

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
JEAN LACROIX
B.S.C.A

MODIFICATIONS STRUCTURALES DU DÉPOT DE SULFURES
MASSIFS ARCHÉEN DE GREVET, RÉGION DE
LEBEL-SUR-QUÉVILLON

Décembre 1992



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

Résumé

Le dépôt de sulfures massifs de Grevet (Zn-Cu-Ag) est situé au centre de la ceinture de roches vertes archéennes de l'Abitibi au sein de la zone de déformation de Cameron (ZDC). Cette zone de déformation fait partie de la famille des failles SE. De pendage vertical cette zone suit la direction N118° et peut atteindre par endroit une épaisseur de 5 km. Le dépôt de Grevet est composé de plusieurs lentilles minéralisées d'épaisseur métrique. Les roches hôtes se caractérisent par l'alternance de laves mafiques et felsiques et de roches volcanoclastiques, recoupées par plusieurs générations de dykes mafiques et felsiques.

Les principales caractéristiques structurales de la région de Grevet sont: (1) une foliation mylonitique orientée N298° à pendage subvertical; (2) une linéation d'étirement subhorizontale (N115°/08); (3) des plis asymétriques en forme de Z avec des axes subhorizontaux; (4) des enveloppes minéralisées dont l'axe long est parallèle à la linéation d'étirement; (5) des axes de boudins subverticaux; (6) des lentilles minéralisées retrouvées de plus en plus profondément du SW vers le NE; (7) des indicateurs cinématiques dextres; (8) un clivage de crénulation E-W associé avec de petits plis asymétriques en Z et (9) des fractures tardives et des kink bands.

Les lentilles minéralisées sont espacées approximativement de 100 mètres l'une de l'autre et montrent un parallélisme avec la foliation mylonitique. Les épaisseurs varient de 5 cm à 12 m sur des profondeurs excédant les 100 mètres. Les lentilles minéralisées comprennent trois faciès: 1) un faciès massif de pyrite et sphalérite; 2) un faciès bréchique ou à filonnets de sphalérite et pyrite; et 3) un faciès de pyrite disséminée. Ces trois faciès sont distribués irrégulièrement à l'intérieur des lentilles. Les roches, de part et d'autre des lentilles, sont caractérisées par un patron symétrique des altérations. Les lentilles minéralisées ont été considérablement modifiées durant la déformation. Les phases métalliques montrent des évidences de déformation et de remobilisation qui ont été documentées aux échelles microscopique, mésoscopique et macroscopique.

Cette étude suggère que le dépôt de Grevet peut être considéré comme un ancien dépôt de sulfures massifs volcanogènes dont la géométrie initiale a été perturbée par la ZDC.

REMERCIEMENTS

Je tiens à souligner l'apport important de mon directeur de thèse (Réal Daigneault) et de mon co-directeur (Jahanta Guha) ainsi que de tout le comité (Pierre Cousineau et Francis Chartrand) dans la réalisation de ce mémoire. J'aimerais remercier également les compagnies Serem Québec Inc. et Exploration VSM Inc pour leur support dans cette étude et pour leur étroite collaboration. Cette étude a été également supportée par le Service géologique du Nord-Ouest du MERQ que je veux tout particulièrement remercier. Le projet a été financé grâce à des fonds de recherche provenant de l'UQAC et du programme "Action Structurante" du Ministère de l'Éducation du Québec et par le MERQ. La conception finale de certaines figures a été réalisée grâce au talent de M. Claude Dallaire.

TABLE DES MATIERES

RÉSUMÉ.....	ii
REMERCIEMENTS	iii
TABLE DES MATIERES	iv
LISTE DES TABLEAUX	vi
LISTE DES FIGURES	vi
CHAPITRE I - INTRODUCTION.....	1
1.1 GÉNÉRALITÉS	1
1.2 LOCALISATION	4
1.3 HISTORIQUE.....	4
1.4 OBJECTIFS DE L'ÉTUDE ET MÉTHODOLOGIE.....	6
1.5 CADRE GÉOLOGIQUE.....	7
1.5.1 GÉNÉRALITÉS	7
1.5.2 ZONE DE DÉFORMATION DE CAMERON (ZDC)	9
CHAPITRE II - CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU DÉPOT DE GREVET	10
2.1 INTRODUCTION	10
2.2 UNITÉS LITHOLOGIQUES	11
2.3 ZONES MINÉRALISÉES.....	14
2.4 CONTEXTE MÉTALLOGÉNIQUE	14
CHAPITRE III - STRUCTURE DU DÉPOT.....	19
3.1 INTRODUCTION	19
3.2 ÉLÉMENTS STRUCTURAUX.....	19
Foliation mylonitique	19
Linéation d'étirement	22
Boudins	22
Clivage de crénulation	22
Failles mineures	24
Kink bands.....	24

Indicateurs cinématiques	25
3.3 PLISSEMENT ET TRANSPOSITION	25
 CHAPITRE IV - MINÉRALOGIE DU DÉPOT DE SULFURES MASSIFS	31
4.1 INTRODUCTION	31
4.2 TYPOLOGIE DES PHASES MÉTALLIQUES.....	31
a- Faciès massif de sphalérite et de pyrite	34
b- Faciès bréchique et à filonnets de la sphalérite et de la pyrite.....	41
c-Faciès disséminé	43
4.3 DISTRIBUTION SPATIALE DES FACIES MINÉRALISÉS.....	46
4.4 ALTÉRATION	51
 CHAPITRE V - DISCUSSION ET CONCLUSION	56
a- Discussion	56
b- Conclusion	66
 RÉFÉRENCES	68
ANNEXE (HORS TEXTE)	

Carte géologique de l'affleurement principal

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Tonnage et teneur pour les réserves des lentilles 3, 4, 97 et II.....	16
Tableau 2. Minéralogie du faciès massif du gisement de Grevet.....	35
Tableau 3. Minéralogie du faciès bréchique et à filonnets du gisement de Grevet.....	42
Tableau 4. Minéralogie du faciès disséminé du gisement de Grevet.....	44
Tableau 5. Évidence texturale de la déformation et de la remobilisation dans les trois faciès à l'échelle microscopique	50
Tableau 6. Évidence texturale de la déformation et de la remobilisation des trois faciès à l'échelle mésoscopique	53
Tableau 7. Évidence texturale de la déformation et de la remobilisation des trois faciès à l'échelle macroscopique	53

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Carte de la Sous-province de l'Abitibi avec la position des principaux dépôts volcanogènes	2
Figure 2. Section idéalisée d'un dépôt de sulfures massifs volcanogènes classiques	3
Figure 3. Localisation du dépôt de sulfures massifs de Grevet dans la zone de déformation de Cameron de direction SE	5
Figure 4. Projection stéréographique de donnés hors et à l'intérieur de la ZDC	8
Figure 5. Carte du dépôt de Grevet avec une localisation des principales lentilles minéralisées.....	12
Figure 6. Géologie de l'affleurement principal de Grevet M	15
Figure 7. Diagramme ternaire Cu-Zn-Pb pour les dépôts de SMV dans la ceinture de l'Abitibi et certains dépôts à travers le monde	18
Figure 8. Photographie de la foliation mylonitique plissée par le clivage de crénulation.....	20

Figure 9. Photographie de la linéation d'étirement sub-horizontale observée dans le plan de la foliation mylonitique.....	20
Figure 10. Carte structurale détaillée de l'affleurement principal près des lentilles I, II et III.....	21
Figure 11. Photographie du boudinage de veines de quartz parallèle à la foliation mylonitique	23
Figure 12. Microphotographie d'ombres de pression asymétriques montrant un mouvement de décrochement dextre de la ZDC (en nicols croisés).....	26
Figure 13. Photographie de plis en forme de Z	28
Figure 14. Photographie de pli à double fermeture	28
Figure 15. Photographie de pli avec une surface de décollement dans la charnière	29
Figure 16. Section verticale à travers les principales lentilles minéralisées du bloc M.....	32
Figure 17. Configuration spatiale des différents faciès et des patrons d'altération des forages provenant de la lentille 3.....	33
Figure 18. Différent types de contact entre le faciès massif et la roche hôte.....	36
Figure 19. Microphotographie de pyrite avec des inclusions de pyrrhotite, de sphalérite et de chalcopyrite dans le faciès massif (en nicols croisés)	37
Figure 20. Microphotographie du remplacement de la sphalérite par la pyrite dans le faciès massif(en nicols croisés).....	37
Figure 21. Microphotographie de l'exsolution de la chalcopyrite dans la sphalérite dans le faciès massif (en nicols croisés)	39
Figure 22. Microphotographie des mâcles de déformation de la pyrrhotite dans le faciès massif (en nicols croisés).....	39
Figure 23. Microphotographie de veines de sulfures qui recoupent la foliation mylonitique dans le faciès massif (en nicols croisés).....	40

Figure 24. Microphotographie d'aggrégat de sphalérite et de pyrite parallèle à la foliation mylonitique dans le faciès disséminé (en nicols croisés)	40
Figure 25. Section longitudinale de la lentille 3 pour le zinc.....	47
Figure 26. Section longitudinale de la lentille 3 pour le cuivre	48
Figure 27. Section longitudinale de la lentille 3 pour l'argent	49
Figure 28. Microphotographie de plissement de fragments de la roche encaissante mylonitisée et détachée dans les lentilles minéralisées (en nicols croisés).....	52
Figure 29. Microphotographie de recouplement de ruban de quartz par des veines de sulfures dans le faciès bréchique(en nicols croisés)	52
Figure 30. Bloc diagramme synthèse de la région de Grevet.....	57
Figure 31. Géométrie des patrons de pli interprété dans l'affleurement principal.....	58
Figure 32. Les effets de la ZDC sur trois positions différentes d'un horizon stratigraphique	60
Figure 33. Configuration spatiale des patrons de plis dans la région de Grevet.....	61
Figure 34. Bloc schématique du plissement environnant les zones minéralisées	64
Figure 35. Modifications structurales d'une zone de cisaillement affectant un dépôt de sulfures massifs volcanogènes.....	65

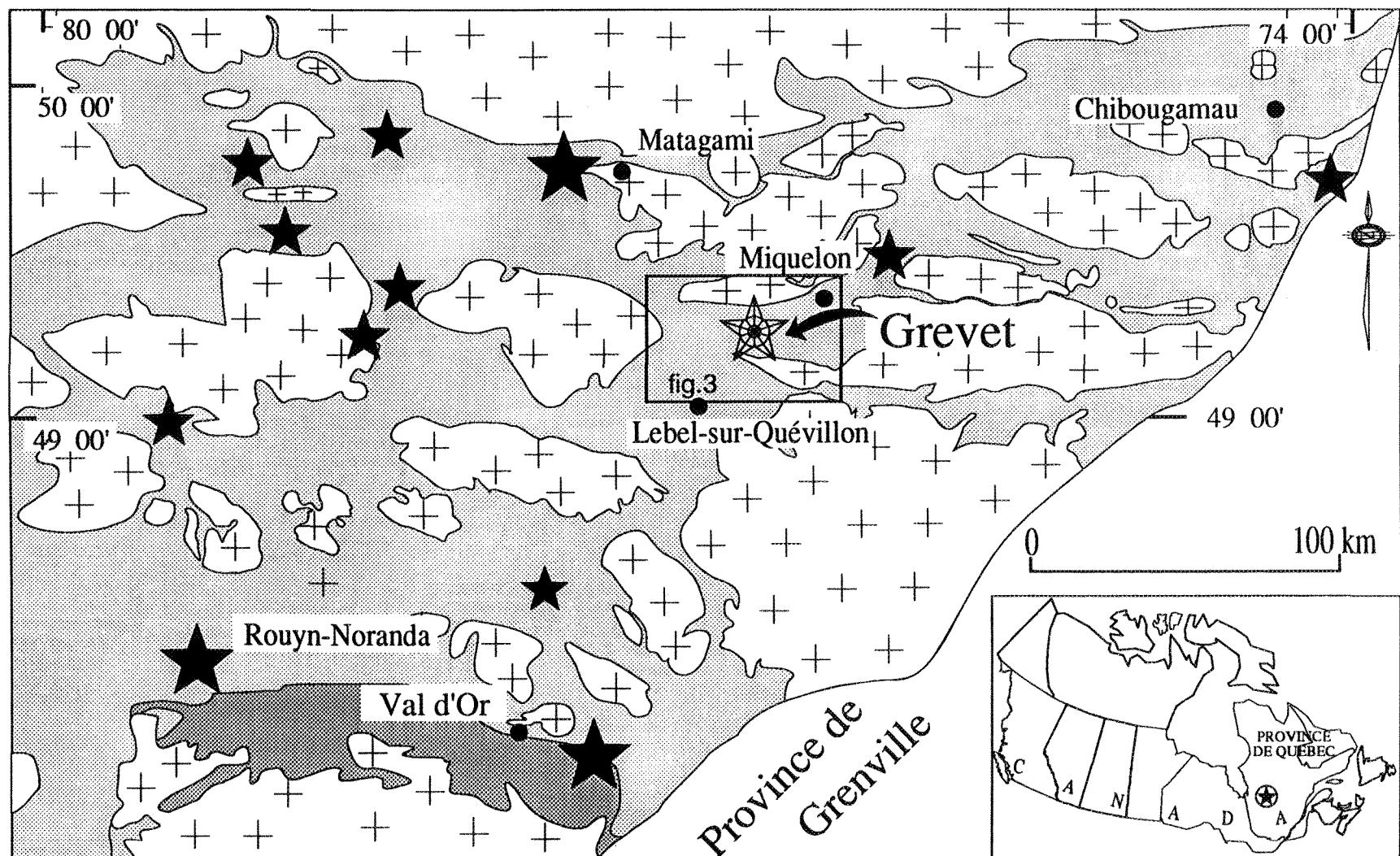
CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 GÉNÉRALITÉS

La Sous-province de l'Abitibi du Bouclier Canadien est l'hôte de plusieurs dépôts de sulfures massifs volcanogènes (Sangster 1972, Franklin et al. 1981). Les principaux dépôts de sulfures massifs volcanogènes (SMV) dans la ceinture de l'Abitibi sont localisés à la figure 1. Plusieurs de ces gisements tendent à être spatialement regroupés ensemble, formant des camps miniers comme Rouyn-Noranda (Gibson et Watkinson 1990) et Matagami (MacGeehan et al. 1981, Piché et al. 1990) dans le nord-ouest du Québec. La problématique fondamentale dans les gisements de sulfures massifs archéens est la reconstruction de leur milieu paléogéographique de façon à définir l'environnement de formation. Certains dépôts archéens localisés dans des régions de faible déformation (Rouyn-Noranda par exemple) montrent des similarités avec des dépôts modernes (Riverin et Hodgson 1980, Knuckey et al. 1982, Lydon 1984). La configuration typique d'un dépôt volcanogène est celle d'un corps minéralisé stratiforme riche en zinc avec une zone à filonnets discordante (Lydon 1988; figure 2).

Cependant, cette géométrie peut être considérablement modifiée et ses caractéristiques primaires obscurcies quand les dépôts sont compris à l'intérieur d'importantes zones de déformation. Les roches hôtes peuvent montrer un patron géométrique complexe produit par



★ Dépôts de sulfures massifs ━━ Granitoïde ■■■ Roches sédimentaires □□□ Roches volcaniques

Figure 1. Localisation des dépôts de sulfures massifs volcanogène dans la Sous-province de l'Abitibi
(modifié de Chartrand et Cattalani, 1991 et Daigneault et Archambault, 1990).

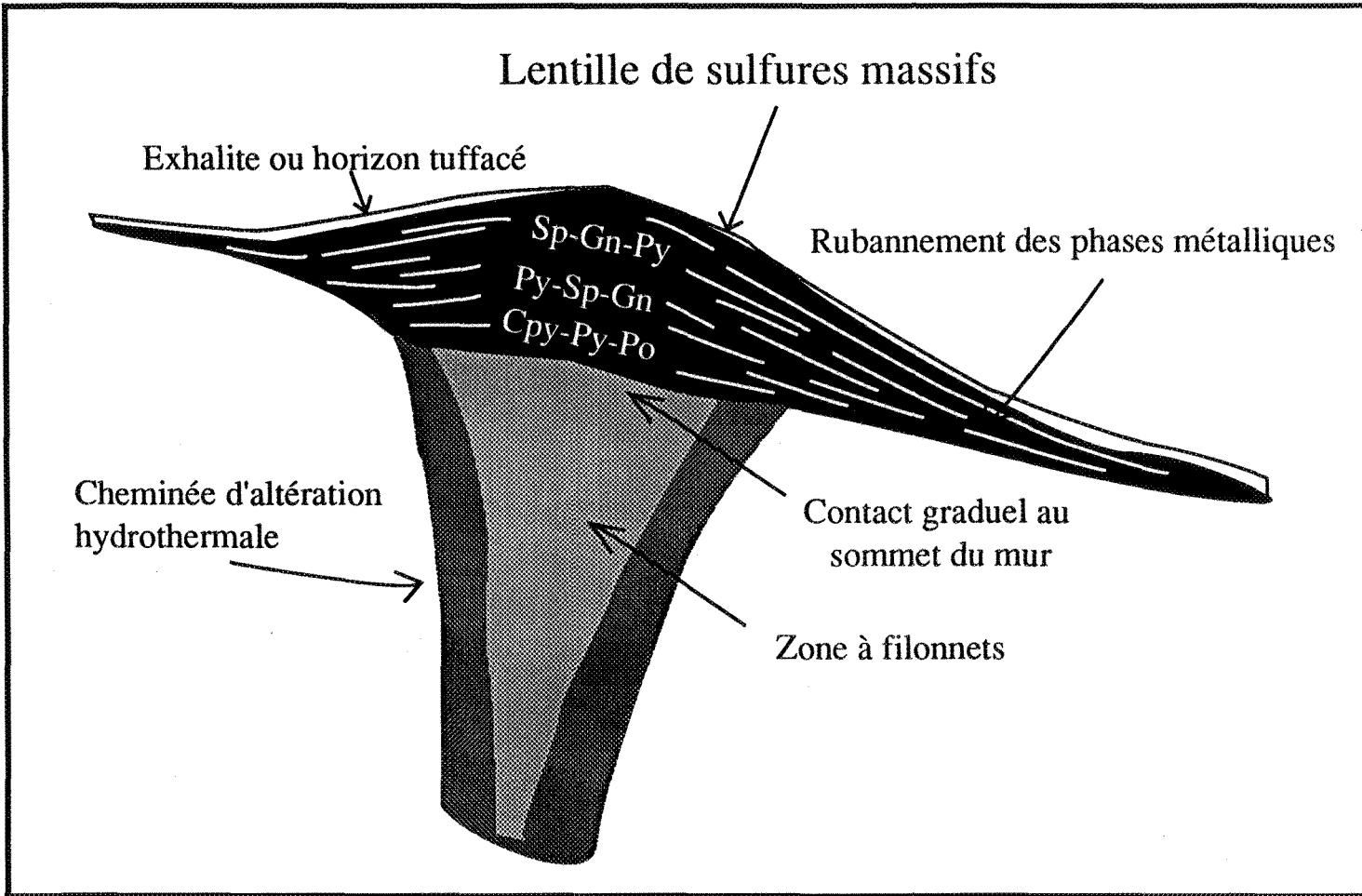


Figure 2. Section idéalisée d'un dépôt de sulfures massifs volcanogènes
(modifié de Lydon, 1988).

transposition et plissement, et les corps minéralisés peuvent être partiellement ou complètement transposés et remobilisés par des processus chimiques et mécaniques (Davis 1972, Gilligan et Marshall 1987, Solomon et al. 1987, Vokes 1971). C'est le cas du dépôt de Grevet qui est situé à l'intérieur d'une importante zone de déformation et dont le travail visait principalement à circonscrire l'influence de cette déformation.

1.2 LOCALISATION

Le gisement de Grevet est localisé dans la moitié nord des cantons de Grevet et de Mountain à 40 kilomètres au nord-est de la ville de Lebel-sur-Quévillon, à mi-chemin entre les villes de Val d'Or et de Chibougamau (figure 3). Le dépôt occupe la partie centrale de la ceinture de roches vertes archéennes de l'Abitibi dans la zone interne définie par Dimroth et al. (1982), dans la zone de gneiss-granite centrale de Ludden et al. (1986) et dans la zone volcanique nord selon Chown et al. (1992).

1.3 HISTORIQUE

Le dépôt a été découvert et défini en 1989 par SEREM Québec Inc. et VSM Exploration Inc.. Au cours des années 1970 et 1980, des travaux préliminaires ont été exécutés par SOQUEM, SELCO et SEREM dans les cantons de Grevet et de Mountain ce qui a permis la découverte de plusieurs indices zincifères.

La première exploration de la région a été réalisée par Longley en 1937. Par la suite, en 1969, la Société québécoise d'exploration minière (SOQUEM) effectua des levés

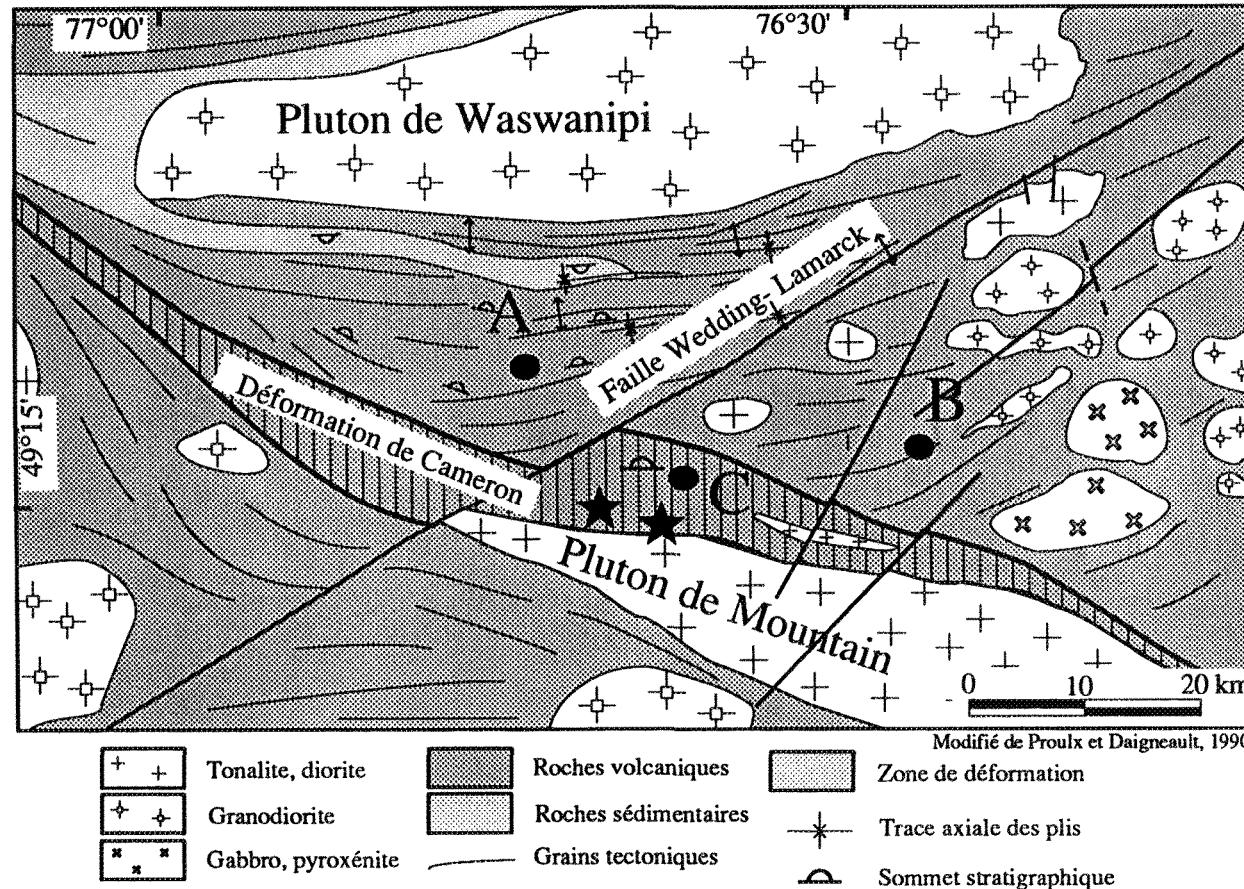


Figure 3. Localisation du dépôt de sulfures massifs de Grevet dans la zone de déformation de Cameron de direction SE; partie centrale de la Sous-province de l'Abitibi. Les lettres A-B-C sont utilisées pour la figure 4.

géophysiques et géologiques de même que quelques forages. En 1976, SEREM Québec Inc. s'impliqua pour la première fois avec par la suite des appuis du gouvernement du Québec en 1978 qui permit de faire une campagne de forage de 1977 à 1983. En 1987, une entente a été faite avec EXPLORATION VSM Inc. qui déboucha sur des travaux de mise en valeur du dépôt de sulfures massifs de Grevet.

