

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

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

PAR
EHOUMAN N'DAH
M. ES-SC

CARACTÉRISATION DES INDICES DE SULFURES MASSIFS DANS
LA PARTIE SUPÉRIEURE DU GROUPE DE HUNTER MINE,
ABITIBI-OUEST, QUÉBEC, CANADA

Mai 1998



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

Les dépôts de sulfures massifs volcanogènes de type Mattabi et les formations de fer carbonatées sont localisés dans la partie supérieure du Groupe de Hunter Mine qui fait partie de la zone volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi. Les unités encaissantes sont composées d'une alternance de coulées felsiques massives et fragmentaires entre lesquelles s'intercalent de petites unités de tuf-chert. Ces unités sont surmontées par une succession de coulées mafiques massives et coussinées du Groupe de Stoughton-Roquemaure. Le faible degré de métamorphisme fait de ces deux groupes un véritable exemple pour la compréhension des dépôts anciens.

La partie supérieure du Groupe de Hunter Mine a été le siège de plusieurs activités hydrothermales qui ont eu pour conséquence la formation de plusieurs indices minéralisés. En utilisant les relations de recoupement entre les veines et les altérations pénétratives, il est possible d'établir un ordre de succession entre les différentes altérations: séricitisation, silicification, carbonatation, chloritisation et albitisation. La carbonatation et la chloritisation sont les plus importantes. La silicification est répandue et latéralement continue. Elle a contribué à la formation des cherts et de la couverture de silicification. Cette couverture de silicification va jouer un rôle de barrière imperméable dans la circulation des fluides hydrothermaux. La carbonatation est de loin l'altération la plus répandue. Elle remplace totalement ou partiellement les unités felsiques fragmentaires et les tuf-cherts ou elle forme des couches de plusieurs mètres d'épaisseur. La carbonatation a débuté par l'ankérite et s'est achevée avec la sidérite dont la phase finale est accompagnée par la chloritisation et l'albitisation. L'analyse chimique des chlorites a montré qu'elle est constituée de ripidolite et de pseudothuringite. La présence de ces minéraux riches en fer peut être attribuée à un mélange continu de l'eau de mer engorgée dans les roches felsiques fragmentaires et le fluide hydrothermal à basse température et à pH acide modéré. La minéralisation, liée à ces dernières phases d'altération, montre également des textures primaires de basses températures.

Les indices minéralisés consistent essentiellement en marcassite, pyrite et hématite. Les sulfures sont soit massifs, disséminés ou sous forme de veines d'allure dendritique. La

marcassite et la pyrite présentent diverses textures primaires de formation telles que les textures colloformes, sphérolitiques, framboïdales, automorphes, crustiformes et possèdent des compositions relativement voisines. Ces textures représentent une phase précoce de formation. L'attaque à l'acide des masses colloformes révèle que leur structure interne est litée et constituée soit de cristaux de fibres radiales en croissance soit d'agrégats de cristaux. Leur surface externe est couverte d'une couche de pyrite crustiforme. Quant aux textures sphérolitiques, elles se développent autour de deux ou plusieurs microcristaux de pyrite. L'hématite constitue la dernière phase de minéralisation. Elle se produit sous forme de remplacement de carbonates, de marcassite et de pyrite.

Les formations de fer ont un aspect rubané et sont constituées de petites bandes de chert continues ou déformées, interlitées ou non dans une matrice de sidérite±ankérite. La présence de vestige de tuf dans la matrice à sidérite±ankérite suggère que la sidérite résulte du remplacement des tufs. Ces minéraux ont été reconnus comme des minéraux d'altération des unités felsiques fragmentaires et une origine hydrothermale leur a été attribuée. Le fer était ajouté aux formations de fer durant cette altération. L'association des formations de fer du GHM avec les unités volcaniques et leur origine hydrothermale s'apparentent aux formations de fer de type Algoma, mais à la différence de cette dernière, les formations de fer du GHM sont le résultat du remplacement des tufs.

La comparaison des dépôts de la partie supérieure du GHM avec ceux de la formation de Sainte Helène dans la région de Wawa, en Ontario, a permis de mieux comprendre les processus de mise en place et d'établir un modèle de formation de la minéralisation et des altérations du GHM.

REMERCIEMENTS

Avant de commencer la rédaction de ce mémoire, je tiens à rendre un hommage à mon directeur de thèse, le Professeur Edward Chown pour sa confiance en ce projet et son optimisme constant et motivateur. Espérant suivre les traces ce grand personnage, je lui dédit ce mémoire. Je remercie les membres de mon comité de thèse, en l'occurrence les professeurs Wulf Mueller et Réal Daigneault, pour leur support scientifique et moral ainsi que les nombreux conseils qu'ils m'ont prodigués.

Je n'aurais certainement pas eu l'occasion de vivre cette expérience sans le support financier de d'État de Côte d'Ivoire. J'adresse un remerciement à tous les responsables de la Direction de l'Orientation et des Bourses de Côte d'Ivoire ainsi qu'aux membres de l'Ambassade de Côte d'Ivoire à Ottawa (Canada), en particulier son excellence Monsieur Julien Kacou et Monsieur Albert Gnagne, pour toutes les démarches qu'ils ont menées pour le maintien de ma bourse d'étude.

Je voudrais remercier mes amis ivoiriens pour leurs encouragements dans la poursuite de mes études ainsi que mes parents qui m'ont soutenu moralement et financièrement.

Je remercie également le personnel de la Compagnie Explorations Noranda Limitée, pour le support matériel et technique. Le coût des analyses a été défrayé par le CRSNG (subvention à Chown).

Finalement, je tiens à témoigner toute ma gratitude à tout le corps professoral du département des Sciences de la Terre de l'Université du Québec à Chicoutimi, ainsi qu'à tous mes amis de l'Université en particulier Jean Lavoie, Stéphane Poirier, Daniel Bandyayera, Rock Flamand, Marianne Bonnay, Patricia Corcoran, Françoise Lange, Christine Vaillancourt et tous les autres pour leur soutien moral et leurs encouragements.

TABLES DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	ii
REMERCIEMENTS	iv
TABLE DES MATIÈRES	v
LISTE DES FIGURES	x
LISTE DES TABLEAUX	xi
LISTE DES PLANCHES	xiii
LISTE DES ANNEXES	xx
CHAPITRE 1.....	1
INTRODUCTION	2
1-1. Problématique	3
1-1-1. Les sulfures massifs volcanogènes (SMV)	4
1-1-2. Les formations de fer	8
1-2. Objectifs de l'étude	10
1-3. Méthodologie	11
1-4. Localisation	13
1-5. Travaux antérieurs	13
1-6. Géologie régionale	14
1-7. Géologie locale	19
1-7-1. Stratigraphie	19
1-7-1-1. Le Groupe Hunter Mine	21

1-7-1-2. Groupe de Stoughton-Roquemaure	22
1-7-2. Structure et altération.....	23
CHAPITRE 2.....	25
DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES ENCAISSANTES	26
2.1. Introduction.....	26
2.2. Zone de transition du Groupe de Hunter Mine.....	26
2.2.1 Les unités felsiques.....	30
2.2.1.1 Les unités felsiques massives.....	30
a. Unités felsiques à phénocristaux de quartz et plagioclase	35
b. Les unités felsiques à phénocristaux de plagioclase	38
c- Les unités felsiques à phénocristaux de quartz.....	38
2.2.1.2. Les unités felsiques fragmentaires	40
2.2.3. Les tufs	48
2.2.4. Les cherts.....	50
a Cherts laminés dans les tufs.....	50
b. Cherts non laminés dans les tufs.....	50
c. Cherts massifs	52
d. Cherts laminés.....	52
e. Cherts bréchiques	52
CHAPITRE 3.....	54
ALTÉRATION	55
3.1. Introduction.....	55
3.2. Séricitisation	55

3.3. Silicification.....	59
3.4. Carbonatation.....	61
3.5. Chloritisation et Albitisation	69
a. Albitisation.....	69
b. Chloritisation.....	71
CHAPITRE 4.....	76
MINÉRALISATION	77
4.1. Introduction.....	77
4.2. Distribution et caractérisation des minéraux.....	77
4.3. Paragénèse et textures des minéraux.....	82
4.3.1. La marcassite	82
4.3.1.1 Marcassite colloforme.....	84
4.3.1.2. La marcassite crustiforme	94
4.3.1.3. La marcassite sphérolitique	97
4.3.1.4. La marcassite framboïdale.....	97
4.3.1.5. La marcassite squelettique.....	101
4.3.2. La pyrite.....	101
4.3.2.1. La pyrite colloforme	104
4.3.2.2. La pyrite automorphe	105
4.3.2.3. Pyrite crustiforme	109
4.3.3. L'hématite.....	112
4.3.3.1. Remplacement de la marcassite.....	112
4.3.3.2. Remplacement de la pyrite	112
4.3.3.3 Remplissage de fractures et de vides.....	115

4.3.3.4. Remplacement des carbonates	115
a) Remplacement des porphyroblastes de carbonates.....	115
b) Remplacement des carbonates fins et moyens.....	115
CHAPITRE 5.....	120
DÉFORMATION	121
5.1. Introduction.....	121
5-2. Les caractères structuraux régionaux	121
5-3. Les structures locales	122
5-3-1. Les structures planaires	122
5-3-1-1. La stratification	122
5-3-1-2. Les fabriques planaires	123
5-3-2. Les zones de déformation	127
5-3-3. Les fractures tardives	129
5-4. La déformation à l'échelle microscopique.....	132
CHAPITRE 6.....	140
INTERPRÉTATION ET CONCLUSION.....	141
6.1. Introduction.....	141
6.2. Altération hydrothermale et minéralisation	142
6.2.1. Chert.....	142
6.2.2. La silicification	144
6.2.3. La carbonatation	144
6.2.4. La chloritisation	147
6.2.5. La minéralisation	149

6.3. Signification des textures.....	153
6.3.1. Texture colloforme.....	154
6.3.2. Texture framboïdale	156
6.3.3. Texture sphérolitique	157
6.4. Les formations de fer	158
6.5. Comparaison et modèle de mise en place du gisement.....	159
6.6. Conclusion.....	163
6.7. Recommandations.....	164
Références.....	166

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Carte des ensembles de roches formant la ceinture de roches vertes d'Abitibi et les grandes zones de sulfures massifs volcanogènes (modifiée de Daigneault et Archambeault 1990).....	5
Figure 1.2 Carte de localisation du secteur d'étude.....	12
Figure 1.3 Sous-provinces de la Province Archéenne du Supérieure (modifiée de Card 1990)	15
Figure 1.4 Subdivisions de la Sous-Province des roches vertes de l'Abitibi (modifiée de Chown et al. 1992).	17
Figure.1.5 Carte géologique sommaire montrant la zone d'étude (Mueller et al. 1996).....	20
Figure 2.1 Carte de localisation des affleurements principaux étudiés (Gariépy 1992, modifiée).....	27
Figure 2.2 Succession stratigraphique de la partie supérieure du Groupe de Hunter mine et du Groupe de Stoughton-Roquemaure (Mueller et al. 1997).	28
Figure 2.3 Carte montrant les différentes unités dans l'ordre stratigraphique la de zone de transition du Groupe de Hunter Mine. Affleurement KN.....	31
Figure 2.4 Carte des unités géologiques de l'affleurement K. Le sommet est la droite	32
Figure 2.5 Carte montrant les unités dans l'ordre stratigraphique de l'affleurement NK	33

Figure 2.6 Carte montrant les unités de l’affleurement EK. L’ordre stratigraphique est du haut vers le bas.....	34
Figure 3.1 Diagramme de classification des carbonates rencontrés dans la partie supérieure du Groupe de Hunter Mine. La coexistence de l’ankérite-sidérite indique une évolution dans l’enrichissement en fer.	68
Figure 3.2 Diagramme de classification des chlorites (Hey 1954). Le rapport Fe/Mg est compris entre 0.76 et 0.80.	74
Figure 4.1 Séquence paragénétique et abondance relative de la minéralisation.....	83
Figure 5.1 Carte des éléments structuraux de l’affleurement KN.....	124
Figure 5.2 Carte des éléments structuraux de l’affleurement K	125
Figure 5.3 Carte montrant les différentes familles de fractures tardives. Affleurement K	130
Figure 5.4 Carte montrant les différentes familles de fractures tardives. Affleurement NK.....	131
Figure 6.1 Les différentes étapes ayant conduit à la formation de la minéralisation. ...	161

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1	Classifications récentes des gisements de sulfures massifs volcanogènes d'après Doucet, 1991.....	7
Tableau 2.1	Les unités stratigraphiques des groupes de Hunter Mine et de Stoughtion-Roquemaure et leur faciès.....	29
Tableau 3.1	Ordre chronologique des différentes altérations rencontrées dans la zone de transition, du plus ancien (en bas) au plus jeune (en haut).....	56
Tableau 3.2	Traits caractéristiques des carbonates.....	63
Tableau 4.1	Abondance des minéraux en fonction des unités de la partie supérieure du Groupe Hunter Mine.....	79
Tableau 4.2	Quelques caractéristiques des minéraux présents dans la partie supérieure du Groupe de Hunter Mine.....	79
Tableau 4.3	Résultats d'analyse de trois traverses effectuées sur trois marcassites colloformes.....	86

LISTE DES PLANCHES

- Planche 2.1 A) Photomicrographie d'un phénocrystal de quartz fracturé dans une unité felsique massive. Échantillon KN-94-48. B) Photomicrographie d'un phénocrystal de quartz résorbé entouré par une zone dévitrifiée subséquentement altérée. Lumière naturelle. Échantillon KN-95-20.....36
- Planche 2.2 A) Photomicrographie d'une portion agrandie de la Planche 2.1B montrant le détail de la zonation d'altération. Lumière naturelle. Échantillon KN-95-20.A). B) Photomicrographie montrant des phénocristaux de plagioclase mâclés et de quartz résorbés et arrondis dans une matrice quartzo-feldspathique. Lumière polarisée. Échantillon KN-94-10.....37
- Planche 2.3 A) Photomicrographie d'un phénocrystal de plagioclase finement mâclé. Lumière polarisée. Échantillon KN-94-34. B) Photomicrographie d'un phénocrystal de plagioclase altéré en séricite, chlorite, carbonate et bordé par une croûte d'albite. Lumière polarisée. Échantillon KN-95-7.39
- Planche 2.4 A) Photomicrographie. Phénocrystal de quartz fracturé. Lumière polarisée. Échantillon KN-94-36. B) Photomicrographie d'une relique de phénocrystal de quartz dans une matrice de carbonate et chlorite. Lumière polarisée. Échantillon KN-95-1.....41
- Planche 2.5 A) Photographie montrant des fragments fracturés. B) Photographie montrant des fragments dans une unité felsique fragmentaire affectée par une étroite zone déformation à l'affleurement EK.43
- Planche 2.6 A) Photomicrographie. Fragment de quartz et d'amygdale de carbonates. Lumière polarisée. Échantillon KN-94-68. B) Photomicrographie. Fragment de quartz±séricite moulé par la séricite. La séricite se réoriente suivant la schistosité. Lumière polarisée. Échantillon EK-95-1.....45
- Planche 2.7 A) Photomicrographie montrant un plagioclase altéré en séricite et carbonate dans une matrice quartzo-feldspathique. Lumière polarisée. Échantillon K-94-55. B) Photomicrographie montrant des phénocristaux de quartz fracturés dans la matrice quartzo-feldspathique d'un fragment felsique. Lumière polarisée. Échantillon EK-94-5.46
- Planche 2.8 A) Photomicrographie en lumière polarisée montrant une texture de dévitrification de type sphérolitique. Échantillon NK-95-12. B) Photomicrographie. Amygdales subsphériques remplis de carbonates. Échantillon EK-94-22.47

- Planche 2.9 Photographie montrant une unité de tuf-chert litée et laminée à l’affleurement KN.....49
- Planche 2.10 A) Photographie montrant des bandes de chert laminées dans une unité de tuf-chert litée et laminée à l’affleurement KN. B) Photographie montrant des bandes de chert non laminées et bréchifiées dans une unité de tuf-chert litée et non laminée à l’affleurement KN.51
- Planche 3.1 A) Photomicrographie montrant des phénocristaux de quartz entourés par la séricite dans une matrice quartzo-feldspathique altérée en séricite. Échantillon NK-94-11.....58
- Planche 3.2 A) Photomicrographie d’un shale noir silicifié dans une matrice de quartz microcristallin. Nicols croisés. Échantillon KN-94-30. B) Photomicrographie montrant une veine de quartz précoce déformée, recristallisée et recoupée par une veine de quartz tardive non déformée. Nicols croisés. Échantillon KN-94-24.....60
- Planche 3.3 A) Photographie illustrant une zone d’altération en carbonate recoupant une unité de tuf-chert. B) Photomicrographie en lumière polarisée montrant des porphyroblastes de carbonates précoces. Échantillon NK-94-25. C) Photomicrographie en lumière polarisée montrant des carbonates à grains fins et moyens. Échantillon NK-95-12.62
- Planche 3.4 A) Photomicrographie montrant des reliques d’amas de porphyroblastes de carbonates remplacés par des carbonates fins. Nicols croisés. Échantillon NK-95-7. B) Photomicrographie montrant des carbonates dans un phénocristal de plagioclase. Nicols croisés. Échantillon Ek-94-964
- Planche 3.5 A) Photographie d’un fragment remplacé par des carbonates à grains moyens. Nicols croisés. Échantillon NK-95-7. B) Photographie montrant le remplacement des porphyroblastes d’ankérite par la sidérite fine. Nicols croisés. Échantillon NK-94-24.....66
- Planche 3.6 A) Photomicrographie. Remplacement de carbonates à grains moyens par des carbonates fins. Nicols croisés. Échantillon NK-94-49. B) Photomicrographie montrant le remplacement de la matrice formée de quartz microcristallins et de séricites par des carbonates à grains moyens, eux-mêmes remplacés par des carbonates fins. Nicols croisés. Échantillon NK-94-22. C) Photomicrographie en lumière polarisée montrant différentes phases de mise en place des carbonates autour d’une veine de quartz microcristallins. Échantillon NK-94-1.....67
- Planche 3.7 A) Photomicrographie en lumière polarisée montrant des agrégats de porphyroblastes d’albite automorphes à subautomorphes contenant des inclusions de carbonate. Les porphyroblastes d’albite recourent une veine de carbonate. Échantillon KN-95-15. B) Photomicrographie en

- lumière polarisée montrant des amas de porphyroblastes de chlorite automorphe à subautomorphe. Échantillon NK-95-5.....70
- Planche 3.8 A) Photomicrographie en lumière polarisée montrant des porphyroblastes de chlorite recoupant des veines de carbonate. Échantillon NK-95-7. B) Photomicrographie en lumière polarisée montrant de la chlorite massive de teinte gris-vert et de porphyroblastes de chlorite squelettique de teinte bleue. Échantillon NK-95-41. C) Photomicrographie en lumière polarisée montrant une veine de chlorite fibreuse. Échantillon NK-95-1.72
- Planche 4.1 A) Photographie montrant une veine massive de pyrite ainsi que des amas de pyrite et marcassite. L'hématite de couleur gris foncé à brun forme une croûte autour de la veine de pyrite. B) Photographie montrant un encroûtement de pyrite autour des fragments carbonatés80
- Planche 4.2 A) Photographie des marcassites colloformes entourées par un liseré de pyrite crustiforme. B) Photographie montrant un réseau dendritique de veinules de pyrite et de marcassite en forme de stockwerk. L'hématite de couleur gris foncé à brun remplace les veinules de pyrite et de marcassite. C) Photographie montrant des veines de pyrite et marcassite recoupées par des veines de quartz-carbonate.81
- Planche 4.3 A) Photomicrographie en lumière naturelle de marcassite (Mr) colloforme litée (jaunâtre) entourée par une couche de pyrite (blanc-argent) crustiforme en croissance. Échantillon KN-95-14. B) Photomicrographie en lumière naturelle de marcassite (Mr) colloforme litée partiellement inversée dans sa partie interne. Échantillon KN-94-66. C) Photomicrographie en lumière naturelle de marcassite colloforme litée. Échantillon KN-95-10.85
- Planche 4.4 A) Photomicrographie montrant la structure interne d'une marcassite fibro-radiée colloforme litée après attaque au HNO₃ 15%. Lumière naturelle. Échantillon KN-95-14. B) Photomicrographie d'une portion agrandie de la planche 4A (encadrement en blanc). Lumière naturelle. Échantillon KN-95-14.88
- Planche 4.5 A) Photomicrographie montrant la partie interne d'une marcassite colloforme. Attaque au HNO₃ 15%. Échantillon NK-95-2. B) Photomicrographie d'une portion agrandie de la planche 5A (encadrement en blanc). Attaque au HNO₃ 15%. Échantillon NK-95-2.89
- Planche 4.6 A) Photomicrographie montrant deux microlits de marcassite colloforme. Attaque au HNO₃ 15%. Échantillon KN-94-64. B) Photomicrographie montrant la structure interne de deux microlits de marcassite colloforme après attaque au HNO₃. Échantillon KN-95-14. C) Photomicrographie montrant la nucléation de marcassite (Mr) fibro-radiée sur un microcristal de pyrite (Py) dans un microlit de marcassite colloforme. Attaque au HNO₃. Échantillon KN-94-14.....91

- Planche 4.7 A) Photomicrographie montrant une alternance de quatre microlits de marcassite fibro-radiée colloforme. Attaque au HNO₃. Échantillon KN-95-14. B) Photomicrographie montrant la microstructure de trois microlits d'une portion agrandie de la planche 7A. Attaque au HNO₃. C) Photomicrographie est d'une portion agrandie de la planche 7A. Attaque au HNO₃.92
- Planche 4.8 A) Photomicrographies montrant une marcassite colloforme avec des inclusions ou des enclaves d'aggrégats de marcassite entourées par la pyrite crustiforme (en blanc). Attaque au HNO₃. Échantillon K-95-9. B) Photomicrographie d'une portion agrandie de la planche 8A. L'hématite (Hm) remplace les vides entre les microlits colloformes. Échantillon K-95-9.....93
- Planche 4.9 A) Photomicrographie en lumière naturelle montrant des microlits de marcassite (Mr) en partie inversée en pyrite (Py) et criblée d'inclusions et de vides dans les parties internes et externes. Échantillon NK-95-6. .B) Photomicrographie en lumière naturelle montrant une marcassite (Mr) fibro-radiée colloforme et inversée à sa base et sa partie supérieure en pyrite (Py). Échantillon KN-95-10. C) Photomicrographie en lumière naturelle montrant un fragment de marcassite fibro-radiée colloforme dans une zone déformée. Échantillon NK-95-10.95
- Planche 4.10 A) Photomicrographie illustrant une marcassite crustiforme litée partiellement remplacée par l'hématite. L'hématite (Hm) forme une texture en filet. Lumière naturelle. Échantillon KN-95-8.. B) Photomicrographie en lumière naturelle montrant une marcassite crustiforme. Échantillon K-94-8. C) Photomicrographie montrant la structure interne d'une marcassite crustiforme après attaque chimique au HNO₃. Échantillon K-94-896
- Planche 4.11 A) Photomicrographie en lumière naturelle montrant des sphérolites de marcassite. Échantillon KN-94-64. B) Photomicrographie en lumière naturelle montrant des sphérolites de marcassite. Échantillon KN-95-698
- Planche 4.12 A) Photomicrographie montrant la microstructure des sphérolites de marcassite après attaque au HNO₃. Échantillon KN-94-64. B) Photomicrographie montrant des sphérolites en coalescence partageant une enveloppe commune. Attaque au HNO₃. Échantillon KN-94-6499
- Planche 4.13 A) Photomicrographie en lumière naturelle montrant des marcassites framboïdales sphériques. Échantillon NK-95-10. B) Photomicrographie illustrant la microstructure d'une marcassite framboïdale après attaque au HNO₃. Échantillon NK-95-10 100
- Planche 4.14 A) Photomicrographie des cristaux squelettiques de marcassite. Lumière naturelle. Échantillon NK-94-26. B) Photomicrographie montrant des cristaux squelettiques de marcassite (Mr) remplacés par l'hématite (gris) (Hm). Lumière naturelle. Échantillon NK-94-26 102

- Planche 4.15 Photomicrographies A) et B) montrant des cristaux squelettiques de marcassite (Mr) surmontés par des surcroissances de pyrite (Py). Attaque au HNO₃. Échantillon NK-94-26 103
- Planche 4.16 A) Photomicrographie en lumière naturelle montrant un mégacristal de pyrite (Py) automorphe. Échantillon EK-95-5. B) Photomicrographie en lumière naturelle montrant des mégacristaux de pyrite (Py) automorphes. Échantillon KN-94-39. C) Photomicrographie en lumière naturelle montrant une plage de pyrite (Py) avec des contours irréguliers remplacés par l'hématite (gris) (Hm). Échantillon NK-95-7 107
- Planche 4.17 A) Photomicrographie montrant des amas de cristaux de pyrite automorphe et des cristaux disséminés de diamètre millimétrique. Lumière naturelle. Échantillon KN-94-41. B) Photomicrographie illustrant une veine de pyrite recoupant des porphyroblastes de chlorite et de sidérite. Lumière naturelle. Échantillon NK-94-34..... 108
- Planche 4.18 A) Photomicrographie montrant des plages de pyrite en surcroissance sur des agrégats de marcassite. Attaque au HNO₃. Échantillon KN-94-64. B) Photomicrographie montrant une plage de pyrite avec des fantômes de microcristaux de pyrite et de cristaux de marcassite entièrement remplacés ou pseudomorphosés par les surcroissances de pyrites. Attaque au HNO₃. Échantillon KN-95-14. C) Photomicrographie montrant une veine de pyrite boudinée remplaçant une fracture. Échantillon EK-94-10. 110
- Planche 4.19 A) Photomicrographie en lumière naturelle illustrant le remplacement des microlits de marcassite (Mr) colloforme fibro-radiée par l'hématite (Hm). Échantillon K-95-9. B) Photomicrographie en lumière naturelle montrant des îlots de marcassite (mr) dans une matrice d'hématite (Hm) résultant du remplacement de la marcassite. Échantillon NK-94-26. 113
- Planche 4.20 A) Photomicrographie montrant le remplacement pénétratif de la pyrite par l'hématite par le biais de petits réseaux de fractures. Lumière naturelle. Échantillon KN-94-39. B) Photomicrographie en lumière polarisée montrant le remplacement total des porphyroblastes de carbonate par l'hématite. Échantillon NK-94-36..... 114
- Planche 4.21 Photomicrographies en lumière naturelle (A) et en lumière polarisée (B) montrant le remplacement des grains de pyrite et de carbonate par l'hématite. Échantillon KN-94-39..... 117
- Planche 4.22 Photomicrographie en lumière naturelle (A) et lumière transmise (B) montrant le remplacement des carbonates (Cb) par l'hématite (Hm) en bordure d'une veine de quartz. Échantillon KN-95-12. 118
- Planche 4.23 A) Photomicrographie en lumière transmise montrant une masse d'hématite (Hm) de teinte variable (gris clair à gris foncé) ponctuée de

- vides. Échantillon NK-94-39. B) Photomicrographie en lumière transmise montrant le remplacement des carbonates par l'hématite en bordure d'une fracture. Échantillon NK-94-26..... 119
- Planche 5.1 A) Photomicrographie en lumière polarisée illustrant le développement de la schistosité (S1) dans une unité volcanique felsique fragmentaire. Échantillon EK-94-1. B) Photomicrographie en lumière naturelle montrant le développement de la schistosité, marquée par l'orientation la de chlorite, dans une unité felsique fragmentaire. Échantillon EK-94-6..... 126
- Planche 5.2 A) Photographie montrant une lentille de sulfure massif boudinée d'une épaisseur de 2 à 3 mètres dans la zone de cisaillement de l'affleurement K..... 128
- Planche 5.3 A) Photographie illustrant une chronologie de recoupement de trois veines de quartz dans une unité volcanique fragmentaire carbonatisée. B) Photomicrographie en lumière polarisée montrant une veine de quartz précoce plissée et recoupée par une veine de quartz tardive. Échantillon EK-94-19. 133
- Planche 5.4 A) Photomicrographie en lumière naturelle montrant une bréchification des mégacristsaux de pyrite. Échantillon EK-95-4. B) Photomicrographie en lumière naturelle montrant une traînée de pyrite fragmentée et broyée le long des plans de foliation. Échantillon EK-94-6..... 136
- Planche 5.5 A) Photomicrographie en lumière polarisée montrant une unité de chert recristallisée. Échantillon EK-94-9. B) Photomicrographie en lumière polarisée montrant une unité de chert recristallisée. Échantillon KN-94-42. C) Photomicrographie en lumière polarisée montrant une veine de quartz déformée et partiellement recristallisée. Échantillon KN-94-24..... 137
- Planche 5.6 A) Photomicrographie en lumière polarisée montrant des ombres de pression formées de fibres de quartz (Qz) orientées suivant la direction principale de la foliation. Échantillon NK-94-2. B) photomicrographie en lumière naturelle montrant des ombres de pression formées de chlorite±quartz autour des minéraux opaques. Échantillon KN-94-39. ... 139

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE 1	Cartes de localisation des échantillons des affleurements principaux.	182
ANNEXE 2	Liste des lames minces et des sections polies.....	187
ANNEXE 3	Méthode analytique(microsonde électronique).....	192
ANNEXE 4	Analyses chimiques des carbonates.	194
ANNEXE 4A	Analyses de l'ankérite	195
ANNEXE 4B	Analyses de la sidérite	198
ANNEXE 5	Analyses chimiques des chlorites.	203
ANNEXE 6	Analyses chimiques de la marcassite colloforme.	208
ANNEXE 7	Analyses chimiques de la marcassite colloforme.....	212
ANNEXE 8	Analyses chimiques de la marcassite crustiforme.	216
ANNEXE 9	Analyses chimiques de la marcassite colloforme.	218
ANNEXE 10	Analyses chimiques de la marcassite sphaléritique.	220
ANNEXE 11	Analyses chimiques de la marcassite framboïdale..	222
ANNEXE 12	Analyses chimiques des cristaux de pyrite	224
ANNEXE 13	Analyses chimiques des cristaux de pyrite.....	227
ANNEXE 14	Analyses chimiques de la pyrite crustiforme.	229
ANNEXE 15	Analyses chimiques de la pyrite crustiforme	231
ANNEXE 16	Analyses chimiques d'hématite	233

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Chapitre 1

Introduction

Les gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) archéens sont importants pour les dépôts de Cu-Zn et sont bien représentés dans la Sous-province de l'Abitibi. Plusieurs dépôts notamment ceux de Millenbach-Amulet-Vauze dans la région de Rouyn-Noranda (Riverin et Hodgson 1980; Knuckey et al. 1982; Gibson et al. 1983), de Mattagami (MacGeehan 1978; Costa et al. 1983), les dépôts de Cu-Zn de Detour à Brouillan (Deptuck et al. 1982) et autres ont été étudiés en détail. Ces études ont permis à Morton et Franklin (1987) de classer les SMV archéens en deux types: 1) type Noranda et 2) type Mattabi. Cependant, malgré toutes les études, différentes opinions coexistent à savoir: 1) la genèse de mise en place des SMV, 2) le mode de formation, 3) la structure des dépôts et 4) la classification des dépôts. C'est donc dans cette différence d'opinion que cette étude a été initiée pour clarifier, illustrer et apporter des éléments à la compréhension des dépôts de SMV. Le Groupe de Hunter Mine (GHM), peu déformé avec un métamorphisme de faible degré, est un exemple intéressant. Bien que les premiers gisements connus datent des années 50, le GHM est encore mal connu et mérite une étude plus approfondie.

Les dépôts de SMV peuvent se produire en association avec des formations de fer. Si les SMV sont directement liés aux roches volcaniques, les formations, quant à elles, sont associées: 1) soit aux séquences volcano-sédimentaires dans les bassins profonds et

caractérisent le type Algoma, 2) soit aux roches sédimentaires dans les bassins peu profonds et caractérisent le type Lac Supérieur. L'origine et la genèse des formations de fer ont été documentées par plusieurs auteurs (Gross 1965; James 1969; Goodwin 1970; 1973; Gross 1973; Fralick et al. 1989; Simonson 1985; Dimroth 1986; Sugitani 1992; De Ronde et al. 1994). Les divergences fondamentales qui opposent la plupart des auteurs résident essentiellement au niveau: 1) de l'environnement de dépôt, 2) de l'origine des formations et 3) le mode de formation.

Les dépôts de sulfures massifs volcanogènes de la Sous-province de l'Abitibi sont en majorité regroupés dans les dépôts de type Noranda alors que le type Mattabi est plus commun dans la Sous-province de Wabigoon en Ontario. De même, les formations de fer de type Algoma sont peu évoquées dans la Sous-province de l'Abitibi. La partie supérieure du Groupe de Hunter Mine, située dans cette Sous-province de l'Abitibi, offre une opportunité intéressante et unique d'investigation des dépôts de sulfures massifs volcanogènes de type Mattabi reliés à une formation de fer de type Algoma.

Le but de cette étude est de caractériser les indices de sulfures massifs de la partie supérieure du GHM en tenant compte des roches encaissantes, des altérations, de la minéralogie et de la texture de la minéralisation ainsi que de l'évolution des formations de fer autour des sulfures massifs. Tous ces éléments, permettront d'élaborer un modèle de mise en place.

1-1. Problématique

La Province du Supérieur possède une très grande diversité de contextes métallogéniques qui en font l'une des plus importantes sources archéennes de minéralisation (Franklin et Thorpe 1982). Les principaux types de minéralisation rencontrés sont les dépôts

de Ni-Cu associés aux roches ultramafiques et gabbros, les formations de fer, les dépôts d'or épi- et syngénétiques et les dépôts de sulfures massifs volcanogènes. La Sous-province de l'Abitibi est surtout reconnue pour ses dépôts aurifères ainsi que ses sulfures massifs.

1.1.1 Les sulfures massifs volcanogènes (SMV)

Les dépôts de sulfures massifs volcanogènes sont communs dans la Sous-province de l'Abitibi et sont généralement liés aux roches volcaniques felsiques. Les principaux dépôts (Figure 1.1) sont spatialement regroupés en plusieurs districts miniers (Gibson et Watkinson 1990; MacGeehan et al. 1981; Piché et al. 1990) et la plupart d'entre eux ont été associés à des contextes volcanogènes archéens. Toutefois, des études récentes indiquent que des similitudes existent entre ces dépôts anciens et certains dépôts modernes (Riverin et Hodgson 1980; Lydon 1984).

Les modèles descriptifs et génétiques ont compilés par Lydon (1984). Les SMV sont une partie intégrante des processus volcaniques. Ils semblent être le produit d'un type spécialisé de système hydrothermal dans un environnement volcanique sous-marin (Lydon 1984).

Un gisement typique de sulfures massifs est constitué d'une lentille minéralisée concordante, au-dessus d'une zone à filonnets discordante ou stockwerk à l'intérieur d'une cheminée d'altération (Lydon 1984, 1988). La cheminée d'altération hydrothermale typique comprend un noyau fortement chloritisé qui passe graduellement vers l'extérieur à une zone séricitisée (Franklin et al. 1981; Lydon 1984, 1988; Morton et Franklin 1987). Ce type de distribution se rencontre dans le gisement de type Noranda (Morton et Franklin 1987). Dans d'autres types de dépôts comme celui du type Mattabi (Morton et Franklin 1987), cette zonation est absente et la distribution des minéraux se fait à travers la zone d'altération semi-

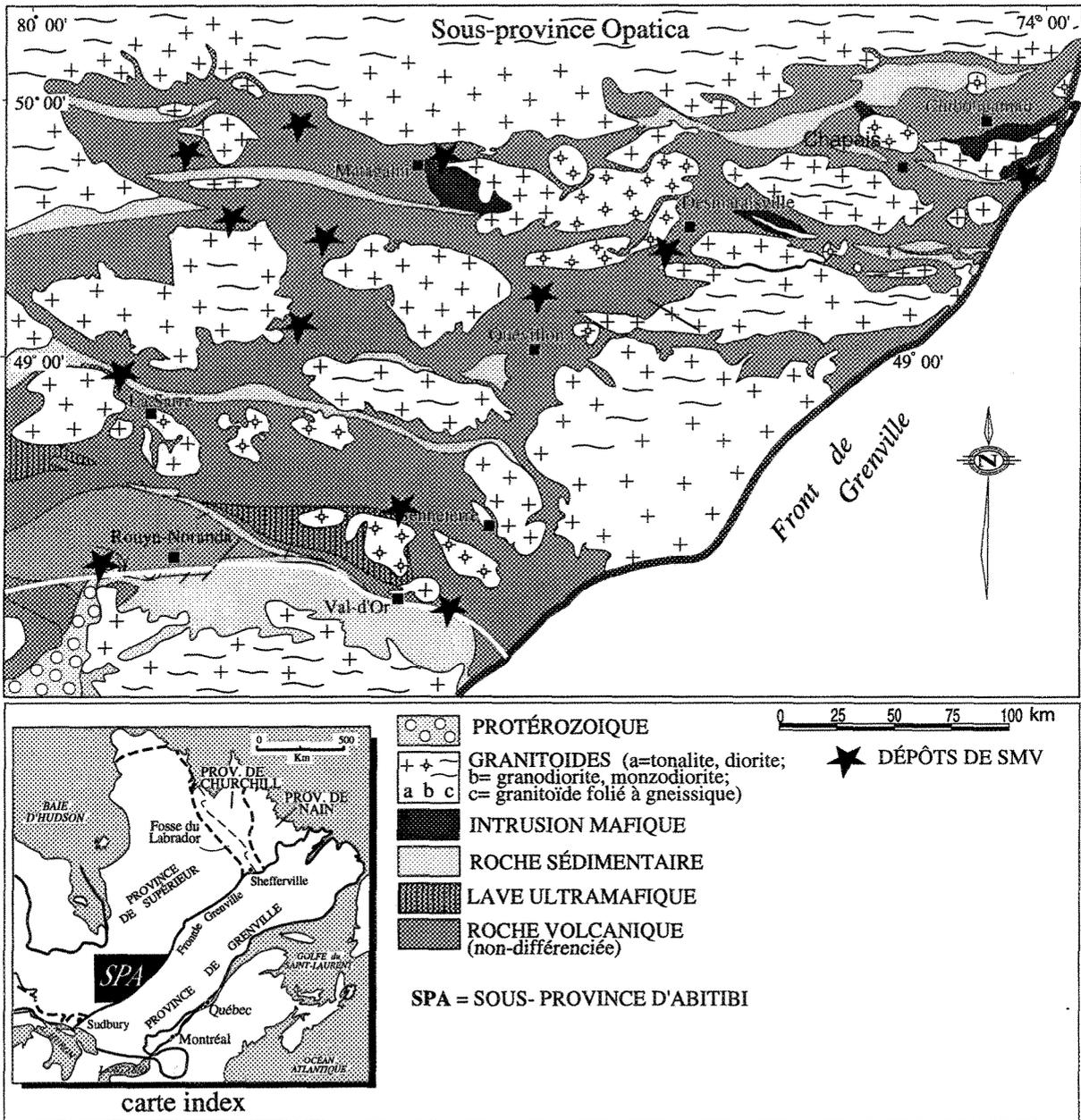


Figure 1.1: Carte des ensembles de roches formant la ceinture de roches vertes d'Abitibi au Québec, et les grandes zones de sulfures massifs volcanogènes (modifiée de Daigneault et Archambault 1990)

concordante avec une zone d'intense silicification réduite dans la partie supérieure (Morton et Franklin 1987). Les carbonates ferrifères tels que sidérite et ankérite sont typiques de la cheminée d'altération de ce type de dépôt.

Plusieurs approches ont été utilisées pour classifier les gisements de SMV (tableau 1). Ces classifications sont basées soit sur: 1) le type de minéralisation, 2) l'environnement tectonique, 3) l'âge du gisement.

Les gisements de SMV anciens et les dépôts modernes montrent également des caractères similaires au niveau textural. L'une des similitudes les plus caractéristiques semble être la texture des minéraux. En effet, certaines textures reconnues dans les gisements actuels et retrouvées dans les gisements anciens ont été qualifiées comme étant des textures primaires (Craig 1981; Frater 1985; Sassano et Schrijver 1989; Grenne et Vokes 1990; Gu et McClay 1992) et formées à basses températures (Ames et al. 1993). Parmi celles-ci, on retrouve la texture framboïdale, la texture colloforme et certaines textures automorphes. La répartition spatiale des deux premières textures semble être très caractéristique des zones de SMV. La préservation de ces textures dans un dépôt pourrait permettre non seulement de mieux comprendre les processus métallogéniques et les mécanismes de formation, mais également d'offrir un véritable guide pour la prospection minérale. Le GHM, peu déformé avec un métamorphisme de bas grade, est un site propice pour tester la présence de ces textures primaires et par conséquent, d'évaluer la température des fluides hydrothermaux qui produisaient la minéralisation.

Ce présent mémoire tentera de vérifier si les indices de sulfures massifs du GHM s'intègrent bien dans les modèles déjà proposés (Franklin et al. 1981; Morton et Franklin 1987). Toutefois, les travaux de reconnaissance menés par la compagnie Noranda Limitée

Tableau 1: Classifications récentes des gisements de sulfures massifs volcanogènes (d'après Doucet, 1991).

TYPE DE MINÉRALISATION	ENVIRONNEMENT TECTONIQUE ROCHES ENCAISSANTES	AGE DU GISEMENT
<p>Solomon (1976) Subdivisions du type volcanique Zn-Pb-Cu Zn-Cu Cu</p> <p>Hutchinson (1980) Zn-Cu primitif Zn-Pb-Cu polymétallique Cu-Zn Klesager Cu pyrite cuprifère</p> <p>Franklin et al. (1981) Cu Cu-Zn Zn-Pb-Cu Pb-Zn</p>	<p>Sawkins (1976) Type Kuroko (arc magmatique) Type Ile de Chypre (dorsale) Type Besshi (rift continental)</p> <p>Sangster et Scott (1976) Association principalement volcanique Association principalement sédimentaire Association volcanique-sédimentaire</p> <p>Klau et Large (1980) Association volcanique mafiques Association volcanique felsiques Type sédimentaires</p>	<p>Hutchinson (1973) Zn-Cu (principalement Archéen) Pb-Zn-Cu-Ag (principalement Phanérozoïque et Protérozoïque) Pyrite cuprifère (principalement Phanérozoïque)</p>

(Gariépy 1992) ont rapporté la présence de plusieurs horizons felsiques autoclastiques altérés en carbonates de fer et minéralisés et des horizons silicifiés dans la partie supérieure du GHM. Les travaux de Mueller et White (1992) ont rapporté également plusieurs horizons silicifiés et des formations de fer.

1.1.2 Les formations de fer

Les dépôts de sulfures massifs sont souvent trouvés en association avec les formations de fer. De telles associations ont été moins évoquées dans la Sous-province de l'Abitibi. Néanmoins les formations de fer sont très largement réparties dans toutes les régions des boucliers précambriens. Elles sont également communes à plusieurs environnements géologiques. Il ressort des synthèses de plusieurs auteurs que les formations de fer des séquences supracrustales archéennes se classent dans les formations de fer de type Algoma (Gross 1965, 1983) et dans les formations de fer pélagiques (Dimroth 1986).

Les formations de type Algoma, typiques des dépôts de la Province du Supérieur, désignent les formations de fer cherteuses et leurs divers faciès équivalents qui sont intimement associés avec les roches volcaniques et les sédiments de type grauwacke dans les bassins profonds. Elles peuvent être subdivisées en faciès oxydés, carbonatés et sulfurés (Goodwin 1964, 1973). Les faciès sulfurés et carbonatés se produisent sur ou proche des centres volcaniques dans un environnement d'eau profonde et les faciès oxydés sont habituellement plus loin et coïncident généralement avec un environnement d'eau peu profonde. Ils sont caractéristiques des ceintures archéennes. Les formations de fer de type pélagique (Dimroth 1986) se rencontrent dans les environnements eugéosynclinaux et s'intercalent entre les roches volcaniques sous-marines, entre les shales noirs et entre les turbidites à matériaux détritiques siliceux ou les turbidites volcanoclastiques.

La compréhension de la genèse des formations de fer s'avère difficile à cause de la quasi inexistence d'exemple moderne. Néanmoins des études menées dans les séquences protérozoïques et archéennes fournissent des informations sur la genèse, le mode et l'environnement de certaines formations de fer. Simonson (1985) a noté que les formations de fer se sont déposées dans les mêmes environnements que les roches qui les encaissent. Dimroth (1986) a mentionné que les formations de fer de plate-forme se déposaient durant les périodes de transgression lorsque l'influx des détritiques terrigènes était minimal alors que les formations de fer pélagiques se déposaient durant les périodes de quiescence volcanique. Les formations de fer cherteuses sont des sédiments précipités chimiquement et les différents faciès sédimentaires démontrent les changements de conditions durant leur dépôt.

Les formations de fer sont interprétées comme des précipités chimiques formés lors de la décharge des fluides hydrothermaux sur le fond océanique (Gross 1973; De Ronde et al. 1994; Fralick et al. 1989; Sugitani 1992; Goodwin 1973). Gross (1965) a suggéré que l'hématite et la silice trouvées dans les formations de Rapitan étaient transportées dans des solutions par des eaux fumaroliques chaudes et précipitées lorsque ces solutions étaient déchargées sur les fonds océaniques. De Ronde et al. (1994) ont suggéré que l'hématite et la goéthite trouvées dans les formations de fer de la ceinture de roches vertes de Barberton en Afrique du Sud sont des produits chimiques déposés lors de la décharge des fluides hydrothermaux de basse température sur le fond océanique. James (1969) suggère que les formations de fer de Snake River sont produites par des processus sédimentaires exhalatifs. Dimroth (1986) concluait que tous les minéraux de fer présents dans les formations de fer cherteux de la fosse du Labrador se sont formés durant la diagénèse et le métamorphisme.

Cette étude cherchera à montrer que les formations de fer associées aux roches volcaniques felsiques de la partie supérieure du GHM représentent une formation de fer de

type Algoma. Par ailleurs, il faut noter que les formations de fer de type Algoma bien qu'évoquées ailleurs dans le GHM n'ont pas encore mérité une attention particulière.

La partie supérieure du GHM contient plusieurs indices minéralisés, mais ceux-ci n'ont jamais fait l'objet d'études détaillées même s'ils sont rapportés comme d'origine hydrothermale. C'est en partie pour combler ce manque d'information que la présente étude a été instaurée. La zone d'intérêt comporte en effet certains indices qui sont contenus au sein de formations de fer et qui présentent plusieurs caractéristiques s'apparentant à une minéralisation de type sulfures massifs volcanogènes. La présente étude s'accordera à caractériser les indices minéralisés de la zone de transition du GHM. Si les dépôts de sulfures et les formations de fer sont localisés dans les roches volcaniques felsiques fragmentaires et altérées du GHM alors les questions suivantes devraient être solutionnées: 1) les dépôts de sulfures sont-ils des dépôts de type Mattabi?; 2) les formations de fer de type Algoma sont-elles d'origine hydrothermale?.

1-2. Objectifs de l'étude

Le présent mémoire de maîtrise fait partie d'un programme de recherche dont les objectifs principaux sont de:

- contribuer à l'élucidation de l'origine des dépôts de type Mattabi,
- expliquer l'origine des formations de fer dans le GHM
- proposer un modèle de mise en place à la minéralisation.

Pour atteindre ces objectifs, le projet comportera les sous-objectifs suivants:

Le premier sous-objectif sera de caractériser pétrologiquement toutes les séquences encaissantes des indices minéralisés. Le deuxième sous-objectif sera de déterminer les séquences d'altération qui accompagnent la minéralisation. Ainsi, la composition minéralogique de certains minéraux tels que chlorites et carbonates sera déterminée. Le troisième sous-objectif sera d'identifier toutes les phases minéralogiques de la minéralisation, leurs textures ainsi que les processus qui en sont responsables.

1-3. Méthodologie

Ce travail de recherche a débuté à l'été 1994 par la cartographie détaillée de quatre affleurements répartis dans la zone de transition du GHM au contact du GSR (Figure 1.2). Cette cartographie a commencé par une grille au 5 m, puis fut suivi par la reconnaissance des grandes unités et des indices minéralisés qui leur sont associés.

La deuxième phase des travaux de terrain s'est concentrée sur l'échantillonnage. En effet, toutes les unités stratigraphiques de la région d'étude ont été échantillonnées de façon systématique. Ceci incluait aussi bien les roches volcaniques que les faciès de carbonates de fer et de sulfures. Environ 258 échantillons ont été prélevés à des fins de laboratoire. L'annexe 1 montre la localisation des échantillons des quatre affleurements principaux. À côté de l'échantillonnage, des prises de photos systématiques de toutes les observations pertinentes ont été faites. Sur les 258 échantillonnés, seuls 153 ont été sélectionnés pour confectionner 28 sections polies, 74 lames minces, 51 lames minces polies (Annexe 2). Les lames et les sections polies ont servi à l'étude pétrographique des roches encaissantes et de la minéralisation, et ce par le biais de l'analyse microscopique.

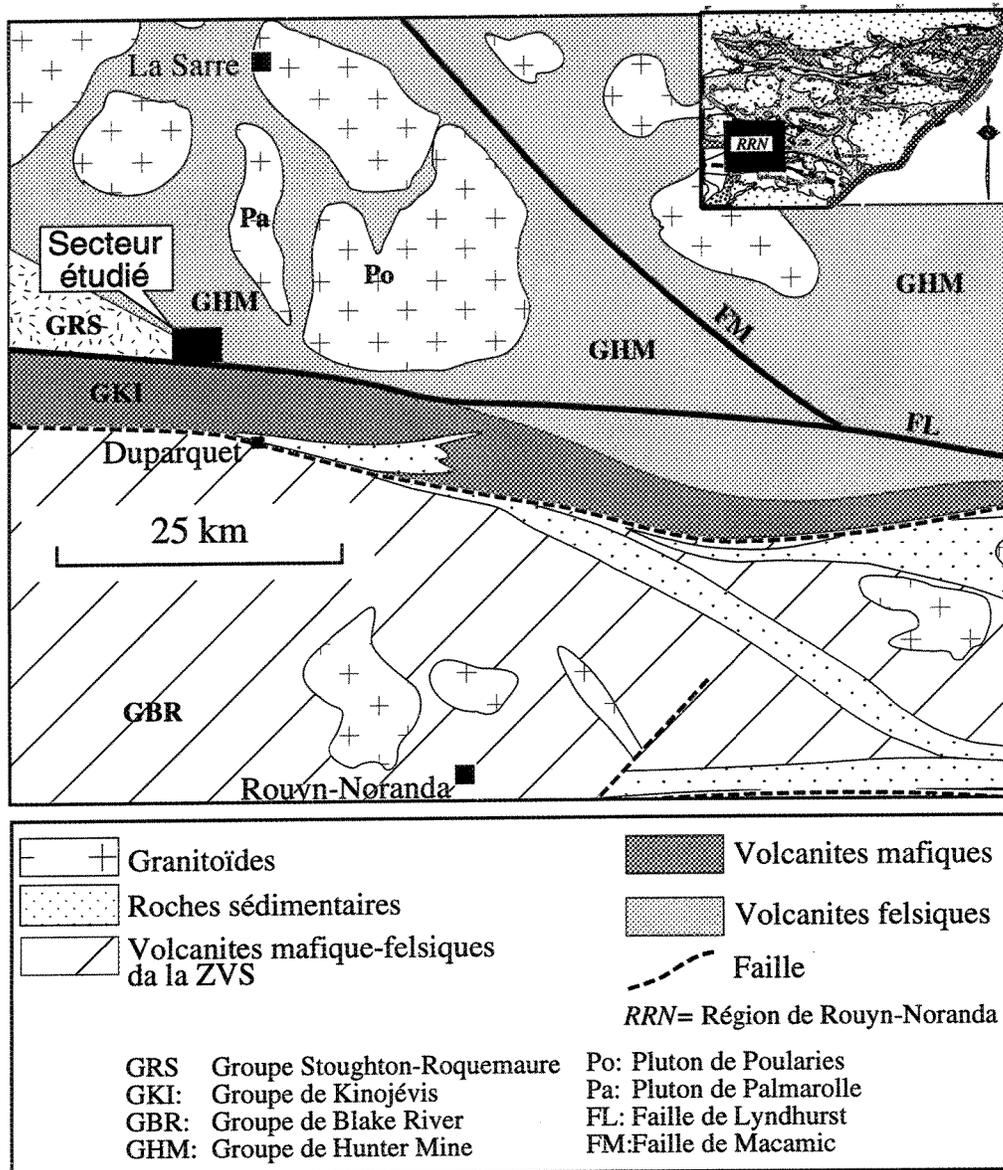


Figure 1.2: Carte de localisation du secteur d'étude

À partir de cette étude pétrographique, nous avons sélectionné un certain nombre d'échantillons pour des analyses quantitatives à la microsonde électronique (Annexe 3).

La texture et la structure interne des phases métalliques, pyrite et marcassite, seront analysées après attaque des sulfures par certains composés chimiques. Les solutions de KMnO_4 1:1 H_2SO_4 et de HNO_3 à 15% seront utilisées pour faire ressortir les microreliefs.

1-4. Localisation

La zone d'intérêt se situe géographiquement à une cinquantaine de kilomètres au nord de Rouyn-Noranda, dans le canton de Duparquet et à environ cinq kilomètres au nord de la ville de Duparquet (figure 1.2). Outre la route 393 qui relie Duparquet à Rouyn-Noranda, la région est sillonnée de diverses routes gravelées et de nombreux chemins. Géologiquement, le secteur d'étude (Figure 1.2) se situe dans la zone de transition du GHM au contact du GSR et non loin de la zone de déformation de Lyndhurst qui marque le contact entre les GHM et de GK.

1-5. Travaux antérieurs

Les dernières cartographies récentes des secteurs est et extrême sud-est ont été faites respectivement Eakins (1972 a, b) et par Hocq (1979). Quant à la dernière compilation géoscientifique, elle avait été réalisée par le Ministère des Ressources Naturelles en 1982.

Avant les années soixante, l'exploration minière était essentiellement basée sur un modèle épigénétique (Riddell 1952). Ainsi, la présence de structures majeures, d'intrusions et d'altération constituaient des éléments essentiels à la formation d'un dépôt (Price 1948). Sous cet angle, le GHM constitue un site intéressant. C'est ainsi qu'en 1957 les mines Hunter Mine et Lyndhurst ont été mises en valeur autour de la zone de déformation de

Lyndhurst. Avec l'arrivée d'un modèle syngénétique, l'exploration a connu une explosion et de plus en plus le contexte syn-génétique semblent être favorisé. En 1971, une étude globale menée par Dimroth a permis une meilleure compréhension des appareils volcaniques de la région de Rouyn-Noranda.

En 1980, un levé géologique a été effectué par la compagnie Soquem. En 1984, la compagnie Exploration Noranda Ltée mena une campagne de levés MAG-TBF-géologie-biogéochimie. Outre ces compagnies, citons les compagnies Kerr-Addison Gold Mines, Patino Mining Corp et Amax (Gariépy 1992). Les travaux de ces compagnies se sont limités à la reconnaissance géophysique. Enfin, en 1991, une autre campagne géophysique couplée avec une prospection visuelle, menée par la compagnie Noranda (Gariépy 1992), a permis de déceler plusieurs indices minéralisés qui pourraient présenter un intérêt économique.

1-6. Géologie régionale

La région soumise à cette présente étude appartient à la ceinture des roches vertes archéennes de l'Abitibi. La ceinture de l'Abitibi fait partie de la Province du Supérieur (Figure 1.3). Cette dernière est constituée d'un ensemble de sous provinces de tendance est-nord-est et ouest-sud-ouest. Elle a été récemment redéfinie sur la base des caractéristiques géologiques, structurales, métamorphiques et géophysiques par Card et Ciesielski (1986) et par Card (1990). Au sein de la Sous-province du Supérieur, la Sous-province de l'Abitibi, d'aspect linéaire et d'orientation est-ouest, constitue une des grandes structures archéennes du Bouclier Canadien. Elle occupe une zone de 700 km de long sur 300 km de large et s'étend de l'est à l'ouest, du front tectonique du Grenville à la zone structurale de Kapuskasing. Ces marges nord et sud sont bordées respectivement par les Sous-provinces d'Opatoca et de Pontiac (Figure 1.4). Cette ceinture ne représente aujourd'hui qu'une partie d'un orogène archéen originellement plus vaste incluant à l'est les roches de la Province de

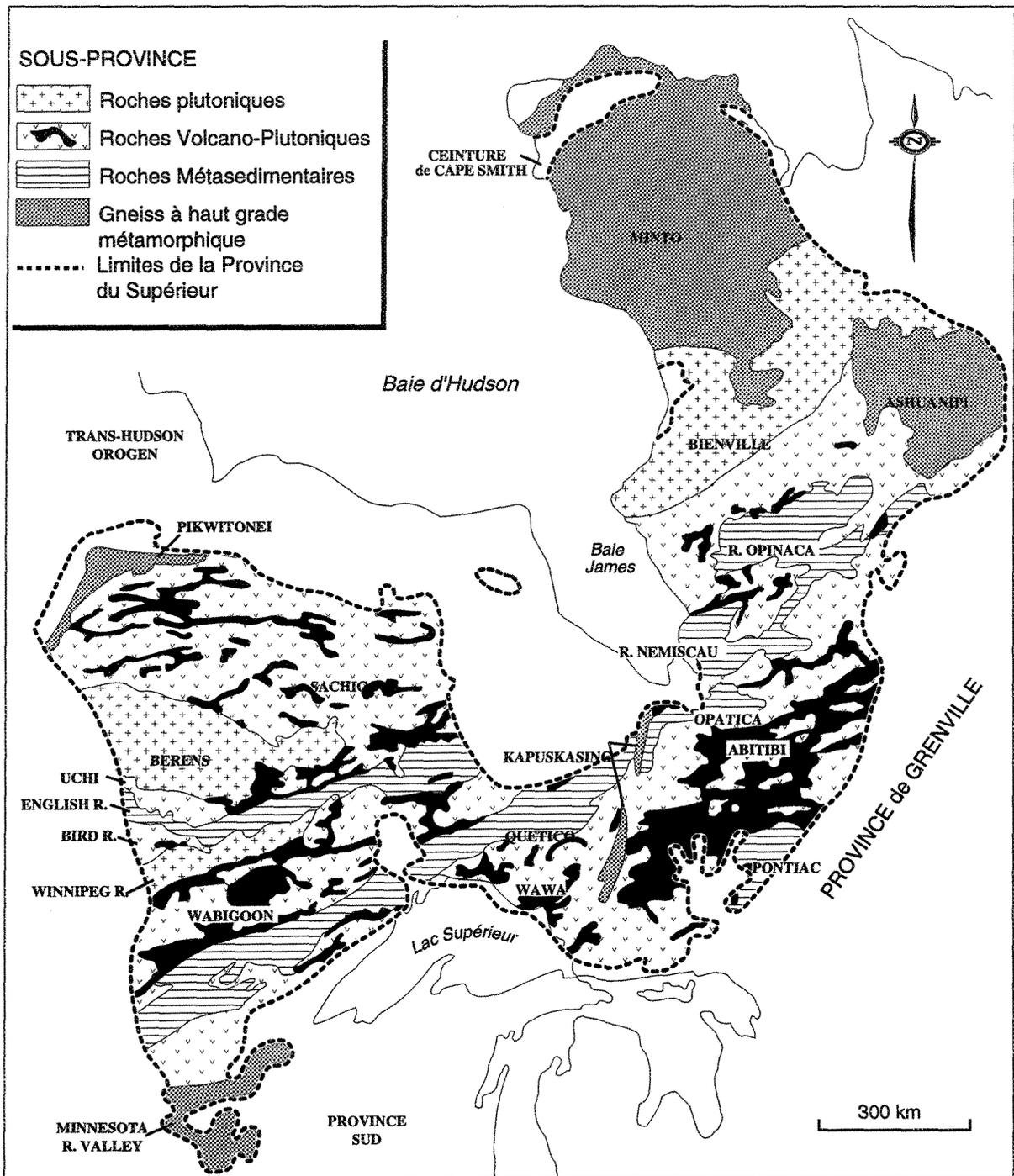


Figure 1.3. Sous-provinces de la Province Archéenne du Supérieure (modifiée de Card 1990).

Grenville et les roches de la ceinture de Wawa, plus à l'ouest (Goodwin et Ridler 1970; Goodwin 1977).

À cause de son potentiel économique, l'Abitibi est l'une des ceintures des roches vertes les plus étudiées. Chown et al. (1992), en se basant sur les études antérieures et sur les successions volcano-sédimentaires, sur les suites plutoniques et sur les âges absolus très précis, ont précisé la subdivision de la ceinture en zone volcanique nord (ZVN) et en zone volcanique sud (ZVS) (Figure 1.4). Les âges entre les deux zones volcano-sédimentaires et leurs associations plutoniques varient de 2730-2710 Ma dans la ZVN et de 2705-2695 Ma dans la ZVS (Corfu et al. 1989; Mortensen 1993a,b). Ces deux zones volcaniques sont séparées par la zone de faille Destor-Porcupine-Manneville (Mueller et al. 1996). La région d'étude se trouve dans la ZVN. Deux cycles volcaniques ont été reconnus. Le premier cycle volcanique est constitué d'une vaste plaine de basaltes monotones sous-marins ponctués de petits centres felsiques, felsiques-mafiques, mafiques et/ou surmontés par des bassins linéaires volcano-sédimentaires (Chown et al. 1992). Il s'apparente à un système d'arc insulaire comme celui retrouvé dans les arcs insulaires récents du pacifique ouest (Ishibashi et Urabe 1995). Le second cycle volcanique, comprend également à la base des basaltes associés à des sédiments volcanoclastiques felsiques au sommet. Les différents cycles volcano-sédimentaires sont décrits comme des stades paléogéographiques (Mueller et al. 1989).

La ceinture de l'Abitibi est recoupée par des granitoïdes dont les âges varient de syn- à post-volcaniques. Ils représentent plus de 40% de la surface de la zone volcanique nord, contre moins de 20% dans la zone volcanique sud (Dimroth al. 1982; Daigneault et Archambault 1990).

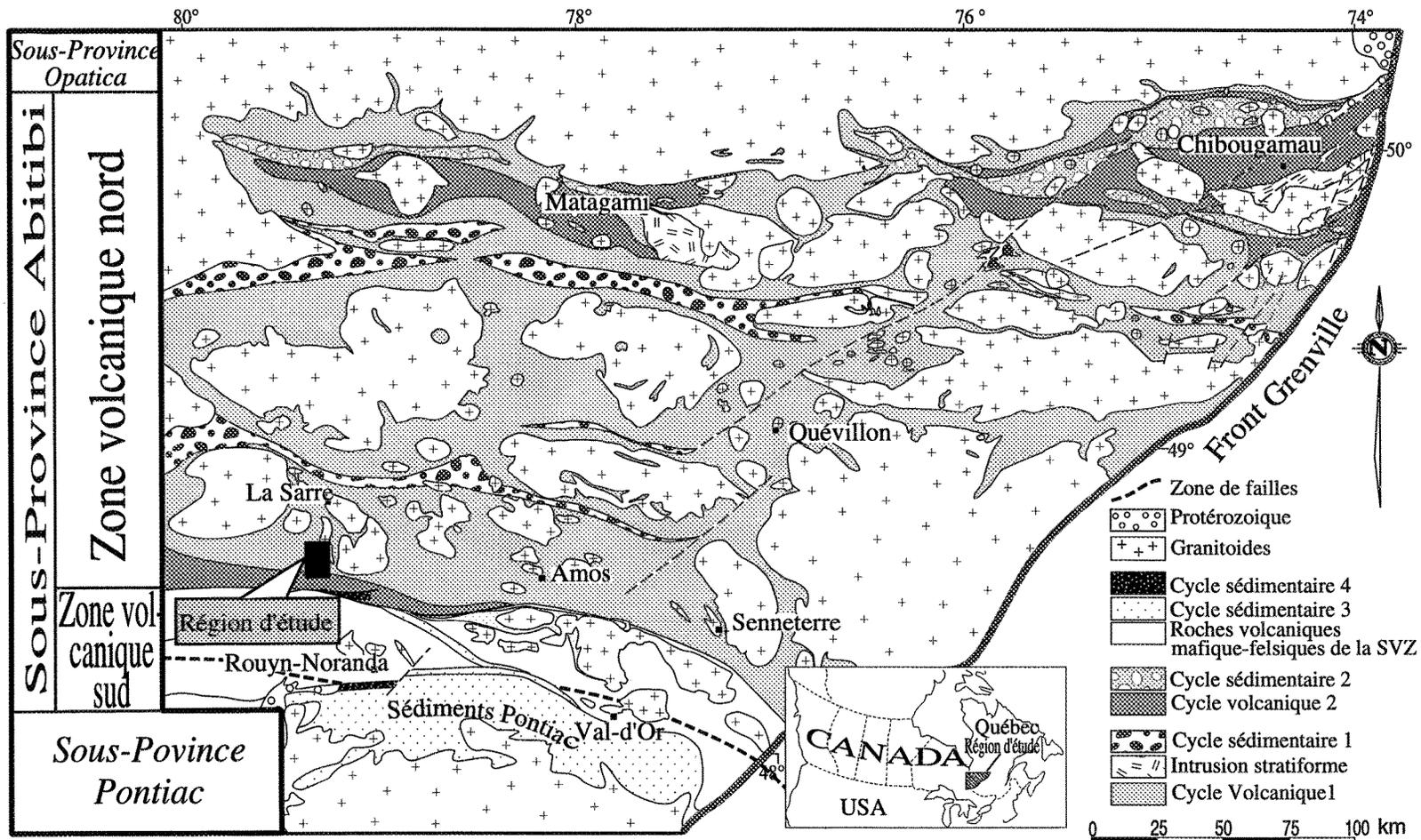


Figure 1.4: Subdivisions de la Sous-Province des roches vertes de l'Abitibi(modifiée de Chown et al. 1992)

Plusieurs des modèles récents traitent de l'évolution tectonique de la ceinture archéenne de l'Abitibi. Les différents assemblages de terrains sont expliqués par accréation d'arcs magmatiques (Dimroth et al. 1983; Ludden et al. 1986; Devaney et Williams 1986; Percival 1989; Percival et Williams 1989; Card 1990; Williams 1990; Mueller et al. 1996). Dans ces modèles, les sous-provinces volcano-plutoniques sont vues comme des restes d'arc magmatique, une interprétation supportée par la grande distribution des roches plutoniques et des roches volcaniques d'affinité calco-alcalines (Benn et al. 1992).

La ceinture de roches vertes de l'Abitibi est caractérisée par des zones de déformation produisant des formes anastomosées aux échelles régionales et locales (Hubert et al. 1984; Ludden et al. 1986; Dimroth et al. 1982, 1984). Il s'agit des failles de tendances SE et SW et NE et de pendage subvertical. La schistosité régionale a globalement une direction EW (Daigneault et Archambault 1990; Dimroth et al. 1983) et constitue une structure axiale aux plis régionaux. Sa trajectoire est localement perturbée par les plutons granitoïdes. Daigneault et Archambault (1990) ont défini deux grands types de couloir de déformation. Les auréoles de déformation autour des intrusions granitoïdes et les discontinuités structurales représentent les grandes cassures ou zones de cisaillement de direction EW. Les failles les plus importantes sont les failles de Cadillac-Larder Lake et de Destor-Porcupine-Manneville.

Les sillons de roches vertes ont été métamorphisés durant l'orogénèse kénoréenne (2600 - 2700 Ma) (Goodwin et Ridler 1970). Le métamorphisme est généralement de faible degré. Un métamorphisme de faciès préhnite-pumpellyite se retrouve localement dans la partie sud de la sous-province (Powell et al. 1995), alors que dans la partie nord, on rencontre le faciès des schistes verts. C'est seulement à proximité des intrusions granitoïdes que se développe un métamorphisme au faciès des amphibolites (Jolly 1978).

1-7. Géologie locale

Les roches de la région, d'âge précambrien, se situent dans la zone volcanique nord, plus précisément dans le premier cycle volcanique. En effet, le premier cycle volcanique, interprété comme une plaine basaltique monotone, est constitué de petits centres volcaniques felsiques, felsiques-mafiques et mafiques et/ou sont surmontés par des bassins sédimentaires. L'édifice volcanique le plus connu est le centre felsique de la Mine Hunter qui est probablement le plus grand. C'est dans ce dernier que se situe les travaux de cette étude.

La zone soumise à cette étude se situe dans la zone de transition du GHM immédiatement en dessous du GSR (Figure 1.5). Cette zone de transition a une épaisseur d'environ un (1) kilomètre. Plusieurs études ont révélé la présence de divers indices minéralisés d'origine hydrothermale liés à des sédiments volcanoclastiques d'origine pyroclastique et aux laves felsiques et mafiques (Eakins 1972a; Gagnon 1981a, b; Gariépy 1992; Verpaelst et Hocq 1991; Labbé et al. 1992; Mueller et White 1992).

Pour comprendre les mécanismes de formation des indices minéralisés dans la partie supérieure du GHM (sulfures massifs et carbonates de fer), définissons de façon brève les grandes unités encaissantes ainsi que celles qui les entourent. Par la suite, les caractères structuraux seront décrits.

1-7-1. Stratigraphie

Les grandes unités encaissantes et environnantes seront définies en suivant l'ordre de succession stratigraphique proposé par Dimroth et al. (1982).

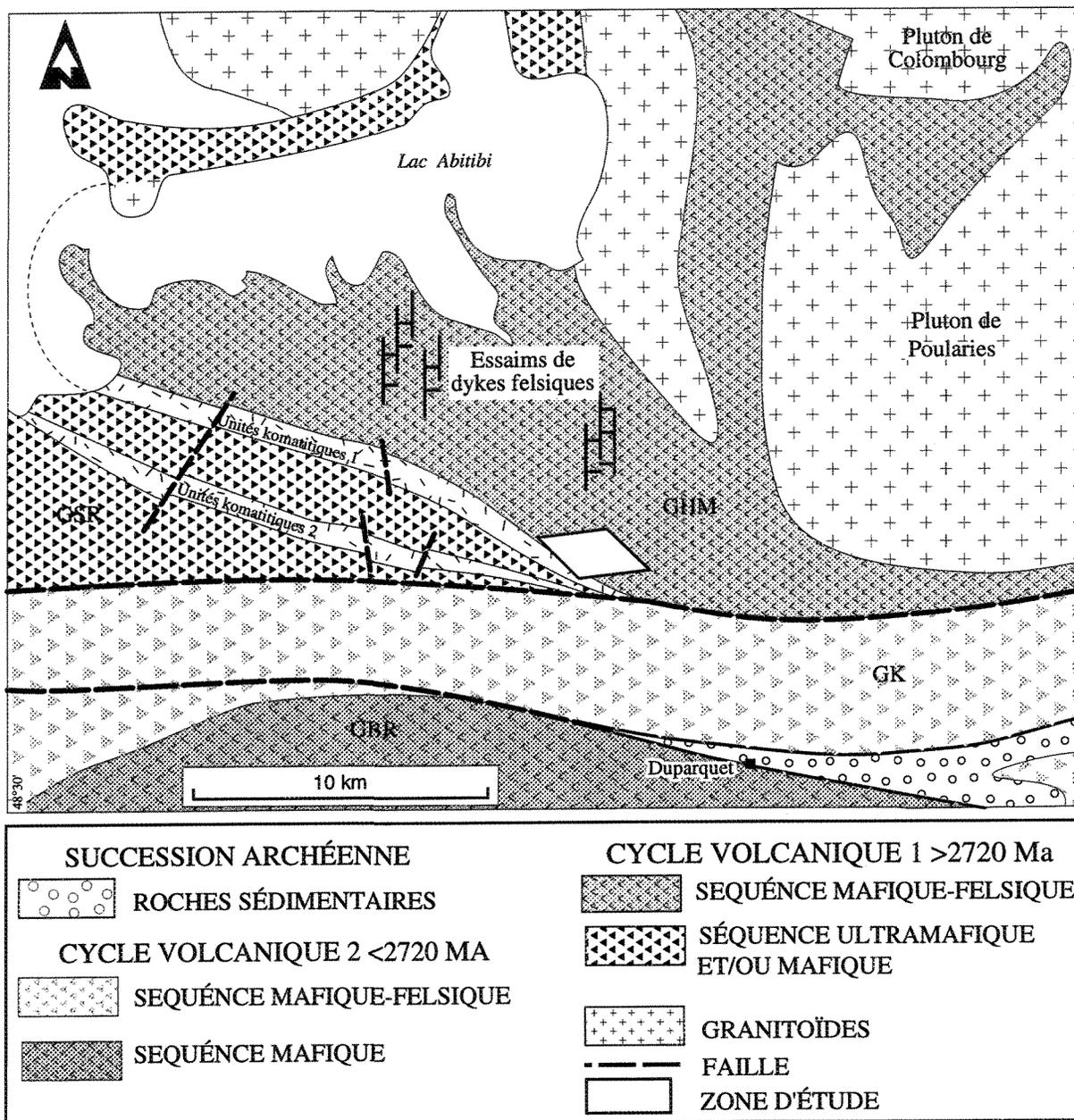


Figure 1.5: Carte géologique sommaire montrant la zone d'étude (Mueller et al. 1996)
 GHM: Groupe de Hunter Mine GK: Groupe de Kinojévis
 GBR: Groupe de Black River

1-7-1-1. Le Groupe de Hunter Mine

Le GHM a été longtemps défini comme étant une limite stratigraphique à la base du Groupe de Kinojévis (Jolly 1975; Gélinas et al. 1977) qui lui même était considéré comme faisant partie du Groupe de Blake River (Latulippe 1966). La distinction du GHM a été suggérée par Dimroth et al. (1974) et par Larouche (1974) qui ont remarqué une organisation stratigraphique et volcanologique différente.

Le GHM a été reconnu comme tel depuis 1978 (Jensen 1978; Dimroth et Rocheleau 1979; MER-OGS 1983). Il représente stratigraphiquement les roches volcaniques les plus anciennes (2730 ± 1 Ma, Mortensen, 1993a) dans la ceinture des roches vertes de l'Abitibi (Verpaelst et Hocq 1991). Il a une épaisseur de 4 à 5 kilomètres et s'étend sur environ 30 kilomètres. Il est composé de coulées de laves felsiques massives, de coulées bréchiqes et de dépôts pyroclastiques felsiques (primaires et remaniés) sous-marins recoupées par des dykes porphyriques riches en quartz et feldspath et par des dykes riches en feldspath (Gagnon 1981a, b; Mueller et Donaldson 1992; Verpaelst et Hocq 1991). Il contient aussi quelques horizons de laves mafiques à intermédiaires qui passent graduellement aux roches sédimentaires de la Formation de Lois (Labbé et al. 1992; Boivin 1974). Les formations de fer sont omniprésentes à travers toute la séquence (Eakins 1972a, b; Mueller et White 1992). Ces formations de fer, définies comme des sédiments orthoclastiques (Mueller et White 1992) sont composées de magnétites, jaspes et de cherts.

Le complexe volcanique du GHM est interprété comme des coulées de laves formées sur les fonds océaniques archéens (Mueller et Donaldson 1992; Chown et al. 1992). Ce complexe constitue des coulées de composition rhyolitique à rhyodacitique et d'affinité calco-alcaline (Gagnon 1981; Eakins 1972a). Le contact sud est localement faillé (Boivin 1974).

Cette faille a été définie comme étant la faille de Lyndhurst par Labbé et al. (1992) et met en contact le GHM et le Groupe de Kinojévis (Verpaelst et Hocq 1987).

La présence de failles synvolcaniques, l'abondance de dykes et le changement rapide de faciès suggèrent un milieu intracaldéira (Mueller et White 1992). Les formations de fer, d'épaisseur décamétrique, appuient l'idée d'un complexe central caractérisé par des circulations importantes de fluides hydrothermaux associés aux émissions volcaniques (Dimroth 1986 ; Mueller et White. 1992).

