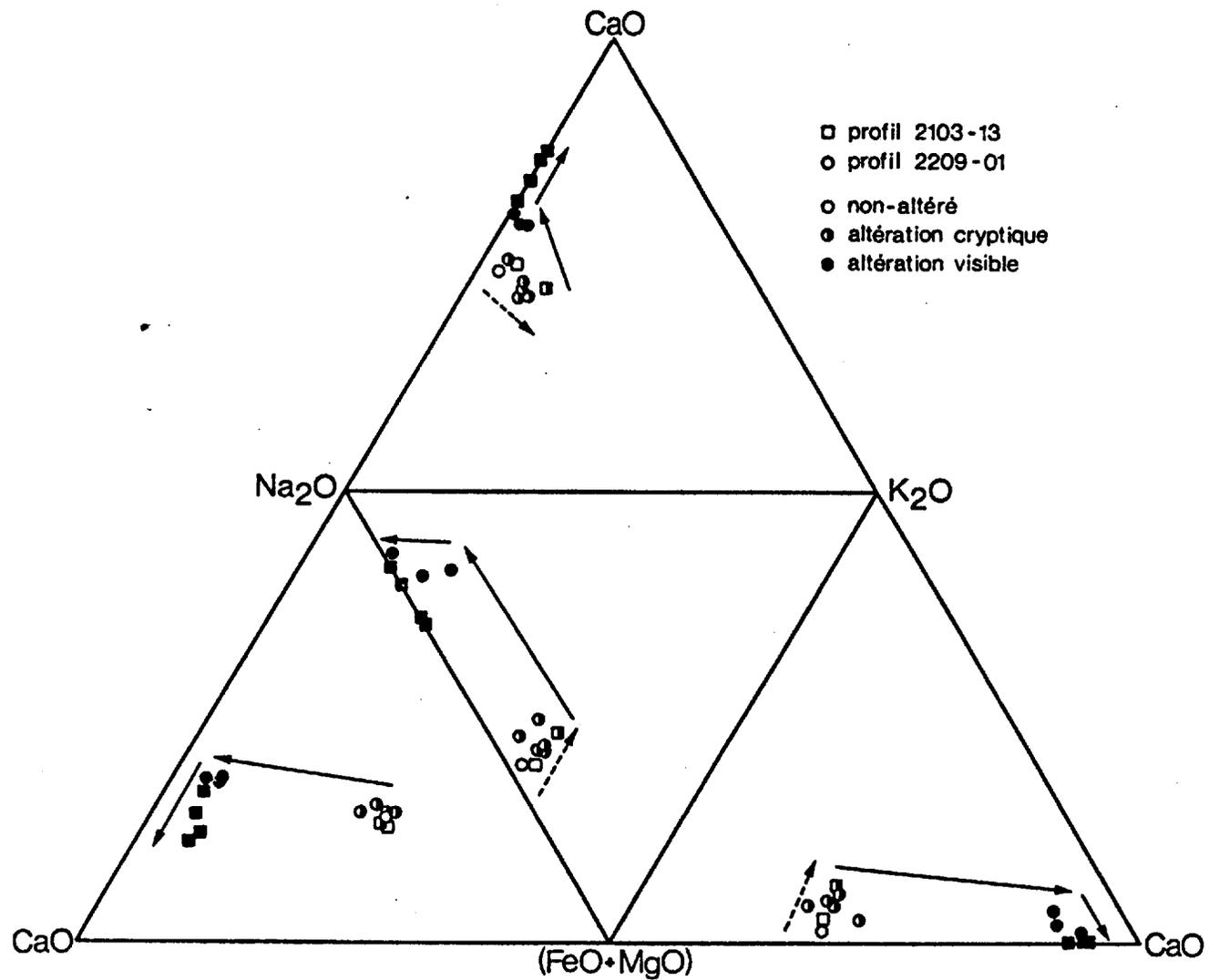


Figure 6.3: Variations relatives de composition chimique des roches dans les profils 2103-13 et 2209-01 dans le système CaO-Na₂O-K₂O-(FeO+MgO); la ligne tiretée représente les variations causées par l'altération cryptique et le trait plein celles causées par l'altération visible.

La seule variation importante de composition chimique qu'a entraînée l'altération cryptique dans ce système est une augmentation relative du K_2O par rapport à la roche non-altérée. Cet enrichissement rend compte de la formation du mica blanc. Comme nous l'avons noté à la section précédente, l'introduction de calcite ne s'accompagne pas d'un apport relatif de CaO .

Dans la zone d'altération visible (fig. 6.3), il y a eu une diminution relative abrupte et presque complète du FeO et du MgO , ce qui traduit la déstabilisation de la chlorite et de la biotite. Cette diminution s'accompagne d'un enrichissement relatif plus ou moins prononcé du CaO par rapport au Na_2O , indiquant que ces deux phyllosilicates ont été surtout remplacés par de la calcite mais aussi par du plagioclase. Le K_2O a été presque complètement lessivé lui aussi dans la zone d'altération visible, mais plus près de la veine que l'ont été le FeO et le MgO . La concentration de K_2O ne diminue que légèrement jusqu'au point où elle devient abruptement presque nulle. Ces variations chimiques confirment que la chlorite et la biotite ont été déstabilisées à une plus grande distance de la veine que le mica blanc. Dans les échantillons où le FeO et le MgO ont été lessivés, il y a eu un enrichissement important de CaO par rapport au Na_2O , témoignant de la formation d'une quantité supplémentaire de calcite dans ces échantillons.

6.4 Evaluation quantitative du métasomatisme

6.4.1 Considérations de changement de volume

Nous discutons ici des gains et des pertes des divers composants chimiques qui sont survenus lors de l'altération hydrothermale en bordure des veines. Pour ce faire, il est nécessaire de comparer des masses équivalentes de roches, ce que nous pouvons pas faire directement avec les analyses en pourcentage-poids d'oxydes dont nous disposons. Comme l'ont indiqué Gresens (1967) et Babcock (1973), nous devons donc connaître la relation entre la composition chimique et le volume d'une roche de façon à pouvoir convertir ces pourcentages-poids d'oxydes en poids d'un élément par unité de volume. Pour établir la relation entre la composition et le volume d'une roche, on peut assumer: (1) soit qu'un composant chimique ou un groupe de composants a été immobile lors des processus d'altération et que les variations de concentration de ce composant sont causées par des changements du volume de la roche; ou (2) soit que le volume est demeuré constant et que tous les composants ont été mobiles (Gresens, 1967). La construction de diagrammes composition-volume suivant la technique proposée par Babcock (1973) peut de plus nous aider à établir un facteur de changement de volume (f_v) si ce dernier n'est pas demeuré constant.

Nous avons construit à la figure 6.4 les diagrammes composition-volume pour le passage de la roche fraîche à la zone

d'altération cryptique et pour le passage de cette dernière à la zone d'altération visible pour le profil 2103-13. Pour le diagramme représentant l'altération cryptique, la majorité des oxydes recourent l'axe isochimique à des facteurs-volume (fv) qui sont très près de 1, indiquant que l'altération cryptique s'est effectuée sans changement de volume. Pour l'altération visible par contre, tous les oxydes définissent des facteurs-volume différents et ils n'affichent aucune cohérence. Dans des cas semblables, on doit supposer soit qu'un oxyde a été immobile lors de l'altération, soit que le volume est demeuré constant.

Les oxydes Al_2O_3 et TiO_2 sont inertes sous une grande variété de conditions et de processus géologiques (Sienko et Plane, 1966; Krauskopf, 1967; Meyer et Hemley, 1967; Davies et al., 1979). Ces deux oxydes sont ainsi généralement considérés comme étant immobiles lors des processus d'altération hydrothermale en bordure des filons aurifères (Blais, 1955a; Kerrich et Fyfe, 1981; Golding et Wilson, 1983). Le fait de supposer que Al_2O_3 et TiO_2 ont été immobiles lors de l'altération visible à la mine Sigma indique des facteurs-volume de 1.60 et de 0.39 respectivement pour le profil 2103-13 (fig. 6.4), soit une augmentation de volume de l'ordre de 160% et une diminution de volume de 39% respectivement.

D'autre part, nous observons que les éléments texturaux primaires des roches sont préservés dans les zones d'altération en bordure des veines de tension, en particulier dans les roches intrusives où ces textures sont bien apparentes. En effet, même dans les zones

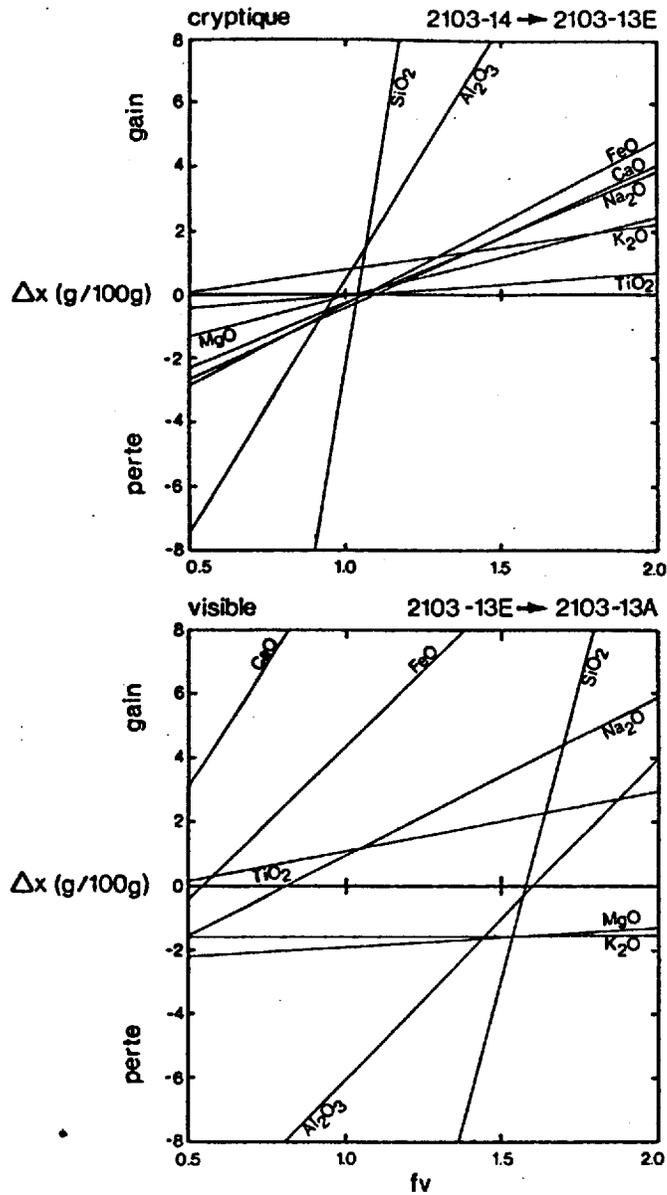


Figure 6.4: Diagramme composition-volume représentant les gains et les pertes (Δx) des divers oxydes en fonction du facteur de changement de volume (f_v) pour l'altération cryptique et pour l'altération visible dans le profil 2103-13.

d'altération visible où les transformations minéralogiques ont été intenses, les formes initiales des pseudomorphes et des phénocristaux de plagioclase ont été préservées (fig. 5.16). De plus, la proportion de phénocristaux de plagioclase dans les roches altérées n'a pas changée par rapport à celle dans les roches fraîches. Ainsi en bordure des veines de tension, la préservation des textures primaires indique que l'altération cryptique et l'altération visible se sont produites à volume constant. La conservation de la forme des pseudomorphes dans la zone d'altération visible suggère de plus que même les transformations minéralogiques individuelles se sont produites à volume constant (C.J. Hodgson, comm. pers., 1983). Ainsi en bordure des veines de tension, la supposition que Al_2O_3 et que TiO_2 aient été immobiles lors de l'altération visible entraîne des changements de volume qui sont incompatibles avec nos observations texturales. L'altération s'y est donc effectuée à volume constant et le Al et le Ti y étaient mobiles. D'ailleurs, l'introduction locale de rutile et d'ilménite dans la zone d'altération visible et la déposition de ces minéraux dans les veines de tension témoignent de la mobilité du Ti.

En bordure des veines sub-verticales, contrairement aux veines de tension, il y a eu une déformation intense qui a complètement oblitéré les éléments texturaux primaires des roches. On ne peut donc pas supposer que le volume des épontes n'ait pas changé. On ne peut pas non plus supposer que Al et Ti y étaient immobiles puisque nous avons montré leur mobilité en bordure des veines de tension. Nous n'examinons donc les gains et les pertes survenus lors de l'altération hydrothermale

que pour les profils en bordure des veines de tension car ce sont les seuls pour lesquels on peut établir avec confiance la relation composition-volume.

6.4.2 Transferts de masse

Nous avons représenté aux figures 6.5 à 6.8 les gains et les pertes des divers éléments analysés dans les zones d'altération de quatre des cinq profils en bordure des veines de tension. La zone d'altération cryptique se caractérise par de légères additions de Ca, de C et de S. Le K a également été ajouté sauf dans le profil 1313-02 (fig. 6.5). Dans ce profil, l'absence d'addition de K s'explique par l'absence de phénocristaux de plagioclase. Le Ti, le Fe, le Mg, le H et le P sont demeurés à peu près constants. Dans plusieurs profils, il y a aussi eu de légères introductions de Al et de Na, de même qu'une légère baisse de Si.

La zone d'altération visible se caractérise par des lessivages importants de Al, de K, de Mg et de H, et par des introductions majeures de Ca, de C, de P et de S. Le Fe affiche un lessivage important, sauf dans les échantillons contenant beaucoup de S dans lesquels il est demeuré sur place pour former la pyrite et la pyrrhotite. Le Na a généralement été introduit ou est demeuré constant, tandis que le Si et le Ti affichent des comportements variables. Les gains et les pertes absolus déterminés ici confirment les variations chimiques illustrées par les profils des figures 6.1 et 6.2. Ces gains et pertes s'accordent

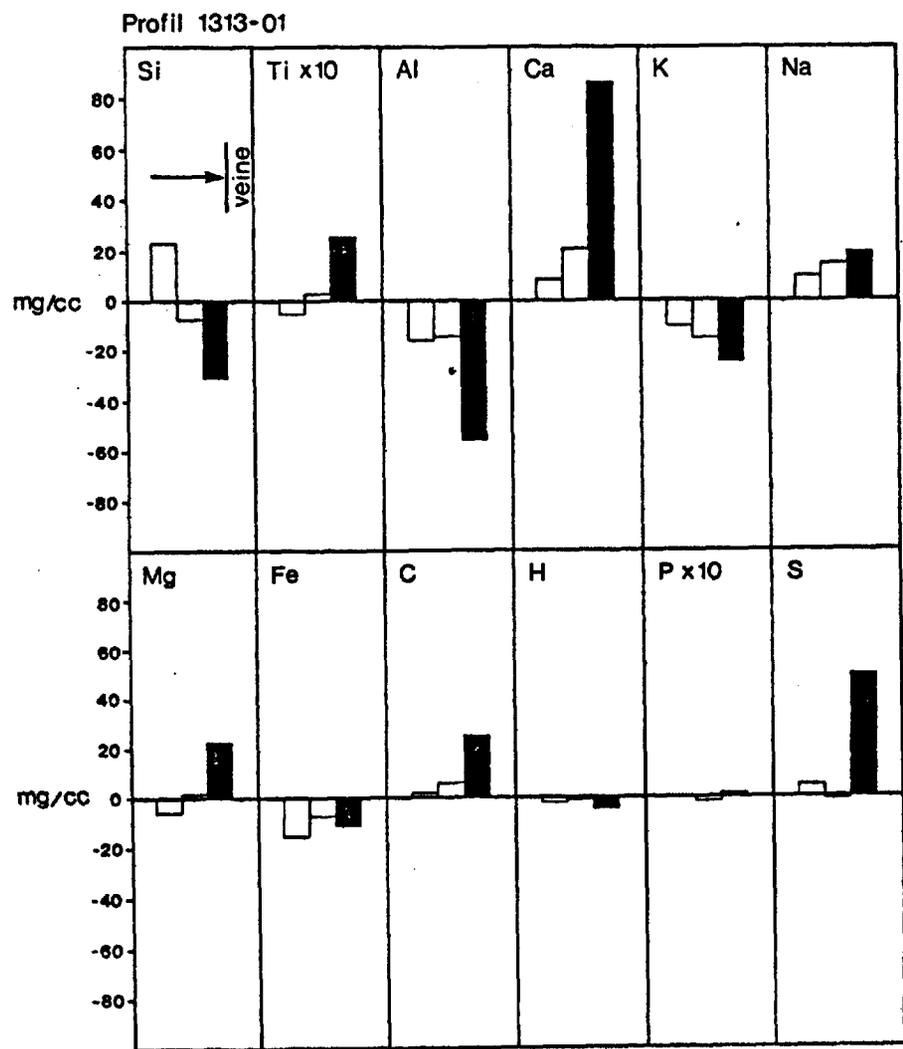


Figure 6.5: Gains et pertes à volume constant survenus lors de l'altération cryptique (blanc) et de l'altération visible (noir) dans le profil 1313-01; de gauche à droite, les échantillons sont de plus en plus près de la veine.

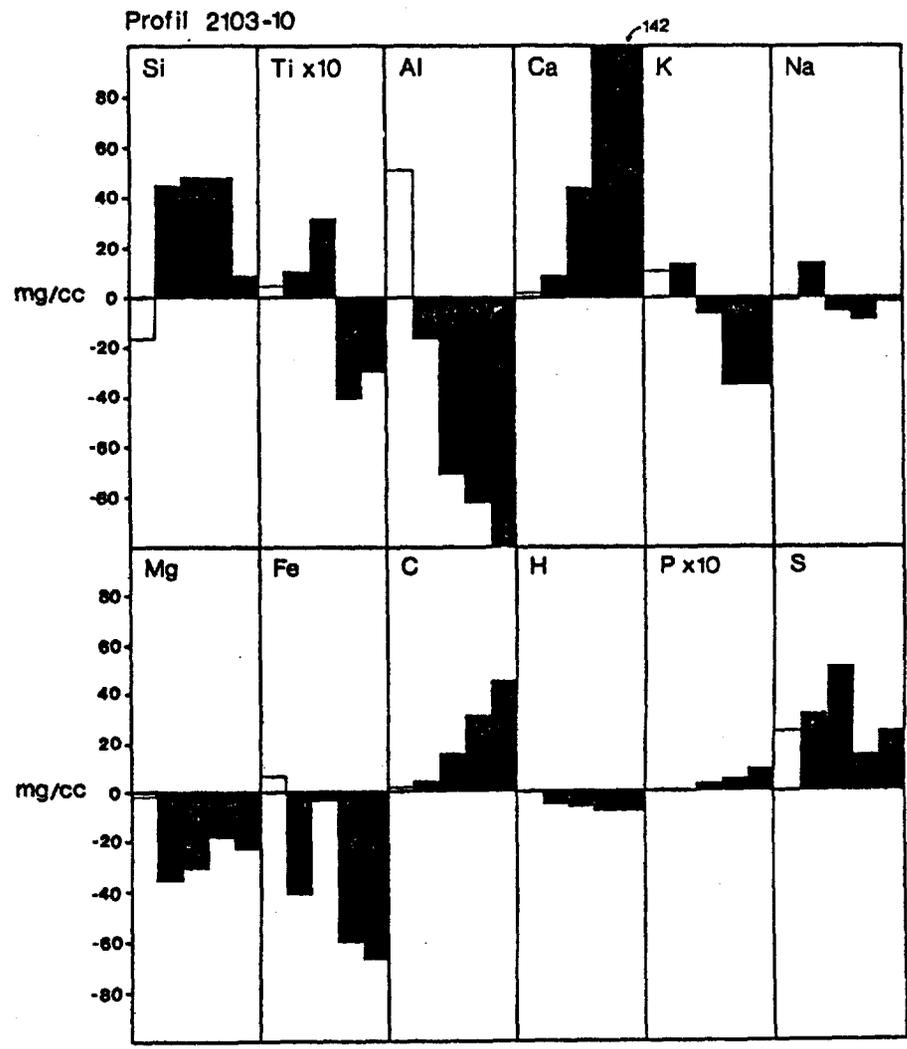


Figure 6.6: Gains et pertes à volume constant survenus lors de l'altération cryptique (blanc) et de l'altération visible (noir) dans le profil 2103-10; de gauche à droite, les échantillons sont de plus en plus près de la veine.

