

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

**THÈSE
PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES**

**PAR
JEAN-FRANÇOIS COUTURE
M.Sc. A.**

**GÉOLOGIE ET GITOTOLOGIE
DU GISEMENT DE LA RIVIÈRE EASTMAIN,
UNGAVA, QUÉBEC.**

Décembre 1993



Mise en garde/Advice

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

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

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

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

RÉSUMÉ

Le gisement de la rivière Eastmain est situé à l'intérieur de la bande volcanosédimentaire de la rivière Eastmain supérieure (BVRES), une ceinture de roches vertes archéenne localisée à environ 320 km au nord-est de Chibougamau. La stratigraphie régionale comprend des unités volcanosédimentaires ultramafiques à felsiques et des unités sédimentaires alumineuses qui ont toutes subi un métamorphisme régional au faciès des amphibolites.

Le gisement se retrouve à l'intérieur de la zone de déformation Eastmain (ZDE), un étroit corridor de déformation ductile orienté nord-ouest et dont le pendage est de 45° vers le nord-est. Celui-ci affecte une unité hétérogène composée de métapyroxénites, de métabasites et de métafelsites. Les indicateurs cinématiques observés dans l'environnement de cette zone de cisaillement indiquent des mouvements inverses.

Trois zones minéralisées ont été délimitées par forages de surface à l'intérieur de la zone de cisaillement. L'inventaire minéral indique des réserves géologiques toutes catégories d'environ 1 million de tonnes métriques titrant 15,3 g/t Au, 15,1 g/t Ag et 0,27% Cu. Chaque zone minéralisée est constituée de veines de quartz-sulfures déformées, de fragments de veines ainsi que de disséminations de sulfures dans les roches cisallées. Ces amas minéralisés sont disposés dans le même plan que celui du cisaillement et sont allongés dans le sens de la linéation d'étirement qui plonge abruptement vers le nord-est.

En général le minéral est constitué d'une grande proportion de sulfures (20% volume). Les principaux sulfures sont, par ordre décroissant de leur abondance relative: la pyrrhotite, la chalcopyrite, la pyrite ainsi que des quantités subordonnées de sphalérite et d'arsénopyrite. Les minéraux de la gangue forment deux paragenèses différentes. Premièrement, un assemblage prograde contemporain de la déformation associée à la ZDE et dont la paragenèse type est grenat-biotite-hornblende- \pm clinopyroxène. Le second assemblage recoupe et remplace les minéraux de l'assemblage prograde. Il est caractérisé par la paragenèse actinolite-épidote-chlorite-microcline. Ces deux assemblages sont intimement associés aux veines de quartz aurifères. Leurs minéraux accompagnent le quartz, les sulfures et l'or en remplissage des veines. L'assemblage prograde est cependant largement remplacé par l'assemblage rétrograde et ne représente plus que les vestiges préservés d'un événement métamorphique ou métasomatique antérieur.

Les calculs de bilan de masse révèle que l'assemblage minéral prograde est le résultat d'un lessivage important du sodium et du calcium couplé à de forts gains en potassium, fer, soufre, manganèse et dans une moindre mesure silice et magnésium. Le CO₂, l'aluminium et le titane sont demeurés relativement immobiles. La paragenèse minérale particulière de l'assemblage minéral prograde ainsi que les données géothermométriques indiquent que cet assemblage s'est développé à une température de l'ordre de 550°C pour une pression d'environ 300-400 MPa. Ces conditions sont entièrement compatibles avec les conditions maximums estimées pour le métamorphisme régional dans ce secteur de la BVRES.

profondeur d'environ 10 à 13 km. L'activité hydrothermale s'est poursuivie après que le pic thermique du métamorphisme régional ait été atteint, puisque les minéraux de l'assemblage de haute température sont couramment rétrogradés, et que de l'or grossier et des tellurures sont associés à ce dernier événement hydrothermal.

L'étude des phases fluides associées aux sulfures dans les veines de quartz minéralisées corrobore l'hypothèse de deux événements métasomatiques distincts. Les données microthermométriques indiquent que les deux assemblages prograde et rétrograde sont associés à des fluides de composition très différente. D'une part un fluide aqueux salin sans CO₂ durant l'événement prograde et deuxièmement un fluide aqua-carbonique durant l'événement rétrograde.

Le gisement de la rivière Eastmain est donc un gisement d'or filonien épigénétique encaissé dans des lithologies métamorphisées au faciès des amphibolites. La minéralisation et l'altération hydrothermale associée se sont développées à une profondeur d'environ 10 à 13 km, pendant le métamorphisme régional. Ce gisement pourrait donc représenter l'équivalent plus profond des gisements d'or mésothermaux classiques tels qu'observés dans les ceintures volcanosédimentaires archéennes moins fortement métamorphisées.

Toutefois, les gisements localisés dans les terrains moins métamorphisés (eg. schistes verts) sont, pour la plupart, tardi- à post-métamorphique (la paragenèse métasomatique remplaçant les minéraux indicateurs du pic thermique du métamorphisme). Cette différence de chronologie relative vis-à-vis le métamorphisme régional peut être le résultat d'une histoire thermique différente ou tout simplement le reflet de la dynamique des phénomènes métamorphiques à l'échelle crustale.

ABSTRACT

The Eastmain River deposit is located within the Archean Upper Eastmain River greenstone belt, approximately 320 km north of Chibougamau. The regional stratigraphy is dominated by ultramafic to felsic volcano-sedimentary units and aluminous sedimentary strata that have undergone amphibolite-grade regional metamorphism.

The deposit is hosted by a narrow ductile shear zone (Eastmain deformation zone (EDZ)) striking northwest and dipping 45° to the northeast. This shear zone affects a lithologically varied unit composed of metapyroxenites, metabasites and metafelsites. Kinematic indicators within this deformation zone indicate thrust-sense displacement.

Within this shear zone, surface drilling has outlined three ore zones containing geological reserves of approximately 1 million metric tons grading 15.3 g/t Au, 15.1 g/t Ag and 0.27% Cu (all categories). Each ore zone is composed of deformed quartz-sulphide veins, vein fragments and disseminated sulphides in sheared rock. This mineralization forms elongated lenses whose long axes parallel the steeply pitching stretching lineation, which plunges to the northeast.

In general, the ore is sulphide rich (20% volume). In order of decreasing abundance, the principal sulphides are: pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite and subordinate amounts of sphalerite and arsenopyrite. Gangue minerals form two distinct mineral assemblages. Firstly, a prograde garnet-biotite-hornblende- \pm clinopyroxene assemblage which is contemporaneous with the deformation in the EDZ. Secondly, an actinolite-epidote-chlorite-microcline assemblage that retrogrades the minerals of the prograde assemblage. The auriferous quartz veins are associated with both assemblages. Their minerals occur together with quartz, sulphide and gold as principal vein constituents. However, the prograde mineral assemblage is commonly replaced by minerals of the retrograde assemblage. Minerals of the former represent remnant of an earlier metamorphic or metasomatic event.

Mass balance calculations indicate that the prograde alteration is characterized by depletion in both sodium and calcium, and enrichment in potassium, iron, sulphur, manganese and to a smaller extent both silica and magnesium. Aluminium, CO₂ and titanium have remained relative immobile. The mineral paragenesis of the prograde assemblage and garnet-biotite, garnet-hornblende geothermometry indicate that the prograde assemblage was formed at a temperature of approximately 550°C for a pressure of 300-400 MPa. These conditions are entirely compatible with the estimated conditions for peak metamorphism in this part of the greenstone belt.

Although it is possible that the rocks within the EDZ have been affected by a pre-metamorphic alteration event, petrographic relationships amongs principal vein constituents suggest that the prograde assemblage is a syn-metamorphic metasomatic assemblage and that the gold mineralization was initially emplaced at a depth of approximately 10 to 13 km. Hydrothermal activity proceeded after peak metamorphism as evidenced by the partial replacement of the high temperature garnet-biotite-hornblende-clinopyroxene assemblage by

a lower temperature actinolite-epidote-chlorite assemblage. Coarse grained gold and tellurides are associated with this later alteration event.

Fluid inclusions associated with sulphides in the quartz veins support the hypothesis of two distinct hydrothermal events. Microthermometric data indicate that the prograde and retrograde mineral assemblages were formed by fluids of different composition, a CO_2 -barren aqueous saline fluid and a $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -type fluid, respectively.

The Eastmain river deposit is an epigenetic lode gold deposit hosted in lithologies metamorphosed to the amphibolite facies. The mineralization and the hydrothermal alteration were developed at an approximate depth of 10-13 km during peak regional metamorphism. This deposit might represent a deeper equivalent to classical mesothermal gold deposits located in greenschist-facies volcanosedimentary belts. However, deposits hosted by greenschist-grade metamorphic rock display a late- to post-metamorphic timing of emplacement. This apparent timing difference relative to regional metamorphism points to different thermal histories or is simply the consequence of the dynamics of crustal-scale metamorphic processes.

REMERCIEMENTS

Je voudrais sincèrement remercier ici les personnes qui ont contribué à la préparation de cette thèse. Je pense en premier lieu à mes directeurs, Jayanta Guha, Ed Sawyer et Ned Chown dont la patience, les conseils et les encouragements constants ont été grandement appréciés et m'ont finalement permis de terminer ce projet.

Je voudrais également remercier le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec pour le soutien financier en regard aux frais de terrain et analytiques reliés à mes travaux. J'aimerais tout spécialement remercier M. Alain Simard, du MER, pour sa très grande compréhension et son engagement moral face à moi, mais surtout pour sa confiance soutenue et la grande latitude de travail qu'il m'a accordée. Je n'aurais pas eu le courage ni la volonté de terminer cette thèse sans l'engagement soutenu de M. Simard. Ces travaux ont également été supportés par une bourse du Fonds d'Actions structurantes de l'UQAC.

Merci aussi à la compagnie Placer-Dome inc., en particulier à M. Hervé Thiboutot, pour m'avoir accordé l'accès aux carottes de forages ainsi aux infrastructures d'exploration. Une partie des données sur lesquelles s'appuie cette thèse provient des données non publiques de Placer-Dome inc. Je leur en suis reconnaissant.

D'autres personnes, trop nombreuses, méritent également d'être remerciés. Je pense à mes confrères et consœurs de classes lors de mon passage à l'UQAC, ainsi que mes collègues de travail, Pierre Pilote, Francis Chartrand et James Moorhead.

Finalement, j'aimerais dédier cette thèse à mes parents Paule et Jean-Marie. J'aimerais qu'elle soit le gage de ma profonde gratitude envers eux pour ce que je suis aujourd'hui. Je leur en suis profondément reconnaissant.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	ii
ABSTRACT.....	iv
REMERCIEMENTS.....	vi
TABLE DES MATIÈRES.....	vii
LISTE DES FIGURES	x
LISTE DES TABLEAUX.....	xvi
CHAPITRE I. INTRODUCTION.....	1
1.1. PRÉSENTATION DE LA THÈSE.....	2
1.2. LOCALISATION.....	2
1.3. PROBLÉMATIQUE.....	4
1.4. GÉNÉRALITÉS.....	7
1.4.1. Limites du terrain	7
1.4.2. Méthodologie	7
1.5. HISTORIQUE DE LA DÉCOUVERTE	10
CHAPITRE II. GÉOLOGIE DU GISEMENT DE LA RIVIÈRE EASTMAIN	12
2.1. GÉOLOGIE RÉGIONALE.....	13
2.2. MÉTAMORPHISME	15
2.3. CONTEXTE GÉOLOGIQUE LOCAL.....	16
2.4. CONTEXTE STRUCTURAL.....	18
2.5. ALTÉRATION	28
2.5.1. Altération prograde grenat-biotite (Alt1)	32
2.5.2. Altération rétrograde actinolite-épidote (Alt2)	36
2.5.3. Discussion.....	39
2.6. MINÉRALISATION.....	40
2.7. ÂGE RELATIF DE LA MINÉRALISATION	41
2.8. DISCUSSION	44

CHAPITRE III. CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES CORPS MINÉRALISÉS.....	46
3.1. INTRODUCTION	47
3.2. PÉTROGRAPHIE DE LA MINÉRALISATION.....	47
3.2.1. Assemblages sulfurés	48
3.2.2. Pétrographie de l'or.....	53
3.3. PÉTROGRAPHIE DE L"ALTÉRATION	57
3.3.1. Introduction	57
3.3.2. L'assemblage grenat-biotite	57
3.3.3. L'assemblage actinolite-épidote	61
3.3.4. Distribution des assemblages d'altération.....	61
3.3.5. Composition des principales phases minérales	65
3.3.5.1. Grenat	65
3.3.5.2. Biotite.....	69
3.3.5.3. Amphibole.....	71
3.3.5.4. Clinopyroxène.....	77
3.3.5.5. Plagioclase	77
3.3.5.6. Rutile et Ilménite	80
3.3.5.7. Carbonate	80
3.4. LITHOGÉOCHIMIE DE L'ALTÉRATION	80
3.4.1. Introduction	80
3.4.2. Lithogéochimie qualitative.....	81
3.4.3. Lithogéochimie quantitative.....	84
3.4.4. Discussion.....	91
CHAPITRE IV. MÉTAMORPHISME ET ALTÉRATIONS	94
4.1. INTRODUCTION	95
4.2. MÉTAMORPHISME RÉGIONAL	96
4.3. ESTIMATION DES CONDITIONS DE T° ET P DU MÉTASOMATISME.....	101
4.3.1. Géothermométrie	103
4.3.1.1. Grenat-biotite	103
4.3.1.2. Grenat-hornblende	105
4.3.1.3. Grenat-ilménite	106
4.3.2. Discussion.....	107

CHAPITRE V. ÉTUDES DES INCLUSIONS FLUIDES	116
5.1. INTRODUCTION ET OBJECTIFS	117
5.2. PÉTROGRAPHIE.....	118
5.2.1. Assemblage prograde Grenat-Biotite	118
5.2.2. Assemblage rétrograde Actinolite-Épidote.....	121
5.2.3. Interprétation	123
5.3. MICROTHERMOMÉTRIE DES INCLUSIONS FLUIDES	123
5.3.1 Inclusions aqueuses à cristal fils (épisode prograde).....	124
5.3.2. Inclusions aqueuses (rétrograde).....	124
5.3.3. Inclusions carboniques et aqua-carboniques.....	127
5.4. INTERPRÉTATION.....	129
CHAPITRE VI. SYNTHÈSE ET CONCLUSION.....	132
6.1. INTRODUCTION	133
6.2. SYNTHÈSE DES CARACTÉRISTIQUES DU GISEMENT	133
6.3. SCÉNARIO DE MISE EN PLACE.....	138
6.4. CONCLUSION	141
RÉFÉRENCES	151
ANNEXE 1. TABLEAU DES PARAGENÈSES MINÉRALES.....	162
ANNEXE 2. TABLEAU DES ANALYSES CHIMIQUES.....	175
ANNEXE 3. ANALYSES DES PHASES MINÉRALES À LA MICROSONDE ÉLECTRONIQUE.....	234

LISTE DES FIGURES

Figure 1.	Localisation et géologie de la Bande volcanosédimentaire de la rivière Eastmain supérieure (BVRES) (Compilée de Couture, 1987a; Hocq, 1985; Roy, 1988). Les stéréogrammes représentent tous des projections hémisphériques inférieures des pôles de la foliation tectonique principale. L'étoile noir indique l'île Bohier.....	3
Figure 2.	Géologie de la branche sud-est de la BVRES (modifiée de Roy, 1988). Voir figure 1 pour la localisation.....	17
Figure 3.	Géologie de surface du gisement de la rivière Eastmain (voir figure 2 pour la localisation)	19
Figure 4.	Section longitudinale schématique du gisement de la rivière Eastmain. La section est approximativement parallèle au plan de la zone de déformation Eastmain.....	20
Figure 5.	Section transversale subverticale (vue vers le nord-ouest) localisée entre les niveaux 1 et 2, environ 10 mètres dans le toit de la zone A. Horizon métavolcanique mafique boudiné (VM) au contact avec une métapyroxénite (PX) et des métavolcanites felsiques (VF). Notez l'entraînement de la foliation dans la région interboudin. Largeur de la photographie environ 5 m. L'encart est reproduit de la figure 10a de Goldstein (1988), voir le texte pour les explications.	22
Figure 6.	Stéréogrammes équiaires des données structurales mesurées dans l'arampe d'exploration. a) Pôles des failles; b) pôles de la schistosité; c) linéations minérales et d'étirement; et d) axes des plis mesurés dans la ZDE.....	24
Figure 7.	Section transversale verticale schématique de la partie supérieure de la zone A le long de la monterie de ventilation entre les niveaux 1 et 3 (modifiée de Thiboutot et Keech, 1988).....	26
Figure 8.	Section transversale verticale (vue vers le sud-ouest) au niveau 2. Sulfures disséminés en bordure d'une veine de quartz aurifère laminée (L Qz V). Notez les veinules de quartz d'extension (exv) ainsi que les fragments d'éponge (WrF) incorporés dans la veine principale. Largeur de la photographie environ 3,5 mètres.....	27
Figure 9.	Section transversale verticale (vue vers le sud-ouest) de la zone A au niveau 3. Veine de quartz-sulfures laminée légèrement boudinée. Notez les veines de quartz d'extension (v. ex.) et la remobilisation des sulfures (sul.) dans les régions interboudins. Px, métapyroxénite; VF, métafelsite; VM, métabasite. Les chiffres dans le coin inférieur droit ont approximativement 60 cm de hauteur.	29

Figure 10.	Profils lithogéochimiques semi-quantitatifs des éléments majeurs le long du sondage 82-09, Zone B, gisement de la rivière Eastmain. (voir figure 4 pour la localisation du sondage)	30
Figure 11.	Photomicrographies illustrant la texture des porphyroblastes de grenat (Gr = grenat, Hb = hornblende, Qz = quartz, Bt = biotite): a) Porphyroblaste isolé de grenat dans une veine de quartz de la zone B (échantillon 82-09-116.7a) b) Porphyroblaste de grenat déformé et altéré dans l'éponte altérée d'une veine de la zone B (échantillon 87-09-094.3). Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique.....	34
Figure 11.	(suite) Photomicrographies illustrant la texture des porphyroblastes de grenat (Gr = grenat, Hb = hornblende, Qz = quartz, Bt = biotite): c) Grenat idioblastique dont les inclusions alignées sont légèrement arquées (échantillon 87-09-094.3). d) Porphyroblaste hélicitique de grenat montrant une surcroissance idioblastique qui recoupe la foliation (échantillon 87-09-094.3). Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique.....	35
Figure 12.	Photomicrographies illustrant la texture des porphyroblastes de grenat (Qz= quartz, Po= pyrrhotite, Gr= grenat, Ru= rutile, Il= ilménite, Ch= chlorite): a) Veinule de grenat-biotite-sulfure recoupant une veine de quartz de la zone B (échantillon 82-09-116.7b). Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique. b) Porphyroblaste de grenat partiellement chloritisé (échantillon 82-08-091.3).....	37
Figure 13.	Composition des porphyroblastes de grenat du gisement de la rivière Eastmain. a) Diagramme cationique Ca - Mg - Fe+Mn. b) Diagramme ternaire Almandin-Andradite-Spessartite.....	38
Figure 14.	Photomicrographies illustrant la texture de la pyrrhotite (lumière réfléchie et nicols croisés): a) Plage de pyrrhotite granoblastique montrant des bordures de grains à 120° (échantillon 83-04-282.8b). b) Pyrrhotite montrant des macles mécaniques (échantillon 82-09-118.9).	49
Figure 15.	Photomicrographies illustrant la texture de la pyrite (lumière réfléchie et nicol simple): a) Agrégat polycristallin de pyrite Py1 en voie de remplacement par la pyrrhotite (Po) (échantillon 82-09-116.3). b) Porphyroblaste idiomorphe de pyrite Py2 remplaçant la pyrite Py1 et la pyrrhotite (Po) (échantillon 82-09-116.3).	51

- Figure 16. Photomicrographies illustrant la texture de la pyrite (Py1a) à forte anisotropie (lumière réfléchie et nicols croisés):
a) (échantillon 82-09-116.3) et b) (échantillon 82-06-039.8). Nuage composé de très fins ($<5\mu\text{m}$) cristaux xénomorphes de pyrite Py1a au cœur d'un cristal de pyrite Py1. Des cristaux prismatiques idiomorphes de pyrite Py1a sont aussi distribués de façon radiale autour du nuage dans la pyrite Py1.....52
- Figure 17. Photomicrographie illustrant un porphyroblaste de grenat présentant des franges de pression remplies par de la sphalérite et de la pyrrhotite (lumière transmise et nicol simple) Po = pyrrhotite, Sp = sphalérite, Il = ilménite, Bt = biotite. Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique (échantillon 84-27-211.4).....54
- Figure 18. Photomicrographie illustrant la relation entre l'or (Au) et les tellurures d'argent et de bismuth (Te). L'or et les tellurures sont localisés le long des plans de clivage de l'actinolite (Ac) dans une veinule de pyrrhotite (Po) qui recoupe une veine de quartz de la zone A.
(lumière réfléchie et nicol simple) (échantillon EA-8).....56
- Figure 19. Photomicrographie montrant un xénoblaste polycristallin de plagioclase remplaçant partiellement le cœur d'un porphyroblaste de grenat (lumière transmise et nicols croisés) Gr = grenat, Pl = plagioclase, Bt = biotite. Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique (échantillon 82-09-114.6).....59
- Figure 20. Photomicrographies illustrant la texture du clinopyroxène (lumière transmise et nicols croisés) (Px = clinopyroxène, Ac = actinolite, Qz = quartz, Po = pyrrhotite). Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique:
a) Petit xénoblaste associé aux sulfures dans la veine de quartz et fortement altéré en actinolite (échantillon 84-09-237.2).
b) Très gros porphyroblaste fracturé. Les fractures sont remplies d'actinolite et de pyrrhotite (échantillon 85-06-488.3).....60
- Figure 21. Photomicrographies illustrant la texture de l'actinolite (lumière transmise et nicols croisés) (Ac = actinolite, Po = pyrrhotite, Qz = quartz). Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique:
a) Idioblastes d'actinolite baignant dans la pyrrhotite (échantillon 85-06-488.3).
b) Agrégat d'actinolite idioblastique présentant la texture d'exsolution caractéristique (échantillon 82-02-256.0).....62

- Figure 22. Photomicrographies illustrant la relation chronologique relative entre l'assemblage Actinolite-Épidote et l'assemblage Grenat-Biotite (lumière transmise et nicols croisés) (Po = pyrrhotite, Ac = actinolite, Gr = grenat, Qz = quartz, Bt = biotite).
 a) Agrégat de cristaux d'actinolite remplaçant le grenat dans un échantillon minéralisé riche en sulfures (échantillon 82-12-186.2).
 b) Veinule de quartz-actinolite-pyrrhotite recoupant une métafelsite caractérisée par l'assemblage grenat-biotite. Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique (échantillon 85-03-324.0).....63
- Figure 23. Sections longitudinales du gisement de la rivière Eastmain illustrant:
 a) La distribution du grenat, du clinopyroxène et de l'actinolite dans les lames minces des sondages échantillonnées.
 b) La distribution du grenat à l'intérieur de la ZDE.....64
- Figure 24. Champs de composition (proportion moléculaire) des porphyroblastes de grenat (assemblage grenat-biotite), gisement de la rivière Eastmain, Ungava, Québec.....67
- Figure 25. Profils de variation de composition chimique de quelques porphyroblastes de grenat (assemblage grenat-biotite) du gisement de la rivière Eastmain, Ungava Québec.....68
- Figure 26. Champ de composition des biotites coexistant avec le grenat (assemblage grenat-biotite) du gisement de la rivière Eastmain.
 a) Al^{VI} vs. $Mg/(Mg+Fe)$, b) Al^{VI} vs. $Mn/(Mn+Mg+Fe)$ 70
- Figure 27. Champ de composition des amphiboles du gisement de la rivière Eastmain, Ungava, Québec.....73
- Figure 28. Diagramme moléculaire $100Na/(Ca+Na)$ vs. $100Al/(Si+Al)$ des amphiboles du gisement de la rivière Eastmain. Aussi représentés, les champs des amphiboles de différents faciès métamorphiques du Vermont (Laird et Albee, 1981).75
- Figure 29. Diagrammes de variation des proportions moléculaires (normalisation 13CNK) des amphiboles du gisement de la rivière Eastmain comparées aux champs définis par Laird et Albee (1981) pour les amphiboles des schistes mafiques du Vermont
 A. Al^{VI} vs. Al^{IV} . B. Ti vs. Al^{IV} . C. K vs. Al^{IV}76

Figure 30.	Diagramme Na^{M4} vs. $(\text{Al}^{vi} + \text{Fe}^{+3} + \text{Ti} + \text{Cr})$ (normalisation 13CNK) des amphiboles calciques et sodi-calciques de plusieurs localités mondiales (Laird et Albee, 1981): Sanbakuma et Franciscan = forte pression; Dalradian et Haast River = moyenne pression; abukuma = faible pression. Les amphiboles du gisement de la rivière Eastmain forment un champ se superposant aux amphiboles de basse ou moyenne pression.....	78
Figure 31.	Champ de composition du clinopyroxène du gisement de la rivière Eastmain, Ungava, Québec.....	79
Figure 32.	Diagramme Isocon (Grant, 1986) pour deux paires de métabasites du gisement de la rivière Eastmain. Les composants majeurs et mineurs ont été réduits d'échelle pour permettre leur représentation sur un même diagramme.....	87
Figure 33.	Pertes et gains nets calculés à l'aide des diagrammes Isocon de la figure 32. Pertes et gains exprimés en pourcentage relatif à la concentration des éléments dans la roche parente moins altérée.....	89
Figure 34.	Diagrammes Isocon (Grant, 1986) pour deux métafelsites altérées du sondage 87-09 comparées à une métafelsite parente localisée à l'extérieur de la ZDE (sondage 83-04).	90
Figure 35.	Position des réactions de destruction de la chlorite et de l'épidote dans l'espace P-T des systèmes basaltiques (modifiée d'après Apted et Liou, 1983).....	97
Figure 36.	Grille pétrogénétique du système KFMASH simplifiée de Spear et Cheney (1989) pour illustrer les conditions du métamorphisme des métapélites du secteur du lac René.....	100
Figure 37.	Courbe pression-température-temps présumée pour l'activité hydrothermale reliée à la mise en place de la minéralisation aurifère dans le gisement de la rivière Eastmain	102
Figure 38.	Diagrammes Rozzebaum pour l'assemblage prograde grenat-biotite-hornblende, gisement de la rivière Eastmain. A. Grenat-biotite. B. Grenat-hornblende.....	109
Figure 39.	Relation entre K_d (Gr-Bt) et le contenu en Mn et Ca du grenat. La répartition erratique des données suggère que K_d (Gr-Bt) n'est pas fonction du contenu en Mn et Ca du grenat.....	110

- Figure 40. Représentation schématique des habitus du grenat, de la hornblende et de la biotite dans l'échantillon 87-09-094.3. Gr_{xe}= grenat xénoblastique; Gr_{ib}=grenat idioblastique; Hbl_{po}=hornblende porphyroblastique; Hbl_{mx}=hornblende dans la matrice; Bt_{po}=biotite porphyroblastique et Bt_{mx}=biotite dans la matrice. 112
- Figure 41. Pétrographie des inclusions fluides observées dans l'échantillon de veine de l'épisode prograde (82-09-116.7b). A. Morphologie du quartz: Qp1, Qp2, Qp3 = quartz, Po = pyrrhotite, Gr = grenat, Bt = biotite. B. Inclusions isolées *l+v* et *l+v+s* dans le quartz Qp3. C. Inclusions arborant un cristal fils dans le grenat. D. Coin de sulfures (Po) recouvrant le quartz Qp1 et associé à des traînées d'inclusions secondaires. E. Traînées d'inclusions secondaires arborant un cristal fils dans le quartz Qp1. F. Traînées d'inclusions secondaires aqua-carboniques observées dans les traînées recouvrant les traînées d'inclusions *l+v+s*. 120
- Figure 42. Pétrographie des inclusions fluides observées dans l'échantillon de veine de l'épisode rétrograde (EA-8). A. Morphologie du quartz: Qr1, Qr2, Qr3 = quartz, Ac = actinolite, Po = pyrrhotite. B. Traînée d'inclusions aqueuses à 1 ou 2 phases (*l* et *l+v*). C. Traînée d'inclusions aqua-carboniques. D. Traînée d'inclusions aqua-carboniques à volume CO₂ variable. 122
- Figure 43. Données microthermométriques pour les inclusions aqueuses arborant un cristal fils et contemporaines des sulfures associés à l'épisode prograde. Températures en degré Celsius. 125
- Figure 44. Données microthermométriques pour les inclusions aqueuses contemporaines des sulfures associés à l'épisode rétrograde. Températures en degré Celsius. 126
- Figure 45. Données microthermométriques pour les inclusions carboniques et aqua-carboniques. Températures en degré Celsius. A. Échantillon de l'épisode prograde, B. Échantillon de l'épisode rétrograde. 128
- Figure 46. Représentation schématique de la mise en place de la minéralisation aurifère dans le gisement de la rivière Eastmain. Le graphique P-T-t illustre la position relative des blocs diagrammes en fonction de l'évolution du métamorphisme de la BVRES dans les environs du gisement. Cependant, il est aussi plausible que l'altération rétrograde représente un épisode hydrothermal distinct et non relié dans le temps à l'épisode prograde. 139

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.	Assemblages minéralogiques caractéristiques à l'intérieur et à l'extérieur de la zone de déformation Eastmain (ZDE), près du gisement de la rivière Eastmain.....	33
Tableau 2.	Finesse (ratio Au/Ag) de quelques grains d'or du gisement de la rivière Eastmain.....	55
Tableau 3.	Températures (°C) de formation de l'assemblage d'altération prograde estimées par géothermométrie grenat-biotite et grenat-ilménite.....	108
Tableau 4.	Composition du grenat, de la biotite et de la hornblende et températures calculées selon les paires grenat-biotite (Ferry et Spear, 1978) et grenat-hornblende (Graham et Powell, 1984) dans l'échantillon 87-09-094.3.....	114
Tableau 5.	Sommaire des caractéristiques géologiques du gisement de la rivière Eastmain, Ungava, Québec.....	134

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1. PRÉSENTATION DE LA THÈSE

Cette thèse est organisée en trois parties. Le présent chapitre situe la problématique, discute de la méthodologie de recherche utilisée et enfin relate les événements qui ont conduit à la découverte du gisement de la rivière Eastmain. Le chapitre 2, qui représente la version française d'un article publié dans le Journal Canadien des Sciences de la Terre (Couture et Guha, 1990), situe le contexte géologique du gisement. Cet article ne présente qu'un état des connaissances en 1988, au moment où il fut rédigé. Il sert de cadre autour duquel s'articule les chapitres suivants qui traitent respectivement des minéralisations et de l'altération hydrothermale (chapitre 3), de la relation entre le métamorphisme régional et le métasomatisme (chapitre 4) et des phases fluides observées dans le quartz des veines minéralisées (chapitre 5). En guise de conclusion, nous présentons au chapitre 6 un résumé des caractéristiques géologiques du gisement afin de discuter de l'hypothèse génétique proposée au chapitre 2. Cette discussion est enrichie par les données publiées de gisements similaires puisées dans la littérature scientifique récente.

1.2. LOCALISATION

Le gisement de la rivière Eastmain est situé à environ 320 kilomètres au nord-est de la ville de Chibougamau (figure 1). Jusqu'à récemment le site n'était accessible que par hydravion depuis les bases de Chibougamau ou de Témiscamie. En 1987, pour faciliter le programme souterrain d'exploration, Placer-Dome inc. et Ressources MSV inc. ont aménagé une piste d'atterrissement gravellée à même un esker à environ 3 km au sud du gisement.

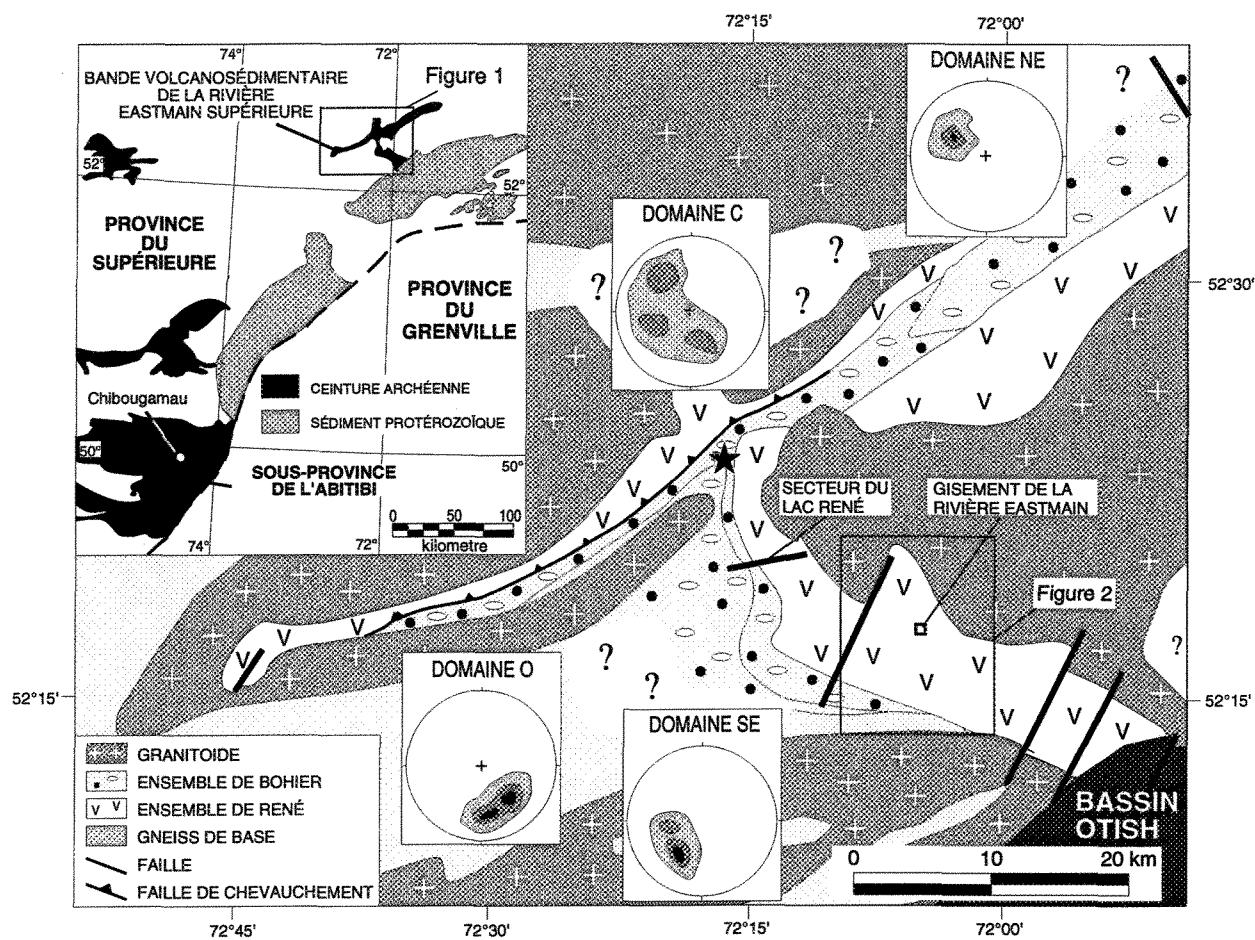


Figure 1. Localisation et géologie de la Bande Volcanosédimentaire de la Rivière Eastmain Supérieure (BVRES) (compilée de Couture, 1987a, b, c; Hocq, 1985; Roy, 1988). Les stéréogrammes représentent tous des projections hémisphériques inférieures des pôles de la foliation tectonique principale. L'étoile noir indique l'île Bohier.

1.3. PROBLÉMATIQUE

Les gisements d'or d'âge Archéen sont principalement constitués de gisements filoniens épigénétiques dont les principaux contrôles sont structuraux et géochimiques. La presque totalité de ces gisements se retrouve dans des roches faiblement métamorphisées (Colvine *et al.*, 1988). Leur contexte géologique régional indique que ces gisements sont invariablement confinés aux ceintures volcano-plutoniques (Hutchinson et Burlington, 1984; et Hodgson et MacGeehan, 1982) dans lesquelles toutes les lithologies sont des hôtes possibles (Roberts, 1987).

Au cours des dernières années notre connaissance des gisements d'or filoniens d'âge Archéen a augmenté considérablement. Ceci est particulièrement le cas des gisements encaissés dans des roches faiblement métamorphisées (faciès des schistes verts ou métamorphisme faible de Winkler, 1979). Il a été reconnu que ceux-ci sont le fruit de processus hydrothermaux régionaux dynamiques et fort complexes (Roberts, 1987). Par conséquent, l'étude de leur genèse passe nécessairement par la description et la compréhension des systèmes hydrothermaux impliqués.

Plusieurs études clés ont décrit en détail la géométrie ainsi que les mécanismes de formation des systèmes veineux qui contiennent la minéralisation (Robert et Brown, 1986a; Phillips, 1986; Sibson *et al.*, 1988; Cox *et al.*, 1986 et Hodgson, 1989); en plus de l'altération hydrothermale qui implique généralement la fixation de CO₂ et de K dans les lithologies encaissantes (Kerrick, 1983; Phillips, 1986; Robert et Brown, 1986b; et Kishida et Kerrich, 1987).

Les modèles génétiques issus de ces études descriptives (Colvine *et al.*, 1988; Kerrich, 1987; et Barley *et al.*, 1989) s'appliquent surtout aux gisements mis en place dans des terrains faiblement métamorphisés. Qu'en est-il des gisements d'or similaires mis en place dans des roches plus fortement métamorphisés? Ces gisements, bien que plus rares, n'en sont pas moins importants puisque leur étude peut contribuer à mieux comprendre les processus hydrothermaux qui, pour plusieurs, sont d'échelle crustale (cf. Colvine *et al.*, 1988). Mais surtout parce qu'une meilleure connaissance des environnements géologiques propices à former ce type de gisement est importante pour prédire leur occurrence et orienter leur prospection.

Un des principaux problèmes auquel l'étude des gisements dans les terrains métamorphiques est confrontée concerne la relation temporelle qui existe entre le développement du système hydrothermal et le métamorphisme régional (cf. Phillips, 1990). S'agit-il de gisements métamorphisés? C'est-à-dire les minéralisations ont-elles subi le métamorphisme régional après leur mise en place ou simplement sont-elles synchrones au métamorphisme?

Dans le faciès des schistes verts, les assemblages hydrothermaux se superposent aux assemblages métamorphiques ou encore témoignent des conditions maximums du métamorphisme régional. Ces évidences suggèrent que les processus hydrothermaux responsables des minéralisations aurifères, dans ce grade métamorphique, se sont développés relativement tard dans l'évolution tectonique, pendant ou après le paroxysme du métamorphisme.

Dans les faciès métamorphiques plus élevés, les études disponibles mettent en relief la problématique de la chronologie relative de la mise en place de la minéralisation en rapport

avec le métamorphisme régional. Dans certains cas, il s'agit de minéralisations dont les assemblages hydrothermaux témoignent d'un système hydrothermal typique du faciès des schistes verts mais développé sur des roches préalablement portées au faciès des amphibolites (eg. Dupont (Smith, 1986) et Detour Lake (Marmont, 1986), en Ontario, et Crixás (Thomson, 1991) au Brésil). Ailleurs, les gisements représentent des systèmes hydrothermaux métamorphisés (ex. gisement Big Bell en Australie de l'Ouest, Chown *et al.*, 1984 et Phillips et De Nooy, 1988), c'est-à-dire qui ont subi le métamorphisme régional après la mise en place de la minéralisation.

Des études récentes (cf. Phillips, 1990 et Ridley et Barnicoat, 1990) décrivent des gisements encaissés dans des roches fortement métamorphisées (faciès amphibolite et même granulite) et semblent indiquer que dans plusieurs d'entre eux, la minéralisation aurifère et les altérations hydrothermales associées se sont développées à des températures plus élevées, durant le métamorphisme régional (Mueller and Groves, 1991). Ces conclusions sont déterminantes puisqu'elles soulèvent de nombreuses questions quant aux processus hydrothermaux régissant la genèse de gisements dans ces conditions élevées de pression et de température ($P > 300$ MPa et $T > 500^\circ\text{C}$).

En outre, l'existence de ces gisements syn-métamorphiques force la mise à jour des modèles génétiques existants, dont plusieurs restreignaient la formation de ce type de gisement aux terrains faiblement métamorphisés (schistes verts et amphibolite inférieur) et ouvre ainsi à l'exploration minière de vastes secteurs auparavant considérés comme peu prospectifs.

Le gisement de la rivière Eastmain est encaissé dans des roches qui ont subi un métamorphisme régional au faciès des amphibolites. Jusqu'à maintenant, encore peu de

gisements dans ce contexte ont été documentés. L'objectif de notre recherche est donc de décrire de façon détaillée le contexte géologique du gisement dans le but de préciser les contrôles sur la minéralisation aurifère, les conditions de pression et de température de sa mise en place, de déchiffrer sa genèse et enfin de mettre en perspective l'existence de tels gisements aurifères dans des roches plus fortement métamorphisées.

1.4. GÉNÉRALITÉS

1.4.1. Limites du terrain

La région d'étude est limitée au gisement proprement dit, soit une superficie d'environ 2 kilomètres carrés centrée sur les lentilles minéralisées. Toutefois, dans le but de situer le gisement dans son contexte géologique régional, référence est aussi faite à la géologie de la bande volcano-sédimentaire de la Rivière Eastmain Supérieure (BVRES). Les informations géologiques que nous avons recueillies sont en date de septembre 1987. L'exploration de surface s'est poursuivie depuis cette date, mais nous n'avons pas eu accès à ces données dont l'essentiel est constitué de forages de définition.

1.4.2. Méthodologie

Le gisement de la rivière Eastmain est entièrement recouvert par de 5 à 30 mètres de dépôts glaciaires récents. Dans le secteur immédiat du gisement, les affleurements sont rares sauf pour une colline située au nord-ouest du gisement où l'équivalent des séquences lithologiques rencontrées en forage est bien exposé. La géologie régionale et locale du gisement est essentiellement basée sur nos travaux de cartographie régionale de la BVRES (Couture, 1986, 1987a, b et c) mais s'appuie également sur les travaux de Hocq (1985), Roy (1988), et de ceux des compagnies Placer Development inc. et Ressources MSV ltée.

Le contexte structural du gisement proprement dit a été documenté à l'aide d'un levé structural réalisé en septembre 1987 dans les galeries de la rampe d'exploration.

Les échantillons de roches qui ont servi aux études pétrographique et géochimique ont été collectés à partir des carottes de forages en 1986 et 1987, avant que soit réalisé le programme d'exploration souterrain. Cette façon de procéder nous assure d'une bonne précision dans la localisation de chaque échantillon. Nous avons ainsi sélectionné 114 échantillons de 12 sondages. Parmi les sondages choisis, 4 proviennent de la lentille A, 5 de la lentille B et 3 autres sondages sont localisés en dehors des zones de minerai mais ont tous recoupé les mêmes lithologies. Cette collection fut complétée par des échantillons de minerai prélevés dans les galeries de la rampe d'exploration en septembre 1987. Pour chacun de ces échantillons une analyse lithogéochimique des constituants majeurs et mineurs fut exécutée par le Centre de Recherche Minérale du MERQ.

Nous avons également eu accès à une collection d'échantillons provenant d'une étude lithogéochimique non publiée de la compagnie Placer-Dome inc. (Thiboutot 1986). Ces échantillons, dont certains sont identiques à nos propres échantillons, ont été analysés aux Laboratoires X-Ray de Don Mills en Ontario. Ces deux ensembles regroupent 260 analyses lithogéochimiques totales (éléments majeurs et traces) dont les résultats sont présentés à l'annexe 2. Les méthodes d'analyse ainsi que les limites de détection des éléments dosés figurent au début de cette annexe.

L'étude pétrographique des lames minces a été complétée par la détermination de la composition de certaines phases minérales à la microsonde électronique. Ces analyses ont été effectuées au laboratoire de microsonde de l'Université McGill en octobre 1989 et 1990 et sont présentées à l'annexe 3.

Enfin, nous avons réalisé une étude microthermométrique des phases fluides de quelques échantillons de veines minéralisées afin de déterminer la nature des fluides impliqués dans la genèse du gisement.

L'intégration de ces données structurales, pétrographiques, géochimiques et d'inclusions fluides a permis de préciser la nature des minéralisations et de ses encaissants et de comprendre le contexte géologique du gisement de la rivière Eastmain.

1.5. HISTORIQUE DE LA DÉCOUVERTE

L'historique de la découverte du gisement de la rivière Eastmain a été décrit en détail par Boldy *et al.* (1984). Il suffit de mentionner que la découverte initiale (zone A) fut réalisée en 1970, lors du forage d'une anomalie électromagnétique aéroportée isolée détectée durant un programme d'exploration pour les métaux de base. Ce n'est toutefois qu'en 1981, avec la flambée du prix de l'or, que Placer Development ltée manifesta de l'intérêt pour cette découverte. Sept sondages, implantés sous la découverte initiale, confirmèrent les résultats de 1970 et soulignèrent la continuité de l'horizon aurifère. Dès lors, les travaux d'exploration s'intensifièrent, d'abord par le jalonnement d'une très grande propriété autour de la découverte, puis par un levé électromagnétique aérien à la fin de 1981 qui permit d'identifier deux autres cibles dans le prolongement de la zone A déjà connue.

À partir de 1982, des travaux de géophysique au sol et de forage au diamant ont permis de découvrir la zone B et enfin la zone C. Au début de 1983, Eldor Ressources ltée signa une option qui lui permettait d'acquérir un intérêt dans la propriété moyennant des dépenses d'exploration. Sous cette option, 109 sondages totalisant près de 22 700 mètres ont permis de définir des réserves géologiques toutes catégories de 1 013 000 tonnes titrant à 15.4 g/t or (référence du Northern Miner de l'époque) réparties dans trois zones minéralisées (A, B, et C).

En 1986, Eldor Ressources renonçait à son option avant d'avoir atteint le montant prescrit pour l'acquisition d'un intérêt indivis dans la propriété. Placer Development ltée. signa une nouvelle option avec Les Ressources MSV inc. selon laquelle cette dernière pouvait acquérir un intérêt indivis de 49% dans toute la propriété moyennant un investissement en capital d'exploration réparti sur plusieurs années. Le principal objectif de cette entente était de

réaliser un programme souterrain d'exploration et de compléter une étude de faisabilité préliminaire. Durant l'été 1987, une rampe d'exploration était excavée afin de permettre d'explorer la partie supérieure de la lentille A sur quatre niveaux. Ces quatre niveaux ont permis de vérifier la continuité de l'horizon minéralisé tout en permettant de mesurer les paramètres géologiques et géotechniques nécessaires à l'étude de faisabilité. Les travaux souterrains ont également permis de classifier des réserves prouvées et probables de 720 300 tonnes titrant 12.3 g/t Au. Parallèlement au programme souterrain d'exploration, 17 nouveaux sondages ont été effectués afin de resserrer la maille d'échantillonnage du gisement.

En octobre 1988, Ressources MSV ltée, précédant les résultats de l'étude de faisabilité, annonçait qu'elle se portait acquéreur de la participation de 51% de Placer-Dome, en considération d'un montant de 3 M\$ en frais d'exploration engagés par MSV pour Placer-Dome et de 2,2 M\$ en argent (Journal Les Affaires du 8 octobre 1988, page 48). Dès lors, MSV possède seul le gisement de la rivière Eastmain ainsi que toute la propriété minière.

L'étude de faisabilité fut rendue publique en mai suivant (Journal Les Affaires du 11 mai 1989, pages 54-55). Cette étude, réalisée par les consultants miniers ADM et le Groupe Roche, conclut en la viabilité d'un projet minier portant sur des réserves géologiques prouvées et probables de 863 650 tonnes titrant 12.0 g/t Au et une production de 56 000 onces d'or annuellement. Depuis ce temps, la compagnie Les Ressources MSV inc. tente de recueillir le financement nécessaire à la mise en production du gisement.

CHAPITRE II

GÉOLOGIE DU GISEMENT DE LA RIVIÈRE EASTMAIN¹

¹ Ce chapitre représente la version française d'un article déjà publié dans le Journal Canadien des Sciences de la Terre et intitulé: "Relative timing of emplacement of an Archean lode gold deposit in an amphibolite terrane: the Eastmain River deposit, Northern Quebec", par Couture et Guha (1990). Cet article est un état des connaissances en 1988. Les questions soulevées dans ce chapitre seront traitées en détail dans les chapitres suivants.

2.1. GÉOLOGIE RÉGIONALE

Le gisement de la rivière Eastmain est localisé dans la partie méridionale de la BVRES. Cette étroite ceinture de roches vertes est composée d'une séquence volcano-sédimentaire archéenne d'un grade de métamorphisme moyen qui repose sur des gneiss dont le niveau de métamorphisme est généralement plus élevé (figure 1). La partie sud-est de la ceinture est recouverte en discordance par les sédiments protérozoïques du bassin Mistassini-Otish. Comme les autres ceintures de roches vertes de la région, la BVRES a été interprétée par Hocq (1985) comme les vestiges d'une couverture supracrustale reposant sur des complexes de gneiss (complexe gneissique de base de Hocq 1985) plissés en des structures régionales de dômes et bassins. Les strates métavolcaniques et métasédimentaires ont été subdivisées en deux séquences distinctes d'épaisseur inconnue (Couture 1987a). L'ensemble de Bohier est principalement constitué de deux unités métasédimentaires alumineuses reposant en concordance sur des paragneiss à biotite fortement migmatisés. Les deux unités métasédimentaires alumineuses sont constituées d'un conglomérat polymicte et d'une séquence de métapélites finement grenues. L'ensemble de René est composé de trois unités métavolcaniques dont la composition varie d'ultramafique à la base à felsique au sommet. La relation stratigraphique entre ces deux ensembles n'est pas connue puisque les sédiments de l'ensemble de Bohier chevauchent les火山ites de l'ensemble de René (figure 1; Couture 1987a).

La BVRES peut être subdivisée en quatre domaines structuraux (figure 1): le domaine Ouest, le domaine Nord-Est et le domaine Sud-Est qui forment les domaines externes et qui correspondent chacun à un bras de la ceinture de roches vertes; et le domaine Central, centré sur l'île Bohier, vers lequel convergent les domaines externes. Chacun des

domaines externes est caractérisé par le parallélisme d'orientation de la stratigraphie et de la foliation tectonique régionale sur toute la largeur de la ceinture. Dans le domaine Ouest, les unités stratigraphiques ainsi que la foliation tectonique régionale ont une attitude moyenne Est-Ouest à Ouest-Sud-Ouest et possèdent un pendage modéré vers le Nord. Les unités du domaine de Nord-Est sont orientées Nord-Est à Est-Nord-Est et ont un pendage modéré vers le Sud-Est. Dans le domaine Sud-Est, l'attitude des strates est en moyenne Nord-Ouest et leur pendage est modéré vers le Nord-Est. L'attitude des unités stratigraphiques converge pour former le domaine central caractérisé par une superposition complexe des éléments structuraux propres à chacun des domaines externes (figure 1).

La correspondance de l'attitude générale de la foliation entre les unités de la BVRES, les granitoïdes et les gneiss adjacents suggère que la forme actuelle de la BVRES a grandement été influencée par les masses rocheuses adjacentes et que les unités volcano-sédimentaires ont réagi plus ou moins passivement durant la déformation régionale.

Dans chacun des domaines structuraux, les marqueurs primaires comme les coussins, les fragments ou les amygdales dans les roches volcaniques et les cailloux dans les sédiments, sont imprimés d'un allongement prononcé définissant une linéation d'étirement caractéristique orientée généralement dans le sens du pendage du grain tectonique principal. Les structures volcaniques ou sédimentaires primaires sont localement préservées dans des régions plus faiblement déformées où le sommet des couches peut être déterminé.

Dans le domaine Central, les unités métasédimentaires sont communément plissées de façon serrées et sont localement très cisaillées (Couture, 1987a) mais les affleurements sont rares dans ce secteur, ce qui empêche de bien comprendre le patron structural de cette

région. Dans les domaines externes, les contacts lithologiques sont généralement transposés parallèlement à la foliation tectonique principale.

2.2. MÉTAMORPHISME

Dans son étude régionale couvrant une vaste région englobant la BVRES, Hocq (1985) a indiqué que le faciès des amphibolites almandin moyen ou même supérieur (faciès métamorphique moyen de Winkler 1979) a été atteint dans tout le secteur de la présente étude. Des études pétrographiques détaillées (Couture 1987a; Roy 1988) ont également souligné que toutes les lithologies de la BVRES sont caractérisées par des assemblages minéralogiques du faciès des amphibolites, mais que, localement, les roches métavolcaniques sont rétrogradées à des assemblages du faciès des schistes verts (Dejou 1987). À l'intérieur de la BVRES, l'intensité du métamorphisme régional n'est pas uniforme. Les isogrades ne peuvent toutefois être tracés facilement, faute d'assemblages diagnostiques dans les roches mafiques. En général, le métamorphisme régional est plus élevé dans la partie centrale de la ceinture (domaine Central), comme l'indique l'assemblage sillimanite-grenat-biotite dans les roches pélitiques des métasédiments de l'ensemble de Bohier (Couture 1987a), ce qui suggère un faciès amphibolite supérieur (Winkler 1979) ainsi que les paragneiss à biotite fortement migmatisés. Dans les roches mafiques des domaines externes, la hornblende et le plagioclase calcique sont omniprésents, la biotite, le grenat et l'épidote sont communs mais la chlorite est absente.

Dans les environs du gisement de la rivière Eastmain, l'assemblage type dans les roches mafiques est constitué de hornblende-plagioclase-ilménite-±biotite-±grenat-±épidote-±quartz et celui des roches felsiques est constitué de plagioclase-quartz-muscovite-biotite-±grenat-±sillimanite (fibrolite).

Les silicates métamorphiques aciculaires comme les amphiboles et la sillimanite définissent une linéation minérale de même orientation générale que la linéation d'étirement. Cette évidence suggère que le pic thermique du métamorphisme est contemporain de la déformation régionale responsable de l'anisotropie principale. Un tel régime tectonique, gouverné par une forte transposition des unités et des éléments linéaires et caractérisé par un métamorphisme régional au faciès des amphibolites, suggère que l'érosion a exposé un niveau structural plus profond de la couverture supracrustale de la région.

2.3. CONTEXTE GÉOLOGIQUE LOCAL

Le gisement de la rivière Eastmain est localisé dans les roches volcaniques mafiques de l'ensemble de René, à l'intérieur de la branche Sud-Est de la ceinture (domaine Sud-Est) (figure 2). Dans cette région, à partir des rares sommets observés, la séquence volcanosédimentaire fut interprétée comme formant un synclinal déversé dont les deux flancs ont un pendage modéré vers le Nord-Est (Couture, 1987c; et Roy, 1988).

Dans le secteur du gisement, la géologie de surface est constituée de deux unités de l'ensemble de René faisant face vers le Sud-Ouest. L'unité la plus ancienne, qui renferme le gisement, est composée de métavolcanites mafiques interlitées avec des minces horizons lenticulaires de métavolcanites felsiques. Une unité métavolcanique porphyrique d'une dizaine de mètres d'épaisseur environ est souvent recoupée par les forages, approximativement de 50 à 100 mètres dans le toit de la minéralisation.

Les roches hôtes de la minéralisation comprennent un assemblage mixte de roches de composition ultramafique, mafique et felsique formant une unité hétérogène mais continue de 10 à 45 mètres de largeur appelé "Mine Series" par Boldy *et al.* (1984). Cette sous-unité est localisée à moins de 500 mètres au Nord-Est des roches métavolcaniques felsiques au

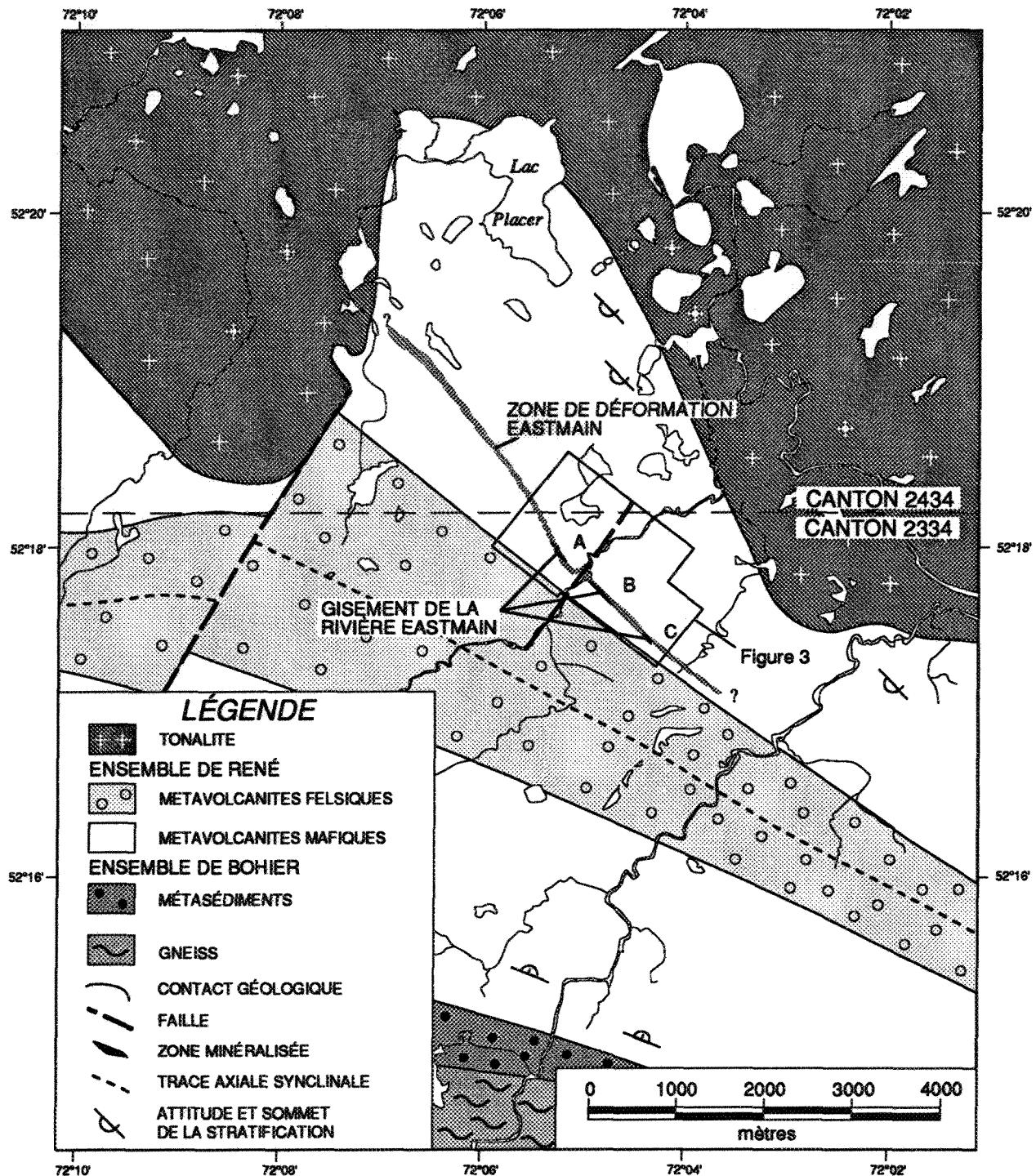


Figure 2. Géologie de la branche sud-est de la BVRES (modifiée de Roy, 1988).
Voir figure 1 pour la localisation.

sommet de l'ensemble de René. Cette sous-unité forme un niveau distinctif de composition hétérogène à l'intérieur de l'unité métavolcanique mafique de l'ensemble de René. Elle est constituée principalement de plusieurs copeaux lithologiques de composition différente.

Trois zones minéralisées ont été mises à jour par forage à l'intérieur de l'unité hétérogène "Mine Series" sur une section longitudinale de 1,8 km. Il s'agit du Nord vers le Sud des zones A, B et C (figure 3). Chaque zone est caractérisée par des veines de quartz-sulfures fortement déformées et cisaillées. Elles forment des lentilles de mineraï allongées (figure 4) dont le grand axe est orienté parallèlement à la linéation d'étirement laquelle plonge à 45° vers le Nord-Est. En 1987, l'inventaire minéral, estimé à partir de 47 intersections de forages, se situait à environ 1 million de tonnes métriques de mineraï titrant 15,3 g/t Au 15,1 g/t Ag et 0,27% Cu. L'épaisseur moyenne de la section minéralisée est de 2 mètres (Thiboutot et Keech 1988). En 1989, après d'autres sondages de définition et une campagne souterraine d'exploration, les réserves géologiques prouvées et probables dans les zones A et B étaient estimées à près de 1 million de tonnes métriques de mineraï titrant 12 g/t Au (Finance, mai 1989).

2.4. CONTEXTE STRUCTURAL

La sous-unité "Mine Series" définit un étroit corridor où toutes les textures et structures mésoscopiques et mégascopiques primaires sont détruites par la déformation tectonique. L'intensité de la foliation augmente rapidement à l'approche de la sous-unité "Mine Series", plus spécifiquement dans les roches de composition ultramafique où des zones de cisaillement et une forte schistosité sont communément développées. Ces caractéristiques structurales suggèrent que la sous-unité "Mine Series" représente une zone de forte déformation contrastant avec le niveau de déformation des roches environnantes. Cette

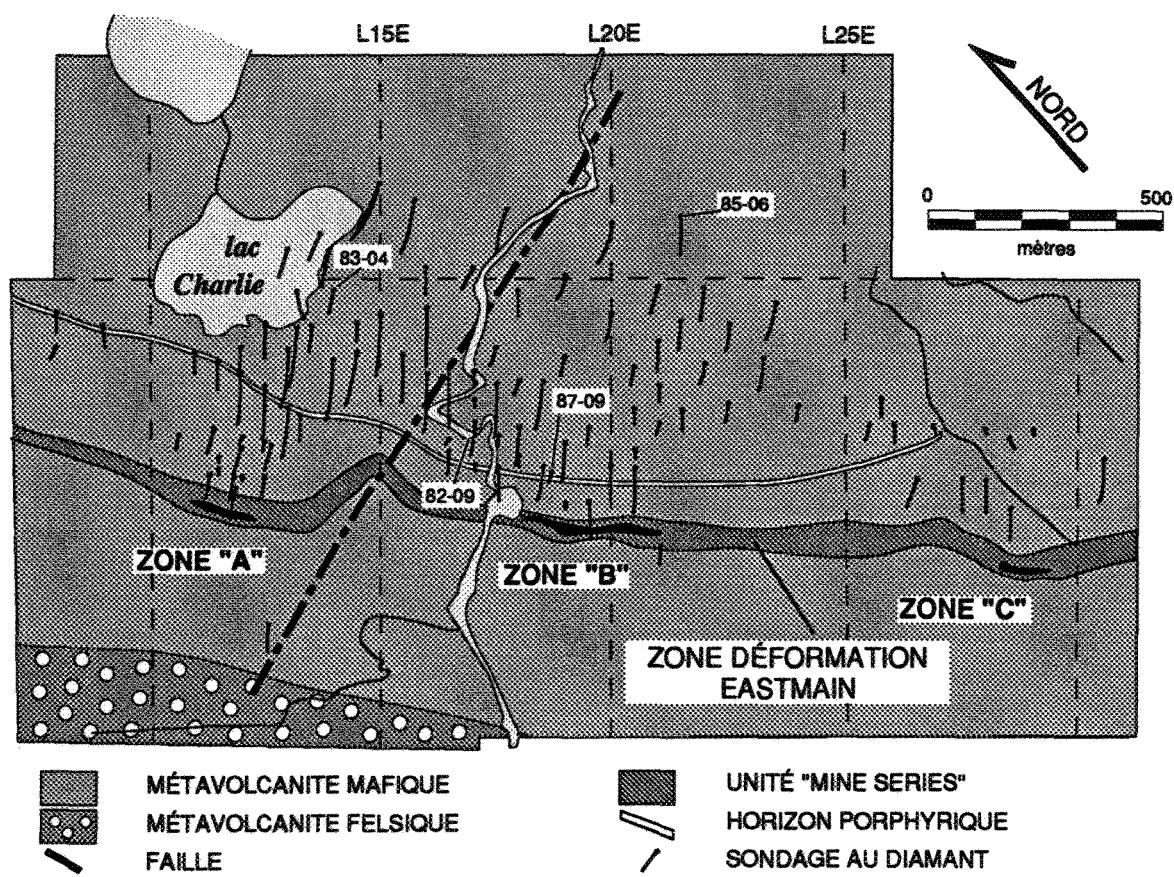


Figure 3. Géologie de surface du gisement de la rivière Eastmain.
(voir figure 2 pour la localisation).

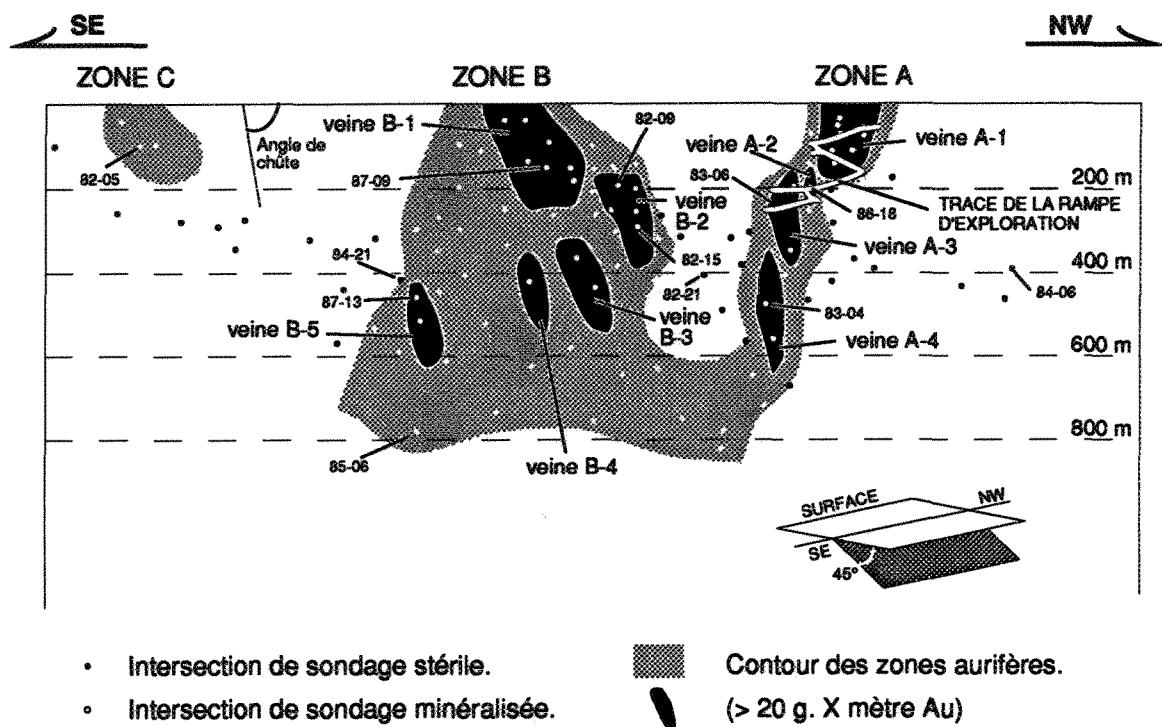


Figure 4. Section longitudinale schématique du gisement de la rivière Eastmain. La section est approximativement parallèle au plan de la zone de déformation Eastmain.

zone de forte déformation, qui a été désignée la Zone de Déformation Eastmain (ZDE) par Tourigny (1989), a été tracée par forage sur plus de 4 kilomètres d'extension latérale.

Durant 1987, une rampe d'exploration a été aménagée de façon à explorer la partie supérieure de la zone A sur quatre niveaux (figure 4). La cartographie souterraine a révélé la complexité interne de la ZDE et des veines de quartz-sulfures qu'elle renferme. Cette zone de déformation montre plusieurs caractéristiques attribuées aux zones de cisaillement ductiles-fragiles. La transposition et la dislocation sont communes et expliquent la distribution des lithologies à l'intérieur de la ZDE. Chaque type lithologique y forme des copeaux lenticulaires et irréguliers qui ont été juxtaposés par une intense déformation ductile-fragile. La composition hétérogène de cette zone de déformation résulte de la déformation progressive de lithologies possédant des comportements rhéologiques différents. Les structures de type "C/S" sont fréquentes et les indicateurs cinématiques suggèrent tous des mouvements inverses dominants.

La figure 5 illustre un exemple de boudinage asymétrique à l'intérieur de la ZDE, approximativement 10 mètres dans le toit de la zone A sur le niveau 1. À cet endroit, un niveau de métavolcanite mafique folié d'environ 1 mètre d'épaisseur est boudiné. Dans ce secteur, l'attitude des strates est parallèle à l'enveloppe de la zone de cisaillement. La foliation interne de l'horizon boudiné est clairement tronquée par une série de failles d'extension. Cette foliation a subi une rotation dans le sens anti-horaire par rapport au pendage de la foliation dans les lithologies adjacentes. Ceci est analogue aux boudins asymétriques du type III décrits par Goldstein (1988). En utilisant les critères de Goldstein (1988) (encart de la figure 5, reproduit de la figure 10a de Goldstein, 1988), cette structure peut être interprétée comme indiquant un mouvement inverse. Ceci suggère aussi, qu'originellement, l'horizon boudiné possédait un pendage plus abrupt que celui du cisaillement (voir l'encart sur la figure 5).

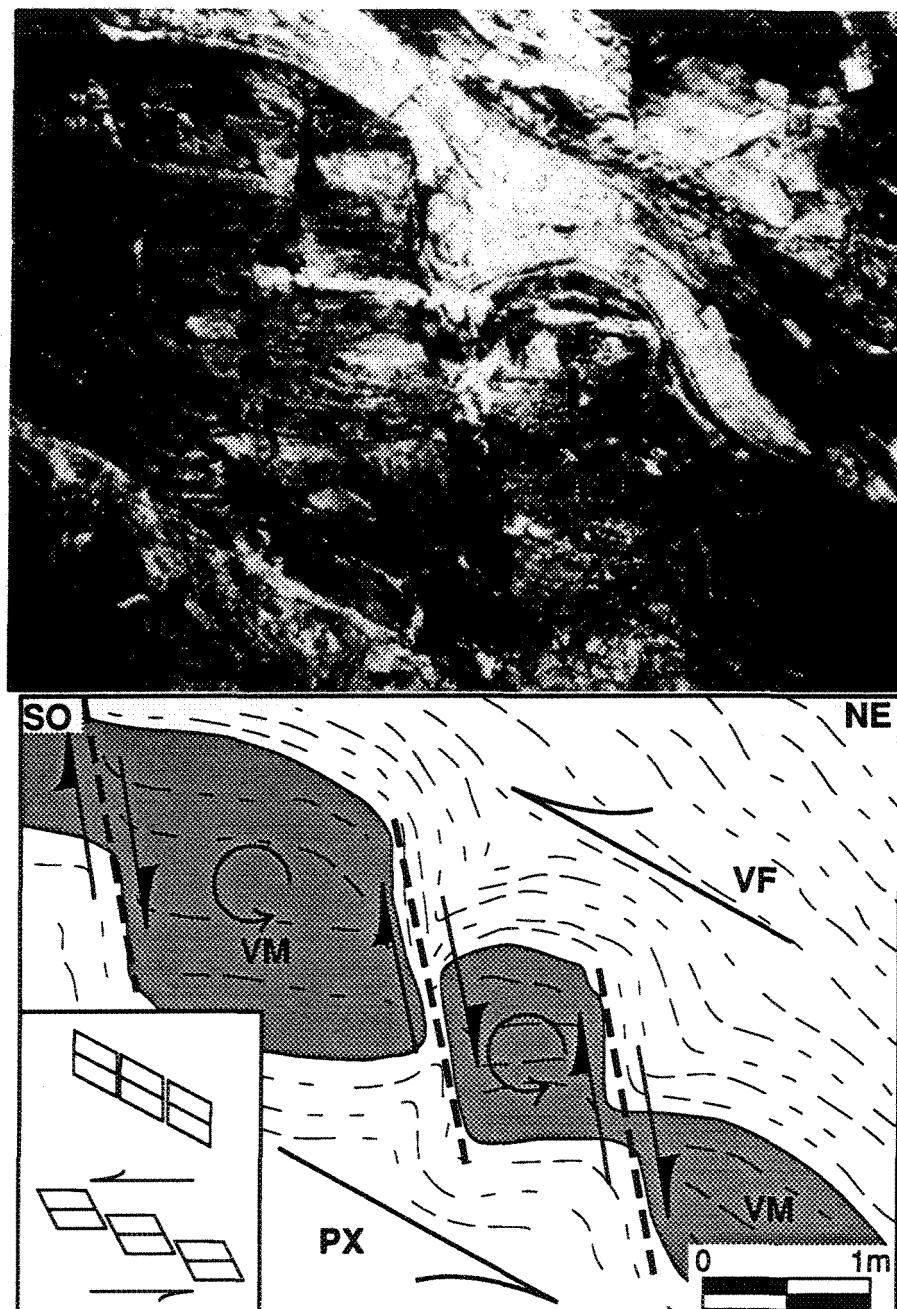


Figure 5. Section transversale verticale (vue vers le nord-ouest) localisée entre les niveaux 1 et 2, environ 10 mètres dans le toit de la zone A. Horizon métavolcanique mafique boudiné (VM) au contact avec une métapyroxénite (PX) et des métavolcanites felsiques (VF). Notez l'entraînement de la foliation dans la région interboudin. Largeur de la photographie environ 5 m. L'encart est reproduit de la figure 10a de Goldstein (1988), voir le texte pour les explications.

Durant la déformation progressive, l'horizon métavolcanique fut disloqué par les mouvements inverses le long du cisaillement, imprimant aux boudins une rotation antihoraire, pour finalement les transposer parallèlement à la foliation interne du cisaillement. L'écoulement plastique de l'encaissant felsique dans les régions interboudins suggère une déformation essentiellement ductile.

Des failles fragiles remplies de boue associées à la ZDE montrent également la même cinématique, comme l'indique la courbure de la foliation autour du plan de faille. En général ces failles fragiles sont subparallèles à l'attitude générale de la foliation (figures 6a et b). Deux d'entre elles (la faille du "hangingwall" et la faille du "footwall") ont été cartographiées sur tous les niveaux de la rampe. Leur position respective vis-à-vis la veine de quartz-sulfures est irrégulière. Dans la partie Ouest, la zone A semble buter abruptement sur la faille du "hangingwall" (Thiboutot et Keech 1988).

La superposition de structures fragiles sur des roches préalablement déformées de façon ductile a été décrite par Higgins (1971). Ainsi, la déformation ductile pourrait représenter des incrément de déformation progrades alors que les ruptures fragiles peuvent correspondre à des incrément fragiles durant le métamorphisme rétrograde (Wise *et al.* 1984), après le développement des veines de quartz-sulfures.

Bien que les veines de quartz-sulfures aurifères soient relativement continues d'un niveau à l'autre, elles sont communément sévèrement boudinées et montrent de fréquents renflements et étranglements. Les lithologies encaissantes sont nettement plus discontinues tant en section longitudinale que transversale. Leurs contacts sont faillés et transposés ce qui fait qu'il est particulièrement difficile de suivre les unités lithologiques entre les niveaux. Sur chaque niveau, l'encaissant immédiat des veines varie irrégulièrement, mais en général, les

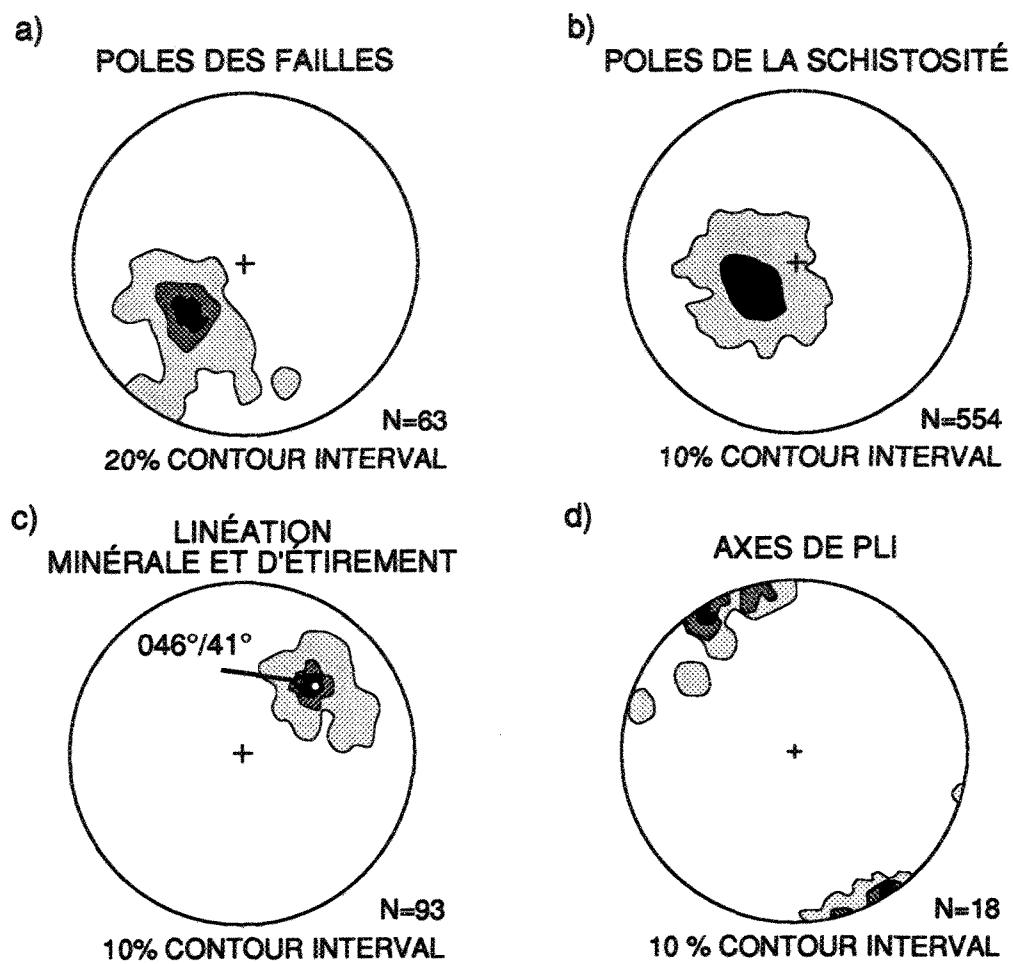


Figure 6. Stéréogrammes équiaires des données structurales mesurées dans la rampe d'exploration. a) Pôles des failles; b) pôles de la schistosité; c) linéations minérales et d'étirement; et d) axes des plis mesurés dans la ZDE.

veines sont encaissées par des métapyroxénites dans la partie ouest et par des roches métavolcaniques mafiques et felsiques dans la partie est. Des linéations minérales et d'étirement sont partout très bien développées (figure 6c). Elles sont fortement inclinées dans le plan de foliation et plongent en moyenne à 45° vers le nord-est. Cette fabrique linéaire est subparallèle à l'axe d'extension (X) de l'ellipsoïde de déformation finie (figure 7), et est colinéaire à la plongée des zones de mineraï tel qu'illustrée sur la figure 4.

Chaque zone minéralisée est composée de veines de quartz-sulfures laminées fortement déformées et recristallisées. Elles sont orientées subparallèlement à l'attitude moyenne de la zone de cisaillement. Chaque veine est allongée parallèlement à la linéation minérale ou d'étirement. La texture mésoscopique laminée des veines est formée soit par des variations granulométriques du quartz, soit par l'alternance de rubans riches en minéraux de gangue alignés, soit par de l'incorporation de fragments foliés d'épontes (figure 8), ou encore par le cisaillement progressif de la veine et des ses épontes altérées.

Les zones minéralisées observées sur la section longitudinale (figure 4) ne sont généralement composées que d'une seule veine. Aucune veine n'a été observée à l'extérieur de la zone de cisaillement. La géométrie des veines est bien illustrée sur la section verticale le long de la monterie de ventilation (figure 7). La veine A-1 disparaît au niveau 3. Sur ce niveau, une seconde veine (A-2) apparaît à gauche de la première et s'étend en profondeur. Ce comportement "en-échelon" des veines de la zone A est similaire aux veines de cisaillement obliques décrites par Hodgson (1989) ("oblique shear veins") et suggère également que la structure hôte est un cisaillement inverse. Sur la même section, du niveau 3 au niveau 1, la veine A-1 montre des ondulations irrégulières dont l'orientation des axes est plus ou moins sub-horizontale et orthogonale à la linéation d'étirement (figure 6d). Fréquemment cette veine est légèrement boudinée et recoupée par de petites fentes d'extension droites et remplies de

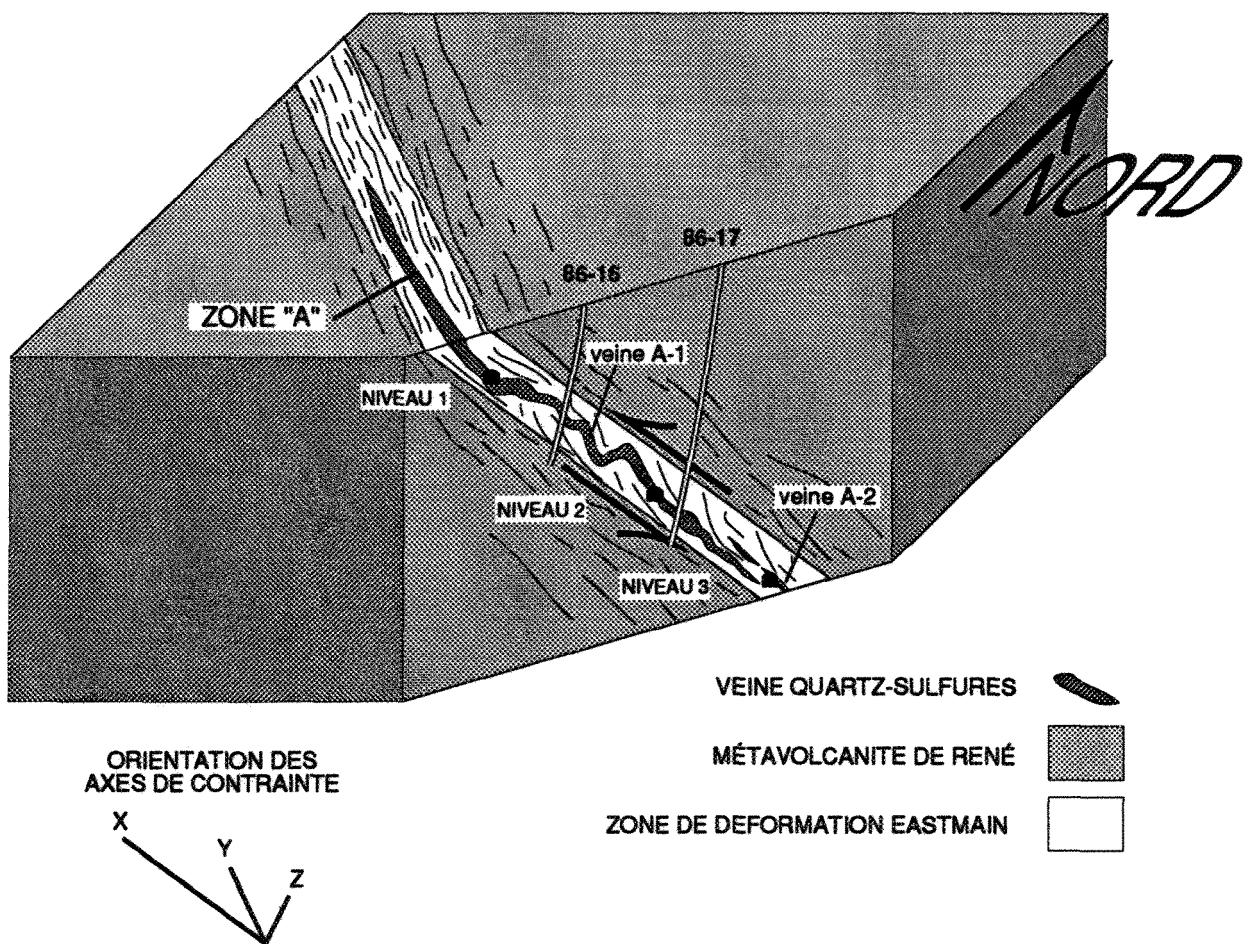


Figure 7. Section transversale verticale schématique de la partie supérieure de la zone A le long de la monterie de ventilation entre les niveaux 1 et 3. (modifiée de Thiboutot et Keech, 1988).