Le métamorphisme est de faible degré. Powell et al. (1995) le situe au faciès préhnite-pumpellyite. Du point de vue économique, le GHM a connu deux activités minières. Il s'agit de la Mine Hunter et de la Mine Lyndhurst. Elles ont été exploitées, pendant quelques mois en 1957, pour le Cu surtout. Dans ces dernières années, plusieurs compagnies tentent de réévaluer son potentiel économique. La plupart des zones minéralisées se situent dans des rhyolites cisailées.

1-7-1-2. Groupe de Stoughton-Roquemaure

Le GSR (Jensen 1978a, b) est sus-jacent au GHM et représente l'unité ultramafique la plus ancienne du cycle II (Dimroth et al. 1982). Il est formé de coulées mafiques à ultramafiques massives et coussinées lesquelles confirment le milieu de formation sous-marin du complexe felsique du GHM et indique donc la fin du volcanisme felsique. Les coussins montrent une polarité vers le sud (Eakins 1972). Ces coulées sont plus déformées au nord qu'au sud. Il en va de même pour le métamorphisme qui est plus intense au nord qu'au sud. Le GSR a des intrusions ultramafiques, de gabbro et de diorite.

1-7-2. Structure et altération

La géologie structurale du GHM et du GSR a été rapportée par plusieurs rapports ministériels (Eakins 1972a, b; Gagnon 1981a, b; Lee 1950; 1957; Verspaelst et Hocq 1987), par les travaux de Labbé (1994), de Boivin (1974), Hubert et Marquis (1989), Daigneault et Archambault (1990) et Mueller et White (1992). Le GHM et le GSR sont plissés en une antiforme ou anticlinal du Lac Abitibi de direction est-ouest. Le coeur de cet anticlinal est occupé par le batholite de Poularies. Cet anticlinal a été interprété par Dimroth et al. (1983) comme étant une structure précoce, en ce sens qu'il ne montre aucune fabrique axiale apparente et peut être associé à une première phase de déformation.

La schistosité régionale est généralement est-ouest, subverticale et est associée à une linéation minérale ou d'étirement en composante pendage (Labbé 1994). L'attitude de cette schistosité varie régionalement et même localement en bordure des plutons et en marge des discontinuités structurales. Deux structures cassantes d'importance majeure affectent le GHM et le GSR. Il s'agit des failles de Lyndhurst et de Macamic (Figure 1.2). La faille de Landhurst, de direction est-ouest, sépare les unités du GHM à l'est et du GSR à l'ouest, des basaltes du Groupe de Kinojévis au sud. Les travaux de Labbé (1994) ont montré que la déformation enregistrée par cette faille est peu importante et affecte surtout les unités felsiques du GHM. Il note également la présence de deux fabriques dont l'une très pénétrative, de direction est-ouest, représenterait la schistosité régionale et l'autre, de direction nord-est, généralement restreinte, serait un clivage de crénulation. La faille de Macamic, de direction nord-ouest - sud-est, se situe à l'ouest du GHM et s'étend depuis son contact au sud avec la faille de Lyndhurst, à l'est du Lac Lois, jusqu'en Ontario. Elle a un mouvement horizontal dextre.

Hormis ces failles majeures, la présence de plusieurs autres failles dont certaines seraient des failles synvolcaniques ont été rapportées.

La déformation est pratiquement localisée à l'intérieur des unités rhyolitiques du GHM. Les unités basaltiques ne montrent aucune déformation, mis à part une schistosité ou foliation observée dans la zone de cisaillement qui marque le contact entre les rhyolites et les basaltes. La déformation est hétérogène et les rhyolites massives sont très peu déformées.

Les rhyolites déformées sont caractérisées par des quantités importantes de séricite et/ou de chlorite. Pour Beaumier (1985), la chloritisation forme une zone en arc de cercle longeant la ligne des rangs IX et X du canton de Duparquet. Pour Labbé et al.(1992), cet assemblage minéralogique est représentatif des zones d'altération associées aux dépôts de sulfures massifs volcanogènes de type Noranda. Dans ces zones, il y a apparition de la séricite et de chlorite au détriment des feldspaths, ce qui se manifeste par une diminution de Na_2O et de CaO de la roche et par un enrichissement en FeO et MgO (Riverin et Hodgson 1980). Ces zones d'altération hydrothermale sont très caractéristiques des dépôts de SMV de la ceinture de l'Abitibi et sont particulièrement intéressantes pour l'exploration minière.

Dans la zone d'étude, une carbonatation brun rouille en surface se rencontre dans les unités felsiques massives déformées et fragmentaires. Cette carbonatation est surtout composée de sidérite et d'ankérite.

CHAPITRE 2

DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES ENCAISSANTES

Chapitre 2

Stratigraphique et pétrographique des roches de la zone transition

2.1. Introduction

Le but de ce chapitre est de décrire les unités encaissantes et environnantes de la minéralisation afin de mieux comprendre le contexte géologique et environnemental du dépôt. Les indices minéralisés qui font l'objet de cette étude se situent dans la zone de transition du GHM. Les principaux affleurements étudiés sont repartis le long d'une bande délimitée par des fractures subparallèles dont la direction générale suit le contact des GHM et GSR (Figure 2.1)

2.2. Zone de transition du Groupe de Hunter Mine

La zone de transition représente la partie sommitale du GHM (Figure 2.2). Cette zone est surtout connue grâce aux travaux de Dostal et Mueller (1996) ainsi que de ceux de Mueller et White (1992). La zone de transition du GHM est constituée de laves felsiques et mafiques interstratifiées, de formations de fer latéralement continues, des indices de sulfure massif ainsi que des dykes et des filons couches, le tout surmonté par les unités mafiques massives et coussinées du GSR (Dostal et Mueller 1996; Mueller et al. 1997) qui font l'objet d'étude de K. Caron. (en cours). Les unités rencontrées dans la zone d'étude sont présentées dans le tableau 2.1. La zone d'étude semble être caractérisée par des coulées felsiques massives et

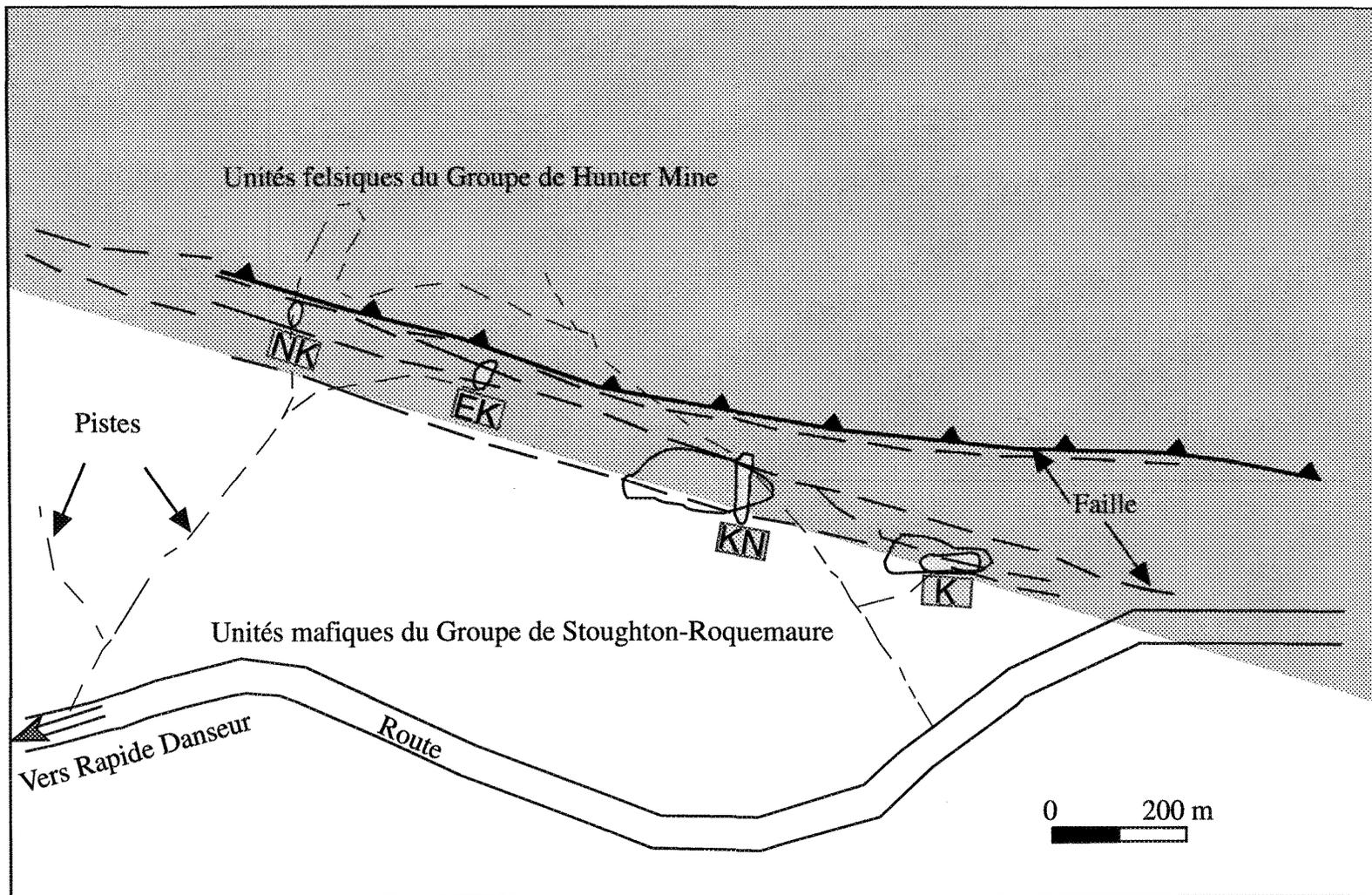


Figure2.1: Carte de localisation des affleurements principaux étudiés (Gariépy 1992, modifiée)

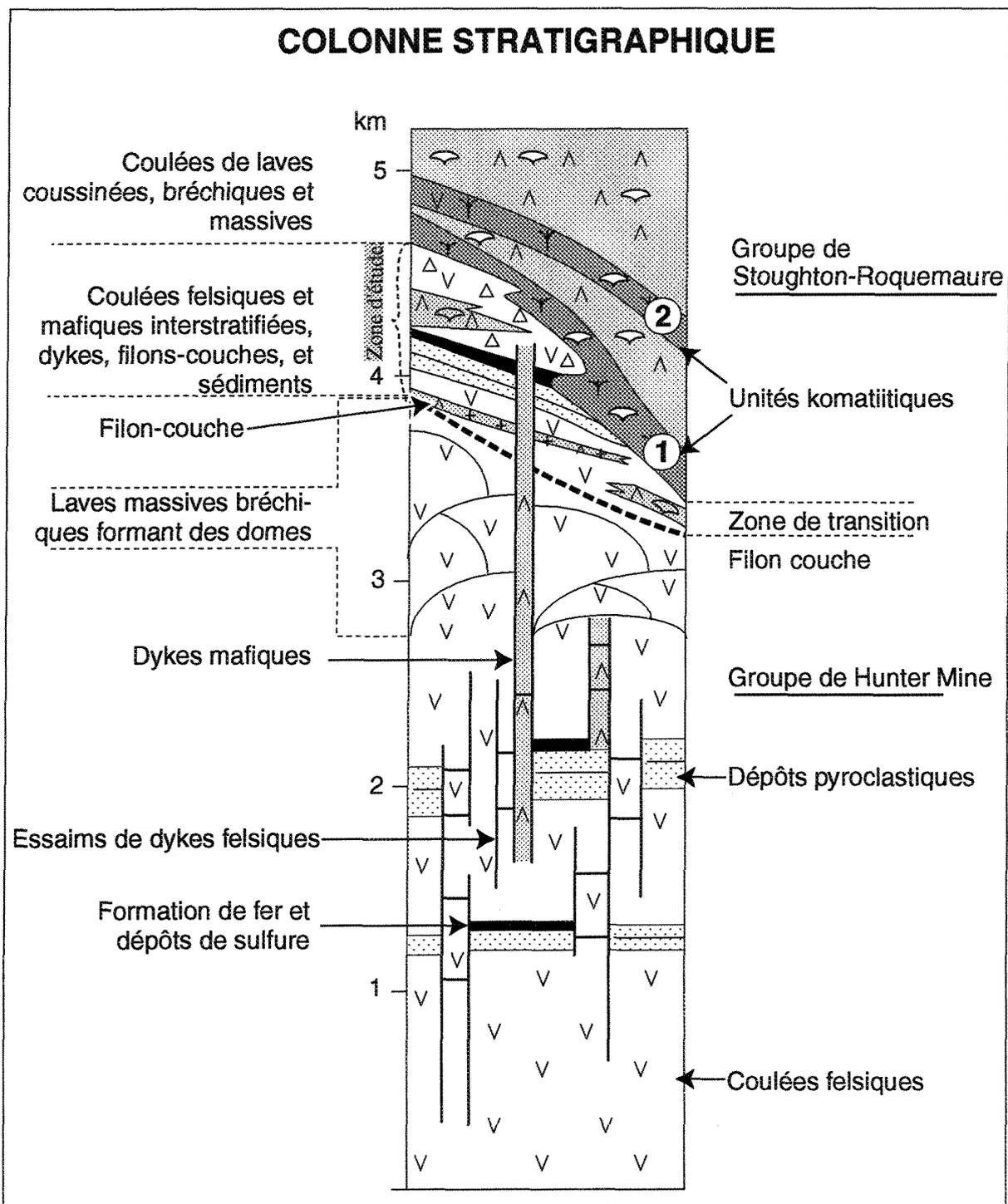


Figure 2.2: Succession stratigraphique de la partie supérieure du Groupe de Hunter Mine et du Groupe de Stoughton-Roquemaure (Mueller et al. 1997).

Tableau 2.1. Les unités stratigraphiques des groupes de Hunter-Mine et de Stoughton-Roquemaure dans la région d'étude.

Groupes	Unités		Textures
Stoughton-Roquemaure	Unités mafiques		Massives
			Coussinées
Hunter Mine	Unités de tuf-chert		Lités et laminés
			Laminés
			Bréchiques
			Lités
	Unités felsiques	Fragmentaires ou Brèches volcaniques	
		massives	à PQP
			à PQ
à PP			

PQP: Phénocristaux de Quartz et de Plagioclase.

PQ: Phénocristaux de Quartz

PP: Phénocristaux de plagioclase

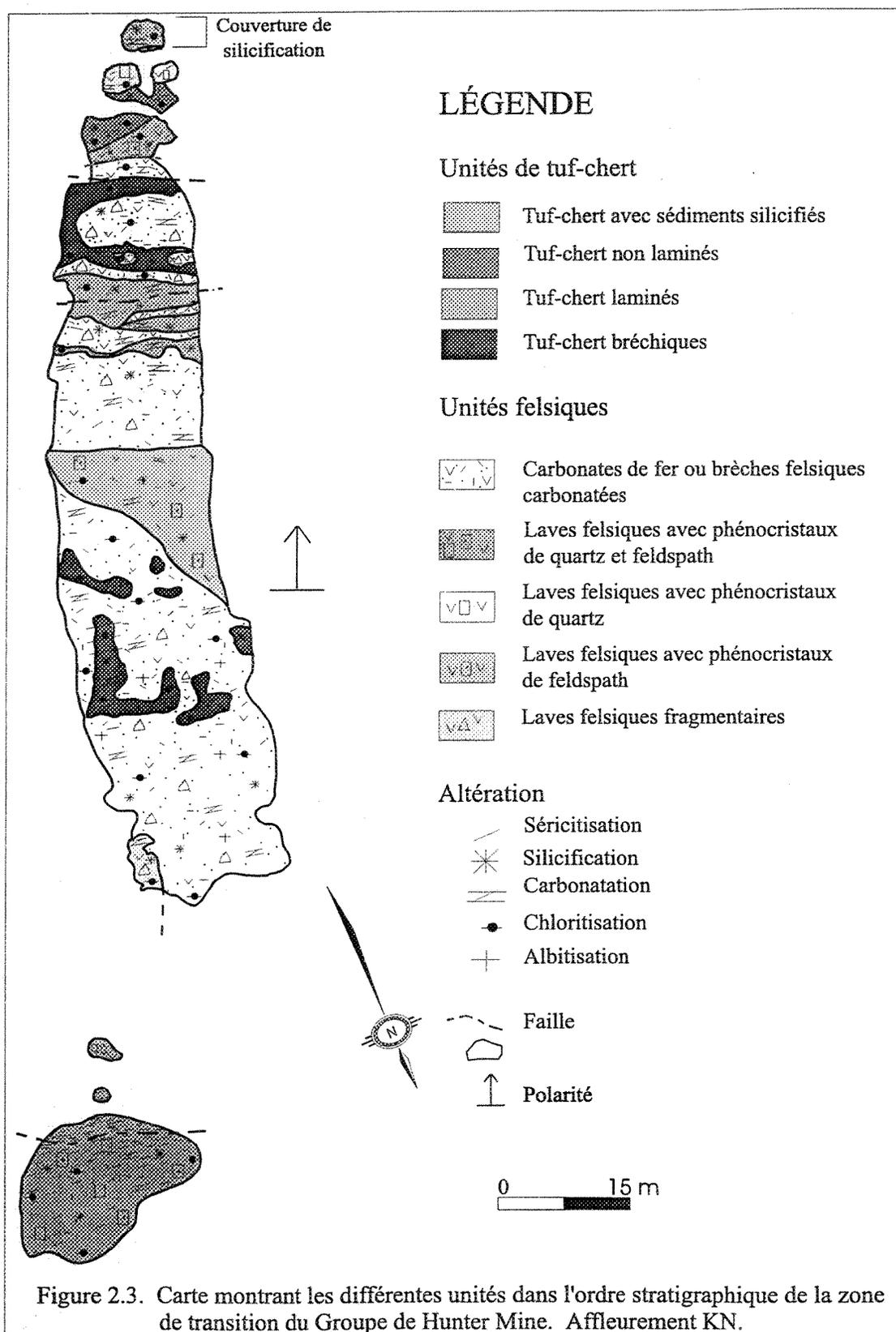
des coulées felsiques fragmentaires séparées par des unités de tuf-chert (Figures 2.3, 2.4, 2.5, 2.6). Le contact entre ces deux groupes est occupé par une faille, d'épaisseur d'environ 7 à 10 mètres, à l'affleurement K (Figure 2.4). Cette faille correspond probablement à une faille satellite de la faille de Lyndhurst. La déformation qui lui est associée affecte fortement les unités felsiques et les unités de tuf-chert. Outre cette faille, on rencontre des zones de cisaillement de moindre importance dans plusieurs unités. À cause de l'altération et de la déformation, les critères de distinction lithologique sont assez limités. Pour ce faire, la division des unités lithologiques se fera en fonction de leur composition felsique ou mafique observée sur le terrain et aussi à partir des observations microscopiques. Les unités stratigraphiques seront décrites en commençant d'abord par les roches volcaniques felsiques, puis par les tufs et finalement les cherts .

2.2.1 Les unités felsiques

Les unités felsiques forment dans l'ensemble la majorité des roches rencontrées lors de cette étude. Elles sont soit massives soit fragmentaires avec des épaisseurs variables. Elles montrent, en général, une altération en séricite, chlorite et carbonate.

2.2.1.1 Les unités felsiques massives

Les coulées felsiques massives ont été observées au niveau des affleurements KN (Figure 2.3) et K (Figure 2.4). La présence ou l'absence des phénocristaux de quartz et/ou phénocristaux de plagioclases permettront de distinguer les unités felsiques massives en: 1) roches felsiques à phénocristaux de quartz et plagioclase, 2) roches felsiques à phénocristaux de plagioclase et 3) roches felsiques à phénocristaux de quartz.



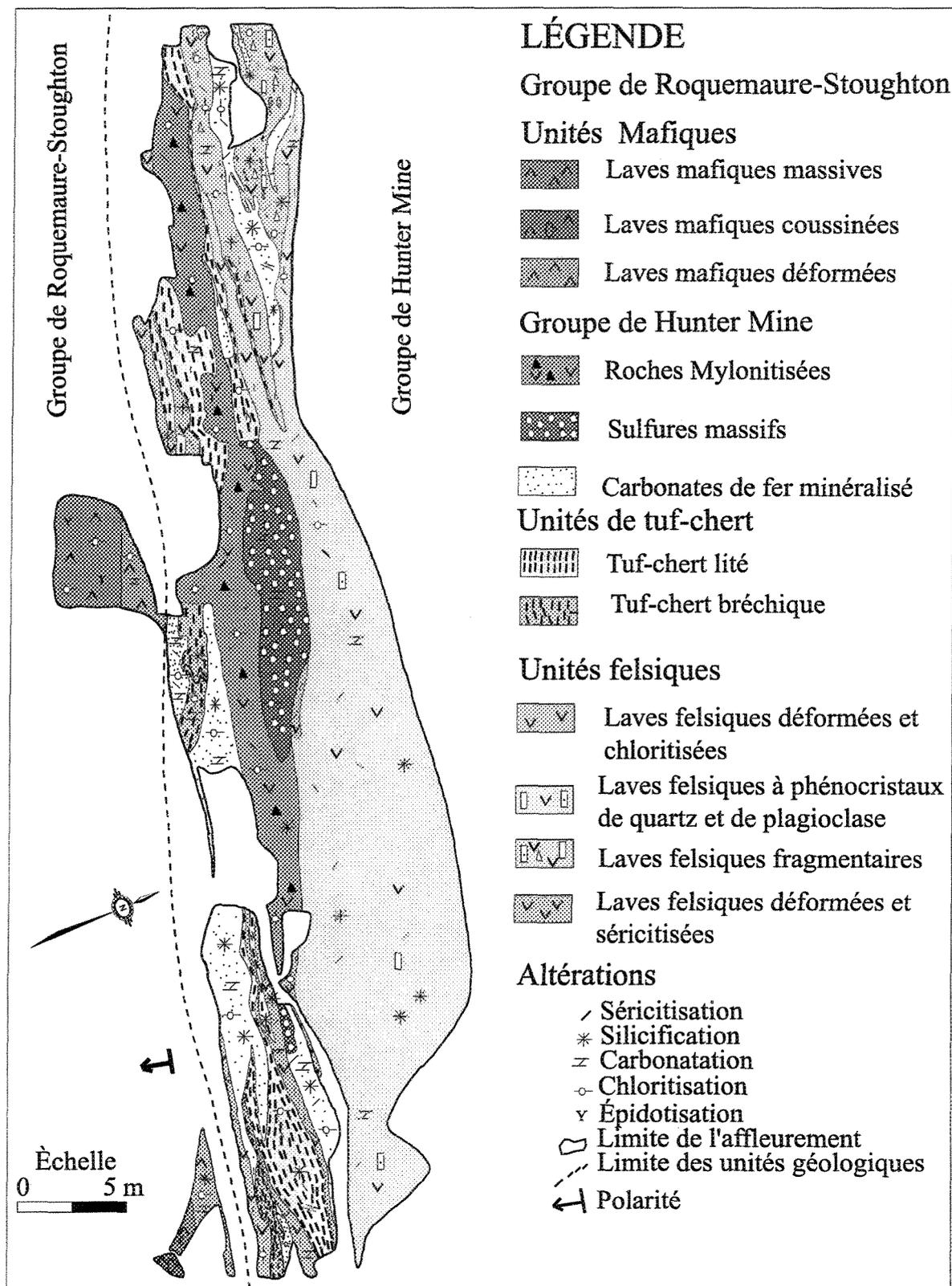


Figure 2.4. Carte des unités géologiques de l'affleurement K. Le sommet est vers la droite.

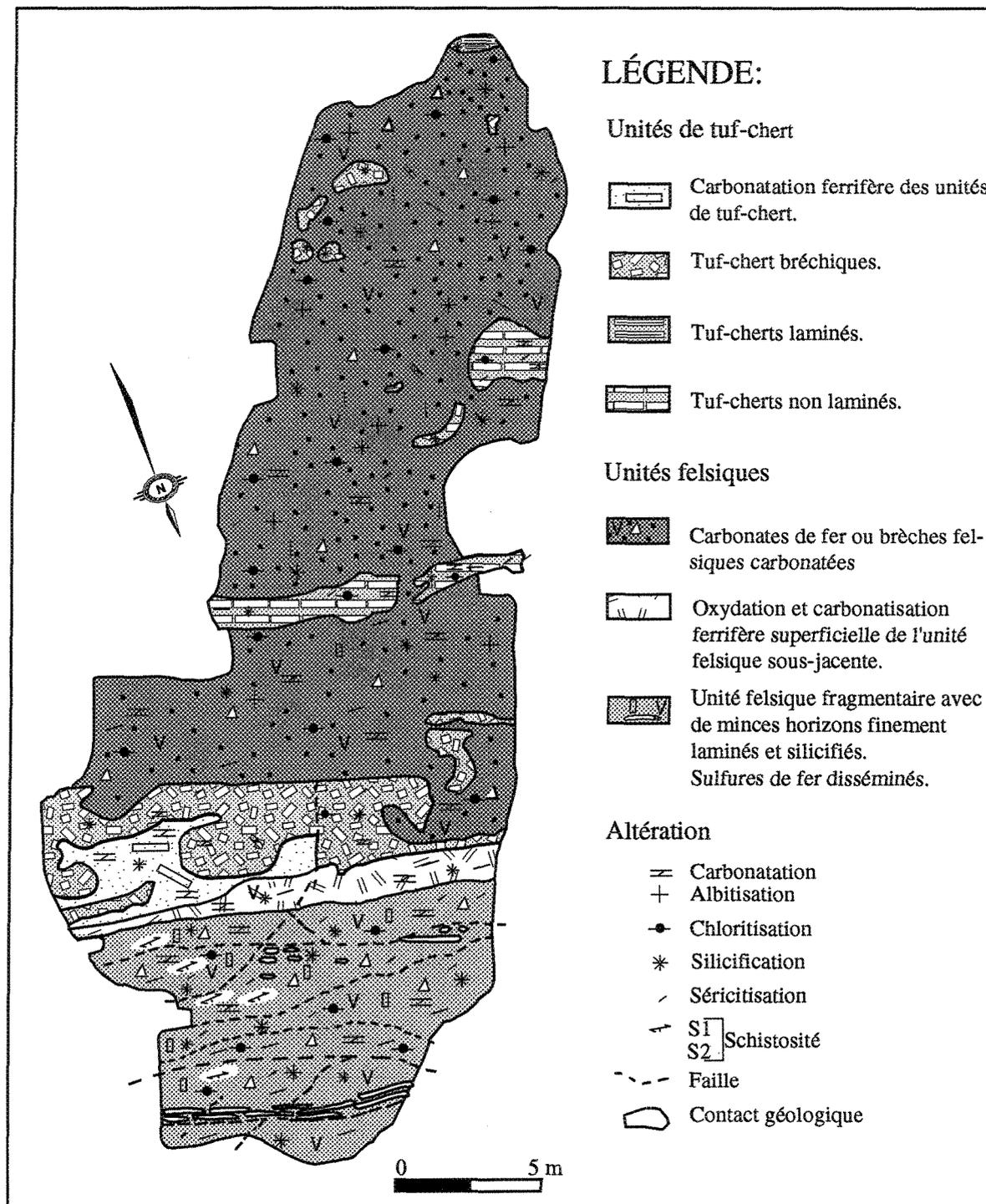


Figure 2.5. Carte montrant dans l'ordre stratigraphique les unités de l'affleurement NK.

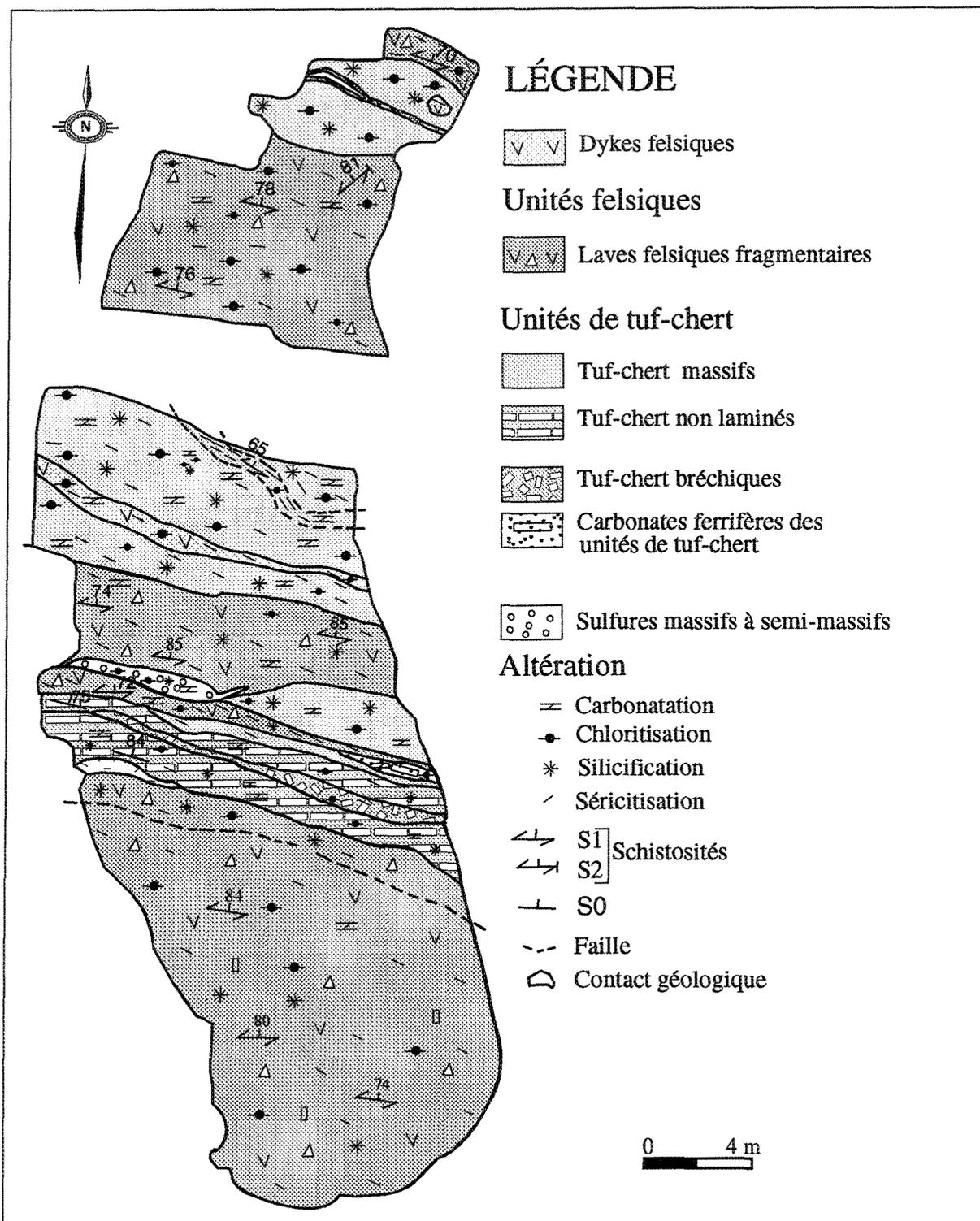


Figure 2.6. Carte montrant les unités de l'affleurement EK. L'ordre stratigraphique est du haut vers le bas.

a. Roches felsiques à phénocristaux de quartz et plagioclase

Les roches felsiques à phénocristaux de quartz et plagioclase, localisées dans les affleurements KN (Figure 2.3) et K (Figure 2.4), sont siliceuses, de couleur blanche, crème et verdâtre. Elles ont, à certains endroits, un aspect schisteux marqué par des phyllosilicates (séricite). Le contact de ces roches avec les carbonates de fer est plus ou moins net.

Les phénocristaux de quartz constituent environ 3 à 5% de la roche. Leur taille est inférieure ou égale à 5 millimètres. Ils sont automorphes à xénomorphes, parfois corrodés avec des résorptions magmatiques, fracturés (Planche 2-1A) et squelettiques. Ils montrent une extinction roulante, probablement une conséquence de la déformation. Autour de certains phénocristaux de quartz, il se développe une couronne d'altération montrant une zonation (Planche 2-1B). Cette zonation est marquée par une séricitisation, une carbonatation accompagnée par des minéraux opaques, l'ensemble est entouré par une chloritisation (Planche 2-2A). Cette couronne d'altération représente probablement une zone de dévitrification altérée.

Quant aux phénocristaux de plagioclase, ils représentent 10 à 20% de la roche et leur dimension excède 4 millimètres dans certains cas. Ils sont généralement automorphes et s'altèrent pour donner de fines paillettes de séricite, de carbonates (rare), de chlorite (rare) du quartz et d'oxydes de fer. Les plagioclases frais montrent généralement de fines mâcles (Planche 2-2B). La matrice est constituée d'une pâte microcristalline de quartz-feldspath plus ou moins altérée.

Planche 2.1

A) Photomicrographie d'un phénocrystal de quartz fracturé dans une unité felsique massive. Les fractures sont remplacées par des carbonates. Lumière naturelle. Échantillon KN-94-48.

B) Photomicrographie d'un phénocrystal de quartz résorbé entouré par une zone dévitrifiée subséquentement altérée. La zone altérée montre une zonation de carbonate et chlorite dans une unité felsique massive. Lumière naturelle. Échantillon KN-95-20.

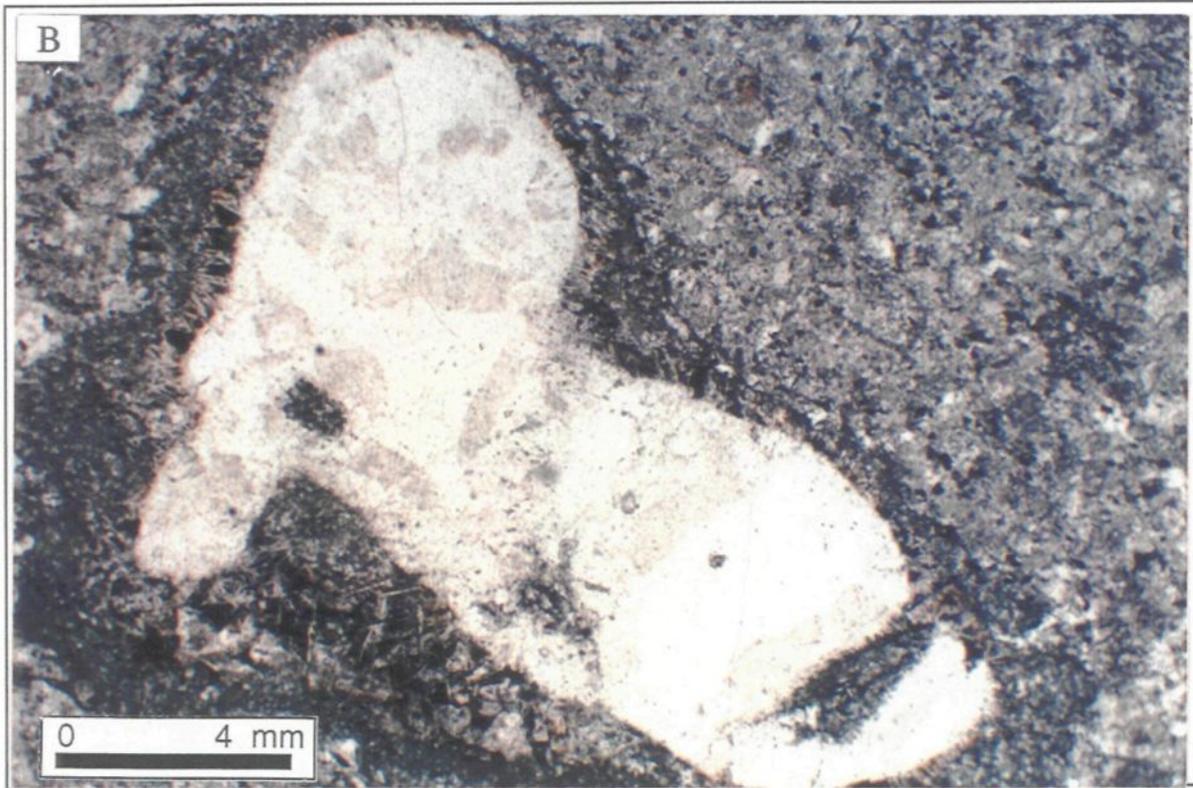
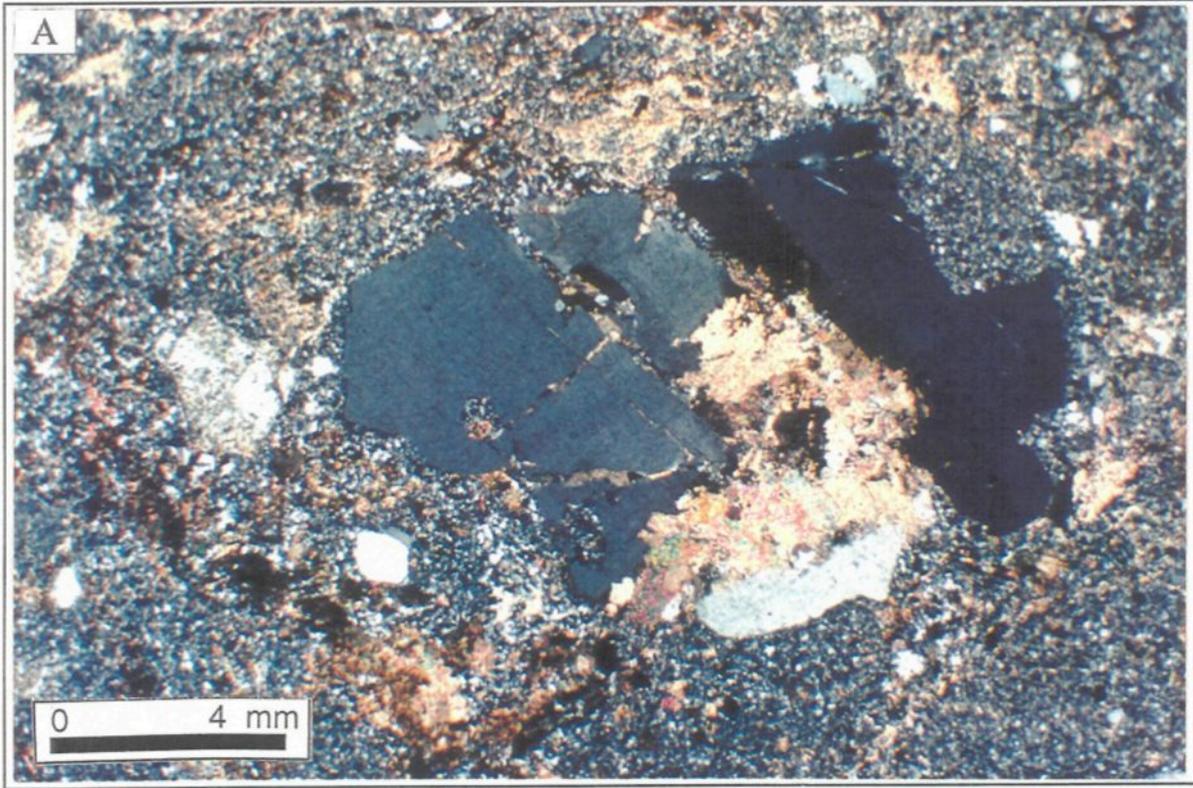
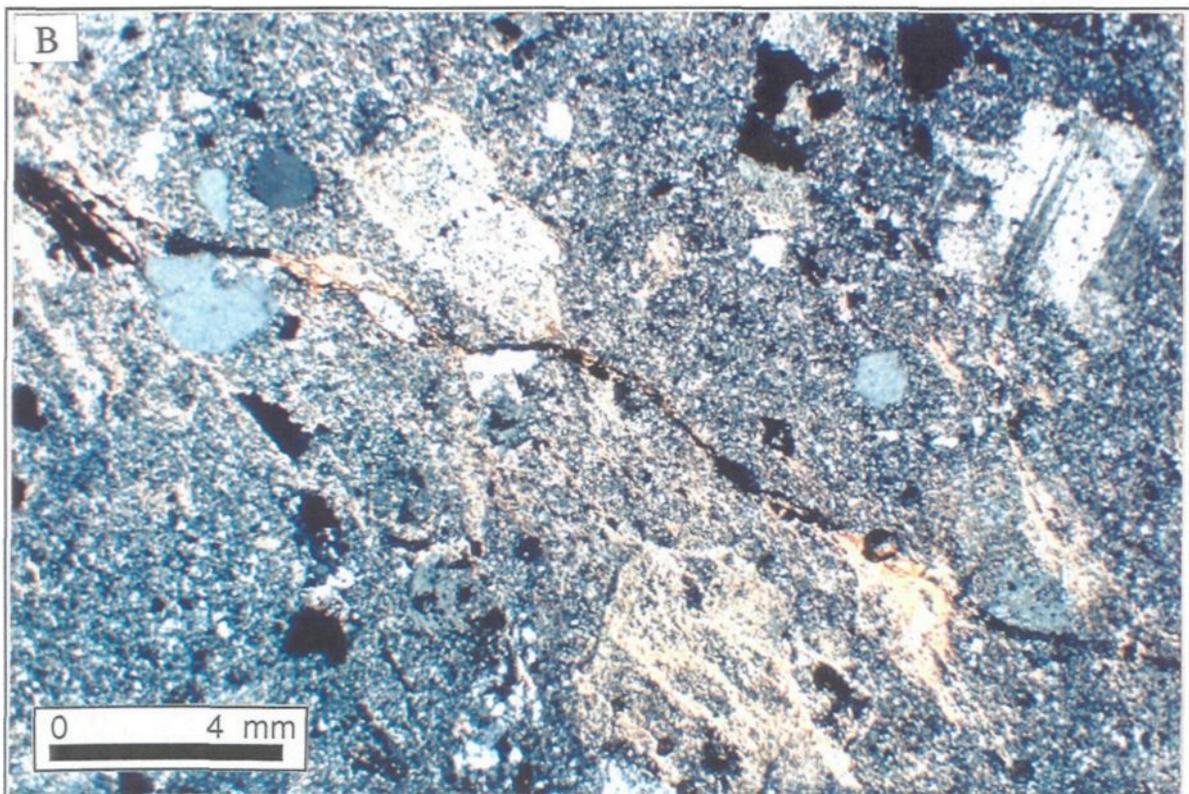
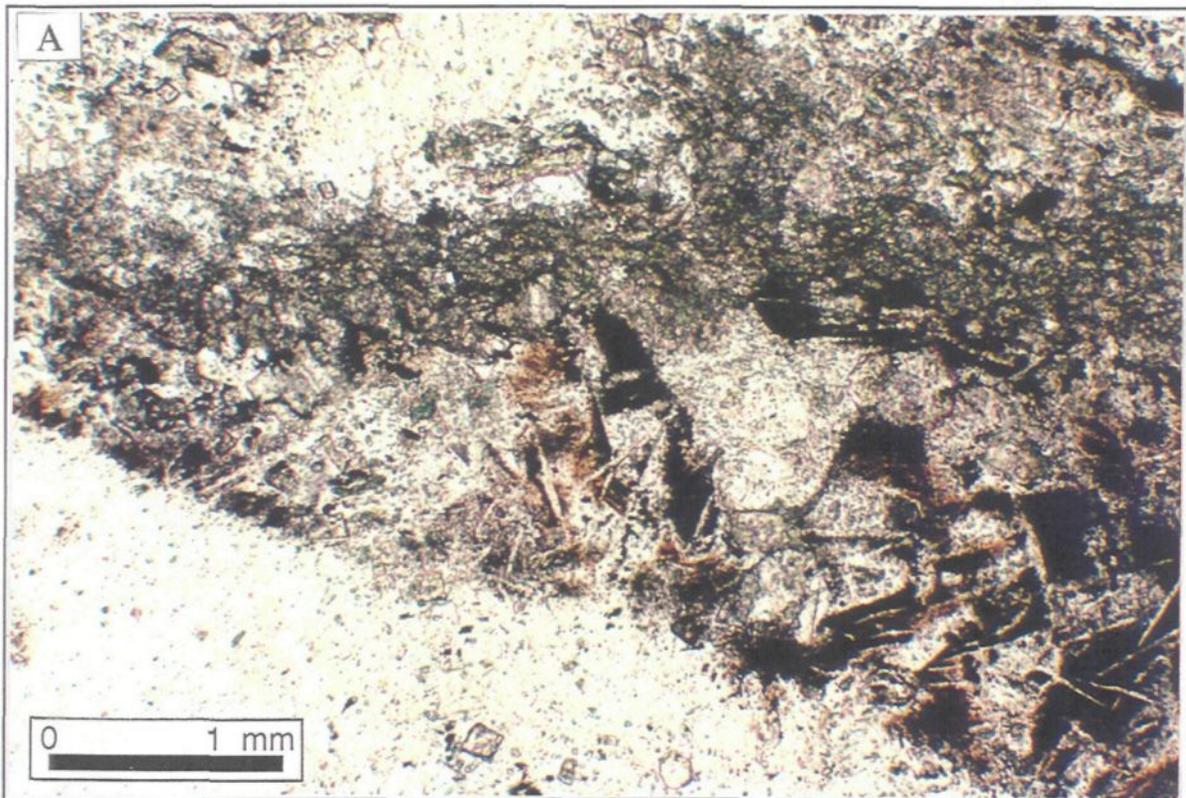


Planche 2.2

A) Photomicrographie d'une portion agrandie de la Planche 2.1B montrant le détail de la zonation d'altération allant des carbonates+opaques au contact du quartz à la chlorite à l'extérieur. Lumière naturelle. Échantillon KN-95-20.

B) Photomicrographie montrant des phénocristaux de plagioclase mâclés et de quartz résorbés et arrondis dans une matrice quartzo-feldspathique. Certains plagioclases sont totalement altérés en séricite, en carbonates et en oxydes. Lumière polarisée. Échantillon KN-94-10.



b. Les roches felsiques à phénocristaux de plagioclase

Les roches felsiques à phénocristaux de plagioclase se retrouvent essentiellement au niveau de l’affleurement KN (Figure 2.3) et des épaisseurs variant de 5 à 15 mètres. Les unités felsiques à phénocristaux de plagioclase sont, en général, dures et de couleur blanc crème avec des petites taches rouillées ici et là d’oxydes de fer. Leur contact avec les autres roches (carbonates de fer ou tufs) est net.

Elles sont formées d’environ 20% de phénocristaux de plagioclase. Leur taille est assez variable et peut atteindre environ 3 millimètres. Ils sont automorphes à xénomorphes. Les plagioclases frais montrent parfois de fines mâcles (Planches 2-3A) et des zonations. Ils sont, en général, altérés en séricite (fines paillettes), en carbonates et en quartz accompagnés d’oxydes de fer (Planches 2-3A). Plusieurs grains de plagioclases altérés présentent un encroûtement d’albite (Planches 2-3B). Ce phénomène est interprété comme le résultat de l’expulsion de l’albite lors de l’altération du plagioclase. Certains oxydes de fer s’observent aussi le long des plans de clivages des plagioclases. La matrice est composée de quartz-feldspath microcristallins communément altérées.

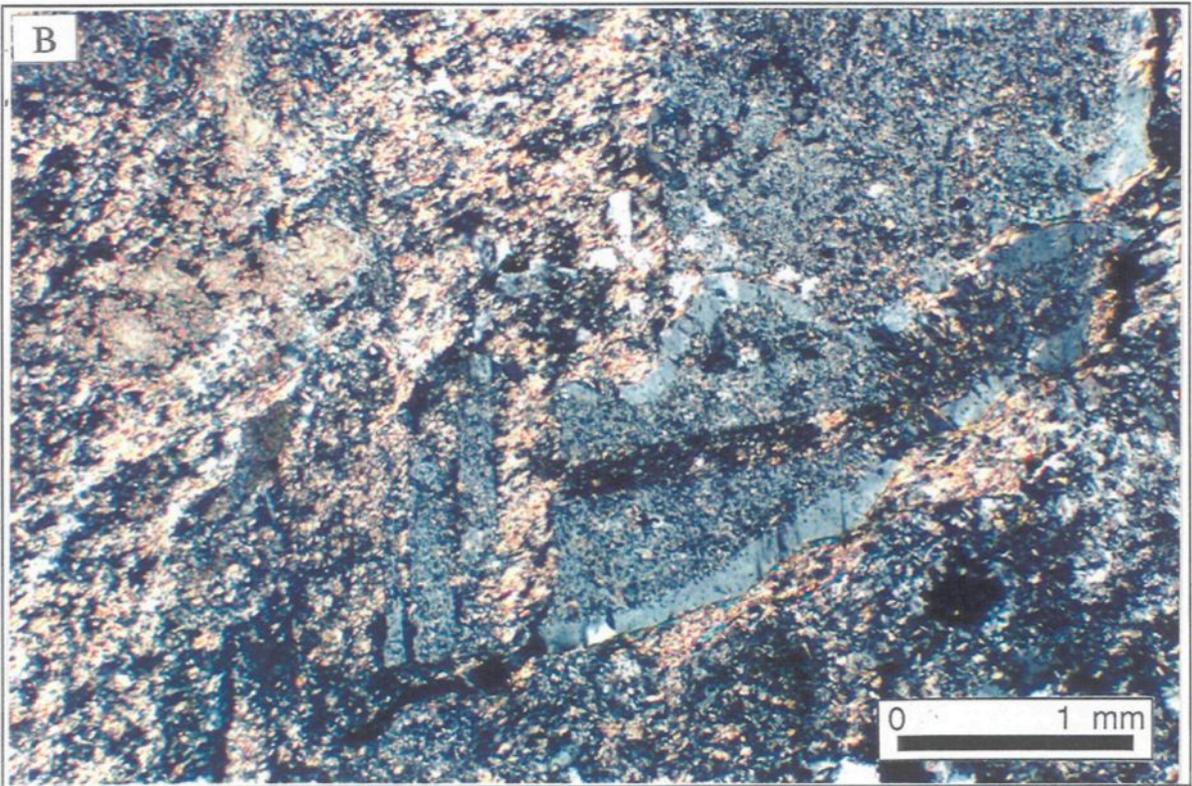
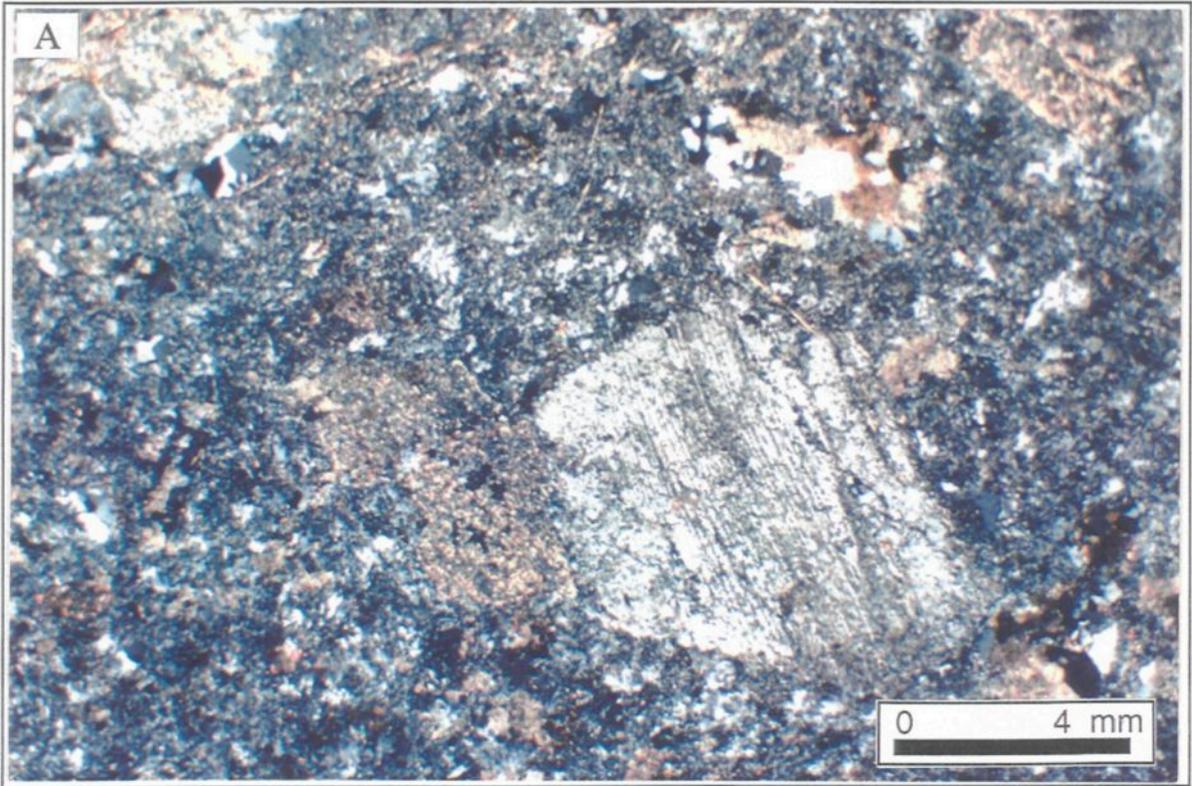
c- Les roches felsiques à phénocristaux de quartz

Les roches felsiques à phénocristaux de quartz sont moins abondantes et bien que décrites ici, leur présence effective est encore hypothétique. Elles ont été définies à partir des observations microscopiques. En effet, les observations de terrain n’ont pas permis de les déceler, probablement à cause de la déformation et la carbonatation.

Planche 2.3

A) Photomicrographie d'un phénocrystal de plagioclase finement mâclé dans une matrice quartzo-feldspathique partiellement altérée en carbonate et séricite. Lumière polarisée. Échantillon KN-94-34.

B) Photomicrographie d'un phénocrystal de plagioclase altéré en séricite, chlorite, carbonate et bordé par une croûte d'albite. Lumière polarisée. Échantillon KN-95-7.



Les roches felsiques à phénocristaux de quartz se rencontrent à deux niveaux au sein de l'affleurement KN (Figure 2.3) avec des aspects différents. Leur épaisseur varie de 2 à 3 mètres. Elles sont massives, de couleur blanche, crème et dans certains cas rouillées en surface. Une cassure fraîche de ces zones rouillées montre qu'elles sont fortement carbonatées (environ 95%) avec une couleur grise à jaune-vert. On trouve dans ces roches des enclaves de tuf-chert. La schistosité est manifeste dans les zones déformées et schisteuses.

Les observations microscopiques révèlent la présence de phénocristaux de quartz (moins de 1%) de forme généralement automorphe à xénomorphe. Ils sont fracturés, bréchifiés et les fractures sont remplies de carbonates (Planche 2-4A). Ils montrent aussi une extinction roulante. Leur taille est de l'ordre de 5 millimètres. Des reliques de phénocristaux de quartz sont aussi observables (Planche 2-4B).

La matrice est constituée d'une pâte microcristalline de quartz et de feldspath à laquelle s'ajoute des minéraux d'altération tels que séricite, carbonates (90 à 95 % dans certains échantillons), chlorite, pyrite, marcassite et hématite (Planche 2-4B).

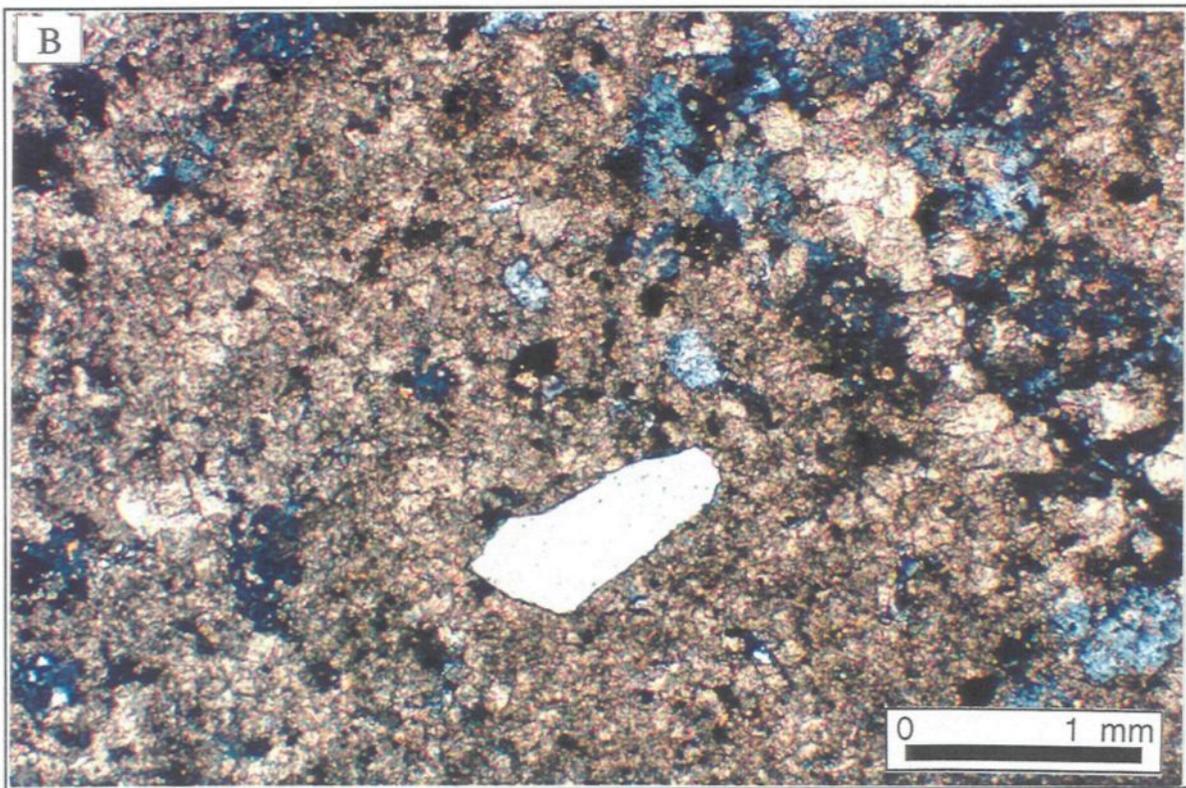
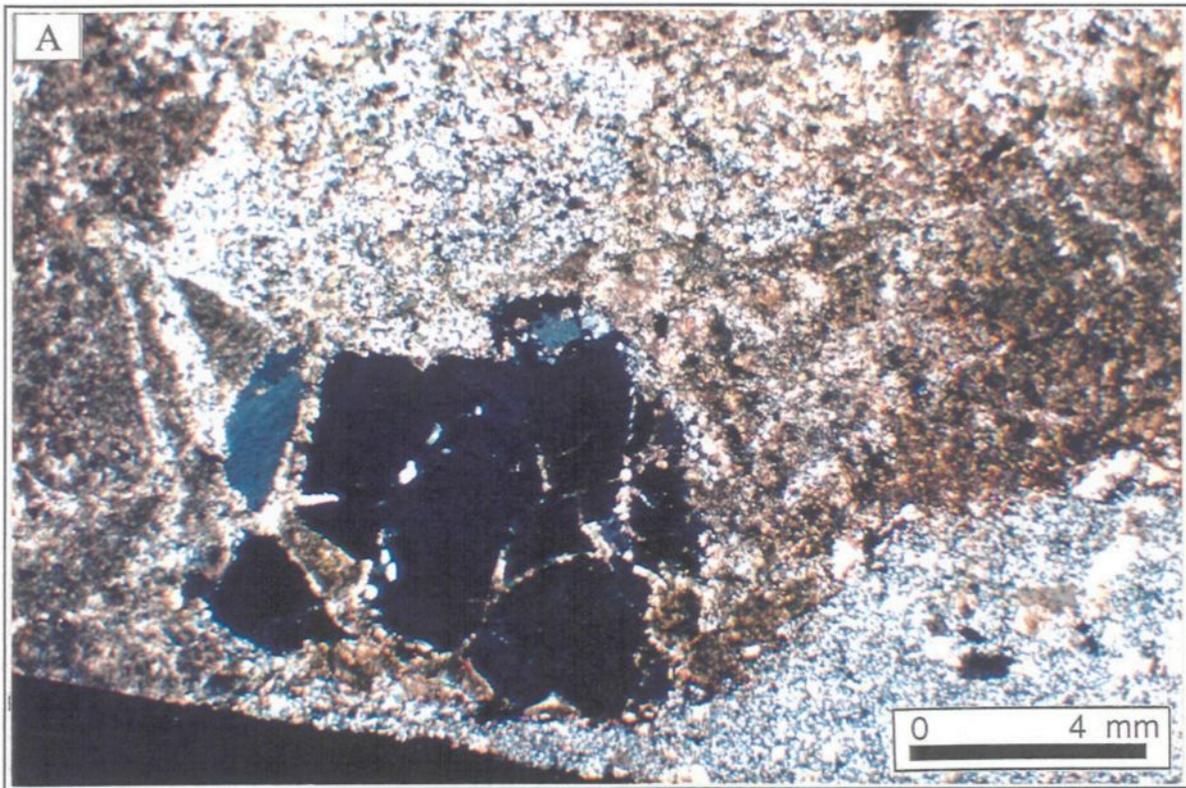
2.2.1.2. Les unités felsiques fragmentaires

Les principales unités de ce type de roche se rencontrent aux affleurements KN (Figure 2.3), K (Figure 2.4), NK (Figure 2.5) et EK (Figure 2.6). Elles constituent les unités volcaniques les plus répandues. À cause de l'étendue de l'altération subie par ces roches toutes marques de distinctions s'avèrent impossible même si à certains endroits il est possible d'observer des variations de structure. La description systématique de ces variations de structure ne sera pas abordée. Néanmoins une description très sommaire de celles-ci sera

Planche 2.4

A) Photomicrographie. Phénocrystal de quartz fracturé dans une matrice quartzo-feldspathique altérée en carbonate. Les fractures sont remplies par les carbonates. Lumière polarisée. Échantillon KN-94-36.

B) Photomicrographie d'une relique de phénocrystal de quartz dans matrice de carbonate et chlorite. Lumière polarisée. Échantillon KN-95-1.



donnée ici. Les variations de structure les plus frappantes sont rencontrées au niveau des unités volcaniques felsiques des affleurement NK et EK.

Au niveau de l'affleurement NK (Figure 2.5), l'unité débute à la base par une granulométrie fine moins déformée, montrant à certains endroits des horizons stratifiés et boudinés, passent ensuite à une granulométrie de plus en plus grossières au fur et à mesure qu'on remonte vers le sommet de la couche. L'intensité de la déformation, marquée par la schistosité, augmente vers le centre où le caractère fragmentaire est plus accentué et devient de moins en moins intense vers le sommet où des lambeaux de roches fragmentaires grossiers, fracturés en surface (Planche 2-5A) sont observés. Cette unité fragmentaire contient aussi une minéralisation de pyrite et marcassite disséminée sur tout son ensemble et rarement des fragments de carbonate de fer.

L'unité felsique fragmentaire située au sommet de l'affleurement EK (Figure 2-6) débute par une granulométrie à fragments grossiers puis passe progressivement à une granulométrie de moins en moins grossières (Planche 2-5B) vers le haut. En tenant compte de la structure de ces roches et de l'absence de déformation majeure, le terme de brèches volcaniques apparaît plus approprié et sera utilisé pour la suite de cette étude.

De façon générale, les unités felsiques fragmentaires sont de couleur gris-blanc, crème verdâtre, silicifiées et montrent par endroit des tâches de rouille. L'épaisseur de ces unités est supérieure ou égale à 5 mètres. Les fragments observés sont très divers aussi bien dans leur forme (arrondies à subarrondies et étirés dans certains cas), dans leur taille (du millimètre à quelques dizaine de centimètres) que dans leur nature (généralement felsique) et même leur composition minéralogique. Du point de vue minéralogique, les fragments ont des compositions minéralogiques et des textures assez diverses. Les fragments de petites

Planche 2.5

A) Photographie montrant des fragments fracturés dans une unité felsique fragmentaire à matrice carbonatée à l’affleurement NK.

B) Photographie montrant des fragments dans une unité felsique fragmentaire affectée par une étroite zone de déformation au niveau de l’affleurement EK.



taillies sont composés de quartz et feldspath soit à texture très fine (cryptocristalline) (Planche 2-6A), soit à texture moyenne à grenue légèrement recristallisée (Planche 2-6B). Quant aux fragments de grande taille, ils sont constitués de phénocristaux de quartz et de plagioclase avec des proportions variables selon les fragments. Les phénocristaux de plagioclase, automorphes à xénomorphes, forment environ 20% de la roche dans certains fragments. La planche 2-7A montre un fantôme de plagioclase séricitisé. Les phénocristaux de quartz, environ 3 à 5% de la roche, sont automorphes à xénomorphes, résorbés et parfois squelettiques ou sous forme de reliques. Ils sont fracturés (Planche 2-7B) et montrent une extinction roulante. Certains phénocristaux de quartz présentent des textures de dévitrification de type sphérolitique autour de leur face externe (Planche 2-8A) comme décrite par Mueller et Donaldson (1992). De telles textures suggèrent que les laves du GHM qui étaient chaudes au moment de leur mise en place ont refroidi lentement (Lofgren 1971). À cotés des phénocristaux, on rencontre quelquefois des amygdales de forme sphérique à sub-sphérique constituées de carbonate (Planche 2-8B) ou de quartz et carbonate. Ces amygdales pourraient être des vésicules remplies lors des processus diagénétiques. La matrice qui supporte tous ces fragments est constituée de quartz-feldspath partiellement ou totalement altérée.

Outre ces brèches volcaniques peu altérées, on observe d'épaisses couches de roches fragmentaires entièrement altérées en carbonates de fer et minéralisées. Ces couches, présentes dans les affleurements KN (Figure 2.2), NK (Figure 2.4) et K (Figure 2.3), ont été désignées sous le nom de carbonate de fer minéralisé. L'aspect fragmentaire de ces roches, constituées d'une masse de fragments de formes quelconques, et l'absence de structure majeure de déformation indiquent que ces roches ont subi une autobréchification à

Planche 2.6

A) Photomicrographie. Fragment de quartz et d'amygdale rempli de carbonates dans une matrice quartzo-feldspathique altérée en carbonates, en séricites, en chlorites et en oxydes. Lumière polarisée. Échantillon KN-94-68.

B) Photomicrographie. Fragment de quartz±séricite moulé par la séricite. La séricite se développe suivant la schistosité. Lumière polarisée. Échantillon EK-95-1.

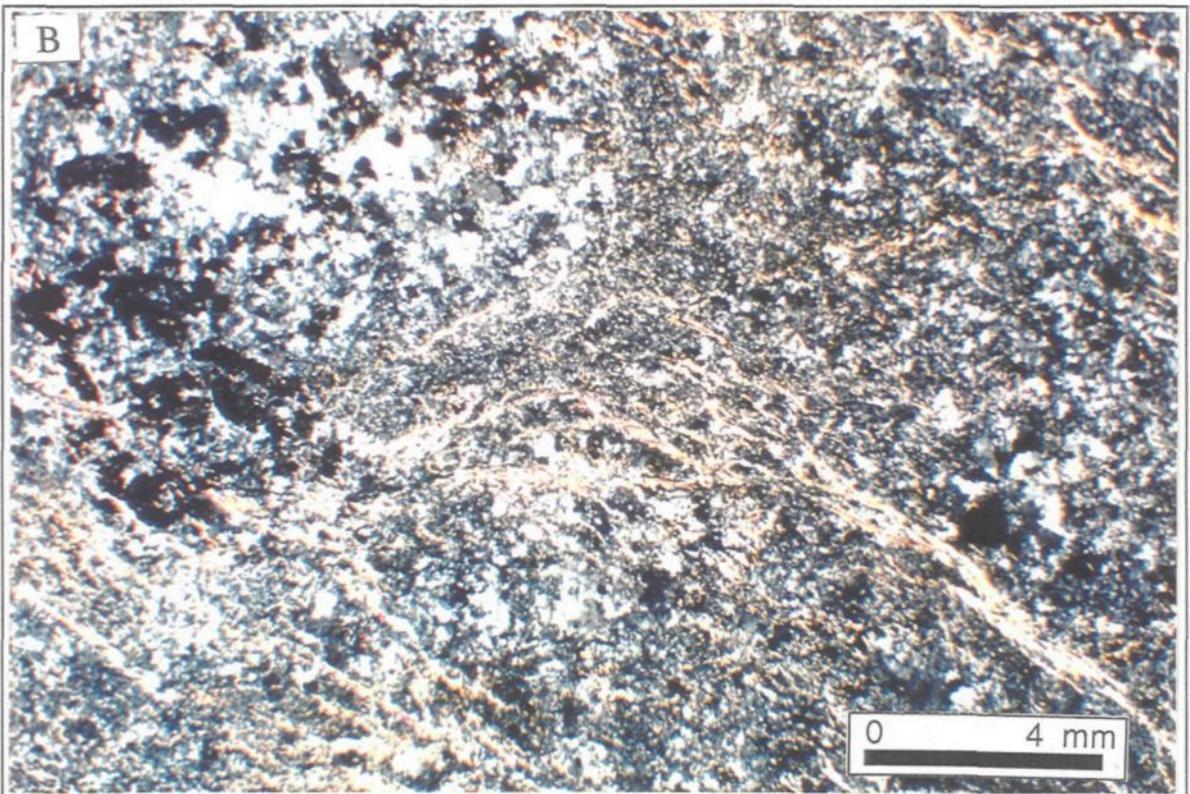
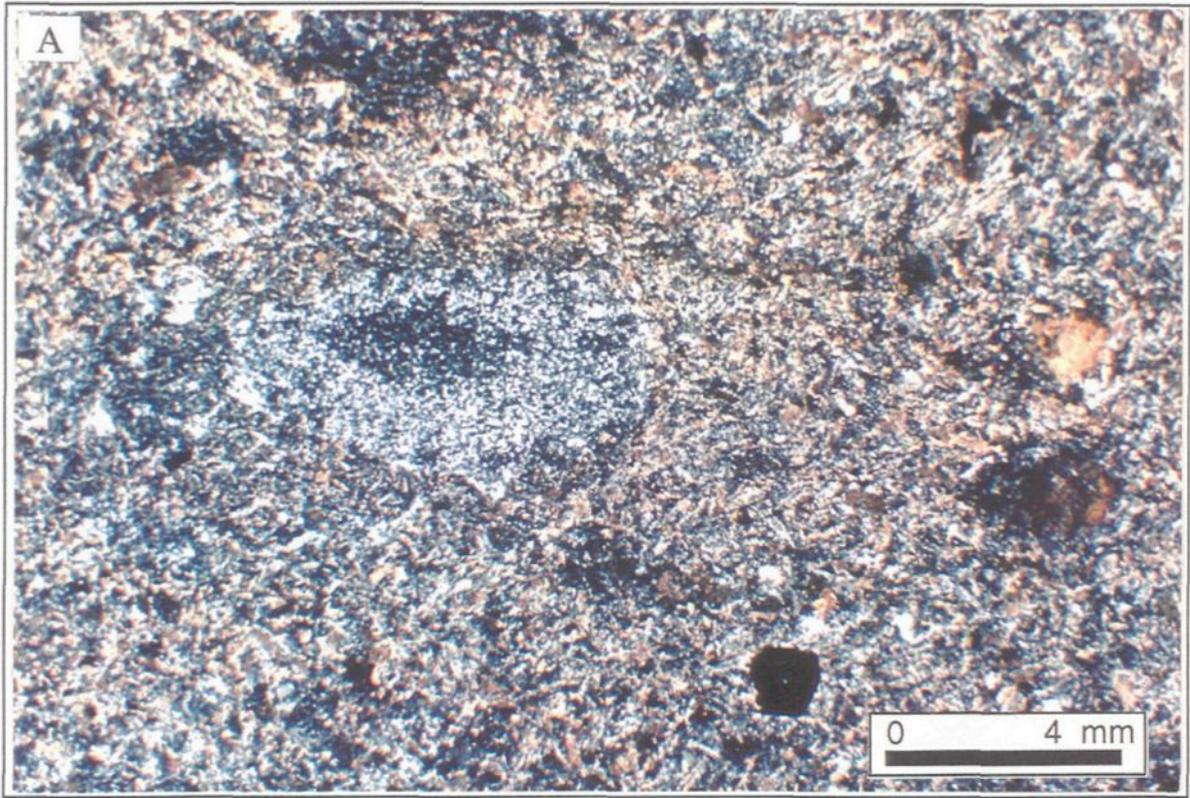


Planche 2.7

A) Photomicrographie montrant un plagioclase altéré en séricite et carbonate dans une matrice quartzo-feldspathique. La séricite se développe suivant les plans de clivage du plagioclase. Lumière polarisée. Échantillon K-94-55.

B) Photomicrographie montrant des phénocristaux de quartz fracturés dans la matrice quartzo-feldspathique d'un fragment felsique. Lumière polarisée. Échantillon EK-94-5.