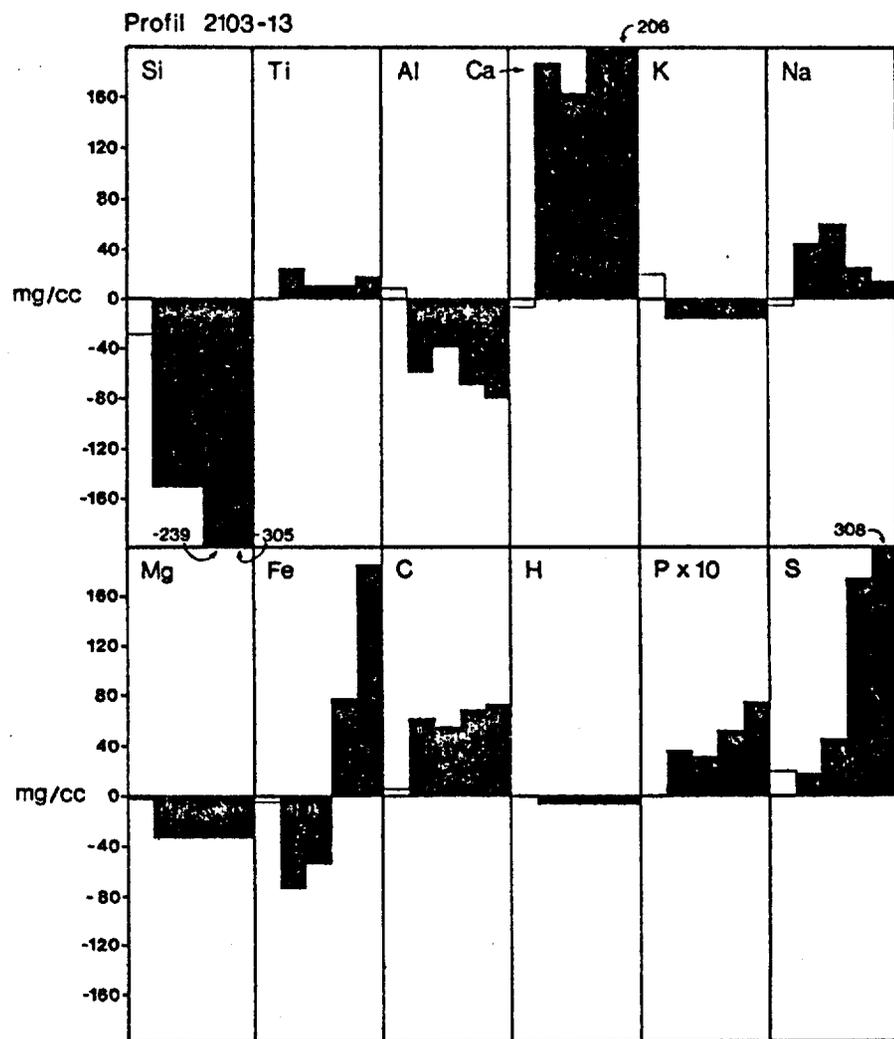


Figure 6.7: Gains et pertes à volume constant survenus lors de l'altération cryptique (blanc) et de l'altération visible (noir) dans le profil 2103-13; de gauche à droite, les échantillons sont de plus en plus près de la veine.

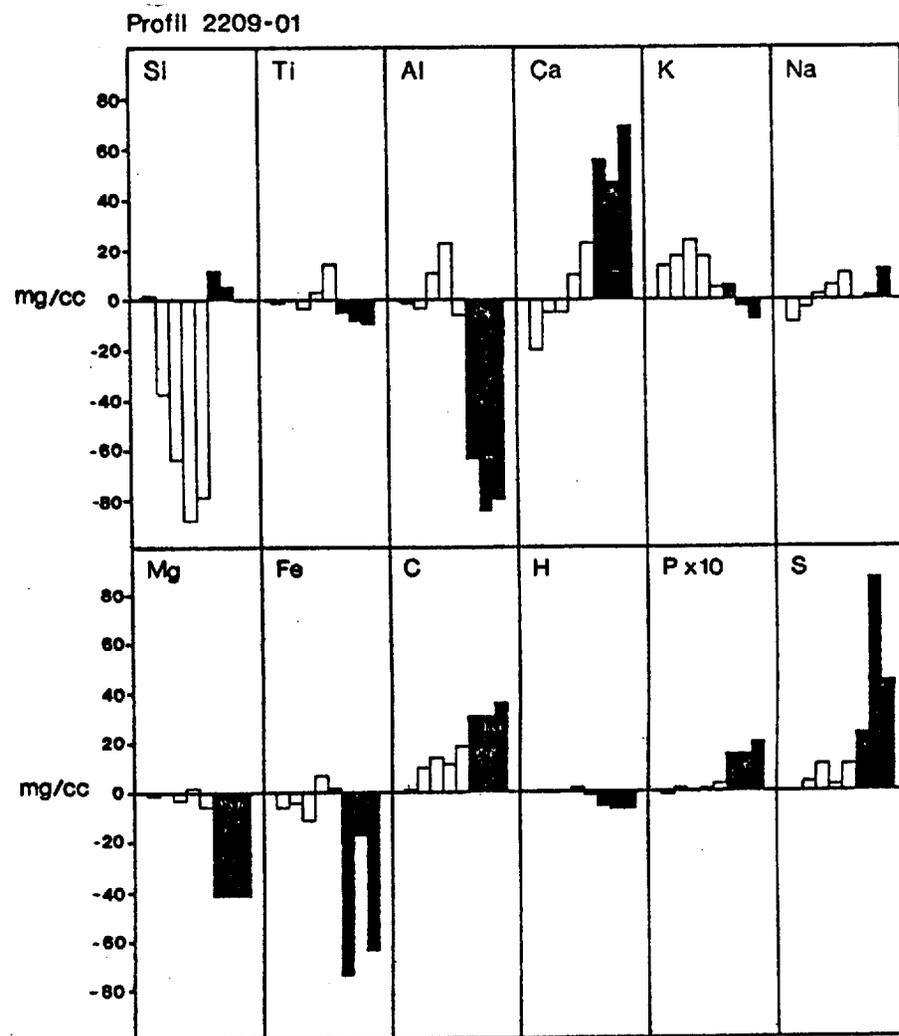


Figure 6.8: Gains et pertes à volume constant survenue lors de l'altération cryptique (blanc) et de l'altération visible (noir) dans le profil 2209-01; de gauche à droite, les échantillons sont de plus en plus près de la veine.

bien aux transformations minéralogiques reconnues dans ces profils.

6.5 Discussion

Les calculs de transferts de masse nous permettent de préciser quels éléments chimiques ont été transportés par le fluide minéralisateur et introduits dans les épontes et lesquels ont été lessivés des épontes. Ces calculs démontrent que le Ca, le CO₂, le P et le S ont été ajoutés aux épontes, qu'ils étaient présents dans le fluide minéralisateur, et que des quantités considérables de Al, de Mg, de Fe et de H₂O ont été lessivées de ces mêmes épontes. Le K a été ajouté dans la zone d'altération cryptique et lessivé dans la zone d'altération visible. Les épontes ayant d'abord subi les effets de l'altération cryptique et ensuite les effets l'altération visible, le K ajouté dans la zone d'altération cryptique ne peut pas avoir été remobilisé dans la zone d'altération visible. Cet élément a définitivement été ajouté aux épontes lors des premiers stades de l'altération hydrothermale et il était donc présent dans le fluide minéralisateur. Le Na a été ajouté en petites quantités dans plusieurs profils, alors que le Si et le Ti affichent des comportements variables qui témoignent plutôt de redistributions locales.

L'addition de Ca parallèlement au développement des carbonates dans les zones d'altération visible diffère de l'interprétation commune selon laquelle la carbonatation des épontes en bordure des filons aurifères se produit plutôt par une utilisation de Ca, du Fe et du Mg

déjà présents dans ces épontes (voir Kerrich et Fyfe, 1981). D'autre part, plusieurs auteurs ont observé un lessivage de la silice dans les épontes altérées en bordure de filons aurifères et ont proposé qu'une partie du quartz déposé dans les veines était dérivée des épontes (Boyle, 1961; Coveney, 1981; Golding et Wilson, 1983). L'absence d'un lessivage systématique du Si en bordure des veines de tension à la mine Sigma ne favorise pas une telle hypothèse.

Connaissant les transferts d'éléments qui se sont produits dans les épontes, il est possible d'écrire des réactions chimiques qui représentent les principales transformations minéralogiques observées dans la zone d'altération cryptique et dans la zone d'altération visible. Comme les transformations minéralogiques individuelles se sont effectuées à volume constant, il faut écrire ces relations de façon à ce que le volume total des phases solides ne change pas. Dans la zone d'altération cryptique par exemple, l'épidote des pseudomorphes a été sélectivement et complètement remplacée par de la calcite. Il faut donc écrire la réaction chimique qui représente ce remplacement de façon à ce que le volume de calcite produite soit égal au volume de l'épidote qu'elle a remplacée. De façon à simplifier ces réactions chimiques, nous avons utilisé pour certains minéraux une composition chimique qui diffère légèrement de celle déterminée à l'annexe I, notamment pour la chlorite et le mica blanc. La liste des compositions minéralogiques utilisées est présentée au tableau 6.2. D'autre part, selon la compilation de Barnes (1979), nous avons utilisé dans ces réactions les espèces aqueuses prédominantes de Al, de Si et de CO₂ à des

Tableau 6.2: Formule chimique des minéraux utilisés pour écrire les réactions 6.1 à 6.6.

albite	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
calcite	CaCO_3
chlorite	$(\text{Fe}_{0.4}\text{Mg}_{0.6})_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
clinozoïsite	$\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$
épidote	$\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$
mica blanc	$\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

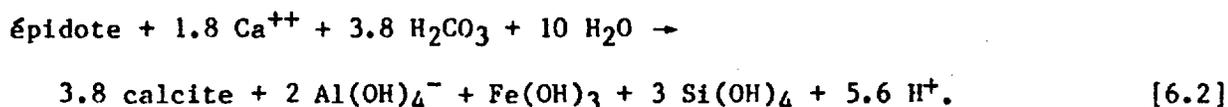
températures de l'ordre de 400°C (d'après une température isotopique de 410°C déterminée par Kerrich et Hodder (1982) sur une veine de la mine Lamaque) et à un pH près de la neutralité, tel que généralement admis pour des fluides à haute température réagissant avec des silicates (Barnes et Czamanske, 1967; Henley, 1971).

À la limite externe de la zone d'altération cryptique, la première transformation minéralogique observée est la conversion en mica blanc des inclusions d'épidote (clinozoïsite) dans les phénocristaux de plagioclase:



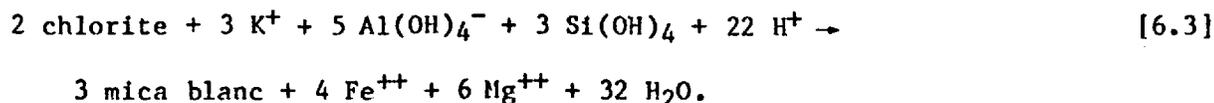
Le Ca libéré par cette réaction a pu localement se combiner avec le CO₂ du fluide hydrothermal pour former de la calcite. La réaction 6.1 nécessite l'addition de K à la roche.

La seconde transformation minéralogique à survenir est le remplacement de l'épidote par la calcite dans les pseudomorphes et la mésostase:



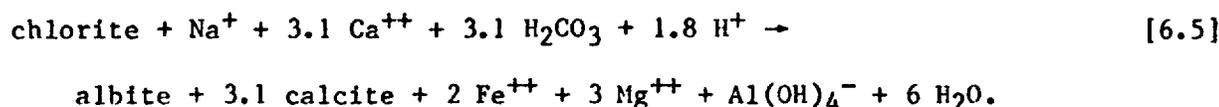
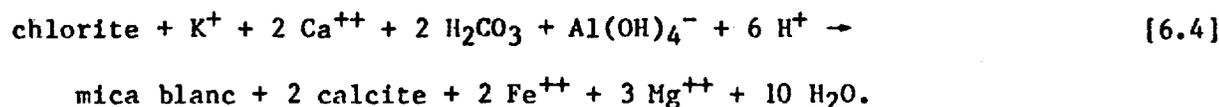
Le Ca nécessaire à cette réaction a pu provenir de la réaction 6.1 ou du fluide minéralisateur. Le Fe libéré a pu se combiner avec le S du fluide pour former les petits grains de pyrrhotite qui sont associés à la calcite.

La transformation locale et partielle de la chlorite en mica blanc qui est survenue près de la limite interne de la zone d'altération cryptique peut se représenter par la réaction:



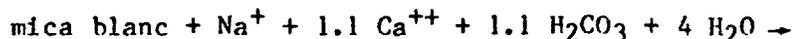
Le Al et le Si nécessaire à cette réaction ont été libérés lors de la réaction 6.2. Cette réaction a libéré du Fe et du Mg qui peuvent avoir été incorporés dans les petites quantités de pyrite et de tourmaline qu'on retrouve localement près de la limite interne de la zone d'altération cryptique (fig. 5.14).

Les transformations minéralogiques qui caractérisent l'altération visible sont la déstabilisation abrupte et complète de la chlorite et celle de la biotite. La chlorite a été remplacée par diverses proportions de calcite, de mica blanc et de plagioclase:

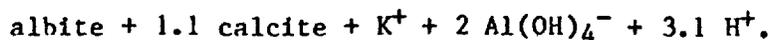


Ces deux réactions nécessitent l'apport de Ca et de CO₂ et la libération de quantités appréciables de Fe, de Mg et de H₂O. La réaction 6.5 requiert l'addition de Na à la roche, phénomène que nous observons dans quelques profils chimiques.

L'addition de K requise par la réaction 6.4 ne correspond pas à une augmentation de la concentration de cet élément à la limite externe de la zone d'altération visible parce que cet apport de K est escamoté par la diminution progressive de la quantité de mica blanc en inclusion dans les phénocristaux de plagioclase:



[6.6]

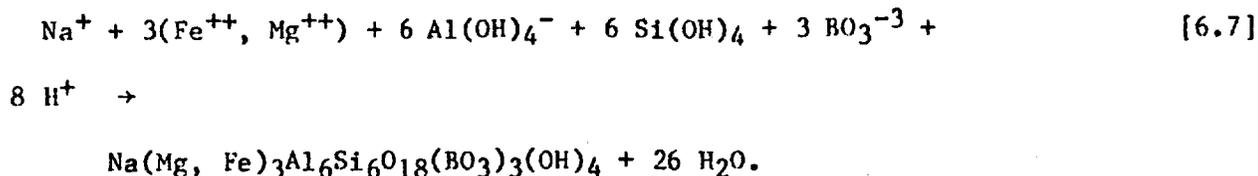


Cette réaction exprime également la déstabilisation complète du mica blanc contenu dans les pseudomorphes et dans la mésostase des roches dans la zone d'altération visible près de la veine. Elle nécessite l'introduction de Na, de Ca et de CO₂ et elle libère de K et du Al.

Les réactions chimiques représentant les transformations minéralogiques impliquent des transferts d'éléments qui sont compatibles avec ceux déduits à la section 6.4.2.. Ainsi, les réactions 6.1 à 6.3 qui représentent les effets de l'altération cryptique nécessitent l'addition de K et de CO₂. Les autres éléments ne sont probablement que localement redistribués: le Ca et le H₂O libérés par la réaction 6.1 sont consommés par la réaction 6.2 et le Al et le Si nécessaires à la réaction 6.3 sont libérés par la réaction 6.2. La réaction 6.3 libère du Fe, du Mg et de H₂O, mais comme elle ne représente qu'une transformation minéralogique locale et partielle, ces éléments ne sont pas libérés en quantités importantes.

Les effets de l'altération visible sont représentés par les réactions 6.4 à 6.6. Ces trois réactions nécessitent l'addition de Ca et de CO₂ et engendrent la libération des quantités variables de Fe, de Mg, de Al et de H₂O, ce qui est conforme aux changements chimiques observés. Les réactions 6.5 et 6.6 impliquent l'addition de Na alors que la réaction 6.6 explique le lessivage de K observé dans la zone d'altération visible près de la veine. Il est à noter qu'aucune des réactions 6.4 à 6.6 ne libère ni ne consomme du Si.

Le Fe, le Mg et le Al qui ont été libérés lors de l'altération visible peuvent avoir été incorporés dans la tourmaline qui se forme localement dans cette zone d'altération:



De la même façon, le Fe libéré a pu ensuite se combiner avec le S du fluide minéralisateur pour former de la pyrite, puis de la pyrrhotite. Dans les profils analysés, la quantité de Fe, de Mg et de Al qui ont été lessivés de la zone d'altération visible a été suffisante pour expliquer la formation de la totalité de la tourmaline, de la pyrite et de la pyrrhotite qu'on y observe. Dans les profils où ces trois minéraux sont absents, le Fe, le Mg et le Al ont migré vers la veine où, au contact avec des volumes de fluide plus grands que dans l'éponte, ils se sont combinés avec le Na, le Si et le B du fluide minéralisateur pour précipiter de la tourmaline à proximité de la paroi de la veine. On peut expliquer ainsi la présence en abondance de tourmaline le long de la paroi des veines en bordure desquelles il y a une enveloppe d'altération visible. Cette interprétation est de plus compatible avec le synchronisme décrit à la section 5.5.3 entre le début de l'altération visible (qui a libéré Fe, Mg et Al) et la déposition de la tourmaline en bordure des veines. La majeure partie du Fe, du Mg et du Al nécessaires à la formation de la tourmaline dans les veines provient vraisemblablement des épontes altérées. On ne peut cependant préciser si toute la tourmaline s'explique de cette façon.

D'une manière plus globale, on peut considérer l'altération hydrothermale comme une carbonatation progressive des épontes. Le premier stade de cette carbonatation, qui correspond à l'altération cryptique, s'accompagne d'un métasomatisme du K. Le deuxième stade, qui marque une carbonatation plus intense accompagnée de l'introduction de Ca dans la roche et qui correspond à l'altération visible, s'accompagne d'un faible métasomatisme du Na. C'est durant cette carbonatation plus intense que l'or et les tellures ont été introduits dans les épontes.

6.6 Résumé

L'altération des épontes en bordure des veines de tension s'est effectuée à volume constant. L'altération cryptique s'est accompagnée de l'addition de K, de CO₂, de S et d'un peu de Ca. L'altération visible est caractérisée par une introduction importante de Ca, de CO₂, de P et de S et d'un lessivage majeur de Fe, de Mg, de Al, de H₂O et près de la veine, de K. Le Na a été ajouté ou il est demeuré constant. L'or a également été introduit dans les zones d'altération visible. Dans les deux zones d'altération, le Si et le Ti affichent des comportements variables qui témoignent plutôt d'une redistribution locale. Il n'y a pas eu de migration significative de silice vers les veines.