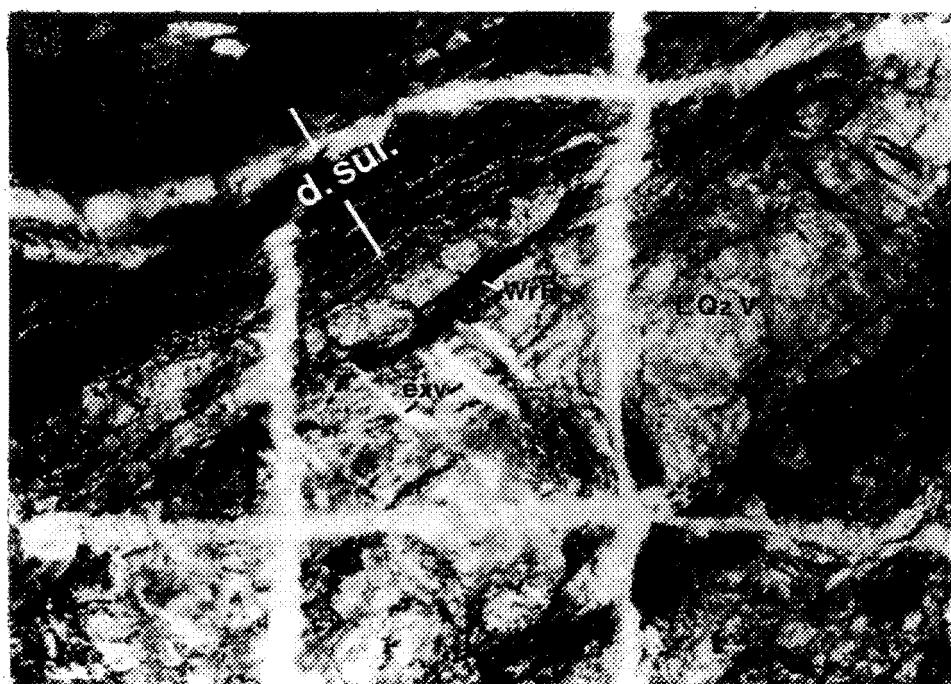


Figure 8. Section transversale verticale (vue vers le sud-ouest) au niveau 2. Sulfures disséminés (d. sul.) en bordure d'une veine de quartz aurifère laminée (L Qz V). Notez les veinules de quartz d'extension (exv) ainsi que les fragments d'éponte (WrF) incorporés dans la veine principale. Largeur de la photographie environ 3,5 mètres.

quartz (figures 8 et 9). Ces caractéristiques, qui sont évidentes sous terre (Thiboutot et Keech 1988) sont consistantes avec tous les autres indicateurs cinématiques qui suggèrent des mouvements de type rejet-pendage ("dip slip") à l'intérieur d'une zone de cisaillement inverse.

En résumé, la sous-unité "Mine Series" est une zone de très forte déformation (ZDE) qui est subparallèle à l'attitude générale des unités lithologiques du secteur. La nature et la géométrie des zones minéralisées en relation avec cette zone de cisaillement indiquent que le gisement de la rivière Eastmain est un gisement d'or de type veine de quartz encaissé dans un cisaillement ductile inverse. Les veines de quartz-sulfures ont subi une forte déformation ductile et fragile après leur formation lors d'épisodes successifs de mouvements inverses le long de la ZDE. Initialement les veines ont pu s'être formées comme des veines de cisaillement obliques lesquelles ont été progressivement boudinées et transposées parallèlement à l'attitude générale du cisaillement. Durant ces derniers épisodes de déformation toutes les textures de croissance primaires microscopiques ont été oblitérées par recristallisation dynamique.

2.5. ALTÉRATION

L'altération hydrothermale est généralement limitée aux lithologies situées à l'intérieur de la ZDE. Les profils d'altération complets ne sont toutefois pas préservés parce que les zones minéralisées (les veines et leurs épontes) ont été démembrées après leur mise en place. Malgré tout, l'étendue très limitée de même que la faible intensité des halos d'altération autour des veines sont évidentes sur les profils lithogéochimiques des sections de sondage.

La figure 10 illustre les profils lithogéochimiques des éléments majeurs du sondage 82-09 qui a intersecté une veine minéralisée dans la partie centrale de la zone "B" (figure 4).

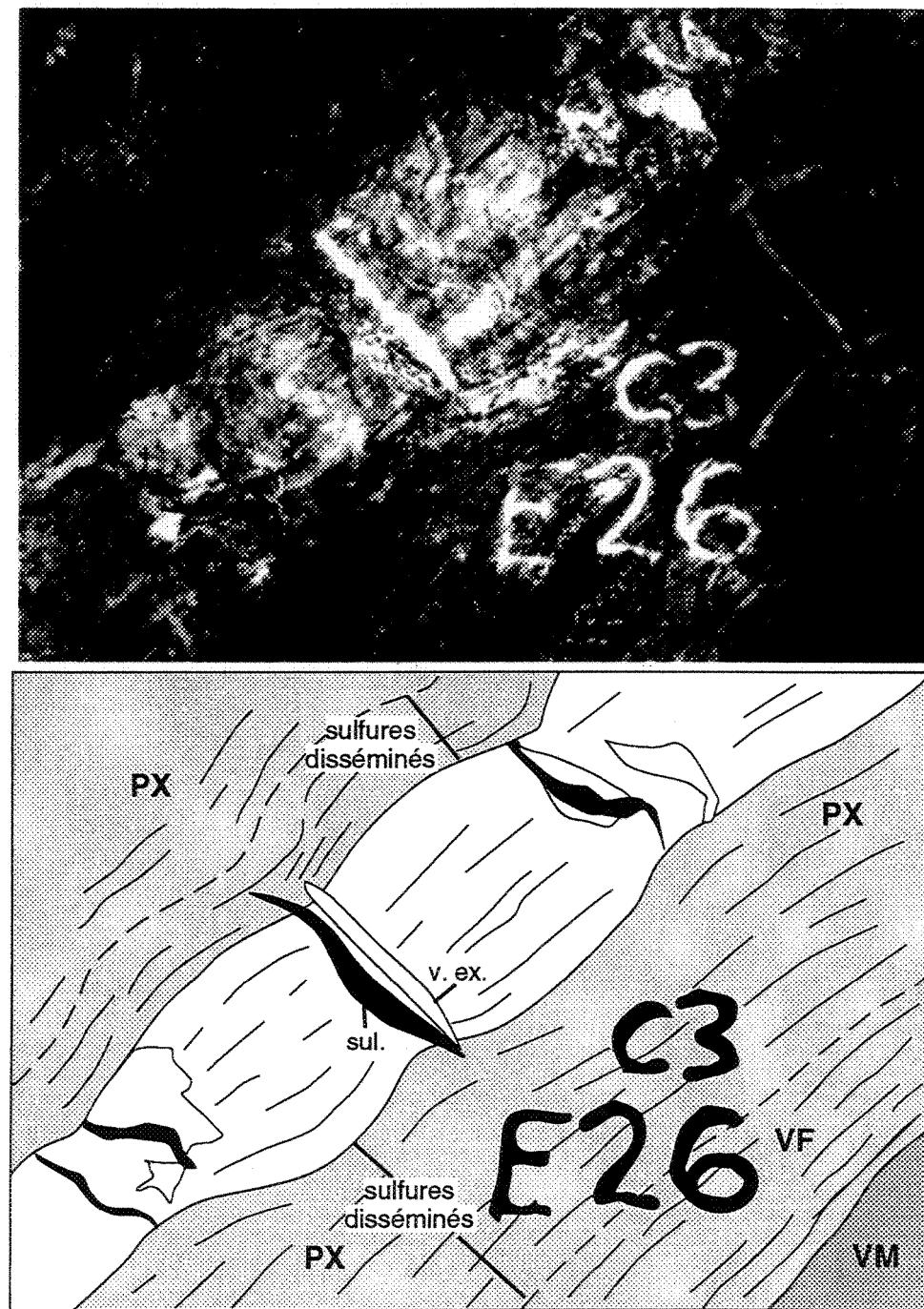


Figure 9. Section transversale verticale (vue vers le sud-ouest) de la zone A au niveau 3. Veine de quartz-sulfures laminée et légèrement boudinée. Notez les veines de quartz d'extension (v. ex.) et la remobilisation des sulfures (sul.) dans les régions interboudins. Px = pyroxénite, VF = métafelsite, VM = métabasite. Les chiffres dans le coin inférieur droit ont approximativement 60 cm de hauteur.

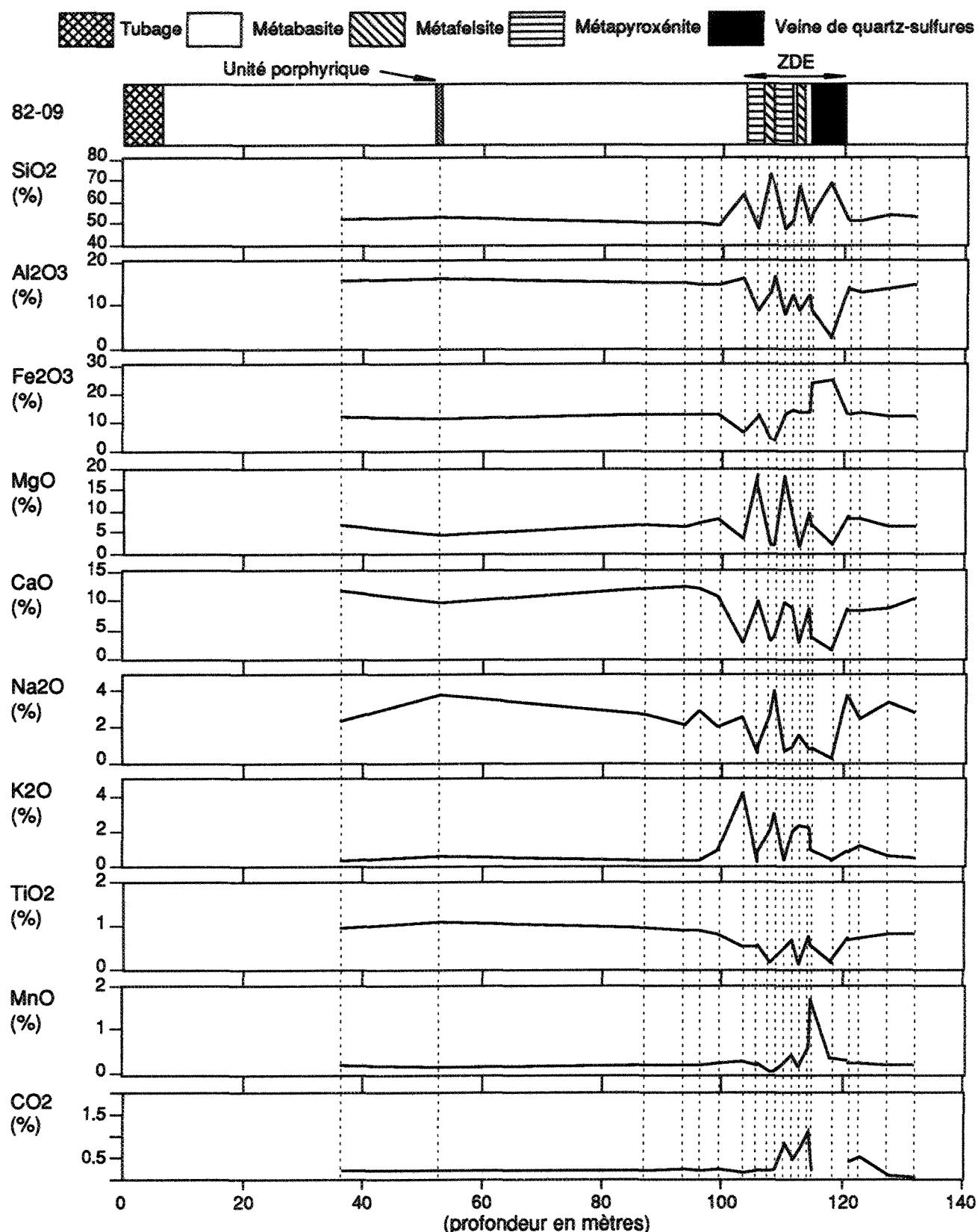


Figure 10. Profils lithogéochimiques semi-quantitatifs des éléments majeurs le long du sondage 82-09, Zone B, gisement de la rivière Eastmain. (voir figure 4 pour la localisation du sondage).

Les autres sondages échantillonnés (annexe 2) montrent des profils de variation similaires, pour cette raison ceux-ci ne seront pas inclus dans cette discussion.

À l'extérieur de la ZDE, les variations d'éléments majeurs sont négligeables. L'abondance des oxydes majeurs est typiques des roches métavolcaniques mafiques de la région. Par contre, la ZDE montre des variations erratiques de l'abondance des composants majeurs, illustrant la nature hétérogène de la zone de cisaillement. La signature lithogéochimique de l'altération hydrothermale est généralement masquée par ces variations extrêmes des éléments majeurs, mais l'examen détaillé des profils individuels (figure 10) montre des baisses sensibles du contenu en CaO et en TiO₂, et une augmentation du contenu en MgO, K₂O, MnO, CO₂, Cu, Au, As, et Zn. Le fer total exprimé sous forme de Fe₂O₃t, le Al₂O₃ et la silice sont localement ajoutés ou lessivés.

Tous les profils lithogéochimiques (figure 10 et annexe 2) montrent une même caractéristique, à savoir des teneurs uniformément basses en CO₂ dans les roches altérées de la ZDE. Ceci est tout à fait particulier surtout lorsque comparé aux gisements d'or encaissés dans les roches plus faiblement métamorphisées où la carbonatation est la principale altération hydrothermale observée (cf. Kerrich, 1983; Colvine *et al.*, 1988).

Bien que la zone de cisaillement soit caractérisée par une légère augmentation du contenu en CO₂ (figure 10), cela ne représente qu'une faible contribution aux assemblages d'altération parce que les rares carbonates ne sont observés que dans la pyroxénite cisaillée ou dans de rares veinules tardives recoupant les autres lithologies incluant les veines minéralisées.

L'étude pétrographique, conduite sur les échantillons prélevés des sondages traversant les zones A, B et C, a permis l'identification de deux assemblages d'altération

(tableau 1). Un assemblage grenat-biotite prograde (Alt1) et un assemblage rétrograde actinolite-épidote (Alt2).

La distribution relative de ces deux assemblages n'est pas complètement définie¹ parce que l'étude pétrographique est limitée à quelques sondages seulement. L'assemblage Alt1 est restreint aux roches de la zone de cisaillement alors que l'assemblage Alt2 est communément développé, à l'extérieur de la ZDE, dans les lithologies volcaniques de la ceinture de roches vertes. L'assemblage grenat-biotite est mieux développé dans les lithologies de composition mafique et felsique de la zone B. Il est bien moins présent dans les roches de la zone A, où l'assemblage rétrograde actinolite-épidote est nettement dominant. Ces deux assemblages d'altération contiennent de la minéralisation aurifère.

2.5.1. Altération prograde grenat-biotite (Alt1)

Cet assemblage est très distinctif et facilement identifiable sur l'échantillon mégascopique. Le grenat forme des petits porphyroblastes de 2 à 5 mm d'arête isolés dans le quartz (figure 11a) et la brèche de quartz-sulfures. Le grenat est toutefois généralement plus abondant dans les éponges mafiques cisaillées et les fragments de roches dans les veines de quartz-sulfures. Occasionnellement, le grenat est aussi présent dans les lithologies altérées de composition felsique. Nous n'en avons pas observé dans la métapyroxénite.

Dans les roches mafiques, la texture des porphyroblastes de grenat témoigne d'une croissance complexe. Des grenats intensément déformés (figure 11b) cohabitent avec des grenats idioblastiques arborant des traînées d'inclusions hélicitiques (figure 11c). De plus, des grenats déformés montrent des surcroissances idioblastiques (figure 11d) suggérant une croissance post-cinématique du grenat autour d'anciens porphyroblastes syn-cinématiques. La

¹ Les relations entre les deux assemblages ainsi que leur distribution seront précisées au chapitre 3.

TABLEAU 1. Assemblages minéralogiques caractéristiques à l'intérieur et à l'extérieur de la zone de déformation Eastmain (ZDE), près du gisement de la rivière Eastmain.

Lithologie	Extérieur ZDE	Dans la ZDE	
		Alt1	Alt2
Métavolcanite mafique	Hbl-Plag-Ilm- ±Ep-±Bt-±Qtz	Hbl-Plag-Qtz-Ilm- Ru-Bt-Gr- Cpx	Act-Ep-Bt-Ch-Sp- Kspar±Carb-±Ser.
Métavolcanite felsique	Qtz-Plag-Kspar- Mu-±Bt-±Sill	Qtz-Plag-Kspar- Bt-±Gr	Qtz-Plag-Kspar-Ch- ±Ep-±Carb
Pyroxénite	Ac-Ch-Tc	Act-Ch-Bt	Act-Ch-Bt ±Carb

Abréviations: Alt1 = assemblage prograde; Alt2 = assemblage rétrograde; Hbl= hornblende; Plag= plagioclase; Qtz= quartz; Ilm= ilménite; Ru= rutile; Act= Actinolite; Ep= epidote; Bt= biotite; Ch= chlorite; Gr= grenat; Kspar= feldspath potassique; Carb= carbonate; Ser= séricite; Mu= muscovite; Sill= sillimanite; Tc= talc.

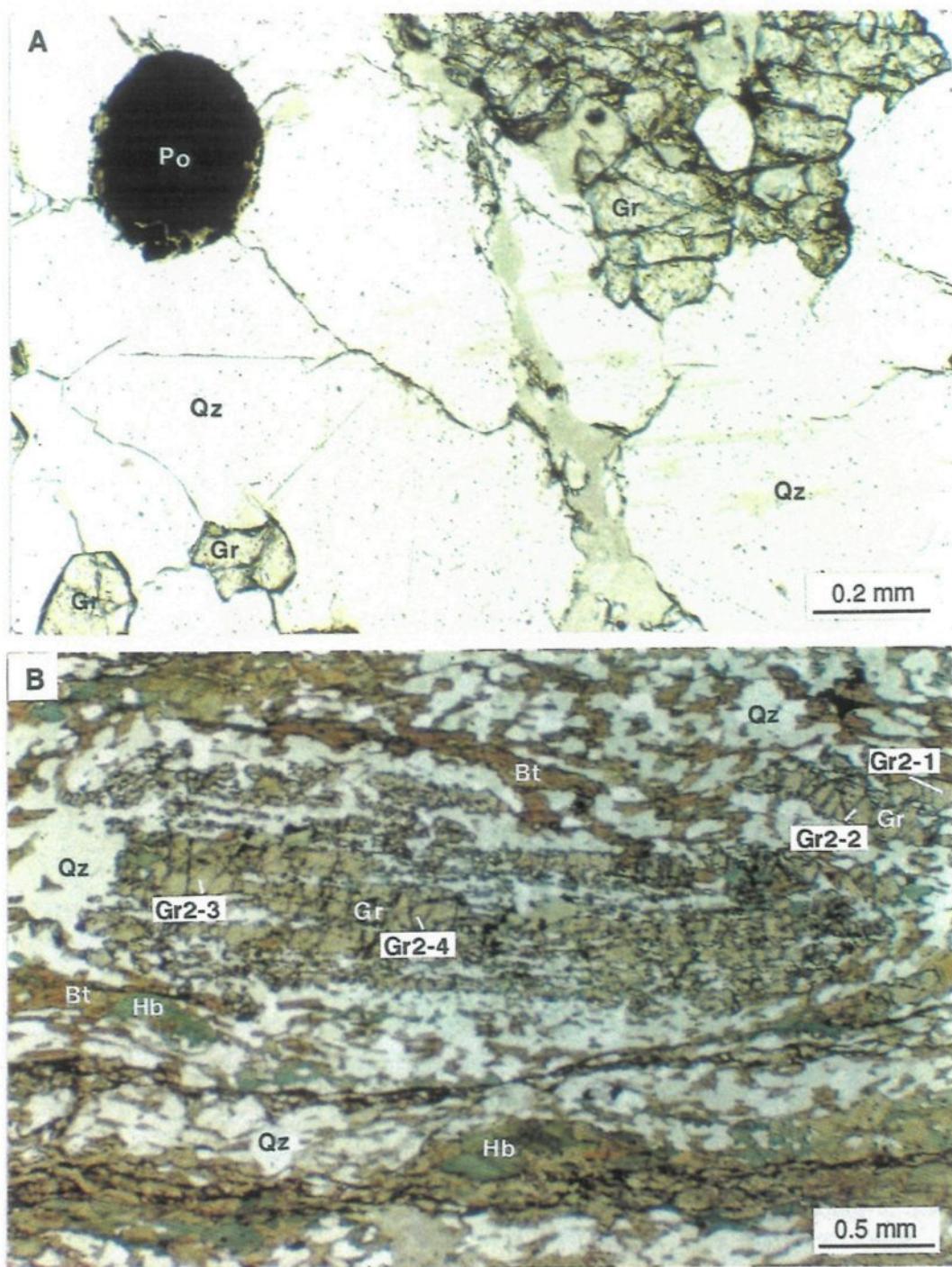


Figure 11. Photomicroographies illustrant la texture des porphyroblastes de grenat (Gr = garnat, Hb = hornblende, Qz = quartz, Bt = biotite):

a) Porphyroblaste isolé de grenat dans une veine de quartz aurifère de la zone B (échantillon 82-09-116.7a)

b) Porphyroblaste de grenat déformé et altéré dans l'éponte altéré d'une veine aurifère de la zone B (échantillon 87-09-094.3). Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique.

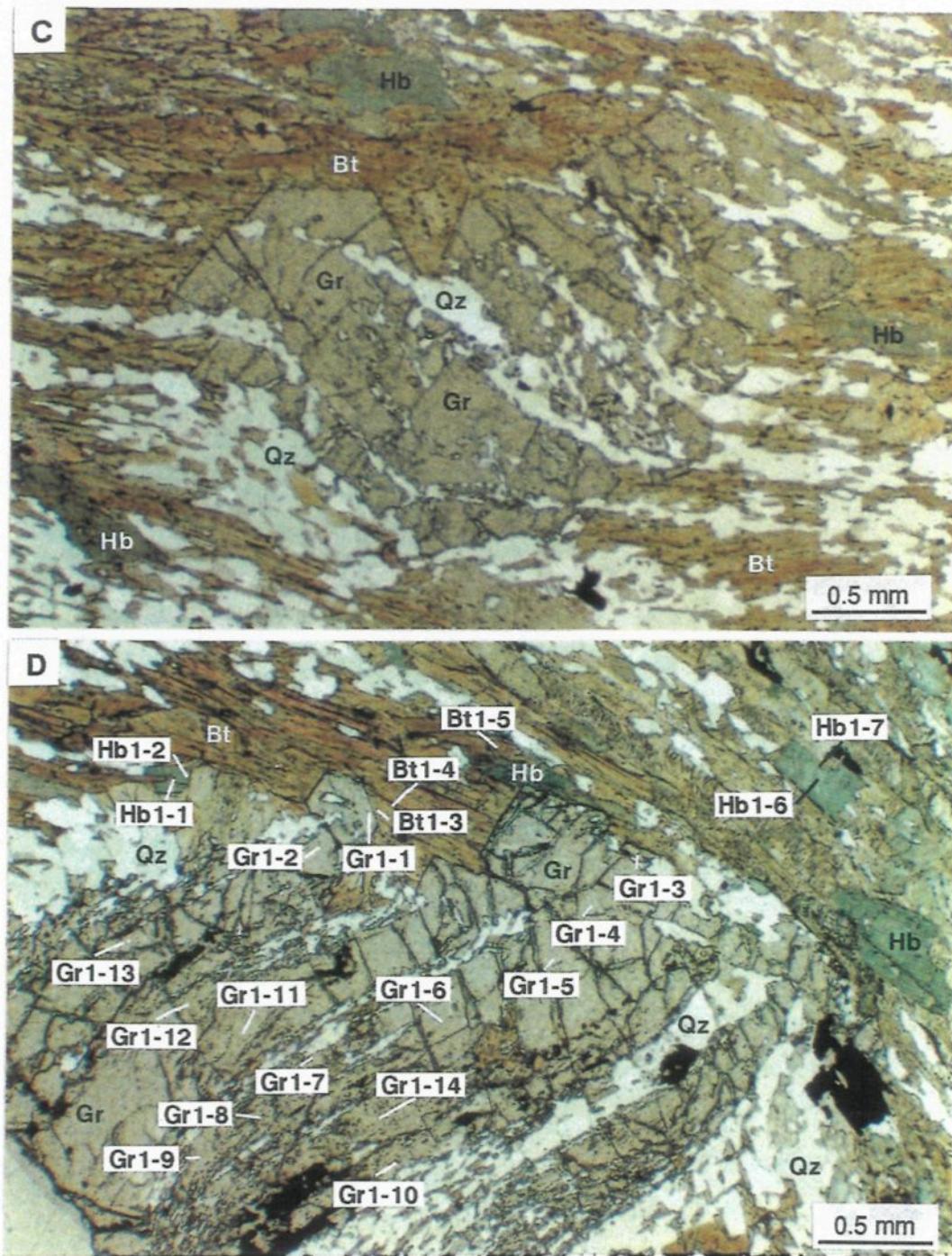


Figure 11. Photomicroographies illustrant la texture des porphyroblastes de grenat (Gr = grenat, Hb = hornblende, Qz = quartz, Bt = biotite):

c) Grenat idioblastique dont les inclusions alignées sont légèrement arquées (échantillon 87-09-094.3).

d) Porphyroblaste hélicitique de grenat montrant une bordure idioblastique qui recoupe la foliation (échantillon 87-09-094.3). Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique.

hornblende forme également des porphyroblastes qui montrent des textures similaires. La croissance des porphyroblastes de grenat et de hornblende s'est effectuée au dépens de la matrice granoblastique composée d'une mozaïque de grains de plagioclase, hornblende et biotite finement cristallisés. Ces textures témoignent de la nature syn- à post-cinématique des porphyroblastes de grenat et de hornblende dans les éponges altérées des veines aurifères.

Dans les veines de quartz de la zone B, le grenat, la biotite et les sulfures sont intimement associés. Ces minéraux forment des veinules irrégulières qui recoupent les veines principales (figure 12a). Dans certains cas, ces veinules recoupent des cristaux individuels de quartz, ce qui suggère qu'elles se sont formées après la formation des veines de quartz.

Boldy *et al.* (1984) ont rapporté la présence d'andradite dans le gisement de la rivière Eastmain. L'analyse à la microsonde électronique de plusieurs grenats du gisement indique que ceux-ci sont composés d'un mélange d'almandin et de spessartite (figure 13). Ils sont donc pauvres en andradite. Ceci est aussi reflété par les analyses de roches entières des échantillons riches en grenat qui montrent un contenu élevé en MnO et des anomalies négatives en CaO comparativement aux lithologies non altérées de composition similaire à l'extérieur de la zone de cisaillement (figure 10).

2.5.2. Altération rétrograde actinolite-épidote (Alt2)

L'assemblage grenat-biotite de haute température est communément partiellement à totalement rétrogradé à un assemblage de plus basse température, cela, plus spécialement dans la zone A. Le grenat et la biotite sont remplacés par la chlorite (figure 12b) et l'épidote. La hornblende et le plagioclase sont respectivement altérés en actinolite-chlorite-épidote et épidote-séricite.

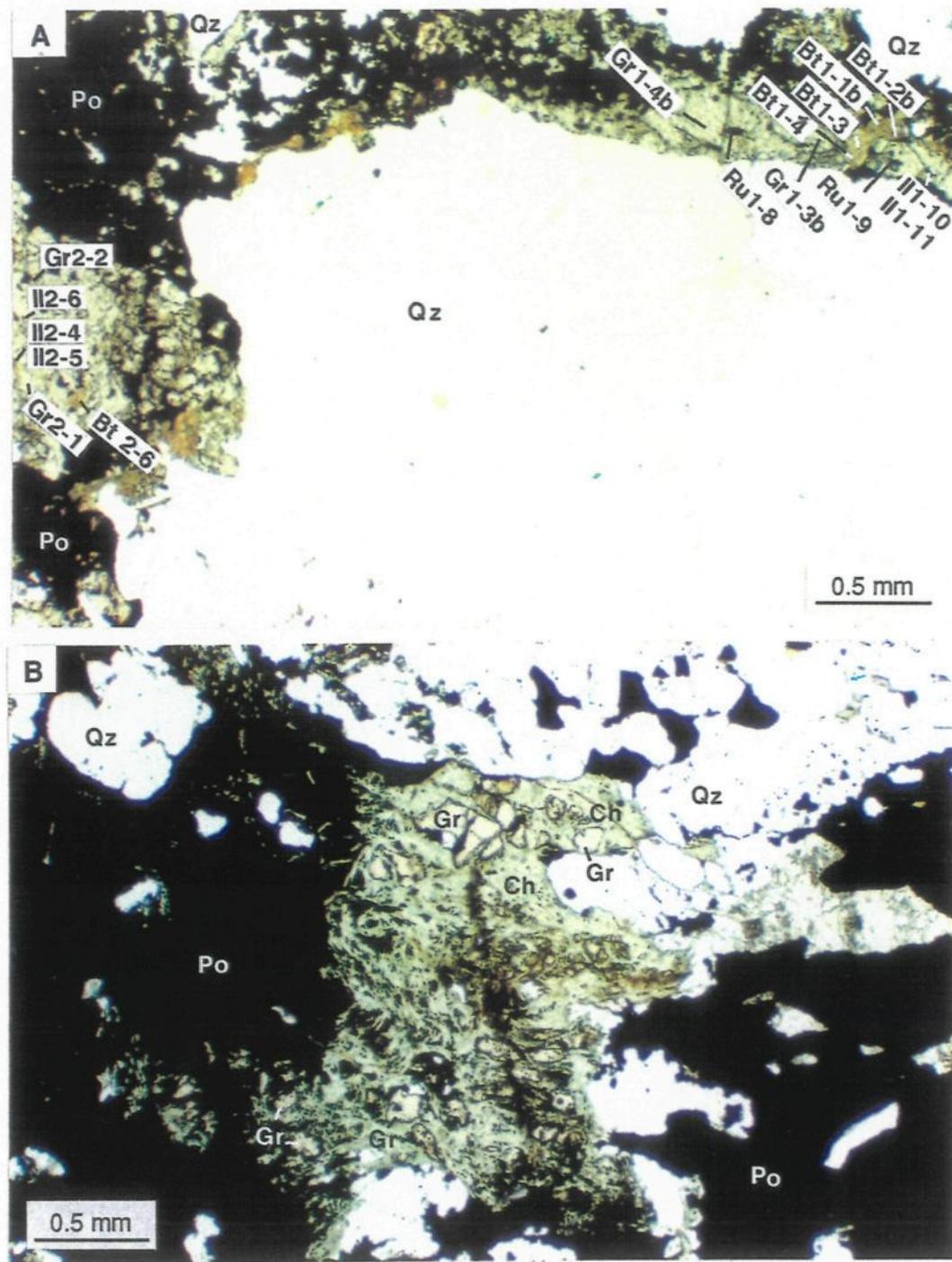
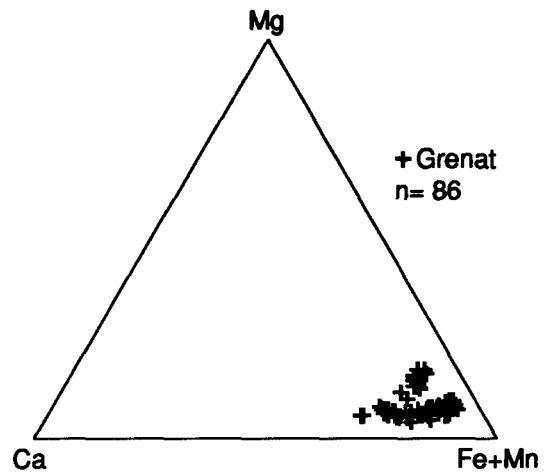


Figure 12. Photomicrographies illustrant la texture des porphyroblastes de grenat (Qz= quartz, Po= pyrrhotite, Gr= grenat, Ru= rutile, Il= ilménite, Ch= chlorite):
 a) Veinule de grenat-biotite-sulfure recoupant une veine de quartz de la zone B (échantillon 82-09-116.7b). Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique.
 b) Porphyroblaste de grenat partiellement chloritisé (échantillon 82-08-091.3).

a)



b)

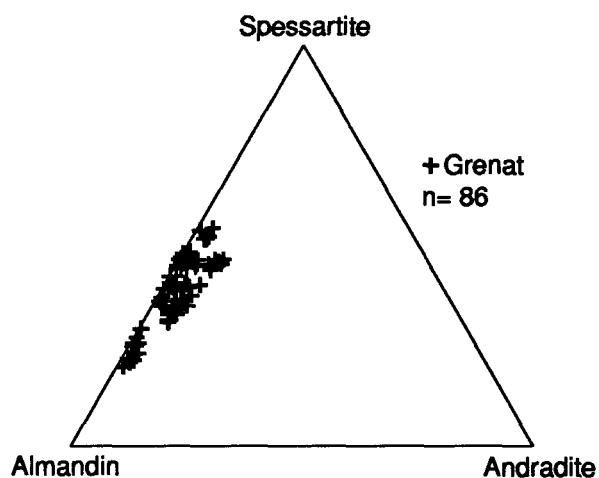


Figure 13. Composition des porphyroblastes de grenat du gisement de la rivière Eastmain. a) Diagramme cationique Ca-Mg-Fe+Mn.
b) Diagramme ternaire Almandin-Andradite-Spessartite.

2.5.3. Discussion

Boldy *et al.* (1984) ont suggéré que l'introduction de CO₂ durant l'altération hydrothermale est mise en évidence par les assemblages d'altération calco-silicatés constitués de carbonate, clinozoïsite, epidote et clinopyroxène ainsi que par le remplacement partiel à total de l'ilménite par le sphène. Toutefois, l'ilménite est typiquement préservée dans le faciès d'altération précoce (Alt1). Elle forme alors de petites inclusions alignées dans la foliation du cisaillement qui se font engloutir par les porphyroblastes de grenat. L'abondance locale de la clinozoïsite, de l'épidote et du sphène résulte d'une altération rétrograde (Alt2). Cet assemblage est plus spécifiquement bien développé dans les parties plus profonde de la zone A mais, dans tous les cas, cet assemblage est accompagné de chlorite, de muscovite et d'une quantité mineure de carbonates lesquels remplacent nettement les assemblages de plus haute température (tableau 1 et figure 12b). De façon typique, les minéraux de l'assemblage Alt2 remplissent aussi des veines et des fractures lesquelles ne sont pas restreintes à la zone de cisaillement mais qui sont également abondantes à travers toute la ceinture (Dejou 1987).

L'altération de type calco-silicatée proposée par Boldy *et al.* (1984) n'est pas non plus supportée par les profils lithogéochimiques (figure 10). Ceux-ci indiquent clairement que malgré une abondance locale des silicates calciques, les roches de la ZDE sont caractérisées par un contenu en CaO nettement plus bas que celui des lithologies à l'extérieur de la ZDE. De plus, les silicates de la série de l'épidote n'indiquent pas une infiltration de CO₂, mais suggèrent davantage la circulation de fluides riches en H₂O (Holdaway 1972; et Miyashiro 1973 p. 114).

2.6. MINÉRALISATION

Les sulfures, dans chacune des zones du gisement, adoptent trois habitus distincts: 1- ils remplissent des fractures irrégulières dans les veines de quartz; 2-ils forment la matrice de zones de brèches à fragments de veine; ou encore 3- ils sont finement disséminés dans la roche cisaillée et altérée adjacente aux veines. Les deux premiers habitus des sulfures sont intimement associés aux veines minéralisées (figures 8 et 9). L'or est associé aux trois types de sulfures, mais les teneurs sont plus élevées dans les sulfures remplissant les fractures des veines.

Les principaux sulfures présents sont la pyrrhotite et la chalcopyrite ainsi que des quantités mineures de pyrite, arsénopyrite et sphalérite. Ils sont distribués dans un dense réseau de fractures irrégulières restreintes aux veines. Ils constituent également la matrice de petits amas de brèche de quartz-sulfures de quelques mètres de dimension. Dans ces brèches qui sont surtout développées entre les boudins des veines de quartz, la matrice de sulfures renferme des fragments sub-arrondis de veine de quartz recristallisés et d'éponte altérée. La pyrite et l'arsénopyrite y sont plus abondantes. Les épontes cisaillées et altérées ainsi que les parties cisaillées des veines renferment des sulfures disséminés qui montrent localement une texture porphyroblastique grossière. Cette texture est constituée d'une dissémination de porphyroblastes centimétriques de pyrite (jusqu'à 30 % de porphyroblastes) dans une matrice mylonitique riche en quartz, biotite et amphibole. Ce matériel, typique des roches fortement cisaillées, renferme souvent des fragments déformés d'éponte altérée.

L'or n'est présent que dans les veines et leurs épontes immédiates. Sa distribution est intimement associée à celle des sulfures. Il se présente principalement sous forme de petites plages (< 20µm) d'or natif dans les fractures des sulfures ou des minéraux de la gangue. De

l'or grossier, souvent visible, est aussi commun à l'intérieur des veines de quartz et plus rarement dans les fractures de fragments de roches, des épontes cisaillées ou dans certaines veines d'extension recouvrant les veines de quartz principales (figures 8 et 9).

Le quartz constitue le principal minéral de la gangue. Dans les veines, le quartz forme communément une fine mosaïque granoblastique laminée qui confère aux veines leurs textures rubanées. Là où les veinules de sulfures sont développées, le quartz est plus grossier et forme des agrégats polycristallins plutôt massifs. Il présente des extinctions ondulantes et montre le développement de néocristaux cryptocristallins autour des veinules de sulfures. Dans les zones de brèche à quartz et sulfures, le quartz forme des porphyroclastes granoblastiques arrondis baignant dans une matrice de sulfures. La biotite, le grenat, le feldspath potassique, l'actinolite, la chlorite et le pyroxène sont localement abondants mais le plus souvent ne représentent qu'une faible proportion des constituants des veines. Le carbonate est rare, de même que la magnétite qui est parfois abondante dans le minéral riche en sulfures.

2.7. ÂGE RELATIF DE LA MINÉRALISATION

Boldy *et al.* (1984) ont assigné une origine synvolcanique à la minéralisation Cu-Au, en se basant principalement sur la nature stratiforme de la minéralisation et sur la texture finement grenue et laminée des veines de quartz-sulfures, qu'ils ont interprétées, à partir des informations de forage, comme des horizons de "chert" synvolcanique. L'étude structurale a révélé que ce gisement est encaissé par une importante zone de cisaillement ductile-fragile à l'intérieur de laquelle toutes les textures et structures primaires sont détruites. L'étude pétrographique du minéral rubané a démontré que la texture laminée et finement grenue des horizons de "chert" provient d'une recristallisation dynamique par un intense cisaillement

ductile-fragile et non d'une origine sédimentaire primaire. Par conséquent ce gisement, comme d'ailleurs la plupart des gisements d'or archéens, est ici interprété comme étant d'origine épigénétique.

Dans les gisements d'or archéens encaissés dans des roches au faciès des schistes verts, l'altération hydrothermale associée à la minéralisation aurifère correspond généralement aux assemblages du pic thermique du métamorphisme. L'âge relatif de mise en place des altérations carbonatée et potassique si souvent observées autour de ces gisements, est alors précisément contrôlé par les conditions maximum (température et pression) du métamorphisme régional (Colvine *et al.* 1988). En ce qui concerne le gisement de la rivière Eastmain, la présence de grenat et de biotite à l'intérieur des veines minéralisées soulève des questions quant à l'âge relatif de la mise en place de ce gisement vis-à-vis le métamorphisme régional. Les porphyroblastes de grenat limitent assez bien l'histoire de la déformation parce que des porphyroblastes montrant des traînées d'inclusions hélicitiques ont des bordures idioblastiques. Ceci indique qu'il y a deux époques de croissance du grenat et que le pic thermique du métamorphisme a été contemporain de la déformation, elle-même responsable de la distribution actuelle des zones minéralisées à l'intérieur de la ZDE.

Dans le gisement de la rivière Eastmain, la majeure partie de l'or se présente sous forme de petites plages disséminées dans les fractures des sulfures et du quartz. Cela suggère que la majeure partie de l'or fut introduit ou remobilisé tard dans la séquence paragénétique. D'un autre coté, le développement de l'altération hydrothermale en relation avec le métamorphisme régional peut être sujet à discussion. Il pourrait être démontré que l'assemblage de haute température composé de grenat-biotite représente l'équivalent métamorphisé d'un assemblage d'altération de plus basse température. Toutefois, la présence de grenats isolés dans les veines, de veinules de grenat-sulfures recoupant le quartz des

veines, ainsi que les textures métamorphiques ne peuvent ainsi être expliquées. Par ailleurs, l'assemblage à grenat est communément rétrogradé à un assemblage actinolite-épidote-chlorite lors d'un événement métasomatique ultérieur.

Dans le gisement de la rivière Eastmain, l'altération hydrothermale est limitée aux lithologies situées à l'intérieur de la ZDE. Les lithologies mafiques et felsiques adjacentes de l'ensemble de René, ne sont pas altérées de manière significative. Cette altération d'étendue très limitée autour des veines peut très bien s'expliquer par la percolation forcée de fluides hydrothermaux à l'intérieur d'une perméabilité secondaire créée lors du cisaillement inverse de type ductile-fragile. Durant ce processus, la pression hydrostatique a certainement surpassé la pression lithostatique ce qui a engendré la formation du système de veines. Ceci requiert l'accès prolongé à de grandes quantités de fluides hydrothermaux (Cox *et al.* 1986). Ces conditions sont précisément mieux développées durant le métamorphisme régional.

Les évidences pétrographiques suggèrent que le faciès des amphibolites était déjà atteint lorsque que le système hydrothermal s'est développé. L'assemblage hydrothermal grenat-biotite (Alt1) se superpose à la texture granoblastique acquise durant le métamorphisme régional prograde. Ceci est analogue au faciès amphibolite apparent des assemblages d'altération observés dans les mines Campbell Red Lake et Dickenson (A.W. White) de Red Lake, lesquels contrastent avec le faciès amphibolite régional des basaltes (cf. Colvine *et al.* 1988). Dans le gisement de la rivière Eastmain, cette altération montre également des évidences d'un rétromorphisme (Alt2) exprimé par le remplacement partiel ou total de la hornblende, du grenat et de la biotite par l'actinolite, la chlorite et l'épidote. Cette altération tardive est aussi associée au développement de veinules de carbonate-chlorite dans les lithologies cisaillées. Ces évidences suggèrent que l'activité hydrothermale a évolué vers des conditions de plus basse température probablement durant les derniers stades de l'activité

hydrothermale. Il est difficile de dire si l'introduction de l'or a pu se faire durant ce dernier épisode ou encore si l'or y a seulement été redistribué.

2.8. DISCUSSION

En résumé, il est suggéré que le gisement de la rivière Eastmain est épigénétique contrairement à l'origine synvolcanique préalablement postulée (Boldy *et al.* 1984). Toute la minéralisation aurifère est encaissée par des veines de quartz-sulfures fortement déformées, développées dans la ZDE. La géométrie et la nature des amas minéralisés est mieux perçue lorsque remises dans leur contexte structural. Le développement des veines minéralisées peut être relié au développement de la zone de cisaillement qui a pompé les fluides aurifères (peu importe leur source) et focalisé leur migration à l'intérieur d'une porosité secondaire créée structuralement. La déformation ductile-fragile fut préférentiellement initiée à cette position à cause du fort contraste rhéologique causé par l'anisotropie initiale de l'unité "Mine Series". Les veines individuelles sont fortement déformées et transposées parallèlement à la linéation d'étirement qui plonge vers le nord-est. Ceci suggère que l'activité hydrothermale fut contemporaine de la déformation, mais aussi que cette dernière a continué après la formation des veines de quartz.

Les évidences présentées jusqu'ici, soulignent la nature particulière du gisement de la rivière Eastmain en regard du patron général des gisements d'or mésothermaux archéens développés dans les terrains métamorphisés au faciès des schistes verts. Les principales divergences sont: l'étendue très limitée de l'altération hydrothermale associée au développement du système veineux et l'absence de carbonate de fer dans les assemblages d'altération des roches. Par contre, le contexte structural des minéralisations ainsi que l'âge relativement tardif de la mise en place de l'or dans les veines sont assez similaires.

L'évolution structurale du gisement de la rivière Eastmain est semblable à celle des gisements encaissés dans des roches au faciès des schistes verts mais les interactions fluide-roche durant l'altération hydrothermale ont été différentes. La circulation des fluides s'est certainement faite à l'intérieur de conduits nettement plus chenalés.

Des assemblages d'altération sans carbonate de fer ont également été observés dans les gisements d'or de la ceinture "Kolar Gold Fields" (Hamilton et Hodgson, 1986) ainsi que dans ceux de la région de Snow Lake dans la Province Churchill (Galley *et al.*, 1986). Un tel type d'altération hydrothermale suggère une plus grande profondeur de mise en place pour, au moins, les veines de quartz-sulfures et l'altération hydrothermale. Présentement, le rôle de l'altération tardive rétrograde dans la mise en place ou la redistribution de l'or ne peut pas être évalué précisément.

Cette étude démontre que les processus de concentration de l'or ne sont pas exclusivement limités aux terrains de grade métamorphique inférieur au faciès des amphibolites. Cette étude démontre également qu'avec des études pétrographiques et structurales détaillées, l'âge relatif de la minéralisation vis-à-vis le métamorphisme régional peut être déterminé. Dans le cas du gisement de la rivière Eastmain, il a été démontré que les assemblages d'altération font partie d'un système hydrothermal contemporain de la déformation régionale pendant le paroxysme du métamorphisme régional.

CHAPITRE III

CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES

DES CORPS MINÉRALISÉS

3.1. INTRODUCTION

Le gisement de la rivière Eastmain est composé de trois zones minéralisées toutes trois localisées à l'intérieur de la zone de déformation Eastmain (ZDE). Dans le chapitre précédent, nous avons présenté les principales caractéristiques de la minéralisation aurifère et des altérations hydrothermales associées. Ces descriptions s'appuient sur des données pétrographiques et géochimiques qui n'ont pas été présentées dans l'article (Couture et Guha, 1990) duquel découle le chapitre 2. Nous présentons, dans ce chapitre, la description pétrographique de la minéralisation aurifère et des deux assemblages d'altération ainsi que la composition géochimique des phases minérales analysées à la microsonde électronique.

La seconde partie de ce chapitre sera consacrée à l'étude des effets de l'altération hydrothermale sur les lithologies affectées par la ZDE. Nous analyserons les données lithogéochimiques disponibles de façon à caractériser les échanges chimiques entre la roche hôte et les fluides minéralisateurs.

3.2. PÉTROGRAPHIE DE LA MINÉRALISATION

La minéralisation aurifère est entièrement constituée de veines de quartz-sulfures et de leurs épontes altérées adjacentes. Aucune minéralisation économique n'a été découverte à l'extérieur de la ZDE. Ces veines sont fortement déformées, boudinées et segmentées. Leur morphologie primaire est généralement oblitérée par cette déformation. Néanmoins, par endroits des textures granulaires sont préservées. Le quartz est le principal constituant des veines. Elles renferment aussi de nombreux fragments foliés d'épontes ce qui lui confère un aspect rubané très caractéristique. Cette texture rubanée est également formée par des variations de granulométrie du quartz produites par recristallisation dynamique.

3.2.1. Assemblages sulfurés

Les deux assemblages minéralogiques Alt1 et Alt2 contiennent des sulfures. Ceux-ci se présentent sous trois morphologies différentes: 1- remplissage de petites fractures dans les veines de quartz; 2- matrice de petites zones de brèche à fragments de veine; et 3- disséminations dans les éponges adjacentes aux veines. En général, ceux-ci constituent une grande proportion du minéral (souvent plus de 20% du volume). Parfois, comme c'est le cas dans les zones bréchiques, le minéral est composé de sulfures massifs.

La paragenèse de l'assemblage de sulfures est toutefois uniforme et, malgré leur abondance, leur minéralogie est assez simple. Par ordre décroissant d'abondance relative, les principaux sulfures sont: la pyrrhotite, la chalcopyrite, la pyrite, la sphalérite et l'arsénopyrite. Des oxydes de fer et de titane (magnétite, rutile et ilménite) sont communément associés aux phases sulfurées. Ces oxydes, la magnétite en particulier, montrent des textures de remplacement suggérant qu'ils sont paragénétiquement plus anciens que les phases sulfurées. La magnétite est parfois abondante dans le minéral composé de sulfures massifs.

Les sulfures sont fortement recristallisés, par exemple, les plages de pyrrhotite montrent typiquement des jonctions triples à 120° (figure 14a). Ceux-ci montrent fréquemment des évidences de recristallisation sous contrainte comme en témoigne les macles mécaniques fréquemment observées dans la pyrrhotite (figure 14b) et la chalcopyrite.

La pyrrhotite est de loin le sulfure le plus abondant. Elle forme communément de grandes plages xénomorphiques composées de cristaux polygonaux équigranulaires. Dans les veines et lorsque moins abondante, la pyrrhotite forme avec le quartz une texture assez caractéristique. Elle remplit les interstices ou se moule aux cristaux granoblastiques de quartz formant ainsi une texture en filet. À l'occasion, la pyrrhotite renferme de fines exsolutions

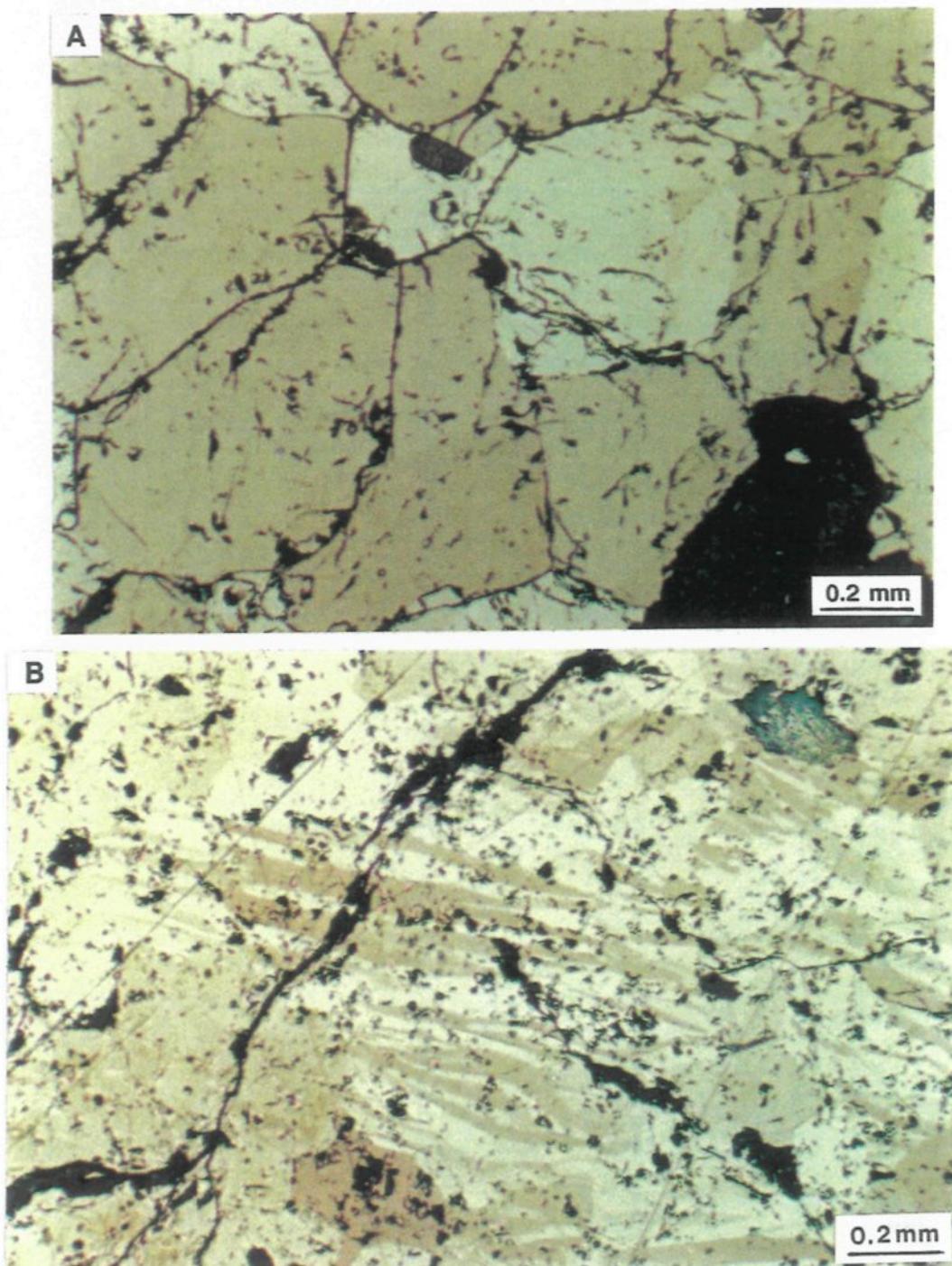


Figure 14. Photomicroographies illustrant la texture de la pyrrhotite (lumière réfléchie et nicols croisés):
a) Plage de pyrrhotite granoblastique montrant des bordures de grains à 120° (échantillon 83-04-282.8b).
b) Pyrrhotite montrant des macles mécaniques (échantillon 82-09-118.9).

lamellaires ou plus rarement xénomorphiques de pentlandite. Le grenat, la biotite et l'actinolite sont fréquemment associés à la pyrrhotite avec laquelle ils forment deux paragenèses distinctes. Nous y reviendrons plus loin.

La pyrite adopte deux habitus différents. Elle forme d'abord (Py1) des plages irrégulières composées de plusieurs cristaux xénomorphes en voie de remplacement (figure 15a). Elle contient généralement de nombreuses fines inclusions de gangue et de pyrrhotite. Elle forme également des porphyroblastes idiomorphiques sans inclusion (Py2) qui parfois remplacent la pyrite Py1 (figure 15b). Outre sa morphologie différente, la pyrite Py1 se distingue de la pyrite Py2 par le fait qu'elle est parfois hautement anisotrope.

Cette pyrite anisotrope se retrouve toujours associée à la pyrite Py1 où elle présente deux morphologies. Ce peut être d'abondantes et très fines inclusions ($<5\mu\text{m}$) formant des nuages irréguliers au cœur des cristaux de pyrite (figure 16a). Ou encore elle forme des cristaux prismatiques plus grossiers qui sont distribués de façon radiale à l'intérieur de certains porphyroblastes de pyrite Py1 (figure 16b).

La chalcopyrite, tout comme la sphalérite d'ailleurs, est presque toujours interstitielle à la pyrrhotite. Ces deux sulfures se moulent alors aux contours des plages polygonales de pyrrhotite. Ils remplissent également des fractures dans le quartz, la pyrrhotite et la pyrite. Enfin, lorsque peu abondante, la chalcopyrite forme aussi de fines inclusions arrondies noyées dans la pyrrhotite et les minéraux de la gangue. Des traces d'autres sulfures de cuivre ont aussi été observées avec la chalcopyrite. Il s'agit notamment de bornite, cubanite et covellite qui forment de très petites plages irrégulières ($<20\mu\text{m}$) localisées le long du contact entre la chalcopyrite et la pyrrhotite, ou encore des franges prismatiques remplaçant la chalcopyrite au contact de la pyrrhotite.

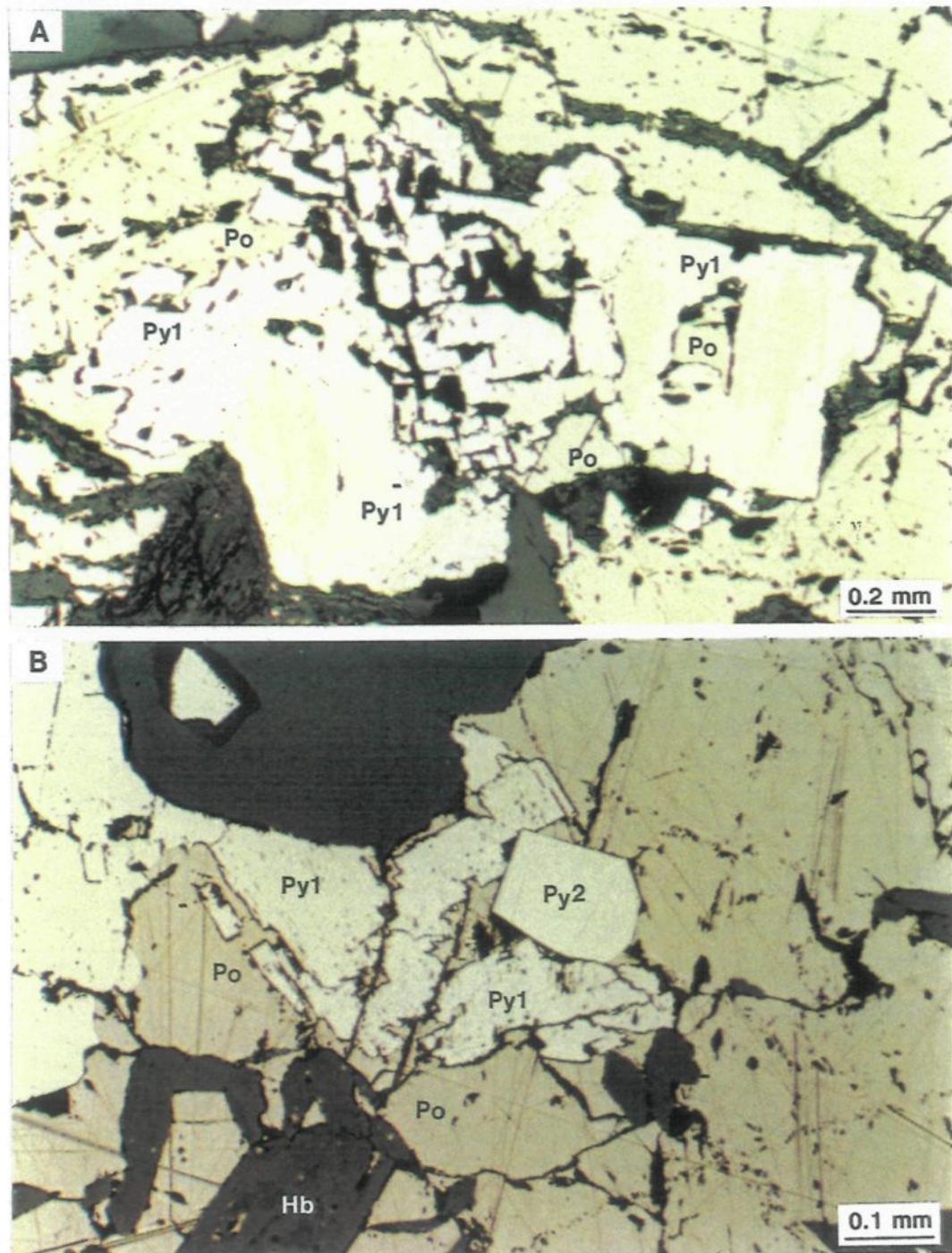


Figure 15. Photomicroographies illustrant la texture de la pyrite (lumière réfléchie et nicol simple):
a) Agrégat polycristallin de pyrite Py1 en voie de remplacement par la pyrrhotite (Po) (échantillon 82-09-116.3).
b) Porphyroblaste idiomorphe de pyrite Py2 remplaçant la pyrite Py1 et la pyrrhotite (Po) (échantillon 82-09-116.3).

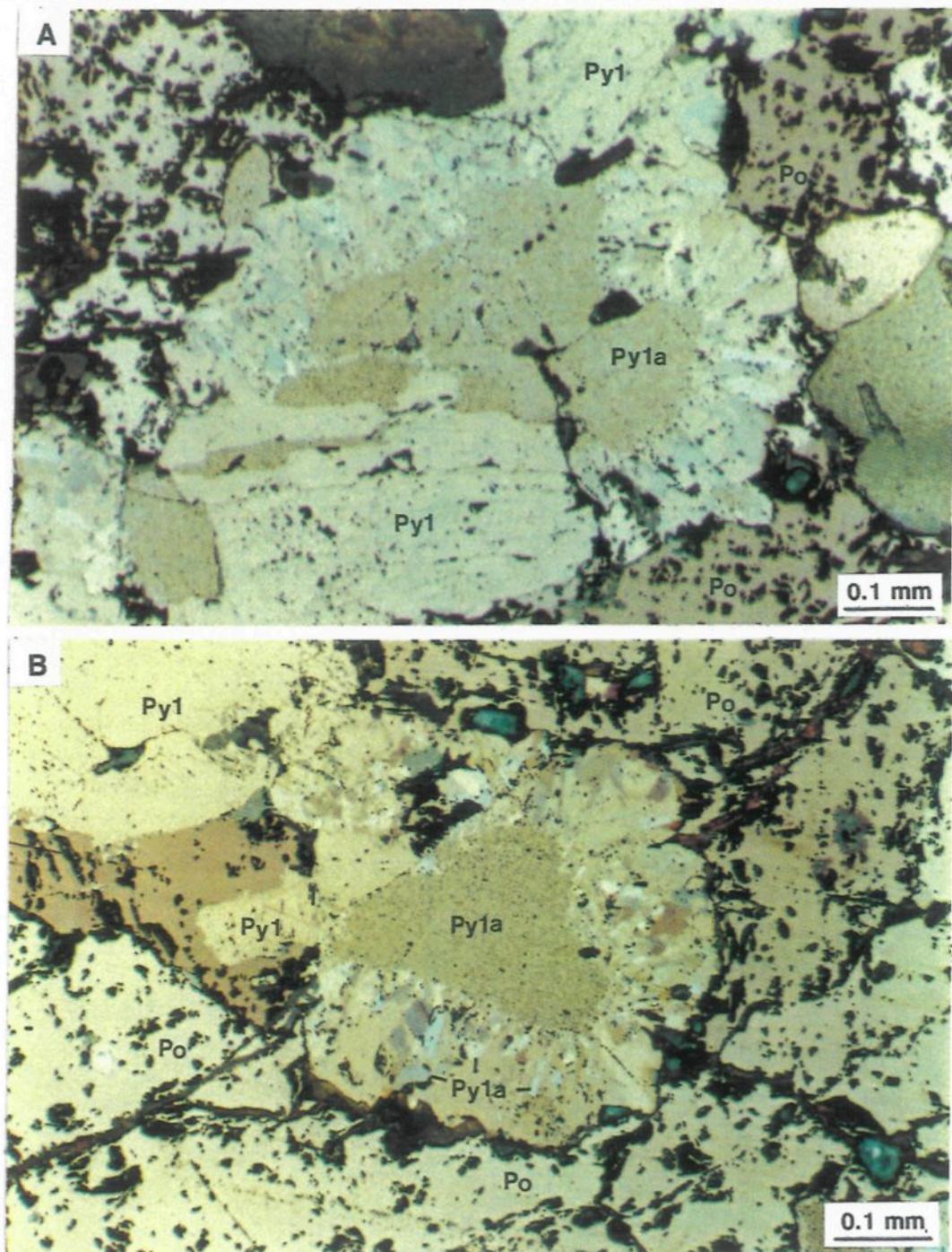


Figure 16. Photomicrographies illustrant la texture de la pyrite (Py1a) à forte anisotropie (lumière réfléchie et nicols croisés):

a) (échantillon 82-09-116.3) et b) (échantillon 82-06-039.8). Nuage composé de très fins ($<5\mu\text{m}$) cristaux xénomorphes de pyrite Py1a au cœur d'un cristal de pyrite Py1. Des cristaux prismatiques idiomorphes de pyrite Py1a sont aussi distribués de façon radiale autour du nuage dans la pyrite Py1.

La sphalérite est généralement peu abondante et occupe les mêmes habitus que la chalcopyrite. Dans certains cas elle remplit des franges de pression autour de certains porphyroblastes de grenat (figure 17).

L'arsénopyrite est accessoire. Malgré que certaines parties du gisement possèdent des teneurs parfois élevées en arsenic, les lames minces étudiées n'en renferment que quelques grains. Ce sont toujours de petits cristaux automorphes isolés dans le quartz ou baignant dans les grandes plages de pyrrhotite.

3.2.2. Pétrographie de l'or

Dans le gisement de la rivière Eastmain, l'or est généralement libre et adopte deux formes principales. Il est soit grossier, souvent visible, ou encore il est microscopique. L'or visible est fréquent mais presque toujours observé dans les parties des veines qui renferment peu de sulfures. L'or remplit alors des fractures tardives recoupant le quartz ainsi que les veinules de sulfures.

Parmi les lames minces polies disponibles, nous avons observé environ 150 grains d'or dans 17 lames différentes dont une renferme de l'or grossier visible (cf. Annexe 1). Parmi ceux-ci, nous avons déterminé la finesse de 19 grains d'or (tableau 2). Le contenu en argent des grains d'or varie de 6 à 55.5%. Plus de la moitié des grains analysés sont constitués d'électrum (>20% poids de Ag). Il ne semble pas y avoir de relation entre la finesse de l'or et son habitus ou son association avec les tellurures.

L'or grossier remplit généralement des fractures dans le quartz ou plus rarement dans les fragments d'épontes altérées. Dans ces cas, l'or est intimement associé à des tellurures de bismuth (tellurobismuthite) et d'argent (hessite) (figure 18). L'or microscopique

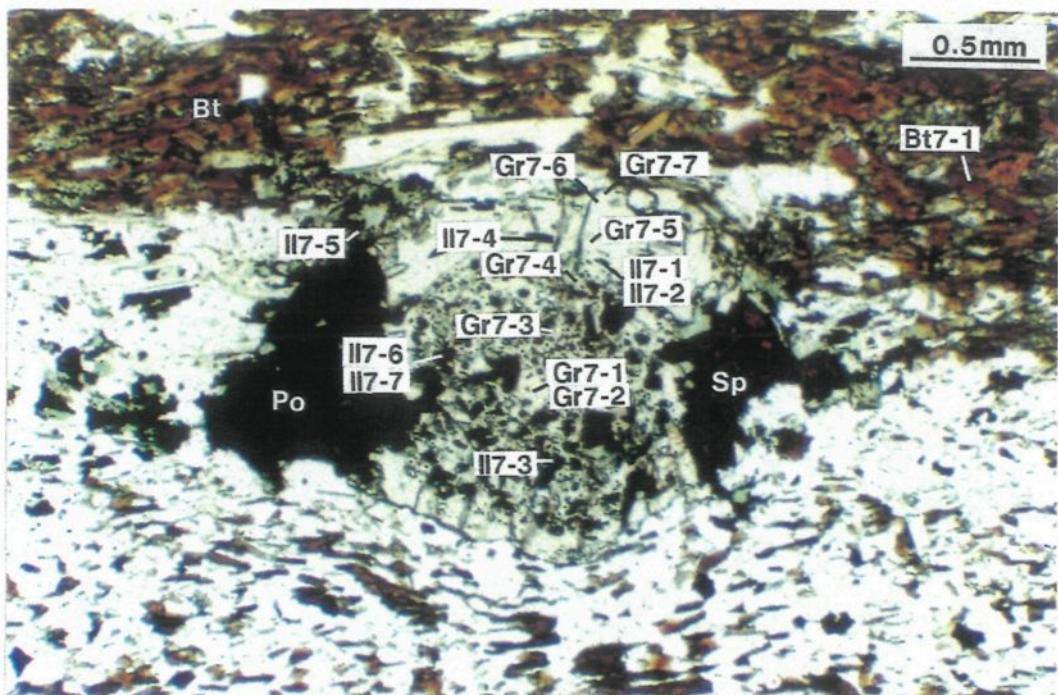


Figure 17. Photomicrographie illustrant un porphyroblaste de grenat présentant des franges de pression remplies par de la sphalérite et de la pyrrhotite (lumière transmise et nicol simple). Po = pyrrhotite, Sp = sphalérite, Il = ilménite, Bt = biotite. Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique (échantillon 84-27-211.4).

TABLEAU 2. Finesse* (ratio Au/Ag) de quelques grains d'or du gisement de la rivière Eastmain

Numéro d'échantillon	Paragenèse de l'or	Ø moyen (μ m)	Au %poids	Ag %poids
82-04-105.8	dans quartz et pyrrhotite	80	93.6	6.4
	fracture dans quartz	20	82.8	17.2
82-06-039.2	dans quartz	5	83	17
	dans quartz	15	76	24
	dans quartz	5	74	26
83-04-283.8	fracture dans pyrite	10	66.3	33.7
	inclusion dans pyrite	10	54.5	55.5
84-11-246.7	accollé à actinolite	30	90	10
	accollé à actinolite	5	90	10
84-31-316.6	fracture de Cpy et actinolite	20	70	30
	inclusion dans pyrrhotite	20	77	23
	fracture dans actinolite	15	70	30
86-18-121.6	dans quartz	10	76.3	24.7
	dans quartz	10	84.8	15.2
	dans quartz	10	87.2	12.8
	dans quartz	10	79.7	20.3
	dans quartz	10	81.1	18.9
87-09-091.9	fracture dans pyrrhotite	10	54	46
EA-08	dans quartz + tellurures	75	87	13

* Détermination semi-quantitative par spectrométrie en énergie dispersive sur le microscope électronique à balayage du Centre de Recherche Minérales du MER.

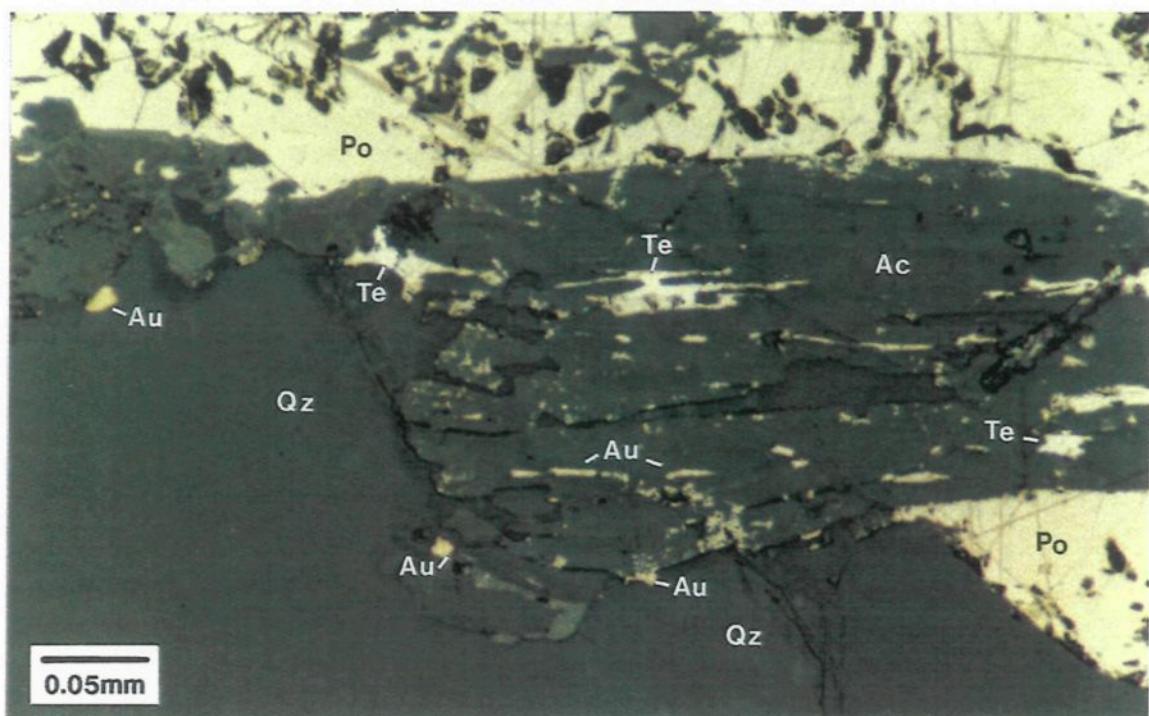


Figure 18. Photomicrographie illustrant la relation entre l'or (Au) et les tellurures d'argent et de bismuth (Te). L'or et les tellurures sont localisés le long des plans de clivage de l'actinolite (Ac) dans une veinule de pyrrhotite (Po) qui recoupe une veine de quartz de la zone, ou encore l'or rempli des fractures dans le quartz.
(lumière réfléchie et nicol simple) (échantillon EA-8).

forme de petites plages (généralement $< 50\mu\text{m}$) isolées dans le quartz, l'actinolite et les sulfures. Lorsqu'il est associé aux silicates (quartz et actinolite), l'or remplit de petites fractures ou encore il se moule aux bordures des cristaux. Dans les sulfures, l'or forme des inclusions globuleuses ($\leq 20\mu\text{m}$) principalement dans la pyrite mais également dans la pyrrhotite ou la chalcopyrite. Fréquemment, l'or accompagne la chalcopyrite et/ou la pyrrhotite en remplissage de petites fractures entre les porphyroblastes de pyrite Py2.

3.3. PÉTROGRAPHIE DE L'ALTÉRATION

3.3.1. Introduction

Les lithologies situées à l'intérieur de la ZDE sont affectées à divers degrés par un métasomatisme qui est associé à la venue de la minéralisation aurifère. Nous avons décrit, au chapitre deux, la présence de deux assemblages d'altération différents (tableau 1). Un assemblage caractérisé par l'association grenat-biotite et un assemblage composé d'actinolite-épidote-chlorite qui détruit et remplace l'assemblage grenat-biotite.

Il est important de rappeler que les veines et leurs enveloppes d'altération ont été déformées après leur mise en place, de sorte que les profils d'altération intacts et complets ne sont pas préservés. L'étude pétrographique des altérations a donc surtout été basée sur l'examen des échantillons des veines de quartz (cf. annexe 1).

3.3.2. L'assemblage grenat-biotite

Les minéraux qui composent la paragenèse de cet assemblage sont, communément, partiellement altérés ou ne forment plus que des porphyroblastes ou porphyroclastes isolés et associés aux sulfures dans les veines de quartz aurifères. L'identité de cette paragenèse a donc été reconstruite à partir de l'observation d'un grand nombre de lames minces. Elle est

principalement caractérisée par la coexistence de la biotite, du grenat et de la hornblende verte. Un plagioclase (An44) est parfois associé à cette paragenèse. Dans deux sondages de la zone B (82-09 et 87-09; cf. figure 3 et annexe 1) cet assemblage se retrouve également dans les lithologies altérées en bordure de la veine de quartz minéralisée. Dans ces cas, le protolith de l'assemblage d'altération peut être estimé. Dans les autres sondages, le grenat et la biotite font partie de l'assemblage minéralisé, il n'est donc pas possible d'estimer leur origine parce que la paragenèse est incomplète et que le grenat et/ou la biotite montrent des signes évidents de remplacement (figure 13b).

Le grenat forme aussi une association étroite avec les sulfures. Dans un échantillon de la zone B (82-09-116.7b) le grenat, la biotite et les sulfures remplissent des fractures recouvrant le quartz de la veine (figure 12a). Ces porphyroblastes de grenat renferment de nombreuses inclusions de rutile et d'ilménite (cf. Annexe 3). Dans ce même sondage un échantillon de métavolcanite mafique altérée, localisé à quelques mètres dans l'épingle supérieure de la veine minéralisée (82-09-114.6) renferme des porphyroblastes de grenat, de hornblende verte et de biotite dont les textures suggèrent une croissance durant la déformation (figure 11). Dans cet échantillon les porphyroblastes de grenat sont partiellement remplacés par des xénoblastes de plagioclase (figure 19).

Dans certains échantillons minéralisés des veines de la zone B nous avons observé du clinopyroxène (dans quatre sondages: 82-13, 82-14, 84-09 et 85-06). Celui-ci se présente sous deux habitus différents. Le plus souvent il forme de rares et petits xénoblastes à l'intérieur des sulfures de la minéralisation. Ils sont alors invariablement fortement altérés en actinolite, epidote et chlorite (figure 20a). Dans le sondage 85-06 le clinopyroxène forme également de très gros porphyroblastes centimétriques fracturés. Ces fractures sont remplies de sulfures, d'actinolite, de carbonate et de microcline (figure 20b).

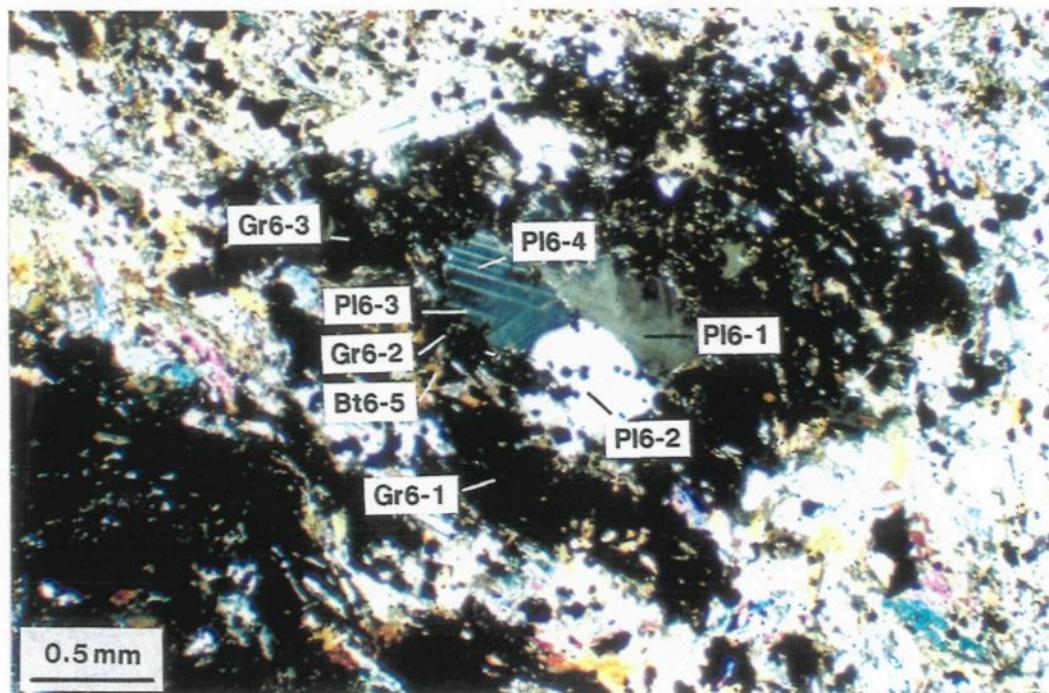


Figure 19. Photomicrographie montrant un xénoblaste polycristallin de plagioclase remplacant partiellement le cœur d'un porphyroblaste de grenat (lumière transmise et nicols croisés) Gr = grenat, PI = plagioclase, Bt = biotite. Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique (échantillon 82-09-114.6).

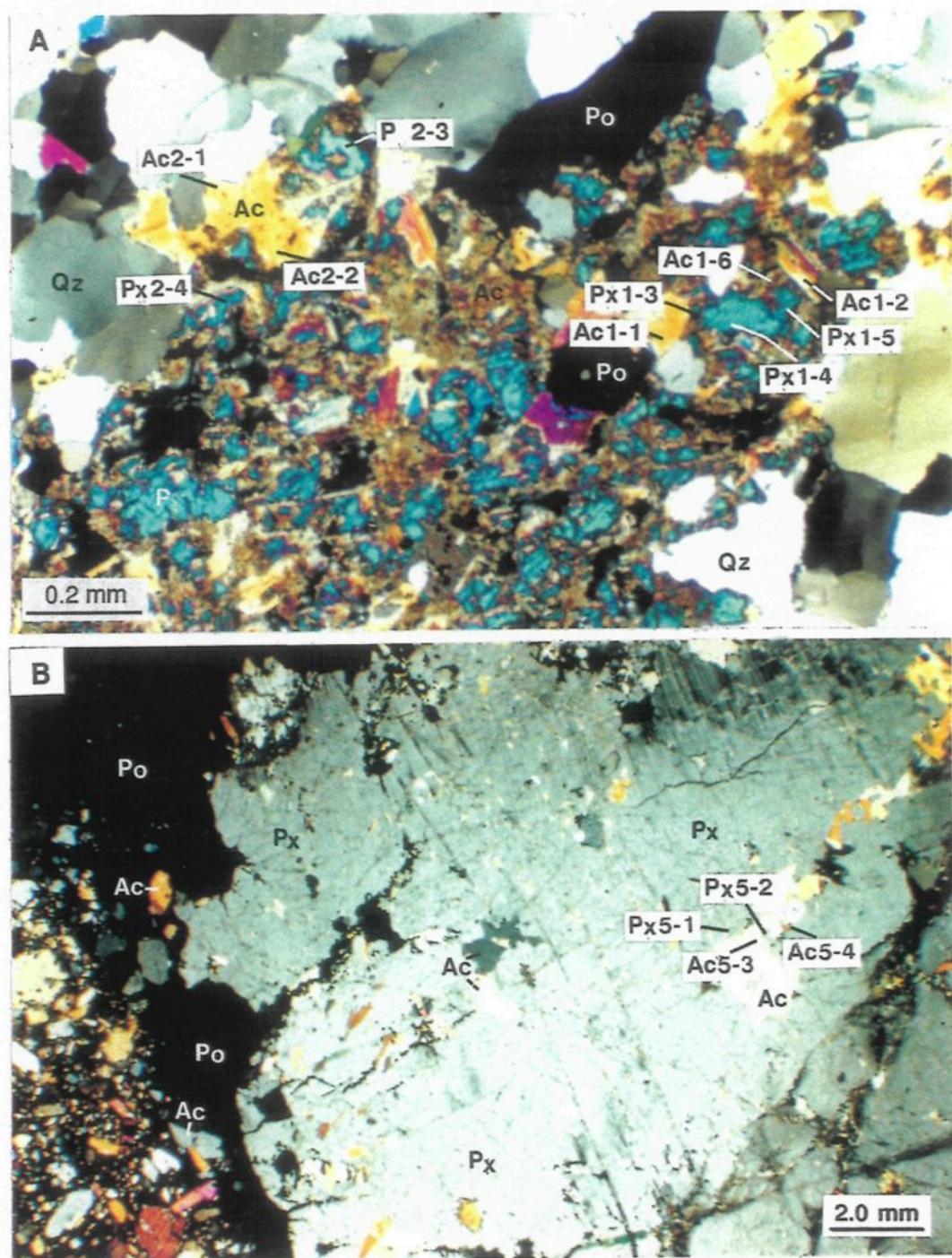


Figure 20. Photomicroographies illustrant la texture du clinopyroxène (lumière transmise et nicols croisés) (Px = clinopyroxène, Ac = actinolite, Qz = quartz, Po = pyrrhotite). Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique:

- Petit xénoblaste associé aux sulfures dans la veine de quartz et fortement altéré en actinolite (échantillon 84-09-237.2).
- Très gros porphyroblaste fracturé. Les fractures sont remplies d'actinolite et de pyrrhotite (échantillon 85-06-488.3).

3.3.3. L'assemblage actinolite-épidote

L'actinolite est la phase minérale qui caractérise le mieux cet assemblage d'altération. On en retrouve très fréquemment, en étroite association avec les sulfures, dans les roches cisaillées à l'intérieur et en bordure des veines de quartz-sulfures. Typiquement, l'actinolite est idiomorphe et montre une texture d'exsolution très caractéristique (figure 21b). L'épidote, la chlorite, le carbonate et la muscovite sont les autres phases minérales couramment associées à l'actinolite.

Dans toutes les lames minces observées il est rare que les deux assemblages d'altération coexistent. Dans ces quelques cas (cf. annexe 1: 82-12-611.0, 82-08-091.3, 85-06-488.6, 85-05-324.0 et 84-09-237.2) les minéraux indicateurs de l'assemblage grenat-biotite (grenat, clinopyroxène, hornblende verte, biotite) sont clairement remplacés par l'actinolite, la chlorite, l'épidote et le microcline (figure 12a, 20b, et 21b), ou encore l'actinolite, le quartz et les sulfures remplissent des veinules qui recoupent l'assemblage grenat-biotite (figure 22). C'est avec ces évidences que nous avons pu déterminer la chronologie relative entre les deux assemblages d'altération.

3.3.4. Distribution des assemblages d'altération

La figure 23a montre la distribution du grenat, du clinopyroxène et de l'actinolite à l'intérieur des zones minéralisées provenant des sondages échantillonnés. Cette figure permet deux observations. Le grenat et le clinopyroxène ne sont pas présents dans les veines minéralisées de la zone A alors que la distribution de l'actinolite est bien plus large. L'actinolite se retrouve même dans les veines de la zone B, avec le grenat et/ou le clinopyroxène. Les données de lames minces étant limitées à quelques sondages seulement, l'absence de grenat et de clinopyroxène dans la zone A peut n'être qu'apparente.

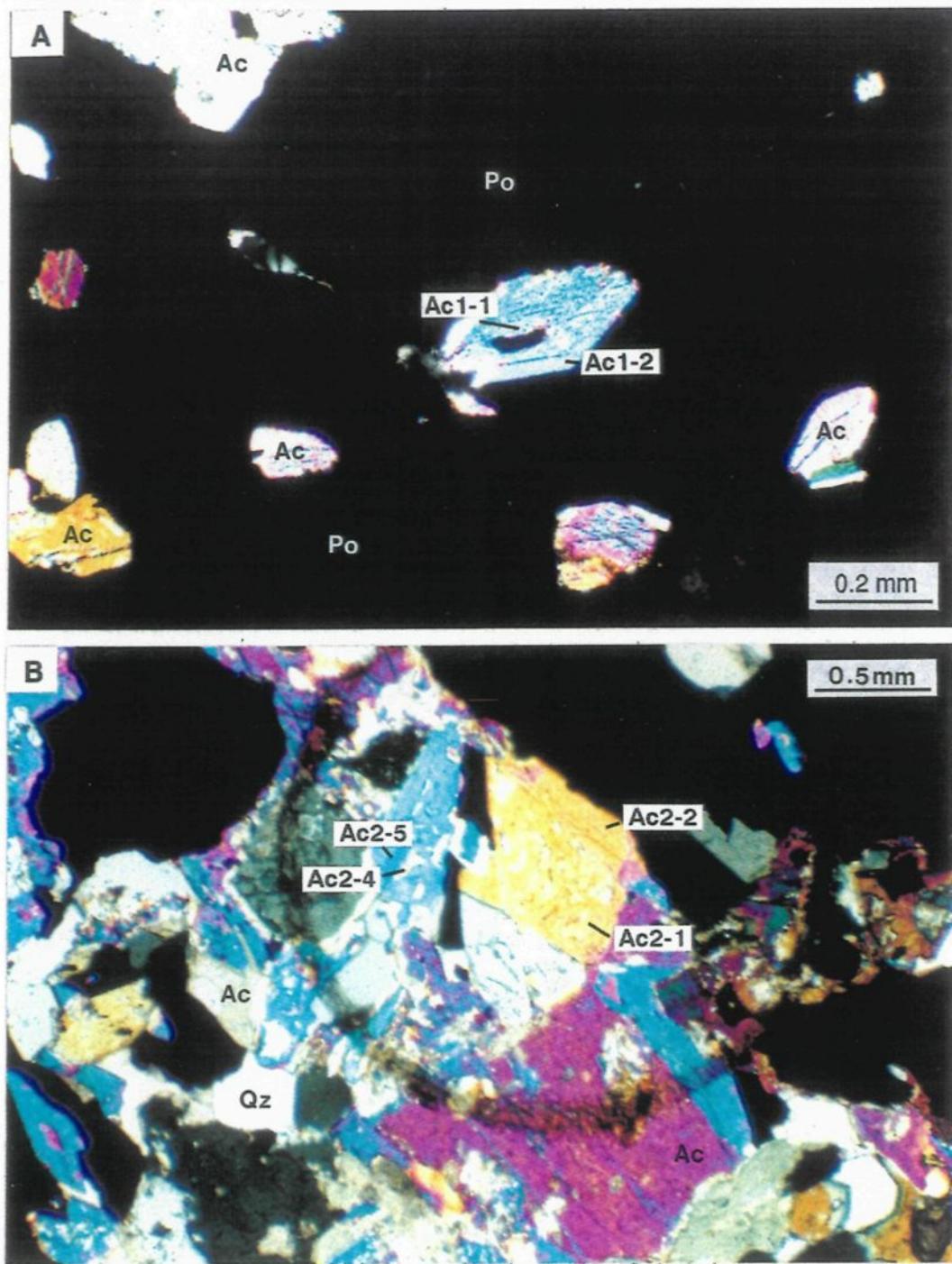


Figure 21. Photomicrographies illustrant la texture de l'actinolite (lumière transmise et nicols croisés) (Ac = actinolite, Po = pyrrhotite, Qz = quartz). Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique:

- a) Idioblastes d'actinolite baignant dans la pyrrhotite (échantillon 85-06-488.3).
- b) Agrégat d'actinolite idioblastique présentant la texture d'exsolution caractéristique (échantillon 82-02-256.0).