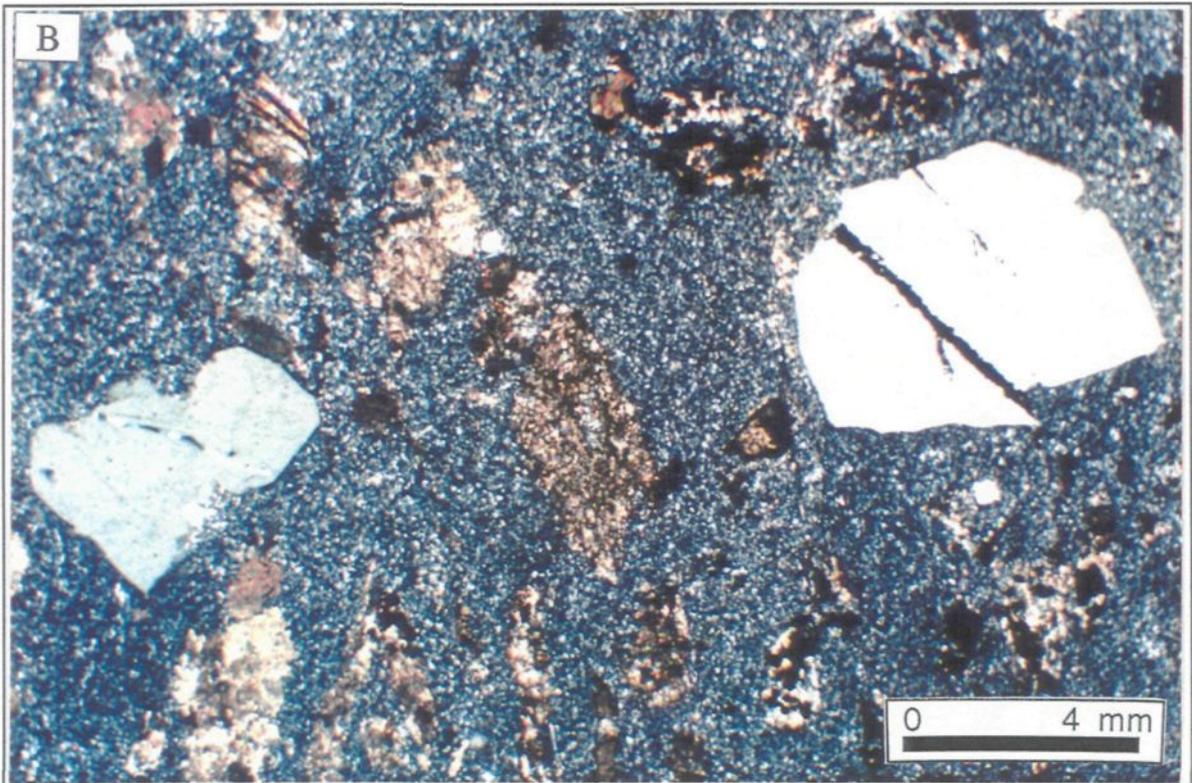
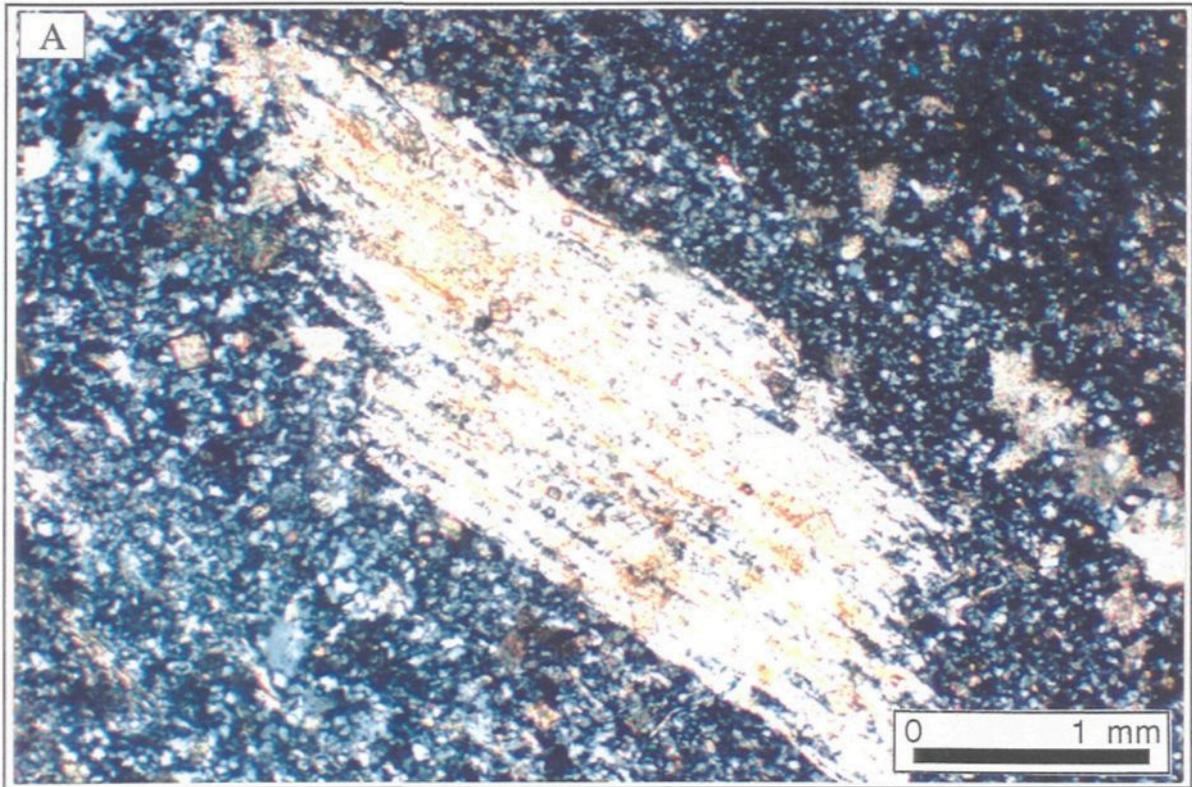
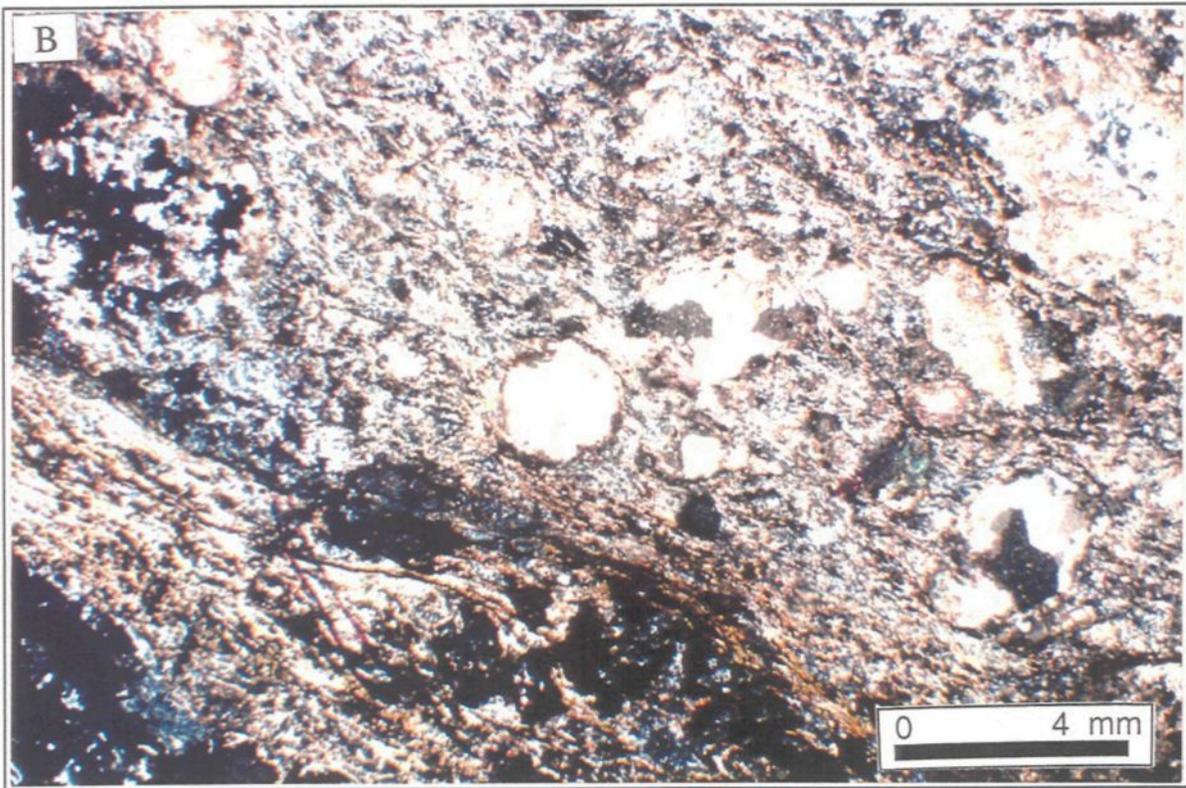
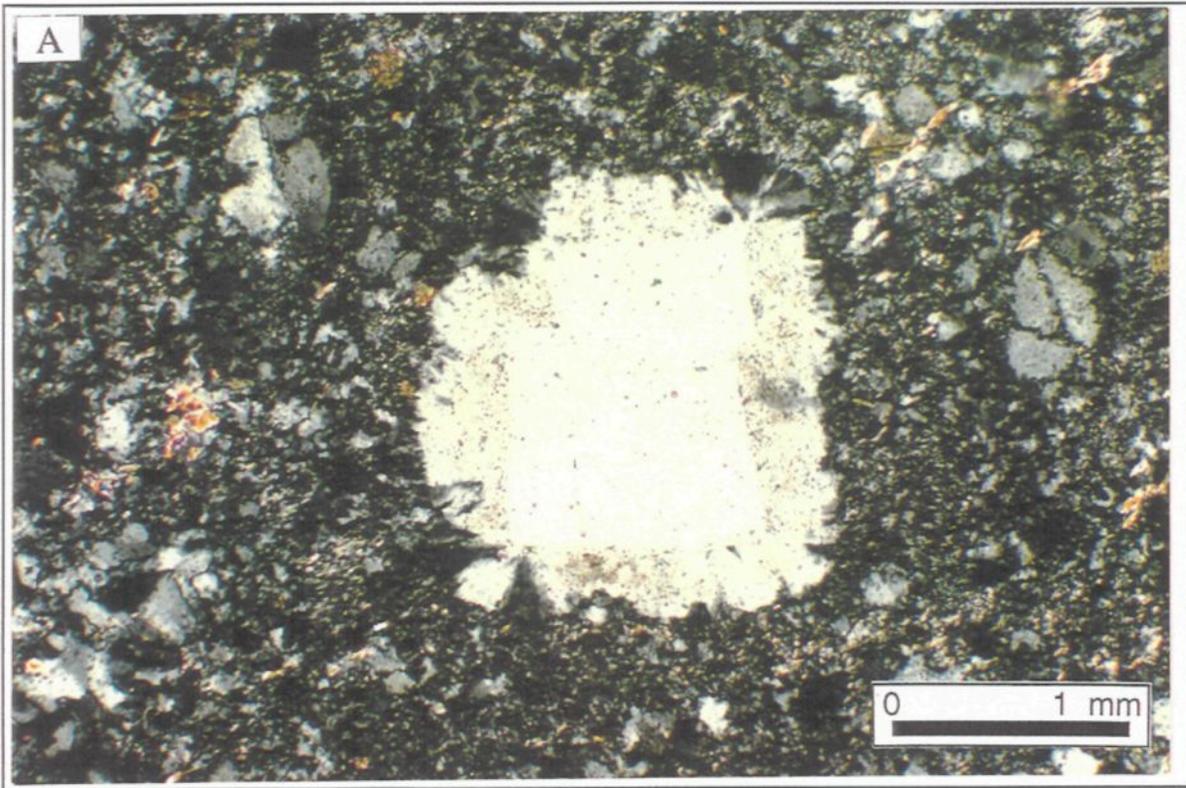


Planche 2.8

A) Photomicrographie en lumière polarisée montrant une texture de dévitrification de type sphérolitique constituée de fibres de quartz et de feldspath autour d'un phénocrystal de quartz dans une matrice quartzo-feldspathique recristallisée et faiblement altérée en séricites et carbonates. Échantillon NK-95-12. Le stylo a une longueur de 13.5 cm.

A) Photomicrographie. Amygdales subsphériques remplis de carbonates dans une matrice de quartz- carbonate-séricite. Lumière polarisée. Échantillon EK-94-22.



l'origine. L'analyse microscopique révèle la présence de phénocristaux de quartz prouvant ainsi que ces roches sont bien d'origine felsique autoclastique.

2.2.3. Les tufs

Les tufs sont omniprésents dans le GHM. Ils ont été rapportés et décrits par Mueller et White (1992), et par Caron (MSc en cours). Ils se rencontrent au dessus des unités felsiques et possèdent une granulométrie fine ou grossière. Ils sont communément associés avec des bandes de chert, de jaspes et magnétite. La partie supérieure du GHM encaisse de faible horizons de sédiments volcanogènes d'allure tuf entre les roches felsiques massives et les brèches. Cependant la silicification et la carbonatation subit par ces roches compliquent leur description.

Les tufs, d'une épaisseur de 0.03 à 5 mètres, se rencontrent dans tous les affleurements étudiés. Ils s'intercalent entre les unités felsiques massives et les brèches et forment des niveaux continus à lenticulaires d'un affleurement à un autre. Ils sont: 1) lités et laminés, 2) laminés, 3) massifs. Les lits de tufs, d'environ 3 centimètres d'épaisseur, alternent généralement avec les lits de cherts de même épaisseur (Planche 2.9). Ils sont constitués de fantôme de verre dévitrifié, de fragment de quartz, de cristaux de quartz (1 à 3 millimètres de diamètre) subautomorphes communs dans les tufs massifs et les tufs lités, des lamines possiblement de shales noirs s'observent dans les tufs laminés. La matrice est composée de quartz microcristallins .

La présence de fragments accidentels, de verres dévitrifiés, de cristaux de quartz et de fragments de quartz supportés par une matrice fine militent en faveur d'une origine pyroclastique. Le litage ainsi que la lamination observés indiquent que le dépôt se faisait dans une période de faible turbulence. Ainsi, les tufs se seraient formés à partir de

Planche 2.9

Photographie montrant une unité de tuf-chert litée et laminée au niveau de l’affleurement KN. Les bandes blanches constituent les cherts et les bandes brun rouillé les tufs carbonatés. Le marteau, centre haut, a une longueur réelle de 70 centimètres.



l'effondrement des nuages de sédiments en suspension (Lowe 1988) générés par les éruptions volcaniques. Le cycle de Bouma généralement observé dans les tufs pyroclastiques est absent, néanmoins il est observé ailleurs dans le GHM (K. Caron en cours).

2.2.4. Les cherts

Les cherts sont omniprésents dans tous les affleurements étudiés. Ils sont toujours associés aux tufs. Les cherts forment soit de minces lits d'environ 3 centimètres d'épaisseur en alternance avec les tufs, soit en fragments dans les tufs et soit de couches massives. En tenant compte de leur aspect et de leur structure interne, il apparaît que les cherts présentent plusieurs faciès qui peuvent être catégorisés en: 1) cherts laminés dans les tufs, 2) cherts non laminés dans les tufs, 3) cherts massifs, 4) cherts laminés et 5) cherts bréchiques.

a Cherts laminés dans les tufs

Les cherts laminés dans les tufs sont de minces bandes de cherts latéralement continues en alternance avec les tufs (Planche 2.10A). Cette alternance régulière fait penser à une formation de fer rubanée. Les bandes de cherts, d'environ 3 centimètres d'épaisseur, montrent en général de fines laminations parallèles. Les lamines de chert alternent avec de très fines bandes carbonatées possiblement de tufs fins. Les cherts ont une couleur grise ou blanchâtre. Les bandes de chert peuvent être à l'occasion disloquées, boudinées et même plissées. Du point de vue minéralogique, les cherts sont composés de quartz cryptocristallin.

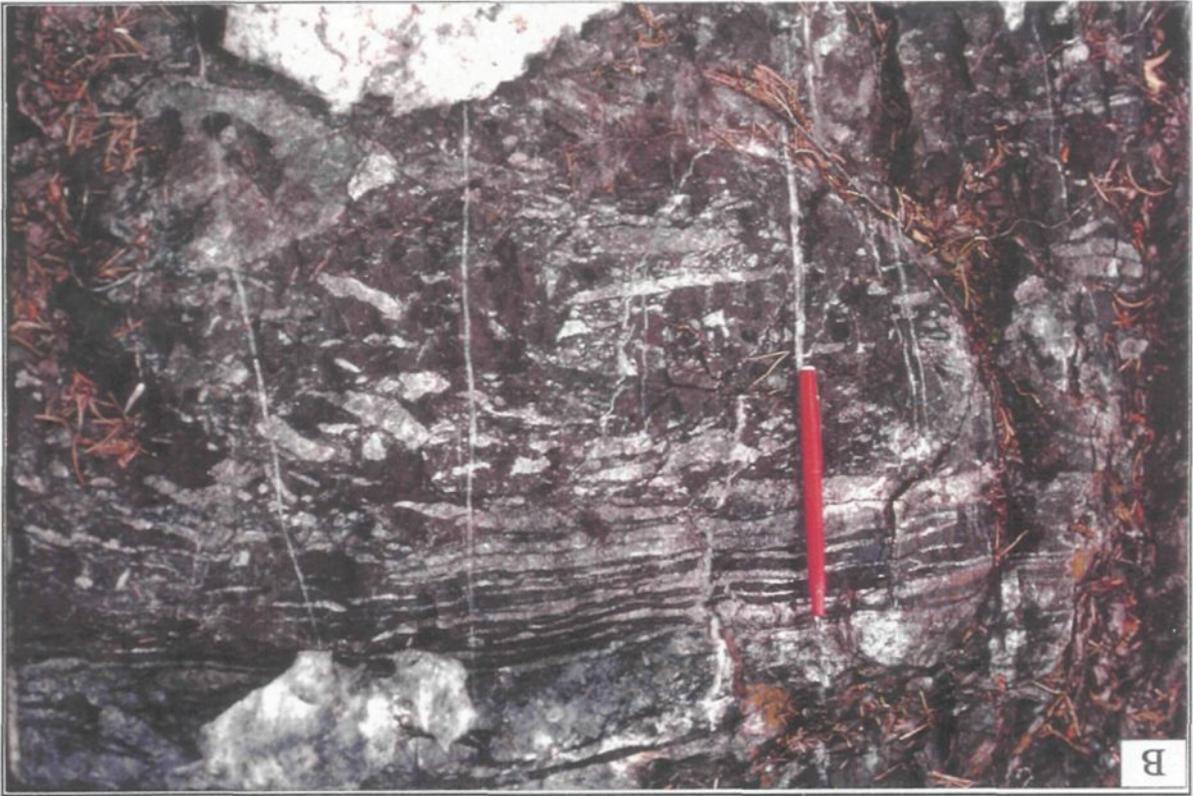
b. Cherts non laminés dans les tufs

Les cherts non laminés dans les tufs forment, tout comme les cherts laminés, des bandes de chert d'environ 3 centimètres d'épaisseur en alternance dans les tufs (Planche 2.10B). Les bandes de chert, de couleur grise ou blanchâtre, montrent une continuité latérale

Planche 2.10

A) Photographie montrant des bandes de chert laminé dans une unité de tuf-chert litée et laminée à l’affleurement KN. Les bandes blanches constituent les cherts et les bandes brun rouillé les tufs carbonatés. Le stylo a une longueur de 13.5 cm.

B) Photographie montrant des bandes de chert non laminés et bréchifiées par endroit dans une unité de tuf-chert litée et non laminée à l’affleurement NK. Les bandes blanches constituent les cherts et les bandes brun-rouillé les tufs carbonatés. Le stylo a une longueur de 13 cm.



mais peuvent présenter à l'occasion des bréchifications. L'analyse microscopique révèle la présence de cristaux de quartz subautomorphes, de reliques de quartz et de fragments recristallisés. La matrice est essentiellement de quartz cryptocristallin.

c. Cherts massifs

Les cherts massifs décrits ici correspondent en réalité à des horizons silicifiés. Ils se rencontrent dans les affleurements KN (Figure 2.3) où ils forment le "Cap Rock" et EK (Figure 2.6) où ils se retrouvent entre les roches felsiques. Leur épaisseur est d'environ 5.5 mètres. Ils sont massifs, durs et de couleur grise, verdâtre et rouillés en plusieurs endroits. L'étude microscopique montre qu'ils sont constitués de cristaux de quartz automorphes à subautomorphes, de fragments de quartz et de fragments recristallisés. La matrice est composée de quartz cryptocristallin.

d. Cherts laminés

Les cherts laminés se rencontrent dans l'affleurement KN (Figure 2.3). Ils sont massifs et très finement laminés. Ils ont une couleur grise dans l'ensemble. Ils sont constitués de fragments (de verre ou de quartz) recristallisés en quartz avec une texture fine ou moyenne ou de fragments carbonatés. La matrice est constituée de quartz cryptocristallin.

e. Cherts bréchiques

Les cherts bréchiques sont les plus répandus. Ils se rencontrent dans les quatre affleurements étudiés. Les cherts bréchiques représentent des fragments de cherts, d'environ 3 centimètres d'épaisseur, dans les couches de tufs ou dans les fragments de tufs des formations de fer carbonaté et minéralisées. Les fragments de cherts sont laminés ou non et

sont généralement orientés selon la direction normale des couches bien que l'on observe dans quelques cas une perturbation dans leur orientation normale.

La structure interne des cherts (lamination ou pas), leur déformation (brèche ou plissement) ainsi que leur alternance avec les tufs laissent croire que les cherts se formaient:

- soit durant la diagénèse précoce par transformation des tufs fins
- soit en même temps que les tufs à l'interface eau-sédiment
- et leur alternance serait le résultat d'une variation dans le rythme d'accumulation des sédiments dans le milieu de dépôt. Les brèches et les plissements sont indicatifs de structures de déformation des sédiments mous sur le fond océanique (Mueller et White 1992).

CHAPITRE 3

ALTÉRATION

Chapitre 3

Altération

3.1. Introduction

Les unités felsiques de la partie supérieure du GHM sont affectées par une suite d'altérations diffuses composées principalement de carbonate, de séricite, de quartz, de chlorite, et d'albite et métamorphisées par la suite au faciès préhnite-pumpellyite. L'étude des altérations est un élément important dans la caractérisation des dépôts SMV et aussi dans la détermination des conditions physico-chimiques des fluides minéralisateurs. Le métamorphisme de faciès préhnite-pumpellyite a permis l'identification des phases d'altération précoces.

La chronologie des suites d'altération (Tableau 3.1) est basée sur des relations de recoupements répétitifs entre les veines ou veinules et les associations de celles-ci avec les altérations diffuses. L'étude des veines syn- et post-métamorphiques sera abordée dans le chapitre traitant de la déformation.

3.2. Séricitisation

La séricitisation représente la première phase d'altération précoce. En effet, la séricite se forme aussitôt après la mise en place des roches felsiques. Elle est très abondante dans les

Tableau 3.1: Ordre chronologique des différentes altérations rencontrées dans la zone de transition, du plus ancien (en bas) au plus jeune (en haut).

Albitisation	Albite peu répandue Nombreuses inclusions de carbonate à grains fins	
Chloritisation	Trois types de chlorite: 1) porphyroblaste, 2) en aiguille, 3) massive Nombreuses inclusions de carbonates dans les porphyroblastes Altération des plagioclases Remplacement des tufs et des cherts Remplacement des unités felsiques fragmentaires Associées à la minéralisation	
Carbonatation	Trois types de carbonates: 1) porphyroblaste, 2) à grains moyens, 3) à grains fins Remplacement des unités felsiques fragmentaires Remplacement des tufs et des cherts Recoupement des veines de quartz précoces Altération des plagioclases par les carbonates Les carbonates à grains fins et moyens forment des générations tardives Associées à la minéralisation	
Silicification	Remplacement des horizons de tuf Remplacement des sédiments de fonds Remplacement de la matrice des unités fragmentaires	"Cap Rock"
Séricitisation	La séricite altère les plagioclases et la matrice des roches felsiques Elle s'est produite aussi après le dépôt des roches volcaniques Communément remobilisée dans les fractures	

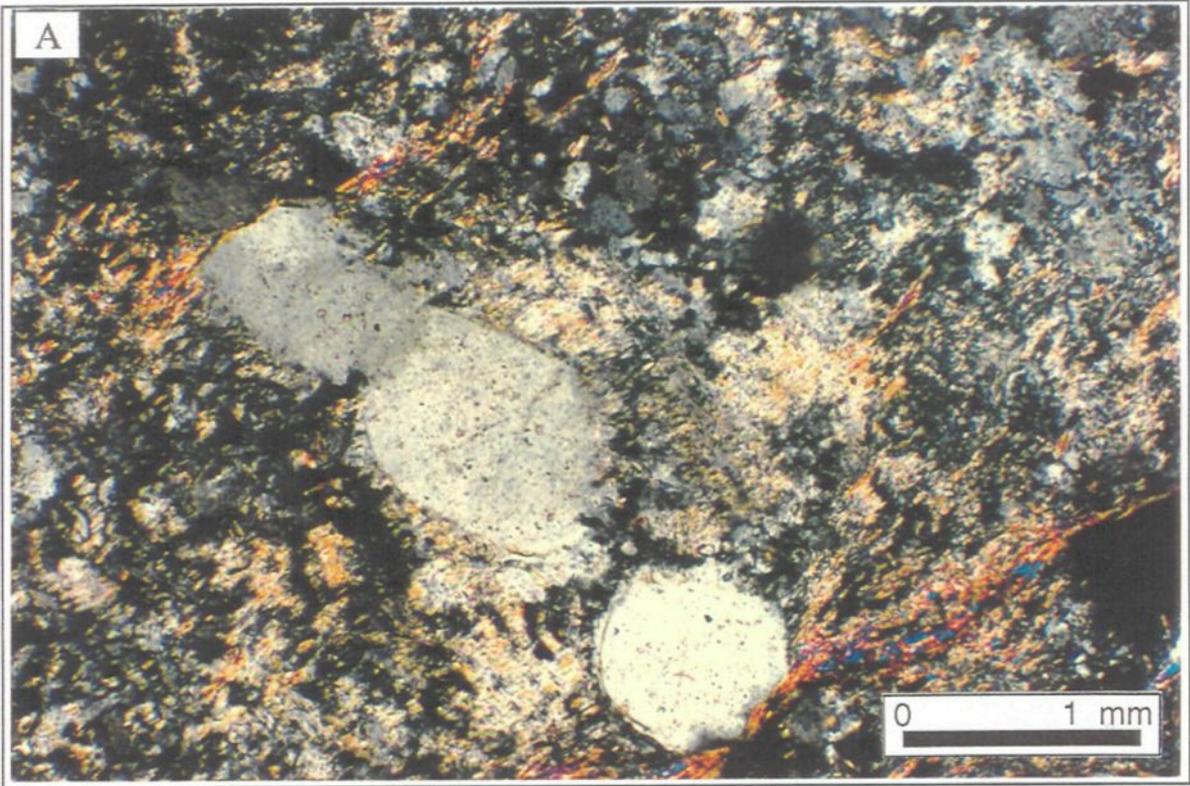
roches felsiques et moins abondante dans les unités tuf-cherts. En général, elle est peu développée dans les zones fortement altérées en carbonate. La rareté de la séricite dans ces couches carbonatées est due à la superposition des carbonates (Planche 3-5B) qui forment environ 80% de ces roches.

La séricite se rencontre comme de fines paillettes disposées le long des plans de clivages des phénocristaux de plagioclase (Planche 2-7A) ou dispersées et enchevêtrées à l'intérieur des mêmes minéraux. L'abondance de ces minéraux est très variable d'un phénocristal à un autre. La séricite est généralement associée avec les carbonates, la chlorite et le quartz. Elle s'observe aussi en inclusions dans les grains de quartz en croissance, et forme parfois une couronne autour de ces grains (Planche 3-1A). On la rencontre également dans les fragments de roches et dans les amygdales. La séricite est présente dans la matrice quartzo-feldspathique des unités felsiques où elle remplace partiellement ou complètement dans certains cas (Planche 3-1A). C'est le cas des zones fortement déformées. Elle est également présente, mais en faible proportion, dans la matrice des tufs et les cherts. La séricite marque également la schistosité.

Au cours de la formation de la séricite, l'eau de mer en déplacement vers le bas va réagir avec les roches volcaniques felsiques perméables, chaudes et peu profondes pour décroître la teneur de Na et le pH, et augmenter celle du K de la solution (Hajash et Chandler 1981). Cette solution riche acide et riche en K continuera à se chauffer et pourrait subséquemment migrer vers le haut où elle pourrait convertir les plagioclases en séricite et quartz. Cette altération contribuera à rendre les roches plus perméables pour la circulation des fluides.

Planche 3.1

A) Photomicrographie montrant des phénocristaux de quartz entourés par la séricite dans une matrice quartzo-feldspathique altérée en séricite. La séricite se réoriente suivant la schistosité. Lumière polarisée. Échantillon NK-94-11.



3.3. Silicification

La silicification est la seconde phase d'altération. Elle est très pénétrative, surimprimée et recoupée par les carbonates. Elle se retrouve surtout dans les roches felsiques fragmentaires, dans les tufs et contribue à la formation des cherts. La silicification se rencontre soit comme des phases de remplacement des tufs et des brèches volcaniques soit sous forme de veines de quartz précoces soit sous forme de remplissage de fragments (Planche 2-6A).

La silicification est commune dans la matrice et dans certains fragments des unités felsiques fragmentaires et les tufs. Les horizons de chert sont possiblement la première manifestation de la silicification. Elle remplace aussi certains lits de la partie supérieure de la séquence dont l'origine serait possiblement des shales noirs (Planche 3-2A). Les shales noirs en association avec les tufs forment le "cap-rock" qui chapeaute la séquence de cette zone de transition. La majorité des cherts s'est formée pendant la diagénèse précoce.

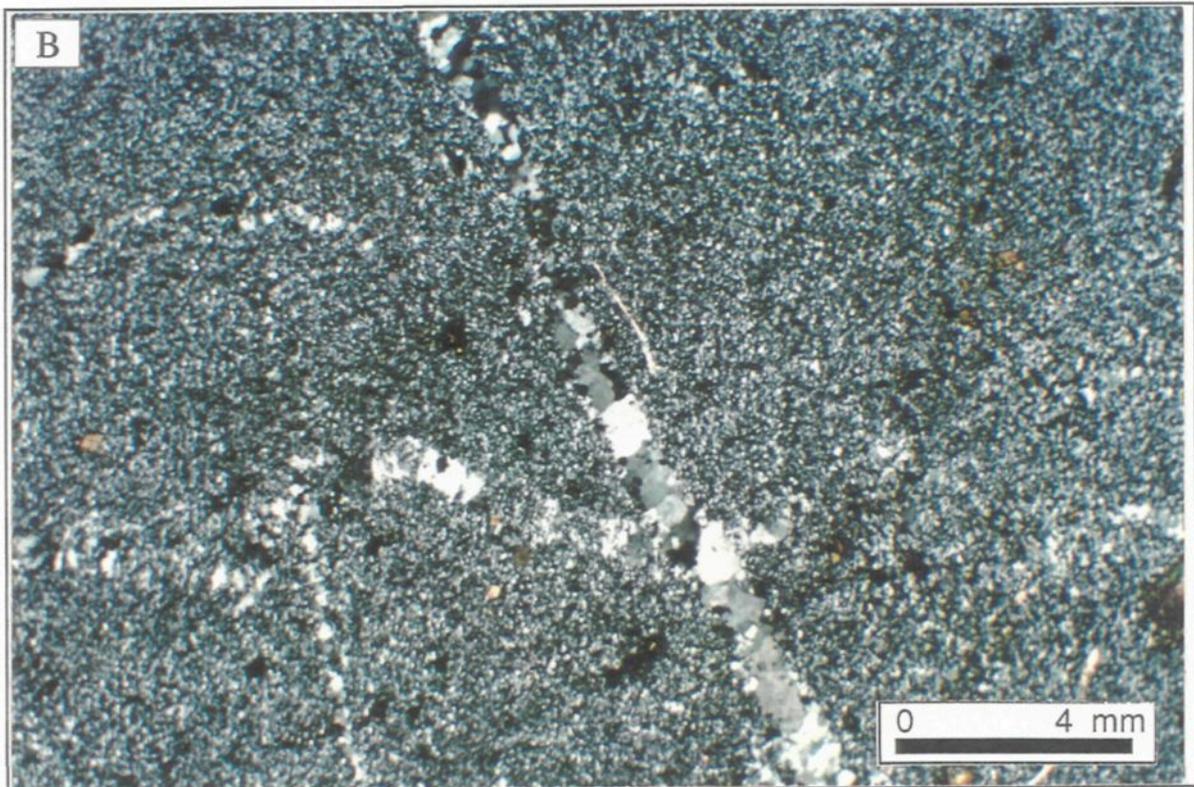
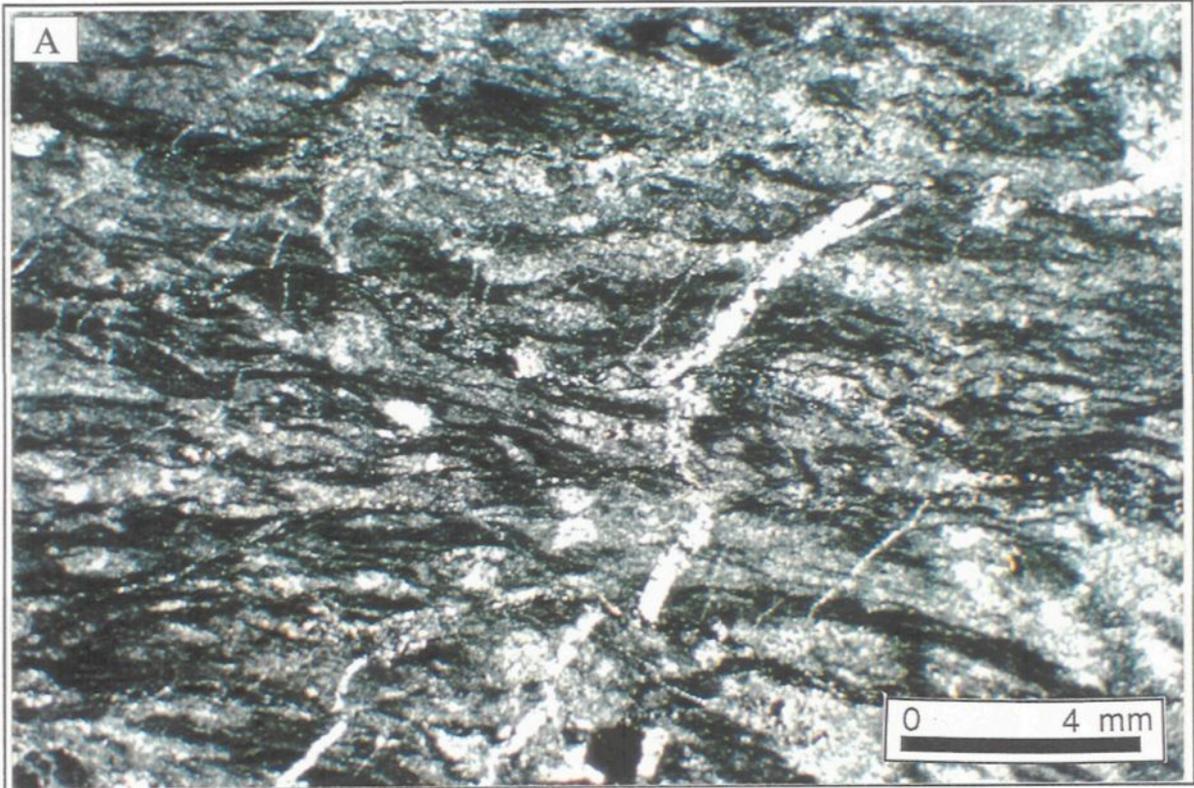
Outre cette silicification à majorité concordante, il se produit une phase de silicification discordante. La silicification discordante se rencontre sous forme de veines de quartz précoces, souvent déformées, recoupant aussi bien les cherts que les unités fragmentaires. Ces veines sont communément recoupées par des carbonates (Planche 3-2B).

Les deux phases de silicification: 1) concordante et 2) discordante sont intimement liées et traduisent une évolution dans le processus de silicification. La silicification a débuté par une phase concordante qui s'est manifestée par des remplacements de diverses roches et s'est achevée par une phase discordante qui produisait des veines. Durant la silicification concordante, on assiste à une circulation latérale des fluides à travers les roches perméables suivie de la formation de couches silicifiées imperméables. L'apport continu de fluides

Planche 3.2

A) Photomicrographie d'un shale noir silicifié au sommet de la séquence. Les veines de quartz sont fragmentées et recristallisées par endroit. Nicols croisés. Échantillon KN-94-30

B) Photomicrographie montrant une veine de quartz précoce déformée, recristallisée et recoupée par une veine de quartz tardive non déformée. Les zones recristallisées de la veine précoce tendent à se confondre par endroit avec la matrice cryptocristalline de quartz. Nicols croisés. Échantillon KN-94-24.



hydrothermaux va provoquer de la fracturation hydraulique et c'est le début de la silicification discordante. La présence de la silicification va jouer un rôle important notamment dans le piège des fluides ultérieurs.

3.4. Carbonatation

La carbonatation est l'altération la plus répandue. Les carbonates sont présents en quantité variable dans toutes les unités. Ils constituent, dans beaucoup de cas, de minces lits dans les cherts et les tufs qu'ils remplacent et comme des minéraux d'altération des plagioclases des unités felsiques, et aussi comme des minéraux remplissant des fragments et des vacuoles. Ils forment aussi des couches épaisses de plusieurs mètres, généralement minéralisées (Figures 2.3 et 2.5). Les carbonates se produisent aussi bien dans la matrice que dans les fractures en formant des veines ou des veinules. La présence d'une zone d'altération recoupant les unités de tuf-chert (Planche 3-3A) est notée à l'affleurement NK (Figure 2.5).

En général, trois générations de carbonates semblent se rencontrer. Il s'agit des porphyroblastes de carbonates, des carbonates à grains moyens et des carbonates à grains fins (Tableau 3.2).

La génération la plus ancienne est représentée par les porphyroblastes de carbonates. Ils se rencontrent dans les cherts, les tufs et dans les unités fragmentaires. Ces carbonates ont des formes généralement automorphes à subautomorphes (Planche 3-3B). Ils sont communément zonés isolés ou en amas. Ils sont parfois recoupés ou pseudomorphosés par des carbonates fins ou à grains moyens (Planche 3-3C). On les trouve aussi comme des reliques dans les zones riches en carbonates fins et moyens (Planche 3-4A). Leur altération consiste en un remplacement par des oxydes de fer.

Planche 3.3

A) Photographie illustrant une zone d'altération en carbonate recoupant une couche de tuf-chert à l'affleurement NK. Le stylo, au centre, a une longueur de 13.5 cm.

B) Photomicrographie en lumière polarisée montrant des porphyroblastes de carbonate précoces communément zonés dans une matrice de quartz. Les ombres de pression autour de certains porphyroblastes sont remplies de quartz. Échantillon NK-94-25.

C) Photomicrographie en lumière polarisée montrant des carbonates à grains fins et moyens dans une unité felsique fragmentaire. Échantillon NK-95-12.

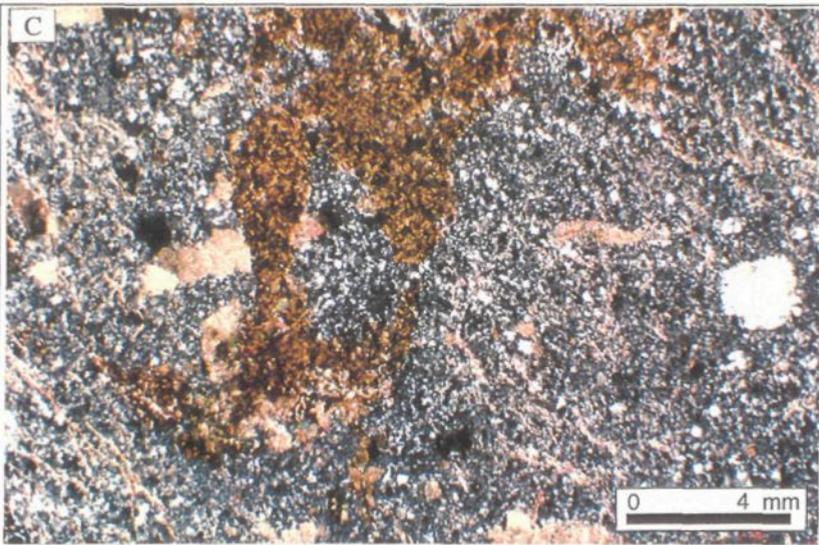
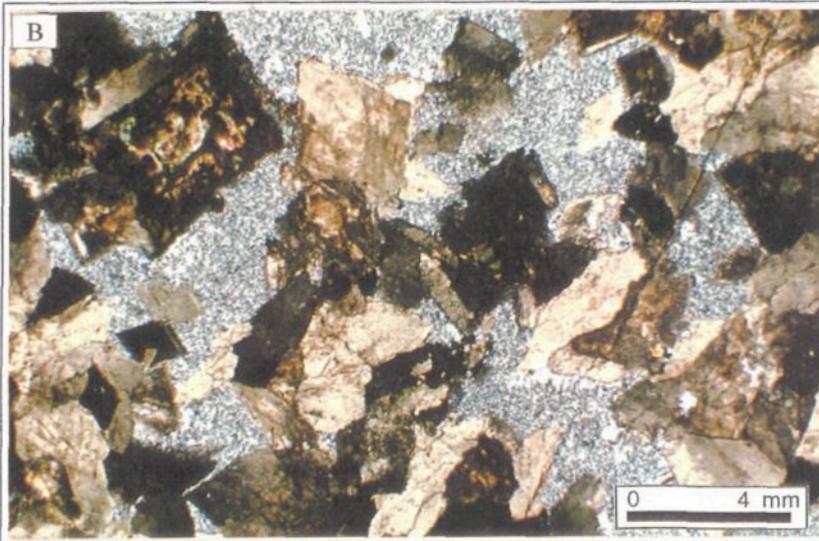


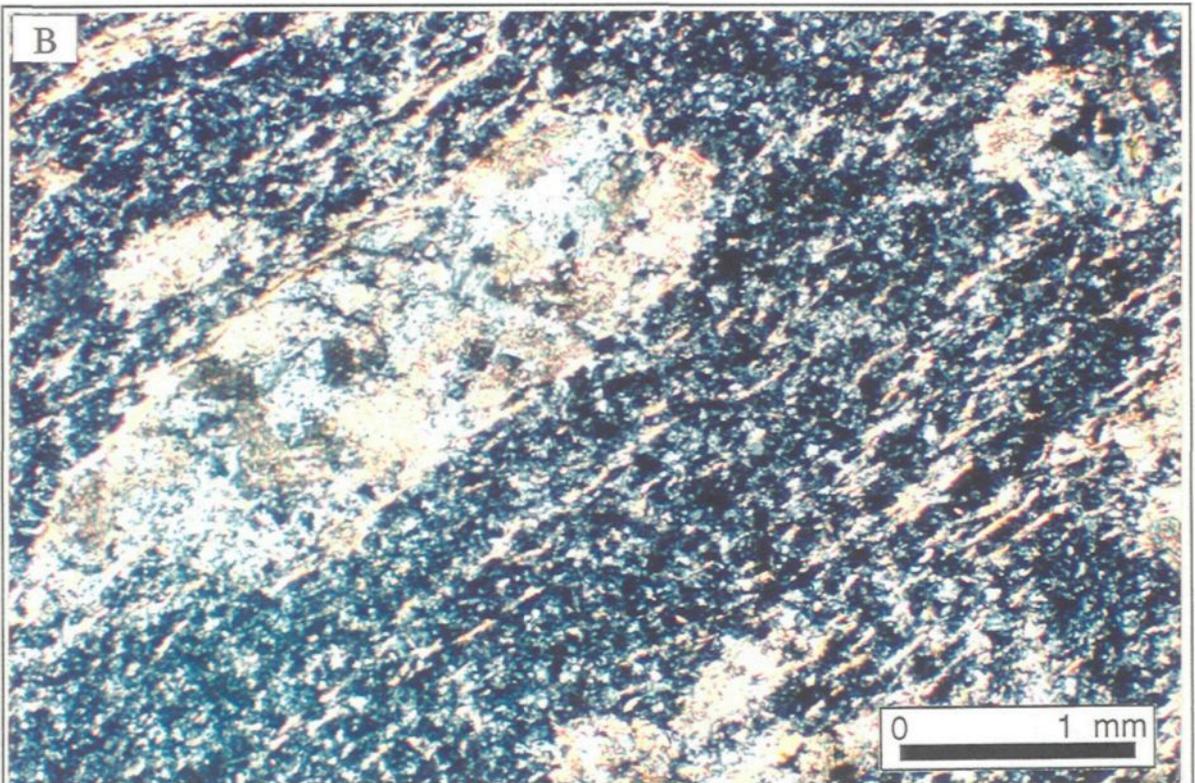
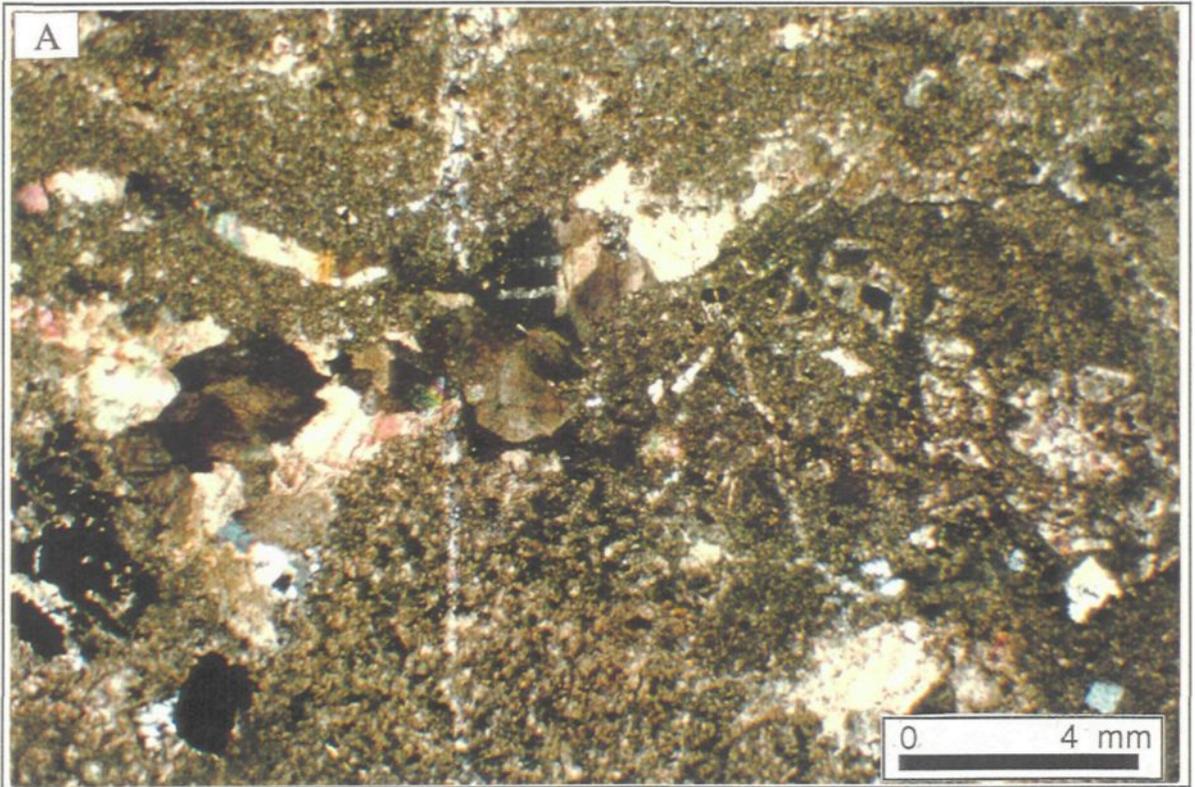
Tableau 3.2: Traits caractéristiques des carbonates

	Encaissants	Aspects	Relations	types
Carbonates fins	Unités felsiques fragmentaires Tufs Cherts	< 1 micromètre Massifs	Surimpriment et recourent les premières phases d'altération Synchrones avec les porphyroblastes de chlorite et carbonate	Sidérite FeCO ₃
Carbonates moyens	Unités felsiques fragmentaires Tufs Cherts	< 1 millimètre Massifs	Surimpriment et recourent les premières phases d'altération Synchrones avec les porphyroblastes de chlorite et carbonate Altèrent les plagioclases et la matrice Remplissent les fractures Remplacent les fragments	
Porphyroblastes de carbonate	Unités felsiques fragmentaires Tufs Cherts	> 1 micromètre Isolés ou en amas Zonés Automorphes à subautomorphes	Surimpriment et recourent les premières phases d'altération Synchrones avec les porphyroblastes de chlorite et carbonate	Ankérite Ca(Mg, Fe, Mn) (CO ₃) ₂

Planche 3.4

A) Photomicrographie montrant des reliques d'amas de porphyroblastes de carbonate remplacés par des carbonates fins. Nicols croisés. Échantillon NK-95-7.

B) Photomicrographie montrant des carbonates dans un phénocrystal de plagioclase altéré dans une matrice quartzo-feldspathique fine avec de fines paillettes de séricite orientées selon la schistosité. Nicols croisés. Échantillon Ek-94-9.



Les carbonates à grains moyens et à grains fins représentent la phase principale de cette altération. Ces deux types de carbonate sont généralement associés, mais il semble que les carbonates moyens précèdent les carbonates fins. Ils constituent environ 75 à 90% des couches les plus altérées. Ces carbonates se rencontrent comme des minéraux d'altération des plagioclases (Planche 3-4B), surimpriment les premières phases d'altération (séricitisation, silicification et porphyroblastes de carbonates) (Planche 3-4A) et remplacent les fragments (Planche 3-5A). La mise en place des carbonates semble suivre une succession chronologique. Ainsi, on trouve des carbonates à grains moyens surimprimant des porphyroblastes de carbonates, eux-mêmes surimprimés par des carbonates fins (Planches 3-3B, 3-5B, 3-6A et 3-6B). La formation des carbonates fins est étroitement liée à l'albitisation (Planche 3-7A) et à la chloritisation. La planche 3-6C montre une zonation d'altération autour d'une veine ou veinule de quartz microcristallin avec des porphyroblastes de chlorite toujours associés aux carbonates fins.

Les deux phases de carbonates constituent également les phases les plus importantes dans l'histoire de la minéralisation. La minéralisation est toujours présente dans les zones fortement carbonatées.

Deux méthodes ont été utilisées pour caractériser les carbonates: 1) méthode de coloration et 2) la méthode analytique. Le test de coloration des carbonates (Dickson 1965) effectué sur certains échantillons a révélé que la majorité des carbonates seraient de la dolomie ferrifère (couleur bleu pâle à bleu foncé) et de la sidérite (couleur rose). Ceci est appuyé par la faible ou l'absence de réaction à l'acide chlorhydrique. L'étude à la microsonde de 94 grains de 21 échantillons a révélé un enrichissement très important en fer des carbonates (Annexe 4). Le diagramme de discrimination des carbonates (Figure 3.1) révèle que les carbonates sont plutôt composés d'ankérite $\text{Ca}_{0.99}(\text{Fe}_{0.6}, \text{Mg}_{0.35}, \text{Mn}_{0.05})(\text{CO}_3)_2$

Planche 3.5

A) Photographie d'un fragment remplacé par des carbonates à grains moyens dans une matrice de carbonate fin. Nicols croisés. Échantillon NK-95-7.

B) Photographie montrant le remplacement des porphyroblastes d'ankérite par la sidérite fine. Nicols croisés. Échantillon NK-94-24.

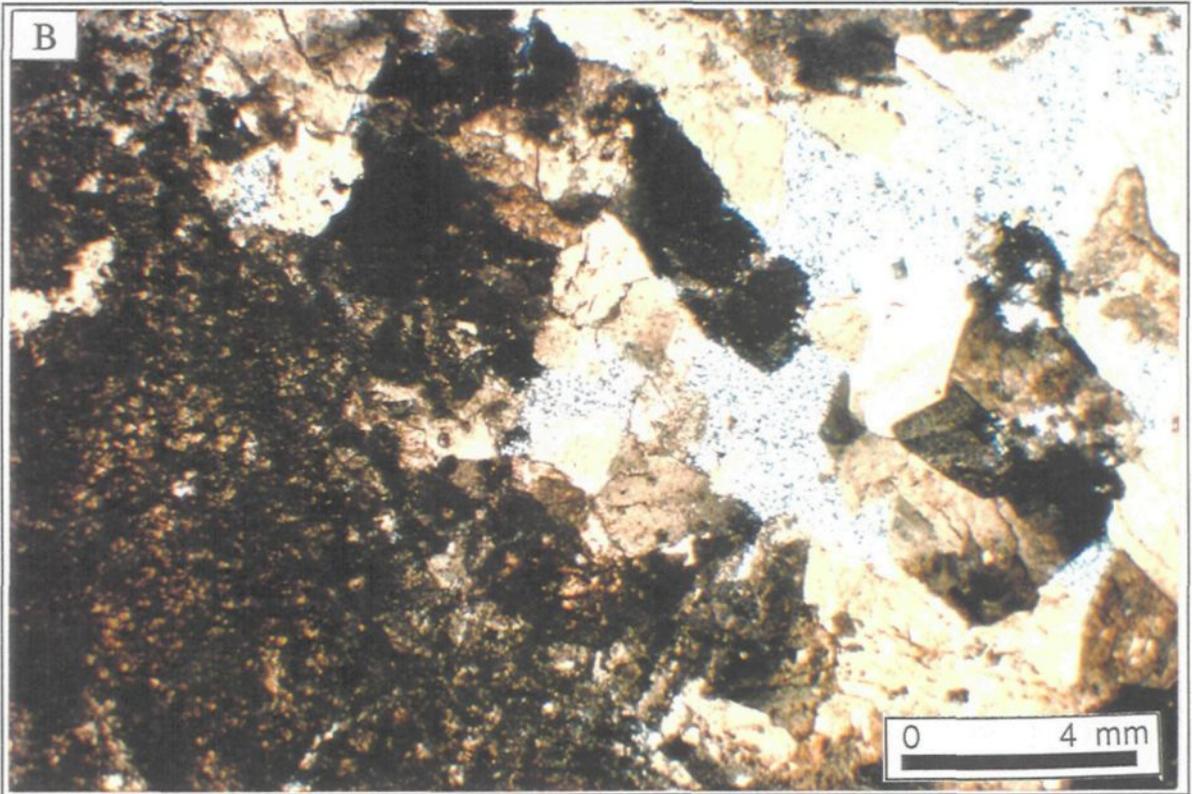
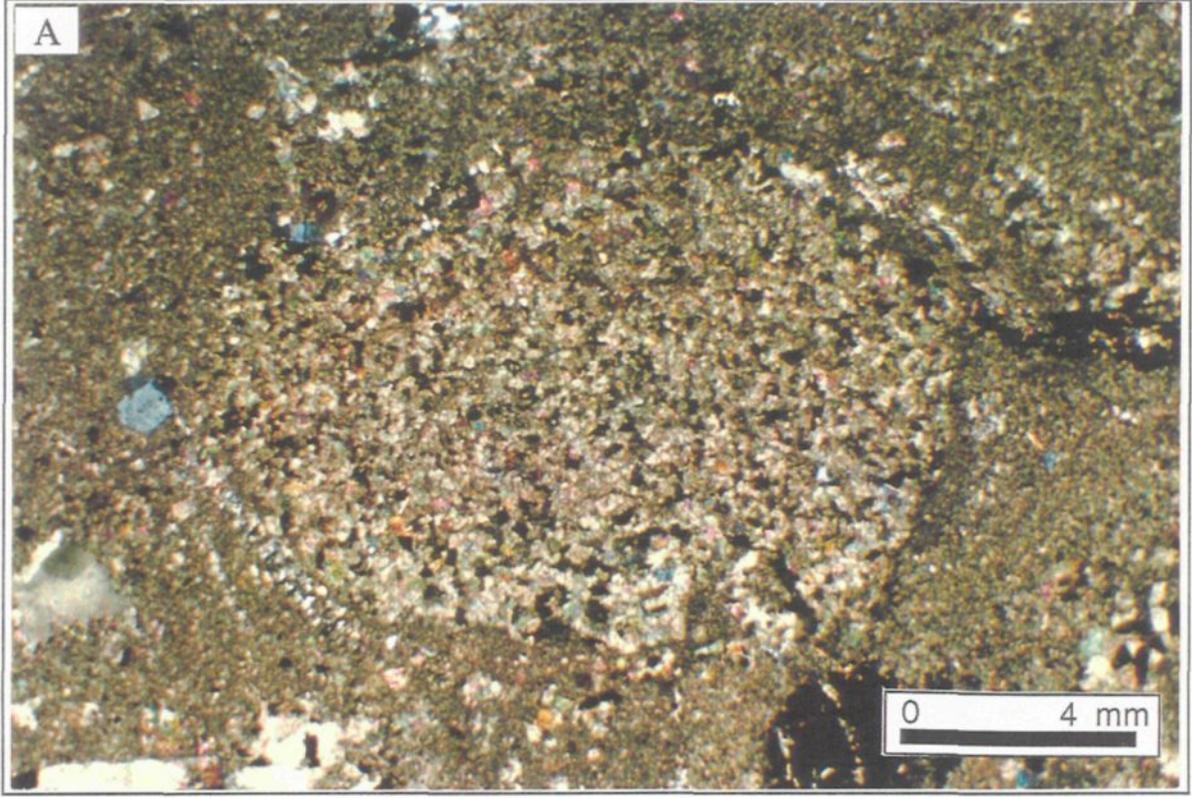
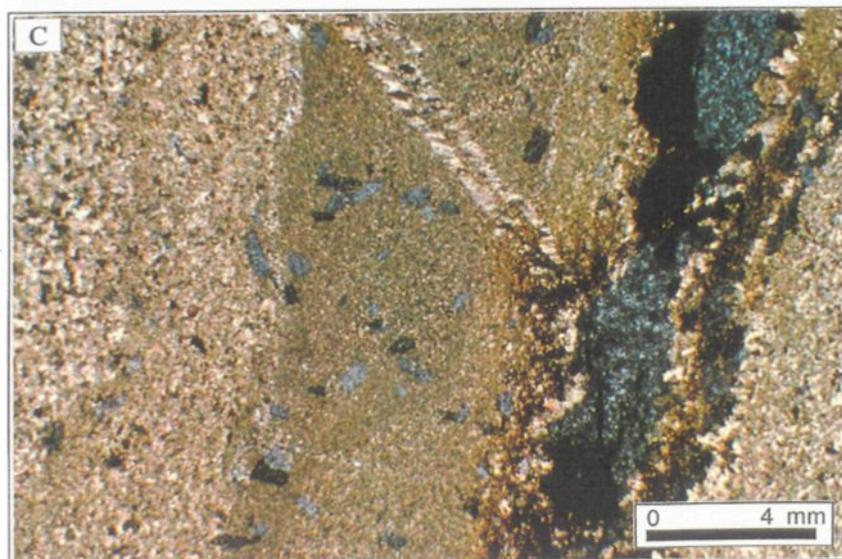
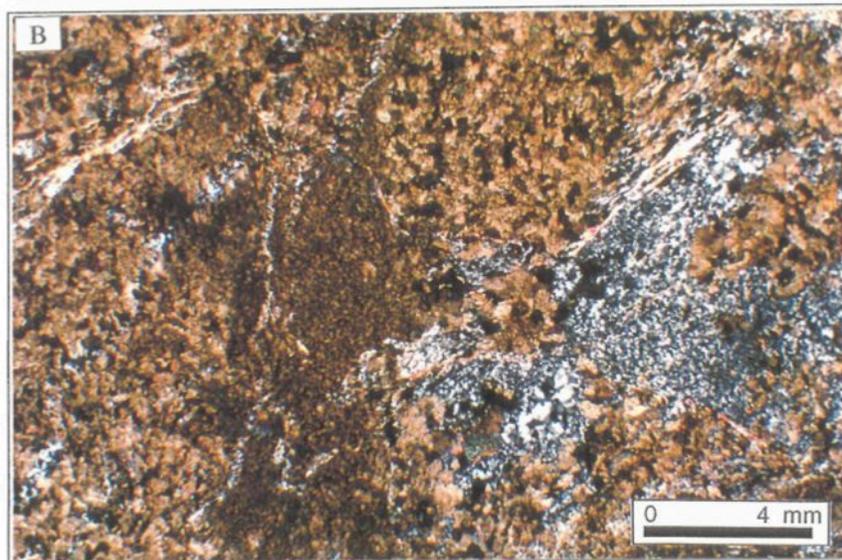
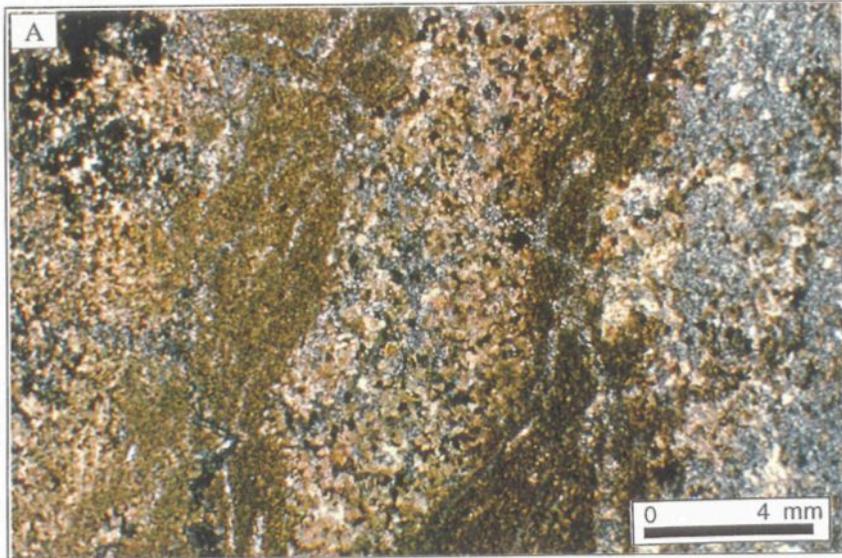


Planche 3.6

A) Photomicrographie. Remplacement de carbonates à grains moyens par des carbonates de fins. Nicols croisés. Échantillon NK-94-49.

B) Photomicrographie montrant le remplacement de la matrice formée de quartz microcristallins et de séricite par des carbonates à grains moyens, eux-mêmes remplacés par des carbonates fins. Nicols croisés. Échantillon NK-94-22.

C) Photomicrographie en lumière polarisée montrant différentes phases de mise en place des carbonates autour d'une veine de quartz microcristallin. Cette mise en place des carbonates montre une zonation dans la taille des grains: grains moyens à l'extérieur devenant de plus en plus fins à l'intérieur. Cette zonation reflète également l'ordre de mise en place des carbonates. Les porphyroblastes de chlorite semblent suivre les carbonates fins. Échantillon NK-94-1.



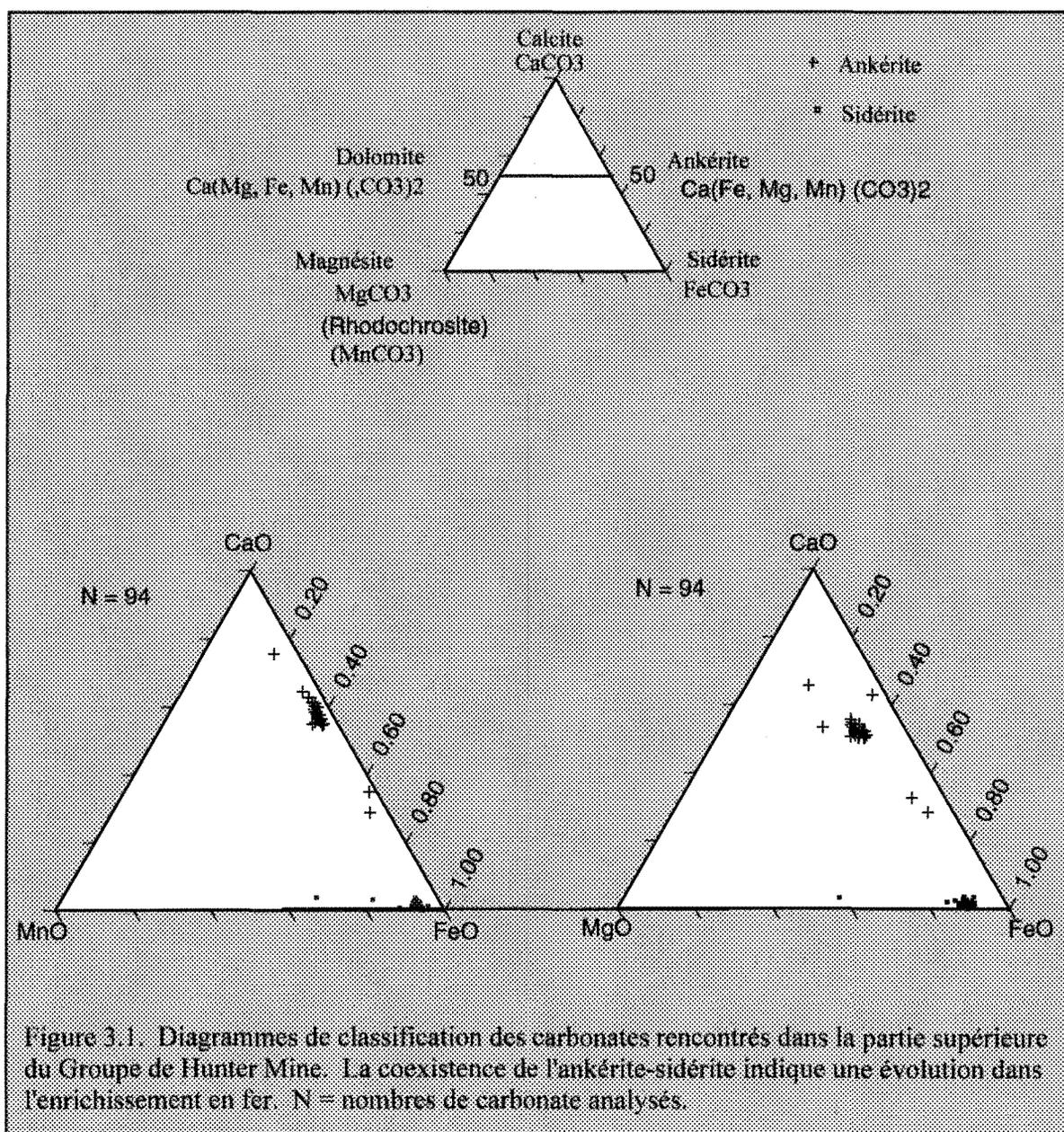


Figure 3.1. Diagrammes de classification des carbonates rencontrés dans la partie supérieure du Groupe de Hunter Mine. La coexistence de l'ankérite-sidérite indique une évolution dans l'enrichissement en fer. N = nombres de carbonate analysés.

et de sidérite ($\text{Ca}_{0.01}, \text{Fe}_{0.8}, \text{Mg}_{0.14}, \text{Mn}_{0.04}$) CO_3 . Les variations chimiques de la sidérite et l'ankérite sont très faibles. L'ankérite représente les porphyroblastes de carbonates et la sidérite les carbonates fins et les carbonates à grains moyens. Ceci suggère un enrichissement progressif en fer dans le milieu de dépôt et correspondant à une évolution du fluide hydrothermal.

3. 5. Chloritisation et Albitisation

La chloritisation et l'albitisation sont deux phases d'altération qui se produisent probablement de façon synchrone (Tableau 3.1). Les seuls indices qui permettent de penser qu'elles sont synchrones sont leur forme qui est généralement automorphe à xénomorphe et la présence de nombreuses inclusions de carbonates. Les minéraux d'altération primaires de ces deux phases d'altération: (1) chloritisation et (2) albitisation, se rencontrent dans les zones fortement carbonatées, dans les unités felsiques et dans les cherts et les tufs. Quant aux phases tardives, elles se rencontrent dans toutes les unités étudiées.

a. Albitisation

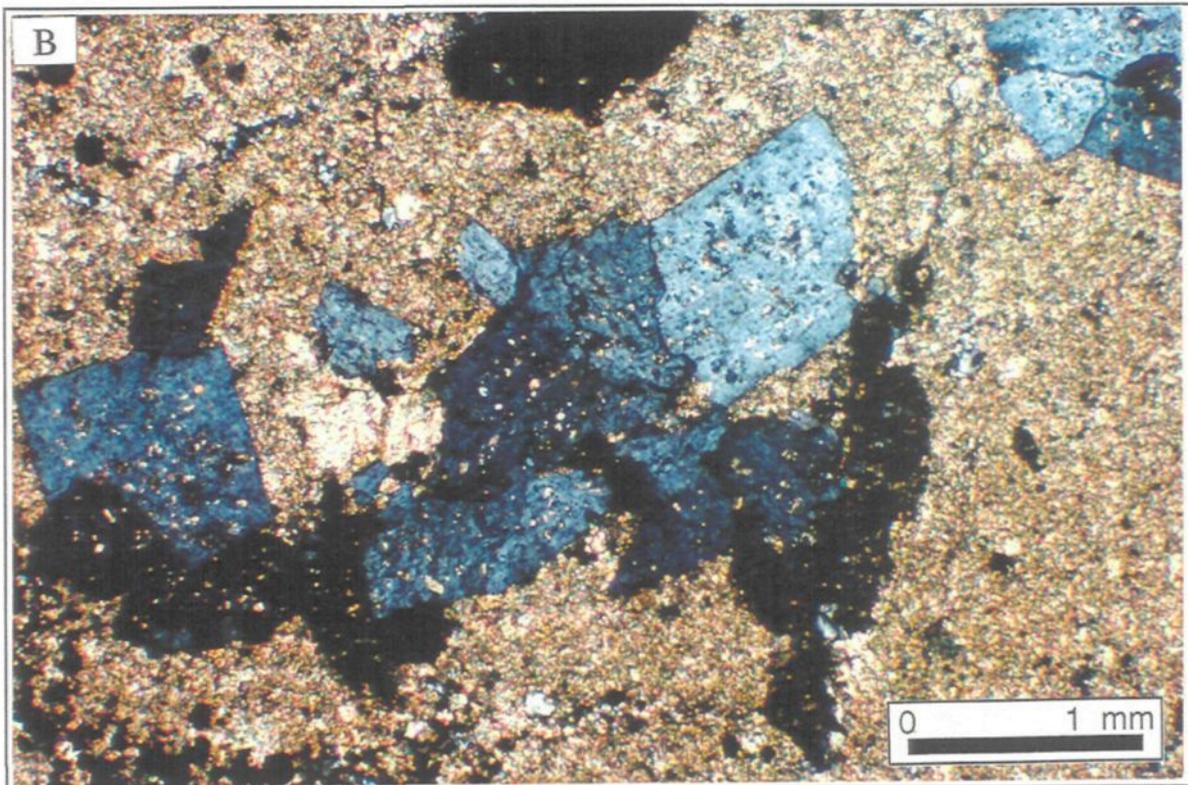
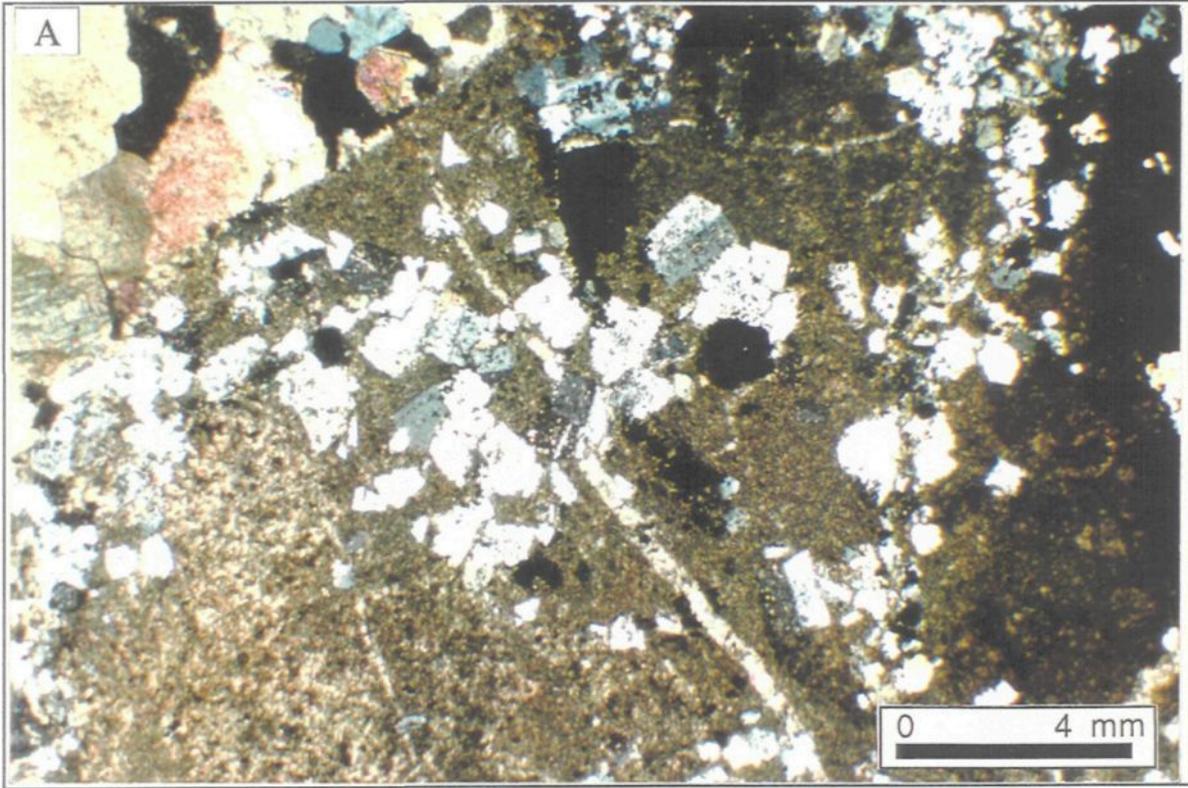
L' albitisation est peu répandue. Dans tous les échantillons observés, seules les zones fortement carbonatées et minéralisées ont révélé la présence de cette altération. En effet, au moins deux générations d'albitisation semblent se rencontrer. La première génération est disséminée dans les carbonates alors que les générations tardives constituent des veinules ou veines plus ou moins associées avec le quartz.

Les minéraux d'albite anciens ont une forme automorphe à xénomorphe avec de nombreuses inclusions de sidérite (Planche 3-7A) qui semblent être synchrones à leur mise en place. Les albites se rencontrent aussi sous forme d'inclusions dans les grains de pyrite.

Planche 3.7

A) Photomicrographie en lumière polarisée montrant des agrégats de porphyroblastes d'albite automorphe à subautomorphe contenant des inclusions de carbonate dans une matrice de carbonate fin. Les porphyroblastes d'albite recourent une veine de carbonate. Échantillon KN-95-15.

B) Photomicrographie en lumière polarisée montrant des amas de porphyroblastes de chlorite automorphe à subautomorphe avec des inclusions de carbonate dans une matrice de carbonate fin. Échantillon NK-95-5.



De façon générale, les grains d'albite sont constitués de deux individus mâclés. Leur taille peut atteindre 1 millimètre. Elles recoupent les anciennes veines de carbonates et de quartz (Planche 3-7A)

b. Chloritisation

La chloritisation est très répandue. Elle se rencontre dans toutes les unités étudiées et montre des générations et des aspects différents. La chlorite se présente sous plusieurs formes: 1) porphyroblastes dans les zones fortement carbonatées, 2) petites aiguilles dispersées dans les phénocristaux de plagioclase ou dans la matrice des unités felsiques, des cherts et des tufs, 3) massive.

La chlorite ancienne est généralement associée aux zones riches en carbonates fins (Planche 3-7B). Elle a une forme automorphe à subautomorphe, de taille d'environ 1 à 0,5 millimètre et de texture poeciloblastique. Celle-ci contient plusieurs inclusions de carbonates fins suggérant une mise en place probablement synchrone. Lorsque les inclusions sont abondantes, la chlorite a une forme squelettique. Elle est généralement disséminée dans la matrice carbonatée et parfois en amas. La chlorite recoupe les anciennes veines de carbonates (Planche 3-8A) et de quartz. En nicols croisés, la chlorite ancienne montre une biréfringence gris-bleu.

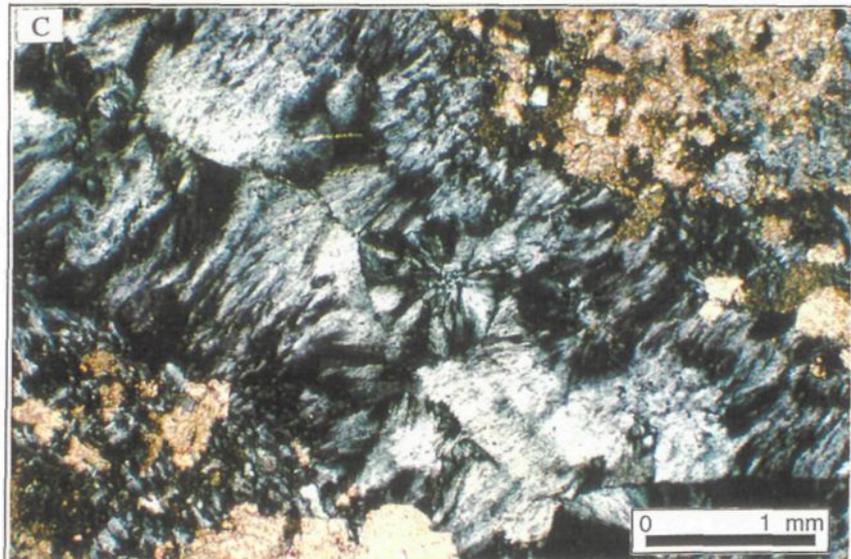
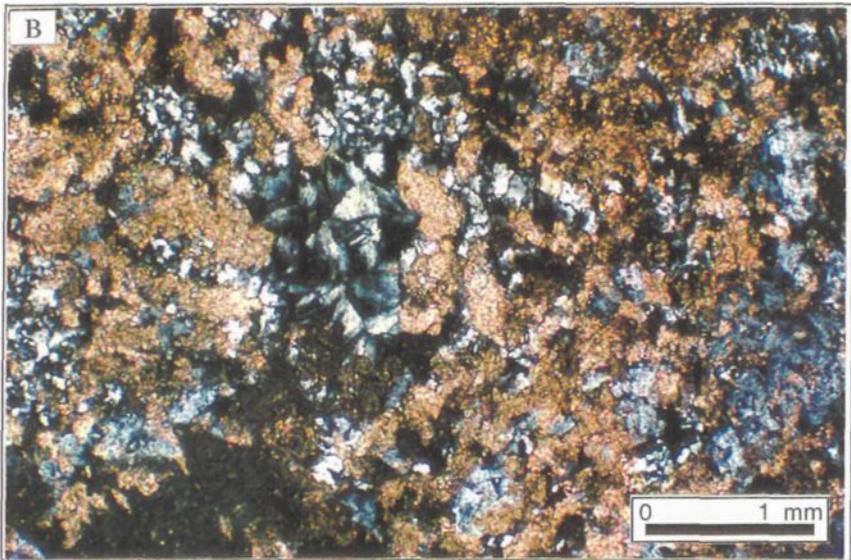
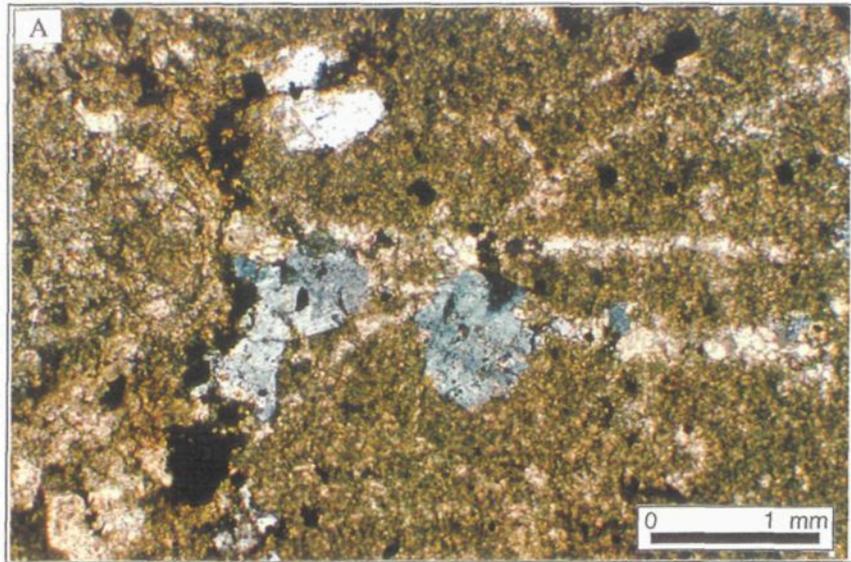
Une autre forme de chlorite rencontrée est la chlorite en aiguille. En effet, de fines aiguilles de chlorite s'observent dans les phénocristaux de plagioclase, dans les grains de quartz en croissance, dans les fragments, dans la matrice des unités felsiques, des cherts et des tufs. En fait, il n'existe aucune relation entre cette chlorite en aiguille et la chlorite porphyroblastique. Néanmoins plusieurs éléments suggèrent une mise en place synchrone.