Des réactions chimiques représentant les transformations minéralogiques observées dans les deux zones d'altération prédisent les

mêmes changements chimiques que les calculs de transferts de masse. Ces réactions indiquent de plus que le Fe, le Mg et le Al libérés lors de l'altération visible peuvent se combiner sur place avec le B et le S du fluide minéralisateur pour former de la tourmaline et des sulfures. Le Fe, le Mg et le Al peuvent aussi migrer vers la veine où, de la même façon, ils peuvent se combiner avec le B, le Na et le Si du fluide pour précipiter la tourmaline. Le Fe, le Mg et le Al présents dans les minéraux des veines, en particulier dans la tourmaline, seraient donc au moins en partie dérivés des épontes. Des quantités économiques d'or ont été ajoutées dans la zone d'altération visible de plusieurs profils.

CHAPITRE VII

MÉCANISMES DE MISE EN PLACE DES VEINES ET DE LA MINÉRALISATION

7.1 Introduction

Les divers facteurs et mécanismes qui ont contrôlé la formation des veines et la mise en place de l'or à la mine Sigma sont discutés dans ce chapitre. Nous organisons cette discussion autour de trois aspects globaux du développement des veines soit: (1) le contrôle structural; (2) les conditions hydrostatiques durant la minéralisation; et (3) les causes de la déposition des minéraux dans les veines. Cette discussion s'appuie sur les résultats des études de la structure des veines, de leur minéralogie et de leur paragenèse, et de l'altération hydrothermale que nous avons présentées aux chapitres 3 à 6. Nous confrontons aussi les diverses hypothèses proposées dans la littérature concernant les facteurs de mise en place que nous considérons ici aux observations et aux contraintes chronologiques établies dans cette étude du dépôt de la mine Sigma. De plus, nous discutons brièvement des hypothèses possibles quant à la nature et à la source du fluide minéralisateur, même si cela nous écarte ainsi quelque peu du cadre de travail que nous nous sommes fixé au départ (voir section 1.1).

7.2 Contrôle structural des veines

7.2.1 Généralités

Nous avons établi à la section 3.5 que les veines sub-verticales, les veines sub-horizontales et les filonets de dyke sont contemporains. De plus, la cohérence qui existe entre l'orientation des divers systèmes de veines, celle des zones de cisaillement ductile, et celle des éléments structuraux des veines indique que ces dernières se sont formées suivant un processus dynamique en réponse à une même déformation progressive. Par ailleurs, les veines se sont formées tardivement dans la séquence des événements géologiques à la mine Sigma et elles n'ont pas subi de déformation subséquente importante (tableau 2.1). Cette mise en place tardive des veines nous autorise donc à en utiliser les éléments structuraux pour tenter de reconstituer l'état de la déformation qui s'est traduite par la formation des fissures dans lesquelles le matériel filonien s'est déposé.

7.2.2 Veines sub-verticales

La géométrie de la foliation dans les zones de cisaillement ductile contenant les veines sub-verticales de même que la linéation définie par l'allongement des minéraux dans ces plans de foliation indiquent qu'il y a eu un mouvement vertical inverse le long de ces zones de cisaillement (voir section 3.2.1). Ces dernières forment par ailleurs

un système conjugué orienté est-ouest dans lequel les zones de cisaillement pendent soit à 70°S , soit à 55°N . La seule orientation possible de l'ellipsoïde de déformation qui puisse accommoder un mouvement inverse le long des zones de cisaillement est celle représentée à la figure 7.1: l'axe Z de raccourcissement maximum doit être nord-sud et sub-horizontale; l'axe X d'allongement maximum doit être sub-vertical; et l'axe Y doit être est-ouest et sub-horizontale. Selon cette orientation, l'axe de raccourcissement maximum se trouve dans l'angle obtus du système conjugué, alors que normalement il devrait se trouver dans l'angle aigu (Hobbs et al., 1976). Ramsay (1980a) mentionne cependant, dans une révision de la géométrie des zones de cisaillement, que dans le cas de zones de cisaillement ductile conjuguées, la direction du raccourcissement maximum se situe dans l'angle obtus du système conjugué.

Les éléments structuraux affectant les veines sub-verticales, produits par la même déformation que les zones de cisaillement ductile, permettent de confirmer et de raffiner l'orientation de l'ellipsoïde de déformation. Ainsi, les axes des microplis et les axes Y des boudins qui affectent les veinules précoces et les veinules associées au matériel irrégulier doivent représenter l'axe Y de cet ellipsoïde. Cet axe s'oriente donc est-ouest et plonge à 10°N (fig. 7.1). Les axes Z et Y des boudins représentent aussi les axes correspondants de l'ellipsoïde de déformation: l'axe Z s'oriente nord-sud et est sub-horizontale, tandis que l'axe X, qui est perpendiculaire à l'axe Y, est contenu dans un plan vertical est-ouest et plonge à 80°E (fig. 7.1).

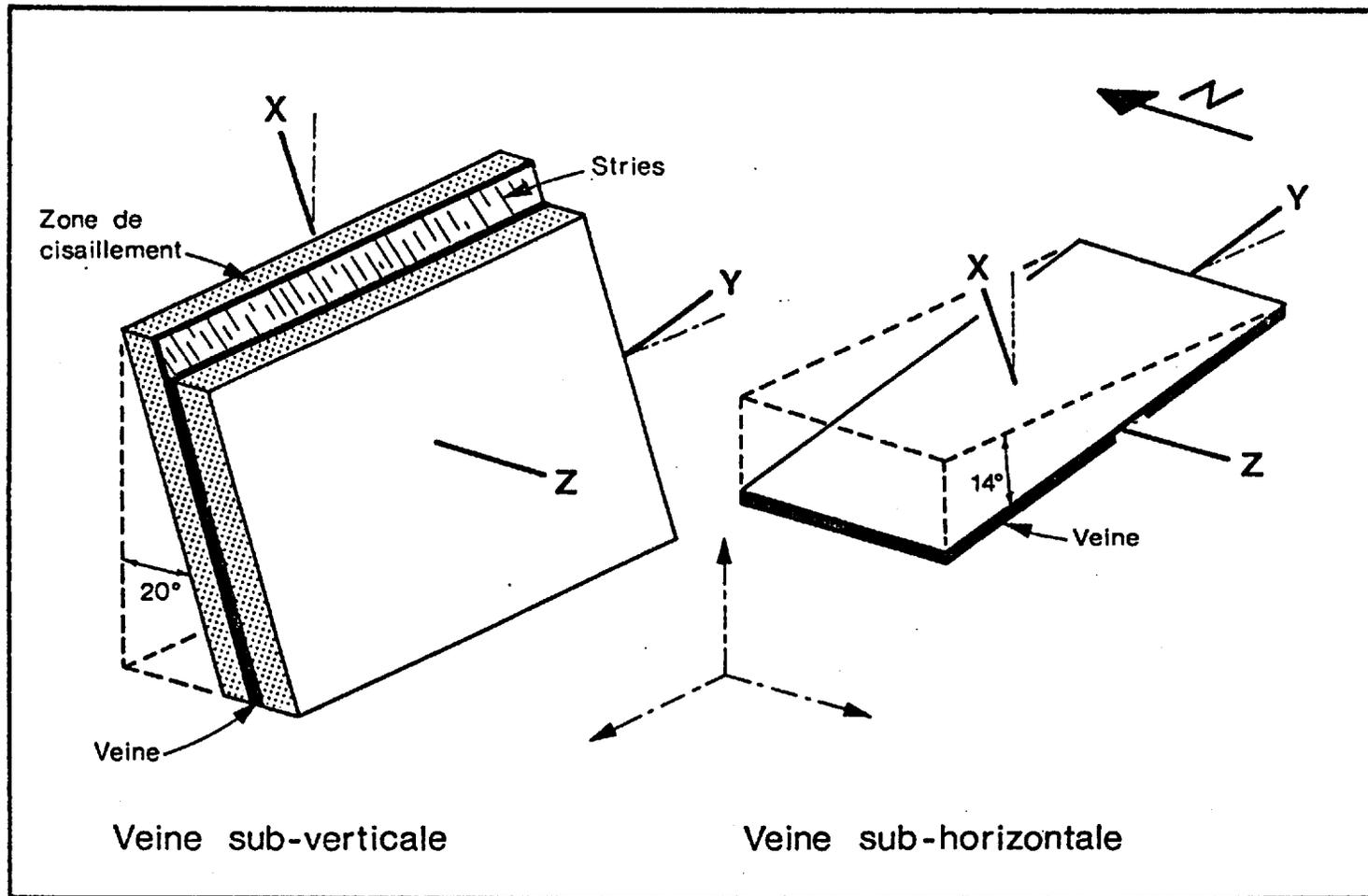


Figure 7.1: Etat de la déformation traduite par la formation des zones de cisaillement ductile, des veines sub-verticales et des veines sub-horizontales; voir le texte pour des explications supplémentaires.

La linéation définie par les stries des plans de glissement nous permet aussi de retracer l'axe X de l'ellipsoïde de déformation. En effet cette linéation, qui plonge à environ 80°E dans le plan de la veine (fig. 3.13), représente la trace de l'axe d'allongement maximum dans ce plan. Reportée dans un plan vertical est-ouest, cette linéation indique que l'axe X de l'ellipsoïde de déformation plonge à environ 80°E dans ce plan. Cette plongée se compare bien avec la plongée déterminée à partir des boudins. On peut utiliser de la même façon la linéation définie par l'allongement des minéraux dans les plans de foliation des zones de cisaillement ductile. Cette linéation représente aussi la trace de l'axe d'allongement maximum et nous indique que l'axe X de l'ellipsoïde de déformation plonge à environ 75°E dans un plan vertical est-ouest. Cette orientation correspond bien aux autres valeurs décrites ci-haut.

Ainsi, tous les éléments structuraux des zones de cisaillement ductile et des veines sub-verticales sont compatibles avec le même ellipsoïde de déformation. L'état de la déformation responsable de la formation de ces zones de cisaillement et de ces veines est donc représenté par un ellipsoïde orienté comme suit: axe Z, nord-sud et sub-horizontale; axe Y, est-ouest et plongeant à 10°W ; axe X, plongeant à 80°E dans un plan vertical est-ouest (fig. 7.1).

7.2.3 Veines de tension

Le vecteur d'ouverture des veines sub-horizontales et des

filonnets de dyke représente l'axe X d'allongement maximum de l'ellipsoïde de déformation. Nous avons indiqué aux sections 3.3 et 3.4 que pour la majorité des veines de tension, le vecteur d'ouverture est orienté est-ouest et plonge à environ 80°E . L'axe X ainsi déterminé pour les veines de tension (fig 7.1) correspond assez bien à celui obtenu pour les veines sub-verticales.

Dans le cas des veines sub-horizontales, le vecteur d'ouverture est presque perpendiculaire aux veines, dont le pendage moyen est de 14°W . Si on ne tient pas compte de sa différence, d'ailleurs non significative, de 4° par rapport à la perpendiculaire de l'axe X (qui plonge à 80°E), le plan défini par les veines sub-horizontales contient donc le plan Y-Z de l'ellipsoïde de déformation. L'attitude du plan Y-Z de l'ellipsoïde de déformation est la même pour les veines sub-horizontales et pour les veines sub-verticales (fig.7.1). Ces deux types de veines étant contemporains, la position des axes-Y et -Z pour les veines sub-horizontales est donc vraisemblablement la même que pour les veines sub-verticales.

7.2.4 Discussion

L'état de la déformation qui a généré les structures et les fractures contenant et affectant les veines a été déterminé séparément pour les veines sub-verticales et les veines de tension; il est similaire dans les deux cas (fig. 7.1). D'ailleurs, la contemporanéité de ces deux types de veines impliquait la même orientation de

l'ellipsoïde de déformation. Cette déformation a été progressive et elle a débuté avec la formation des zones de cisaillement ductile; elle s'est terminée avec la formation des veines de tension et du matériel lenticulaire des veines sub-verticales (fig. 3.20). Le bloc minéralisé à la mine Sigma a d'abord absorbé la déformation de manière ductile, comme en témoigne la formation des zones de cisaillement. Le développement subséquent des fractures contenant les veines de tension et celui des plans de glissement dans ces zones de cisaillement indiquent que ce bloc a eu par la suite un comportement plutôt fragile.

De plus, si on se base sur l'ellipsoïde représentant l'état de la déformation qui a accompagné la mise en place des veines, on peut attribuer cette déformation à une compression nord-sud du bloc minéralisé. Cette compression, qui a produit les structures hôtes des veines, a été postérieure à la déformation régionale (tableau 2.1). On peut aussi attribuer cette déformation régionale à une compression nord-sud, d'après le grain tectonique est-ouest et vertical qui la caractérise. Ces deux phases de compression ont cependant vraisemblablement été séparées dans le temps par une phase de relâchement des contraintes pendant laquelle les dykes de porphyre feldspathique (également orientés est-ouest et sub-verticaux) se sont mis en place. À partir du moment où des fractures sub-horizontales et des fractures sub-verticales dans les zones de cisaillement ductile se sont produites, le fluide hydrothermal a probablement commencé à s'y infiltrer. Cette infiltration précoce du fluide est indiquée par la présence d'une mince enveloppe d'altération cryptique en bordure de fractures qui ne contiennent qu'un mince film de calcite (0.5 mm d'épaisseur). Il y a cependant une contradiction entre

le régime en compression qui prévalait et l'ouverture en tension (voir section 4.3.4) des fractures dans lesquelles se sont déposées les veinules associées au matériel irrégulier et une partie des lentilles de quartz du matériel lenticulaire des veines sub-verticales. En effet, l'ellipsoïde de déformation localement associé à la formation en tension de ces fissures orientées parallèlement à la foliation dans les zones de cisaillement ductile possède un axe X orienté perpendiculairement à ces fissures, soit nord-sud et sub-horizontale. Cette attitude de l'axe X est en opposition avec l'orientation similaire de l'axe Z de l'ellipsoïde de déformation qui caractérise la formation des zones de cisaillement ductile et des veines sub-horizontales. Il y a également contradiction entre le régime en compression et le mouvement sub-vertical normal observé le long de quelques plans de glissement (voir section 3.2.2.5). On peut tenter d'éliminer ces contradictions en considérant le rôle qu'a pu jouer la pression du fluide minéralisateur, tel que discuté à la prochaine section, mais ces contradictions demeurent des problèmes non résolus.

7.3 Conditions hydrostatiques durant la minéralisation

7.3.1 Généralités

Nous avons montré que les veinules précoces, les matériaux irrégulier et lenticulaire des veines sub-verticales, de même que les veines de tension, occupent des fractures qui se sont formées en tension (voir sections 4.2.5 et 4.3.4). La présence en surface de roches

métamorphisées au faciès schiste vert (métamorphisme qui s'est produit avant la mise en place des veines; tableau 2.1) démontre que ces fractures et ces veines se sont vraisemblablement formées à plusieurs kilomètres de profondeur. Or, des fractures de tension ne peuvent se former à de telles profondeurs que par fracturation hydraulique, nécessitant la présence d'un fluide interstitiel sous pression, car l'accroissement de la pression confinante en profondeur provoque plutôt la formation de fractures de cisaillement (Secor, 1965, 1968; Hobbs et al., 1976; Norris et Henley, 1976; Fyfe et al., 1978; Allison et Kerrich, 1981). Les fractures qui contiennent les divers types de veines à la mine Sigma se sont donc probablement formées par fracturation hydraulique.

Les mécanismes de fracturation hydraulique résultant de l'augmentation de la pression d'un fluide interstitiel sont discutés en détail par Secor (1965, 1968). Les conditions des contraintes principales et de pression du fluide interstitiel nécessaires à la formation [7.1]
de fissures de tension perpendiculaires à σ_3 dans une roche mécaniquement isotrope sont les suivantes: [7.2]

$$\sigma_3 - p \leq T$$

$$\sigma_1 - \sigma_3 \leq -4T,$$

où p = la pression du fluide et T = la résistance en tension de la roche. L'équation 7.1 décrit la condition nécessaire pour qu'il y ait fracturation; l'équation 7.2 décrit la condition nécessaire pour qu'il y ait fracturation en tension ou fracturation hydraulique.

D'autre part, tout fluide hydrothermal qui peut s'infiltrer dans la roche sous une pression élevée peut aussi causer une fractura-

tion hydraulique de la roche. Ce fluide pourra également prolonger et ouvrir des fissures de tension qui se seraient formées antérieurement sous l'action de la pression du fluide interstitiel. À la mine Sigma, plusieurs évidences suggèrent que le fluide minéralisateur avait une pression élevée et qu'il a joué un rôle important dans la formation, la propagation et l'ouverture des fractures de tension contenant les divers types de veines. Par exemple, le fait que les roches foliées à l'intérieur des zones de cisaillement ductile aient subi l'altération cryptique (voir section 5.4.1) témoigne de l'infiltration d'importants volumes de fluide minéralisateur dans ces zones de cisaillement. Comme ces zones étaient sous un régime en compression, il fallait que le fluide minéralisateur ait une pression suffisamment élevée pour en permettre l'infiltration. Dans la partie centrale des zones de cisaillement ductile, l'ouverture de fractures parallèles à la foliation permettant la déposition du matériel irrégulier et du matériel lenticulaire témoigne aussi d'une pression élevée du fluide minéralisateur. De plus, selon l'interprétation de Phillips (1972), la formation de brèches aux caractéristiques semblables à celles du dépôt de la mine Sigma requiert la présence d'un fluide hydrothermal sous pression. Finalement, la présence d'une petite enveloppe d'altération cryptique en bordure de fractures sub-horizontales ne contenant qu'un mince film de calcite (voir section 5.5.3) démontre qu'il y a eu infiltration du fluide hydrothermal dans ce système de fractures et suggère aussi que ce fluide a pu jouer un rôle dans leur formation et dans leur propagation. Ce rôle est confirmé par la continuité mécanique commune qui existe entre les veines de tension et les matériaux irréguliers et lenticulaires des

veines sub-verticales (voir section 3.5): la pression du fluide qui a permis la formation de ces matériaux des veines sub-verticales a certainement été suffisante pour provoquer la formation des fissures contenant les veines de tension. Le fluide minéralisateur a sans doute lui aussi contribué à ouvrir et à maintenir ouvertes les fractures où se sont déposées des veines sub-horizontales régulières et de grande superficie.

7.3.2 Conditions hydrostatiques

Sachant que le fluide minéralisateur a vraisemblablement joué un rôle dans la formation et l'ouverture des fractures dans lesquelles les veines se sont déposées, on peut tenter de déterminer quelles conditions de contrainte différentielle ($\sigma_1 - \sigma_3$) et de pression de fluide ont permis la fracturation hydraulique. Mentionnons d'abord que le même fluide minéralisateur a circulé dans les veines sub-verticales et dans les veines de tension puisque ces deux types de veines sont contemporains, présentent essentiellement la même minéralogie et leurs épontes ont subi une altération hydrothermale similaire. La pression du fluide minéralisateur était donc nécessairement la même lors de la formation des fractures contenant ces deux types de veines.