1.4 OBJECTIFS DE L'ÉTUDE ET MÉTHODOLOGIE

Le dépôt de sulfures massifs de Grevet (Zn, Cu) est inclus dans une importante zone de déformation nommée la zone de déformation de Cameron (ZDC) par Proulx et Daigneault (1992). Les objectifs de ce travail sont : (1) de définir et identifier spatialement la morphologie du dépôt de Grevet qui est une découverte isolée dans la région; (2) d'établir une typologie des lentilles minéralisées; (3) de définir les lithologies environnantes au dépôt et; (4) d'établir l'histoire structurale. Une surimposition de la structure rend la reconstruction de la géométrie originale et l'identification de l'origine de ce dépôt assez complexe.

Les travaux réalisés dans le cadre de ce projet se sont échelonnés sur une période de deux ans, de juin 1990 à mars 1992. Jusqu'à présent, la cartographie a été effectuée aux échelles 1:5000, 1:1000 et 1:250. La carte accompagnant ce mémoire est un exemple d'une étude détaillée d'un affleurement majeur d'où provient une partie importante des informations. En plus de ces observations, des études micro-structurales et micro-texturales ont été réalisées pour raffiner l'analyse structurale de terrain, pour établir les paragénèses métalliques et pour étudier les modifications structurales produites par la déformation.

1.5 CADRE GÉOLOGIQUE

1.5.1 GÉNÉRALITÉS

Les assemblages supracrustaux de la région de Lebel-sur-Quévillon - Miquelon sont constitués de roches volcaniques mafiques à felsiques, d'intrusions gabbroïques et dioritiques et de roches sédimentaires (Proulx et Daigneault 1992; figure 3). Toutes ces roches sont envahies par des granitoïdes syn à tardi - tectoniques. Dans l'ensemble, les roches présentent un métamorphisme faible au faciès des schistes verts à l'exception de quelques bordures de plutons qui montrent un métamorphisme au faciès des amphibolites.

La région de Miquelon a été plissée lors de l'orogenèse Kénoréenne (environ 2700 Ma). Les strates volcaniques, toutes en position verticale, soulignent l'intensité du plissement isoclinal. La région se caractérise par plusieurs plis qui sont subsidiaires à une structure synclinale majeure située entre les plutons de Waswanipi et de Mountain (Proulx et Daigneault 1992) et où la trace axiale des plis suit globalement une direction E à NE. Les couches situées juste au nord de la ZDC montre un sommet stratigraphique vers le nord (figure 3). Une forte schistosité de flux de plan axial est communément retrouvée dans la région. Son attitude est globalement E-W avec un pendage vertical. On associe à cette schistosité régionale une linéation d'étirement plongeant verticalement (figure 4).

Le pluton de Mountain de composition tonalitique est localisé à moins de 1 kilomètre des zones minéralisées. Il est défini comme faisant parti de la suite des plutons syn-volcaniques par Chown et Mueller (1992).

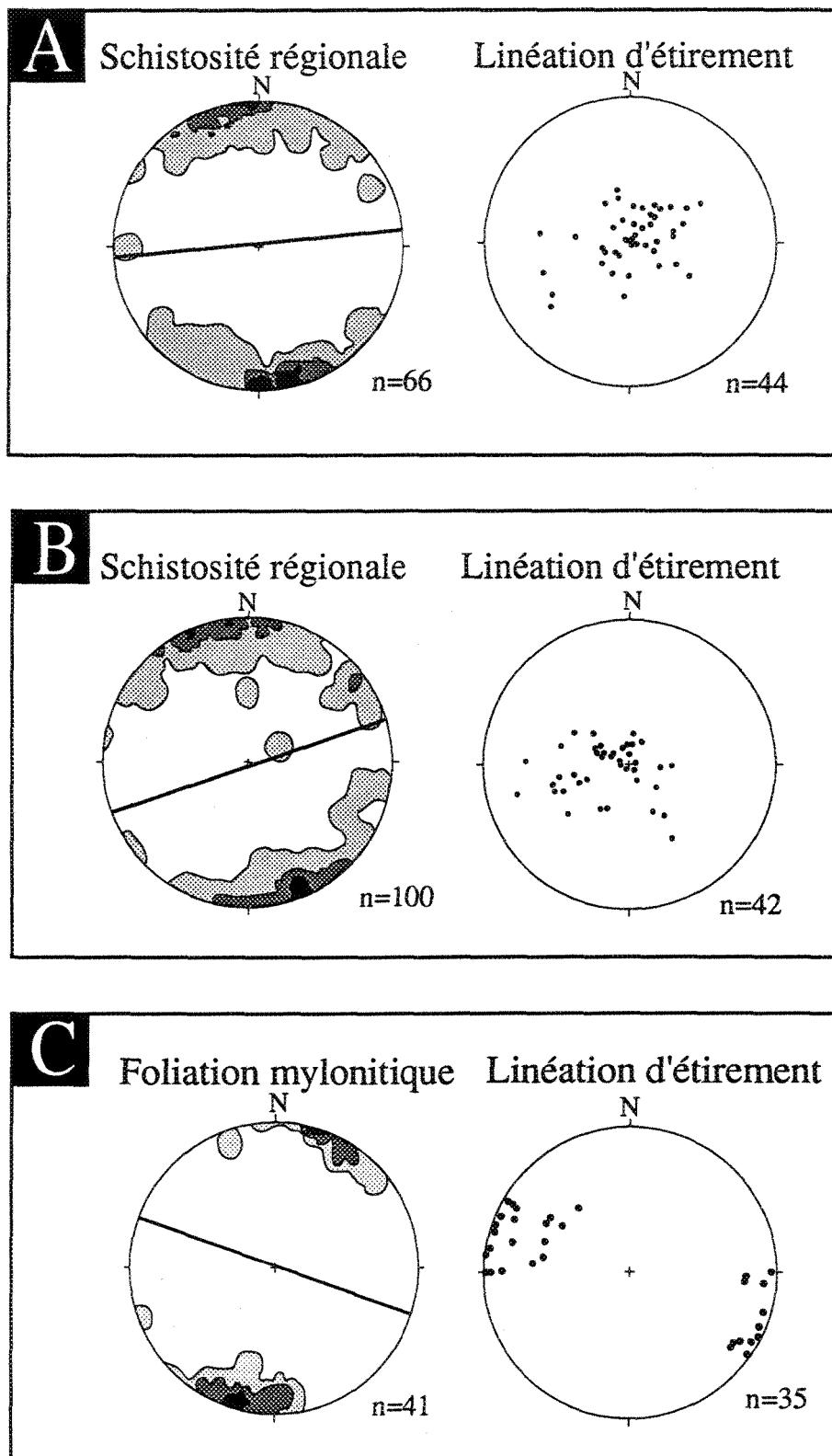


Figure 4. Projection stéréographique de données provenant de Proulx et Daigneault (1990). A. partie nord-est. B. partie nord-ouest C. à l'intérieur de la ZDC
(n= nombre de mesures).

1.5.2 ZONE DE DÉFORMATION DE CAMERON (ZDC)

La ZDC fait partie des grandes discontinuités structurales de direction SE de la Sous-province de l'Abitibi (Daigneault et Archambault 1990). La zone de déformation peut se suivre sur une distance de 80 kilomètres de long. Sur sa largeur, elle atteint localement 5 kilomètres. La ZDC se distingue nettement de la déformation régionale par son attitude SE et par une intensité de déformation beaucoup plus importante qui a presque complètement oblitérée les caractères primaires des roches volcaniques. La limite nord de la ZDC est particulièrement facile à délimiter puisque l'attitude du grain tectonique change abruptement de direction. La figure 3 montre un détail de la zone de contact nord de la ZDC. Les éléments structuraux associés à la ZDC se distinguent nettement de la signature de la déformation régionale (figure 4) tel qu'établie par Proulx et Daigneault (1992). Ces auteurs démontrent que les trajectoires de la schistosité régionale sont tronquées par le tracé de la ZDC, ce qui en fait donc une structure plus jeune que le plissement régional.

Dans le secteur de Grevet qui représente la région environnante de la minéralisation zincifère, la ZDC se caractérise par une foliation mylonitique N298° à pendage subvertical à laquelle on associe une linéation d'étirement subhorizontale (Lacroix et al. 1990, 1991; Daigneault et Proulx 1991; Proulx 1989).

Une structure fragile-ductile, la faille Lamarck-Wedding, de direction NE-SW recoupe et déplace la ZDC sur plus de 4 kilomètres dans un mouvement senestre (Daigneault et Proulx 1991). Cette faille se localise à quelques kilomètres à l'ouest du dépôt de Grevet.

CHAPITRE II

CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU DÉPOT DE GREVET

2.1 INTRODUCTION

Dans la région de Grevet, la limite sud de la ZDC correspond au contact nord du pluton de Mountain situé à environ 1 kilomètre au sud des zones minéralisées. Par endroit, le pluton présente une auréole métamorphique au faciès des amphibolites restreintes à quelques centaines de mètres d'épaisseur. Ce pluton principalement de composition tonalitique représente une masse allongée peu ou pas déformée ayant une épaisseur moyenne de 5 kilomètres. Par endroit à sa bordure nord, on y reconnaît une phase de gabbro-diorite de 100 mètres d'épaisseur.

Comme les roches sont très déformées et altérées, les critères de distinction lithologique sont souvent très limités. Pour cette raison, dans ce mémoire, nous divisons les unités lithologiques simplement en fonction de leur composition felsique ou mafique jugée sur le terrain et à partir des lames minces. Les épaisseurs des unités lithologiques rapportées sont évidemment des épaisseurs apparentes modifiées par la déformation. Aucun critère de polarité stratigraphique n'a pu être identifié au sein de la ZDC. Le sommet de la séquence pourrait être présumé vers le nord ce qui est l'attitude reconnue hors de la ZDC.

2.2 UNITÉS LITHOLOGIQUES

Quatre unités lithologiques (figure 5) sont définies sur la propriété de Grevet. Les unités sont brièvement décrites du sud vers le nord.

L'unité 1 comprend des roches volcaniques mafiques sur des épaisseurs de 500 à 600 mètres. Cette unité se caractérise par une bonne variation d'intensité de la déformation. Là où la déformation est moins importante, on peut reconnaître des séquences de basaltes coussinés, de brèches de coussins et de laves massives. Localement, on note la présence de niveaux de laves felsiques très altérées (figure 5).

L'unité 2 se compose de roches volcaniques de composition felsique faisant environ 200 à 300 mètres d'épaisseur. Plusieurs faciès sont reconnus et forment des bandes irrégulières de 3 à 15 mètres d'épaisseur. Certaines bandes sont interprétées comme des laves d'autres comme des roches fragmentaires d'origine autoclastique ou pyroclastique. Localement, les laves contiennent des phénocristaux de quartz millimétriques.

L'unité 3 est une zone d'assemblage mixte de roches volcaniques mafiques et felsiques de 400 mètres d'épaisseur. Cette unité présente des alternances d'horizons de laves mafiques et felsiques et de roches volcanoclastiques, recoupées par plusieurs générations de dykes mafiques et felsiques. En surface, les roches volcaniques mafiques et felsiques se terminent régulièrement en biseaux, et l'examen des carottes de forages permet de présumer que ces terminaisons en biseaux sont également présentes dans la troisième dimension étant donné l'absence de corrélation qui existe d'un forage à l'autre. Les différents horizons montrent une extension latérale le long du plan de la schistosité. Deux types de roches volcanoclastiques felsiques sont distingués à partir de composition des fragments. Les fragments de grosseur variable, remplacés par du quartz et du carbonate,

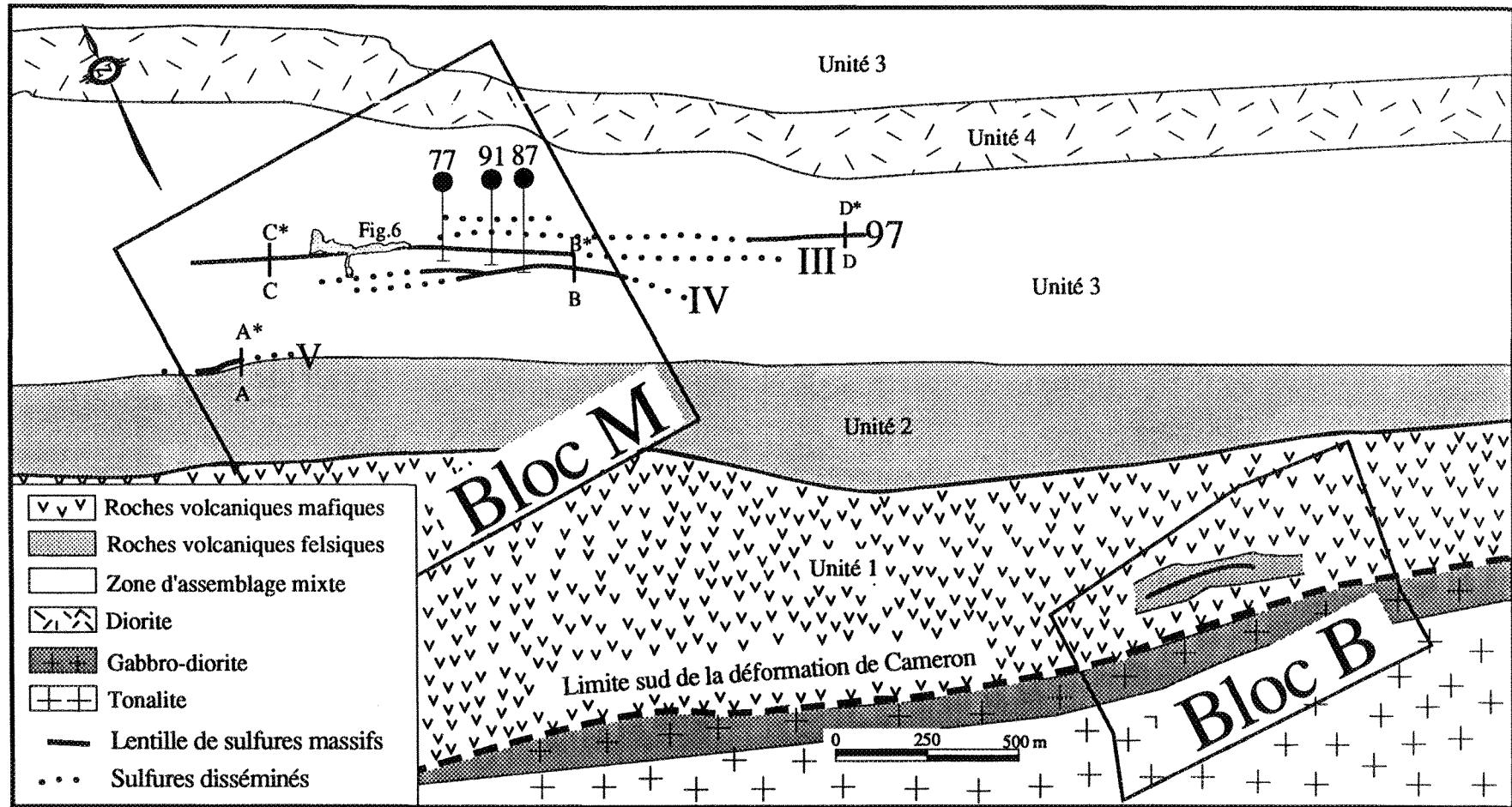


Figure 5. Carte du dépôt de Grevet avec une localisation des principales lentilles minéralisées. A noter la bordure sud de la zone de déformation de Cameron. Les lettres A-A*, B-B*, C-C* et D-D* sont des coupes en section verticale utilisées pour la figure 16.

caractérise un type de volcanoclastite marqué par une surface d'érosion irrégulière en raison de la dissolution des carbonates dans les fragments. L'autre type comprend des fragments de composition felsique.

L'unité 4 est une masse intrusive concordante de composition dioritique. Elle n'est que peu déformée et s'accompagne parfois d'une minéralisation pyriteuse présente dans les réseaux de fractures.

Certains secteurs dans la région de Grevet sont caractérisés par la présence de plusieurs dykes de compositions diverses qui recoupent les lentilles minéralisées et toutes les lithologies. Les dykes sont groupés en trois familles différentes. La première famille est de composition gabbroïque et montre des cristaux millimétriques de plagioclase. Ces dykes sont les plus communs et les plus importants en terme de puissance avec des épaisseurs de 3 à 10 mètres. Ils montrent le développement d'une faible déformation et d'un réseau de fractures fortement développé. La foliation mylonitique est présente uniquement près des contacts avec les roches volcaniques adjacentes. Ces dykes sont communément boudinés, formant des segments allongés de 20 mètres et qui de centre à centre des boudins font plus de 60 mètres observés en plan. Les dykes de la deuxième famille sont des dykes de diorites quartzifères d'épaisseurs centimétriques à décimétriques relativement peu déformés. Ces dykes sont également très communs et se distinguent des autres familles par leur intense carbonatation intergranulaire. La troisième famille sont des dykes quartzo-feldspathiques d'épaisseurs métriques qui montrent des altérations en quartz-mica le long de plan de fractures. Un de ces dykes est intersecté sur plusieurs forages à quelques dizaines de mètres des lentilles minéralisées.

2.3 ZONES MINÉRALISÉES

La minéralisation du dépôt de Grevet est reconnue dans deux secteurs distincts soient, les blocs M et B (Lacroix et al. 1990, 1991, Lacroix 1991; figure 5). Le bloc M est dominé par des alternances répétées de lithologies de compositions mafiques et felsiques typiques de l'unité 4. Dans la majorité des cas, les lithologies se présentent sur de faibles épaisseurs et sans grandes extensions latérales (2 à 7 mètres) rendant difficile la reconstitution d'une séquence stratigraphique précise à proximité de la minéralisation. On y reconnaît donc une alternance régulière de laves felsiques et mafiques et de volcanoclastites formant des bandes d'épaisseurs centimétriques à décimétriques. Dans le bloc M, un décapage exceptionnel de 270 mètres par 50 mètres permet l'observation de la majorité des phénomènes tant lithologiques, structuraux que métallogéniques (figure 6). Cette aire d'affleurement caractérise bien l'unité 4 qui est l'hôte de la majeure partie de la minéralisation du bloc M. Le bloc B est situé à la limite sud de la ZDC près du pluton de Mountain. Il est inclu principalement dans l'unité à dominance mafique (unité 2) avec localement la présence de laves felsiques. Ici, les effets de la ZDC sur les lentilles minéralisées sont beaucoup moins prononcés comparativement à ceux du bloc M. La majorité de la minéralisation en métaux usuels (>80%) du dépôt de Grevet se trouve dans le bloc M où les réserves géologiques de ce gisement sont estimées à 18 475 400 millions de tonnes à 7.22% Zn, 0.41% Cu, 31.30 g/t Ag et 0.15% Pb (tableau 1).

2.4 CONTEXTE MÉTALLOGÉNIQUE

Le dépôt de Grevet concorde bien avec la signature des SMV de l'Abitibi. L'environnement géologique du dépôt de Grevet montre plusieurs caractéristiques

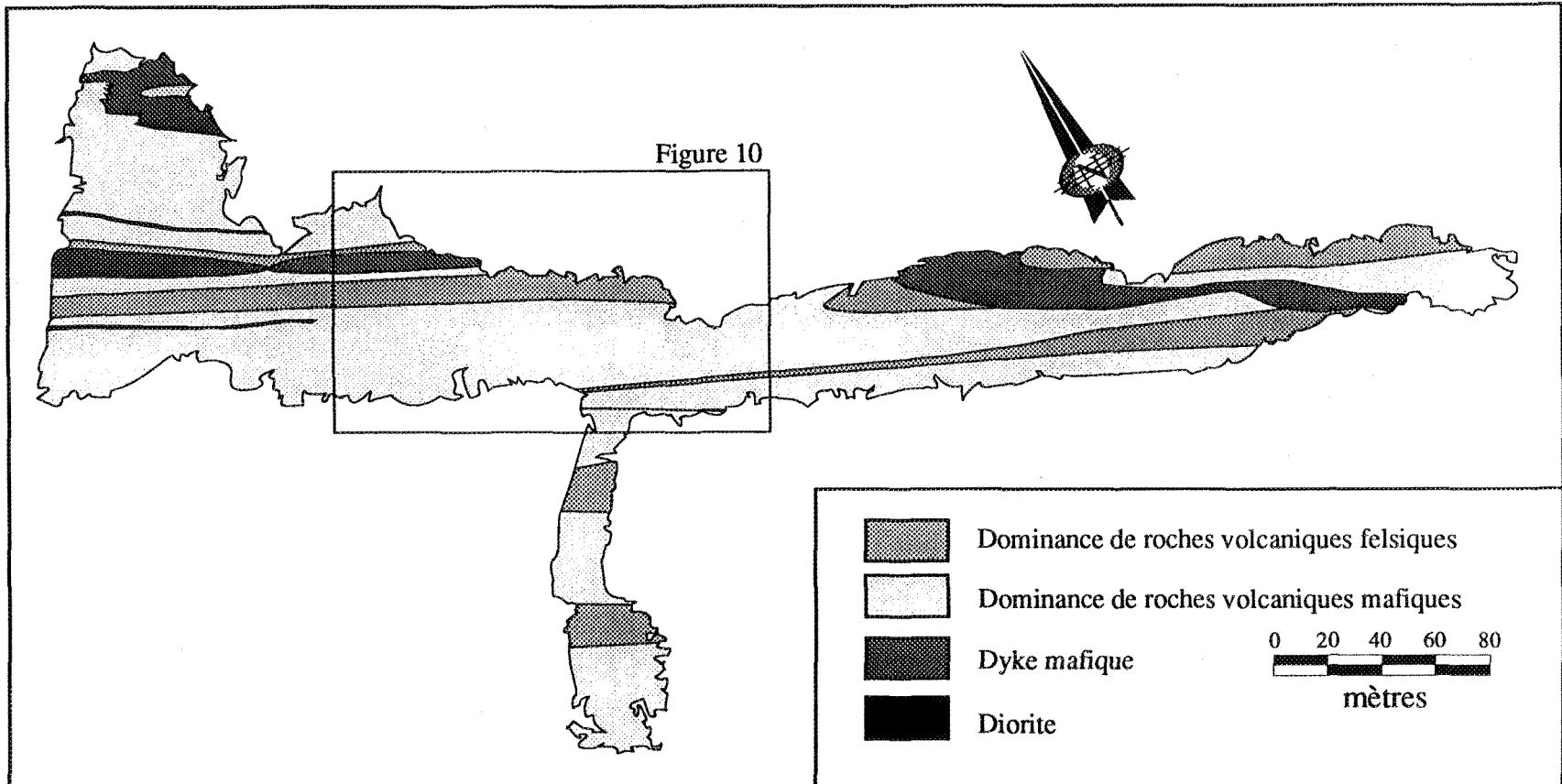


Figure 6. Géologie de l'affleurement principal de Grevet. Cet affleurement est localisé à la figure 5.