Planche 3.8

A) Photomicrographie en lumière polarisée montrant des porphyroblastes de chlorite recoupant des veines de carbonate. Échantillon NK-95-7.

B) Photomicrographie en lumière polarisée montrant de la chlorite massive de teinte gris-vert et de porphyroblaste de chlorite squelettique de teinte bleue. Échantillon NK-95-41

C) Photomicrographie en lumière polarisée montrant une veine de chlorite fibreuse massive avec des textures sphérolitiques et axiolitiques. Échantillon NK-95-1.

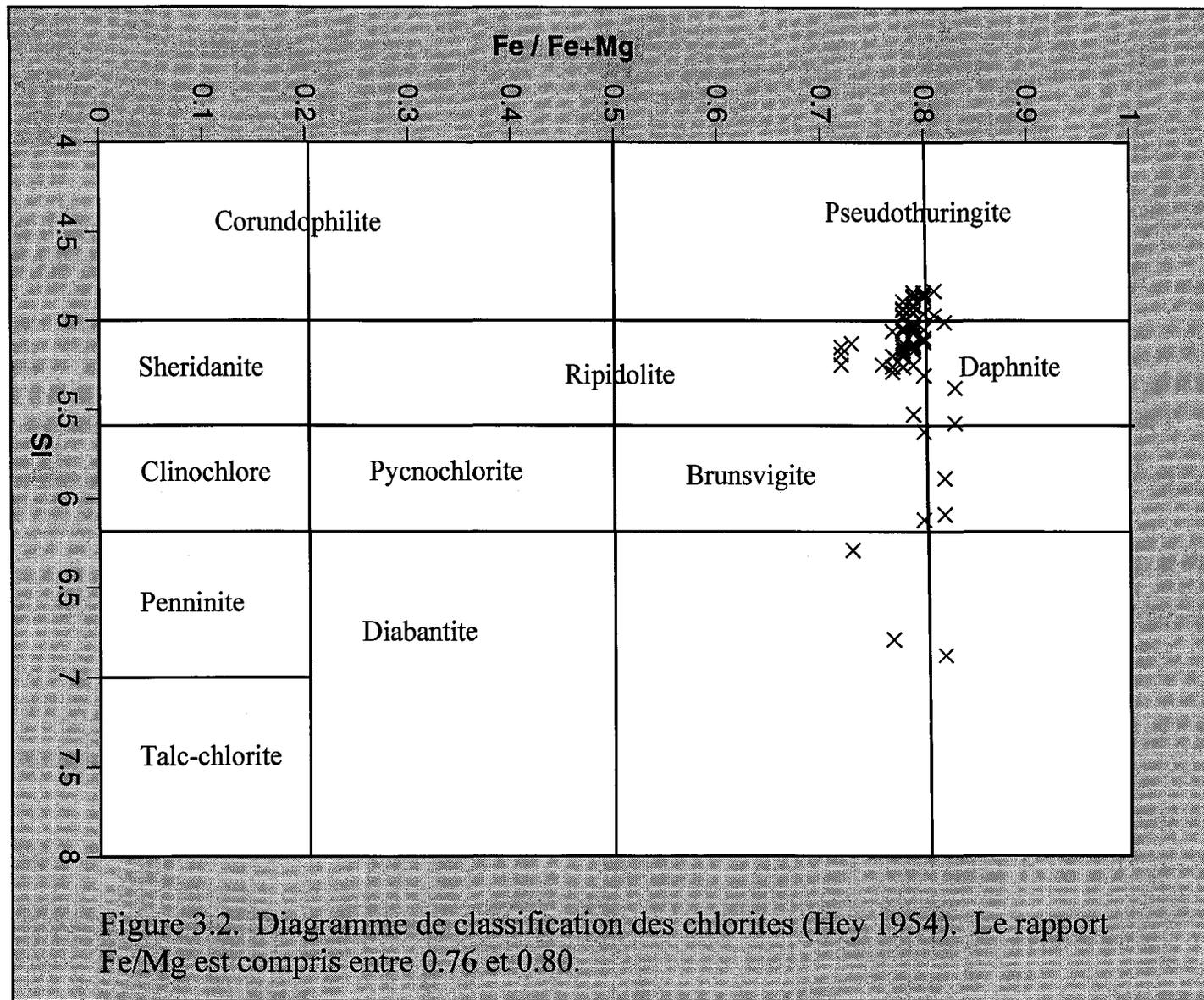


La chlorite s'observe comme un matériel d'altération des phénocristaux de plagioclase et de la matrice quartzo-feldspathique des roches felsiques. Dans les phénocristaux de plagioclase, elle forme un assemblage minéralogique avec la séricite, les carbonates et le quartz. Ces petites aiguilles de chlorite vont croître pour fusionner et former de la chlorite massive. Il est possible même qu'une partie des épaisses masses de chlorite massive soit le résultat d'une chlorite issue de telle agglomération.

Comme mentionné, c'est probablement la remobilisation de ces chlorites en aiguilles qui va former la chlorite massive. La chlorite massive et les veines forment les générations tardives. La chlorite massive est très répandue et se rencontre aussi bien dans les unités felsiques que dans les cherts et les tufs surtout au niveau de la zone de cisaillement de l'affleurement KN (Figure 2.3). Dans ces unités, la chlorite a une biréfringence gris-vert (Planche 3-8B). Elle forme des masses plus ou moins continues ou disséminées dans la matrice

Les veines ou veinules de chlorite sont abondantes. Elles se produisent seules ou en association avec quartz±carbonate. La planche 3-8C montre une veine de chlorite avec des textures axiolitiques et sphérolitiques. Ceci représente des croissances libres à partir d'une solution sursaturée (Craig et Vaughan 1981).

Un total de 67 grains de chlorite issus des unités felsiques, des cherts, des tufs et des brèches volcaniques ont été analysés chimiquement à l'aide de la microsonde et les résultats sont montrés à l'annexe 5. Sur la figure 3.2, la majorité des chlorites se situe vers la limite supérieure du champ de la ripidolite et la pseudothuringite. Cette variation de la composition peut s'exprimer comme suit: $(\text{Mg}_{0.09-0.19}, \text{Al}_{0.22-0.38}, \text{Fe}_{0.43-0.62}, \text{Na}_{0.04}, \text{K}_{0.30})$ $(\text{Si}_{0.64-0.70}, \text{Al}_{0.30-0.36})_8 \text{O}_{20} (\text{OH})_{16}$. Le rapport Fe/Fe+Mg varie de 0.76 à 0.80.



Péetrographiquement toutes les chlorites montrent une biréfringence bleu à vert. Les analyses ont été faites aussi bien sur les chlorites précoces que sur les chlorites tardives rencontrées dans les veines. Comme le montre la figure 3.2, chimiquement les chlorites ne montrent pas de variations sensibles.

CHAPITRE 4

MINÉRALISATION

Chapitre 4

Minéralisation

4.1. Introduction

Le GHM n'a connu jusqu'à présent que deux gisements qui ont été exploités pour le cuivre (Cu) surtout et l'argent (Ag). Depuis ces dernières années, plusieurs travaux menés par le Ministère des Ressources Naturelles et des compagnies minières ont permis de découvrir plusieurs indices dans le GHM. Les travaux de Verpaelst et al. (1991), dans l'est du GHM dans les cantons de Poularies et Privat révélèrent des indices de Cu, Ag, Zn, Pd, pyrite et Au. Quant aux travaux de la compagnie Exploration Noranda Limitée (1991) et ceux de Gagnon (1981a, b), qui couvrent l'ouest et le sud, ils révélèrent des indices de Cu, Ag, Zn, Au, de carbonate de fer, d'oxyde de fer et de pyrite. Tous ces indices laissent penser que le GHM pourrait posséder un potentiel minier assez intéressant pour les compagnies d'exploration, bien que ces indices n'ont jamais fait l'objet d'une étude détaillée.

4.2. Distribution et caractérisation des minéraux

La minéralisation de type sulfure massif volcanogène est confinée dans les unités felsiques, dans les unités de tuf-chert et dans les brèches volcaniques. Elle est constituée de

sulfure de fer essentiellement de pyrite et de marcassite avec des textures primaires bien préservées et d'oxydes de fer essentiellement de l'hématite.

Les indices minéralisés rencontrés dans les unités de la partie supérieure du GHM se présentent sous forme:

- de couches ou de lentilles de longueur et d'épaisseur variables. À l'affleurement K (Figure 2.4), une couche de sulfure massif boudinée et étirée d'environ 20 mètres de longueur et 1 mètre de large.

- de veines communément d'allure dendritique
- disséminée à semi-massive.

La proportion de ces minéraux varie d'une unité à une autre. Les sulfures, constitués de pyrite et de marcassite, représentent 65 à 70% de la minéralisation et les oxydes de fer, essentiellement l'hématite, représentent 30 à 35%. Le tableau 4.1 présente l'abondance des minéraux en fonction des unités lithologiques et le tableau 4.2 montre quelques caractéristiques des minéraux. La pyrite se présente comme des grains fins à grossiers, disséminée à semi-massive, comme des veines ou des remplissages d'espace entre les fragments (Planche 4-1A), comme un encroûtement sur les bordures des fragments (Planche 4-1B) et des marcassites colloformes (Planche 4-2A). La pyrite forme avec la marcassite un réseau dendritique d'allure stockwerk (Planche 4-2B). La marcassite présente diverses textures telles que la texture colloforme, framboïdale et la texture granulaire. Les textures colloformes sont communément entourées par un fin liseré de pyrite crustiforme (Planche 4-2A). La marcassite tout comme la pyrite se produit dans les espaces vides entre les fragments, sur les bordures et à l'intérieur des fragments. Elle constitue aussi des veines ou des veinules qui peuvent parfois former des réseaux d'allure stockwerk (Planche 4-2B). La planche 4-2C montre des veines de marcassite et de pyrite recoupées par des veines de

Tableau 4.1: Abondance des minéraux en fonction des unités de la partie supérieure du GHM

Minéraux	Unités felsiques massives	Unités felsiques Fragmentaires	Carbonates de fer	Tuf-cherts
Hématite	-	+	+++	++
Pyrite	+	+++	+++	++
Marcassite	-	+++	+++	++

- absent ++ abondant
+ peu +++ très abondant

Tableau 4.2: Quelques caractéristiques des minéraux présents dans la partie supérieure du GHM

Hématite Fe ₂ O ₃	Massif Gris foncé à brun Encroûtement autour des fragments, des veines minéralisées et des vides Remplacement de la pyrite, de la marcassite et des carbonates
Pyrite FeS ₂	Grains fins à grossiers Jaune Disséminées à semi-massives Veines ou en réseaux dendritiques Remplacement des vides entre les fragments Encroûtement autour des fragments et de la marcassite
Marcassite FeS ₂	Jaune à jaune verdâtre Grains fins à grossiers Disséminées à semi-massives Veines ou en réseaux dendritiques Remplacement d'espaces entre les fragments

Planche 4.1

A) Photographie montrant une veine massive de pyrite ainsi que des amas de pyrite et marcassite entre les fragments carbonatés d'une couche volcanique fragmentaire carbonatée. L'hématite (Hm) de couleur gris foncé à brun forme une croûte autour de la veine de pyrite.

B) Photographie montrant un encroûtement de pyrite autour des fragments carbonatés

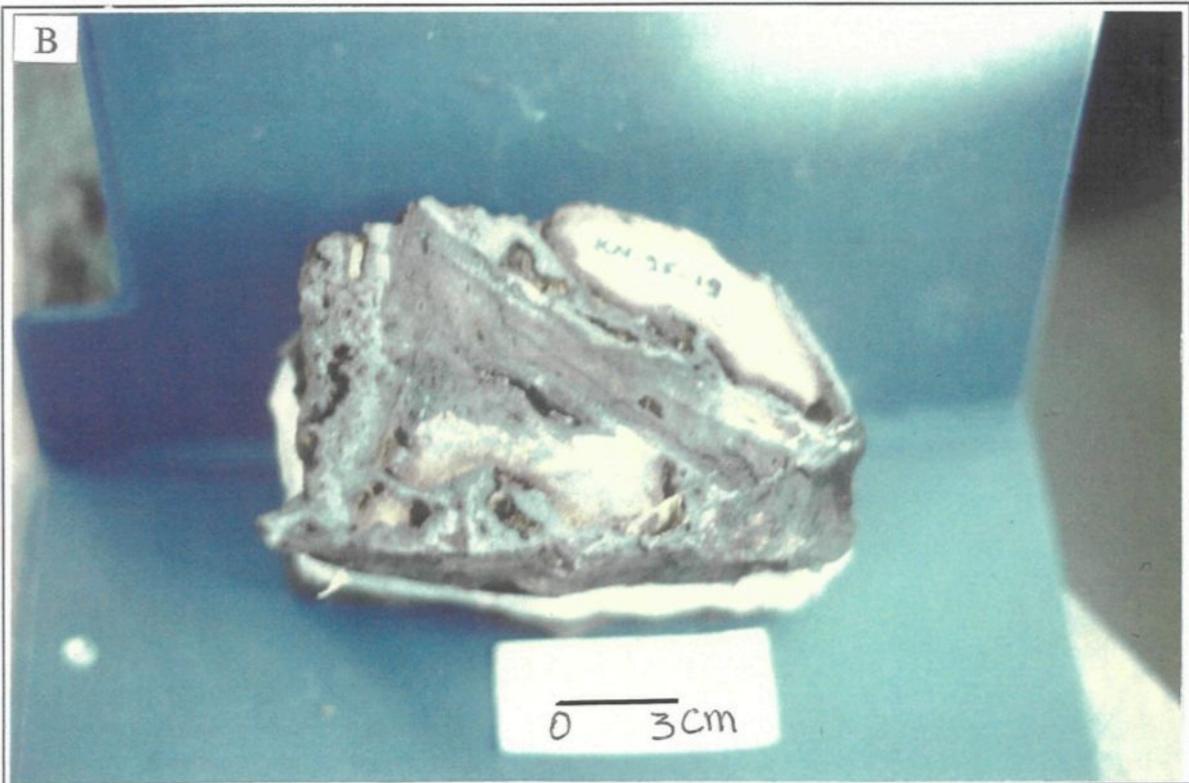


Planche 4.2

A) Photographie des marcassites colloformes entourées par un liseré de pyrite crustiforme dans une roche felsique fragmentaire carbonatée. Le stylo a un longueur de 13.5 cm.

B) Photographie montrant un réseau dendritique de veinules de pyrite et de marcassite en forme de stockwerk dans une roche volcanique fragmentaire carbonatée. L'hématite de couleur gris foncé à brun remplace les veinules de pyrite et de marcassite. Le stylo a un longueur de 13.5 cm.

C) Photographie montrant des veines de pyrite et marcassite recoupées par des veines de quartz-carbonate. L'hématite de couleur gris foncé à brun remplace les fragments carbonatés et les sulfures de fer.



quartz-carbonate. L'hématite forme un encroûtement autour des fragments carbonatés (Planche 4-2C), encroûtement et remplacement des veines et des veinules de pyrite et de marcassite (Planches 4-2A et 4-2B).

4.3. Paragénèse et textures des minéraux

Trois espèces principales de minéraux se rencontrent. Il s'agit de la marcassite, de la pyrite et de l'hématite. Ces minéraux bien que généralement associés, du moins spatialement, vont se produire en quantité variable et à des périodes différentes. La figure 4.1 montre la séquence paragénétique et l'abondance de la minéralisation. Chronologiquement, il semble que la marcassite et la pyrite représenteraient les dépôts précoces. Quant à l'hématite, elle marque la fin du processus de minéralisation et se présente comme un minéral de remplacement des phases précoces. La pyrite présente au moins deux générations. La pyrite et la marcassite montrent plusieurs textures dont certaines sont typiques des dépôts primaires de certains gisements actuels. Les minéraux anciens, marcassite et pyrite, sont communément affectés par les processus de déformation.

4.3.1. La marcassite

La marcassite représente l'une des phases minérales les plus abondantes. Elle est très abondante dans les unités de tuf-cherts et dans les unités felsiques fragmentaires. Dans ces unités, elle forme des cristaux de tailles et de formes diverses, disséminés, massives à semi-massives et constitue la grande majorité de réseaux de veines minéralisées

La marcassite présente diverses textures allant des textures primaires typiques des sulfures à des textures secondaires. Les textures primaires telles que les textures colloformes, framboïdales, crustiformes et sphérolitiques sont les plus importantes. Ces

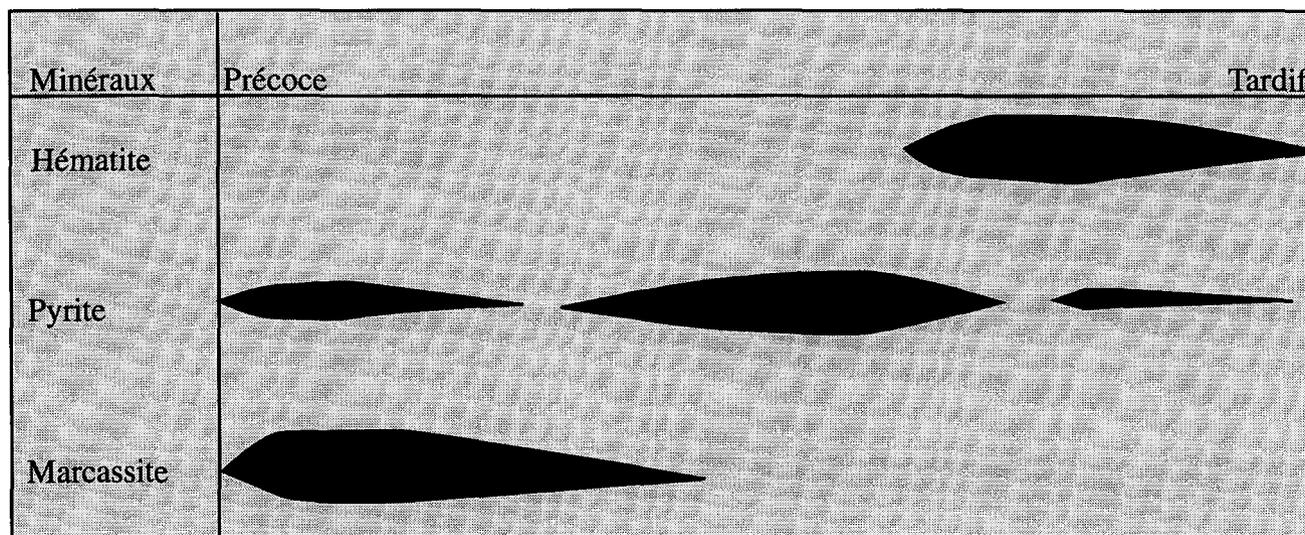


Figure 4.1: Séquence paragénétique et abondance relative de la minéralisation

textures sont généralement affectées par des processus post-formations tels que la déformation et le métamorphisme, fournissant ainsi plusieurs textures secondaires dont les surcroissances, la recristallisation, les textures de remplacement, les bréchifications, les cataclases et autres. Certaines textures ainsi mentionnées seront étudiées plus en détails.

4.3.1.1 Marcassite colloforme.

La marcassite colloforme a l'aspect d'une masse globuleuse avec une structure interne fibro-rayonnante (Foucault et Raoult 1988). Elle se produit dans les unités felsiques fragmentaires carbonatées ou non. De ce fait, elle se rencontre dans les affleurements KN où elle semble montrer un horizon caractéristique, K et NK. La marcassite colloforme peut se produire seule ou en amas disséminés dans la matrice. Plusieurs veinules semblent montrer des structures colloformes.

La marcassite colloforme, de taille d'environ 1 centimètre de diamètre, est constituée de plusieurs couches dont certaines sont finement litées (Planches 4-3A, 4-3B et 4-3C). Les masses colloformes en coalescence peuvent être entourées par des couches colloformes. Les couches individuelles sont généralement séparées par de minces couches de minéraux tels que carbonates, quartz qui eux-mêmes sont partiellement ou totalement remplacés par l'hématite ou par la pyrite secondaire. Ces couches individuelles se distinguent aussi par des changements d'épaisseur, de forme, mais également par de petits changements de couleur. À la différence avec la pyrite, la marcassite est mâclée et est communément constituée de fibres rayonnantes. Leur surface externe est soit lisse, soit ondulée ou festonnée et généralement recouverte par une couche de pyrite crustiforme (Planche 4-3A). Elle est généralement remplacée par l'hématite et la pyrite.

Planche 4.3

A) Photomicrographie en lumière naturelle de marcassite (Mr) colloforme litée (jaunâtre) entourée par une couche de pyrite (blanc-argent) crustiforme en croissance. Échantillon KN-95-14. Les chiffres représentent la traverse de l'analyse à la microsonde (Tableau 4.3).

B) Photomicrographie en lumière naturelle de marcassite (Mr) colloforme litée partiellement inversée dans sa partie interne avec beaucoup d'inclusions en pyrite. La pyrite cristalline tardive se dépose entre les microlits décollémentés. Échantillon KN-94-66. Les chiffres représentent la traverse de l'analyse à la microsonde (tableau 4.3).

C) Photomicrographie en lumière naturelle de marcassite colloforme litée. Les fines couches entre les microlits de marcassite sont constituées de carbonates±quartz partiellement remplacées par l'hématite (Hm). Échantillon KN-95-10. Les chiffres représentent la traverse de l'analyse à la microsonde (tableau 4.3).

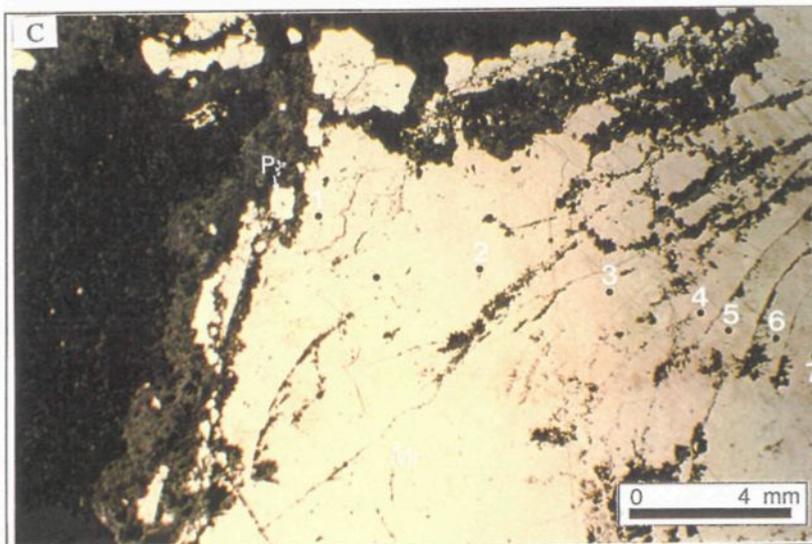
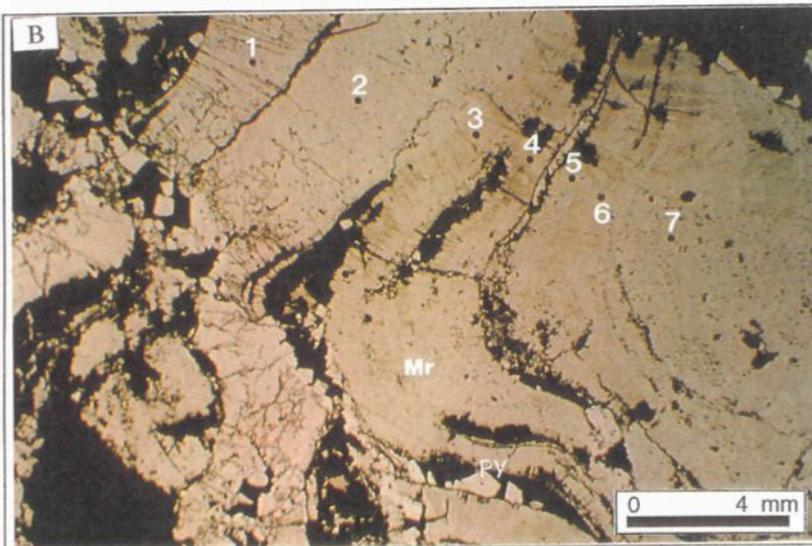
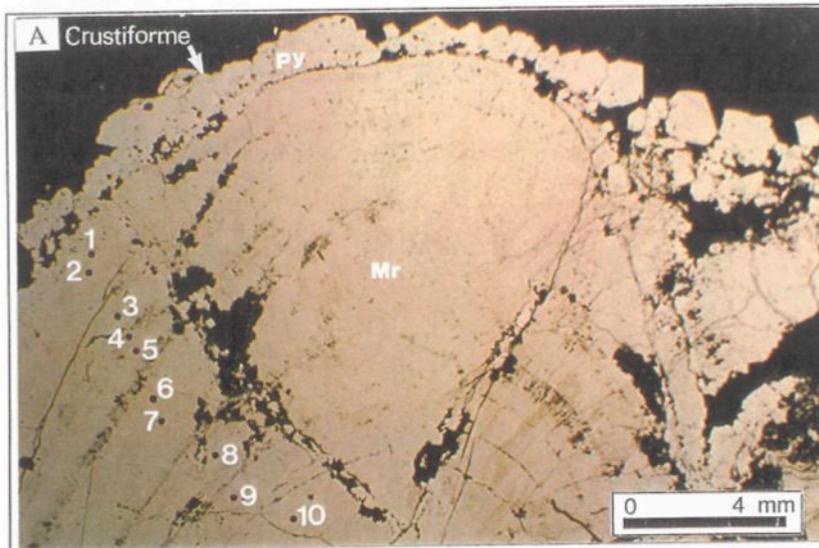


Tableau 4.3: Résultats d'analyse électronique (W%) de trois traverses effectuées sur trois marcassites colloformes.

#Échantillon KN-95-14										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
S	54.52	55.03	54.66	54.44	54.88	54.73	54.57	54.93	54.44	53.82
Fe	44.78	44.81	44.95	45.05	44.79	44.92	45.03	44.87	45.32	45.92
Zn	0.29	nd	nd	0.29	nd	0.023	nd	nd	0.25	0.026
Ni	0.19	0.16	0.11	0.1	0.09	0.11	0.1	nd	nd	nd
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	0.22	nd	0.28	0.1	0.24	nd	0.31	0.19	nd	nd
Total	100	100	100	99.98	100	99.783	99.91	100	99.76	99.74
Position	Marge	→						Centre		

Analyse semi-quantitative. Pas de standard.
Recalculés automatiquement à un total de 100%.

*Échantillon KN-95-10							
	1	2	3	4	5	6	7
S	51.89	51.41	51.69	52.08	52.31	51.76	51.86
Fe	47.38	47.12	47.28	47.17	47.61	47.35	47.89
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	0.06	0.05	<0.05	nd	0.07	0.06	0.08
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	<0.15	<0.15	0.22	nd	nd	nd	0.15
Total	99.44	98.64	99.22	99.3	99.98	99.17	99.87
Position	Marge	→				Centre	

*Échantillon KN-94-66							
	1	2	3	4	5	6	7
S	51.68	52.13	51.49	51.58	52	51.39	51.7
Fe	47.24	47.4	47.09	47.21	47.38	46.85	47.21
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	nd
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	nd	nd	nd	<0.15	<0.15	<0.15	nd
Total	98.93	99.54	98.6	98.92	99.42	98.29	98.91
Position	Marge	→				Centre	

* Analyse quantitative. Fe, S, Zn par WDS et Ni, As et Co par EDS
Limite minimale de detection est de 0.05 pour Ni et 0.15 pour As.

Les résultats analyses chimiques effectuées sur les différents grains de marcassite colloforme sont présentés aux annexes 6 et 7. Le tableau 4.3 montre les résultats d'analyse de trois traverses effectuées sur trois marcassites colloformes (Planches 4.3A, B et C). La marcassite colloforme ne semble pas montrer de variation systématique de la composition de la marge vers le centre des grains. Les éléments traces tels que Ni et As sont toujours présents, alors que le Zn et le Co sont rares. Les variations dans la structure interne et les faibles changements de couleurs observées dans les marcassites colloformes ne semblent être liés à des variations chimiques.

Afin de mieux faire ressortir la structure interne des couches colloformes, nous avons soumis plusieurs échantillons de textures colloformes à l'attaque chimique des solutions acides de $\text{KMnO}_4/\text{H}_2\text{SO}_4$ et du HNO_3 15%.

Les marcassites attaquées par ces acides révèlent outre les résultats déjà observés, à savoir successions de plusieurs couches et changements de couleur (Planche 4-4A), que les couches colloformes sont constituées d'agrégats de fibres subparallèles en croissance ou radiales et rayonnantes (Planche 4-4B) et d'agrégats de grains. La taille, la forme et la disposition des fibres et des grains vont déterminer chaque couche. Les parties internes de certaines marcassites colloformes sont constituées d'une masse de petits cristaux fibreux (Planches 4-5A et 4-5B) d'autres par contre sont formées d'amas de sphérolites ou de fragments de roches.

L'observation des microstructures des couches montre que les structures internes diffèrent d'une couche à l'autre. Elles peuvent être constituées de fibres radiales de

Planche 4.4

A) Photomicrographie montrant la structure interne d'une marcassite fibro-radiée colloforme litée après attaque au HNO₃ 15%. La pyrite crustiforme et les veines de pyrite n'ont pas été affectées par la solution acide. Lumière naturelle. Échantillon KN-95-14.

B) Photomicrographie d'une portion agrandie de la planche 4A (encadrement en blanc) montrant la structure interne de deux microlits de marcassite colloforme et d'un micrograin de pyrite (Py) précoce servant de support pour la croissance des fibres de marcassite. Lumière naturelle. Échantillon KN-95-14.

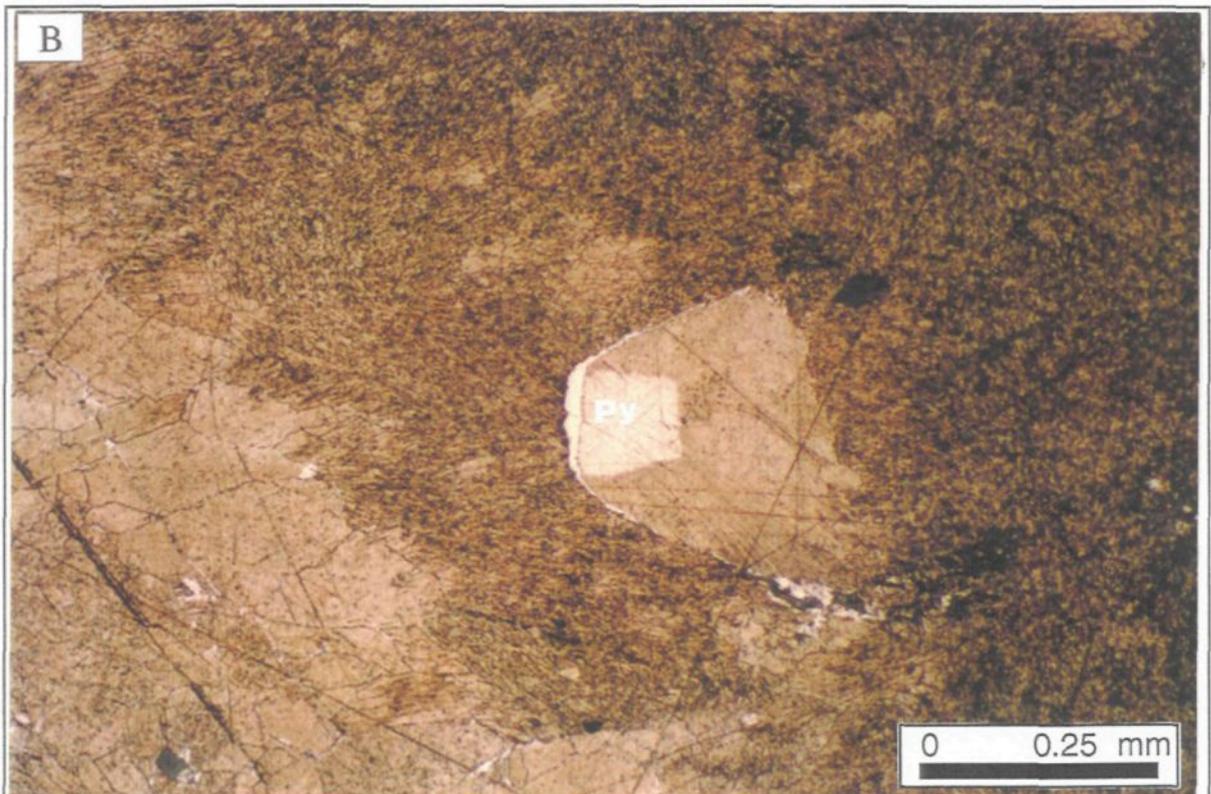
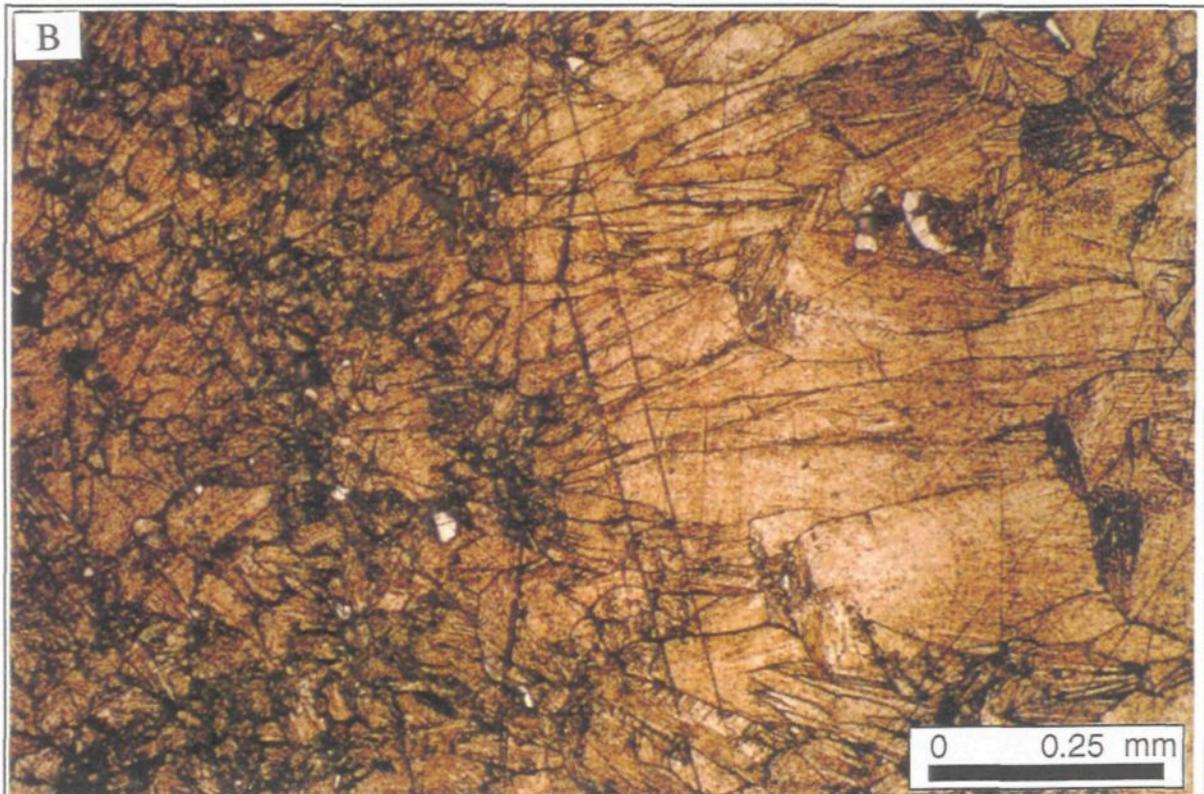
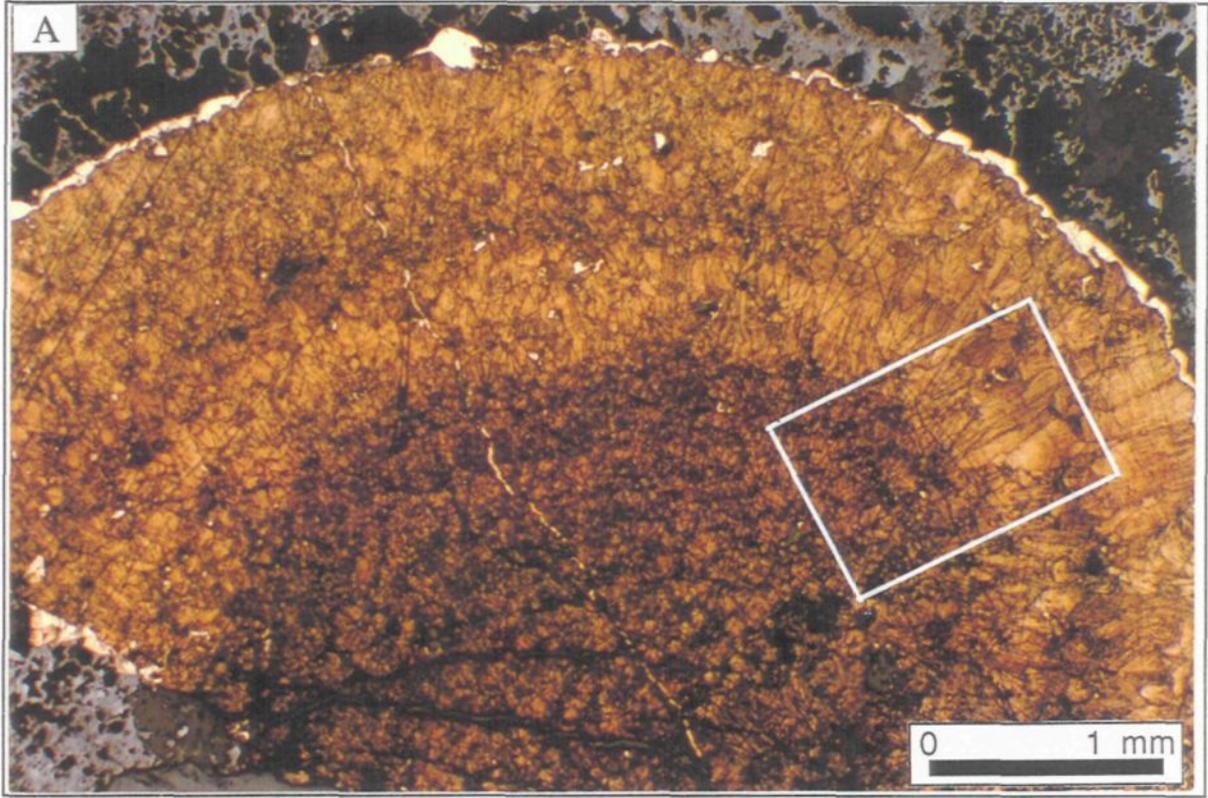


Planche 4.5

A) Photomicrographie montrant la partie interne d'une marcassite colloforme. Les couches externes sont constituées de cristaux fibreux de marcassite disposés de façon radiale alors que la partie interne est constituée d'un agrégat de petits cristaux. Attaque au HNO₃ 15%. Échantillon NK-95-2.

B) Photomicrographies d'une portion agrandie de la planche 5A (encadrement en blanc) montrant les agrégats de petits cristaux de marcassite dans la partie interne et les fibres de cristaux allongés en croissance des couches colloforme. Attaque au HNO₃ 15%. Échantillon NK-95-2.



marcassite en croissance disposées de façon sphérique (Planche 4-6A) ou en forme d'éventail (Planches 4-4B et 4-6B) et d'agrégats de cristaux de tailles variables. Les sphérolites sont en général concentriques et sont constitués de fins cristaux fibro-radiés centrés sur des cristaux de marcassite ou de pyrite (Planche 4-6A). Ils sont jointifs ou en coalescence. Les formes en éventail sont constituées de fins cristaux de marcassite en croissance vers l'extérieur. La croissance de ces fibres peut se faire autour des cristallites de pyrite ou non (Planches 4-4B, 4-6B et 4-6C). De façon générale, la croissance des fibres de marcassite est souvent interrompue par le développement d'une nouvelle fibre de marcassite ou par l'apparition d'une nouvelle couche à structures différentes. La planche 4-7A montre une alternance de quatre couches. Les planches 4-7B et 4-7C qui sont des sections agrandies de la planche 5-7A montrent les différentes structures de ces couches.

Les couches constituées d'agrégats de grains de marcassite se distinguent par la disposition et la taille des grains. Ainsi on trouve des couches constituées de cristaux allongés croissant vers l'extérieur (Planches 4-5A et B), et des couches constituées de grains de forme irrégulière de faible croissance formant une texture granulaire (Planche 4-7C). La disposition régulière et continue des couches colloformes peut être perturbée par le dépôt d'autres minéraux. Les planches 4-8A et 4-8B montrent une marcassite colloforme avec des agrégats de marcassite. Ces agrégats de marcassite, présents dans le milieu de formation, ont été piégés ou incorporés à la structure colloforme lors de la croissance rapide de la marcassite colloforme.

La présence de diverses couches à structures différentes, de faibles variations de couleur, du dépôt d'autres minéraux entre les couches colloformes traduit les changements physico-chimiques du fluide minéralisateur ou des conditions de précipitation.

Planche 4.6

A) Photomicrographie montrant deux microlits de marcassite colloforme dont l'un est constitué d'aggrégats de fibres rayonnantes concentriques et l'autre de faisceaux de fibres en croissance. Attaque au HNO₃ 15%. Échantillon KN-94-64.

B) Photomicrographie montrant la structure interne de deux microlits de marcassite colloforme après attaque au HNO₃. La couche 1 est constituée de cristaux fibro-radiés nucléés parfois sur des microcristaux de pyrite. La couche 2 est constituée d'aggrégats de marcassite. Échantillon KN-95-14

C) Photomicrographie montrant la nucléation de marcassite (Mr) fibro-radiée sur un microcristal de pyrite (Py) dans un microlit de marcassite colloforme. Les veines de pyrite recoupent les minéraux précoces. Attaque au HNO₃. Échantillon KN-94-14

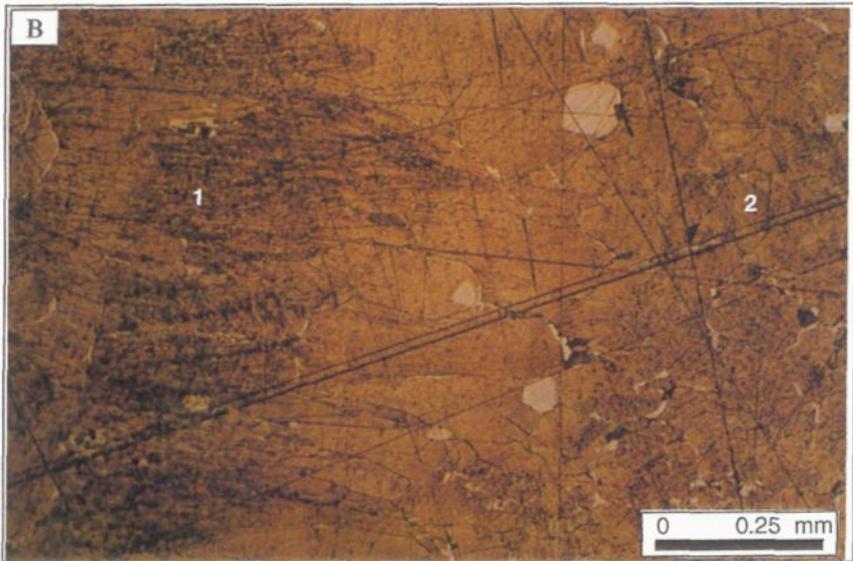
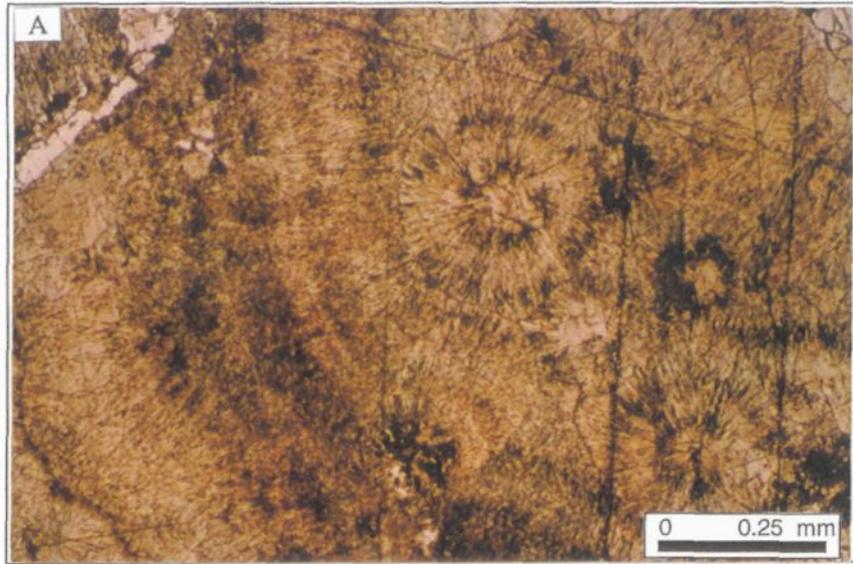


Planche 4.7

A) Photomicrographie montrant une alternance de quatre microlits de marcassite fibro-radiée colloforme recoupés par des veinules de pyrite. Attaque au HNO₃. Échantillon KN-95-14.

B) Photomicrographie montrant la microstructure de trois microlits d'une portion agrandie de la planche 7A. Attaque au HNO₃. Échantillon KN-95-14.

C) Photomicrographie d'une portion agrandie de la planche 7A. Elle montre la microstructure de deux microlits de marcassite dont l'un est constitué d'aggrégats de cristaux de marcassite à texture granulaire et l'autre de cristaux fibro-radiés de marcassite en croissance. Attaque au HNO₃. Échantillon KN-95-14.

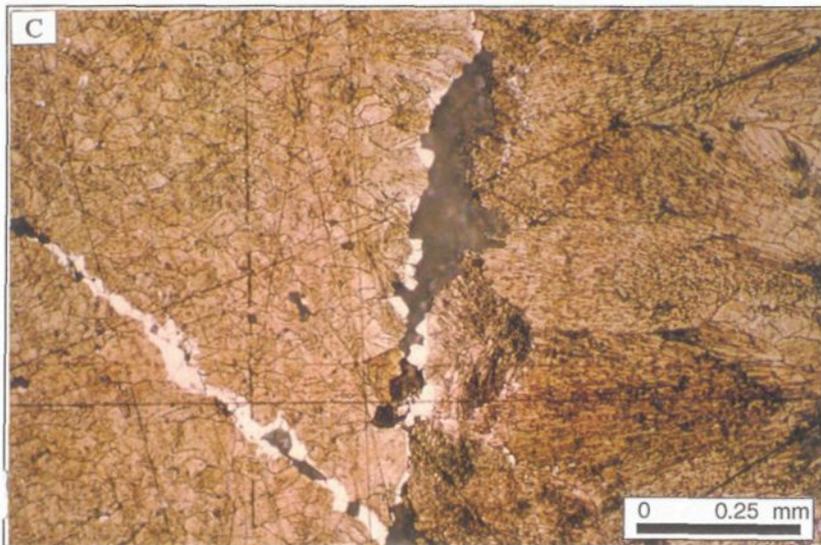
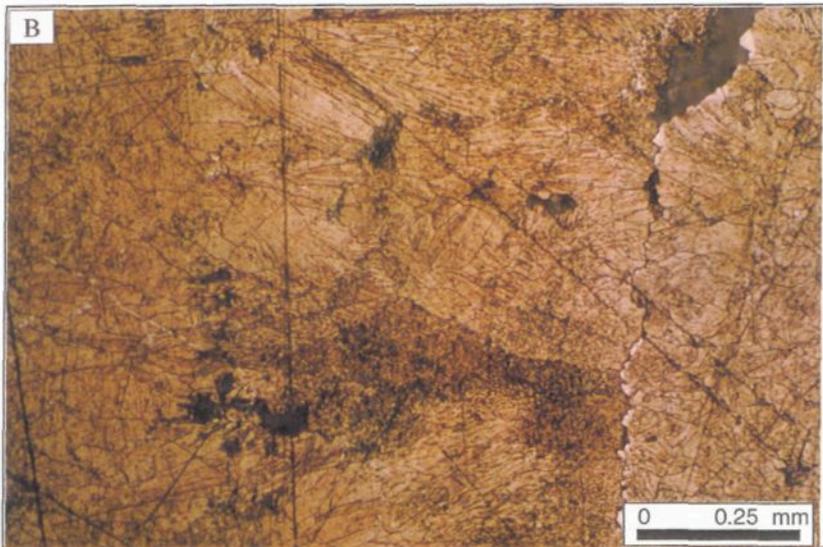
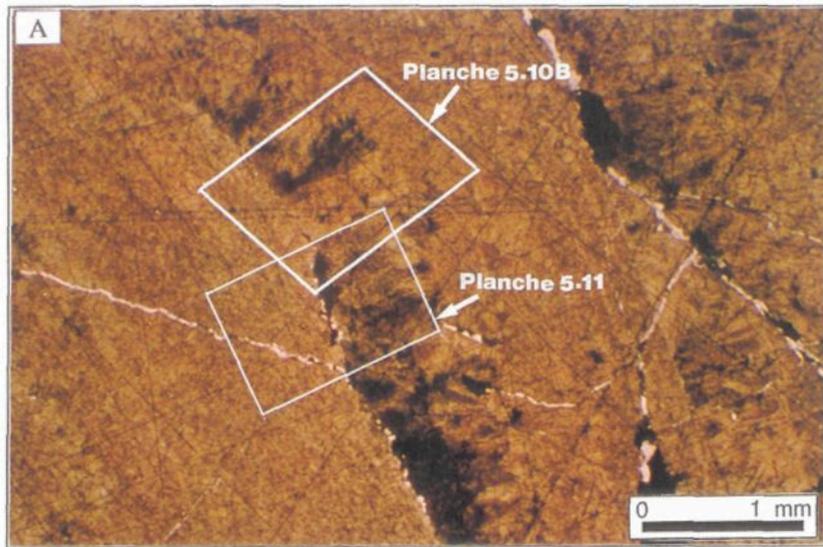
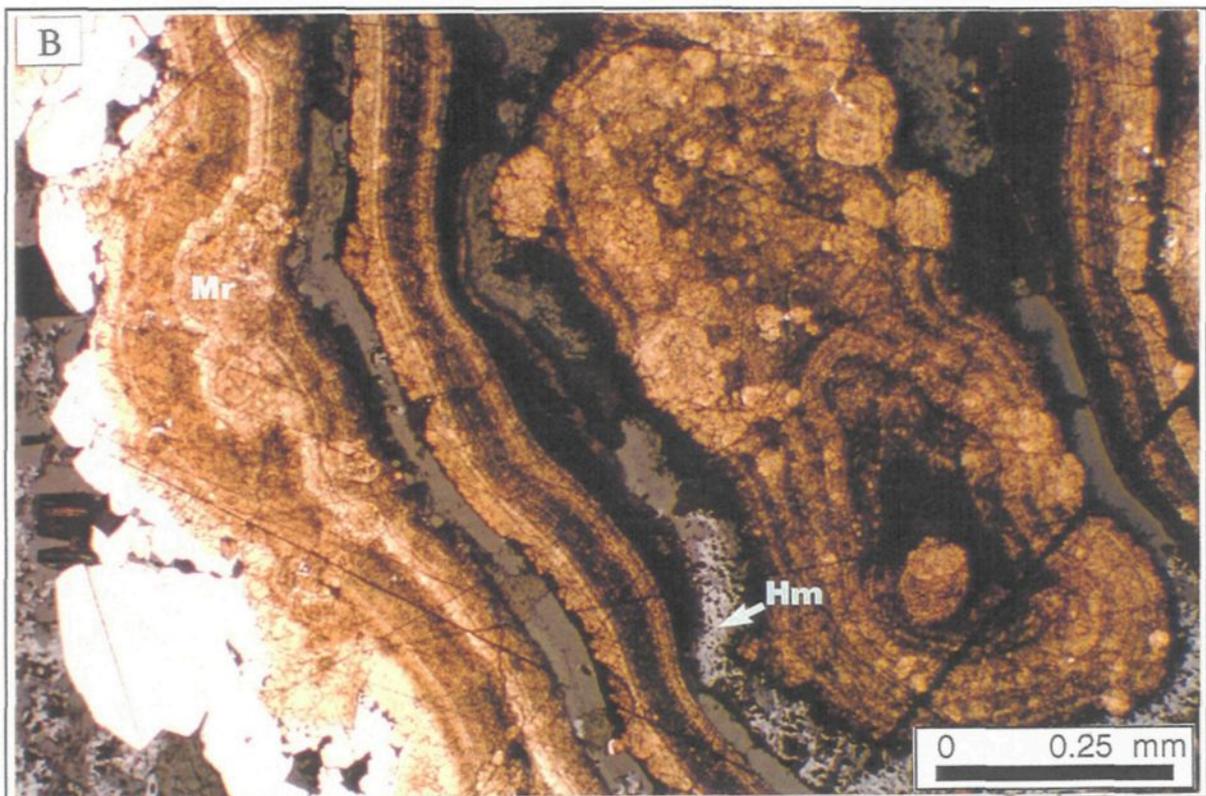


Planche 4.8

A) Photomicrographie montrant une marcassite colloforme avec des inclusions ou des enclaves d'aggrégats de marcassite entourée par la pyrite crustiforme (en blanc). Attaque au HNO₃. Échantillon K-95-9.

B) Photomicrographie d'une portion agrandie de la planche 8A (encadrement en blanc) montrant des aggrégats de marcassites (Mr) piégés dans les structures colloformes. L'hématite (Hm) remplace les vides entre les microlits colloformes. Échantillon K-95-9.



La majorité des couches colloformes est recristallisées et parfois inversée en pyrite (Planche 4-9A et B). Les textures de déformation sont observées, mais elles se limitent généralement à des textures cataclastiques (Planches 4-4A et 4-7A). Dans les zones fortement déformées, comme dans la faille de l’affleurement K ou dans la zone de déformation de l’affleurement NK, la marcassite colloforme est souvent bréchifiée mais les fragments conservent encore leurs structures litées (Planche 4-9C).

L’étude de la structure interne des marcassites colloformes a montré que les variations internes et les changements de couleur sont possiblement d’ordre textural et traduisent la variation dans le rythme de croissance des minéraux dans la solution sursaturée.

4.3.1.2. La marcassite crustiforme

La marcassite crustiforme constitue la plupart des réseaux de veines et veinules et des couches enveloppantes des sphéroïdes. Elle est formée d’une ou de plusieurs couches colloformes (Planches 4-10A et 4-10B). Ces couches sont constituées de marcassites fibro-radiées croissant des murs des veines ou veinules ou probablement d’un mur de fragments de roche vers l’extérieur.

L’attaque chimique des marcassites crustiformes formées d’une seule couche révèlent la présence de cristaux de marcassite disposés de façon régulière les uns à côté des autres formant ainsi une structure en “peigne” (Planche 4-10C). Elles sont partiellement ou totalement inversées en pyrite ou même remplacées par l’hématite (Planche 4-10A).

La marcassite crustiforme a été analysée à l’aide de la microsonde et les résultats sont présentés aux annexes 8 et 9. La marcassite crustiforme ne montre aucune variation appréciable dans sa composition chimique.

Planche 4.9

A) Photomicrographie en lumière naturelle montrant des microlits de marcassite (Mr) en partie inversée en pyrite (Py) et criblée d'inclusions et de vides dans les parties internes et externes. Les chiffres représentent la traverse de l'analyse à la microsonde. Échantillon NK-95-6.

B) Photomicrographie en lumière naturelle montrant une marcassite (Mr) fibro-radiée colloforme et inversée à sa base et sa partie supérieure en pyrite (Py). Les chiffres représentent la traverse de l'analyse à la microsonde. Échantillon KN-95-10.

C) Photomicrographie en lumière naturelle montrant un fragment de marcassite fibro-radiée colloforme dans une zone déformée. Les chiffres représentent la traverse de l'analyse à la microsonde. Échantillon NK-95-10.

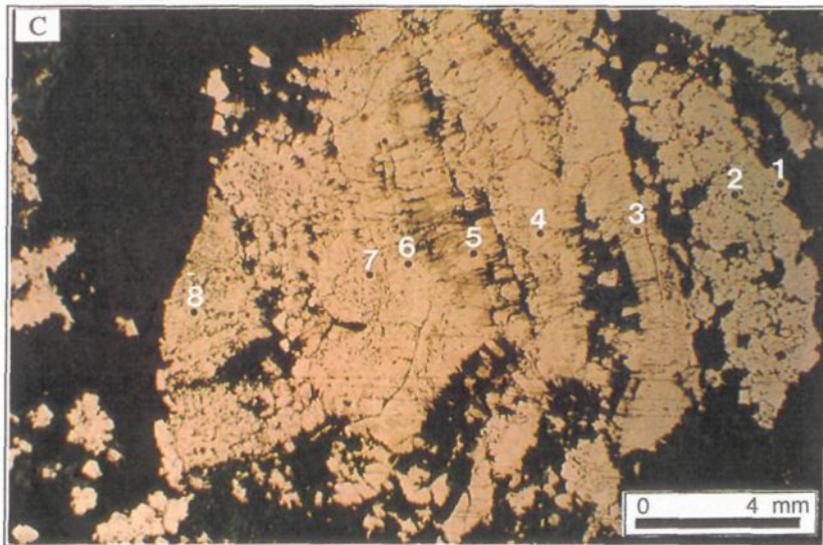
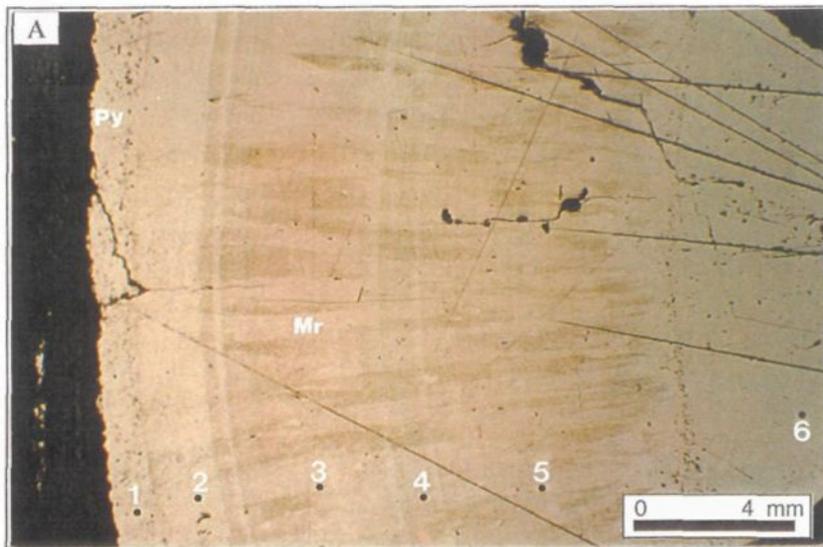
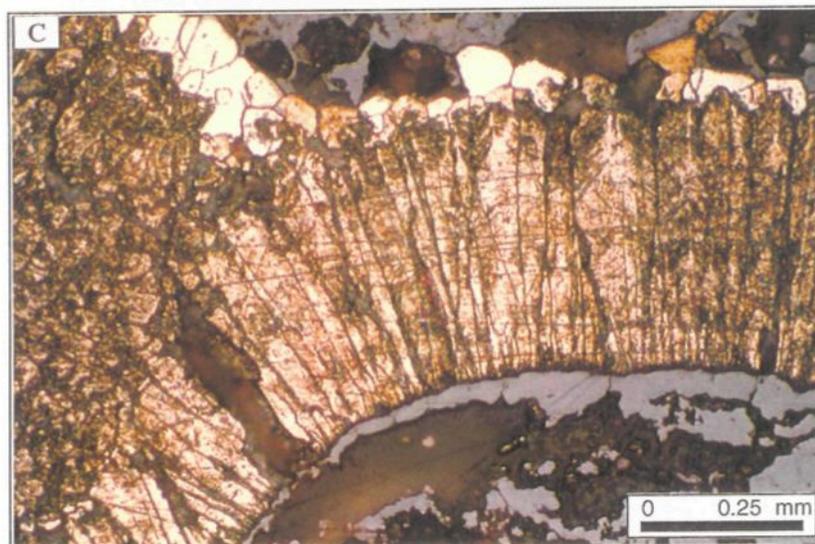
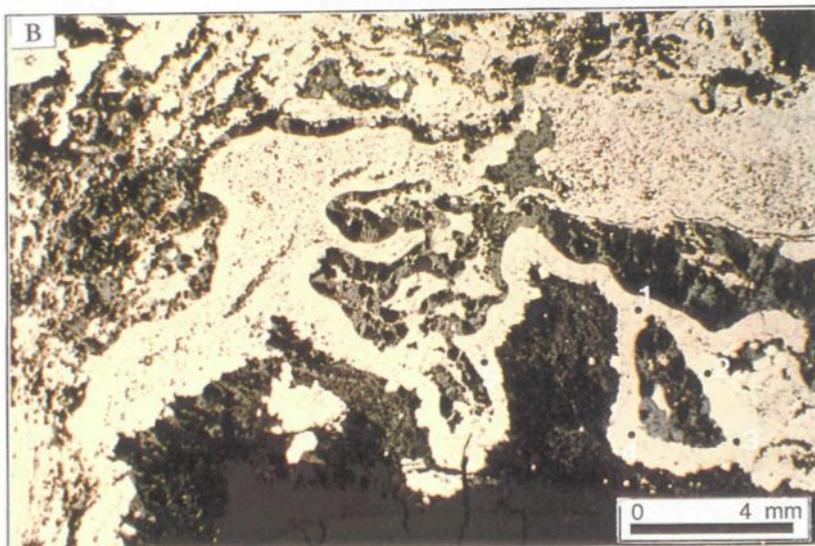


Planche 4.10

A) Photomicrographie illustrant une marcassite crustiforme litée partiellement remplacée par l'hématite. L'hématite (Hm) forme une texture en filet. Lumière naturelle. Échantillon KN-95-8.

B) Photomicrographie en lumière naturelle montrant une marcassite crustiforme. Les chiffres représentent la traverse de l'analyse à la microsonde. Échantillon K-94-8.

c) Photomicrographie montrant la structure interne d'une marcassite crustiforme après attaque chimique au HNO_3 . Les cristaux de marcassite disposés les uns à côté des autres forment une structure en "peigne". Échantillon K-94-8



4.3.1.3. La marcassite sphérolitique

Les marcassites sphérolitiques sont disséminées dans la matrice carbonatée partiellement ou totalement remplacée par l'hématite et dans les masses colloformes (Planches 4-11A et 4-11-B). Elles sont de l'ordre du millimètre voire moins et sont constituées de deux parties: une couche concentrique composée de fibres ou d'aiguilles radiales qui réagit facilement à l'attaque de l'acide et d'un noyau de microcristallite de pyrite résistant à l'attaque de l'acide (Planche 4-12A et B). Le nombre de microcristallites de pyrite constituant les noyaux de sphérolites est extrêmement variable. Certaines sphérolites sont centrées sur deux ou plusieurs microcristallites de pyrite de taille variable alors que d'autres ne possèdent qu'un noyau de pyrite (Planches 4-12A et B). De façon générale, deux ou plusieurs sphérolites coalescent en partageant une enveloppe commune formée de marcassite partiellement recristallisée et inversée en pyrite.

La marcassite sphérolitique et son noyau de pyrite microcristallite ont été analysés à l'aide de la microsonde. Les résultats de cette analyse sont présentés à l'annexe 10. L'analyse de ces résultats montre que les marcassites sphérolitiques ont une composition relativement homogène.

4.3.1.4. La marcassite framboïdale

Les marcassites framboïdales se rencontrent essentiellement dans l'unité felsique fragmentaire de l'affleurement NK. Elles sont généralement sphériques mais cette forme est quelquefois affectée par la déformation qui tend à la détruire (Planche 4-13A). Elles sont composées d'agrégats de microcristaux de marcassite. L'attaque de ces framboïdes révèle que ces microcristaux de marcassites sont constitués de cristaux fibro-radiés en croissance autour d'un micrograin de pyrite ou de marcassite (Planche 4-13B) et de grains de

Planche 4.11

A) Photomicrographie en lumière naturelle montrant des sphérolites de marcassite. Les chiffres représentent la traverse de l'analyse à la microsonde. Échantillon KN-94-64.