D'autre part, pour déterminer les conditions hydrostatiques qui ont prévalu lors de la mise en place, il faut connaître l'orientation de l'ellipsoïde des contraintes. À partir de l'orientation de l'ellipsoïde de déformation (fig. 7.1), nous avons attribué la déformation qui a accompagné la mise en place des veines à une compression

nord-sud. Si cette interprétation est correcte, l'orientation de l'ellipsoïde des contraintes est la suivante: σ_1 était nord-sud et sub-horizontale; σ_2 était est-ouest et plongeait faiblement vers l'ouest; et σ_3 était aussi est-ouest, mais plongeait abruptement vers l'est. Nous examinons séparément les conditions hydrostatiques nécessaires à la formation des veinules précoces, des matériaux irrégulier et lenticulaire des veines sub-verticales et des veines de tension.

Nous avons suggéré que les veinules précoces des veines sub-verticales sont des veinules de tension sigmoïdales qui se sont formées perpendiculairement à la foliation lors du développement des zones de cisaillement ductile (voir section 3.2.2.2). Les caractéristiques géométriques de telles veinules sont décrites par Ramsay et Graham (1970) et par Beach (1975). Par ailleurs, ces veinules précoces ne contiennent ni or, ni tellurure, ni tourmaline, ni scheelite, ni sulfures, contrairement aux autres types de matériel filonien des veines sub-verticales. L'absence de ces minéraux indique que le fluide minéralisateur n'a pas circulé dans les veinules précoces. Allison et Kerrich (1981) ont démontré que des veines sigmoïdales précoces dans des zones de cisaillement ductile à Yellowknife se sont formées par une diffusion de leurs composants via le fluide interstitiel, en réponse à une déformation de type solution par pression ("pressure-solution") qui a pris place dans ces zones de cisaillement. Nous favorisons une interprétation similaire pour la formation des veinules précoces à la mine Sigma. Kerrich et Allison (1978) ont précisé les conditions hydrostatiques qui permettent la formation de ces veines sigmoïdales par fracturation hydraulique suite à une augmentation de la pression du fluide interstitiel dans les

zones de cisaillement.

Les fissures de tension qui contiennent le matériel irrégulier et le matériel lenticulaire des veines sub-verticales sont orientées parallèlement à la foliation dans la partie centrale des zones de cisaillement ductile où elles se sont développées. Cette fracturation parallèle à la foliation, provoquée par la pression du fluide hydrothermal (voir section 7.3.1), s'est donc produite perpendiculairement à la compression nord-sud, ou à σ_1 . Allison et Kerrich (1981) ont proposé l'explication qui suit pour résoudre la contradiction que présente l'ouverture en tension de fissures orientées perpendiculairement à la contrainte principale σ_1 . Nous devons préciser cependant que cette explication présente quelques faiblesses, notamment celle de négliger la variable de l'angle entre le plan de fracturation et la contrainte principale dans l'utilisation du diagramme de Mohr. La roche dans les zones de cisaillement ductile est intensément foliée et elle a ainsi des propriétés mécaniques anisotropes: sur un diagramme de Mohr, la roche possède une enveloppe de fracturation parallèlement à la foliation et une enveloppe de fracturation perpendiculairement à la foliation (fig. 7.2). Similairement, cette roche aura une résistance en tension parallèle à la foliation (T_{\parallel}) plus faible que la résistance en tension normale à la foliation (T_{\perp}).

Avec l'augmentation de la pression du fluide minéralisateur qui s'infiltré le long des plans de foliation, les contraintes effectives σ_1^* et σ_3^* (où $\sigma_1^* = \sigma_1 - p$ et $\sigma_3^* = \sigma_3 - p$) diminuent. Il y aura fracturation hydraulique parallèle à la foliation lorsque σ_1^* intersectera sur un diagramme de Mohr l'enveloppe de

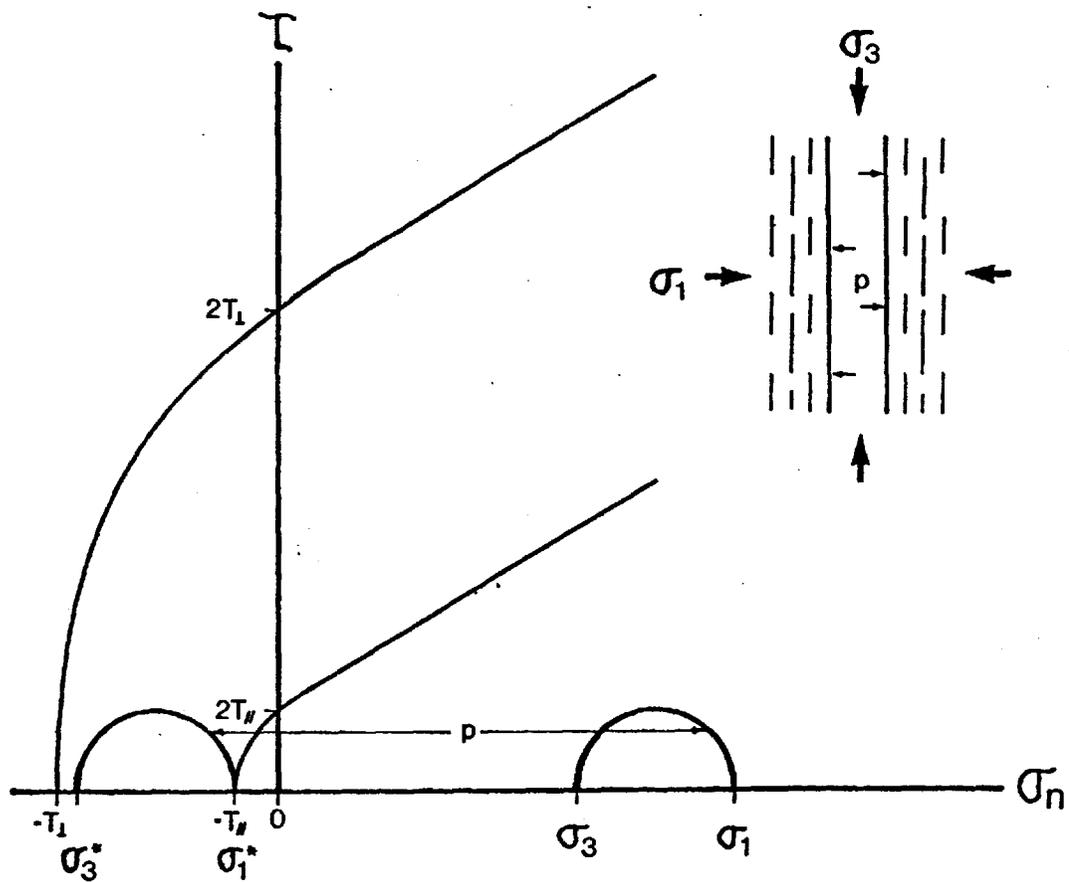


Figure 7.2: Diagramme de Mohr représentant les conditions de fracturation hydraulique parallèlement à la foliation dans la partie centrale des zones de cisaillement ductile.

fracturation parallèle à la foliation (fig. 7.2). Il faut cependant que la contrainte différentielle ($\sigma_1 - \sigma_3$) soit inférieure à $T_{//} - T_{\perp}$ car σ_3 intersectera préalablement l'enveloppe de fracturation normale à la foliation et il y aura fracturation perpendiculairement à la foliation. Les conditions hydrostatiques nécessaires à une fracturation normale à la foliation due à une augmentation de la pression du fluide hydrothermal déterminées par Allison et Kerrich (1981) sont les suivantes:

$$\sigma_1 - P \leq T_{//} \quad [7.3]$$

$$\sigma_1 - \sigma_3 \leq -4T_{//} \quad [7.4]$$

$$\sigma_1 - \sigma_3 \leq T_{//} - T_{\perp} \quad [7.5]$$

Les équations 7.3 et 7.4 expriment les conditions nécessaires à la fracturation hydraulique et l'équation 7.5 décrit la condition pour que cette fracturation soit parallèle à la foliation ou normale à σ_1 . L'équation 7.3 implique que la pression du fluide minéralisateur est supérieure à σ_1 . Il semble donc possible de résoudre la contradiction que présente le développement de fissures par fracturation hydraulique perpendiculairement à σ_1 en faisant intervenir l'anisotropie de la roche contenant ces fissures et une pression très élevée du fluide minéralisateur. Il est également possible de résoudre cette contradiction en faisant intervenir une pression moins élevée du fluide minéralisateur et des variations répétées de l'intensité des forces compressives horizontales. Ainsi, la fissuration parallèle à la foliation aurait pu se produire alors que la contrainte horizontale avait une valeur minimum, possiblement inférieure à la valeur de la contrainte verticale. C'est aussi sous de telles conditions qu'aurait pu se produire le mouvement

sub-vertical normal observé le long de certains plans de glissement. Cette seconde hypothèse permet également d'expliquer le caractère répétitif de la formation des divers types de veine.

Dans le cas des veines de tension, nous ne considérons que les veines sub-horizontales car l'orientation de l'ellipsoïde de déformation pour les filonnets de dyke n'est pas bien connue, cette dernière étant en partie contrôlée par l'orientation des dykes de porphyre feldspathique. Les veines sub-horizontales se sont formées après les zones de cisaillement ductile et simultanément aux matériaux irréguliers et lenticulaires des veines sub-verticales. Le fluide minéralisateur qui s'est infiltré dans ces zones de cisaillement peut avoir généré des fractures sub-horizontales là où ces zones recoupent des roches compétentes. Ce fluide peut aussi avoir prolongé et ouvert des fissures de tension initialement formées par la pression du fluide interstitiel et recoupées par les zones de cisaillement ductile. Quoi qu'il en soit, le fluide minéralisateur a contribué d'une manière ou d'une autre à la formation des fractures sub-horizontales (voir section 7.3.1).

Les fractures contenant les veines sub-horizontales se sont développées dans des roches peu déformées si on les compare avec les roches qui sont à l'intérieur des zones de cisaillement ductile. On peut donc considérer que ces roches avaient des propriétés mécaniques isotropes. Avec la diminution des contraintes effectives par suite de l'augmentation de la pression du fluide minéralisateur, il y aura fracturation hydraulique lorsque σ_3^* intersectera l'enveloppe de fracturation (fig. 7.3). Ces fractures se formeront perpendiculairement à σ_3 (qui est sub-vertical) sous les mêmes conditions de contrainte

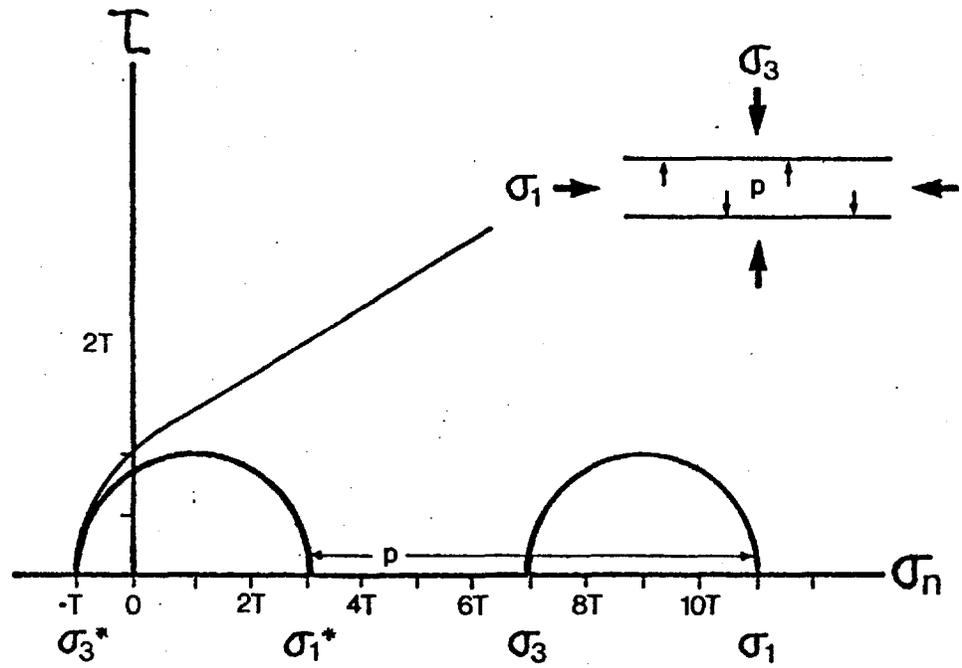


Figure 7.3: Diagramme de Mohr représentant les conditions de fracturation hydraulique pour les veines sub-horizontales.

différentielle et de pression de fluide que se sont formées les fractures parallèles à la foliation dans les zones de cisaillement ductile. Ces conditions de fracturation hydraulique, illustrées à la figure 7.3, sont exprimées par les équations 7.1 et 7.2.

7.3.3 Discussion

Les fractures qui contiennent les divers types de veines ont été produites par l'action conjointe d'une déformation tardive attribuée à une compression nord-sud (voir section 7.2.4) et de la pression du fluide minéralisateur. Cette dernière a provoqué la formation et l'ouverture des diverses fissures par fracturation hydraulique, alors que la position de l'ellipsoïde représentant l'état de la déformation a contrôlé l'orientation de ces fractures.

Le fluide minéralisateur s'est d'abord infiltré dans les zones de cisaillement ductile. Par suite de l'accumulation de la pression, il y a eu fracturation hydraulique parallèlement à la foliation dans la partie centrale des zones de cisaillement, là où la roche est intensément foliée. De telles fractures sub-verticales produites par fracturation hydraulique se propagent de la profondeur vers la surface, permettant ainsi l'ascension du fluide minéralisateur (Norris et Henley, 1976; Allison et Kerrich, 1981). Ces fractures se sont ensuite ouvertes sous la pression du fluide minéralisateur et les veinules associées au matériel irrégulier ont commencé à se déposer. Suite à la mise en place du matériel irrégulier par fracturation hydraulique répétée, de nouvelles

fractures parallèles aux zones de cisaillement ductile se sont formées, recoupant ce matériel irrégulier. Certaines de ces fractures se sont ouvertes en tension, alors que d'autres, qui sont en fait des plans de glissement, se sont ouvertes le long d'irrégularités à cause du mouvement vertical inverse (voir section 4.3.4), permettant dans les deux cas la déposition des lentilles de quartz du matériel lenticulaire.

La pression élevée du fluide minéralisateur a aussi probablement provoqué la formation et l'ouverture de fractures sub-horizontales qui se sont propagées à partir des zones de cisaillement ductile là où celles-ci recoupent des roches compétentes ou d'autres fractures sub-horizontales qui s'étaient formées sous l'action de la pression du fluide interstitiel. Ces fractures sub-horizontales dans lesquelles se sont déposées les veines de tension se sont formées simultanément aux fractures qui contiennent le matériel irrégulier et le matériel lenticulaire des veines sub-verticales (fig. 3.20). Le caractère répétitif de la formation de ces deux types de matériel des veines sub-verticales et des veines de tension témoigne d'une fracturation hydraulique répétée, suivie de la déposition des minéraux à partir du fluide minéralisateur.

D'autre part, les conditions hydrostatiques établies à la section précédente pour la formation des deux types de veines démontrent que la pression du fluide minéralisateur était très élevée, même supérieure à σ_1 (équation 7.3). En examinant les caractéristiques des systèmes hydrothermaux qui ont généré les gisements d'or filonien, Kerrich et Hodder (1982) ont également conclu que la pression du fluide hydrothermal dans de tels systèmes était élevée (satisfaisant au moins

l'équation 7.1), contrairement aux systèmes qui ont généré les gisements de sulfures massifs où les pressions du fluide sont environ le tiers du poids de la colonne de roche. Les fluides minéralisateurs à la mine Sigma proviennent donc d'un environnement géologique capable de générer des fluides à haute pression.

Deux des origines proposées pour les fluides hydrothermaux ayant produit les gisements d'or filonien Archéens, soit une origine magmatique et une origine métamorphique, (voir la revue de Boyle, 1979) impliquent des processus géologiques capables de générer des fluides ayant une pression suffisante pour provoquer une fracturation hydraulique de la roche. En effet, Burnham (1979) a montré que la phase fluide riche en H_2O qui se sépare d'un magma felsique lors de sa cristallisation s'accumule à la partie supérieure de ce corps magmatique, et qu'à mesure que ce dernier se refroidit et cristallise, la pression du fluide augmente et devient éventuellement suffisante pour initier la fracturation hydraulique de la roche. D'autre part, des roches subissant un métamorphisme prograde libèrent des quantités variables de fluide riche en H_2O (Fyfe et al., 1978). Par exemple, une roche volcanique mafique peut libérer jusqu'à 2% poids de H_2O lors du passage du faciès schiste vert au faciès amphibolite (Henley, 1971). Norris et Henley (1976) ont montré qu'un tel fluide métamorphique, libéré par des réactions de déshydratation, pouvait atteindre des pressions suffisamment élevées pour engendrer une fracturation hydraulique de la roche et se propager vers la surface.

Favorisant la première hypothèse, Ritter (1971) a proposé que

les fluides qui ont circulé dans les veines à la mine Lamaque et qui y ont déposé l'or étaient des fluides provenant du liquide résiduel de la cristallisation d'un corps magmatique. Les observations à la mine Sigma (qui s'appliquent vraisemblablement aussi à la mine Lamaque) démontrent que l'événement magmatique le plus rapproché dans le temps de la mise en place des veines, soit l'intrusion des dykes de porphyre feldspathique et des dykes de diorite, en est séparé par un événement métamorphique de faciès schiste vert (tableau 2.1). Il est donc peu probable que le fluide minéralisateur à la mine Sigma ait été dérivé d'un corps magmatique.

Boyle (1961) et Henley (1971) ont été parmi les premiers à proposer une origine métamorphique des fluides hydrothermaux qui ont produit les gisements d'or filonien Archéens. Henley (1971), en se basant sur l'association spatiale généralisée de ces gisements avec des roches volcaniques mafiques métamorphisées au faciès schiste vert, a suggéré que les fluides hydrothermaux provenaient des roches sous-jacentes subissant une déshydratation métamorphique dans le faciès amphibolite. Cette hypothèse a récemment été reprise par Kerrich et Fryer (1979), Kerrich (1980) et Kerrich et Hodder (1982) qui, s'appuyant sur des études d'isotopes stables d'oxygène, ont proposé que la température (généralement de 350 à 450°C; 410°C à la mine Lamaque) et la composition isotopique des fluides qui ont généré les gisements d'or filonien Archéens dans la Province du Supérieur étaient compatibles avec des fluides d'origine métamorphique. À la mine Sigma, la mise en place des veines a suivi le métamorphisme de faciès schiste vert (tableau 2.1).

De telles relations chronologiques favorisent donc une origine du fluide minéralisateur par déshydratation métamorphique dans des roches sous-jacentes en voie de transformation au faciès amphibolite.

Il y a aussi un autre processus géologique qui est compatible avec les relations chronologiques observées à la mine Sigma et qui aurait pu contribuer à canaliser les fluides métamorphiques présents dans les roches sous-jacentes. Il s'agit du mécanisme de pompage séismique ("seismic-pumping") proposé par Sibson et al. (1975), selon lequel d'importantes quantités de fluides sont libérées à la suite d'un déplacement abrupt le long d'une faille majeure et sont canalisées dans le plan de faille et dans les fissures avoisinantes. Il ne s'agit là que d'une hypothèse car il n'est pas possible à l'heure actuelle de confirmer ni d'infirmer la présence d'une faille majeure en profondeur sous les mines Sigma et Lamaque.