Tableau 1. Tonnage et teneur pour les réserves des lentilles 3, 4, 97 et II de Grevet M

Lentilles	Tonnage métrique (10 ⁶)	Zn (%)	Cu (%)	longueur (m)	profondeur (m)	Épaisseur moyenne (m)
3	11.27	6.51	0.31	1100	550	4.50
4	3.33	6.46	0.29	600	390	3.61
97	3.38	10.00	0.86	700	1000	3.04
II	0.50	9.37	0.59	300	200	-----

compatibles avec des éléments nécessaires à générer un dépôt de sulfures massifs volcanogènes, tels que: (1) la présence d'une séquence mafique-felsique et un horizon bien lité de volcanoclastite felsique; (2) l'abondance de dykes mafiques et felsiques suggérant la proximité d'un centre volcanique; (3) la proximité d'un pluton syn-volcanique, à 1 kilomètre au sud du dépôt et; (4) la composition du gisement de Grevet riche en zinc identique à plusieurs des gisements de la Sous-province de l'Abitibi. La répartition des éléments métalliques du dépôt de Grevet est indiquée sur le diagramme ternaire Zn-Cu-Pb (figure 7) qui met en comparaison les gisements de SMV de l'Abitibi ainsi que certains dépôts connus dans le monde. Ces éléments sont en faveur d'une origine volcanogène pour le dépôt de Grevet.

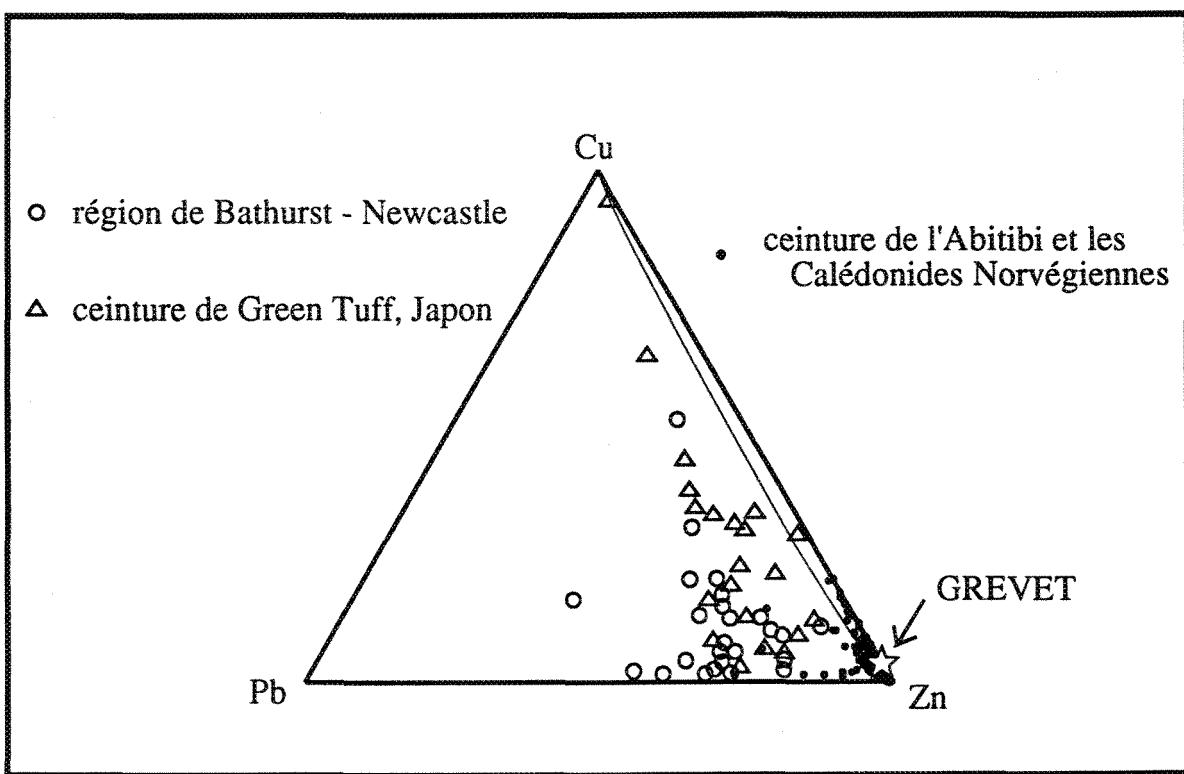


Figure 7. Diagramme ternaire en Cu-Zn-Pb des dépôts de sulfures massifs volcanogènes dans la ceinture de l'Abitibi, dans la ceinture de Green Tuff du Japon, la région de Bathurst-Newcastle et les Caledonides Norvégiennes (modifié de Lydon 1984).

CHAPITRE III

STRUCTURE DU DÉPOT

3.1 INTRODUCTION

L'évolution structurale du dépôt de Grevet est intimement reliée au développement de la ZDC. La déformation généralement très intense oblitère en grande partie les textures primaires des roches volcaniques et intrusives. Toutefois, cette déformation est hétérogène et dans certaines zones moins déformées où on peut reconnaître les fabriques des roches primaires, comme la forme des coussins et les fragments dans les brèches volcaniques.

3.2 ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

Foliation mylonitique

La foliation mylonitique représente l'élément structural le plus pénétratif dans la région d'étude (figure 8). Il s'agit d'une schistosité de flux qui montre une orientation régulière à N298° avec un pendage subvertical (stéréogramme 1; figure 10). La foliation est le résultat d'un alignement préférentiel des espèces minérales comme les phyllosilicates. Cette foliation se retrouve tant dans les métabasaltes (schistes à chlorite-carbonate) que dans les métarhyolites (schistes à séricite).

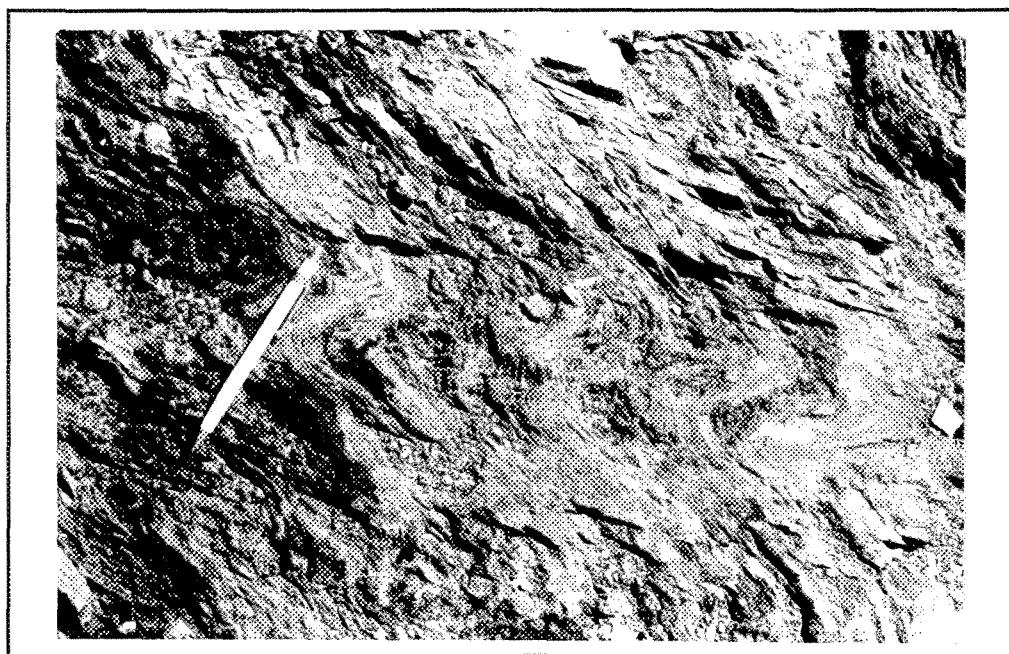


Figure 8. Foliation mylonitique plissée par le clivage de crénulation
(le crayon pointe vers le nord).

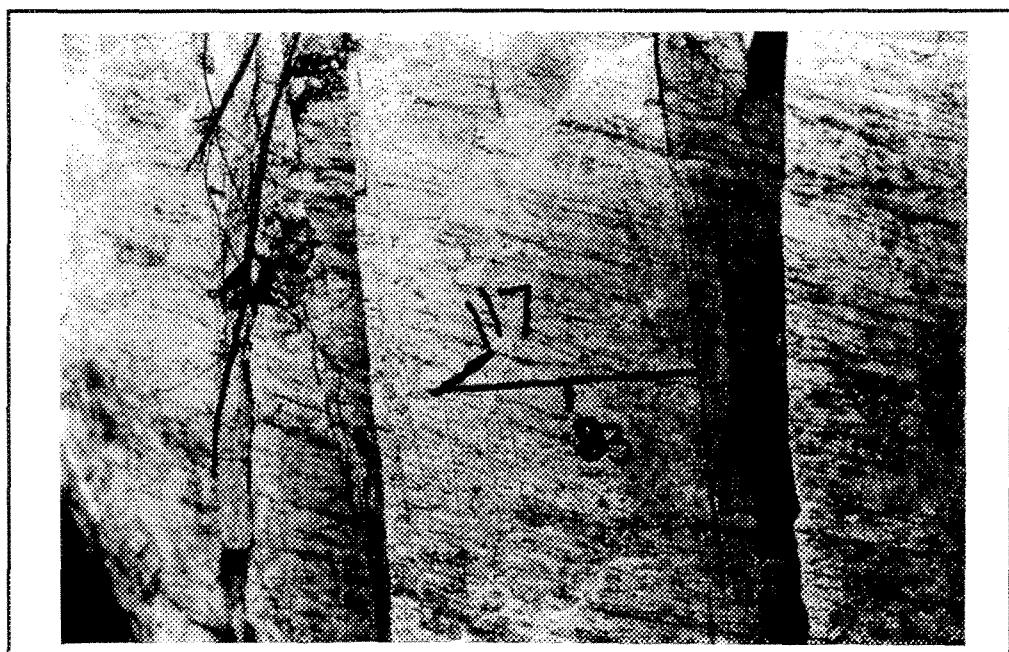


Figure 9. Linéation d'étirement sub-horizontale observée dans le plan de la foliation mylonitique.

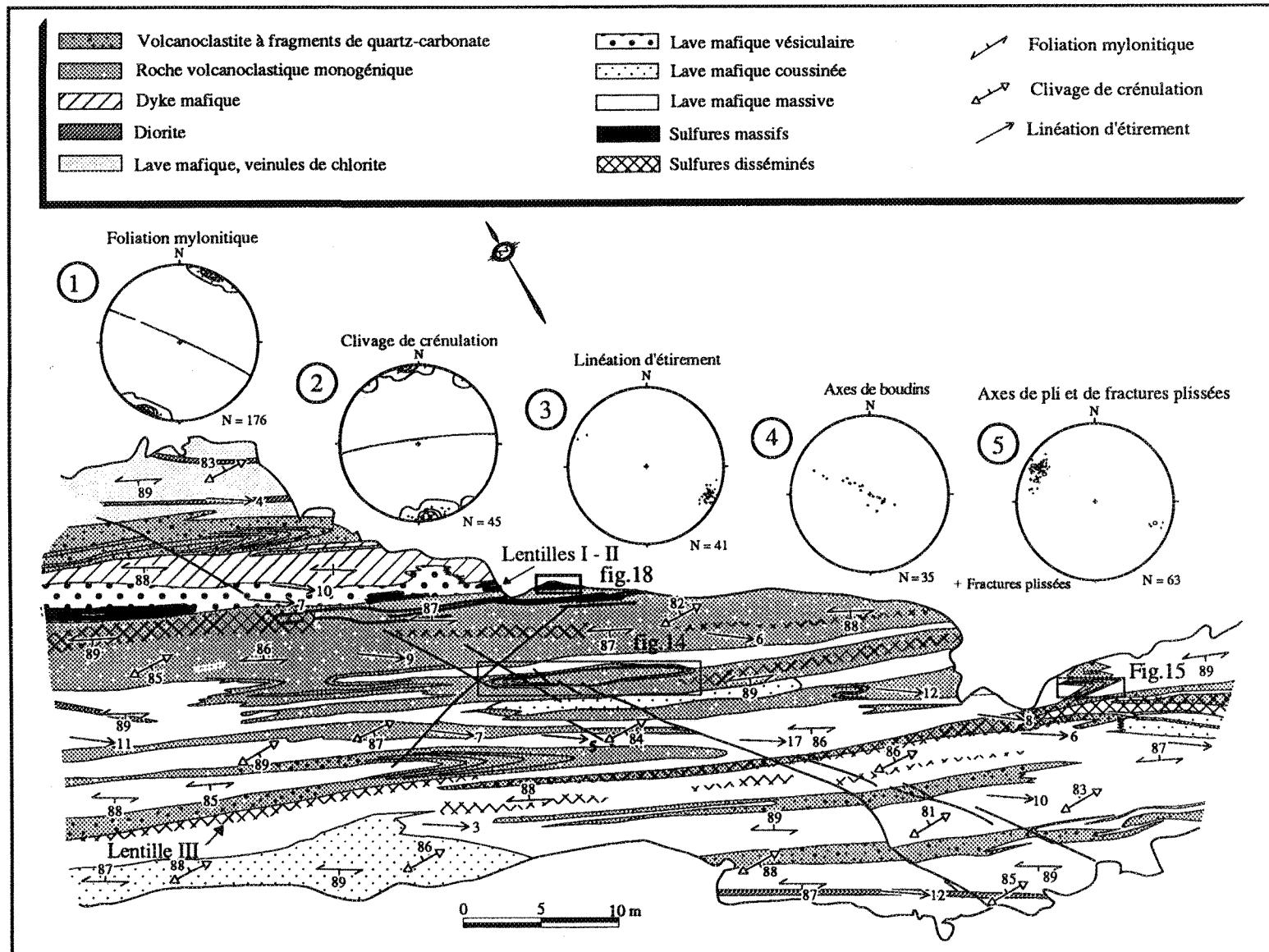


Figure 10. Carte structurale détaillée de l'affleurement principal près des lentilles I, II, III. Les stéréogrammes montrent l'attitude des principaux éléments structuraux.

Linéation d'étirement

La linéation d'étirement est contenue dans le plan de la foliation mylonitique (figure 9); il s'agit de l'axe x de l'ellipsoïde de la déformation. L'orientation moyenne de cette linéation à Grevet est de N115°/08° (stéréogramme 3; figure 10). Elle contraste nettement avec le style structural reconnu hors de la ZDC (figure 4). La linéation d'étirement se matérialise par un allongement préférentiel de minéraux et d'objets géologiques. L'alignement de la chlorite matérialise très bien la linéation d'étirement.

Boudins

Les unités de roches les plus compétentes, comme les veines de quartz et les dykes, sont communément boudinées (figure 11). Les axes de boudins observés sont verticaux (stéréogramme 4; figure 10) et sont compatibles avec une extension horizontale dans la ZDC telle qu'indiquée par l'orientation subhorizontale de la linéation d'étirement.

Clivage de crénulation

La foliation mylonitique qui est l'élément pénétratif est localement recoupée par une structure planaire d'espacement millimétrique. Il s'agit d'un clivage de crénulation tardif développé particulièrement dans les laves mafiques (figure 8). Il est orienté approximativement E-W et son pendage est subvertical (stéréogramme 2; figure 10). Le clivage devient mieux imprégné dans les bandes riches en mica blanc et en chlorite présentes dans les laves mafiques carbonatées. Il est responsable dans certains cas de plis ouverts décimétriques qui présentent une asymétrie en forme de Z. Les axes des plis associés au clivage de crénulation sont verticaux et en relation orthogonales avec la linéation d'étirement.

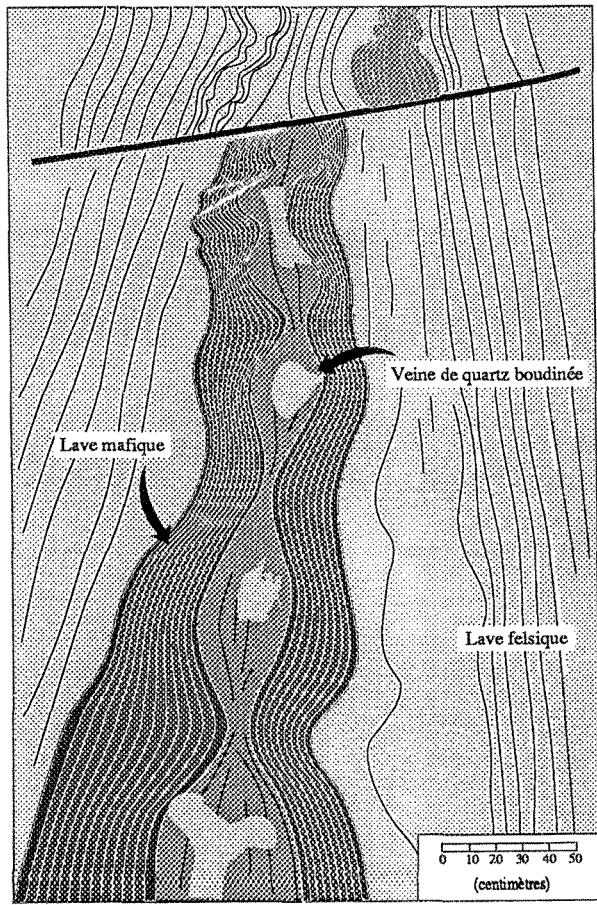


Figure 11. Boudinage de veines de quartz qui sont parallèles à la foliation mylonitique
(vue vers le SE).

Aucune connotation cinématique n'est attribuée à ce clivage puisqu'il ne correspond pas au type extensif (ECC) généralement utilisé comme indicateur de mouvement (Platt et Vissers, 1980).

Failles mineures

Les failles mineures sont des discontinuités planaires tardives dont la longueur varie de 2 à 25 mètres. Ces failles se présentent en plan discret et fermé. Elles semblent être l'expression d'une déformation fragile. Deux jeux de failles à pendage vertical sont reconnus. Le premier, le plus commun, est de direction N145° et montre un décalage dextre d'ordre métrique. Le second de direction moyenne N085° montre un rejet apparent senestre (voir carte en annexe). Comme leur pendage est subvertical et que l'attitude des couches est également subverticale, il y a tout lieu de croire que les rejets apparents sont des rejets réels. Leur expression similaire et leur mouvement opposé favorise l'idée de structures conjuguées. La direction de compression maximum déduite de l'attitude de ce réseau de failles est environ N020°.

Kink bands

Les "kink bands" se présentent aussi en deux jeux verticaux et conjugués. Le premier, de direction moyenne N184° est senestre et le second, le plus commun, est dextre et de direction moyenne N228°. Les deux jeux de kinks sont en compression selon la terminologie de Ramsay et Huber (1987). Ce réseau conjugué permet l'interprétation d'une compression surtout E-W soit parallèlement à l'attitude de l'anisotropie de la ZDC. Cette compression E-W pourrait représenter la relaxation du champ de contraintes à l'origine de la

ZDC. Alternativement, il pourrait s'agir d'un événement de compression tardif postérieur au développement de la ZDC.

Indicateurs cinématiques

L'attitude subhorizontale de la linéation d'étirement permet l'analyse en plan des indicateurs cinématiques. À l'échelle mésoscopique et microscopique, les indicateurs cinématiques observés sont surtout les ombres de pression asymétriques (figure 12) et les "shear bands". Ces ombres se développent particulièrement dans les horizons felsiques où ils sont associés à des fragments de roches et/ou de cristaux. Des "shear bands" synthétiques dextres (selon Platt et Visser 1980) forment des plans discontinus avec un espacement métrique. Le mouvement dextre qui est déduit sur la zone de Grevet rejoint l'interprétation cinématique de l'ensemble de la ZDC définie par Daigneault et Archambault (1990).