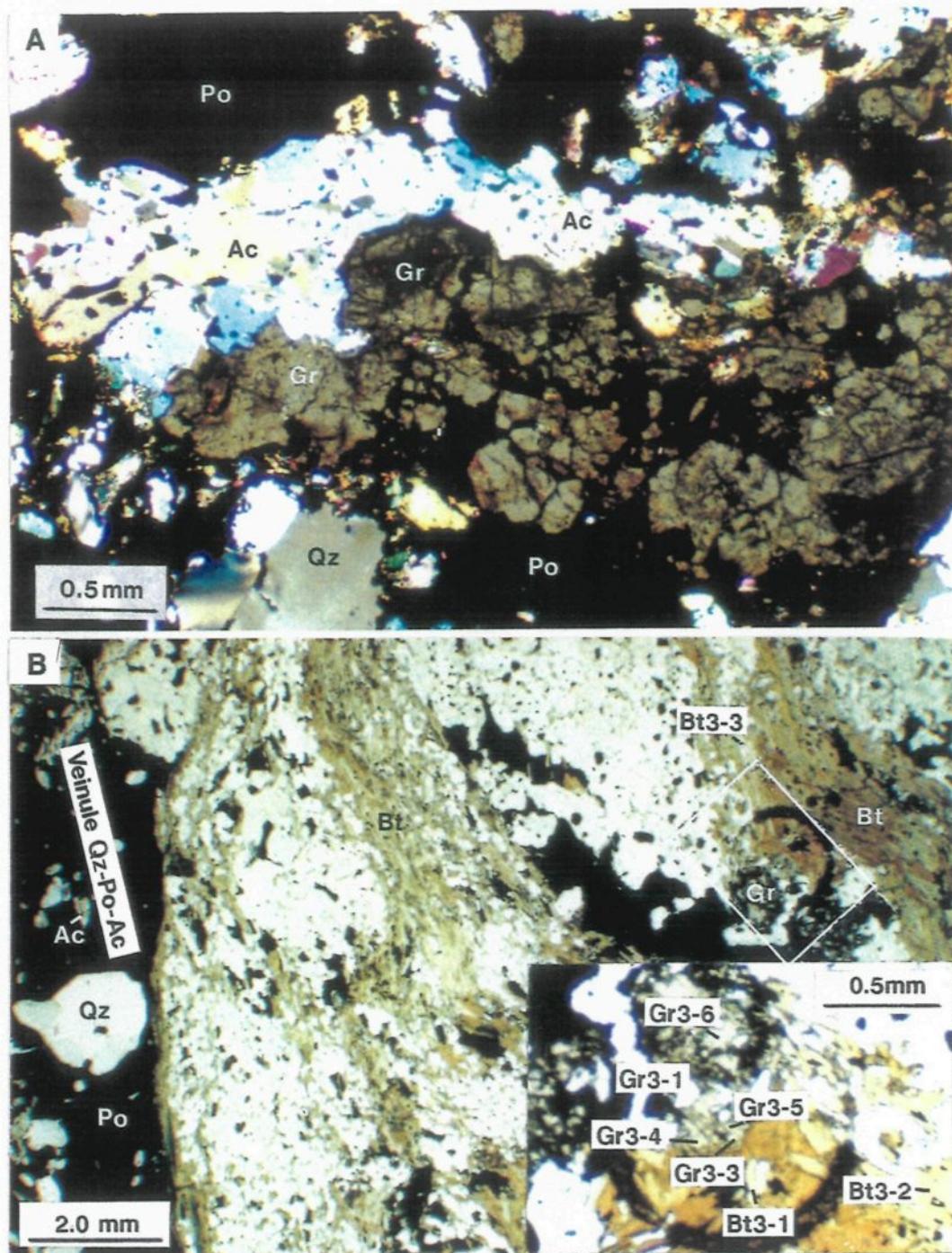


Figure 22. Photomicroographies illustrant la relation chronologique relative entre l'assemblage Actinolite-Épidote et l'assemblage Grenat-Biotite (lumière transmise et nicols croisés) (Po = pyrrhotite, Ac = actinolite, Gr = grenat, Qz = quartz, Bt = biotite).

a) Agrégat de cristaux d'actinolite remplaçant le grenat dans un échantillon minéralisé riche en sulfures (échantillon 82-12-186.2).

b) Veinule de quartz-actinolite-pyrrhotite recoupant une métafelsite caractérisée par l'assemblage grenat-biotite. Les numéros indiquent les points d'analyse à la microsonde électronique (échantillon 85-03-324.0).

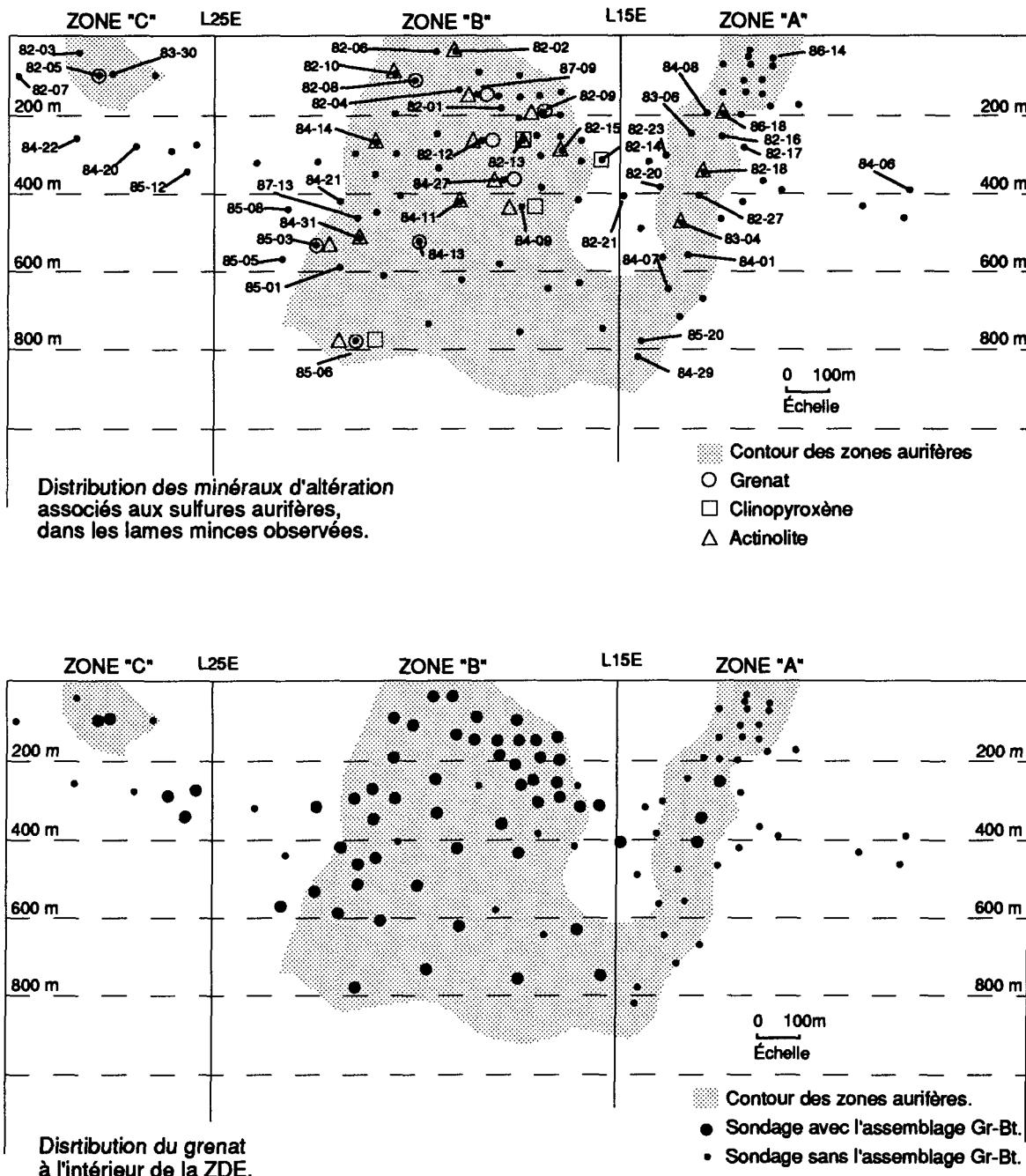


Figure 23. Sections longitudinales du gisement de la rivière Eastmain illustrant:

- La distribution du grenat, du clinopyroxène et de l'actinolite dans les lames minces des sondages échantillonnés.
- La distribution du grenat à l'intérieur de la ZDE.

Les porphyroblastes de grenat sont facilement visibles sur l'échantillon méga scopique et furent systématiquement identifiés lors de la description des carottes de sondage. Nous avons donc compilé les occurrences du grenat à l'intérieur de la ZDE à partir de l'information publique des journaux de sondages (figure 23b). Cette compilation accroît les informations obtenues des lames minces et supporte très bien l'hypothèse que l'assemblage grenat-biotite est surtout présent au sud de la zone A, principalement dans la zone B.

Les relations de recouplement entre les deux assemblages d'altération ainsi que le degré de remplacement des minéraux de l'assemblage grenat-biotite indiquent que cet assemblage est paragénétiquement antérieur à l'assemblage actinolite-épidote-chlorite (figures 22a et b).

3.3.5. Composition des principales phases minérales

La composition chimique des principales phases minérales constituant ces deux assemblages d'altération a été déterminée à la microsonde électronique. Les données brutes ainsi que les procédures analytiques figurent à l'Annexe 3. Nous avons concentré nos efforts sur les minéraux de l'assemblage prograde, soit le grenat, la hornblende verte, la biotite, le clinopyroxène, le plagioclase, le rutile et l'ilménite. Pour l'assemblage rétrograde, nous n'avons analysé que l'actinolite ainsi que quelques carbonates.

3.3.5.1. Grenat

La composition chimique de 26 porphyroblastes de grenat provenant de 7 échantillons a été déterminée. Les grains analysés représentent un échantillonnage représentatif de tous les habitus du grenat. Pour les plus gros porphyroblastes nous avons fait

une traverse de plusieurs analyses afin de vérifier les variations internes. Pour les plus petits, nous avons analysé un point près de la bordure et un autre situé près du coeur. Chaque type de porphyroblaste a été analysé: des grenats xénoblastiques très déformés; d'autres à bordure idiomorphe et renfermant des traînées d'inclusions hélycítiques et des grenats montrant des signes évidents de résorption. Des 7 échantillons choisis, trois proviennent des éponges altérées. Les quatre autres proviennent de veines de quartz-sulfures minéralisées.

Tous les grenats analysés appartiennent à la série almandin-spessartite (figure 24). Leur contenu en calcium et magnésium est généralement faible. Cependant, certains porphyroblastes montrent jusqu'à 23 et 16% de la molécule grossulaire et pyrope respectivement. Le contenu en manganèse est assez variable d'un échantillon à l'autre ($0,14 \leq X_{Mn} \leq 0,46$). Cette variation assez importante du contenu en manganèse est erratique et ne semble pas liée à la morphologie des grains, ni à la paragenèse associée au grenat. Par exemple, certains grenats xénoblastiques très déformés sont riches en spessartite (cf. 87-09-089.2, $X_{Mn} \approx 0,45$) alors que d'autres en sont relativement plus pauvres (cf. 87-09-094.3, $X_{Mn} \approx 0,30$). Parallèlement, la fraction spessartite des porphyroblastes à bordures idiomorphes est tout aussi variable. La variation importante du contenu en manganèse des grenats est directement fonction du contenu en MnO des échantillons (cf. annexe 2). Les échantillons riches en MnO sont riches en grenat, lesquels sont riches en spessartite.

Les plus gros porphyroblastes de grenat ne sont pas zonés (figure 25). Les profils sont relativement plats, ne montrant qu'une très faible variation de composition près de la bordure. Dans certains grenats toutefois (eg. 87-09-094.3 #8; figure 25), la bordure est nettement plus riche en Ca que le coeur. Cet enrichissement en Ca, près de la bordure, peut résulter de deux processus différents: une augmentation de la pression durant la croissance du grenat ou encore un rajustement par diffusion lors du rétromorphisme.

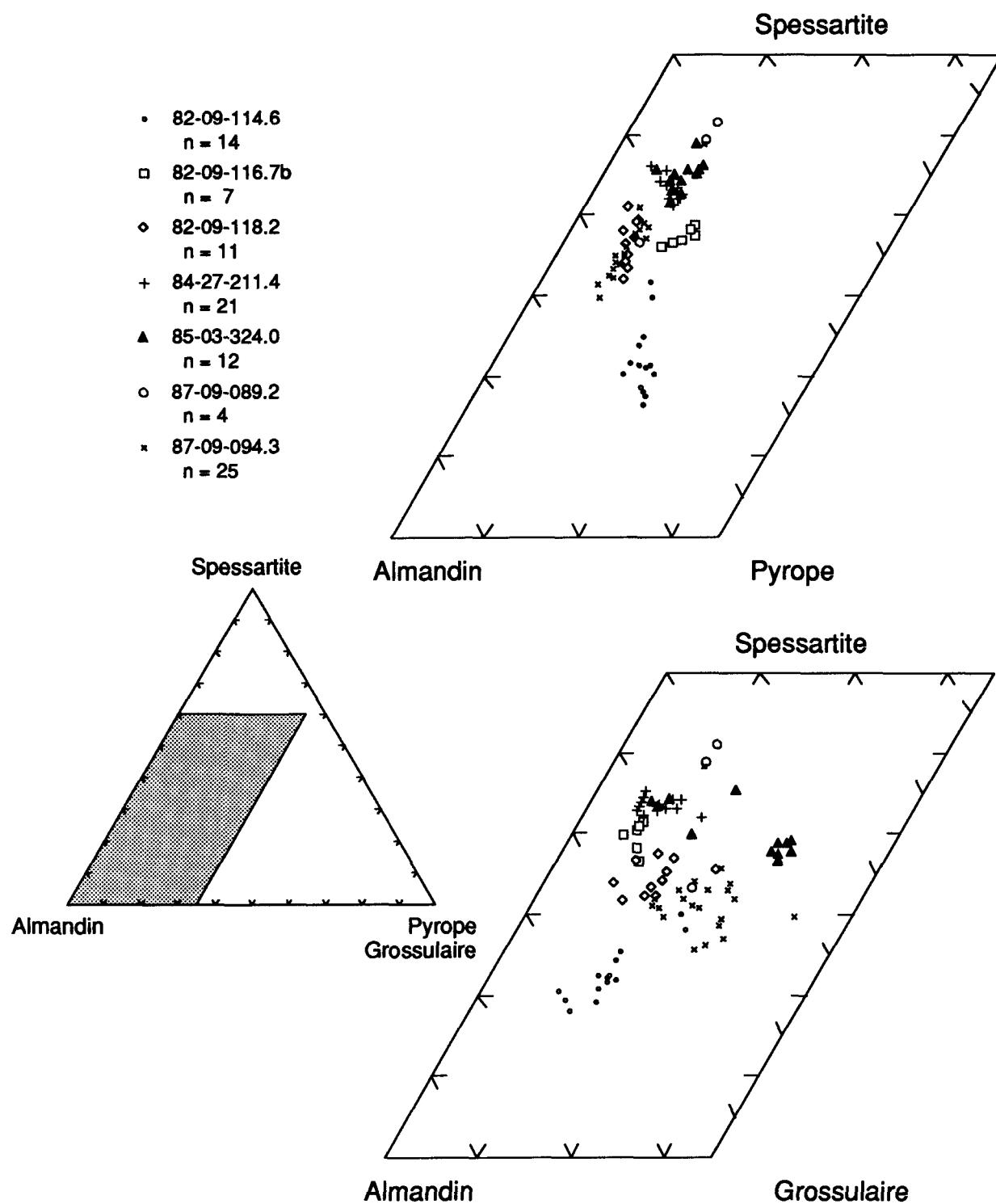


Figure 24. Champs de composition (proportion moléculaire) des porphyroblastes de grenat (assemblage grenat-biotite), gisement de la rivière Eastmain, Ungava, Québec.

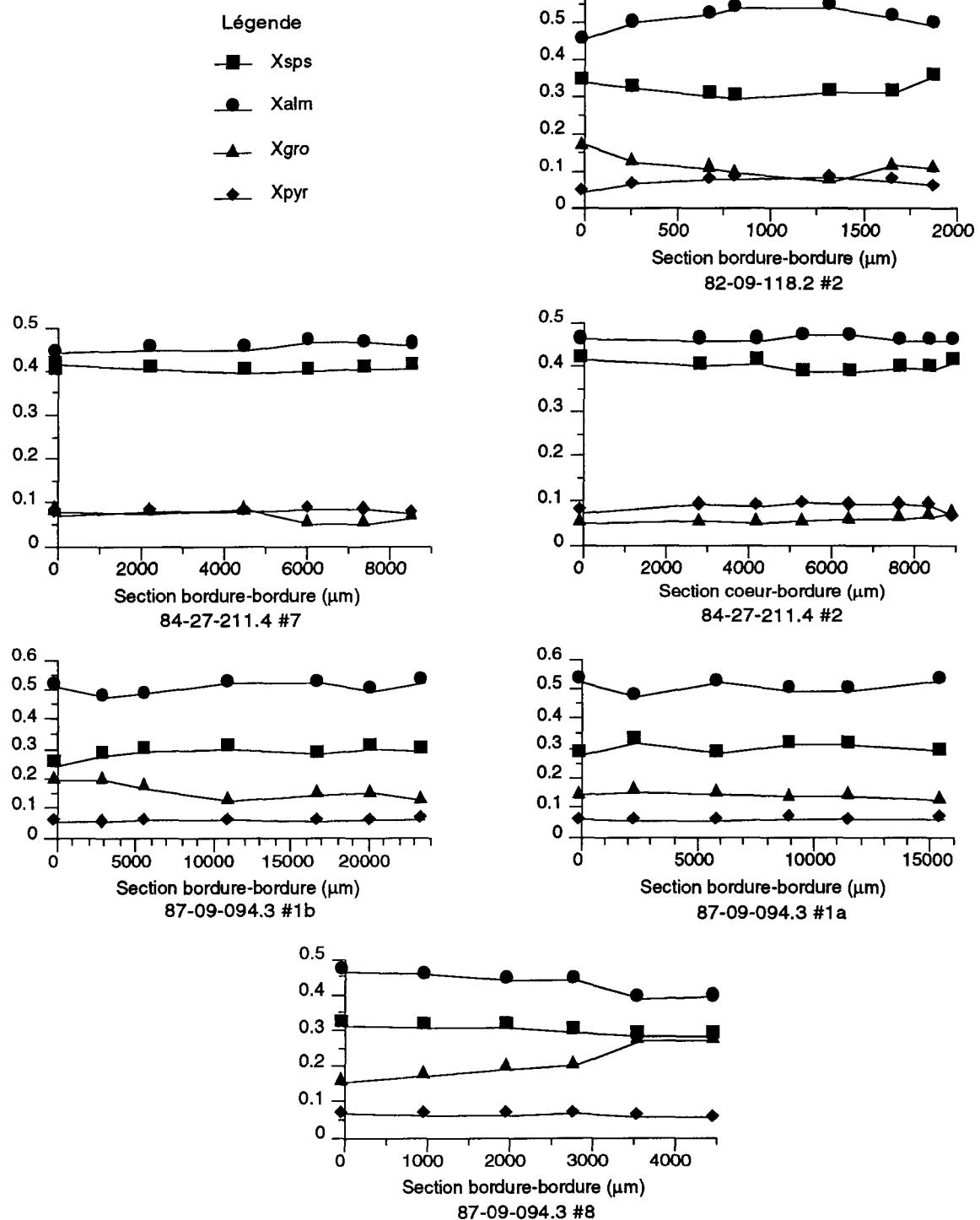


Figure 25. Profils de variation de composition chimique de quelques porphyroblastes de grenat (assemblage grenat-biotite) du gisement de la rivière Eastmain, Ungava Québec.

3.3.5.2. Biotite

Nous avons analysé la composition chimique de 59 biotites sur les mêmes échantillons qui renferment du grenat. Parmi celles-ci se retrouvent des cristaux en contact avec le grenat, d'autres isolés dans la matrice et enfin 5 analyses d'un porphyroblaste syncinématique. De plus, 9 autres biotites dans un échantillon de métapyroxénite (82-24-081.1) ont été analysées.

Les biotites du gisement de la rivière Easmain sont relativement riches en manganèse ($\text{MnO} \geq 0,50\%$ poids) comparativement aux biotites métamorphiques communes (généralement $\text{MnO} < 0,12\%$ poids). Comme pour le grenat, le contenu en manganèse de la biotite est fonction du contenu en MnO de la roche entière.

Les biotites des échantillons renfermant du grenat sont relativement ferrifères ($\text{Mg/Fe} < 1$) et se répartissent en deux groupes distincts (figure 26a). Un groupe de biotites avec un rapport $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \approx 0,5$ et un second groupe dont le rapport $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ est inférieur à 0,4. Les biotites les plus ferrifères ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) < 0,4$) se retrouvent dans des échantillons très riches en sulfures de fer (>40% volume de pyrrhotite + pyrite), alors que les biotites dont le rapport $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \approx 0,5$ se retrouvent dans des échantillons nettement plus pauvres en sulfures de fer. Le contenu en manganèse des biotites montre également la même relation, quoique moins nette. Les biotites riches en manganèse se retrouvent dans les échantillons riches en sulfures (figure 26b). Cette relation n'est toutefois pas valable pour l'échantillon 85-03-324.0 où les biotites sont plus magnésiennes malgré un contenu en sulfures de fer très important (40% volume). Dans cet échantillon, les biotites sont associées à une veine de quartz-sulfures-actinolite (assemblage rétrograde) et renferment moins d'aluminium octaédrique que celles associées au grenat (assemblage prograde). Il ne semble

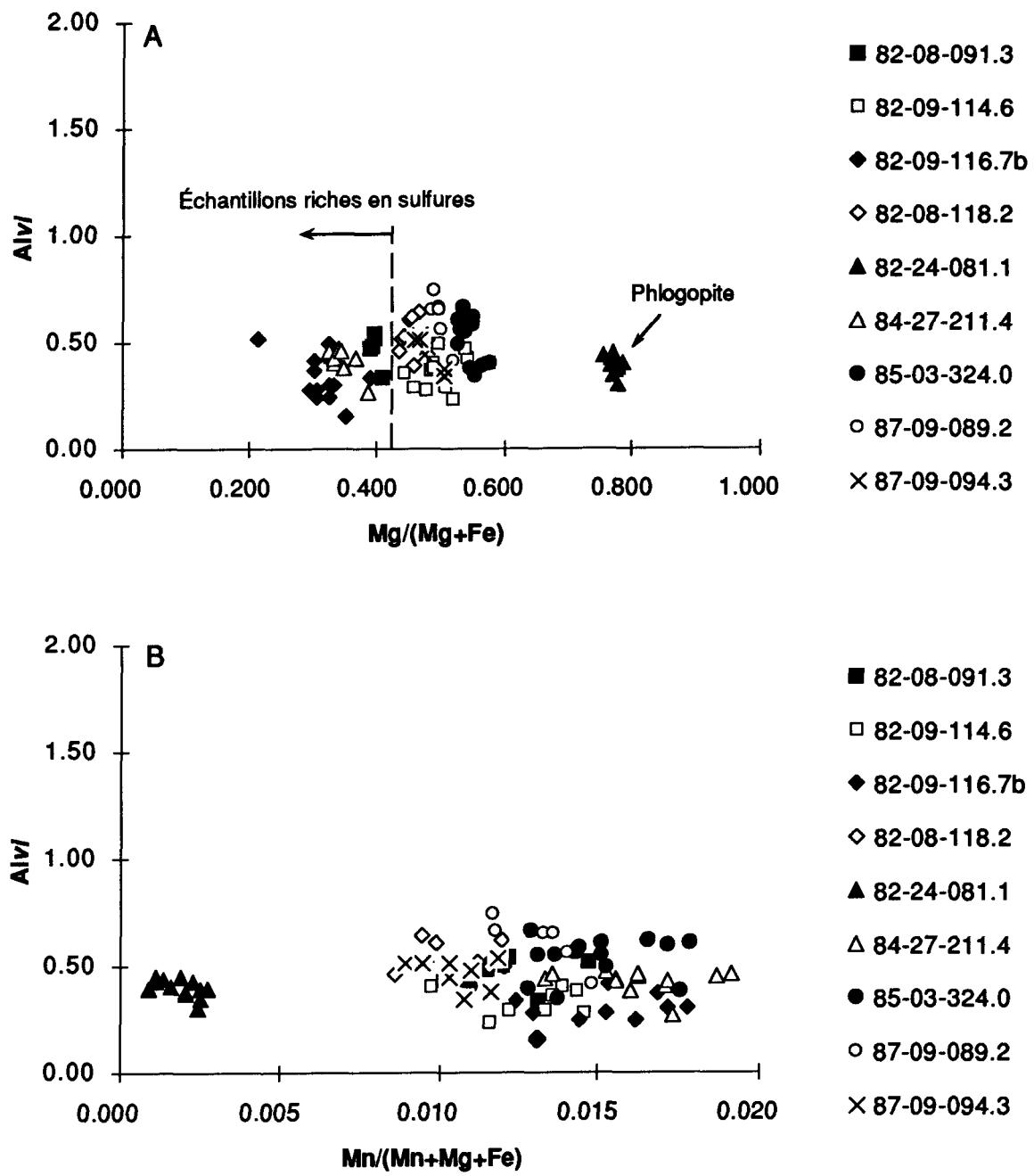


Figure 26. Champ de composition des biotites coexistant avec le grenat (assemblage grenat-biotite) du gisement de la rivière Eastmain.
 A. Al/V vs. Mg/(Mg+Fe), B. Al/V vs. Mn/(Mn+Mg+Fe)

pas y avoir de relation entre le contenu en Fe^{+2} des biotites et la composition des grenats coexistants.

Il ne semble pas non plus exister de relation distincte entre le contenu en fer des biotites et la teneur en $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ de l'échantillon (par exemple les échantillons 87-09-089.2 et 87-09-094.3 renferment respectivement 3,97 et 16,70% de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ (annexe 2) mais leurs biotites ont sensiblement la même composition).

Les biotites de l'échantillon 82-24-081.1 ont un rapport Mg/Fe supérieur à 2,0 ce sont donc des phlogopites (Deer *et al.*, 1966). Leur rapport Mg/Fe élevé n'est pas surprenant compte tenu qu'il s'agit d'un échantillon de métapyroxénite dont la teneur en MgO est supérieur à 18%. À noter que leur contenu en manganèse est nettement plus faible que les autres biotites ($\text{MnO} < 0,10\%$ poids).

Dans l'échantillon 87-09-094.3, la biotite forme aussi des porphyroblastes syncinématiques. Leur composition n'est pas différente de la biotite plus finement grenue et disséminée dans la matrice de l'échantillon.

3.3.5.3. Amphibole

Toutes les amphiboles observées au microscope sont des amphiboles monocliniques calciques de la série hornblende-actinolite, ce que confirment les données chimiques obtenues de 34 amphiboles analysées sur 8 échantillons lesquelles renferment entre 10 et 13% de CaO . Ces amphiboles sont riches en MnO ($\text{MnO} \geq 0,30\%$ poids) comparativement aux amphiboles métamorphiques normales qui renferment rarement plus que 0,30% poids MnO (Deer *et al.*, 1966). Elles sont également pauvres en titane ($\text{TiO}_2 \leq 0,40\%$ poids) et leur contenu en chlore et fluor se situe près de la limite de détection.

Les amphiboles incolores caractéristiques de l'assemblage actinolite-épidote ont toutes sensiblement la même composition chimique (figure 27). Ce sont des actinolites. Il est intéressant de constater l'uniformité de leur composition, malgré leurs habitus différents. L'amphibole incolore qui remplace le clinopyroxène possède la même composition que les autres actinolites intimement associées à la minéralisation (cf 85-06-488.3). L'amphibole dans la métapyroxénite (82-24-081.1) se distingue toutefois des actinolites par son contenu en Mg légèrement supérieur ($Mg/(Mg+Fe) \approx 0,84$). Par conséquent il s'agit donc de trémolite (Deer *et al.*, 1966).

Nous avons tenté de déterminer la composition de la phase qui est souvent en intercroissance intime avec l'actinolite (figure 21a). Il s'agit la plupart du temps de silice. Il est probable que les analyses d'actinolite de l'annexe 3 qui montrent des concentrations trop élevées en SiO_2 aient été contaminées par ces intercroissances de quartz. Comme celles-ci sont très petites, il est possible que le faisceau d'électron ait activé une partie de l'intercroissance de silice entraînant du même coup une erreur dans la détermination du SiO_2 de l'actinolite.

Nous n'avons analysé qu'un échantillon renfermant de la hornblende verte (87-09-094.3). Dans cet échantillon, la hornblende verte est soit porphyroblastique ou encore elle est finement grenue et disséminée dans la matrice de la roche. Nous avons analysé trois porphyroblastes et deux cristaux dans la matrice, un en contact avec un porphyroblaste de grenat et un second isolé dans la matrice. Ces amphiboles sont nettement plus riches en aluminium, potassium et sodium que les actinolites incolores. Les porphyroblastes de hornblende verte sont également plus riches en Al et en Fe que les cristaux dans la matrice. En ce sens l'amphibole porphyroblastique a une composition intermédiaire entre la ferro-hornblende et la ferrotschermakite (figure 27). La hornblende dans la matrice est plus

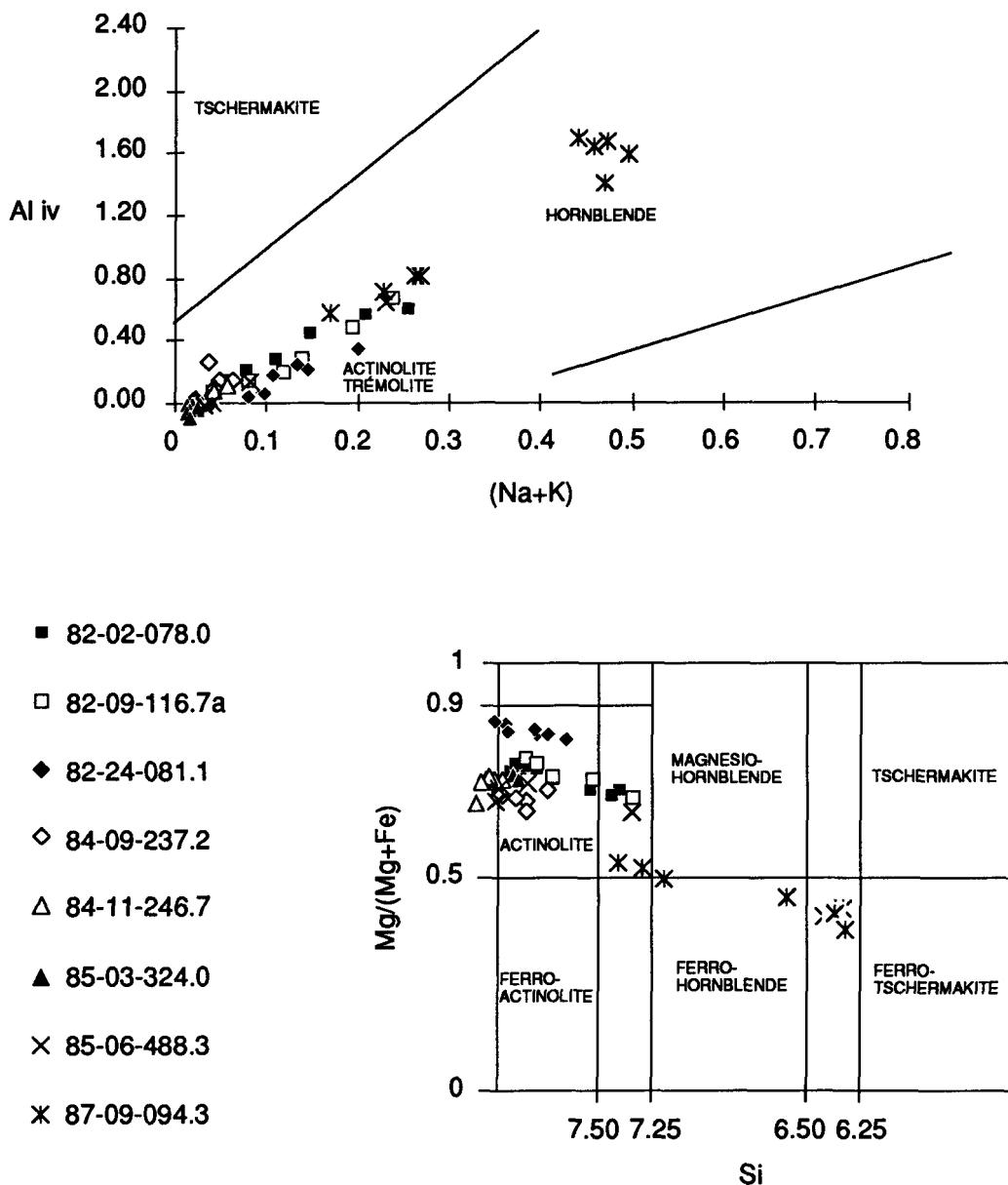


Figure 27. Champs de composition des amphiboles du gisement de la rivière Eastmain, Ungava, Québec (modifié de Deer *et al.*, 1966).

magnésienne que celle qui forme les porphyroblastes. Sa composition est intermédiaire entre celle des porphyroblastes et celle des actinolites.

Laird and Albee (1981) ont étudié la composition des amphiboles dans des schistes mafiques sans grenat du Vermont associées à des séquences pélitiques de grades métamorphiques variés (zone de la biotite, zone du grenat et zone staurotide-kyanite). En comparant les amphiboles du gisement de la rivière Eastmain à celles de Laird et Albee (1981), nous observons que sur le diagramme $100\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ vs. $100\text{Al}/(\text{Si}+\text{Al})$, lequel est indépendant de la façon dont la formule de l'amphibole est calculée (figure 28), la hornblende verte porphyroblastique (87-09-094.3) se retrouve dans le champ de la zone du grenat ou staurotide-kyanite des amphiboles du Vermont, ce qui suggère que les hornblendes de l'échantillon 87-09-094.3 se sont formées sous les conditions du faciès des amphibolites. Sur ce même diagramme, les actinolites se superposent au champ des amphiboles pour la zone de la biotite suggérant des conditions du faciès des schistes verts.

Si nous adoptons un mode de normalisation (13CNK, voir Robinson *et al.*, 1981 pour la méthode) similaire à celui de Laird et Albee (1981) pour estimer le contenu en Fe^{+3} des amphiboles, nous remarquons que sur les diagrammes Al^{vi} vs. Al^{iv} , Ti vs. Al^{iv} et K vs. Al^{iv} (figure 29) les porphyroblastes de hornblende de l'échantillon 87-09-094.3 se retrouvent toujours dans le champ défini par les amphiboles du faciès des amphibolites du Vermont et les actinolites, dans celui des amphiboles de la zone de la biotite.

Laird et Albee (1981) ont également démontré que la composition des amphiboles est fonction du faciès métamorphique et qu'elle peut servir d'indicateur de pression. Ainsi, la substitution de la molécule du glaucophane dans la structure chimique de l'amphibole (Na^{M4} , $(\text{Al}^{vi}+\text{Fe}^{+3}+\text{Ti}) \leftrightarrow \text{Ca}, (\text{Fe}^{+2}+\text{Mg}+\text{Mn})$) est dominante dans les séries métamorphiques de

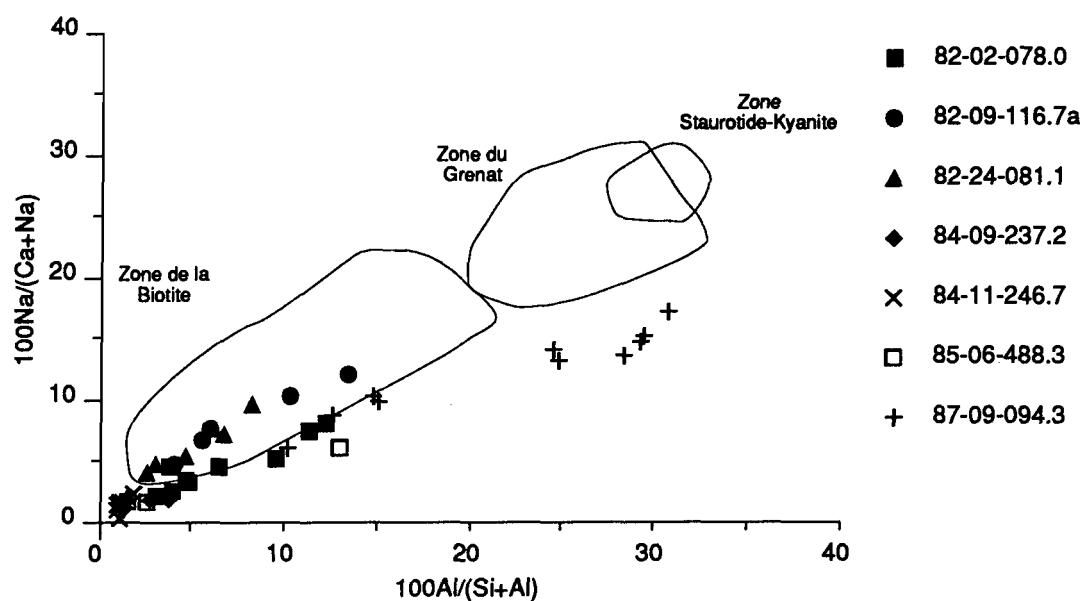


Figure 28. Diagramme moléculaire $100\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Na})$ vs. $100\text{Al}/(\text{Si}+\text{Al})$ des amphiboles du gisement de la rivière Eastmain. Aussi représentés, les champs des amphiboles de différents faciès métamorphiques du Vermont (Laird et Albee, 1981).

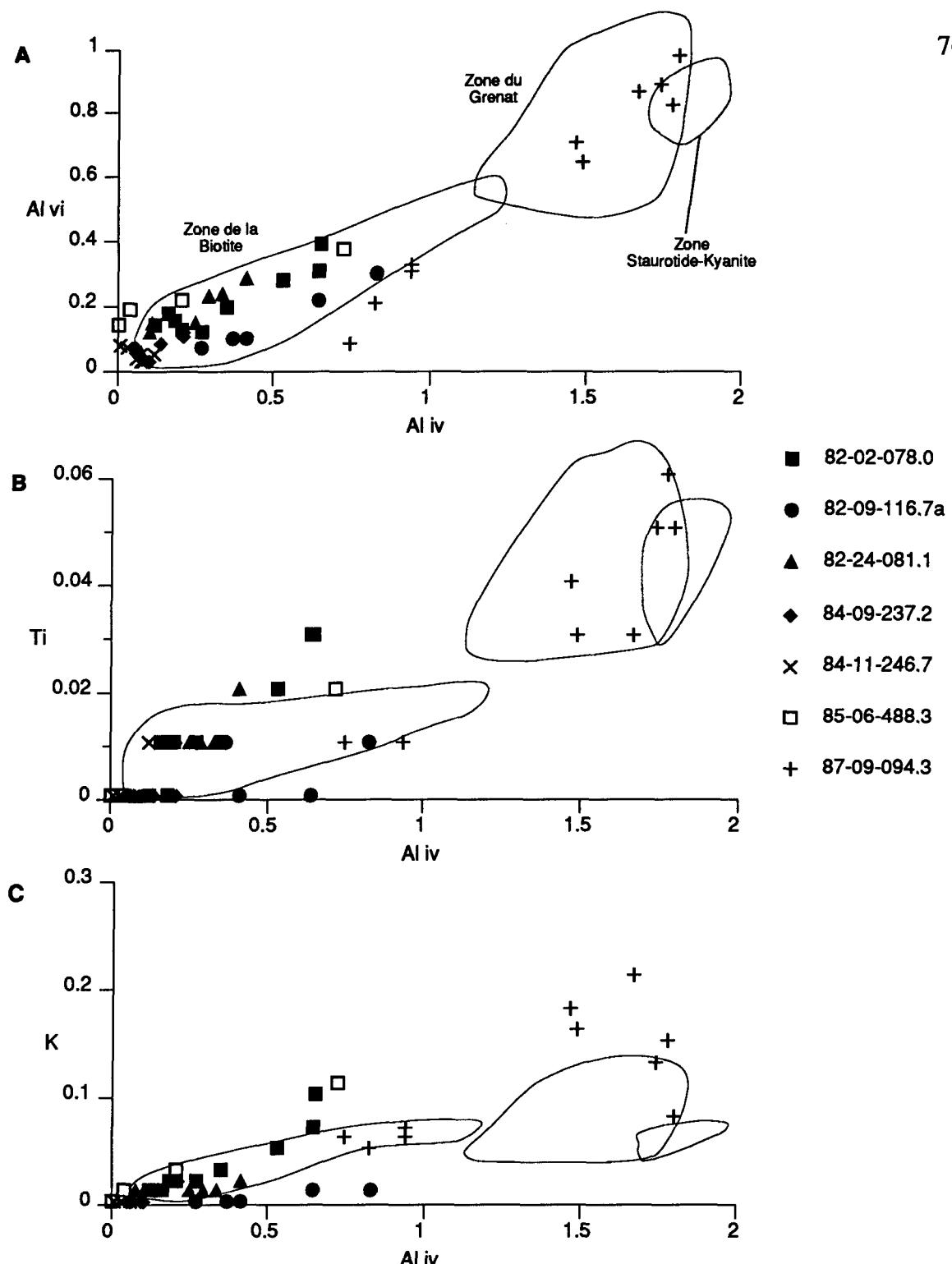


Figure 29. Diagramme de variation des proportions moléculaires (normalisation 13CNK) des amphiboles du gisement de la rivière Eastmain comparées aux champs définis par Laird et Albee (1981) pour les amphiboles des schistes mafiques du Vermont.
 A. Al_{VI} vs. Al_{IV}; B. Ti vs. Al_{IV}; C. K vs. Al_{IV}.

forte pression, alors que les substitutions de type édénite ($(\text{Na}^A + \text{K})$, $\text{Al}^{iv} \leftrightarrow$, Si) et tchermak ($(\text{Al}^{vi} + \text{Fe}^{+3} + \text{Ti} + \text{Cr})$, $\text{Al}^{iv} \leftrightarrow (\text{Fe}^{+2} + \text{Mg} + \text{Mn})$, Si) sont caractéristiques des séries métamorphiques de basse ou moyenne pression. Sur un diagramme NaM^4 vs. $(\text{Al}^{vi} + \text{Fe}^{+3} + \text{Ti})$ (figure 30) les amphiboles du gisement de la rivière Eastmain occupent un champ caractérisé par les substitutions du type édénite et tchermakite ce qui suggère que ce sont des amphiboles de basse ou moyenne pression ($P < 500 \text{ MPa}$).

3.3.5.4. Clinopyroxène

Le clinopyroxène a été observé sous deux formes: de très gros porphyroblastes fracturés et partiellement remplacés par l'actinolite (cf. 85-06-488.3); et de plus petits porphyroblastes associés aux sulfures et fortement altérés (cf. 84-09-237.2). Nous avons analysé la composition de deux cristaux de chaque habitus (figure 31). Leur composition est très semblable. Il s'agit de clinopyroxène de la série diopside-hédenbergite, plus précisément de salite ($\text{CaMg}_{.70}\text{Fe}_{.30}\text{Si}_2\text{O}_6$).

3.3.5.5. Plagioclase

Dans les lithologies à l'extérieur de la ZDE, le plagioclase est généralement limpide et non maclé ce qui le rend parfois difficile à distinguer du quartz, avec lequel il forme une mosaïque granoblastique équigranulaire. Rarement sa calcicité peut être déterminée par méthode optique. Quelques rares cristaux maclés montrent un contenu en anorthite d'environ An₄₅ (échantillons 82-09-052.7 et 82-13-099.4). Le plagioclase est fréquemment altéré en mica blanc (séricite).

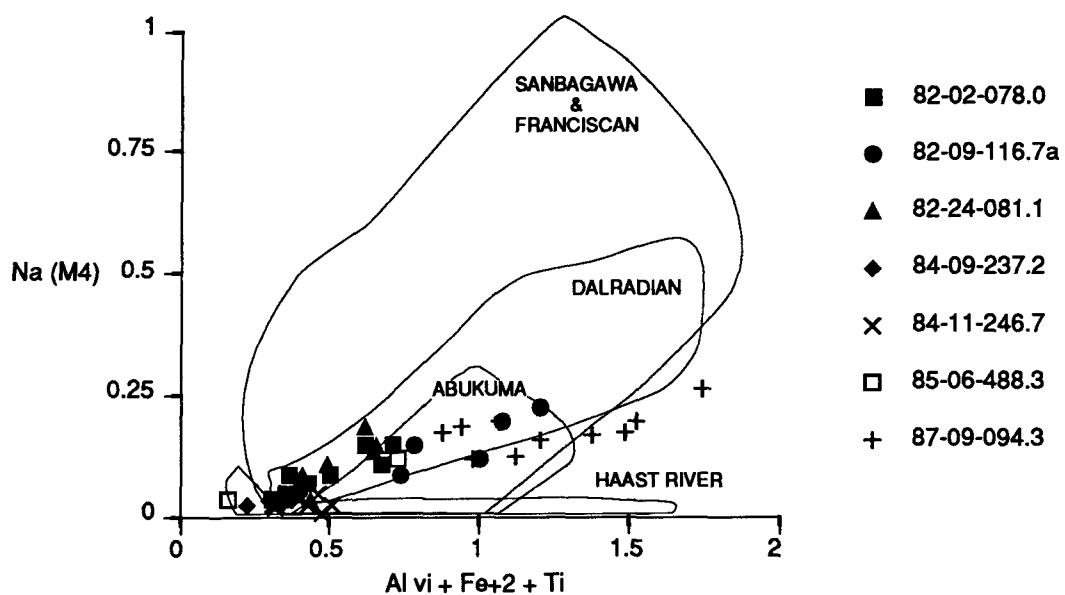


Figure 30. Diagramme moléculaire Na(M4) vs. (Al vi + Fe+2 + Ti) (normalisation 13CNK) des amphiboles calciques et sodi-calciques de plusieurs localités mondiales (Laird et Albee, 1981): Sanbagawa et Franciscan = forte pression; Dalradian et Haast River = moyenne pression; Abukuma = faible pression. Les amphiboles du gisement de la rivière Eastmain forment un champ se superposant aux amphiboles de basse et moyenne pression.

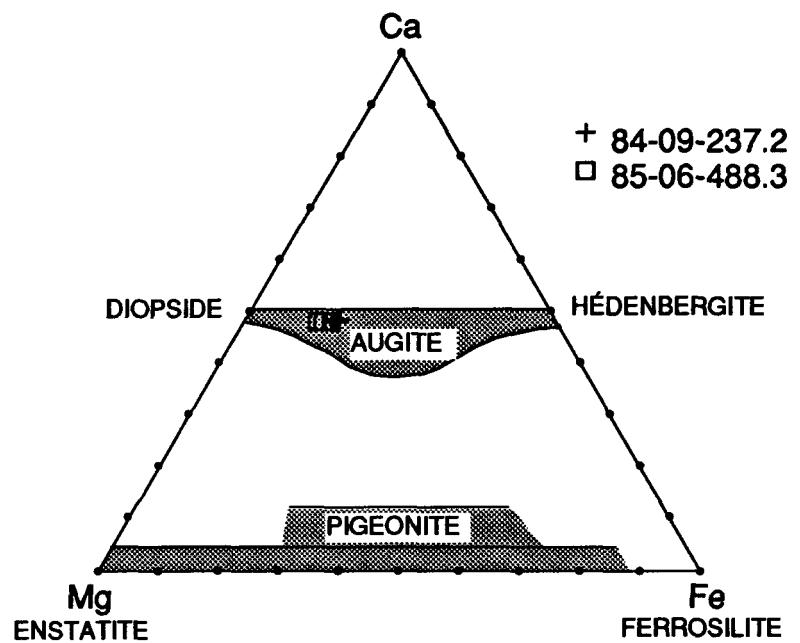


Figure 31. Champs de composition du clinopyroxène du gisement de la rivière Eastmain, Ungava, Québec.

Le seul plagioclase qui a été analysé est celui qui forme des xénoblastes remplaçant le grenat dans l'échantillon 82-09-114.6. Nous en avons analysé deux. Leur contenu en anorthite est assez élevé (An₄₄).

3.3.5.6. Rutile et Ilménite

Le rutile et l'ilménite de trois échantillons qui renferment du grenat ont été analysés. Les grains analysés forment de petites inclusions idiomorphes à l'intérieur des prophyroblastes de grenat. Le contenu en Fe⁺³ de l'ilménite a été déterminé par bilan des charges selon la méthode décrite par Carmichael (1967). Le contenu en Mn de l'ilménite est assez variable ($0,08 \leq X_{Mn} \leq 0,32$), mais toujours très élevé. Ceci est tout à fait semblable à ce qui a été observé dans le grenat, la biotite et la hornblende avec lesquels l'ilménite coexiste. Le Mg est toujours inférieur à la limite de détection.

3.3.5.7. Carbonate

Le carbonate n'est pas une phase minérale importante dans le gisement de la rivière Eastmain. Lorsque présent, il est invariablement accompagné d'actinolite et de chlorite et fait partie de l'assemblage rétrograde. Pour néanmoins vérifier sa composition, nous avons analysé 8 carbonates provenant de deux échantillons où il est en étroite association avec l'actinolite. Dans tous les cas, il s'agit de calcite.

3.4. LITHOGÉOCHIMIE DE L'ALTÉRATION

3.4.1. Introduction

Dans cette section nous présentons l'étude des variations lithogéochimiques observées autour de chacune des zones minéralisées dans le but de préciser l'étendue et la

nature des enveloppes d'altération de part et d'autre des sections minéralisées. En outre, nous désirons caractériser les modifications chimiques subies par les roches soumises aux déformations et aux altérations hydrothermales associées à la minéralisation aurifère.

Dans cette optique nous avons réalisé 9 sections lithogéochimiques le long d'autant de sondages qui ont recoupé diverses parties du gisement. Trois sondages ont été échantillonnés dans la zone A (83-04, 83-06 et 86-18), cinq dans la zone B (82-09, 82-15, 85-06, 87-09 et 87-13) et un dans la zone C (82-05). Pour fin de comparaison, 5 autres sections lithogéochimiques proviennent de sondages qui ont recoupé la ZDE en dehors des zones minéralisées. Il s'agit de deux sondages localisés au nord-ouest de la zone A (82-24 et 84-06), d'un sondage implanté entre les zones A et B (82-21) ainsi que deux sondages localisés entre les zones B et C (84-21 et 85-12). Les données lithogéochimiques ainsi que les profils de variations des éléments sont présentés à l'annexe 2. Les sondages étudiés sont localisés sur la figure 4.

L'étude lithogéochimique de l'altération est subdivisée en deux étapes complémentaires. Dans un premier temps, nous analyserons de façon qualitative les différents profils lithogéochimiques. Par la suite, nous présentons une analyse quantitative sur quelques échantillons que l'étude pétrographique a identifiés comme les plus visiblement altérés. Ceci nous permet de préciser les éléments ajoutés ou lessivés durant l'altération hydrothermale.

3.4.2. Lithogéochimie qualitative

Au chapitre 2, nous avions présenté les profils lithogéochimiques du sondage 82-09 (figure 10) afin de démontrer qu'à l'intérieur de la ZDE, l'altération hydrothermale est en grande partie masquée par les variations de composition primaire des lithologies présentes

dans la ZDE. En plus de cette grande hétérogénéité lithologique, nous avons également observé que les veines minéralisées ont été fortement déformées et que leurs enveloppes d'altération sont communément sectionnées et démembrées. Par conséquent, l'analyse des variations d'altération autour des veines minéralisées le long des différents profils lithogéochimiques de l'annexe 2 doit tenir compte des ces éléments.

Parmi les 14 profils de l'annexe 2, l'échantillonnage de cinq d'entre eux est plus serré, ce qui permet de mieux apprécier les variations lithogéochimiques au travers la ZDE. Il s'agit des sondages 83-04 de la zone A, 82-09 et 85-06 respectivement localisés dans la partie supérieure et inférieure de la zone B, 82-05 dans la zone C et 82-21 localisé entre les zone A et B. Il n'y a pas de différence majeure entre les profils des trois zones minéralisées. Malgré les variations chimiques erratiques attribuables à l'hétérogénéité lithologique de la ZDE, les cinq profils montrent des variations systématiques similaires qui permettent de caractériser qualitativement la nature des variations chimiques attribuables à l'altération hydrothermale. Dans la ZDE, le contenu en CO_2 est très faible (généralement inférieur à 2% poids), malgré une très légère augmentation perceptible sur certains profils (notamment 82-09 et 82-05). Les profils du CaO et du TiO_2 s'infléchissent nettement dans la ZDE comparativement à leurs profils respectifs à l'extérieur de la ZDE. Par opposition, les profils du K_2O et du Rb montrent un gain appréciable dans la ZDE, nonobstant la composition des lithologies présentes. Enfin il existe une forte corrélation entre les teneurs en Au , Cu et As , sauf peut-être pour le sondage 82-05 de la zone C où le profil du Cu ne semble pas suivre celui de l' Au et de l' As . Ces variations peuvent être reliées aux observations pétrographiques. Ainsi, l'augmentation du contenu en K_2O dans la ZDE correspond à l'augmentation du contenu en biotite (et dans une moindre mesure en muscovite et microcline) alors que la chute apparente des concentrations en CaO pourrait provenir d'une réduction du contenu en plagioclase,

épidote et hornblende qui sont les principaux minéraux calciques à l'extérieur de la zone de cisaillement.

L'étude pétrographique a révélé que l'assemblage d'altération grenat-biotite n'est pas présent dans la zone A où l'assemblage actinolite-épidote constitue l'altération dominante. Dans la zone B, les deux types d'altération cohabitent le long d'un même sondage. En ce sens, les sections lithogéochimiques des sondages 82-09 et 83-04 (figure 10) sont représentatives des deux zones minéralisées. Exception faite du MnO, le comportement des éléments majeurs et mineurs dans ces deux sections est très semblable. Seul le profil du MnO est différent. Les échantillons riches en MnO dans le sondage 82-09 correspondent précisément aux échantillons dans lesquels le grenat est présent, ce qui était prévisible compte tenu que les grenats du gisement de la rivière Eastmain sont tous très riches en MnO (figure 24). Dans le sondage 83-04, le profil du MnO est identique à celui du TiO₂ et du CaO. Il montre un net creux à l'intérieur de la ZDE. Le contenu en MnO est aussi variable à l'intérieur de la zone B pourtant dominée par l'assemblage grenat-biotite. La variation du contenu en MnO à l'intérieur de la ZDE est très irrégulière et donc difficile à interpréter.

L'analyse des profils lithogéochimiques des sondages met donc en relief la grande hétérogénéité lithologique de la ZDE qui masque en grande partie les variations géochimiques attribuables à l'altération hydrothermale. Toutefois, les profils soulignent que dans la ZDE, le métasomatisme est caractérisé par un contenu uniformément faible en CO₂ ainsi que par une augmentation appréciable du contenu en K₂O couplée à une réduction relative du contenu en CaO et TiO₂. Par ailleurs la complexité des variations lithologiques à l'intérieur de la ZDE n'a pas permis d'étudier les variations lithogéochimiques à l'approche des zones minéralisées. Tout au plus pouvons-nous noter que la principale différence de signature géochimique entre les deux types d'altération (grenat-biotite et actinolite-épidote)

semble résider dans le contenu plus élevé en MnO des échantillons affectés par le premier type d'altération. Ces anomalies en MnO ne sont toutefois pas systématiques, seul quelques échantillons des profils ont des contenus élevés en MnO (cf. annexe 2).

3.4.3. Lithogéochimie quantitative

Les profils semi-quantitatifs des éléments majeurs permettent d'apprécier l'intensité de l'altération hydrothermale, mais ne permettent toutefois pas de quantifier les variations nettes d'éléments majeurs accompagnant l'altération puisqu'aucune des composantes majeures n'est indépendante l'une de l'autre, les analyses lithogéochimiques étant astreintes à une somme constante de 100%. L'analyse des variations chimiques nettes subies lors de l'altération hydrothermale est alors confrontée à une infinité de solutions.

L'appréciation des gains ou des pertes nets d'un ou de plusieurs éléments lors du métasomatisme implique nécessairement la connaissance des variations de masse et/ou de volume accompagnant les réactions d'altération (Gresens, 1967). Lorsque ces changements de masse ou de volume peuvent être raisonnablement estimés, une seule équation satisfera à la fois les contraintes de composition et les restrictions de masse ou de volume. Les ajouts ou les pertes nets de composants peuvent alors être calculés et analysés. En réalité, plusieurs scénarios peuvent être envisagés. Par exemple, on peut supposer que l'altération hydrothermale se fait à volume constant (i.e.. Volume initial = Volume final ou encore masse initiale = masse finale), alors l'étude de l'altération peut être directement réalisée à même les résultats bruts d'analyse. Cette supposition s'avère toutefois fausse si l'altération s'accompagne de déformation et/ou s'il y a des variations du contenu en éléments volatiles (Gresens, 1967 et Kerrich, 1983).

Gresens (1967) a suggéré d'utiliser la masse spécifique des échantillons pour calculer des équations de bilan de masse entre une roche parente et son produit d'altération. En fixant soit le facteur volume ($FV = \text{volume initial}/\text{volume final}$) ou le comportement de certains éléments, il est possible de résoudre l'équation d'altération. Selon cette méthode, pour chaque paire d'analyses roche parente-roche altérée, il est possible d'estimer un FV correspondant au comportement isochimique de plusieurs éléments. Le regroupement de plusieurs composants empiriquement jugés immobiles autour d'un même FV permet alors une estimation raisonnable du changement de volume subi lors de l'altération. Cette estimation peut être ensuite utilisée pour calculer la solution unique aux équations d'altération (Gresens, 1967) et quantifier le métasomatisme.

Grant (1986), en transformant l'équation de Gresens (1967) sous une forme linéaire, a mis au point une méthode graphique simple pour considérer les changements de masse (ou de volume) et de concentration accompagnant le métasomatisme. Cette méthode a l'avantage d'être simple et de ne pas nécessiter de manipulations mathématiques. L'équation de Gresens (1967) est réécrite de façon à formuler une relation linéaire entre la concentration d'un élément dans la roche altérée et celle du même élément dans la roche parente. Un "*isocon*" est alors défini comme étant la solution de cette relation linéaire pour tous les éléments pour lesquels il n'y a pas de variation (pertes ou gains relatifs) de masse lors de l'altération (Grant, 1986). Sur un graphique opposant les concentrations d'éléments dans la roche altérée à celles de la roche parente, l'*isocon* est une droite passant par l'origine. La pente de cette droite représente la variation de masse (M_o/M_a) durant l'altération. L'écart d'un point de l'*isocon*, de pente M_o/M_a , correspond alors au changement de concentration subi par ce composant lors du métasomatisme.

Afin de permettre de représenter les composants majeurs et mineurs sur un même diagramme, les concentrations des éléments (majeurs et mineurs) doivent être réduites d'échelle. Cette normalisation est valide puisque les concentrations des éléments des deux côtés de l'équation linéaire d'altération sont divisées par une constante.

Nous avons utilisé cette méthode pour quantifier le métasomatisme relié à la minéralisation aurifère du gisement de la rivière Eastmain. Près du gisement, la ZDE renferme trois lithologies distinctes (métavolcanites mafique et felsique et métapyroxénite). Chacune de ces lithologies est affectée par l'altération hydrothermale. Il ne nous est pas possible d'étudier précisément les effets du métasomatisme sur la métapyroxénite puisque l'équivalent non altéré n'existe pas en dehors de la zone de déformation. En ce qui concerne la lithologie de composition felsique, les diagrammes ne montrent pas d'*isocon* bien défini de sorte que les bilans de masse ne peuvent être calculés avec précision.

La figure 32 montre les diagrammes *isocon* de deux métabasites caractérisées par l'assemblage d'altération grenat-biotite (82-09-114.6 et 87-09-094.3). Ces deux échantillons proviennent de la partie centrale de la zone B (figure 4). Nous avons choisi ces deux échantillons parce qu'ils sont parmi les plus visiblement altérés et surtout parce que leur protolith est facilement reconnu. Dans les deux cas, la métabasite altérée est comparée à une métabasite parente non-altérée prélevée quelques mètres plus haut dans le même sondage.

Pour le couple d'échantillons parent-altéré du sondage 82-09 (figure 32a), l'*isocon* ajusté aux données correspond exactement au comportement isochimique de l'aluminium et du titane. En outre, les composants se retrouvant près de l'*isocon* (CO_2 , MgO , Ba , Zr , Y , V et Nb), peuvent être considérés comme les moins mobiles. La pente de cet *isocon* suggère une perte de masse ($\Delta M = -38\%$) de l'ordre de 38% durant l'altération. Le bilan de masse

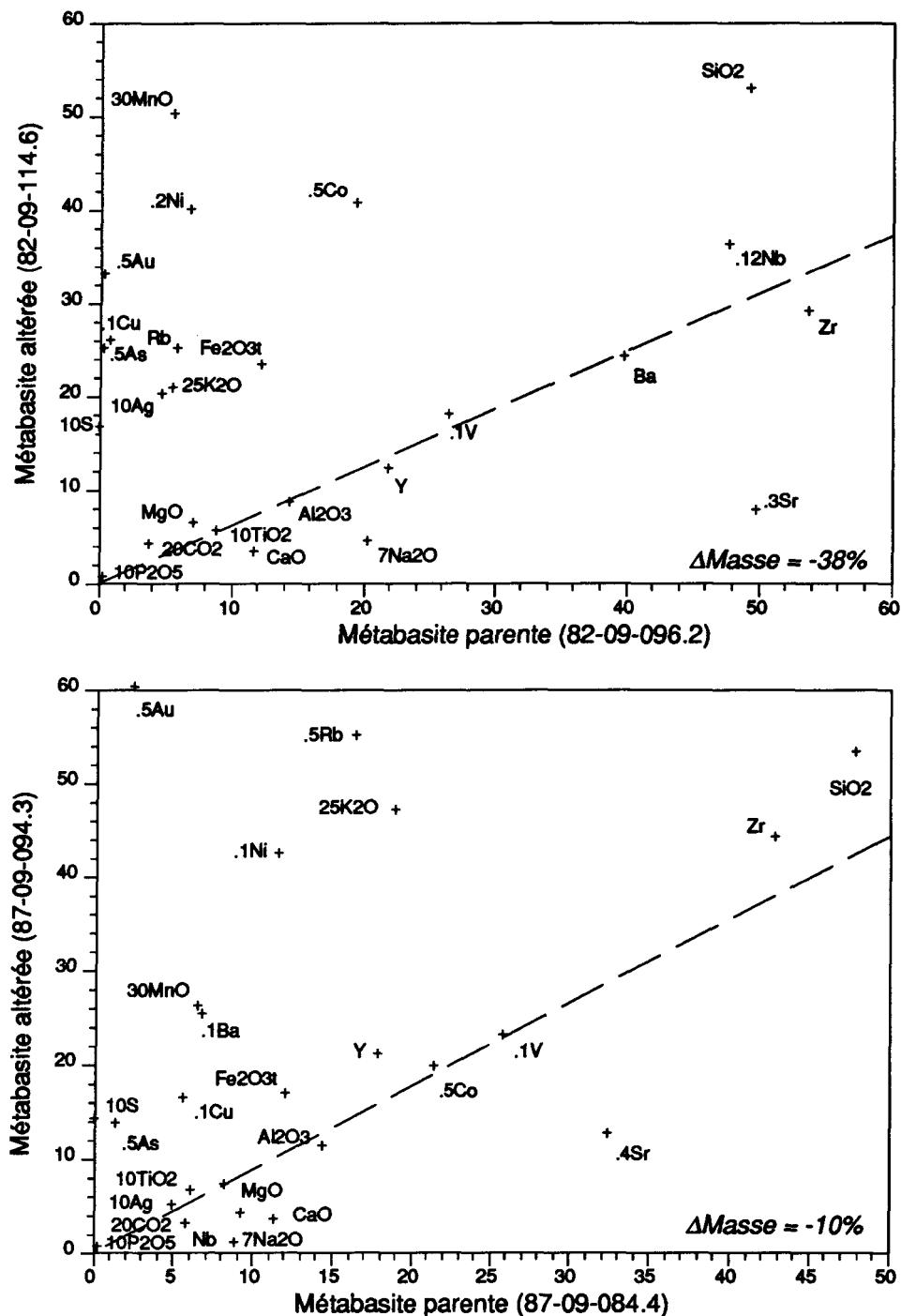


Figure 32. Diagrammes Isocon (Grant, 1986) pour deux paires de métabasites altérées du gisement de la rivière Eastmain. Les composants majeurs et mineurs ont été réduits d'échelle pour permettre leur représentation sur un même diagramme.

calculé pour cette réaction d'altération est graphiquement représenté à la figure 33. Dans ce cas, l'altération hydrothermale se traduit par des gains nets en K_2O , Fe_2O_3 , MnO , SiO_2 , S , Rb , Ni , Co , Cu , As , et Au ; et des pertes nettes en CaO , Na_2O et Sr . Étant donné que les concentrations en S , Au , As , et Cu sont près des limites de détection de ces éléments dans le protolith, les pourcentages d'enrichissement des ces composants dans la roche altérée ne peuvent être estimés avec précision.

L'échantillon de métabasite du sondage 87-09 montre essentiellement le même bilan de masse que celui du précédent (figure 32b). L'*isocon* tracé suggère toutefois des pertes de masse moins importantes ($\Delta M = -10\%$). Les composants les moins mobiles sont sensiblement les mêmes. Les pertes et les gains calculés à l'aide de l'*isocon* tracé sont représentés sur la figure 33, et s'accordent très bien avec le bilan de masse calculé pour l'échantillon du sondage 82-09, sauf pour le CO_2 , le Zr et l' Y qui montrent des comportements opposés.

Nous présentons également deux autres diagrammes de Grant (1986) comparant deux échantillons altérés de métafelsites (figure 34) avec un échantillon de métafelsite du sondage 83-04 prélevé en dehors de la zone de cisaillement. Sur ces diagrammes il n'est pas aisé de tracer un *isocon* à partir de la distribution linéaire de plusieurs composants. Sans présumer de la position de l'*isocon* pour ces deux réactions d'altération, il est quand même possible d'analyser ces diagrammes et d'évaluer qualitativement le comportement général des principaux composants. Ainsi, le CaO de même que le Na_2O et le Sr se retrouvent dans la partie inférieure droite des diagrammes alors que le K_2O et le MnO se retrouvent dans la partie supérieure gauche. Par analogie avec la position de ces composants sur les diagrammes *isocon* des métabasites (figure 32), ces comportements suggèrent un bilan de masse assez

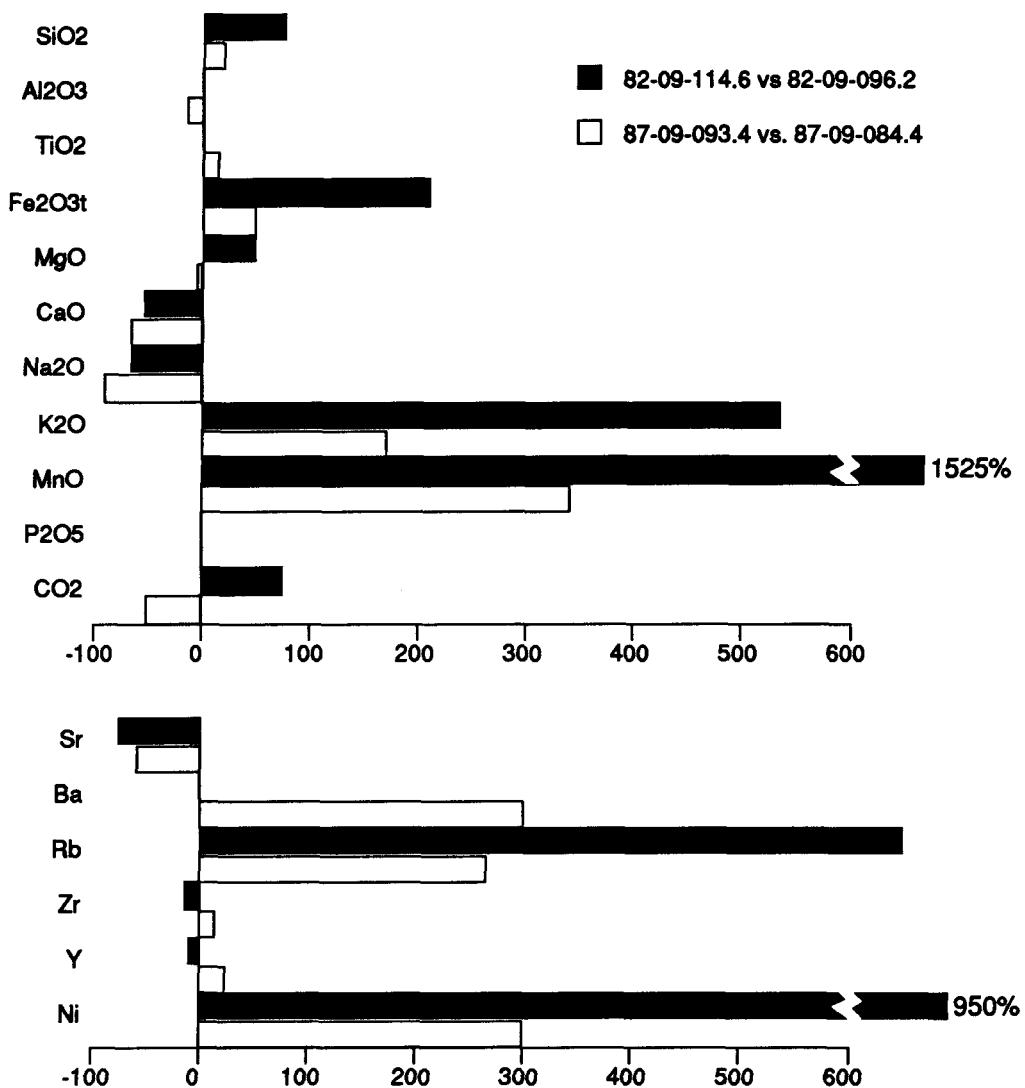
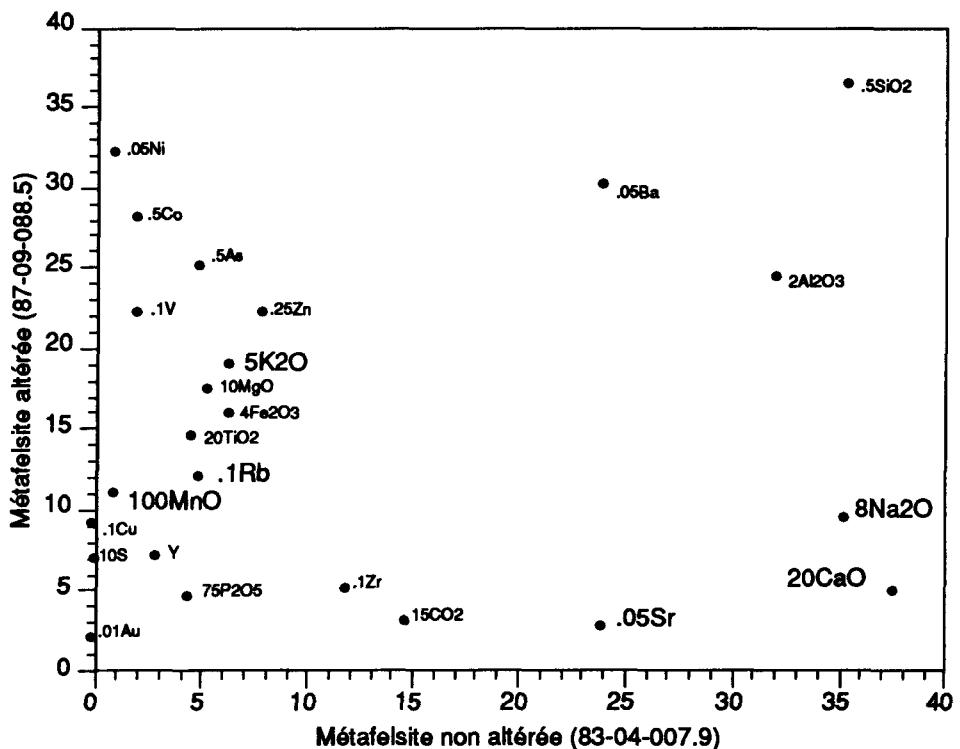
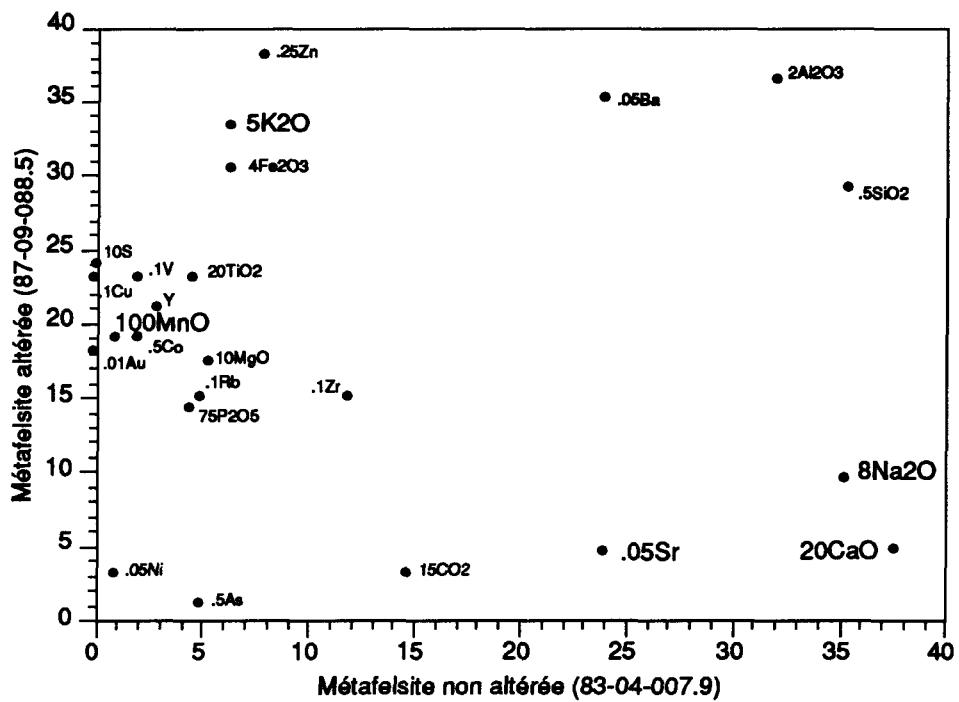


Figure 33. Pertes et gains nets calculés à l'aide des diagrammes isocon de la figure 29. Pertes et gains exprimés en pourcentage relatif à la concentration des éléments dans la roche parente moins altérée.



similaire, c'est-à-dire un lessivage du calcium, du sodium et du strontium couplé à un enrichissement en potassium et manganèse.

3.4.4. Discussion

Le métasomatisme associé à la mise en place de la minéralisation aurifère est limité aux lithologies localisées à l'intérieur de la ZDE. Les profils lithogéochimiques traduisent très bien l'hétérogénéité de la ZDE. Les veines de quartz-sulfures et leurs enveloppes d'altération sont boudinées et sectionnées, de sorte que les profils d'altération complets ne sont pas préservés. De plus, deux événements métasomatiques superposés sont associés à la minéralisation aurifère. Les profils d'altération autour des veines minéralisées tel qu'observés dans les sondages échantillonnés sont incomplets et très complexes de sorte qu'il n'est donc pas possible de quantifier les variations géochimiques à l'approche des zones minéralisées.

Les résultats de l'étude lithogéochimiques de l'altération supportent bien les observations pétrographiques présentées au chapitre précédent. Une des caractéristiques principales de ce gisement réside dans le très faible contenu en CO_2 , observé dans les lithologies de la ZDE dont la composition est pourtant propice à ce type d'altération. Le CO_2 n'a donc pas joué un rôle important durant le métasomatisme. Par ailleurs, la ZDE est également caractérisée par une augmentation du contenu en K_2O et une diminution du contenu en CaO et TiO_2 .

Les calculs de bilan de masse pour les métabasites affichant l'assemblage d'altération grenat-biotite (et par extrapolation pour les métafelsites) montrent que l'altération hydrothermale est caractérisée par un enrichissement important en K_2O , MnO , S , Cu , As , Rb , et Au et un lessivage marqué du CaO , Na_2O et Sr . Sauf pour l'enrichissement en manganèse et l'absence d'altération en carbonate, ce bilan métasomatique est très semblable à

celui observé dans les gisements mésothermaux mis en place dans les terrains faiblement métamorphisés (Colvine et al., 1988; Kerrich, 1983). L'altération en manganèse associée à l'épisode prograde, bien que irrégulier, est inusité ce qui mérite une discussion plus étayée.

La mobilité du manganèse a été documentée dans plusieurs environnements hydrothermaux. Parmi ceux-ci, l'altération en manganèse associée aux systèmes hydrothermaux sous-marins est certainement la mieux documentée. L'exploration des fonds marins autour des ridges mid-océaniques a permis d'observer que les sédiments actuels sont localement fortement enrichis en manganèse. Dans les systèmes géothermaux associés aux rifts sous-marins, les fluides émanant des fumerolles sont enrichis en Mn comparativement à la composition de l'eau de mer (Corliss *et al.*, 1979). Ces enrichissement en manganèse ont été interprétés comme résultant de l'activité hydrothermale d'origine volcanique. Les échanges chimiques observés dans ces systèmes hydrothermaux ont été modélisés expérimentalement (Mottl *et al.*, 1979; Seyfreid et Bischoff, 1977, 1981). Ces études démontrent que sous des conditions similaires à celles observées dans les systèmes hydrothermaux de fonds marins, le manganèse est lessivé des roches volcaniques, transporté par les fluides hydrothermaux et finalement précipité, avec un cortège d'autres éléments dont des sulfures de fer et de cuivre, aux sites de décharges sur les fonds marins. Les sulfures de fer et de cuivre ont tendance à précipiter immédiatement au site de décharge (Edmond *et al.*, 1979) alors que le manganèse demeure en solution jusqu'à des températures ambiantes plus basses et précipite plus loin. Les sédiments marins, autour des sites de décharge, se trouvent ainsi enrichis en manganèse. Des halos d'enrichissement en manganèse ont été observés autour de plusieurs gisements volcanogènes de sulfures massifs (e.g. Gwosdz et Krebs, 1977; Stanton, 1976; Stumpf, 1979; Crerar *et al.*, 1982). Par analogie avec les processus actuels, ces halos témoignent d'une activité hydrothermale de fonds marins associée à la formation des minéralisations

volcanogènes. L'enrichissement en manganèse observé dans le gisement de la rivière Eastmain pourrait donc être interprété comme suggérant la présence d'une altération pré-métamorphique, de type fonds marins.

Or, le manganèse est également mobile dans d'autres types d'environnements hydrothermaux. Par exemple, Kerrich (1983) rapporte également des enrichissements en manganèse à l'intérieur des enveloppes d'altérations de la veine #12 de la mine Hollinger à Timmins. Il s'agit d'une veine de quartz-tourmaline-muscovite qui recoupe différentes lithologies de composition ultramafique, mafique et felsique métamorphisées au faciès des schistes verts. Kerrich (1983) a démontré que les enveloppes d'altérations développées autour de cette veine correspondent à des zones d'enrichissement marqué en K_2O , Rb, Ba et en MnO , peu importe la composition de l'éponte de la veine, ce qui est semblable au bilan métasomatique observé dans le gisement de la rivière Eastmain.

D'autres systèmes hydrothermaux produisent aussi des altérations en manganèse marquées. Meinert (1984) rapporte que dans les skarns ferrifères, le manganèse peut être enrichi de façon significative, et ce même dans des roches pauvres en manganèse. En particulier Meinert (1993) rapporte que les skarns zincifères, une variété distale des skarns ferrifères, se distinguent des autres types de skarns par leur minéralogie manganifère distinctive. Presque toutes les phases minérales de ces skarns peuvent être riches en manganèse (en particulier, le grenat, le pyroxène, l'amphibole, l'olivine et l'ilvaite).

Conséquemment, l'enrichissement en manganèse observée dans le gisement de la rivière Eastmain peut être interprétée de différentes façons, selon l'importance accordée aux autres caractéristiques du gisement. Elle ne constitue donc pas un élément diagnostique des processus de formation de ce gisement.

CHAPITRE IV

MÉTAMORPHISME ET ALTÉRATION

4.1. INTRODUCTION

Nous avons décrit dans le chapitre précédent les principaux assemblages minéraux observés à l'intérieur de la ZDE. Ceux-ci témoignent d'une activité hydrothermale limitée aux lithologies de la ZDE. Nous y avons reconnu deux assemblages différents qui témoignent de changements dans les conditions ambiantes durant la minéralisation, c'est-à-dire un assemblage prograde (grenat-biotite-hornblende \pm clinopyroxène \pm plagioclase An₄₀) et un second assemblage rétrograde (actinolite-épidote-chlorite). La pétrographie de ces deux assemblages d'altération nous a révélé que l'assemblage prograde est contemporain de la déformation dans la ZDE. Par ailleurs, l'assemblage rétrograde remplace l'assemblage prograde.

Nous avons vu au chapitre 1 que l'étude des gisements dans les terrains métamorphiques est confrontée à un problème fondamental concernant la chronologie relative de mise en place de la minéralisation en rapport avec le métamorphisme régional. Pour discuter des processus hydrothermaux responsables de la genèse de ce gisement, il est donc essentiel de déterminer la relation chronologique existant entre les deux assemblages d'altération et le métamorphisme régional des lithologies de la BVRES.

Afin de résoudre cette question, il nous incombe d'abord, d'estimer les conditions de température et de pression du métamorphisme régional dans l'environnement immédiat du gisement et de les comparer à celles que nous pouvons estimer pour les assemblages métasomatiques associés à la minéralisation aurifère. Étant donné que les lithologies situées à l'intérieur de la ZDE ont été affectées par l'altération hydrothermale, pour estimer les conditions métamorphiques près du gisement, il faut donc chercher à s'en éloigner.

4.2. MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

L'estimation des conditions du métamorphisme régional repose, en partie, sur les données pétrographiques d'échantillons recueillis durant la cartographie régionale de la BVRES (Hocq, 1985; Couture, 1987a et Roy, 1988).

Nous avons déjà mentionné au chapitre 2 que l'intensité du métamorphisme régional est inégale d'un secteur à l'autre de la BVRES. Toutefois, Hocq (1985) puis par la suite Couture (1987a) et Roy (1988) ont tous reconnu que dans l'ensemble, le faciès des amphibolites a été atteint partout dans la BVRES.

Dans l'environnement immédiat du gisement de la rivière Eastmain, les lithologies ne sont pas propices à enregistrer des assemblages diagnostiques des conditions de température et de pression du métamorphisme régional. En effet, la zone de cisaillement ductile, qui renferme le gisement, affecte une unité lithologique constituée de métabasites et dans une moindre mesure de métafelsites. Ces compositions sont assez peu sensibles aux variations d'intensité du métamorphisme. Leurs assemblages métamorphiques dominants (hornblende-plagioclase calcique \pm épidote et quartz-plagioclase-biotite-muscovite) étant stables sur une grande gamme de pression et de température.