B) Photomicrographie en lumière naturelle montrant des sphérolites de marcassite dans une matrice carbonatée remplacée par l'hématite. Les chiffres représentent la traverse de l'analyse à la microsonde. Échantillon KN-95-6

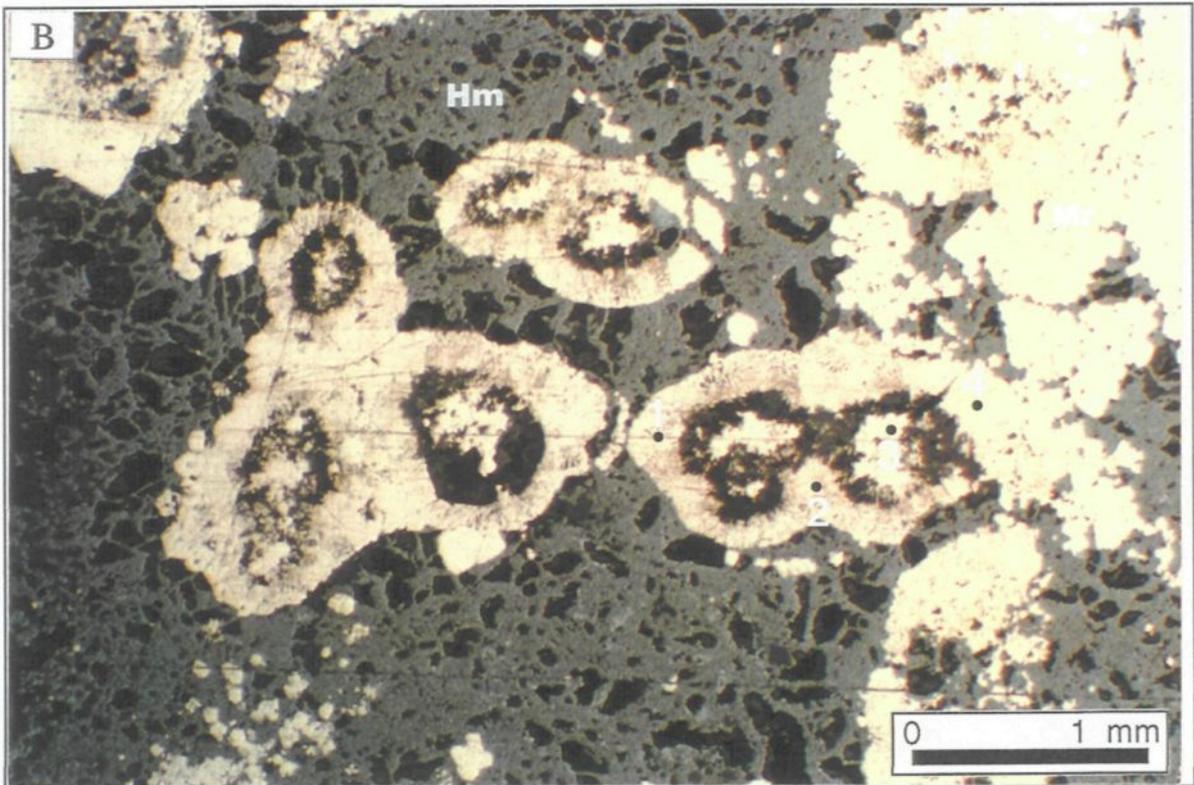
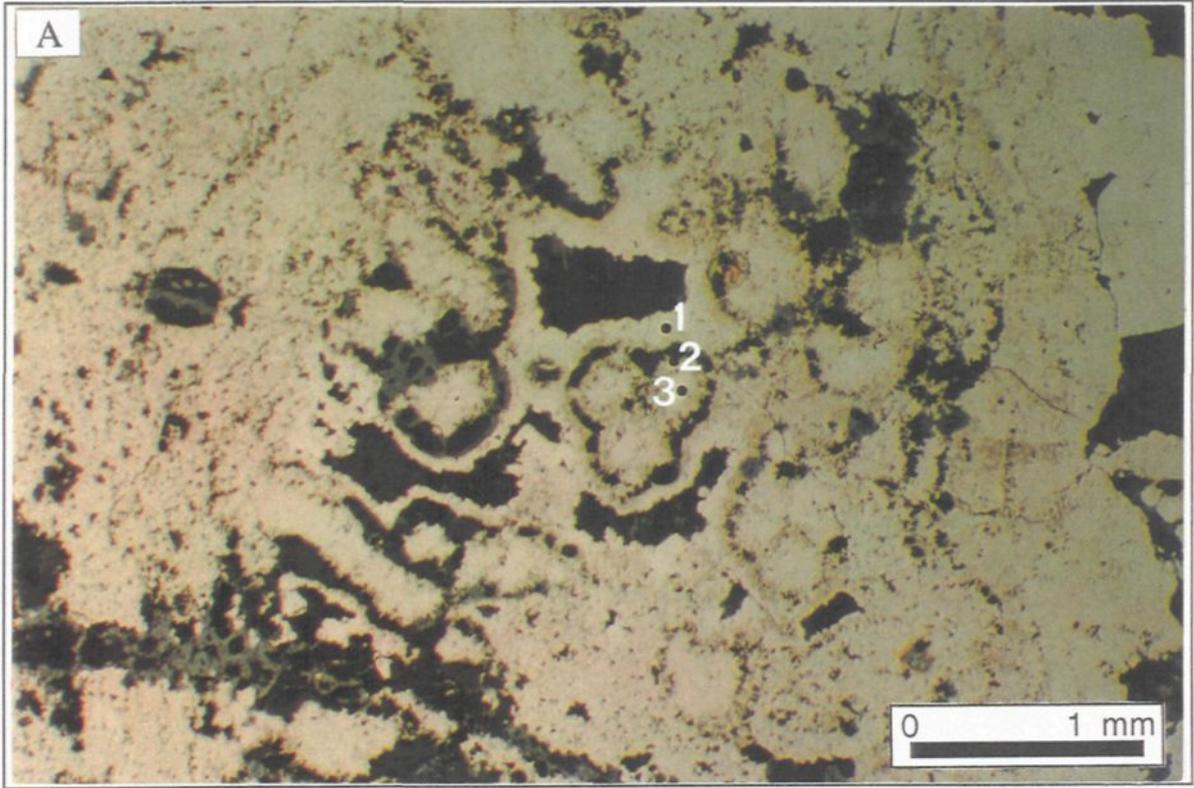


Planche 4.12

A) Photomicrographie montrant la microstructure des sphérolites de marcassite après attaque au HNO₃. Les sphérolites sont constitués d'un ou de plusieurs microcristaux de pyrite (Py) entourés par une ou deux couches de marcassite fibro-radiées concentriques. Échantillon KN-94-64

B) Photomicrographie montrant des sphérolites en coalescence partageant une enveloppe commune formée de marcassite partiellement recristallisée ou remplacée par la pyrite. Attaque au HNO₃. Échantillon KN-94-64

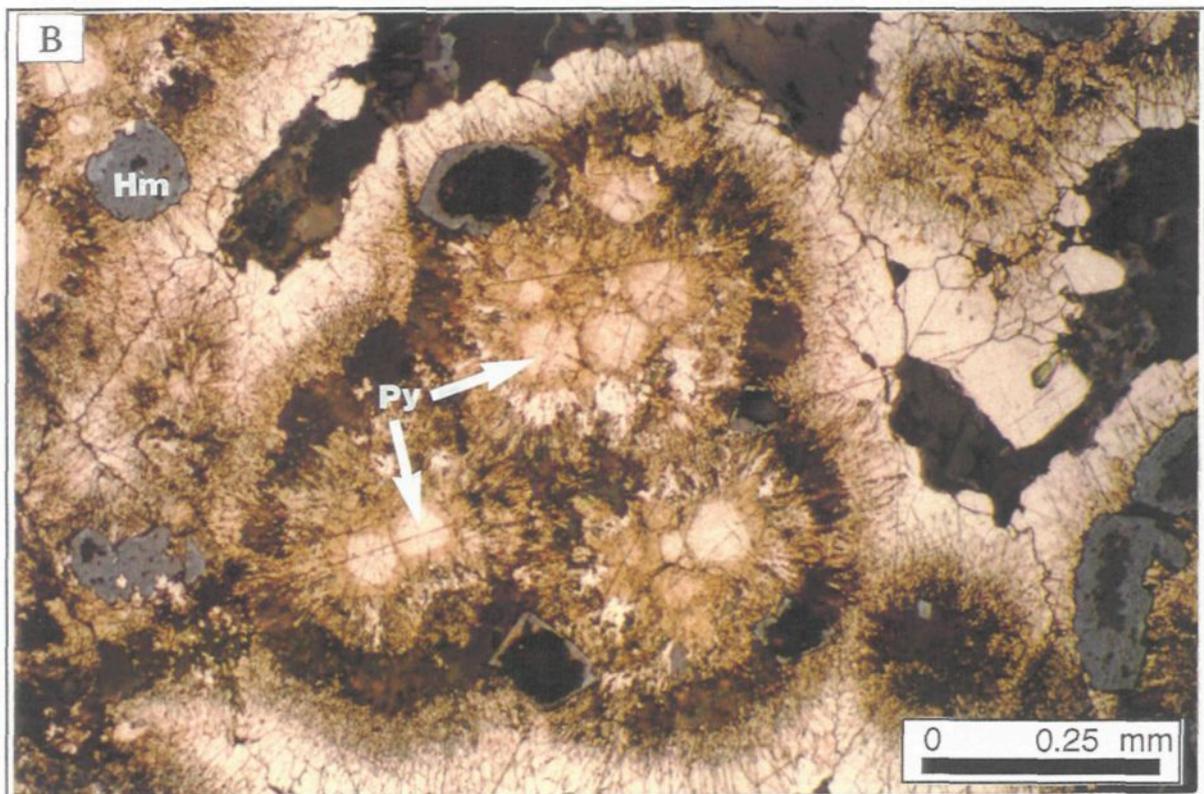
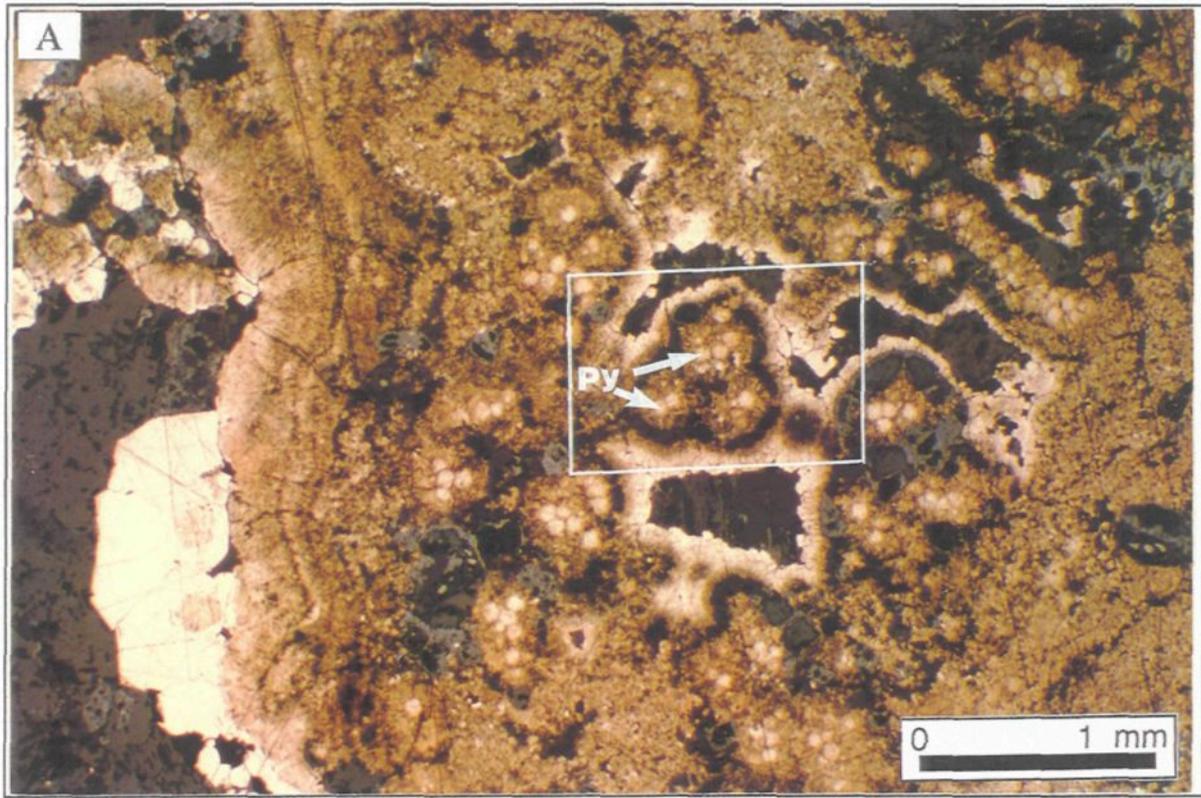
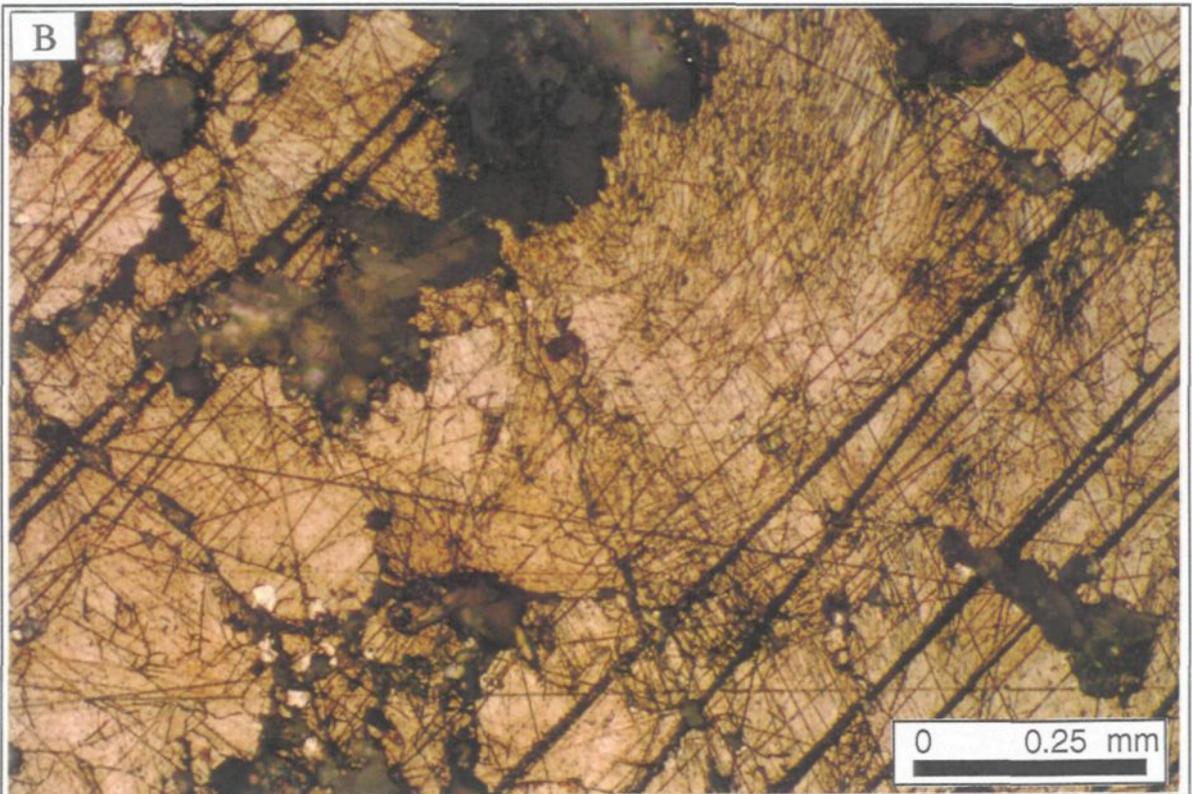
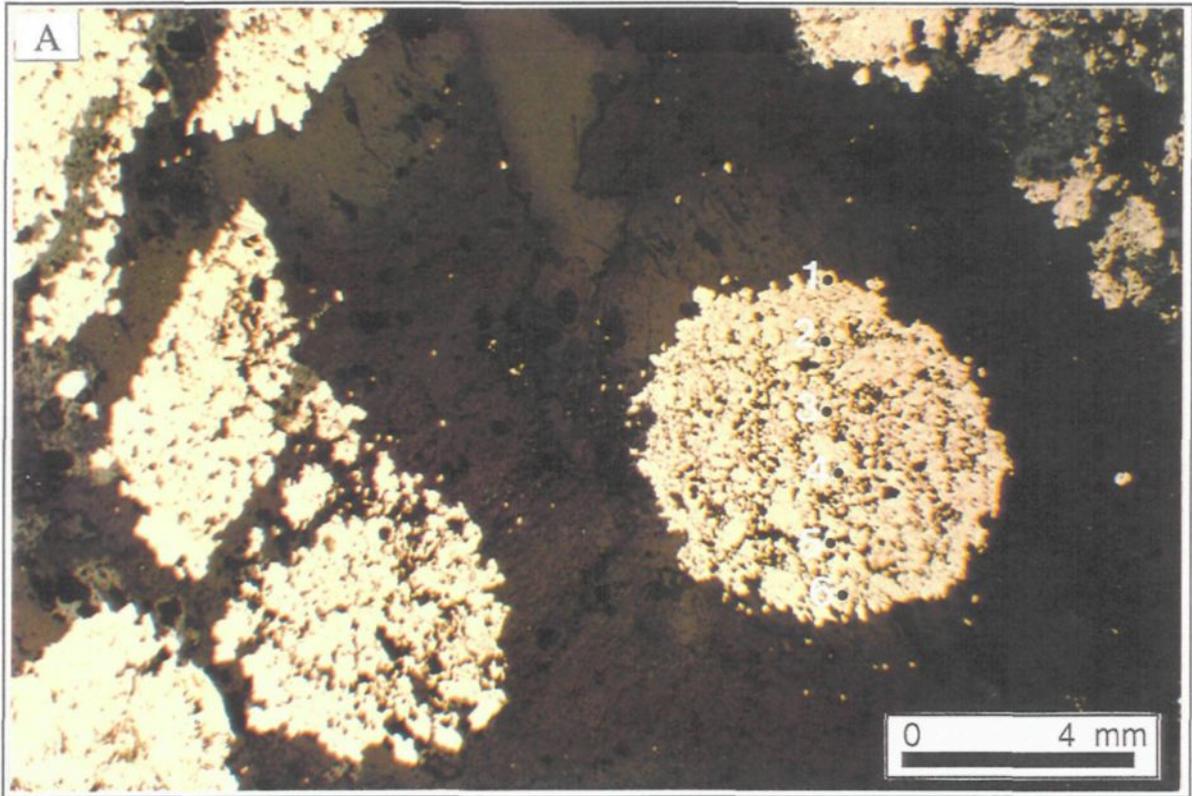


Planche 4.13

A) Photomicrographie en lumière naturelle montrant des marcassites framboïdales sphériques constituées de microcristaux de marcassite. Noter la présence d'un framboïde affecté par la déformation. Les chiffres représentent la traverse de l'analyse à la microsonde. Échantillon NK-95-10.

B) Photomicrographie illustrant la microstructure d'une marcassite framboïdale constituée de microcristaux ainsi que des fibres radiales de marcassite après attaque au HNO₃. Échantillon NK-95-10



marcassite. Certains noyaux de marcassite sphérolitiques peuvent être vus comme des framboïdes de pyrite.

Les résultats de 10 analyses de deux marcassites framboïdales, faits à la microsonde sont présentés à l'annexe 11. La marcassite framboïdale ne semble pas montrer de variation systématique dans leur composition chimique. Le Ni est presque toujours présent en faible quantité.

4.3.1.5. La marcassite squelettique

La marcassite squelettique se rencontre dans les affleurements NK, EK et rarement dans KN. Elle est constituée d'amas de bâtonnets en forme de croix ou d'étoiles voire dendritiques (Planche 4-14A et B). Les formes en croix ou étoiles sont suborthogonales et sont communément constituées de deux bâtonnets alors que les formes dendritiques sont formées de plusieurs bâtonnets axés sur un cristal de marcassite. La texture squelettique est considérée être le produit d'une cristallisation à partir d'une solution sursaturée (Smith 1964; Spry 1969; Frater 1985) sous des conditions de très basse température (Ramdohr 1980). L'attaque chimique montre que les textures squelettiques sont partiellement ou totalement entourées par une surcroissance de pyrite (Planches 4-15-A et B). Certains bâtonnets montrent également une inversion en pyrite.

4.3.2. La pyrite

La pyrite constitue la seconde phase métallique la plus abondante. Elle se rencontre dans toutes les unités. Les caractéristiques de la pyrite ont été décrites au chapitre 4.2. Les stockwerks se rencontrent surtout dans les unités felsiques fragmentaires fortement altérées, soit localement dans les fragments carbonatés, soit dans les réseaux de veines et

Planche 4.14

A) Photomicrographie des cristaux squelettiques de marcassite constitués d'amas de bâtonnets en forme de croix, d'étoiles ou dendritiques. Lumière naturelle. Échantillon NK-94-26

B) Photomicrographie montrant des cristaux squelettiques de marcassite (Mr) remplacés par l'hématite (gris) (Hm). Lumière naturelle. Échantillon NK-94-26

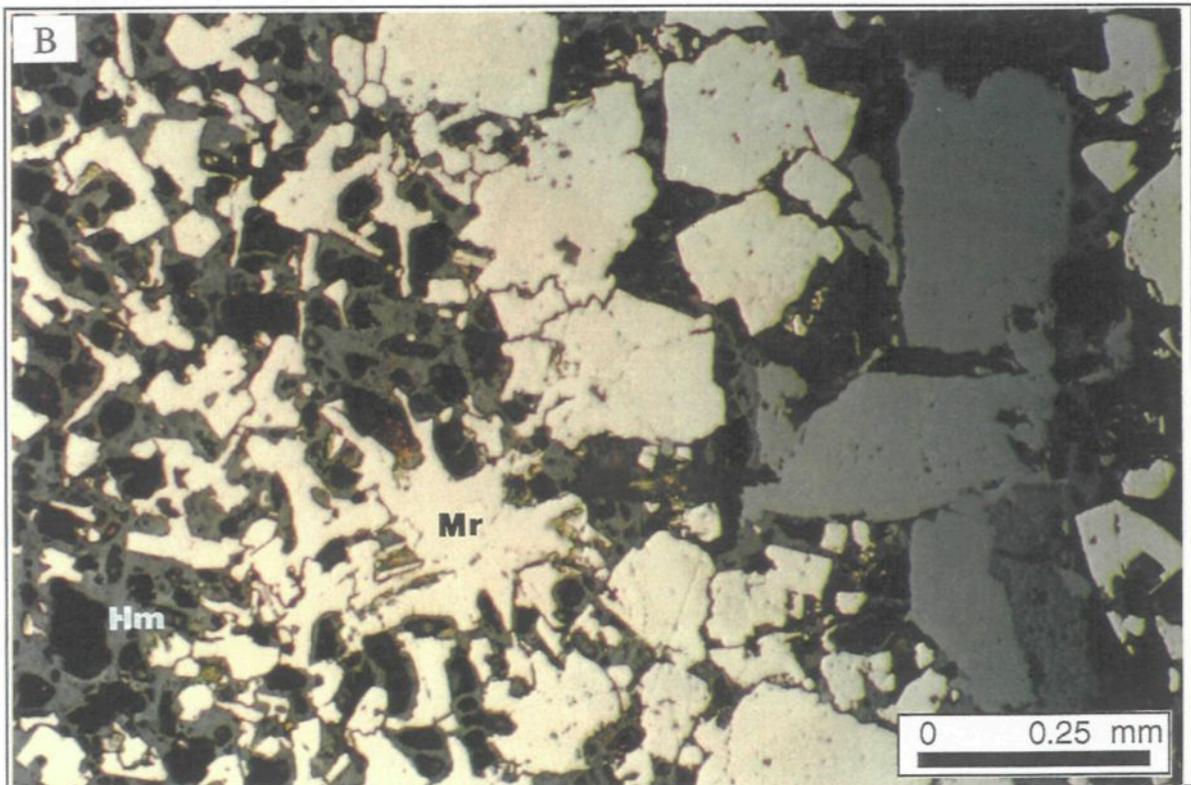
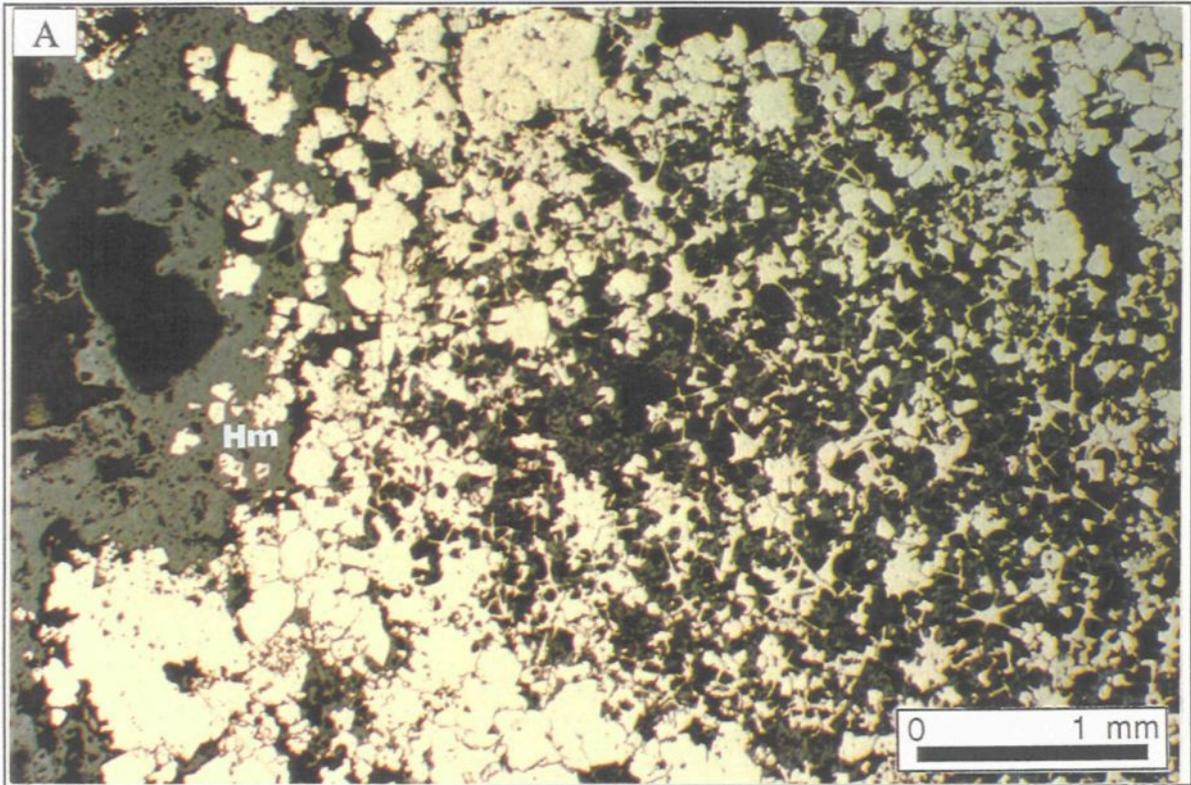
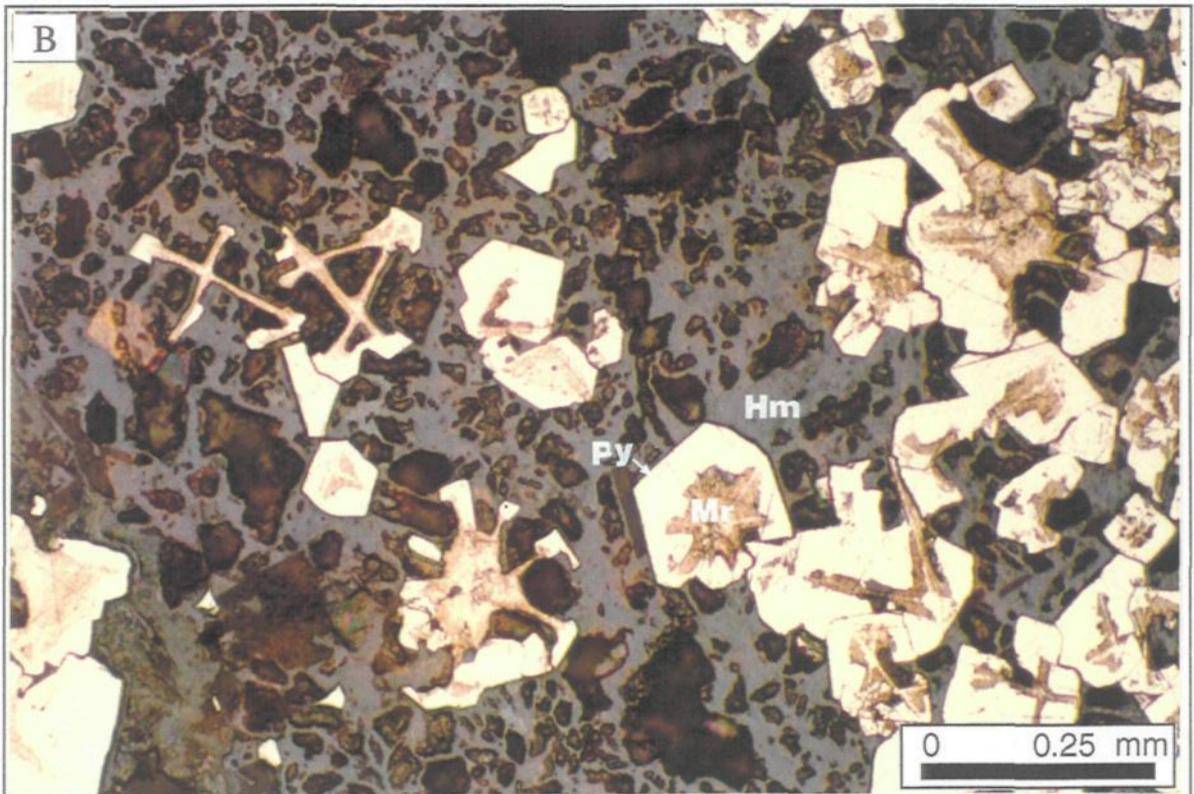
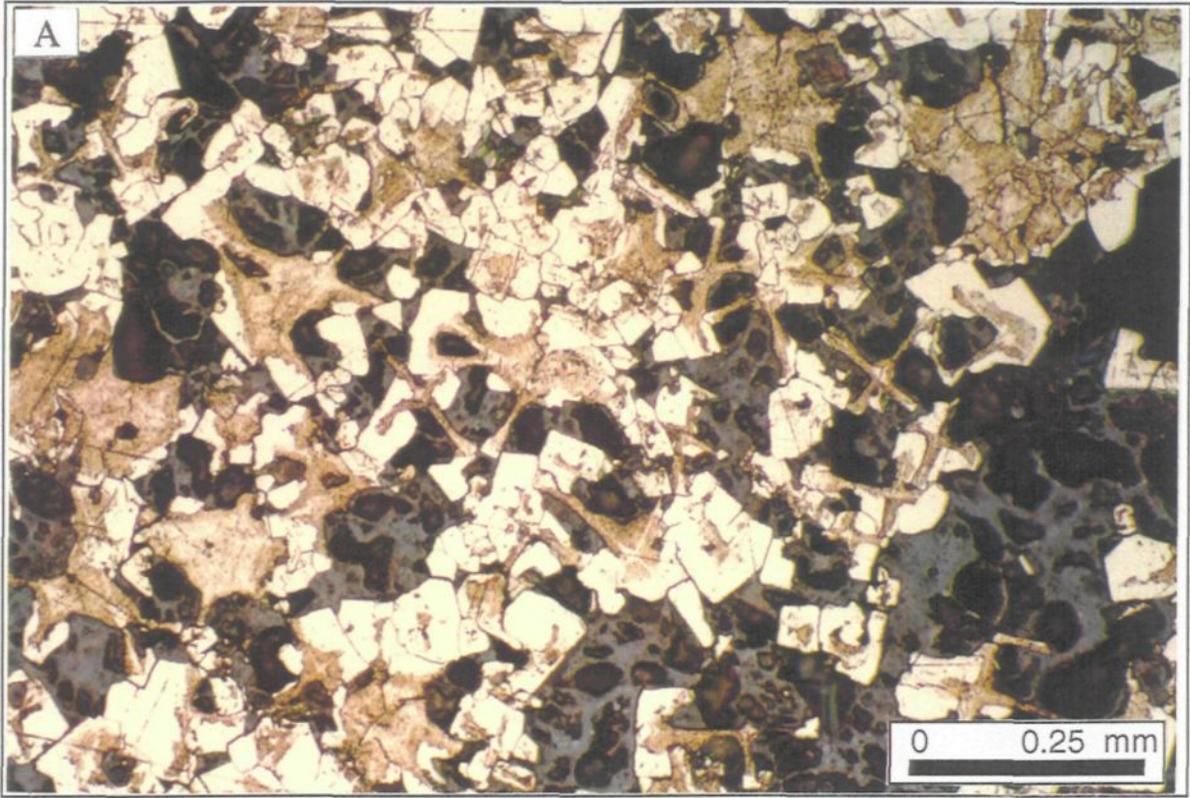


Planche 4.15

Photomicrographies A) et B) montrant des cristaux squelettiques de marcassite (Mr) surmontés par des surcroissances de pyrite (Py) dans une matrice de carbonate remplacée par l'hématite (Hm). Attaque au HNO₃. Échantillon NK-94-26



veinules de faible extension. On les trouve aussi dans des poches carbonatées des unités de tuf-chert. Les bordures des fragments carbonatés sont constituées de pyrite massive à semi-massive ou de grains disséminés. Les observations microscopiques ont confirmé plusieurs textures reconnues sur le terrain, notamment les textures colloformes, automorphes, massives et crustiformes. Les autres textures telles que la texture atoll, les textures de remplacement, de recristallisation, d'inversion, les textures cataclastiques, bréchiques et autres se rencontrent.

Plusieurs générations de pyrite semblent être présentes. Les dépôts primaires sont communément représentés par des textures colloformes, les textures cristallines automorphes à subautomorphes, les porphyroblastes et les textures crustiformes. Nous analyserons plus en détail ces textures ainsi les textures secondaires qui les accompagnent.

4.3.2.1. La pyrite colloforme

La pyrite colloforme est moins commune. Elle se rencontre dans les couches carbonatées minéralisées et dans certaines unités felsiques fragmentaires. Leur taille ne dépasse pas un centimètre. Elle est généralement disséminée dans la matrice. L'observation microscopique de ces pyrites colloformes révèle que ces formes colloformes sont le résultat d'une inversion de marcassite en pyrite (Planches 4-9A et B). Les reliques de marcassite rencontrées dans ces structures en est la preuve. L'inversion de marcassite en pyrite a été très bien documentée par Murowchick (1992). En effet, la pyrite après marcassite est caractérisée par plusieurs inclusions de carbonates, silicates et de vides. L'inversion de la marcassite en pyrite est accompagnée d'un changement de volume. C'est ce changement de volume qui est responsable de nombreux vides observés dans la pyrite après marcassite (Murowchick 1992). Elles sont affectées par des déformations qui se

manifestent par des cataclases et des fracturations. Les inclusions sont parfois étirées et allongées.

Les traverses dans les marcassites colloformes possédant des couches inversées en pyrite, ont révélé que la pyrite après marcassite présente une composition similaire à la marcassite parente. Les résultats de cette analyse sont présentés aux annexes 6 et 7.

Les analyses à la microsonde des cristaux de marcassite ne démontrent pas de changement significatif dans leur composition. Cependant, la majorité des cristaux de marcassite présente de faible teneur en Ni, As et occasionnellement du Co. L'absence de variation significative de la composition chimique de la marcassite suggère une condition physico-chimique stable dans le milieu de dépôt. Les différentes textures observées ne sont donc pas liées à une variation chimique.

4.3.2.2. La pyrite automorphe

La pyrite automorphe à sub-automorphe présente deux générations bien distinctes aussi bien dans leur forme que dans leur assemblage minéralogique.

La première génération est généralement de petite taille de l'ordre du micromètre. Elle est communément associée aux masses colloformes de marcassite où elle sert de support pour la croissance des fibres de marcassite (Planches 4-4B, 4-6B et 4-6C). Elle est aussi trouvée comme support pour les surcroissances de pyrite (Planche 4-12A). Les noyaux des sphérolites de marcassite sont également constitués de un à plusieurs microcristaux de pyrite automorphe. Les cristaux montrent dans certains cas des structures cataclastiques ou des fractures remplies de pyrite tardive (Planche 4-6C).

Beaucoup de pyrite automorphes à sub-automorphes et de grande taille peuvent être aussi considérées comme primaires. Ces pyrites de grande taille se rencontrent dans les unités felsiques fragmentaires et massives ainsi que dans les unités de tuf-chert. Leur taille est inférieure à 5 millimètres et peuvent contenir de rares inclusions de carbonate ou de quartz (Planche 4-16A et B). À côté de ces pyrites automorphes à sub-automorphes, on trouve de petites plages de pyrite avec des contours irréguliers et dont les bordures sont généralement remplacées par l'hématite (Planche 4-16C). Ce remplacement peut être partiel ou total. De façon générale, l'attaque à l'acide révèle que les porphyroblastes sont constitués de grains individuels.

La seconde génération se présente soit sous forme de grandes plages où les cristaux individuels ne sont visibles que sur le bord des plages, soit sous forme de cristaux automorphes de taille millimétrique.

Les cristaux automorphes de taille millimétrique forme des amas de grains ou des grains disséminés. Ces amas montrent parfois des textures de recristallisation et de surcroissance (Planche 4-17A). Les contacts entre les grains forment souvent des jonctions triples avec des angles d'environ 120° . Ces grains recoupent fréquemment les porphyroblastes de carbonates et de chlorites (Planche 4-17B) et sont communément dépourvus de toute déformation et donc seraient liés à la dernière phase de pyritisation.

Quant aux grandes plages elles ont des tailles variables de quelques millimètres à quelques centimètres de diamètre. L'attaque à l'acide de ces plages révèlent qu'elles sont constituées d'agrégats de grains de taille variable à texture automorphe à sub-automorphe. Les contacts entre les grains forment des points triples et dont l'angle avoisine 120° . La forme irrégulière et l'engrenage des grains sont typiques de la texture granulaire (Lawrence, 1972; Ramdohr, 1980; Craig et Vaughan 1981).

Planche 4.16

A) Photomicrographie en lumière naturelle montrant un mégacristal de pyrite (Py) automorphe. Les chiffres représentent la traverse de l'analyse à la microsonde. Échantillon EK-95-5.

B) Photomicrographie en lumière naturelle montrant des mégacristaux de pyrite (Py) automorphe avec des inclusions de carbonate ou de quartz. Les chiffres représentent la traverse de l'analyse à la microsonde. Échantillon KN-94-39.

C) Photomicrographie en lumière naturelle montrant une plage de pyrite (Py) avec des contours irréguliers remplacés par l'hématite (gris) (Hm). Échantillon NK-95-7

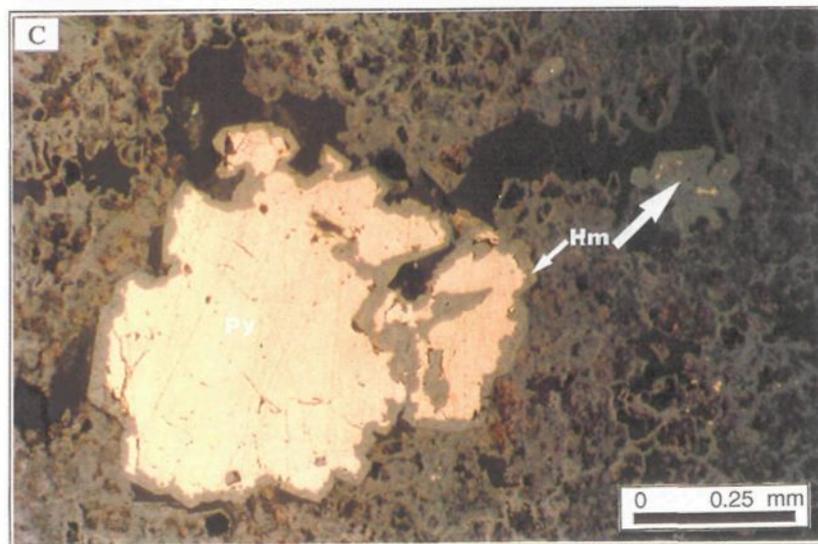
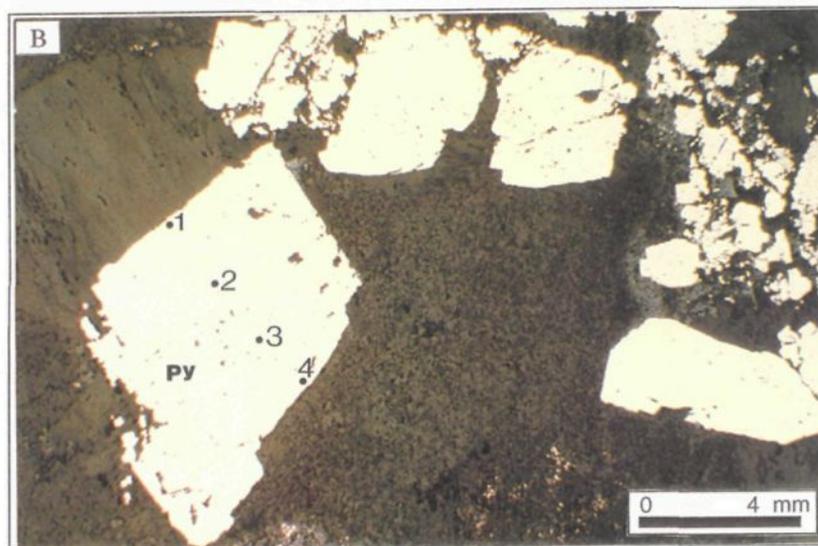
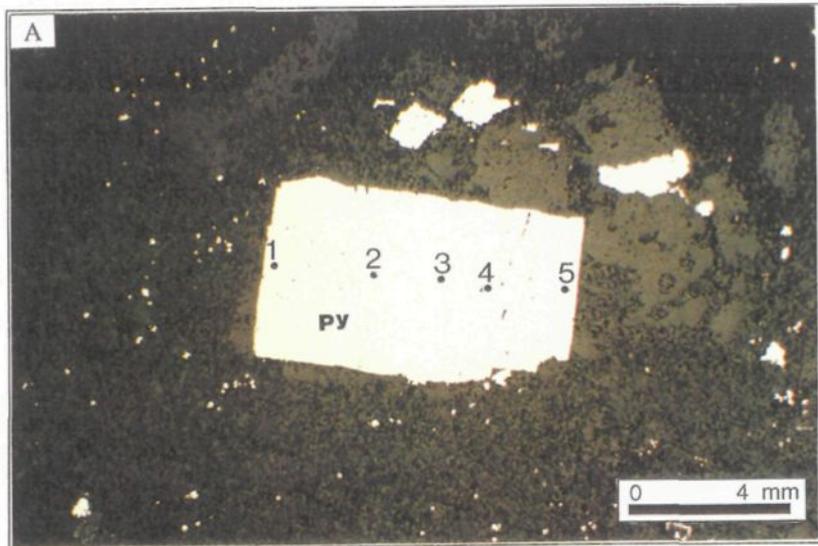
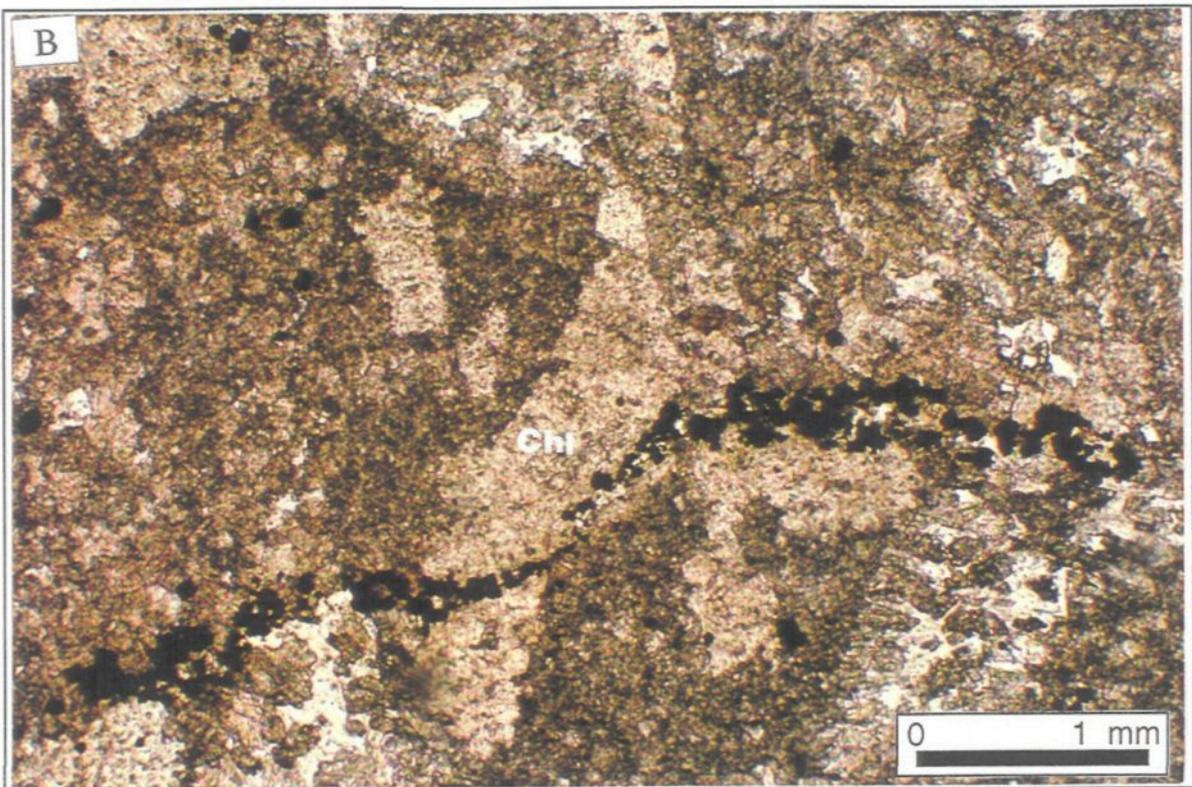
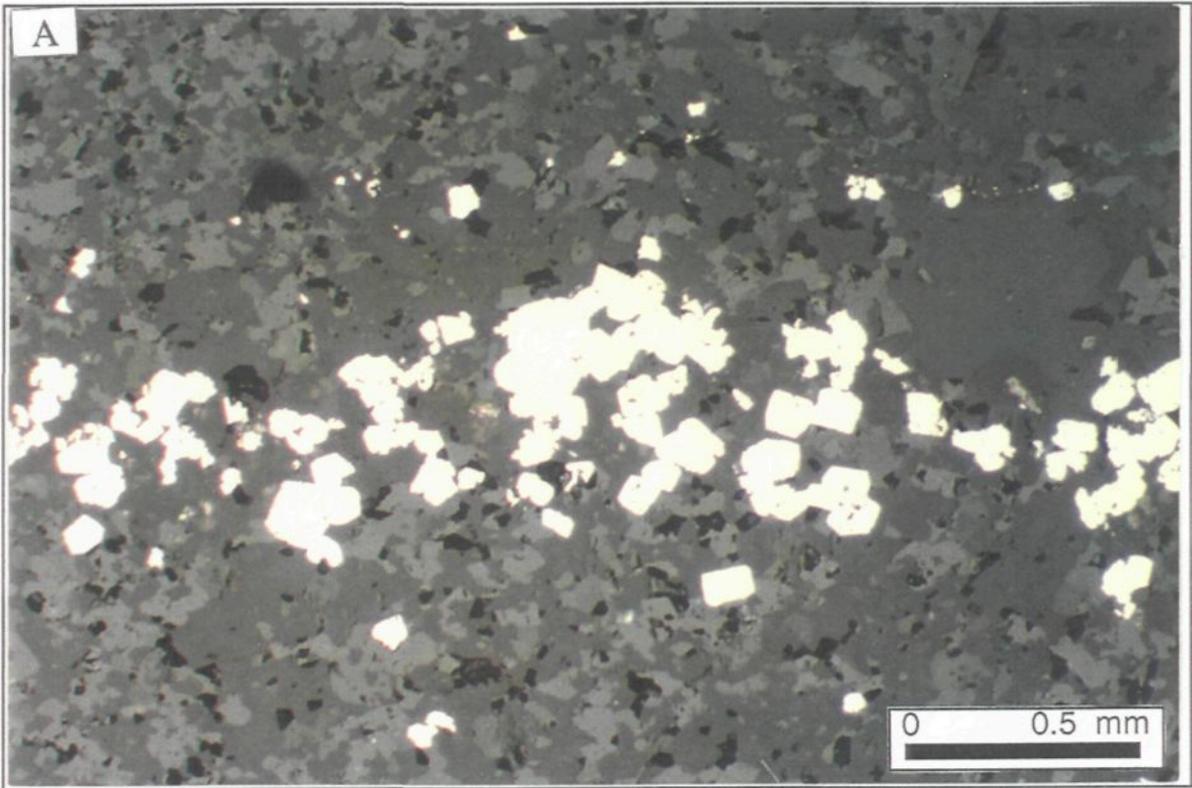


Planche 4.17

A) Photomicrographie montrant des amas de cristaux de pyrite automorphe et des cristaux disséminés de diamètre millimétrique. Noter les jonctions triples entre les grains de pyrite. Lumière naturelle. Échantillon KN-94-41.

B) Photomicrographie illustrant une veine de pyrite recoupant des porphyroblastes de chlorite et de sidérite. Lumière naturelle. Échantillon NK-94-34.



Certaines plages de pyrite montrent des inclusions d'agrégats de marcassite (Planche 4-18A) ou de microcristaux de pyrite automorphe (Planche 4-18B). Ceci suggère que ces plages de pyrite pourraient être le résultat 1) d'une surcroissance de pyrite autour des grains de marcassite et des microcristaux de pyrite précoce 2) d'un remplacement des grains de marcassite.

Les grains de pyrite automorphes à subautomorphes, de petite et de grande taille, ainsi qu'un nodule de pyrite ont été analysés à la microsonde. Des traverses ont été effectuées sur certains grains de pyrite et sur le nodule. Les résultats de l'analyse sont présentés aux annexes 12 et 13. Les grains de pyrite automorphes à subautomorphes et le nodule ne montrent aucune variation chimique systématique. Les attaques chimiques de la pyrite ont révélé que beaucoup de pyrite possède un noyau de marcassite ou que ces minéraux ont remplacé des cristaux de marcassite.

4.3.2.3. Pyrite crustiforme

La texture crustiforme constitue la principale texture de la plupart des veines et des veinules et forme également des couches sinueuses ou festonnées autour des textures colloformes.

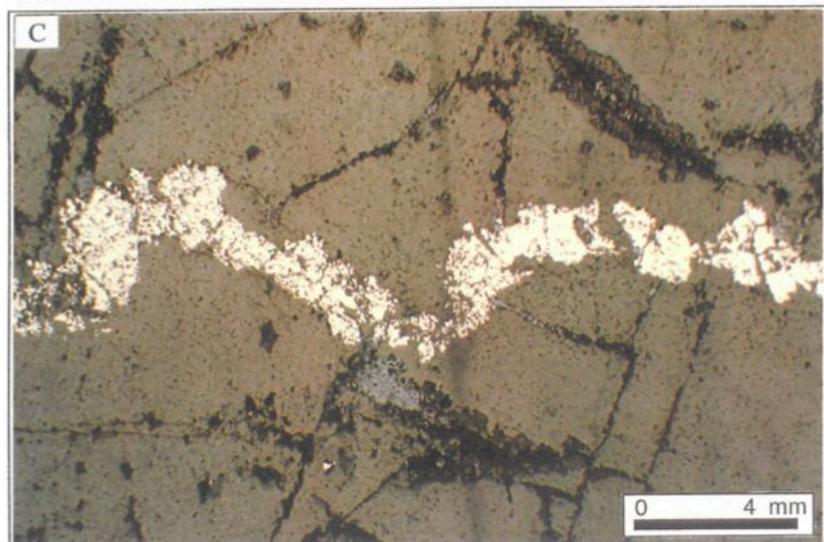
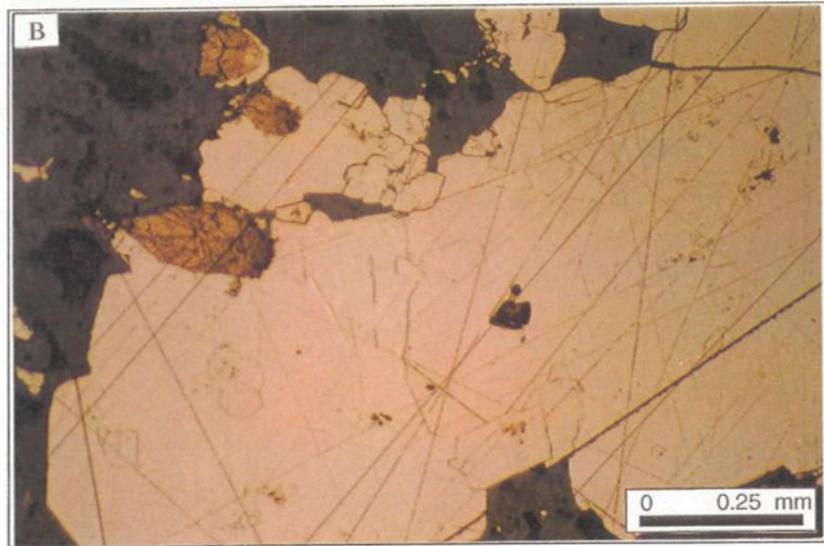
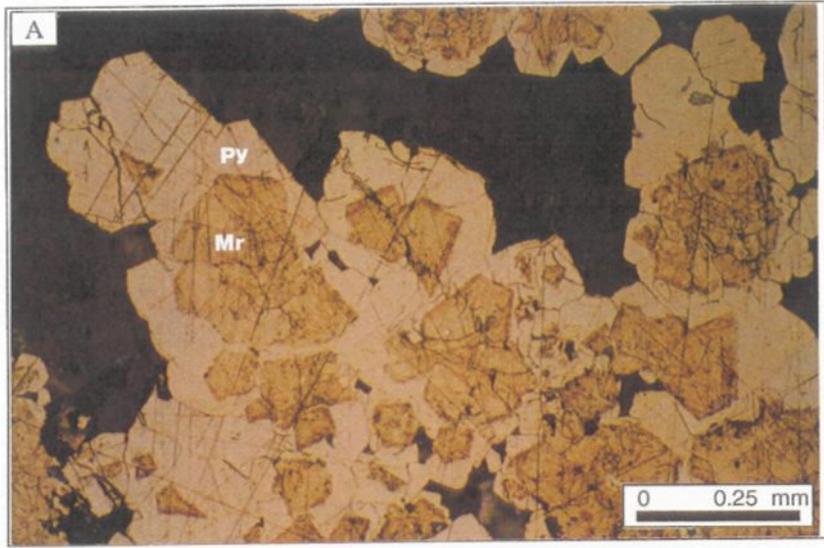
En effet, bien que la plupart des veines et veinules soit constituée de marcassite à texture crustiforme, il n'est pas rare de trouver des veines et veinules composées de pyrite montrant une texture crustiforme. La pyrite crustiforme est généralement massive ou formée de cristaux automorphes voire subautomorphes. Ces veines remplissent souvent des fractures, et peuvent être boudinées et fracturées (Planche 4-18C). L'attaque chimique de certaines textures crustiformes montre de petits noyaux de grains de marcassite enveloppés d'une surcroissance de pyrite.

PLanche 4.18

A) Photomicrographie montrant des plages de pyrite en surcroissance sur des agrégats de marcassite ainsi que le remplacement de ces dernières. Attaque au HNO₃. Échantillon KN-94-64.

B) Photomicrographie montrant une plage de pyrite avec des fantômes de microcristaux de pyrite et de cristaux de marcassite entièrement remplacés ou pseudomorphosés par les surcroissances de pyrite. Attaque au HNO₃. Échantillon KN-95-14.

C) Photomicrographie montrant une veine de pyrite boudinée remplaçant une fracture dans une unité felsique fragmentaire. Échantillon EK-94-10.



La texture crustiforme est aussi observée comme une mince couche enveloppant les structures (textures) colloformes (Planche 4-3A) et crustiformes de marcassite, les sphérolites de marcassite et les plages de pyrite. Elle se développe aussi entre les couches colloformes (Planche 4-3B). Elle se compose de grains automorphes à subautomorphes libres ou accolés les uns aux autres (Planches 4-3A, 4-8A et B, 4-10C et 4-12A). Elle est apparente même en absence d'attaque chimique à cause de sa réflectance ou de son apparence claire. Elle est souvent criblée d'inclusions de carbonate, ou de quartz, ou de vide.

Ces pyrites crustiformes ne montrent aucune réaction avec les acides à part quelques grains qui renferment des noyaux de marcassite (Planches 4-3A, 4-4A, 4-8A et B, 4-10C et 4-12A). Cette génération de pyrite semble être de même génération que la plupart des veinules de pyrite claire subautomorphe qui recouvre les structures colloformes et les cristallites de pyrite précoce (Planches 4-4A, 4-6C, 4-7A et 4-7C).

La texture crustiforme forme un fin liseré de surcroissance de pyrite autour des plages de pyrite. Les analyses à la microsonde des cristaux de pyrite ne semblent pas montrer de changement systématique dans leur composition (Annexes 14 et 15). En général, le Ni, As et occasionnellement le Co et le Zn sont présents dans la plupart des minéraux. L'absence de variation significative de la composition chimique de la pyrite suggère une condition physico-chimique stable dans le milieu de dépôt.

4.3.3. L'hématite

L'hématite constitue la dernière phase de minéralisation. Elle est très abondante dans les unités de chert avec sédiments volcanogènes, peu abondante dans les unités fragmentaires et absente dans les unités mafiques. Elle est généralement absente dans les

zones fortement carbonatées. Elle a une teinte gris clair à gris foncé et montre une réflectance interne de couleur brunâtre au Nicol croisé. À certains endroits, l'hématite peut présenter une zonation de couleur ou former des couches colloformes très discrètes. L'hématite est essentiellement observée comme minéral de remplissage de fractures, de vides et de remplacement des phases précoces et secondaires de pyrite et marcassite. Elle remplace également les différentes phases de carbonates.

4.3.3.1. Remplacement de la marcassite

Le remplacement de la marcassite par l'hématite est observée dans toutes les textures. Dans les masses colloformes, le remplacement débute entre les contacts des microcouches avant de les envahir (Planche 4-19A). Il peut aussi se faire le long des petits réseaux de fractures ou possiblement le long des contacts des fibres radiales de marcassite.

Le remplacement peut aussi se faire des bordures extrêmes vers l'intérieur, et les masses de marcassite impliquées dans ce processus peuvent se retrouver comme des îlots de taille variable dans l'hématite (Planche 4-19B).

4.3.3.2. Remplacement de la pyrite

Le remplacement de la pyrite par l'hématite est très commune. Il peut être progressif ou pénétratif. En effet, le remplacement progressif commence de la bordure du minéral vers l'intérieur. Ce remplacement peut être partiel ou total (Planche 4-16C). Quant au remplacement dit pénétratif, il se fait sous forme de petits réseaux dendritiques très denses (Planche 4-20A). Ce remplacement va créer une bréchification des masses de pyrite en de petits éléments plus aptes au remplacement progressif. Les formes d'hématite automorphes observées çà et là peuvent être d'anciens grains de pyrite automorphe ou de marcassite remplacés.

Planche 4.19

A) Photomicrographie en lumière naturelle illustrant le remplacement des microlits de marcassite (Mr) colloforme fibro-radiée par l'hématite (Hm). Échantillon K-95-9.

B) Photomicrographie en lumière naturelle montrant des îlots de marcassite (mr) dans matrice d'hématite (Hm) résultant du remplacement de la marcassite. Le remplacement se fait de la bordure vers l'intérieur. Échantillon NK-94-26.

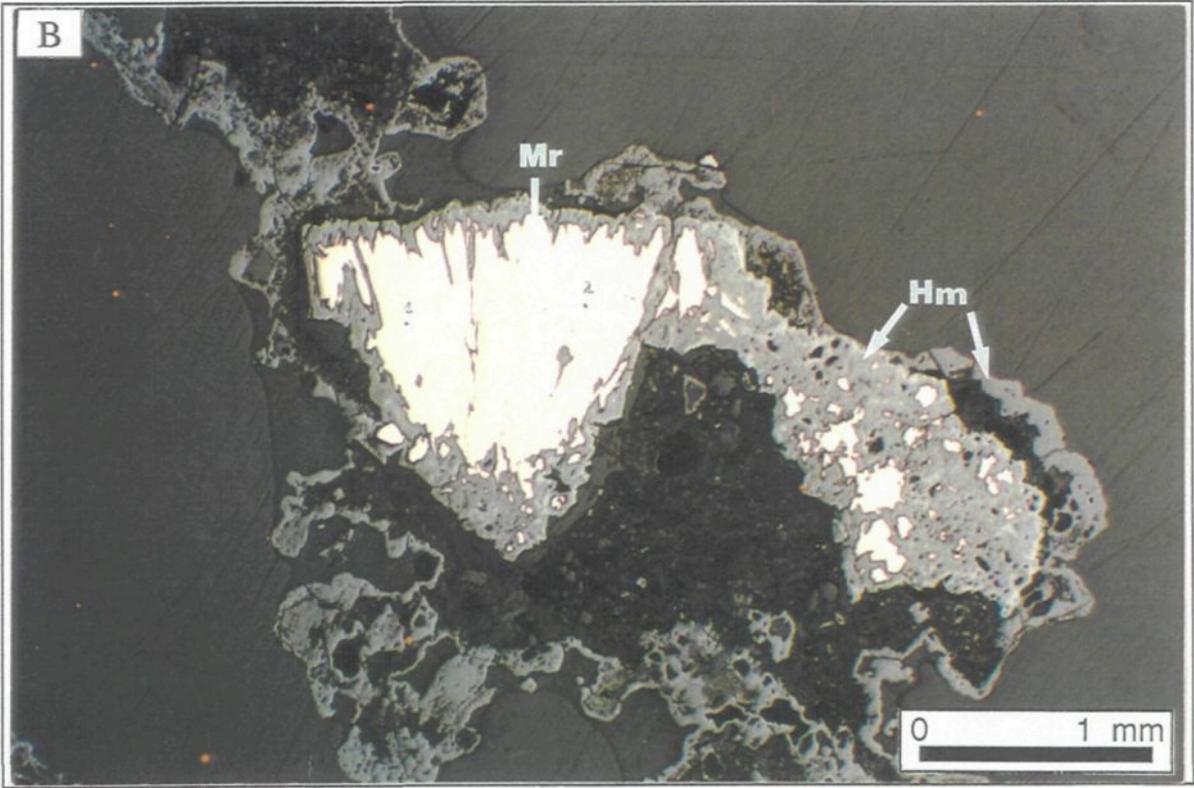
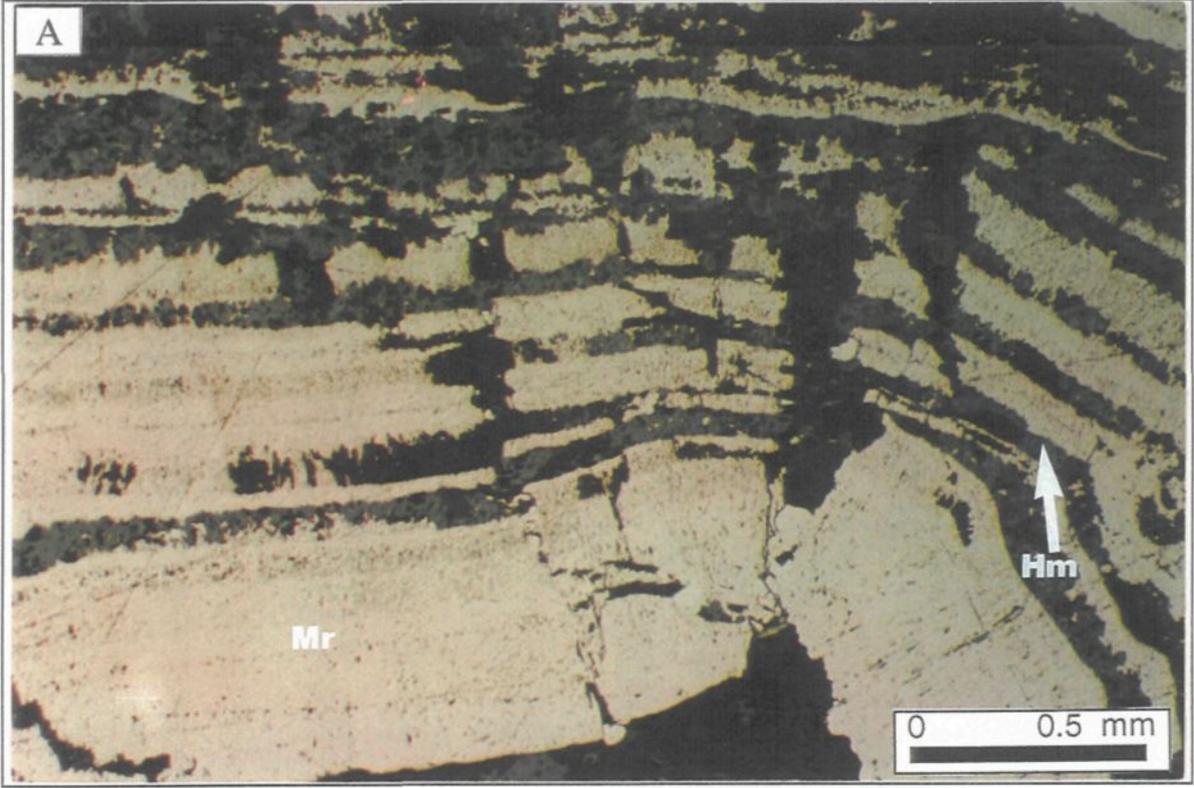
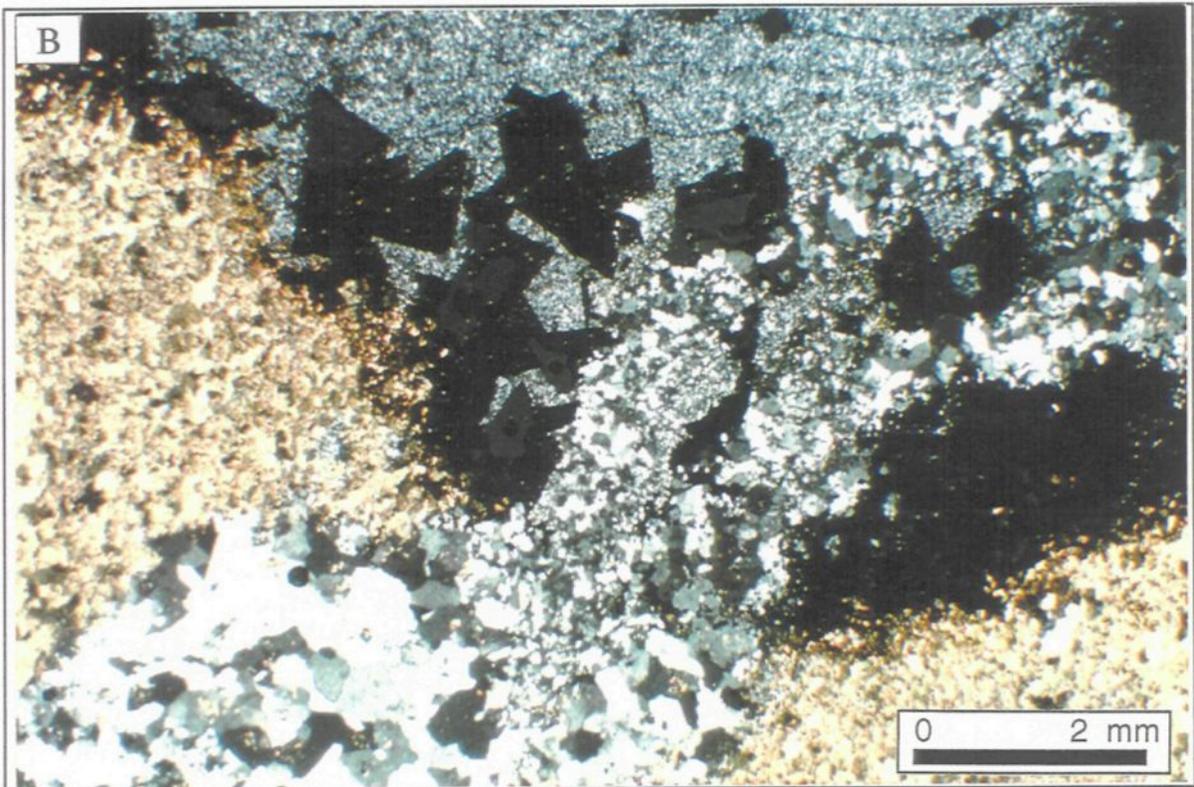
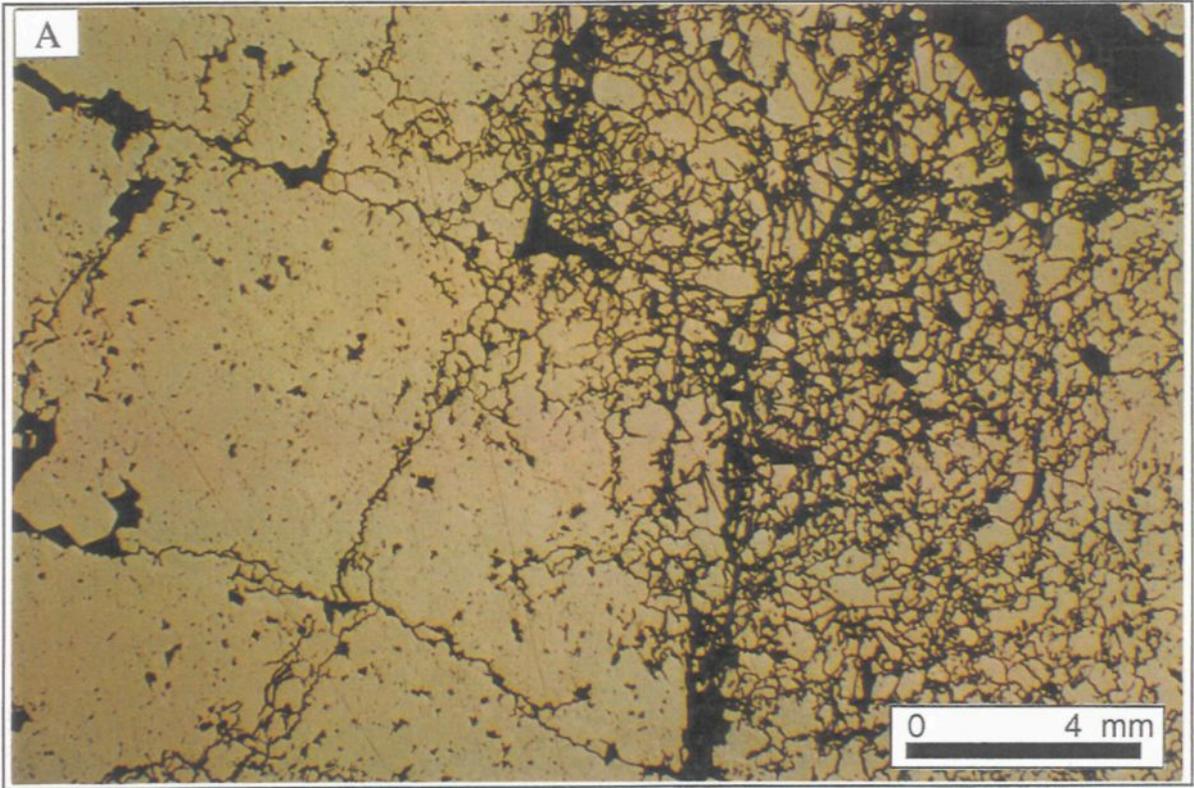


Planche 4. 20

A) Photomicrographie montrant le remplacement pénétratif de la pyrite par l'hématite par le biais de petits réseaux de fractures, créant ainsi une bréchification de la masse de pyrite. Lumière naturelle. Échantillon KN-94-39.

B) Photomicrographie en lumière polarisée montrant le remplacement total des porphyroblastes de carbonate par l'hématite avec des inclusions de carbonates et de vides dans une matrice de quartz microcristallin recristallisée. Échantillon NK-94-36.



4.3.3.3 Remplissage de fractures et de vides

L'hématite se rencontre également dans les fractures et dans les vides. Dans ces milieux de dépôts, elle montre une texture massive. Dans les vides, l'hématite forme un encroûtement massif sur les bordures. Ce remplacement se fait aussi de la bordure vers le centre (Planche 4-12). Dans les fractures, l'hématite est massive mais montre plusieurs inclusions de vides, ou de minéraux de carbonates ou de quartz.

4.3.3.4. Remplacement des carbonates

Les carbonates constituent les minéraux d'altération les plus répandus. Ils se présentent sous trois formes : les porphyroblastes, les carbonates à grains moyens et les carbonates à grains fins. Ces trois formes de carbonates qui sont généralement ferrifères, sont communément remplacées par l'hématite. Ce remplacement se produit aussi bien dans la matrice que dans les veines.

a) Remplacement des porphyroblastes de carbonates

Le remplacement des porphyroblastes de carbonates par l'hématite est commun dans toutes les unités. Il peut être partiel ou total. Les grains de carbonates partiellement remplacés montrent une bordure externe plus ou moins étendue d'hématite. La plupart des grains totalement remplacés par l'hématite contiennent de petites inclusions de carbonates et de vides et garde généralement leur forme initiale (Planche 4-20B).

b) Remplacement des carbonates fins et moyens

Le remplacement des carbonates fins et moyens est très répandu. Il est très commun dans les zones fortement altérées en carbonate. Il forme une masse plus ou moins

dense et dont la croissance en forme de stockwerk envahie les carbonates (Planche 4-21). Ce réseau en forme de filet ou stockwerk montre que le remplacement est pénétratif et tend à circuler entre les contacts des différents grains.

Le remplacement des carbonates par l'hématite se rencontre aussi aux niveaux des épontes des veines qui montrent une croissance des carbonates (Planche 4-22 et 4-23). La planche 4-23A, au Nicols croisé, montre une masse d'hématite de teinte variable (gris clair à gris foncé) ponctuée de vides.

Les variations de couleur, gris foncé à gris clair à l'échelle de la lame mince et à l'échelle d'un même minéral, et la faible réflectance interne peut faire penser que ce minéral pourrait avoir une grande variation chimique. De plus, il montre beaucoup de traits qui sont comparables à la sphalérite. Pour répondre à ces questions, nous avons analysé chimiquement l'hématite à l'aide de la microsonde. Les annexes 16 donnent les résultats de cette analyse. La variation de la composition reflète donc la variation de couleur gris foncé à gris clair et donne aussi une idée de la nature du minéral remplacé. Ainsi les analyses faites sur de l'hématite issue du remplacement partiel ou total des grains de pyrite et marcassite montrent des valeurs relativement élevées en S. En général, la quantité de S diminue à mesure qu'on s'éloigne du minéral remplacé. Ceci laisse à penser que l'oxydation est accompagnée d'une désulfurisation. L'hématite contient également de petites quantités de Ni, Zn, Co, et As comme les sulfures qu'elle remplace.

Planche 4.21

Photomicrographies en lumière naturelle (A) et en lumière polarisée (B) montrant le remplacement des grains de pyrite et de carbonate par l'hématite. L'hématite forme un réseau en filets dont les mailles sont marquées par des vides. Ces vides représentent des cristaux de carbonate altérés. Échantillon KN-94-39.

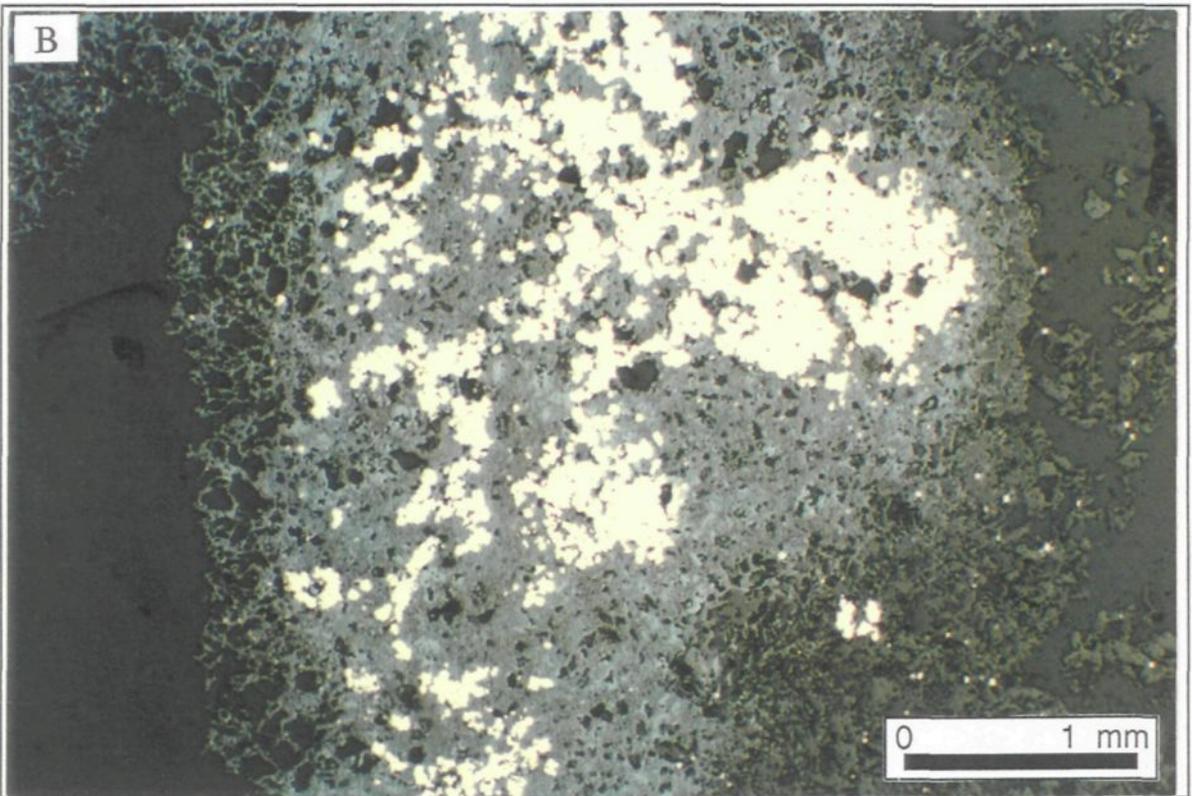
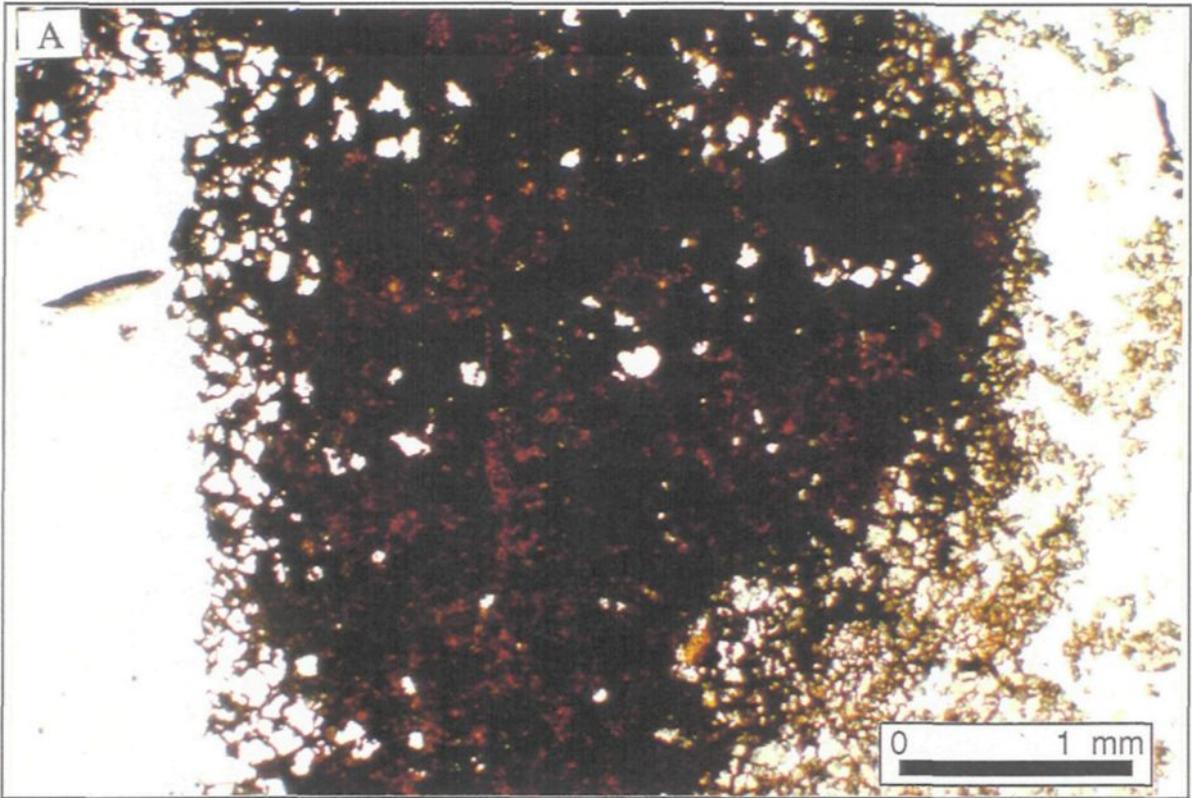


Planche 4.22

Photomicrographie en lumière naturelle (A) et lumière transmise (B) montrant le remplacement des carbonates (Cb) par l'hématite (Hm) en bordure d'une veine de quartz. Échantillon KN-95-12.