3.3 PLISSEMENT ET TRANSPOSITION

La signature structurale de Grevet se distingue de celle de la ZDC par la présence d'un plissement intense. La nature répétitive des séquences volcaniques mafiques et felsiques est interprété comme étant le produit de la transposition. Ce plissement résulte presque totalement d'une transposition de la stratification volcanique, des dykes, des veines de quartz, des lentilles minéralisées, des couches plissées dans les strates volcaniques, des horizons de sulfures plissés et des fractures et des veines orientées aléatoirement dans les dykes compétents. La foliation mylonitique est une fabrique de plan axial aux plis et dans

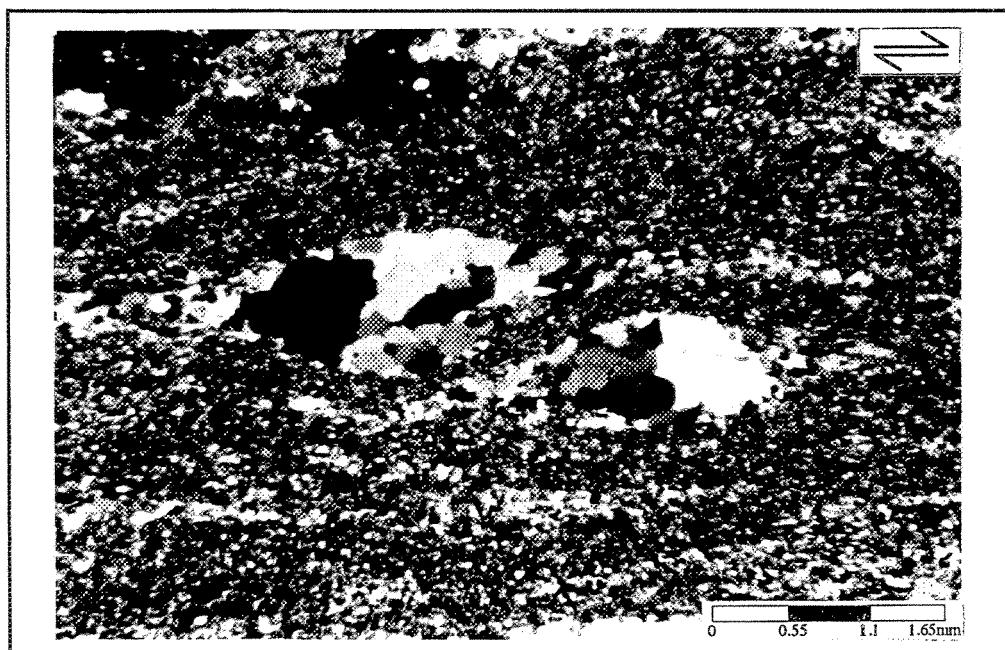


Figure 12. Microphotographie d'ombres de pression asymétriques montrant un mouvement de décrochement horaire compatible avec le mouvement dextre de la ZDC (lumière transmise en nicols croisés).

plusieurs cas, les axes de plis sont subparallèles à la linéation d'étirement (stéréogramme 5; figure 10).

Bien que les plis mégascopiques soient difficiles à bien circonscrire dans le secteur de par la difficulté à reconnaître des horizons repères fiables, deux échelles de plis mésoscopiques ont été reconnues, plus particulièrement sur le grand affleurement (figure 10). Le premier type, le plus important, est caractérisé par des plis isoclinaux d'amplitude décamétrique apparente (figure 13) qui affecte la stratification primaire. La trace axiale de ces plis est consistante sur plusieurs dizaines de mètres. Un plissement asymétrique en Z de moins de 1 mètre de longueur d'onde constitue le second groupe. Ces derniers semblent incompatibles avec la formation des plis du premier type puisqu'ils se retrouvent sur les 2 flancs des plis du premier type. Ces plis en forme de Z sont systématiquement associés avec des dykes de la troisième famille et sont par conséquent interprétés comme étant la représentation de la transposition de dykes originalement obliques à la schistosité. Ces dykes recoupent les plis du premier type mais sont affectés par les plis du deuxième type. Ils sont donc interprétés comme s'étant introduit durant l'activité de la ZDC.

Le rubanement lithologique subparallèle à la foliation mylonitique observé dans les affleurements de Grevet peut être expliqué par la combinaison du plissement et de la transposition. Le faible plongement des axes peut expliquer la géométrie lenticulaire des couches qui produit localement des relations de double fermeture (figure 14). Cette double fermeture apparaît être des plis non cylindriques mais en réalité, elle est interprétée comme un effet topographique sur l'affleurement. Les plis sont très serrés et les charnières sont plus épaisses en raison du plissement et de la transposition qui produit des plis comparables aux plis semblables (classe 2 de Ramsay 1967; figure 15). Cependant, l'identification de la classe d'un pli doit se faire dans le plan AC qui est perpendiculaire à l'axe du pli. Dans le

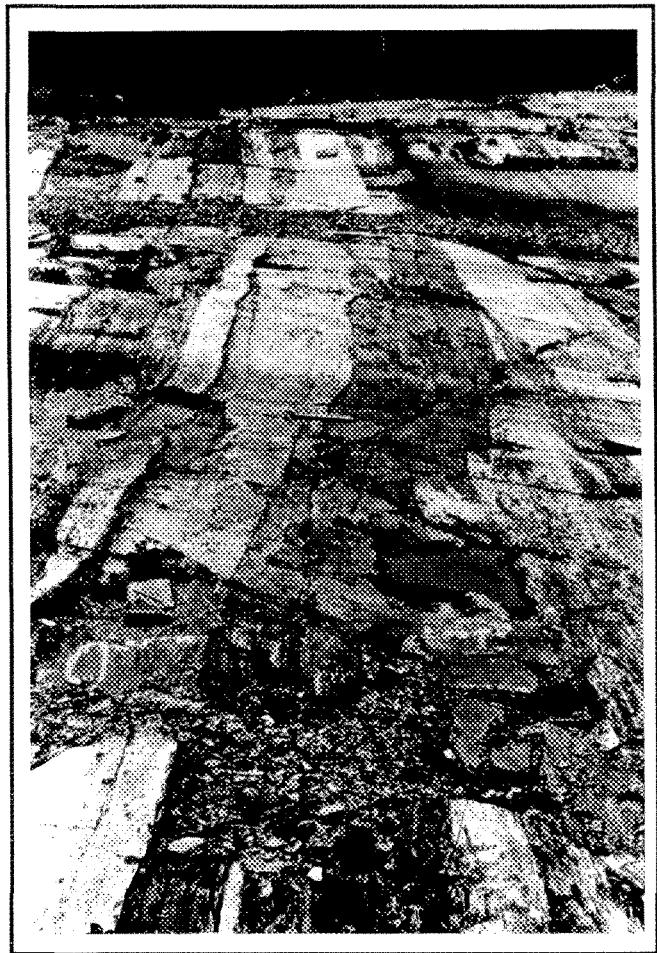


Figure 13. Affleurement avec des plis en forme de Z
(vue vers le SE)

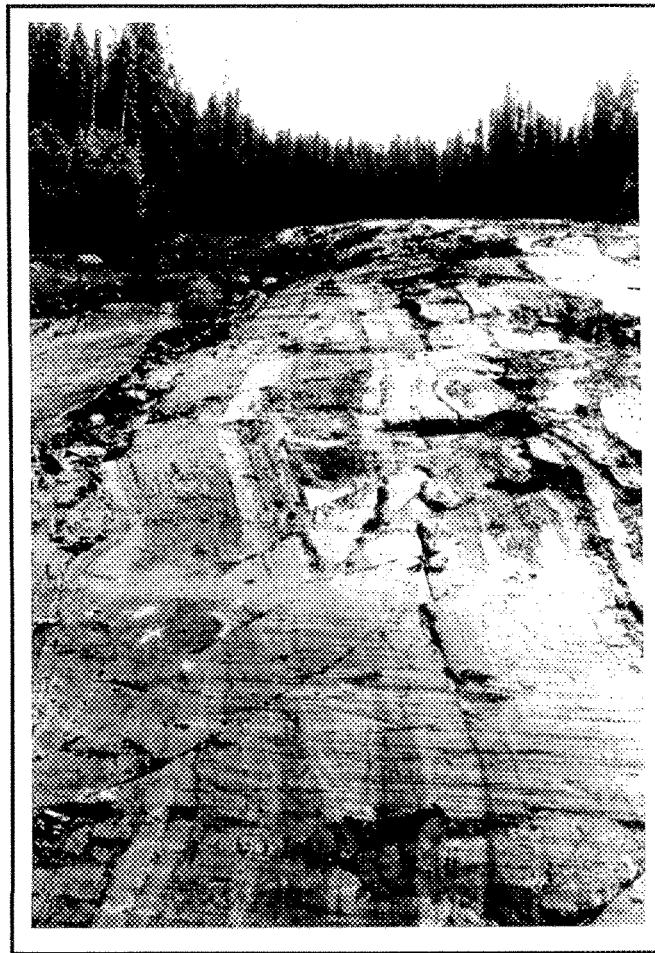


Figure 14. Pli à double fermeture
(vue vers le SE)

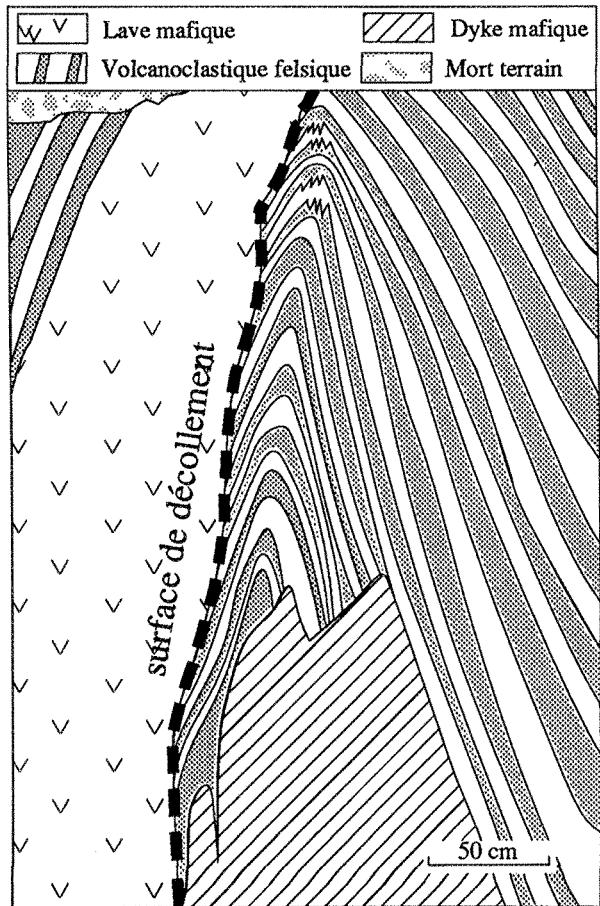


Figure 15. Pli avec une surface de décollement près de la charnière
(vue vers le SE).

cas qui nous concerne, l'observation doit donc être faite dans un plan vertical ce qui n'est pas possible étant donné l'absence de relief sur l'affleurement. Localement, les surfaces de décollement sont observées le long des flanc de la charnière de certains plis, une caractéristique typique pour la transposition (Turner et Weiss, 1963).

La transposition avec le développement d'un plissement asymétrique en forme de Z des unités lithologiques pourrait être développée en réponse au cisaillement dextre qui caractérise la ZDC. Le parallélisme entre les axes de plis et la linéation d'étirement est typique des régimes de forte déformation (Nicolas 1984), et peut être produit de deux façons. Premièrement, les plis ont pu être générés directement avec des axes d'attitude subhorizontale ou alternativement, les plis ont pu être générés avec une autre attitude et ensuite réorientés par rotation vers l'attitude de la linéation d'étirement (Cobbold et Quinquis 1980). À Grevet, le fait que tous les axes de plis affectant différentes surfaces d'orientations aléatoires tendent vers l'horizontale suggère que le mécanisme de rotation des axes de pli parallèle à la linéation d'étirement s'apparente à celui des plis en fourreau tels que décrit par Cobbold et Quinquis (1980).

CHAPITRE IV

MINÉRALOGIE DU DÉPOT DE SULFURES MASSIFS

4.1 INTRODUCTION

La minéralisation en métaux usuels de Grevet se présente en plusieurs lentilles ellipsoïdes orientées parallèlement à la foliation mylonitique, espacées approximativement de 100 mètres d'intervalle sur les sections (figure 16). Chacune des lentilles de sulfures massifs mesurent plusieurs centaines de mètres le long de l'axe principal avec des épaisseurs de 5 centimètres à 12 mètres. Les principaux constituants des lentilles minéralisées sont la sphalérite et la pyrite qui se retrouvent en proportion variable.

4.2 TYPOLOGIE DES PHASES MÉTALLIQUES

Dans les lentilles minéralisées, trois types de faciès ont été reconnus: (1) un faciès massif riche en sphalérite et pyrite; (2) un faciès bréchique et à filonnets également riches en sphalérite et pyrite et; (3) un faciès disséminée de pyrite (figure 17). Une lentille de sulfures massifs peut comprendre un ou plusieurs faciès.

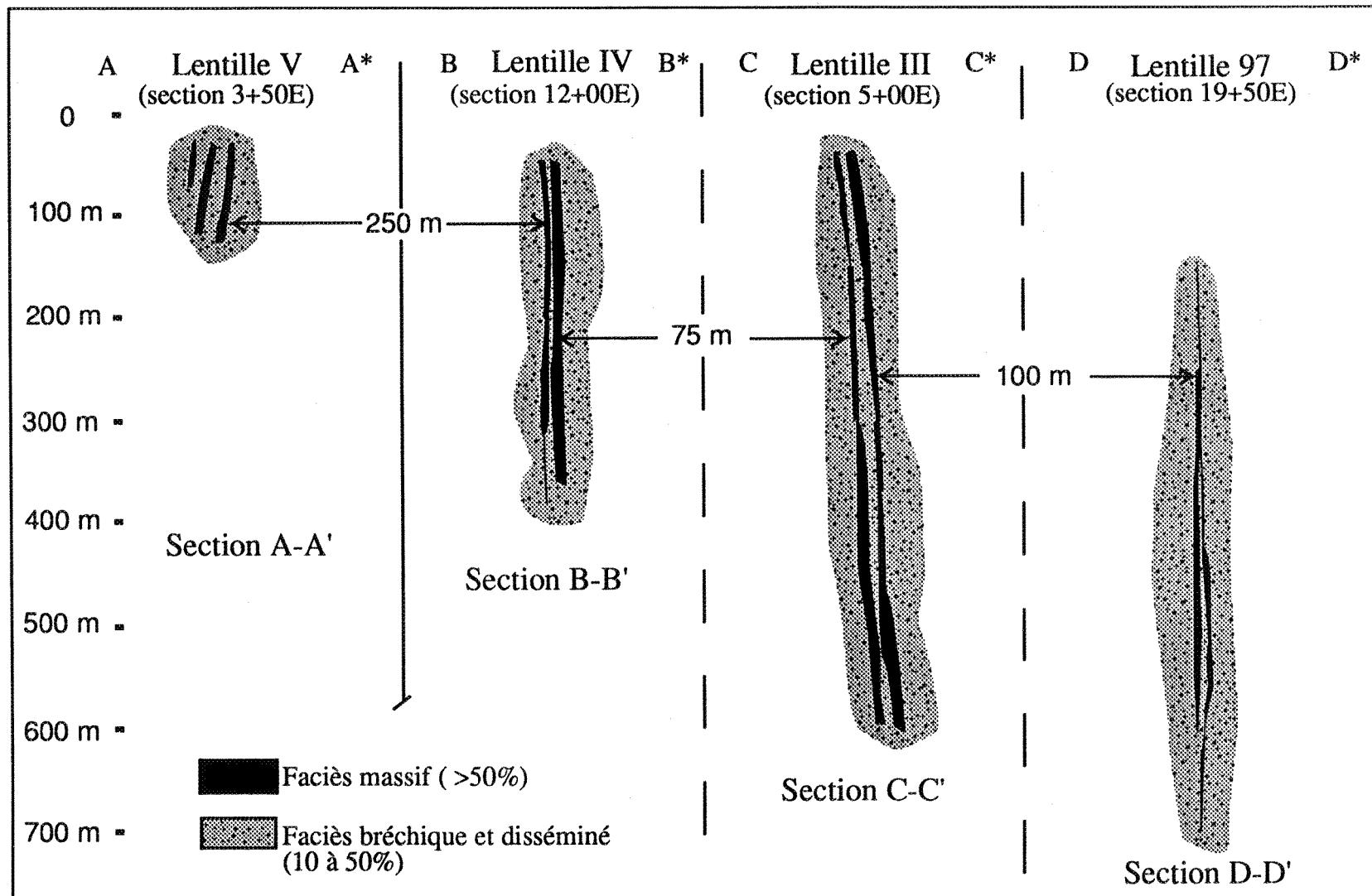


Figure 16. Section verticale à travers les principales lentilles minéralisées du bloc M. Les lentilles sont localisées à la figure 5.

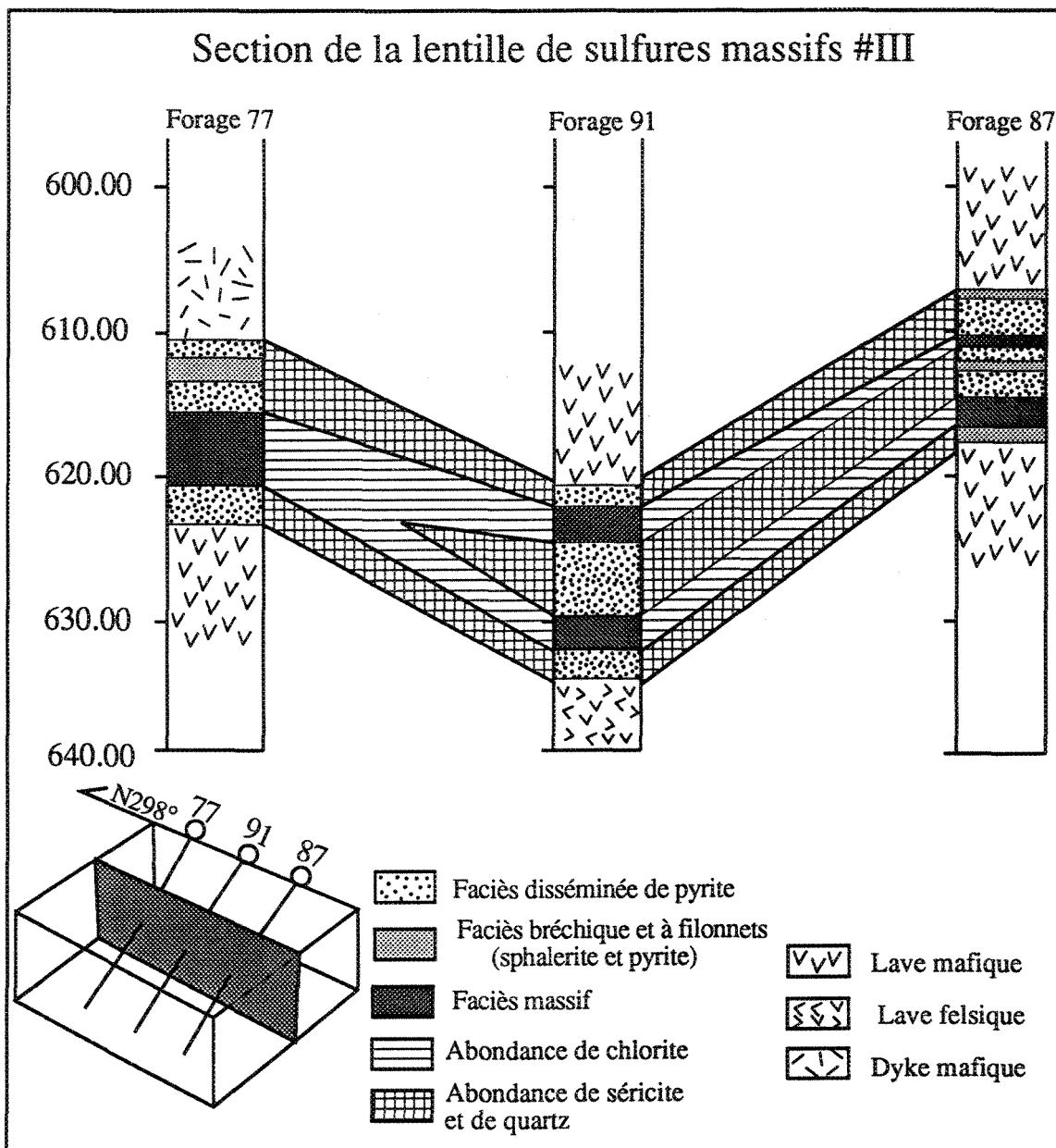


Figure 17. Configuration spatiale des différents faciès et patron d'altération des forages provenant de la lentille 3. Les patron d'altération sont le résultat d'une estimation visuelle au microscope. Les forages sont localisés à la figure 5.

a- Faciès massif de sphalérite et de pyrite

Le faciès massif (>70% de sulfures), comprend des proportions variables de sphalérite et de pyrite avec en quantité moindre de la pyrrhotite, de la magnétite, de la galène, de la chalcopyrite et de l'arsénopyrite (tableau 2). Généralement, la forme des lentilles minéralisées atteint plusieurs dizaines de mètres de longueur et de profondeur et fait généralement de 1 à 7 mètres d'épaisseur. Les contacts des lentilles avec l'encaissant sont généralement francs et sont ou bien ondulants ou bien corrugés dépendamment de la composition minéralogique des lentilles (figure 18a). Les lentilles riches en pyrite contiennent un rubanement granulométrique interne avec des contacts de grains francs (figure 18b). Ces contacts peuvent être interprétés comme le résultat d'un comportement fragile tel que décrit par Graf et Skinner (1970). Les lentilles à dominance de sphalérite montrent des contacts de grains irréguliers qui pourrait s'expliquer par un comportement ductile de la sphalérite (figure 18c).

La pyrite est retrouvée sous trois formes. Le premier type comprend de petits grains (0.05 à 0.8 mm) de pyrite allotriomorphe montrant localement la présence de points triples à 120°. Le second type consiste en des grains de 0.5 à 1.3 mm de formes allotriomorphes à automorphes avec de nombreuses inclusions de chalcopyrite, de sphalérite et de pyrrhotite localisées le long de fractures et de bordures de grains (figure 19). Le troisième type comprend des grains grossiers (1.5 à 8 mm) qui sont situés généralement dans une matrice de pyrrhotite avec le développement d'un patron de fractures régulières indiquant un comportement cassant. La bordure des grains des deux premiers types de pyrite est corrodée et montrent un remplacement par la sphalérite.