L'absence de chlorite dans l'assemblage hornblende-plagioclase calcique ($An \approx 45$)-épidote-quartz des métabasites, la présence de sillimanite dans un échantillon de métafelsite dans le mur de la ZDE ainsi que la présence sporadique de grenat dans les métabasites et métafelsites indiquent que le faciès des amphibolites a certainement été atteint. Or Liou *et al.* (1974) et Apted et Liou (1983) ont observé que la disparition complète de la chlorite dans les roches de composition basaltique se fait à 550°C à 200 MPa ou à 575°C à 500 MPa (figure 35). Selon eux, la limite inférieure de température de l'assemblage hornblende-plagioclase

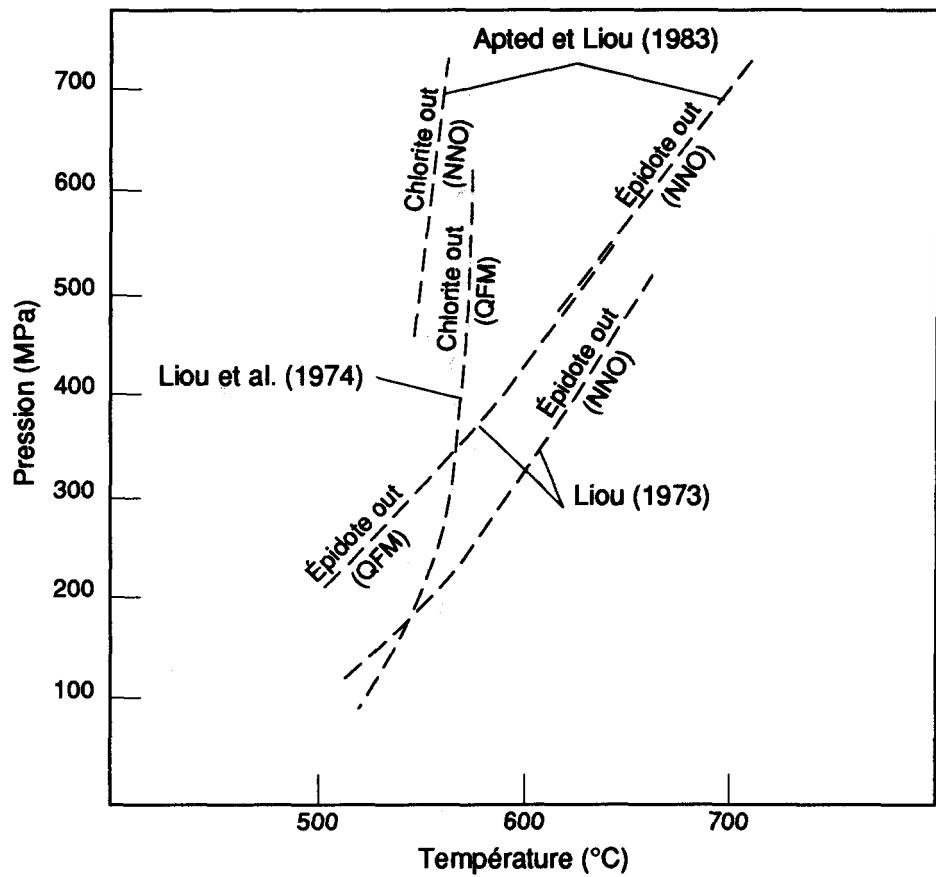


Figure 35. Position des réactions de destruction de la chlorite et de l'épidote dans l'espace P-T des systèmes basaltiques (modifiée de Apted et Liou, 1983).

calcique peut être fixée à environ 550°C. Considérant que l'épidote est toujours stable dans les métabasites près du gisement, la courbe de destruction de l'épidote donne une limite supérieure située entre 575°C à 200 MPa et 650°C à 500 MPa.

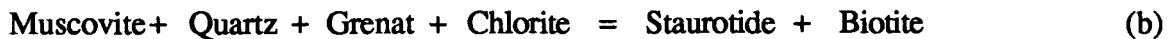
Dans le secteur du lac René, environ 10 kilomètres à l'ouest du gisement (figure 1), des métapélites appartenant à l'ensemble de Bohier montrent des assemblages métamorphiques à silicates d'alumine. D'après Couture (1987a) et Roy (1988) ces métapélites sont constituées de quartz - plagioclase - biotite - muscovite \pm sillimanite \pm grenat \pm staurotide \pm cordiérite \pm opaques \pm epidote \pm tourmaline. Vers l'ouest, ces métapélites passent rapidement à des paragneiss à biotite-muscovite \pm grenat injectés de nombreuses pegmatites blanches d'origine anatexique.

Nous n'avons pas la composition chimique des principales phases minérales, mais les assemblages particuliers de ces métapélites permettent d'estimer les conditions de pression et de température du métamorphisme régional dans ce secteur.

La stabilité de la muscovite en présence du quartz et l'absence du feldspath potassique dans les paragenèses métamorphiques des métapélites et des métafelsites indiquent que la réaction de déstabilisation de la muscovite en présence du quartz n'a pas eu lieu:

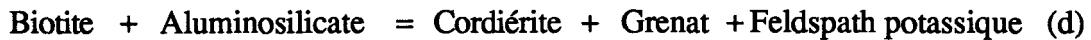


ce qui fixe une limite supérieure pour la température du métamorphisme régional dans ce secteur. De plus, la destruction de l'assemblage chlorite + muscovite + quartz dans les métapélites riches en Fe ou Mg par les réactions:



et la présence respective de staurotide et de cordiérite dans ces métasédiments fixent la limite inférieure de température à environ 550°C ($X_{\text{H}_2\text{O}} \approx 1$).

Dans le système KFMASH (figure 36; Spear et Cheney, 1989), en assumant que l'activité de H_2O soit unitaire ($a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$), les réactions (a), (b) et (c) ainsi que le champ de stabilité de la sillimanite restreignent les conditions possibles du métamorphisme des métapélites du secteur du lac René au champ ombragé de la figure 36 (ie. $550^\circ\text{C} \leq T \leq 660^\circ\text{C}$ et $200 \leq P \leq 600 \text{ MPa}$). Hocq (p. 74, 1985) rapporte la présence de cordiérite et de grenat dans ces métapélites (quartz-sillimanite-biotite-muscovite-grenat-cordiérite-chlorite). Dans le système KFMASH illustré à la figure 36, la seule façon d'expliquer cette paragenèse est de déplacer la réaction:



au dessus de la réaction (a) tel qu'indiqué.

Ces évidences indiquent que les métapélites du secteur du lac René ont subi un métamorphisme de basse pression et moyenne température typique des terrains métamorphiques archéens caractérisé par une température d'environ 600°C et des pressions situées entre 200 et 500 MPa. Hocq (1985) suggère sensiblement le même champ de température, pour des pressions de 200 à 300 MPa (cf. page 161 de Hocq, 1985).

Dans le même secteur, les métafelsites de l'ensemble de René (volcanoclastites et porphyres quartzo-feldspathiques) localisées des deux côtés du lac René renferment à l'occasion de la sillimanite, de la cordiérite ou du grenat (Roy, 1988). Cette unité lithologique

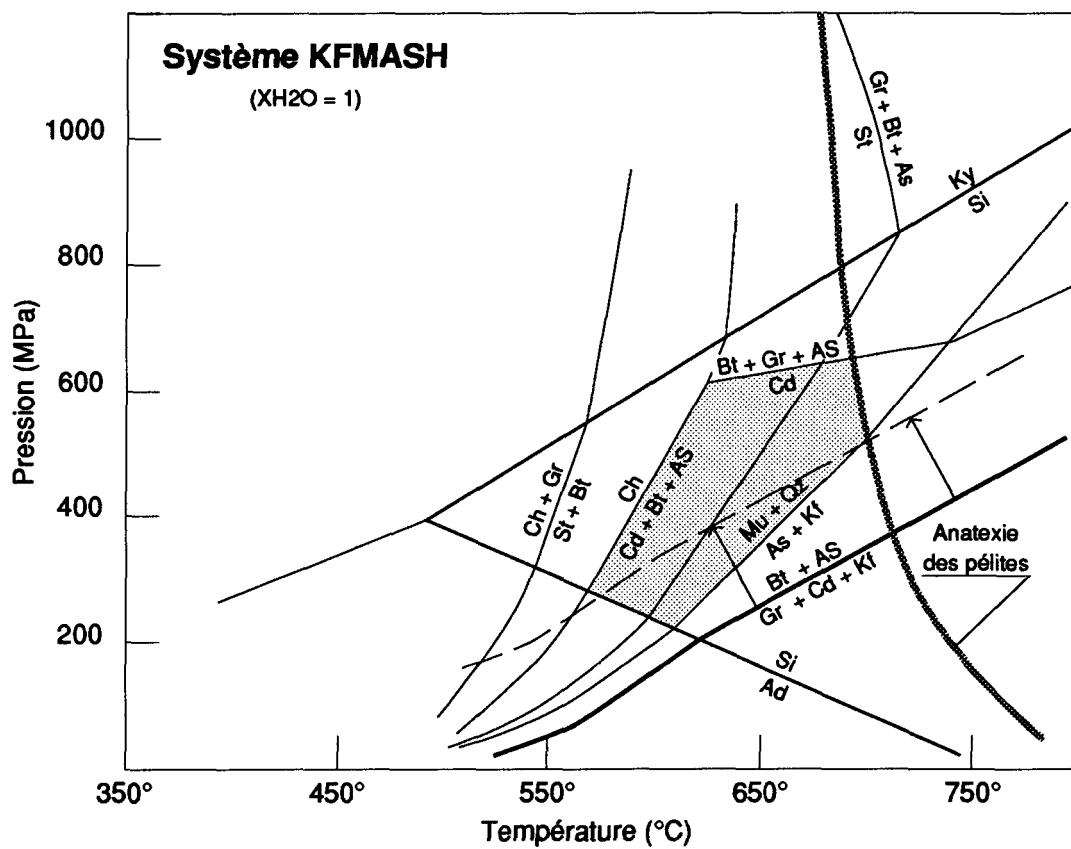


Figure 36. Grille pétrogénétique du système KFMASH simplifiée de Spear et Cheney (1989) pour illustrer les conditions du métamorphisme des métapélites du secteur du lac René.

s'étend sur plus de 20 kilomètres vers le sud-ouest. À environ 5 kilomètres directement à l'ouest du gisement, des affleurements de métafelsites de cette même unité lithologique montrent l'assemblage quartz-cordiérite-sillimanite-staurotide-muscovite-biotite, sans grenat toutefois, ce qui suggère essentiellement les mêmes conditions de métamorphisme.

4.3. ESTIMATION DES CONDITIONS DE T° ET P DU MÉTASOMATISME

Nous avons vu dans les chapitres précédents que l'altération hydrothermale associée à la venue de la minéralisation aurifère est caractérisée par deux assemblages minéralogiques distincts, un assemblage du faciès des amphibolites caractérisé par l'assemblage hornblende-plagioclase (An45)-grenat-biotite- \pm clinopyroxène dans les métabasites et un assemblage actinolite-épidote-chlorite typique du faciès des schistes verts. L'étude pétrographique a révélé que ces deux assemblages se sont formés à des conditions de pression et température différentes. Les textures métamorphiques de l'assemblage grenat-biotite suggèrent que cet assemblage est à la fois contemporain de la déformation dans la ZDE et du métamorphisme régional. Alors que l'assemblage actinolite-épidote remplace l'assemblage grenat-biotite et s'est développé à des températures et des pressions plus basses, probablement après avoir atteint le pic thermique du métamorphisme, lors du rétromorphisme.

La figure 37 illustre un parcours possible de l'évolution de l'activité hydrothermale dans l'espace pression-température en relation avec le métamorphisme régional de la BVRES. Les limites supérieures de cette représentation graphique sont fixées par les conditions que nous avons estimées pour le métamorphisme régional, à savoir $T \approx 600^\circ\text{C}$ et $P \approx 200$ à 500 MPa. Ainsi l'assemblage grenat-biotite peut être représenté sur la courbe P-T-t quelque part dans sa partie supérieure (figure 37) alors que l'assemblage rétrograde actinolite-

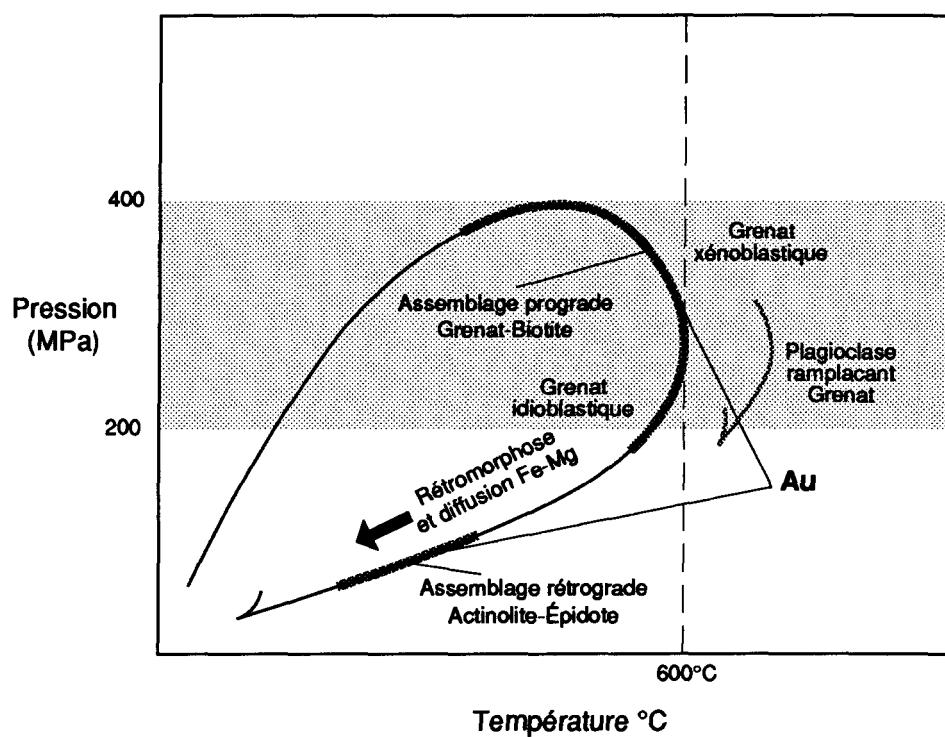


Figure 37. Courbe pression-température-temps présumée pour l'activité hydrothermale reliée à la mise en place de la minéralisation aurifère dans le gisement de la rivière Eastmain

épidote sera situé quelque part dans la partie inférieure de cette même courbe. Rappelons que la minéralisation aurifère est associée aux deux assemblages.

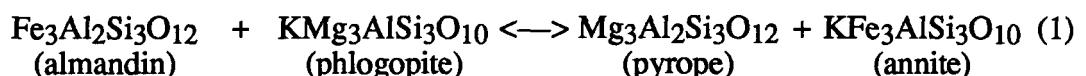
Pour caractériser les conditions de formation (température et profondeur) du gisement il faut chercher à estimer la pression et la température de formation de l'assemblage d'altération prograde grenat-biotite. Cela nous donnera une limite supérieure pour la courbe P-T-t de l'activité hydrothermale.

4.3.1. Géothermométrie

Le grenat, la biotite et la hornblende constituent les principaux minéraux de l'assemblage d'altération prograde. Deux géothermomètres basés sur les échanges cationiques ont été calibrés pour estimer la température de stabilité des paires grenat-biotite (Ferry et Spear, 1978) et grenat-hornblende (Graham et Powell, 1984). Les porphyroblastes de grenat renferment communément des inclusions de rutile et d'ilménite. Pownceby *et al.* (1987 et 1991) ont expérimentalement calibré l'échange Fe-Mn entre le grenat et l'ilménite. Ces trois géothermomètres ont été appliqués aux échantillons renfermant les paires grenat-biotite, grenat-hornblende et grenat-ilménite, dont la composition chimique est connue.

4.3.1.1. Grenat-biotite

Le géothermomètre grenat-biotite implique l'échange Fe-Mg entre le grenat et la biotite et est basé sur la réaction:



Cette réaction a été calibrée empiriquement par Thompson (1976) pour des assemblages naturels à partir de températures calculées avec des calibrations expérimentales

d'autres réactions ainsi que de températures obtenues par fractionnement des isotopes de l'oxygène. La première calibration expérimentale de cette réaction a été dérivée par Ferry et Spear (1978). Cette calibration suppose toutefois un modèle d'activité du grenat basé sur le mélange idéal des principaux cations du grenat (Mn, Fe, Ca, Mg). Hodges et Spear (1982) ont proposé un modèle d'activité plus élaboré pour le grenat, basé sur 3 solutions binaires symétriques. Ganguly et Saxena (1984) ont étendu cette approche pour modéliser le grenat sous forme de 4 solutions binaires symétriques. Toutefois, les paramètres d'interaction (W) des différentes solutions binaires demeurent encore mal connus. Comme le Ca et le Mn ne se mélangent pas de façon idéale avec le Fe et le Mg dans le grenat (Ganguly et Saxena, 1984; Hodges et Spear, 1982), la calibration de Ferry et Spear (1978) n'est précise que pour des grenats et des biotites de composition proches à celle utilisée par Ferry et Spear (1978).

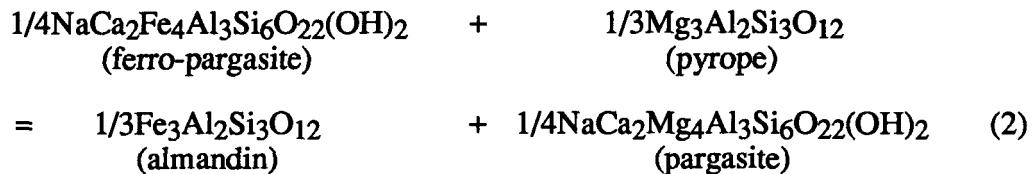
Le contenu en calcium et magnésium des grenats du gisement de la rivière Eastmain est uniformément assez bas (généralement $X_{\text{Ca}} \leq 0,10$, et $X_{\text{Mg}} \leq 0,15$ sauf pour quelques analyses, cf. annexe 3). Par contre ils sont tous riches en manganèse ($0,14 \leq X_{\text{Mn}} \leq 0,46$) de sorte que les grenats se retrouvent principalement du côté du couple Fe-Mn, avec peu de Ca et de Mg.

Williams et Grambling (1990) ont étudié les propriétés de l'échange Fe-Mg-Mn dans le grenat et ont dérivé une calibration de la réaction (1) qui tient compte du contenu en manganèse du grenat ($0,00 < X_{\text{Mn}} < 0,50$). La biotite peut contenir des quantités substantielles de Fe^{+3} , ce qui affectera le calcul de $K_{\text{d}}(\text{Gr-Bt})$ ainsi que la précision des températures calculées. Williams et Grambling (1990) ont émis une mise en garde à cet effet et suggéré que la composition de la biotite soit corrigée pour tenir compte de son contenu en Fe^{+3} . La microsonde électronique ne permet pas de déterminer le degré d'oxydation du fer ($\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$). Williams et Grambling (1990) ont observé une relation linéaire entre le contenu

en Fe^{+3} de la biotite celui de l'ilménite coexistante. Les analyses de biotite des échantillons pour lesquels nous connaissons la composition de l'ilménite (82-09-116.7, 84-27-211.4 et 87-09-089.2) ont donc été corrigées pour leur contenu en Fe^{+3} suivant la méthode proposée par Williams et Grambling (1990) (annexe 3).

4.3.1.2. Grenat-hornblende

La répartition du Fe et du Mg entre le grenat et la hornblende a été calibrée empiriquement par Graham et Powell (1984) contre le géothermomètre grenat-clinopyroxène de Ellis et Green (1979). La calibration est basée sur la réaction:



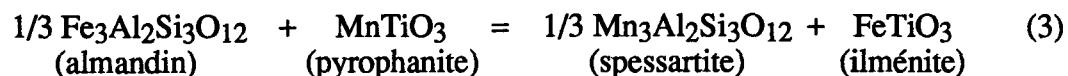
Si le grenat ou la hornblende devient d'une solution idéale, il faut tenir compte des coefficients d'activité des solutions solides. Toutefois, il n'y a pas de données thermodynamiques fiables pour les paramètres d'activité (W) de la hornblende. Graham et Powell (1984) ont reconnu que la non-idealité de la hornblende affecte la solution solide grenat-hornblende mais qu'elle ne peut être isolée. Leur calibration suppose donc que tous les effets sur K_d des mélanges non-ideaux dans le grenat ou la hornblende sont assignés à la correction pour X_{Ca} dans le grenat, laquelle est bien connue. Étant donné que les effets du Mn sur l'échange Fe-Mg dans le grenat n'ont pas été considérés, l'application de cette calibration n'est précise que pour des roches renfermant des grenats pauvres en Mn ($X_{\text{Mn}} < 0,10$). De plus, Graham et Powell (1984) n'ont pas tenu compte du contenu en Fe^{+3} de la hornblende parce que, selon eux, les méthodes de recalcul du Fe^{+3} basées sur la stœchiométrie de la hornblende ont tendance à surestimer le ratio $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$. Leur calibration assure donc que tout le fer de la hornblende est

bivalent. Le contenu en fer ferrique de la hornblende affecte à la baisse K_d , de sorte que les températures calculées à partir d'assemblages où la hornblende renferme beaucoup de Fe^{+3} seront surestimées.

Nous connaissons la composition de la hornblende pour un seul échantillon (87-09-094.3). Dans cet échantillon, la proportion de substitution glaucophane dans la hornblende est faible, ce qui correspond aux hornblendes utilisées dans la calibration de Graham et Powell (1984) (ie. $0,09 \leq \text{Na}^{M4} \leq 0,43$, annexe 3), de sorte que la principale source d'erreur dans l'estimation de $K_d(\text{Gr-Hbl})$ se situe au niveau du calcul des paramètres d'activité du grenat.

4.3.1.3. Grenat-ilménite

Le grenat renferme très fréquemment des inclusions de rutile et d'ilménite. Or, le partage Fe-Mn entre le grenat et l'ilménite coexistant a été calibré expérimentalement en un géothermomètre (Pownceby *et al.*, 1987 et 1991).



Cette calibration assume une solution solide idéale où K_d de la réaction (3) est fonction de la pression et de la température uniquement. Ce modèle est inadéquat pour les cas qui dévient de la solution binaire idéale (Fe-Mn), de sorte que pour dériver des températures précises il faut alors estimer les paramètres d'interaction (W) des autres composants.

Nous connaissons la composition de l'ilménite coexistant avec le grenat dans trois échantillons (82-09-117.6, 84-27-211.4, 87-09-089.2; annexe 3). Dans ces échantillons, les grenats sont pauvres en Ca et Mg ($X_{Ca}+X_{Mg} < 0,18$ mole%) et l'ilménite ne contient pas de Mg et peu de fer ferrique (< 10 mole% Fe³⁺) de sorte que les effets des paramètres non

calibrés seront minimaux sur l'estimation de la température. L'application de ce géothermomètre pour ces trois échantillons donne des températures nettement trop élevées (Tableau 3). Ces résultats peu réalistes proviennent du fait que la fraction X_{Mn} de l'ilménite ($X_{\text{Mn}} > 0,17$) dans ces échantillons dépasse largement les limites de composition ($0,02 \leq X_{\text{Mn}} \leq 0,10$) fixées par Pownceby *et. al.* (1987).

4.3.2. Discussion

Conscient des limitations causées par des grenats dont la composition est en dehors des limites de calibration des géothermomètres grenat-biotite (Ferry et Spear, 1978) et grenat-hornblende (Graham et Powell, 1985), nous avons néanmoins utilisé ces deux géothermomètres pour estimer la température de formation de l'assemblage d'altération grenat-biotite.

La figure 38 illustre la relation du rapport $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ du grenat avec ceux de la biotite et de la hornblende des échantillons pour lesquels la composition du grenat de la biotite et de la hornblende est connue. Le graphique Roozebaum grenat-biotite (figure 38a) montre clairement deux K_d distincts correspondant aux échantillons respectivement pauvres et riches en sulfures. Ce diagramme suggère que la répartition du fer et du magnésium dans les minéraux de la suite de roches est contrôlée par quelque chose d'autre que la pression et la température. Il se peut que la différence de K_d observée s'explique par une température de fermeture différente entre les deux suites d'échantillons. Parallèlement, sur le graphique opposant $K_d(\text{Gr-Bt})$ à $(X_{\text{Ca}}+X_{\text{Mn}})$ (figure 39), les données ne montrent pas de distribution linéaire distincte de sorte que K_d n'est probablement pas fonction du contenu en Mn ou Ca du grenat. Ces observations suggèrent qu'en dépit du contenu élevé en Mn des grenats, le modèle de Ferry et Spear (1978) répond adéquatement aux variations observées du $K_d(\text{Gr-Bt})$.

TABLEAU 3. Températures (°C) de formation de l'assemblage d'altération prograde estimées par géothermométrie grenat-biotite et grenat-ilménite.

Grenat ¹				Biotite				(Gr-Bt FS) ²				Biotite ³				(Gr-Bt WG) ⁴				Ilménite				(Gr-Ilm) ⁵	
N°	Xmn	Xfe	Xca	Xmg	N°	Xfe	Xmg	Ln(K)	T	3kb	4kb	%Fe ⁺³ ⁶	Xfe	Xmg	Ln(K)	T	5kb	N°	Xfe	Xmn	Ln(K)	T			
Échantillon 82-09-114.6 - Métabasite altérée dans l'éponte de la Zone B.																									
#2	0.19	0.55	0.11	0.14	#3	0.44	0.46	-1.40	699	704															
#3	0.20	0.56	0.11	0.14	#3	0.44	0.46	-1.43	686	690															
#4	0.26	0.49	0.16	0.11	#4	0.42	0.47	-1.64	603	607															
#5	0.19	0.58	0.12	0.13	#4	0.42	0.47	-1.58	623	627															
#6	0.16	0.59	0.10	0.11	#4	0.42	0.47	-1.36	715	720															
#7	0.17	0.60	0.08	0.17	#4	0.42	0.47	-1.38	708	712															
Échantillon 82-09-116.7b - Veine de quartz-sulfures-grenat dans la zone B.																									
#1	0.36	0.46	0.06	0.13	#1	0.62	0.31	-0.58	1276	1290	0.17	0.64	0.36	-0.71	1170	#1	0.78	0.22	1.01	976					
#2	0.36	0.47	0.06	0.12	#2	0.62	0.28	-0.56	1300	1307	0.17	0.60	0.40	-0.95	986	#2	0.79	0.21	1.04	961					
#3	0.33	0.49	0.08	0.10	#2	0.62	0.28	-0.75	1110	1117	0.17	0.60	0.40	-1.16	874	#3	0.83	0.17	1.23	835					
Échantillon 82-09-118.2 - Porphyroclaste de quartz-grenat-biotite dans brèche à matrice de sulfures.																									
#1	0.34	0.49	0.10	0.06	#1	0.48	0.40	-1.85	532	535															
#2	0.32	0.51	0.11	0.07	#2	0.48	0.38	-1.79	549	553															
#3	0.32	0.50	0.12	0.06	#3	0.49	0.38	-1.81	544	547															
Échantillon 84-27-211.4 - Métabasite altérée, Zone B																									
#2	0.40	0.46	0.06	0.08	#2	0.58	0.29	-1.00	914	919	0.13	0.64	0.36	-1.14	946	#2	0.77	0.23	1.04	951					
#3	0.41	0.45	0.07	0.08	#3	0.58	0.30	-1.15	826	831	0.13	0.61	0.39	-1.34	849										
#5	0.40	0.45	0.08	0.08	#5	0.58	0.29	-1.09	857	862	0.13	0.62	0.38	-1.26	892										
#6	0.40	0.45	0.08	0.08	#6	0.57	0.32	-1.19	799	804	0.13	0.63	0.37	-1.24	906										
#7	0.40	0.45	0.07	0.08	#7	0.57	0.29	-1.08	863	868	0.13	0.63	0.37	-1.22	911	#7	0.80	0.19	1.06	935					
Échantillon 85-03-324.0 - Métabasite altérée, Zone B.																									
#3	0.35	0.39	0.19	0.07	#3	0.40	0.47	-1.9	516	519															
#4	0.36	0.35	0.22	0.08	#4	0.41	0.46	-1.66	595	599															
Échantillon 87-09-089.2 - Métafelsite altérée dans l'éponte de la Zone B.																									
#3	0.45	0.38	0.09	0.08	#1-#4	0.42	0.42	-1.56	630	634	0.12	0.48	0.52	-1.66	732	#5	0.79	0.21	1.52	677					
Échantillon 87-09-094.3 - Métabasite altérée dans l'éponte de la Zone B.																									
#1	0.29	0.50	0.16	0.06	#1	0.47	0.42	-2.06	471	475															
#1	0.29	0.50	0.16	0.06	#3	0.46	0.43	-2.09	465	468															
#2	0.30	0.46	0.18	0.06	#1	0.47	0.42	-1.96	498	501															
#2	0.30	0.46	0.18	0.06	#3	0.46	0.43	-1.99	491	494															
#8	0.30	0.43	0.21	0.06	#1	0.47	0.42	-1.82	542	546															
#8	0.30	0.43	0.21	0.06	#3	0.46	0.43	-1.84	534	538															

1 Composition moyenne des grains analysés cf. Annexe 3.

2 Calibration de Ferry et Spear (1978)

3 Composition moyenne corrigée pour le contenu en Fe⁺³ de la biotite.

4 Calibration de Williams et Grambling (1990)

5 Calibration de Pownceby et al. (1991)

6 %Fe⁺³ = Fe⁺³/(Fe⁺³ + Fe⁺²) estimé à partir de la composition de lilménite coexistante.

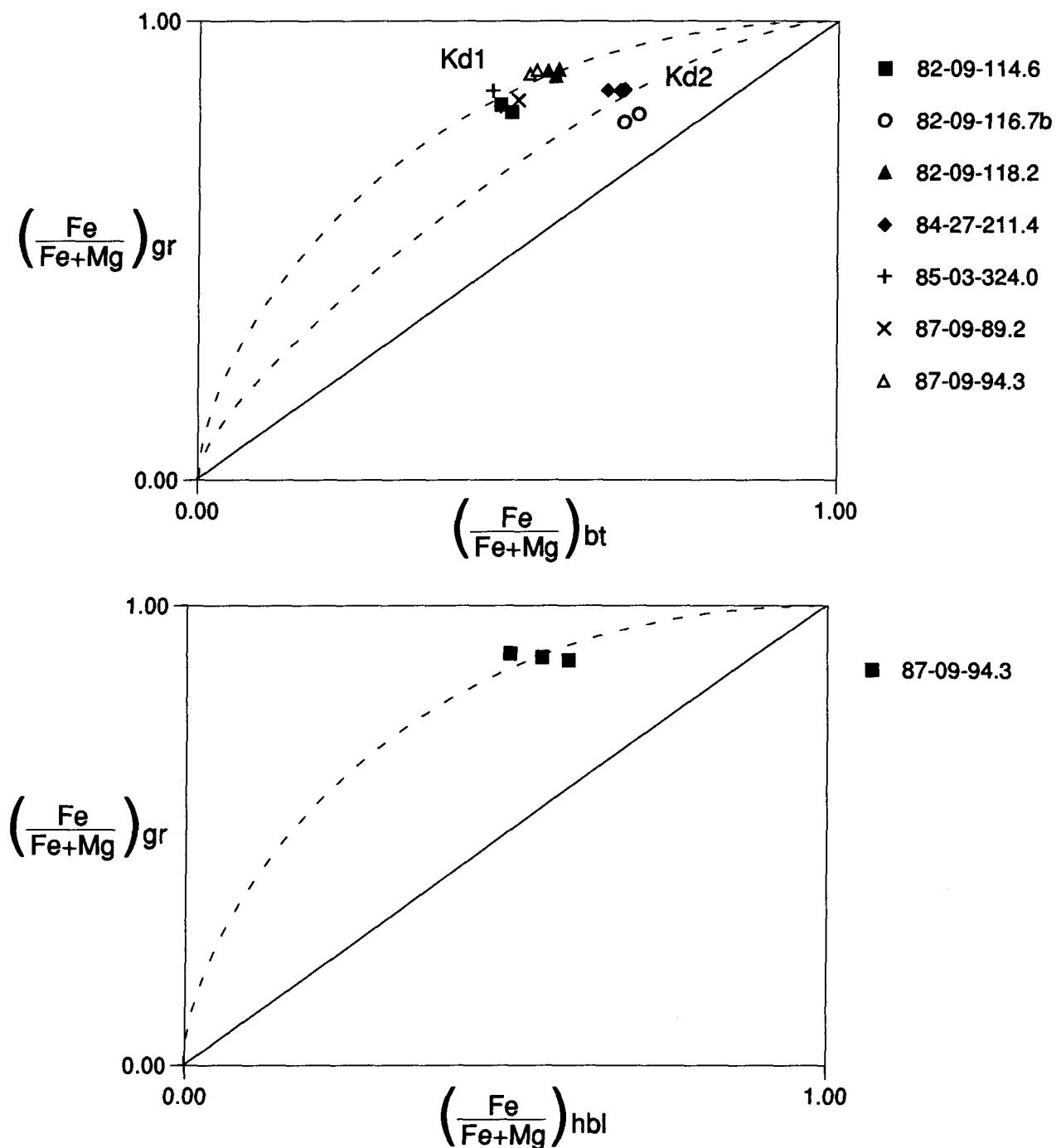


Figure 38. Diagrammes Roozebaum pour l'assemblage prograde garnat-biotite-hornblende, gisement de la rivière Eastmain.
A. Grenat-biotite. B. Grenat-honblende.

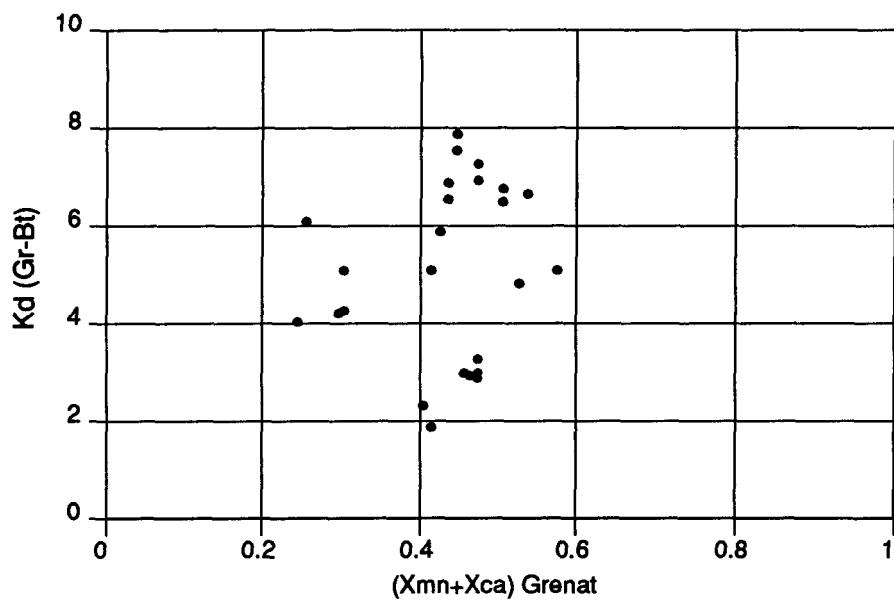


Figure 39. Relation entre Kd (Gr-Bt) et le contenu en Mn et Ca du grenat.
La répartition erratique des données suggère que Kd (Gr-Bt) n'est pas fonction du contenu en Mn et Ca du grenat.

et par conséquent il n'est peut être pas justifié d'utiliser, pour le grenat, un modèle d'activité plus sophistiqué (eg. Hodges et Spear, 1984; Ganguly et Saxena, 1984 et Williams et Grambling, 1990).

Le Tableau 3 renferme les températures calculées pour les paires grenat-biotite ($T^{\circ}\text{Gr-Bt}$) (Annexe 3). Les échantillons renfermant les biotites les moins ferrifères (82-09-114.6, 82-09-118.2, 85-03-324.0, 87-09-089.2 et 87-09-094.3) donnent des $T^{\circ}\text{Gr-Bt}$ réalistes (534°C , $\sigma \approx 46^{\circ}$ n=12, Tableau 3, calibration de Ferry et Spear, 1978) malgré que les grenats soient riches en Mn. Les $T^{\circ}\text{Gr-Bt}$ calculées pour les deux autres échantillons (82-09-116.7b et 84-27-211.4) sont trop élevées. Les biotites de ces deux échantillons sont très ferrifères (cf. figure 26), ce qui affecte à la baisse la constante d'équilibre (K_d) de la réaction grenat-biotite faussant ainsi l'estimation de la température. Par exemple, les biotites coexistant avec les grenats riches en manganèse rapportés par Williams et Grambling (1990) ont une composition proche de la phlogopite. Pour les trois échantillons où le contenu en Fe^{+3} de la biotite peut être estimé (Tableau 3), la calibration de Williams et Grambling (1990) ne rend pas des températures plus réalistes ($T^{\circ}\text{Gr-Bt}$) que celles calculées avec la calibration de Ferry et Spear (1978).

Parmi tous les échantillons de l'assemblage d'altération prograde, l'échantillon 87-09-094.3 est peut-être le plus intéressant car la hornblende, le grenat et la biotite coexistent. La hornblende est présente sous la forme porphyroblastique (Hbl_{po}: Hbl#4,5,6) en travers de la foliation ou encore elle forme de petits cristaux prismatiques disséminés dans la matrice (Hbl_{mx}: Hbl#1) et allongés selon la foliation (figure 40). Le grenat forme deux types de porphyroblastes: des porphyroblastes hélicitiques (figure 13d) à bordure idioblastique (Gr#1) qui ne sont pas zonés (figure 25); et des xénoblastes (figure 13b) très déformés allongés dans la foliation (Gr#2 et Gr#8) également non zonés. La biotite est présente sous forme

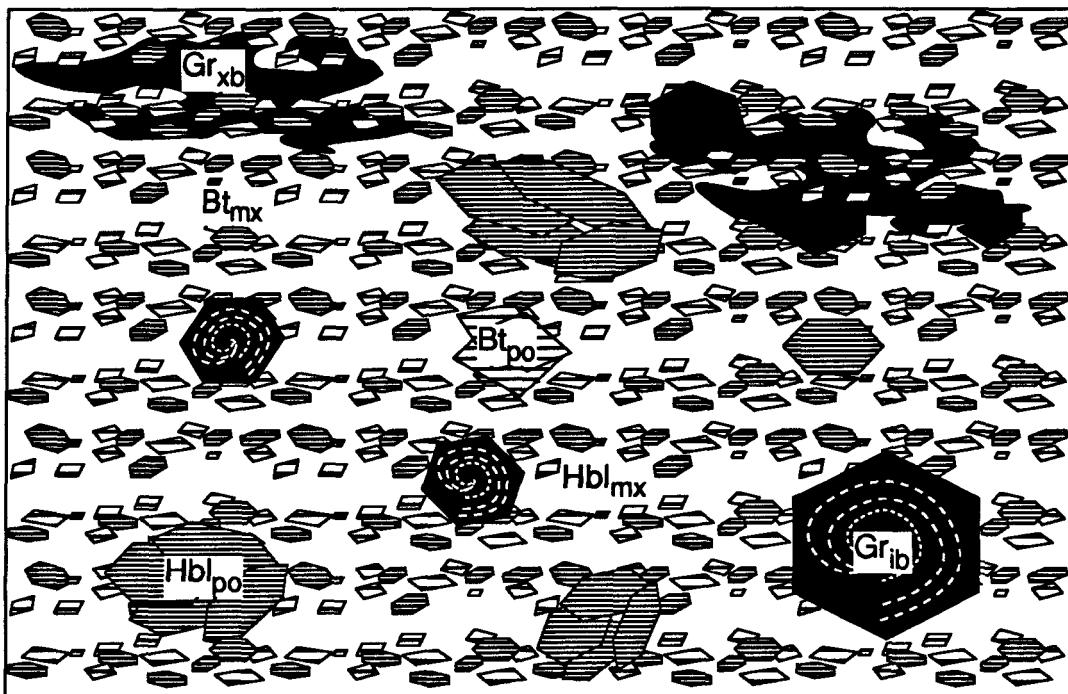


Figure 40. Représentation schématique des habitus du grenat, de la hornblende et de la biotite dans l'échantillon 87-09-094.3.

Gr_{xe} =grenat xénoblastique; Gr_{ib} = grenat idioblastique;

Hbl_{po} = hornblende porphyroblastique; Hbl_{mx} = hornblende dans la

matrice; Bt_{po} = biotite porphyroblastique et Bt_{mx} la biotite dans la matrice.

porphyroblastique (Bt_{po} : Bt#3) mais aussi dans la matrice (Bt_{mx} : Bt#1), leur composition ne diffère pas (annexe 3). Cette description est importante puisque nous avons utilisé ces textures pour démontrer que l'assemblage d'altération grenat-biotite est contemporain de la déformation et synchrone au pic thermique du métamorphisme.

En principe, les phases porphyroblastiques devraient donner des températures plus élevées que les phases dans la matrice puisque l'homogénéisation par diffusion prend plus de temps dans les gros cristaux que dans ceux qui sont plus finement grenus. De même les xénoblastes de grenat (pré- à syncinématiques) devraient montrer des températures plus élevées que les porphyroblastes hélicitiques à bordure idioblastique (syn- à tardicinématiques).

Le Tableau 4 résume les températures calculées pour les paires grenat-biotite et grenat-hornblende dans l'échantillon 87-09-094.3. Les températures calculées pour les différents couples Gr-Hbl et Gr-Bt s'accordent très bien. Ainsi, les paires Gr-Hbl_{po} donnent des températures de 50 à 100°C supérieures aux paires Gr-Hbl_{mx} (Tableau 4). Les grenats xénoblastiques (Gr#2 et #8) donnent des températures plus élevées (de 40 à 50°C de plus) que celles obtenues avec le grenat à bordure idioblastique (Gr#1), peu importe la hornblende ou la biotite utilisée. La biotite porphyroblastique (Bt#3) est de même composition que celle disséminée dans la matrice (Bt#1) de sorte que les températures obtenues sont sensiblement les mêmes. Ceci n'est pas surprenant puisque la vitesse de diffusion de l'échange Fe-Mg dans la biotite est plus rapide que dans le grenat ou la hornblende (Spear, 1989).

Par conséquent, la géothermométrie basée sur l'échange Fe-Mg dans les phases de l'échantillon 87-09-094.3 nous donne deux températures T_1 et T_2 correspondant probablement à deux périodes de croissance du grenat. Une première température $T_1 \approx 550^\circ$ -

TABLEAU 4. Composition du grenat, de la biotite et de la hornblende et températures calculées selon les paires grenat-biotite (Ferry et Spear, 1978) et grenat-hornblende (Graham et Powell, 1984) dans l'échantillon 87-09-094.3.

Nº	Grenat					Biotite					Hornblende					T°C Gr-Bt				T°C Gr-Hbl	
	Type	Xfe	Xmg	Xmn	Xca	Nº	Type	Xfe	Xmg	Nº	Type	Xfe	Xmg	InKd	2Kb	3Kb	4Kb	InKd	T°C		
#1	Po	0.50	0.06	0.29	0.16	Bt#1	Mx	0.47	0.42	#1-1,2	Mx	0.44	0.49	-2.06	468	471	475	2.28	449		
#1	Po	0.50	0.06	0.29	0.16	Bt#3	Po	0.46	0.43	#1-6,7	Mx	0.45	0.44	-2.09	465	468	471	2.16	466		
#1	Po	0.50	0.06	0.29	0.16					#4	Po	0.45	0.36					1.95	501		
#1	Po	0.50	0.06	0.29	0.16					#5	Po	0.46	0.32					1.81	528		
#1	Po	0.50	0.06	0.29	0.16					#6	Po	0.46	0.28					1.66	557		
#1-6	coeur	0.52	0.06	0.30	0.12	Bt#1	Mx	0.47	0.42					-2.07	466	473	475				
#1-6	coeur	0.52	0.06	0.30	0.12	Bt#3	Po	0.46	0.43					-2.10	459	463	466				
#1-14,11																					
,12	≠C≠R	0.48	0.06	0.31	0.14	Bt#1	Mx	0.47	0.42					-2.02	480	484	487				
#1-14,11																					
,12	≠C≠R	0.48	0.06	0.31	0.14	Bt#3	Po	0.46	0.43					-2.04	473	477	480				
#1,4-5	≠C≠R	0.48	0.06	0.29	0.18	Bt#1	Mx	0.47	0.42	#1-1,2	Mx	0.44	0.49	-2.05	472	475	479	2.26	468		
#1,4-5	≠C≠R	0.48	0.06	0.29	0.18					#1-6,7	Mx	0.45	0.44					2.15	486		
#1,4-5	≠C≠R	0.48	0.06	0.29	0.18	Bt#3	Po	0.46	0.43	#4	Po	0.45	0.36	-2.07	465	468	472	1.94	522		
#1,4-5	≠C≠R	0.48	0.06	0.29	0.18					#5	Po	0.44	0.49					1.75	559		
#1,4-5	≠C≠R	0.48	0.06	0.29	0.18					#6	Po	0.46	0.28					1.65	580		
#2	Po	0.46	0.06	0.30	0.18	Bt#1	Mx	0.47	0.42	#1-6,7	Mx	0.45	0.44	-1.96	495	498	501	2.07	502		
#2	Po	0.46	0.06	0.30	0.18	Bt#3	Po	0.46	0.43	#4	Po	0.45	0.36	-1.99	487	491	494	1.86	540		
#2	Po	0.46	0.06	0.30	0.18					#5	Po	0.46	0.31					1.67	578		
#2	Po	0.46	0.06	0.30	0.18					#6	Po	0.46	0.28					1.57	599		
#8	Po	0.43	0.30	0.06	0.21	Bt#1	Mx	0.47	0.42	#4	Po	0.45	0.36	-1.82	539	542	546	1.72	588		
#8	Po	0.43	0.30	0.06	0.21	Bt#3	Po	0.46	0.43	#5	Po	0.46	0.31	-1.84	530	534	538	1.53	604		

Abréviations: Po = porphyroblaste; Mx = dans la matrice; ≠C≠B = entre le coeur et la bordure du porphyroblaste; #1-1,2 = moyenne des analyses #1-1 et #1-2.

Description des minéraux: Grenat #1: gros porphyroblaste subhélyctique à bordure idioblastique; Grenat #2 et #8: gros xénoblastes allongés dans la foliation; Biotite #1: petits cristaux dans la matrice près du grenat #1; Biotite #3: Idioblaste orienté à angle par rapport à la foliation; Hornblende #1: petits cristaux prismatiques allongés dans la foliation; Hornblende #4, #5 et #6: Idioblastes orientés à angle par rapport à la foliation.

600°C correspond à la formation des xénoblastes de grenat pré- à syn-cinématiques et une température $T_2 \approx 450^{\circ}\text{-}500^{\circ}\text{C}$, légèrement inférieure pour la formation des grenats syn- à tardi-cinématiques à bordure idioblastique.

Il est intéressant de constater que l'échange Fe-Mg entre le grenat et la hornblende ou la biotite donne des résultats similaires à la substitution Na-Al dans la hornblende. En effet, la hornblende porphyroblastique qui est nettement plus riche en aluminium que sa contrepartie dans la matrice se retrouve dans le champ défini par les amphiboles de la zone du grenat (cf. figure 29) alors que celles de la matrice occupent le champ de la zone de la biotite. Ceci suggère que les porphyroblastes de hornblende ont crû à une température plus élevée que la hornblende dans la matrice.

Par analogie avec la chimie des amphiboles des schistes mafiques du Vermont (Laird et Albee, 1981), les amphiboles associées aux assemblages d'altération (actinolite et hornblende) appartiennent toutes deux à une série métamorphique de basse ou moyenne pression (figure 30). Dans ces amphiboles, la substitution du glaucophane est faible ou inexistante.

Compte tenu des limitations de la calibration de l'échange Fe-Mg entre le grenat, la hornblende ou la biotite et considérant que deux systèmes différents (Fe-Mg(Gr-Hbl)-(Gr-Bt) et Na-Al₂Hbl) indiquent une même tendance, il est raisonnable d'estimer que l'assemblage d'altération grenat-biotite s'est initialement formé à une température d'environ 550-600°C ($T^{\circ}\text{Gr-Bt}$ et $T^{\circ}\text{Gr-Hbl}$) pour des pressions de l'ordre de 200 à 400 MPa. Ces conditions sont entièrement compatibles avec les conditions maximums estimées pour le métamorphisme régional dans ce secteur de la BVRES.

CHAPITRE V

ÉTUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

5.1. INTRODUCTION ET OBJECTIFS

Les caractéristiques géologiques du gisement de la rivière Eastmain sont très différentes de celles des gisements mésothermaux mis en place dans les terrains métamorphisés au faciès des schistes verts. Le gisement de la rivière Eastmain est caractérisé par l'absence de carbonates de fer dans la paragenèse d'altération et par des assemblages d'altération témoignant d'une température de formation nettement plus élevée (550-600°C). En relation avec ces caractéristiques, une question fondamentale peut être posée. Qu'en est-il des fluides hydrothermaux qui ont circulé durant l'époque de minéralisation? Étaient-ils similaires à ceux observés dans les gisements mésothermaux du faciès des schistes verts?

Nous avons vu que le gisement de la rivière Eastmain s'est mis en place durant le métamorphisme régional au faciès des amphibolites (altération grenat-biotite), mais que l'activité hydrothermale s'est poursuivie pendant le rétromorphisme (altération actinolite-épidote). Est-ce que ces deux types d'altération font partie d'un seul et même épisode hydrothermal, qui s'est d'abord manifesté à haute température pour, par la suite, évoluer vers des températures plus basses? Ou encore s'agit-il simplement de deux événements hydrothermaux distincts?

Pour tenter de répondre à ces questions, nous avons réalisé une étude des inclusions fluides sur quelques échantillons représentatifs de minéralisations associées aux deux assemblages d'altération, de façon à préciser la nature des fluides associés à chacun des deux épisodes d'altération. Nous nous sommes donc exclusivement concentrés sur les générations d'inclusions fluides qui peuvent être pétrographiquement reliées à la mise en place des sulfures associés à l'or.

5.2. PÉTROGRAPHIE

Après avoir étudié un grand nombre d'échantillons de veine, nous avons choisi de conduire l'étude pétrographique des inclusions fluides sur deux échantillons pour lesquels l'assemblage d'altération a pu être déterminé de façon certaine. Un échantillon représentatif de l'assemblage prograde grenat-biotite (82-09-116.7b, une veine minéralisée pour laquelle nous avons une bonne estimation des conditions de température de formation de l'éponte altérée; cf. tableau 3) et un second représentatif de l'assemblage actinolite-épidote (EA-8). Dans ces deux échantillons, les sulfures recoupent le quartz de la veine et en ce sens lui sont paragénétiquement tardifs. Ils sont intimement associés à du grenat et de la biotite, et de l'actinolite respectivement. Dans ces échantillons il y a plusieurs générations d'inclusions fluides secondaires piégées dans le quartz et le grenat. Nous avons cherché à identifier celles qui sont contemporaines des sulfures.

En général, les inclusions sont abondantes mais de petite dimension ($\leq 10\mu\text{m}$). Il est particulièrement difficile d'identifier des inclusions suffisamment claires et de grande taille pour supporter les manipulations microthermométriques. Ceci est particulièrement le cas de l'échantillon 82-09-116.7b où les inclusions ont une dimension moyenne inférieure à $5\mu\text{m}$.

5.2.1. Assemblage prograde Grenat-Biotite

L'échantillon 82-09-116,7b renferme trois types de quartz (figure 41a). Premièrement il y a le quartz de la veine (Qp1). Celui-ci est cataclastique et forme des cristaux xénomorphes hétérogranulaires à extinction roulante. Ce quartz est partiellement recristallisé le long des bordures des grains. Le quartz néoformé (Qp2) est granoblastique et très finement grenu. Enfin les veinules de sulfures renferment également un peu de quartz

(Qp3). Ce sont des cristaux xénomorphes isolés, baignant dans les sulfures. Des gros xénoblastes de grenats sont associés aux sulfures et tous deux découpent le quartz Qp1.

Tous les types de quartz renferment des inclusions fluides. Le quartz Qp3, celui qui est associé aux sulfures, renferme peu d'inclusions. Ce sont des inclusions isolées et de petites dimensions ($\leq 10\mu\text{m}$) qui ne montrent pas d'orientation préférentielle. Nous y avons observé deux types d'inclusions (figure 41b). Des inclusions à deux phases ($l + v$) riches en vapeur et d'autres à trois phases ($l + v + s$) dont une est un cristal fils de forme cubique. Le grenat qui est associé à la même séquence paragénétique renferme aussi de nombreuses mais très petites inclusions ($\leq 3\mu\text{m}$), semblables à celles observées dans le quartz Qp3 (figure 41c).

Le quartz Qp1 renferme un très grand nombre d'inclusions isolées ou encore distribuées dans de larges traînées qui recoupent plusieurs grains. Plusieurs de ces traînées d'inclusions secondaires sont orientées plus ou moins orthogonalement aux veinules de sulfure-grenat-quartz Qp3. Certaines inclusions s'échappent des petits coins de sulfures qui pénètrent le quartz Qp1 (figure 41d). Cette évidence suggère que ces traînées secondaires sont contemporaines des sulfures. Elles renferment les mêmes types d'inclusions que celles observées dans le quartz Qp3 ou dans le grenat. Il s'agit d'inclusions plus volumineuses (de 7 à $10\mu\text{m}$) à deux ($l + v$) ou trois phases ($l + v + s$). Cette génération d'inclusions secondaires est recoupée par d'autres traînées secondaires composées d'inclusions aqua-carboniques à une ou deux phases: soit des inclusions riches en CO_2 ou des inclusions aqueuses ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$). À l'intérieur d'une même traînée, des inclusions riches en CO_2 (1 phase) cohabitent parfois avec des inclusions essentiellement aqueuses (2 phases $l+v$). En général toutefois, les inclusions aqueuses et carboniques forment des traînées adjacentes séparées.

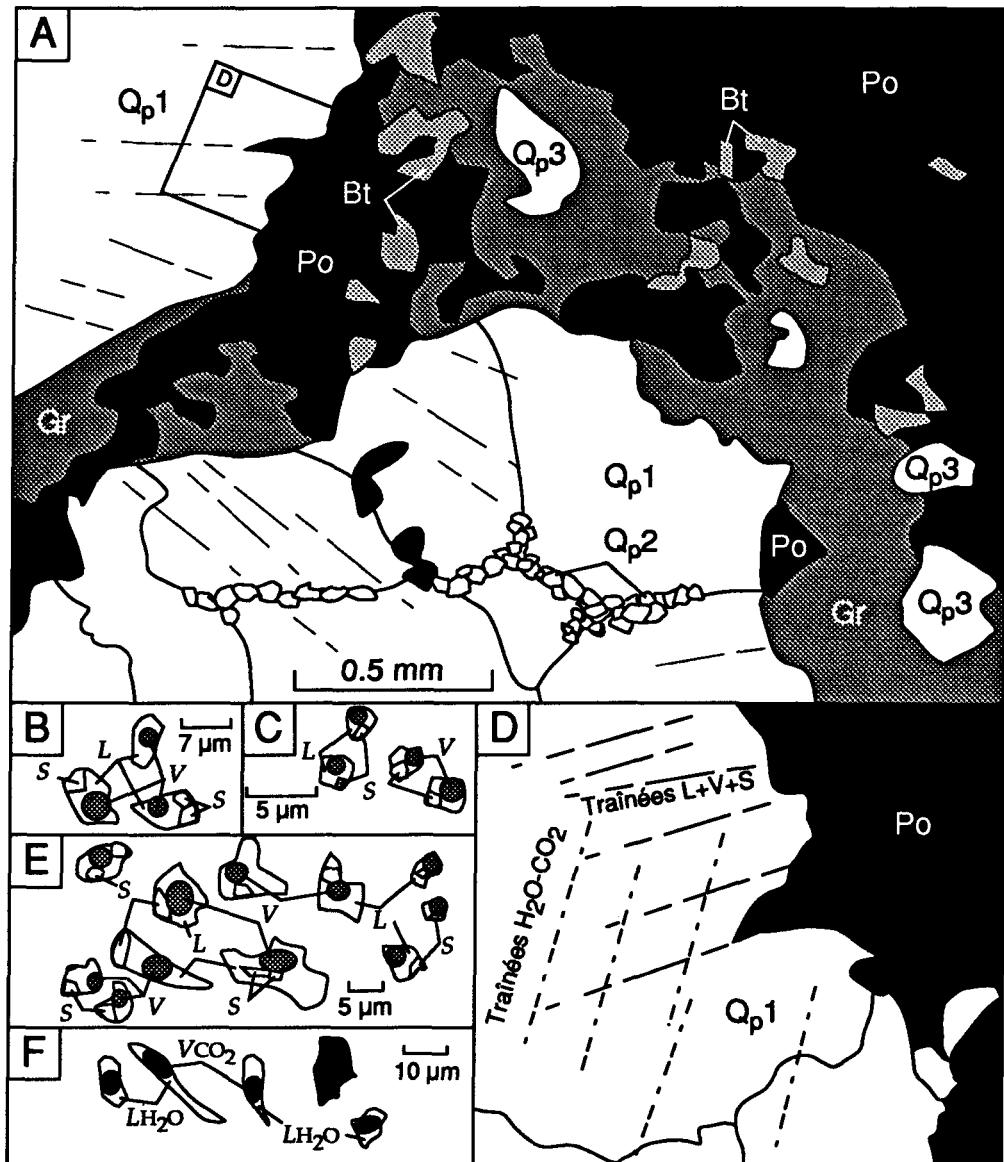


Figure 41. Pétrographie des inclusions fluides observées dans l'échantillon de veine de l'épisode prograde (82-09-116.7b). A. Morphologie du quartz: Qp1, Qp2, Qp3 = quartz, Po = pyrrhotite, Gr = grenat, Bt = biotite. B Inclusions isolées l+v et l+v+s dans le quartz Qp3. C. Inclusions arborant un cristal fils dans le grenat. D. Coin de sulfures (Po) recoupant le Quartz Qp1 et associée à des traînées d'inclusions secondaires. D. Traînées d'inclusions secondaires arborant un cristal fils dans le quartz Qp1. F. Inclusions aqua-carboniques observées dans des traînées recoupant les traînées d'inclusions l+v+s.

5.2.2. Assemblage rétrograde Actinolite-Épidote

Les veines de cet assemblage sont également composées de trois types de quartz. Le quartz $Qr1$ est celui qui est l'hôte des veinules de sulfures. Il s'agit d'un quartz hétérogranulaire à extinction roulante dont les contours des grains sont partiellement recristallisés (quartz $Qr2$). Le quartz $Qr1$ est cataclasé et injecté de veinules de sulfures. Il y a de nombreuses évidences qui suggèrent que ces sulfures sont postérieurs au quartz $Qr1$. Par exemple, il y a plusieurs coins de sulfures qui découpent un même cristal de quartz ($Qr1$) (figure 42a). Les sulfures sont aussi interstitiels et remplissent les interstices entre les cristaux de quartz $Qr1$. Dans ce cas il y a une étroite relation entre le quartz $Qr2$, issu de la recristallisation du quartz $Qr1$ et les sulfures. Enfin, le quartz $Qr3$ se retrouve uniquement avec les sulfures dans les petites veinules qui découpent le quartz $Qr1$. Il est paragénétiquement relié aux sulfures. Des cristaux idiomorphes d'actinolite se retrouvent aussi à l'intérieur de ces sulfures (figure 42a). Ces cristaux renferment fréquemment de l'or natif et des tellurures de bismuth et d'argent.

Le quartz $Qr1$ est littéralement truffé d'inclusions ce qui le rend très sombre. Il s'agit principalement de plusieurs générations d'inclusions secondaires formant de larges traînées qui recoupent plusieurs grains de quartz $Qr1$, ou encore des nuages irréguliers sans forme particulière. Certaines traînées secondaires s'échappent de coins de sulfures et sont donc probablement contemporaines. Dans celles-ci nous avons observé deux types d'inclusions: des inclusions aqueuses et des inclusions aqua-carboniques (H_2O-CO_2 et CO_2) à une ou deux phases (figures 42b,c et d). Nous avons également observé des inclusions qui contiennent un cristal fils. Ces dernières sont plus ou moins isolées dans le quartz $Qr1$ et n'appartiennent donc pas à la même génération que celle des inclusions aqueuses et aqua-

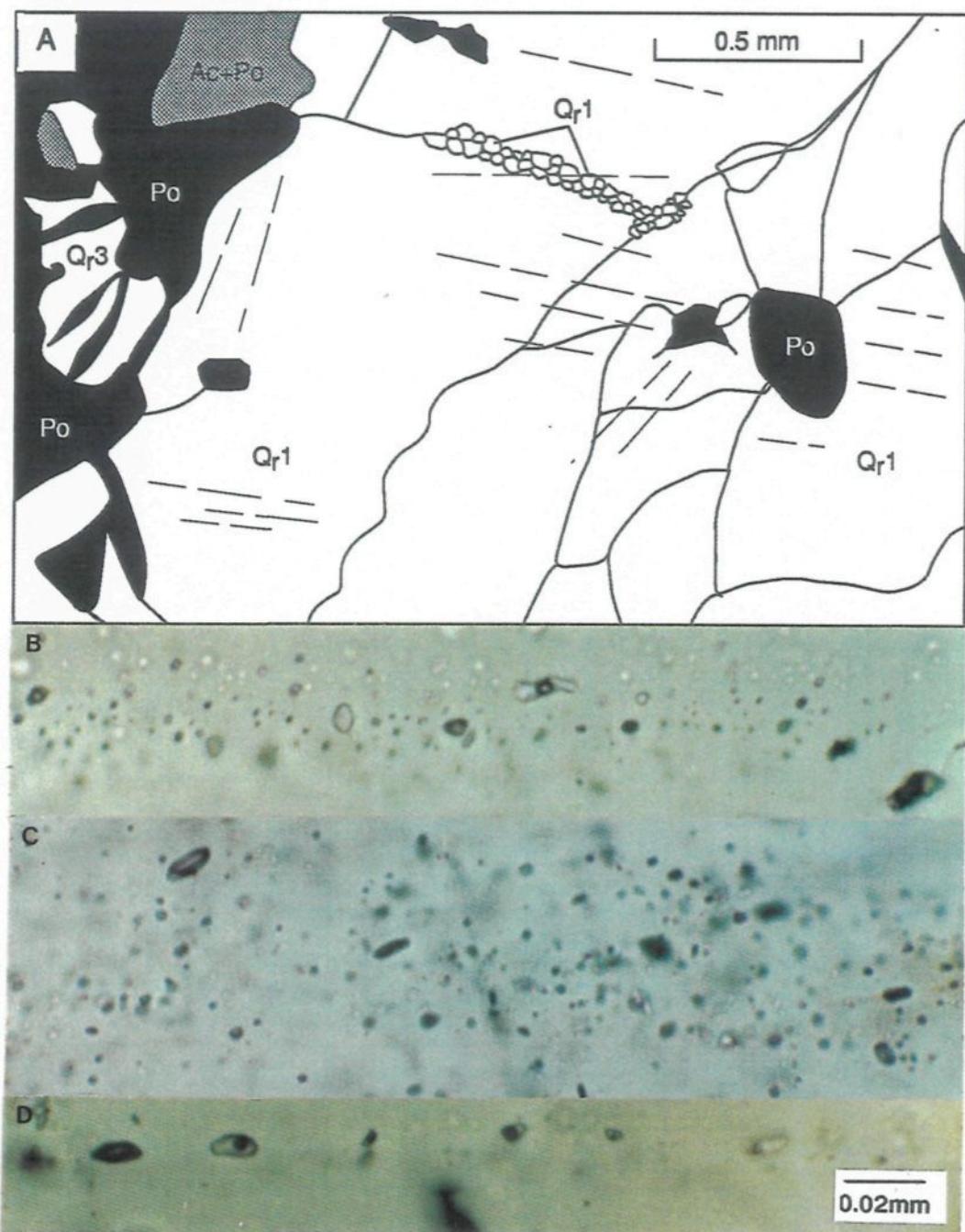


Figure 42. Pétrographie des inclusions fluides observées dans l'échantillon de veine de l'épisode rétrograde (EA-8). A. Morphologie du quartz: Qr1, Qr2, Qr3 = quartz, Ac = actinolite, Po = pyrrhotite. B. Traînée d'inclusions aqueuses à 1 ou 2 phases (I et I+v). C. Traînée d'inclusions aqua-carboniques. D. Traînée d'inclusions aqua-carboniques à volume CO₂ variable.

carboniques. Le quartz $Qr3$, celui qui est paragénétiquement associé aux sulfures, renferme peu d'inclusions. Ce sont généralement de petites inclusions aqueuses et aqua-carboniques dont la distribution ne montre pas d'alignement particulier. Ces inclusions ne contiennent pas de cristal fils.

5.2.3. Interprétation

Les inclusions aqueuses qui renferment un cristal fils appartiennent à une génération d'inclusions formant des traînées secondaires contemporaines des sulfures de l'épisode d'altération prograde (grenat-biotite). Ce type d'inclusions se retrouve isolé dans le quartz $Qp3$ et le grenat, tous deux paragénétiquement reliés aux sulfures.

Ces traînées d'inclusions secondaires arborant un cristal fils sont clairement recoupées par des traînées d'inclusions secondaires aqueuses et aqua-carboniques (figure 41e) morphologiquement similaires à celles qui sont contemporaines des sulfures dans les échantillons de l'épisode d'altération rétrograde (actinolite-épidote). Par ailleurs, dans les sulfures de l'assemblage actinolite-épidote, le quartz $Qr3$ paragénétiquement associé renferme aussi des inclusions aqueuses et aqua-carboniques qui sont probablement primaires.

5.3. MICROTHERMOMÉTRIE DES INCLUSIONS FLUIDES

L'étude pétrographique des inclusions fluides a permis de mettre en évidence deux types de fluide respectivement associés aux deux épisodes d'altération, prograde et rétrograde. Dans le but de mieux définir les caractéristiques de ces deux types de fluide nous avons effectué des manipulations microthermométriques sur une sélection soigneusement choisie d'environ cinquante inclusions fluides clairement identifiées à l'un ou l'autre des deux types de fluide.

Les manipulations microthermométriques ont été effectuées sur un microscope Leitz équipé d'une platine réfrigérante et chauffante de conception Chaix Meca. Toutes les mesures de température ont été effectuées en chauffant les inclusions. La reproductibilité des températures a été assurée en répétant plusieurs fois les mesures sur une même inclusion.

5.3.1 Inclusions aqueuses à cristal fils (épisode prograde)

La taille des inclusions ($<5\mu\text{m}$) n'a pas permis des analyses microthermométriques complètes de toutes les inclusions de ce type. Les inclusions aqueuses ne contiennent pas de CO_2 et montrent des températures d'homogénéisation (T_h) variant entre 150°C et 400°C avec une moyenne située à 270°C (figure 43). Malgré le petit nombre de données, la mesure de température eutectique du système (T_e) montre un fourchette comprise entre -70°C et -27°C (figure 43) et la fonte des derniers cristaux de glace (T_m) varie entre -39°C et -4°C. Ces T_e et T_m très basses indiquent la présence de CaCl_2 (et probablement MgCl_2) dans le fluide ce qui rend difficile l'estimation du contenu en NaCl (cf. Roedder, 1984). La méthode Williams-Jones et Samson (1990) permet d'estimer le contenu en CaCl_2 et NaCl mais la petite taille des inclusions n'a pas permis d'identifier le cristal fils comme étant de la halite. En chauffant les inclusions, les cristaux fils montrent des comportements erratiques. Dans certains cas, ils fondent complètement avant l'homogénéisation. À d'autres occasions, la phase vapeur s'homogénéise avant la dissolution du cristal fils. Enfin, pour certaines inclusions le cristal fils n'était toujours pas dissout à 425°C.

5.3.2. Inclusions aqueuses (rétrograde)

Les données microthermométriques des inclusions aqueuses de l'épisode rétrograde sont présentées sur la figure 44. Ces inclusions aqueuses montrent des températures d'homogénéisation s'étalant de 162°C à plus de 438°C avec deux maximums distincts à

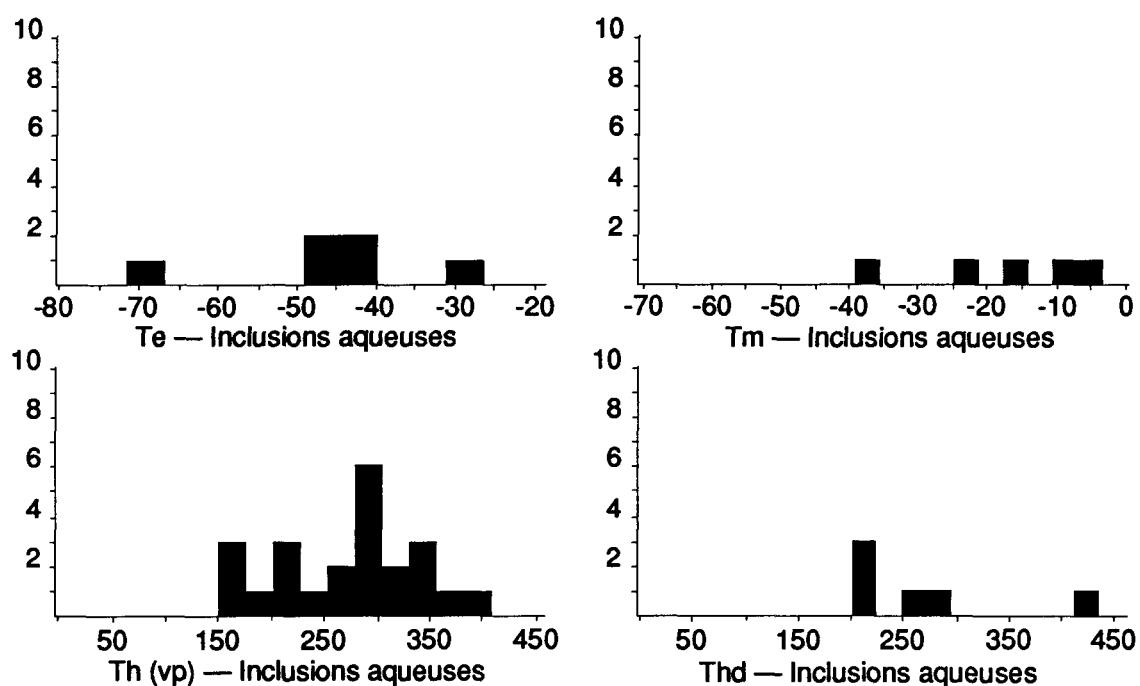


Figure 43. Données microthermométriques pour les inclusions aqueuses arborant un cristal fils et contemporaines des sulfures associés à l'épisode prograde. Température en degré Celsius.

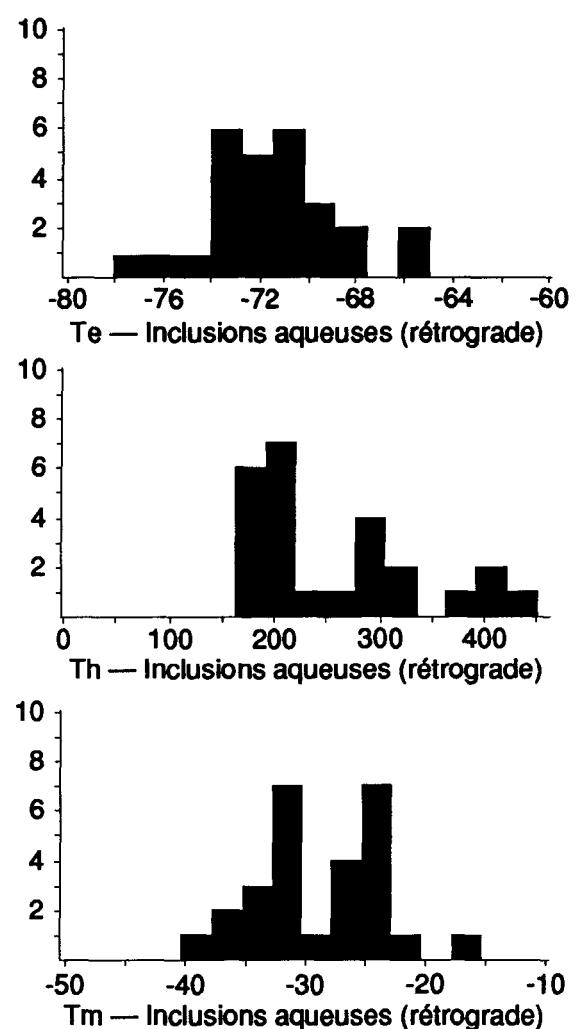


Figure 44. Données microthermométriques des inclusions fluides aqueuses contemporaines des sulfures associés à l'épisode rétrograde. Températures en degré celsius.

environ 200°C et 300°C respectivement. Les mesures de température eutectique (T_e) montrent une distribution avec une moyenne située à environ -71.6°C. Les mesures de la température de fonte des derniers cristaux de glace (T_m) se répartissent en deux populations avec des maximums respectivement situés à environ -25°C et -33°C. Avec les données disponibles, il n'y a pas de relation entre ces deux populations et celles définies par la température d'homogénéisation. Les inclusions montrant des T_h élevées ont des T_m variables. La très basse température de fonte des derniers cristaux de glace ($T_m < -21^\circ\text{C}$) suggère qu'en plus du sodium, il y a d'autres cations bivalents dissous dans la phase liquide. Ces inclusions ne contiennent pas de cristal fils.

5.3.3. Inclusions carboniques et aqua-carboniques.

Nous avons effectué des mesures microthermométriques sur les inclusions carboniques (riches en CO₂) dans les deux échantillons (prograde et rétrograde). Ces inclusions montrent sensiblement les mêmes caractéristiques (figure 45). Les mesures de la température de fonte du CO₂ montrent un maximum à environ -56.6°C (dans les deux épisodes prograde et rétrograde). Toutefois pour certaines inclusions, le CO₂ a fondu à moins de -56.6°C (figure 45a) suggérant que dans celles-ci, en plus du CO₂, il y a une autre phase gazeuse présente (hydrocarbure ?). La température d'homogénéisation du CO₂ varie de -18°C à +20°C avec une majorité de mesures entre -5°C et +10°C pour les inclusions de l'échantillon rétrograde. Ces températures d'homogénéisation correspondent à une densité du CO₂ variant entre 0,82 et 1,03 g/cc respectivement.

Nous n'avons que quelques mesures fiables pour les inclusions aqua-carboniques. En réchauffant après avoir gelé l'inclusion à -120°C, le CO₂ montre le même comportement que celui observé pour les inclusions riches en CO₂, c'est-à-dire $T_m\text{CO}_2 \approx -56.7$ et $T_h\text{CO}_2$

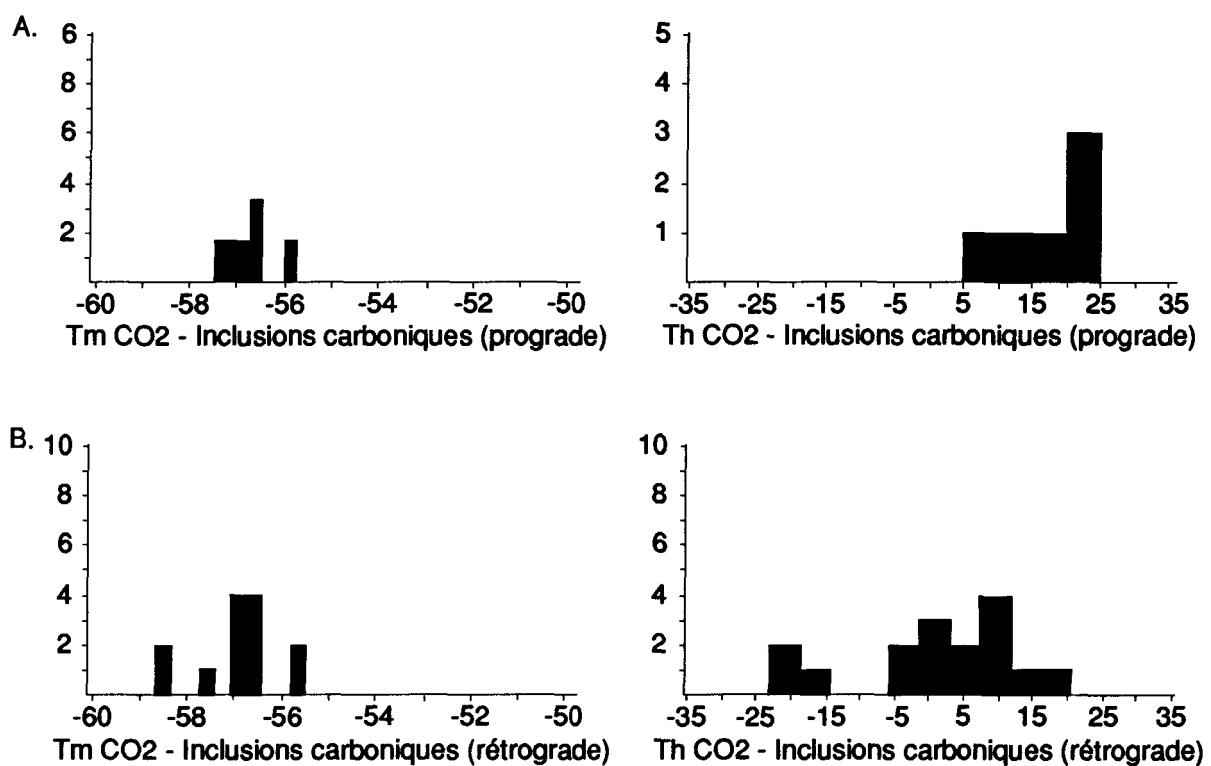


Figure 45. Données microthermométriques des inclusions fluides carboniques et aqua-carboniques. Températures en degré celsius.
 A. Échantillon de l'épisode prograde,
 B. Échantillon de l'épisode rétrograde.

entre +10°C et +20°C. La température d'homogénéisation des inclusions H₂O-CO₂ fut difficile à mesurer parce qu'en chauffant une inclusion à plus de 260°C, les autres inclusions de cet échantillon ont décrété. Pour une inclusion aqua-carbonique de l'échantillon rétrograde nous avons pu déterminer T_e et T_m (respectivement à -68.9°C et -30.1°C).

5.4. INTERPRÉTATION

Les données microthermométriques des inclusions fluides confirment les données pétrographiques qui suggéraient l'existence de deux types très différents de fluides hydrothermaux respectivement associés aux deux types d'altération:

- (1) Un fluide aqueux salin contenant en plus du NaCl d'autres cations (Ca et Mg) bivalents mais ne renfermant pas de CO₂. Ce fluide est associé à l'épisode d'altération prograde (grenat-biotite).
- (2) Un fluide aqua-carbonique (H₂O-CO₂) relié à l'épisode de minéralisation rétrograde (actinolite-épidote) caractérisé par la coexistence de trainées d'inclusions aqueuses salines et de trainées adjacentes d'inclusions H₂O-CO₂. Robert et Kelly (1987) ont observé le même genre d'association d'inclusions aqueuses salines (25-34% poids éq.NaCl) et d'inclusions carboniques durant l'épisode de minéralisation à la mine Sigma et ont suggéré que le dépôt de l'or s'est produit en réponse à la démixion d'un fluide aqua-carbonique homogène et de faible salinité (<10% poids éq. NaCl). Cette démixion étant responsable de l'élévation du contenu en NaCl des inclusions aqueuses puisque lors de la démixion les sels dissous sont fortement fractionnés dans la phase aqueuse. À la mine Victory en Australie, Clark *et al.* (1989) ont suivi la même approche pour également suggérer la démixion d'un fluide H₂O-CO₂ durant l'époque de la minéralisation. Les caractéristiques et les associations des inclusions du fluide rétrograde du gisement de la rivière Eastmain peuvent alors être

interprétées comme résultant de la démixion d'un fluide H_2O-CO_2 homogène et le piégeage simultanée d'inclusions aqueuses salines et d'inclusions carboniques à l'intérieur de factures séparées adjacentes.

L'étude des phases fluides nous a donc permis d'identifier deux types de fluides de composition différente respectivement associés à chacun des deux types d'altération. Ces données mettent en relief des conclusions déterminantes.

D'une part, étant donné la composition très différente des fluides associés aux deux épisodes d'altération (prograde/saumure \neq CO_2 et rétrograde/ H_2O-CO_2), il est peu probable que ceux-ci soit le produit de l'évolution d'un même fluide car cela nécessiterait l'ajout de CO_2 durant les processus hydrothermaux, soit par un influx de CO_2 juvénile de source indéterminée, ou encore par la contamination du fluide salin par du CO_2 fixé dans les roches encaissantes. Or il n'y a pas d'évidence suggérant que les roches encaissantes ont subi une décarbonatation induite par la circulation du fluide salin lors de l'épisode d'altération prograde. Les assemblages métamorphiques des roches mafiques (hornblende verte-plagioclase) dans les environs du gisements montrent que ces roches ont été portées à des conditions de température et de pression supérieures à celles des réactions de décarbonatation, et ce avant la formation de l'assemblage d'altération prograde. Il faut donc faire intervenir un influx de CO_2 juvénile pour expliquer la présence d'un fluide aqua-carbonique durant l'épisode d'altération rétrograde. Les deux épisodes d'altération ont donc été produits par la circulation de deux fluides distincts probablement d'origine différente.

D'autre part, les fluides associés à l'épisode de minéralisation prograde ont une composition (en particulier l'absence de CO_2 et leur forte salinité présumée) tout à fait singulière qui s'écarte grandement de l'ensemble des données publiées pour les fluides

associés aux gisements d'or localisés dans les ceintures de roches vertes de bas grade métamorphique. En effet, que ce soit pour les gisements de l'Australie (Ho *et al.*, 1990) ou ceux de l'Abitibi (Colvine *et al.*, 1988), la composition de fluides associés aux gisements d'or localisés dans le faciès des schistes verts est remarquablement uniforme. Il s'agit généralement de fluides aqua-carboniques ($XCO_2 \approx 0,1$ à $0,3\%$ molaire) de faible salinité (communément $<6\%$ NaCl éq.). Il n'y a pas de données d'inclusions fluides publiées pour les gisements d'or localisés dans les terrains plus fortement métamorphisés (amphibolite et granulite). Toutefois pour certains de ces gisements, la composition présumée des fluides hydrothermaux a été calculée à partir des assemblages minéralogiques des zones d'altération associées à la minéralisation aurifère. Par exemple, dans le gisement Névoria en Australie, les conditions de formation des veines de grossulaire-diopside ont été déterminées par l'assemblage grossulaire-clinozoïsite-calcite-quartz (550° - 580° C à 400 MPa) et témoignent du faible contenu en CO_2 ($XCO_2 \approx 0.03$ - 0.05 mole%) du fluide hydrothermal (Mueller et Groves, 1991).

Malgré la quantité limitée de données pour la minéralisation prograde, la température d'homogénéisation variant entre 150° et 400° C peut être corrigée pour la pression. Les assemblages métamorphiques indiquent une pression entre 200 et 400 MPa, ce qui nécessite une correction de température de $+120^\circ$ C à $+240^\circ$ C. En appliquant ces corrections, il s'avère que les températures indiquées par les inclusions fluides associées à la minéralisation prograde correspondent très bien à la fourchette de températures établie pour les assemblages métamorphiques.

CHAPITRE VI
SYNTHÈSE ET CONCLUSION

6.1. INTRODUCTION

Dans les chapitres précédents, nous avons documenté les principales caractéristiques géologiques du gisement de la rivière Eastmain afin d'estimer les conditions chimiques, de pression et de température prévalant au moment où la minéralisation aurifère s'est mise en place. Ces informations sont fondamentales pour comprendre la genèse de ce gisement et tenter de comprendre les événements qui ont conduit à la mise en place de la minéralisation aurifère en relation avec l'évolution métamorphique et structurale de cette région.

Ce chapitre se divise en deux parties. Dans un premier temps, nous présentons un résumé des principales caractéristiques géologiques qui supportent l'hypothèse postulée au chapitre 2 à l'effet que le gisement de la rivière Eastmain est un gisement hydrothermal syn-métamorphique. La deuxième partie du chapitre est consacrée à discuter de la signification de cette hypothèse génétique de façon à mettre en perspective l'importance de l'existence de tels gisements dans les terrains métamorphiques archéens.

6.2. SYNTHÈSE DES CARACTÉRISTIQUES DU GISEMENT

Le tableau 5 résume les principales caractéristiques du gisement de la rivière Eastmain. C'est un gisement d'or filonien épigénétique localisé dans une ceinture volcanosédimentaire d'âge Archéen métamorphisée au faciès des amphibolites. La minéralisation aurifère est contenue dans trois zones minéralisées entièrement encaissées par une faille ductile inverse (zone de déformation Eastmain) dont l'orientation est sub-parallèle à l'anisotropie primaire (i.e. stratification) de la ceinture de roches vertes. Morphologiquement, le mineraï se compose de veines de quartz-sulfures, de fragments de veines ainsi que de disséminations de sulfures dans les épontes altérées, fortement cisailées et démembrées. De

TABLEAU 5. Sommaire des caractéristiques géologiques du gisement de la rivière Eastmain, Ungava, Québec.