7.4 Causes de la déposition des minéraux dans les veines

7.4.1 Généralités

La séquence de déposition des minéraux a été essentiellement la même dans toutes les veines de tension et dans tous les types de matériel des veines sub-verticales (voir section 4.4), à l'exception des veinules précoces qui ne se sont pas formées à partir du fluide hydrothermal (voir section 7.3.2). Cette constance de la séquence paragenétique implique que les mêmes facteurs ont contrôlé la déposition des

minéraux dans tous les types de veines. Nous examinons ici quelles ont été les causes possibles de la précipitation des minéraux dans ces veines.

La formation des veines à la mine Sigma s'est faite en deux principales étapes. D'abord une étape pré-consolidation pendant laquelle les carbonates, les silicates et les sulfures se sont déposés, remplissant ainsi les espaces ouverts; puis, une étape post-consolidation de cataclase des veines, accompagnée principalement de la déposition de calcite et de la majorité de l'or et des tellurures (voir section 4.4). Nous discutons séparément des facteurs de déposition des minéraux de ces deux étapes à cause des caractéristiques très distinctes qu'elles présentent.

Skinner (1979) distingue quatre causes principales de la précipitation des minéraux à partir d'un fluide hydrothermal: (1) une baisse de température; (2) une baisse de pression qui provoque une ébullition du fluide; (3) une réaction chimique avec les éponges; et (4) un mélange de deux fluides différents. Cependant, ces quatre facteurs ne sont pas nécessairement indépendants. Par exemple, une baisse de température du fluide hydrothermal peut être provoquée par une décompression adiabatique du fluide. De la même façon, les réactions d'altération hydrothermale sont généralement exothermiques (Toulmin et Clark, 1967) et tendent ainsi à augmenter la température du fluide hydrothermal.

7.4.2 Déposition des minéraux avant la consolidation des veines

Le métamorphisme de faciès schiste vert des roches à la mine Sigma a immédiatement précédé la mise en place des veines (tableau 2.1). La position de l'isograde de la biotite de ce métamorphisme (fig. 2.4) suggère que les veines se sont formées à plusieurs kilomètres de profondeur. Dans un tel contexte géologique, il est invraisemblable que le fluide minéralisateur, probablement d'origine métamorphique (voir section 7.3.3.), se soit mélangé avec de l'eau météorique qui se serait infiltrée à partir de la surface. De plus, l'absence d'activité magmatique à peu près contemporaine avec la mise en place des veines ne favorise pas la possibilité d'un mélange du fluide minéralisateur avec un fluide magmatique. Ainsi la précipitation des minéraux suite au mélange de deux fluides hydrothermaux, tel qu'invoqué par Skinner (1979), ne semble pas avoir été une cause de déposition des minéraux dans les veines de la mine Sigma.

Avant d'examiner les autres causes possibles de la précipitation des minéraux dans les veines, on peut tenter de reconstituer les changements physico-chimiques imposés au fluide minéralisateur lors de son infiltration dans une fissure, puis lors de l'ouverture de cette fissure. Nous avons montré (voir section 5.4.5) que dès qu'il y a eu infiltration sous pression du fluide minéralisateur dans une fissure, l'altération cryptique a commencé à se développer. Il y a eu ensuite ouverture de cette fissure sous l'action de la pression du fluide et maintien de l'ouverture jusqu'à son remplissage complet.

L'altération cryptique s'est poursuivie et a accompagné la déposition des minéraux de Ca (calcite, scheelite et apatite) sur les parois (voir section 5.4.5). Subséquemment, l'interaction prolongée entre le fluide et les éponges a permis le développement de l'altération visible, qui s'est accompagné principalement de la déposition de la tourmaline, de la pyrite, de la pyrrhotite, de la chalcopryrite et, sans doute, d'une partie de la deuxième génération de calcite (figs. 4.19 et 4.21; section 5.5). Les autres minéraux, dont la majorité du quartz, se sont déposés ultérieurement à l'altération visible.

Lors de la formation et de l'ouverture d'une fissure, la pression du fluide minéralisateur a peut-être temporairement diminué à cause de l'augmentation de volume qui s'est produite, mais cette pression a sans doute été rapidement rétablie, car autrement, la fracture se serait refermée. Ce maintien de la pression du fluide minéralisateur n'a pas favorisé l'ébullition de ce dernier, ébullition qui aurait permis la séparation d'une phase vapeur riche en CO_2 .

Par ailleurs, les réactions d'altération qui représentent des transformations minéralogiques silicates-silicates (équations 6.1 et 6.3) ainsi que les réactions de carbonatation (équations 6.2, 6.4, 6.5 et 6.6) sont probablement exothermiques (Toulmin et Clark, 1967). Ces réactions exothermiques ont donc agi à l'encontre du refroidissement général du fluide minéralisateur et en ont peut-être ralenti ou retardé la baisse de température.

Finalement, l'altération hydrothermale a certainement provoqué des changements importants dans le chimisme du fluide minéralisateur. L'introduction de CO_2 dans les éponges qui a accompagné l'altération cryptique (voir section 6.4.3) a pu diminuer l'activité du CO_2 dans le fluide. L'introduction du K dans les éponges a pu provoquer une baisse de la concentration de l'ion H^+ dans le fluide et ainsi modifier son pH, cet ion H^+ étant consommé par les réactions 6.1 et 6.3. Similairement, l'altération visible a sans doute provoqué une baisse de l'activité de CO_2 dans le fluide minéralisateur, cette fois accompagnée d'une baisse de la concentration de Ca qui a aussi été introduit dans les éponges. La déstabilisation de la chlorite (équations 6.4 et 6.5) s'est accompagnée de l'incorporation de l'ion H^+ dans les éponges et a vraisemblablement modifié le pH du fluide.

En se basant sur les observations et les interprétations discutées ci-dessus, on peut faire un parallèle entre la déposition des minéraux et les modifications physico-chimiques imposées au fluide minéralisateur. La déposition des premiers minéraux dans les veines, soit la calcite, la scheelite et l'apatite, a eu lieu vers la fin du développement de l'altération cryptique des éponges (voir section 5.5.3). Une baisse de température ne peut pas avoir été la cause de la précipitation de la calcite, celle-ci favorisant la solubilité de ce minéral. Cependant, la baisse d'activité du CO_2 dans le fluide et la modification de pH engendrées par l'altération cryptique sont des causes plus probables de la précipitation de la calcite (Holland et Malinin, 1979). L'augmentation relative de la concentration de Ca dans le

le fluide, suite à l'extraction d'une partie du CO_2 , a probablement contribué à la précipitation de la scheelite et de l'apatite.

La déposition successive de la tourmaline, de la pyrite, de la pyrrhotite et de la chalcopryrite pendant le développement de l'altération visible des épontes a pu résulter de l'augmentation appréciable de la concentration de Mg, de Al et de Fe dans le fluide suite à leur libération des épontes pendant cette altération. Une baisse de température du fluide peut aussi avoir favorisé la déposition des sulfures (Parker, 1962; Barnes, 1979). La baisse importante de l'activité de CO_2 dans le fluide qui a accompagné cette altération a sans doute favorisé la déposition de la deuxième génération de carbonates (fig. 4.19) vers la fin du développement de l'altération visible.

Par la suite, le remplissage des veines a été dominé par la déposition du quartz (figs. 4.19 et 4.21), dont la solubilité diminue avec la température. Une baisse de température est donc la cause la plus probable de la déposition du quartz lors du remplissage final des veines. Cette baisse de température du fluide pourrait avoir été provoquée par un refroidissement progressif du fluide minéralisateur.

7.4.3 Déposition de l'or

La déposition de la presque totalité de l'or dans les veines de la mine Sigma a eu lieu après la consolidation des veines, dans des microfractures et dans les interstices des zones cataclasées (voir section 4.4). La quantité de fluide minéralisateur qui a pu circuler

dans ces microfractures et dans ces interstices et y déposer l'or est relativement restreinte comparativement au volume de fluide disponible lors du remplissage des veines (White, 1943). Ce volume restreint de fluide minéralisateur implique donc une solubilité assez élevée de l'or. Henley (1971) a démontré expérimentalement que l'or pouvait être soluble à plus de 1000 ppm sous forme de complexes chlorurés à des températures supérieures à 500°C et à une pression de 2 kbar. Il semble donc que sous certaines conditions l'or puisse être suffisamment soluble pour satisfaire les restrictions de volume de fluide posées par White (1943). Henley (1971) a également montré que la solubilité de l'or diminuait drastiquement sous des températures de l'ordre de 450°C. Ses travaux suggèrent donc qu'une baisse de la température du fluide minéralisateur peut avoir été une cause majeure de la précipitation de l'or dans les veines de la mine Sigma.

D'autre part, la déposition de l'or s'est accompagnée principalement de celle de tellurures et de calcite (voir section 4.4). Or, ce dernier minéral ne peut précipiter par suite d'une baisse de température: une baisse de pression ou une baisse de l'activité de CO₂ dans le fluide sont des causes plus probables de la déposition de la calcite (Holland et Malinin, 1979). La cataclase des veines nécessaire à l'introduction de l'or a augmenté la porosité et la perméabilité des veines, ce qui a probablement provoqué une baisse de la pression du fluide minéralisateur alors disponible. Comme le précise Skinner (1979), une telle baisse de pression provoque une baisse de la température du fluide et s'accompagne de son ébullition. Ainsi à la mine

Sigma, l'ébullition supposée du fluide suite à une baisse de pression a pu favoriser la séparation d'une phase riche en CO₂ et, conséquemment, la précipitation de calcite. La baisse simultanée de température peut expliquer la déposition contemporaine de l'or. Par ailleurs, si l'or était transporté sous forme de complexes avec le CO₂, une ébullition du fluide en provoquerait la précipitation.

7.4.4 Discussion

Plusieurs facteurs ont été invoqués pour la déposition des minéraux dans les filons aurifères Archéens. Par exemple, Kerrich et Fyfe (1981) ont proposé qu'une réaction du fluide hydrothermal avec les épontes était à l'origine de la précipitation des carbonates et qu'une baisse de la température était responsable de la déposition du quartz et de l'or. Ritter (1971) a conclu qu'à la mine Lamaque, la précipitation du carbonate, de la pyrite et du quartz avait été initialement provoquée par une expansion adiabatique ("throttling") du fluide minéralisateur et qu'une baisse de température avait par la suite provoqué la déposition du quartz.

À la mine Sigma, le contrôle dont on dispose sur les relations chronologiques entre l'ouverture des fractures contenant les veines, le développement de l'altération hydrothermale et la déposition des minéraux dans les veines, nous permet de mieux cerner les principales causes de la déposition des minéraux. Tel que proposé à la section 7.4.2, l'altération des épontes a pu être une cause majeure de dépo-

sition des premiers minéraux en modifiant le chimisme du fluide minéralisateur. Par la suite, il semble qu'une baisse de température explique le mieux la déposition des minéraux.

Après la consolidation des veines, la déposition de l'or a pu être provoquée par la baisse de température qui a accompagné la diminution de la pression et l'ébullition du fluide minéralisateur suite à son infiltration dans les zones cataclasées des veines (voir section précédente). Cette ébullition a possiblement provoqué la déposition de la calcite contemporaine de l'or.

Tous les problèmes génétiques ne sont cependant pas résolus. Tout d'abord, on ignore encore pourquoi le fluide minéralisateur résiduel est si enrichi en or, en dépit de la suggestion de White (1943), à savoir que cet enrichissement était la conséquence de l'extraction des autres constituants du fluide lors du remplissage des veines. De plus, si une baisse de température est la cause la plus probable de la déposition de l'or après la consolidation des veines, il faut expliquer pourquoi l'or ne s'est pas déposé en quantités plus appréciables à la suite de la baisse de température qui a accompagné le remplissage des veines. Des éléments de réponse à de tels problèmes pourront possiblement être obtenus via des études expérimentales supplémentaires concernant le mode de transport et la solubilité de l'or, de même que sur la nature des complexes aqueux formés. Des éléments de solutions additionnels pourront aussi être obtenus par des études de la composition et de la température de formation des inclusions fluides qui ont été formées lors des diverses étapes de déposition des minéraux.

7.5 Synthèse

Nous reconstituons ici les principales étapes de la mise en place des veines à la mine Sigma tel que nous les comprenons à la suite de l'étude détaillée présentée. Ces principales étapes sont illustrées à la figure 7.4.

Après le métamorphisme de faciès schiste vert qui a affecté les dykes de porphyre feldspathique, il y a eu une période de compression nord-sud progressive et soutenue. En réponse à cette déformation, des zones de cisaillement ductile à fort pendage ont commencé à se développer dans les roches volcaniques et dans la diorite porphyrique (fig. 7.4a). La formation de ces zones de cisaillement a été accompagnée du développement de veinules sigmoïdales: il s'agit des veinules précoces. Suite à l'accroissement de la déformation, une foliation de plus en plus intense s'est développée dans la partie centrale des zones de cisaillement. Les veinules précoces ont alors commencé à se plisser (fig. 7.4b). Il est possible que des fractures sub-horizontales, produites par fracturation hydraulique, aient alors commencé à se former dans les roches compétentes sous l'action de la pression du fluide interstitiel.

À un certain degré de déformation, le fluide minéralisateur sous pression a commencé à s'infiltrer par fissuration hydraulique le long des plans de foliation dans la partie centrale des zones de cisaillement ductile. Simultanément, aux endroits où ces zones de cisaillement recoupent des roches compétentes, des fractures sub-horizontales se

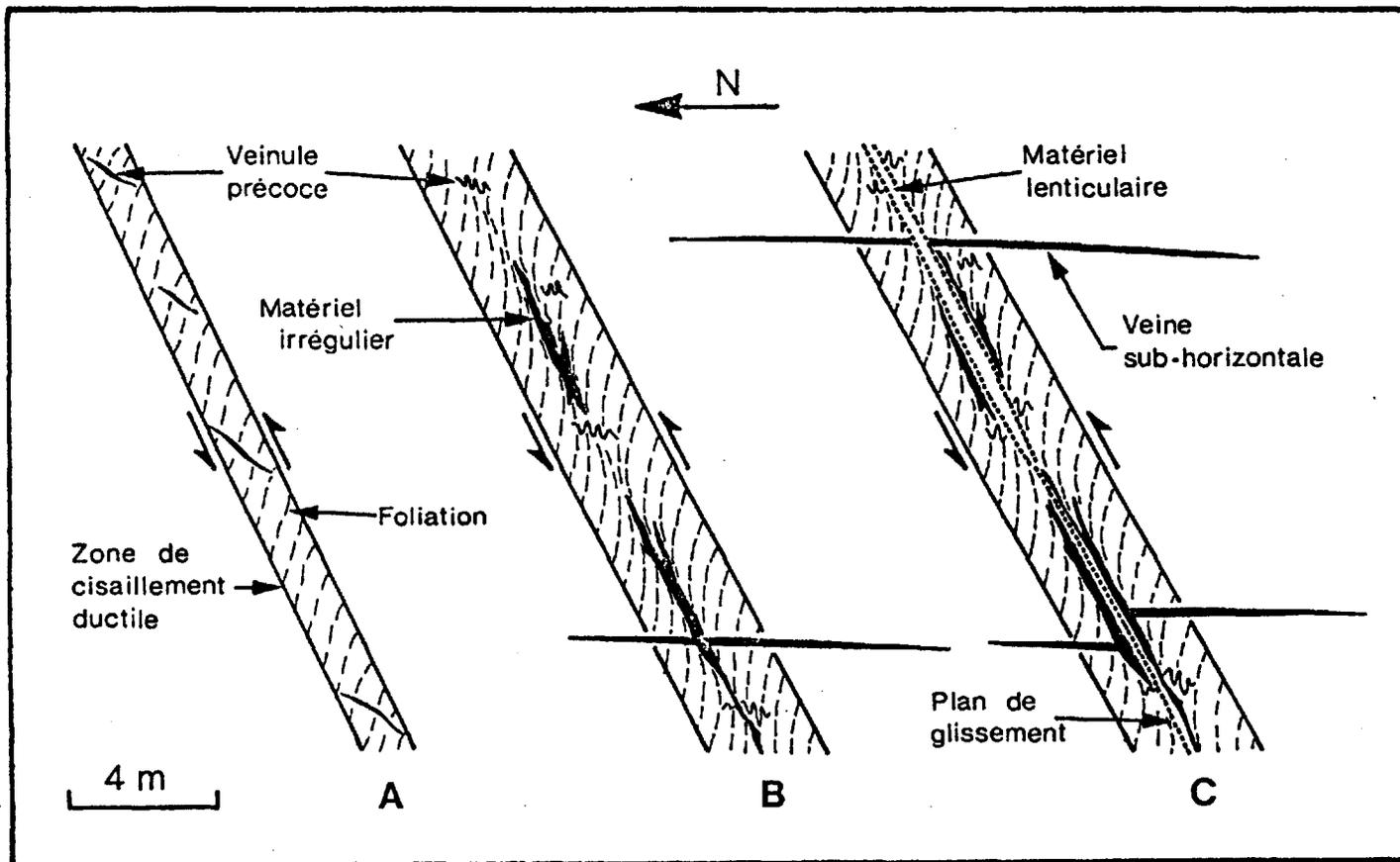


Figure 7.4: Coupe schématique représentant les principales étapes de formation d'une zone de cisaillement ductile contenant une veine sub-verticale et des veines sub-horizontales associées; voir le texte pour des explications supplémentaires.

sont propagées de part et d'autre des zones de cisaillement sous l'action de la pression du fluide minéralisateur.

À partir de ce moment, l'altération cryptique a commencé à se développer dans les zones de cisaillement et en bordure des fissures sub-horizontales. Ces diverses fissures se sont ouvertes, accompagnées de l'intensification de l'altération cryptique, et les minéraux ont commencé à s'y déposer pour former les veinules associées au matériel irrégulier et des veinules de tension (fig. 7.4b). Dans ces veines et veinules, les minéraux ont probablement commencé à déposer en réponse aux modifications chimiques imposées au fluide par l'altération des épontes et ils se sont par la suite possiblement déposés en réponse à une baisse de température. En bordure de quelques veines de tension, l'altération visible a pu se développer suite à un échange suffisamment intense entre le fluide minéralisateur et l'éponte. Après leur consolidation, il peut y avoir eu refracturation et réouverture des veines de tension et des veinules associées au matériel irrégulier. Ce sont des réouvertures multiples de ces dernières qui ont finalement donné lieu à la formation du matériel irrégulier dans les zones de cisaillement ductile (fig. 7.4b). Le contact prolongé du fluide minéralisateur avec les épontes résultant de ces multiples ouvertures a favorisé le développement de l'altération visible dans les lambeaux d'éponte incorporés au matériel irrégulier ou en bordure de ce dernier. Là où les zones de cisaillement ont recoupé les dykes de porphyre feldspathique et la diorite porphyrique, il peut y avoir eu formation de brèches.

Suite à la déposition du matériel irrégulier, la partie cen-

trale des zones de cisaillement ductile est devenue plus compétente et la déformation a été absorbée par la formation de plans de glissement le long desquels il y a eu mouvement vertical inverse. Par fracturation et mouvements répétés, il y a eu développement du matériel lenticulaire. Pendant ce temps, les veines de tension ont continué à se former par épisodes multiples de fracturation hydraulique, d'ouverture et de remplissage. La formation de ces nouvelles veines de tension a aussi été accompagnée du développement de l'altération cryptique et de l'altération visible.

La déformation progressive qui s'est poursuivie après la consolidation d'une veine donnée en a provoqué la cataclase. Ce n'est qu'à la suite de cette cataclase que la presque totalité de l'or a été introduite dans les veines.