Tableau 2. Mineralogie du faciès massif du gisement de Grevet

Mineral *	%	Grandeur	Forme	Remarque (avec les relations de contact)
Pyrite	30 à 70	0.05 à 0.8 mm	Allotriomorphe	-Inclusion dans magnetite -points triple à 120° -Microfractures irrégulières
		0.5 à 1.3 mm	Allotriomorphe à automorphe	-Contient des inclusions de tous les autres sulfures
		1.5 à 8 mm	Porphyroblastique	-Comportement cassant -Fracturé quand il est inclu dans une matrice de pyrrhotite
Sphalerite	30 à 70	?	-Plage irrégulière	-Intercroissance irrégulière de la pyrite (remplacement et inclusion) -Remplace la galène
Chalcopyrite	1 à 10	0.05 à 0.9 mm	-Orienté "blebs and rods"	-Interstiel à la sphalerite et la pyrite
Pyrrhotite	5 à 15	0.03 à ?	Allotriomorphe à hypidiomorphe	-Inclusion dans pyrite et magnetite -Interstiel et inclusion dans la sphalerite -Mâcle de déformation -Dans les fractures de la pyrite
Magnétite	1 à 15	0.02 à 0.7 mm	Allotriomorphe à hypidiomorphe	-Interstiel et en inclusion dans la pyrite -Disséminé -Remplacement et en inclusion dans la pyrite
Galène	1 à 2	0.01 à 0.7 mm	Allotriomorphe	-Interstiel dans la pyrite et la sphalerite -Inclusion dans pyrite et sphalerite
Arsénopyrite	trace	0.02 à 0.2 mm	Allotriomorphe à hypidiomorphe	-Inclusion dans la pyrite disseminée

* Décrit en ordre d'abondance

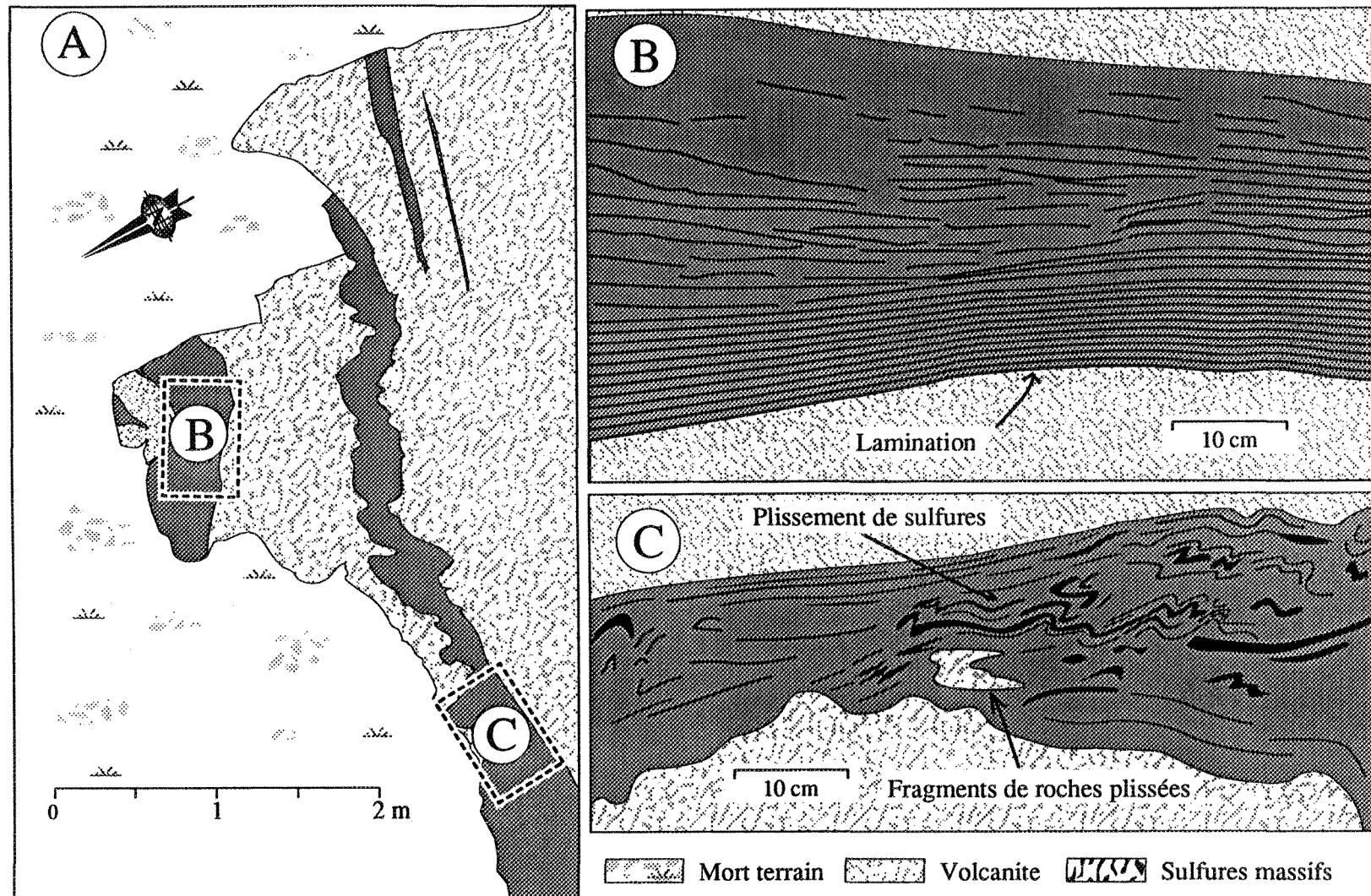


Figure 18. Différents types de contact entre le faciès massif et la roche hôte. A. Représentation des lentilles 3.1 et 3.2 en surface. B. Forme et contact rectiligne pour les lentilles riches en pyrite. C. Contact ondulant et corrugé pour les lentilles riches en sphalérite.

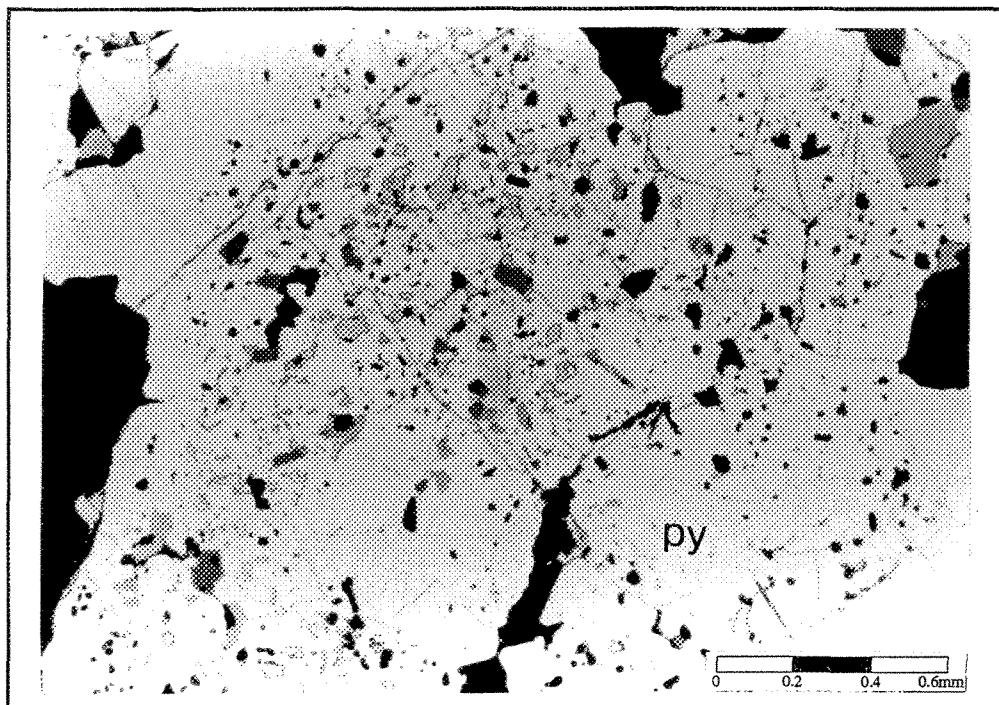


Figure 19. Microphotographie de pyrite avec des inclusions de pyrrhotite, de sphalérite et de chalcopyrite dans le faciès massif (lumière réfléchie en nicol simple).

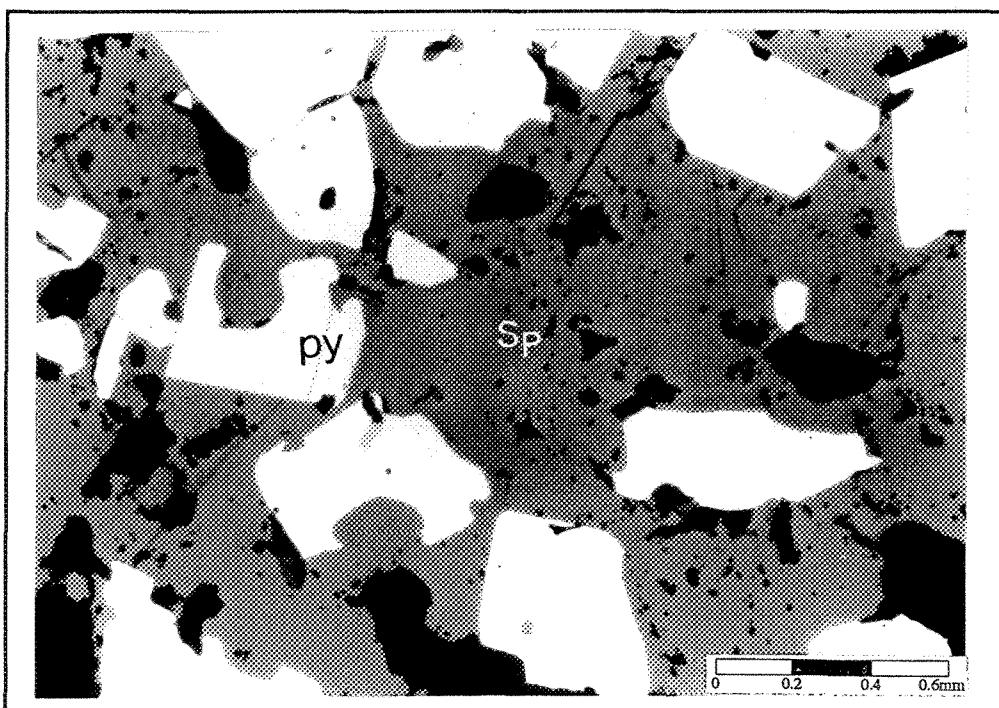


Figure 20. Microphotographie du remplacement de la sphalérite par la pyrite dans le faciès massif (lumière réfléchie en nicol simple)

La sphalérite de couleur noire forme des plages irrégulières sans contact de grains visibles. La présence sous forme d'anneaux et de tâches de pyrite dans la sphalérite (figure 20) indique une intercroissance irrégulière partielle de la sphalérite au détriment de la pyrite (0.1 à 0.5 mm). Les inclusions de chalcopyrite (0.05 à 0.1 mm), résultat d'une exsolution, sont communes et se présentent en minces filets orientés (figure 21). La chalcopyrite et la galène forment des inclusions (0.01 à 0.7 mm) dans tous les autres sulfures (exceptée l'arsénopyrite), et développent des interstices entre les grains de pyrite. La pyrrhotite se présente en grains allotriomorphe à hypidiomorphe (>0.03 mm) et sous forme de plages irrégulières. Elle montre le développement de mâcle de déformation (figure 22) et se distribue généralement le long des plans de fractures de la pyrite.

La magnétite se retrouve en grains disséminés (0.02 à 0.7 mm) sous la forme allotriomorphe à hypidiomorphe dans les zones riches en pyrite et pyrite-sphalérite avec une distribution aléatoire. Dans le faciès riche en pyrite, la magnétite occupe par endroit jusqu'à 30% du volume total. Localement, la magnétite forme de petites bandes plissées et démembrées. L'arsénopyrite généralement se présente en cristaux allotriomorphes à hypidiomorphe et localement idiomorphe dans la sphalérite et la pyrite.

Le rubanement compositionnel observé dans les zones riches en sphalérite et en pyrite, et localement le plissement interne dans le faciès massif riche en sphalérite, pourraient être interprétés comme du rubanement primaire préservé et du plissement syn-dépositionnel. Certaines textures à l'intérieur du faciès massif donne l'impression d'un pétrissage et d'un broyage qui s'apparente à la texture "durchbewegung" décrit par Vokes (1969). Cependant, la présence d'une schistosité, de fragments de roches plissées montrant une foliation mylonitique bien développée dans les sulfures massifs (figures 23-24) suggèrent une origine tectonique pour le plissement. Ces fragments de roches plissées sont eux-mêmes recoupés

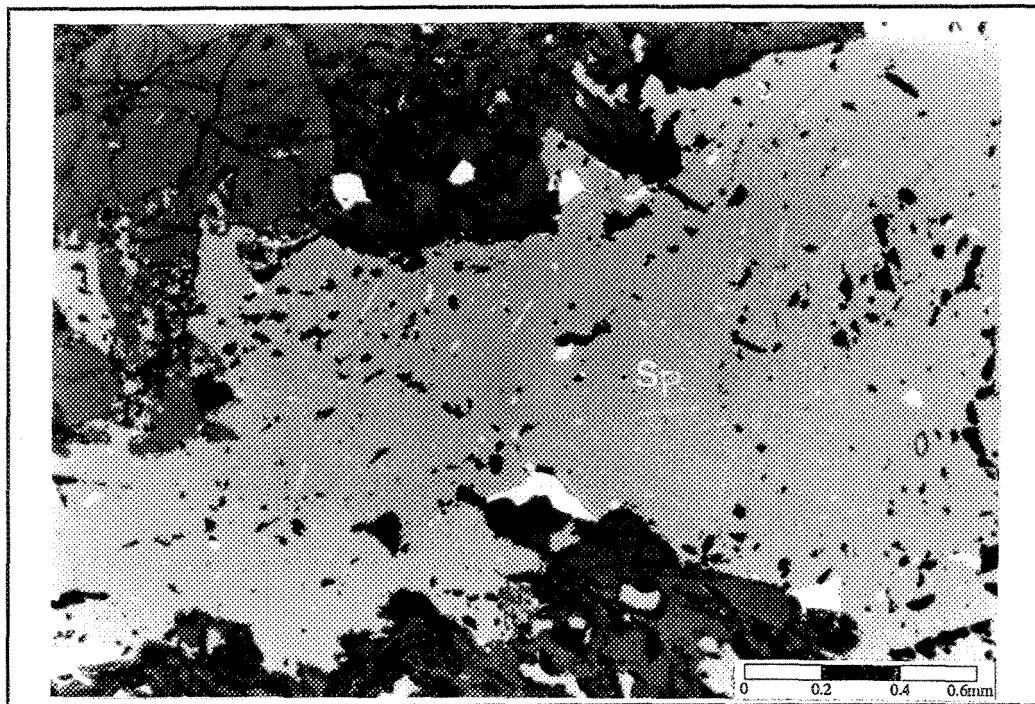


Figure 21. Microphotographie de l'exsolution de la chalcopyrite dans la sphalérite dans le faciès massif (lumière réfléchie en nicol simple).

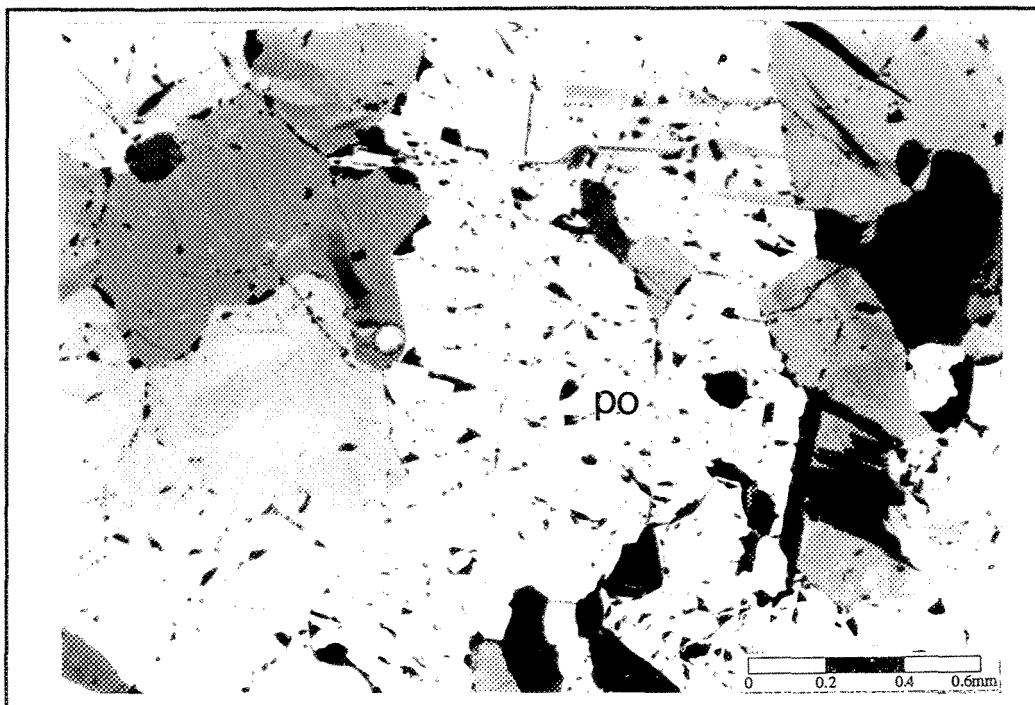


Figure 22. Microphotographie de macle de déformation de la pyrrhotite dans la faciès massif (lumière réfléchie en nicol simple).

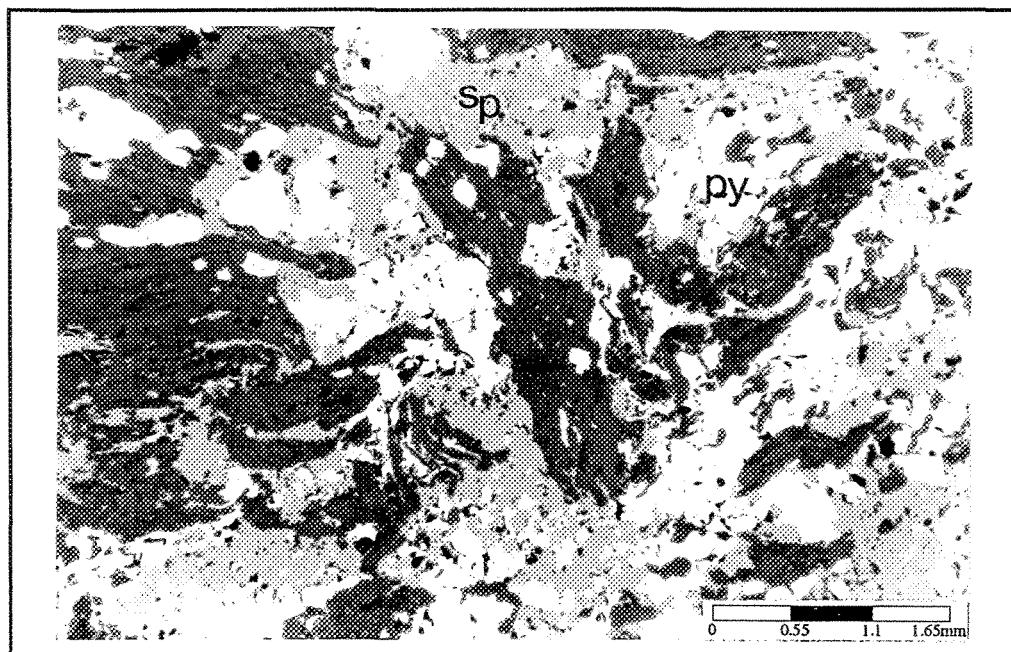


Figure 23. Microphotographie de veines de sulfures qui recoupent la foliation mylonitique dans le faciès bréchique (lumière réfléchie en nicol simple).

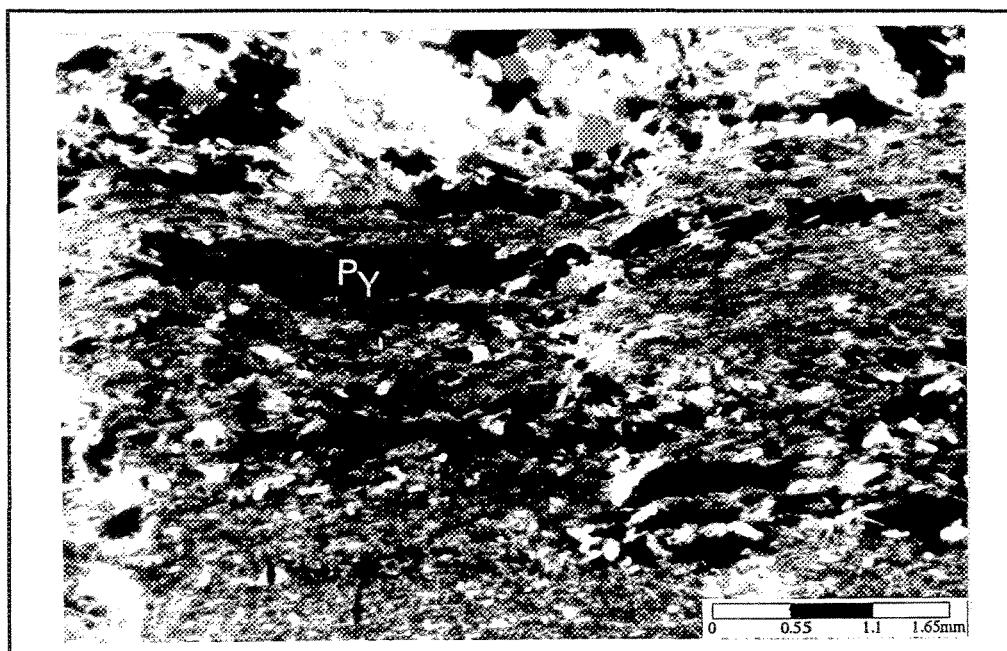


Figure 24. Microphotographie d'aggrégats de sphalérite et de pyrite parallèle à la foliation mylonitique dans la faciès disséminé (lumière transmise en nicols croisés).

par des veines de sphalérite et de pyrite tardives. La nature des contacts roches hôtes - sulfures se présente de plusieurs façons: rectilignes, irrégulières ou graduelles.

b- Faciès bréchique et à filonnets de la sphalérite et de la pyrite

Les zones à filonnets et/ou bréchiques comprennent des proportions variables de plusieurs phases métalliques (tableau 3). Les filons de sulfures décrivent un patron anastomosé sur de faibles épaisseurs (<2m) avec latéralement des zones discontinues (>20% et <80% de sulfures). Ce faciès montre des contacts graduels ou francs avec la roche encaissante et les faciès massif et disséminé. Tous les sulfures sont en quantité moindre que dans le faciès massif à l'exception de la chalcopyrite qui peut occuper par endroit 15% du volume total.

La pyrite est retrouvée sous deux formes. Le premier type comprend de petits grains allotriomorphes de pyrite contenant quelques inclusions de magnétite avec par endroit le développement d'une microfracturation. Le deuxième type est une pyrite présente sous la forme de cristaux allotriomorphes à automorphes de 0.5 à 1.3 mm de diamètre avec des inclusions de tous les sulfures présents dans ce faciès. Cette pyrite montre à l'occasion des traînées d'inclusions de quartz et de feldspath de part et d'autre du minéral.