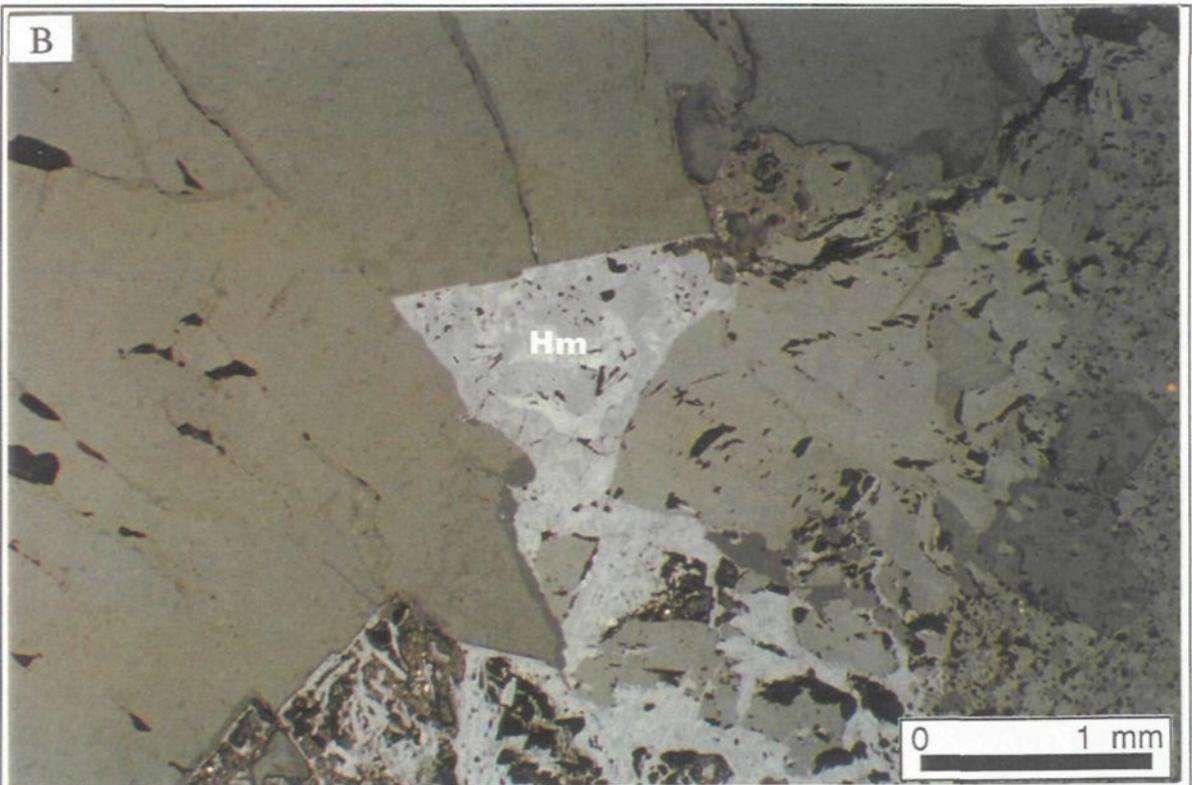
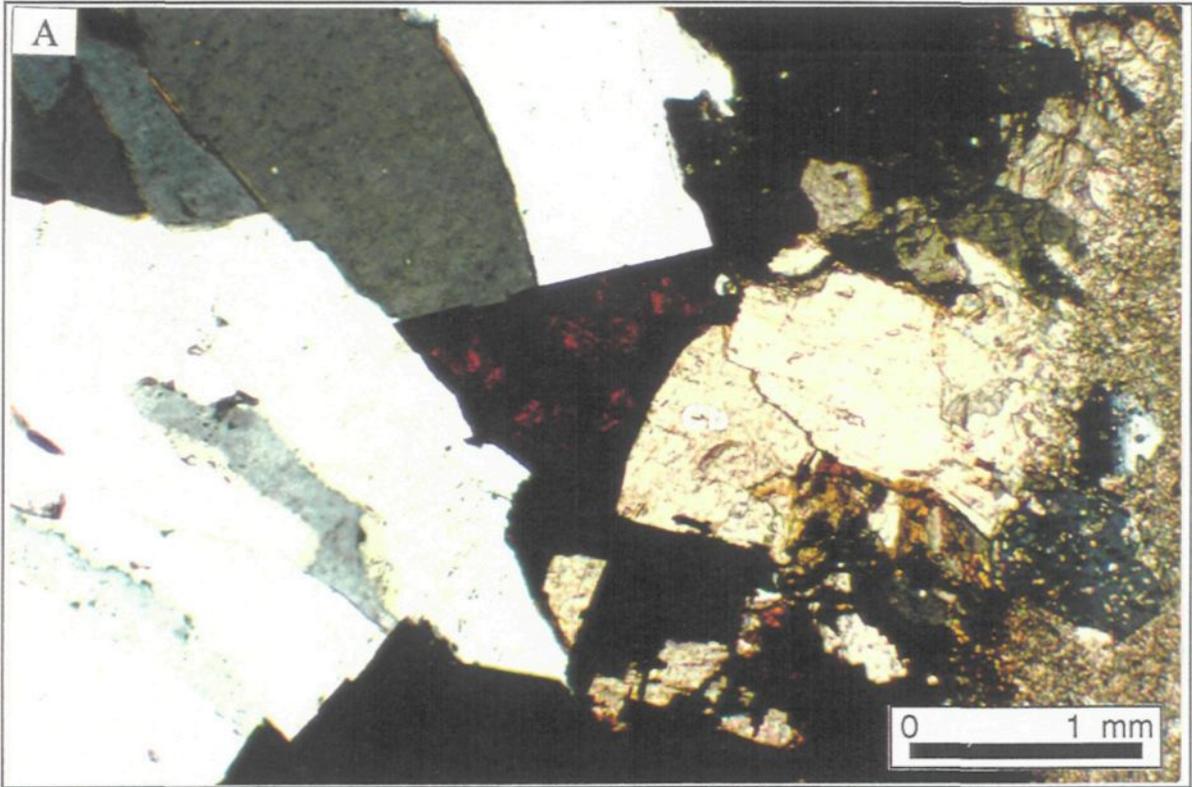
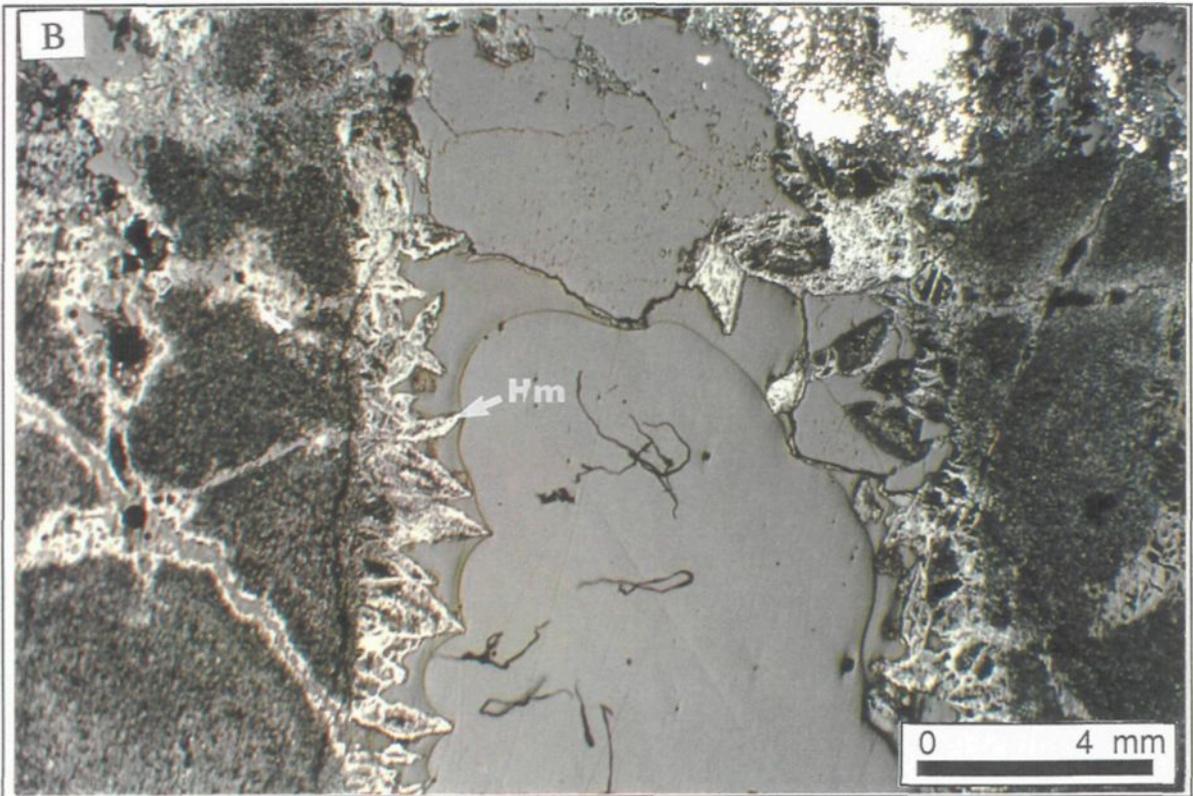
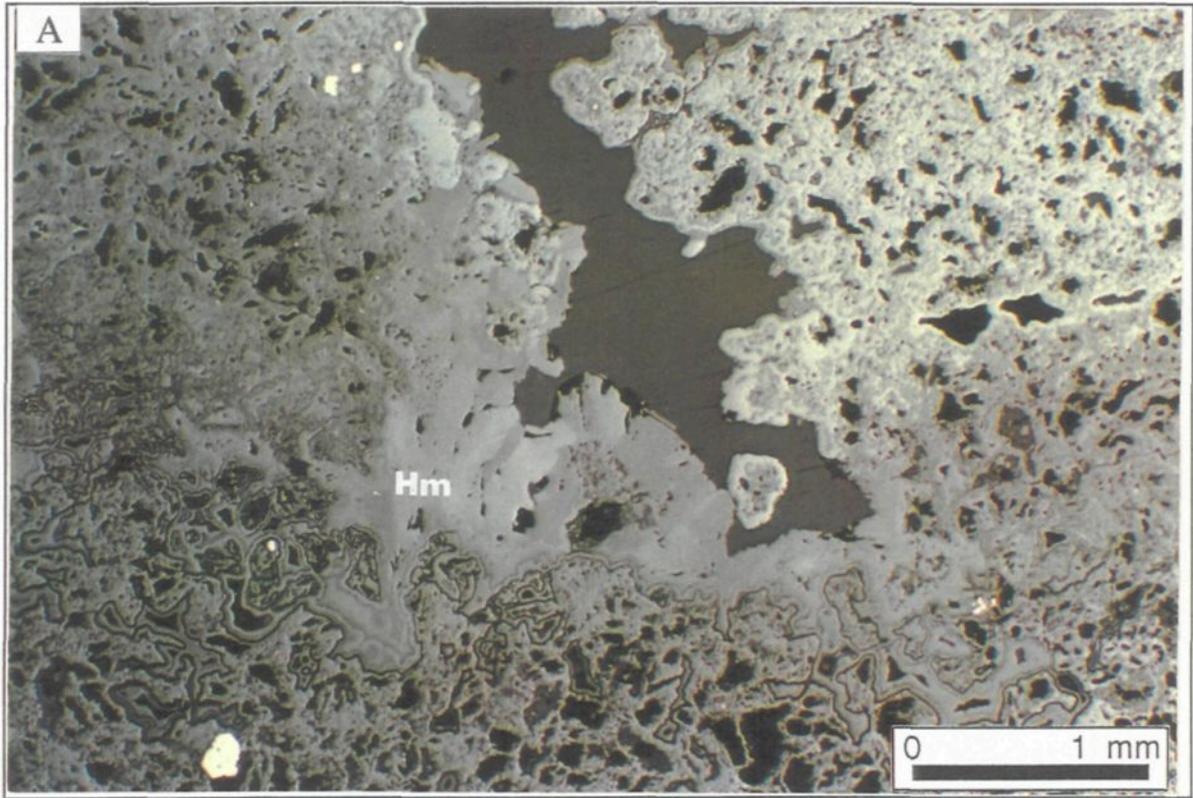


Planche 4.23

A) Photomicrographie en lumière transmise montrant une masse d'hématite (Hm) de teinte variable (gris clair à gris foncé) ponctuée de vides. Noter l'encroûtement colloforme de l'hématite autour des vides. Échantillon NK-94-39.

B) Photomicrographie en lumière transmise montrant le remplacement des carbonates par l'hématite en bordure d'une fracture. Échantillon NK-94-26.



CHAPITRE 5

DÉFORMATION

Chapitre 5

Déformation

5.1. Introduction

Ce chapitre traite essentiellement des effets de la déformation subie par les roches encaissantes et la minéralisation.

La région soumise à notre étude montre des couloirs ou zones de déformations intenses à moyennes qui affectent en majeure partie les unités felsiques du GHM. Outre quelques fractures observées çà et là dans les unités mafiques du GSR, ces dernières sont peu ou pas déformées et la schistosité est quasi inexistante.

Le présent chapitre aura pour but de décrire outre les caractères structuraux régionaux, les structures locales et les effets de la déformation à l'échelle microscopique.

5.2. Les caractères structuraux régionaux

La géologie structurale des groupes HM et de SR a été décrite dans la section 1-7-2 au chapitre 1 de ce mémoire. Les groupes HM et de SR sont plissés en un anticlinal appelé anticlinal du Lac Abitibi de direction est-ouest et ne montre aucune fabrique axiale apparente (Dimroth et al. 1983a). Les deux structures cassantes majeures qui affectent les groupes GM et de SR sont les failles de Lyndhurst et de Macamic (Figure 1.2). La faille de Lyndhurst, de direction est-ouest, sépare les unités du GHM et du GSR des unités du Groupe de Kinojévis

au sud. La déformation associée à cette faille affecte surtout les unités felsiques du GHM (Labbé 1994). Deux fabriques, dont l'une très pénétrative, de direction est-ouest, représenterait la schistosité régionale et l'autre, de direction nord-est, généralement restreinte, serait un clivage de crénulation. La schistosité régionale est subverticale et est associée à une linéation minérale ou d'étirement en composante pendage (Labbé 1994). L'attitude de cette schistosité varie régionalement et même localement en bordure des plutons et en marge des discontinuités structurales. La faille de Macamic, de direction nord-ouest - sud-est, se situe à l'ouest du GHM et s'étend depuis son contact au sud avec la faille de Lyndhurst, à l'est du Lac Lois, jusqu'en Ontario. Elle a un mouvement horizontal dextre (Labbé 1994).

Hormis ces failles, la présence de plusieurs failles dont certaines seraient des failles synvolcaniques ont été rapportées.

5-3. Les structures locales

Les affleurements étudiés ici sont repartis le long d'une bande délimitée par deux fractures subparallèles et dont la direction générale suit le contact entre les groupe HM et de SR (Figure 2.2). Ces fractures subparallèles ont surtout affecté les unités felsiques du GHM en développant des couloirs de cisaillement généralement associés à des fabriques planaires.

5-3-1. Les structures planaires

5-3-1-1. La stratification

L'attitude de la stratification a été observée dans tous les affleurements étudiés. Elle est surtout bien marquée dans les unités de tuf-chert qui présentent communément un litage et une lamination. De façon générale, la stratification (So) a une direction est-ouest avec un

pendage subvertical. Elle est rarement ou faiblement affectée par la déformation ductile. La plupart des zones déformées ont sensiblement la même direction que la stratification.

5-3-1-2. Les fabriques planaires

Les fabriques planaires sont surtout observées dans les unités felsiques qui sont généralement affectées par la déformation. Elles sont bien développées dans les zones fortement déformées et aussi au niveau des contacts entre les unités. Deux types de fabriques sont présents dans ces unités: la schistosité régionale (S1) et le clivage de crénulation (S2). Il semble que le développement de ces deux fabriques dépend de la compétence de la roche.

La schistosité régionale est pénétrative et bien développée dans les zones déformées et dans les unités fragmentaires. De direction nord-ouest à ouest, elle a un pendage abrupt vers le nord (Figures 5.1 et 5.2). La schistosité régionale est communément réorientée dans les zones de cisaillement (Figure 5.2). Néanmoins il existe quelques cas où elle est tronquée par le cisaillement (Figure 5.1). Dans ce dernier cas, la roche montre un aspect prismatique bien développé. La schistosité principale est très discrète dans les unités felsiques massives qui sont plus compétentes.

L'analyse microscopique montre que la schistosité est marquée par une orientation des minéraux micacés (séricite) et ou de chlorite (Planches 5-1A et 5-1B).

Le clivage de crénulation se rencontre dans les horizons riches en phyllosilicates des unités felsiques fragmentaires et dans les zones déformées. Sa direction est généralement sud-ouest et subverticale vers le nord (Figure 5.2). Il reprend la schistosité principale et est associée à des flexures et à une réorientation des minéraux micacés. Ces flexures peuvent être attribuées à des microlithons d'environ un centimètre d'épaisseur. Ils sont locaux et s'étendent sur de courtes distances (quelques centimètres). Un clivage de crénulation, moins

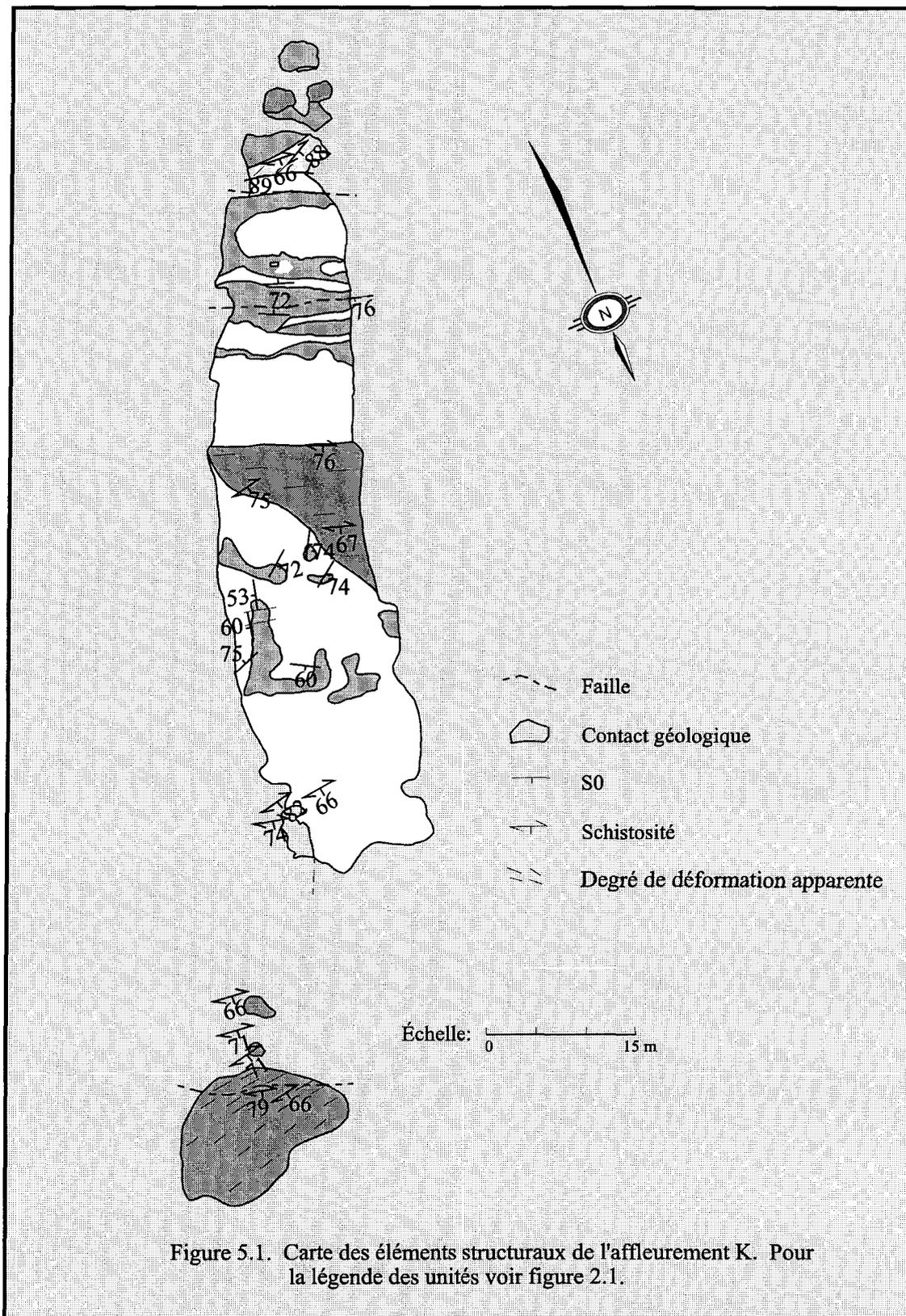


Figure 5.1. Carte des éléments structuraux de l'affleurement K. Pour la légende des unités voir figure 2.1.

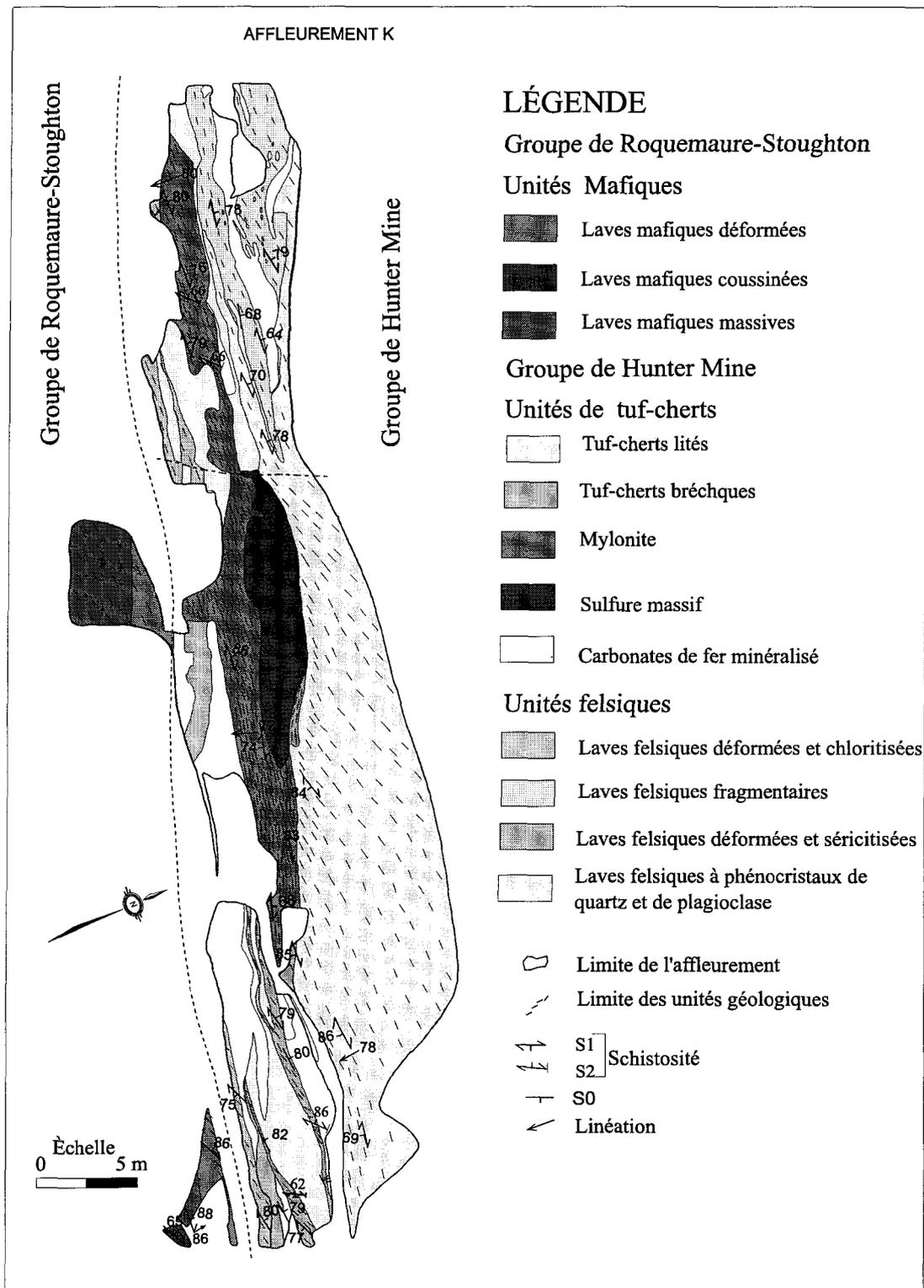
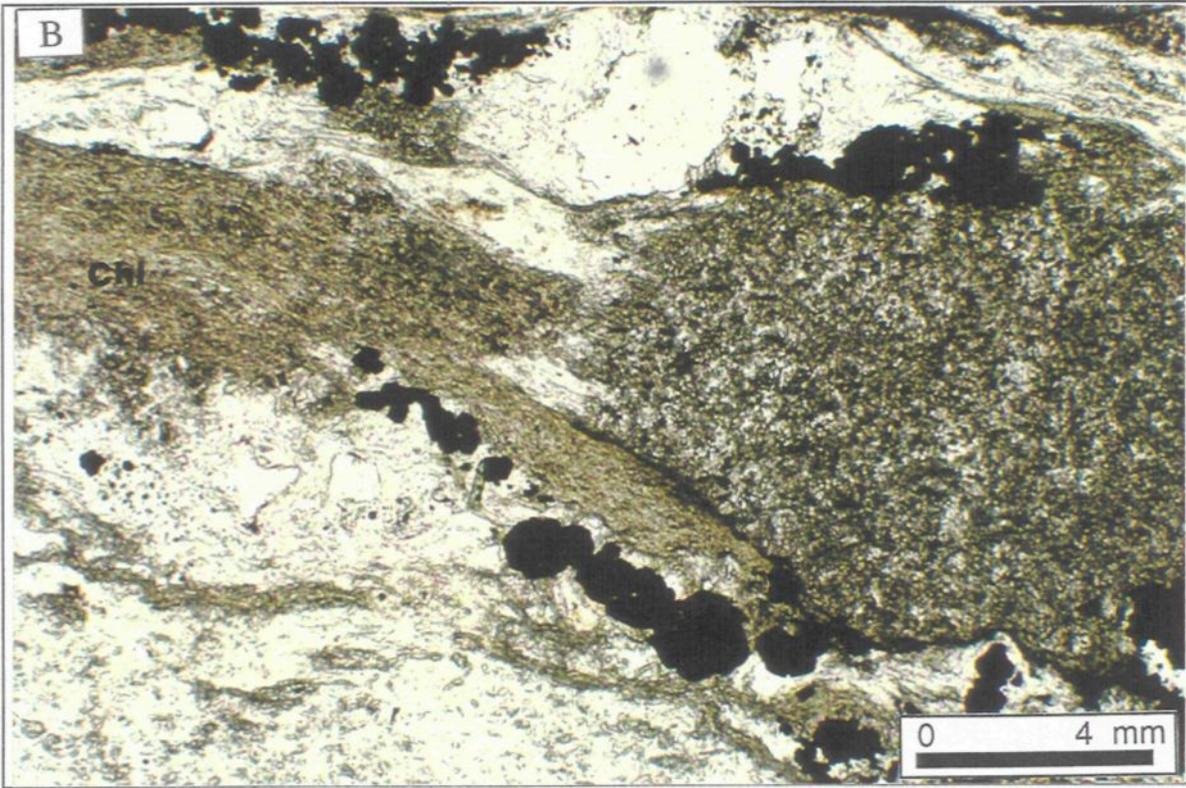
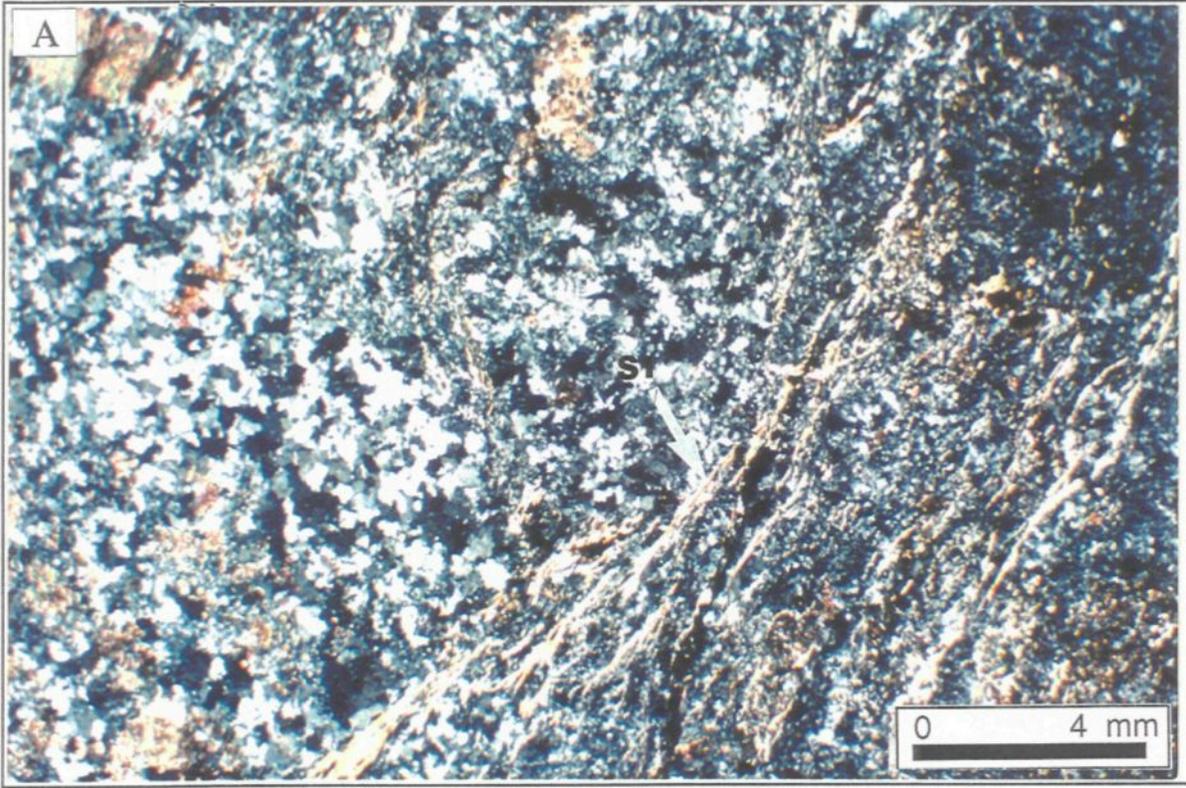


Figure 5.2: Carte des éléments structuraux de l'affleurement K

Planche 5.1

A) Photomicrographie en lumière polarisée illustrant le développement de la schistosité (S1) dans une unité volcanique felsique fragmentaire. La schistosité est marquée par l'orientation de la séricite. Noter la recristallisation de la matrice quartzo-feldspathique. Échantillon EK-94-1.

B) Photomicrographie en lumière naturelle montrant le développement de la schistosité, marquée par l'orientation la chlorite, dans une unité felsique fragmentaire. Noter la présence d'un fragment presque entièrement remplacé par de la chlorite. Échantillon EK-94-6.



commun voire même rare, de direction nord-est et subverticale vers le sud a été observé dans l'affleurement NK (Figure 2.5).

La linéation minérale est présente dans la zone de cisaillement K (Figure 5.2). Elle a une plongée abrupte vers le nord dans le plan de foliation générale.

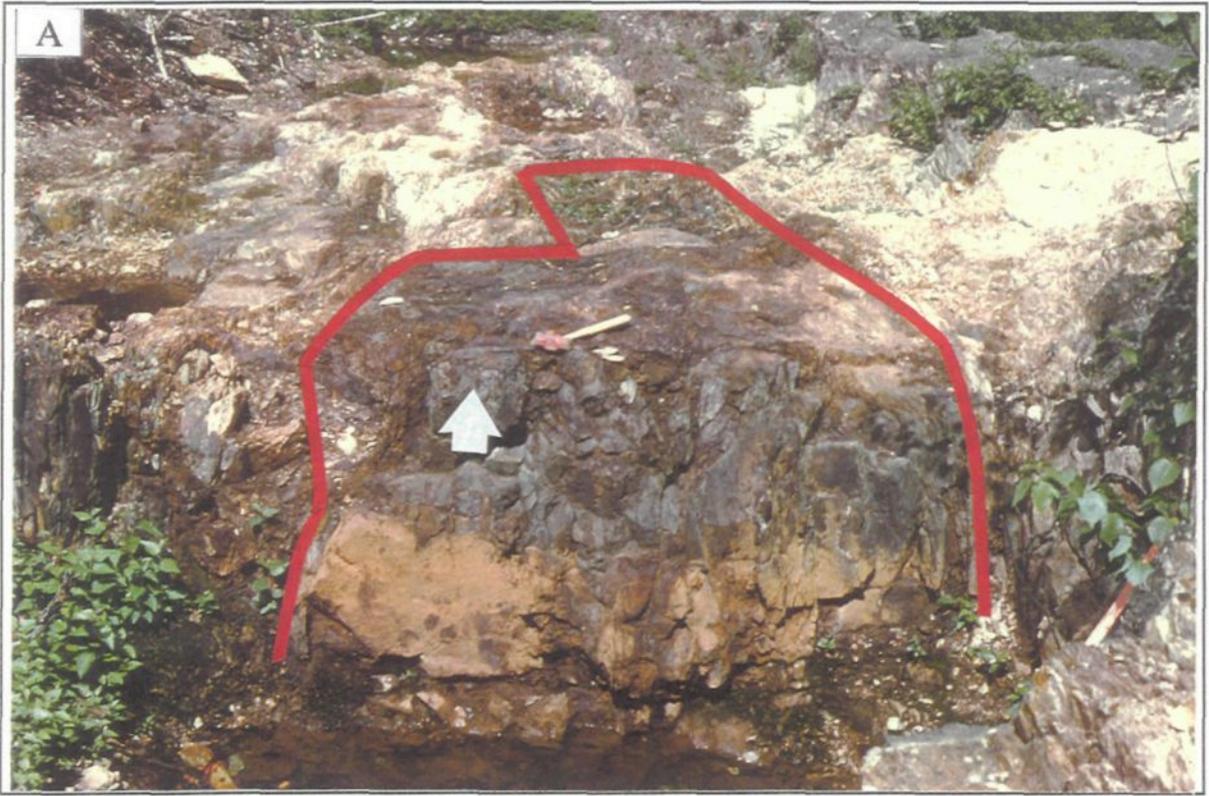
5-3-2. Les zones de déformation

Deux zones de déformation ont été observées dans la région d'étude. Elles se rencontrent dans les affleurements K (Figure 5.2) et NK (Figure 2.5). Ce sont de grandes structures ductiles-fragiles de direction est-ouest le long desquelles se développent une mylonitisation plus ou moins importante.

La zone déformation de l'affleurement K est une zone de cisaillement d'environ 7 à 10 mètres d'épaisseur. Elle a une direction est-ouest avec un pendage subvertical et marque le contact entre le GHM et le GSR. La figure 2.4 montre une cartographie détaillée de cette zone de cisaillement. Les unités affectées sont foliées, boudinées, fracturées et fragmentées et fortement altérées. Une zone de forte mylonitisation se retrouve dans la partie centrale où les fragments de petites tailles, généralement felsiques, chertueux ou carbonatés ont été cimentés par une matrice chloriteuse. L'altération à l'extérieur de cette zone est marquée par la séricite, la chlorite, les carbonates ainsi qu'une faible silicification généralement locale. Une lentille de sulfures massifs boudinée d'environ 15 mètres de long et 2 à 3 mètres de large s'observe dans cette zone (Planche 5-2). La schistosité principale de direction est-ouest est réorientée par les plans de cisaillement. Le clivage de crénulation de direction sud-ouest - nord-est recoupe la schistosité principale. La linéation minérale associée à ce cisaillement est subverticale.

Planche 5.2

Photographie montrant une lentille de sulfure massif boudinée d'une épaisseur de 2 à 3 mètres dans la zone de cisaillement de l'affleurement K. Cette zone de cisaillement marque le contact entre le GHM et le GSR.

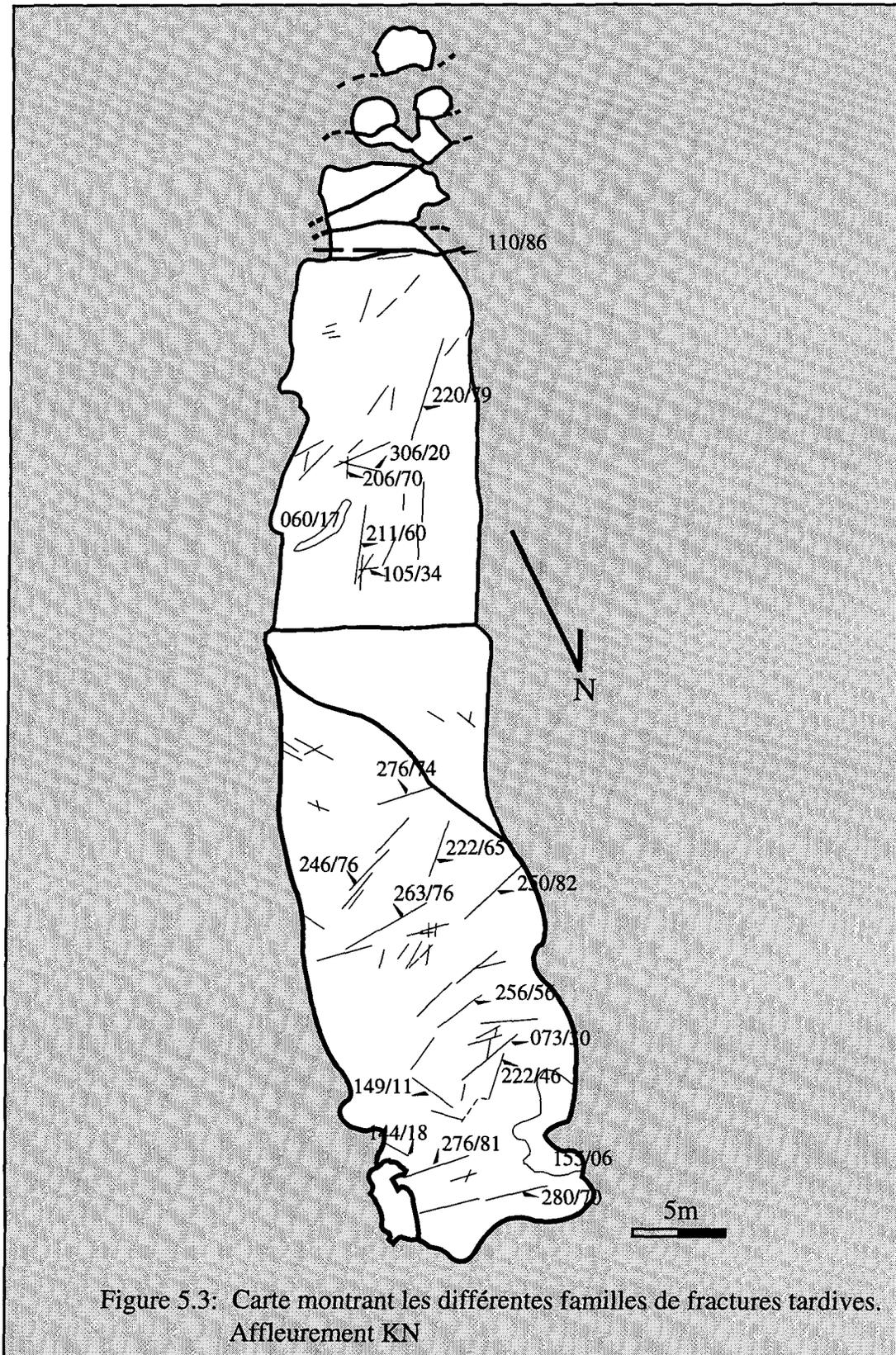


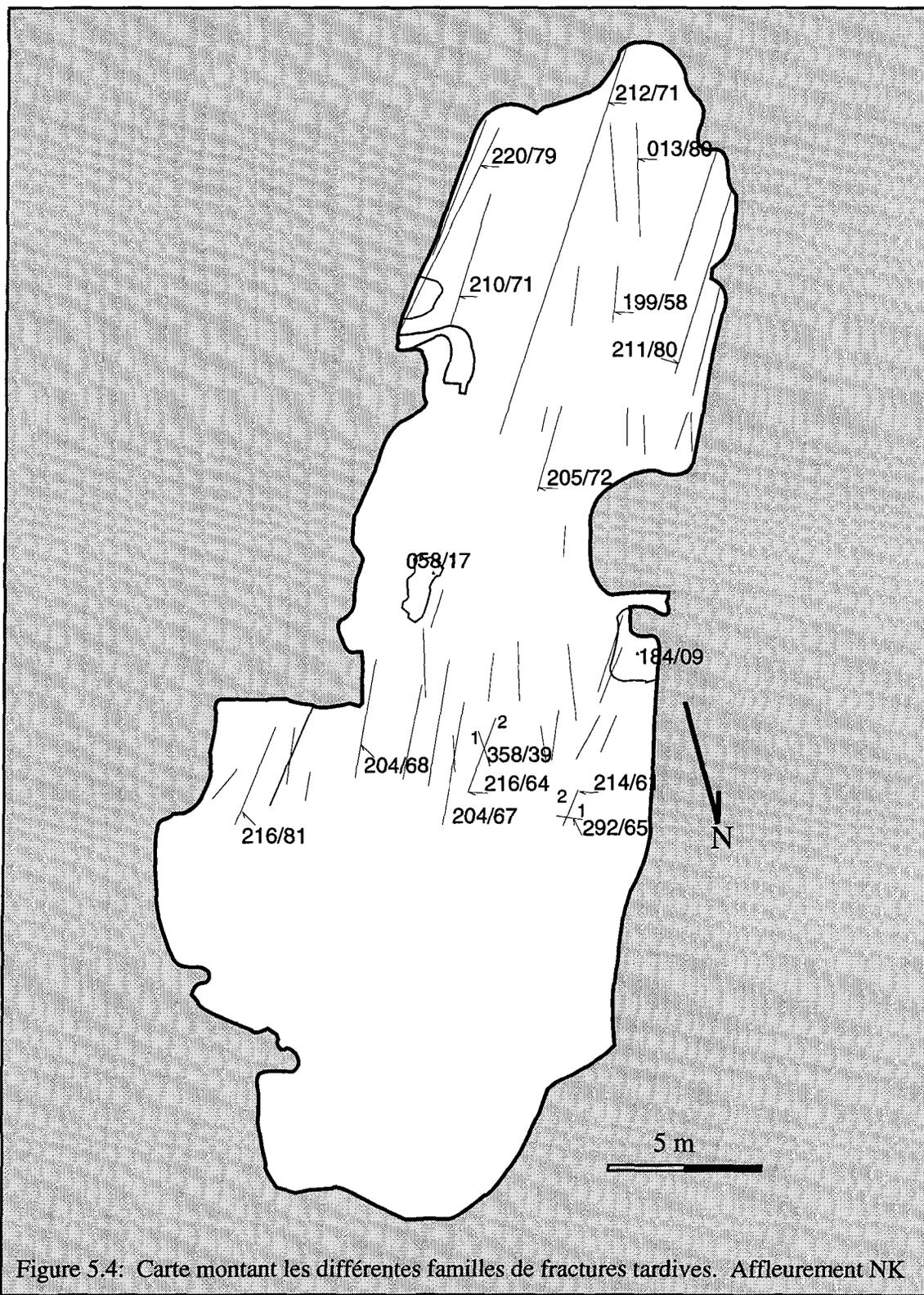
La seconde zone de cisaillement se rencontre dans l'affleurement NK (Figure 2.5). Elle a une épaisseur d'environ 15 à 20 mètres avec une direction est-ouest et un pendage subvertical. Elle affecte les unités felsiques fragmentaires et les petits horizons finement lités, probablement de cherts ou de tufs fins, qui leur sont associés. Ces horizons fins sont boudinés et étirés. La zone centrale montre une foliation plus intense et une mylonitisation plus marquée. La schistosité principale et la crénulation sont également présentes. De façon générale, la schistosité principale est subparallèle au plan de cisaillement.

Outre, ces zones de cisaillement, on retrouve également d'autres fractures plus ou moins cisailantes dans la région étudiée. Ce sont en fait les fractures est-ouest que l'on retrouve dans les affleurements EK et KN. Ces fractures affectent les unités felsiques et les unités tuf-cherts et les unités mafiques. À l'affleurement EK, il semble que la plupart des fractures développées dans les unités de tuf cherts ont été recoupées par des dykes felsiques.

5-3-3. Les fractures tardives

Les fractures tardives sont représentées par des plans mineurs qui recoupent toutes les autres structures. Elles sont abondantes dans les faciès carbonatés et dans les unités fragmentaires et moindre dans les unités felsiques massives. Ces fractures se distribuent selon quatre familles: les fractures de direction est-ouest, les fractures de direction sud-est - nord-ouest, les fractures de direction sud-est - nord-ouest et les fractures subhorizontales de directions diverses (Figures 5.3 et 5.4). Toutes les fractures ont des pendages, à quelques exceptions près, subverticaux sauf les fractures subhorizontales. On peut aussi les regrouper en fonction de la présence ou de l'absence de matériels de remplissage. Ainsi on aura d'un côté des veines et de l'autre des fractures ou diaclases ouvertes. Les veines sont communément remplies de quartz avec plus ou moins de carbonates et se rencontrent dans les





faciès carbonatés (Figure 5.3). Les veines de quartz subhorizontales de la zone de cisaillement K sont associées à la chlorite. Quant aux fractures ouvertes ou diaclases, elles s'observent dans les unités felsiques fragmentaires et dans les faciès carbonatés. L'extension latérale des fractures tardives est variable. Les veines ont une extension latérale faible (de quelques mètres) alors que les fractures ouvertes peuvent avoir une extension importante. Leur épaisseur est de l'ordre de quelques centimètres. Elles développent peu ou pas de mouvement important. Le mouvement le plus important a été observé le long de la fracture sud-ouest -nord-est de les zones de cisaillement de l'affleurement K (Figure 5.2). Cette fracture subverticale a eu un déplacement senestre qui a entraîné le déplacement latéral des structures anciennes (Figure 5.2). De même, les travaux de Labbé (1994) ont montré la présence de telles fractures dans la région. Les fractures subhorizontales ou veines subhorizontales recoupent communément par les autres structures cassantes et représenteraient les dernières générations de fractures. Les relations chronologiques entre les autres fractures sont difficiles à établir. Elle varie d'un affleurement à l'autre (Figures 5.3 et 5.4) et dans certains cas à l'intérieur d'un même affleurement. La planche 5-3A montre le recoupement de trois veines de quartz dans une unité volcanique fragmentaire et carbonatée. Une caractéristique commune à toutes ces veines, c'est qu'elles sont dépourvues de minéralisation.

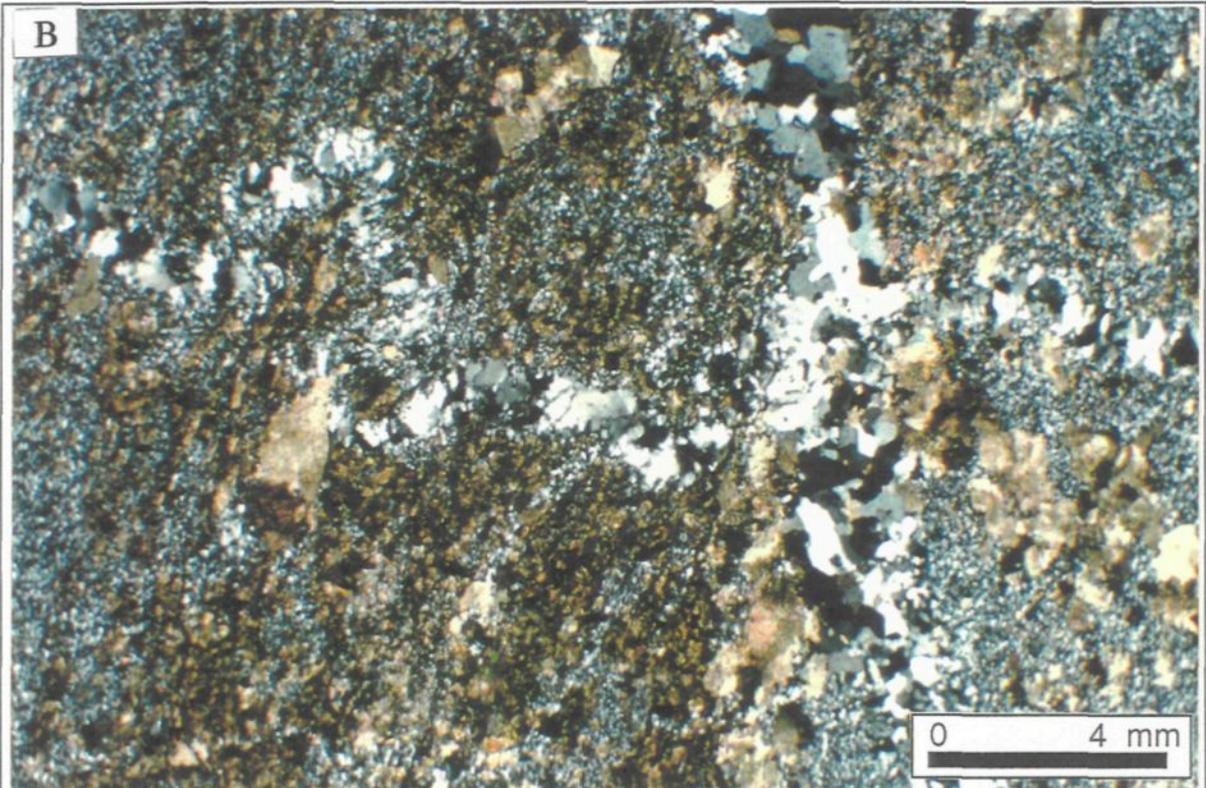
5-4. La déformation à l'échelle microscopique

À l'échelle microscopique, cette étude a permis d'établir un ordre chronologique des altérations qui ont affecté la région d'étude (Tableau 3.1). Ainsi les veinules de quartz formées probablement lors de la minéralisation et l'altération ont été plissées (Planche 5-3B), boudinées et bréchifiées (Planche 3-2A), et recoupées par des veinules ultérieures lors des déformations tardives. Hormis les plissements observés dans les veinules de quartz, il

Planche 5.3

A) Photographie illustrant une chronologie de recoupement de trois veines de quartz dans une unité volcanique fragmentaire carbonatée.

B) Photomicrographie en lumière polarisée montrant une veine de quartz précoce plissée et recoupée par une veine de quartz tardive. Échantillon EK-94-19.



semble que les veines tardives ne montrent pas ce type de déformation. Cette déformation souple est probablement liée à un événement de raccourcissement précoce que l'on peut associer à la mise en place de l'anticlinal du Lac Abitibi.

La déformation s'observe aussi au niveau minéralogique. Les phénocristaux de quartz, plagioclase et les grains de sulfures sont les principaux minéraux qui ont enregistré les effets de la déformation. En général, la déformation est marquée par des cataclases, des dislocations, des extinctions roulantes, des recristallisations, par le développement d'ombres de pression, des surcroissances et même par des inversions de marcassite en pyrite.

Les textures cataclastiques sont importantes et s'observent au niveau des phénocristaux de quartz et des grains de sulfures. Ce sont, en fait, des microfissures qui apparaissent dans les minéraux rigides ayant un comportement cassant.

Les phénocristaux de quartz, les grains de pyrite et de marcassite montrent communément des fractures et des cassures. Les fractures dans les phénocristaux de quartz sont souvent remplacées par des carbonates (Planches 2-1A, 2-4A) et de quartz (Planche 2-7B). Cependant, des fractures ouvertes s'observent (Planche 2-7B). Lorsque la déformation est forte, les grains peuvent être fragmentés en éléments isolés et cimentés par les carbonates (Planche 2-1A) ou formés des agrégats de petits cristaux de quartz soudés. Les cristaux déformés montrent une extinction roulante. Quant aux fractures et cassures observées au niveau des grains de pyrite et de marcassite, elles sont remplacées par des carbonates, du quartz, de la pyrite, de l'hématite ou restent ouvertes. Les planches 4-6A, 4-7A, 4-6C et 4-7C montrent des cataclases de marcassite colloforme. Les fractures et les cassures sont remplacées par la pyrite. La planche 4-6C montre également un microcristal de pyrite précoce recoupé par une veine de pyrite tardive. Dans les zones où de fortes déformations se

produisent, les veines de pyrite sont boudinées (Planche 4-18C). On observe également dans ces zones des grains de pyrite fracturés et bréchifiés (Planche 5-4A) ainsi que des marcassites colloformes. Les fragments issus de telle bréchification peuvent être localement entraînés le long des plans de foliation (Planche 5-4B). La déformation cataclastique peut être accompagnée par des modifications de forme de certaines textures primaires et celles-ci sont bien observées au niveau des marcassites framboïdales. En effet, les marcassites framboïdales généralement sphériques deviennent ellipsoïdes sous l'effet de la déformation par glissement des micrograins internes (Planche 4-13A). Les fortes déformations peuvent entraîner la désagrégation complète de telles structures. Le contact entre les grains constitue des zones de faiblesse pour initier des ouvertures et permettre la circulation des fluides. La planche 4-20A montre une désagrégation d'une masse de sulfure (pyrite et marcassite) par infiltration de l'hématite entre les fractures et les contacts des grains.

La recristallisation est un phénomène courant qui affecte aussi bien la roche encaissante que les sulfures. Elle se produit soit pendant le refroidissement lent après la formation soit pendant le réchauffement lent durant le métamorphisme ou la déformation (Craig et Vaughan, 1981). Elle a comme effet la reformation et la migration des contacts des grains conduisant à des croissances de grains. Les recristallisations complètes aboutissent à la formation de jonction triple dont l'angle est d'environ 120° . Au niveau des roches encaissantes, la recristallisation est marquée par des grains formant des masses microcristallines ou des masses granoblastiques troubles et criblées de paillettes de séricite. La recristallisation dans les chert est très discrète à cause de sa granulométrie fine. La matrice cryptocristalline recristallisée est formée de grains de formes irrégulières, emboîtés les uns sur les autres (Planches 5-5A et B). Certaines veines de quartz affectées par la déformation peuvent être partiellement ou totalement recristallisées en une masse cryptocristalline identique à la matrice (Planche 5-5C). La recristallisation est aussi abondante au niveau de la

Planche 5.4

A) Photomicrographie en lumière naturelle montrant une bréchification des mégacristaux de pyrite. Échantillon EK-95-4.

B) Photomicrographie en lumière naturelle montrant une traînée de pyrite fragmentée et broyée le long des plans de foliation. Échantillon EK-94-6.

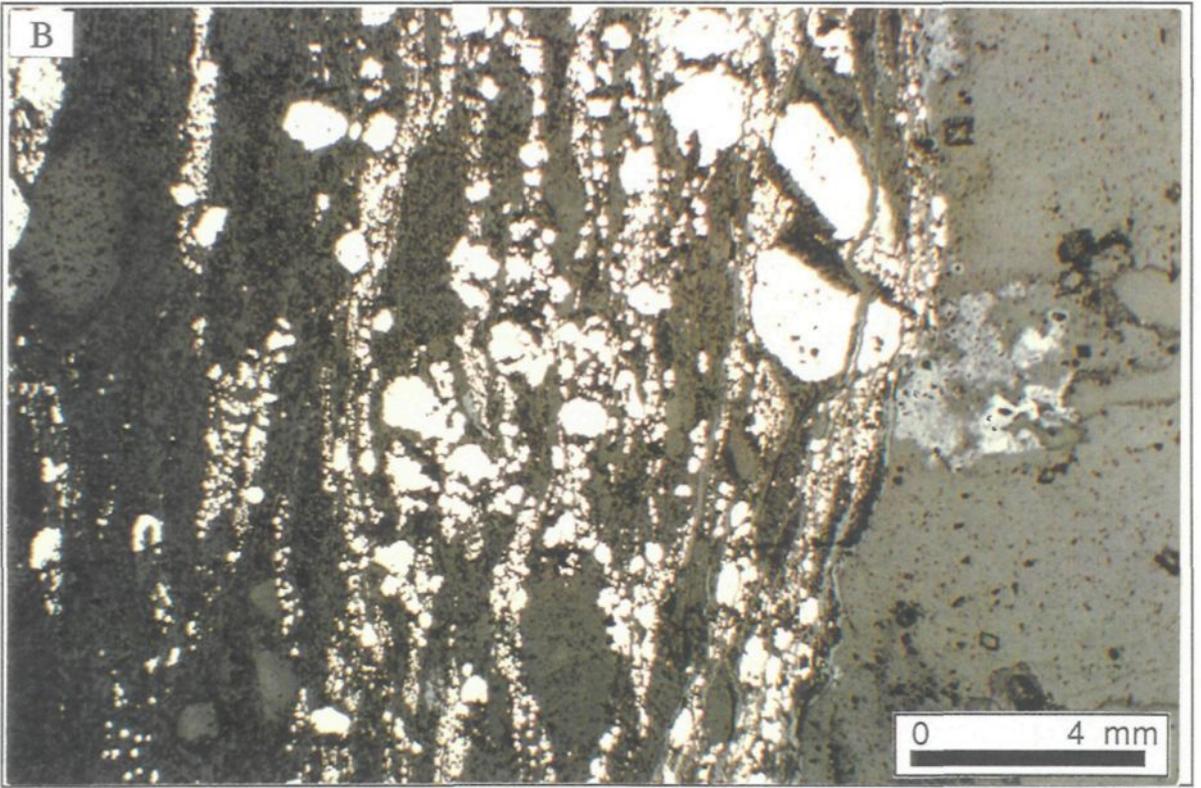
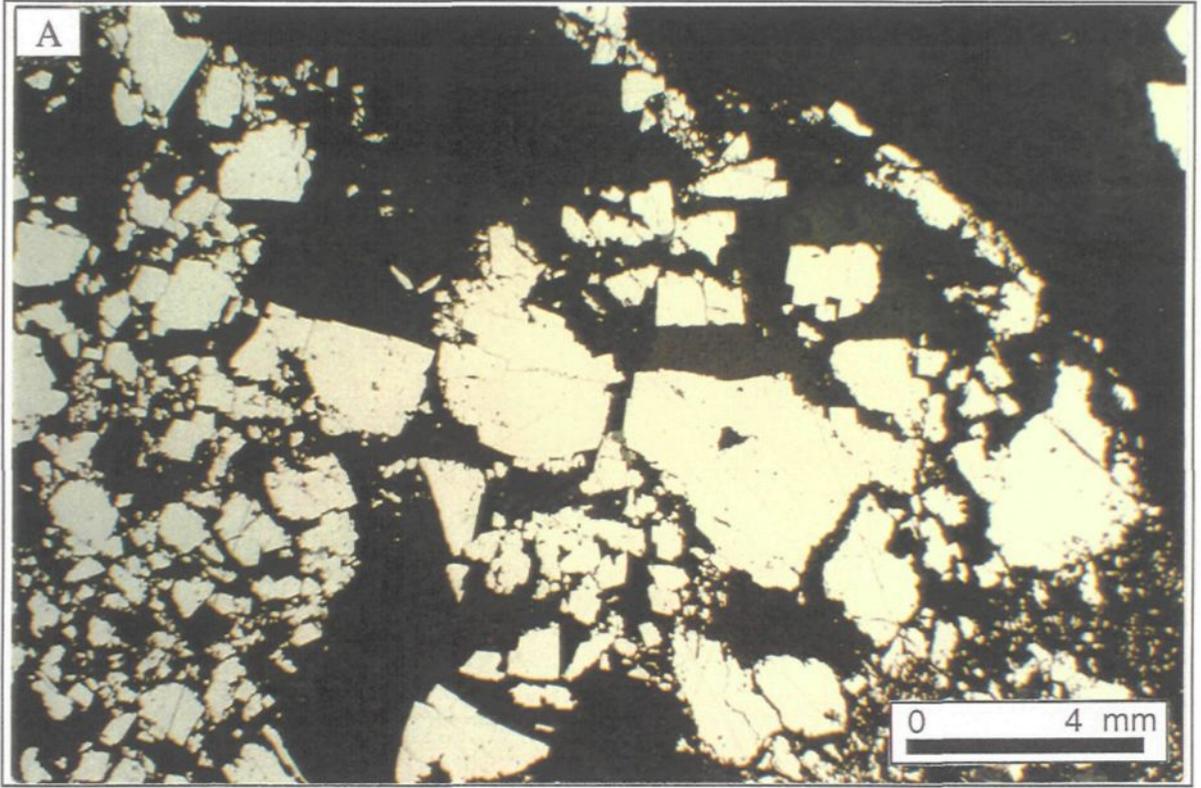
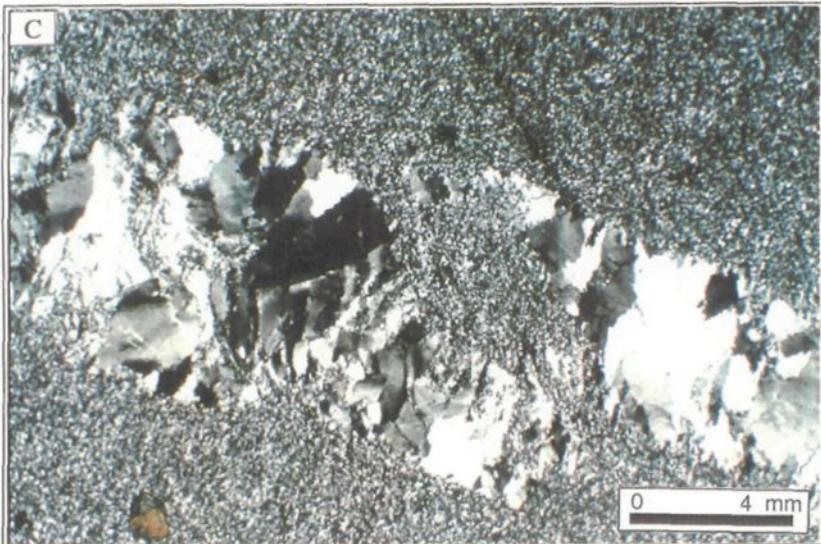
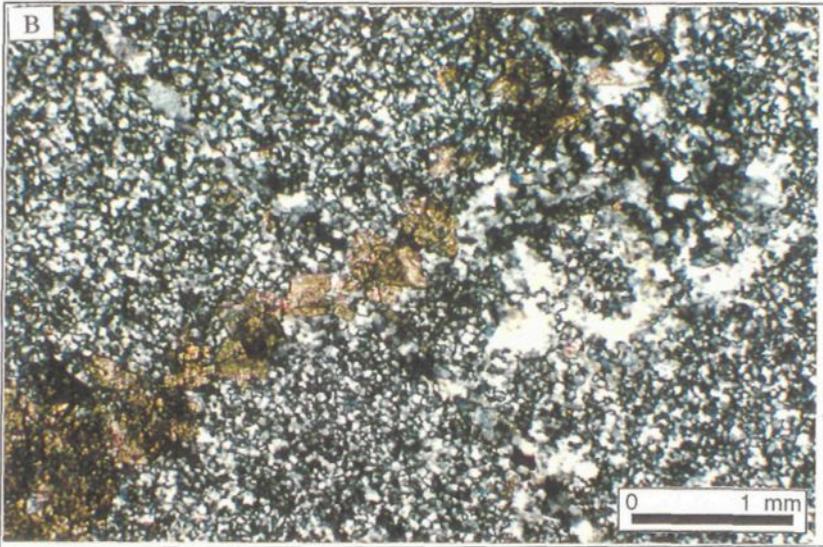
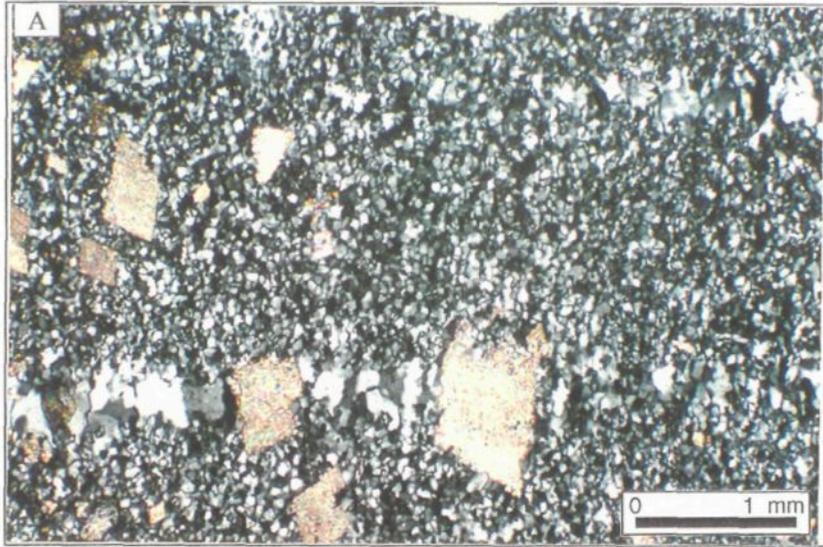


Planche 5.5

A) Photomicrographie en lumière polarisée montrant une unité de chert recristallisé formée de grains irréguliers emboîtés les uns sur les autres. Noter une veine de quartz recoupée par des minéraux de carbonates. Échantillon EK-94-9.

B) Photomicrographie en lumière polarisée montrant une unité de chert recristallisé. Noter la présence d'une veine de quartz recoupée par une veine de carbonate. Échantillon KN-94-42.

C) Photomicrographie en lumière polarisée montrant une veine de quartz déformée et partiellement recristallisée en une masse cryptocristalline identique à la matrice. Échantillon KN-94-24.



minéralisation. Elle s'observe à la fois dans les couches des marcassites colloformes que dans les agrégats disséminés çà et là dans la matrice. Les couches de marcassite colloforme formées d'agrégats de cristaux de marcassites montrent des cristaux quasi équiaux faisant entre eux des angles d'environ 120° (Planche 4-7C). Les planches 4-12A et 4-18A et B montrent des masses de pyrite recristallisées avec des noyaux de microcristaux de pyrite et d'agrégats de marcassite.

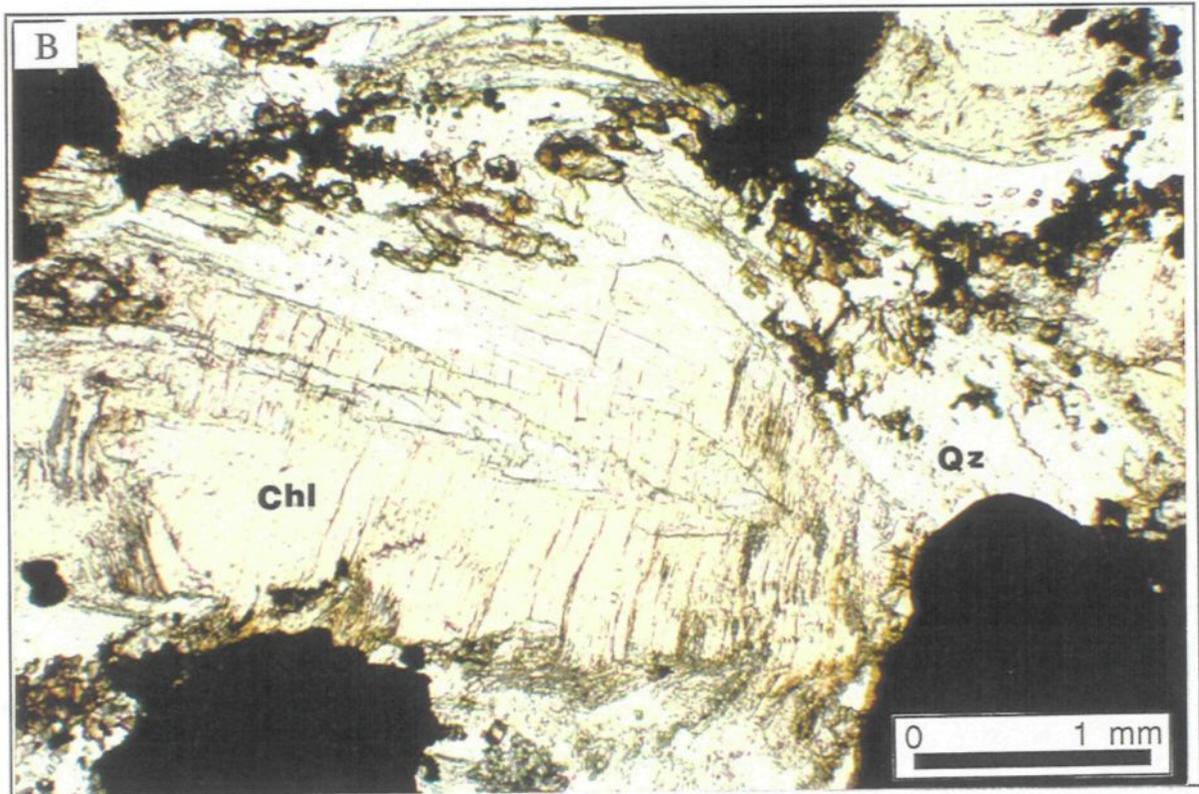
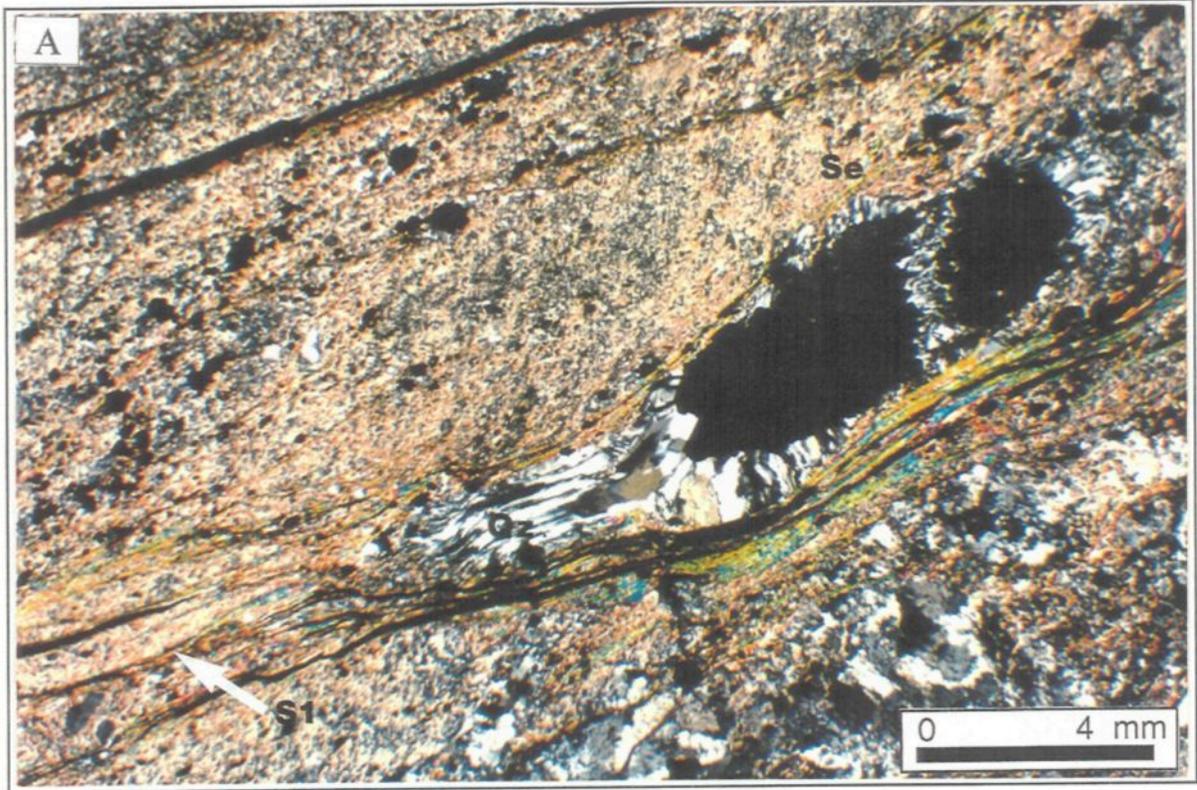
Les ombres de pression sont présentes dans les zones déformées. Elles se développent sur les bordures abritées de la déformation des grains quartz, de pyrite, de marcassite et des carbonates. Elles sont formées de minéraux fibreux de quartz, de chlorite, de séricite et de carbonates. Les ombres de pression sont très développées autour des sulfures (Planche 5-6B). Elles sont généralement orientées suivant la direction principale de la foliation (Planche 5-6A). Autour des phénocristaux de quartz, elles sont moins communes et peu développées.

Les phénomènes d'inversion ont été reconnus dans les grains de marcassite et se produisent entre pyrite et marcassite. L'inversion de marcassite en pyrite s'observe en majeure partie dans les couches des structures colloformes. Elle est caractérisée par la présence de vides de taille variable (Planches 4-9A et B).

Planche 5.6

A) Photomicrographie en lumière polarisée montrant des ombres de pression formées de fibres de quartz (Qz) orientées suivant la direction principale de la foliation. La flèche blanche indique la Schistosité (S1). Échantillon NK-94-2.

B) Photomicrographie en lumière naturelle montrant des ombres de pression formées de chlorite±quartz autour des minéraux opaques. Échantillon KN-94-39.



CHAPITRE 6

INTERPRÉTATION ET CONCLUSION

Chapitre 6

Interprétation, discussion et conclusion

6.1. Introduction

La partie supérieure du GHM constitue en fait le sommet d'un édifice volcanique felsique et marque la fin des activités volcaniques sous-marines. Selon Mueller et White (1992), les roches volcaniques se sont formées dans un environnement marin de plus de 200 mètres de profondeur.

Les roches de la région d'étude, constituées essentiellement de roches volcaniques felsiques massives et bréchiques ainsi que d'horizons de tufs et cherts, ont été affectées par plusieurs types d'altération. La minéralisation de type SMV possède plusieurs caractéristiques primaires qui peuvent être utilisées pour expliquer 1) la genèse et le mode de formation des SMV archéens 2) l'environnement de dépôt des SMV archéens 3) l'évolution des fluides hydrothermaux, et 4) les textures primaires et les conditions physico-chimiques de leur formation. Cette étude place également des contraintes sur les formations de fer ainsi que la formation des cherts.

6.2. Altération hydrothermale et minéralisation

6.2.1. Chert

Les unités felsiques du GHM du secteur d'étude alternent dans sa partie supérieure, avec des unités de tufs et de cherts. De nombreux processus génétiques ont été évoqués pour la genèse de chert. Sangster (1972) concluait que les cherts constituent des sédiments chimiques d'origine exhalative à prédominance volcanique. Ils sont communément associés avec les dépôts de sulfures massifs volcanogènes archéens (Sangster 1972) et sont généralement supposés être des dépôts sous-marins. L'origine hydrothermale des cherts a été suggérée par plusieurs études (De Wit 1982; Smith et al. 1984; Hoffman et al. 1986; De Ronde et al. 1994). Cependant, beaucoup de travaux sur les cherts montrent qu'ils peuvent aussi être le produit d'une altération ou d'un remplacement diagénétique des roches préexistantes, incluant les tufs, les shales, les grés et les komatiites (Lowe et Knauth 1977; Dunlop 1978; Barley 1978; De Wit 1982; Paris et al. 1985; Dimroth 1986). Les sédiments cherteux des roches archéennes riches en sulfures à l'intérieur des séquences ultramafiques de Yilgarn Block en Australie étaient interprétés comme des sédiments intercalés entre les coulées. Leur formation impliquait trois composants principaux: un produit volcanoclastique, un produit exhalatif et un matériel carbonaté (Groves et al. 1978). Groves et al. (1978) suggèrent que leur formation se serait produit durant les stades finaux du volcanisme ultramafique à mafique.

L'analyse pétrographique des cherts du GHM a montré que les cherts contiennent beaucoup de matériaux volcaniques notamment des fragments de roche, des cristaux de quartz, des amygdales, des carbonates et des sulfures de fer. La présence de ces éléments présume que les cherts sont le produit du remplacement des tufs auxquels ils sont communément associés. Cependant, les laminations parallèles dans les cherts et les

rubanements tuf-cherts militent plutôt en faveur d'une origine syn-sédimentaire. Ils se sont formés donc à l'interface eau-sédiment. L'alternance des bandes de chert et tuf suggère des variations dans le rythme d'accumulation des sédiments dans le milieu de dépôt.

L'abondance en Fe et en Al des cherts peut être une source indicatrice pour l'origine des cherts (Zhou et al 1994). Ainsi un chert riche en Fe aura une origine hydrothermale, alors qu'un chert riche en Al aura une origine sédimentaire. L'analyse des minéraux de carbonate et de chlorite présents dans les cherts a révélé un enrichissement important en Fe, laissant ainsi supposer que les cherts seraient possiblement d'origine hydrothermale bien que certains lits paraissent montrer une origine de remplacement sédimentaire, possiblement de shale noir silicifié. La présence d'une quantité importante de sulfures de fer avec des textures primaires de précipitation peut témoigner l'une origine hydrothermale ou diagénétique normale.

La formation des couches de chert entre les unités felsiques marque des périodes d'accalmies des activités volcaniques et le dépôt des sédiments exhalatifs. Les cherts résulteraient de l'effondrement pélagique des exhalites, et leur structure interne serait liée aux conditions hydrodynamiques. Les lits de cherts en formation peuvent être lités, laminés et bréchifiés. Les lits bréchifiés peuvent être attribués aux déformations syn-volcaniques dû soit à la sédimentation pélagique des débris volcaniques lors de l'éruption qui a causé la turbulence de l'eau de mer, soit à la libération de vapeur générée par le réchauffement rapide des eaux interstitielles (Hanson et Schweihert 1982), soit à des échappements d'eau (Mueller et White 1992). Quant aux lits de cherts laminés, lités et massifs, ils se formaient durant la période de faible turbulence ou de faible énergie.

Les cherts, intercalés entre les différentes coulées du GHM, ont favorisé la vaste altération hydrothermale des unités volcaniques de la région. Les cherts ont joué certainement un rôle de barrière imperméable limitée dans la circulation des premiers fluides.

Ainsi les premiers fluides étaient temporairement piégés par les cherts dans les structures poreuses avant de continuer leur ascendance vers la paléosurface.

6.2.2. La silicification

La silicification est omniprésente dans toutes les unités rencontrées dans la région d'étude. Elle se produit dans les unités felsiques, mafiques, dans les fractures précoces et tardives et dans les cherts et les tufs. La silicification a été reconnue comme l'une des premières phases d'altération (Tableau 3.1). Étant donné que les veines de quartz précoces sont généralement recoupées par les phases tardives, il est probable que la silicification se soit produite lors des stades initiaux de la circulation des fluides hydrothermaux. Sa présence dans les veines tardives montre qu'elle se produisait, à des degrés plus ou moins variables, durant toutes les phases d'altération. Selon McGeehan (1978) et Gibson et al. (1983) la silicification se produit lorsque le fluide hydrothermal atteint la température critique au-delà de laquelle la solubilité du quartz décroît. La précipitation de la silice va sceller les pores et les fractures. La silicification est donc le résultat de la précipitation de la silice dans les roches ou dans les fractures à partir de la circulation des fluides hydrothermaux sursaturés.