CHAPITRE VIII

CONCLUSIONS

Les principales conclusions que l'on peut tirer de cette étude sont les suivantes:

- 1) Les filons aurifères à la mine Sigma se sont mis en place tardivement dans l'évolution géologique de la région, après la déformation et le métamorphisme régionaux.
- 2) Les trois systèmes de veines minéralisées sont contemporains et cogénétiques. Les veines sub-verticales se sont formées dans la partie centrale de zones de cisaillement ductile le long desquelles il y a eu du mouvement vertical inverse. Ces veines se composent de matériel irrégulier, de brèches et de matériel lenticulaire. Les veines sub-horizontales et les filonnets de dyke sont des veines de tension.
- 3) Les zones de cisaillement ductile, les veines sub-verticales et les veines de tension se sont formées en réponse à une même déformation progressive et continue que l'on peut attribuer à une compression tardive en direction nord-sud.
- 4) Les fissures contenant les divers types de veine et de matériel de veine se sont probablement formées par une fracturation hydraulique provoquée par une pression élevée du fluide minéralisateur.
L'orientation de ces fissures a été contrôlée par la position de l'ellipsoïde de déformation représentant la compression nord-sud.

- 5) Tous les types de veine et de matériel de veine présentent essentiellement la même minéralogie. Cette dernière est dominée par le quartz, la tourmaline, le carbonate, la pyrite et la scheelite. L'or s'accompagne généralement de faibles quantités de tellurures.
- 6) Les divers types de veine et de matériel de veine se sont formés par une ou plusieurs étapes de fracturation hydraulique, d'ouverture et de remplissage ("open-space filling"). La séquence de déposition des minéraux dans les veines est constante. Le dépôt de la majeure partie de l'or, accompagnée de calcite, a eu lieu après la consolidation des veines, dans les zones cataclasées. Cette cataclase est reliée à la compression nord-sud.
- 7) Le développement de l'altération dans les éponges a été dominé par des réactions de carbonatation. Il a débuté par la formation d'une zone d'altération cryptique dans laquelle une partie de l'épidote métamorphique a été transformée en carbonate et l'autre partie en mica blanc. Cette zone d'altération se caractérise par une introduction de CO₂ et de K dans les éponges. Aux endroits où l'interaction fluide-éponge a été prolongée par des réouvertures des veines, il y a eu développement subséquent d'une zone d'altération visible dans laquelle la chlorite, la biotite et le mica blanc ont été remplacés par de la calcite et un peu de plagioclase et de quartz. Cette altération se caractérise par une introduction de CO₂, de Ca, de Na et de S dans les éponges et par un lessivage du Fe, du Mg et du Al. De l'or, des tellurures, de la tourmaline et de la pyrite se sont aussi formés dans la zone d'altération visible.

- 8) L'altération cryptique a commencé à se développer dès l'infiltration du fluide minéralisateur dans les fissures créées lors de la compression nord-sud. Le développement de la zone d'altération visible a débuté après la déposition des premiers minéraux dans les veines et il a cessé avant son remplissage complet.
- 9) Nous suggérons que lors du remplissage d'une veine, la déposition des premiers minéraux a été provoquée par une réaction du fluide minéralisateur avec les épontes. Par la suite, les minéraux se seraient plutôt déposés en réponse à une baisse de température du fluide. Lors du phénomène de cataclase qui a suivi la consolidation des veines, l'augmentation de la porosité qui s'en est suivie a pu engendrer une baisse de pression et une ébullition du fluide ("throttling"), ce qui aurait provoqué la déposition de la calcite. La baisse de température résultant de cette baisse de pression aurait possiblement aussi donné lieu à la déposition de l'or.
- 10) Lors du remplissage des veines, le fluide minéralisateur a fourni les éléments suivants: Si, CO₂, Ca, K, Na, B, S, P, W, Au, Ag, Te et Bi. Le Fe, le Mg, le Al et le Ti ont été dérivés des épontes.

RÉFÉRENCES

- ADAMS, S.F. 1920. A microscopic study of vein quartz. *Economic Geology*, 15, pp. 623-644.
- ALLISON, I. et KERRICH, R. 1981. History of deformation and fluid transport in shear zones at Yellowknife. Dans *Proceedings of the gold workshop, Yellowknife, N.W.T., December 3-7, 1979*. Édité par R.D. Morton, pp. 202-222.
- ALSAC, C. et LATULIPPE, M. 1979. Quelques aspects pétrographiques et géochimiques du volcanisme Archéen du Malartic en Abitibi (Province de Québec, Canada). *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 16, pp. 1041-1059.
- AUDET, A.J. 1979. Géologie de la mine Sigma. Dans *Géologie et métallurgie de l'or en Abitibi*. Édité par M. Latulippe et M. Germain. Association Géologique du Canada, Excursion A-2, pp. 66-73.
- _____ 1980. Les Mines Sigma (Québec) Limitée. Dans *Gold symposium and field excursion*. CIM guidebook, pp. 44-51.
- BABCOCK, R.S. 1973. Computational model of metasomatic processes. *Lithos*, 6, pp. 279-290.
- BARNES, H.L. 1979. Solubilities of ore minerals. Dans *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2e éd. Édité par H.L. Barnes. Wiley Interscience, New York, pp. 236-277.
- BARNES, H.L. et CZAMANSKE, G.K. 1967. Solubility and transport of ore minerals. Dans : *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Édité par H.L. Barnes. Holt, Rinehart et Winston, New York, pp. 334-381.
- BEACH, A. 1975. The geometry of en-echelon vein arrays. *Tectonophysics*, 28, pp. 245-263.
- BERKMAN, D.A. et RYALL, W.R. 1976. Field geologists' manual. The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Monograph series no. 9, 300 p.
- BERRY, L.G. et MASON, B. 1959. Mineralogy (concepts, descriptions, determinations). W.H. Freeman and Co., San Francisco, 630 p.
- BLAIS, R.A. 1955a. L'altération hydrothermale en bordure des filons aurifères de la mine O'Brien, comté d'Abitibi-Est. *Naturaliste Canadien*, 82, pp. 3-24.

- _____ 1955b. Les contrôles structuraux de la déposition de l'or à la mine O'Brien, comté d'Abitibi-Est. *Annales de l'ACFAS*, 21, pp. 132-137.
- BONORINO, F.G. 1959. Hydrothermal alteration in the Front Range mineral belt, Colorado. *Bulletin of the Geological Society of America*, 70, pp. 53-90.
- BOUCHARD, M.F. 1980. Région de Cadillac-Malartic. Ministère de l'Energie et des Ressources, Rapport intérimaire DPV-791, 10 p.
- BOYLE, R.W. 1961. The geology, geochemistry and origin of the gold deposits of the Yellowknife district. Commission Géologique du Canada, Mémoire 310, 193 p.
- _____ 1979. Geochemistry of gold and its deposits. Commission Géologique du Canada, Bulletin 280, 584 p.
- BURNHAM, C.W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. Dans *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2e éd., Édité par H.L. Barnes. Wiley Interscience, New York, pp. 71-136.
- CARGILL, D.G. 1967. A preliminary study of chemical and mineralogical variations in Lamaque granodiorite and adjoining country rocks. Mémoire de B.Sc., Université de Toronto.
- CIMM. 1948. Structural geology of canadian ore deposits. A symposium arranged by a committee of the Geology Division, 948 p.
- COLEMAN, L.C. 1957. Mineralogy of the Giant Yellowknife gold mine, Yellowknife, N.W.T. *Economic Geology*, 52, pp. 400-425.
- COVENEY, R.M. Jr. 1981. Gold quartz veins and auriferous granite at the Oriental mine, Alleghany district, California. *Economic Geology*, 76, pp. 2176-2199.
- COX, S.F. et ETHERIDGE, M.A. 1983. Crack-seal fibre growth mechanism and their significance in the development of oriented layer silicate microstructure. *Tectonophysics*, 92, pp. 147-170.
- DAIGNEAULT, R. 1983. Géochimie de l'or à la mine Lamaque. Mémoire de M.Sc.A., Ecole Polytechnique de Montréal, 174 p.
- DAVIES, J.F., GRANT, R.W.E. et WHITEHEAD, R.E.S. 1979. Immobile trace elements and Archean volcanic stratigraphy in the Timmins mining area, Ontario. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 16, pp. 305-311.
- DeROSNEY, J. 1975. Le microscope : vers une approche globale. Editions du Seuil, 314 p.

- DURNEY, D.W. et RAMSAY, J.G. 1973. Incremental strain measured by syntectonic crystal growths. Dans Gravity and Tectonics. Édité par K.A. De Jong et R. Scholten. Wiley Interscience, New York, pp. 67-96.
- FITZGERALD, A.C., GRAHAM, R.J., GROSS, W.H. et RUCKLIDGE, J.C. 1967. The application and significance of gold-silver ratios at Val d'Or, Québec. Economic Geology, 62, pp. 502-516.
- FRYER, B.J., KERRICH, R., HUTCHINSON, R.W., PEIRCE, M.G. et ROGERS, D.S. 1979. Archaean precious-metal systems, Dome mine, Abitibi greenstone belt. I. Patterns of alteration and metal distribution. Journal Canadien des Sciences de la Terre, 16, pp. 421-439.
- FYFE, W.S., PRICE, N.J. et THOMPSON, A.B. 1978. Fluids in the earth's crust. Elsevier Scientific Publishing Co., New York, 383 p.
- GATES, T.M. et HURLEY, P.M. 1973. Evaluation of Rb-Sr dating methods applied to Matachewan, Abitibi, Mackenzie and Sudbury dike swarms in Canada. Journal Canadien des Sciences de la Terre, 10, pp. 900-919.
- GIOVENAZZO, D. 1983. Minéralogie de l'or dans quelques gîtes du nord-ouest. Mémoire de M.Sc.A., Ecole Polytechnique de Montréal.
- GOLDING, S.D. et WILSON, A.F. 1983. Geochemical and stable isotope studies of the No. 4 lode, Kalgoorlie, Western Australia. Economic Geology, 78, pp. 438-450.
- GOODWIN, A.M. et RIDLER, R.H. 1970. The Abitibi orogenic belt. Dans Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield. Édité par A.J. Baer. Commission Géologique du Canada, Papier 70-40, pp. 1-30.
- GORMAN, B.E., KERRICH, R. et FYFE, W.S. 1981. Geochemistry and field relations of lode gold deposits in felsic igneous intrusions-porphyrries of the Timmins district. Dans Geoscience research grant program, summary of research 1980-1981. Édité par E.G. Pye. Ontario Geological Survey, Miscellaneous paper 98, pp. 108-123.
- GRESENS, R.L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. Chemical Geology, 2, pp. 47-65.
- GUSTAFSON, L.B. et HUNT, J.P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. Economic Geology, 70, pp. 857-912.
- HENLEY, R.W. 1971. Geochemistry and genesis of Precambrian gold deposits. Thèse de Ph.D. Victoria University of Manchester, 177 p.

- HEY, M.H. 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30, pp. 277-292.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. et WILLIAMS, P.F. 1976. An outline of structural geology. John Wiley and Sons, New York, 571 p.
- HODGSON, C.J., CHAPMAN, R.S.G. et MacGEEHAN, P.J. 1982. Application of exploration criteria for gold deposits of the Superior Province of the Canadian Shield to gold exploration in the Cordillera. Dans Precious metals in the northern Cordillera. Édité par A.A. Levinson. The Association of Exploration Geochemists, Special publication 10, pp. 173-206.
- HODGSON, C.J., HELMSTAEDT, H. et POULSEN, K.H. 1983. Structural criteria for gold exploration : a re-evaluation. *Geological Association of Canada, Abstracts with Programs*, 8, p. A33.
- HOLLAND, H.D. et MALININ, S.D. 1979. The solubility and occurrence of non-ore minerals. Dans Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2e éd. Édité par H.L. Barnes. Wiley Interscience, New York, pp. 461-508.
- HOYLES, N.J.S. 1967. The Sigma Mines (Québec) Limited. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Centennial field excursion. Northwestern Quebec and northern Ontario, pp. 12-13.
- HURST, M.E. 1935. Vein formation at Porcupine, Ontario. *Economic Geology*, 30, pp. 103-125.
- JOLLY, W.T. 1977. Metamorphic history of the Archean Abitibi belt : sample distribution and partial metamorphic zonation. *Commission Géologique du Canada, Rapport d'activités, Partie 77-A*, pp. 191-198.
- _____ 1978. Metamorphic history of the Archean Abitibi belt. Dans Metamorphism in the Canadian Shield. Édité par J.A. Fraser et W.W. Heywood. Commission Géologique du Canada, Papier 78-10, pp. 63-77.
- KELLY, W.C. et RYE, R.O. 1979. Geologic, fluid inclusions, and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. *Economic Geology*, 74, pp. 1721-1822.
- KERRICH, R. 1980. Archean gold bearing chemical sediments and veins : a synthesis of stable isotope and geochemical relations. Dans Genesis of Archean volcanic-hosted gold deposits. Édité par R.G. Roberts. Ontario Geological Survey, Open file report 5293, pp. 137-211.
- KERRICH, R. et ALLISON, I. 1978. Vein geometry and hydrostatics during Yellowknife mineralization. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 15, pp. 1653-1660.

- KERRICH, R. et FRYER, B.J. 1979. Archaean precious-metal hydrothermal systems, Dome mine, Abitibi greenstone belt. II. REE and oxygen isotope relations. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 16, pp. 440-458.
- KERRICH, R. et FYFE, W.S. 1981. The gold-carbonate association : source of CO₂ and CO₂ fixation reactions in Archaean lode deposits. *Chemical Geology*, 33, pp. 265-294.
- KERRICH, R. et HODDER, R.W. 1982. Archaean lode gold and base metal deposits : chemical evidence for metal fractionation into independent hydrothermal reservoirs. *Dans Geology of Canadian gold deposits. Édité par W. Petruk et R.W. Hodder. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume spécial 24*, pp. 144-160.
- KEYS, M.R. 1940. Paragenesis in the Hollinger veins. *Economic Geology*, 35, pp. 611-628.
- KORZHINSKII, D.S. 1970. Theory of metasomatic zoning (traduit par J. Agrell). Clarendon Press, Oxford, 162 p.
- KRAUSKOPF, K.B. 1979. Introduction to geochemistry. 2e éd. McGraw-Hill Book Co., New York, 617 p.
- LARGE, R.R. 1975. Zonation of hydrothermal minerals at the Juno mine, Tennant Creek goldfield, Central Australia. *Economic Geology*, 70, pp. 1387-1413.
- LATULIPPE, M. 1966. The relationship of mineralization to Precambrian stratigraphy in the Matagami Lake and Val d'Or districts of Quebec. Geological Association of Canada, Special paper 3, pp. 21-42.
- _____ 1976. Excursion géologique Val d'Or - Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources, DP-367(v), 124 p.
- LOWDON, J.A., STOCKWELL, C.H., TIPPER, H.W. et WANLESS, R.K. 1963. Age determinations and geological studies (including isotopic ages) - Report 3. Commission Géologique du Canada, Papier 62-17, 140 p.
- MAWDSLEY, J.B. 1938. Late gold and some of its implications. *Economic Geology*, 33, pp. 194-210.
- McKINSTRY, H.E. 1948. Mining geology. Prentice-Hall Inc., New York, 680 p.
- MEYER, C. et HEMLEY, J.J. 1967. Wall rock alteration. *Dans Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Édité par H.L. Barnes. Holt, Rinehart et Winston, Inc., New York*, p. 166-235.

- NORRIS, R.J. et HENLEY, R.W. 1976. Dewatering a metamorphic pile. *Geology*, 4, pp. 333-336.
- PARKER, P.D. 1962. Some effects of environment on ore deposition. *Economic Geology*, 57, pp. 293-324.
- PHILLIPS, W.J. 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *Journal of the Geological Society of London*, 128, pp. 337-359.
- POULSEN, K.H. 1983. Structural setting of vein-type gold mineralization in the Mine Centre - Fort Frances area : implications for the Wabigoon sub-province. Dans *Geology of gold in Ontario*. Édité par A.C. Colvine. Ontario Geological Survey, Miscellaneous paper 110, pp. 174-180.
- RAMSAY, J.G. 1980a. Shear zone geometry : a review. *Journal of Structural Geology*, 2, pp. 83-99.
- _____ 1980b. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, 284, pp. 135-139.
- RAMSAY, J.G. et GRAHAM, R.H. 1970. Strain variation in shear belts. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 7, pp. 786-813.
- RAMSAY, J.G. et ALLISON, I. 1979. Structural analysis of shear zones in an alpinized Hercynian granite. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 59, pp. 251-279.
- RIGG, D.M. et HELMSTAEDT, H. 1980. Relations between structures and gold mineralization in the Campbell Red Lake and Dickenson mines, Red Lake district, Ontario. Dans *Genesis of Archean volcanic-hosted gold deposits*. Édité par R.G. Roberts. Ontario Geological Survey, Open file report 5293, pp. 243-278.
- RITTER, C.J. 1971. Trace elements of gold-bearing quartz veins of the Lamaque mine, Bourlamaque, P.Q., Canada. Thèse de Ph.D., Université du Michigan, 214 p.
- RIVERIN, G. 1977. Wall-rock alteration at the Millenbach mine, Noranda; Québec. Thèse de Ph.D., Université Queen's, 255 p.
- ROEDDER, E. 1968. The noncolloidal origin of colloform textures in sphalerite ores. *Economic Geology*, 63, pp. 451-471.
- ROSE, A.W. et BURT, D.M. 1979. Hydrothermal alteration. Dans *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2e éd. Édité par H.L. Barnes. Wiley Interscience, New York, pp. 173-235.

- SALES, R.H. et MEYER, C. 1950. Interpretation of wallrock alteration at Butte, Montana. Colorado School of Mines Quarterly, 45(1B), pp. 261-274.
- SECOR, D.T. Jr. 1965. Role of fluid pressure in jointing. American Journal of Science, 263, pp. 633-646.
- _____ 1968. Mechanics of natural extension fracturing at depth in the earth's crust. Dans Proceedings, Conference on research in tectonics. Édité par A.J. Baer et D.K. Norris. Commission Géologique du Canada, Papier 68-52, pp. 3-48.
- SIBSON, R.H., MOORE, J. McM. et RANKIN, A.H. 1975. Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism. Journal of the Geological Society of London, 131, pp. 653-659.
- SIENKO, M.J. et PLANE, R.A. 1966. Chemistry : principles and properties. McGraw-Hill Book Co., New York, 623 p.
- SKINNER, B.J. 1979. The many origins of hydrothermal mineral deposits. Dans Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2e éd. Édité par H.L. Barnes. Wiley Interscience, New York, pp. 1-21.
- SPRY, A. 1969. Metamorphic textures. Pergamon Press Ltd., Oxford, 350 p.
- TOULMIN, P. et CLARK, S.P. 1967. Thermal aspects of ore formation. Dans Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Édité par H.L. Barnes. Holt, Rinehart et Winston, Inc., New York, p. 437-464.
- TURNER, F.J. 1968. Metamorphic petrology. Mineralogical and Field Aspects. McGraw-Hill Book Co., New York, 403 p.
- WHITE, W.H. 1943. The mechanism and environment of gold deposition in veins. Economic Geology, 28, pp. 512-532.

ANNEXE I

DÉTERMINATION DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DE QUELQUES MINÉRAUX
À LA MICROSONDE ÉLECTRONIQUE

ANNEXE Ia: MÉTHODE D'ANALYSE.