Deux types de sphalérite sont reconnus dans ce faciès, une sphalérite noire plus commune et une sphalérite mielleuse. La sphalérite noire, en cristaux allotriomorphe à hypidiomorphe (0.1 à 4 mm) est présente surtout dans des zones contenant entre 50 et 70 % de sulfures. La sphalérite mielleuse présente sous la forme de fines plages allongées irrégulières (0.05 à 3 mm) se développe uniquement dans des zones contenant entre 20 et 50% de sulfures. Il n'y a jamais de coexistence entre les deux types de sphalérite. La

Tableau 3. Minéralogie du faciès bréchique et à filonnets du gisement de Grevet

Minéral*	%	Grandeur	Forme	Remarque
Pyrite	40 à 70	0.05 à 0.8 mm	Allotriomorphe	-Inclusion dans la magnétite -Microfractures irrégulières
		0.5 à 1.3 mm	Allotriomorphe à automorphe	-Contient des inclusions de tous les autres sulfures
Sphalérite(miel)	10 à 25	0.1 à 4 mm	Allotriomorphe à hypidiomorphe	-Comportement plastique
Sphalérite noire	5 à 15	0.05 à 3 mm	Fines plages allongées	
Chalcopyrite	5 à 15	0.05 à 4 mm	Allotriomorphe	-Disséminé
Pyrrhotite	5 à 10	0.03 à ?	Allotriomorphe à hypidiomorphe	-Dans les fractures de la pyrite -Inclusion et intersticiel dans la sphalérite
Magnétite	5 à 8	0.02 à 0.7 mm	Allotriomorphe à hypidiomorphe	-Disséminé -Remplacement et en inclusion dans la pyrite

*Décrit en ordre d'abondance

chalcopyrite généralement disséminée est présente sous formes de grandes plages irrégulières (0.05 à 4 mm). La pyrrhotite en cristaux allotriomorphes à hypidiomorphe (>0.03 mm) se développe dans les fractures de la pyrite et en inclusion ou interstitiel dans les grains de sphalérite noire. La pyrrhotite est absente en présence de la sphalérite mielleuse. La magnétite, beaucoup moins abondante dans ce faciès (<15%), forme des cristaux allotriomorphes à hypidiomorphes (0.02 à 0.7 mm) et montre dans l'ensemble une distribution aléatoire. Localement, la magnétite s'infiltra dans les fractures de la pyrite et se présente en agrégats à proximité de la sphalérite noire.

Les sulfures et les minéraux de gangue dans la roche encaissante tendent à s'aligner et s'aplatir parallèlement à l'orientation de la foliation mylonitique. Cependant, les sulfures recoupent localement la foliation mylonitique et les rubans de quartz. Il y a un détachement des fragments d'épontes hautement mylonitisés dans les sulfures. Les fragments d'épontes montrent un plissement de la foliation mylonitique. Ce phénomène est observé dans l'ensemble de ce faciès. Il y a de nombreuses inclusions de roches encaissantes dans les sulfures qui dénotent des reliquats de la foliation mylonitique et du clivage de crénulation.

c-Faciès disséminée

Le faciès disséminée est composé de moins de 20 % de sulfures (tableau 4) dont la majeure partie est constituée de pyrite. La pyrite est présente sous deux formes: (1) grains allotriomorphes (0.05 à 0.8 mm) et; (2) grains allotriomorphes à automorphes (0.5 à 1.3 mm). Localement, il y a de la sphalérite mielleuse et dont les cristaux varient d'allotriomorphes à hypidiomorphes. La magnétite est disséminée avec des cristaux allotriomorphes à hypidiomorphes.

Tableau 4. Minéralogie du faciès disséminé du gisement de Grevet

Minéral*	%	Grandeur	Forme	Remarque
Pyrite	60 à 85	0.05 à 0.8 mm	Allotriomorphe	Disséminé
		0.5 à 1.3 mm	Allotriomorphe à automorphe	Disséminé
Sphalérite	5 à 10	0.1 à 4 mm	Allotriomorphe à hypidiomorphe	Disséminé
Magnétite	1 à 5	0.02 à 0.7 mm	Allotriomorphe à hypidiomorphe	Disséminé

*Décrit en ordre d'abondance

Ce faciès forme généralement des zones d'épaisseurs métriques à décamétriques avec des longueurs de plusieurs dizaines de mètres. Ils se situent dans ou en périphérie des faciès massifs et à filonnets. Les sulfures forment de petites laminés millimétriques parallèles à la foliation mylonitique. Ce faciès est généralement observé dans les roches hautement déformées et intensément silicifiées et sérichtisées. La présence du faciès disséminé délimite dans tous les cas la terminaison des lentilles minéralisées. La pyrite forme des grains individuels et des agrégats allongés qui sont bordés de part et d'autre par des ombres de pression remplies de quartz.

En somme, chacun des trois faciès se distingue par: (1) la quantité de sulfures présents; (2) l'assemblage minéralogique; (3) l'influence de la déformation et; (4) les textures minéralogiques. Il y a de nombreuses évidences de déformation dans chacun des trois faciès. On retient entre autre: (1) l'identification de détachement de fragments d'éponte déformé au sein des sulfures massifs; (2) la distribution hétérogène des différents faciès à l'intérieur d'une même lentille; (3) la nature des contacts très variable; (4) le développement d'une foliation mylonitique dans les faciès disséminés et parfois à filonnets / bréchiques; (5) l'alignement de sulfures le long des plans de la foliation mylonitique; (6) l'absence d'une continuité des faciès lithologiques dans les épontes supérieures et inférieures des lentilles. Ces observations nous permettent d'affirmer que tous les faciès semblent avoir été complètement déformés à l'exception du cœur du faciès massif qui montre un rubanement minéralogique qui peut s'apparenter au rubanement reconnu dans de nombreux sulfures massifs en Abitibi.

4.3 DISTRIBUTION SPATIALE DES FACIES MINÉRALISÉS

Les trois types de faciès se présentent généralement ensemble dans chacune des lentilles minéralisées. Dans les lentilles de sulfures massifs individuelles, les différents types de faciès montrent une distribution irrégulière qui sont juxtaposés les uns sur les autres aléatoirement dans les lentilles minéralisées.

Les principales lentilles économiques du bloc M sont représentées en section verticale à la figure 16. Cette projection démontre que les lentilles minéralisées sont de plus en plus profondes en direction NE. On reconnaît de plus, plusieurs lentilles subsidiaires associées aux lentilles principales lesquelles sont disposées de la même manière que les lentilles majeures.

Les lentilles minéralisées sont aplatises parallèles au plan de la foliation mylonitique et l'axe long de la lentille plonge principalement vers le SE parallèlement à la linéation d'étirement. Les courbes d'isovaleurs du Zn, Cu, et Ag, basées sur plus de 100 forages sont présentées en section longitudinale pour la lentille 3 (figures 25, 26 et 27). L'enveloppe de l'aire de la minéralisation montre une forme allongée qui plonge de 15° à 20° vers l'est. Une autre tendance orthogonale à la première peut être dégagée (figures 25, 26 et 27). Cette tendance coïncide avec les axes de boudin et pourrait peut être s'expliquer par une rupture de la lentille par boudinage.

En plus des textures produites par la déformation et la recristallisation, les minéraux sulfurés montrent des évidences d'une remobilisation sur des échelles centimétriques à métriques (tableau 5) principalement dans les faciès massifs, à filonnets ou bréchiques. Les évidences les plus importantes dans le faciès bréchique et à filonnets sont: (1) des veines et

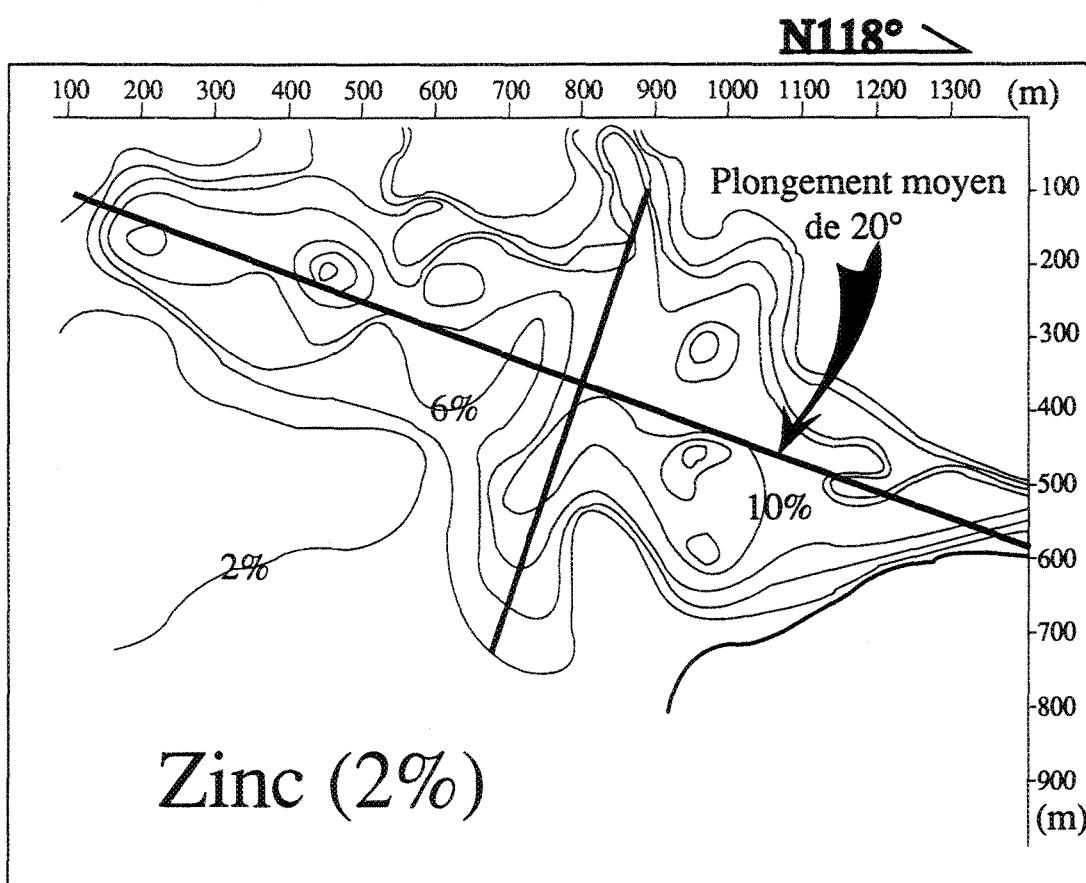


Figure 25 . Section longitudinale de la lentille 3. Courbes d'isovaleurs par valeur croissante de 2 % pour le zinc qui montre un plongement consistant vers le SE. L'enveloppe minéralisée est parallèle à la linéation d'étirement.

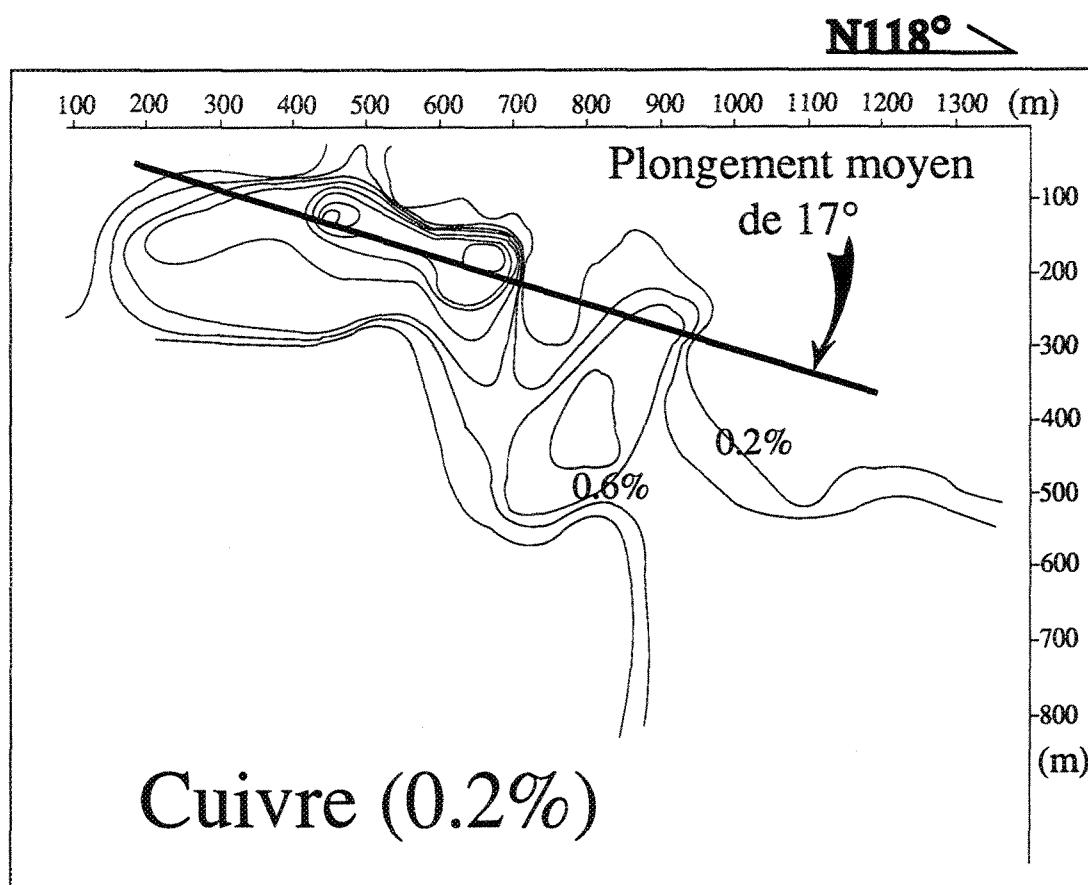


Figure 26. Section longitudinale de la section 3. Courbes d'isovaleurs par valeur croissante de 0.2% pour le cuivre qui montre un plongement consistant vers le SE. L'enveloppe minéralisée est parallèle à la linéation d'étirement.

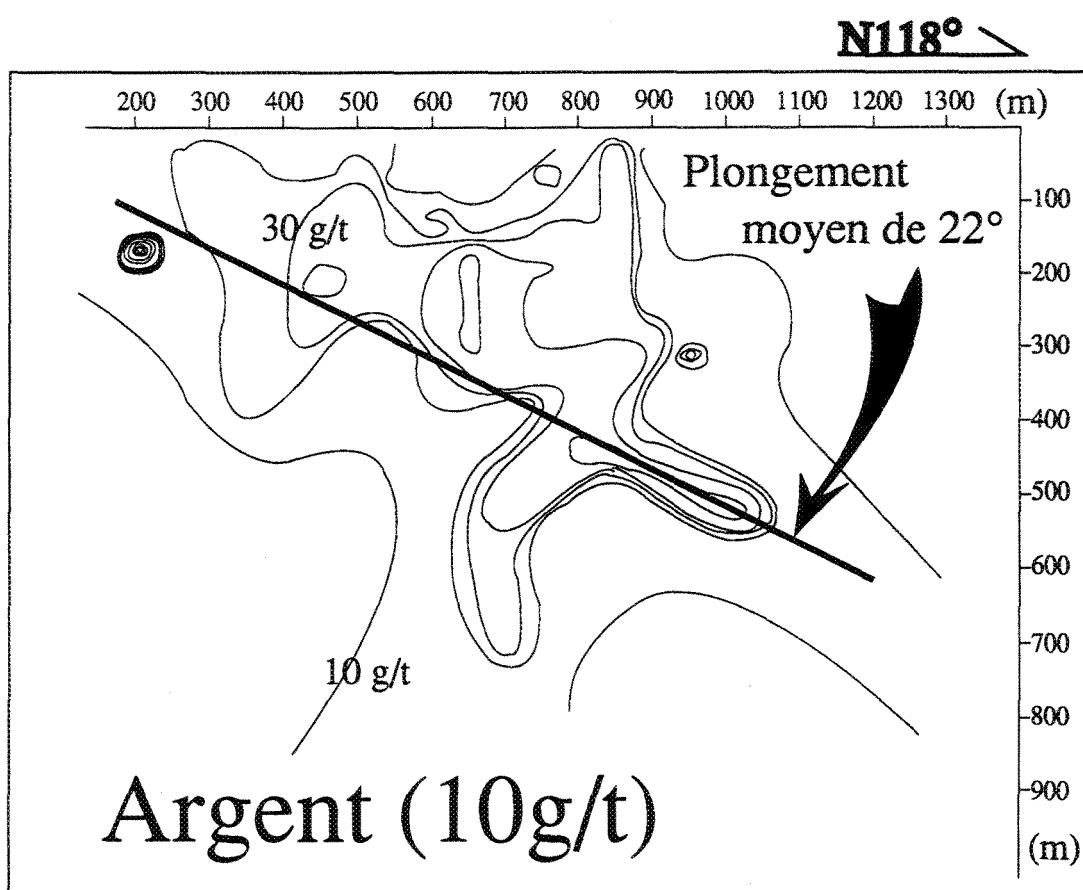


Figure 27. Section longitudinale de la lentille 3. Courbe d'isovaleur pour l'argent qui montre un plongement consistant vers le SE. L'enveloppe minéralisée est parallèle à la linéation d'étirement.

Tableau 5. Évidence texturale de la déformation et de la remobilisation dans les trois faciès à l'échelle microscopique

Faciès	Relations texturales
Massif	<ul style="list-style-type: none"> -Injection de veines minéralisées dans la roche hôte à la bordure des lentilles de sulfures massifs -Déplacement des roches hôtes mylonitisées dans les sulfures -Extinction ondulante et mâcle dans la pyrrhotite -Microfractures cassantes dans la pyrite
Bréchique et à filonnets	<ul style="list-style-type: none"> -Aplatissement des grains de sulfures parallèle à la foliation mylonitique -Allongement des grains de sulfures parallèle à la linéation d'étirement -Relation de recouplement des rubans de quartz dans les sulfures -Injection de veines minéralisées dans la roche hôte à la bordure des lentilles de sulfures massifs -Déplacement des roches hôtes mylonitisées dans les sulfures -Croissances des sulfures sur la foliation mylonitique -Reliquat de la foliation mylonitique comme patron d'inclusion dans les sulfures. -Grains de sphalérite allongés dans le faciès bréchique et à filonnets
Disséminé	<ul style="list-style-type: none"> -Aplatissement des grains de sulfures parallèle à la foliation mylonitique -Allongement des grains de sulfures parallèle à la linéation d'étirement -Croissance des sulfures sur la foliation mylonitique -Injection des sulfures dans le clivage de crénulation -Ombres de pression autour des grains de pyrite -Grains de sphalérite allongés

veinules de sulfures qui recoupent la foliation mylonitique (figure 23) ce qui s'apparente aux "piercement veins" décrit par Maiden et al. (1986); (2) des sulfures qui recoupent des rubans de quartz et de petits lits de magnétite (figure 29) et; (3) des agrégats de sulfures logés dans les plans de la foliation mylonitique et dans les plans du clivage de crénulation tardif (figure 24). Dans le faciès massif, on reconnaît la présence de fragments d'éponette détachés de l'encaissant. Ces fragments détachés sont très schisteux et fortement plissés (figure 28). Ces observations suggèrent plusieurs phases de remobilisation correspondant au développement des différentes structures planaires durant la déformation progressive. La présence de sulfures concentrés et alignés dans les "shear bands" se produit essentiellement dans le faciès bréchique et à filonnets, ce qui suggèrent également une remobilisation des sulfures. Il est également possible d'interpréter des phénomènes de remobilisation aux échelles mésoscopiques et macroscopiques (tableaux 6 et 7).

4.4 ALTÉRATION

Une étude des carottes de forage de part et d'autres des lentilles minéralisées a permis d'observer des contenus élevés en chlorite, en carbonate, en séricite, en silice et en epidote. Les zones riches en chlorite se limitent en grande partie aux trois faciès minéralogiques et plus particulièrement dans le faciès massif où par endroit la chlorite occupe jusqu'à 95% de la gangue. L'observation microscopique a permis de faire ressortir la présence de deux variétés de chlorites basées sur une variation de la biréfringence. Cette observation pourrait démontrer des fluctuations dans le contenu en fer des chlorites. Les fragments de chlorite sont étirés et montrent le développement d'une schistosité dans les faciès à filonnets / bréchique et disséminées. Dans le faciès massif, il n'y a aucune évidence de déformation. Des carbonates sont présents généralement en périphérie des lentilles minéralisées. Les

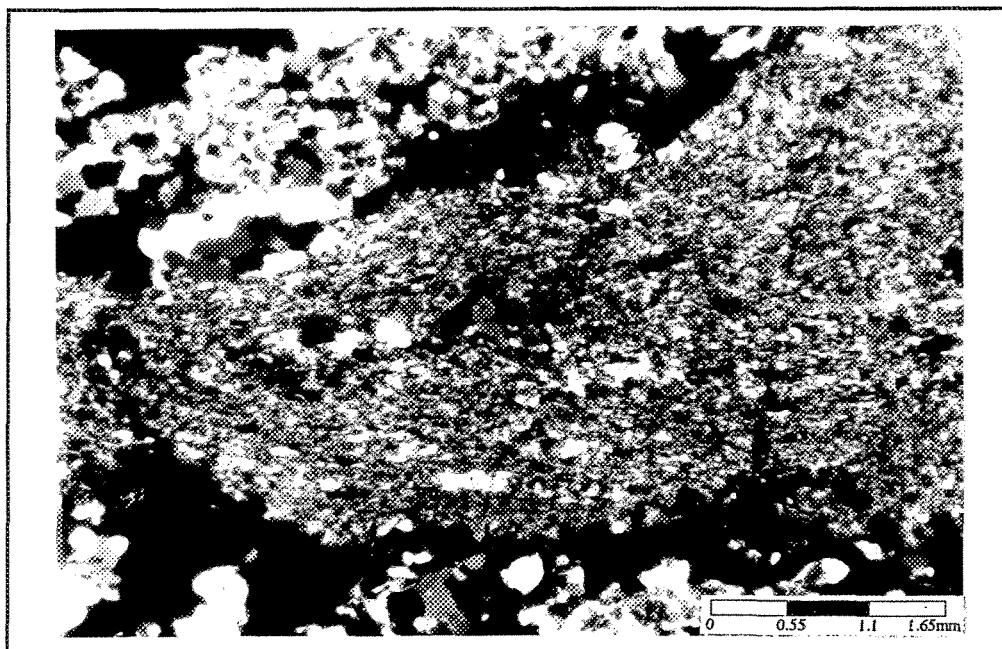


Figure 28. Microphotographie du plissement de fragments de la roche encaissant mylonitisée et détachée dans les lentilles minéralisées (lumière transmise en nicols croisés).