La silicification précoce a joué un rôle important dans l'évolution du système hydrothermal. La silicification précoce va renforcer l'imperméabilité des roches, empêchant ainsi le déversement des fluides hydrothermaux dans l'eau de mer. Cette couverture de silicification (Figure 2.1) va obliger les fluides hydrothermaux à circuler dans les unités à fortes porosités.

6.2.3. La carbonatation

Les carbonates sont très répandus dans toutes les unités étudiées et constituent les minéraux d'altération les plus abondants. Ils remplacent les vésicules, forment des veinules,

se rencontrent en inclusions dans les chlorites, dans la pyrite et la marcassite, d'épaisses couches de roches felsiques fragmentaires entièrement altérées en carbonates se rencontrent. Les analyses à la microsonde des carbonates révèlent un contenu élevé en Fe avec des quantités mineures de Mg et Mn. Les diagrammes de classification des carbonates construits à partir des résultats d'analyse à la microsonde ont montré que les carbonates sont composés essentiellement de sidérite et d'ankérite. La formation de l'ankérite était suivie par la formation de la sidérite à grains fins. Ces carbonates ferrugineux sont attribués à une origine hydrothermale et suggèrent une formation pré- ou syn-minéralisation.

La présence des carbonates dans plusieurs dépôts de sulfures massifs volcanogènes a été rapportée. Hendry (1981) mentionne que la sidérite et la calcite sont présentes dans l'encaissant du gisement de Prince Lyell, en Australie. La présence de l'ankérite, de la sidérite, de la dolomie et de la calcite a été rapportées dans le gisement de Que River par Offler et Whitford (1992). Shandl et Wicks (1993) ont rapporté deux générations de carbonate, magnésite-dolomie et ankérite-calcite mineure, respectivement dans les roches au nord du gisement de Kidd Creek, en Ontario. Morton et Nebel (1984) ont conclu que le gisement de la mine de fer de Hélène à Wawa, en Ontario, est exclusivement constitué de sidérite et d'ankérite. Séverin (1982) et Morton (1984) ont conclu que la sidérite-ankérite était présente dans le noyau d'altération hydrothermale et l'ankérite dans la zone d'altération semi-concordante. Morton et Nebel (1984) ont noté que la sidérite et l'ankérite étaient d'origine hydrothermale. Les fluides hydrothermaux riches en Fe ont déposé l'ankérite sur les parois de la cheminée d'altération alors que la sidérite se déposait sur le fond océanique. Tous ces travaux concluaient que l'eau de mer était la solution responsable de l'altération et de la minéralisation et l'altération se produisait dans un système ouvert comme le résultat de l'échange des constituants entre cette solution et la roche.

Les carbonates de Fe, sidérite et ankérite, reconnus dans la partie supérieure du GHM sont bien d'origine hydrothermale mais à la différence près que leur altération se produisait, non pas dans un espace ouvert, mais plutôt dans des unités poreuses couvertes d'une couche de chert et de lits silicifiés.

La formation des carbonates de Fe nécessite un fluide évolué (Morton et Franklin 1987). En effet la précipitation des carbonates appauvrit l'eau de mer en CO_2 durant le stade précoce des réactions eau-roche et donc l'eau de mer évoluée pourrait tendre à être pauvre en CO_2 (Fyfe et Lonsdale 1981). Ceci est en accord avec la formation de dépôts de sulfures massifs volcanogènes de type Noranda où peu de carbonate est observé, alors que dans le type Matabi, les carbonates de fer sont grandement répartis à travers toute la séquence volcanique sous le dépôt (Franklin et al. 1977; Groves 1984). Pour résumer Morton et Nebel (1984), la formation de carbonates de fer serait que l'eau de mer en circulation en profondeur, se réchauffe, arrive en contact avec les roches volcaniques mafiques et suivant les réactions, l'eau de mer s'enrichit en Fe, Mg, Mn, Ca et CO_2 par rapport à la couverture de roches volcaniques felsiques. Cette seconde solution va se déplacer vers la surface océanique. L'ébullition de la solution et ou son mélange avec l'eau de mer relativement froide va décroître la solubilité du CO_2 dans la solution hydrothermale (Eugster 1981) causant la précipitation des carbonates de fer. Les unités felsiques du GHM se sont déposées sur une plaine basaltique (Chown et al. 1992). L'enrichissement en Fe de la solution hydrothermale a dû se produire au contact de cette plaine basaltique, mais il peut également provenir des roches felsiques.

La formation des carbonates de fer s'est faite en deux étapes. Les premiers fluides qui ont permis la formation de l'ankérite contenaient des quantités relativement élevées de Fe et de Ca. La texture porphyroblastique de l'ankérite montre que le fluide responsable de sa

formation a eu un temps de résidence relativement long. L'enrichissement continu en Fe de cette solution va entraîner la production de la sidérite avec une granulométrie fine à moyenne observée comme une phase de remplace des altérations précoces (séricite, silice et ankérite) ainsi que les roches felsiques, les cherts et les tufs (Tableaux 3.1 et 3.2).

6.2.4. La chloritisation

La chloritisation observée dans la partie supérieure du GHM n'est pas confinée à un endroit précis qui pourrait indiquer une cheminée d'altération. Elle est répartie, à des quantités variables, dans toutes les unités rencontrées dans cette région d'étude. Elle est abondante dans les couches carbonatées, se rencontre dans les couches felsiques fragmentaires, dans les unités mafiques, se produit dans les fractures précoces et tardives. La présence de la chlorite dans les fractures tardives indique que la chloritisation était plus ou moins continue lors des processus d'altération tardive.

L'analyse à la microsonde des différentes phases de chlorite observée a révélé que la majorité des chlorites a un contenu en Fe élevé et avec des quantités mineures en Mg et Al. Le diagramme de classification des chlorites a montré qu'elles sont composées essentiellement de ripidolite et de pseudothuringite et présentent des rapports $Fe/(Fe+Mg)$ élevés (0.76 à 0.80), correspondant à des chlorites ferrifères. La teneur élevée en Fe des chlorites est indicative d'une altération hydrothermale et est entièrement en accord avec les carbonates riches en Fe. Pour Walford et Franklin (1982), les chlorites riches en Fe se forment dans les cheminées d'altération de basse température et les chlorites riches en Mg dans les noyaux de haute température. La présence de chlorite riche en Fe montre que les fluides responsables de la mise en place du dépôt de la partie supérieure du GHM avaient de faibles températures. L'absence de chlorite riche en Mg supporte un rapport eau/roche élevé et une faible température (Seyfried et Mottl 1982).

Plusieurs études récentes menées sur les zones d'altération des dépôts de sulfures massifs volcanogènes ont rapporté un enrichissement en Fe de la chlorite à travers le noyau des systèmes hydrothermaux (Robert et Reardon 1978; Hendry 1981; Mcleod et Stanton 1984, Kranidiotis et Maclean 1987; Slack et Coad 1989; Leitch 1992; Slack et al. 1992; Cameron et al. 1993). Dans les gisements de type Noranda (Morton et Franklin 1987), la cheminée d'altération hydrothermale typique comprend un noyau fortement chloritisé riche en Mg qui passe graduellement vers l'extérieur à une zone séricitisée (Morton et Franklin 1987; Franklin et al. 1981). Tandis que dans les gisements de type Matabi (Morton et Franklin 1987), cette zonation est absente et la distribution des minéraux se fait à travers toute la cheminée d'altération avec une zone d'intense silicification réduite, dans sa partie supérieure (Morton et Franklin 1987). Les carbonates de fer, ankérite et sidérite ainsi que les chlorites ferrifères sont typiques de la cheminée d'altération de ce type de dépôt. Il semble que les dépôts de la partie supérieure du GHM constituée d'ankérite, de sidérite et chlorites ferrifères distribuées à travers les brèches volcaniques et formant une zone d'altération semi-concordante chapeauté par une couverture de silicification, s'apparenteraient aux dépôts de type Matabi.

Pour Saccocia et al. (1994), l'augmentation du rapport $Fe/(Fe+Mg)$ de la chlorite dans le conduit hydrothermal principal est indicatif d'une activité de $a_{Fe^{2+}}/a_{Mg^{2+}}$ élevée à un pH acide modéré. La chlorite se forme lors des réactions d'échange entre la solution hydrothermale et la roche. En effet, Saccocia et al. (1994) ont conclu que la solubilité de la chlorite dépend fortement de la température et de la composition de la chlorite. Ils rapportent que la composition de la chlorite peut changer en réponse à un mélange constant entre l'eau de mer et le fluide de haute température à travers la zone de décharge. Un mélange continu entre l'eau de mer et le fluide hydrothermal produit une chlorite riche en Fe. Les ratios eau/roche élevés seraient favorisés par une perméabilité élevée (Ellis 1979) et la baisse de

température par l'influx régulier de l'eau de mer froide. L'augmentation de la perméabilité donnerait accès à un grand volume d'eau de mer à la roche et favoriserait la convection des fluides. Un influx constant d'eau de mer dans le système établirait et maintiendrait les ratios eau/roche; et servirait de refroidissement effectif pour le système hydrothermal.

Les fortes altérations observées dans les unités felsiques fragmentaires de la partie supérieure du GHM prouve qu'une grande quantité de fluide avait circulé dans le milieu. L'eau de mer serait probablement le constituant le plus important et son influx constant dans le système a dû contribuer à abaisser la température de la solution hydrothermale.

6.2.5. La minéralisation

Les dépôts de sulfures de fer massifs à disséminés et d'oxydes se produisent dans les roches felsiques fragmentaires altérées et dans les tufs et les cherts. Un horizon de sulfures de fer massif concordant d'environ 2 mètres d'épaisseur et 15 mètres de long a été rencontré dans l'affleurement K. Les sulfures de fer sont constitués de marcassite et de pyrite et représentent les phases de formation primaire. Les oxydes, constitués essentiellement d'hématite, sont vus comme une phase de remplacement des sulfures de fer et des minéraux de la gangue, particulièrement les carbonates de fer. Cette phase représente la phase tardive de la minéralisation.

La formation de la minéralisation se produisait dans un environnement volcanique qui a été interprété par Mueller et White (1992) comme un complexe central associé à un milieu intracaldéra dans lequel des circulations importantes de fluides hydrothermaux liés aux activités volcaniques se produisaient.

Les sulfures massifs volcanogènes se forment lors de la décharge des fluides hydrothermaux chauds sur le fond océanique (Lydon 1984) ou dans des eaux interstitielles

des roches à porosités élevées, gorgées d'eau et recouvertes par une couverture de roche imperméable. La précipitation des sulfures se produit lors du mélange des fluides hydrothermaux avec l'eau de mer.

La minéralisation dans la partie supérieure du GHM s'est produite dans des roches felsiques fragmentaires recouvertes par une couche imperméable de tuf et de shale silicifié qui empêchait le fluide hydrothermal chaud de se décharger directement dans l'eau de mer. Il va s'en dire que les roches volcaniques fragmentaires se gorgeaient d'eau pendant ou avant la silicification. Cette couverture silicifiée va jouer un rôle de piège pour le dépôt des sulfures. En effet, l'eau retenue dans les roches fragmentaires était possiblement importante pour que son interaction avec les fluides hydrothermaux chauds ascendants puissent permettre la formation des sulfures de fer et autres phases ferrifères. Les sulfures se déposaient soit dans les fragments, soit entre les fragments, soit dans des horizons favorables (horizon de sulfures massifs concordants dans l'affleurement K).

L'étude de la minéralisation des cheminées de sulfures massifs modernes (Embley et al. 1988; Paradis et al. 1988; Graham et al. 1988; Goodfellow et al. 1993; Percival et Ames 1993;), de la composition chimique et de la température des fluides minéralisateurs qui les produisent (Graham et al. 1988, Binns et al. 1993; Goodfellow et al. 1993; Percival et Ames 1993;) a fourni des indices importants sur la paragenèse et les conditions physico-chimiques des gisements de sulfures anciens. Les travaux expérimentaux de Murowchick et Barnes (1986) ont également apporté des informations sur les conditions de précipitation de la pyrite et de la marcassite. La précipitation de la marcassite est favorisée en milieu acide modéré ($\text{pH}=5$; $T < 200^\circ$) en présence de polysulfures neutres tels que H_2S_2 , H_2S_4 par rapport à la pyrite qui, elle, se forme aux pH élevés en présence de polysulfures monovalents tels que H_2S^- , HS^{4-} . L'implication des polysulfures dans la formation de la pyrite et de la marcassite

a été également reconnue par Graham et al. (1988) au niveau des cheminées de sulfures-sulfates 'East Pacific Rise', 11° et 13°N Latitude.

La présence exclusive de marcassite et de pyrite dans la région d'étude suggère que les polysulfures ont joué un rôle important dans l'environnement de dépôt et des conditions acides modérées ($\text{pH} < 5$) et basiques ($\text{pH} > 5$) se rencontraient dans cet environnement.

Les températures de formation de la pyrite et de la marcassite sont très problématiques. Beaucoup d'occurrences de marcassite suggèrent qu'elle se forme à des températures inférieures à 240°C (Heyl 1983; Mckibben et Elders 1985). Kelly et Turneure (1970) ont rapporté des températures de formation de 200 à 260°C à Colquiri en Bolivie. La paragenèse des dépôts de sulfures massifs volcanogènes peut être un indicateur pour l'évaluation des températures de formation de certains gisements. Ainsi, un gisement riche en Zn aura des températures de formation inférieure à 300°C tandis qu'un gisement riche en Cu se produira à des températures supérieures à 300°C (Hannington et Scott 1988; Thompson et al. 1988; Rona 1988). Bien que les températures de formation de la marcassite et de la pyrite soient variables, il semble que la présence des textures précoces ou primaires telles que colloforme, framboïdale, automorphe, crustiforme, sphérolitique et autres peuvent fournir des informations sur les processus de formation des gisements. En effet, la plupart des textures primaires citées ci-dessous sont reconnues comme des textures typiques de basse température (Craig et Vaughan 1981; Eldridge et al. 1983; Zierenberg et al. 1984; Frater 1985; Ashley et al. 1988; Graham et al. 1988; Grenne et Vokes 1990; Scott et al. 1990; Gu et McClay 1992; Large 1992). Ames et al. (1993) ont rapporté une température de 100°C pour la marcassite colloforme dans la Zone de Cheminée Active (ZCA) de Middle Valley au niveau de la ride de Juan de Fuca.

L'absence générale de métaux de base et la présence de marcassite montrent que les températures n'ont jamais atteint 300°C. La production abondante de texture colloforme, de framboïde, sphérolite suggère que les fluides minéralisateurs avaient possiblement des températures autour de 100°C et peut être même moins.

Les travaux de Graham et al. (1988) dans les cheminées de sulfure-sulfate dans "East Pacific Rise", 11° et 13°N Latitude, révèlent que les minéraux primaires ou précoces sont dissouts, recristallisés, inversés ou remplacés durant la circulation des fluides tardifs de hautes températures ou par l'entrée de l'eau de mer durant le déclin de l'activité hydrothermale. De telles remarques ont été faites par d'autres auteurs (Goodfarb et al. 1983; Hekinian et al. 1983; Tivey et Delaney 1986). Les textures secondaires semblables observées dans cette étude peuvent être attribuées à de tels phénomènes. Ainsi les textures de recristallisation, crustiforme, d'inversion, de surcroissance et de croissance se seraient formées par la circulation d'une solution hydrothermale tardive de plus haute température. Cette élévation de la température aura tendance à augmenter le pH des solutions. Ceci expliquerait la raison pour laquelle toutes les phases secondaires sont représentées par la pyrite.

L'histoire de la formation des indices de la partie supérieure du GHM s'est terminée avec la formation de l'hématite. L'oxydation est notée dans plusieurs gisements modernes même si l'hématisation est rare et est souvent présente dans la zone d'altération périphérique (Embley et al. 1988; Alabaster et Pearce 1985; Oudin 1981). Elle est perçue comme une phase tardive qui se produit durant et après le déclin des fluides hydrothermaux par l'entrée d'eau de mer sous saturée en soufre par rapport aux sulfures (Graham et al. 1988; Frater 1983). Frater (1985) argumente aussi qu'il peut être le résultat de la précipitation à partir d'une solution hydrothermale ascendante sous des conditions oxydantes.

Selon les analogies modernes (Embley et al. 1988; Alabaster et Pearce 1985; Oudin 1981), l'hématite observée dans la région d'étude a donc été formée durant une phase d'oxydation qui pourrait bien impliquer le rôle de l'eau de mer archéenne. Mais il s'avère que les eaux de mer archéennes sont pauvres en oxygène. De ce fait, cette oxydation ne peut pas être expliquée par la présence d'eau de mer archéenne. Une source d'eau profonde telle que suggérée par Frater (1985) riche en oxygène peut très bien expliquer la formation de l'hématite même si l'on ne dispose pas de preuve convainquante. La question de la présence de l'hématite dans l'archéen doit être analysée sérieusement pour mieux comprendre les environnements archéens.

6.3. Signification des textures

Les gisements de sulfures massifs volcanogènes non métamorphisés retiennent communément les textures primaires des minéraux opaques (Watanabe 1974; Constantinou et Govett 1973; Craig 1981). Bien que le GHM ait subi un métamorphisme régional de faciès préhnite-pumpéllite, certaines textures pré-métamorphiques ou primaires sont retenues. Les textures primaires rencontrées lors des études minéralogiques du dépôt se composent de texture colloforme, framboïdale, sphérolitique, crustiforme et certaines textures automorphes. Beaucoup de ces textures primaires ont été rencontrées et décrites dans des environnements similaires ou différents (Constantinou 1980; Leitch 1981; Taylor 1982; Bischoff et al. 1983; Eldridge et al. 1983; Ixer et al. 1984; Frater 1985; Hékinian et Bideau 1986; Scott 1987). Les textures sont parfois modifiées dans certaines zones et oblitérées dans d'autres par un revêtement de processus d'altération commencé possiblement avec l'ajustement hydrothermal-autométamorphisme et se continuaient à travers l'enfouissement et le métamorphisme régional. Comme résultat, beaucoup de textures primaires sont cataclasées, bréchifiées, remplacées, recristallisées oxydées et inversées. Ces textures dites secondaires

reflètent l'implication des événements tectoniques et thermaux dans l'environnement de dépôt. Par exemple, la marcassite s'inverse en pyrite à des températures d'environ 200°C (Murowchick et Barnes 1986). Les inversions de marcassite en pyrite observées dans cette étude montrent que le dépôt avait atteint des températures de l'ordre de 200°C au cours des événements post-dépôt. Les grains de porphyroblastes de pyrite peuvent refléter la rééquilibration entre les sulfures précoces et les solutions tardives chaudes. Ceci invoque probablement la dissolution des sulfures anciens et le remplacement plus tardif par des phases de hautes températures.

Quoique tous ces phénomènes secondaires s'y rencontrent, le dépôt a tout de même conservé tous les minéraux primaires. La présence des textures primaires indique que le dépôt de la partie supérieure du GHM est primaire et ne résulte pas de phénomènes secondaires tels que déformation et métamorphisme. Ces textures fournissent des informations concernant les processus primaires de dépôt ainsi qu'en ce qui a trait aux modifications subies par ces minéraux précoces au cours des processus post-déformation.

6.3.1. Texture colloforme

La texture colloforme est généralement considérée comme une texture de précipitation précoce formée par le mélange des fluides hydrothermaux chauds avec l'eau de mer froide (Eldridge et al. 1983, Grenne et Vokes 1990). La texture colloforme a été décrite par plusieurs auteurs dont Guha et Darling (1972), Constantinou (1973), Simmons (1973), Watanabe (1974), Koo et Mossman (1975), Leitch (1981), Frater (1985), MacClay (1991), Gu et MacClay (1992) et souvent citée comme une évidence de formation initiale de basse température par dépôt colloïdale (Frater 1985). Cependant Roedder (1968) a montré que les textures colloformes peuvent croître rapidement et librement comme des fibres de cristaux

fins dans un fluide ou dans un milieu plastique homogène (roches volcaniques fragmentaires saturées en eau ou roches sédimentaires) (Frater 1985) à partir d'une solution sursaturée.

La texture colloforme est composée de masses de cristaux radiales concentriques en croissance à partir d'un site adjacent le long d'une paroi de veine, à partir de la surface d'un fragment ou d'un cristal ou à partir d'un remplacement de minéraux préexistants (Craig et Vaughan 1981)

La texture colloforme décrite dans cette étude est semblable à celle décrite par ces auteurs et ainsi qu'à celle décrite dans les cheminées actuelles (Eldridge et al. 1983; Hannington et al. 1986; Scott et al. 1990). Une température d'environ 100°C a été rapportée par Ames al. (1993) pour les pyrites et marcassites rencontrées au niveau des Zones de Cheminées Actives (ZCA) à Middle Valley dans la ride Juan de Fuca. Le litage, les variations d'épaisseur des lits et les faibles changements de couleur et de la taille des cristaux observés dans leur structure interne traduisent soit des changements dans la composition des fluides minéralisateurs, soit des changements de température (Craig et Vaughan 1981). Donc la texture colloforme correspond à une croissance rapide et libre dans un vide ou dans un espace ouvert à partir d'un fluide sursaturé et le litage serait le résultat d'un changement physico-chimique dans l'environnement de dépôt avec le temps. Par ailleurs, l'analyse chimique des textures ne semble pas montrer des variations systématiques de composition, des bordures vers le centre des grains. Il se peut que celle-ci ait subi une rééquilibration dans leur composition chimique, possiblement pendant la recristallisation métamorphique. Elle a été souvent citée comme une texture caractéristique d'espace ouvert (Frater 1985, Craig et Vaughan 1981, Grenne et Vokes 1990). Dans beaucoup de gisements, elle est communément observée dans la partie supérieure des cheminées de sulfure massif

volcanogène (Frater 1985, Leitch 1981) et est caractéristique de texture proximale (McClay 1991).

Les dépôts de la partie supérieure du GHM étant confinée dans les roches volcaniques fragmentaires altérées couvertes d'une couche silicifiée, il se pourrait que l'engorgement d'eau de mer préalable de ces roches fragmentaires et également l'apport de solution hydrothermale rendaient le milieu assez plastique pour que de telles textures puissent se former entre les fragments et au devant des carbonates. Les textures colloformes se formaient généralement autour des fragments et à l'intérieur des filonnets. Les carbonates sont toujours présents entre les microlites colloformes.

6.3.2. Texture framboïdale

La texture framboïdale suggérée dans cette étude représente des agrégats de marcassite, néanmoins certains noyaux de texture sphérolitique constitués d'agrégats de microcristallites de pyrite peuvent être interprétés comme des textures framboïdales.

La texture framboïdale a été rapportée et documentée comme une texture primaire de mise en place et sa conservation est due à l'arrangement des microcristallites, à sa taille et à son environnement de formation (Chauhan 1974; Ferguson et al. 1974; Massaad 1974; Larter et al. 1981; Leitch 1981; Taylor 1982; Taylor 1984; Roberts 1980). La texture framboïdale est définie comme un agrégat de microcristallites (20 à plus de 300) ordonnés ou non. Leur taille peut varier jusqu'à 150mm. Les framboïdes décrits dans cette étude ne dépassent pas 100mm et les microcristallites ne présentent pas d'arrangement.

Plusieurs modes de formation ont été suggérés pour la formation des framboïdes, bien que la présence des bactéries semble être importante dans certains cas (Trudinger et al. 1972). Les framboïdes se forment soit en partie par remplacement de vacuoles remplies de

gaz (Rickard 1970) ou de débris organiques (Love et Murray 1963; Love et Zimmerman 1961; Love et Amstutz 1966) ou par précipitations de suspensions libres de métaux et de sulfures dans une solution vraie (Farrand 1970). Donc ils n'impliquent pas nécessairement une texture d'espace ouvert. Cependant, ils caractérisent une situation diagénétique comme c'est le cas des sédiments actuels (Love 1967; Berner 1969 et 1970). Taylor (1984) a récemment rapporté et décrit la formation des framboïdes dans les sédiments volcaniques exhalatifs des îles de Solomon, îles de Floride, et a donc suggéré qu'une ségrégation systématique et orientée des gels de particules peut expliquer la formation des framboïdes dans une vaste variété de régime.

6.3.3. Texture sphérolitique

Les sphérolites, de 10 à 50mm, décrits dans les gisements de Pb-Zn stratiformes du Cordillera Canadien ont été considérés comme une texture formée au cours des processus primaires de formation ou des processus diagénétiques précoces (Gu et McClay 1992). Ils sont constitués de deux parties: une couche externe constituée de fibres de cristaux radiaires concentriques et un noyau constitué de microcristallites de pyrite ou framboïdes de pyrite. La structure interne des sphérolites rappelle la structure interne de certains organismes et suggère que les sphérolites seraient des remplacements d'algues fossiles par la pyrite (Aldridge et Armstrong 1981; Bassoullet 1983; Wray 1977).

Les textures sphérolitiques décrites dans la partie supérieure du GHM s'apparentent à celles rapportées par Gu et McClay (1992) et témoignent de l'évolution de la minéralisation pendant la diagenèse.

6.4. Les formations de fer

Les formations de fer, telles que reconnues dans la partie supérieure du GHM, ont un aspect rubané. Ces formations sont constituées de chert et carbonate de fer. Leurs études pétrographiques ont révélé qu'elles sont le produit d'une altération hydrothermale des unités de tuf-chert rubanées. Cette altération hydrothermale convertissait les tufs et les cherts en sidérite et ankérite tout en gardant leur structure primaire de formation. L'altération hydrothermale se produit également dans les unités felsiques fragmentaires en les transformant partiellement ou totalement en sidérite et ankérite. L'association des formations de fer du GHM avec les unités volcaniques et leur origine hydrothermale s'apparentent aux formations de fer de type Algoma définies par Goodwin (1962) et Gross (1983).

De façon classique, les formations de fer sont attribuées à des exhalaisons de fluide riche en fer dans l'eau de mer (Kimberley 1989) bien que des formations d'origine diagénétique ont été rapportées (Dimroth 1986). Les fluides sont enrichis en fer à cause de l'interaction eau de mer/roche en profondeur. Kimberley (1989) suggérait que les plumes ferrifères résultant de la décharge des fluides hydrothermaux précipiteraient les minéraux ferrifères et la silice sous forme de colloïdes au sommet des plumes. Ces colloïdes pourront alors se déplacer avec les courants prédominants jusqu'au site de formation du gisement de fer. Les formations de fer rubanées de type Algoma dans la ceinture de roches vertes de Barberton en Afrique du Sud se sont déposées à une distance d'environ 8 kilomètres de la zone de décharge de fluides hydrothermaux (De Ronde 1994).

Les formations de fer du GHM, composées de sidérite et d'ankérite ont l'aspect d'une formation de fer rubanée, mais les études microscopiques ont montré qu'elle est le produit de remplacement des unités de tuf-cherts et des unités felsiques fragmentaires, et une origine hydrothermale leur a été attribuée. Cependant, les conditions de formation des dépôts du

GHM étaient différentes des scénarios développés par Kimberley (1989). En effet, les fluides hydrothermaux, dans le GHM, ne se déchargeaient pas dans l'eau de mer, mais plutôt dans des unités felsiques fragmentaires gorgées d'eaux et recouvertes par des couches de chert imperméables. Cette couverture de chert va obliger les fluides à circuler dans les unités felsiques fragmentaires et dans les tufs. La profondeur de mise en place des formations de fer est aussi un critère important pour la reconnaissance des types de formation. La profondeur de mise en place des formations de fer du GHM n'a pas été investiguée, mais selon les études menées par Mueller et White. (1992), les unités volcaniques se sont formées à plus de 200 mètres de profondeur. La présence de laminations parallèles dans les tufs et dans les cherts témoigne un milieu relativement calme.

6.5. Comparaison et modèle de mise en place du gisement

Il y a beaucoup de similitudes entre les traits primaires de la Formation de Sainte-Hélène dans la région de Wawa, en Ontario et la partie supérieure du GHM. À l'exception du métamorphisme, de faciès schiste vert dans la Formation de Sainte-Hélène et de faciès préhnite-pumpellyite dans le GHM, les traits d'altération sont, à quelques exceptions près, similaires.

La formation du dépôt de sulfures et des minéraux d'altération de la partie supérieure du GHM a eu lieu à partir de solution hydrothermale évoluée où l'eau de mer était le constituant le plus important. La partie supérieure du GHM est constituée d'une alternance de coulées massives et fragmentaires entre lesquelles s'intercalent des unités de tuf-cherts. La présence de ces cherts traduit la fin de chaque éruption volcaniques. Les roches volcaniques fragmentaires s'engorgeaient d'eaux lors des processus de silicification des sédiments pour former des cherts. La circulation des fluides hydrothermaux évolués ascendants, à travers cette succession volcanique, sera responsable de l'altération des roches

volcaniques et des cherts ainsi que de la formation du dépôt. En effet, l'eau de mer froide en circulation en profondeur, se réchauffe, arrive en contact des roches volcaniques basaltiques (Chown et al. 1992), entre en interaction avec cette dernière, et s'enrichit en Fe, Mg, Mn, Ca, CO₂ et en métaux de base. La concentration des métaux de base dépend des ratios eau/roche (Franklin et al. 1981) et de la température (Seyfried et Bischoff 1981). Seyfried et Bischoff (1981) ont suggéré que pour obtenir des concentrations élevées en métaux de base dans une solution, la température doit être autour de 300°C pour des ratios eau/roche élevés et 400°C pour des ratios faibles. Cette seconde solution va se déplacer vers la surface océanique.

Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer l'occurrence des minéraux d'altération et des dépôts de sulfures. La première hypothèse serait qu'après chaque éruption volcanique et la formation de chert, les fluides hydrothermaux évolués ascendants après avoir altéré les roches volcaniques fragmentaires, arrivent en contact avec des cherts. La décharge continue des fluides hydrothermaux dans le milieu augmente la pression hydrostatique, provoque une hydroexplosion et se mélange avec l'eau de mer en précipitant les carbonates ainsi que les sulfures jusqu'à ce qu'une nouvelle éruption volcanique survienne pour l'isoler de l'eau de mer. La présence de fragments de chert et de marcassite colloforme dans les couches carbonatées, de marcassite colloforme (caractéristique d'espace ouvert) et de rares framboïdes dans les unités felsiques fragmentaires pourrait supporter cette idée.

La seconde hypothèse serait que la circulation des fluides hydrothermaux évolués ascendants se produirait après l'empilement de toute la séquence volcanique de la partie supérieure du GHM (Figure 6.1). En effet, les fluides hydrothermaux évolués ascendants pénètrent dans une couche fragmentaire précédemment gorgée d'eau, envahissent cette dernière et l'altèrent. L'apport de nouveaux fluides fait élever la pression hydrostatique sous

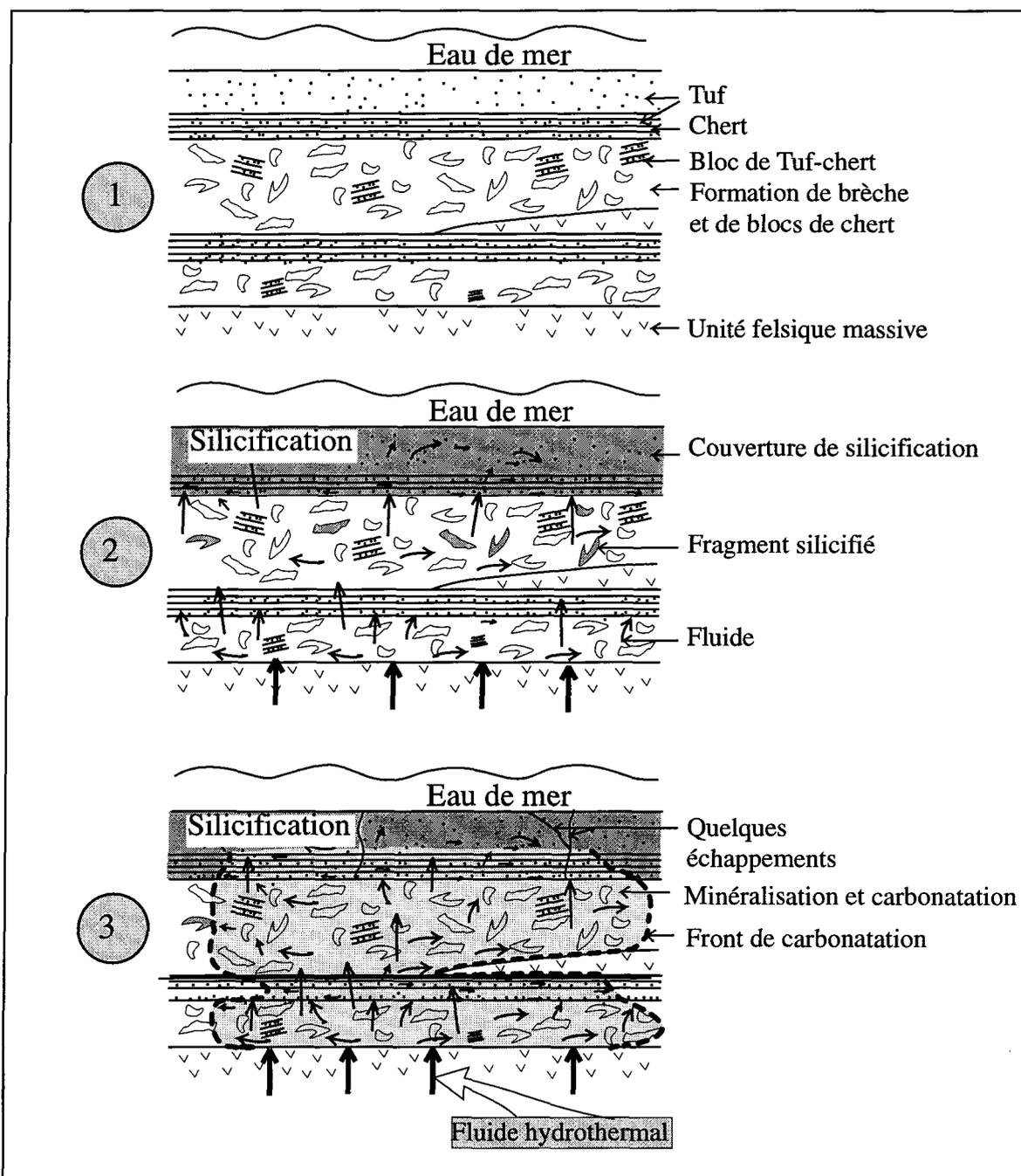


Figure 6.1: Les différentes étapes ayant conduites à la formation de la minéralisation
 1: Empilement volcanique et dépôt de tuf-chert.
 2: Formation de couverture de silicification. Circulation verticale et latérale des fluides hydrothermaux siliceux dans les unités felsiques fragmentaires et de tuf-cherts.
 3: Circulation verticale et latérale des fluides hydrothermaux riches en Fe, Ca, CO₂ et S dans les couches fragmentaires et les tuf-cherts. Formation de marcassite et de pyrite

la couche tuf-chert imperméable qui finit par se fracturer. Selon Morton (1984), la rupture peut être facilitée par le développement ou la réactivation des fractures ou des failles dans les couches précédemment altérées. La solution hydrothermale se déplace à nouveau jusqu'à une autre couche fragmentaire où elle pourra l'envahir et l'altérer. La fracture remplacée par des carbonates observés dans l'affleurement NK supporte cette idée.

Dans tous les cas, la circulation des fluides hydrothermaux n'a jamais atteint la paléosurface hormis les échappements périodiques possibles par les fractures. L'absence générale des métaux de base peut être attribuée, soit au fait que la solution hydrothermale manquait d'habilité pour les lessiver et/ou les transporter (Morton 1984), soit au fait que la solution se séparait de ses métaux de base durant son ascension, soit au fait que la température était trop faible (environ 100°C).

Dans la Formation de Sainte-Hélène, les solutions hydrothermales évoluées se déchargeaient dans l'eau de mer en empruntant les fractures synvolcaniques précédemment réactivées. Le mélange de ces solutions avec l'eau de mer déposait la sidérite, l'ankérite, la chlorite ainsi que les sulfures de fer.

Sous la base des assemblages minéralogiques et de la composition chimique, il a été suggéré que la formation des dépôts à Sainte Hélène et celle du GHM nécessitaient des ratios eau/roche élevés et de faibles températures. Les minéraux d'altération, composés chlorite, ankérite, sidérite à Sainte Hélène sont confinés à l'intérieur de la cheminée d'altération. Dans la partie supérieure du GHM, les minéraux d'altération sont présents à travers toutes les unités fragmentaires et les cherts. Aucune distribution spatiale n'a été constatée. Il se pourrait qu'une ou plusieurs cheminées aient existé.

6.6. Conclusion

Le but de ce travail était d'identifier toutes les unités qui encaissent les dépôts de la partie supérieure du GHM, de déterminer tous les processus d'altération, de caractériser les dépôts de sulfures massifs volcanogènes et les formations de fer ainsi que leur mécanismes de formation, l'ensemble permettant d'établir un modèle de mise en place. Les principales conclusions de l'étude qui répondent à ces objectifs peuvent être résumées ainsi:

1) La partie supérieure du GHM est constituée de coulées felsiques massives: 1) à phénocristaux de quartz, 2) à phénocristaux de quartz et feldspath et 3) à phénocristaux de feldspath, de coulées felsiques fragmentaires entre lesquelles s'intercalent des unités de tuf-cherts, le tout est surmonté par une succession de coulées mafiques massives et coussinées du GSR.

2) Cinq processus d'altération hydrothermale se sont produits dans le GHM, il s'agit dans l'ordre: (1) de la séricitisation, (2) de la silicification, (3) de la carbonatation, (4) de la chloritisation et de l'albitisation. Les trois dernières sont associées à la minéralisation et se produisent généralement dans les roches felsiques fragmentaires et dans les tuf-cherts. La silicification va produire des cherts ou des horizons silicifiés imperméables qui empêcheront les fluides de se déverser dans l'eau de mer et par conséquent les obliger à circuler dans les roches plus poreuses. Les carbonates sont composés de sidérite et d'ankérite. La chlorite est composée de ripidolite et de pseudothuringite.

3) L'abondance de la sidérite et de l'ankérite avec une distribution semi-concordante dans les unités felsiques fragmentaires et les tufs et la présence d'horizon silicifié indiquent que les indices de sulfures massifs volcanogènes de la partie supérieure du GHM sont de type Mattabi.

4) La minéralisation est composée de marcassite, pyrite et d'hématite. La marcassite et la pyrite montrent des textures primaires de formation, notamment la texture colloforme, framboïdale, sphérolitique, crustiforme et cristalline, alors que l'hématite est une phase de remplacement des sulfures de fer et des carbonates de fer. L'analyse à la microsonde de la marcassite et de la pyrite ne montre pas de variations significatives dans leur composition et montre des conditions physico-chimiques stables dans leur milieu de dépôt.

5) La présence des textures primaires de formations des sulfures indique que les fluides minéralisateurs avaient des températures faibles, possiblement autour de 100°C.

6) Les formations de fer de sidérite et d'ankérite de type Algoma du GHM sont le produit de remplacement par les fluides hydrothermaux des horizons rubanés de tuf-cherts et des unités felsiques fragmentaires. Les cherts se sont formés à l'interface eau de mer-sédiment à partir des retombées pélagiques d'origine hydrothermale. L'alternance tuf-chert traduit la variation dans le rythme d'accumulation des sédiments dans le milieu de dépôt.

7) L'étude des indices de SMV de la partie supérieure du GHM a montré l'existence d'une relation génétique et spatiale entre les formations de fer rubanées de type Algoma et le SMV de type Matabi. Les formations de fer rubanées de carbonates de fer sont des SMV avortés de basse températures.

6.7. Recommandations

L'étude de ce mémoire porte sur des observations de surface et montre l'existence d'une vaste altération, latéralement continue, de sidérite, d'ankérite, de ripidolite, de pseudothuringite et de sulfures massifs volcanogènes. L'étude des textures des sulfures massifs volcanogènes a montré la présence de plusieurs textures primaires, indicatrices de basse température. L'existence de ces textures suggère que la partie supérieure du GHM a

subi peu ou pas d'érosion et que les métaux de base et autres minerais de haute température se séparaient des fluides hydrothermaux avant d'atteindre la surface. En tenant compte de tous ces éléments, il sera intéressant d'envisager, par le biais de forage, des travaux en profondeur en vue de rechercher l'existence d'une ou de plusieurs cheminées d'altération. Ces travaux devraient aussi tenir compte de la continuité latérale (sur plusieurs kilomètres) des altérations car il est probable qu'une cheminée latérale ait existé.

Références

- Alabaster, T. et Pearce, J. A. 1985. Inter-relationship between magmatic and ore-forming hydrothermal processes in the Oman Ophiolite. *Economic Geology*, **80**: 1-16.
- Aldridge, R. J. et Armstrong, H. A. 1981. Spherical phosphatic microfossils from the Silurian of North Greenland. *Nature*, **292**: 531-533.
- Ames, D. E., Franklin, J. M. et Hannington, M. D. 1993. Mineralogy and geochemistry of active and inactive chimney and massive sulfide, Middle Valley, northern Juan de Fuca Ridge: an evolving hydrothermal system. *Canadian Mineralogist*, **31**: 997-1024.
- Ashley, P. M., Dudley, R. J., Lesh, R. H., Marr, J. M. et Ryall, A. W. 1988. The Scuddles Cu-Zn prospect, an Archean volcanogenic massive sulfide deposit, Golden Grove district, Western Australia. *Economic Geology*, **83**: 918-951.
- Barley, M. E. 1978. Shallow-water sedimentation during deposition of the Archean Warrawoona Group, Eastern Pilbara Block, Western Australia. *Dans Archean cherty metasediments: their sedimentology, micropaleontology, biogeochemistry and significance to mineralization, édité par Glover, J. E. and Groves, D. I., p. 22.*
- Bassoulet, J. P. 1983. Udoteaceae algae from the Palaeozoic to the Cenozoic. *Bulletin Centres Recherche Exploration Elf-Aquitaine* **7**, 2: 451-621.
- Beaumier, M. 1985. Lithogéochimie d'une partie du complexe rhyolitique de Hunter: région de Palmarolle-Duparquet. Ministère de l'Énergie et des Ressources, MB 85-53.
- Bence, A.E. et Albee, A.L. 1968. Empirical correction factors for electron microanalysis of silicates and oxides. *Journal of Geology*, **76**: 382-403.
- Benn, K., Sawyer, E. W. et Bouchez, J.-L. 1992. Orogen parallel and transverse shearing in the Opatoca belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **29**: 2429-2444.
- Berner, R. A. 1969. The synthesis of framboidal of pyrite. *Economic Geology*, **64**: 383-4.
- Berner, R. A. 1970. Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science*, **268**: 1-23
- Binns, R. A., Scott, S. D., Bogdanov, Y. A, Lisitzin, A. P, Gordeev, V. V., Gurvich, E. G., Finlayson, E. J., Boyd, T., Dotter, L. E., Wheller, G. E. et Muravyev, K. G. 1993. Hydrothermal Oxide and Gold-Rich Sulfate Deposits of Franklin Seamount, Western Woodlark Basin, Papua New Guinea. *Economic Geology*, **88**: 2122-2153.
- Bischoff, J. L., Rosenbauer, R. J., Aruscavage, P. J., Baedeker, P. A., Crock, J. G. 1983. Seafloor massive sulfide deposits from 21°N, East Pacific Rise; Juan de Fuca Ridge; and Galapagos Rift: Bulk chemical composition and economic implications. *Economic Geology*, **78**: 1711-1720.

- Boivin, P. 1974. Pétrographie, stratigraphie et structure de la ceinture de "schistes verts" de Duparquet et de Destor Quebec, Canada. Doctorat, Université de Clermont-Ferrand, France, 157p
- Card, K. D. 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, **48**: 99-156
- Card, K. D. et Ciesielski, A. 1986. Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*, **13**: 5-13.
- Cameron, E. M., Cogulu, Ersen. H. et Stirling, J. 1993. Mobilisation of gold in the deep crust; evidence from mafic intrusions in the Bamble belt, Norway. *Lithos*, **30**; 2, 151-166.
- Chauhan, D. S. 1974. Diagenetic pyrite from the lead-zinc deposits of Zawar, India. *Mineralium Deposita*, **9**: 69-73.
- Chown, E. H., Daigneault, R., Mueller, W. et Mortensen, J. 1992. Tectonic evolution of the northern volcanic zone, Abitibi belt, Quebec. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **29**: 2211-2225.
- Constantinou, G. 1973. Geology, geochemistry, and genesis of Cyprus sulphide deposits. *Economic Geology*, **68**: 843-858.
- Constantinou, G. 1980. Metallogenesis associated with the Troodos ophiolite. *Dans Ophiolite: Ophiolite Symposium Processing Cyprus, 1977; édité par A. Panayiotou. Cyprus Ministry Agriculture Natural Resources, Geological Survey, 663-674.*
- Constantinou, G. et Govett, G. J. S. 1973. Geology, geochemistry and genesis of Cyprus sulfide deposits. *Economic Geology*, **68**: 843-858.
- Corfu, F., Krogh, T. E., Kwok, Y. Y. et Jensen, L. S. 1989. U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, **26**: 1747-1763.
- Costa, U. R., Barnet, R. L. and Kerrich, R. 1983. The Mattagami Lake mine Archean Zn-Cu sulfide deposit, Quebec: Hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in a sea-floor brine pool-evidence from geochemistry, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, and mineral chemistry. *Economic Geology*, **78**: 1144-1203.
- Craig, H.B.L. 1981. Mineralogy and textures of the Lahanos and Kizilkaya massive sulphide deposits, Northeastern Turkey, and their Similarity to Kuroko Ores. *Mineralium Deposita*, **16**: 241-257.
- Craig, J. R. et Vaughan, D. J. 1981. *Ore Microscopy and Ore Petrography*. John Wiley et Sons, New York.
- 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:*

- synthèse de 60 ans d'exploration minière. *Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M.Lulin, G. Riverin et A.Simard. Special Volume, The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43: 43-64.*
- Deptuck, R., Squair, H. et Wierzbicki, V. 1982. Geology of the Detour zinc-copper deposit, Brouillan Township, Quebec. Geological Association of Canada Special Paper, **25**: 319-343.
- De Ronde, C. E. J., De Wit, M. J. et Spooner, E. T. R. 1994. Early Archean (>3.2 Ga) Fe-oxide-rich, hydrothermal discharge vents in the Barberton greenstone belt, South Africa. Geological Society of America Bulletin, **106**: 86-104.
- Devaney, J. R. et Williams, H. R. 1989. Evolution of an Archean subprovince boundary: a sedimentological and structural study of part of the Wabigoon-Quetico boundary in northern Ontario. Journal Canadien des Sciences de la Terre, **26**: 1013-1026.
- De Wit, M. J. 1982. Gliding and overthrust nappe tectonics in Barberton greenstone belt. Journal of Structural Geology, **4**: 117-136.
- Dickson, J. A. D. 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. Nature, **205**, 497, pp 587.
- Dimroth, E. 1971. Evolution of the South-Central Part of the Labrador Geosyncline. Part II: the ophiolitic Suite: Neues Jahrbuch für Geologie, Abhandlungen, **137**: 209-248.
- Dimroth, E. 1986. Depositional Environments and Tectonic Settings of the Cherty Iron-Formation of the Canadian Shield. Journal of the Geological Society of India, **28**: 239-250.
- Dimroth, E. et Chauvel, J. J. 1973. Petrography of the Sokoman iron formation in part of the central Labrador trough, Quebec, Canada. Geological Society of America Bulletin, **84** : 111-134.
- Dimroth, E. et Rocheleau, M. 1979. Volcanologie et sédimentologie dans la région de Rouyn-Noranda, Québec. Congrès de l'Association Géologique du Canada, Québec; Livret-guide, Excursion A-1. 200p.
- Dimroth, E., Archambault, G., Goulet, N., Guha, J. et Mueller, W. 1984. A mechanical analysis of the late Archean Gwillim Lake Shear belt, Chibougamau area, Quebec. Journal Canadien des Sciences de la Terre, **21**: 963-968
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., et Rocheleau, M. 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geometrical model. Journal Canadien des Sciences de la Terre, **20**: 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. et Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. Journal Canadien des Sciences de la Terre, **19**: 1729-1758.

- Dimroth, E., Mueller, W., Daigneault, R., Brisson, H., Poitras, A. et Rocheleau, M. 1986. Diapirism during regional compression: the structural pattern in the Chibougamau region of the Archean Abitibi Belt, Quebec. *Geologische Rundschau*, **75**: 715-736.
- Dimroth, E., Rocheleau, M., Boivin, P., Larouche, M., et Côté, R., 1974, Stratigraphic and Tectonic Work on the Rouyn-Noranda Area, Counties of Rouyn-Noranda, Abitibi-West and Timiskaming. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-246, 43p.
- Doucet, P. 1991. Le contexte volcano-sédimentaire de Zn-Pb-Ag Coniagas, un dépôt typique de sulfures massifs volcanogènes. Devis de recherche, UQAC, 40p.
- Dostal, J. et Mueller, W. 1997. Komatiite Flooding of a Rifted Archean Rhyolitic Arc Complex: Geochemical Significance of the Stoughton-Roquemaure Group, Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Journal of Geology*, **105**: 545-563.
- Dunlop, J. S. R. 1978. Shallow-water sedimentation at North Pole, Pilbara, Western Australia. *Dans Archean cherty metasediments: their sedimentology, micropaleontology, biogeochemistry and significance to mineralization. Édité par Glover, J. E. and Groves, D. I., pp. 30-38.*
- Eakins, P.R. 1972a. Canton de Roquemaure, comté d'Abitibi ouest. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport Géologique 150.
- Eakins, P. R. 1972b. Townships of Palmarolle and Poularies, Abitibi West County. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 157.
- Eldridge, C. S., Barton, P. B., Jr. et Ohmoto, H. 1983. Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies. *Economic Geology Monograph*, **5**: 241-281.
- Eldridge, C. S., Williams, N. et Walshe, J. L. 1993. Sulfur isotope variability in sediment-hosted massive sulfide deposits as determined using the ion microprobe SHRIMP :II. A study of the H.Y.C. deposit at McArthur River, Northern Territory. *Australia Economic Geology*, **88** :1-26.
- Ellis, A. J. 1979. Explored geothermal systems, *dans* , *Geochemistry of hydrothermal ore deposits, édité par Barnes, H. L.:* John Wiley and Sons, New York, p. 632-683.
- Embley, R. W., Jonasson, I. R., Perfit, M. R., Franklin, J. M., Tivey, M. A., Malahoff, A., Smith, M. F. et Francis, T. J. G. 1988. Submersible investigation of an extinct hydrothermal system on the Galapagos Ridge: sulfide mounds, stockwork zone and differential lavas. *Canadian Mineralogist*, **26** : 517-539.
- Eugster, H. P. 1981. Metamorphic solutions and reactions, *dans* *Chemistry and geochemistry of solutions at high temperatures and pressures, édité par Nickland, D. T., and Wickman, F. E.:* Pergamon, New York, p.461-507.
- Farrand, M. 1970. Framboidal sulphides precipitated synthetically. *Mineralium Deposita*, **5**: 87-89.

- Ferguson, F., Lambert, I. B. et Jones, H. E. 1974. Iron sulfide formation in an exhalative-sedimentary environment, Talasea, New Britain, P. N. G. *Mineralium Deposita*, **9**: 33-47.
- Foucault, A. et Raoult, J. F. 1988. Dictionnaire de géologie (3^e édition). Masson, Paris, pp. 350.
- Fralick, P. W, Barrett, T. J, Jarvis, K. E., Jarvis, I., Schnieders, B. R. et Vande, K. R. 1989. Sulphide-facies iron formation at the Archean Morley occurrence, northwestern Ontario; contrasts with oceanic hydrothermal deposits. *Canadian Mineralogist*, **27**: 601-616.
- Franklin, J.M., Lydon, J.W. et Sangster, D.F., 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits: Economic Geology, 75th Anniversary Volume, 485-627.
- Franklin, J. M. et Thorpe, R. I. 1982. Comparative metallogeny of the Superior, Slave, and Churchill provinces. *Dans* Precambrian sulphide deposits. *Édité par* R. W. Hutchison, C. D. Spence and J. M. Franklin. Geological Association of Canada, Special Paper, **25**: 3-90.
- Franklin, J.M., Gibb, W., Poulsen, K. H. et Severin, P. 1977. Archean metallogeny and stratigraphy of the south Sturgeon Lake area. Mattabi trip. 23rd Annual Meeting. Institute on Lake Superior Geology, Guidebook.
- Frater, K.M. 1983. Geology of the Golden Grove prospect, Western Australia: a volcanogenic massive sulfide-magnetite deposit. *Economic Geology*, **78**: 875-919.
- Frater, K.M. 1985. Mineralization at the Golden Grove Cu-Zn deposit, Western Australia. I: Premetamorphic textures of the opaque minerals. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, **22**: 1-14.
- Fyfe, W. S. et Lonsdale, P. 1981. Ocean floor hydrothermal activity, *dans* The sea, édité par Emiliani, C., 7. The oceanic lithosphere: Wiley Interscience, New York, p.589-638.
- Gauthier, M. 1993. Aspect que prennent les amas sulfurés en terrain métamorphique: Incidence sur la prospection minière. *Bulletin de l'Association Professionnelle des Géologues et Géophysiciens du Québec*, **10**: 17-24.
- Gagnon, Y. 1981a. Lithogéochimie du complexe rhyolitique de la mine Hunter, Abitibi-Ouest. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-789.
- Gagnon, Y. 1981b. Lithogéochimie de la partie orientale du complexe rhyolitique de la mine Hunter, Abitibi-Ouest. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-826.

- Gariépy, L. 1992. Explorations Noranda Limitée. Rapport sur une levé de Beep Mat et les travaux de cartographie et de décapage mécanique en 1991. Propriété Roquemaure. Cantons Roquemaure, Palmarolle, Duparquet et Hébécourt. N.T.S. 32D/11.
- Gelinas, L., Brooks, C., Perrault, G., Carignan, J., Trudel, P. et Grasso, F. 1977. Chemostratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Quebec. *Dans* Volcanic Regimes in Canada. *Édité par* W. R. A. Baragar, L. C. Coleman, J. M. Hall. Geological Association of Canada, Special Paper, **16**: 265-295.
- Gibson, H. L., Watkinson, D. H. et Comba, C. D. A. 1983. Silicification: Hydrothermal Alteration in an Archean Geothermal System Within the Amulet Rhyolite Formation, Noranda, Quebec, *Economic Geology*, **78**: 954-971.
- Gibson, H. L. et Watkinson, D. H. 1990. Volcanogenic massive sulfide deposits of the Noranda cauldron and shield volcano, Quebec. *Dans* the northwestern Quebec polymetallic belt. *Édité par* M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J. M. Lulin, G. Riverin and A. Simard. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume **43**: 119-132.
- Goldfarb M. S., Converse, D. R., Holland, H. D. et Edmond, J. M. 1983. The genesis of hot spring deposits on the East Pacific Rise, 21°N. *Economic Geology Monograph 5* (The Kuroko and Related Volcanogenic Massive sulfide Deposits), pp. 184-197
- Goodfellow, W.D., Grapes, K., Cameron, B. et Franklin, J.M., 1993. Hydrothermal alteration associated with massive sulfide deposits, Middle Valley, northern Juan de Fuca Ridge. *Economic Geology*, **88**: 2037-2068.
- Goodwin, A. M. 1962. Structure, stratigraphy, and origin of iron formation, Michipicoten area, Algoma district, Ontario, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, **73**: 561-586.
- Goodwin, A.M. 1964. Geochemical studies at the Helen iron range. *Economic Geology*, **54**: 684-718.
- Goodwin, A. M. 1973. Archean volcanogenic iron-formation formation of the Canadian shield. Genesis of Precambrian iron and manganese deposits. *Proceedings of the Kiev Symposium, 20-25 August 1970*. pp 23-34.
- Goodwin, A. M. 1977. Archean Volcanism in Superior province, Canadian Shield: *Geological Association of Canada Special Paper*, **16**: 205-241.
- Goodwin, A.M. et Ridler, R.H., 1970, The Abitibi Orogenic Belt: *Dans* Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield. *Édité par* : Baer, A.J. .*Geological Survey of Canada, Paper 70-40*, p.1-30.
- Graham. U. M., Bluth, G. J. et Ohmoto, H. 1988. Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise, 11°N and 13°N latitudes. Part 1: Mineralogy and paragenesis. *Canadian Mineralogist*, **26**: 487-504.

- Grenne, T. et Vokes, F.M. 1990. Sea-Floor Sulfides at the Hoydal Volcanic Depot, Central Norwegian Caledonides. *Economic Geology*, **85**: 344-359.
- Gross, G., 1965. Geology of iron deposits in Canada: General geology and evaluation of iron deposits. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report, **22**, 181pp.
- Gross, G. A. 1973. The depositional environment of principal types of Precambrian iron-formations. Genesis of Precambrian iron and manganese deposits. Proceedings of the Kiev Symposium, 20-25 august 1970. Pages 15-23.
- Gross, G., 1983. Tectonic systems and the deposition of iron-formation. *Precambrian Research*, **20**: 171-187.
- Groves, D. A. 1984. Stratigraphy and alteration of the footwall volcanic rocks beneath the Archean Mattabi massive sulfide deposit, Sturgeon Lake, Ontario. M. Sc. Thesis, University Minnesota-Duluth, Duluth, MN, 115 p.
- Groves, D. I., Barrett, F. M. et McQueen, K. G. 1978. Geochemistry and origin of cherty metasediments within ultramafic flow sequences and their relationship to nickel mineralization. *Dans Archean cherty metasediments: their sedimentology, micropaleontology, biogeochemistry and significance to mineralization, édité par Glover, J. E. and Groves, D. I., p. 57.*
- Gu, L. et McClay. 1992. Pyrite deformation in stratiform lead-zinc deposits of the Canadian Cordillera. *Mineralium Deposita*. **27**: 169-181.
- Guha, J. et Darling, R. 1972. Ore mineralogy of the Louvem copper deposit, Val D'Or, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, **9**: 1596-1611.
- Hajash, A. et Chandler, G. W. 1981. An experimental investigation of high-temperature interactions between seawater and rhyolite, andesite, basalt et peridotite. *Contribution Mineralogy Petrology*, **78**:240-254.
- Hannington, M. D., Peter, J. M. et Scott, S. D. 1986. Gold in sea-floor polymetallic sulfide deposits. *Economic Geology*, **81**: 1867-1883.
- Hannington, M. D. et Scott, S.D., 1988. Mineralogy and geochemistry of a hydrothermal silica-sulfide-sulfate spire in the caldera of Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge: *Canadian Mineralogist*, v. 26, p. 603-625.
- Hanson, R. E. et Schweihert, R. A. 1982. Chilling and brecciation of a Devonian rhyolite sill intruded into wet sediments, northern Sierra Nevada, California. *Journal of Geology*, **90**: 717-724.
- Hendry, D. A. F. 1981. Chlorites, phengites, and siderites from the Prince Lyell ore deposit, Tasmania, and the origin of deposit: *Economic Geology*, **76**: 285-303.

- Hékinian, R. et Bideau, D. 1986. Volcanism and mineralization of the oceanic crust on the East Pacific Rise. *Dans Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. Édité par M. J. Gallagher, R. A. Ixer, C. R. Neary, H. M. Prichard:* pp 3-20.
- Hékinian, R., Francheteau, J., Renard, V., Ballard, R. D., Choukroune, P., Cheminée, J. L., Albarede, F., Minster, J. F., Charlou, J.L., Marty, J. C. et Boulegue, J. 1983. Intense hydrothermal activity at the East Pacific Rise near 13°N: submersible witnesses the growth of a sulfide chimney. *Marine Geophysical Resources*, **6**: 1-14.
- Hey, M. H. 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, **30**, pp. 277
- Heyl, A. V. 1983. Geologic characteristics of three major Mississippi Valley districts. *Dans Processing International Conference Mississippi Valley Type Lead-Zinc Dep., Rolla, MO, Oct., 1982, édité par G. Kisvarsayi, S. K. Grant, W. P. Pratt and J. W. Koenig*, pp. 27-60.
- Hocq, M. 1979. Canton d'Aiguebelle. Comté d'Abitibi: Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-644.
- Hocq, M. 1990. Carte Lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 89-04.
- Hoffman, S. E., Wilson, M. et Stakes, D. S. 1986. An inferred oxygen isotope profile of Archean oceanic crust, Onverwacht Group, South Africa. *Nature*, **321**: 55-58.
- Hubert, C. et Marquis, P. 1989. Structural framework of the Abitibi Greenstone Belt of Quebec and its implications for mineral exploration. *Dans Mineralization and shear zones. Édité par: J. T. Bursnall. Geological Association of Canada, Short Course Note*, **6**: 219-238.
- Hubert, C., Trudel, P. et Gelinat, L. 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, **21**: 1024-1032.
- Ishibashi, J.I. et Urabe, T. 1995. Hydrothermal Activity Related to Arc-Backarc Magmatism in the Western Pacific. *Dans Back-arc Basins: Tectonics and Magmatism. Édité par B. Taylor.* pp 451-495.
- Ixer, R. A., Alabaster, T. et Pearce, J. A. 1984. Ore petrology and geochemistry of massive sulphide deposits within the Semail ophiolite, Oman. *Institute of Mining Metallurgy Transaction*, **93**: 114-124.
- James, H.L. 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*, **49**: 235.
- James, H.L. 1969. Comparison between Red Sea deposits and older iron-stone and iron formation. *Dans Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. Édité par Egon T. Degens and David A. Ross. Springer-Verlag, New York, N.Y.*

- Jensen, L.S. 1978a. Archean komatiitic, tholeiitic, calc-alkaline and alkalic volcanic sequences in Kirkland Lake area. *Dans* Toronto 1978 Field excursion guidebook. *Édité par* L. Currie and W.O. MacKasey. Geological Association of Canada, pp. 237-259.
- Jensen, L.S. 1978b. Geology of Stoughton and Marriott Townships, District of Cochrane. Ontario Geological Survey, Report 173, 72p.
- Jolly, W. T. 1975. Subdivision of the Archean lavas of the Abitibi area, Canada, from Fe-Mg-Ni-Cr relations. *Earth and Planetary Science Letters*, **47**: 200-210.
- Jolly, W.T. 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, Paper 78-10, pp.63-78.
- Kelly, W. C. et Turneure, F. S. 1970. Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten deposits of the eastern Andes, Bolivia. *Economic Geology*, **65**: 629-653.
- Kimberley, M. M. 1989. Exhalative origins of iron formations. *Ore Geology Reviews*, **5**: 13-145.
- Knuckey, M. J, Comba, C. D. A. et Riverin, G. 1982. Structure, metal zoning and alteration at the Millenbach Deposit, Noranda, Quebec. Geological Association of Canada Special Paper, **25**: 255-297.
- Koo, J. et Mossman, D. J. 1975. Origin and metamorphism of the Flin Flon strata-bound Cu-Zn deposit, Saskatchewan and Manitoba. *Economic Geology*, **70**: 48-62.
- Kranidiotis, P. et MacLean, W. H. 1987. Systematics of Chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*. **82**: 1898-1911.
- Labbé, J-Y. 1994. Évolution des failles de la sous-province de l'Abitibi: exemple des discontinuités structurales de Lyndhurst et de Macamic, Québec. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, Canada, 271 p.
- Labbé, J-Y., Daigneault, R. et Cousineau, P.A. 1992. Déformation coaxiale en bordure de la discontinuité structurale de Lyndhurst, sous-province de l'Abitibi. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **29**: 783-792.
- Large, R.R., 1992. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: features, styles, and genetic models: *Economic Geology*, **87**: 471-510.
- Larouche, M. 1974. Étude stratigraphique, volcanologique et structurale de la région de Destor, Cléricy, Montbrun, Abitibi-ouest. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec (Qué), 67 p.

- 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, p. 21-42.
- Larter, A. C., Boyce, A. J. et Russell, M. J. 1981. Hydrothermal Pyrite Chimneys from the Ballynoe Baryte Deposit, Silvermines, County Tipperary, Ireland. *Mineralium Deposita*, **16**: 309-318.
- Lawrence, L. J. 1972. The Thermal Metamorphism of a Pyritic Sulfide Ore. *Economic Geology*, **67**: 487-496.
- Lee, B. 1950. Duparquet, Hébécourt, Palmarolle and Roquemaure Townships. Abitibi West County. Department of Mines, Quebec, R. P. 248.
- Lee, B. 1957. Rapport préliminaire sur la région du lac Lois, canton d'Aiguebelle et de Privat, district électoral d'Abitibi-Ouest. Ministère des mines du Québec, R. P. no 353.
- Leitch, C. H. B. 1981. Mineralogy and textures of the Lahanos and Kizilkaya massive sulphide deposits, northeastern Turkey, and their similarity to Kuroko ores. *Mineralium Deposita*, **16**: 241-257.
- Leitch, C. H. B. 1992. Mineral chemistry of selected silicates, carbonates and sulphides in the Sullivan and North Star stratiform Zn-Pb deposits, British Columbia, and in district-scale altered and unaltered sediments, in Current Research, Part E, Geological Survey of Canada, Paper 92-1 E, pp. 83-93.
- Lofgren, G. 1971. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geological society of America Bulletin*, **82**: 111-124.
- Love, L. G. 1967. Early diagenetic iron sulphide in Recent sediments of the Wash (England). *Sedimentology*, **9**: 327-352.
- Love, L. G. et Amstutz, G. C. 1966. Review of microscopic pyrite from the Devonian Chattanooga Shale and Rammelsberg Banderz. *Fortschritt Miner.*, **43** : 273-309.
- Love, L. G. et Murray, J. W. 1963. Biogenic pyrite in Recent sediments of Christchurch Harbour, England. *American Journal of Science*. **261**: 433-448.
- Love, L. G. et Zimmerman, D. O. 1961. Bedded pyrite and micro-organisms from the Mt. Isa shale. *Economic Geology*, **56** : 873-896.
- Lowe, D. R. 1988. Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structure. *Sedimentology*, **35**: 765-776.
- Lowe, D. R. et Knauth, L. P. 1977. Sedimentology of the Onverwacht Group (3.4 Billion Years), Transvaal, South Africa, and its Bearing on the Characteristics and Evolution of the Early Earth. *Journal of Geology*, **85**: 699-723.

- Ludden, J., Hubert, C. and Gariépy, C. 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, **123**: 153-166.
- Lydon, J.W. 1984. Ore deposit models- 8. Volcanogenic massive sulphide deposits Part I: a descriptive model: *Geoscience Canada*, **11**: 195-202.
- Lydon, J.W. 1988. Volcanogenic massive sulphide deposits Part II: Genetic Models: *Geoscience Canada*, **11**: 155-181.
- Massaad, M. 1974. Framboidal pyrite in concretions. *Mineralium Deposita*, **5**: 237-247.
- MacGeehan, P. J. 1978. The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami, Quebec; a geothermal model for massive sulphide genesis. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, **15**: 551-570.
- MacGeehan, P. J., Maclean, W. H. et Bonenfant, A. J. 1981. Exploration of the emplacement and genesis of massive sulfide in the Main zone at the Norita Mine, Matagami, Quebec. *CIM Bulletin*, volume **74**, numéro 828, pp 59-75.
- MacLean, W. H. et Kranidiotis, P., 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration : Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, **82**: 951-962.
- McClay, K. R. 1991. Deformation of stratiform Zn-Pb (-barite) deposits in the northern Canadian Cordillera. *Ore Geology Reviews*, **6**: 435-462.
- McKibben, M. A. et Elders, W. A. 1985. Fe-Zn-Cu-Pb mineralization in the Salton Sea geothermal system, Imperial Valley, California. *Economic Geology*, **80**: 539-559.
- McLeod, R. L. et Stanton, R.L., 1984. Phyllosilicates and associated minerals in some Paleozoic stratiform sulfide deposits of southeastern Australia: *Economic Geology*, **79**: 1-22.
- MER-OGS, 1983. Carte lithostratigraphique de la sous-province de l'Abitibi au 1:500 000. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec/Ontario Geological Survey. DV 83-16/MAP 2484.
- Mortensen, J. K. 1993a. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **30**: 11-28.
- Mortensen, J. K., 1993b. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **30**: 29-41.
- Morton, R. L. 1984. Subaqueous volcanism. *Dans* Volcanic rocks, hydrothermal alteration, associated massive sulfide and gold deposits. *Édité* R. L. Morton and D. A. Groves. University of Minnesota-Duluth, Duluth, MN. Short Course Notes, pp 15-45.

- Morton, R. L. et Franklin, J. M. 1987. Two-fold classification of Archean volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, **82**: 1057-1063.
- Morton, R. L. et Nebel, M. L. 1984. Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks at the Helen siderite deposit, Wawa, Ontario. *Economic Geology*, **79**: 1319-1333.
- Mueller, W., Chown, E.H., Sharma, K. N. M., Tait, L. et Rocheleau, M. 1989. Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement-controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau-Caopatina, Quebec. *Journal of Geology*, **97**: 399-420.
- Mueller, W. et Donaldson, J.A., 1992. A felsic feeder dyke swarm formed under the sea: the Archean Hunter Mine Group, south-central Abitibi belt, Quebec, Canada. *Bulletin of Volcanology*, **54**: 602-610.
- Mueller, W., Daigneault, R. et Chown, E.H. 1997. Archean terrane docking along the Porcupine-Destor-Manneville fault. Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Ottawa, 1997, Field Trip A7, Guidebook., 68 p.
- Mueller, W., Daigneault R., Mortensen, J. K. et Chown, E. H. 1996. Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, **265**: 127-150.
- Mueller, W. et White, J.D.L. 1992. Felsic fire fountaining beneath Archean seas: pyroclastic deposits of the 2730 Ma Hunter Mine Group, Quebec, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **54**: 117-134.
- Murowchick, J. B. 1992. Marcasite Inversion and the Petrographic Determination of Pyrite Ancestry. *Economic Geology*, **87**: 1141-1152.
- Murowchick, J. B. et Barnes, H. L. 1986. Marcasite precipitation from hydrothermal solutions. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **50**: 2615-2629.
- Offler, R. et Whitford, D.J., 1992. Wall-rock alteration and metamorphism of a volcanic-hosted massive sulfide deposit at Que River, Tasmania: Petrology and Mineralogy. *Economic Geology*, **87**: 686-705.
- O'Rourke, J.E. 1961. Paleozoic banded iron-formation. *Economic Geology*, **56**: 331-61.
- Oudin, E. 1981. Etudes minéralogique et géochimique des dépôts de sulfures sous-marins actuels de la Ride East-Pacifique (21°N). Doctorat Bureau des Ressources Géologiques et Minières, **25**, p 241.
- Paradis, S., Jonasson, I.R., LeCheminant, G.M. et Watkinson, D.H. 1988. Two zinc-rich chimneys from Plume Site, southern Juan de Fuca Ridge. *Canadian Mineralogist*, **26**: 637-654.

- Paris, I., Stanistreet, I. G. et Huges, M. J. 1985. Cherts of the Barberton Greenstone Belt interpreted as products of submarine activity. *Journal of Geology*, **93**: 11-130.
- Percival, J. A. 1989. A regional perspective of the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, **26**: 677-693.
- Percival, J.B. et Ames, D.E., 1993. Clay mineralogy of active hydrothermal chimneys and an associated mound, Middle Valley, northern Juan de Fuca Ridge. *Canadian Mineralogist*, **31**: 957-971.
- Percival J. A. et Williams, H. R. 1989. Late Archean Quetico accretionary complex. Superior Province, Canada. *Geology*, **17**: 23-25.
- Piché, M., Guha, J., Daigneault, R., Sullivan, J. R. et Bouchard, G. 1990. Les gisements volcanogènes du camp minier de Matagami: Structure, stratigraphie et implications métallogéniques. *Dans La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois, Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard, Institut Canadien des mines et de la Métallurgie, Volume Spécial 43, p. 325-335.*
- Potvin, R. 1991. Étude volcanologique du centre volcanique felsique du lac des Vents, Région de Chibougamau. M.Sc. thesis, Université du Québec à Chicoutimi: 108 p.
- Powell, W.G., Carmichael, D. M. et Hodgson, C. J. 1992. Late-Tectonic Subgreenschist-to Greenschist-Facies Metamorphism in the Duparquet-Rouyn Area, Southern Abitibi Greenstone Belt. Abitibi-Grenville-Lithoprobe Workshop. Report 33, 47-52.
- Powell, W.G., Carmichael, D. M. et Hodgson, C. J. 1995. Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, **32**: 785-805.
- Presquera, A. et Velasco, F. 1989. The Arditurri Pb-Zn-F-Ba deposit (Cinco Villas massif, Basque Pyrenées): A deformed and metamorphosed stratiform deposit. *Mineralium Deposita*, **24**: 199-209.
- Price, P. 1948. Horne mine in structural geology of Canadian ore deposits: Canadian Inst. Mining Metallurgy, Geology Division., Jubilee Vol., p 763-772.
- Ramdohr, P. 1980. The ore minerals and their intergrowths, 2 ed., Pergamon Press, vol 1, 1202 p.
- Rickard, D. T. 1970. The Origin of Framboids. *Lithos*, **3**: 269-293.
- Riddell, J. E. 1952. A technique for the determination of traces of epigenetic base metals in rocks and its application to samples of unaltered and altered rocks surrounding ore bodies of the Amulet Mine, Noranda, Province of Quebec. Quebec Department Mines, Mineral Deposits Bureau. and Laboratories Bureau. Preliminary Report, 23p.
- Riverin, G. et Hodgson, C. J. 1980. Wall-rock alteration at the Millenbach Cu-Zn mine, Noranda, Quebec. *Economic Geology*, **75**: 424-444.