Caractéristiques	Gisement de la rivière Eastmain
Forme et dimensions:	
Morphologie:	Trois zones minéralisées
Réserves (prouvées et probables):	~ 865 000 Tm à 12 g/t Au (10,4 Tm. Au)
Zone A:	~ 800 m x 150 m x 2 m
Zone B:	~ 800 m x 500 m x 2 m
Zone C:	~ 200 m x 200 m (?)
Lithologie hôte	
Composition:	Métabasite, Métafelsite, Métapyroxénite
Métamorphisme des roches hôtes:	Faciès des Amphibolites (> 500°C)
Assemblage diagnostique:	Hornblende-plagioclase-biotite-épidote±garnat
Structure hôte	
Type:	Zone de cisaillement ductile-fragile
Schistosité:	Moyenne N315°/40° (n = 554)
Linéation d'étirement:	Moyenne N046°/41° (n = 93)
Sens:	Rejet/pendage, inverse
Largeur/Étendue:	10 à 45 m / > 4km
Âge relatif:	Syn-métamorphique
Minéralisation	
Type:	Filonienne
Style:	Veines de quartz-sulfures déformées
Orientation:	Subparallèle à la zone de cisaillement
Paragenèse métallique:	Allongée parallèlement à la linéation d'étirement Pyrrhotite-Chalcopyrite-Pyrte ± Sphalérite ± Arsénopyrite
Habitus de l'or:	
Grossier:	Libre dans sulfures et gangue (associé à des tellurures)
Fin:	Libre dans sulfures et gangue
Chimie de l'or:	Au/Ag variable (natif et électrum)
Association métallique:	Au, Cu, Ag, ±As, ±Zn, ±Te
Gangue:	1- Quartz-Almandin/Spessartite-Biotite-Cpx 2- Quartz-Actinolite-Épidoite-Chlorite
Altération hydrothermale	
Paragenèse: Prograde:	Almandin/Spessartite-Biotite- Hornblende± Cpx
	Actinolite-Épidoite-Chlorite-Biotite ± Feldspath K ± Calcite
Rétrograde:	
Condition P-T:	
Prograde:	550-600°C, 200-400 MPa (Gr-Bt et Gr-Hbl)
Rétrograde:	< 450°C
Bilan de masse:	
Gains:	K ₂ O, Fe ₂ O ₃ , S, MnO, Rb, ±SiO ₂ , MgO
Pertes:	Na ₂ O, CaO, Sr
Immobiles:	Al ₂ O ₃ , TiO ₂ , CO ₂ , Zr, Y
Nature des fluides:	
Prograde	Aqueux salin (Na, Ca, Mg) (XCO ₂ ~ 0)
Rétrograde	Aqua-carbonique (H ₂ O-CO ₂), Démixion, (XCO ₂ = ?)

façon générale, cette minéralisation est orientée dans le même plan que celui de la faille et l'axe long des zones de minéralisation est subparallèle à la linéation d'étirement.

Les principaux sulfures sont, par ordre décroissant d'abondance relative: la pyrrhotite, la chalcopyrite, et la pyrite avec des quantités subordonnées de sphalérite et d'arsénopyrite. Ces sulfures sont associés à deux paragenèses silicatées: quartz-almandin/spessartite-biotite-Cpx et quartz-actinolite-épidote-microcline-chlorite.

Ces deux assemblages silicatés définissent deux paragenèses distinctes formées sous des conditions physico-chimiques différentes: La première paragenèse est caractérisée par l'assemblage almandin/spessartite-biotite-hornblende \pm Cpx dans les métabasites et bien préservé à l'intérieur des veines de la zone B, alors qu'il est totalement absent de celles de la zone A. La seconde paragenèse est représentée par l'association actinolite-épidote-chlorite. Les relations pétrographiques observées entre ces deux assemblages (textures de remplacement et de recouplement) indiquent que l'assemblage almandin/spessartite-biotite-hornblende \pm Cpx est paragénétiquement antérieur à l'assemblage actinolite-épidote-chlorite.

Les relations texturales ainsi que les données géothermométriques nous ont indiqué que l'assemblage almandin/spessartite-biotite-hornblende \pm Cpx est synchrone au métamorphisme régional (i.e. prograde) et s'est développé à une température d'environ 550-600°C et à une pression d'environ 200 à 300 MPa. L'assemblage actinolite-épidote-chlorite, quant à lui, s'est développé à une température nettement plus basse (<450°C), probablement durant le rétromorphisme (rétrograde).

Les calculs de bilan de masse suggèrent que l'assemblage de haute température est caractérisé par le lessivage du sodium et du calcium couplé à un enrichissement en potassium, soufre, manganèse et, dans une moindre mesure, en fer, silice et magnésium. Ce

qui signifie que la formation de l'assemblage almandin/spessartite-biotite-hornblende \pm Cpx a dans les roches de la ZDE été régie par un transfert d'éléments par métasomatisme. Ce métasomatisme s'est peut être produit avant le métamorphisme ou encore celui-ci est contemporain du métamorphisme prograde. Dans le premier cas, l'assemblage de haute température représente l'équivalent métamorphisé d'une altération pré-métamorphique, alors que dans le second, l'assemblage almandin/spessartite-biotite-hornblende \pm Cpx est syn-métamorphique et a été formé alors que les roches de la ZDE subissaient le paroxisme du métamorphisme régional. Les minéraux de l'assemblage de haute température constituent la gangue des veines de quartz-sulfures. Le grenat, la biotite et le clinopyroxène accompagnent le quartz et les sulfures en remplissage des veines. En particulier, nous avons observé que le grenat et les sulfures remplissent des microfractures qui recoupent nettement des cristaux de quartz. Ces observations suggèrent que l'assemblage grenat-biotite-hornblende \pm Cpx est un assemblage métasomatique contemporain du métamorphisme régional et non pas le produit du métamorphisme d'une altération pré-métamorphique.

Le second assemblage minéralogique (actinolite-épidote-chlorite) recoupe et remplace l'assemblage prograde. Il représente une altération rétrograde qui est venue détruire et remplacer les minéraux de l'assemblage prograde.

Comme l'or est associé aux deux assemblages, et que l'assemblage prograde s'est formé plus tôt et à une température plus élevée que l'assemblage rétrograde, les conditions de formation de l'altération prograde grenat-biotite sont donc critiques pour comprendre la genèse de ce gisement.

Dans les métabasites de la ZDE, l'assemblage minéralogique de l'assemblage prograde indique des conditions de température supérieures à 500°C (absence de chlorite,

hornblende au lieu d'actinolite et plagioclase calcique: An≈44). Les températures calculées par géothermométrie grenat-biotite et grenat-hornblende sont en accord avec cette estimation empirique déduite de l'assemblage minéral. Ces deux géothermomètres donnent des températures similaires de l'ordre de 550°C pour la formation de l'assemblage almandin/spessartite-biotite-hornblende de l'altération prograde. La chimie des amphiboles suggère que les amphiboles (hornblende et actinolite) se sont formés sous une pression faible à modérée (200-400 MPa).

Structuralement, la ZDE est caractérisée par la superposition d'incréments de déformation fragiles sur une déformation essentiellement ductile. Ces incréments fragiles expliquent la nature hétérogène de cette zone de faille. Or, nous avons déterminé que la déformation ductile est contemporaine de la formation de l'altération prograde. Les incréments fragiles se sont donc produits quelque part durant la rétromorphose de la ZDE. L'altération rétrograde s'est peut être développée durant ce stade de déformation.

La structure, la morphologie et la minéralogie de la minéralisation et de l'altération hydrothermale associée sont donc le résultat d'une suite d'événements dont la superposition explique très bien les caractéristiques géologiques de ce gisement.

La minéralisation aurifère est contenue dans des zones de minerai dont la géométrie a été façonnée par le sens du transport durant la déformation. Ces zones minéralisées sont formées de veines de quartz-sulfures qui ont été cisaillées, segmentées et juxtaposées à des corps lithologiques de composition différente. La minéralogie du minerai et des lambeaux d'éponges altérées témoignent de deux épisodes de minéralisation. Les relations de recouplement entre ceux-ci suggèrent que le gisement s'est initialement formé à une température élevée (T>550°C) au moment où l'empilement volcanique subissait le pic

thermique du métamorphisme régional. L'activité hydrothermale s'est poursuivie durant la rétromorphose de sorte que la paragenèse de haute température est typiquement remplacée par une paragenèse minérale stable à des conditions de température et de pression inférieures. En ce qui concerne la mise en place de l'or, il a certainement été introduit tôt puisque il est présent dans l'assemblage minéral de haute température. L'or est également associé à la paragenèse d'altération rétrograde. Toutefois, il est difficile de dire si celui-ci est juvénile ou s'il y a simplement été remobilisé et redistribué.

L'étude des phases fluides nous a révélé que les deux épisodes d'altération ont été produits par la circulation, dans la zone de cisaillement, de fluides de composition très différente. Les sulfures et les minéraux de gangue associés à l'épisode d'altération prograde (almandin/spessartite-biotite±Cpx) semblent avoir été précipités d'un fluide aqueux salin dépourvu de CO₂ alors que c'est un fluide aqua-carbonique, dont la phase CO₂ a été séparée, qui est responsable de l'épisode d'altération rétrograde. Les températures d'homogénéisation des inclusions fluides associées à l'épisode prograde corrigées pour la pression correspondent bien avec les températures calculées par géothermométrie.

6.3. SCÉNARIO DE MISE EN PLACE

La figure 46 présente un modèle schématisé de la mise en place du gisement de la rivière Eastmain. La genèse de ce gisement est complexe du fait du degré de métamorphisme des roches encaissantes et de la superposition de deux épisodes distincts d'altération à l'intérieur d'une zone d'intense déformation ductile et fragile. Avec les données disponibles, il n'est pas possible d'exclure totalement la possibilité qu'une partie des sulfures ou du métasomatisme puissent avoir une origine pré-métamorphique (synvolcanique?). Toutefois les principales caractéristiques géologiques de ce gisement militent vers une origine

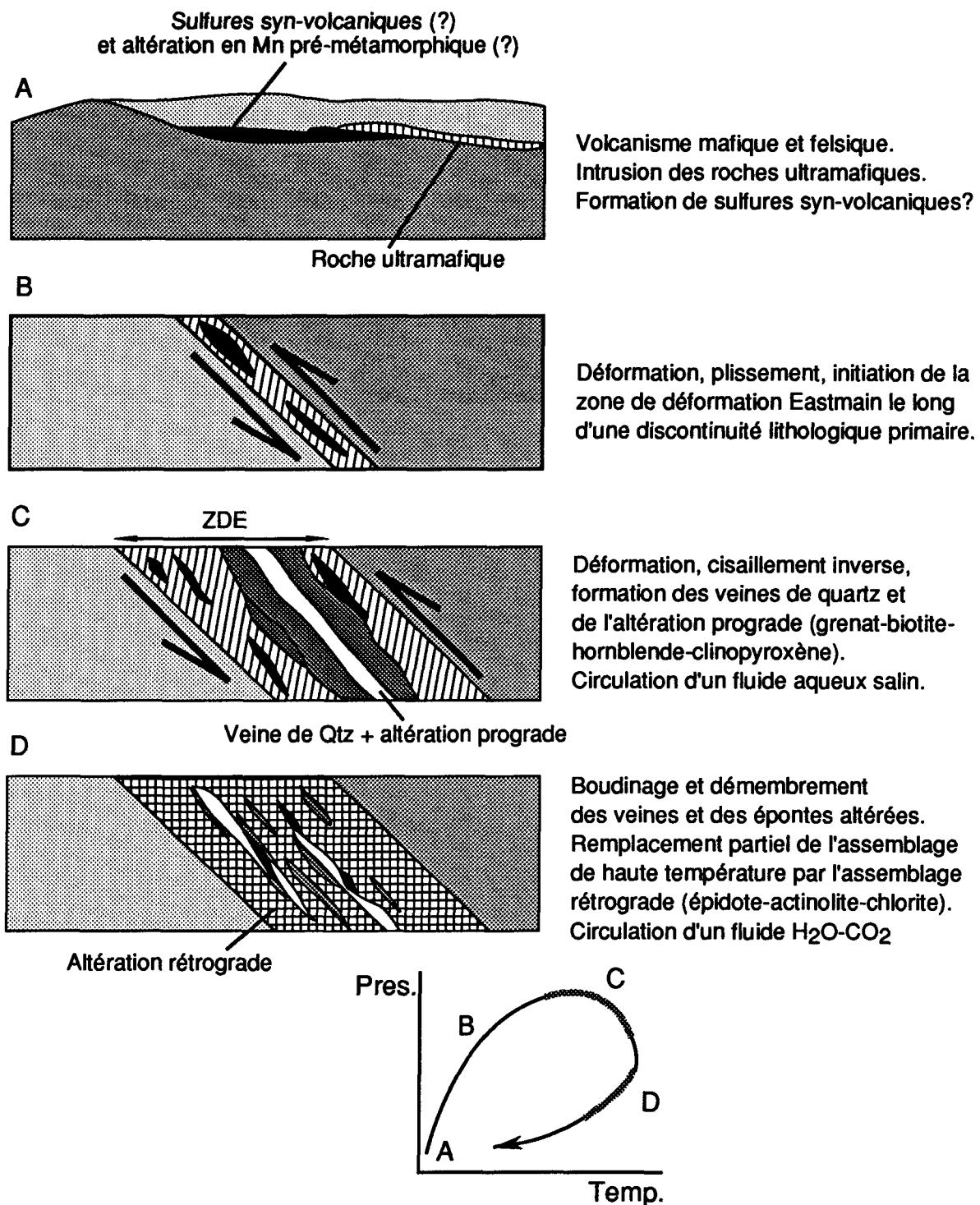


Figure 46. Représentation schématique de la mise en place de la minéralisation aurifère dans le gisement de la rivière Eastmain. Le graphique P-T-t illustre la position relative des blocs diagrammes en fonction de l'évolution du métamorphisme de la BVRES dans les environs du gisement. Cependant, il est aussi plausible que l'altération rétrograde représente un épisode hydrothermal distinct et non relié dans le temps à l'épisode prograde.

épigénétique contemporaine du métamorphisme régional de la BVRES. L'activité hydrothermale responsable de ce gisement s'est donc initialement manifestée à une température d'environ 550°-600°C et sous une pression de l'ordre de 200-400 MPa. Ces conditions correspondent approximativement à une profondeur de mise en place de l'ordre de 10 à 13 km. Durant le rétromorphisme, un fluide aqua-carbonique a eu accès à la zone de cisaillement. Les produits du premier épisode de minéralisation (almandin/spessartite-biotite-hornblende-±clinopyroxène), ont été déformés, fragmentés et remplacés (partiellement dans la zone B mais totalement dans la zone A) par des assemblages de basse température ($T < 450^{\circ}\text{C}$) caractéristiques de l'altération rétrograde.

Le gisement de la rivière Eastmain se distingue des autres gisements mésothermaux notamment par: la nature des altérations hydrothermales (i.e. une altération prograde variablement remplacée par une altération rétrograde et l'absence de carbonates de fer); le bilan métasomatique (i.e. lessivage Ca-Na, gains en K et Mn sans apport de CO_2), la paragenèse des phases sulfurées (pyrrhotite-chalcopyrite-pyrite) et la nature des fluides impliqués durant l'épisode prograde (fluides aqueux salins). Les caractéristiques de ce gisement témoignent d'une mise en place en profondeur pendant le métamorphisme régional au faciès des amphibolites.

L'altération en manganèse et la grande quantité de sulfures présente dans les veines déformées sont des caractéristiques qui sont également présentes dans certains gisements volcanogènes de sulfures massifs. Bien que ces caractéristiques ne soient pas nécessairement indicatrices d'un environnement hydrothermal particulier, il est possible qu'elles témoignent d'une altération pré-métamorphique de type fonds marins. Sans exclure cette possibilité, nous préférons cependant, l'hypothèse d'une origine épigénétique à cause des relations entre la déformation, les assemblages d'altération et les veines de quartz minéralisées.

6.4. CONCLUSION

La présence de minéralisation aurifère dans les terrains métamorphiques archéens (amphibolite et granulite) est bien connue et son importance économique est sans équivoque (eg. gisements Hemlo, Lupin, Kolar Goldfields et Big Bell). Toutefois, l'importance génétique de ces métallotectes commence à peine à attirer l'attention.

En effet, jusqu'à maintenant, la plupart des modèles génétiques proposés pour expliquer la formation des gisements d'or mésothermaux archéens s'appuient essentiellement sur l'existence de gisements localisés dans des terrains peu métamorphisés (i.e. schistes verts). Dans ces environnements, il se dégage un large consensus quant à leur mode de formation.

Ce sont des gisements tardi-tectoniques (les assemblages d'altérations remplacent les minéraux métamorphiques) où les principaux contrôles sont d'ordre structural (plomberie secondaire créée structuralement) et chimique (eg. fixation massive de CO₂, K et Na dans les éponges). Les processus hydrothermaux (mécanismes de transport et de déposition de l'or, dynamique et rôle des échanges fluide/roche, etc...) et les principales caractéristiques des fluides hydrothermaux au moment de la déposition de l'or sont remarquablement uniformes pour la vaste majorité des gisements (fluides aqua-carboniques, XCO₂ ≈ 0,25; de faible salinité; T° ≈300-400°C; P ≈ 100-200 MPa). S'il est généralement accepté que ces fluides hydrothermaux proviennent de la partie inférieure de la croute, leur origine ainsi que celle des solutés dissous est encore fortement débattue.

C'est justement sur cet aspect que diffèrent les principaux modèles génétiques proposés. Le modèle magmatique (Burrows et Spooner, 1989, et Cameron et Hattori, 1987) suggère que les fluides hydrothermaux et l'or sont dérivés de la cristallisation des intrusions

felsiques, si souvent spatialement associées aux gisement d'or mésothermaux. Le modèle métamorphogénique considère que les fluides sont produits durant le métamorphisme de l'empilement volcanosédimentaire, par les réactions de dévolatilisation se produisant dans la partie plus profonde des ceintures de roches vertes (Groves et Phillips, 1987, Powell *et al.*, 1991). Enfin, un autre modèle associe la formation des fluides aux processus de dévolatilisation du manteau et de granulitisation de la croûte inférieure (Colvine *et al.*, 1988, Fyon *et al.*, 1989). Tous ces modèles, rendent compte, du moins en partie, des principales caractéristiques observées sans toutefois les expliquer toutes.

Malgré tout, ils s'entendent toutefois sur une mise en place relativement tardive de tous ces gisements. Ils suggèrent, en outre, que les processus hydrothermaux se sont manifestés durant les derniers stades de l'évolution orogénique des ceintures de roches vertes archéennes ce qui est corroboré par les récentes données géochronologiques (eg. Jemielita, *et al.*, 1990, Wong, *et al.*, 1991, Zweng et Mortenson, 1989 et Robert, 1990) de plusieurs systèmes radiométriques différents (U-Pb sur zircon, rutile et titanite, Nd-Sm sur scheelite, Ar⁴⁰-Ar³⁹ sur mica) qui suggèrent que l'emplacement des veines de quartz-carbonate aurifères dans la région de Val-d'Or est d'au moins 50 Ma plus jeune que les derniers événements magmatiques et métamorphiques du secteur (au même niveau d'érosion). Ceci signifie que l'activité hydrothermale conduisant à la formation des gisements mésothermaux dans la partie supérieure de la croûte a une origine profonde, distincte des phénomènes géologiques observés au niveau où ces gisements se mettent en place.

En résumé, les caractéristiques des gisements mésothermaux archéens mis en place dans les terrains faiblement métamorphisés (schistes verts) indiquent que ces gisements sont pour la plupart postérieurs au pic thermique du métamorphisme et qu'ils sont rétrogrades vis-

à-vis le niveau métamorphique des roches encaissantes (Colvine *et al.*, 1988; Mikucki et Groves, 1990).

Les gisements d'or mésothermaux ne sont pas limités aux cratons archéens. Ils sont également nombreux dans les ceintures orogéniques du Phanérozoïque, notamment les gisements du Mother Lode en Californie, d'âge Jurassique (Landefield, 1988) et ceux d'âge Crétacé de la ceinture Juneau en Alaska (Goldfarb *et al.*, 1988). Ils partagent les mêmes caractéristiques géologiques que leurs cousins archéens et sont eux aussi post-métamorphiques. Contrairement aux gisements mésothermaux archéens, le contexte tectonique des gisements phanérozoïques est assez bien connu. Ils sont formés dans les zones d'accrétion le long des marges continentales ou des îles en arc. Kerrich et Wyman (1990) et Barley *et al* (1989) ont comparé le contexte géodynamique des gisements mésothermaux phanérozoïques (Alpes italiennes; Cordillères de l'Amérique du Nord; ceinture Ballarat Slate, Australie du Sud) avec les caractéristiques géologiques des gisements archéens (craton Yilgarn, Australie de l'Ouest; Province du Supérieur, Canada) afin de démontrer que les gisements mésothermaux, peu importe leur âge, sont formés dans un même contexte géodynamique de sorte qu'ils sont fort probablement issus des mêmes processus de minéralisation. Leur mise en place résulte du rééquilibrage thermique de la croûte, après la subduction d'une portion de la lithosphère océanique et de sa couverture sédimentaire dans un régime tectonique compressif. Le réajustement des isothermes après l'orogenèse est généralement accompagné par des réajustements isostasiques durant lesquels de grandes quantités de fluides (provenant des réactions de dévolatilisation de la lithosphère océanique subductée qui se produisent en profondeur, (cf. Bedout et Barton, 1989) peuvent être mobilisées le long des discontinuités crustales et focalisées dans les failles pour former les gisements mésothermaux à différents niveaux de la croûte.

Ce contexte géodynamique explique adéquatement le décalage temporel (de 10 à 40 Ma) apparent observé entre la mise en place des minéralisations mésothermales dans la partie supérieure de la croûte et l'âge du métamorphisme des roches encaissantes. D'ailleurs, Powell *et al.* (1991) ont démontré qu'en considérant la dynamique de l'évolution thermique de la croûte durant une orogenèse, le pic thermique du métamorphisme n'est pas atteint au même moment à tous les niveaux de la croûte. Ainsi, l'érosion de la partie supérieure de la croûte durant l'orogenèse aura comme effet de freiner la progression du métamorphisme près de la surface alors que la partie inférieure de la croûte, elle, continue de se réchauffer. Autrement dit, le paroxisme du métamorphisme (P et T) sera atteint plus tôt dans la partie supérieure de la croûte que dans sa partie inférieure. Selon cette hypothèse, les diachronismes temporel et thermique apparents de l'activité hydrothermale aurifère dans la partie supérieure de la croûte sont donc une conséquence naturelle de l'évolution métamorphique de la croûte suivant l'orogenèse (Powell *et al.*, 1991).

Les gisements d'or mésothermaux localisés dans les terrains métamorphisés au faciès des schistes verts sont donc une manifestation d'un événement thermique se produisant en profondeur et n'ont donc rien à voir avec les processus géologiques observés à ce niveau d'érosion.

Dans les environnements métamorphisés au faciès amphibolite ou granulite, les gisements hydrothermaux peuvent présenter trois relations chronologiques vis-à-vis le métamorphisme. Ils peuvent être pré-, syn- ou post-métamorphiques. Pour les gisements pré- ou post-métamorphiques, le niveau métamorphique des lithologies encaissantes n'a rien à voir avec les processus de formation de la minéralisation. Par exemple, les gisements pré-métamorphiques se sont formés sous des conditions de T et P plus basses et ont par la suite subi le métamorphisme (eg. Big Bell, Chown, *et al.*, 1984; Phillips et de Nooy, 1988).

Inversement, pour les gisements post-métamorphiques les assemblages d'altération sont clairement rétrogrades en regard du niveau métamorphique des lithologies hôtes, celles-ci ont donc été métamorphisées avant que la minéralisation ne se mette en place (eg. Detour, Marmont, 1986; Renco, Taber, 1988).

Plusieurs gisements (Eastmain, cette étude; Lupin dans les Territoires du Nord-Ouest, Lhotka et Nesbitt, 1989; les gisements Marvel Loch et Nevoria en Australie, Mueller, 1988, Mueller et Groves, 1990; Kolar Gold Fields en Inde, Hamilton et Hodgson, 1986; New Consort en Afrique du Sud, Thomkinson et Lombart, 1990; Griffin's Find, Australie, Fare et McNaughton, 1990) montrent des évidences qui suggèrent que la minéralisation aurifère résulte d'une activité hydrothermale de haute température ($>500^{\circ}\text{C}$) qui s'est manifestée, en profondeur ($>10\text{km}$), lorsque les lithologies encaissantes subissaient le paroxisme du métamorphisme: ce sont des gisements syn-métamorphiques.

Les gisements mésothermaux mis en place dans la partie supérieure de la croûte sont post-métamorphiques et rétrogrades alors que ceux des terrains métamorphiques plus profonds semblent être syn-métamorphiques. Cet apparent diachronisme entre la mise en place des minéralisations et le métamorphisme des lithologies encaissantes est facilement réconcilié en considérant l'évolution thermique de la croûte qui, comme nous venons de le voir, implique que le paroxisme du métamorphisme n'est pas atteint au même moment à tous les niveaux de la croûte.

Pour plusieurs (Colvine *et al.*, 1988; Barley *et al.*, 1989; Kerrich et Wyman, 1990), les gisements mésothermaux sont produits par des processus hydrothermaux d'échelle crustale. Les gisements mis en place dans la partie plus profonde de la croûte (comme celui de la Rivière Eastmain) représenteraient l'équivalent de haute température des gisements

classiques mis en place dans le faciès des schistes verts. Pour eux, les gisements mésothermaux font partie d'un groupe de minéralisations qui se mettent en place à différents niveaux crustaux (< 5km à > 20km) et sous différentes conditions de T et P ($200^{\circ}\text{C} \leq T \leq 700^{\circ}\text{C}$; P de 100MPa à plus de 500 MPa) durant la fin de l'évolution d'une orogenèse en régime tectonique compressif. Cette filiation entre les gisements mésothermaux des différents niveaux de la croûte implique, notamment, que les fluides hydrothermaux impliqués dans leur genèse ont une composition similaire ou encore que ceux-ci ont évolué au gré des interactions avec les roches encaissantes, tout au long de leur parcours dans la croûte.

Les différences minéralogiques observées entre les gisements de haute et de basse température ont conduit Mueller (1988) à rejeter cette filiation en proposant que les gisements de haute température ont une origine différente. Toutefois, en plus de dépendre de la composition du fluide, la minéralogie des veines produites par précipitation est fortement dépendante de la pression et de la température. Ces variations minéralogiques peuvent alors s'expliquer en considérant la stabilité des assemblages d'altération sous différentes conditions métamorphiques de sorte qu'un même fluide peut être théoriquement responsable des variations minéralogiques observées entre les gisements de haute et basse température (Ridley et Barnicoat, 1990).

À notre connaissance, mis à part nos travaux, les données d'inclusions fluides sur les gisements de haute température sont absentes ou au mieux limitées (cf. Ho *et al.*, 1990) à des gisements dont le grade métamorphique le plus élevé est amphibolite inférieur (mines Hunt; Ho, 1986 et Victory; Clark *et al.*, 1989 en Australie). La nature des fluides impliqués dans les processus hydrothermaux des gisements de haute température demeure donc encore mal connue.

Nous avons vu que les fluides associés à l'événement hydrothermal de haute température dans le gisement de la Rivière Eastmain ont une composition particulière (fluides aqueux salins sans CO₂) différente de celle de l'événement rétrograde mais également différente de celle déterminée pour la plupart des autres gisements archéens (aqua-carbonique de faible salinité). Nous avons conclu que les deux événements hydrothermaux (prograde et rétrograde) n'ont pas été produits par la circulation d'un même fluide, mais plutôt qu'ils sont issus de deux fluides distincts probablement d'origine différente. Cette conclusion supporte donc l'idée proposée, entre autres par Mueller (1988) et Mueller et Groves (1991), à l'effet que les gisements de haute température sont produits par des processus hydrothermaux distincts.

Dans une revue des caractéristiques des gisements mésothermaux du craton Yilgarn en Australie, Mueller et Groves (1991) ont adopté une classification descriptive basée sur la minéralogie de la gangue qui représente le faciès interne des assemblages d'altération de ces gisements. Ils ont ainsi subdivisé les gisements du craton Yilgarn en deux grands groupes: les gisements de haute température (400°-700°C) formés dans la partie inférieure des ceintures de roches vertes (10-15km) et les gisements de moyenne température (250°-400°C) formés sous des pressions de 100 à 200MPa dans la partie supérieure de ces ceintures (3-7km). Cet exercice leur a permis de mettre en évidence la grande similarité des assemblages d'altération des gisements de haute température (assemblages grenat-pyroxène-biotite et amphibole-biotite-calcite) de la Province Southern Cross en Australie avec ceux des gisements phanérozoïques de type skarn dans le sens décrit par Einaudi *et al.* (1981). Non seulement leur minéralogie est semblable, mais en plus la séquence paragénétique est identique: des assemblages anhydres précoces remplacés par des assemblages hydratés rétrogrades.

Ces observations ont conduit Mueller et Groves (1991) à classer les gisements d'or de haute température de l'Australie de l'Ouest dans le groupe des gisements de type skarn plus spécifiquement dans le sous-groupe des skarns Au-Ag tel que défini par Meinert (1989). Sans rejeter la possibilité que ces gisements fassent partie d'un vaste système hydrothermal opérant dans toute la croûte, ils notent cependant, qu'il n'y a pas d'exemple documenté de gisement marquant la transition latérale ou verticale entre le type skarn et les gisements classiques de moyenne température caractérisés par les assemblages d'altération séricite/biotite-ankérite-albite.

Selon la classification de Mueller et Groves (1991), le gisement de la Rivière Eastmain est un gisement de haute température qui appartient au sous-groupe caractérisé par la coexistence de grenat-pyroxène-biotite dans la gangue des zones minéralisées. Suivant leur raisonnement il est donc possible que le gisement de la Rivière Eastmain puisse être un gisement de type skarn. Les principales caractéristiques qui militent en faveur de cette hypothèse sont: la paragenèse d'altération de haute température caractérisée par l'assemblage grenat-hornblende-biotite-pyroxène; la séquence paragénétique prograde anhydre remplacée par une paragenèse rétrograde hydratée; et des fluides progrades aqueux salins sans CO₂. Cependant, contrairement aux gisements de haute température inventoriés par Mueller et Groves (1991), le gisement de la Rivière Eastmain n'est pas caractérisé par un métasomatisme calcique. De plus, les deux épisodes de minéralisations (prograde et rétrograde) n'originent pas d'un même fluide mais bien de deux fluides distincts de composition différente.

En poussant plus loin la comparaison on dégage d'autres similarités fort intéressantes. Ainsi, Meinert (1989) note que les skarns cuprifères ont généralement des teneurs faibles en or mais que les parties les plus aurifères sont généralement associées à des

zones riches en sulfures caractérisées par une intense altération rétrograde. L'épidote, l'amphibole et la chlorite sont les principaux produits de l'altération rétrograde du grenat et du pyroxène. Ces minéraux sont associés à des zones de sulfures massifs qui remplacent le skarn. Le gisement de la Rivière Eastmain est riche en sulfures qui sont principalement associés à un assemblage rétrograde constitué d'épidote, d'actinolite et de chlorite. Cet assemblage remplace un assemblage prograde de haute température. Plusieurs gisements de type skarn montrent un enrichissement anormal en manganèse dans les parties distales du skarn (Meinert, 1984 et Meinert, 1989). Par exemple, dans le skarn zincifère (Zn-Pb-Cu-Ag) de la mine Groundhog au Nouveau-Mexique (Meinert, 1987) la plupart des phases minérales du skarn (grenat, pyroxène, amphibole, chlorite, calcite) sont anormalement enrichies en manganèse. Nous avons également observé un enrichissement sporadique en manganèse dans les zones riches en grenat du gisement de la Rivière Eastmain. Dans ces zones, non seulement le grenat, mais aussi la biotite, la hornblende et l'ilménite sont anormalement riches en manganèse. Nous n'avons pu, cependant, préciser l'étendue ou l'importance de cet enrichissement en manganèse parce qu'il fut observé que dans certains forages de la zone B.

Les conclusions de cette étude sont multiples. Nos travaux ont permis de mettre en évidence un gisement mésothermal d'or archéen de haute température dans une petite ceinture de roches vertes archéenne métamorphisée au faciès des amphibolites. La caractérisation de ce gisement nous a permis de le distinguer des gisements similaires mis en place dans les ceintures de roches vertes moins fortement métamorphisées. Entre autres différences, mentionnons la minéralogie et la séquence paragénétique de l'altération hydrothermale composée par deux assemblages distincts, un prograde de haute température et l'autre rétrograde de moyenne température et la chronologie de mise en place relative au métamorphisme des roches encaissantes. L'étude des phases fluides a permis de caractériser

la composition des fluides respectivement impliqués dans les deux épisodes métasomatiques. Nous avons notamment pu établir que c'est un fluide aqueux salin sans CO₂ qui est le principal responsable de l'épisode d'altération prograde de haute température. C'est une conclusion majeure puisque malgré l'absence évidente de données pour les gisements de haute température dans la littérature scientifique, il était généralement admis que ce genre de gisement résulte de la circulation de fluides aqua-carboniques de composition uniforme.

Le gisement de la Rivière Eastmain fait partie d'un groupe de gisements d'or de haute température formés dans la partie profonde des ceintures de roches vertes (10-15km) qui montrent une grande affinité avec les gisements de type skarn, selon la classification des gîtes aurifères de haute température proposée par Mueller et Groves (1991).

Les modèles génétiques expliquant la genèse des gisements d'or archéens doivent donc tenir compte de ces conclusions. Les gisements d'or de haute température sont encore relativement peu documentés comparativement aux gisements de moyenne température caractérisés par l'altération biotite/séricite-ankérite-albite. En considérant leurs principales différences discutées précédemment il est imprudent de proposer une filiation entre eux.

L'existence de gisements d'or dans les terrains métamorphiques ouvre un vaste secteur à l'exploration minérale. Ces terrains étaient auparavant considérés comme peu prospectifs. Il faut toutefois modifier les outils servant à leur prospection en tenant compte des caractéristiques différentes de ces gisements. Entre autres caractéristiques notons, l'absence de carbonate dans la paragenèse de l'altération et le contenu élevé de sulfures. La minéralogie particulière de l'altération peut être un guide visuel efficace pour repérer les zones d'altération favorables.

RÉFÉRENCES

- APTED, M.J. – LIOU, J.G. 1983. Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science*, 283-A: 328-354.
- BARLEY, M.E. – EISENLOHR, B.N. – GROVES, D.I. – PERRING, C.S. – VEARNCOMBE, J.R. 1989. Late Archean convergent margin tectonics and gold mineralization: a new look at the Norseman-Wiluna Belt, Western Australia. *Geology*, 17: 826-829.
- BEDOUT, G.E. – BARTON, M.D. 1989. Fluid flow and metasomatism in a subduction zone hydrothermal system: Catalina Schist terrane, California. *Geology*, 17: 976-980.
- BOLDY, J. – DROUIN, M. – HILGENDORF, C. – DAVIDSON, D. – BONIWELL, J.R. – GINGERICH, J. 1984. Case history of a gold discovery, Eastmain river area, Quebec. *Dans: Chibougamau stratigraphy and mineralization*. Édité par: J. Guha et E.H. Chown. L'Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume Spécial 34: 441-456.
- BURROWS, D.R. – SPOONER, E.T.C. 1989. Relationships between Archean gold quartz vein-shear zone mineralization and igneous intrusions in the Val-d'Or and Timmins Area, Abitibi Subprovince, Canada. *The Geology of Gold Deposits: the Perspective in 1988*. Édité par: R.R. Keays, W.R.H. Ramsay et D.I. Groves,, *Economic Geology Monograph 6*: 424-444.
- CAMERON, E.M. – HATTORI, K. 1987. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Economic Geology*, 82, 1177-1191.
- CARMICHAEL, I.S.E. 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 14: 36-64.
- CHOWN, E.H. – HICKS, J. – PHILLIPS, G.N. – TOWNSEND, R. 1984. The disseminated Archean Big Bell gold deposit, Murchison Province, Western Australia: an example of premetamorphic hydrothermal alteration. *Dans: Gold '82*. Édité par: R.P. Foster. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 305-324.

- CLARK, M.E. — CARMICHAEL, D.M. — HODGSON, C.J. — FU, M. 1989. Wall-rock alteration, Victory Gold Mine, Kambalda, Western Australia: processes and TP-T-XCO₂ conditions of metasomatism. *Dans: The Geology of Gold Deposits: the Perspective in 1988*. Édité par: R.R. Keays, W.R.H. Ramsay et D.I. Groves,, Economic Geology Monograph 6: 445-459.
- COLVINE, A.C. — FYON, A.J. — HEATHER, K.B. — MARMONT, S. — SMITH, P.M. — TROOP, D.G. 1988. Archean lode gold deposits in Ontario. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 139.
- COUTURE, J.F. 1986. Géologie de la partie occidentale de la bande volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain supérieure. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 87-05.
- _____ 1987a. Géologie de la partie occidentale de la bande volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain supérieure. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Rapport préliminaire MB 87-51.
- _____ 1987b. Géologie de la partie orientale de la bande de roches vertes de la rivière Eastmain supérieure. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport d'activité 1987, DV 87-24, p. 48.
- _____ 1987c. Géologie de la bande volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain supérieure. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 87-25, pp.115-118.
- _____ — GUHA, J. 1990. Relative timing of emplacement of an Archean lode-gold deposit in an amphibolite terrane: the Eastmain River deposit, northern Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 27: 1621-1636.
- CORLISS, J.B. — DYMOND, J. — GORDON, L.I. — EDMOND, J.M. — von HERZEN, R.P. — BALLARD, R.D. — GREEN, K. — WILLIAMS, D. — BAINBRIDGE, A.E. — CRANE, K. — van ANDEL, T.H. 1979. Submarine thermal springs on the Galapagos rift. *Science*, 203: 1073-1083.
- COX, S.F. — ETHERIDGE, M.A. — WALL, V.J. 1986. The role of fluids in syntectonic mass transport, and the localization of metamorphic vein-type ore deposits. *Ore Geology Reviews*, 2: 65-86.

- CRERAR, D.A. – NAMSON, J. – SO CHYI, M. – WILLIAMS, L. – FEIGENSON, M.D., 1982. Manganiferous Cherts of the Franciscan Assemblage: I. General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. *Economic Geology*, 77: 591-540.
- DEER, W.A. – HOWIE, R.A. – ZUSSMAN, J. 1966. An introduction to the rock forming minerals. New-York, John Wiley and Sons, 528 pages.
- DEJOU, B. 1987. Étude pétrographique et géochimique de la bande volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain supérieure. Projet de fin d'étude, Département de Génie Minéral, École Polytechnique de Montréal, Montréal QC.
- EDMOND, J.M. – MEASURES, C. – McDUFF, R. – CHAN, L.H. – COLLIER, R. – GRANT, B. – GORDON, L.I. – CORLISS, J.B. 1979. On the formation of metal-rich deposits at ridge crests. *Earth and Planetary Science Letters*, 46: 19-30.
- EINAUDI, M.T – MEINERT, L.D. – NEWBERRY, R.J. 1981. Skarn deposits. *Economic Geology* 75th Anniversary Volume, pp. 317-391.
- ELLIS, D.J. – GREEN, D.H. 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71: 13-22.
- FARE, R.J. – McNAUGHTON, N.J. 1990. Griffin's Find. *Dans: Gold Deposits of the Archaean Yilgarn Block, Western Australia: Nature, Genesis and Exploration Guides*. Édité par S.E. Ho, D.I. Groves et J.M. Bennett. The University of Western Australia, Publication No. 20: 182-184.
- FERRY, J.M. – SPEAR, F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66: 113-117.
- FYON, J.A. – TROOP, D.G. – MARMONT, S. – MACDONALD, A.J. 1989. Introduction of gold into Archean crust, Superior Province, Ontario – coupling between mantle-initiated magmatism and lower crust thermal maturation. *Dans: The Geology of Gold Deposits: the Perspective in 1988*. Édité par: R.R. Keays, W.R.H. Ramsay, et D.I. Groves. *Economic Geology Monograph* 6: 479-490.

- GALLEY, A.G. – ZIEHLKE, D.V. – FRANKLIN, J.M., – ADAMS, D.E. – GORDON, T.M. 1986. Gold mineralization in the Snow Lake-Wekusko Lake Region, Manitoba. *Dans: Gold in the Western Shield*. Édité par: L.A. Clark. L'Institut des Mines et de la Métallurgie, Volume Spécial 36: 379-398.
- GANGULY, J. – SAXENA, S.K. 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry. *American Mineralogist*, 69: 88-97.
- GOLDFARB, R.J.– LEACH, D.L.– PICKTHORN, W.J. – PATERSON, C.J., 1988. Origin of lode gold deposits of the Juneau gold belt, southeastern Alaska. *Geology*, 16: 440-443.
- GOLDING, S.D., – WILSON, A.F. 1982. Geochemical and isotope studies of the Crown and Mararora Reefs, Norseman, Western Australia. *Revista Brasileira de Geociencias*, 12: 445-456.
- GOLDSTEIN, A.G. 1988. Factors affecting the kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones. *Journal of Structural Geology*, 10: 707-715.
- GRAHAM, C.M. – POWELL, R. 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of Metamorphic Geology*, 2: 13-31.
- GRANT, J.A., 1986. The isocon diagram– A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81: 1976-1982.
- GRESENS, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2: 47-55.
- GROVES, D.I. – PHILLIPS, G.N. 1987. The genesis and tectonic controls on Archaean gold deposits of the Western Australian Shield: a metamorphic-replacement model. *Ore Geology Reviews*, 2: 287-322.
- GWOSDZ, W. – KREBS, W. 1977. Manganese halo surrounding Meggen ore deposit, Germany. *Transactions of Institutute of Mining and Metallurgy*, 85: B73-B77.
- HAMILTON, J.V. – HODGSON, C.J. 1986. Mineralization and structure of the Kolar Gold Field, India. *Dans: Proceedings of Gold 1986*, an international symposium on the geology of gold. Édité par: A.J. Macdonald, pp. 270-283.

- HIGGINS, M.W. 1971. Cataclastic rocks. U.S. Geological Survey, Professional Paper 687.
- HO, S. 1986. A fluid inclusion study of Archaean gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. University of Western Australia, Nedlands. Thèse de Doctorat, 90 pages.
- HO, S.E. – BENNET, J.M. – CASSIDY, K.F. – HRONSKY, J.M.A. – MIKUCKI, E.J. SANG, J.H. 1990. Nature of ore fluid, and transportational and depositional conditions in sub-amphibolite facies deposits: Fluid inclusion studies. *Dans: Gold Deposits of the Archaean Yilgarn Block, Western Australia: Nature, Genesis and Exploration Guides.* Édité par S.E. Ho, D.I. Groves et J.M. Bennett. The University of Western Australia, Publication No. 20: 198-211.
- HOCQ, M. 1985. Géologie de la région des lacs Campan et Cadieux, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 83-05.
- HODGES, K.V. – SPEAR, F.S. 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67: 1118-1134.
- HODGSON, C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews*, 4: 231-273.
- — — — — MACGEEHAN, P.J. 1982. A review of the characteristics of “gold only” deposits in the Superior Province of the Canadian Shield. *Dans: Geology of Canadian Gold Deposits.* Édité par: R.W. Hodder et W. Petruk. L'Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume Spécial 24, pp. 211-228.
- HOLDAWAY, M. J. 1972. Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of $f\text{O}_2$ and Fe content. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 27: 3007-3040.
- HUTCHINSON, R.W.— BURLINGTON, J.L.. 1984. Some broad characteristics of greenstone belt gold lodes. *Dans: Gold '82.* Édité par: R.P. Foster. Geological Society of Zimbabwe, Special Publication No. 1, pp. 339-372.
- JEMIELITA, R.A. – DAVIS, D.W. – KROGH, T.E. 1990. U-Pb evidence for Abitibi gold mineralization postdating greenstone magmatism and metamorphism. *Nature*, 346: 831-834.

- JOHNSON, K. 1988. The Norseman gold deposits. Dans: Western Australian gold deposits. Édité par: D.I.Groves, M.E. Barley, S.E. Ho, et G.M.F. Hopkins. Bicentennial Gold 88 Livret guide d'excursion, University of Western Australia, Publication No. 14, pp. 114-121.
- KERRICH, R. 1983. Geochemistry of gold deposits in the Abitibi greenstone Belt. L'Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie. Volume Spécial 27, 75 pages.
- _____ 1987. Fluid infiltration into fault zones: chemical isotopic and mechanical effects. *Journal of Pure and Applied Geophysics*, 124: 225-251.
- _____ .- WYMAN, D. 1990. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: An association with accretionary tectonic regimes. *Geology*, 18: 882-885.
- KISHIDA, A. – KERRICH, R. 1987. Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario. *Economic Geology*, 82: 649-690.
- LAIRD, J. – ALBEE, A.L. 1981. Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *American Journal of Science*, 281: 127-175.
- LANDEFIELD, L.A. 1988. The geology of the Mother Lode gold belt, Sierra Nevada Foothills Metamorphic Belt, California. Dans: Bicentennial Gold '88: Geological Society of Australia Abstracts, 22: 167-172.
- LIOU, J.G. – KUNIYOSHI, S. – ITO, K. 1974. Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in basaltic system. *American Journal of Science*, 274: 613-632.
- LHOTKA, P.G. – NESBITT, B.E. 1989. Geology of unmineralized and gold-bearing iron formation, Contwoyto Lake – Point Lake region, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, 26: 46-64.
- MARMONT, S. 1986. The geological setting of the Detour Lake gold mine, Ontario, Canada. *Dans: Proceedings of Gold 1986, an international symposium on the geology of gold*. Édité par: A.J. Macdonald, pp. 81-96.
- MEINERT, L.D. 1984. Mineralogy and petrology of iron skarns in Western British Columbia, Canada. *Economic Geology*, 79: 869-882.

- _____ 1987. Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog Mine, Central Mining District, New Mexico. *Economic Geology*, 82, pp. 523-545.
- _____ 1989. Gold skarn deposits: – Geology and exploration criteria. *Dans: The Geology of Gold Deposits: the Perspective in 1988*. Édité par: R.R. Keays, W.R.H. Ramsay, et D.I. Groves. *Economic Geology Monograph 6*: 537-552.
- _____ 1993. Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19: 145-162.
- MIKUCKI, E.J.– GROVES, D.I. 1990. Gold transport and depositional models. *Dans: Gold Deposits of the Archaean Yilgarn Block, Western Australia: Nature, Genesis and Exploration Guides*. Édité par S.E. Ho, D.I. Groves et J.M. Bennett. The University of Western Australia, Publication No. 20: 278-284.
- MIYASHIRO, A. 1973. Metamorphism and Metamorphic Belts. Allen and Unwin, London, 442p.
- MOTTL, M.J. –HOLLAND, H.D. – CORR, R.F. 1979. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. - II. Experimental result for Fe, Mn, and sulfur species. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 43: 869-884.
- MUELLER, A.G. 1988. Archaean gold-silver deposits with prominent calc-silicate alteration in the Southern Cross greenstone belt, Western Australia: analogues of Phanerozoic skarn deposits. *Dans: Advances in Understanding Precambrian Gold Deposits, Volume II*. Édité par: S.E. Ho et D.I. Groves. The University of Western Australia, Publication No. 12: 141-163.
- MUELLER, A.G. – GROVES, D.I. 1991. The classification of Western Australia greenstone-hosted gold deposits according to wallrock-alteration mineral assemblages. *Ore Geology Reviews*, 6: 291-331.
- PHILLIPS, G.N. 1986. Geology and alteration in the Golden Mile, Kalgoorlie. *Economic Geology*, 81: 779-808.
- _____ 1990. Wallrock alteration and P-T environments of gold deposition. *Dans: Greenstone Gold and Crustal Evolution*. Édité par F. Robert, P.A. Sheahan et S.B. Green. Volume de la Conférence NUNA, Val-d'Or, Association Géologique du Canada, pp. 98-99.

- DE NOOY, D. 1988. High-grade metamorphic processes which influence Archaean gold deposits, with particular reference to Big Bell, Australia. *Journal of Metamorphic Petrology*, 6: 95-114.
- POWELL, R. — WALL, T.M. — PHILLIPS, G.N. 1991. Metamorphism in Archaean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 141-150.
- POWNCEBY, M.I.— WALL, V.J. — O'NEILL, H.St.C. 1987. Fe – Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97: 116-126.
1991. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-ilmenite Fe-Mn exchange equilibria. *American Mineralogist*, 76: 1580-1588.
- RIDLEY, J.R. — BARNICOAT, A.C. 1990. Wallrock alteration in amphibolite-facies gold deposits. *Dans: Gold Deposits of the Archaean Yilgarn Block, Western Australia: Nature, Genesis and Exploration Guides*. Édité par S.E. Ho, D.I. Groves et J.M. Bennett. The University of Western Australia, Publication No. 20: 79-86.
- ROBERT, F. 1990. Dating old gold deposits. *Nature*, 346, pp. 792-793.
- BROWN, A. C. 1986a. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part 1. Geological relation and formation of the vein system. *Economic Geology*, 81: 578-592.
- 1986b. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part 2: Vein Paragenesis and hydrothermal alteration. *Economic Geology*, 81: 593-616.
- ROBERT, F. — KELLY, W.C. 1987. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Economic Geology*, 82: 1462-1482.
- ROBERTS, R.G. 1987. Ore deposits models. #11. Archean lode gold deposits. *Geoscience Canada*, 14: 37-52.

- ROBINSON, P. – SPEAR, F.S. – SCHUMACHER, J.C. – LAIRD, J. – KLEIN, C. – EVANS, B.W. – DOOLAN, B.L. 1981. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, v. 9B, pp. 1-228.
- ROEDDER, E. 1984. Fluid inclusions: *Reviews in Mineralogy*, v. 12, 644 p.
- ROY, C. 1985. Projet du lac Wahemen (rivière Eastmain). *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 85-12, carte annotée*.
- _____ 1988. Géologie du secteur de l'Île Bohier de la bande volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain supérieure. *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 88-16*.
- SEYFRIED, Jr, W.E. – BISCHOFF, J.L. 1979. Low temperature basalt alteration by sea water: an experimental study at 70 °C and 150°C. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 43: 1937-1947.
- _____ 1981. Experimental seawater-basalt interaction at 300°C, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 45: 135-147.
- SIBSON, R.H. – ROBERT, F. – POULSEN, K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16: 551-555.
- SMITH, P.M. 1986. Duport, a structurally controlled gold deposit in Northwestern Ontario, Canada. Dans: *Proceedings of Gold 1986, an international symposium on the geology of gold*. Édité par: A.J. Macdonald, pp. 197-212.
- SPEAR, F.S. 1989. Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. *Dans: Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths, Short Course in Geology*, Vol. 7. Édité par: F.S. Spear et S.M. Peacock, American Geophysical Union, pp. 1-55.
- SPEAR, F.S. – CHENEY, J.T. 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}\text{-MgO}\text{-K}_2\text{O}\text{-H}_2\text{O}$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101: 149-164.

- STANTON, R.L. 1976. Petrochemical studies of the ore environment at Broken Hill, New South Wales : 3- Banded iron formations and sulphide orebodies: constitutional and genetic ties. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, 85: B132-B141.
- STUMPFL, E.F. 1979. Manganese haloes surrounding metamorphic stratabound base metal deposits. *Mineralium Deposita*, 14: 207-217.
- TABEART, C.F. 1988. Microstructural and strain related controls to gold precipitation in Archaean shear zones – Renco gold mine in Limpopo Belt, Zimbabwe. *Dans: Bicentennial Gold 88*. Geological Society of Australia, Abstracts, 23: 122-124.
- THIBOUTOT, H. 1984. Geological report, 1984 update, Eastmain River Venture, Quebec. Venture 116. Placer Development Internal report. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Dossier public d'exploration minière, GM-41699.
- _____ 1986. Eastmain river gold deposit, Quebec. *Dans: Proceedings of Gold 1986*, an international symposium on the geology of gold. Édité par: A.M. Chater, Toronto. Poster Paper Abstracts, pp. 155-157.
- _____ 1988. Geological report of underground exploration for 1987, Placer Dome Inc./MSV Ressources Joint Venture Project 332. Rapport interne. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, dossier public d'exploration minière GM-49132.
- _____ – KEECH, C. 1987. Drilling and geological report on 1987 winter program, Eastmain, Quebec, Venture 116. Placer/Ressources MSV Joint Venture. Placer Development internal report. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, dossier public d'exploration minière GM-46045.
- THOMKINSON, M.J. – LOMBARD, A. 1990. Structure, metamorphism and mineralization in the New Consort gold mines Barberton greenstone belt, South Africa, Extended Abstract Volume, 3rd International Archean Symposium, Perth, pp. 377-379.
- THOMPSON, A.B. 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*, 276: 425-454.

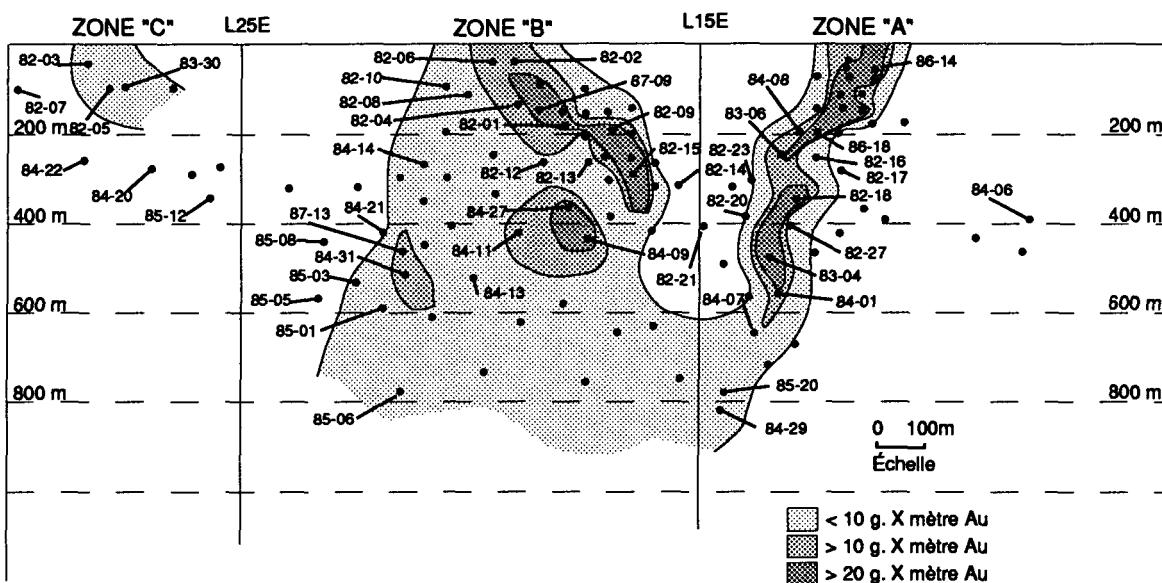
- THOMSON, M.L. 1991. Wall-rock alteration related to Au mineralization in the low amphibolite facies: Crixás gold mine, Goias, Brazil. *Canadian Mineralogist*, 29: 461-480.
- TOURIGNY, G. 1989. Reconnaissance structural analysis of the Eastmain River gold deposit, Mistassini Territory, Quebec. Rapport préparé pour Placer-Dome Inc et Resources MSV ltée. IREM-MERI, Montréal, Québec. 58 pages.
- WILLIAM-JONES, A.E. – SAMSON, M. 1990. Theoretical estimation of halite solubility in the system NaCl-CaCl₂-H₂O: Application to fluid inclusions. *Canadian Mineralogist*, 28, pp. 299-304.
- WILLIAMS, M.L. – GRAMBLING, J.A. 1990. Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite. *American Mineralogist*, 75: 886-908.
- WINKLER, H.G.F. 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks. Third edition, Springer-Verlag, New-York.
- WISE, D.U. – DUNN, D.E. – ENGELDER, J.T. – GEISER, P.A. – HATCHER, R.D. – KISH, S.A. – ODOM, A.L – SCHAMEL, S. 1984. Fault-related rocks: Suggestions for terminology. *Geology*, 12: 391-394.
- WONG, L. – DAVIS, D.W. – KROGH, T.E. – ROBERT, F. 1991. U-Pb zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val-d'Or region, Quebec. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 325-336.
- ZWENG, P.L. – MORTENSON, J.K. 1989. U-Pb age constraints on Archean magmatism and gold mineralization at the Camflo mine, Malartic, Quebec. *Geological Society of America, abstract with programs*, 21: A351.

ANNEXE 1

TABLEAU DES PARAGENÈSES MINÉRALES

Le tableau qui suit renferme les paragenèses minérales de 150 lames minces (LM) et lames minces polies (LMP) étudiées. Le numéro de chaque lame réfère au numéro du sondage et à la profondeur en mètre à laquelle l'échantillon a été prélevé. Par exemple l'échantillon 83-04-128.3 provient du sondage 83-04 et a été prélevé à une profondeur de 128.3 mètres du collet du sondage.

Pour les lames minces polies, deux paragénèses sont indiquées, celles des minéraux transparents, et celle des minéraux opaques. Dans tous les cas, les minéraux listés sont classés par ordre décroissant d'abondance relative.



Identification et localisation des sondages dans lesquels des échantillons ont été prélevés.

ANNEXE 1: PARAGENÈSES MINÉRALES

164

1- P82-01-125.7	<i>Nom:</i> Zone minéralisée	<i>Texture:</i> Granoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Muscovite - Pistachite - Biotite - Chlorite - Microcline	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Pyrite2 - Chalcopyrite - Ilménite - Rutile - Sphalérite - Magnétite - Au	
2- P82-02-078.0	<i>Nom:</i> Zone minéralisée	<i>Texture:</i> Granoblastique fracturée
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Actinolite - Microcline - Muscovite - Carbonate - Épidote - Sphène - Chlorite - Biotite	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Chalcopyrite (maclée) - Pyrite (1ou2) - Sphalérite - Rutile - ? - Cubanite - Bornite	
3- P82-02-078.2	<i>Nom:</i> Zone minéralisée	<i>Texture:</i> Hétérogranulaire / granoclastique
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Sulfures - Actinolite - Carbonates	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Chalcopyrite - Bornite - Cubanite	
4- P82-03-038.4	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Nématoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Épidote	
<i>Type lame:</i> LM		
5- P82-03-074.4	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique	<i>Texture:</i> Granoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase - Quartz - Microcline - Biotite - Muscovite - Pinnite (?) - Opaques	
<i>Type lame:</i> LM		
6- P82-03-077.4	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique	<i>Texture:</i> Granoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase - Quartz - Microcline - Muscovite - Biotite	
<i>Type lame:</i> LM		
7- P82-03-098.8	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> granonématoblastique foliée
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase - Hornblende verte - Amphibole - Biotite - Épidote - Muscovite - Chlorite	
<i>Type lame:</i> LM		
8- P82-04-105.8	<i>Nom:</i> Veine de Quartz-Sulfures (ZM)	<i>Texture:</i> Granoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Sulfures - Chlorite	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Pyrite2 - Chalcopyrite - Ilménite - Magnétite - Sphalérite - Py1 - Arsénopyrite - Au	
9- P82-05-021.6	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique rubanée et foliée
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase - Quartz - Microcline - Muscovite - Opaques	
<i>Type lame:</i> LM		
10- P82-05-040.8	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Nématoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Biotite - Plagioclase - Qtz - Chl. - Carbonate - Amphibole verte - Muscovite - Épidote - Grenat - Opaques	
<i>Type lame:</i> LM		
11- P82-05-100.8	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> rx. altérée foliée
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Opaques - Muscovite	
<i>Type lame:</i> LM		
12- P82-05-103.0	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique rubanée
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase - Quartz - Biotite - Chlorite - Muscovite	
<i>Type lame:</i> LM		
13- P82-05-110.0	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Rx. fragmentaire granoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase - Quartz - Biotite - Muscovite - Chlorite - Épidote - Muscovite	
<i>Type lame:</i> LM	Fgms. de roche - Yeux de quartz	
14- P82-06-030.8	<i>Nom:</i> Métapyroxénite	<i>Texture:</i> Nématoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Actinolite - Chlorite - Talc - trémolite - Opaques - Epidote	
<i>Type lame:</i> LM		

ANNEXE 1: PARAGENÈSES MINÉRALES

165

15- P82-06-039.2	<i>Nom:</i> Veine de Quartz-Sulfures (ZM)	<i>Texture:</i> Bréchique
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Sulfures - Micas	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrite1 - Pyrite2 - Sphalérite - Pyrrhotite - Chalcopyrite - Pyrite anisotrope - Au	
16- P82-06-039.8	<i>Nom:</i> Veine de Quartz-Sulfures (ZM)	<i>Texture:</i> Bréchique
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Chlorite - Biotite - Sulfures	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Pyrite1 - Pyrite anisotrope - Magnétite - Chalcopyrite - Sphalérite	
17- P82-07-117.6	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase - Quartz - Biotite - Hornblende verte - Opaques - Carbonates	
<i>Type lame:</i> LM		
18- P82-07-128.9	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Lépidogranoblastique rubanée
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase - Biotite - Hornblende verte - Opaques - Carbonates - Quartz - Zircon	
<i>Type lame:</i> LM		
19- P82-08-084.4	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase - Quartz - Biotite - Sillimanite - Opaques - Chlorite	
<i>Type lame:</i> LM		
20- P82-08-091.3	<i>Nom:</i> Zone minéralisée	<i>Texture:</i> Granoporphyrblastique/ porphyroblastique
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Sulfures - Biotite - Chlorite - Grenat - Carbonates	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Chalcopyrite - Sphalérite	
21- P82-09-026.1	<i>Nom:</i> Tonalite	<i>Texture:</i> Granulaire en voie de recristallisation
<i>Paragenèse:</i>	Plagio. - Qtz - Biotite - Hbl verte - Opaque - Carb. - Musc. - Épidote - Zircon - Grenat - Tourmaline	
<i>Type lame:</i> LM		
22- P82-09-036.3	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Granonématoblastique relique intersertale
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Opaques - Muscovite	
<i>Type lame:</i> LM		
23- P82-09-052.7	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique porphyrique	<i>Texture:</i> Granonématoblastique, relique porphyrique
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Opaques - Muscovite	
<i>Type lame:</i> LM	Phénocristaux de Plagioclase, Phénocristaux de Hornblende verte	
24- P82-09-087.2	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Granonématoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Muscovite - Zoïsite	
<i>Type lame:</i> LM		
25- P82-09-096.2	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Granonématoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Opaques - Muscovite	
<i>Type lame:</i> LM		
26- P82-09-105.5	<i>Nom:</i> Métapyroxénite	<i>Texture:</i> Nématoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Actinolite - Chlorite - Opaques - Biotite - Quartz - Oxydes	
<i>Type lame:</i> LM		
27- P82-09-107.6	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase - Qtz - Microcline - Biotite - Épidote - Opaques - Muscovite - Tourmaline - Chlorite	
<i>Type lame:</i> LM	Phénocristaux de Quartz	
28- P82-09-114.6	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique altérée	<i>Texture:</i> Némato-porphyrblastique
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Grenat - Quartz - Plagio. - Opaques - Biotite - Chl. - Musc. - Épidote - Pyrrhotite - Ilménite - Sphalérite - Chalcopyrite - Pyrite (1ou2?) - Pentlandite - Rutile -	
<i>Type lame:</i> LMP		

ANNEXE 1: PARAGENÈSES MINÉRALES

166

29- P82-09-116.3	<i>Nom:</i> Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Sulfures - Biotite - Biotite verte - Quartz - Chlorite - Muscovite <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Sulfures massifs Sulfures - Pyrrhotite - Pyrite1 - Pyrite2 - Pyrite anisotrope - Chalcopyrite - Sphalerite - Rutile - Ilménite
30- P82-09-116.7a	<i>Nom:</i> Veine de quartz (ZM) <i>Paragenèse:</i> Quartz - Hornblende verte - Pistachite - Grenat - Carbonates <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Hétérogranulaire Quartz - Magnétite - Pyrite - Pyrrhotite - Chalcopyrite
31- P82-09-116.7b	<i>Nom:</i> Veine de Quartz-Sulfures (ZM) <i>Paragenèse:</i> Quartz - Actinolite - Biotite (verte) - Muscovite - Grenat <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Hétérogranulaire fracturée Quartz - Pyrr. - Chalco. - Py (1 ou 2) - Sphalerite - Cobaltite - Ilm. - Rutile - Magnétite - Arsénopyrite
32- P82-09-118.2	<i>Nom:</i> Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Quartz - Biotite - Chlorite - Actinolite - Muscovite - Grenat - Tourmaline - Sulfures <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Brèche à matrice de sulfures Quartz - Pyrrhotite - Pyrite1 - Pyrite2 - Sphalerite
33- P82-09-118.9	<i>Nom:</i> Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Quartz - Actinolite - Biotite <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Sulfures massifs Quartz - Pyrrhotite - Sphalerite - Chalcopyrite - Pyrite1 - Pyrite anisotrope - Magnétite
34- P82-09-120.0	<i>Nom:</i> Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Quartz - Sulfures - Hornblende verte - Biotite - Chlorite <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Texture en filet des sulfures ds le quartz. Quartz - Pyrr. - Chalcop. - Py1 - Py2 - Sphalerite - Py. anisotrope - Ilménite - Rutile - Magnétite - Au
35- P82-09-120.7	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Opaques - Chlorite - Épidote - Muscovite - Carbonate <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granonématoblastique Hornblende verte - Plagioclase - Opaques - Chlorite - Épidote - Muscovite - Carbonate
36- P82-10-085.8	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique <i>Paragenèse:</i> Plagioclase - Quartz - Muscovite - Biotite - Microcline - Actinolite - Carbonate - Chlorite - <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique rubanée Plagioclase - Quartz - Muscovite - Biotite - Microcline - Actinolite - Carbonate - Chlorite -
37- P82-12-186.2	<i>Nom:</i> Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Quartz - Sulfures - Actinolite - Grenat <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Granoporphyroblastique/ porphyroclastique Quartz - Pyrrhotite - Pyrite - Chalcopyrite - Sphalerite - Au
38- P82-13-099.4	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Plagioclase - Hornblende verte - Sphène - Épidote <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granonématoblastique Plagioclase - Hornblende verte - Sphène - Épidote
39- P82-13-176.2	<i>Nom:</i> Métapyroxénite (?) <i>Paragenèse:</i> Actinolite - Talc - trémolite - Épidote - Chlorite - Carbonates - Qtz - Clinopyroxène - Sphène - <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique rubanée Actinolite - Talc - trémolite - Épidote - Chlorite - Carbonates - Qtz - Clinopyroxène - Sphène -
40- P82-13-180.4	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique altérée <i>Paragenèse:</i> Plagioclase - Hornblende verte - Biotite - Épidote - Carbonates - Muscovite - Microcline - <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique Plagioclase - Hornblende verte - Biotite - Épidote - Carbonates - Muscovite - Microcline - Opaques
41- P82-14-157.6	<i>Nom:</i> Métapyroxénite altérée (?) <i>Paragenèse:</i> Actinolite - Cummingtonite(?) - Clinopyroxène - Carbonates - Quartz - Biotite - Épidote - <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique Actinolite - Cummingtonite(?) - Clinopyroxène - Carbonates - Quartz - Biotite - Épidote -
42- P82-15-178.8	<i>Nom:</i> Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Quartz - Biotite - Plagioclase (Albite) - Microcline - Muscovite - Biotite - Chlorite - Carbonate <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique fracturée Quartz - Pyrrhotite - Chalcopyrite - Sphalerite - Ilménite - Rutile - Pyrite2

ANNEXE 1: PARAGENÈSES MINÉRALES

167

43- P82-15-180.4	<i>Nom:</i> Veinule Amphibole-sulfures <i>Paragenèse:</i> Quartz - Microcline - Actinolite - Biotite - Épidote - Muscovite - Sphène - Chlorite - Carbonate <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Hétérogranulaire Pyrrhotite - Pyrite2 - Chalcopyrite - Sphalérite - Au
44- P82-18-224.9	<i>Nom:</i> Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Quartz - Sulfures - Chlorite - Épidote - Actinolite - Microcline - Carbonates <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Granoporphyrblastique/ porphyroblastique Chalcopyrite - Pyrrhotite - Pyrite1 - Pyrite anisotrope - Bornite
45- P82-21-207.9	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique porphyrique <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Opaques - Carbonates - Muscovite - Quartz - Apatite <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granonématoblastique, relique porphyrique Phénocristaux de Hornblende verte, Phénocristaux de Plagioclase
46- P82-21-218.5	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Biotite - Opaques - Muscovite - Quartz <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granonématoblastique Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Biotite - Opaques - Muscovite - Quartz
47- P82-21-224.6	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Opaques - Muscovite <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granonématoblastique Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Opaques - Muscovite
48- P82-21-230.7	<i>Nom:</i> Métapyroxénite <i>Paragenèse:</i> Actinolite (+ cummingtonite ?) - Chlorite - Opaques - Carbonates <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique Actinolite (+ cummingtonite ?) - Chlorite - Opaques - Carbonates
49- P82-21-233.2	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique <i>Paragenèse:</i> Plagioclase - Quartz - Biotite - Chlorite - Muscovite - Carbonates <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique Plagioclase - Quartz - Biotite - Chlorite - Muscovite - Carbonates
50- P82-21-236.8	<i>Nom:</i> Métapyroxénite <i>Paragenèse:</i> Actinolite - Chlorite - Trémolite (mica blanc ?) - Opaques - Carbonates <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique Actinolite - Chlorite - Trémolite (mica blanc ?) - Opaques - Carbonates
51- P82-21-242.5	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique altérée <i>Paragenèse:</i> Quartz - Muscovite (Plagioclase altéré) - Hornblende verte - Biotite - Épidote - Opaques - <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique foliée Quartz - Muscovite (Plagioclase altéré) - Hornblende verte - Biotite - Épidote - Opaques -
52- P82-21-248.7	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique <i>Paragenèse:</i> Quartz - Plagioclase - Microcline - Muscovite - Biotite - Muscovite - Épidote - Chlorite - <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique Quartz - Plagioclase - Microcline - Muscovite - Biotite - Muscovite - Épidote - Chlorite - Phénocristaux de Quartz
53- P82-24-009.1	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Saussurite (Plagioclase) - Quartz - Biotite - Épidote (pistachite) - Opaques <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granonématoblastique relique granulaire Hornblende verte - Saussurite (Plagioclase) - Quartz - Biotite - Épidote (pistachite) - Opaques
54- P82-24-023.5	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Quartz (?) - Opaques - Épidote - Muscovite <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granonématoblastique Hornblende verte - Plagioclase - Quartz (?) - Opaques - Épidote - Muscovite Phénocristaux de Plagioclase
55- P82-24-037.5	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique <i>Paragenèse:</i> Plagioclase - Quartz - Microcline - Muscovite - Biotite - Épidote - Tourmaline <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique Plagioclase - Quartz - Microcline - Muscovite - Biotite - Épidote - Tourmaline Phénocristaux de quartz
56- P82-24-042.7	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique <i>Paragenèse:</i> Plagioclase - Qtz - Microcline - Muscovite - Épidote - Opaques - Biotite - Carbonate - <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique Plagioclase - Qtz - Microcline - Muscovite - Épidote - Opaques - Biotite - Carbonate - Tourmaline

ANNEXE 1: PARAGENÈSES MINÉRALES

168

57- P82-24-049.7	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Biotite - Hornblende verte - Quartz - Muscovite - Opaques - Plagioclase (?) - Zircon <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Lépidoporphyroblastique
58- P82-24-050.6	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique <i>Paragenèse:</i> Plagioclase - Microcline - Quartz - Muscovite - Biotite - Carbonates <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique Phénocristaux de quartz
59- P82-24-055.6	<i>Nom:</i> Métapyroxénite <i>Paragenèse:</i> Actinolite - Chlorite - Biotite - Opaques - Quartz (?) <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Nématoblastique
60- P82-24-071.6	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Quartz - Biotite - Opaques - Muscovite <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granonématoblastique
61- P82-24-081.1	<i>Nom:</i> Métapyroxénite <i>Paragenèse:</i> Actinolite - Biotite - Apatite - Épidote - Leucoxène - Opaques - Quartz <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Nématoblastique
62- P82-24-084.4	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Opaques - Biotite - Épidote <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granonématoblastique Phénocristaux de Hornblende verte
63- P83-04-007.9	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique <i>Paragenèse:</i> Plagioclase - Quartz - Muscovite - Chlorite - Biotite - Carbonates - Opaques <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granonématoglastique
64- P83-04-036.9	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Muscovite - Opaques - Carbonates <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Foliée
65- P83-04-050.9	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Opaques - Muscovite - Épidote - Carbonates <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique foliée
66- P83-04-064.3	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Opaques - Épidote - Carbonates <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique foliée
67- P83-04-090.2	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Carbonates - Muscovite <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique foliée
68- P83-04-099.4	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Opaques - Carbonates - Quartz (veinules) <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique foliée
69- P83-04-102.4A	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique coussinée <i>Paragenèse:</i> Biotite - Plagioclase - Hornblende verte - Opaques <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique Fragments de roches
70- P83-04-102.4B	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique coussinée <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Opaques - Carbonates - Épidote <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique

ANNEXE 1: PARAGENÈSES MINÉRALES

169

71- P83-04-128.3	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique porphyrique	<i>Texture:</i> Porphyro-nématoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Biotite - Épidote - Carbonates - Opaques	
<i>Type lame:</i> LM	Phénocristaux (plagioclase)	
72- P83-04-157.3	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Nématoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Opaques - Épidote	
<i>Type lame:</i> LM		
73- P83-04-204.5	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique coussinée	<i>Texture:</i> Nématoblastique fracturée
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Opaques	
<i>Type lame:</i> LM		
74- P83-04-233.5	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Nématoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Épidote	
<i>Type lame:</i> LM	Quartz (veinules)	
75- P83-04-242.8	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Nématoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Épidote - Hornblende verte - Plagioclase - Muscovite - Carbonates - Biotite	
<i>Type lame:</i> LM		
76- P83-04-267.6	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Nématoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Actinolite - Plagioclase - Muscovite - Épidote - Opaques	
<i>Type lame:</i> LM		
77- P83-04-268.5	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Nématoblastique foliée
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Opaques - Muscovite - Épidote - Carbonates	
<i>Type lame:</i> LM		
78- P83-04-281.3	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique altérée	<i>Texture:</i> Nématoblastique foliée et fracturée
<i>Paragenèse:</i>	Hbl verte - Plagioclase - Épidote - Opaques - Biotite - Muscovite - Microcline - Carbonates - Quartz	
<i>Type lame:</i> LM		
79- P83-04-281.6	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique altérée	<i>Texture:</i> Nématoblastique foliée
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Biotite - Muscovite - Microcline - Quartz - Opaques	
<i>Type lame:</i> LM		
80- P83-04-282.9B	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique altérée	<i>Texture:</i> Granoblastique fracturée
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase - Quartz - Microcline - Biotite - Muscovite - Chlorite - Sulfures - Épidote	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Chalcopyrite - Pyrite	
81- P83-04-283.0	<i>Nom:</i> Zone minéralisée	<i>Texture:</i> Granoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Mica - Sulfures	
<i>Type lame:</i> LMP	Chalcopyrite - Pyrrhotite - Pyrite - Sphalérite	
82- P83-04-283.7	<i>Nom:</i> Zone minéralisée	<i>Texture:</i> Porphyroblastique
<i>Paragenèse:</i>	Sulfures - Quartz - Actinolite	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrite - Chalcopyrite - Pyrrhotite - Sphalérite	
83- P83-04-283.8	<i>Nom:</i> Zone minéralisée (sulfures massifs)	<i>Texture:</i> Porphyroblastique
<i>Paragenèse:</i>	Sulfures - Amphibole - Mica - Quartz	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrite - Chalcopyrite - Pyrrhotite - Sphalérite - Au	
84- P83-04-288.0	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique	<i>Texture:</i> Granoblastique relique porphyrique
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase - Quartz - Muscovite - Épidote	
<i>Type lame:</i> LM		

ANNEXE 1: PARAGENÈSES MINÉRALES

170

85- P83-04-289.6	<i>Nom:</i> Métapyroxénite (?) <i>Paragenèse:</i> Actinolite - Chlorite - Opaques - Muscovite <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique
86- P83-04-295.7	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique <i>Paragenèse:</i> Plagioclase - Quartz - Biotite - Muscovite - Épidote - Chlorite - Carbonates - Opaques <i>Type lame:</i> LM Yeux de quartz (5%)	<i>Texture:</i> Granoblastique relique porphyrique
87- P83-04-300.5	<i>Nom:</i> Métapyroxénite <i>Paragenèse:</i> Actinolite - Chlorite - Biotite - Opaques <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique
88- P83-04-309.7	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique (variolaire) <i>Paragenèse:</i> Plagioclase - Hornblende verte - Biotite - Épidote - Muscovite - Opaques - Carbonates <i>Type lame:</i> LM Quartz (veinules)	<i>Texture:</i> Nématoblastique foliée
89- P83-06-167.1	<i>Nom:</i> Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Quartz - Sulfures <i>Type lame:</i> LMP Pyrrhotite - Pyrite - Chalcopyrite - ?	<i>Texture:</i> Grano- porphyroclastique
90- P83-30-052.2	<i>Nom:</i> Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Quartz - Carbonates - Sulfures - Biotite+chlorite <i>Type lame:</i> LMP Pyrrhotite - Chalcopyrite - Pyrite1 - Pyrite anisotrope - Sphalérite - Ilménite - Au	<i>Texture:</i> Hétérogranulaire granoblastique fracturée
91- P83-36-043.3	<i>Nom:</i> Métapyroxénite <i>Paragenèse:</i> Actinolite - Chlorite - Opaques - Trémolite (mica blanc ?) - Carbonates <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique
92- P83-36-056.4	<i>Nom:</i> Métapyroxénite <i>Paragenèse:</i> Actinolite - Chlorite - Trémolite - Carbonates - Opaques <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique
93- P84-07-024.7	<i>Nom:</i> Mégababbro <i>Paragenèse:</i> Plagioclase - Hornblende verte - Biotite - Carbonates - Opaques - Chlorite - Muscovite <i>Type lame:</i> LM Phénocristaux de Hornblende verte	<i>Texture:</i> Porphyrique
94- P84-07-102.2	<i>Nom:</i> Mégababbro massif <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Opaques - Muscovite - Zircon <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Granulaire en voie de recristallisation
95- P84-07-382.6	<i>Nom:</i> Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Épidote - Sulfures - Quartz - Biotite verte <i>Type lame:</i> LMP Chalcopyrite - Pyrrhotite - Pyrite1 - Sphalérite - Bornite - Pentlandite - Rutile - Au	<i>Texture:</i> Intergranulaire
96- P84-09-237.2	<i>Nom:</i> Veine de quartz Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Quartz - Actinolite - Carbonate - Clinopyroxène - Chlorite <i>Type lame:</i> LMP Pyrrhotite - Chalcopyrite - Sphalérite - Pyrite1 - Pyrite2	<i>Texture:</i> Hétérogranulaire granoblastique
97- P84-09-254.4	<i>Nom:</i> Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Quartz - Biotite - Chlorite - Plagioclase <i>Type lame:</i> LMP Pyrrhotite - Chalcopyrite - Pyrite2 - Arsénopyrite - Rutile - Sphalérite	<i>Texture:</i> Hétérogranulaire granoblastique
98- P84-11-246.7	<i>Nom:</i> Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Quartz - Actinolite <i>Type lame:</i> LMP Pyrrhotite - Chalcopyrite - Py1 - Py2 - Py1a - Pentlandite - Au - Hessite - Tellurobismuthite	<i>Texture:</i> Porphyroclastique

ANNEXE 1: PARAGENÈSES MINÉRALES

171

99- P84-13-249.6	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique (ZM)	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Muscovite - Biotite - Carbonate - Tourmaline	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Chalcopyrite	
100- P84-13-253.0	<i>Nom:</i> Veine de quartz Zone minéralisée	<i>Texture:</i> Hétérogranulaire fracturée
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Muscovite - Biotite - Chlorite - Tourmaline - Carbonate - Feldspath (?) - Grenat	
<i>Type lame:</i> LMP		
101- P84-14-173.1	<i>Nom:</i> Veinules quartz-amphibole-sulfures	<i>Texture:</i> Intergranulaire
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Actinolite - Sulfure - Chlorite - Sphène - Carbonate	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Chalcopyrite - Pyrite2 - Sphalérite - Bornite	
102- P84-14-176.5	<i>Nom:</i> Veinules quartz-amphibole-sulfures	<i>Texture:</i> Intergranulaire et granoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Actinolite - Biotite	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Chalcopyrite - Pyrite1 - Pyrite2 - Ilménite - Rutile - Bornite - Sphalérite	
103- P84-27-211.4	<i>Nom:</i> Zone minéralisée	<i>Texture:</i> Granoclastique
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Biotite - Muscovite - Grenat - Sulfures - Chlorite - Épidote - Tourmaline	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Pyrite1 - Pyrite2 - Sphalérite - Pyrite anisotrope - Ilménite - Rutile	
104- P84-27-215.5	<i>Nom:</i> Zone minéralisée	<i>Texture:</i> Granoclastique
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Actinolite - Carbonate - Chlorite	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrite2 - Chalcopyrite - Pyrrhotite - Au	
105- P84-31-316.6	<i>Nom:</i> Veine de Quartz-Sulfures (ZM)	<i>Texture:</i> Hétérogranulaire et granoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Actinolite - Épidote - Chlorite - Carbonate	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Pyrite1 - Pyrite2 - Chalcopyrite - Sphalérite - Au - Hessite	
106- P85-03-324.0	<i>Nom:</i> Veine de Quartz-Sulfures (ZM)	<i>Texture:</i> Granoblastique / hétérogranulaire fracturée
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Biotite - Grenat - Actinolite	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Chalcopyrite - Pyrite1 - Ilménite	
107- P85-06-389.2	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique porphyrique	<i>Texture:</i> Granonématoblastique porphyrique
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Opaques - Biotite - Muscovite - Carbonates - Épidote - Zircon	
<i>Type lame:</i> LM	Phénocristaux de Plagioclase, Phénocristaux de Hornblende verte	
108- P85-06-428.9	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Granoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Muscovite - Épidote - Carbonates	
<i>Type lame:</i> LM		
109- P85-06-468.5	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Granonématoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Muscovite	
<i>Type lame:</i> LM		
110- P85-06-482.2	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Granonématoblastique porphyroblastique
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Opaques - Carbonates - Actinolite	
<i>Type lame:</i> LM		
111- P85-06-485.5	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique altérée	<i>Texture:</i> Némato-porphyroblastique
<i>Paragenèse:</i>	Musco. - Biotite - Épidote - Chl. - Qtz - Microcline - Apatite - Actinolite - Sphène - Carb. - Cpx	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Pentlandite - Rutile - Pyrite - Chalcopyrite - Ilménite	
112- P85-06-487.4	<i>Nom:</i> Veine de Quartz-Sulfures (ZM)	<i>Texture:</i> Hétérogranulaire
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Chlorite - Carbonate	
<i>Type lame:</i> LMP	Chalcopyrite - Pyrrhotite - Pyrite	

ANNEXE 1: PARAGENÈSES MINÉRALES

172

113- P85-06-488.3	<i>Nom:</i> Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Clinopyroxène-Actinolite-Épidote-Muscovite-Sphène-Quartz-Apatite-Chlorite-Carbonate <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Porphyroblastique
		Pyrrhotite - Chalcopyrite - Rutile - Pyrite2 - Sphalérite
114- P85-06-488.6	<i>Nom:</i> Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Clinopyroxène - Actinolite - Qtz - Microcline - Muscovite - Épidote - Carbon. - Chlor. - Sphène <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Porphyroblastique fracturée
		Pyrrhotite - Chalcopyrite - Pyrite2 - Sphalérite - Rutile
115- P85-06-488.8	<i>Nom:</i> Veine de quartz <i>Paragenèse:</i> Qtz-Sulfures-Actinolite-Épidote-Muscovite-Chlorite-Biotite-Carbonate-Clinopyroxène-Sphène <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Hétérogranulaire fracturée
		Pyrrhotite - Chalcopyrite - Pyrite2 - Arsénopyrite - Ilménite - Rutile - Sphalérite - ? ds rutile
116- P85-06-491.3	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique <i>Paragenèse:</i> Quartz - Muscovite - Épidote - Grenat - Biotite - Opaques - Tourmaline <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique
117- P85-06-493.8	<i>Nom:</i> Métapyroxénite <i>Paragenèse:</i> Actinolite - Chlorite - Biotite - Opaques - Quartz - Carbonates <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématolépidoblastique
118- P85-06-498.0	<i>Nom:</i> Métapyroxénite <i>Paragenèse:</i> Actinolite (trémolite ?) - Chlorite - Talc - Opaques - Carbonates <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématolépidoblastique
119- P86-14-007.0	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique altérée <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Biotite - Plagioclase - Opaques - Épidote - Muscovite <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Nématoblastique
120- P86-14-009.7	<i>Nom:</i> Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Quartz - Biotite <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Hétérogranulaire / Granoblastique
121- P86-14-011.1	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique altérée <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Biotite - Plagioclase - Muscovite - Opaques <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique
122- P86-14-012.3	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Opaques - Épidote - Biotite - Muscovite - Carbonates <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique foliée
123- P86-14-019.1	<i>Nom:</i> Veine de quartz Zone minéralisée <i>Paragenèse:</i> Quartz - Biotite - Microcline <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Hétérogranulaire recristallisée
124- P86-18-099.7	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Paragenèse:</i> Plagioclase- Hbl verte-Quartz-Épidote-Muscovite- Opaques- Chlorite-Apatite-Carbonate <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Nématoblastique, intergranulaire
125- P86-18-110.3	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique <i>Paragenèse:</i> Plagioclase - Quartz - Muscovite - Chlorite - Épidote - Muscovite - Carbonates <i>Type lame:</i> LM	<i>Texture:</i> Foliée Porphyroblastique relique
126- P86-18-113.4	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique altérée <i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Quartz - Biotite - Muscovite - Opaques - Chlorite <i>Type lame:</i> LMP	<i>Texture:</i> Granoblastique foliée

ANNEXE 1: PARAGENÈSES MINÉRALES

173

127- P86-18-115.9	<i>Nom:</i> Métapyroxénite	<i>Texture:</i> Nématoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Actinolite - Biotite (Chloritisée) - Chlorite - Opaques - Quartz - Carbonates	
<i>Type lame:</i> LM		
128- P86-18-119.2	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Intergranulaire
<i>Paragenèse:</i>	Biotite - Épidote - Plagioclase - Quartz (?) - Hornblende verte - Muscovite - Carbonates	
<i>Type lame:</i> LM		
129- P86-18-119.7	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique	<i>Texture:</i> Granoblastique foliée
<i>Paragenèse:</i>	Microcline - Plagioclase - Quartz - Muscovite - Biotite - Opaques	
<i>Type lame:</i> LM		
130- P86-18-120.7	<i>Nom:</i> Veine de quartz Zone minéralisée	<i>Texture:</i> Granulaire fracturée
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Chlorite - Muscovite - Sulfures - Biotite - Carbonates - Apatite	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Chalcopyrite - Pyrite - Sphalérite - Au	
131- P86-18-121.6	<i>Nom:</i> Veine de quartz-sulfures	<i>Texture:</i> Granulaire fracturée
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Sulfures - Carbonates - Actinolite - Chlorite - Biotite - Épidote	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Chalcopyrite - Magnétite - Pyrite - Sphalérite - Au	
132- P86-18-122.1	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Nématoblastique foliée
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase-Quartz-Hbl verte-Biotite-Épidote-Muscovite-Opaques-Carbonate- Chlorite- Sphène	
<i>Type lame:</i> LM		
133- P86-18-123.0A	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique	<i>Texture:</i> Porphyroblastique foliée
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase - Quartz - Biotite - Opaques - Muscovite - Épidote - Carbonates	
<i>Type lame:</i> LM	Phénocristaux de Quartz	
134- P87-09-023.5	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique porphyrique	<i>Texture:</i> Granoblastique relique porphyrique
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Opaques - Épidote (pistachite) - Muscovite - Carbonates -	
<i>Type lame:</i> LM	Phénocristaux de Plagioclase	
135- P87-09-084.4	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Granulaire à granoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Opaques - Biotite (chloritisée) - Muscovite	
<i>Type lame:</i> LMP		
136- P87-09-086.5	<i>Nom:</i> Métavolcanite mafique	<i>Texture:</i> Granulaire
<i>Paragenèse:</i>	Hornblende verte - Épidote - Biotite (chloritisée) - Plagioclase - Muscovite - Microcline -	
<i>Type lame:</i> LM	Opaques	
137- P87-09-088.5	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique altérée	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique porphyroblastique
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase - Quartz - Microcline - Muscovite - Biotite - Opaques - Grenat - Muscovite	
<i>Type lame:</i> LMP	Rutile - Pyrrhotite - Chalcopyrite - Pyrite1 - Pyrite2 - Sphalérite	
138- P87-09-089.2	<i>Nom:</i> Métavolcanite felsique altérée	<i>Texture:</i> Granolépidoblastique porphyroblastique
<i>Paragenèse:</i>	Plagioclase - Quartz - Biotite - Muscovite - Opaques - Grenat	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Pentlandite - Rutile - Ilménite - Py1 - Py2 - Chalcopyrite - Arsénopyrite ? -	
139- P87-09-089.6	<i>Nom:</i> Métapyroxénite	<i>Texture:</i> Nématolépidoblastique
<i>Paragenèse:</i>	Actinolite - Épidote - Chlorite - Opaques - Carbonates	
<i>Type lame:</i> LM		
140- P87-09-091.5	<i>Nom:</i> Veine de Quartz-Sulfures (ZM)	<i>Texture:</i> Granulaire fracturée
<i>Paragenèse:</i>	Quartz - Sulfures - Actinolite - Muscovite - Chlorite	
<i>Type lame:</i> LMP	Pyrrhotite - Chalcopyrite - Sphalérite - Au	

ANNEXE 1: PARAGENÈSES MINÉRALES

174

141- P87-09-091.9	<p><i>Nom:</i> Veine de Quartz-Sulfures (ZM) <i>Texture:</i> Granulaire recristallisée</p> <p><i>Paragenèse:</i> Quartz - Chlorite - Microcline - Muscovite - Biotite - Épidote - Actinolite - Trémolite</p> <p><i>Type lame:</i> LMP</p>	<p>Pyrrho. - Chalcop. - Py1 - Py2 - Sphalérite - Ilm. - Rutile - Py. anisot. - Magnétite - Au -</p>
142- P87-09-093.9	<p><i>Nom:</i> Veine de Quartz-Sulfures (ZM) <i>Texture:</i> Fortement déformée</p> <p><i>Paragenèse:</i> Quartz - Sulfures - Muscovite - Biotite - Tourmaline - Microcline - Plagioclase</p> <p><i>Type lame:</i> LMP</p>	<p>Pyrrhotite - Pyrite1 - Pyrite2 - Chalcopyrite - Sphalérite - Rutile - Cubanite</p>
143- P87-09-094.3	<p><i>Nom:</i> Métavolcanite mafique altérée <i>Texture:</i> Porphyroblastique</p> <p><i>Paragenèse:</i> Biotite-Hornblende verte-Qtz-Muscovite-Grenat-Épidote-Chlorite-Microcline-Carbonate</p> <p><i>Type lame:</i> LMP</p>	<p>Py1-Py2-Sphalérite-Rutile- Ilménite- Chalcopyrite-Pyrrhotite-Arsénopyrite-Pentlandite</p>
144- P87-09-095.9	<p><i>Nom:</i> Métapyroxénite <i>Texture:</i> Nématolépidoblastique</p> <p><i>Paragenèse:</i> Actinolite - Chlorite - Carbonates - Opaques - Talc</p> <p><i>Type lame:</i> LM</p>	
145- P87-13-206.4	<p><i>Nom:</i> Métavolcanite mafique porphyrique <i>Texture:</i> Granoblastique relique porphyrique</p> <p><i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Biotite - Muscovite</p> <p><i>Type lame:</i> LM</p>	<p>Phénocristaux de Plagioclase, Phénocristaux de Hornblende verte</p>
146- P87-13-230.0	<p><i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Texture:</i> Granoporphyroblastique</p> <p><i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Opaques - Muscovite - Carbonates - Chlorite</p> <p><i>Type lame:</i> LM</p>	
147- P87-13-261.2	<p><i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Texture:</i> Granonématoblastique</p> <p><i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Muscovite - Zircon</p> <p><i>Type lame:</i> LM</p>	
148- P87-13-269.0	<p><i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Texture:</i> Granonématoblastique</p> <p><i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Épidote</p> <p><i>Type lame:</i> LM</p>	
149- P87-13-278.9	<p><i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Texture:</i> Granonématoblastique</p> <p><i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Épidote - Muscovite - Carbonates - Opaques - Apatite</p> <p><i>Type lame:</i> LM</p>	
150- P87-13-288.3	<p><i>Nom:</i> Métavolcanite mafique <i>Texture:</i> Nématoblastique</p> <p><i>Paragenèse:</i> Hornblende verte - Plagioclase - Sphène - Opaque - Épidote</p> <p><i>Type lame:</i> LM</p>	<p>Chlorite - Carbonate - Actinolite - Quartz - Muscovite</p>
151- P87-13-289.8	<p><i>Nom:</i> Métavolcanite felsique <i>Texture:</i> Granoblastique foliée, relique porphyrique</p> <p><i>Paragenèse:</i> Quartz - Plagioclase - Épidote - Chlorite - Hornblende verte</p> <p><i>Type lame:</i> LM</p>	
152- P87-13-303.5	<p><i>Nom:</i> Métapyroxénite <i>Texture:</i> Nématoblastique</p> <p><i>Paragenèse:</i> Actinolite - Chlorite - Opaques - Carbonate</p> <p><i>Type lame:</i> LM</p>	

ANNEXE 2

TABLEAUX DES ANALYSES CHIMIQUES

MÉTHODES ANALYTIQUES

Les données géochimiques proviennent de deux ensembles d'échantillons de carottes de sondage. Ces deux ensembles d'échantillons ont été analysés pour leurs constituants majeurs et mineurs par deux laboratoires distincts.