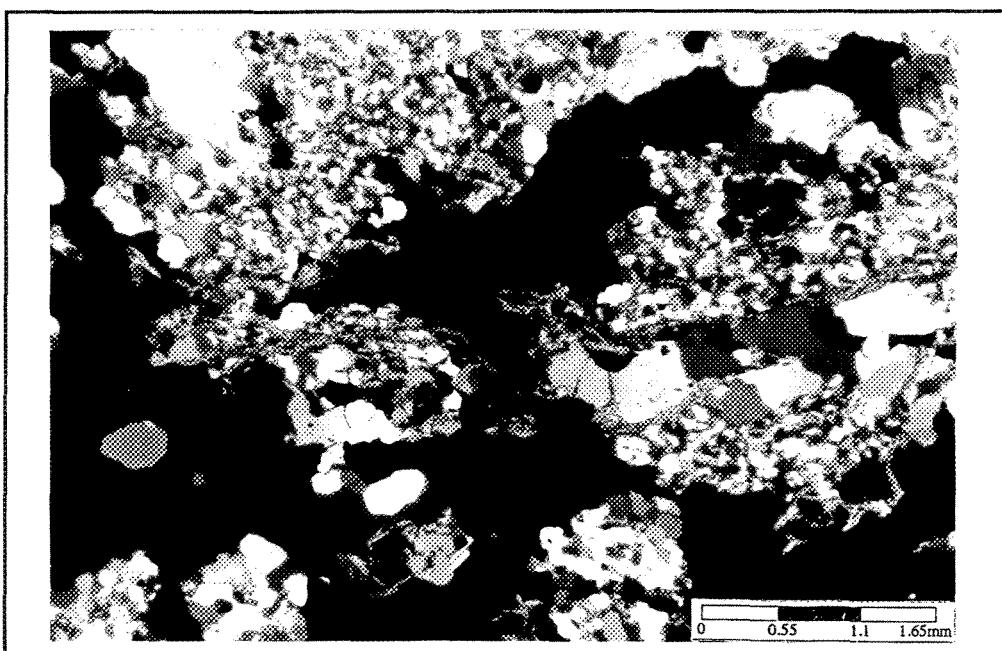


Figure 29. Microphotographie du recouplement de ruban de quartz par des veines de sulfures (lumière transmise en nicols croisés).

Tableau 6. Évidence texturale de la déformation et de la remobilisation des trois faciès à l'échelle mésoscopique

Faciès	Relations texturales
Massif	<ul style="list-style-type: none"> -Fragments d'épontes plissées et déracinées dans les lentilles de sulfures -Injection de veines minéralisées dans la roche hôte -Plissement d'aggrégats de sulfures parallèle à la foliation mylonitique -Veines de sphalérite et de pyrite recoupant les fragments plissés -Variation dans la nature des contacts roches hôtes-sulfures
Bréchique et à filonnets	<ul style="list-style-type: none"> -Aplatissement des grains de sulfures parallèle à la foliation mylonitique -Fragments d'épontes plissées et déracinées dans les lentilles de sulfures -Injection de veines minéralisées dans la roche hôte à la bordure des lentilles de sulfures massifs -Plissement d'aggrégats de sulfures parallèle à la foliation mylonitique -Veines de sphalérite et de pyrite recoupant les fragments plissés. -Variation dans la nature des contacts roches hôtes-sulfures -Remobilisation des sulfures dans les "shear bands"
Disséminé	<ul style="list-style-type: none"> -Aplatissement des grains de sulfures parallèle à la foliation mylonitique -Remobilisation des sulfures dans les "shear bands"

Tableau 7. Évidence texturale de la déformation et de la remobilisation des trois faciès à l'échelle macroscopique. (Aucune distinction de faciès possible)

<ul style="list-style-type: none"> -Lentilles de sulfures parallèle à la foliation mylonitique -Lentilles discontinues dû à un démembrément tectonique -Axe long des corps minéralisés parallèle à la linéation d'étirement -Les lentilles subsidiaires se rattachent aux lentilles principales -Patron symétrique des altérations de part et d'autre des lentilles -Transposition et boudinage des roches hôtes et des lentilles minéralisées.

carbonates sont situés principalement dans les laves mafiques et deviennent progressivement moins importants dans des zones à dominance de laves felsiques. Les carbonates sont absents des lentilles minéralisées sauf à quelques occasions dans le faciès bréchique et en présence de dykes mafiques riches en carbonate qui recoupent la minéralisation. Ils se distribuent essentiellement dans les laves mafiques et dans les fragments des volcanoclastites. Localement, ils s'infiltrent le long des plans de fractures. La déformation des carbonates se limite à l'étirement de certains grains le long du plan principal de la foliation mylonitique. La séricite est présente dans les laves felsiques et dans les faciès disséminé et bréchique. La séricite, distribuée de façon hétérogène, se présente en petites lattes irrégulières le long des plans de la foliation mylonitique. Le contenu en silice a surtout été identifié dans le faciès bréchique et parfois dans les laves felsiques. La présence d'épidote se limite aux horizons felsiques.

Les altérations n'ont été étudiées que par microscopie conventionnelle. Les altérations du dépôt de Grevet dans son ensemble pourraient inclure des processus de carbonatation, de chloritisation, de séricitisation, de silicification et d'une faible épidotisation avec une séricitisation et une carbonatation qui sont les processus dominant affectant les roches hôtes immédiates. La carbonatation affecte tous les faciès lithologiques dans la ZDC et peut être attribuable à la circulation de fluide riche en CO₂ produit durant le métamorphisme régional, le développement de la ZDC ou encore lors de la mise en place de la minéralisation.

La distribution spatiale des différents types d'altération près des zones minéralisées définit un patron général autour des lentilles de sulfures massifs (figure 17). Dans le faciès massif, les zones riches en pyrite sont généralement associées avec des altérations chloriteuses, tandis que les zones riches en sphalérite sont communément associées à des altérations de séricite-quartz. La zone d'assemblage mixte de sphalérite et de pyrite exhibe

généralement des altérations en chlorite, séricite et quartz, avec une chloritisation dominante. Dans les faciès bréchique / à filonnets et disséminé, les altérations dominantes sont la séricitisation et la silicification avec localement la présence de chlorite associée à la pyrite. Aux stades de cette étude, il est difficile de séparer les altérations reliées à la ZDC et les altérations possiblement primaire relié à l'emplacement du dépôt. La caractéristique la plus remarquable du patron d'altération est une symétrie apparente sur chacun des côtés des lentilles. Le patron d'altération dans un dépôt de sulfures massifs non déformés est généralement asymétrique (Lydon 1988). Le patron symétrique observé à Grevet peut représenter un patron original symétrique, ou peut être dû à une modification originelle du patron asymétrique.

CHAPITRE V

DISCUSSION ET CONCLUSION

a- Discussion

Bien que l'intensité de la déformation dans la ZDC ait modifiée considérablement la configuration initiale du dépôt de Grevet, il est possible d'établir la géométrie actuelle du dépôt par l'analyse des divers éléments structuraux (figure 30). Tout modèle visant à établir cette géométrie doit tenir compte des points suivants: (1) une foliation mylonitique à pendage subvertical; (2) une transposition par plissement asymétrique serré en forme de Z (figure 31) avec des axes de faible plongement ; (3) une linéation d'étirement subhorizontale parallèle aux plongements des enveloppes des aires de la minéralisation en Zn, Cu et Ag; (4) une présence des lentilles minéralisées de plus en plus profonde du SW au NE; (5) un boudinage, avec des axes subverticaux de boudins; (6) des indicateurs de mouvements dextres.

Il est important de noter que les fabriques structurales de la ZDC recoupent celles de la déformation régionale qui a produit des plis E-W associés à une schistosité de plan axial. Il est donc réaliste de supposer que les strates volcaniques étaient déjà en position subverticale avant l'activité de la ZDC. Le plissement et la transposition intense dans la ZDC résultent donc d'une angularité initiale entre l'orientation des couches et la direction du raccourcissement au sein de la ZDC. Une asymétrie constante en forme de Z autour de la zone de déformation ne peut être produite uniquement par du plissement excepté si elle se

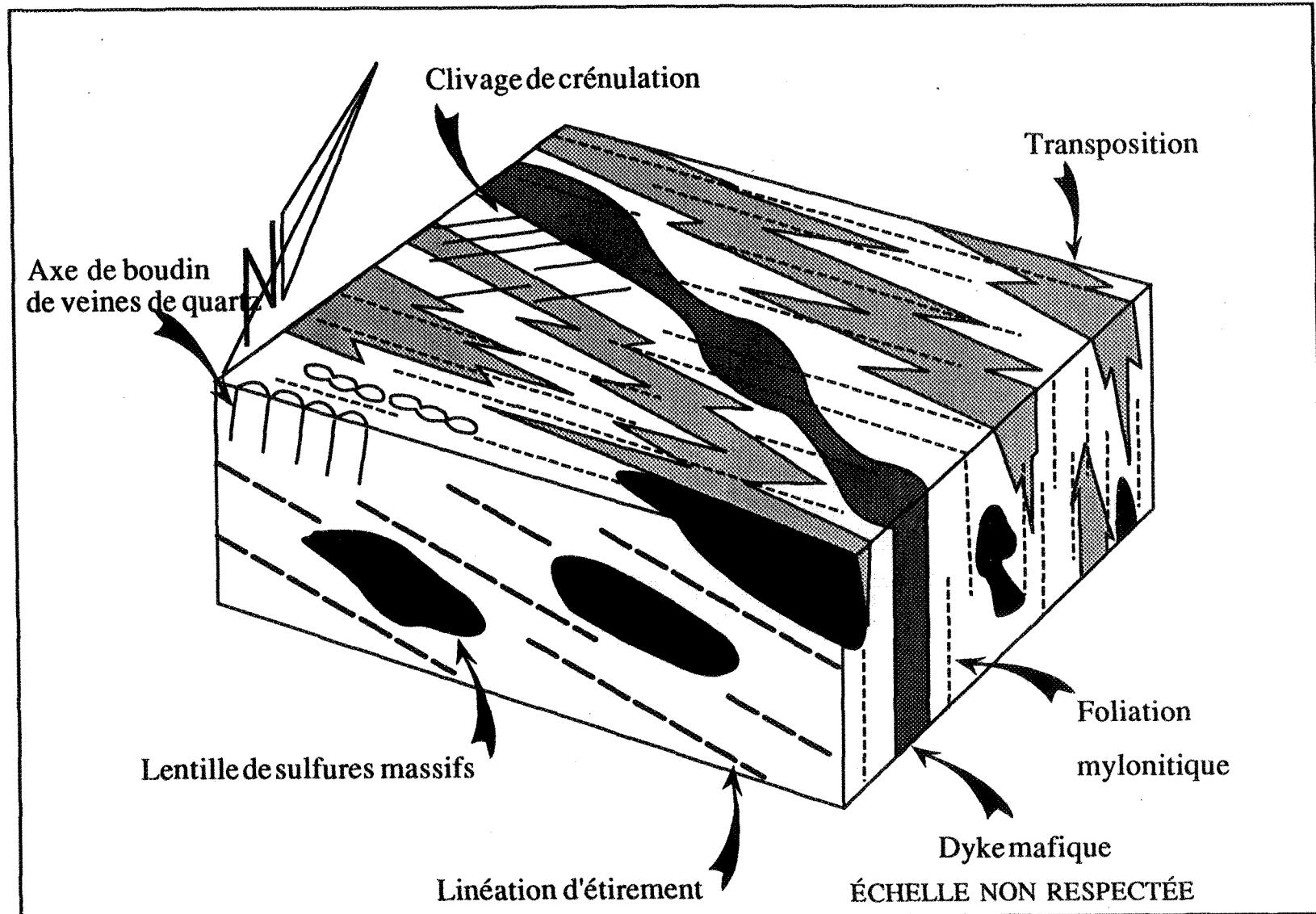


Figure 30. Bloc diagramme synthèse de la région de Grevet.

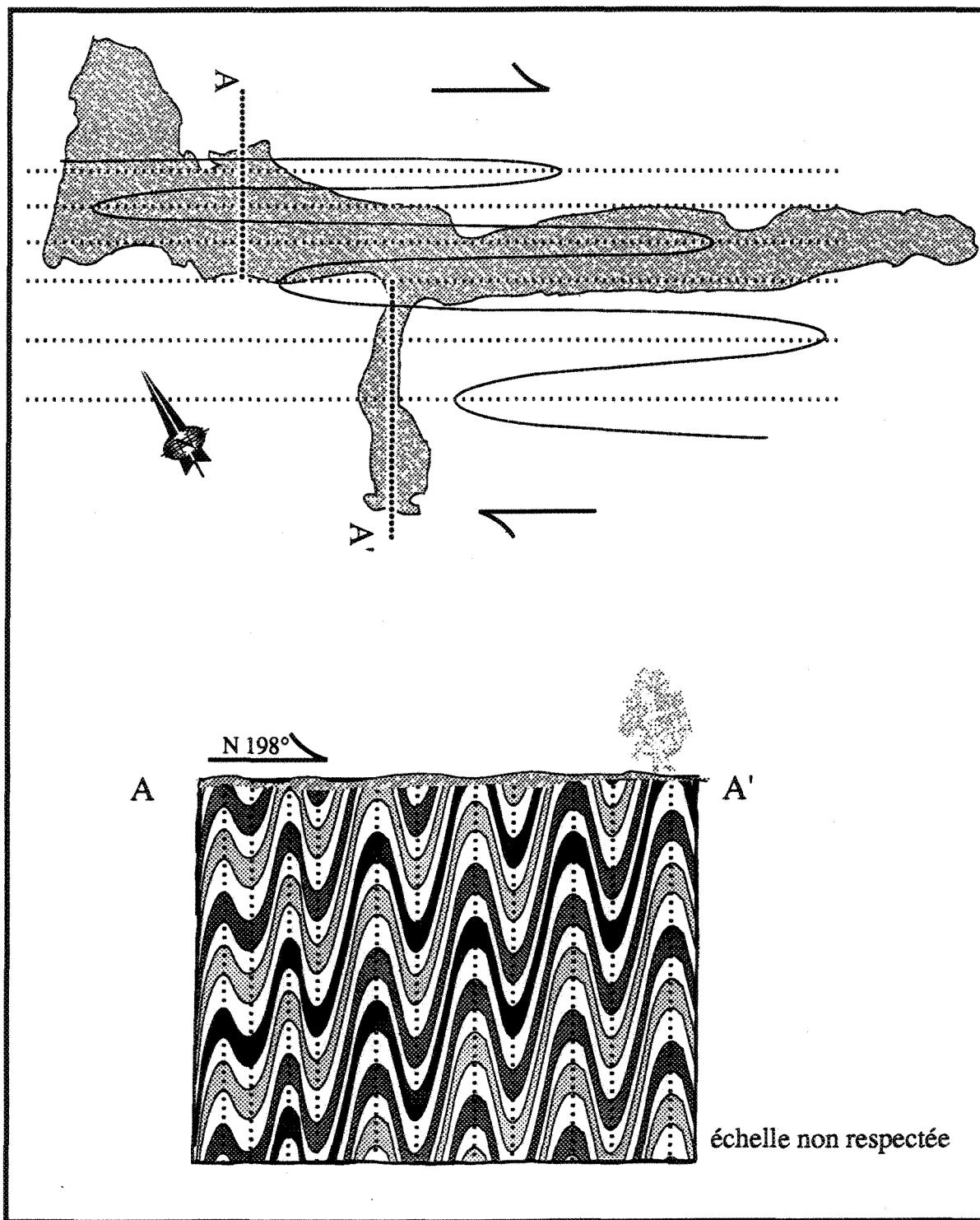


Figure 31. Géométrie des patrons de pli interprétés sur l'affleurement principal. Le plissement asymétrique en forme de Z est caractéristique. Basé sur l'attitude des lentilles de la figure 5, la section schématique suggère un approfondissement de couches idéalisées du sud vers le nord.

produit sur le flanc d'un grand pli. Aucune relation de cette nature n'a été observée et les indicateurs cinématiques dextres suggèrent une asymétrie induite par une composante de cisaillement tangentiel. La présence de pli dont les traces axiales sont parallèles aux bordures de la ZDC suggère une composante de raccourcissement normale à la zone de déformation. Pour expliquer les plis asymétriques en forme de Z dans une zone de déformation de direction SE en appliquant une contrainte normale et une contrainte tangentielle à l'origine du raccourcissement et du cisaillement dextre, la stratification devait être initialement orientée vers le NW. Un modèle bidimensionnel (figure 32) permet de comprendre l'hypothèse qui implique une stratification dans ce quadrant. Pour produire une asymétrie en forme de Z avec une composante de cisaillement dextre, un seul cas semble plausible soit celui où les couches sont en position antihoraire par rapport à la normale de la zone de déformation. Cette orientation peut être primaire ou alternativement, induite par une déformation précoce. Dans le dernier cas, la stratification peut avoir été réorientée dans le quadrant NW durant le développement de la ZDC. En sachant que l'orientation des lithologies à l'extérieur de la ZDC est en moyenne de N070°/88°, cette dernière hypothèse semble la plus réaliste. Le plissement et la transposition intense dans et autour du dépôt de Grevet semblent être une caractéristique importante qui n'est pas commune ailleurs dans la ZDC. La rotation de la stratification dans une portion de la ZDC peut être dû à une composante de cisaillement dextre et subséquemment, la stratification a été transposée par la fabrique de la ZDC (figure 33). La déformation en composante de cisaillement a produit une linéation d'étirement subhorizontale et un boudinage vertical.

Une combinaison des composantes de raccourcissement et de cisaillement semble être le meilleur mécanisme pour expliquer les asymétries en forme de Z et la linéation d'étirement subhorizontale. Il est démontré près des zones minéralisées ainsi que dans l'ensemble de la ZDC que les mouvements sont dextres. Cette composante de décrochement combinée à la

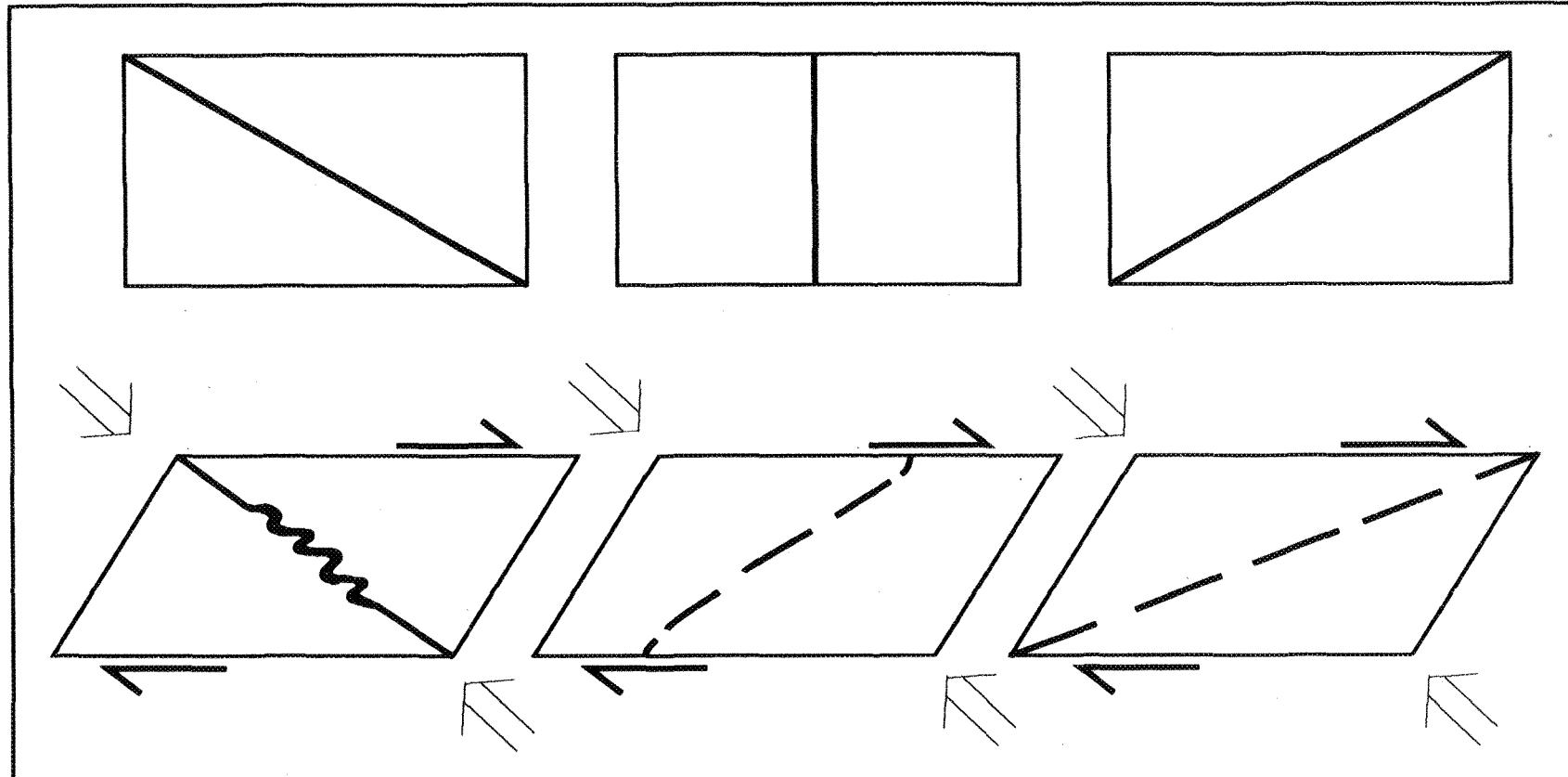


Figure 32. Les effets de la ZDC sur trois positions différentes d'un horizon stratigraphique.