La composition chimique du plagioclase, du carbonate, de la tourmaline, de la chlorite, du mica blanc, de l'or et des tellures a été déterminée à l'aide d'une microsonde électronique MAC par spectrométrie de dispersion d'énergie (energy dispersive spectrometry). Un faisceau d'électrons d'environ 10 μm de diamètre, généré sous une tension de 15 kv, a été dirigé sur le minéral à analyser durant 100 s. L'intensité du courant d'échantillon a été calibrée à 20 nA sur un standard de bénomote.

Pour les silicates et les carbonates, la concentration des éléments majeurs a été déterminée par comparaison avec les standards suivants: albite pour le Na; diopside pour le Mg, le Al et le Si; orthose pour le K; grenat pour le Ca et le Fe; ilménite pour le Ti; et rhodonite pour le Mn. Dans le cas de l'or et des tellures, des éléments natifs purs ont été utilisés comme standards pour le Au, le Ag, le Bi et le Te; de la pyrite a été utilisée comme standard pour le Fe.

Afin d'évaluer la précision des analyses, la composition chimique de trois standards a été déterminée suivant la même procédure que pour les minéraux des veines et des épontes. Les résultats sont présentés au tableau qui suit, exprimés en pourcentage-poids d'oxyde. Ces résultats démontrent que la précision est meilleure que 2%, sauf pour le MnO. L'erreur élevée sur la concentration de cet oxyde (18%) est attribuable à une teneur très faible dans le standard en question.

	albite		diopside		grenat	
	A	B	A	B	A	B
Na ₂ O	11.94	11.83	5.40	5.36	-	-
MgO	-	-	12.00	12.00	11.33	11.59
Al ₂ O ₃	19.39	19.44	8.85	8.82	22.06	22.21
SiO ₂	68.67	68.71	56.75	56.90	39.58	39.20
K ₂ O	-	0.02	-	-	-	-
CaO	-	-	17.00	16.82	4.18	4.22
TiO ₂	-	-	-	-	-	0.08
MnO	-	-	-	-	0.40	0.49
FeO	-	-	-	-	22.45	22.20

A: valeur de notre analyse
 B: valeur établie pour le standard

De plus, de manière à standardiser les analyses des minéraux hydratés, nous avons analysé un ou plusieurs grains de plagioclase dans chaque lame mince qui en contenait. Nous avons ensuite multiplié la concentration des divers oxydes des minéraux hydratés de cette lame par le facteur de normalisation nécessaire pour porter la somme des oxydes du plagioclase à 100.

Dans les annexes Ib à If, la concentration des oxydes est donnée en pourcentage-poids et la concentration de Fe total est exprimée sous forme de FeO. Les symboles utilisés sont les suivants:

N-A: roche non-altérée
 AC: zone d'altération cryptique
 AV: zone d'altération visible
 V: veine
 L: lave mafique
 DP: diorite porphyrique
 PF: porphyre feldspathique
 T: veine de tension
 VS: veine sub-verticale

ANNEXE Ib: COMPOSITION CHIMIQUE DU PLAGIOCLASE

no. de la lame	802-06			2021-08		2103-12			2103-13c		2209-10		2209-12
no. d'analyse	ab-1	ab-2	ab-3	ab-1	ab-2	ab-1	ab-2	ab-3	ab-1	ab-2	ab-1	ab-2	ab-1
occurrence	AC	V	V	AC	AC	AV	AV	AV	AV	AV	N-A	N-A	AC
type d'éponte	DP	DP	DP	DP	DP	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF
type de veine	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T
SiO ₂	64.95	63.74	63.11	67.45	65.36	67.51	67.31	64.46	67.34	67.84	67.18	67.52	67.49
Al ₂ O ₃	21.42	22.92	23.62	20.12	21.42	20.94	19.77	19.88	20.21	21.52	20.50	20.76	20.27
Na ₂ O	8.41	9.60	9.20	11.13	10.83	10.91	11.00	10.41	11.58	13.70	10.91	10.97	11.03
CaO	3.83	3.59	4.20	1.26	2.35	1.72	0.73	1.99	0.87	1.37	1.07	1.07	0.96
K ₂ O	-	-	-	-	0.01	-	0.11	0.25	-	-	-	-	0.23
total	98.60	100.13	99.85	99.96	99.97	101.08	98.92	96.99	96.40	104.43	99.66	100.32	99.98
Nombre de cations sur la base de 8 atomes d'oxygène													
Si	2.887	2.815	2.783	2.955	2.879	2.928	2.974	2.923	2.951	2.929	2.947	2.943	2.955
Al	0.113	0.217	0.185	0.045	0.121	0.072	0.027	0.077	0.049	0.071	0.052	0.057	0.045
	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	1.008	1.011	1.008	0.994	0.991	0.998	1.000	0.985	0.994	0.992	1.008	1.010	1.001
Na	0.726	0.787	0.822	0.946	0.925	0.917	0.942	0.915	0.987	0.928	0.970	0.927	0.937
Ca	0.182	0.198	0.170	0.059	0.111	0.080	0.035	0.097	0.041	0.062	0.050	0.050	0.045
K	-	-	-	-	0.001	-	0.007	0.015	-	-	-	-	0.013
	0.909	0.985	0.992	1.005	1.037	0.997	0.983	1.026	1.029	1.032	0.979	0.977	0.995
total	4.915	4.996	5.000	4.999	5.028	4.995	4.986	5.011	5.020	5.025	4.986	4.987	4.997
Zanorthite	20	20	17	6	11	8	4	9	4	6	5	5	5

ANNEXE Ib (SUITE): COMPOSITION CHIMIQUE DU PLAGIOCLASE

no. de la lame	2304-01c		2304-03a			3220-01a
no. d'analyse	ab-1	ab-2	ab-2	ab-3	ab-4	ab-1
occurrence	AV	AV	AV	AV	AV	AC
type d'éponte	PF	PF	PF	PF	PF	DP
type de veine	T	T	T	T	T	T
SiO ₂	68.26	67.07	66.76	66.73	67.14	64.23
Al ₂ O ₃	19.89	20.61	21.30	20.86	20.48	22.03
Na ₂ O	11.52	11.06	10.73	10.85	11.11	9.67
CsO	0.35	1.12	1.92	1.49	1.01	3.84
K ₂ O	-	-	-	-	-	0.10
total	100.03	99.86	100.71	99.93	99.74	99.87
Nombre de cations sur la base de 8 atomes d'oxygène						
Si	2.980	2.940	2.090	2.926	2.945	2.840
Al	0.020	0.060	0.091	0.074	0.055	0.160
	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	1.003	1.005	1.002	1.004	1.005	0.988
Na	0.976	0.940	0.906	0.923	0.945	0.828
Ca	0.016	0.053	0.090	0.070	0.048	0.182
K	-	-	-	-	-	0.006
	0.992	0.992	0.996	0.993	0.993	1.016
total	4.996	4.997	4.998	4.997	4.998	5.003
Zanorthite	2	5	9	7	5	18

ANNEXE 1c: COMPOSITION CHIMIQUE DES CARBONATES

no. de la lame	540-02		802-06				1406-03	1801-03			2021-08		2103-12
no. d'analyse	ca-1	ca-2	ca-1	ca-2	ca-3	ca-4	ca-1	ca-1	ca-2	ca-3	ca-1	ca-2	ca-1
occurrence	V	V	V	V	AC	AC	AC	V	V	AV	AV	AV	AV
type d'éponte	L	L	DP	DP	DP	DP	L	L	L	L	DP	DP	PF
type de veine	SV	SV	T	T	T	T	SV	SV	SV	SV	T	T	T

Nombre de cations sur la base de 6 atomes d'oxygène

Ca	5.826	5.808	5.605	5.339	5.848	5.837	5.533	2.978	3.014	5.550	5.923	5.970	5.958
Mg	0.064	0.064	0.089	0.268	0.030	0.053	0.260	1.894	2.000	0.258	0.040	0.012	0.005
Fe	0.058	0.074	0.184	0.218	0.034	0.034	0.131	1.080	0.936	0.125	-	-	0.004
Mn	0.052	0.054	0.122	0.175	0.088	0.076	0.075	0.048	0.050	0.067	0.037	0.018	0.033
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
total	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000

no. de la lame	2103-13c		2209-12				2304-01c		2304-03a	3220-01a		
no. d'analyse	ca-1	ca-2	ca-1	ca-2	ca-3	ca-4	ca-1	ca-2	ca-1	ca-1	ca-2	ca-3
occurrence	AV	AV	V	V	AC	AC	V	V	V	V	V	V
type d'éponte	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	DP	DP	DP
type de veine	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T

Nombre de cations sur la base de 6 atomes d'oxygène

Ca	5.892	5.883	5.948	5.981	5.936	5.927	5.838	5.540	5.806	3.017	3.027	5.451
Mg	0.033	0.036	-	-	0.012	0.022	0.096	0.307	0.079	1.927	1.909	0.231
Fe	-	0.014	-	0.003	0.007	0.008	0.066	0.153	0.026	0.971	0.975	0.178
Mn	0.054	0.067	0.036	0.016	0.045	0.043	-	-	0.089	0.085	0.090	0.114
Ti	0.011	-	0.008	-	-	-	-	-	-	-	-	0.013
total	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000

ANNEXE Id: COMPOSITION CHIMIQUE DE LA TOURMALINE

no. de la lame	802-06	1801-03	2021-08		2103-12			2209-12	2304-01c			2304-03a		3220-01a
no. d'analyse	tm-1	tm-1	tm-1	tm-2	tm-1	tm-2	tm-3	tm-1	tm-1	tm-2	tm-3	tm-1	tm-2	tm-1
occurrence	V	AV	V	V	AV	AV	AV	V	V	V	V	V	V	V
type d'éponte	DP	L	DP	DP	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	DP
type de veine	T	SV	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T
Na ₂ O	1.87	2.00	2.18	2.34	2.32	2.93	3.35	2.31	3.02	3.16	3.15	2.99	3.15	2.19
MgO	7.69	9.06	7.48	7.41	8.13	7.96	7.15	8.43	8.86	8.16	8.61	8.24	8.12	7.42
Al ₂ O ₃	30.28	28.60	30.87	30.70	29.23	29.91	28.02	30.51	29.16	28.81	26.35	29.22	29.36	29.48
SiO ₂	35.62	37.18	37.78	38.01	35.17	36.24	39.95	36.07	36.89	36.57	36.89	36.57	36.26	36.03
K ₂ O	-	-	0.01	0.07	-	-	-	-	-	-	0.03	-	-	-
CaO	0.51	0.94	0.58	0.51	0.82	0.67	0.67	0.62	0.53	0.54	0.76	0.19	0.30	0.58
TiO ₂	0.41	0.75	0.40	0.36	1.22	0.68	0.62	0.29	0.25	0.43	2.17	0.27	0.14	0.39
FeO	7.91	6.33	8.58	8.71	9.16	7.54	7.01	9.09	6.71	8.12	9.31	6.96	6.89	7.40
total	84.29	84.85	87.97	88.11	86.05	85.93	86.77	87.32	85.42	85.79	87.27	84.44	84.22	83.48

ANNEXE Ie: COMPOSITION CHIMIQUE DE LA CHLORITE

no. de la lame	540-02		1406-03		1801-03		2103-12			2103-13c 2209-10				2209-12		3220-01a	
no. d'analyse	ch-1	ch-2	ch-1	ch-1	ch-2	ch-1	ch-2	ch-3	ch-1	ch-1	ch-2	ch-3	ch-1	ch-2	ch-1	ch-2	
occurrence	V	V	AV	AV	AV	AV	AV	AV	AC	AC	AC	AC	AC	AC	V	V	
type d'éponte	L	L	L	L	L	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	DP	DP	
type de veine	SV	SV	SV	SV	SV	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	
MgO	19.96	19.86	17.90	20.98	21.20	7.29	7.16	7.58	16.97	17.17	17.28	17.62	16.25	17.26	20.19	20.49	
Al ₂ O ₃	21.19	21.77	21.70	21.03	21.18	25.25	24.40	23.88	21.03	20.58	19.44	19.60	21.58	20.37	20.81	20.70	
SiO ₂	26.50	26.35	26.06	27.38	27.52	22.72	22.32	21.84	25.44	24.87	25.97	25.77	25.76	25.22	27.11	27.18	
FeO	19.37	20.12	21.85	18.29	18.33	34.38	33.15	32.51	24.91	22.03	22.75	22.01	24.64	23.87	19.50	19.40	
MnO	0.25	0.27	0.29	-	-	1.14	1.09	0.78	0.23	0.19	0.22	0.12	0.23	0.20	0.29	0.21	
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	0.44	-	-	-	-	-	0.14	-	
Na ₂ O	-	-	-	-	-	0.12	0.46	0.46	-	-	-	-	-	-	-	-	
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.11	0.08	-	-	
total	87.27	88.37	87.79	87.77	88.23	90.90	88.72	87.48	89.02	84.84	85.66	85.12	88.57	87.00	88.04	87.98	

Nombre de cations sur la base de 28 atomes d'oxygène

Si	5.417	5.352	5.378	5.530	5.528	4.865	4.901	4.855	5.276	5.345	5.539	5.618	5.351	5.336	5.507	5.519
Al	2.583	2.648	2.622	2.470	2.472	3.135	3.099	3.145	2.724	2.655	2.461	2.382	2.649	2.664	2.493	2.481
	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	2.552	2.563	2.656	2.538	2.452	3.234	3.214	3.112	2.414	2.557	2.428	2.557	2.636	2.414	2.489	2.473
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	0.069	-	-	-	-	-	0.020	-
Fe	.417	.352	.378	.530	.528	6.155	6.086	6.043	4.320	3.958	4.057	3.935	4.281	4.223	3.312	3.293
Mn	0.042	0.046	0.050	-	-	0.207	0.202	0.147	0.040	0.035	0.039	0.021	0.042	0.037	0.050	0.036
Mg	6.081	6.015	5.507	6.316	6.345	2.329	2.343	2.513	5.243	5.499	5.492	5.618	5.033	5.440	6.112	6.200
Na	-	-	-	-	-	0.050	0.195	0.197	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	0.102	-	-	-	-	0.030	0.023	-	-
	11.957	12.042	11.984	11.966	11.965	11.975	12.041	12.115	12.086	12.049	12.017	12.022	12.021	12.136	11.982	12.004
total	19.957	20.042	19.984	19.966	19.965	19.975	20.041	20.115	20.086	20.049	20.017	20.022	20.021	20.136	19.982	20.004

ANNEXE If: COMPOSITION CHIMIQUE DU MICA BLANC

no. de la lame	802-06			1406-03	1801-03		2103-12	2103-13c			2209-12	
no. d'analyse	mi-1	mi-2	mi-3	mi-1	mi-1	mi-2	mi-1	mi-1	mi-2	mi-3	mi-1	mi-2
occurrence	AC	AC	AC	AV	AV	AV	AV	V	V	AC	AC	AC
type d'éponte	DP	DP	DP	L	L	L	PD	PF	PF	PF	PF	PF
type de veine	T	T	T	SV	SV	SV	T	T	T	T	T	T
Na ₂ O	0.53	0.63	0.50	0.55	0.60	0.21	0.56	0.54	0.57	0.21	0.06	0.08
MgO	1.93	1.80	1.76	1.94	2.04	2.17	1.74	2.13	2.49	2.44	2.56	2.75
Al ₂ O ₃	32.19	32.07	31.90	33.61	32.51	31.93	32.47	34.09	34.29	36.48	31.05	30.27
SiO ₂	45.68	44.63	44.54	47.30	45.17	45.51	43.62	44.95	46.19	47.06	46.03	46.51
K ₂ O	9.53	9.32	9.25	9.91	9.50	9.37	9.53	9.55	9.55	10.14	10.45	10.36
FeO	2.01	1.80	1.96	1.65	1.63	1.44	1.34	1.76	1.93	1.65	3.11	3.16
BaO	0.46	0.46	0.49	-	1.39	1.86	-	0.33	0.63	0.50	0.58	0.65
total	92.33	90.25	90.36	94.97	92.84	92.48	89.26	93.35	95.65	98.48	93.85	93.78

Nombre de cations sur la base de 22 atomes d'oxygène

Si	6.298	6.258	6.269	6.294	6.234	6.305	6.191	6.121	6.150	6.073	6.317	6.387
Al	1.702	1.742	1.731	1.706	1.766	1.695	1.809	1.879	1.850	1.927	1.683	1.613
	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	3.527	3.558	3.560	3.564	3.521	3.518	3.624	3.593	3.531	3.621	3.338	3.286
Mg	0.396	0.377	0.370	0.385	0.419	0.447	0.368	0.431	0.495	0.468	0.357	0.363
Fe	0.231	0.211	0.231	0.183	0.189	0.166	0.160	0.201	0.216	0.178	0.523	0.562
	4.154	4.146	4.161	4.132	4.129	4.131	4.152	4.225	4.242	4.267	4.218	4.211
K	1.675	1.667	1.661	1.683	1.672	1.655	1.724	1.658	1.621	1.670	1.830	1.815
Na	0.142	0.173	0.138	0.142	0.161	0.057	0.156	0.142	0.149	0.050	0.018	0.023
Ba	0.024	0.026	0.027	-	0.075	0.101	-	0.018	0.033	0.026	0.031	0.035
	1.841	1.866	1.826	1.825	1.908	1.813	1.880	1.818	1.803	1.746	1.879	1.873
total	13.996	14.012	13.985	13.959	14.039	13.954	14.032	14.043	14.044	14.013	14.097	14.083

ANNEXE Ig: COMPOSITION CHIMIQUE DE GRAINS D'OR

no. de la lame	2021-08		2103-12		2209-12		2304-01c					2304-03a		2304-03c
no. d'analyse	au-1	au-2	au-1	au-2	au-1	au-2	au-1	au-2	au-3	au-4	au-5	au-1	au-2	au-1
occurrence	V	V	AV	AV	V	V	V	V	V	V	V	V	V	V
type d'éponte	DP	DP	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF
type de veine	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T
Au*	89.23	88.74	87.80	89.30	92.38	92.94	88.47	89.14	88.66	88.49	88.63	85.74	88.50	89.30
Ag	10.77	11.26	12.20	10.70	7.62	7.06	11.53	10.86	11.34	11.51	11.37	14.26	11.50	10.70

*: composition en pourcentages atomiques

ANNEXE I h: COMPOSITION CHIMIQUE DES TELLURURES

calavérite

no. de la lame	2304-01c	
	cv-1	cv-2
no. d'analyse	V	V
occurrence	PF	PF
type d'éponte	T	T
type de veine		

Te*	67.39	67.33
Au	32.61	32.67

frohbergite

no. de la lame	2021-08		2304-03a	
	fr-1	fr-2	fr-1	fr-2
no. d'analyse	V	V	V	V
occurrence	DP	DP	PF	PF
type d'éponte	T	T	T	T
type de veine				

Fe*	33.12	33.02	32.87	33.02
Te	66.88	66.98	67.13	66.98

petzite

no. de la lame	2304-03a		
	pz-1	pz-2	pz-3
no. d'analyse	V	V	V
occurrence	PF	PF	PF
type d'éponte	T	T	T
type de veine			

Ag*	48.97	49.01	49.05
Te	34.59	34.55	34.54
Au	16.44	16.44	16.41

tellurobismuthite

no. de la lame	2021-08			2304-01c	
	tb-1	tb-2	tb-3	tb-1	tb-2
no. d'analyse	V	V	V	V	V
occurrence	DP	DP	DP	PF	PD
type d'éponte	T	T	T	T	T
type de veine					

Te*	60.00	60.00	60.32	59.12	59.67
Bi	40.00	40.00	39.68	40.88	40.33

*: composition en pourcentages atomiques

ANNEXE II

DÉTERMINATION DE LA DENSITÉ DES ÉCHANTILLONS

ANNEXE II: DENSITÉ DES ÉCHANTILLONS (exprimée en g/cc)

échantillon	densité	échantillon	densité
1313-01a	2.773	2209-01a	2.695
1313-01b	2.765	2209-01b	2.751 (2.751)
1313-01c	2.766	2209-01c	2.703 (2.705)
1313-02	2.774 (2.775)*	2209-01d	2.752
		2209-01e	2.762
1901-10	2.737 (2.740)	2209-02	2.763
1901-11	2.735	2209-10	2.789
1901-12	2.759 (2.758)	2209-12a	2.741
		2209-12b	2.751
2102-01	2.848 (2.846) (2.847)		
2102-03	2.776 (2.777)	3830-08	2.756 (2.761)
2102-04	2.751	3830-09	2.753
2102-05	2.754	3830-10	2.767
2102-06	2.772	3830-11	2.809 (2.808)
		3830-12	2.781
2103-10a	2.732	3830-13	2.809 (2.813)
2103-10b	2.747	3830-14	2.803 (2.805)
2103-10c	2.770		
2103-10d	2.750 (2.742)	quartz	2.648
2103-10e	2.791	quartz	2.645
2103-10f	2.753	quartz	2.646
2103-13a	2.980		
2103-13b	2.841		
2103-13c	2.738		
2103-13d	2.711		
2103-13e	2.742		
2103-14	2.744		

*: les densités entre parenthèses représentent d'autres mesures sur le même échantillon.