Les échantillons dont le numéro de laboratoire commence par 4 ou 7 ont été analysés par le Centre de Recherches Minérales du MER. Les éléments majeurs ont été déterminés par fluorescence des rayons X. La concentration du S et du CO₂ a été déterminée par voie humide. Lorsque la concentration du S était inférieure à 0.2%, la concentration du FeO et du Fe₂O₃ vrai ont pu être déterminées. La perte au feu a été mesurée après fusion à 1000° C. Les éléments traces Ba, Co, Cu, Ni, Zn, et V ont été déterminés par spectrométrie d'émission au plasma (SEAP). Le Nb, Rb, Sr, Y et Zr ont été analysés par spectrométrie des rayons X. Enfin, l'Au et l'As ont été déterminés par activation neutronique et l'Ag par absorption atomique.

Les échantillons dont le numéro de laboratoire commence par 8 ont été analysés aux laboratoires de X-Ray Assay Laboratories Ltd, de Don Mills en Ontario. Les éléments majeurs ont été déterminés par fluorescence des rayons X. Le FeO et le CO₂ ont été déterminés par voie humide. Les éléments traces Cu, Ni, Zn, et Ag ont été déterminés par la méthode D.C. Plasma. L'Au a été déterminé par la méthode D.C. Plasma après un essai pyrognostique.

Les analyses chimiques qui suivent sont regroupées par sondage et sont organisées par ordre croissant de profondeur d'échantillonnage. No. réfère au numéro du sondage, Z (mètres) réfère à la profondeur en mètres à laquelle l'échantillon a été prélevé, Zone indique la

zone de mineraï intersectée (A = zone A; B = zone B; C = zone C; et NON indique à l'extérieur des zones de mineraï), Lame mince indique le type de lame mince correspondant à l'échantillon analysé (LM = lame mince; LMP = lame mince polie; et non = aucune lame mince) et No. Labo. indique le numéro de laboratoire. Enfin, -- et n/d signifie que l'élément correspondant n'a pas été déterminé.

ANNEXE 2: TABLEAU DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	82-03	82-05	82-05	82-05	82-05	82-05	82-05	82-05	82-05	82-05
Z (mètres)	98.8	72.9	82.4	87.2	90.1	93.5	97.6	99.6	100.8	103.0
Lithologie	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	FEL.	PYRX.	ZM	MAF.	PYRX.	FEL.
Zone	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
Lame mince	LM	non	LM	LM						
No. Labo.	8061	8122	8123	8124	8125	8126	8127	8128	8129	8130
<u>MAJEURS</u>										
(%)										
SiO ₂	54.80	50.00	47.90	49.60	69.70	45.10	66.40	47.30	42.80	60.60
Al ₂ O ₃	17.10	14.00	14.50	14.10	15.50	7.33	15.40	13.00	9.92	16.10
Fe ₂ O ₃ t	6.29	12.20	14.00	12.20	2.26	11.00	3.35	14.30	18.50	6.37
FeO	4.70	8.70	10.20	8.90	1.60	8.10	2.50	12.50	15.40	5.50
MgO	5.90	7.10	6.74	6.97	1.97	21.00	3.39	9.67	12.30	5.18
CaO	7.85	10.70	9.82	9.50	0.96	4.18	1.04	7.78	7.43	2.37
Na ₂ O	3.79	2.28	2.31	2.31	1.30	0.17	2.18	1.64	0.97	4.20
K ₂ O	1.07	0.58	0.90	1.31	5.22	0.46	4.41	0.64	0.23	1.17
TiO ₂	0.49	1.03	1.04	1.00	0.19	0.39	0.32	1.17	0.62	0.37
MnO	0.10	0.13	0.14	0.14	0.08	0.23	0.06	0.27	0.20	0.07
P ₂ O ₅	0.09	0.08	0.08	0.08	0.05	0.04	0.07	0.09	0.07	0.08
P.A.F.	1.93	0.77	1.16	1.31	2.08	8.23	2.39	2.70	4.85	2.54
TOTAL:	99.41	98.87	98.59	98.52	99.31	98.13	99.01	98.56	97.89	99.05
CO ₂	0.62	0.04	0.11	0.19	0.18	3.64	0.12	0.53	2.18	0.51
S	n/d									
<u>TRACES</u>										
(ppm)										
Cu	41	40	310	81	18	10	21	130	1300	240
NI	110	20	40	45	8	460	30	170	710	200
Zn	33	8	21	11	120	42	48	65	82	84
Co	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Cr	230	220	240	230	20	3260	50	460	2000	250
As	<1	<1	1	1	3	180	3	1	6	<1
Ag										
Au	2	<2	6	4300	110	24	3	26	1500	10
V	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Ba	340	70	120	120	530	120	800	130	110	280
Nb	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Rb	40	20	30	30	120	10	100	30	<10	50
Sr	280	120	110	110	50	40	170	90	40	420
Y	20	20	10	10	<10	10	20	10	<10	<10
Zr	80	90	50	50	60	20	80	40	30	80

ANNEXE 2: TABLEAU DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	82-05	82-05	82-05	82-05	82-05	82-05	82-05	82-09	82-09	82-09
Z (mètres)	104.2	106.0	108.0	110.0	112.5	114.9	117.6	36.3	52.7	87.2
Lithologie	PYRX.	FEL.	FEL.	MAF.	MAF.	PYRX.	MAF.	MAF.	MAF.P.	MAF.
Zone	C	C	C	C	C	C	C	B	B	B
Lame mince	non	non	non	LM	non	non	non	LM	LM	LM
No. Labo.	8131	8132	8133	8134	8135	8136	8137	4734	4735	4754
<u>MAJEURS</u>										
(%)										
SiO ₂	41.40	68.20	59.30	49.10	49.70	45.80	51.70	51.00	52.70	49.70
Al ₂ O ₃	16.80	15.30	15.60	11.50	12.60	10.10	14.40	15.20	16.10	14.80
Fe ₂ O _{3t}	12.80	2.32	7.07	11.50	11.40	10.70	10.20	11.60	10.90	12.10
FeO	10.20	1.70	5.60	8.80	8.60	8.40	7.90	8.54	7.78	9.17
MgO	10.90	2.07	3.84	10.90	9.16	17.40	7.56	6.80	4.23	6.72
CaO	5.94	3.46	6.40	10.90	10.30	8.62	9.13	11.60	9.52	12.10
Na ₂ O	1.74	4.48	4.37	1.67	2.30	0.79	2.99	2.34	3.80	2.59
K ₂ O	2.14	1.39	0.32	0.54	0.60	0.35	0.42	0.25	0.46	0.24
TiO ₂	1.28	0.25	0.72	0.79	0.75	0.60	0.79	0.95	1.07	0.94
MnO	0.18	0.02	0.09	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.12	0.18
P ₂ O ₅	0.19	0.05	0.16	0.07	0.07	0.06	0.09	0.07	0.48	0.07
P.A.F.	4.85	1.62	1.54	1.47	1.23	3.54	1.31	0.96	0.94	0.92
TOTAL:	98.22	99.16	99.41	98.60	98.27	98.12	98.75	100.94	100.32	100.36
CO ₂	1.53	0.75	0.48	0.40	0.48	0.06	0.22	<0.20	<0.20	<0.20
S	n/d	0.05	0.05	<0.01						
<u>TRACES</u>										
(ppm)										
Cu	45	25	47	3	2	8	23	38	35	10
Ni	230	27	35	83	41	390	31	158	70	154
Zn	88	19	30	14	11	22	16	48	38	57
Co	--	--	--	--	--	--	--	43	26	42
Cr	840	100	70	1040	820	2750	310	--	--	--
As	4	1	2	1	<1	1	<1	<1	<1	<1
Ag								<0.5	<0.5	<0.5
Au	5	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<5	<5	<5
V	--	--	--	--	--	--	--	291	190	68
Ba	660	260	130	100	160	90	140	43	101	47
Nb	--	--	--	--	--	--	--	7	8	5
Rb	100	50	10	30	30	20	10	6	9	4
Sr	180	290	450	150	200	70	250	140	540	130
Y	30	<10	<10	10	10	10	<10	21	19	24
Zr	30	80	130	20	50	20	80	57	170	55

ANNEXE 2: TABLEAU DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	82-09	82-09	82-09	82-09	82-09	82-09	82-09	82-09	82-09	82-09	82-09
Z (mètres)	93.7	96.2	99.3	103.3	105.5	105.6	107.6	108.4	110.1	111.5	112.6
Lithologie	MAF.	MAF.	MAF.	FEL.	PYRX.	PYRX.	FEL.	FEL.	PYRX.	MAF.	FEL.
Zone	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
Lame mince	non	LM	non	non	LM	non	LM	non	non	non	non
No. Labo.	8138	4737	8139	8140	4738	8141	4739	8142	8143	8144	8145
<u>MAJEURS</u>											
(%)											
SiO ₂	49.30	49.60	48.60	62.20	46.90	47.90	72.40	66.00	46.50	50.10	66.30
Al ₂ O ₃	14.90	14.60	14.30	15.90	8.20	8.55	12.70	16.50	7.41	12.30	8.31
Fe ₂ O _{3t}	12.20	12.40	12.10	5.95	11.30	12.40	3.72	3.02	12.10	13.50	13.00
FeO	9.40	9.55	9.40	4.40	8.81	9.50		2.20	9.60	10.50	11.10
MgO	6.24	7.24	7.84	3.32	18.20	15.30	2.01	1.98	18.10	8.59	1.44
CaO	12.30	11.90	10.40	2.24	9.35	9.75	2.67	3.31	9.32	8.29	2.32
Na ₂ O	2.06	2.92	1.96	2.57	0.45	0.75	2.62	4.06	0.49	0.78	1.51
K ₂ O	0.27	0.23	0.81	4.13	0.17	0.73	2.00	2.92	0.23	1.96	2.26
TiO ₂	0.90	0.91	0.81	0.49	0.52	0.54	0.13	0.24	0.46	0.64	0.10
MnO	0.18	0.19	0.20	0.25	0.19	0.20	0.05	0.03	0.22	0.41	0.11
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.08	0.06	0.03	0.05	0.03	0.05	0.04	0.06	0.03
P.A.F.	0.77	0.73	1.31	2.31	3.43	2.08	1.51	1.39	3.31	1.85	3.08
TOTAL:	99.19	100.77	98.41	99.42	98.74	98.25	99.84	99.50	98.18	98.48	98.46
CO ₂	0.23	<0.20	0.23	0.15	<0.20	0.21	<0.20	0.22	0.82	0.47	0.69
S	n/d	<0.01	n/d	n/d	<0.01	n/d	0.32	n/d	n/d	n/d	n/d
<u>TRACES</u>											
(ppm)											
Cu	29	10	70	250	5	7	132	62	160	170	1400
Ni	19	140	64	81	788	240	34	46	520	240	160
Zn	8	60	22	400	79	26	6	20	40	570	1000
Co	--	39	--	--	61	--	13	--	--	--	--
Cr	280	--	400	480	--	1930	--	120	2850	1140	30
As	1	<1	2	2	1	2	<1	<1	24	36	27
Ag	0.5	1	1	0.5			0.5				5
Au	<2	<5	2	570	<5	4	6	<2	12	190	3300
V	266	--	--	155	--	22	--	--	--	--	--
Ba	50	40	170	580	9	160	586	640	90	300	260
Nb	20	4	20	10	4	10	3	<10	10	20	<10
Rb	30	6	40	120	5	30	53	70	20	60	<10
Sr	140	150	140	170	15	30	130	270	20	70	60
Y	30	22	30	10	7	10	<3	<10	<10	20	<10
Zr	50	54	40	60	26	<10	61	70	20	20	20

ANNEXE 2: TABLEAU DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	82-09	82-09	82-09	82-09	82-09	82-09	82-09	82-09	82-09	82-15
Z (mètres)	114.0	114.6	116.7	118.2	118.9	120.7	122.6	127.4	131.9	161.7
Lithologie	MAF.	MAF.A.	ZM	ZM	ZM	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.
Zone	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
Lame mince	non	LMP	LMP	LMP	LMP	LM	non	non	non	non
No. Labo.	8146	4740	4741	8147	4742	4743	8148	8149	8150	8108
<u>MAJEURS</u>										
(%)										
SiO ₂	49.10	52.80		67.40		50.30	50.80	53.00	52.00	49.70
Al ₂ O ₃	12.00	8.57		1.92		13.30	12.50	13.70	14.50	13.30
Fe ₂ O _{3t}	13.10	23.10		23.50		12.30	12.70	11.50	11.80	12.40
FeO	9.10			21.10		8.91	9.30	8.60	8.60	9.10
MgO	9.44	6.34		1.88		7.94	7.91	6.32	6.08	7.12
CaO	8.30	3.07		0.83		8.02	7.94	8.55	10.10	11.70
Na ₂ O	0.61	0.60		0.11		3.67	2.39	3.35	2.75	2.06
K ₂ O	2.16	0.83		0.29		0.69	1.12	0.49	0.35	0.68
TiO ₂	0.74	0.53		0.13		0.66	0.70	0.80	0.79	0.80
MnO	0.59	1.67		0.31		0.21	0.21	0.18	0.17	0.19
P ₂ O ₅	0.18	0.05		0.02		0.03	0.10	0.01	0.07	0.07
P.A.F.	2.16	1.37		4.31		2.01	1.85	0.93	0.77	0.93
TOTAL:	98.38	98.93	0.00	100.70	0.00	99.13	98.22	98.83	99.38	98.95
CO ₂	1.10	<0.20		0.12		0.40	0.52	0.09	0.04	0.52
S	n/d	1.65		n/d		<0.01	n/d	n/d	n/d	n/d
<u>TRACES</u>										
(ppm)										
Cu	330	257	640	1800	850	38	320	88	10	6
NI	300	797	16	210	826	111	110	130	11	25
Zn	510	16300	29	63	<2	142	36	9	8	8
Co	--	81	18	--	73	44	--	--	--	--
Cr	1630	--	--	130	--	--	1240	1550	330	460
As	73	50	52	60	5	3	12	1	<1	<1
Ag	2	2	3.4	23	14	<0.5	2			
Au	65	330	1500	18437	1900	7	1200	23	2	4
V	--	178	20	--	3	248	--	--	--	--
Ba	250	24	18	110	10	54	170	100	120	110
Nb	40	3	<3	20	4	6	20	10	30	
Rb	<10	25	<3	<10	6	18	40	20	20	20
Sr	60	23	<3	<10	3	110	50	200	140	140
Y	<10	12	<3	<10	31	20	10	20	<10	10
Zr	50	29	<3	<10	<3	38	40	40	20	40

ANNEXE 2: TABLEAU DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	82-15	82-15	82-15	82-15	82-15	82-15	82-15	82-15	82-15	82-15	82-15	82-15
Z (mètres)	166.4	169.9	171.4	174.7	178.8	179.9	180.9	181.7	185.7	191.1	194.1	
Lithologie	MAF.	MAF.	FEL.	PYRX.	ZM	MAF.	ZM	MAF.	MAF.	FEL.	MAF.	
Zone	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	
Lame mince	non	non	non	LM	LMP	non	non	non	non	LM	non	
No. Labo.	8109	8110	8111	8112	8113	8114	8115	8116	8117	8118	8119	
<u>MAJEURS</u>												
(%)												
SiO ₂	49.40	49.20	65.80	43.60	79.10	50.30	53.40	50.00	51.40	75.60	54.60	
Al ₂ O ₃	14.40	12.60	13.70	8.10	5.75	13.50	11.70	13.00	13.80	13.10	12.90	
Fe ₂ O _{3t}	12.10	12.90	4.56	12.60	8.86	13.00	12.20	12.30	11.40	0.74	10.90	
FeO	9.10	9.80	3.20	10.40	7.70	8.90	8.60	9.00	8.30	0.40	7.80	
MgO	7.04	7.12	2.94	19.10	1.05	7.12	4.99	8.86	6.69	0.57	6.37	
CaO	10.50	8.28	3.82	8.36	0.44	6.02	6.14	8.01	9.55	2.04	8.40	
Na ₂ O	2.39	1.27	3.23	0.27	0.78	0.85	0.91	1.51	2.45	3.53	2.43	
K ₂ O	0.61	1.75	1.85	0.08	1.74	3.59	3.54	1.70	0.78	1.51	0.75	
TiO ₂	0.82	0.80	0.46	0.58	0.16	0.90	0.71	0.83	0.84	0.08	0.78	
MnO	0.19	0.26	0.07	0.22	0.04	0.24	0.21	0.16	0.15	0.01	0.15	
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.19	0.11	0.07	0.12	0.08	0.08	0.07	0.02	0.06	
P.A.F.	0.85	2.70	2.39	4.93	2.08	2.62	3.23	1.93	1.23	1.16	1.00	
TOTAL:	98.37	96.95	99.01	97.95	100.07	98.26	97.11	98.38	98.36	98.36	98.34	
CO ₂	0.25	2.13	1.29	1.42	0.05	0.40	1.12	0.27	0.23	0.54	0.26	
S	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	
<u>TRACES</u>												
(ppm)												
Cu	35	350	250	120	710	840	2500	120	190	4	30	
Ni	24	150	60	680	75	180	130	110	51	7	200	
Zn	15	74	120	120	270	98	76	32	11	5	10	
Co	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
Cr	300	620	110	2800	90	820	600	1000	550	30	1240	
As	2	4	2	<1	3	10	13	8	3	4	10	
Ag												
Au	<2	210	1600	8	4400	390	7600	480	19	<2	<2	
V	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
Ba	100	310	530	70	260	430	550	220	160	440	170	
Nb												
Rb	20	<10	50	<10	30	<10	<10	20	40	<10	40	
Sr	200	60	230	10	20	120	160	180	240	120	210	
Y	10	<10	10	<10	<10	<10	<10	10	10	30	10	
Zr	20	40	90	30	30	40	30	50	40	80	60	

ANNEXE 2: TABLEAU DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	82-15	82-15	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21
Z (mètres)	197.0	199.8	197.4	201.9	206.5	207.9	210.8	213.5	218.5	221.6	
Lithologie	PYRX.	MAF.	MAF.P.	MAF.P.	MAF.P.	MAF.P.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	
Zone	B	B	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	
Lame mince	non	non	non	non	non	LM	non	LM	LM	LM	
No. Labo.	8120	8121	8162	8163	8164	7796	8165	8166	7797	8167	
MAJEURS											
(%)											
SiO ₂	45.40	50.90	50.90	51.90	50.60	52.00	50.40	46.20	50.20	49.50	
Al ₂ O ₃	6.45	12.20	13.50	14.50	13.70	15.30	14.30	14.50	15.40	14.30	
Fe ₂ O _{3t}	10.10	10.90	9.23	9.27	10.80	10.00	11.10	12.70	12.60	11.80	
FeO	8.30	8.10	7.10	6.90	8.10	7.36	8.30	11.00		9.20	
MgO	21.90	9.94	7.74	6.83	6.97	6.32	7.04	6.32	5.74	7.55	
CaO	7.21	9.92	10.20	10.30	10.70	11.30	10.80	10.40	10.10	10.60	
Na ₂ O	0.13	2.08	3.00	3.14	2.89	3.29	2.83	1.71	2.28	2.42	
K ₂ O	0.03	0.61	0.39	0.38	0.44	0.26	0.45	2.04	0.62	0.62	
TiO ₂	0.40	0.73	1.06	1.10	0.99	1.18	0.98	0.93	1.10	0.92	
MnO	0.15	0.16	0.14	0.14	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.17	
P ₂ O ₅	0.04	0.07	0.50	0.52	0.37	0.59	0.28	0.16	0.08	0.08	
P.A.F.	6.39	1.16	2.39	0.77	0.77	1.01	0.77	1.85	1.34	1.16	
TOTAL:	98.20	98.67	99.05	98.85	98.39	101.41	99.11	96.97	99.63	99.12	
CO ₂	1.71	0.22	0.40	0.43	0.57	0.33	0.19	1.47	<0.20	0.21	
S	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	<0.01	n/d	n/d	0.27	n/d	
TRACES											
(ppm)											
Cu	4	47	3	240	110	17	21	280	194	63	
Ni	450	79	28	32	38	159	23	100	160	36	
Zn	19	13	13	12	14	91	11	27	67	11	
Co	--	--	--	--	--	37	--	--	56	--	
Cr	3020	1750	370	280	300	--	290	290	--	270	
As	13	1	1	2	2	2	2	1	<1	1	
Ag						<0.5		1	<0.5		
Au	24	<2	3	37	7	<5	<2	21	13	2	
V	--	--	--	--	--	231	--	--	310	--	
Ba	60	120	170	160	210	100	210	440	128	130	
Nb			10	30	10	7	20	30	6	20	
Rb	10	20	10	10	10	4	10	<10	22	20	
Sr	<10	130	670	640	670	630	500	240	180	150	
Y	<10	10	30	10	20	25	20	20	29	20	
Zr	<10	20	140	150	110	190	100	70	68	30	

ANNEXE 2: TABLEAU DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21
Z (mètres)	224.2	224.6	228.3	230.7	232.6	233.2	234.3	236.2	236.8	236.8	236.8	238.4
Lithologie	FEL.	MAF.	MAF.	PYRX.	FEL.	FEL.	PYRX.	FEL.	PYRX.	PYRX.	PYRX.	FEL.
Zone	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON
Lame mince	non	LM	non	LM	non	LM	non	non	LM	LM	LM	non
No. Labo.	8168	7798	8169	7799	8170	7800	8171	8172	7801	8173	8174	
<u>MAJEURS (%)</u>												
SiO ₂	60.00	51.00	51.30	43.40	67.80	72.30	44.00	69.50	42.00	47.00	69.30	
Al ₂ O ₃	14.20	13.50	13.10	7.37	14.90	15.60	8.26	15.40	7.25	10.90	15.20	
Fe ₂ O ₃ t	8.31	15.80	14.00	11.90	3.57	1.30	11.70	2.07	12.40	11.40	1.98	
FeO	4.70	10.70	10.40		2.70	1.35	9.00	1.50		8.80	1.50	
MgO	2.01	6.51	6.18	21.80	2.45	1.32	20.20	1.70	22.90	14.90	2.00	
CaO	9.85	9.68	10.10	7.88	3.85	2.14	8.19	3.23	5.50	8.81	2.21	
Na ₂ O	1.95	2.70	2.19	0.12	4.24	4.79	0.29	3.67	0.13	0.86	3.72	
K ₂ O	0.04	0.30	0.43	0.01	1.25	2.23	0.11	2.58	0.02	0.70	3.33	
TiO ₂	1.06	1.22	1.21	0.47	0.36	0.20	0.57	0.19	0.43	0.70	0.18	
MnO	0.07	0.22	0.19	0.17	0.04	0.03	0.17	0.05	0.18	0.18	0.04	
P ₂ O ₅	0.34	0.07	0.10	0.04	0.07	0.04	0.05	0.05	0.03	0.06	0.05	
P.A.F.	2.08	0.68	0.77	5.62	1.00	1.20	4.77	1.16	7.35	3.16	1.47	
TOTAL:	99.91	101.68	99.57	98.78	99.53	101.15	98.31	99.60	98.19	98.67	99.48	
CO ₂	0.18	<0.20	0.80	0.87	0.19	0.23	0.26	0.48	2.63	0.26	0.10	
S	n/d	0.09	n/d	0.28	n/d	<0.01	n/d	n/d	0.40	n/d	n/d	
<u>TRACES (ppm)</u>												
Cu	240	48	23	131	53	6	70	10	163	91	5	
Ni	20	56	19	1100	39	16	400	15	1200	270	27	
Zn	28	72	11	96	17	64	15	130	102	19	330	
Co	--	50	--	94	--	<2	--	--	106	--	--	
Cr	30	--	150	--	100	--	2710	40	--	1970	40	
As	<1	<1	<1	1	<1	2	1	4	3	<1	<1	
Ag	<0.5		<0.5		<0.5				<0.5			
Au	12	<5	<2	<5	<2	<5	<2	<2	8	5	<2	
V	--	344	--	160	--	24	--	--	168	--	--	
Ba	10	94	100	2	300	374	60	480	4	140	800	
Nb	30	4	30	4	30	4	20	10	23	10	20	
Rb	10	5	20	<3	50	45	<10	70	30	30	60	
Sr	170	130	110	32	350	160	<10	240	<3	120	160	
Y	50	32	20	13	20	<3	10	<10	1000	10	<10	
Zr	180	63	40	26	80	87	20	50	<3	20	50	

ANNEXE 2: TABLEAU DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21	82-21
Z (mètres)	242.5	242.6	246.5	248.3	248.7	251.9	256.9	261.6	267.4	271.2
Lithologie	MAF.A	PYRX.	FEL.	PYRX.	FEL.	FEL.	MAF.	MAF.	PYRX.	MAF.
Zone	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON
Lame mince	LM	LM	non	non	LM	non	non	non	non	non
No. Labo.	7802	8175	8176	8177	7803	8178	8179	8180	8181	8182
MAJEURS (%)										
SiO ₂	58.90	43.60	62.60	42.80	71.30	67.20	53.00	51.30	42.00	49.80
Al ₂ O ₃	15.80	7.88	14.50	12.10	16.40	16.90	14.00	12.80	7.38	13.50
Fe ₂ O ₃ t	9.49	12.00	7.15	12.30	0.80	2.11	12.10	12.80	10.60	12.10
FeO		9.60	6.00	9.80	0.47	1.50	9.00	9.50	8.10	8.90
MgO	4.52	20.90	3.42	11.70	0.45	1.33	5.92	7.64	22.80	8.38
CaO	3.64	7.07	3.54	11.30	1.87	3.35	8.80	9.50	6.13	9.16
Na ₂ O	0.80	0.34	1.99	0.90	3.81	4.98	3.00	2.43	0.17	2.15
K ₂ O	3.61	0.17	3.66	1.34	2.68	1.76	0.82	0.57	0.09	0.98
TiO ₂	0.21	0.50	0.50	0.74	0.18	0.19	0.87	0.76	0.47	0.79
MnO	0.25	0.19	0.27	0.16	0.01	0.01	0.16	0.19	0.16	0.18
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.11	0.06	0.04	0.05	0.07	0.07	0.05	0.08
P.A.F.	3.23	5.39	1.54	5.08	1.41	2.08	1.16	1.08	8.47	1.00
TOTAL:	100.50	98.08	99.28	98.48	98.95	99.96	99.90	99.14	98.32	98.12
CO ₂	<0.20	1.54	0.26	3.05	<0.20	0.33	0.10	0.27	2.79	0.10
S	0.80	n/d	n/d	n/d	<0.01	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
TRACES (ppm)										
Cu	409	110	53	50	5	31	86	59	33	1
Ni	42	460	45	310	7	12	180	190	470	78
Zn	198	28	180	70	11	13	12	10	15	9
Co	60	--	--	--	<2	--	--	--	--	--
Cr	--	2900	130	1720		30	830	1200	2790	2640
As	1	3	<1	1	2	<2	<1	<1	4	<1
Ag	1		1	1	<0.5					
Au	12	95	95	3	<5	<2	<2	<2	2	<2
V	41	--	--	--	19	--	--	--	--	--
Ba	635	70	450	190	556	420	150	160	60	230
Nb	<3	30	20	10	<3	30	10	20	20	20
Rb	<3	<10	90	60	<3	50	40	10	20	<10
Sr	<3	10	140	160	<3	320	190	180	30	350
Y	930	<10	20	10	810	10	10	<10	<10	<10
Zr	<3	<10	70	30	<3	60	40	40	10	50

ANNEXE 2: TABLEAU DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	82-24	82-24	82-24	82-24	82-24	82-24	82-24	82-24	82-24	82-24	82-24	82-24
Z (mètres)	23.5	37.5	40.4	42.7	47.2	49.7	50.6	52.7	54.0	55.6	59.7	
Lithologie	MAF.	FEL.	FEL.	FEL.	FEL.	MAF.	FEL.	MAF.	FEL.	PYRX.	PYRX.	
Zone	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON
Lame mince	LM	LM	non	LM	non	LM	LM	non	non	LMP	non	
No. Labo.	4725	4726	8212	4727	8213	4728	4729	8214	8215	4753	8216	
MAJEURS (%)												
SiO ₂	50.90	71.40	72.80	76.10	74.60	46.00	70.50	48.80	70.20	45.10	40.60	
Al ₂ O ₃	14.10	15.60	14.00	12.40	13.60	17.90	15.60	13.50	15.10	8.23	6.47	
Fe ₂ O ₃ t	12.30	2.05	1.55	0.86	1.08	13.30	1.37	11.50	1.84	11.40	12.40	
FeO	8.90	1.37	0.90	0.54	0.50		0.85	8.60	1.40		7.00	
MgO	7.41	1.76	1.31	0.14	0.55	8.29	0.94	9.60	2.43	21.40	23.60	
CaO	9.83	2.54	2.68	2.27	2.26	3.18	1.82	9.19	1.90	7.88	5.77	
Na ₂ O	2.24	2.94	3.28	2.71	3.65	1.02	4.46	1.76	6.20	0.44	0.13	
K ₂ O	0.68	2.81	2.22	2.86	2.64	5.29	2.80	1.09	0.84	0.42	0.14	
TiO ₂	1.06	0.16	0.14	0.05	0.11	1.07	0.17	0.85	0.23	0.53	0.42	
MnO	0.19	0.02	0.01	0.01	0.01	0.14	0.01	0.14	0.01	0.19	0.17	
P ₂ O ₅	0.08	0.04	0.04	0.01	0.03	0.10	0.04	0.08	0.06	0.03	0.04	
P.A.F.	1.11	1.53	1.54	2.19	1.47	3.69	2.19	1.93	1.08	4.50	8.00	
TOTAL:	99.90	100.85	99.57	99.60	100.00	99.98	99.90	98.44	99.89	100.12	97.74	
CO ₂	<0.20	<0.20	0.46	1.25	0.80	<0.20	0.84	0.29	0.20	<0.20	2.91	
S	0.12	0.10	n/d	0.06	n/d	0.35	0.09	n/d	n/d	0.23	n/d	
TRACES (ppm)												
Cu	150	45	2	4	11	266	4	2	5	161	44	
Ni	110	6	6	<1	4	208	4	79	18	967	490	
Zn	46	<2	12	<2	33	155	949	23	13	70	23	
Co	50	8	--	<2	--	77	<2	--	--	78	--	
Cr	--	--	40	--	20	--	--	610	30	--	3960	
As	<1	1	<1	3	<1	4	<1	<1	<1	3	6	
Ag	<0.5	<0.5		<0.5		<0.5	<0.5			<0.5		
Au	<5	<5	<2	<5	<2	7	<5	<2	<2	13	<2	
V	295	15	--	<2	--	216	16	--	--	171	--	
Ba	151	1200	630	776	590	1500	393	270	260	53	80	
Nb	8	3	30	11	10	10	3	<10	10	5	20	
Rb	30	65	70	72	80	230	66	40	20	18	10	
Sr	120	73	150	120	170	140	210	260	170	14	30	
Y	31	<3	20	32	20	32	<3	20	10	15	<10	
Zr	63	78	70	100	90	99	85	40	70	28	40	

ANNEXE 2: TABLEAU DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	82-24	82-24	82-24	82-24	82-24	82-24	82-24	82-27	83-04
Z (mètres)	68.2	71.2	71.6	73.9	77.7	81.1	84.4	65.2	7.9
Lithologie	PYRX.	FEL.	MAF.	MAF.	MAF.	PYRX.	MAF.	ZM	FEL.
Zone	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	A	A
Lame mince	non	non	LM	non	non	LMP	LM	non	LM
No. Labo.	8218	8219	4731	8220	8221	4732	4733	8217	4755
MAJEURS									
(%)									
SiO ₂	45.20	67.00	55.10	46.90	51.40	46.40	55.30	67.30	71.00
Al ₂ O ₃	6.18	15.20	13.70	9.22	14.50	6.64	15.30	14.10	16.10
Fe ₂ O ₃ t	10.20	4.08	9.15	11.00	9.99	7.87	8.66	3.10	1.62
FeO	7.90	3.10	6.83	8.40	7.50	6.05	6.76	2.10	1.15
MgO	24.00	2.62	7.80	17.50	7.11	18.30	5.42	4.79	0.54
CaO	5.08	3.69	8.05	8.65	9.61	10.50	9.13	2.05	3.77
Na ₂ O	0.17	5.21	3.11	0.80	2.89	0.29	3.52	4.45	4.43
K ₂ O	0.19	0.51	0.60	0.73	0.92	3.23	0.25	1.73	1.29
TiO ₂	0.38	0.21	0.73	0.63	0.92	1.26	0.91	0.24	0.23
MnO	0.15	0.04	0.15	0.17	0.13	0.14	0.13	0.04	0.01
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.07	0.06	0.08	2.75	0.06	0.06	0.06
P.A.F.	7.08	1.31	1.33	2.62	0.85	2.76	0.66	2.08	2.22
TOTAL:	98.67	99.92	99.79	98.28	98.40	100.14	99.34	99.94	101.27
CO ₂	2.31	0.60	<0.20	0.11	0.17	<0.20	<0.20	0.45	0.99
S	n/d	n/d	<0.01	n/d	n/d	<0.01	<0.01	n/d	<0.01
TRACES									
(ppm)									
Cu	78	22	7	1	2	8	13	6	3
Ni	710	29	262	200	44	912	154	57	10
Zn	20	13	30	16	10	88	41	12	33
Co	--	--	45	--	--	51	35	--	4
Cr	3020	60	--	1950	510	--	--	510	--
As	6	2	1	<1	2	2	1	<1	9
Ag			<0.5			<0.5	0.7		<0.5
Au	6	<2	<5	<2	<2	<5	<5	<2	14
V	--	--	239	--	--	93	259	--	21
Ba	100	370	322	140	330	683	165	280	475
Nb	20	20	<3	10	10	12	6	20	4
Rb	<10	30	37	30	30	140	6	20	45
Sr	<10	290	500	50	300	170	450	150	480
Y	<10	<10	13	10	10	38	15	<10	<3
Zr	20	80	71	30	40	550	80	70	120

ANNEXE 2: TABLEAU DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04
Z (mètres)	36.9	64.3	90.2	99.4	102.4	102.4	128.3	204.5	204.6	233.5	242.8	
Lithologie	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.P.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.
Zone	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
Lame mince	LM	LM	LM	LM	LM	LM	LM	LM	LM	LM	LM	LM
No. Labo.	4702	4703	4704	4705	4706	4707	4708	4709	8053	4710	4711	
MAJEURS (%)												
SiO ₂	48.30	48.70	47.70	51.80	43.40	51.40	51.70	48.90	48.90	48.90	50.10	
Al ₂ O ₃	10.90	10.40	10.40	12.50	16.00	13.00	16.20	13.90	14.20	14.80	14.50	
Fe ₂ O ₃ t	18.20	18.10	18.60	15.70	19.60	16.60	10.20	13.00	13.20	12.80	10.00	
FeO	13.70	13.70	14.80		15.10		5.80	9.38	9.50	9.39	6.85	
MgO	6.08	7.77	5.86	3.33	5.21	3.64	4.65	7.16	6.92	6.92	7.62	
CaO	11.10	11.30	11.60	9.42	3.69	8.75	9.97	12.10	12.20	12.20	11.50	
Na ₂ O	2.11	2.20	1.99	3.11	3.03	3.69	4.37	2.11	1.92	1.79	2.88	
K ₂ O	0.30	0.32	0.27	0.39	4.20	0.44	0.53	0.20	0.21	0.21	0.55	
TiO ₂	1.79	1.43	1.73	1.93	2.30	1.74	1.08	0.88	0.87	0.93	0.91	
MnO	0.26	0.27	0.28	0.23	0.17	0.22	0.15	0.20	0.20	0.18	0.17	
P ₂ O ₅	0.15	0.12	0.15	0.20	0.23	0.19	0.47	0.06	0.07	0.06	0.05	
P.A.F.	0.69	0.66	0.44	0.54	1.29	0.91	1.16	0.99	0.70	0.68	2.28	
TOTAL:	99.88	101.27	99.02	99.15	99.12	100.58	100.48	99.50	99.39	99.47	100.56	
CO ₂	0.33	0.37	0.40	0.33	<0.20	0.77	0.73	<0.20	0.07	<0.20	0.62	
S	<0.1	0.08	<0.1	0.22	0.07	0.29	<0.1	0.04	n/d	<0.01	<0.01	
TRACES (ppm)												
Cu	10	568	19	2000	409	3400	34	23	18	9	9	
Ni	136	240	121	123	60	45	63	153	24	165	161	
Zn	74	72	60	59	115	77	37	54	9	44	39	
Co	64	70	69	57	68	67	29	46	--	48	39	
Cr	--	--	--	--	--	--	--	--	280	--	--	
As	3	8	1	6	<1	7	3	2	<1	<1	1	
Ag	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.4	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	
Au	8	26	<5	130	81	390	<5	6	<2	15	<5	
V	271	243	248	232	249	179	181	279		269	258	
Ba	91	118	105	219	3500	236	354	61	50	29	93	
Nb	12	12	14	14	19	16	5	5		8	4	
Rb	3	3	<3	3	170	3	9	<3	<10	4	18	
Sr	480	350	460	670	440	530	1200	150	110	150	120	
Y	27	22	24	27	38	35	18	21	20	26	20	
Zr	140	110	130	160	170	150	220	52	40	58	53	

ANNEXE 2: TABLEAU DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04
Z (mètres)	260.9	267.0	267.6	268.5	273.7	278.5	280.8	281.3	282.9	282.9	283.8	ZM
Lithologie	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.A.	FEL-ZM	FEL-ZM		
Zone	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
Lame mince	non	non	LM	LM	non	non	non	LM	non	LMP	LM	
No. Labo.	8095	8096	4712	4713	8097	8098	8099	4714	4715	4716	4717	
MAJEURS (%)												
SiO ₂	49.00	46.50	48.80	50.00	49.20	48.60	50.60	50.30	63.30			
Al ₂ O ₃	13.80	13.40	10.60	14.80	14.30	14.60	13.00	12.30	14.00			
Fe ₂ O ₃ t	12.50	13.90	12.80	12.00	12.10	11.70	13.40	12.60	8.87			
FeO	9.60	10.60	9.96	8.98	9.00	8.80	10.10					
MgO	6.27	7.61	11.70	7.43	7.04	7.41	5.91	5.89	1.23			
CaO	11.40	11.80	10.60	9.33	10.40	10.70	9.03	8.47	0.57			
Na ₂ O	1.98	1.82	2.11	3.41	2.59	2.16	1.89	2.27	5.66			
K ₂ O	0.71	0.66	0.63	0.67	0.50	0.83	1.91	1.88	2.32			
TiO ₂	0.87	0.85	0.70	0.91	0.90	0.85	1.15	1.44	0.22			
MnO	0.20	0.21	0.21	0.20	0.19	0.17	0.19	0.22	0.02			
P ₂ O ₅	0.13	0.07	0.05	0.06	0.07	0.07	0.09	0.10	0.02			
P.A.F.	1.70	1.70	1.76	2.35	1.70	1.70	1.70	3.07	2.64			
TOTAL:	98.56	98.52	99.96	101.16	98.99	98.79	98.87	98.54	98.85	0.00	0.00	
CO ₂	1.22	1.00	<0.20	0.48	0.51	0.51	0.81	0.77	<0.20			
S	n/d	n/d	<0.01	<0.01	n/d	n/d	n/d	1.24	2.98			
TRACES (ppm)												
Cu	860	630	7	26	45	93	500	615	1100	848	507	
Ni	51	100	588	149	48	85	43	43	124	1500	129	
Zn	26	29	67	49	23	20	27	47	29	69	<2	
Co	--	--	54	38	--	--	--	29	22	199	4500	
Cr	230	440	--	--	290	240	130	--				
As	3	3	4	3	3	2	4	4	4	<1	1200	
Ag			<0.5	<0.5				0.5	6.4	13	17	
Au	85	110	<5	<5	3	11	23	55	820	1700	4400	
V	--	--	214	263	--	--	--	384	38	7	<2	
Ba	180	150	104	141	130	160	320	366	394	28	12	
Nb	--	--	4	5	--	--	--	5	5	3	<3	
Rb	<10	<10	29	28	<10	50	50	57	48	<3	<3	
Sr	110	110	75	150	130	130	90	120	64	47	<3	
Y	10	<10	15	21	<10	<10	20	34	<3	32	21	
Zr	50	30	41	56	40	20	40	83	90	7	<3	

ANNEXE 2: TABLEAU DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04	83-04
Z (mètres)	284.2	285.9	286.9	288.0	288.0	289.4	289.6	291.4	293.0	295.7	297.5	
Lithologie	ZM	FEL-ZM	PYRX.	FEL.	FEL.	PYRX.	PYRX.	MAF.	MAF.	FEL.	FEL.	
Zone	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	
Lame mince	non	non	non	LM	non	non	LM	LM	non	LM	non	
No. Labo.	8100	4718	8101	4719	8102	8103	4720	4721	8104	4722	8105	
MAJEURS (%)												
SiO ₂	78.60	63.90	48.40	69.10	67.90	48.80	48.10	48.20	51.70	67.50	68.90	
Al ₂ O ₃	5.01	21.10	10.40	15.50	15.30	10.10	8.80	11.40	12.60	14.40	15.60	
Fe ₂ O ₃ t	8.59	2.00	14.30	2.21	2.55	10.70	9.97	10.40	9.81	5.71	2.12	
FeO	5.50	0.95	11.00	1.66	1.80	8.00	7.64	7.94	7.40		1.40	
MgO	1.17	1.10	12.40	1.65	1.95	14.20	17.60	13.10	9.69	2.50	1.19	
CaO	0.64	0.70	7.48	2.66	2.81	9.70	10.60	9.27	9.74	3.92	3.70	
Na ₂ O	1.31	8.98	0.74	4.36	4.31	1.28	0.62	1.44	2.22	1.46	3.42	
K ₂ O	0.77	1.50	0.87	1.81	1.89	0.56	0.39	1.15	0.82	2.53	2.68	
TiO ₂	0.13	0.03	0.62	0.18	0.19	0.64	0.51	0.67	0.75	0.17	0.18	
MnO	0.02	0.02	0.19	0.03	0.03	0.16	0.15	0.15	0.14	0.04	0.02	
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.06	0.04	0.07	0.05	0.04	0.05	0.07	0.04	0.05	
P.A.F.	2.92	2.21	3.31	2.61	1.85	1.93	3.04	2.49	1.16	2.49	1.62	
TOTAL:	99.19	101.56	98.77	100.15	98.85	98.12	99.82	98.32	98.70	100.76	99.48	
CO ₂	0.05	<0.20	0.04	0.99	0.63	0.16	<0.20	<0.20	0.20	0.33	0.57	
S	n/d	0.07	n/d	<0.01	n/d	n/d	<0.01	<0.01	n/d	0.28	n/d	
TRACES (ppm)												
Cu	2700	207	670	22	36	2	6	6	7	183	23	
NI	86	19	270	14	18	200	758	444	100	40	16	
Zn	31	4	48	<2	28	22	64	68	10	4	10	
Co	--	4	--	6	--	--	60	49	--	27	--	
Cr	240	--	1990	--	70	2120	--	--	1430	--	40	
As	18	1	6	3	2	2	2	1	1	<1	2	
Ag		1.4		<0.5			<0.5	0.5		0.7		
Au	1700	81	180	<5	14	<2	<5	<5	2	<5	<2	
V	--	22	--	20	--	--	164	211	--	42	--	
Ba	380	194	260	374	450	140	41	257	210	637	520	
Nb	--	3	--	4	--	--	5	5	--	3	--	
Rb	<10	58	<10	54	70	20	20	44	40	89	80	
Sr	20	280	30	190	220	150	25	170	260	130	200	
Y	<10	<3	<10	<3	20	10	12	17	<10	4	10	
Zr	30	59	10	79	70	20	30	46	40	74	50	

ANNEXE 2: TABLEAU DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	83-04	83-04	83-04	83-04	83-05	83-06	83-06	83-06
Z (mètres)	300.5	301.3	305.6	309.7	236.2	145.8	150.4	155.0
Lithologie	PYRX.	PYRX.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.
Zone	A	A	A	A	NON	A	A	A
Lame mince	LM	non	non	LM	non	non	non	non
No. Labo.	4723	8106	8107	4724	8052	8080	8081	8082
MAJEURS (%)								
SiO ₂	46.40	48.10	52.20	57.30	48.90	50.30	48.40	48.70
Al ₂ O ₃	8.60	10.40	14.90	13.50	14.50	14.70	14.60	14.80
Fe ₂ O _{3t}	10.70	11.30	11.70	10.70	12.70	12.10	12.30	11.90
FeO	8.23	8.70	8.90		9.20	8.80	8.90	8.90
MgO	19.10	13.80	5.56	4.39	6.96	6.28	7.53	7.78
CaO	9.62	10.00	7.94	7.68	11.30	10.20	10.70	9.77
Na ₂ O	0.90	1.16	3.00	2.48	2.19	2.51	2.04	2.17
K ₂ O	0.29	0.83	1.29	0.66	0.52	0.55	0.52	1.10
TiO ₂	0.55	0.62	0.85	0.75	0.89	0.90	0.87	0.84
MnO	0.17	0.17	0.14	0.13	0.18	0.18	0.17	0.17
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.09	0.06	0.07	0.12	0.07	0.06
P.A.F.	3.71	2.47	1.16	1.13	0.62	1.16	1.39	1.47
TOTAL:	100.08	98.91	98.83	98.78	98.83	99.00	98.59	98.76
CO ₂	<0.20	0.57	0.35	<0.20	0.06	0.23	0.28	0.14
S	<0.1	n/d	n/d	0.25	n/d	n/d	n/d	n/d
TRACES (ppm)								
Cu	6	7	150	220	5	100	44	77
Ni	787	270	68	102	25	67	66	62
Zn	88	35	19	26	11	19	14	16
Co	62	--	--	57	--	--	--	--
Cr	--	1710	340	--	290	280	220	320
As	2	6	2	<1	<1	2	2	<1
Ag	0.7			1.2	--	--	--	--
Au	<5	<2	3	10	<2	2	<2	<2
V	169	--	--	236	--	--	--	--
Ba	15	180	310	167	90	90	110	180
Nb	5	--	--	5	--	--	--	--
Rb	9	30	<10	18	20	20	20	50
Sr	15	120	160	170	130	170	110	120
Y	17	10	<10	17	20	20	20	10
Zr	30	20	50	60	30	60	50	20

ANNEXE 2: TABLEAUX DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	83-06	83-06	83-06	83-06	83-06	83-06	83-06	83-06	83-06	83-30
Z (mètres)	160.5	164	167.1	170.9	172.7	173.9	176.6	181.1	184.9	51
Lithologie	MAF.	FEL.	ZM	FEL.	MAF.	FEL.	MAF.	PYRX.	MAF.	MAF.
Zone	A	A	A	A	A	A	A	A	A	C
Lame mince	non	non	LMP	non	non	non	non	LM	non	non
No. Labo.	8083	8084	8085	8086	8087	8088	8089	8090	8091	8092
MAJEURS (%)										
SiO ₂	50.60	62.50	65.40	64.90	53.10	65.20	50.20	46.90	51.40	44.80
Al ₂ O ₃	13.50	16.10	7.82	15.20	13.70	15.00	12.80	9.02	13.50	10.40
Fe ₂ O ₃ t	12.70	5.30	13.30	4.60	9.19	4.20	10.80	12.00	10.60	14.70
FeO	9.80	4.30	8.40	3.30	6.60	3.20	8.10	9.30	8.10	12.90
MgO	6.61	2.82	2.27	2.56	8.37	3.26	9.17	15.20	7.26	6.54
CaO	9.88	4.29	2.34	4.37	9.30	4.23	9.66	10.20	9.03	10.50
Na ₂ O	2.26	2.53	1.04	3.16	2.90	3.17	2.02	0.78	2.77	0.75
K ₂ O	0.67	3.06	2.02	2.29	0.90	1.62	1.19	0.76	1.48	2.35
TiO ₂	1.02	0.45	0.22	0.45	0.65	0.20	0.78	0.56	0.82	0.59
MnO	0.17	0.10	0.08	0.05	0.12	0.03	0.15	0.17	0.14	0.27
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.02	0.08	0.06	0.05	0.07	0.05	0.07	0.07
P.A.F.	1.16	1.77	4.23	1.62	1.39	1.47	1.23	2.70	1.23	3.70
TOTAL:	98.65	99.00	98.74	99.28	99.68	98.43	98.07	98.34	98.30	94.67
CO ₂	0.23	0.37	0.20	0.57	0.30	0.39	0.11	0.37	0.16	6.34
S	n/d									
TRACES (ppm)										
Cu	150	210	860	30	6	120	6	3	5	550
Ni	41	30	240	68	86	30	110	270	44	280
Zn	12	25	18	22	15	22	15	26	11	140
Co	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Cr	160	50	730	150	1050	50	1170	2240	580	1750
As	3	3	65	5	3	3	3	3	1	5
Ag	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Au (ppb)	2	10	1000	4	7	<2	<2	<4	<2	160
V	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Ba	110	820	350	480	160	600	290	150	290	270
Nb	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Rb	20	90	<10	80	50	70	60	40	50	60
Sr	110	140	50	230	310	260	230	10	180	70
Y	20	10	<10	10	10	<10	20	10	20	<10
Zr	40	90	30	70	50	80	30	10	40	50

ANNEXE 2: TABLEAUX DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	83-30	83-30	83-36	84-06	84-06	84-06	84-06	84-06	84-06
Z (mètres)	52.2	53.5	56.4	147.4	151.9	157.3	165.1	175.9	185.6
Lithologie	ZM	MAF.	PYRX.	MAF.	MAF.	MAF.	ZM	PYRX.	MAF.
Zone	C	C	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON
Lame mince	LMP	non	LM	non	non	non	non	non	non
No. Labo.	8093	8094	4756	8151	8152	8153	8154	8155	8156
MAJEURS									
(%)									
SiO ₂	61.60	43.50	40.60	50.80	48.00	52.90	55.40	40.50	51.30
Al ₂ O ₃	3.47	9.62	6.48	13.80	15.30	13.50	20.30	7.64	14.00
Fe ₂ O ₃ t	16.20	16.20	11.90	11.10	12.20	12.70	3.93	13.40	9.05
FeO	13.20	14.30	7.18	8.10	6.90	9.40	0.90	8.20	6.40
MgO	2.13	6.77	23.30	7.25	5.68	6.55	1.80	23.10	9.53
CaO	7.59	12.70	7.26	9.43	11.50	7.56	9.00	5.65	7.56
Na ₂ O	0.35	0.54	0.13	2.44	1.73	2.15	0.83	0.16	2.66
K ₂ O	0.77	1.92	0.01	1.54	0.95	0.96	5.32	0.03	1.58
TiO ₂	0.23	0.55	0.39	1.01	1.17	1.21	0.17	0.48	0.88
MnO	0.30	0.29	0.18	0.18	0.18	0.21	0.07	0.19	0.11
P ₂ O ₅	0.03	0.06	0.03	0.09	0.09	0.09	0.04	0.04	0.15
P.A.F.	1.62	2.85	8.87	1.39	2.23	2.31	2.46	6.85	2.08
TOTAL:	94.29	95.00	99.15	99.03	99.03	100.14	99.32	98.04	98.90
CO ₂	5.29	6.00	4.11	0.24	0.24	0.10	0.33	2.10	0.14
S	n/d	n/d	<0.01	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
TRACES									
(ppm)									
Cu	580	170	49	33	43	140	32	150	14
Ni	200	300	1100	18	44	49	4	560	100
Zn	470	110	66	13	26	49	91	52	25
Co	--	--	98	--	--	--	--	--	--
Cr	310	1060	--	260	300	260	<10	3500	520
As	3	170	3	<1	1	<1	1	13	1
Ag	--	--	<0.5			1			
Au (ppb)	15625	210	6	11	<2	3	3	50	<2
V	--	--	141	--	--	--	--	--	--
Ba	130	160	3	260	110	220	920	90	540
Nb	--	--	<3	20	20	10	20	20	20
Rb	<10	50	<3	50	40	40	120	20	60
Sr	30	130	59	140	200	120	170	20	270
Y	<10	10	7	30	30	20	30	10	20
Zr	<10	10	19	40	50	60	120	10	60

ANNEXE 2: TABLEAUX DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	84-06	84-06	84-06	84-06	84-06	84-07	84-09	84-11
Z (mètres)	190.3	192.7	199.2	206.2	209.4	162.1	9.9	13.8
Lithologie	FEL.	MAF.	PYRX.	MAF.	MAF.	FEL.	MAF.	MAF.
Zone	NON	NON	NON	NON	NON	A	B	B
Lame mince	non	non	non	non	non	LM	non	non
No. Labo.	8157	8158	8159	8160	8161	8056	8064	8063
MAJEURS (%)								
SiO ₂	64.70	48.80	42.50	51.00	54.70	69.60	49.60	49.50
Al ₂ O ₃	14.30	11.10	5.76	14.30	12.00	16.80	13.90	14.40
Fe ₂ O _{3t}	3.60	11.60	10.70	10.60	10.70	1.98	12.10	11.70
FeO	2.40	8.70	7.00	7.70	8.00	1.00	9.30	8.70
MgO	4.75	12.90	24.50	8.22	7.65	0.42	7.59	7.58
CaO	4.44	8.06	5.40	8.93	8.62	3.16	9.79	11.30
Na ₂ O	2.44	1.28	0.10	2.61	3.38	3.33	2.47	1.86
K ₂ O	2.76	1.18	0.03	0.85	0.57	2.27	0.74	0.61
TiO ₂	0.28	0.78	0.39	0.83	0.35	0.20	0.95	0.85
MnO	0.05	0.16	0.13	0.15	0.16	0.01	0.19	0.18
P ₂ O ₅	0.05	0.16	0.04	0.08	0.05	0.05	0.07	0.07
P.A.F.	2.08	2.70	8.16	1.39	0.85	1.70	1.23	0.77
TOTAL:	99.45	98.72	97.71	98.96	99.03	99.52	98.63	98.82
CO ₂	0.29	0.33	3.38	0.25	0.44	0.10	0.24	0.04
S	n/d							
TRACES (ppm)								
Cu	4	550	58	27	110	39	130	25
Ni	53	170	780	52	42	21	43	25
Zn	20	65	22	19	13	6	25	11
Co	--	--	--	--	--	--	--	--
Cr	120	920	3460	1160	640	30	280	310
As	<1	<1	6	4	1	2	<1	<1
Ag	1							
Au (ppb)	<2	250	75	6	24	<2	<2	<2
V	--	--	--	--	--	--	--	--
Ba	790	350	100	340	110	760	130	120
Nb	10	10	20	20	30	--	--	--
Rb	70	<10	<10	30	20	50	30	20
Sr	320	100	50	340	190	1150	90	80
Y	10	20	<10	<10	10	10	20	10
Zr	60	60	<10	50	40	70	40	50

ANNEXE 2: TABLEAUX DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	84-20	84-21	84-21	84-21	84-21	84-21	84-21	84-21	84-21
Z (mètres)	41.9	253.4	258	264.1	268.4	270.9	273.1	276.2	283.5
Lithologie	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	FEL.	MAF.	ZM	PYRX.
Zone	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON
Lame mince	non	non	non	non	non	non	non	non	non
No. Labo.	8051	8183	8184	8185	8186	8187	8188	8189	8190
MAJEURS (%)									
SiO ₂	49.10	48.40	48.70	49.90	51.60	68.10	48.60	60.80	42.30
Al ₂ O ₃	14.30	14.90	13.70	14.40	14.90	15.90	13.70	14.50	7.25
Fe ₂ O ₃ t	12.40	11.40	13.00	12.10	11.20	2.11	12.20	5.91	11.80
FeO	9.10	8.70	10.80	9.00	8.90	1.40	9.00	4.60	9.20
MgO	6.95	7.07	7.50	7.53	5.60	2.02	6.59	3.87	21.30
CaO	12.80	11.50	11.30	11.80	10.70	3.71	10.90	5.39	7.39
Na ₂ O	1.75	2.17	2.03	1.90	2.44	4.44	2.41	0.94	0.28
K ₂ O	0.24	0.43	0.39	0.19	0.28	1.83	0.48	3.77	0.05
TiO ₂	0.87	0.93	0.83	0.90	0.89	0.19	0.98	0.47	0.48
MnO	0.18	0.16	0.17	0.17	0.14	0.02	0.17	0.16	0.17
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.07	0.07	0.09	0.05	0.10	0.06	0.04
P.A.F.	0.54	1.23	1.00	0.47	1.08	1.70	2.54	2.77	7.47
TOTAL:	99.20	98.26	98.69	99.43	98.92	100.07	98.67	98.64	98.53
CO ₂	0.05	0.46	0.32	0.06	0.25	0.54	1.98	1.49	2.94
S	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
TRACES (ppm)									
Cu	5	48	370	65	170	4	53	510	57
Ni	17	44	55	35	71	5	46	91	510
Zn	8	12	12	7	12	18	18	66	18
Ce	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Cr	290	320	310	290	240	50	230	320	3220
As	<1	<1	<1	1	<1	<1	5	4	4
Ag								3	
Au (ppb)	<2	<2	2	<2	<2	<2	5	31	<2
V	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Ba	10	80	70	30	50	280	110	430	80
Nb	--	10	<10	10	20	10	20	20	10
Rb	10	10	20	10	10	70	20	110	10
Sr	130	110	110	100	170	230	160	110	20
Y	10	20	30	20	<10	10	20	10	10
Zr	20	40	40	50	50	70	50	50	10

ANNEXE 2: TABLEAUX DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	84-21	84-21	84-21	84-21	84-29	84-29	85-03	85-03
Z (mètres)	290.4	293.4	296.6	301.3	241.2	336.7	55.5	200.5
Lithologie	MAF.	FEL.	MAF.	MAF.	FEL.	FEL.	PYRX.	FEL.
Zone	NON	NON	NON	NON	A-B	A-B	B	B
Lame mince	non	non						
No. Labo.	8191	8192	8193	8194	8060	8059	8057	8055
MAJEURS (%)								
SiO ₂	51.50	70.20	51.30	50.60	67.70	72.20	45.50	76.20
Al ₂ O ₃	13.60	15.60	13.20	13.10	15.30	14.40	9.58	12.90
Fe ₂ O ₃ t	12.10	1.71	11.10	11.10	3.51	1.58	11.90	1.13
FeO	9.20	1.30	8.50	8.30	2.50	0.90	9.20	0.50
MgO	8.86	1.11	8.88	8.93	1.85	0.68	19.20	0.16
CaO	7.92	2.45	9.01	10.20	3.21	2.87	8.88	1.25
Na ₂ O	2.87	4.99	2.44	2.25	5.53	4.24	0.54	5.57
K ₂ O	0.24	2.46	1.01	1.03	0.84	2.01	0.06	1.47
TiO ₂	0.95	0.17	0.87	0.83	0.34	0.28	0.32	0.07
MnO	0.19	0.01	0.18	0.16	0.03	0.01	0.19	0.01
P ₂ O ₅	0.08	0.05	0.08	0.07	0.08	0.07	0.04	0.02
P.A.F.	0.70	0.93	1.23	1.31	1.23	1.08	3.85	0.93
TOTAL:	99.01	99.68	99.30	99.58	99.62	99.42	100.06	99.71
CO ₂	0.08	0.39	0.13	0.22	0.44	0.36	0.03	0.42
S	n/d	n/d						
TRACES (ppm)								
Cu	120	8	49	2	4	11	52	17
Ni	45	5	51	48	24	13	330	2
Zn	17	17	61	24	17	10	24	21
Co	--	--	--	--	--	--	--	--
Cr	500	50	690	670	70	60	2060	20
As	<1	2	<1	<1	<1	<1	1	<1
Ag								
Au (ppb)	<2	<2	21	<2	3	<2	<4	<2
V	--	--	--	--	--	--	--	--
Ba	70	370	160	140	340	1100	80	530
Nb	30	10	10	20				
Rb	10	70	40	50	30	40	<10	50
Sr	170	160	210	170	560	520	<10	160
Y	20	<10	20	10	10	10	<10	50
Zr	40	60	50	20	110	110	<10	90

ANNEXE 2: TABLEAUX DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	85-05	85-06	85-06	85-06	85-06	85-06	85-06	85-06	85-06	85-06	85-06
Z (mètres)	251.8	389.2	428.9	467.7	468.5	474.3	476.9	481.5	482.2	484.1	
Lithologie	FEL.	MAF.P.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	FEL.
Zone	NON	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
Lame mince	non	LM	LM	non	LM	non	non	non	LM	non	
No. Labo.	8054	4744	4745	8065	4746	8066	8067	8068	4747	8069	
MAJEURS (%)											
SiO ₂	76.20	53.20	49.60	49.50	50.40	49.00	49.70	48.60	49.00	64.80	
Al ₂ O ₃	12.80	15.90	14.30	14.50	14.70	14.00	14.00	14.60	13.80	16.50	
Fe ₂ O ₃ t	0.93	10.30	11.20	11.50	11.40	13.20	11.60	12.00	12.50	3.16	
FeO	0.50	7.82	8.51	8.50	8.40	9.60	8.40	9.70		2.10	
MgO	0.12	4.95	7.54	6.46	7.60	6.34	6.63	7.18	7.42	2.46	
CaO	1.35	7.86	11.00	11.30	12.10	11.80	11.50	10.10	12.60	5.40	
Na ₂ O	5.23	4.56	2.41	2.45	2.17	2.15	2.72	2.38	2.25	1.99	
K ₂ O	1.55	0.84	0.94	0.73	0.56	0.33	0.62	0.78	0.32	3.32	
TiO ₂	0.07	1.08	0.88	0.89	0.91	1.05	0.92	0.94	0.86	0.21	
MnO	0.01	0.14	0.17	0.19	0.18	0.21	0.18	0.18	0.19	0.09	
P ₂ O ₅	0.02	0.49	0.06	0.08	0.06	0.09	0.20	0.17	0.07	0.06	
P.A.F.	0.93	0.97	1.68	1.23	1.27	0.93	1.00	1.39	1.84	1.47	
TOTAL:	99.21	100.29	99.78	98.83	101.35	99.10	99.07	98.32	100.85	99.46	
CO ₂	0.46	<0.20	<0.20	0.46	<0.20	0.07	0.05	0.35	0.99	0.44	
S	n/d	0.01	<0.01	n/d	<0.01	n/d	n/d	n/d	0.25	n/d	
TRACES (ppm)											
Cu	8	844	11	10	11	22	330	160	136	11	
Ni	1	66	156	29	142	31	36	91	158	14	
Zn	11	97	56	12	54	21	16	30	71	18	
Co	--	33	42	--	41	--	--	--	46	--	
Cr	20	--	--	260	--	240	310	330	--	20	
As	<1	<1	1	2	2	<1	<1	1	1	2	
Ag		0.5	<0.5		<0.5					<0.5	
Au (ppb)	<2	110	<5	<2	<5	<2	24	5	12	<2	
V	--	182	262	--	252	--	--	--	257	--	
Ba	550	384	184	90	77	70	220	140	50	410	
Nb		3	5	--	6	--	--	--	5	--	
Rb	50	22	42	30	16	10	30	20	8	90	
Sr	200	1100	140	130	140	120	400	390	240	130	
Y	50	19	24	20	23	20	20	20	27	<10	
Zr	90	200	51	50	57	50	60	70	58	60	

ANNEXE 2: TABLEAUX DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	85-06	85-06	85-06	85-06	85-06	85-06	85-06	85-06	85-06	85-06	85-06	85-06
Z (mètres)	485.1	485.5	487.7	488.6	491.3	491.6	493.8	494.3	495.3	497.4	498	
Lithologie	MAF.	MAF	ZM	ZM	FEL.	FEL.	PYRX.	PYRX.	FEL.	PYRX.	PYRX.	
Zone	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	
Lame mince	non	LMP	LMP	LMP	LMP	non	LM	non	non	LM	LM	
No. Labo.	8070	4748	8071	4749	4750	8072	4751	8073	8074	8075	4752	
MAJEURS (%)												
SiO ₂	50.30	45.30	76.50	44.10	79.80	77.00	46.70	48.20	71.20	43.90	45.60	
Al ₂ O ₃	15.40	24.50	2.36	6.88	12.40	13.40	8.69	9.93	14.20	8.37	7.72	
Fe ₂ O ₃ t	10.30	5.70	11.60	25.00	0.66	1.01	9.20	11.50	2.14	12.40	10.80	
FeO	8.70		10.40		0.23	0.70	7.03	8.80	1.70	10.20		
MgO	5.89	2.48	2.15	5.64	0.49	0.75	20.00	14.60	1.37	19.60	23.40	
CaO	9.41	8.42	3.48	9.26	0.27	0.91	8.91	9.95	2.48	8.31	6.03	
Na ₂ O	1.02	0.68	0.12	0.38	0.30	1.02	0.43	0.99	4.96	0.37	0.19	
K ₂ O	2.55	6.21	0.50	1.32	3.82	3.61	0.72	0.66	1.47	0.07	0.01	
TiO ₂	1.09	1.95	0.16	0.38	0.04	0.07	0.52	0.61	0.19	0.53	0.49	
MnO	0.24	0.33	0.16	0.43	0.03	0.02	0.13	0.16	0.02	0.17	0.13	
P ₂ O ₅	0.45	0.80	0.09	0.25	0.01	0.04	0.04	0.06	0.06	0.04	0.03	
P.A.F.	1.93	3.99	2.31	5.63	1.92	1.77	4.19	1.85	1.47	4.70	6.00	
TOTAL:	98.58	100.36	99.43	99.27	99.74	99.60	99.53	98.51	99.56	98.46	100.40	
CO ₂	0.50	0.73	0.48	0.84	<0.20	0.20	<0.20	0.09	0.74	1.17	0.48	
S	n/d	0.39	n/d	9.91	0.03	n/d	<0.01	n/d	n/d	n/d	0.21	
TRACES (ppm)												
Cu	370	228	1400	9900	68	28	22	21	90	130	78	
Ni	140	174	94	160	8	4	846	260	47	650	1100	
Zn	56	117	50	373	1300	390	71	21	23	26	79	
Co	--	17	--	320	<2	--	51	--	v	--	99	
Cr	360	--	50	--	--	20		2050	40	2870		
As	9	7	4	38	<1	1	2	1	<1	5	2	
Ag		0.9		18	1		<0.5				0.7	
Au (ppb)	93	390	850	5200	19	7	10	<2	<2	700	<5	
V	--	346	--	78	<2	--	159	--	--	--	150	
Ba	290	948	130	177	460	620	22	90	90	40	3	
Nb	--	9	--	3	12	--	5	--	--	--	4	
Rb	70	170	30	22	98	100	13	20	60	10	<3	
Sr	200	290	<10	85	16	40	21	180	180	<10	9	
Y	20	23	<10	16	27	30	9	20	20	10	7	
Zr	120	240	<10	33	98	80	25	30	30	20	26	

ANNEXE 2: TABLEAUX DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	85-06	85-06	85-06	85-06	85-08	85-12	85-12	85-12	85-12	85-12
Z (mètres)	501.2	502.8	505	508.6	13.9	162.6	166.9	171.3	175.8	177.3
Lithologie	MAF.	FEL.	MAF.	MAF.	PYRX.	MAF.	MAF.	MAF.	ZM	ZM
Zone	B	B	B	B	NON	NON	NON	NON	NON	NON
Lame mince	non	non	non	non	LM	non	non	non	LM	non
No. Labo.	8076	8077	8078	8079	8058	8195	8196	8197	8198	8199
MAJEURS (%)										
SiO ₂	49.20	67.30	51.60	50.10	48.00	48.90	49.40	49.30	49.70	63.30
Al ₂ O ₃	14.00	15.30	13.20	12.00	11.90	14.20	14.00	14.30	10.20	4.25
Fe ₂ O ₃ t	12.10	3.25	11.40	11.20	11.80	11.70	11.90	11.80	10.30	13.50
FeO	9.10	2.50	8.60	8.70	9.30	8.60	8.80	8.80	8.20	11.50
MgO	8.07	1.78	8.03	9.87	13.70	7.28	7.28	7.34	7.23	3.58
CaO	10.60	3.72	9.97	10.50	9.75	11.80	11.80	11.50	12.50	7.46
Na ₂ O	2.13	4.78	2.39	1.93	1.33	2.11	1.99	2.00	0.84	0.40
K ₂ O	0.75	1.26	0.70	0.84	0.34	0.54	0.34	0.46	1.47	0.90
TiO ₂	0.88	0.19	0.82	0.72	0.44	0.88	0.86	0.91	0.60	0.23
MnO	0.17	0.04	0.17	0.17	0.20	0.16	0.16	0.16	0.35	0.43
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.08	0.06	0.04	0.07	0.07	0.07	0.05	0.03
P.A.F.	1.23	1.47	0.77	1.00	1.31	1.39	1.00	1.31	5.00	0.85
TOTAL:	99.20	99.14	99.13	98.39	98.81	99.03	98.80	99.15	98.24	94.93
CO ₂	0.21	0.55	0.22	0.05	0.05	0.82	0.26	0.48	4.95	4.36
S	n/d									
TRACES (ppm)										
Cu	35	77	21	4	39	3	10	3	110	410
Ni	54	21	57	64	130	25	16	29	210	320
Zn	12	57	17	14	16	12	8	21	150	300
Co	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Cr	680	90	780	100	1160	290	310	290	860	800
As	3	<1	<2	2	<1	2	2	<1	98	38
Ag										2
Au (ppb)	7	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	380	840
V	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Ba	100	230	120	150	80	70	30	70	160	170
Nb	--	--	--	--	--	30	10	20	20	10
Rb	40	50	40	30	10	10	20	10	50	<10
Sr	230	320	230	190	40	150	130	110	60	70
Y	10	<10	<10	20	20	<10	20	10	10	<10
Zr	40	70	40	40	20	20	10	20	30	<10

ANNEXE 2: TABLEAUX DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	85-12	85-12	85-12	85-12	85-12	85-12	85-12	85-12	85-12	85-12	85-12	85-12
Z (mètres)	178.3	183.4	187.3	189.8	191.7	198.9	207.8	214.5	217.5	218.2	219.6	
Lithologie	MAF.	MAF.	FEL.	MAF.	ZM	MAF.	MAF.	PYRX.	FEL.	MAF.	FEL.	
Zone	NON											
Lame mince	LM	non	non	non	LM	non	non	non	non	non	non	
No. Labo.	8200	8201	8202	8203	8204	8205	8206	8207	8208	8209	8210	
MAJEURS (%)												
SiO ₂	48.50	49.40	75.50	49.50	72.60	49.80	50.40	42.00	69.10	51.30	67.90	
Al ₂ O ₃	13.10	14.80	13.10	13.60	12.90	14.10	13.50	7.95	14.90	14.80	15.20	
Fe ₂ O ₃ t	10.60	11.70	0.91	10.90	3.58	12.80	12.20	11.40	2.34	10.30	2.50	
FeO	8.90	8.20	0.50	7.80	2.80	9.60	9.00	8.80	1.70	7.60	1.90	
MgO	7.97	6.89	0.37	8.54	1.25	6.74	7.23	19.20	3.05	7.25	2.68	
CaO	8.90	11.80	2.25	10.40	1.96	9.29	10.30	6.56	1.47	8.13	2.37	
Na ₂ O	1.12	1.68	4.46	0.62	1.95	3.10	2.47	0.76	5.55	2.78	4.60	
K ₂ O	2.49	0.51	1.65	1.62	3.11	0.63	0.66	0.30	1.57	1.23	1.57	
TiO ₂	0.83	0.90	0.07	0.79	0.24	1.04	0.97	0.53	0.20	0.95	0.35	
MnO	0.40	0.18	0.01	0.18	0.07	0.16	0.15	0.20	0.03	0.16	0.03	
P ₂ O ₅	0.06	0.07	0.02	0.07	0.03	0.08	0.08	0.06	0.05	0.09	0.09	
P.A.F.	4.23	1.31	1.54	2.70	2.00	1.16	1.31	9.70	1.39	2.54	1.70	
TOTAL:	98.20	99.24	99.88	98.92	99.69	98.90	99.27	98.66	99.65	99.53	98.99	
CO ₂	2.91	0.47	0.76	0.82	0.30	0.40	0.62	5.96	0.26	1.31	0.44	
S	n/d											
TRACES (ppm)												
Cu	82	30	14	31	190	160	56	33	2	58	5	
NI	380	48	6	110	17	47	37	420	32	69	16	
Zn	1000	21	11	56	220	14	10	21	17	24	15	
Co	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
Cr	1370	360	20	1290	80	240	220	3250	60	1180	30	
As	110	1	8	10	7	<1	<1	6	<1	2	3	
Ag	1			1	1							
Au (ppb)	17	6	<2	7	120	10	<2	<2	3	3	<2	
V	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
Ba	280	50	430	240	630	100	100	60	340	200	380	
Nb	20	10	20	10	10	10	10	<10	10	20	10	
Rb	<10	20	50	50	90	30	30	20	30	40	40	
Sr	100	120	160	60	60	110	90	60	120	250	240	
Y	10	20	30	<10	20	20	10	10	<10	10	<10	
Zr	30	30	100	30	80	60	30	20	50	50	70	

ANNEXE 2: TABLEAUX DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	85-12	85-22	86-14	86-14	86-14	86-18	86-18	86-18
Z (mètres)	221.2	58.4	7	11.1	12.3	99.7	110.3	113.4
Lithologie	PYRX.	FEL.	altérée	MAF.	MAF.	MAF.	FEL.	altérée
Zone	NON	NON	A	A	A	A	A	A
Lame mince	non	non	LMP	LM	LM	LM	LM	LMP
No. Labo.	8211	8062	4772	4771	4770	4773	4774	4775
MAJEURS (%)								
SiO ₂	49.20	60.60	46.80	48.00	50.30	52.80	71.50	62.10
Al ₂ O ₃	8.38	16.30	12.40	8.52	13.50	16.60	14.60	14.00
Fe ₂ O _{3t}	8.69	7.27	11.10	11.80	10.80	10.60	2.04	6.35
FeO	7.00	6.40	7.67	8.65	7.80	7.49	1.52	
MgO	18.40	2.60	11.20	15.60	9.27	5.06	1.55	4.34
CaO	6.12	5.19	10.20	11.00	9.84	9.31	1.82	5.20
Na ₂ O	1.25	1.37	1.32	0.64	2.15	2.97	3.75	0.74
K ₂ O	0.17	2.99	2.00	0.88	0.51	0.40	2.43	2.48
TiO ₂	0.32	0.89	1.52	0.52	0.84	0.99	0.17	0.14
MnO	0.12	0.11	0.17	0.17	0.16	0.17	0.04	0.09
P ₂ O ₅	0.04	0.19	0.96	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05
P.A.F.	6.08	1.85	1.77	2.10	1.64	1.81	1.52	2.98
TOTAL:	98.77	99.36	99.44	99.28	99.06	100.77	99.46	98.47
CO ₂	2.31	0.25	<0.20	<0.20	0.31	0.71	0.28	0.64
S	n/d	n/d	0.16	0.02	<0.01	0.03	1.52	0.49
TRACES (ppm)								
Cu	30	130	66	7	21	37	12	355
Ni	420	31	367	737	184	149	20	26
Zn	13	78	130	87	60	55	14	37
Co	--	--	48	73	50	36	6	29
Cr	3070	40	--	--	--	--	--	--
As	2	5	18	<1	2	<1	1	4
Ag			<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Au (ppb)	10	4	65	12	<5	<5	<5	10
V	--	--	155	172	254	249	20	18
Ba	90	300	280	93	140	54	728	403
Nb	20		13	7	5	5	4	3
Rb	10	90	79	20	18	12	66	98
Sr	130	140	360	40	190	200	130	140
Y	<10	30	32	19	21	27	<3	6
Zr	<10	140	220	35	58	62	78	81

ANNEXE 2: TABLEAUX DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

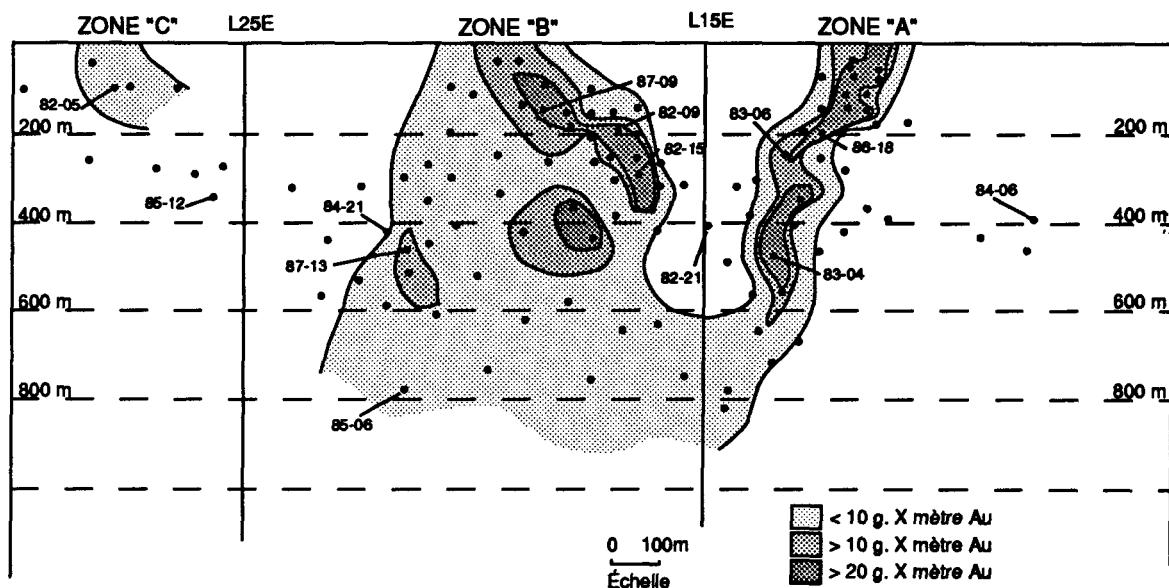
No.	86-18	86-18	86-18	86-18	86-18	86-18	87-09	87-09	87-09	87-09
Z (mètres)	115.9	119.2	119.7	122.1	123.0A	125	23.5	84.4	86.5	88.5
Lithologie	PYRX.	MAF.	FEL-ZM	MAF.	FEL.	MAF.	MAF.P.	MAF.	MAF.	FEL.
Zone	A	A	A	A	A	A	B	B	B	B
Lame mince	LM	LM	LM	LM	LM	LMP	LM	LMP	LM	LMP
No. Labo.	4776	4777	4778	4779	4780	4781	4782	4783	4784	4785
MAJEURS (%)										
SiO ₂	45.30	49.10	69.20	55.70	70.50	57.20	52.20	48.00	49.40	58.00
Al ₂ O ₃	7.54	15.30	14.90	15.50	14.70	14.20	15.40	14.50	12.50	18.20
Fe ₂ O ₃ t	10.80	10.90	2.18	9.84	2.29	9.60	9.57	12.20	11.60	7.59
FeO								8.95	8.56	
MgO	21.20	7.18	1.11	3.69	1.32	5.12	4.32	8.31	10.20	1.73
CaO	7.01	6.94	1.17	6.74	2.87	8.97	9.31	11.50	10.40	0.47
Na ₂ O	0.14	0.58	2.62	1.51	3.82	2.24	3.05	1.28	0.57	1.19
K ₂ O	0.05	4.52	5.20	2.67	1.62	0.40	0.59	0.76	1.67	6.65
TiO ₂	0.41	0.88	0.15	1.23	0.15	0.86	1.07	0.62	0.77	1.15
MnO	0.17	0.23	0.04	0.14	0.02	0.13	0.13	0.22	0.19	0.19
P ₂ O ₅	0.02	0.07	0.03	0.37	0.03	0.05	0.49	0.04	0.06	0.19
P.A.F.	5.56	3.40	1.40	1.92	1.75	1.16	2.23	2.55	2.24	3.29
TOTAL:	98.20	99.10	98.00	99.31	99.07	99.93	98.36	99.98	99.60	98.65
CO ₂	<0.20	<0.20	<0.20	0.38	0.53	<0.20	0.56	0.47	0.17	<0.20
S	0.54	0.50	0.27	0.22	0.27	0.57	0.80	0.01	0.02	2.39
TRACES (ppm)										
Cu	771	96	141	61	64	4400	623	57	14	229
Ni	1300	153	4	39	14	471	113	116	540	53
Zn	136	77	20	105	23	65	47	81	78	152
Co	108	39	<2	30	7	62	76	43	53	38
Cr	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
As	5	7	<1	8	4	<1	6	3	5	1
Ag	<0.5	2.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Au (ppb)	29	100	140	9	<5	380	<5	<5	<5	1800
V	139	290	17	171	17	235	192	259	231	231
Ba	5	734	1300	363	588	58	122	69	133	704
Nb	4	5	3	8	4	3	8	6	4	7
Rb	<3	130	75	84	46	11	23	33	72	150
Sr	12	160	64	170	170	380	600	130	92	89
Y	13	23	<3	26	<3	16	24	18	17	21
Zr	21	60	66	160	78	70	180	43	48	150

ANNEXE 2: TABLEAUX DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	87-09	87-09	87-09	87-09	87-13	87-13	87-13	87-13	87-13	87-13	87-13
Z (mètres)	89.2	89.6	94.3	95.9	206.4	230	261.2	269	278.9	281.9	
Lithologie	FEL.	PYRX.	MAF.	PYRX.	MAF.P.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.	MAF.
Zone	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
Lame mince	LMP	LM	LMP	LM	LM	LM	LM	LM	LM	LM	LM
No. Labo.	4786	4787	4788	4789	4790	4791	4792	4793	4794	4797	
MAJEURS (%)											
SiO ₂	72.60	47.70	53.20	40.90	52.50	49.20	50.40	48.80	50.60	50.50	
Al ₂ O ₃	12.10	9.12	11.10	7.66	16.00	15.20	15.20	14.40	14.70	14.70	
Fe ₂ O ₃ t	3.97	12.40	16.70	11.10	9.31	13.00	12.30	11.80	12.00	11.30	
FeO		8.69		7.94	6.33		9.49	9.01	8.93	8.35	
MgO	1.73	15.20	7.14	16.40	5.19	5.90	7.20	7.31	7.38	7.82	
CaO	0.49	11.10	3.45	14.10	9.90	10.70	12.50	12.50	11.70	10.70	
Na ₂ O	1.18	0.35	0.14	0.39	4.01	2.42	2.11	2.09	2.11	2.38	
K ₂ O	3.78	0.45	1.88	0.14	0.54	0.55	0.17	0.25	0.34	0.34	
TiO ₂	0.72	0.54	0.64	0.48	1.07	1.26	0.93	0.84	0.89	0.93	
MnO	0.11	0.42	0.87	0.22	0.14	0.40	0.19	0.20	0.19	0.18	
P ₂ O ₅	0.06	0.04	0.05	0.03	0.46	0.11	0.06	0.06	0.06	0.06	
P.A.F.	2.11	3.87	4.01	8.07	1.46	1.91	0.43	1.09	0.82	0.85	
TOTAL:	98.85	101.19	99.18	99.49	100.58	100.65	101.49	99.34	100.79	99.76	
CO ₂	<0.20	1.12	<0.20	4.77	0.43	0.85	<0.20	0.36	<0.20	<0.20	
S	0.68	0.18	1.41	0.11	<0.01	0.54	<0.01	<0.01	0.02	0.04	
TRACES (ppm)											
Cu	86	53	162	43	13	79	11	9	47	40	
NI	638	806	423	798	68	115	157	150	149	146	
Zn	88	147	4600	449	63	63	76	71	68	65	
Co	55	57	39	90	37	44	48	40	46	42	
Cr	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
As	50	62	27	12	<1	1	<1	2	3	<1	
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	
Au (ppb)	180	280	120	23	11	33	<5	<5	<5	<5	
V	217	174	230	175	190	314	279	263	275	276	
Ba	599	22	252	7	168	187	27	43	45	39	
Nb	6	4	3	5	6	6	3	5	3	6	
Rb	120	9	110	7	13	10	<3	5	10	6	
Sr	52	99	50	22	850	160	120	150	110	120	
Y	7	17	21	15	24	34	27	26	24	27	
Zr	48	34	44	30	190	86	53	53	53	54	

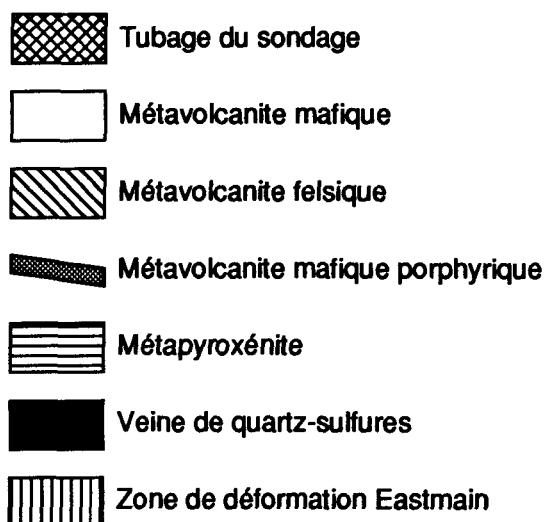
ANNEXE 2: TABLEAUX DES ANALYSES DE ROCHES ENTIÈRES

No.	87-13	87-13	87-13	87-13	87-13	87-13
Z (mètres)	285.3	288.3	289.8	303.5	305.5	313
Lithologie	MAF.	MAF.	FEL.	PYRX.	MAF.	MAF.
Zone	B	B	B	B	B	B
Lame mince	LM	LM	LM	LM	LM	LM
No. Labo.	4795	4798	4799	4800	7786	4796
MAJEURS (%)						
SiO ₂	50.00	48.90	61.60	44.30	49.30	49.70
Al ₂ O ₃	14.90	14.30	14.50	8.63	14.40	10.50
Fe ₂ O ₃ t	11.80	12.00	6.19	11.40	9.80	12.90
FeO			4.25	8.48	7.60	9.40
MgO	6.93	6.62	4.79	20.90	9.24	13.00
CaO	11.30	12.00	5.97	8.58	10.90	10.60
Na ₂ O	2.48	2.45	1.00	0.11	2.53	1.54
K ₂ O	0.23	0.50	2.20	0.03	0.26	0.57
TiO ₂	0.93	0.91	0.15	0.55	0.58	0.60
MnO	0.17	0.18	0.12	0.18	0.17	0.16
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.02	0.04	0.04	0.05
P.A.F.	1.18	3.23	3.40	5.71	1.64	1.67
TOTAL:	99.98	101.15	99.94	100.43	98.86	101.29
CO ₂	<0.20	1.53	0.94	0.96	0.59	<0.20
S	0.28	0.26	0.13	0.11	<0.01	0.01
TRACES (ppm)						
Cu	130	95	166	457	11	6
Ni	157	137	24	1100	172	641
Zn	69	74	59	108	69	64
Co	48	42	26	99	45	77
Cr	--	--	--	--	--	--
As	<1	2	6	6	3	<1
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Au (ppb)	<5	<5	10	6	<5	<5
V	278	264	23	188	219	190
Ba	30	45	300	12	42	118
Nb	4	6	6	7	3	6
Rb	3	12	89	3	9	22
Sr	130	150	94	22	190	91
Y	24	27	7	17	15	17
Zr	55	56	74	29	43	40



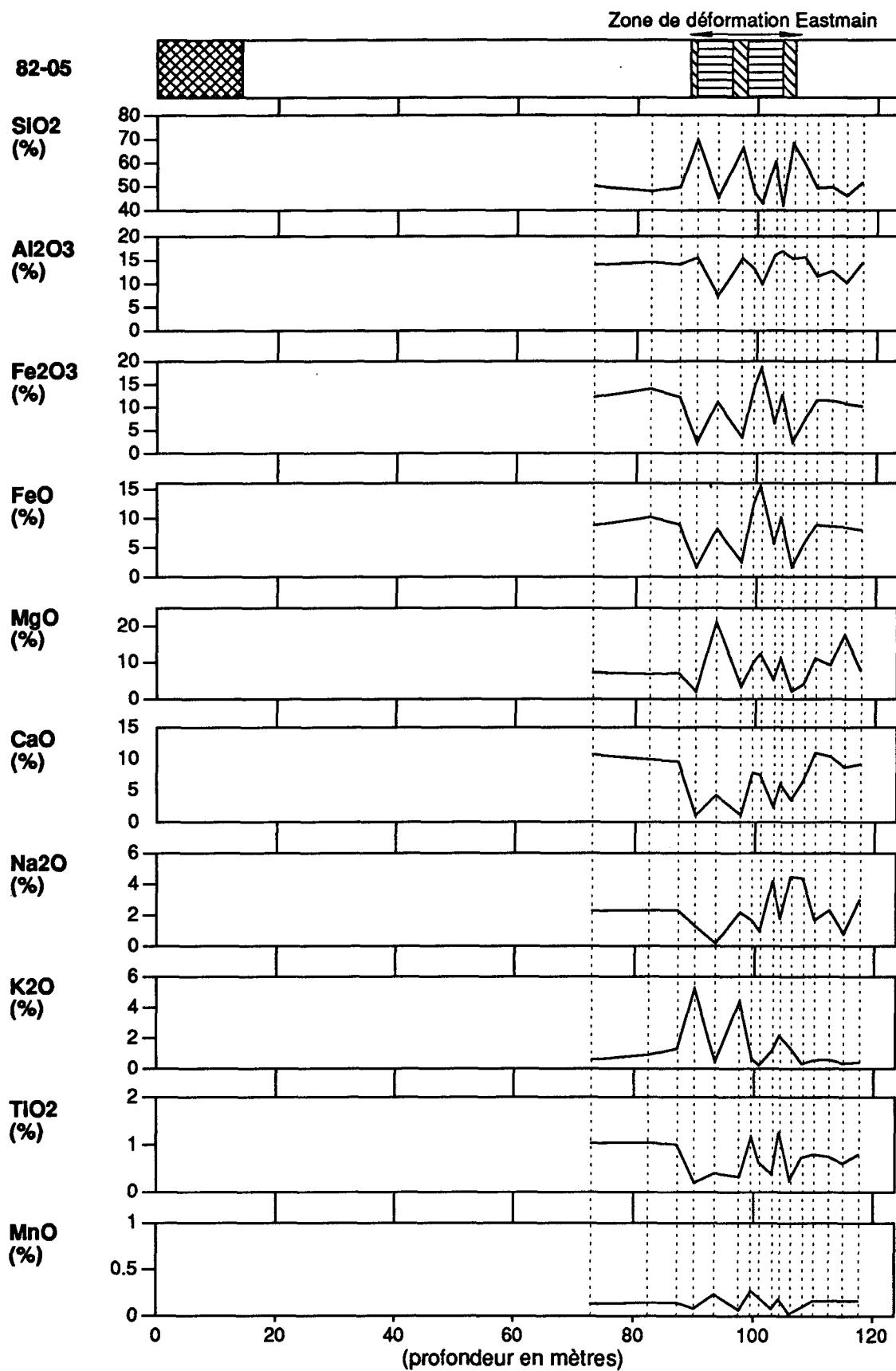
Localisation des sondages pour lesquels des sections lithogéochimiques sont présentées

Légende de la géologie le long des sondages échantillonnés.