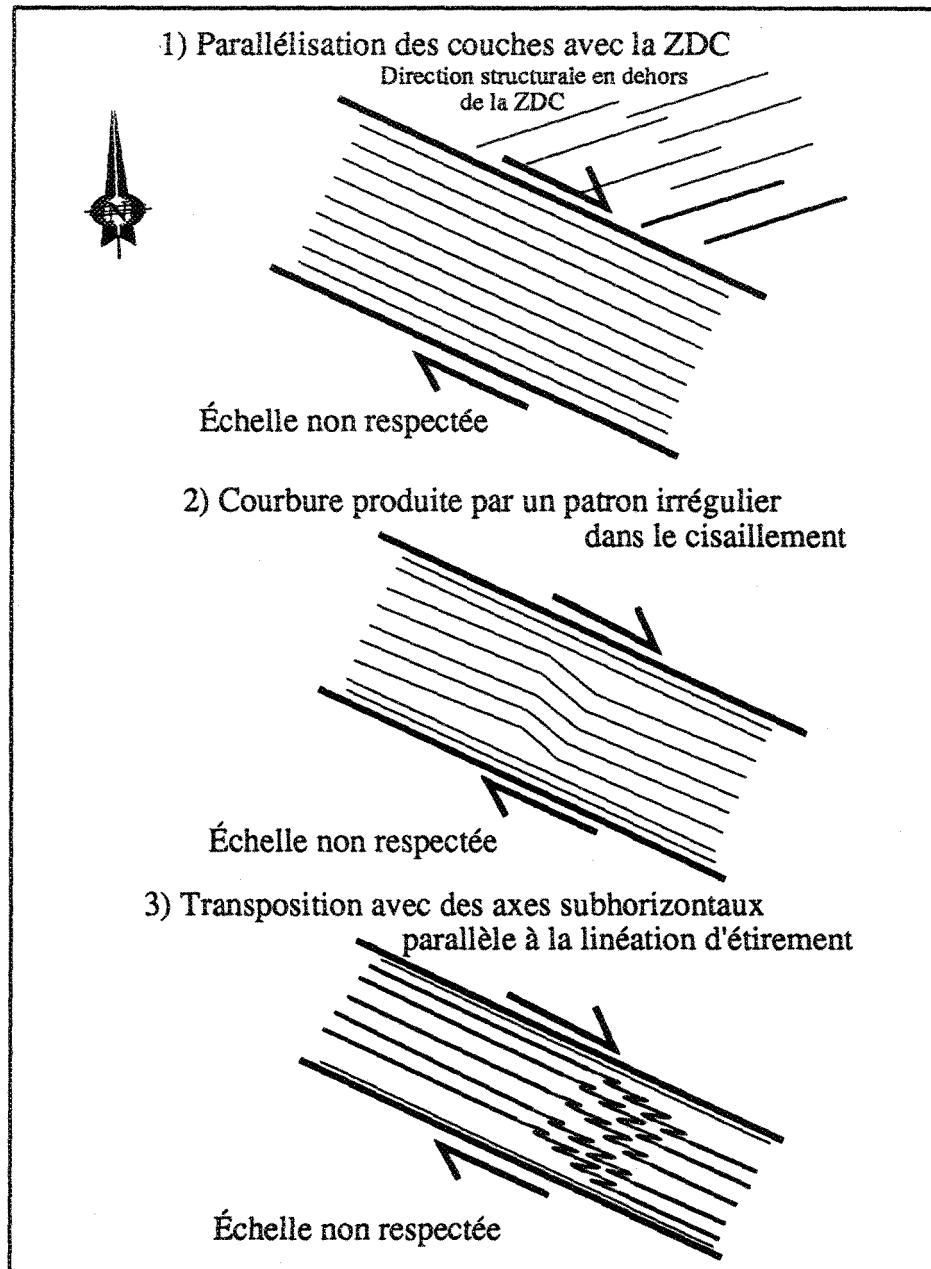


Figure 33. Configuration spatiale des patrons de plis dans la région de Grevet avec un modèle montrant l'évolution de la déformation dans une partie de la ZDC.

composante de raccourcissement à l'origine de la transposition pourraient représenter un élément clé pour élucider la distribution des lentilles minéralisées. Le patron d'altération symétrique de part et d'autre des lentilles minéralisées est en faveur de l'idée que les lentilles occupent les charnières de plis isoclinaux. Cette relation est observée pour la lentille 3.1 laquelle est bien exposée en surface.

A cause de la présence de la ZDC, il est difficile de discerner si les textures observées dans les différents faciès de sulfures sont totalement ou partiellement le résultat de la déformation. Il est possible que certaines textures primaires aient été localement préservées pour chacun des faciès identifiés. Les différents faciès identifiés se corréleront très mal d'un forage à l'autre. Un aplatissement des grains de sulfures parallèle à la foliation mylonitique, des fragments d'éponges déracinées et de nombreuses lentilles subsidiaires discontinues parallèles aux lentilles principales suggèrent qu'une certaine partie des lentilles ont été transformées par une bréchification tectonique provoquant la subdivision des amas minéralisés en plusieurs sous-faciès. Cependant, il est possible que la partie centrale du faciès massif demeure relativement bien préservée permettant la reconnaissance de quelques textures primaires. Le faciès disséminé est celui qui montre le plus les effets de la déformation reliée à la ZDC en périphérie des faciès massifs. Il est plausible de croire que le faciès disséminé provient d'une transformation structurale du faciès à filonnets de la même manière que les bordures du faciès massif sont transformées en faciès bréchique.

Les textures observées à l'échelle microscopique et mésoscopique favorisent une remobilisation des sulfures. Les évidences de cette remobilisation sont rapportées aux tableaux 5 et 6. Cette remobilisation peut avoir été limitée à des échelles centimétriques et métriques, où des processus mécanique et chimique modifient le corps minéralisé originel. Une étendue plus grande de la remobilisation est possible mais elle plus difficile à mettre en

évidence. Une remobilisation produit également une redistribution des trois faciès minéralogique qui a pour conséquence de changer la proportion relative de chacun des faciès. Cette remobilisation se confirme par le recouplement de la foliation mylonitique et des rubans de quartz par les phases métalliques. La déformation et la remobilisation peut être responsable de l'isolement de chacun des faciès minéralogiques et des lentilles de sulfures massifs. Cette observation se confirme par la présence de nombreuses combinaisons des trois faciès minéralogiques identifiés à l'aide de plusieurs forages (figure 17).

Le fait que les lentilles minéralisées sont retrouvées de plus en plus profondément du SW vers le NE (figure 34) peut s'expliquer par: (1) une linéation d'étirement subhorizontale dominante vers le NE; (2) une aire des enveloppes des corps minéralisés plongeant également vers le NE et; (3) un pendage initial vers le NE des lentilles avant la déformation. Cette géométrie est possible uniquement si les lentilles suivent le litage.

Un modèle probable est celui où il y aurait plusieurs lentilles de sulfures massifs concordantes avec les strates hôtes orientées NW-SE (figure 35). La déformation de la ZDC a produit un allongement principal des corps minéralisés et pourrait être à l'origine de démembrements tectoniques se produisant à des échelles différentes. A l'échelle macroscopique, une grande lentille de sulfures massifs qui se transforme en de plus petites lentilles tandis qu'à l'échelle mégascopique les faciès massifs peuvent être transformés en faciès bréchiques et les faciès à filonnets en faciès disséminés. Ces interprétations sont favorisées entre autre par la présence de textures microscopiques et mégascopiques de déformations dans les sulfures. Les mâcles de déformation de la pyrrhotite, l'alignement des grains de sulfures dans les plans de la foliation mylonitique, les fragments d'éponges plissées, la répétition sur de faibles épaisseurs des faciès en sont des exemples concrets.

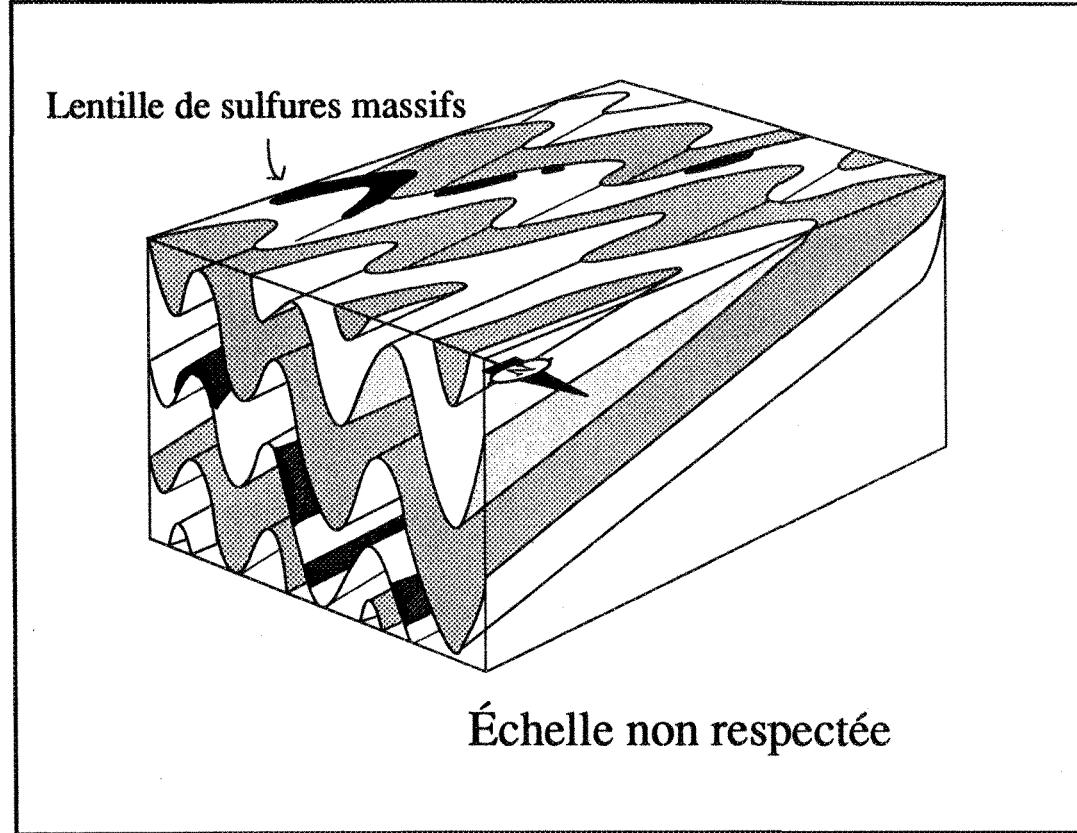


Figure 34. Bloc schématique du plissement environnant les zones minéralisées

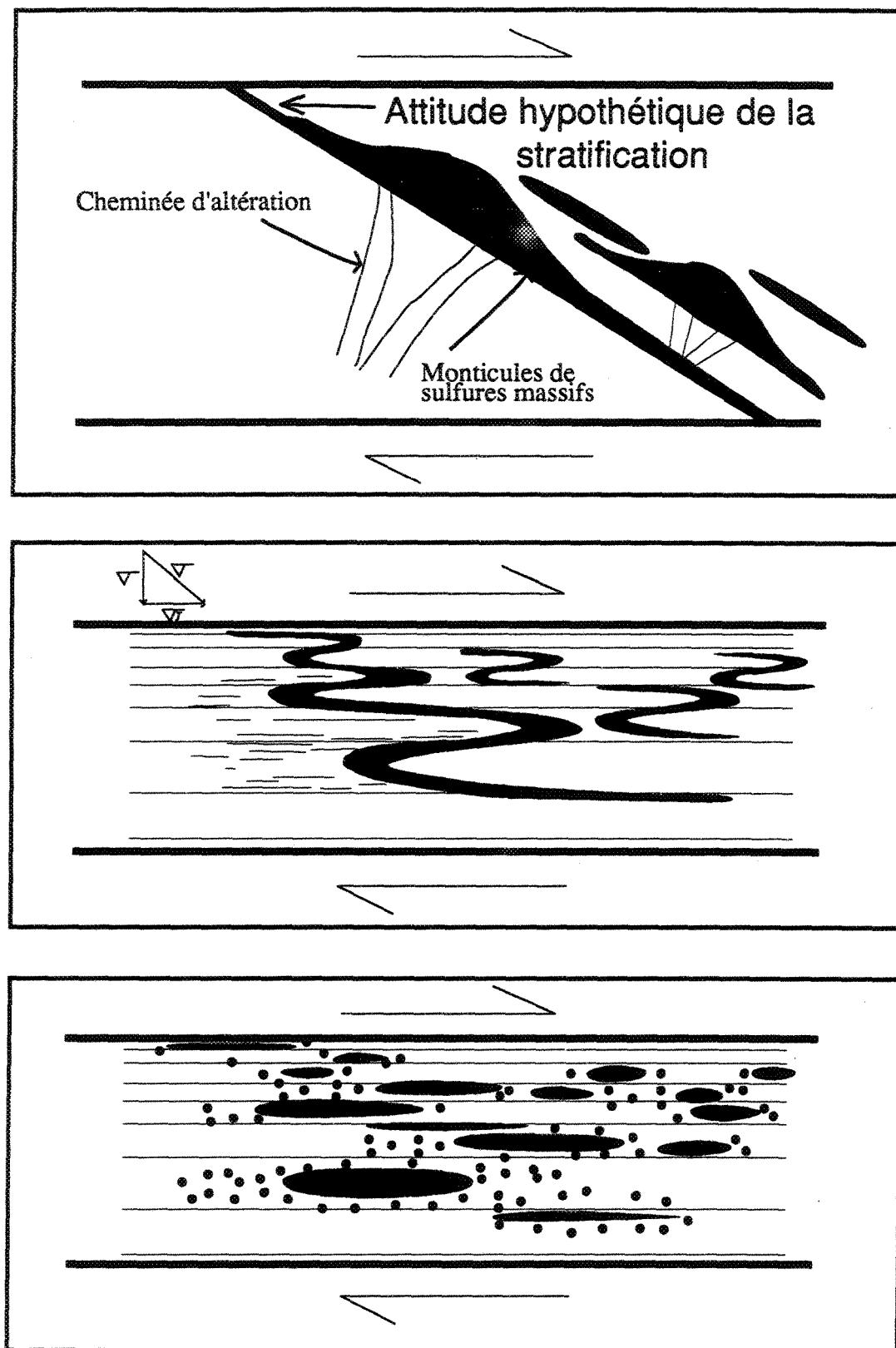


Figure 35 . Modifications structurales d'une zone de cisaillement affectant un dépôt de sulfures massifs volcanogènes classiques.

La déformation est responsable en grande partie de la répétition des faciès de chacune des lentilles minéralisées et des lithologies ce qui explique la répétition des roches hôtes et le fait que l'éponge supérieure ou encore inférieure d'une même lentille minéralisée n'est pas toujours de même composition. Ces observations sont compatibles avec des modèles proposés dans la région de Bathurst au Nouveau-Brunswick (Davis 1972, Davies et al., 1983 et DeRoo, 1991). La minéralisation en métaux usuels dans cette région est décrite comme étant d'origine volcanogène malgré un régime de forte déformation. Dans la région de Bathurst, la déformation rend difficile la reconnaissance des faciès primaires comme dans le cas de Grevet. Le mode de déformation des lentilles minéralisées et des roches encaissantes dans cette région montre des similitudes avec le style structural de Grevet tant par la morphologie des plis que par la dominance subhorizontale de l'enveloppe des faciès sulfurés en section longitudinale. En Australie, certains dépôts de sulfures massifs (Frater 1985, Gilligan et Marshall 1987 et, Brill 1988) présentent une recristallisation presque complète. Leurs travaux mettent en relief des textures de déformation et de recristallisation ressemblant dans certains cas à ceux du dépôt de Grevet.

b- Conclusion

Le dépôt de Grevet constitue une importante accumulation de métaux usuels qui est située dans la zone de déformation de Cameron, une zone intense de déformation caractérisée par une foliation mylonitique, une linéation d'étirement subhorizontale, et des plis subhorizontaux avec une asymétrie en forme de Z. Toutes les lentilles minéralisées, espacées approximativement de 100 mètres l'une de l'autre, sont orientées parallèles à la foliation mylonitique avec un faible plongement, et arrivent progressivement de plus en plus profondément du SW vers le NE. Les lentilles possèdent des épaisseurs de 5 cm à 12 m sur

des profondeurs excédant les 100 mètres. Les lentilles comprennent 3 faciès: (1) un faciès massif de pyrite et de sphalérite; (2) un faciès bréchique ou à filonnets de sphalérite et de pyrite; et (3) un faciès disséminée. Les roches hôtes des lentilles minéralisées sont constituées d'une alternance de roches mafiques et felsiques en horizons discontinus. Les évidences d'une modification structurale des lentilles minéralisées comprennent: (1) un plongement modéré consistant; (2) une distribution irrégulière des faciès minéralogiques dans les lentilles minéralisées; (3) une discontinuité latérale dans les plans de la foliation mylonitique; (4) un patron symétrique des altérations de part et d'autres des lentilles; (5) des contacts sulfures/roches encaissantes irréguliers et; (6) une déformation, recristallisation et remobilisation des minéraux métalliques. Les textures primaires des sulfures de Grevet ont été remplacées par des textures de recristallisation reliées au métamorphisme régional et développées dans la ZDC.

Bien que la reconstruction spatiale ne permet pas de définir l'environnement géologique au moment de la mise en place du dépôt, plusieurs éléments suggèrent une origine volcanogène. Il est possible qu'un corps minéralisé ait été démembré durant la transposition et le boudinage en des masses lenticulaires. D'autres études pourront permettre de raffiner le modèle préliminaire proposé ici, ce qui favorisera la comparaison plus détaillée avec d'autres dépôts de sulfures massifs volcanogènes non déformés.

RÉFÉRENCES

- Brill, B.A., 1988. Deformation and recrystallization microstructures in deformed ores from the CSA mine, Cobar, N.S.W., Australia. *Journal of Structural Geology*, 11, p.591-601.
- Chown, E. H. et Mueller, W. 1992. Basement influence on the supracrustal and plutonic deformation of the Archean Greenstone Belt; *In Proceeding of the 7th International Symposium on Basement Tectonics*, *Edited by R. Mason*, Reidel.
- Chown, E. H., Daigneault, R., Mueller, W., Mortensen, J. 1992. Tectonic Evolution of the Northern Volcanic Zone of the Abitibi Belt. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, (sous presse).
- Cobbold, P. et Quinquis, H., 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology*, v.2, p.119-126.
- Daigneault, R. et Archambault, G., 1990. Les grands couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. *Dans La ceinture polymétallique du Nord-ouest québécois. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard.* L'Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume Spécial 43, p.35-42.
- Daigneault, R. et Proulx, M., 1991. The Cameron deformation zone, a major southeast trending dextral discontinuity in the Abitibi greenstone belt, Québec. *Association Géologique du Canada, Programme avec résumé*, v.16, A28.

Davies, J.L., Fyffe, L.R., et McAllister, A.L., 1983. Geology and massive sulphides of the Bathurst area, New Brunswick: Canada Geol. Survey Miscaleneous Report 36, p.1-30.

Davis, D.H., 1972. Deformational History of the Caribou Strata-Bound Sulfide Deposit, Bathurst, New Brunswick, Canada. Economic Geology, v.67, p.634-655.

De Roo, J.A., Williams, P.F., et Moreton C., 1991. Structure and evolution of the Heath Steele base metal sulfide orebodies, Bathurst camp, New Brunswick, Canada. Economic Geology, v.86, p.927-943.

Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. et Goulet, N, 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part 1: Stratigraphy and paleogeographic model. Journal Canadien des Sciences de la Terre, v.19, p.1729-1758.

Franklin, J.M., Lydon, J.W. et Sangster, D.F, 1981. Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits. Economic Geology, 75th Anniversary Volume, p. 485-627.

Frater, K.M., 1985. Mineralisation at the Golden Grove Cu-Zn deposit, Western Australia. II: Deformation textures of the opaque minerals. Journal Canadien des Sciences de la Terre, v.22, p.15-26.

Gibson, H.L. and Watkinson, D.H., 1990. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Noranda cauldron and shield volcano, Québec. Dans La ceinture polymétallique du Nord-ouest québécois. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. L'Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume Spécial 43, p. 119-132.

Gilligan, L.B. et Marshall, B., 1987. Textural evidence for remobilization in metamorphic environments. In: Mechanical and Chemical (Re)mobilisation of Metalliferous Mineralisation (edited by Marshall, B. and Gilligan, L.B.) Ore Geology, v.2, p133-173.

Graf, J.L. et Skinner, B.J., 1970. Strength and deformation of pyrite and pyrrhotite. Economic Geology, v.65, p. 206-215.

Knuckey, M.J., Comba, C.D.A. et Riverin, G., 1982. Structure, metal zoning and alteration at the Millenbach deposit, Noranda, Quebec, in Hutchinson, R.W., Spence, C.D. and Franklin, J.M., Precambrian Sulphide Deposits: Association Géologique du Canada, Papier spécial 25, p.255-295.

Lacroix, J., Guha, J., Daigneault, R., Chartrand, F., Girard, J. et Carré, M., 1990. Structure and metallogeny of the massive sulfide deposit on the Grevet M, Lebel-sur-Quévillon, Québec. Association Géologique du Canada, Programme avec résumé v.16, A70.

Lacroix, J., 1991. Métallogénie et structure du gisement de sulfures massifs de Grevet, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 91-25.

Lacroix, J., Daigneault, R., Guha, J. et Chartrand, F., 1991. Modifications structurales du dépôt volcanogène archéen de Grevet, région de Lebel-sur-Quévillon, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 91-26.

Lacroix, J., Daigneault, R., Chartrand, F. et Guha, J., (en préparation). High strain zone influence on the Grevet massive sulfide deposit, Lebel-sur-Quévillon area, Abitibi subprovince.

Longley, W. W., 1937. Région de Grevet (lac Kamshigama), District Abitibi. Dans rapport annuel du service des Mines de Québec pour l'année 1936, partie B, p. 67-84.

Ludden, J.N., Hubert C. et Gariépy, C., 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. Geological Magazine, v.123, p.153-166.

Lydon, J.W., 1984a. Volcanogenic massive sulfide deposits part I: a descriptive model: Geoscience Canada, v.11, p.195-202.

Lydon, J.W., 1988. Volcanogenic massive sulphide deposit part 2: genetic models. Geoscience Canada, v.15, p.43-65.

MacGeehan, P.J., MacLean, W.H. et Bonenfant, D.J., 1981. Exploration significance of the emplacement and genesis of massive sulphides in the main zone at the Norita mine, Matagami, Quebec. Dans La ceinture polymétallique du Nord-ouest québécois. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. L'Institut canadien des mines et de la métallurgie, v.74, p.59-75.

Maiden, K.J., Chimimba, L.R., Smalley, T.J., 1986. Cuspate ore-wallrock interfaces, piercement structures and the localization of some sulphide ores in deformed sulphide deposits: *Economic Geology*, v.81, p.1464-1472

Nicolas, A., 1984. *Principes de tectoniques*. Masson, 196p.

Piché, M., Guha, J., Sullivan, J., Bouchard, G., et Daigneault, R., 1990. Structure, stratigraphie et implication métallogénique- les gisements volcanogènes du camp minier de Matagami. Dans *La ceinture polymétallique du Nord-ouest québécois*. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. L'Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43, p.327-336.

Platt, J.P. et Visser, R.L.M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, v.2, p.397-410.

Proulx, M. 1989. Le corridor de déformation de Cameron: un nouveau cisaillement sud-est minéralisateur, d'importance régionale. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, PRO 89-05.

Proulx, M. et Daigneault, R., 1992. Vers une lithostratigraphie de la région de Miquelon. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, 58 pages.

Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. 568p., McGraw-Hill, New-York.

Ramsay, J.G. et Huber, M.L., 1987. The techniques of modern structural geology, v.2: Folds and fractures. Academic Press, 391 p.

Riverin, G. et Hodgson, C.J., 1980. Wallrock alteration at the Millenbach Cu-Zn mine, Noranda, Quebec. Economic Geology, v.75, p.424-444.

Sangster, D.F., 1972. Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: A review. Geological Survey of Canada Paper 72-22, 44p.

Solomon, M., Vokes, F.M. et Walshe, J.L., 1987. Chemical remobilization of volcanic-hosted sulphide deposits at Rosebery and Mt. Lyell, Tasmania. In: Mechanical and Chemical (Re)mobilisation of Metalliferous Mineralisation (edited by Marshall, B. and Gilligan, L.B.) Ore Geology, v.2, p173-190.

Turner, F.J. et Weiss, L.E., 1963. Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. McGraw-Hill, New-York, 545 p.

Vokes, F.M., 1969. A review of the metamorphism of sulphide deposits. Earth Sciences Review, v.5, p.99-143.