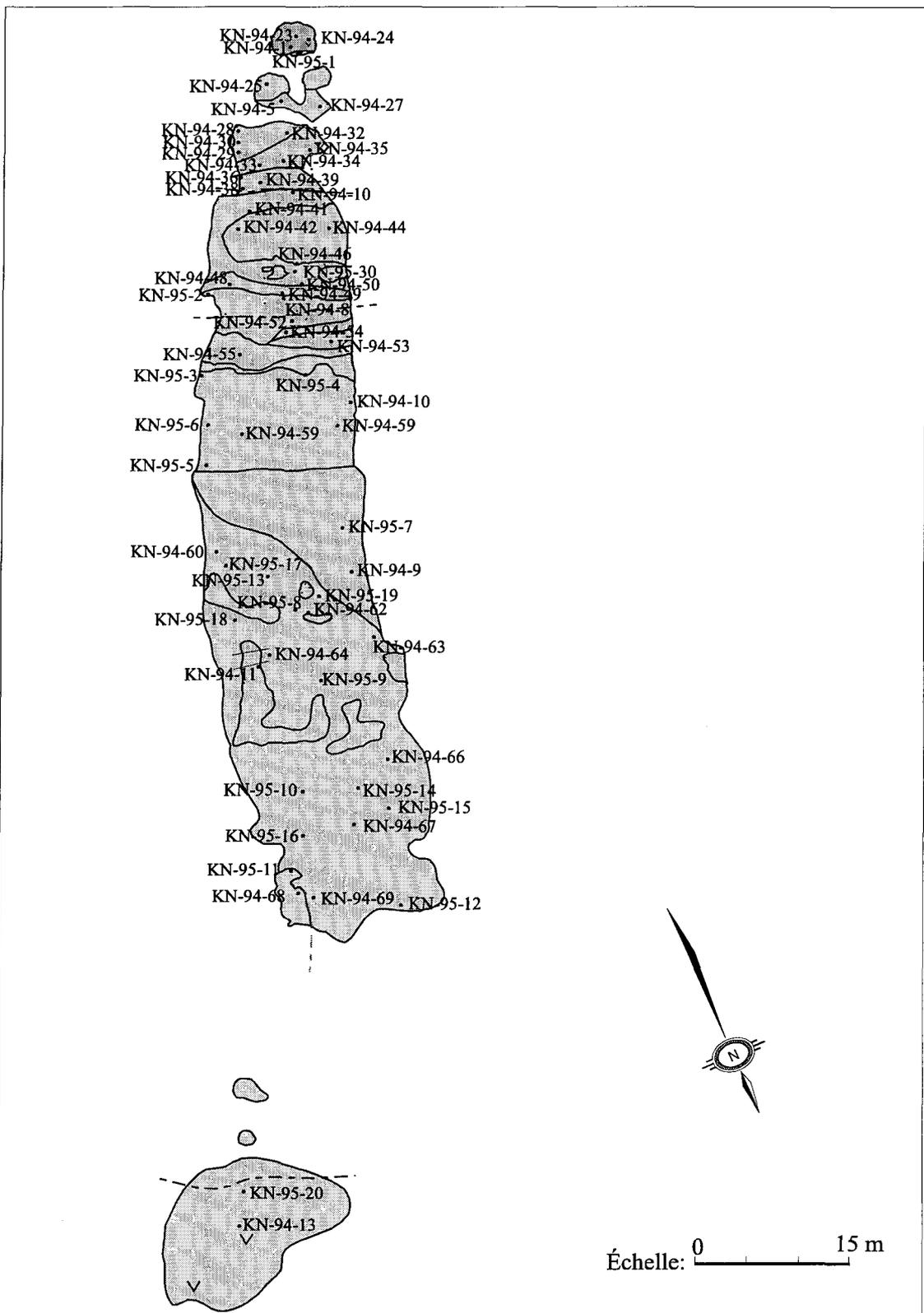
- Roberts, W. 1980. Recent developments at the Cirque shale-hosted pyritic Pb-Zn-Ba deposit. Paper presented at the annual District 6 meeting of the Canadian Institute Mining and Metallurgy, Kimberley, B. C., October 25, 1980.
- Roberts, R. J. et Reardon, E. J., 1978. Alteration and ore forming processes at Mattagami Lake Mine. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, **15**: 1-21.
- Roedder, E. 1968. The noncolloidal origin of "colloform" textures in sphalerite ores. *Economic Geology*, **63**:451-471.
- Rona, P. A. 1988. Hydrothermal mineralization at Oceanic Ridges. *Canadian Mineralogist*, **26**: 431-465.
- Rona, P. A. et Scott, S. D. 1993. A special issue on sea-floor hydrothermal mineralization: New perspectives Preface: *Economic Geology*, **88** : 1935-1976.
- Saccocia, P. J., Ding, K., Berndt, M. E., Seewald, J. S. et Seyfried, W. E. 1994. Experimental and theoretical perspectives on crustal alteration at mid-ocean ridges, *dans* Alteration and Alteration Processes associated with Ore-forming Systems, *édité par* Lentz, D.. Geological Association of Canada, Short Course Notes, **11**: 403-431.
- Sangster, D. F. 1972. Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: a review. Geological Survey of Canada. Paper 72-22, 44p.
- Sassano, G. P. et Schrijver, K. 1989. Framboidal Pyrite: Early-Diagenetic, Late-Diagenetic, and Hydrothermal Occurrences from the Acton Vale Quarry, Cambro-Ordovician, Quebec. *American Journal of Science*, **289**: 167-179.
- Schandl, E. S. et Wicks, F. J. 1993. Carbonate and associated alteration of ultramafic and rhyolitic rocks at the Hemingway property, Kidd Greek volcanic complex, Timmins, Ontario. *Economic Geology*, **88**: 1615-1635.
- Scott, S. D. 1987. Seafloor polymetallic sulfide: Scientific curiosities or mines of the future?, *dans* Marine Minerals, *édité par* P.G. Teleki et al., NATO ASI Series C, **194**: 277-300.
- Scott, S. D., Chase, R. L., Hannington, M. D., Michael, P. J. et McConachy, T. F. 1990. Sulfide deposits, tectonics, and petrogenesis of Explorer Ridge, Northeast Pacific Ocean. *Dans* Troodos 87, *édité par* J. Malpas, E. M. Moores, A. Panayiotou, C. Xenonophontos. Geological Survey Department, Nicosia, Chypre, pp 719-733.
- Smith, C. S. 1964. Some elementary principles of polycrystalline microstructure. *Metallurgical Reviews*, **9**: 1-9.
- Smith, H. S., O'Neil, J. R. et Erlank, A. J. 1984. Oxygen isotope compositions of minerals and rocks and chemical alteration patterns pillow lavas from the Barberton greenstone belt, South Africa, *dans* Archean geochemistry, the origin and evolution of the Archean continental crust, *édité par* Kröner, A., Hanson, G. N., and Goodwin, A. M.. Berlin, Germany, Springer-Verlag, pp 115-137.

- Severin, P. W. A. 1982. Geology of the Sturgeon Lake Cu-Zn-Pb-Ag-Au deposit. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, **75**: 107-123.
- Seyfried, W. E, Jr. et Bischoff, J. L. 1981. Experimental seawater-basalt interaction at 300°C, 500 bars, Chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **45**: 135-147.
- Seyfried, W. E, Jr et Mottl, M. J. 1982. Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**: 985-1002.
- Simmons, B. D., Geological Staff et Falconbridge 1973. Geology of the Millenbach massive sulphide deposit, Noranda, Quebec. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, **66**, **139**: 67-78.
- Simonson, B. M. 1985. Sedimentological constraints on the origins of Precambrian iron-formations. *Geological and Society of America Bulletin*, **84**: 111-134.
- Slack, J. F et Coad, P. R. 1989. Multiple hydrothermal and metamorphic event in the Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, Timmins, Ontario; evidence from tourmalines and chlorites. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, **26**: 694-715.
- Slack, J. F., Jiang, W. T., Peacor D. R. et Okita P. M. 1992. Hydrothermal and metamorphic berthierine from the Kidd Creek volcanogenic massive deposit, Timmins, Ontario. *Canadian Mineralogist*, **30**: 1127-1142.
- Spry, A. 1969. *Metamorphic textures*. Pergamon Press Limited, New York, 350pp.
- Stanton, R.L. 1972. *Ore petrology*. McGraw-Hill, New York 713 pp.
- Sugitani, K. 1992. Geochemical characteristics of Archean cherts and other sedimentary rocks in the Pilbara Block, Western Australia: evidence for Archean seawater enriched in hydrothermally derived iron and silica. *Precambrian Research*, **57**: 21-47.
- Taylor, G. R. 1982. A mechanism for Framboid Formation as Illustrated by a Volcanic Exhalative Sediment. *Mineralium Deposita*, **17**: 23-36.
- Taylor, S. 1984. Structural and paleotopographic control of lead-zinc mineralization in the Silvermines orebodies, Republic of Ireland. *Economic Geology*, **79**: 529-548.
- Thompson, G., Humphris, S. E., Schroeder, B., Sulanowska, M. et Rona, P. A. 1988. Active vents and massive sulfides at 26°N (TAG) and 23°N (snakepit) on the Mid-Atlantic Ridge. *Canadian Mineralogist*, **26**: 695-711.
- Tivey, N. K. et Delaney, J. R. 1986. Growth of large sulfide structures on the Endeavor Segment of the Juan de Fuca Ridge. *Earth Planetary Sciences Letters*, **77**: 303-317.
- Trudinger, P. A., Lambert, I. B. et Skyring, G. W. 1972. Biogenic Sulfide Ores; a feasibility study. *Economic Geology*, **67**: 1114-1127.

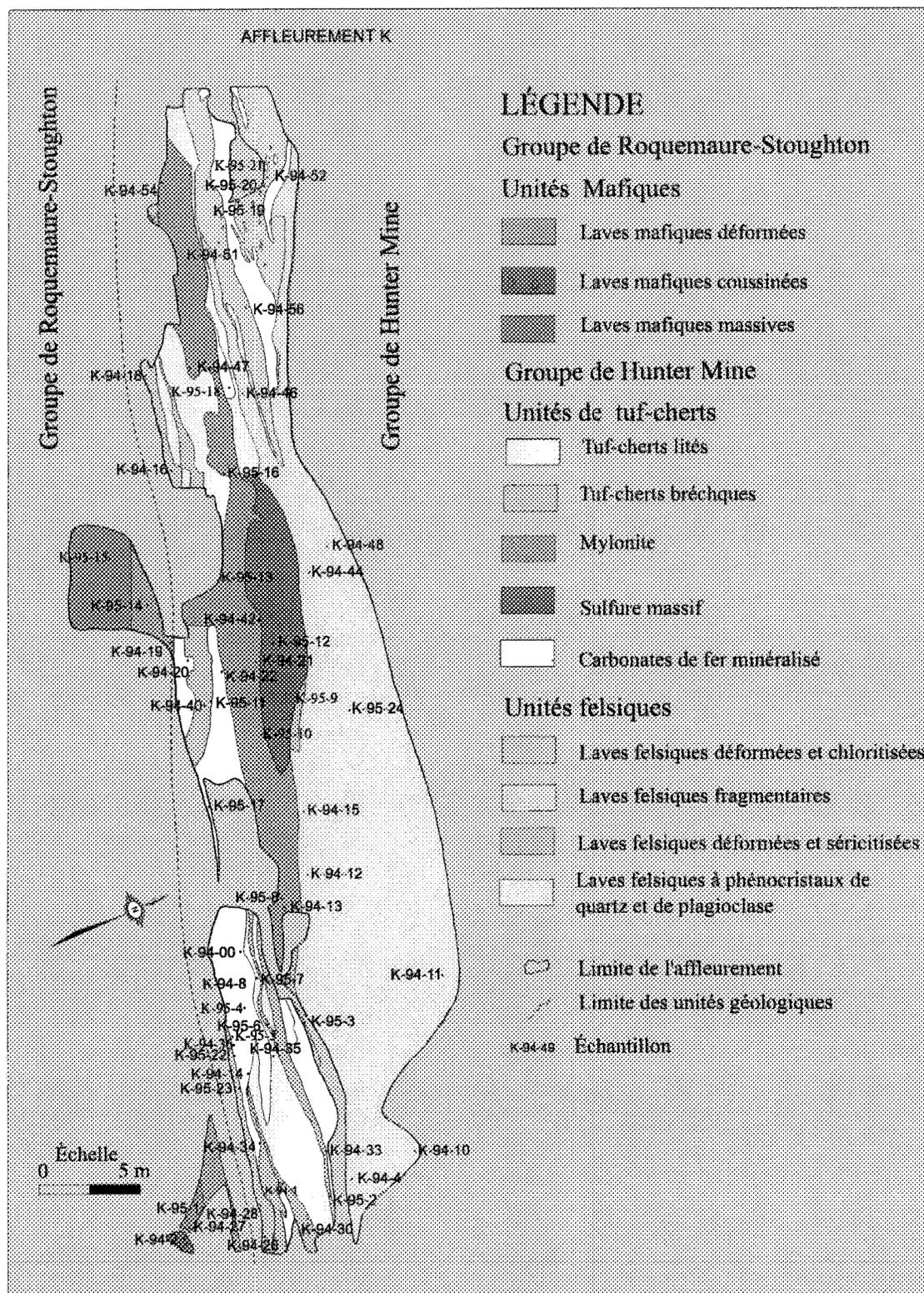
- Verpaelst, P. et Hocq, M. 1987. Géologie du Groupe de Hunter Mine, Cantons Poulariès et de Privat. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 87-06.
- Verpaelst, P. et Hocq, M. 1991. Géologie du Groupe de Hunter Mine dans les cantons de Poularies et de Privat. Ministère de l'Énergie et des Ressources, ET 89-01.
- Walford, P.C. et Franklin, J. M. 1982. The Anderson Lake mine, Snow Lake, Manitoba. Association Géologique du Canada, Special Paper, **25**: 481-523.
- Watanabe, M. 1974. On the textures of ores from the Daijoku ore deposit, Ainai mine. Akita Prefect, northeast Japan, and their implication in the ore genesis. Society of Mining Geologists Japan Special Issue, **6**: 337-348.
- Williams, H.R. 1990. Subprovince accretion tectonic in the south-central Superior Province. *Revue Canadienne des sciences de la Terre*, **27**: 570-581.
- Williams, P. F. et Price, G. P. 1990. Origin of kinkbands and shearband cleavage in shear zones: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, **12**: 145-164.
- Wray, J. L. 1977. *Calcareous algae*. Elsevier, Amsterdam, 185 pp.
- Zhou, Y., Chown, E. H., Guha, J., Lu, H. et Tu, G. 1994. Hydrothermal origin of Late Proterozoic bedded chert at Gusui, Guangdong, China : petrological and geochemical evidence. *Sedimentology*, **41**: 605-619.
- Zierenberg, R. A., Shanks, W. C., III et Bischoff, J. L. 1984. Massive sulfide deposits at 21°N, East Pacific Rise: chemical composition, stable isotopes, and phase equilibria. *Geological Society of America Bulletin*, **95**: 922-929.

ANNEXE 1

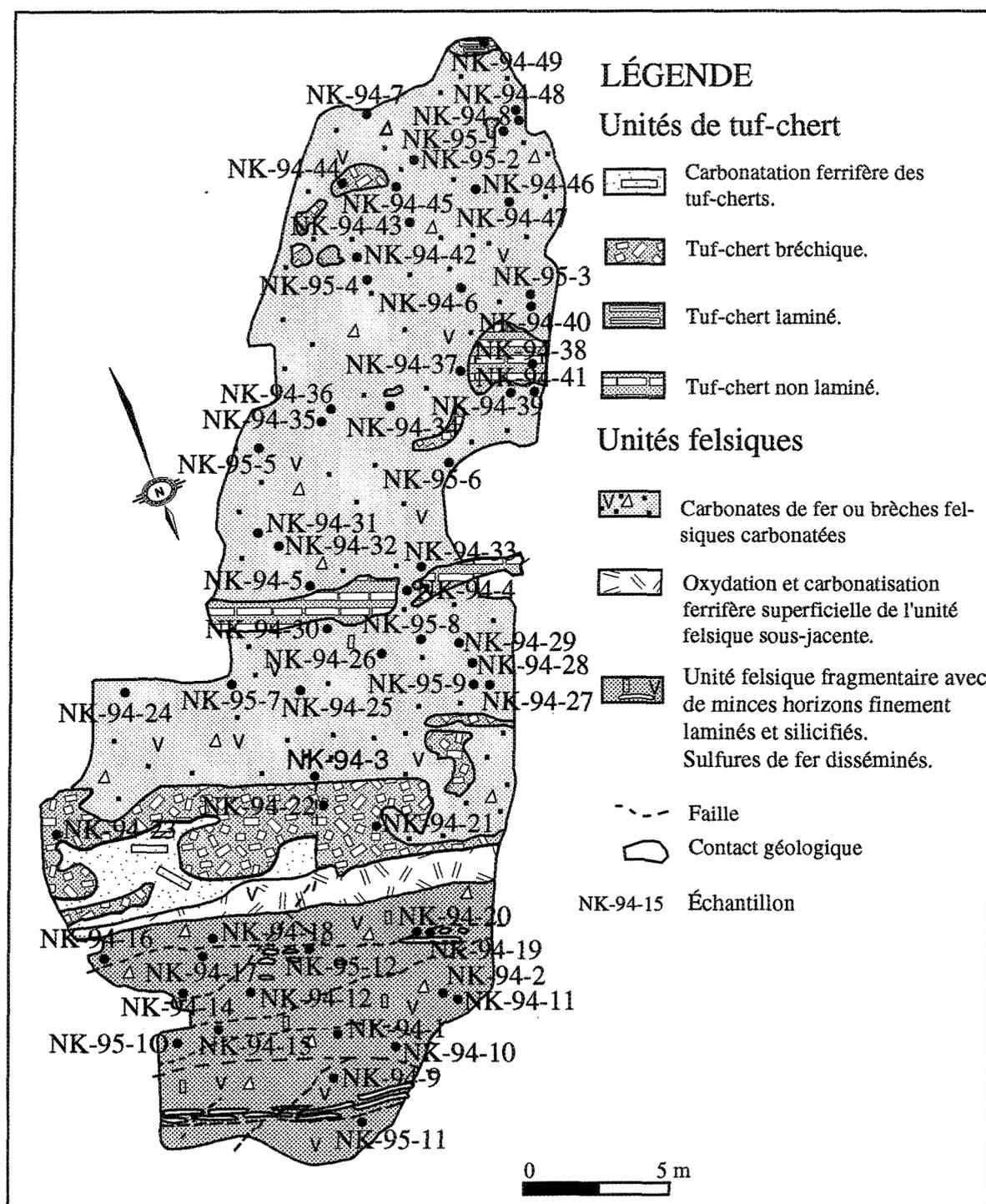
**CARTES DE LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS DES AFFLEUREMENTS
PRINCIPAUX**



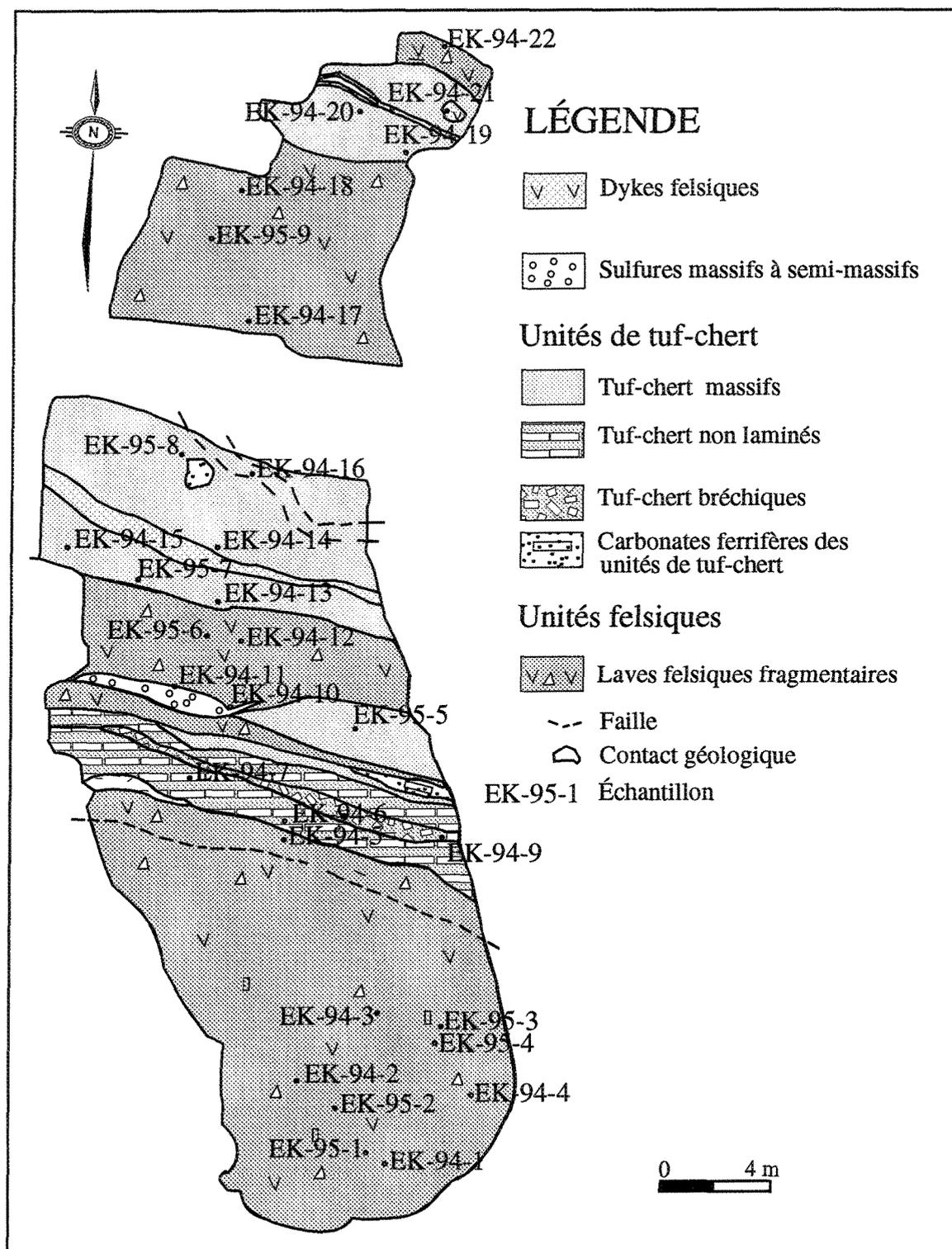
Carte des échantillons pris à l'affleurement. Pour la légende des unités voir figure 2.3.



Carte des échantillons pris à l'affleurement K



Carte de localisation des échantillons de l'affleurement NK



Carte de localisation des échantillons de l'affleurement EK

ANNEXE 2

LISTE DES LAMES MINCES ET DES SECTIONS POLIES

No Echant.	Lame mince	Grande	Polie	Section Polie
KN-94-08	X			
KN-94-15	X			
KN-94-23			X	
KN-94-24	X			
KN-94-25	X			
KN-94-27	X			
KN-94-28	X			
KN-94-29	X			
KN-94-30	X			
KN-94-33	X			
KN-94-36			X	
KN-94-38	X			
KN-94-39			X	
KN-94-40				X
KN-94-41				X
KN-94-41			X	
KN-94-46			X	
KN-94-47				X
KN-94-49				X
KN-94-50	X			
KN-94-52	X			
KN-94-53	X			
KN-94-54			X	
KN-94-55			X	
KN-94-57				X
KN-94-59			X	
KN-94-60			X	
KN-94-62	X			
KN-94-64			X	
KN-94-66				X
KN-94-68	X			
KN-94-69			X	
KN-95-01		X		
KN-95-02	X			
KN-95-03				X
KN-95-04			X	
KN-95-05			X	
KN-95-06			X	
KN-95-07	X			
KN-95-08			X	
KN-95-08		X		
KN-95-09			X	
KN-95-10				X

No Echant.	Lame mince	Grande	Polie	Section Polie
KN-95-11			X	
KN-95-11	X			
KN-95-12			X	
KN-95-13			X	
KN-95-14				X
KN-95-15			X	
KN-95-16				X
KN-95-17				X
KN-95-18			X	
KN-95-19			X	
KN-95-20		X		

No Echant.	Lame mince	Grande	Polie	Section Polie
EK-94-06			X	
EK-94-09	X			
EK-94-10			X	
EK-94-11				X
EK-94-11	X			
EK-94-13	X			
EK-94-14			X	
EK-94-15	X			
EK-94-16			X	
EK-94-19	X			
EK-94-20	X			
EK-95-03			X	
EK-95-04			X	
EK-95-05			X	
EK-95-08			X	
EK-95-10				X

No Echant.	Lame mince	Grande	Polie	Section Polie
NK-94-02			X	
NK-94-04				X
NK-94-07			X	
NK-94-12	XX			
NK-94-14	X			
NK-94-17	X			
NK-94-22	X			
NK-94-23	X			
NK-94-24			X	
NK-94-26				X
NK-94-33				X
NK-94-34	X			
NK-94-36	X			
NK-94-37				X
NK-94-39				X
NK-94-41	XX			
NK-94-42		X		
NK-94-46				X
NK-94-49				
NK-94-50	XX			
NK-95-02		X		
NK-95-03		X		
NK-95-04			X	
NK-95-05			X	
NK-95-06		X		
NK-95-07			X	
NK-95-08	X			
NK-95-09	X			
NK-95-10			X	
NK-95-11	X			
NK-95-12	X			

No Echant.	Lame mince	Grande	Polie	Section Polie
K-94-00			X	
K-94-01		X		
K-94-04	X			
K-94-08			X	X
K-94-16	X			
K-94-20			X	
K-94-22			X	
K-94-26	X			
K-94-33			X	
K-94-34			X	
K-94-35	X			
K-94-39				X
K-94-40	X			
K-94-42			X	
K-94-43				X
K-94-48	X			
K-94-52	X			
K-94-52	X			
K-94-55	X			
K-95-01	X			
K-95-02	X			
K-95-03	X			
K-95-04			X	
K-95-05				X
K-95-06	X			
K-95-07	X			
K-95-08	X			
K-95-09				X
K-95-10	X			
K-95-11			X	
K-95-12			X	
K-95-13			X	
K-95-14	X			
K-95-15	X			
K-95-16	X			
K-95-17			X	
K-95-18				X
K-95-19	X			
K-95-20	X			
K-95-21	X			
K-95-22			X	
K-95-23	X			
K-95-24	X			

ANNEXE 3

Méthode analytique

L'analyse quantitative a été effectuée à la microsonde électronique au Centre d'étude sur les ressources minérales de l'UQAC. Cette microsonde électronique ARL-SEM-Q est équipée de quatre spectromètres à dispersion de longueur d'onde (WDS) et d'un spectromètre à énergie sélective (EDS) de marque NORAN. Le voltage d'accélération était de 15 KV avec un courant du faisceau électronique de 10 nA pour les silicates et les carbonates; un voltage de 20 KV et un courant de 15 nA pour les sulfures. Un temps de comptage de 100 secondes a été utilisé pour les silicates et les sulfures et 50 secondes pour les carbonates. Les résultats analytiques des silicates sont traités par un programme de correction de matrice Bence-Albee. Les analyses des carbonates sont recalculées automatiquement à un total de 100%. La précision des analyses obtenues est de $\pm 0.5\%$ pour les teneurs supérieures à 20%, $\pm 0.2\%$ pour les teneurs de 10 à 20%; $\pm 0.1\%$ pour les teneurs de 2 à 10% et de $\pm 0.1\%$ pour les teneurs de 0.5 à 2%.

Tous les silicates ont été analysés en mode EDS alors que les phases métalliques ont été analysées en combinant les modes EDS et WDS. Pour les phases métalliques, le Fe, S et le Zn sont analysés en mode EDS tandis que le Ni, As et le Co sont analysés en mode WDS. L'analyse Semi-Quantitative (effectuée en mode EDS) a été utilisée pour analyser l'hématite et ainsi que quelques grains de marcassite et pyrite. Cette analyse n'utilise pas de

standard et les éléments sont recalculés automatiquement à un total de 100%. Plusieurs traverses ont été menées à la microsonde dans les minéraux métalliques. Les résultats complets des analyses des différents minéraux sont présentés aux annexes 3 à 15. Les standards suivants ont été utilisés pour les analyses EDS-WDS combinées: marcassite (Fe, S), pentlandite (Ni), sphalérite (Zn), cobaltite (Co, As), chalcopirite (Cu). La limite minimale détectable (DL) a été déterminée en utilisant la formule suivante:

$$DL = 3 * (\text{Bruit de Fond})^{1/2} * \text{Teneur (en \% poids)} / \text{pic}$$

ANNEXE 4

ANALYSES CHIMIQUES DES CARBONATES

ANNEXE 4A

ANALYSES DE L'ANKÉRITE

Échantillon	NK-94-24							
(Wt%) CaO	27.34	29.37	28.99	28.35	26.09	28.95	26.32	27.83
MnO	1.88	1.33	1.65	1.61	1.97	1.29	1.93	1.74
FeO	18.16	17.3	16.52	17	17.59	17.98	18.93	17.9
MgO	6.98	6.81	6.43	6.98	7.73	7.11	6.84	6.76
Co2#	45.2	45.18	46.41	46.07	46.63	44.66	45.98	45.77
	Nombre d'ions analysés sur la base de 60							
Ca	0.975	1.046	1.021	1.000	0.916	1.036	0.933	0.987
Mn	0.053	0.038	0.046	0.045	0.055	0.037	0.054	0.049
Fe	0.518	0.481	0.454	0.468	0.482	0.502	0.523	0.495
Mg	0.346	0.338	0.315	0.343	0.377	0.354	0.337	0.334
C	2.053	2.049	2.082	2.072	2.085	2.036	2.076	2.068
Fe/Mg	1.495	1.424	1.442	1.366	1.277	1.418	1.551	1.485
Échantillon	NK-95-5	NK-95-7		KN-95-15				
(Wt%) CaO	27.1	27.44		25.86	27.19	27.01		
MnO	1.88	1.78		1.7	1.93	1.89		
FeO	13	16.94		19.31	19.2	20.07		
MgO	10.5	7.05		6.02	5.46	5.61		
Co2#	47.51	46.8		47.11	46.18	45.42		
	Nombre d'ions analysés sur la base de 60							
Ca	0.93	0.9619		0.9089	0.9651	0.9663		
Mn	0.0512	0.0493		0.0473	0.0542	0.0533		
Fe	0.3491	0.4634		0.5296	0.532	0.5603		
Mg	0.5024	0.3439		0.2947	0.2709	0.2794		
C	2.0824	2.0902		2.1097	2.888	2.0702		
Fe/Mg	0.69486	1.34748		1.79708	1.96382	2.00537		
Échantillon	KN-94-41			KN-95-13				
(Wt%) CaO	27.07	27.28	27.09	29.28	28.17	29.42		
MnO	1.67	1.55	2.18	1.99	1.99	2.15		
FeO	19.15	18.39	18.54	17.98	18.4	18.64		
MgO	6.65	7.11	7.17	6.56	7.14	5.91		
Co2#	45.46	45.67	45.02	44.46	44.29	43.88		
	Nombre d'ions analysés sur la bse de 60							
Ca	0.9641	0.9677	0.9673	1.0512	1.0125	1.0653		
Mn	0.0471	0.0435	0.0614	0.049	0.0565	0.0617		
Fe	0.5324	0.5093	0.5168	0.5037	0.5162	0.5267		
Mg	0.3295	0.3509	0.3565	0.3279	0.3573	0.2976		
C	2.0634	2.0643	2.0489	2.034	2.0286	2.0242		
Fe/Mg	1.61578	1.45141	1.44965	1.53614	1.44472	1.76983		

#CO2 calculé à un total de 100%.

Échantillon KN-94-68		EK-95-3		
(Wt%) CaO	32.08	27.22	26.22	27.66
MnO	1.93	1.51	1.99	1.81
FeO	17.04	18.83	19.6	19.35
MgO	1.78	7.02	5.91	6.11
Co2#	47.17	45.41	46.29	45.07
Nombre d'ions analysés sur la base de 6O				
Ca	1.135	0.9687	0.9292	0.9903
Mn	0.0539	0.0424	0.0558	0.0511
Fe	0.4704	0.5231	0.5421	0.5408
Mg	0.0875	0.3478	0.2916	0.3045
C	2.1265	2.0589	2.0906	2.0565
Fe/Mg	5.376	1.504	1.859	1.776
Échantillon K-95-17		KN-94-41		
Position	veine	veine	veine	
(Wt%) CaO	26.77	26.61	27.43	
MnO	3.21	2.69	2.29	
FeO	18.64	18.5	16.59	
MgO	5.61	5.9	7.67	
Co2#	45.77	46.3	46.02	
Nombre d'ions analysés sur la base de 6O				
Ca	0.9543	0.9425	0.9673	
Mn	0.0903	0.0753	0.0637	
Fe	0.5187	0.5114	0.4567	
Mg	0.2781	0.2909	0.3765	
C	2.0792	2.0899	2.0678	
Fe/Mg	1.86516	1.75799	1.21301	

#CO2 calculé à un total de 100%.

ANNEXE 4B

ANALYSES DE LA SIDÉRITE

Échant.	NK-94-24				NK-95-7			
W%CaO	0.5	0.87	0.36	0.27	0.73	0.54	0.48	1.87
MnO	3.28	2.93	3.15	3.17	3.49	2.71	3.63	2.86
FeO	46.26	45.32	46.25	46.9	45.91	46.2	44.13	45.39
MgO	6.54	5.51	5.92	5.52	5.69	5.71	5.77	5.05
Co2#	43.33	45.37	44.35	44.14	44.24	44.85	45.98	44.83
	Nombre d'ions analysés sur la base de 60							
Ca	0.220	0.032	0.013	0.010	0.028	0.020	0.018	0.070
Mn	0.098	0.086	0.093	0.094	0.104	0.080	0.106	0.844
Fe	1.364	1.311	1.353	1.377	1.345	1.344	1.268	1.322
Mg	0.344	0.285	0.309	0.289	0.294	0.296	0.296	0.262
C	2.086	2.143	2.116	2.115	2.115	2.130	2.157	2.131
Fe/Mg	3.966	4.609	4.380	4.768	4.573	4.541	4.289	5.045
Échant.	NK-94-7		NK-95-4		NK-95-4			
W%CaO	0.73	1.08		0.21	0.92	0.2		
MnO	2.87	2.53		3.08	3.13	3.77		
FeO	45.33	44.9		47.48	46.18	46.99		
MgO	6.13	7.89		6.74	6.28	5.52		
Co2#	44.94	43.61		42.48	43.49	43.52		
	Nombre d'ions analysés sur la base de 60							
Ca	0.027	0.040		0.008	0.035	0.008		
Mn	0.084	0.075		0.093	0.094	0.113		
Fe	1.315	1.312		1.413	1.360	1.389		
Mg	0.317	0.411		0.358	0.330	0.291		
C	2.128	2.081		2.064	2.091	2.100		
Fe/Mg	4.149	3.191		3.949	4.126	4.775		
Échant.	NK-95-5							
W%CaO	0.46	0.64	0.6	0	0.34			
MnO	2.91	2.84	2.38	2.8	2.95			
FeO	47.76	46.84	46.12	46.86	47.53			
MgO	5.46	5.86	7.39	5.46	4.87			
Co2#	43.42	43.82	43.52	44.88	44.31			
	Nombre d'ions analysés sur la base de 60							
Ca	0.017	0.024	0.022	0.000	0.013			
Mn	0.087	0.085	0.076	0.083	0.088			
Fe	1.413	1.377	1.353	1.365	1.396			
Mg	0.288	0.307	0.386	0.283	0.255			
C	2.097	2.103	2.084	2.134	2.124			
Fe/Mg	4.909	4.484	3.503	4.817	5.471			

#CO2 calculé à un total de 100%

Échant.	KN-95-15								
W%CaO	0.8	0.73	0.62	1.46	0.74	0.84			
MnO	3.16	3.17	3.06	2.19	2.94	3.51			
FeO	46.24	46.98	47.4	46.32	47.94	45.59			
MgO	5.44	5.08	5.42	5.13	5.14	4.94			
Co2#	44.37	44.04	43.51	44.8	43.24	45.12			
	Nombre d'ions analysés sur la base de 60								
Ca	0.030	0.028	0.023	0.058	0.028	0.031			
Mn	0.094	0.094	0.092	0.065	0.088	0.103			
Fe	1.353	1.382	1.401	1.349	1.422	1.325			
Mg	0.284	0.266	0.285	0.266	0.272	0.256			
C	2.120	2.115	2.099	2.131	2.095	2.142			
Fe/Mg	4.766	5.187	4.908	5.067	5.229	5.177			
Échant.	KN-95-19								
W%CaO	1.51	0.31	0.73	1.33	1.14	0.32	0.59	1.31	
MnO	2.87	2.36	3.03	3.04	2.66	2.88	2.86	2.59	
FeO	45.38	46.9	47.04	46.73	45.77	46.7	45.22	44.52	
MgO	5.34	5.46	5.15	4.15	5.34	4.79	5.03	6.53	
Co2#	44.9	44.97	44.05	44.75	45.1	45.31	46.31	45.04	
	Nombre d'ions analysés sur la base de 60								
Ca	0.056	0.012	0.027	0.050	0.042	0.012	0.022	0.049	
Mn	0.085	0.069	0.090	0.090	0.078	0.085	0.083	0.076	
Fe	1.319	1.364	1.383	1.368	1.329	1.357	1.298	1.287	
Mg	0.277	0.283	0.270	0.216	0.276	0.248	0.257	0.337	
C	2.131	2.136	2.115	2.138	2.137	2.149	2.170	2.126	
Fe/Mg	4.765	4.815	5.127	6.322	4.812	5.464	5.042	3.824	
Échant.	KN-94-23			KN-94-68					
W%CaO	0.94	0.88	0.88	0.13	0.34	0.6	0.48	0.64	
MnO	3.19	3.01	3.1	4.03	3.46	3.65	3.75	3.93	
FeO	45.88	46.84	46.71	46.27	45.01	45.13	46.67	45.66	
MgO	5.72	5.3	5.11	5.61	5.46	5.23	5.65	5.39	
Co2#	44.26	43.97	44.2	43.96	45.74	45.39	43.45	44.38	
	Nombre d'ions analysés sur la base de 60								
Ca	0.035	0.033	0.033	0.005	0.012	0.022	0.018	0.024	
Mn	0.095	0.090	0.092	0.120	0.101	0.107	0.112	0.116	
Fe	1.343	1.377	1.371	1.360	1.298	1.307	1.379	1.336	
Mg	0.299	0.278	0.267	0.294	0.281	0.270	0.298	0.281	
C	2.114	2.111	2.118	2.110	2.154	2.147	2.096	2.121	
Fe/Mg	4.495	4.954	5.127	4.626	4.626	4.844	4.633	4.752	

#CO2 calculé à un total de 100%

Échant.	KN-95-12				KN-94-36			
W%CaO	0.81	0.87	0.7	0.72	1.69	0.36		
MnO	3.04	3.05	3.66	3.54	8.91	2.94		
FeO	43.75	46.27	46.71	47.18	42.42	47.99		
MgO	5.34	5.24	4.67	4.78	3.44	5.04		
Co2#	47.06	44.57	44.26	43.78	43.55	43.66		
	Nombre d'ions analysés sur la base de 6O							
Ca	0.030	0.033	0.026	0.027	0.064	0.014		
Mn	0.087	0.090	0.109	0.106	0.268	0.088		
Fe	1.244	1.352	1.373	1.393	1.260	1.419		
Mg	0.271	0.273	0.245	0.252	0.182	0.266		
C	2.184	2.126	2.123	2.111	2.112	2.107		
Fe/Mg	4.596	4.948	5.605	5.540	6.921	5.337		
Échant.	KN-94-59		KN-94-39		KN-94-41			
W%CaO	0.93	0.61	1.42	1.11	0.67			
MnO	3.27	3.03	3.21	3.68	1.86			
FeO	47.04	47.3	45.28	47.17	48.34			
MgO	5.35	5.8	4.89	4.82	4.39			
Co2#	43.42	43.26	45.2	43.22	44.74			
	Nombre d'ions analysés sur la base de 6O							
Ca	0.035	0.023	0.053	0.042	0.025			
Mn	0.098	0.091	0.094	0.111	0.055			
Fe	1.391	1.400	1.315	1.401	1.415			
Mg	0.282	0.306	0.253	0.255	0.229			
C	2.097	2.090	2.142	2.096	2.138			
Fe/Mg	4.936	4.573	5.190	5.491	6.173			
Échant.	KN-94-55							
W%CaO	0.4	0.5	0.5	0.57	0.77	0.68	0.98	0.61
MnO	3.22	3.39	2.9	3.05	3.55	3.79	3.05	2.72
FeO	6.76	46.8	46.67	48.24	46.51	47.28	47.41	47.77
MgO	5.08	5.04	5.68	4.48	5.02	5.24	4.15	4.78
Co2#	44.55	44.27	44.25	43.66	44.14	43.01	44.42	44.12
	Nombre d'ions analysés sur la base de 6O							
Ca	0.015	0.019	0.019	0.022	0.029	0.026	0.037	0.023
Mn	0.095	0.101	0.086	0.091	0.106	0.114	0.091	0.081
Fe	1.368	1.374	1.367	1.429	1.367	1.406	1.393	1.406
Mg	0.265	0.264	0.297	0.237	0.263	0.278	0.218	0.251
C	2.128	2.121	2.116	2.111	2.118	2.088	2.131	2.120
Fe/Mg	5.167	5.214	4.609	6.041	5.197	5.058	6.405	5.605

#CO2 calculé à un total de 100%

Échant.	K-94-34	K-95-17	
W%CaO	0	0.38	
MnO	0	5.6	
FeO	54.82	43.92	
MgO	0	4.83	
Co2#	45.18	45.16	
	Nombre d'ions analysés sur la base de 6O		
Ca	0.000	0.014	
Mn	0.000	0.168	
Fe	1.626	1.278	
Mg	0.000	0.251	
C	2.187	2.145	
Fe/Mg		5.097	
Échant.	K-95-17	KN-95-15	KN-94-23
	veine	veine	veine
W%CaO	0.76	0.49	0.41
MnO	4.61	3	3.39
FeO	43.83	46.95	47.89
MgO	5.38	5.32	4.7
Co2#	45.42	44.23	43.61
	Nombre d'ions analysés sur la base de 6O		
Ca	0.028	0.019	0.016
Mn	0.135	0.089	0.102
Fe	1.268	1.377	1.418
Mg	0.278	0.278	0.248
C	2.145	2.118	2.108
Fe/Mg	4.569	4.954	5.712

#CO2 calculé à un total de 100%

ANNEXE 5

ANALYSES CHIMIQUES DES CHLORITES

Échantillon		K-95-22									K-95-13				K-94-34				
Wt%	SiO4	30.06	22.78	23.44	23.02	23.01	23.34	23.04	22.66	22.47	21.94	25.8	22.28	21.92	28.18	23.41	22.44	22.48	23.24
	TiO2	0	1.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0.12	0.89	0	0	0	0.09	0	0
	Al2O3	19.58	20.63	20.28	19.99	21.33	19.97	19.9	19.3	21.63	23.03	21.78	22.67	22.82	19.42	21.17	20.99	21.83	20.69
	FeO	33.49	34.77	37.63	35.09	36.57	38.29	38.35	38.33	38.22	37.22	36.17	35.54	37.36	36.28	38.44	37.61	38.94	37.77
	MgO	7.11	7.49	8.16	7.63	7.44	6.38	6.12	6.08	5.7	5.55	5.22	5.34	5.46	5.21	5.58	5.52	5.6	5.29
	MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	SO3	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Total	90.71	86.71	89.51	86.01	88.35	87.97	87.41	86.36	88.2	87.73	89.08	86.66	87.56	89.09	88.6	86.65	88.85	86.99
Nombre d'ions analysés sur la base de 28O																			
	Si	6.29	5.15	5.19	5.25	5.13	5.29	5.26	5.26	5.07	4.95	5.63	5.04	4.96	6.12	5.25	5.15	5.05	5.31
	Ti	0	0.17	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.14	0	0	0	0.01	0	0
	Al	4.83	5.49	5.29	5.37	5.61	5.33	5.36	5.28	5.76	6.12	5.6	6.05	6.09	4.97	5.6	5.68	5.78	5.57
	Fe	5.86	6.57	6.97	6.69	6.82	7.25	7.33	7.44	7.22	7.02	6.6	6.73	7.07	6.59	7.21	7.23	7.32	7.21
	Mg	2.21	2.52	2.69	2.59	2.47	2.15	2.08	2.1	1.92	1.86	1.69	1.8	1.84	1.68	1.86	1.89	1.87	1.8
	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Tot. cations	19.19	19.9	20.14	19.9	20.03	20.02	20.03	20.08	20	19.95	19.53	19.76	19.96	19.36	19.92	19.96	20.02	19.89
	Fe/Fe+Mg	0.7261	0.7228	0.7215	0.7209	0.7341	0.7713	0.779	0.7799	0.7899	0.7905	0.7961	0.789	0.7935	0.7969	0.7949	0.7928	0.7965	0.8002

Échantillon		K-95-17											K-94-42			K-94-8						
Wt%	SiO4	23.05	22.59	22.4	22.3	22.96	22.47	22.75	22.61	22.7	23.08	23.25	32.57	22.9	22.37	22.85	22.96	23.27	22.17	25.54	22.72	
	TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.11
	Al2O3	20.99	20.43	20.86	20.57	21.18	21.6	20.84	21.02	20.45	20.13	21.23	19.75	21.67	22.19	21.41	21.1	20.08	20.57	22.76	19.72	
	FeO	37.97	37.71	38.25	37.74	38.42	38.48	38.88	38.4	37.56	37.45	37.96	31.61	37.4	37.49	37.43	40.04	38.4	37.34	35.12	38.81	
	MgO	6.01	6.02	5.84	5.89	5.86	6.04	6.13	5.76	6.17	6.71	6.27	5.19	5.95	5.74	5.94	5.79	6.39	6.02	5.34	6.31	
	MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.04	0.00	
	Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	SO3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Total	88.01	86.76	87.39	86.73	88.42	88.57	88.6	87.78	86.87	87.38	88.71	89.12	87.91	87.79	87.64	89.88	88.15	86.11	89.8	87.67	
Nombre d'ions analysés sur la base de 28O																						
	Si	5.2	5.19	5.13	5.13	5.17	5.06	5.13	5.14	5.2	5.25	5.2	6.79	5.15	5.05	5.17	5.12	5.26	5.13	5.53	5.2	
	Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	
	Al	5.59	5.53	5.62	5.58	5.62	5.73	5.54	5.63	5.52	5.39	5.59	4.85	5.75	5.91	5.71	5.55	5.35	5.61	5.8	5.31	
	Fe	7.17	7.24	7.31	7.26	7.24	7.24	7.34	7.3	7.19	7.12	7.1	5.51	7.04	7.08	7.08	7.47	7.26	7.23	6.35	7.42	
	Mg	2.02	2.06	1.99	2.02	1.94	2.02	2.06	1.95	2.1	2.27	2.09	1.61	1.99	1.93	2	1.92	2.15	2.07	1.72	2.15	
	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	
	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Tot. cations	19.98	20.02	20.05	19.99	19.97	20.05	20.07	20.02	20.01	20.03	19.98	18.76	19.93	19.97	19.96	20.06	20.02	20.04	19.68	20.09	
	Fe/Fe+Mg	0.7802	0.7785	0.786	0.7823	0.7887	0.7819	0.7809	0.7892	0.774	0.7583	0.7726	0.7739	0.7796	0.7858	0.7797	0.7955	0.7715	0.7774	0.7869	0.7753	

Échantillon		NK-95-5							NK-95-7		NK-95-4					NK-95-8		
Wt%	SiO4	22.59	22.27	22.84	22.28	22.52	22.53	23.04	22.9	22.86	23.18	22.69	22.9	22.33	23.21	22.41	22.35	22.09
	TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Al2O3	25.69	24.56	24.9	24.43	24.51	24.4	24.51	23.58	24.11	23.9	22.23	24.32	24.2	24.21	25.37	24.83	24.84
	FeO	37.82	36.08	37.24	38.25	38.62	36.93	37.4	36.92	35.63	38.34	39.16	38.79	39.41	38.67	27.99	38.06	38.14
	MgO	5.6	5.77	5.77	5.71	5.73	5.85	5.85	5.8	5.69	5.58	5.92	5.44	5.45	6.03	5.34	5.35	5.1
	MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.15	0.00	0.16	0.00	0.00
	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	SO3	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Total	91.71	89	90.74	90.66	91.38	89.71	90.79	89.2	88.28	91.15	90.01	91.54	91.54	92.12	91.29	90.59	90.38
Nombre d'ions analysés sur la base de 28O																		
	Si	4.84	4.89	4.94	4.86	4.87	4.93	4.98	5.04	5.05	5.02	5.03	4.96	4.85	4.97	4.84	4.87	4.83
	Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Al	6.49	6.36	6.34	6.28	6.25	6.3	6.24	6.12	6.28	6.1	5.8	6.19	6.2	6.12	6.45	6.38	6.4
	Fe	6.78	6.62	6.73	6.98	6.99	6.76	6.76	6.8	6.58	6.94	7.26	7.01	7.16	6.93	6.86	6.93	6.97
	Mg	1.79	1.89	1.86	1.85	1.85	1.91	1.88	1.9	1.87	1.8	1.95	1.75	1.76	1.92	1.72	1.73	1.66
	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00
	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	S		0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Tot. cations	19.9	19.81	19.87	19.97	19.96	19.9	19.86	19.86	19.78	19.88	20.04	19.91	19.99	19.94	19.89	19.91	19.86
	Fe/Fe+Mg	0.7911	0.7779	0.7835	0.7905	0.7907	0.7797	0.7824	0.7816	0.7787	0.7941	0.7883	0.8002	0.8027	0.7831	0.7995	0.8002	0.8076

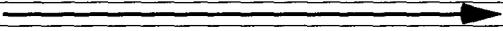
Échantillon		KN-94-39		KN-94-23		KN-94-41		EK-94-6		matrice			
Wt%	SiO4	22.69	22.07	23.09	22.52	33.2	28.37	27.65	27.04	22.25	24.14	22.4	26.81
	TiO2	0	0	0	0.16	0	0	0	0.09	0	0	0	0
	Al2O3	23.53	24.11	23.06	24.16	20.43	21.76	29.55	28.27	23.71	22.65	24.18	22.09
	FeO	35.55	36.93	37.79	37.97	31.71	34.47	28.04	29.49	36.78	36.94	37.19	33.95
	MgO	5.92	5.46	5.35	5.53	4	4.27	3.13	3.33	4.68	4.3	4.98	4.16
	MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.32	1.2	0.00	0.00	0.00	0.00
	K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.09	1.05	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	SO3							0.42					
	Total	87.69	88.57	89.29	90.33	89.35	88.88	91.2	90.47	87.41	88.03	88.75	87.01
		Nombre d'ions analysés sur la base de 28O											
	Si	5.06	4.91	5.1	4.92	6.88	6.09	5.58	5.58	5.01	5.38	4.97	5.89
	Ti	0	0	0	0.02	0	0	0	0.01	0	0	0	0
	Al	6.18	6.32	6.01	6.22	4.99	5.5	7.03	6.87	6.3	5.94	6.32	5.72
	Fe	6.63	6.87	6.99	6.94	5.49	6.18	4.73	5.08	6.93	6.88	6.9	6.24
	Mg	1.96	1.81	1.76	1.8	1.23	1.36	0.94	1.02	1.57	1.42	1.64	1.36
	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00
	K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06					
	Tot. cations	19.83	19.91	19.86	19.9	18.59	19.13	19.13	19.31	19.81	19.62	19.83	19.21
	Fe/Fe+Mg	0.772	0.791	0.799	0.794	0.817	0.82	0.834	0.833	0.815	0.829	0.808	0.821

ANNEXE 6

ANALYSES CHIMIQUES DE LA MARCASSITE COLLOFORME

EDS-WDS COMBINÉS

Échantillon KN-95-10							
Position	Grain 1						
	Marge						Centre
	1	2	3	4	5	6	7
S	51.89	51.41	51.69	52.08	52.31	51.76	51.86
Fe	47.38	47.12	47.28	47.17	47.61	47.35	47.89
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	0.06	0.05	<0.05	0.05	0.07	0.06	0.08
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	<0.15	<0.15	0.22	nd	nd	nd	<0.15
Total	99.44	98.64	99.22	99.3	99.98	99.17	99.87

Position	Grain 2							
	Marge							Centre
	1	2	3	4	5	6	7	8
S	53.74	52.01	52.25	52.14	52.98	51.64	51.95	51.95
Fe	48.09	46.74	47.32	47.26	47.5	47.62	46.98	47.31
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	<0.05	nd	<0.05	0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.08
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	nd	nd	<0.15	nd	nd	nd	<0.15	nd
Total	101.83	98.75	99.57	99.44	100.48	99.26	98.93	99.33

Échantillon KN-94-66							
Position	Grain						
	Marge						Centre
	1	2	3	4	5	6	7
S	51.68	52.13	51.49	51.58	52	51.39	51.7
Fe	47.24	47.4	47.09	47.21	47.38	46.85	47.21
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	nd
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	nd	nd	nd	<0.15	<0.15	<0.15	nd
Total	98.92	99.53	98.58	98.79	99.38	98.24	98.91

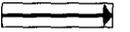
Échantillon K-95-9											
Position	Grain 1						Grain 2				
	Marge						Centre	Marge			
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	
S	51.26	51.44	51.33	51.53	51.22	51.53	53.3	51.1	51.23	51.38	
Fe	46.44	47.39	46.29	46.91	46.39	46.57	48	46.47	46.47	46.73	
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Ni	<0.05	<0.05	0.06	<0.05	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	0.09	<0.05	
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
As	nd	<0.15	0.15	0.23	0.17	nd	nd	nd	nd	nd	
Total	97.7	98.83	97.83	98.67	97.84	98.1	101.3	97.57	97.79	98.11	

Échantillon KN-95-14								
Position	Grain							
	Marge							
	1	2	3	4	5	6	7	8
S	53.37	52.63	51.8	51.02	50.83	50.63	51.4	51.83
Fe	47.62	46.66	47.15	46.92	46.95	47.44	47.01	46.7
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	<0.05	<0.05	0.06	0.06	0.06	<0.05	<0.05	<0.05
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	nd	<0.15	nd	nd	nd	nd	<0.15	0.17
Total	100.99	99.29	99.01	98	97.84	98.07	98.41	98.7

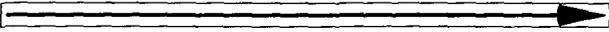
Échantillon NK-95-6						
Position	Grain					
	Marge					
	1	2	3	4	5	6
S	52	51.56	51.76	51.72	52.03	52.04
Fe	46.85	46.8	46.51	46.79	47.05	47.47
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	nd	nd	0.08	0.1	0.06	0.05
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	0.15	<0.15	<0.15	<0.15	0.2	nd
Total	99	98.36	98.35	98.61	99.34	99.56

Échantillon KN-94-64	
	Grain
S	52.3679
Fe	47.4462
Zn	nd
Ni	<0.05
Co	nd
	<0.15
Total	99.8141

Échantillon KN-94-23			
Position	Grain		
	Marge		Centre
	1	2	3
S	51.64	51.6	51
Fe	46.39	47.11	46.42
Zn	nd	nd	nd
Ni	<0.05	0.08	0.06
Co	nd	nd	nd
As	<0.15	<0.15	nd
Total	98.03	98.79	97.49

Échantillon NK-95-4			
Position	Grain		
	Marge		Centre
	1	2	3
S	52.77	52.28	51.38
Fe	47.41	47.09	47.15
Zn	nd	nd	nd
Ni	0.05	0.05	0.09
Co	nd	nd	nd
As	nd	nd	nd
Total	100.44	99.42	98.62

Échantillon KN-94-66							
Position	Grain 1						Marge
	Marge						
	1	2	3	4	5	6	7
S	52.58	52.69	52.67	52.09	52.25	52.39	52.9717
Fe	47.98	47.72	48.16	47.21	47.52	47.41	46.999
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	<0.05	<0.05	<0.05	0.05	nd	<0.05	<0.05
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	<0.15	nd	nd	<0.15	<0.15	nd	nd
Total	100.56	100.41	100.83	99.35	99.77	99.8	99.9707

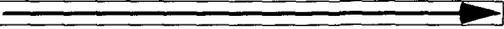
Échantillon NK-95-10								
Position	Grain							Centre
	Marge							
	1	2	3	4	5	6	7	8
S	52.7229	52.8872	52.5599	53.0048	52.8311	52.7211	52.5383	52.655
Fe	47.2579	46.9885	47.4113	46.8517	47.0921	47.1429	47.4234	47.3837
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	nd	<0.05	<0.05	0.09	<0.05	<0.05	nd	nd
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	nd	<0.15	nd	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	nd
Total	99.9808	99.8757	99.9712	99.9465	99.9232	99.8639	99.9617	100.039

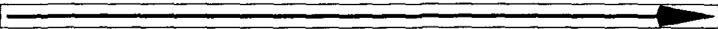
ANNEXE 7

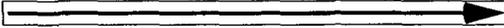
ANALYSES CHIMIQUES DE LA MARCASSITE COLLOFORME

EDS: RÉSULTATS RECALCULÉS À UN TOTAL DE 100%

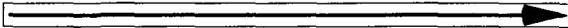
Échantillon KN-95-10									
Grain 1									
Position	Marge 							Centre	
	1	2	3	4	5	6	7		
S	54.84	54.85	54.6	54.87	54.22	54.93	54.65		
Fe	44.67	44.99	45.13	45.01	45.67	44.91	44.6		
Zn	0.49	nd	0.27	nd	nd	nd	0.52		
Ni	nd	nd	nd	0.11	0.11	0.16	nd		
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd		
As	nd	0.15	nd	nd	nd	nd	0.23		
Total	100	100	100	99.99	100	100	100		

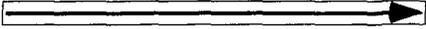
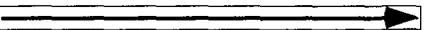
Grain 2									
Position	Marge 								Centre
	1	2	3	4	5	7	8	9	10
S	54.91	54.47	54.45	54.52	54.69	54.29	54.52	54.3	54.69
Fe	44.65	45.53	45.55	45.06	44.85	44.16	44.67	45.33	45.15
Zn	0.25	nd	nd	nd	nd	0.3	0.46	nd	nd
Ni	nd	nd	nd	0.16	0.11	0.24	nd	0.15	0.16
Co	nd	nd	nd	nd	0.36	nd	nd	nd	nd
As	0.18			0.26			0.35	0.22	
Total	100	100	100	100	100.01	98.99	100	100	100

Échantillon KN-95-14										
Grain										
Position	Marge 									Centre
	1	2	3	4	5	6	g	7	8	9
S	54.52	55.03	54.66	54.44	54.88	54.73	54.57	54.93	54.44	53.82
Fe	44.78	44.81	44.95	45.05	44.79	44.92	45.03	44.87	45.32	45.92
Zn	0.29	nd	nd	0.29	nd	0.23	nd	nd	0.25	0.26
Ni	0.19	0.16	0.11	0.1	0.09	0.11	0.1	nd	nd	nd
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	0.22		0.28	0.1	0.24		0.31	0.19	nd	nd
Total	100	100	100	99.98	100	99.99	100.01	100	100.01	100

Échantillon NK-95-6								
Position	Grain 1							
	Marge							Centre
	1	2	3	4	5	6	7	8
S	54.66	54.6	54.59	54.39	54.49	54.46	54.92	54.89
Fe	44.61	44.6	44.83	44.73	44.74	45.04	44.51	44.79
Zn	0.51	0.31	0.13	0.3	0.29	0.14	0.4	0.32
Ni	nd	nd	0.13	0.22	nd	0.13	nd	nd
Co	nd	0.17	nd	nd	0.15	nd	nd	nd
As	0.22	0.32	0.31	0.36	0.33	0.24	0.18	
Total	100	100	99.99	100	100	100.01	100	100

Position	Grain 2					
	Marge					Centre
	1	2	3	4	5	6
S	55	54.77	54.67	54.8	54.58	54.67
Fe	45	44.89	44.65	44.79	44.89	44.77
Zn	nd	0.18	0.34	0.27	0.53	0.43
Ni	nd	nd	0.2	0.14	nd	nd
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	nd	0.16	0.13	nd	nd	0.13
Total	100	100	99.99	100	100	100

Échantillon KN-94-66									
position	Grain 1								Grain 2
	Marge							Centre	
	1	2	3	4	5	6	7	8	1
S	54.73	54.78	55.1	54.92	53.68	54.71	53.85	54.51	54.85
Fe	44.83	45.1	44.81	44.84	45.92	45.1	46.15	44.96	44.63
Zn	0.33	nd	nd	nd	0.4	nd	nd	0.32	0.38
Ni	0.1	0.13	0.1	nd	nd	nd	nd	0.1	0.1
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.12
As	nd	nd	nd	0.24	nd	0.18	nd	0.11	
Total	99.99	100	100.01	100	100	100	100	100	100

Échantillon K-95-9								
Position	Grain 1							
	Marge						Centre	
	1	2	3	4	5	6		
	S	55.02	54.65	54.95	51.55	54.56	54.6	
	Fe	44.98	44.77	44.94	48.3	44.64	45.04	
	Zn	nd	0.39			0.38		
	Ni	nd	0.39	0.11	0.15	0.26	0.24	
	Co	nd		nd	nd	nd	nd	
As	nd	0.1	nd	nd	0.16	0.12		
Total	100	100.3	100	100	100	100		
Position	Grain 2							
	Marge						Centre	
	1	2	3	4	5	6	7	
	S	54.41	54.56	54.47	55.02	54.62	54.73	54.81
	Fe	45.46	44.91	44.93	44.81	44.89	44.95	45
	Zn	nd	0.29	nd	nd	0.36	0.32	nd
	Ni	0.13	nd	0.29	nd	nd	nd	nd
	Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	nd	0.24	0.31	0.17	0.13	nd	0.19	
Total	100	100	100	100	100	100	100	
	Grain 3			Grain 4				
	1	2	3	1	2			
	S	54.69	54.52	53.85	55.44	55.03		
	Fe	44.97	44.99	45.95	44.56	44.44		
	Zn	nd	nd	nd	nd	0.27		
	Ni	0.14	0.15	0.2	nd	0.08		
	Co	nd	nd	nd	nd	nd		
	As	0.21	0.34	nd	nd	0.18		
Total	100	100	100	100	100			
	Marge		Centre					

ANNEXE 8

ANNALYSES CHIMIQUES DE LA MARCASSITE CRUSTIFORME

EDS-WDS COMBINÉS

K-94-8				
	Gain 1	Grain2	Grain 3	Grain
S	51.55	51.9	52.02	51.23
Fe	47.03	47.04	47.4	46.84
Zn	nd	nd	nd	nd
Ni	<0.05	<0.05	nd	<0.05
Co	nd	nd	nd	nd
As	nd	nd	nd	nd
Total	98.58	98.94	99.42	98.07

NK-95-10	
S	52.6306
Fe	47.3504
Zn	nd
Ni	<0.05
Co	nd
As	nd
Total	99.981

ANNEXE 9

ANALYSES CHIMIQUES DE LA MARCASSITE CRUSTIFORME

EDS: RÉSULTATS RECALCULÉS À UN TOTAL DE 100%

Échantillon K-94-8						
	Grain 1	Grain 2	Grain 3	Grain 4	Grain 5	Grain 6
S	54.58	54.73	54.73	54.54	54.66	54.68
Fe	45.1	44.87	45.27	45.11	45.08	45.18
Zn	nd	nd	nd	0.35	0.26	nd
Ni	0.2	0.15	nd	nd	nd	0.14
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	0.13	0.25	nd	nd	nd	nd
Total	100.01	100	100	100	100	100

ANNEXE 10

ANALYSES CHIMIQUES DE LA MARCASSITE SPHÉROLITIQUE

EDS-WDS COMBINÉS

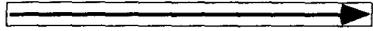
Échantillon KN-94-64						
Position	Grain 1			Grain 2		Grain 3
	Marge	Centre		1	2	
	1	2	3			
S	52.84	50.81	53.62	53.31	53.01	53.65
Fe	47.66	46.12	48.18	48.28	47.87	47.96
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	0.06	0.07	<0.05	nd	nd	<0.05
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	<0.05	<0.05	nd	nd	nd	nd
Total	100.56	97.00	101.80	101.59	100.88	101.61

Échantillon KN-95-6					
Position	Grain				
	Marge	Centre			Marge
	1	2	3	4	
S	52.41	52.48	52.49	52.53	
Fe	47.57	47.45	47.46	47.81	
Zn	nd	nd	nd	nd	
Ni	0.05	<0.05	<0.05	0.06	
Co	nd	nd	nd	nd	
As	nd	<0.05	<0.05	nd	
Total	100.03	99.93	99.95	100.41	

ANNEXE 11

ANALYSES CHIMIQUES DE LA MARCASSITE FRAMBOÏDALE

EDS-WDS COMBINÉS

Échantillon NK-95-10							
Position	Grain 1						
		1	2	3			
	S	53.03	52.96	52.82			
	Fe	46.93	47.04	47.16			
	Zn	nd	nd	nd			
	Ni	<0.05	<0.05	<0.05			
	Co	nd	nd	nd			
	As	nd	nd	nd			
	Total	99.96	100.00	99.98			
Position	Grain 2						
	Marge						Marge
		1	2	3	4	5	6
	S	52.63	52.71	52.76	52.77	52.78	52.46
	Fe	47.13	47.22	47.24	47.23	47.19	47.45
	Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	Ni	0.05	0.08	<0.05	nd	<0.05	0.08
	Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	As	0.18	nd	nd	nd	nd	<0.05
Total	99.99	100.00	99.99	100.00	99.97	99.98	
	Grain 3						
	S	53.11					
	Fe	46.84					
	Zn	nd					
	Ni	0.05					
	Co	nd					
	As	nd					
	Total	100.00					

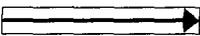
ANNEXE 12

ANALYSES CHIMIQUES DES CRISTAUX DE PYRITE

EDS-WDS COMBINÉS

Échantillon KN-94-66	
	Grain2
S	52.71
Fe	47.23
Zn	nd
Ni	nd
Co	nd
As	nd
Total	99.93

Échantillon KN-95-6		
	Grain1	Grain 2
S	52.7	52.7
Fe	47.3	47.3
Zn	nd	nd
Ni	nd	<0.05
Co	nd	nd
As	nd	nd
Total	100.0	100.0

Échantillon KN-95-39				
Position	Grain			Marge
	Marge			
	1	2	3	4
S	53.16	52.89	52.95	52.97
Fe	46.79	47.09	47.04	46.90
Zn	nd	nd	nd	nd
Ni	nd	<0.05	nd	0.17
Co	nd	nd	nd	nd
As	nd	nd	nd	<0.15
Total	99.94	99.97	99.99	100.04

Échantillon KN-95-12			
	Grain 1	Grain 2	Grain 3
S	53.27	52.79	53.00
Fe	47.09	47.22	46.97
Zn	nd	nd	nd
Ni	0.09	nd	0.05
Co	nd	nd	nd
As	nd	nd	<0.15
Total	100.45	100.02	100.02

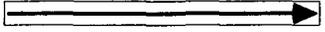
Échantillon KN-94-59				
	Grain 1	Grain 2	Grain 3	Grain 4
S	51.94	52.05	52.01	51.44
Fe	46.18	47.24	46.53	46.15
Zn	nd	nd	nd	nd
Ni	nd	<0.05	0.05	0.05
Co	nd	nd	nd	nd
As	nd	<0.15	<0.15	nd
Total	98.13	99.29	98.59	97.64

Échantillon NK-95-10						
	Grain 1			Grain 2	Grain 3	Grain 4
	1	2	3			
S	52.84	53.20	52.69	53.48	52.77	53.14
Fe	47.15	46.73	47.28	46.55	47.18	46.83
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	<0.05	nd	nd	nd	<0.05	<0.05
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	nd	<0.15	nd	nd	nd	nd
Total	99.99	99.93	99.96	100.03	99.95	99.97

Échantillon NK-95-4		
	Grain 2	Grain 3
S	52.55	52.48
Fe	47.02	46.84
Zn	nd	nd
Ni	<0.05	<0.05
Co	nd	nd
As	nd	nd
Total	99.59	99.32

Échantillon NK-95-7					
	Grain 1		Grain 2		
	1	2	1	2	3
S	52.38	52.72	53.24	53.33	53.39
Fe	47.04	46.93	47.19	48.2	47.88
Zn	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	<0.05	<0.05	0.13	<0.05	<0.05
Co	nd	nd	nd	nd	nd
As	nd	nd	0.32	<0.15	nd
Total	99.45	99.65	100.87	101.53	101.27

Échantillon EK-94-6		
	Grain 1	Grain 2
S	51.28	51.95
Fe	45.59	46.81
Zn	nd	nd
Ni	0.08	nd
Co	nd	nd
As	<0.05	nd
Total	96.95	98.76

Échantillon EK-95-5								
Position	Grain 1					Grain 2	Grain 3	
	Marge							Marge
	1	2	3	4	5			
S	52.01	51.98	51.9	51.61	51.67	51.78	51.54	
Fe	46.65	46.95	46.45	46.43	46.32	46.46	46.32	
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Ni	<0.05	nd	<0.05	nd	<0.05	nd	nd	
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
As	nd	nd	nd	<0.15	<0.15	nd	nd	
Total	98.66	98.93	98.35	98.04	97.99	98.24	97.86	

ANNEXE 13

ANALYSES CHIMIQUES DES CRISTAUX DE PYRITE

EDS: RÉSULTATS RECALCULÉS À UN TOTAL DE 100%

Échantillon KN-95-14		
	Grain1	Grain 2
S	54.98	55.12
Fe	45.02	44.78
Zn	nd	nd
Ni	nd	0.11
Co	nd	nd
As	nd	nd
Total	100	100

Échantillon NK-94-4					
	Grain1	Grain 2	Grain 3	Grain 4	Grain 5
S	51.6	54.99	51.2	54.96	46.8
Fe	48.12	44.92	48.48	45.04	53.2
Zn	0.28	nd	0.32	nd	nd
Ni	nd	0.09	nd	nd	nd
Co	nd	v	nd	nd	nd
As	nd	nd	nd	nd	nd
Total	100	100	100	100	100

Échantillon KN-94-66		
	Grain1	Grain2
S	54.92	54.97
Fe	44.78	44.78
Zn	0.43	nd
Ni	nd	0.12
Co	nd	nd
As	nd	0.15
Total	100	100

Échant. KN-94-40	
	Grain1
S	54.46
Fe	45.05
Zn	0.29
Ni	0.2
Co	nd
As	nd
Total	100

Échantillon NK-95-2			
	Grain1	Grain 2	Grain 3
S	55.04	55.04	54.94
Fe	44.96	44.65	44.72
Zn	nd	nd	0.34
Ni	nd	nd	nd
Co	nd	0.13	nd
As	nd	0.17	nd
Total	100	99.99	100

Échantillon NK-94-26				
	Grain1	Grain 2	Grain 3	Grain 4
S	51.22	51.57	54.11	54.88
Fe	48.01	48.18	45.89	45.12
Zn		0.25		
Ni				
Co				
As				
Total	100	100	100	100

Échantillon NK-94-39		
	Grain1	Grain2
S	54.29	54.93
Fe	45.46	44.57
Zn		0.33
Ni		0.17
Co		
As	0.25	
Total	100	100

Échantillon KN-94-42			
Grain			
Position	Marge 1	Centre 2	Marge 3
S	54.38	53.63	53.09
Fe	44.88	46.37	46.58
Zn	0.28	nd	nd
Ni	0.12	nd	0.19
Co	0.13	nd	
As	0.22	nd	0.15
Total	100.01	100	100.01

ANNEXE 14

ANALYSES CHIMIQUES DE LA PYRITE CRUSTIFORME

EDS-WDS COMBINÉS

Échantillon KN-95-14			
	Grain1	Grain 2	Grain 3
S	51.59	53.42	51.3
Fe	47.35	48.37	47.31
Zn	nd	nd	nd
Ni	0.05	nd	0.06
Co	nd	nd	nd
As	0.18	<0.15	<0.15
Total	99.17	101.79	98.67

Échantillon KN-95-10				
	Grain 3			
	Grain 1	grain 2	Marge	Centre
S	52.42	52.19	53.69	52.69
Fe	47.64	47.23	48.1	47.74
Zn	nd	nd	nd	nd
Ni	nd	0.07	nd	<0.05
Co	nd	nd	nd	nd
As	<0.15	<0.15	nd	nd
Total	100.06	99.49	101.8	100.43

Échantillon KN-94-64		
	Grain 1	
	1	2
S	52.53	52.61
Fe	47.40	47.25
Zn	nd	nd
Ni	<0.05	<0.05
Co	nd	nd
As	nd	<0.15
Total	99.93	99.87

Échantillon KN-94-66		
	Grain1	Grain2
S	52.39	52.50
Fe	47.59	47.46
Zn	nd	nd
Ni	<0.05	nd
Co	nd	nd
As	nd	nd
Total	99.98	99.96

Échantillon NK-95-7		
	Grain 3	Grain 4
S	52.99	51.6
Fe	47.4	48.33
Zn	nd	nd
Ni	nd	0.07
Co	nd	nd
As	nd	nd
Total	100.39	100

Échantillon NK-95-10	
	Grain 1
S	53.10
Fe	46.86
Zn	nd
Ni	<0.05
Co	nd
As	nd
Total	99.95

Échantillon NK-95-4		
	Grain 1	Grain 2
S	53.75	52.59
Fe	47.86	47.02
Zn	nd	nd
Ni	<0.05	0.05
Co	nd	nd
As	nd	nd
Total	101.61	99.66

Échantillon KN-94-66		
	Grain 1	Grain 2
S	51.76	53.25
Fe	47.06	47.74
Zn	nd	nd
Ni	0.09	0.07
Co	nd	nd
As	<0.15	nd
Total	98.91	101.06

Échantillon NK-94-26						
	Grain 1	Grain 2	grain 3	Grain4	Grain 5	Grain 6
S	51.67	51.3	51.3	50.14	53.17	53.24
Fe	47.05	45.87	46.56	47.43	47.94	46.63
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	<0.05	<0.05	<0.05	nd	<0.05	0.05
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	<0.15	nd	nd	nd	nd	<0.15
Total	98.72	97.17	97.86	97.58	101.13	99.92

Échantillon NK-94-4		
	Grain 1	Grain 2
S	51.98	53.53
Fe	47.14	48.32
Zn	nd	nd
Ni	<0.05	nd
Co	nd	nd
As	nd	0.05
Total	99.12	101.9

ANNEXE 15

ANALYSES CHIMIQUES DE LA PYRITE CRUSTIFORME

EDS: RÉSULTATS RECALCULÉS À UN TOTAL DE 100%

Échantillon KN-94-66				
Position	Grain 1			Grain 2
	Marge 1	Centre 2	Marge 3	
S	54.91	54.98	55.23	55.14
Fe	44.63	44.42	44.5	44.63
Zn	0.23	0.25	0.26	nd
Ni	0.22	nd	nd	0.1
Co	nd	0.18	nd	0.12
As	nd	0.17	nd	nd
Total	99.99	100	99.99	100

Échantillon KN-95-10	
	Grain
S	55.13
Fe	44.87
Zn	nd
Ni	nd
Co	nd
As	nd
Total	100

Échantillon K-95-9		
	Grain 1	Grain 2
S	55.01	54.27
Fe	44.67	45.23
Zn	nd	0.33
Ni	0.2	0.17
Co	nd	nd
As	0.12	nd
Total	100	100

ANNEXE 16

ANALYSES CHIMIQUES DE L'HÉMATITE

EDS: RÉSULTATS RECALCULÉS À UN TOTAL DE 100%

Échant.	NK-95-2						NK-95-6	
	Grain 1	Grain 2	Grain 3	Grain 4	Grain 5	Grain 6	Grain 5	
S	0.025	0.19	1.47	5.82	1.37	1.07	16.42	
Fe	99.53	99.81	98.53	94.18	98.1	98.93	82.6	
Zn	nd	nd	nd	nd	0.53	nd	0.98	
Ni	0.22	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
As	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Total	100	100	100	100	100	100	100	
Échant.	NK-94-39							
	Grain 1	Grain 2	Grain 3	Grain 4	Grain 5	Grain 6	Grain 7	Grain 8
S	5.06	3	3.62	2.97	1.44	1.16	3.77	5.38
Fe	94.58	96.49	96.38	96.67	96.1	97.94	95.18	94.62
Zn	nd	nd	nd	nd	1.14	0.71	nd	nd
Grain 1	0.41	0.24	nd	nd	nd	0.19	0.29	nd
Co	nd	nd	nd	nd	0.94	nd	nd	nd
As	nd	0.26	nd	0.36	0.38	nd	0.76	nd
Total	100	100	100	100	100	100	100	100
Échant.	NK-94-4							
	Grain 1	Grain 2	Grain 3	Grain 4	Grain 5	Grain 6		
S	1.25	1.33	1.32	2.12	0.92	6.11		
Fe	98.75	98.5	98.44	97.67	99.08	93.89		
Zn	nd	nd	0.25	0.21	nd	nd		
Ni	nd	0.17	nd	nd	nd	nd		
Co	nd	nd	nd	nd	nd	nd		
As	nd	nd	nd	nd	nd	nd		
Total	100	100	100	100	100	100		
Échant.	NK-94-26							
	Grain 1	Grain 2	Grain 3	Grain 4	Grain 5			
S	1.52	1.42	5.75	24.43	3.22			
Fe	97.96	98.58	94.07	75	96.78			
Zn	0.36	nd	0.18	0.25	nd			
Ni	0.15	nd	nd	0.32	nd			
Co	nd	nd	nd	nd	nd			
As	nd	nd	nd	nd	nd			
Total	98.47	100	100	100	100			