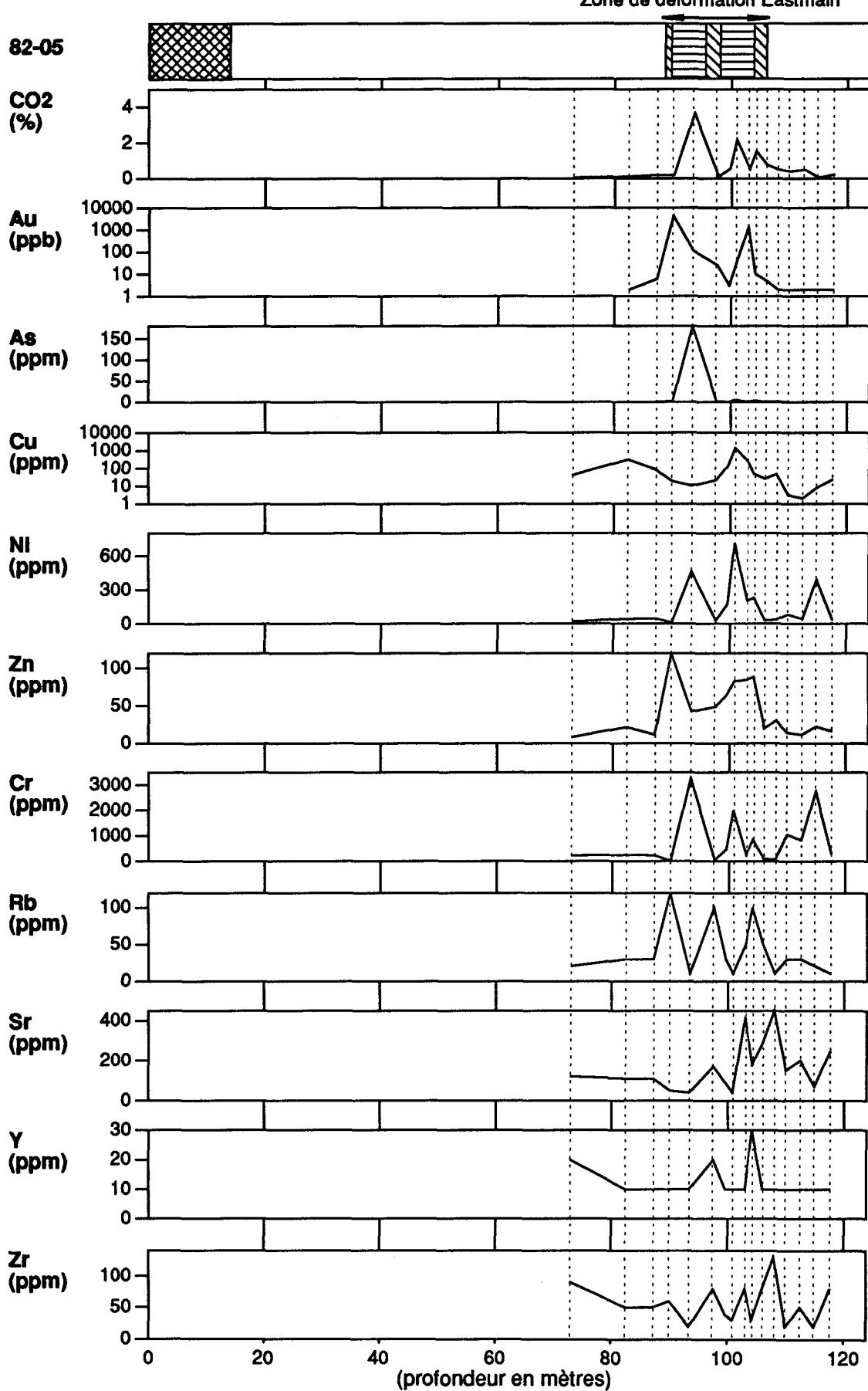
Profil lithogéochimique du sondage 82-05
localisé au cœur de la zone "C".

206

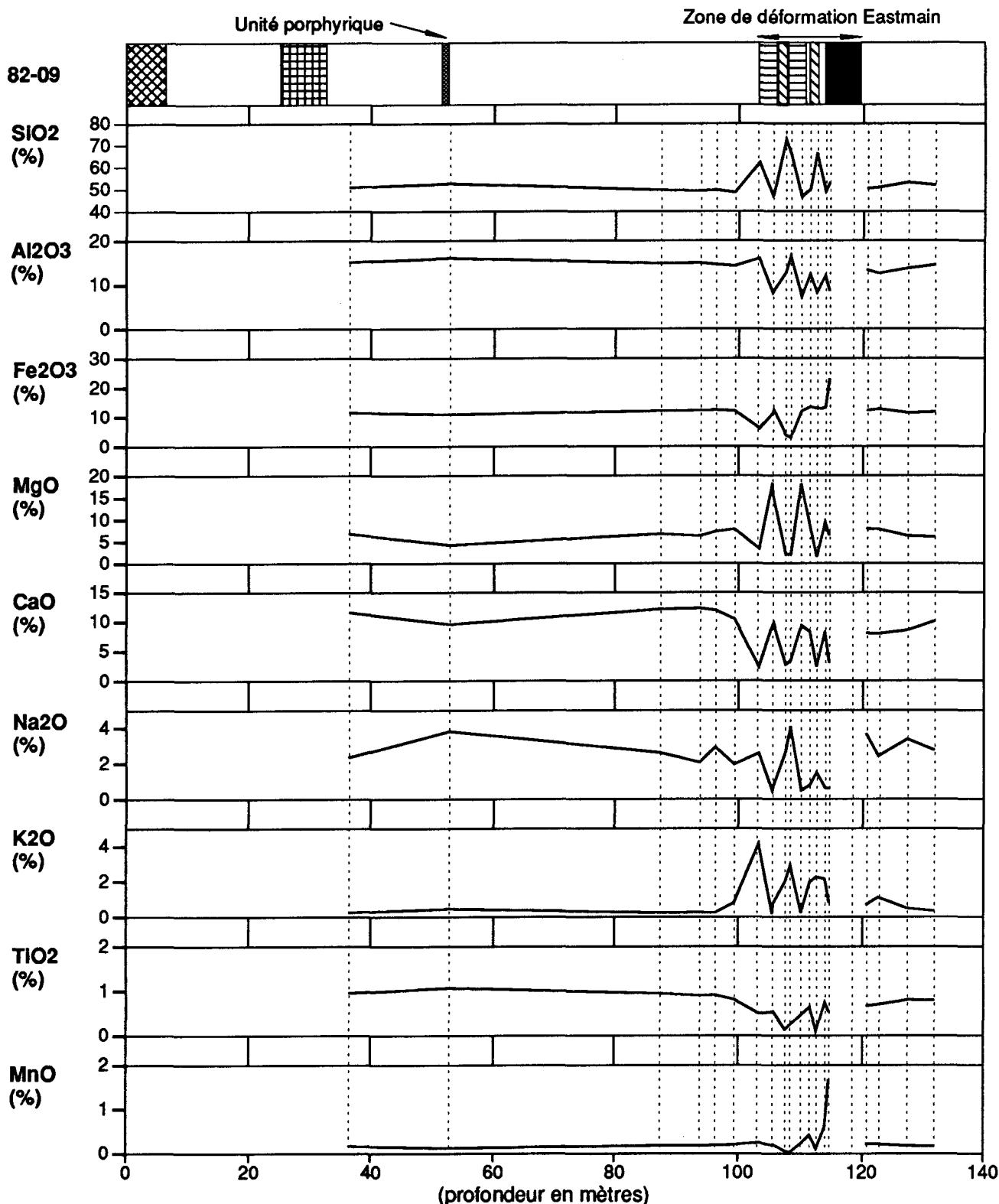


Profil lithogéochimique du sondage 82-05
localisé au cœur de la zone "C".

207

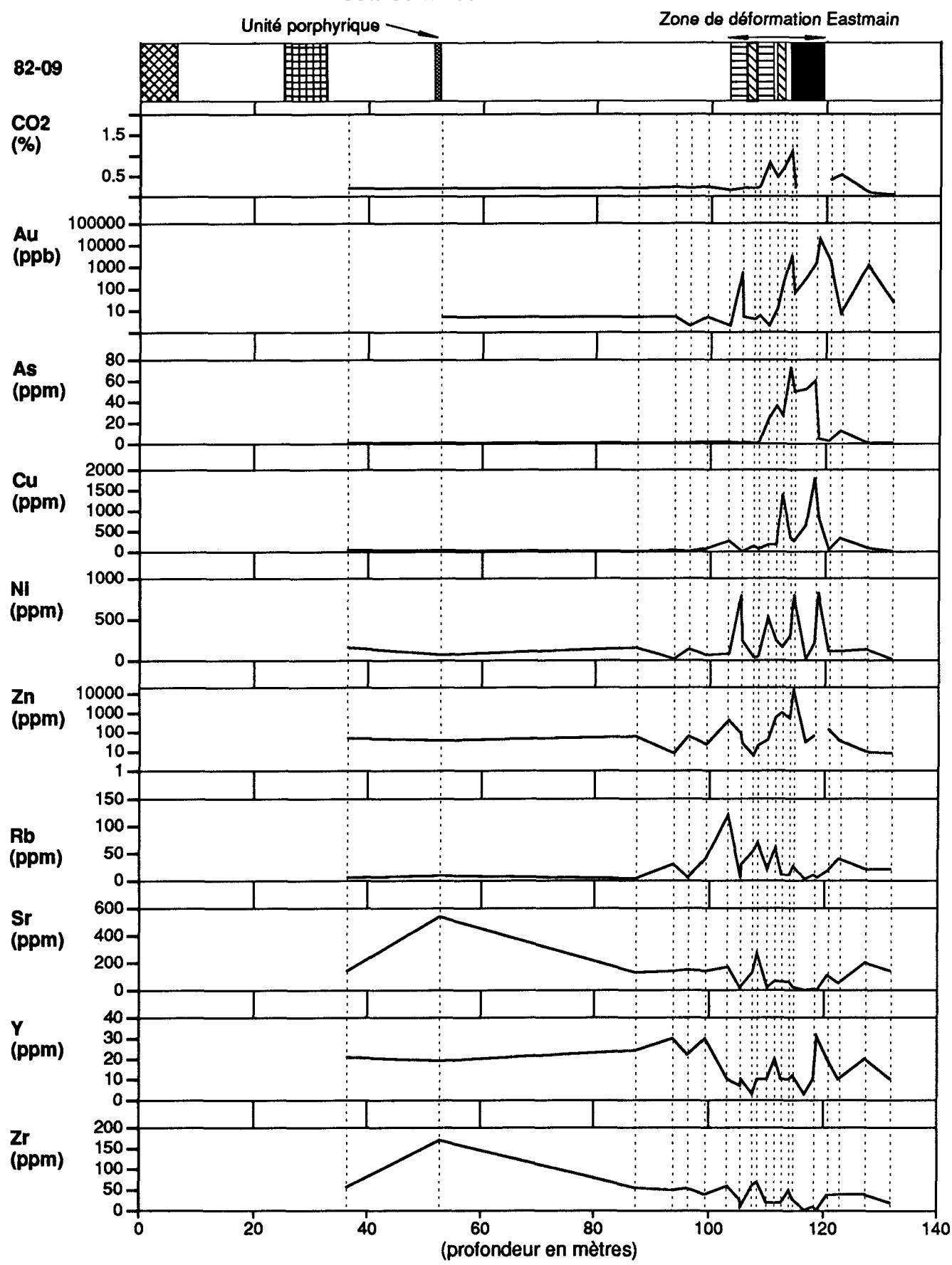


Profil lithogéochimique du sondage 82-09 localisé au coeur de la zone "B".

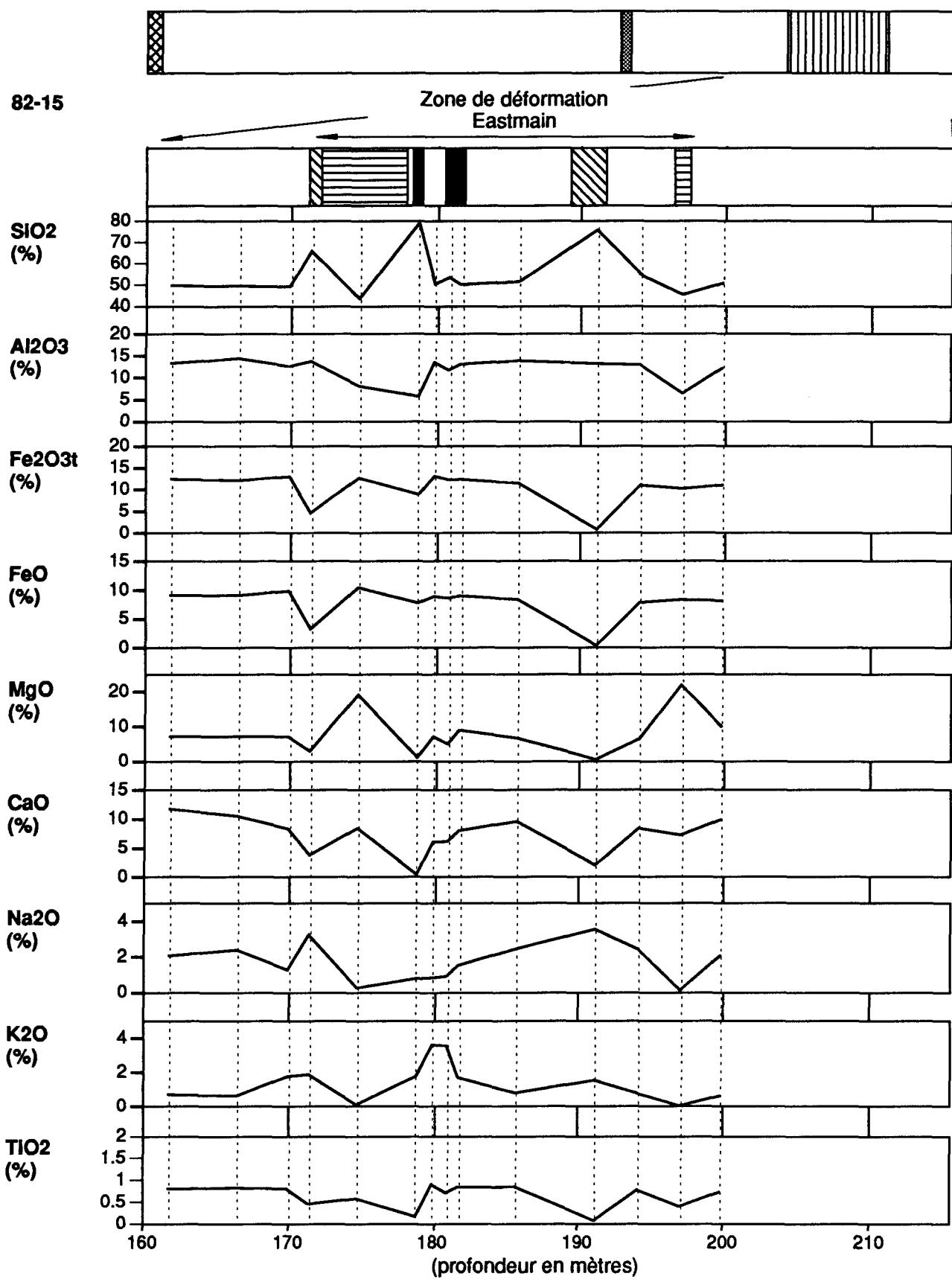


Profil lithogéochimique du sondage 82-09
localisé au cœur de la zone "B".

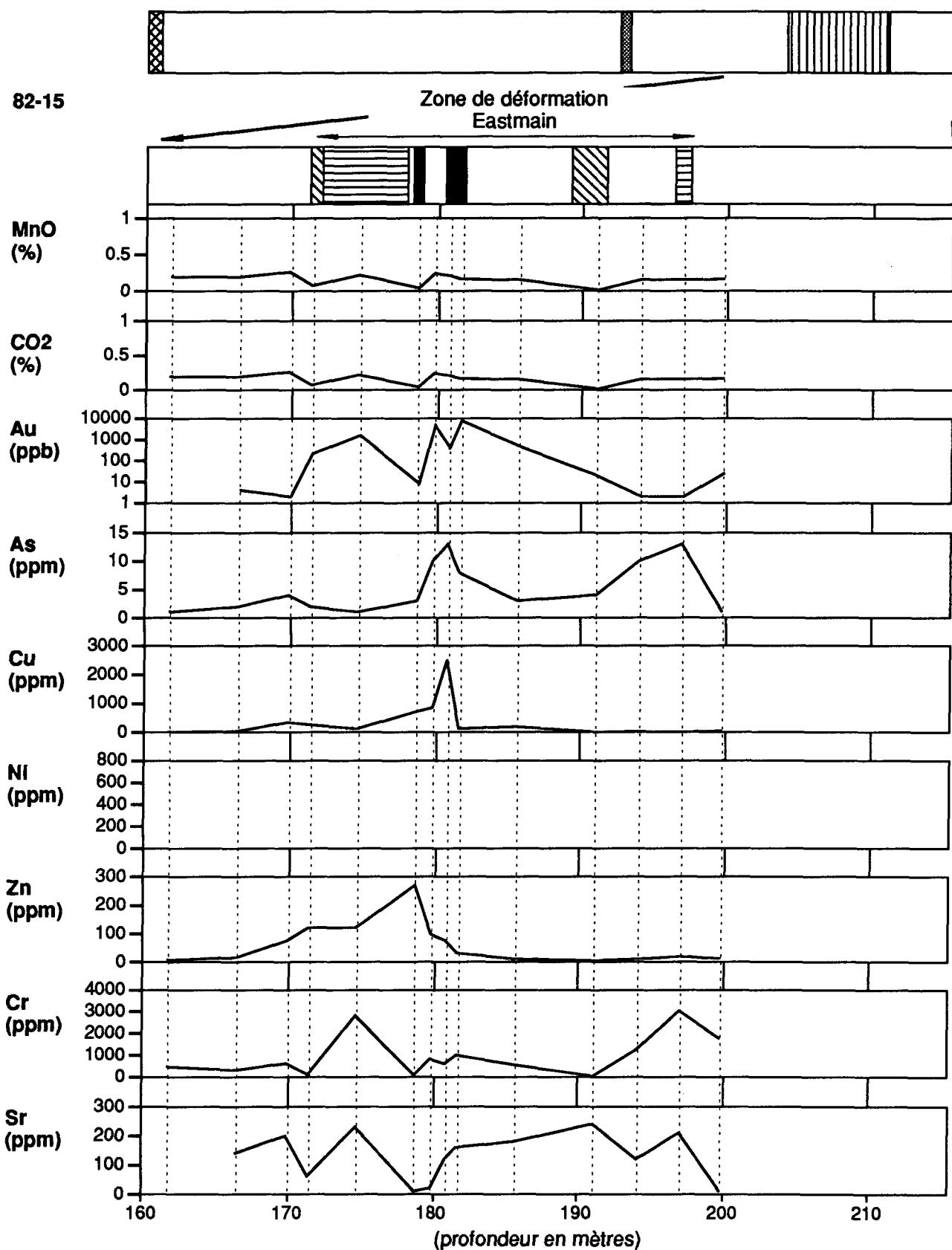
209



Profil lithogéochimique du sondage 82-15
localisé au cœur de la zone "B".

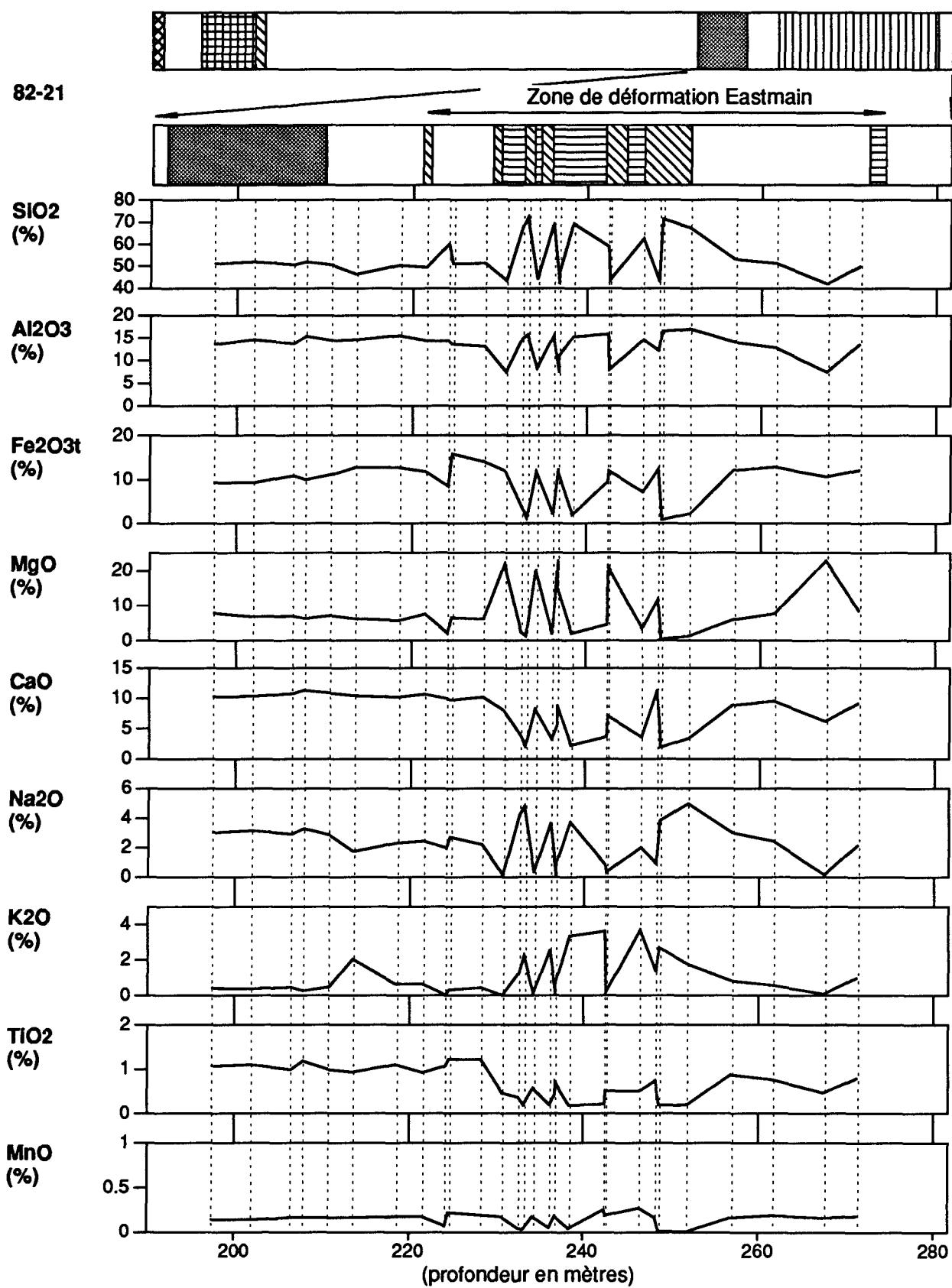


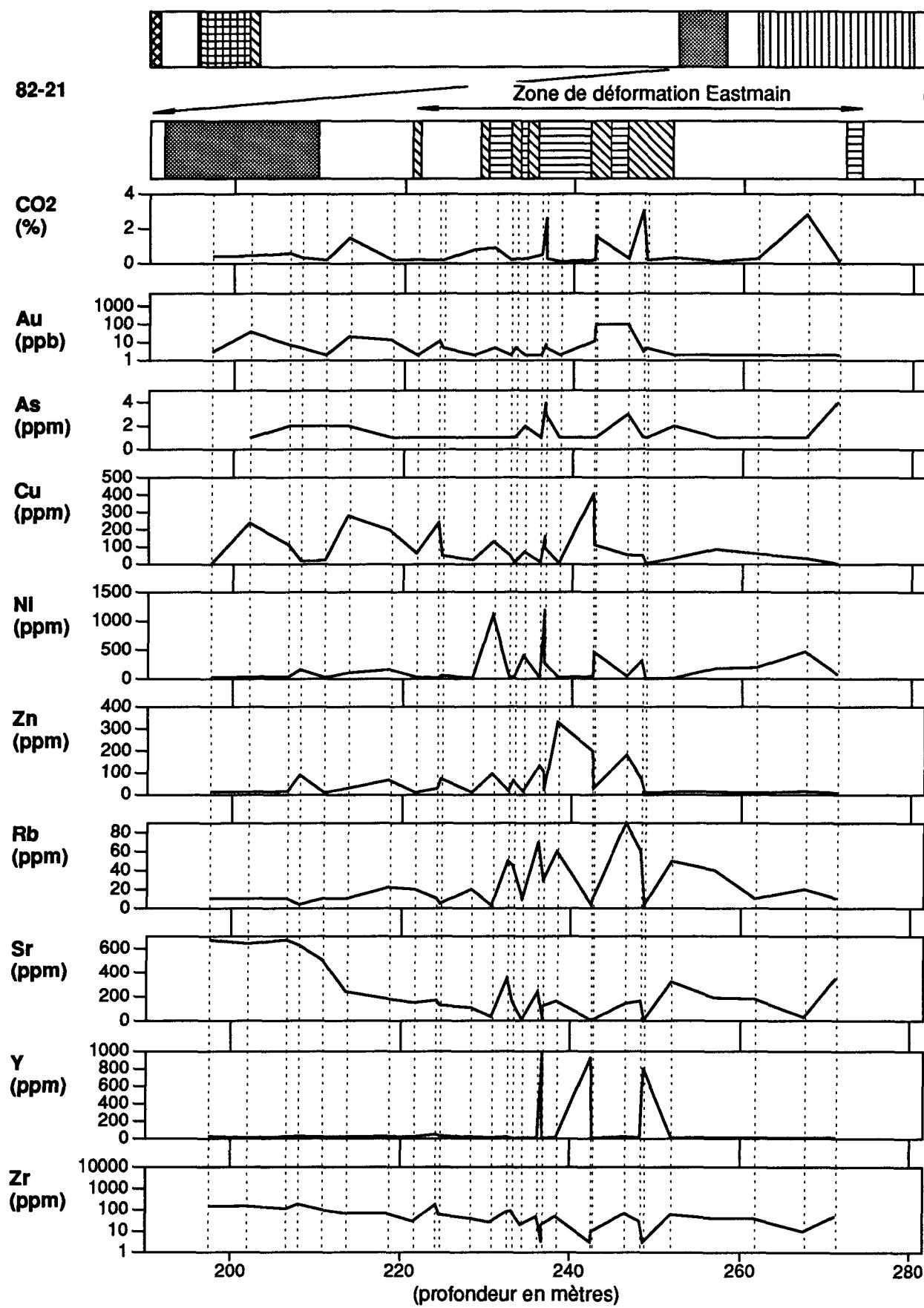
Profil lithogéochimique du sondage 82-15
localisé au coeur de la zone "B".



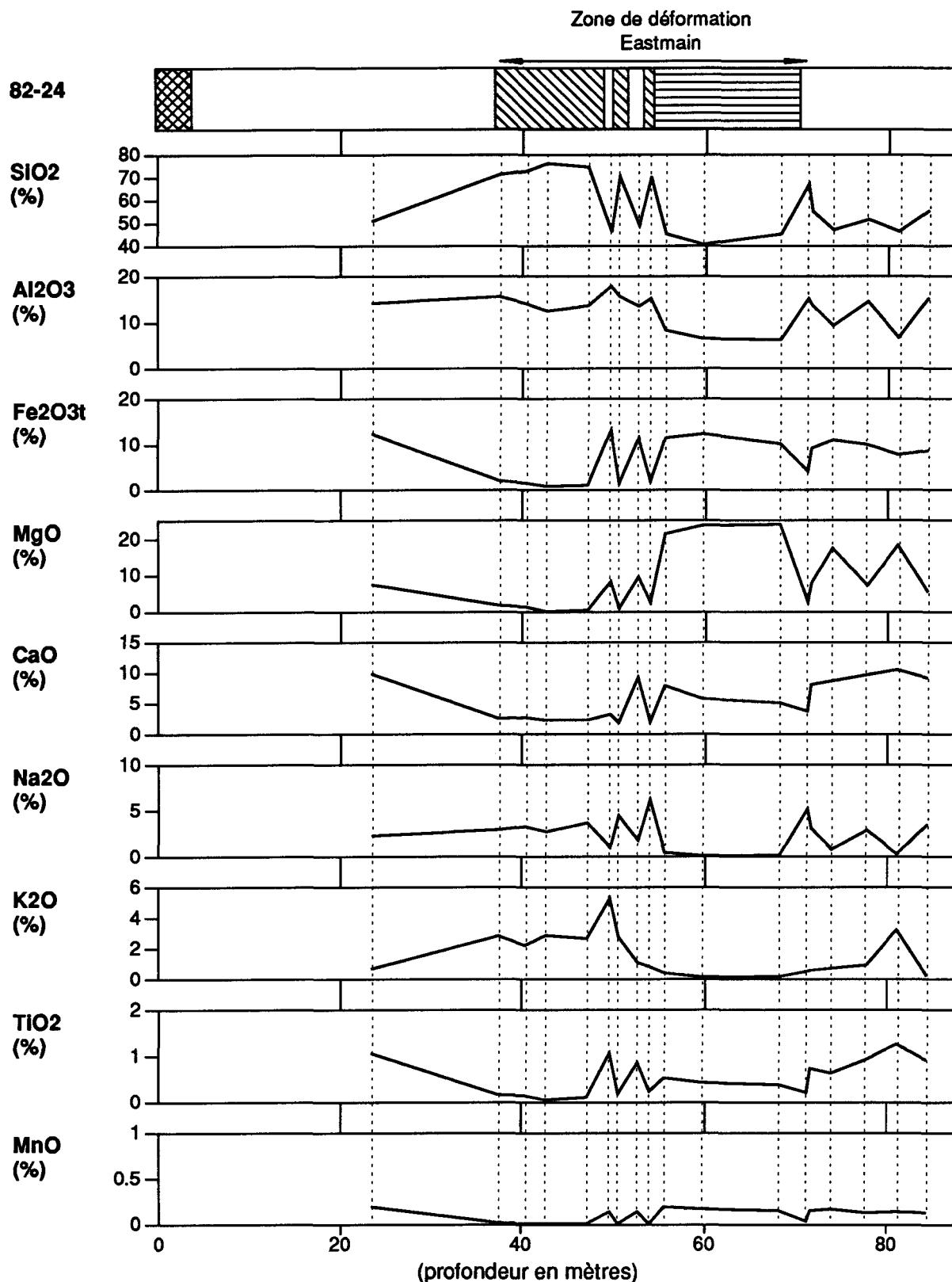
Profil lithogéochimique du forage 82-21
localisé entre les zones "A" et "B".

212



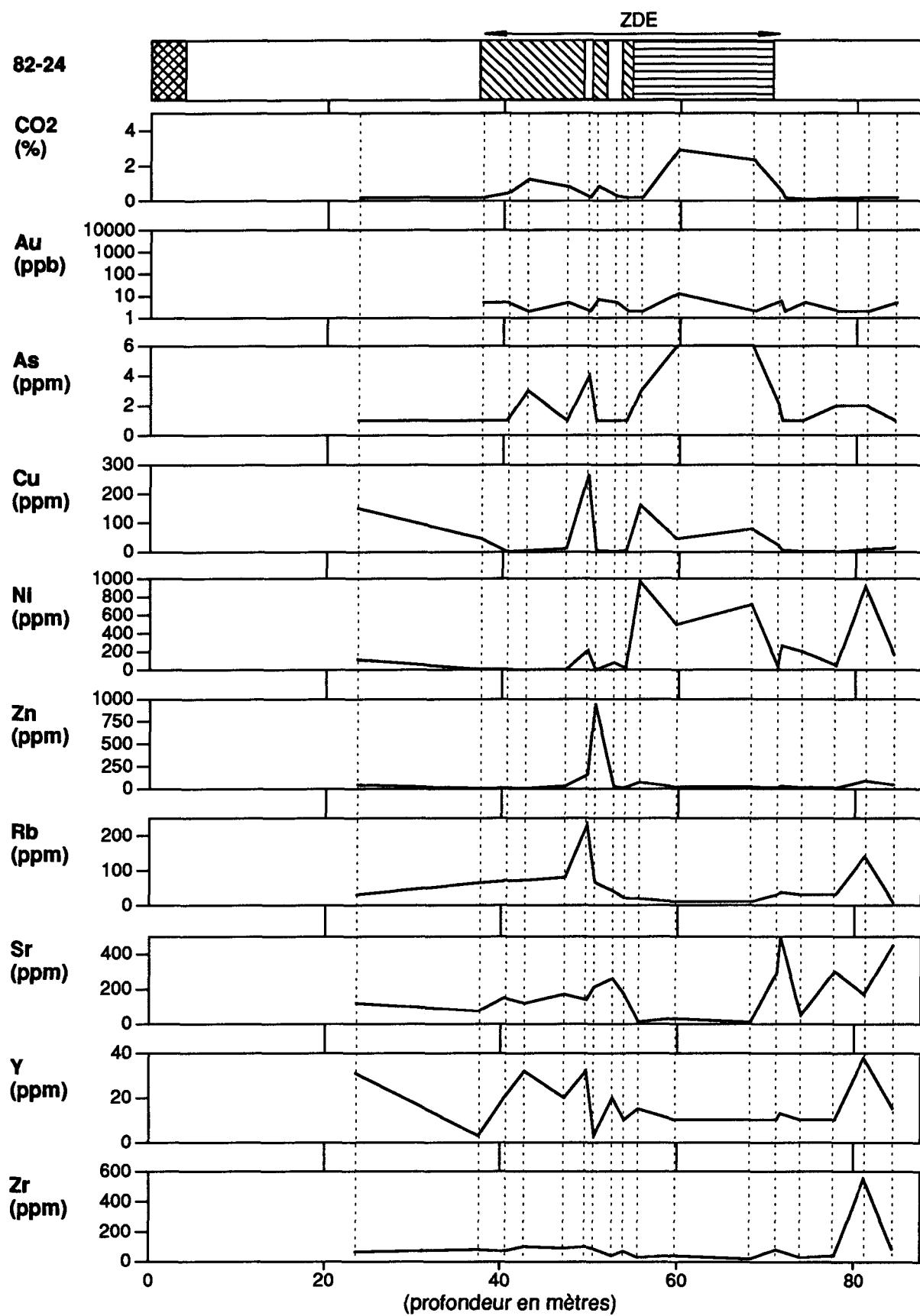


Profil lithogéochimique du forage 82-24
localisé environ 600m au nord-ouest de la zone "A".

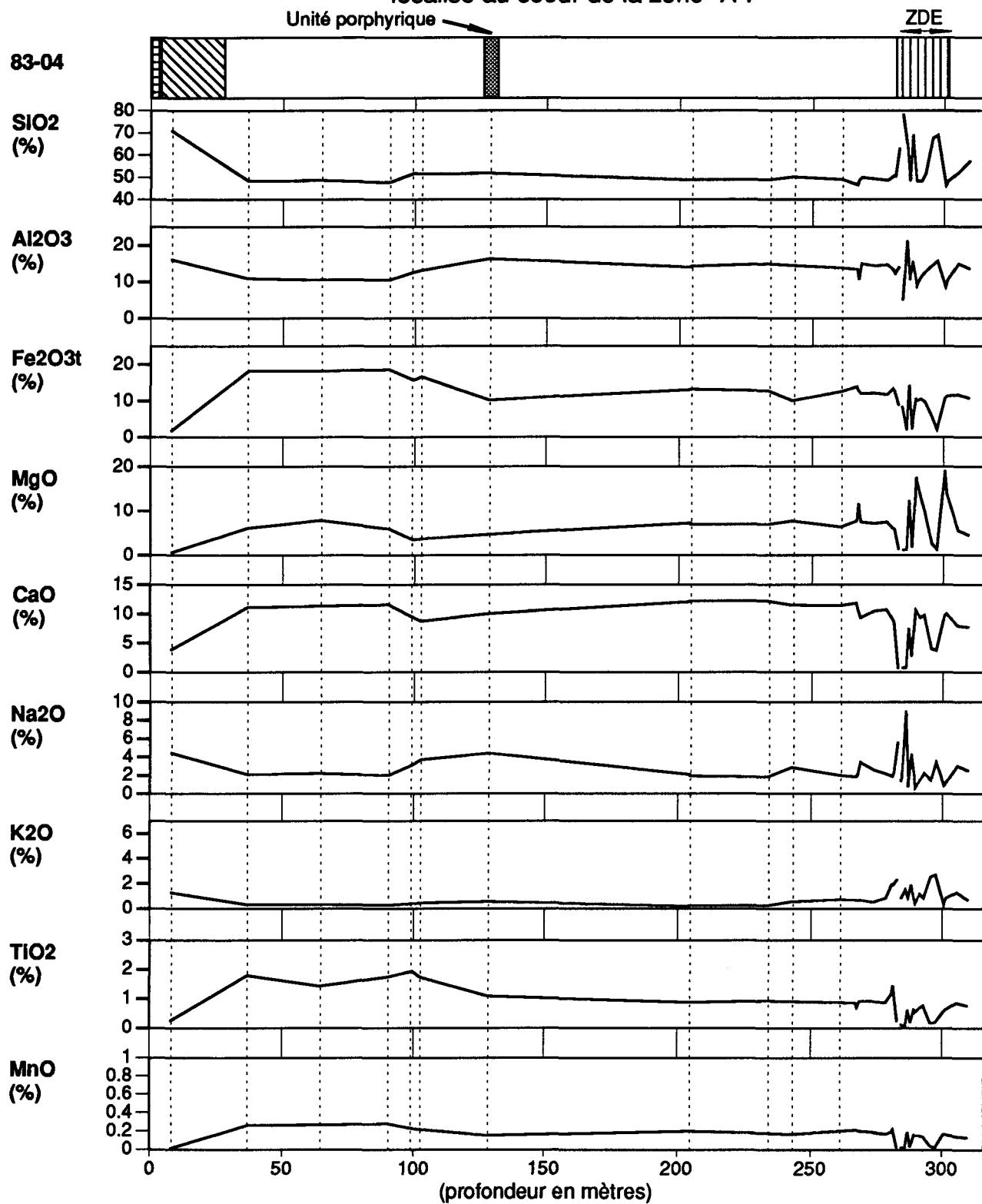


Profil lithogéochimique du forage 82-24
localisé environ 600m au nord-ouest de la zone "A".

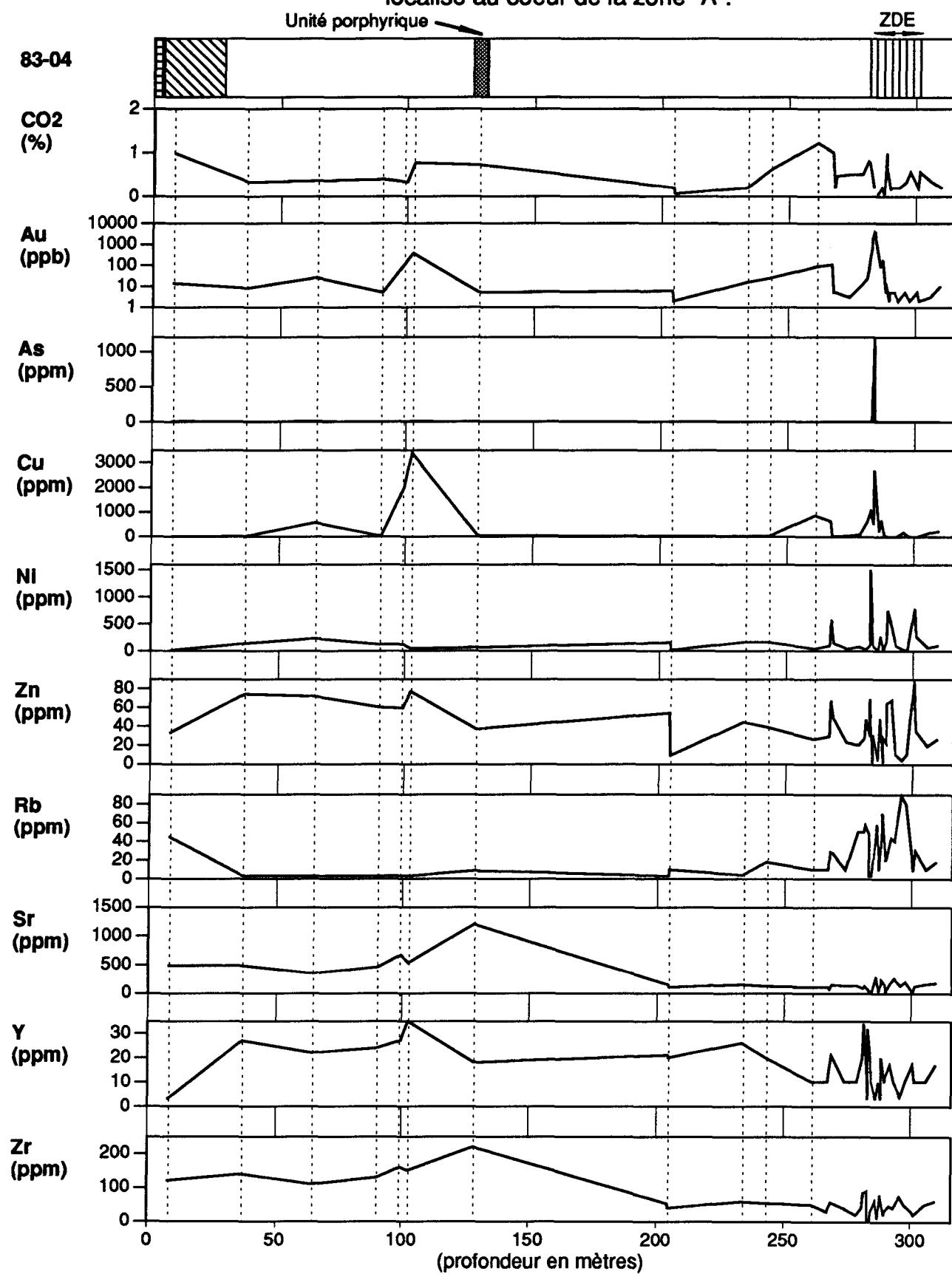
215



Profil lithogéochimique du sondage 83-04
localisé au cœur de la zone "A".

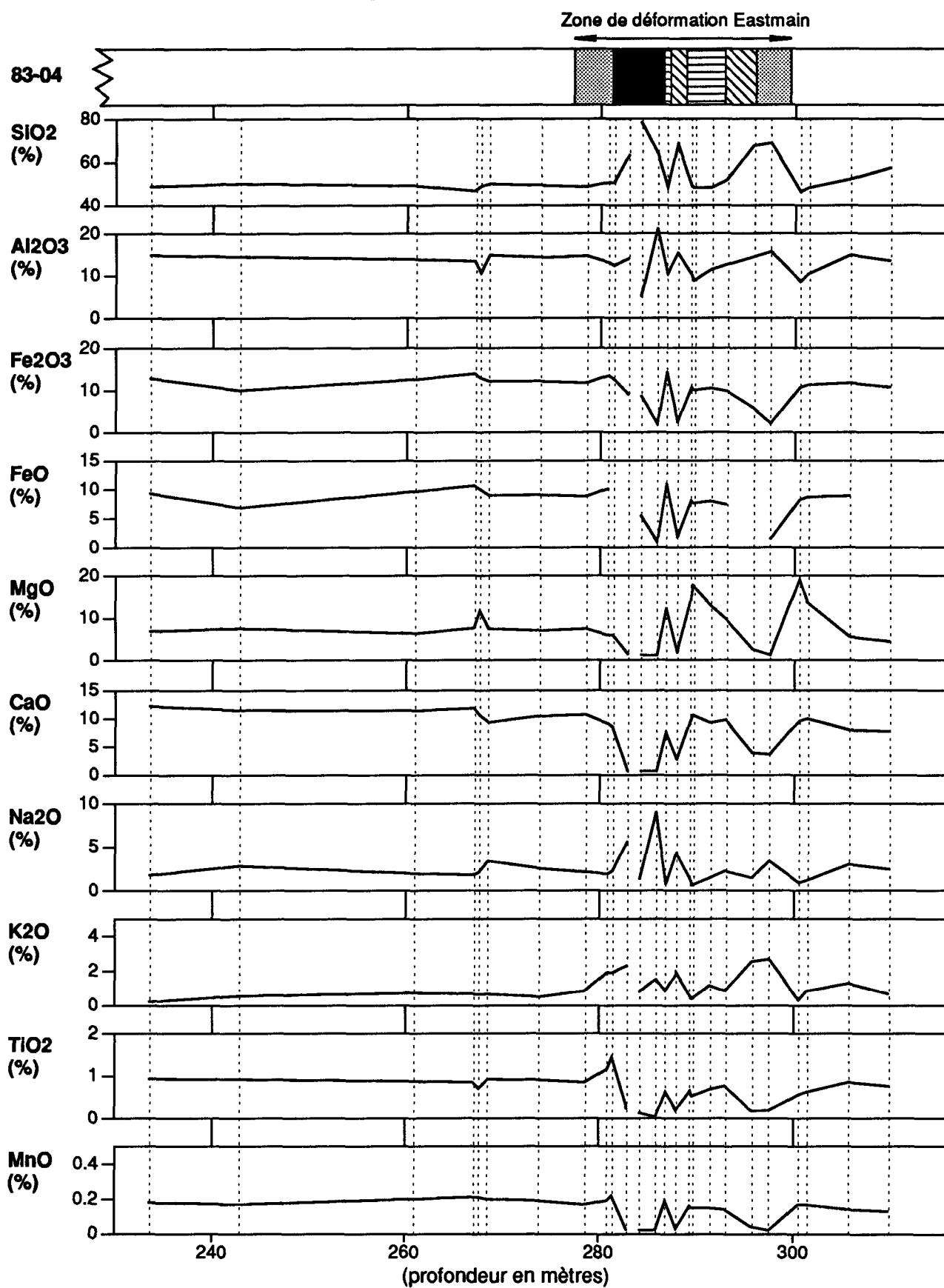


Profil lithogéochimique du sondage 83-04
localisé au cœur de la zone "A".



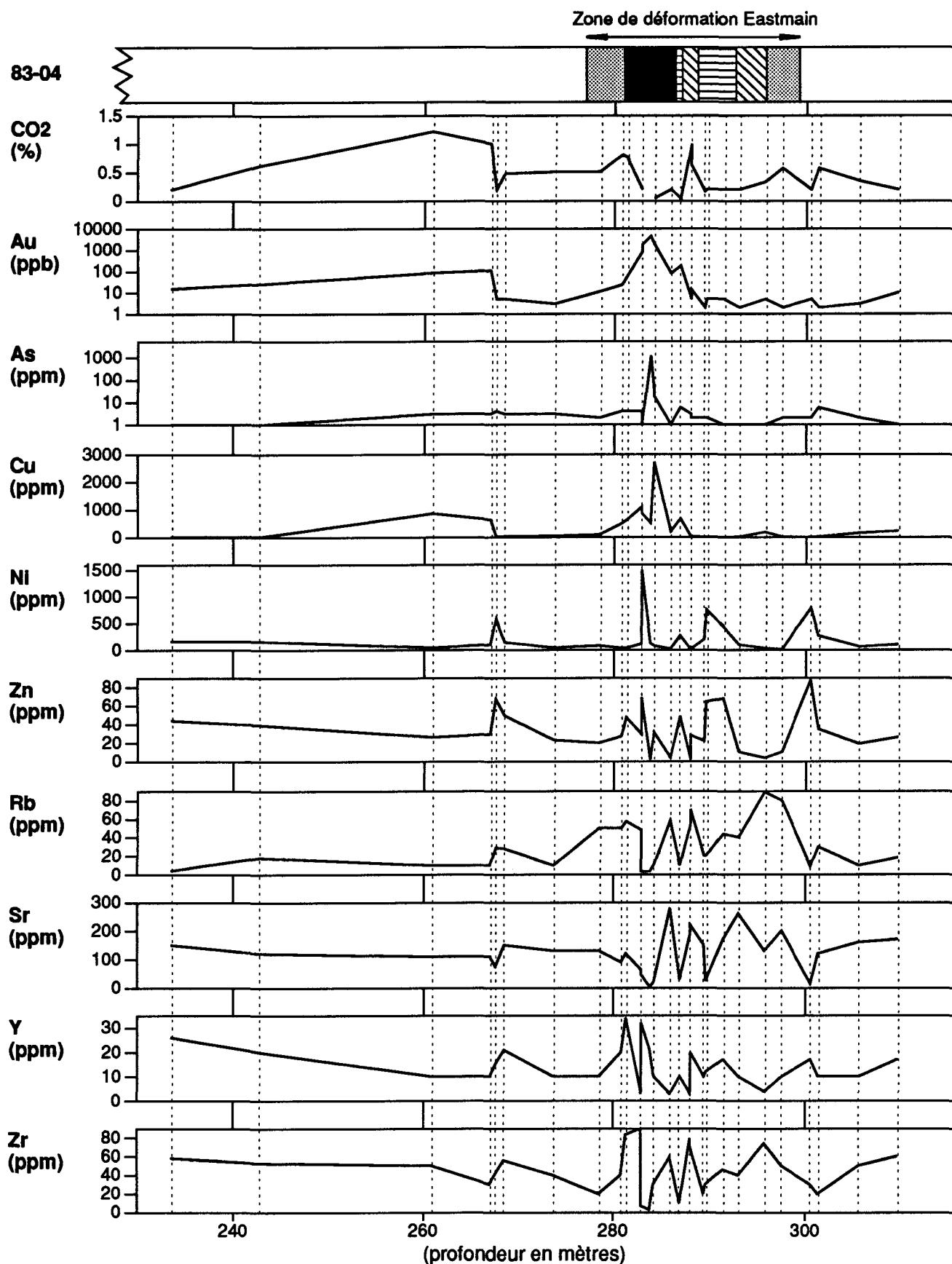
Profil lithogéochimique détaillé du sondage 83-04
localisé au cœur de la zone "A".

218



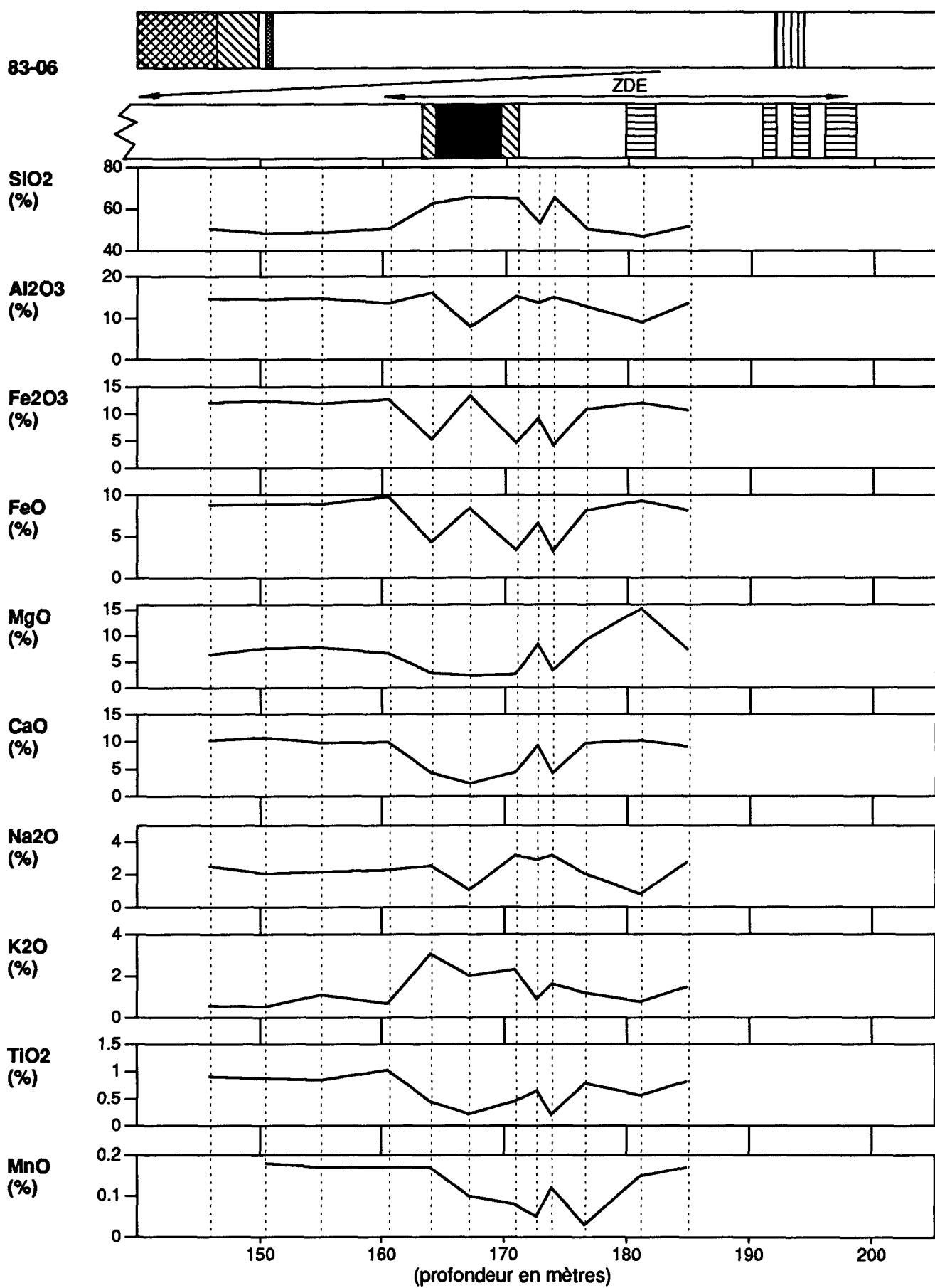
Profil lithogéochimique détaillé du sondage 83-04
localisé au cœur de la zone "A".

219



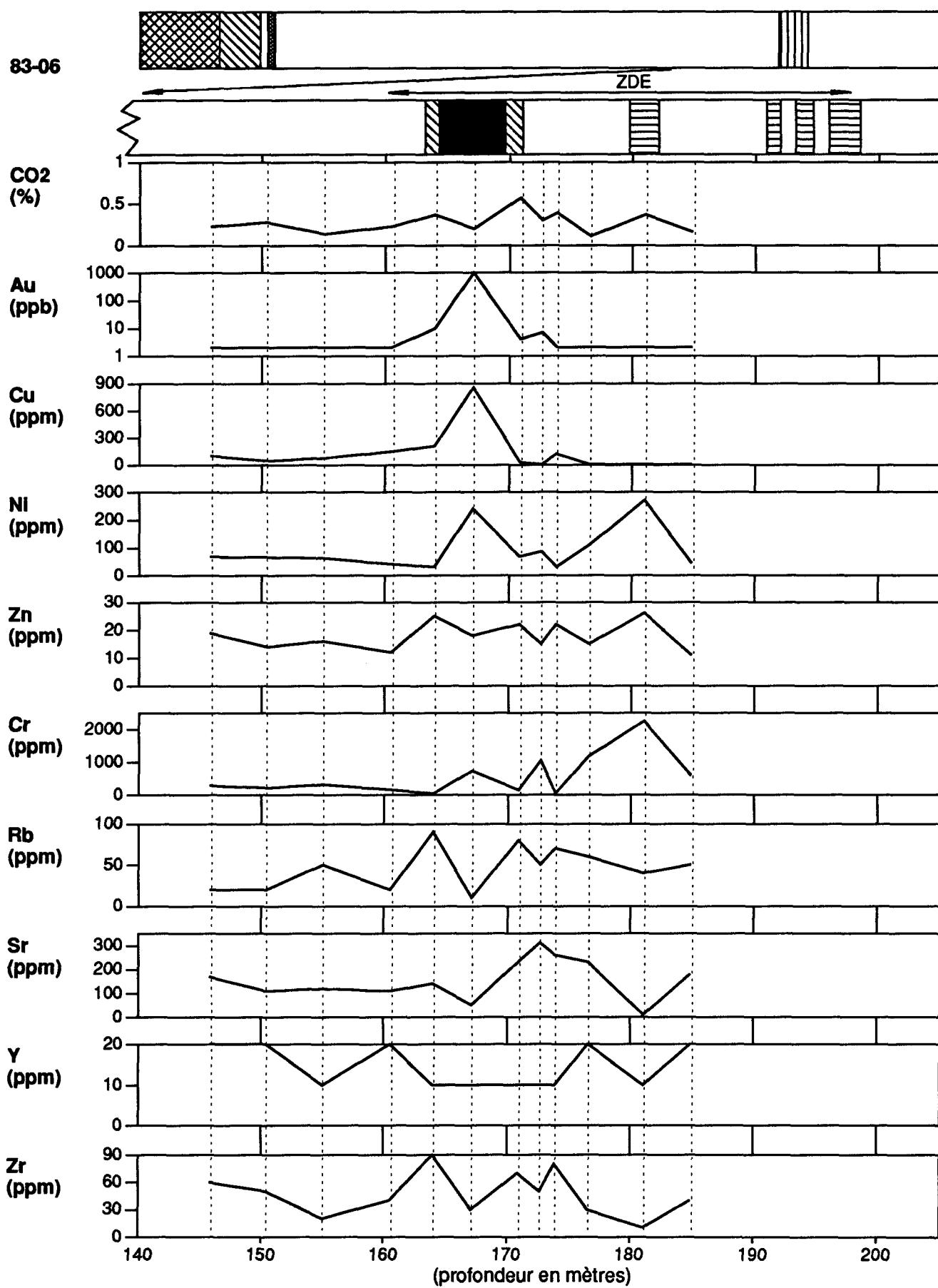
Profil lithogéochimique du sondage 83-06
localisé au coeur de la zone "A".

220



Profil lithogéochimique du sondage 83-06
localisé au cœur de la zone "A".

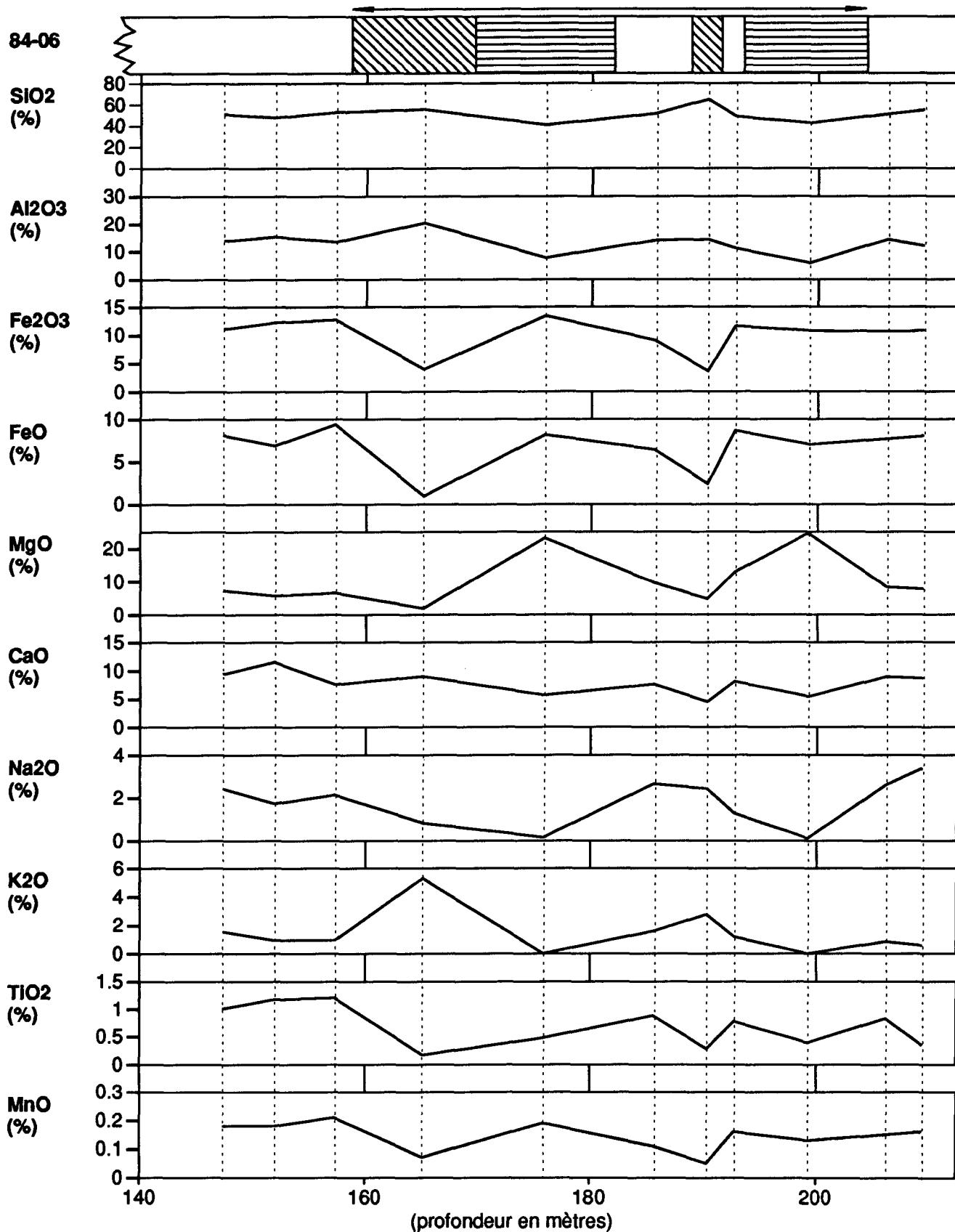
221



Profil lithogéochimique du sondage 84-06
localisé environ 400m au nord-ouest de la zone "A".

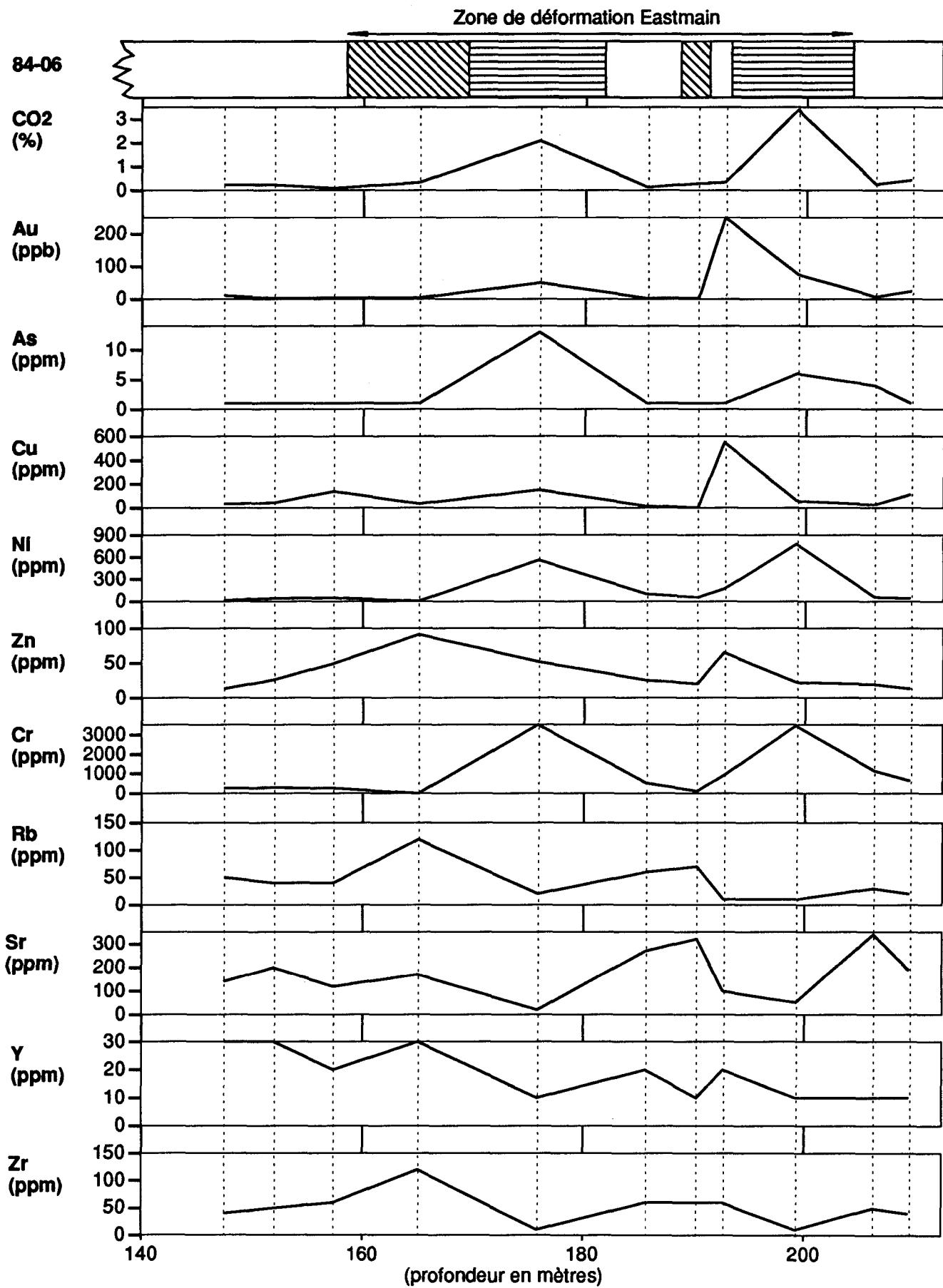
222

Zone de déformation Eastmain



Profil lithogéochimique du sondage 84-06
localisé environ 400m au nord-ouest de la zone "A".

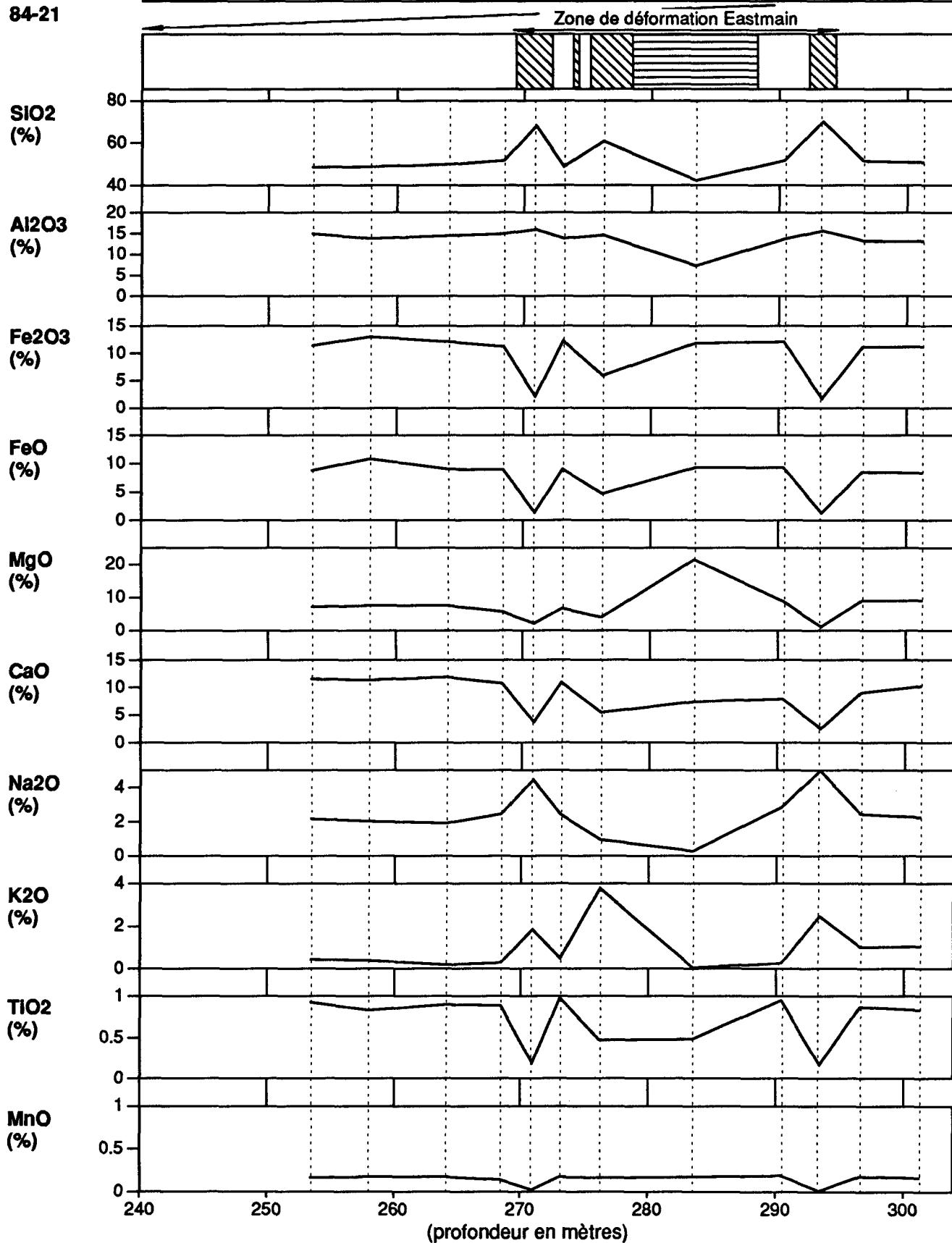
223



Profil lithogéochimique du sondage 84-21
localisé à la limite sud-est de la zone "B"

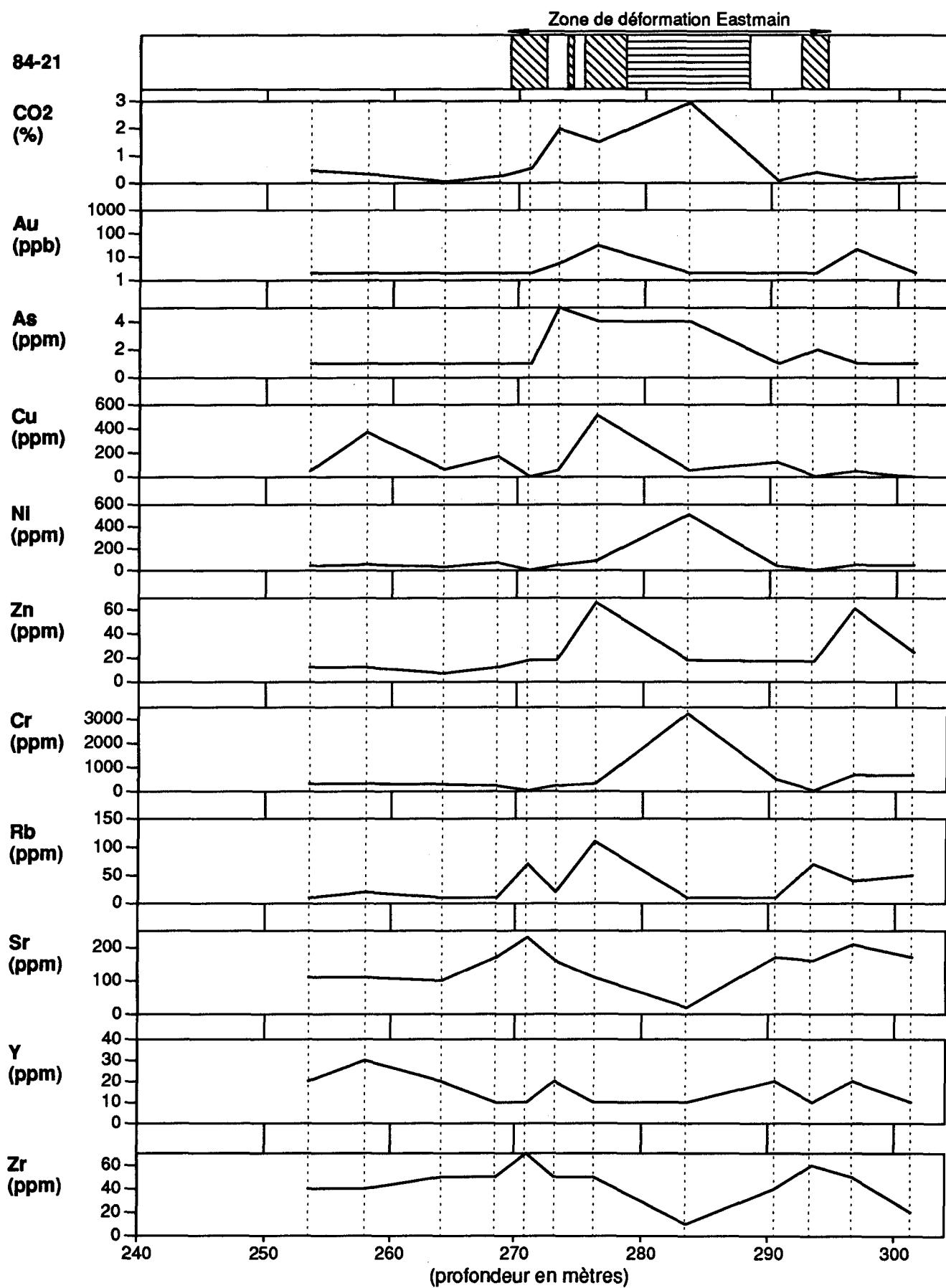
224

84-21



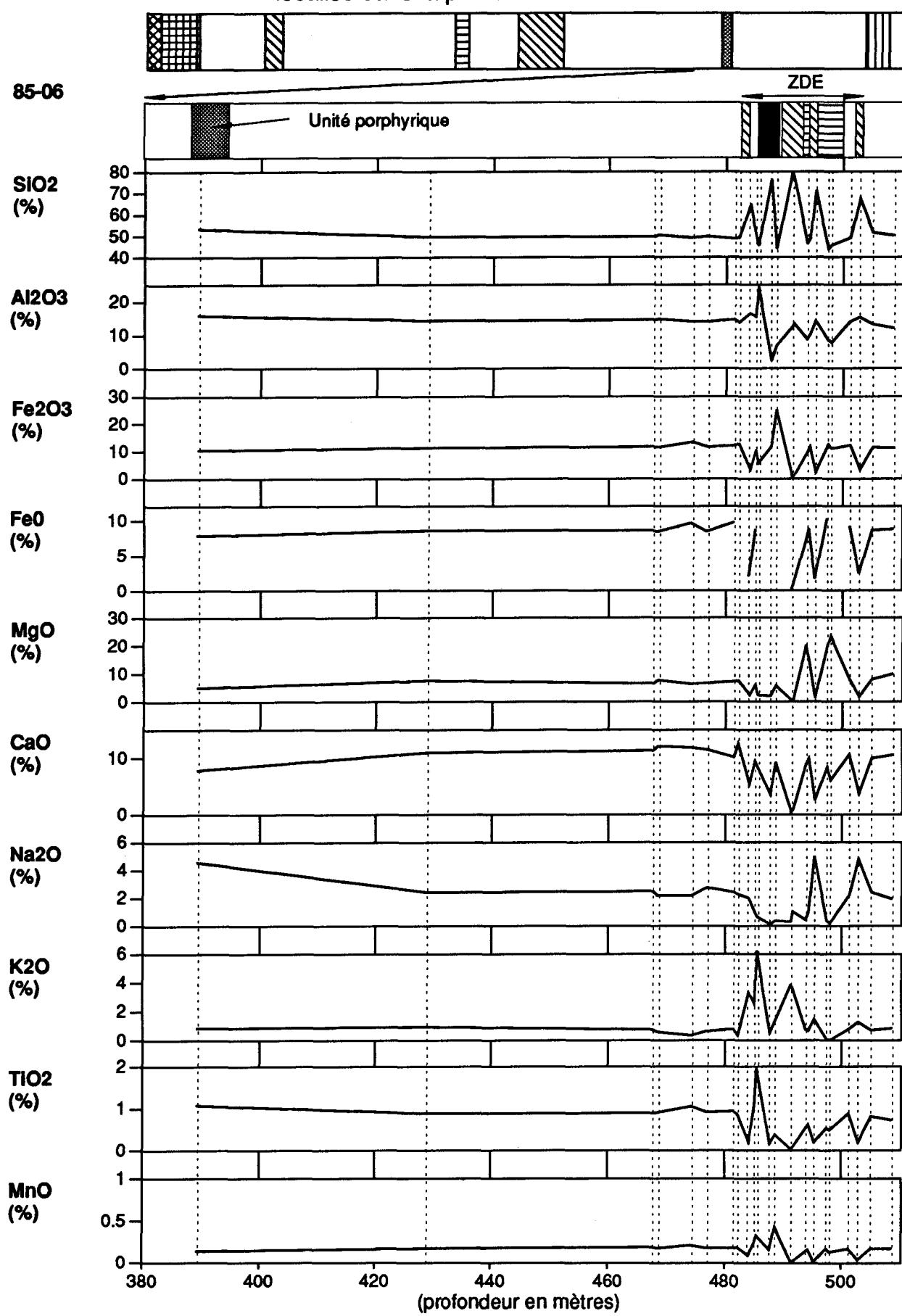
Profil lithogéochimique du sondage 84-21
localisé à la limite sud-est de la zone "B"

225



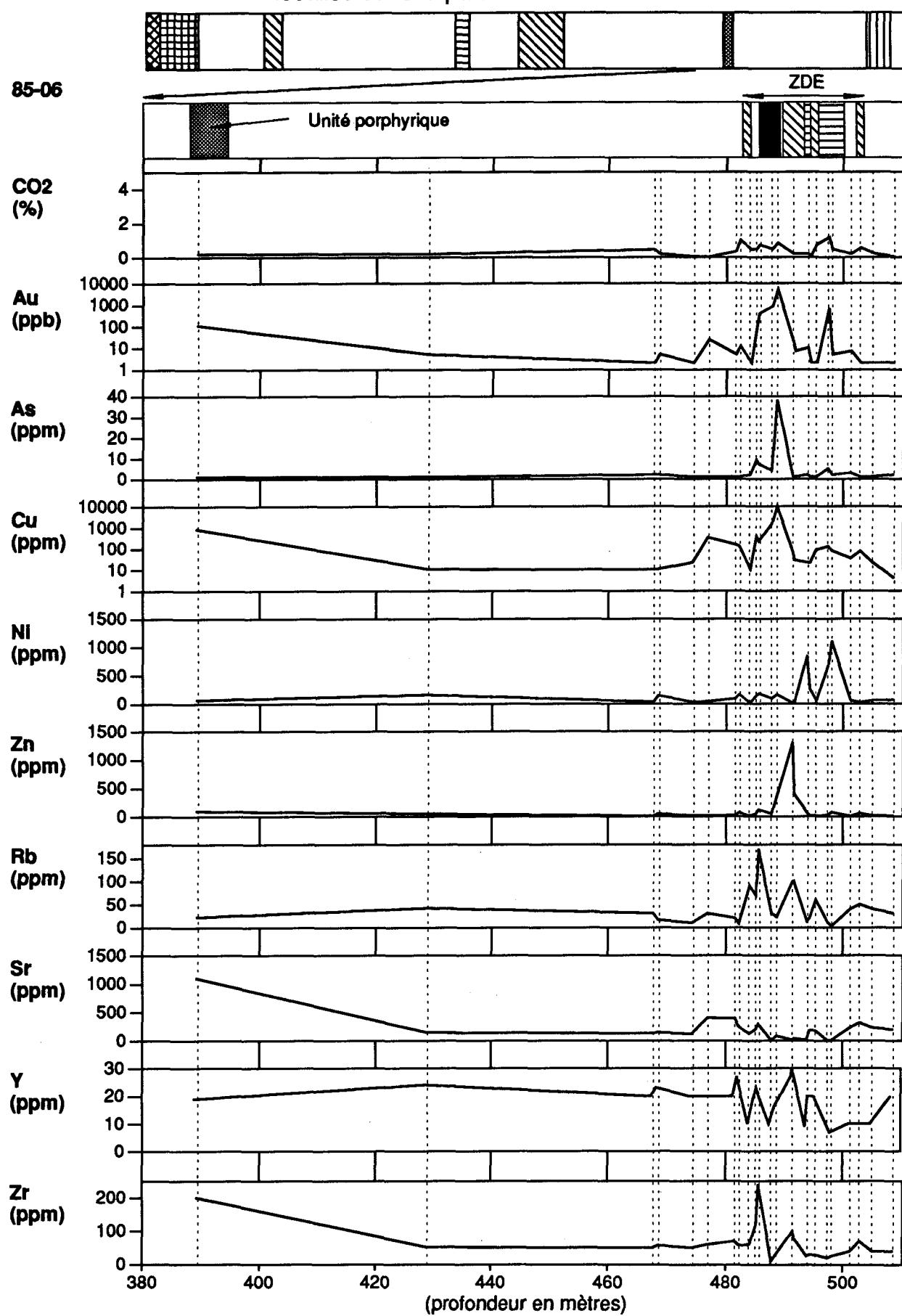
Profil lithogéochimique du sondage 85-06
localisé dans la partie inférieure de la zone "B".