ANNEXE III

ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHE

ANNEXE IIIa: MÉTHODE DE PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS

Lors de la préparation des échantillons pour analyse chimique, nous avons procédé par les étapes suivantes:

- 1) Débitage de l'échantillon en plaquettes de 0.5 à 1 cm d'épaisseur avec une scie au diamant.
- 2) Polissage des plaquettes au carborundum et nettoyage à l'eau courante pour éviter toute contamination par la scie.
- 3) Concassage manuel des plaquettes enveloppées individuellement dans des sacs en matière plastique avec un marteau.
- 4) Concassage en fragments millimétriques avec un concasseur à mâchoires de porcelaine.
- 5) Broyage final à -200 mailles dans un broyeur à anneaux en carbure de tungstène (nettoyé à la silice après chaque échantillon).

ANNEXE IIIb: MÉTHODES D'ANALYSE

Les éléments suivants ont été analysés par fluorescence-X:

Si, Ti, Al, Ca, K, Na, Mg, Fe(total), P, Mn et S. Les analyses ont été effectuées au Laboratoire de géochimie analytique de l'Ecole Polytechnique par V. J. Kubat à l'aide d'un spectrographe Phillips PW 1220 semi-automatique. Les pastilles de verre ont été produites par fusion du mélange suivant dans des creusets en platine: 1 g de poudre de roche - 2 g d'oxydant - 5 g de fondant - une quantité équivalente de fondant correspondant à la concentration des volatils H₂O et CO₂.

La concentration de FeO a été déterminée par dosage colorimétrique au laboratoire de géochimie analytique de l'Ecole Polytechnique. Après avoir fait chauffer 0.5 g de poudre de roche dans un mélange d'acide fluoridrique et d'acide sulfurique pendant 5 minutes, nous avons titré la solution avec du dichromate de potassium. Dans les échantillons contenant beaucoup de pyrite, cette procédure n'a pas suffi à mettre en solution tout le fer ferreux de la pyrite; la concentration de fer ferrique calculée pour ces échantillons est donc erronée. C'est pourquoi nous utilisons la quantité de Fe(total) exprimée sous forme de FeO dans les profils chimiques.

La concentration des volatils CO₂ et H₂O(total) a été déterminée au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal avec un chromatographe Hewlett-Packard CHN-185-B selon les instructions du manufacturier.

L'or a été analysé par activation neutronique. Ces analyses

ont été effectuées par J.L.Bastien avec le réacteur Slowpoke II à flux de 10^{11} n/cm².s de l'Ecole polytechnique. De 1 à 2 g de poudre de roche ont été irradiés pendant 15 minutes, ce qui permet une limite de détection de 30 ppb.

Les analyses du B ont été réalisées par spectrométrie d'émission au plasma dans les laboratoires du Saskatchewan Research Council.

L'appareil utilisé est un Perkin-Elmer ICP 5500.

ANNEXE IIIc: PRÉCISION DES ANALYSES

La justesse et la reproductibilité des analyses chimiques par fluorescence-X et par colorimétrie sont meilleures que 10% (V.J. Kubat, comm. pers., 1983). La justesse des analyses par fluorescence-X a été vérifiée en incluant trois standards parmi nos échantillons. Les résultats (exprimés en pourcentage-poids) présentés au tableau qui suit démontrent que la justesse de ces analyses est effectivement meilleure que 5% pour la majorité des éléments.

	AGV-1		BCR-1		SY-3	
	A	B	A	B	A	B
SiO ₂	59.90	59.72	54.75	54.85	59.80	59.68
TiO ₂	1.07	1.05	2.25	2.22	0.12	0.15
Al ₂ O ₃	17.12	17.22	13.62	13.68	11.62	11.80
CaO	4.95	5.00	6.92	6.98	8.13	8.26
K ₂ O	2.90	2.93	1.68	1.68	4.17	4.24
Na ₂ O	4.35	4.31	3.35	3.29	4.05	4.15
MgO	1.55	1.55	3.80	3.49	2.75	2.64
Fe(total)	4.86	4.82	9.61	9.46	4.56	4.50
S	0.01	0.01	0.05	0.04	0.05	0.05
P ₂ O ₅	0.48	0.50	0.35	0.33	0.51	0.54

A: valeur obtenue

B: valeur établie pour le standard

La justesse des analyses des volatils CO₂ et H₂O(total) déterminée par chromatographie en phase gazeuse a aussi été évaluée en analysant des standards. Les résultats sont reportés au tableau qui suit. Cette justesse est de l'ordre de 10% pour les deux volatils; à de faibles concentrations (1%), la justesse des analyses de H₂O est moindre.

	MRG-1			GCA-3				rhyolite	
	A	A	B	A	A	A	B	A	B
CO ₂	1.09	1.01	0.99	0.54	0.49	0.48	0.54	1.78	1.70
H ₂ O	0.43	0.69	0.60	3.70	3.59	3.50	3.60	1.36	1.40

A: valeur obtenue

B: valeur établie pour le standard

Les analyses d'or ont une justesse meilleure que 5% à des concentrations supérieures à 100 ppb pour un temps d'irradiation de 15 minutes (J.L. Bastien, comm. pers., 1983). La reproductibilité est cependant grandement affectée par l'inhomogénéité de la distribution de l'or dans l'échantillon. D'après A. Holsten (comm. pers., 1983) qui a effectué les analyses de B, la justesse de ces analyses est de 10% à des concentrations de B de l'ordre de 1500 ppm.

ANNEXE IIIId: ANALYSES CHIMIQUES

Les analyses chimiques reportées dans le tableau qui suit sont regroupées par profils chimiques (s'il y a lieu) afin que le lecteur puisse facilement examiner les changements chimiques survenus dans les épontes altérées en bordure des divers types de veines. La concentration des oxydes est donnée en pourcentage-poids, sauf celles de l'or et du bore qui sont données en ppm. La distance de la veine est donnée en cm, sauf indication contraire. Les symboles utilisés sont les suivants:

- L: lave mafique
- DP: diorite porphyrique
- FP: porphyre feldspathique
- N-A: roche non-altérée
- AC: zone d'altération cryptique
- AV: zone d'altération visible
- T: veine de tension
- SV: veine sub-horizontale

ANNEXE IIId (SUITE): ANALYSES CHIMIQUES

Profil	Roches non-altérées, le plus loin possible de veines							1313-01			
échantillon	501-01	1401-02	2001-01	2001-02	2901-01	2902-01	3801-01	1313-01a	1313-01b	1313-01c	1313-02
distance de la veine	10 m	10 m	10 m	10 m	10 m	10 m	10 m	1.8	8.0	14.5	70
type de roche	DP-	DP	PF	DP	DP	PF	PF	L	L	L	L
faciès d'altération	N-A	N-A	N-A	N-A	N-A	N-A	N-A	AV	AC	AC	N-A
type de veine	-	-	-	-	-	-	-	T	T	T	T
SiO ₂	59.74	59.60	62.41	60.74	60.29	59.57	59.79	55.07	56.76	59.12	57.31
TiO ₂	0.43	0.43	0.56	0.49	0.51	0.60	0.69	1.45	1.30	1.25	1.28
Al ₂ O ₃	17.67	17.90	16.37	16.88	17.56	16.50	16.62	13.33	16.16	16.07	17.12
CaO	4.57	5.69	3.87	3.24	5.00	4.86	5.18	6.39	3.02	2.33	1.93
K ₂ O	0.48	0.30	1.43	0.66	0.52	1.02	1.46	0.08	0.44	0.67	1.11
Na ₂ O	4.24	4.27	4.16	6.18	4.14	4.75	3.92	4.69	4.47	4.23	3.74
MgO	2.90	2.88	1.99	2.16	2.57	2.39	2.87	2.89	4.30	3.87	4.23
Fe(total)	4.22	3.94	3.28	4.08	4.64	3.63	4.17	6.35	6.49	6.17	6.75
FeO	3.98	3.51	3.51	4.24	4.71	3.45	4.37	4.05	5.61	5.76	6.32
Fe ₂ O ₃	1.61	1.73	0.79	1.12	1.40	1.36	1.11	4.58	3.04	2.42	2.63
S	0.32	0.08	0.41	0.60	0.06	0.19	0.28	2.06	0.20	0.40	0.23
P ₂ O ₅	0.07	0.09	0.19	0.09	0.11	0.21	0.24	0.15	0.12	0.14	0.14
CO ₂	0.91	0.86	1.85	1.43	0.58	2.43	1.32	4.05	1.59	1.06	0.75
H ₂ O(total)	2.37	2.01	1.79	1.74	1.90	1.96	1.46	2.12	3.38	3.09	3.60
MnO	-	-	-	-	-	-	-	0.17	0.16	0.14	0.13
total	99.29	99.35	99.33	99.57	99.35	99.29	99.31	101.08	100.55	100.55	100.52
B	-	-	-	-	-	-	-	40	10	50	10
Au	-	-	-	-	-	-	-	9.40	1.17	0.85	0.07

ANNEXE III d (SUITE): ANALYSES CHIMIQUES

profil	1901-01			2102-01				
	1901-10	1901-11	1901-12	2102-01	2102-03	2102-04	2102-05	2102-06
échantillon								
distance de la veine	2.0	38	4.5 m	15 m	6 m	3 m	1.8 m	30
type de roche	DP	DP	DP	L	L	L	L	L
faciès d'altération	AC	AC	N-A	N-A	N-A	N-A	AC	AC
type de veine	T	T	T	SV	SV	SV	SV	SV
SiO ₂	55.95	60.46	54.52	51.41	52.39	56.55	57.72	52.58
TiO ₂	0.47	0.48	0.93	0.88	0.89	0.89	0.79	0.93
Al ₂ O ₃	17.08	17.30	18.70	18.06	18.00	16.82	14.65	18.04
CaO	4.93	3.99	3.77	4.05	5.61	2.47	5.69	3.77
K ₂ O	0.96	1.01	2.16	1.76	1.25	0.56	1.72	2.16
Na ₂ O	5.11	4.92	3.03	0.79	3.25	4.97	2.10	2.98
MgO	2.26	2.36	5.70	6.48	5.62	5.74	4.66	5.66
Fe(total)	3.94	3.98	5.38	8.45	5.50	5.55	4.48	5.38
FeO	3.18	3.77	3.93	8.11	5.30	5.50	4.08	5.35
Fe ₂ O ₃	2.10	1.50	3.32	3.07	1.97	1.82	1.87	1.75
S	0.33	0.08	0.10	0.07	0.01	0.27	0.15	0.11
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.21	0.20	0.21	0.19	0.18	0.21
CO ₂	2.38	1.67	1.13	0.35	2.19	1.05	3.65	2.54
H ₂ O(total)	1.95	2.11	1.92	4.85	3.75	3.37	3.29	4.12
MnO	0.12	0.12	0.17	0.14	0.17	0.13	0.14	0.14
total	100.95	99.88	99.59	100.22	100.61	100.33	100.69	100.34
B	70	40	110	40	20	20	180	20
Au	<0.04	<0.03	<0.03	<0.04	<0.04	0.05	<0.03	0.06

ANNEXE IIIId (SUITE): ANALYSES CHIMIQUES

profil	2103-10						2103-13					
	2103-10a	2103-10b	2103-10c	2103-10d	2103-10e	2103-10f	2103-13a	2103-13b	2103-13c	2103-13d	2103-13e	2103-14
échantillon												
distance de la veine	1.0	2.0	5.0	10.0	12.5	50	1.0	2.5	4.5	6.0	10	60
type de roche	DP	DP	DP	DP	DP	DP	PF	PF	PF	PF	PF	PF
faciès d'altération	AV	AV	AV	AV	AC	N-A	AV	AV	AV	AV	AC	N-A
type de veine	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T
SiO ₂	59.40	62.14	62.12	62.35	56.61	58.85	33.79	40.75	49.59	50.04	59.19	61.28
TiO ₂	0.32	0.25	0.69	0.57	0.52	0.50	1.62	1.27	1.33	2.23	0.70	0.66
Al ₂ O ₃	10.11	11.32	12.15	15.93	17.74	17.13	9.22	10.52	13.04	11.73	16.33	15.66
CaO	11.95	9.97	6.89	5.09	4.72	4.70	14.10	14.52	13.42	14.76	4.65	5.03
K ₂ O	0.04	0.03	1.22	2.11	2.01	1.56	0.03	0.02	0.03	0.02	1.57	0.67
Na ₂ O	3.69	3.33	3.45	4.47	3.67	3.79	4.60	5.38	7.35	6.56	4.12	4.34
MgO	1.12	1.38	0.58	0.28	2.33	2.49	0.59	0.62	0.63	0.66	2.56	2.65
Fe(total)	2.10	2.36	4.41	3.03	4.73	4.54	9.95	6.71	2.25	1.52	4.01	4.19
FeO	0.23	1.16	4.13	3.32	3.84	4.21	0.55	0.72	0.30	0.57	3.06	4.08
Fe ₂ O ₃	2.75	2.09	1.72	0.64	2.50	1.81	13.62	8.79	2.88	1.54	2.33	1.46
S	1.05	0.69	1.98	1.29	1.01	0.13	10.31	6.20	1.81	0.80	0.86	0.12
P ₂ O ₅	0.22	0.18	0.16	0.14	0.14	0.14	0.78	0.65	0.49	0.54	0.23	0.23
CO ₂	8.46	6.77	4.67	3.05	2.74	2.51	10.63	10.76	9.67	10.43	2.94	2.10
H ₂ O(total)	0.36	0.50	0.67	0.94	2.47	2.64	0.00	0.00	0.00	0.13	2.05	1.98
MnO	0.15	0.12	0.15	0.13	0.16	0.15	0.17	0.17	0.18	0.27	0.12	0.14
total	99.85	99.93	100.58	100.31	100.46	100.61	100.01	100.37	100.72	100.28	100.71	100.40
B	3900	5900	2100	440	150	90	100	80	130	140	70	20
Au	54.59	20.10	3.44	4.27	1.23	0.04	51.30	44.10	10.70	6.97	2.93	<0.03

ANNEXE IIIId (SUITE): ANALYSES CHIMIQUES

profil	2209-01								
échantillon	2209-01a	2209-01b	2209-01c	2209-01d	2209-01e	2209-02	2209-10	2209-12a	2209-12b
distance de la veine	1.0	3.0	5.0	8.0	11	80	3 m	1.5	7.0
type de roche	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF	PF
faciès d'altération	AV	AV	AV	AC	AC	AC	N-A	AC	AC
type de veine	T	T	T	T	T	T	T	T	T
SiO ₂	62.49	61.95	63.23	55.18	54.48	61.17	60.28	56.83	58.12
TiO ₂	0.09	0.17	0.34	1.52	0.81	0.60	0.63	0.47	0.64
Al ₂ O ₃	12.00	11.48	13.11	16.84	18.85	17.12	16.98	18.24	16.97
CaO	9.03	7.76	8.30	6.53	5.83	4.26	5.24	5.13	5.05
K ₂ O	0.14	0.33	0.76	0.70	1.23	1.05	0.47	1.56	1.21
Na ₂ O	5.72	5.09	5.10	5.59	5.32	4.60	4.94	5.19	4.89
MgO	0.29	0.25	0.28	2.47	2.97	2.70	2.77	2.68	2.79
Fe(total)	1.96	3.63	1.58	4.35	4.53	4.00	4.18	3.84	4.09
FeO	0.27	0.26	0.33	3.30	3.79	3.06	2.84	3.00	3.24
Fe ₂ O ₃	2.50	4.90	1.89	2.55	2.26	2.32	2.82	2.16	2.25
S	1.69	3.22	0.88	0.44	0.15	0.05	0.04	0.43	0.20
P ₂ O ₅	0.40	0.35	0.35	0.25	0.23	0.21	0.22	0.22	0.23
CO ₂	5.88	5.20	5.27	3.38	2.51	1.08	0.89	2.74	2.24
H ₂ O(total)	0.00	0.00	0.22	1.72	2.43	2.20	2.10	2.30	2.24
MnO	0.13	0.11	0.13	0.17	0.14	0.11	0.11	0.11	0.12
total	100.63	101.07	100.19	100.64	101.00	100.53	100.33	101.06	100.19
B	10	20	50	70	30	80	30	90	50
Au	0.35	1.02	0.50	0.43	0.09	<0.03	<0.04	2.12	0.29

ANNEXE IIIId (SUITE): ANALYSES CHIMIQUES

profil	3830-08						
échantillon	3830-14	3830-08	3830-09	3830-10	3830-11	3830-12	3830-13
distance de la veine	6 m	2 m	1.2 m	73	30	15	2
type de roche	DP						
faciès d'altération	N-A	N-A	AC	AC	AC	AC	AV
type de veine	SV						
SiO ₂	58.31	58.13	59.01	57.68	59.14	56.44	56.99
TiO ₂	0.50	0.59	0.59	0.55	0.59	0.52	0.58
Al ₂ O ₃	17.73	16.92	17.47	16.57	17.98	16.27	16.40
CaO	6.45	5.77	5.08	6.83	4.43	8.14	6.00
K ₂ O	0.33	0.56	0.65	1.19	2.99	2.23	1.75
Na ₂ O	3.42	3.92	4.05	3.33	2.20	2.62	3.23
MgO	3.63	3.39	3.31	2.98	3.06	3.07	2.90
Fe(total)	4.89	5.20	5.14	5.12	5.56	4.78	4.79
FeO	4.17	4.70	4.65	4.43	5.35	4.54	3.41
Fe ₂ O ₃	2.36	2.21	2.18	2.40	2.00	1.79	3.06
S	0.01	0.03	0.01	0.10	0.62	0.42	1.15
P ₂ O ₅	0.09	0.13	0.12	0.13	0.14	0.13	0.11
CO ₂	0.88	1.46	1.10	2.25	0.38	2.35	2.91
H ₂ O(total)	2.33	2.16	2.28	1.69	1.36	0.73	1.18
MnO	0.12	0.15	0.14	0.14	0.11	0.17	0.13
total	100.33	100.12	100.64	100.27	100.35	99.42	99.80
B	50	90	50	120	230	1750	4200
Au	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.22