226

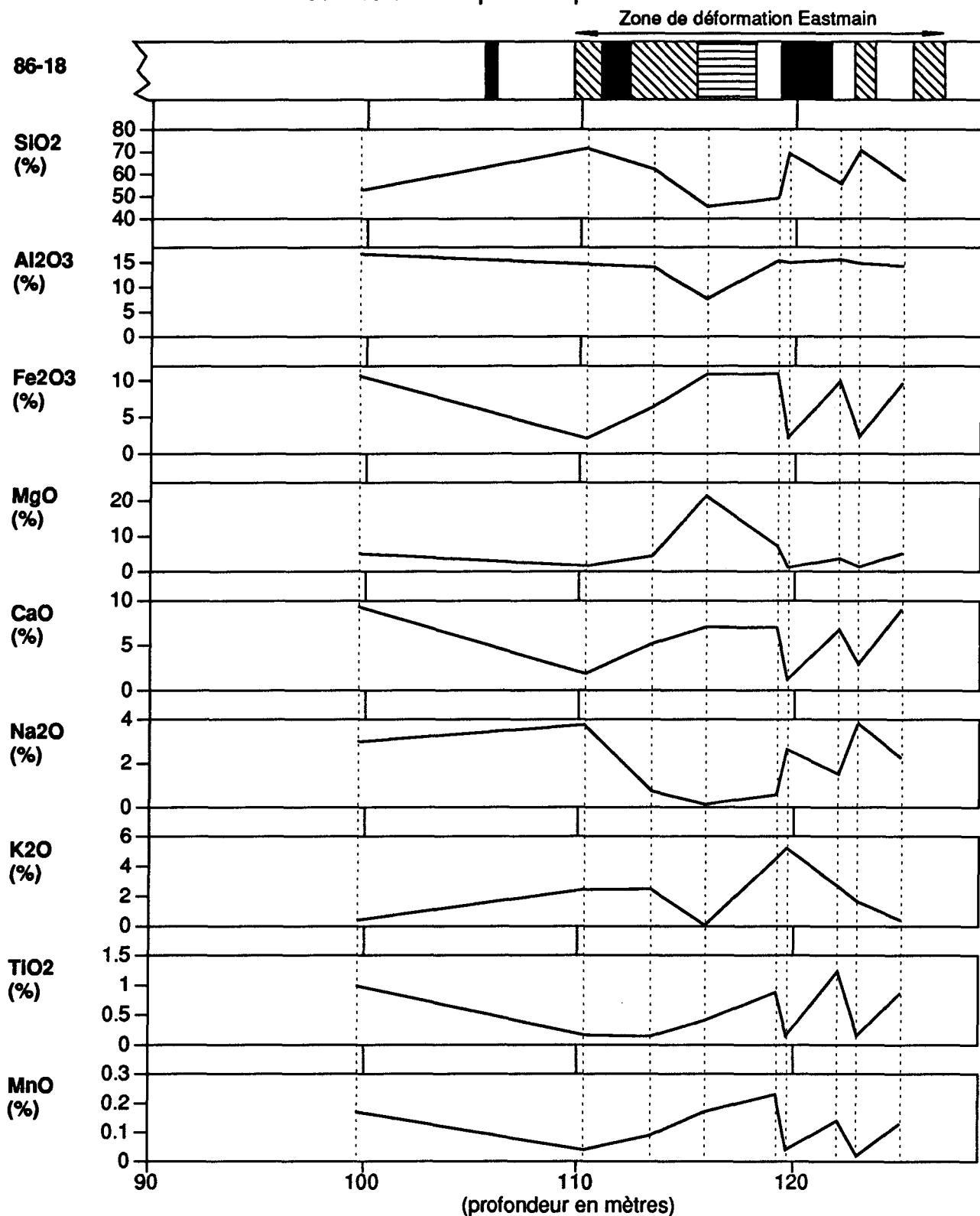


Profil lithogéochimique du sondage 85-06
localisé dans la partie inférieure de la zone "B".

227

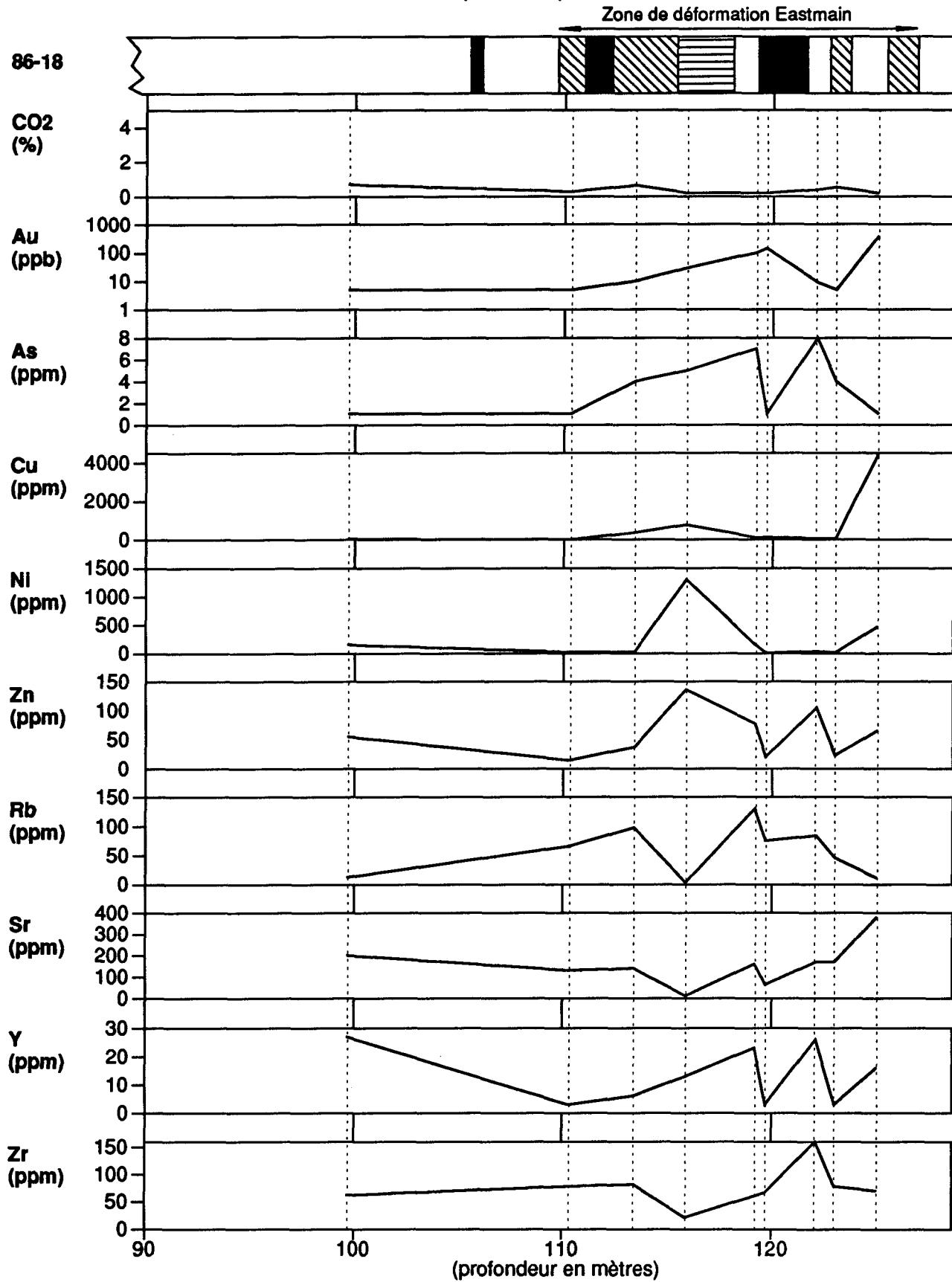


Profil lithogéochimique du sondage 86-18
localisé dans la partie supérieure de la zone "A".

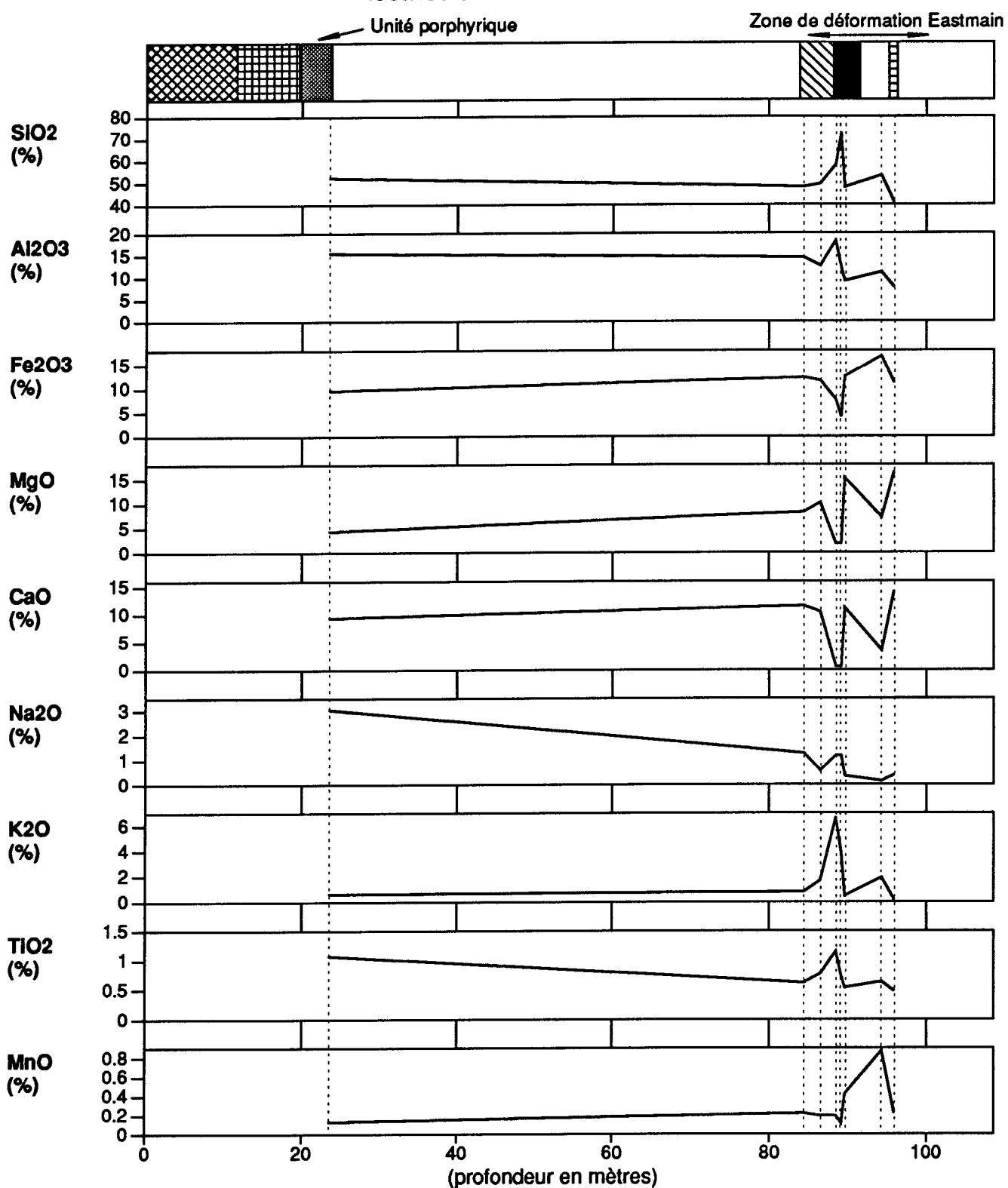


Profil lithogéochimique du sondage 86-18
localisé dans la partie supérieure de la zone "A".

229

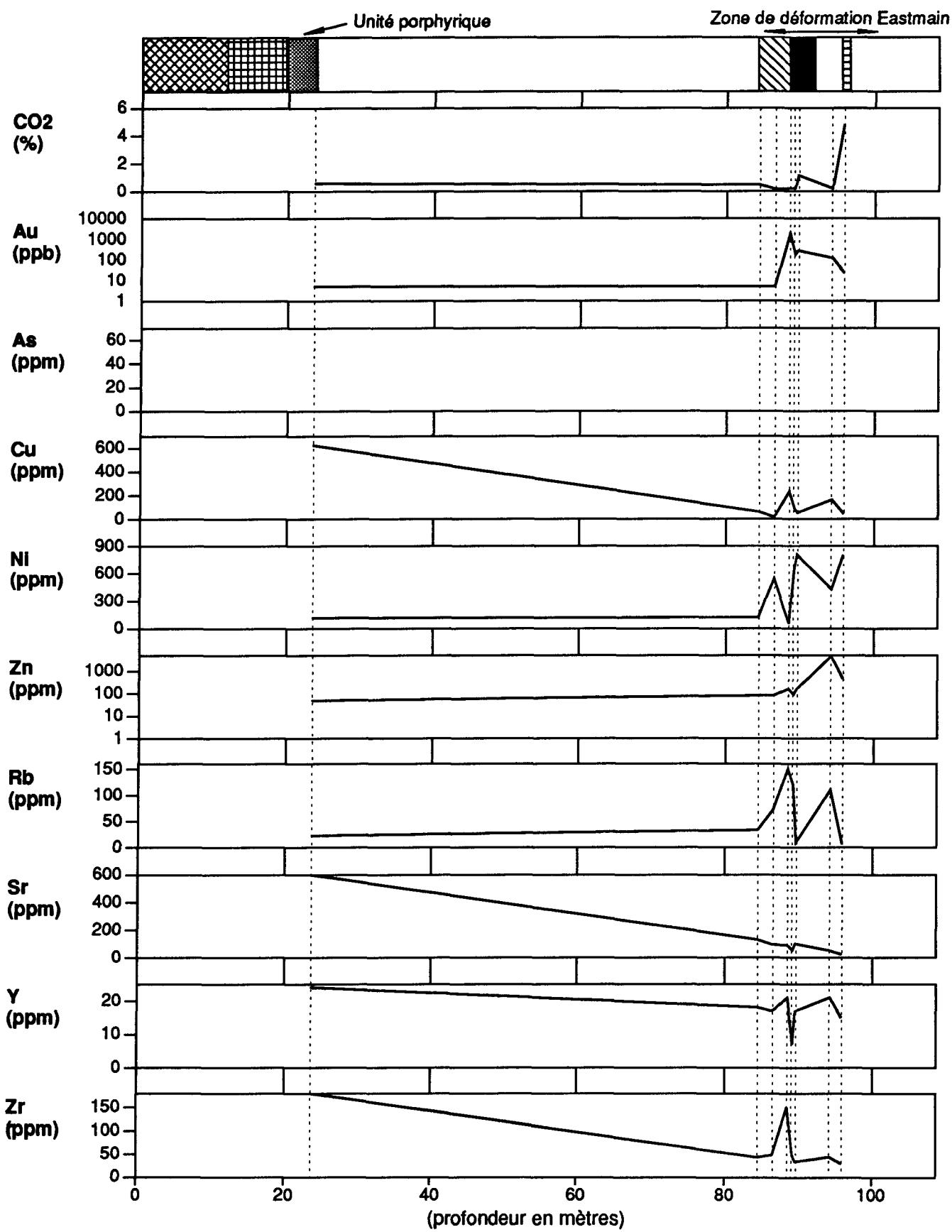


Profil lithogéochimique du sondage 87-09
localisé dans le cœur de la zone "B".

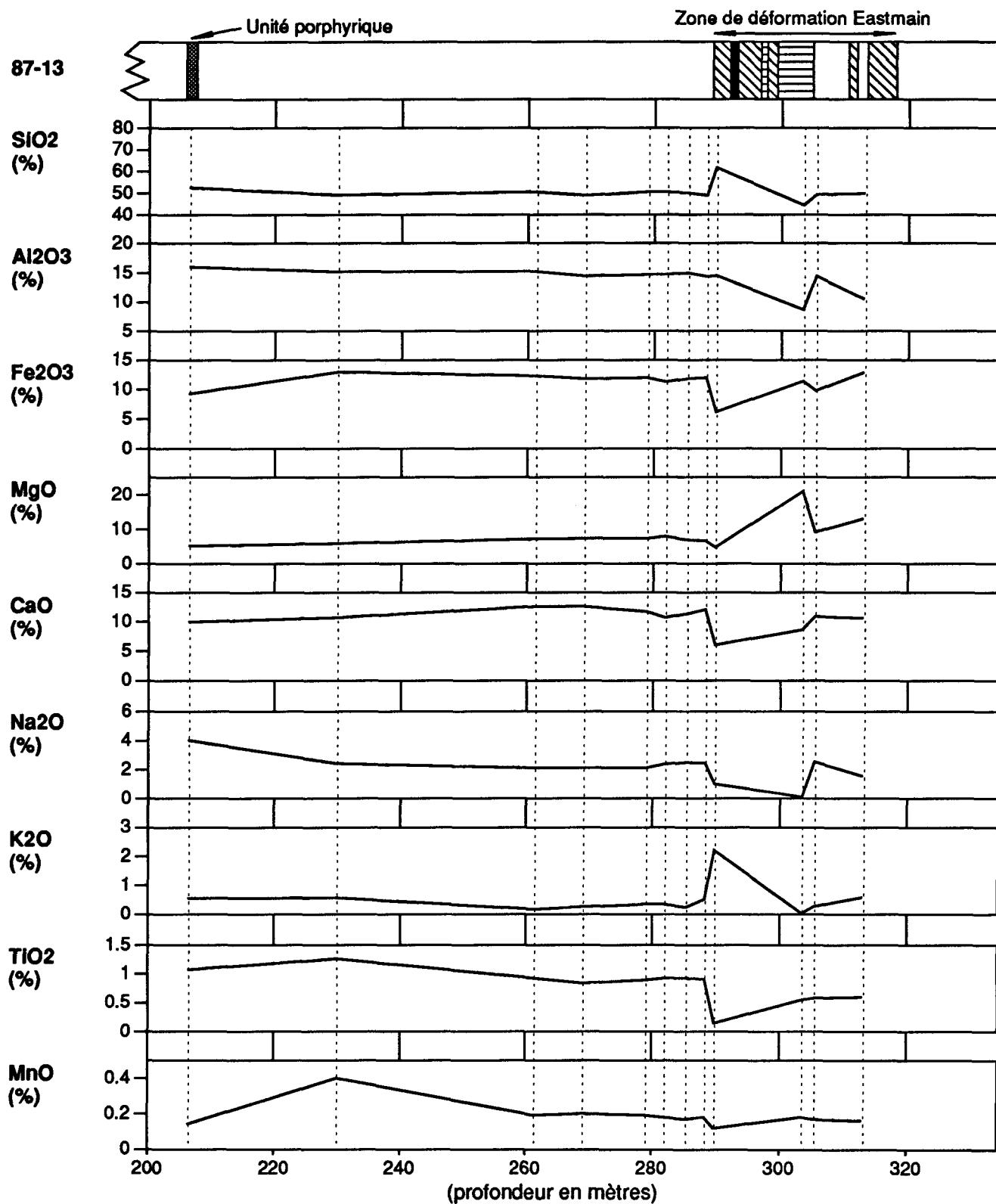


Profil lithogéochimique du sondage 87-09
localisé dans le cœur de la zone "B".

231

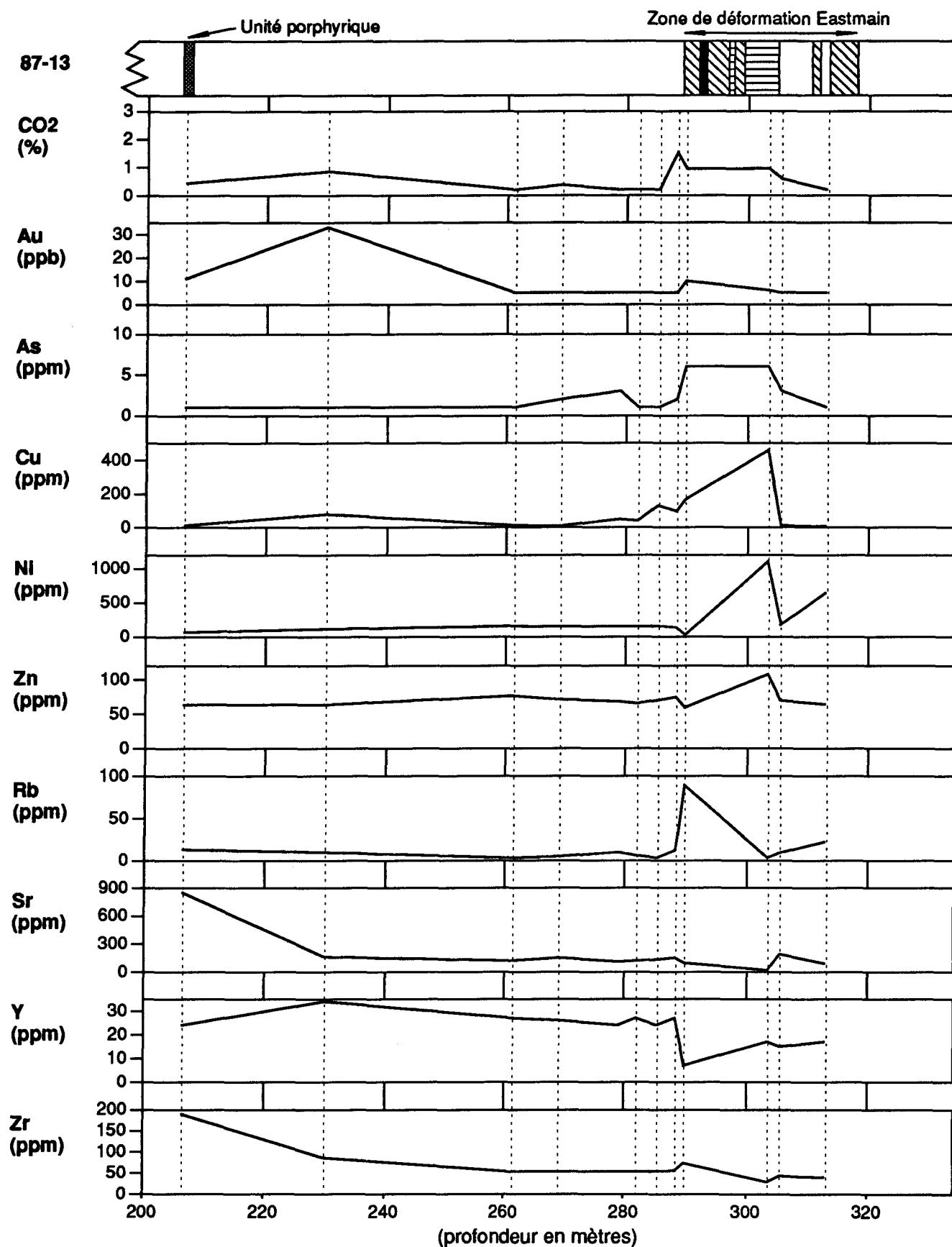


Profil lithogéochimique du sondage 87-13
localisé dans la partie sud-ouest de la zone "B".



Profil lithogéochimique du sondage 87-13
localisé dans la partie sud-ouest de la zone "B".

233



ANNEXE 3
ANALYSES DES PHASES MINÉRALES
À LA MICROSONDE ÉLECTRONIQUE

PROCÉDURES ANALYTIQUES

La composition chimique de la biotite, de la hornblende, de l'actinolite, du grenat, de l'ilménite, de la chlorite, du plagioclase, du pyroxène et du carbonate a été déterminée à l'aide de la microsonde électronique CAMECA (modèle MB1) du laboratoire de microsonde de l'Université Mc Gill. Les analyses ont été effectuées par spectrométrie de dispersion d'énergie (energy dispersive spectrometry). Un faisceau d'électrons d'un diamètre d'environ $10\mu\text{m}$, généré sous une tension de 15 kv, a été dirigé sur le minéral à analyser durant 25 s. L'intensité du courant d'échantillon a été calibré à 8 nA.

La concentration des éléments majeurs a été déterminée par comparaison avec les standards suivants (précision de $\pm 1\%$):

Pour la biotite (n=93), les amphiboles (n=52), le pyroxène (n=10), la muscovite (n=1), la chlorite (n=3) et la plagioclase (n=5): Andradite pour le Fe; MnTi pour le Mn et le Ti; Albite pour le Na; Orthose pour le Si, le K et le Al; Diopside pour le Mg et le Ca; Vana pour le Cl; et ISP pour le F.

Pour le grenat (n=94): Andradite pour le Fe et le Ca; Spessartite, pour le Mn, Si et Al; Ti, pour le Ti; et Olivine pour le Mg.

Pour l'ilménite (n=24): Fe pour le Fe, MnTi, pour le Mn et le Ti; Kyanite pour le Si, Spinel pour le Al; et Diopside pour le Mg et le Ca.

Pour le carbonate (n=8): Carbonate#1 pour le Ca; Carbonate#2 pour le Mg; Carbonate#3 pour le Fe; et MnTi pour le Mn.

Les compositions des minéraux ont été compilés à l'aide du logiciel ONQUANT de CAMECA. Les formules chimiques des minéraux ont été recalculées suivant la méthode de Deer *et al.* (1966) tel que spécifié dans les tableaux suivants.

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DU GRENADE

# sondage	82-09-114.6									
	Grenat coeur	Grenat coeur	Grenat bordure	Grenat coeur	Grenat bordure	Grenat bordure	Grenat bordure	Grenat coeur	Grenat coeur	Grenat coeur
No: d(µm)	#2-1	#2-2	#2-3	#3-1	#3-2	#3-3	#4-3	#4-4	#5-1	
FeO	25.02	25.01	24.88	25.17	25.14	24.28	21.07	21.06	25.04	
Fe ₂ O ₃	0.21	0.05	0.15	0.23	0.29	0.06	1.10	0.86	0.32	
MnO	8.23	8.43	9.18	8.56	8.48	9.80	11.66	10.87	8.59	
Al ₂ O ₃	21.23	21.00	21.22	21.23	21.06	21.15	20.22	20.23	20.86	
MgO	3.94	3.71	3.36	3.84	3.49	3.13	2.49	2.76	3.30	
CaO	3.75	3.91	3.83	3.54	3.68	3.73	5.16	5.42	4.12	
TiO ₂	0.01	0.06	0.04	0.02	0.05	0.03	0.14	0.22	0.12	
SiO ₂	37.75	37.74	37.79	37.81	37.88	37.72	37.55	37.20	37.20	
Total	100.14	99.91	100.45	100.40	100.07	99.90	99.39	98.62	99.55	

Formule chimique calculée sur la base de 24 O.

Fe+2	3.32	3.33	3.31	3.34	3.35	3.24	2.84	2.85	3.36
Fe+3	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.13	0.10	0.04
Mn	1.11	1.14	1.24	1.15	1.14	1.33	1.59	1.49	1.17
Al	3.98	3.95	3.98	3.97	3.95	3.98	3.84	3.86	3.95
Mg	0.93	0.88	0.80	0.91	0.83	0.75	0.60	0.67	0.79
Ca	0.64	0.67	0.65	0.60	0.63	0.64	0.89	0.94	0.71
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.01
Si	6.00	6.02	6.01	6.00	6.03	6.03	6.05	6.02	5.98
Total	16.00	16.00	15.99	16.00	15.97	15.97	15.95	15.97	16.01
Alm.	0.55	0.55	0.55	0.56	0.56	0.54	0.48	0.48	0.56
Pyr.	0.16	0.15	0.13	0.15	0.14	0.13	0.10	0.11	0.13
Spes.	0.18	0.19	0.21	0.19	0.19	0.22	0.27	0.25	0.19
Gros.	0.11	0.11	0.11	0.10	0.11	0.11	0.15	0.16	0.12
Mg/(Mg+Fe)	0.219	0.209	0.194	0.214	0.198	0.187	0.174	0.189	0.190
Xmg/Xfe	0.281	0.264	0.241	0.272	0.247	0.230	0.211	0.234	0.235
Xfe/Xmg	3.56	3.78	4.16	3.68	4.04	4.35	4.75	4.28	4.26

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DU GRENA

# sondage	82-09-114.6				82-09-116.7b				Grenat	Grenat
	Grenat bordure	Grenat coeur	Grenat coeur	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat		
No: d(µm)	#5-2	#6-2	#6-3	#7-1	#7-2	#1-3b	#1-4b	#2-1	#2-2	
FeO	26.33	25.78	26.50	26.68	27.09	20.00	20.19	20.83	19.92	
Fe ₂ O ₃	0.76	0.69	0.33	0.30	0.42	0.33	0.41	0.11	0.51	
MnO	8.03	7.19	6.57	7.52	7.29	15.88	15.24	15.17	15.46	
Al ₂ O ₃	20.90	20.87	21.03	21.07	21.17	20.77	20.73	20.92	20.44	
MgO	3.40	4.03	4.39	4.08	4.36	3.12	3.15	2.99	2.88	
CaO	3.79	3.79	2.98	2.56	2.77	2.24	2.15	1.67	2.04	
TiO ₂	0.00	0.08	0.03	0.02	0.12	0.04	0.05	0.01	0.02	
SiO ₂	37.66	37.81	37.71	37.71	37.77	37.07	37.54	37.73	37.27	
Total	100.87	100.24	99.54	99.94	100.99	99.45	99.46	99.43	98.54	

Formule chimique calculée sur la base de 24 O.

Fe+2	3.50	3.42	3.53	3.56	3.58	2.70	2.72	2.80	2.71
Fe+3	0.09	0.08	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.01	0.06
Mn	1.08	0.97	0.89	1.02	0.98	2.17	2.08	2.07	2.13
Al	3.91	3.91	3.95	3.96	3.94	3.96	3.93	3.97	3.92
Mg	0.80	0.95	1.04	0.97	1.03	0.75	0.76	0.72	0.70
Ca	0.65	0.64	0.51	0.44	0.47	0.39	0.37	0.29	0.36
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Si	5.98	6.00	6.01	6.01	5.97	5.99	6.04	6.07	6.06
Total	16.02	15.99	15.99	15.99	16.02	16.01	15.96	15.93	15.94
Alm.	0.58	0.57	0.59	0.59	0.59	0.45	0.46	0.48	0.46
Pyr.	0.13	0.16	0.17	0.16	0.17	0.12	0.13	0.12	0.12
Spes.	0.18	0.16	0.15	0.17	0.16	0.36	0.35	0.35	0.36
Gros.	0.11	0.11	0.09	0.07	0.08	0.06	0.06	0.05	0.06
Mg/(Mg+Fe)	0.187	0.218	0.228	0.214	0.223	0.218	0.218	0.204	0.205
Xmg/Xfe	0.230	0.279	0.295	0.273	0.287	0.278	0.278	0.256	0.258
Xfe/Xmg	4.35	3.59	3.39	3.67	3.49	3.60	3.60	3.91	3.88

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DU GRENAIT

# sondage	82-09-116.7b					82-09-118.2				
	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat
No: d(µm)	#3-1	#3-2	#3-3	#1-2	#1-3	#2-1 0	#2-2 278	#2-3 695	#2-4 834	#2-5 1335
FeO	21.64	21.90	20.91	22.57	21.01	19.82	21.84	23.05	23.85	23.47
Fe ₂ O ₃	0.43	0.13	0.00	0.39	0.05	0.31	0.18	0.32	0.53	0.41
MnO	14.34	14.39	14.71	14.80	15.13	14.74	13.87	13.09	12.97	13.21
Al ₂ O ₃	20.65	20.93	21.15	20.73	20.91	20.59	20.79	20.78	20.74	20.83
MgO	2.39	2.44	2.71	1.81	1.38	1.05	1.54	1.86	1.96	2.00
CaO	2.93	2.84	2.55	2.86	4.05	5.79	4.20	3.66	3.20	2.45
TiO ₂	0.10	0.07	0.10	0.00	0.01	0.07	0.00	0.02	0.03	0.01
SiO ₂	37.26	37.25	37.49	36.98	37.29	36.85	37.09	37.18	37.32	37.11
Total	99.74	99.95	99.62	100.14	99.83	99.22	99.51	99.96	100.60	99.49

Formule chimique calculée sur la base de 24 O.

Fe+2	2.92	2.95	2.81	3.06	2.84	2.70	2.96	3.11	3.21	3.18
Fe+3	0.05	0.02	0.00	0.05	0.01	0.04	0.02	0.04	0.06	0.05
Mn	1.96	1.96	2.00	2.03	2.07	2.03	1.91	1.79	1.77	1.82
Al	3.93	3.98	4.01	3.96	3.99	3.95	3.98	3.96	3.93	3.98
Mg	0.58	0.59	0.65	0.44	0.33	0.25	0.37	0.45	0.47	0.48
Ca	0.51	0.49	0.44	0.50	0.70	1.01	0.73	0.63	0.55	0.43
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	6.02	6.00	6.03	5.99	6.03	6.00	6.02	6.01	6.00	6.02
Total	15.98	15.99	15.95	16.01	15.97	16.00	15.98	15.99	16.00	15.96
Alm.	0.49	0.49	0.48	0.51	0.48	0.45	0.50	0.52	0.54	0.54
Pyr.	0.10	0.10	0.11	0.07	0.06	0.04	0.06	0.07	0.08	0.08
Spes.	0.33	0.33	0.34	0.34	0.35	0.34	0.32	0.30	0.29	0.31
Gros.	0.08	0.08	0.07	0.08	0.12	0.17	0.12	0.11	0.09	0.07
Mg/(Mg+Fe)	0.164	0.166	0.188	0.125	0.105	0.086	0.112	0.126	0.128	0.132
Xmg/Xfe	0.197	0.199	0.231	0.143	0.117	0.094	0.126	0.144	0.146	0.152
Xfe/Xmg	5.08	5.04	4.33	7.00	8.54	10.59	7.96	6.95	6.83	6.59

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DU GRENAT

# sondage	82-09-118.2				84-27-211.4							
	Grenat bordure		Grenat coeur		Grenat bordure		Grenat coeur		Grenat		Grenat	
	#2-6 1669	#2-7 1891	#3-1	#3-2	#2-8 0	#2-1 2881	#2-2 4272	#2-3 5384	#2-4 6497	#2-5 7749		
FeO	22.68	21.40	22.16	21.49	20.46	20.15	20.46	20.90	20.91	20.18		
Fe ₂ O ₃	0.25	0.63	0.62	0.48	0.29	0.22	0.48	0.39	0.00	0.21		
MnO	13.45	15.18	12.82	14.41	18.20	17.47	18.00	16.96	17.03	17.32		
Al ₂ O ₃	20.97	20.41	20.53	20.60	20.81	20.70	20.74	20.81	21.05	20.82		
MgO	1.74	1.45	1.79	1.35	1.83	2.21	2.10	2.34	2.24	2.23		
CaO	3.88	3.44	4.17	4.10	1.73	1.81	1.74	1.80	1.95	2.10		
TiO ₂	0.02	0.01	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06		
SiO ₂	37.62	37.03	37.46	37.48	37.17	36.77	37.08	37.21	36.88	37.13		
Total	100.61	99.55	99.55	99.97	100.51	99.33	100.60	100.41	100.10	100.05		

Formule chimique calculée sur la base de 24 O.

Fe+2	3.04	2.91	3.00	2.90	2.76	2.75	2.76	2.82	2.83	2.73		
Fe+3	0.03	0.08	0.08	0.06	0.04	0.03	0.06	0.05	0.00	0.03		
Mn	1.83	2.09	1.76	1.97	2.49	2.41	2.46	2.32	2.33	2.37		
Al	3.96	3.92	3.91	3.92	3.96	3.98	3.95	3.95	4.01	3.97		
Mg	0.42	0.35	0.43	0.32	0.44	0.54	0.51	0.56	0.54	0.54		
Ca	0.67	0.60	0.72	0.71	0.30	0.32	0.30	0.31	0.34	0.36		
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01		
Si	6.03	6.03	6.06	6.05	6.00	5.99	5.98	6.00	5.97	6.00		
Total	15.97	15.98	15.95	15.95	16.00	16.01	16.01	16.00	16.02	16.00		
Alm.	0.51	0.49	0.51	0.49	0.46	0.46	0.46	0.47	0.47	0.45		
Pyr.	0.07	0.06	0.07	0.05	0.07	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09		
Spes.	0.31	0.35	0.30	0.33	0.42	0.40	0.41	0.39	0.39	0.40		
Gros.	0.11	0.10	0.12	0.12	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06		
Mg/(Mg+Fe)	0.120	0.108	0.126	0.101		0.163	0.155	0.166	0.160	0.165		
Xmg/Xfe	0.137	0.121	0.144	0.112		0.195	0.183	0.200	0.191	0.197		
Xfe/Xmg	7.31	8.28	6.95	8.93		5.12	5.47	5.01	5.24	5.08		

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DU GRENAT

# sondage	84-27-211.4										
	Grenat bordure		Grenat cœur		Grenat cœur		Grenat cœur		Grenat bordure		Grenat cœur
No: d(µm)	#2-6 8444	#2-7 9000	#7-1 0	#7-2 0	#7-3 2281	#7-4 4562	#7-5 6119	#7-6 7454	#7-7 8595	#5-1 0	
FeO	20.25	20.32	19.25	19.32	19.85	19.93	20.55	20.59	20.16	19.83	
Fe ₂ O ₃	0.17	0.02	0.92	0.73	1.07	0.61	0.42	0.18	0.17	0.36	
MnO	17.24	18.00	17.24	17.91	17.56	17.44	17.23	17.63	17.70	17.26	
Al ₂ O ₃	20.89	20.95	20.02	20.17	20.18	20.63	20.61	20.82	20.87	20.77	
MgO	2.19	1.56	1.86	1.74	1.91	1.93	2.06	2.05	1.77	2.13	
CaO	2.28	2.46	2.96	2.67	2.60	2.82	1.76	1.76	2.25	2.39	
TiO ₂	0.01	0.03	0.29	0.43	0.18	0.03	0.03	0.00	0.00	0.03	
SiO ₂	37.03	37.02	36.86	37.15	37.07	37.06	37.16	36.92	37.27	37.39	
Total	100.06	100.36	99.40	100.12	100.42	100.45	99.82	99.95	100.19	100.16	

Formule chimique calculée sur la base de 24 O.

Fe+2	2.74	2.75	2.62	2.62	2.68	2.69	2.79	2.79	2.72	2.67
Fe+3	0.02	0.00	0.11	0.09	0.13	0.07	0.05	0.02	0.02	0.04
Mn	2.36	2.47	2.38	2.46	2.41	2.38	2.37	2.42	2.42	2.36
Al	3.98	4.00	3.85	3.85	3.85	3.93	3.94	3.98	3.98	3.95
Mg	0.53	0.38	0.45	0.42	0.46	0.46	0.50	0.50	0.43	0.51
Ca	0.39	0.43	0.52	0.46	0.45	0.49	0.31	0.31	0.39	0.41
Tl	0.00	0.00	0.04	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	5.99	5.99	6.01	6.02	5.99	5.98	6.03	5.99	6.02	6.03
Total	16.01	16.01	15.98	15.96	15.99	16.01	15.98	16.01	15.98	15.97
Alm.	0.45	0.46	0.44	0.44	0.45	0.45	0.47	0.46	0.46	0.45
Pyr.	0.09	0.06	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.09
Spes.	0.39	0.41	0.40	0.41	0.40	0.40	0.40	0.40	0.41	0.40
Gros.	0.07	0.07	0.09	0.08	0.08	0.08	0.05	0.05	0.07	0.07
Mg/(Mg+Fe)	0.162	0.120	0.147	0.138	0.146	0.147	0.152	0.151	0.135	0.161
Xmg/Xfe	0.193	0.137	0.172	0.160	0.171	0.173	0.179	0.177	0.156	0.191
Xfe/Xmg	5.19	7.31	5.81	6.23	5.83	5.79	5.60	5.64	6.39	5.22

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DU GRENAT

# sondage	84-27-211.4					85-03-324.0				
	Grenat bordure	Grenat bordure	Grenat coeur	Grenat bordure	Grenat bordure	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat -----bordure-----
No: d(µm)	#5-2 1113	#5-3 3199	#6-1 0	#6-2 1391	#6-3 3282	#3-1	#3-2	#3-3	#3-3	#3-4
FeO	20.06	19.27	20.08	20.06	19.36	19.97	20.28	19.81	15.81	16.34
Fe ₂ O ₃	0.06	0.31	0.47	0.42	0.01	0.29	0.00	0.47	1.82	1.86
MnO	17.42	18.20	17.59	17.40	17.54	17.67	17.55	18.32	14.79	14.74
Al ₂ O ₃	20.98	20.75	20.77	20.79	21.01	20.85	21.12	20.75	19.48	19.75
MgO	2.18	1.39	2.15	2.34	1.12	2.16	2.09	1.36	1.52	1.50
CaO	2.40	3.03	2.07	2.07	4.30	2.07	2.27	2.77	7.31	7.69
TiO ₂	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	0.00	0.01	0.05	0.02	0.04
SiO ₂	37.01	37.26	37.44	37.30	37.06	37.29	37.02	37.45	37.18	37.51
Total	100.14	100.22	100.60	100.41	100.43	100.30	100.34	100.98	97.93	99.43

Formule chimique calculée sur la base de 24 O.

Fe+2	2.71	2.61	2.70	2.70	2.61	2.69	2.74	2.66	2.16	2.21
Fe+3	0.01	0.04	0.06	0.05	0.00	0.04	0.00	0.06	0.22	0.23
Mn	2.38	2.49	2.40	2.37	2.40	2.41	2.40	2.49	2.05	2.01
Al	4.00	3.96	3.94	3.95	4.00	3.96	4.02	3.93	3.76	3.76
Mg	0.52	0.33	0.52	0.56	0.27	0.52	0.50	0.33	0.37	0.36
Ca	0.42	0.52	0.36	0.36	0.74	0.36	0.39	0.48	1.28	1.33
Tl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Si	5.98	6.02	6.02	6.00	5.98	6.01	5.97	6.02	6.08	6.05
Total	16.02	15.98	15.98	15.99	16.01	15.99	16.02	15.98	15.93	15.95
Alm.	0.45	0.44	0.45	0.45	0.43	0.45	0.45	0.45	0.37	0.37
Pyr.	0.09	0.06	0.09	0.09	0.04	0.09	0.08	0.05	0.06	0.06
Spes.	0.40	0.42	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.42	0.35	0.34
Gros.	0.07	0.09	0.06	0.06	0.12	0.06	0.07	0.08	0.22	0.22
Mg/(Mg+Fe)	0.162	0.114	0.160	0.172	0.093	0.162	0.155	0.109	0.146	0.141
Xmg/Xfe	0.194	0.129	0.191	0.208	0.103	0.193	0.184	0.122	0.171	0.164
Xfe/Xmg	5.16	7.78	5.24	4.81	9.70	5.19	5.45	8.17	5.84	6.11

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DU GRENADE

# sondage	85-03-324.0				85-03-324.0				87-09-089.2			
	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat
No: d(µm)	#3-5	#3-6	#4-1	0	#4-5	#4-2		#4-3	#4-4		#3-1	#3-2
FeO	16.25	19.19	15.78	15.20	15.06	15.40	16.59	16.55	15.92			
Fe ₂ O ₃	1.58	0.79	1.81	2.02	2.22	2.15	0.78	0.89	0.97			
MnO	15.08	15.83	15.73	15.35	15.79	15.27	18.50	18.87	20.21			
Al ₂ O ₃	19.89	20.37	19.86	19.55	19.53	19.60	20.54	20.08	20.16			
MgO	1.63	1.94	1.82	1.84	1.86	1.90	1.82	1.98	1.88			
CaO	7.32	3.94	7.26	7.46	7.66	7.84	4.86	3.02	3.05			
TiO ₂	0.04	0.00	0.03	0.02	0.01	0.09	0.00	0.02	0.00			
SiO ₂	37.34	37.22	37.37	37.28	37.14	37.30	36.92	37.02	36.94			
Total	99.13	99.28	99.66	98.72	99.27	99.55	100.01	98.43	99.13			

Formule chimique calculée sur la base de 24 O.

Fe+2	2.20	2.60	2.13	2.06	2.04	2.08	2.24	2.27	2.17
Fe+3	0.19	0.10	0.22	0.25	0.27	0.26	0.09	0.11	0.12
Mn	2.07	2.18	2.15	2.11	2.16	2.09	2.53	2.62	2.79
Al	3.79	3.90	3.77	3.74	3.73	3.73	3.91	3.88	3.88
Mg	0.39	0.47	0.44	0.45	0.45	0.46	0.44	0.48	0.46
Ca	1.27	0.68	1.25	1.30	1.33	1.35	0.84	0.53	0.53
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Si	6.04	6.04	6.02	6.05	6.01	6.01	5.97	6.06	6.03
Total	15.96	15.96	15.98	15.95	15.99	15.98	16.03	15.94	15.98
Alm.	0.37	0.44	0.36	0.35	0.34	0.35	0.37	0.38	0.36
Pyr.	0.07	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08
Spes.	0.35	0.37	0.36	0.36	0.36	0.35	0.42	0.44	0.47
Gros.	0.21	0.12	0.21	0.22	0.22	0.23	0.14	0.09	0.09
Mg/(Mg+Fe)	0.152	0.153	0.170	0.177	0.180	0.180	0.164	0.176	0.174
Xmg/Xfe	0.179	0.180	0.206	0.216	0.220	0.220	0.195	0.213	0.210
Xfe/Xmg	5.59	5.55	4.87	4.64	4.54	4.55	5.12	4.69	4.75

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DU GRENAT

# sondage	87-09-089.2		87-09-094.3							
	Grenat	Grenat coeur	Grenat	Grenat bordure	Grenat	Grenat bordure	Grenat	Grenat	Grenat	Grenat coeur
No: d(µm)	#3-3	#3-4	#1-1	#1-2	#1-3	#1-4	#1-5	#1-6	#1-7	
FeO	16.44	16.43	21.73	20.68	22.42	20.62	21.10	22.83	22.38	
Fe2O3	0.87	0.16	1.31	1.11	1.41	1.51	1.05	1.15	1.49	
MnO	19.09	19.36	10.57	11.66	10.58	11.94	12.61	12.92	12.04	
Al2O3	20.07	20.58	19.93	20.09	20.08	19.81	20.16	20.05	19.64	
MgO	1.89	1.89	1.24	1.35	1.37	1.28	1.46	1.46	1.35	
CaO	3.15	2.99	6.79	6.78	6.67	6.67	5.69	4.22	4.87	
TiO2	0.05	0.08	0.06	0.05	0.03	0.02	0.10	0.09	0.21	
SiO2	36.93	37.14	37.28	37.18	37.35	37.08	37.28	36.94	37.14	
Total	98.49	98.63	98.91	98.90	99.91	98.93	99.45	99.66	99.12	

Formule chimique calculée sur la base de 24 O.

Fe+2	2.25	2.24	2.95	2.81	3.03	2.81	2.86	3.11	3.05
Fe+3	0.11	0.02	0.16	0.14	0.17	0.19	0.13	0.14	0.18
Mn	2.65	2.67	1.46	1.61	1.45	1.65	1.73	1.78	1.66
Al	3.88	3.96	3.82	3.85	3.82	3.80	3.85	3.85	3.78
Mg	0.46	0.46	0.30	0.33	0.33	0.31	0.35	0.35	0.33
Ca	0.55	0.52	1.18	1.18	1.15	1.16	0.99	0.74	0.85
Tl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03
Si	6.05	6.06	6.06	6.04	6.03	6.04	6.04	6.01	6.06
Total	15.95	15.94	15.94	15.96	15.97	15.96	15.96	15.99	15.94
Alm.	0.38	0.38	0.50	0.47	0.51	0.47	0.48	0.52	0.52
Pyr.	0.08	0.08	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06
Spes.	0.45	0.45	0.25	0.27	0.24	0.28	0.29	0.30	0.28
Gros.	0.09	0.09	0.20	0.20	0.19	0.20	0.17	0.12	0.14
Mg/(Mg+Fe)	0.170	0.170	0.092	0.104	0.098	0.100	0.110	0.102	0.097
Xmg/Xfe	0.205	0.205	0.102	0.116	0.109	0.111	0.123	0.114	0.107
Xfe/Xmg	4.88	4.88	9.83	8.60	9.18	9.04	8.11	8.77	9.30

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DU GRENAT

# sondage	87-09-094.3											
	Grenat bordure			Grenat bordure			Grenat cœur			Grenat bordure		
No: d(µm)	#1-8 20305	#1-9 23642	#1-10 0	#1-14 2364	#1-7 5980	#1-11 9040	#1-12 11543	#1-13 15576	#2-1	#2-2		
FeO	21.60	22.48	22.83	20.78	22.38	21.50	21.47	22.81	20.84	19.07		
Fe ₂ O ₃	1.27	1.27	1.17	1.52	1.49	1.59	1.26	0.84	1.01	1.24		
MnO	12.93	12.48	11.93	13.87	12.04	13.33	13.30	12.37	11.08	13.69		
Al ₂ O ₃	19.73	19.67	19.78	19.71	19.64	19.60	19.81	20.15	20.33	20.03		
MgO	1.43	1.46	1.45	1.36	1.35	1.47	1.39	1.53	1.45	1.43		
CaO	5.10	4.18	4.82	5.16	4.87	4.59	4.68	4.26	7.33	6.32		
TiO ₂	0.32	0.22	0.38	0.32	0.21	0.21	0.27	0.07	0.03	0.09		
SiO ₂	36.75	36.92	36.89	37.15	37.14	36.97	37.21	36.89	37.40	37.35		
Total	99.13	98.68	99.25	99.87	99.12	99.26	99.39	98.92	99.47	99.22		
<i>Formule chimique calculée sur la base de 24 O.</i>												
Fe+2	2.95	3.08	3.11	2.82	3.05	2.93	2.92	3.12	2.81	2.58		
Fe+3	0.16	0.16	0.14	0.19	0.18	0.20	0.15	0.10	0.12	0.15		
Mn	1.79	1.73	1.65	1.90	1.66	1.84	1.83	1.71	1.51	1.88		
Al	3.80	3.80	3.80	3.77	3.78	3.77	3.80	3.88	3.87	3.83		
Mg	0.35	0.36	0.35	0.33	0.33	0.36	0.34	0.37	0.35	0.35		
Ca	0.89	0.73	0.84	0.90	0.85	0.80	0.82	0.75	1.27	1.10		
Ti	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.00	0.01		
Si	6.00	6.05	6.02	6.02	6.06	6.03	6.05	6.03	6.03	6.05		
Total	15.98	15.94	15.96	15.96	15.94	15.96	15.94	15.97	15.97	15.95		
Alm.	0.49	0.52	0.52	0.47	0.52	0.49	0.49	0.52	0.47	0.44		
Pyr.	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06		
Spes.	0.30	0.29	0.28	0.32	0.28	0.31	0.31	0.29	0.25	0.32		
Gros.	0.15	0.12	0.14	0.15	0.14	0.14	0.14	0.13	0.21	0.19		
Mg/(Mg+Fe)	0.106	0.104	0.102	0.104	0.097	0.109	0.103	0.107	0.110	0.118		
Xmg/Xfe	0.118	0.116	0.113	0.117	0.107	0.122	0.115	0.120	0.124	0.134		
Xfe/Xmg	8.48	8.64	8.84	8.57	9.30	8.21	8.67	8.37	8.07	7.48		

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DU GRENADE

# sondage	87-09-094.3								
	Grenat bordure	Grenat coeur	Grenat bordure	Grenat	Grenat coeur	Grenat coeur	Grenat	Grenat coeur	Grenat bordure
No: d(µm)	#2-3	#2-4	#8-1	#8-2	#8-3	#8-4	#8-5	#8-6	
FeO	19.18	21.24	20.64	19.90	19.31	19.26	17.13	17.42	
Fe ₂ O ₃	1.45	1.55	0.68	0.78	0.36	1.02	1.06	1.04	
MnO	14.54	12.72	13.76	13.28	13.39	12.82	12.47	12.41	
Al ₂ O ₃	19.56	19.77	20.53	20.41	20.76	20.31	20.34	20.41	
MgO	1.28	1.49	1.68	1.59	1.59	1.62	1.47	1.39	
CaO	5.92	5.63	5.30	5.89	6.57	6.87	9.40	9.29	
TiO ₂	0.55	0.41	0.04	0.04	0.08	0.03	0.07	0.03	
SiO ₂	37.08	37.55	37.13	37.45	37.46	37.44	37.29	37.47	
Total	99.56	100.36	99.76	99.34	99.52	99.37	99.23	99.46	

Formule chimique calculée sur la base de 24 O.

Fe+2	2.60	2.86	2.79	2.69	2.60	2.60	2.31	2.34
Fe+3	0.18	0.19	0.08	0.09	0.04	0.12	0.13	0.13
Mn	2.00	1.73	1.88	1.82	1.83	1.75	1.70	1.69
Al	3.74	3.75	3.91	3.89	3.94	3.86	3.86	3.87
Mg	0.31	0.36	0.40	0.38	0.38	0.39	0.35	0.33
Ca	1.03	0.97	0.92	1.02	1.13	1.19	1.62	1.60
Ti	0.07	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Si	6.02	6.04	6.00	6.05	6.03	6.04	6.01	6.02
Total	15.95	15.94	16.00	15.95	15.97	15.96	15.99	15.98
Alm.	0.44	0.48	0.47	0.46	0.44	0.44	0.39	0.39
Pyr.	0.05	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06
Spes.	0.34	0.29	0.31	0.31	0.31	0.30	0.28	0.28
Gros.	0.17	0.16	0.15	0.17	0.19	0.20	0.27	0.27
Mg/(Mg+Fe)	0.106	0.111	0.127	0.125	0.128	0.130	0.133	0.124
Xmg/Xfe	0.119	0.125	0.145	0.142	0.147	0.150	0.153	0.142
Xfe/Xmg	8.41	8.00	6.89	7.02	6.82	6.67	6.54	7.03

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DE LA BIOTITE.

# sondage	82-08-091.3					82-09-114.6				
	Biot. #2-1b	Biot. #2-2b	Biot. #2-3b	Biot. #2-4b	Biot. #2-5b	Biot. #3-3 MC	Biot. #3-6 MC	Biot. #3-7 M	Biot. #3a-1 M bord.	Biot. #3a-2 M coeur
FeO	24.23	24.13	23.10	25.02	23.59	22.90	21.92	20.75	21.31	17.80
MnO	0.44	0.46	0.57	0.56	0.48	0.64	0.50	0.50	0.58	0.41
Na2O	0.07	0.01	0.03		0.02	0.04	0.06	0.04	0.04	0.05
SiO2	34.35	34.93	35.18	32.85	35.50	34.14	36.04	35.50	35.05	36.03
F										
Al2O3	16.45	16.71	16.37	16.38	16.72	16.06	16.14	16.16	15.86	16.37
MgO	8.74	8.87	8.62	9.82	8.76	11.71	11.61	11.61	12.39	13.58
Cl										
K2O	8.83	9.46	9.56	7.10	9.74	8.05	9.32	9.35	8.93	9.91
CaO	0.04			0.03	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00
TiO2	1.63	1.64	1.73	1.60	1.53	1.33	1.44	1.41	1.40	1.40
OH	3.80	3.86	3.83	3.75	3.88	3.84	3.94	3.39	3.89	3.95
Total	98.58	100.07	98.99	97.11	100.25	98.73	100.97	98.73	99.46	99.50

%Fe+3

Formule chimique calculée sur la base de 24O.

Si	5.41	5.42	5.50	5.25	5.49	5.33	5.47	5.53	5.40	5.47
Al IV	2.59	2.58	2.50	2.75	2.51	2.67	2.53	2.47	2.60	2.53
Al VI	0.47	0.48	0.52	0.34	0.53	0.28	0.37	0.50	0.28	0.40
Fe+2	3.19	3.13	3.02	3.34	3.05	2.99	2.78	2.70	2.75	2.26
Mg	2.05	2.05	2.01	2.34	2.02	2.72	2.63	2.69	2.85	3.07
Mn	0.06	0.06	0.08	0.08	0.06	0.08	0.06	0.07	0.08	0.05
Tl	0.19	0.19	0.20	0.19	0.18	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16
K	1.77	1.87	1.91	1.45	1.92	1.60	1.81	1.86	1.76	1.92
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.76	2.00	2.00
	17.76	17.79	17.74	17.74	17.77	17.85	17.83	17.76	17.88	17.87
Mg/(Fe+Mg)	0.391	0.396	0.399	0.412	0.398	0.477	0.486	0.499	0.509	0.576
Xmg/Xfe	0.64	0.66	0.66	0.70	0.66	0.91	0.94	1.00	1.04	1.36

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DE LA BIOTITE.

# sondage	82-09-114.6					82-09-116.7b				
	No type	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.
		#3a-3 M bord.	#4-1 M cœur	#4-3 M	#4-2 M bord.	#4-4 C	#6-5 C	#7-1 C	#1-1 C	#1-2 C
FeO		21.82	18.96	18.59	21.23	20.98	23.40	24.00	31.07	29.79
MnO		0.53	0.42	0.45	0.58	0.59	0.53	0.59	0.65	0.72
Na ₂ O		0.05	0.07	0.09	0.06	0.08	0.05	0.04		
SiO ₂		33.61	35.96	35.38	34.70	34.67	34.12	33.58	31.03	31.97
F										
Al ₂ O ₃		16.18	16.61	16.65	16.37	15.92	15.65	16.19	16.18	16.25
MgO		13.28	12.65	12.17	11.39	11.25	11.10	10.77	7.75	8.06
Cl										
K ₂ O		6.99	10.01	10.01	8.89	8.85	7.73	7.09	5.21	5.83
CaO		0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.09	0.30
TiO ₂		1.33	1.56	1.49	1.44	1.53	1.41	1.09	1.02	1.53
OH		3.84	3.95	3.89	3.85	3.82	3.80	3.77	3.64	3.72
Total		97.70	100.19	98.73	98.51	97.69	97.82	97.14	96.64	98.17
%Fe+3									0.17	0.17
Formule chimique calculée sur la base de 24O.										
Si		5.25	5.45	5.44	5.40	5.44	5.38	5.33	5.11	5.15
Al iv		2.75	2.55	2.56	2.60	2.56	2.62	2.67	2.89	2.85
Al vi		0.23	0.42	0.46	0.40	0.38	0.29	0.36	0.24	0.24
Fe+2		2.85	2.40	2.39	2.76	2.75	3.08	3.19	4.28	4.01
Mg		3.09	2.86	2.79	2.64	2.63	2.61	2.55	1.90	1.94
Mn		0.07	0.05	0.06	0.08	0.08	0.07	0.08	0.09	0.10
Ti		0.16	0.18	0.17	0.17	0.18	0.17	0.13	0.13	0.19
K		1.39	1.94	1.97	1.76	1.77	1.55	1.44	1.09	1.20
Ca		0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05
Na		0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00
OH		2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
		17.81	17.87	17.87	17.82	17.81	17.79	17.75	17.75	17.72
Mg/(Fe+Mg)		0.520	0.543	0.538	0.489	0.489	0.458	0.444	0.308	0.325
Xmg/Xfe		1.08	1.19	1.17	0.96	0.96	0.85	0.80	0.44	0.48

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DE LA BIOTITE.

# sondage	82-09-116.7b									
	Biot. #1-3	Biot. #1-4	Biot. #1-1b	Biot. #1-2b	Biot. #2-1	Biot. #2-2	Biot. #2-3	Biot. #2-4	Biot. #2-5	Biot. #2-6
FeO	30.47	30.10	30.29	28.36	25.04	26.16	29.21	28.6	34.25	28.11
MnO	0.62	0.78	0.67	0.69	0.51	0.47	0.54	0.76	0.42	0.62
Na ₂ O		0.02		0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.37	0.01
SiO ₂	30.26	30.76	31.1	34.45	33.79	35.62	33.49	32.6	31.99	34.02
F										
Al ₂ O ₃	15.81	17.05	15.85	15.46	15.63	15.86	15.16	15.72	16.69	15.78
MgO	9.27	8.39	7.52	6.86	8.94	7.09	6.89	7.81	5.26	6.84
Cl										
K ₂ O	3.68	4.99	4.99	8.52	8.21	9.53	7.2	6.51	3.67	8.18
CaO	0.18	0.04	0.08			0.01	0.13	0.02	0.08	0.02
TiO ₂	0.82	1.06	1.19	1.54	1.74	1.69	1.95	1.43	0.26	1.51
OH	3.60	3.67	3.61	3.77	3.75	3.83	3.72	3.69	3.64	3.75
Total	94.71	96.86	95.30	99.68	97.65	100.29	98.32	97.17	96.63	98.84
%Fe+3	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17
<i>Formule chimique calculée sur la base de 24O.</i>										
Si	5.04	5.02	5.17	5.47	5.39	5.57	5.39	5.29	5.27	5.44
Al iv	2.96	2.98	2.83	2.53	2.61	2.43	2.61	2.71	2.73	2.56
Al vi	0.15	0.30	0.27	0.37	0.34	0.49	0.27	0.30	0.51	0.41
Fe+2	4.24	4.11	4.21	3.77	3.34	3.42	3.93	3.88	4.72	3.76
Mg	2.30	2.04	1.86	1.62	2.13	1.65	1.65	1.89	1.29	1.63
Mn	0.09	0.11	0.09	0.09	0.07	0.06	0.07	0.10	0.06	0.08
Tl	0.10	0.13	0.15	0.18	0.21	0.20	0.24	0.17	0.03	0.18
K	0.78	1.04	1.06	1.73	1.67	1.90	1.48	1.35	0.77	1.67
Ca	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
Na	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.12	0.00
OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
	17.70	17.73	17.66	17.77	17.77	17.73	17.68	17.71	17.52	17.73
Mg/(Fe+Mg)	0.352	0.332	0.307	0.301	0.389	0.326	0.296	0.327	0.215	0.302
Xmg/Xfe	0.54	0.50	0.44	0.43	0.64	0.48	0.42	0.49	0.27	0.43

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DE LA BIOTITE.

# sondage	82-09-118.2								
	Biot.		Biot.		Biot.		Biot.		Biot.
No type	#1-1 C	#1-2 M coeur	#2-1 C	#2-2 M	#3-1 C	#4-1 M coeur	#5-1 M coeur	#5-2 M bodure	
FeO	22.52	21.74	22.01	21.82	22.26	20.80	21.01	20.92	
MnO	0.45	0.46	0.44	0.46	0.34	0.37	0.38	0.46	
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.03	0.05	0.04	
SiO2	33.73	35.01	35.07	34.52	35.02	35.94	35.33	35.34	
F									
Al2O3	17.22	17.39	17.34	17.66	17.09	18.07	17.66	17.89	
MgO	10.71	9.96	9.66	9.82	9.70	10.21	9.67	9.75	
Cl									
K2O	8.04	9.57	9.64	9.09	9.63	9.76	9.81	9.75	
CaO	0.28	0.01	0.07	0.08	0.00	0.00	0.04	0.03	
TiO2	2.09	2.37	2.13	2.30	2.41	1.84	2.06	2.05	
OH	3.86	3.92	3.90	3.89	3.91	3.97	3.91	3.92	
Total	98.90	100.43	100.26	99.65	100.40	100.99	99.92	100.15	

%Fe+3

Formule chimique calculée sur la base de 24O.

Si	5.24	5.35	5.38	5.32	5.37	5.42	5.41	5.40
Al iv	2.76	2.65	2.62	2.68	2.63	2.58	2.59	2.60
Al vi	0.39	0.49	0.52	0.52	0.46	0.64	0.60	0.62
Fe+2	2.93	2.78	2.82	2.81	2.86	2.63	2.69	2.67
Mg	2.48	2.27	2.21	2.25	2.22	2.30	2.21	2.22
Mn	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.05	0.05	0.06
Tl	0.24	0.27	0.25	0.27	0.28	0.21	0.24	0.24
K	1.59	1.87	1.89	1.79	1.88	1.88	1.92	1.90
Ca	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
	17.74	17.74	17.75	17.71	17.75	17.70	17.72	17.71
Mg/(Fe+Mg)	0.459	0.449	0.439	0.445	0.437	0.467	0.451	0.454
Xmg/Xfe	0.85	0.82	0.78	0.80	0.78	0.87	0.82	0.83

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DE LA BIOTITE.

# sondage	82-24-081.1									
	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.
No type	#1-1	#1-2	#1-1b	#1-2b	#2-1	#2-2	#2-3	#2-4	#2-5	
FeO	10.23	10.17	9.89	9.89	9.90	9.31	9.68	9.72	9.72	
MnO	0.06	0.12	0.10	0.05	0.11	0.07	0.09	0.04	0.09	
Na ₂ O	0.12	0.09	0.14	0.12	0.06	0.04	0.04	0.06	0.04	
SiO ₂	39.56	38.14	39.41	39.87	38.84	40.06	40.43	39.87	39.48	
F	0.50	0.21	0.11	0.82	0.32	0.68	0.84	0.80	0.71	
Al ₂ O ₃	15.06	15.48	15.59	15.26	14.94	15.30	14.81	15.36	15.38	
MgO	18.05	18.76	18.85	18.44	19.63	19.21	18.85	19.24	19.32	
Cl	0.04	0.08	0.07	0.07	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	
K ₂ O	9.67	8.40	9.45	9.98	8.57	9.66	10.18	9.87	9.23	
CaO		0.05	0.01		0.03			0.02	0.04	
TiO ₂	1.37	1.39	1.32	1.45	1.65	1.58	1.61	1.32	1.42	
OH	4.07	4.03	4.11	4.12	4.08	4.15	4.15	4.14	4.12	
Total	98.73	96.92	99.05	100.07	98.16	100.08	100.69	100.47	99.56	

%Fe+3

Formule chimique calculée sur la base de 24O.

Si	5.82	5.68	5.74	5.80	5.71	5.79	5.84	5.77	5.74
Al iv	2.18	2.32	2.26	2.20	2.29	2.21	2.16	2.23	2.26
Al vi	0.43	0.39	0.42	0.42	0.29	0.40	0.36	0.39	0.38
Fe+2	1.26	1.27	1.21	1.20	1.22	1.13	1.17	1.18	1.18
Mg	3.96	4.16	4.09	4.00	4.30	4.14	4.06	4.15	4.19
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Tl	0.15	0.16	0.14	0.16	0.18	0.17	0.17	0.14	0.16
K	1.81	1.60	1.76	1.85	1.61	1.78	1.88	1.82	1.71
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
	17.65	17.62	17.67	17.67	17.63	17.63	17.67	17.70	17.65
Mg/(Fe+Mg)	0.759	0.767	0.773	0.769	0.779	0.786	0.776	0.779	0.780
Xmg/Xfe	3.14	3.29	3.40	3.32	3.53	3.68	3.47	3.53	3.54

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DE LA BIOTITE.

# sondage	82-24-081.1				84-27-211.4					
	No	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	
		#3-1	#3-2	#3-3	#3-6	#2-1	M	#2-2	C	
FeO		9.85	9.59	9.94	9.95	25.82	26.62	26.07	26.03	27.07
MnO		0.05	0.08	0.11	0.11	0.72	0.69	0.76	0.64	0.54
Na ₂ O		0.07	0.03	0.04	0.03	0.05	0.02	0.02	0.02	0.04
SiO ₂		40.74	40.66	40.12	39.79	34.86	34.28	34.12	33.93	33.86
F		0.71	0.71	0.64	0.78					
Al ₂ O ₃		15.15	15.04	15.25	14.82	16.79	16.73	17.02	17.28	17.02
MgO		18.73	18.36	18.99	19.07	6.95	7.52	7.44	7.33	7.45
Cl		0.02	0.02	0.04	0.03					
K ₂ O		9.97	10.21	9.90	9.71	10.08	9.36	9.44	9.40	8.43
CaO		0.01			0.04	0.03	0.02	0.02	0.08	0.13
TiO ₂		1.22	1.39	1.32	1.47	2.59	2.19	1.98	2.46	2.06
OH		4.16	4.14	4.15	4.11	3.88	3.85	3.84	3.85	3.83
Total		100.68	100.23	100.50	99.91	101.77	101.28	100.71	101.02	100.43
%Fe+3						0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
<i>Formule chimique calculée sur la base de 24O.</i>										
Si		5.87	5.89	5.80	5.79	5.39	5.33	5.33	5.28	5.30
Al iv		2.13	2.11	2.20	2.21	2.61	2.67	2.67	2.72	2.70
Al vi		0.44	0.45	0.39	0.34	0.45	0.40	0.46	0.45	0.43
Fe+2		1.19	1.16	1.20	1.21	3.34	3.46	3.40	3.39	3.54
Mg		4.02	3.96	4.09	4.14	1.60	1.74	1.73	1.70	1.74
Mn		0.01	0.01	0.01	0.01	0.09	0.09	0.10	0.08	0.07
Tl		0.13	0.15	0.14	0.16	0.30	0.26	0.23	0.29	0.24
K		1.83	1.89	1.83	1.80	1.99	1.86	1.88	1.87	1.68
Ca		0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
Na		0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
OH		2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
		17.64	17.63	17.68	17.68	17.78	17.81	17.82	17.79	17.74
Mg/(Fe+Mg)		0.772	0.773	0.773	0.774	0.324	0.335	0.337	0.334	0.329
Xmg/Xfe		3.39	3.41	3.40	3.42	0.48	0.50	0.51	0.50	0.49

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DE LA BIOTITE.

# sondage	84-27-211.4										85-03-324.0		
	No type	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.	Biot.
		#3-2 M coeur	#3-3 M bord.	#5-1 MC	#5-2 MC	#5-3 M	#6-1 C coeur	#6-2 C bord.	#6-3 C bord.	#2-1 M bord.	#2-3 M coeur		
FeO		26.36	26.64	26.14	26.66	26.23	26.23	27.15	26.48	17.57	17.90		
MnO		0.62	0.66	0.53	0.66	0.68	0.61	0.77	0.66	0.46	0.53		
Na2O		0.02	0.06	0.02	0.00	0.05	0.02	0.00	0.01	0.03	0.06		
SiO2		33.91	32.22	34.27	33.19	34.11	34.24	31.16	34.03	37.73	37.15		
F													
Al2O3		17.11	17.09	16.83	16.81	16.92	17.03	17.11	17.13	15.51	15.38		
MgO		7.39	8.69	7.10	8.02	7.37	7.58	9.56	7.79	13.57	13.16		
Cl													
K2O		9.30	6.19	9.57	8.51	9.38	8.36	4.34	8.28	10.12	9.94		
CaO		0.01	0.35	0.00	0.06	0.04	0.23	0.98	0.23	0.05	0.12		
TiO2		2.33	1.34	2.23	1.86	2.33	2.10	1.85	1.93	1.26	1.28		
OH		3.84	3.73	3.83	3.79	3.85	3.84	3.72	3.84	3.99	3.95		
Total		100.89	96.97	100.52	99.56	100.96	100.24	96.64	100.38	100.29	99.47		
%Fe+3		0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12		

Formule chimique calculée sur la base de 24O.

Si	5.29	5.18	5.36	5.25	5.31	5.34	5.01	5.31	5.66	5.64		
Al IV	2.71	2.82	2.64	2.75	2.69	2.66	2.99	2.69	2.34	2.36		
Al VI	0.43	0.42	0.46	0.38	0.42	0.47	0.26	0.46	0.41	0.39		
Fe+2	3.44	3.58	3.42	3.52	3.42	3.42	3.65	3.45	2.21	2.27		
Mg	1.72	2.08	1.65	1.89	1.71	1.76	2.29	1.81	3.03	2.98		
Mn	0.08	0.09	0.07	0.09	0.09	0.08	0.10	0.09	0.06	0.07		
Ti	0.27	0.16	0.26	0.22	0.27	0.25	0.22	0.23	0.14	0.15		
K	1.85	1.27	1.91	1.72	1.86	1.66	0.89	1.65	1.94	1.92		
Ca	0.00	0.06	0.00	0.01	0.01	0.04	0.16	0.04	0.01	0.02		
Na	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02		
OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
	17.80	17.68	17.78	17.82	17.80	17.68	17.58	17.72	17.80	17.81		
Mg/(Fe+Mg)	0.333	0.368	0.326	0.349	0.334	0.340	0.386	0.344	0.579	0.567		
Xmg/Xfe	0.50	0.58	0.48	0.54	0.50	0.51	0.63	0.52	1.38	1.31		

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DE LA BIOTITE.

# sondage	85-03-324.0									
	No type	Biot.	Biot.	Biot.						
		#2-2 M coeur	#3-1 M coeur	#3-2 M coeur	#3-3 M coeur	#4-1 M coeur	#4-2 C coeur	#4-3 M coeur	#1a-1	#1a-2
FeO		19.04	19.51	18.34	18.59	19.07	18.54	18.76	17.74	17.25
MnO		0.59	0.76	0.52	0.55	0.62	0.57	0.69	0.58	0.48
Na2O		0.03	0.02	0.03	0.05	0.03	0.07	0.05	0.03	0.03
SiO2		37.20	34.20	36.57	36.85	36.13	36.60	36.57	37.52	37.22
F									0.14	
Al2O3		15.29	16.43	16.61	16.85	16.49	16.82	17.28	16.96	16.82
MgO		13.31	13.14	11.93	12.04	11.94	11.87	11.92	11.53	11.21
Cl									0.04	0.06
K2O		9.37	7.84	10.23	10.38	9.83	9.97	10.07	10.21	10.24
CaO		0.09	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	
TiO2		1.24	1.15	1.25	1.20	1.28	1.31	1.04	1.91	1.74
OH		3.97	3.83	3.94	3.97	3.92	3.95	3.97	4.00	3.95
Total		100.13	96.91	99.46	100.48	99.31	99.70	100.37	100.67	99.00
%Fe+3		0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12

Formule chimique calculée sur la base de 24O.

Si	5.62	5.35	5.57	5.56	5.52	5.55	5.52	5.62	5.65
Al iv	2.38	2.65	2.43	2.44	2.48	2.45	2.48	2.38	2.35
Al vi	0.34	0.37	0.55	0.55	0.50	0.56	0.59	0.61	0.66
Fe+2	2.41	2.55	2.33	2.34	2.44	2.35	2.37	2.22	2.19
Mg	3.00	3.06	2.71	2.71	2.72	2.68	2.68	2.57	2.54
Mn	0.08	0.10	0.07	0.07	0.08	0.07	0.09	0.07	0.06
Ti	0.14	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15	0.12	0.22	0.20
K	1.81	1.56	1.99	2.00	1.92	1.93	1.94	1.95	1.98
Ca	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
	17.79	17.79	17.80	17.82	17.81	17.77	17.80	17.65	17.64
Mg/(Fe+Mg)	0.555	0.545	0.537	0.536	0.527	0.533	0.531	0.537	0.537
Xmg/Xfe	1.25	1.20	1.16	1.15	1.12	1.14	1.13	1.16	1.16

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DE LA BIOTITE.

# sondage	85-03-324.0				87-09-089.2				
	Biot. #1a-3	Biot. #2a-1	Biot. #2a-2	Biot. #3-4	Biot. #3-5	Biot. #1-1	Biot. #1-2	Biot. #1-3	Biot. #4-1
FeO	18.02	17.72	17.27	18.54	18.33	17.91	18.96	18.83	19.18
MnO	0.56	0.57	0.64	0.61	0.70	0.41	0.49	0.44	0.54
Na ₂ O	0.04	0.04	0.01	0.03	0.03	0.04	0.09	0.04	0.03
SiO ₂	37.05	36.62	37.21	36.86	37.57	36.28	35.87	34.81	35.20
F	0.04		0.02	0.07	0.02	0.23	0.25	0.11	0.16
Al ₂ O ₃	16.59	16.71	16.40	16.63	16.65	17.31	17.29	17.53	17.28
MgO	11.70	12.17	11.86	12.16	11.55	9.60	10.01	10.45	10.74
Cl	0.06	0.05	0.06	0.06	0.04	0.02	0.05	0.03	0.02
K ₂ O	9.77	9.97	10.10	9.75	10.19	9.76	9.54	8.75	8.74
CaO	0.02				0.02	0.11	0.08		0.03
TiO ₂	1.84	1.20	1.21	1.16	1.25	2.35	2.20	2.00	2.55
OH	3.96	3.93	3.93	3.96	3.98	3.89	3.90	3.84	3.89
Total	99.65	98.98	98.71	99.83	100.33	97.91	98.73	96.83	98.36
%Fe+3	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12

Formule chimique calculée sur la base de 24O.

Si	5.60	5.58	5.67	5.58	5.66	5.59	5.52	5.43	5.42
Al iv	2.40	2.42	2.33	2.42	2.34	2.41	2.48	2.57	2.58
Al vi	0.56	0.58	0.62	0.55	0.61	0.74	0.65	0.66	0.55
Fe+2	2.28	2.26	2.20	2.35	2.31	2.31	2.44	2.46	2.47
Mg	2.64	2.76	2.69	2.74	2.59	2.21	2.29	2.43	2.46
Mn	0.07	0.07	0.08	0.08	0.09	0.05	0.06	0.06	0.07
Tl	0.21	0.14	0.14	0.13	0.14	0.27	0.25	0.23	0.30
K	1.89	1.94	1.96	1.88	1.96	1.92	1.87	1.74	1.72
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
	17.66	17.76	17.70	17.75	17.71	17.53	17.61	17.60	17.58
Mg/(Fe+Mg)	0.536	0.550	0.550	0.539	0.529	0.489	0.485	0.497	0.499
Xmg/Xfe	1.16	1.22	1.22	1.17	1.12	0.96	0.94	0.99	1.00

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DE LA BIOTITE.

# sondage	87-09-089.2 87-09-094.3									
	No type	Biot.								
		#4-2	#4-3	#1-3	#1-4	#1-5	#3-1	#3-2	#3-4	#3-5
		C+	C-	MC	M	bord.	M	coeur	M	M
FeO		18.47	19.92	22.43	21.79	21.49	22.51	21.79	20.92	20.76
MnO		0.50	0.62	0.44	0.46	0.48	0.49	0.51	0.35	0.37
Na ₂ O		0.03	0.01	0.05	0.04	0.03	0.03	0.06	0.05	0.03
SiO ₂		36.32	33.52	33.52	34.63	34.88	32.15	33.17	35.58	36.14
F		0.20	0.02							21.55
Al ₂ O ₃		17.31	16.86	17.02	17.14	16.72	17.24	16.78	16.42	16.14
MgO		10.19	12.16	11.34	11.25	10.60	12.81	12.46	10.19	10.23
Cl		0.06	0.04							16.47
K ₂ O		9.75	7.10	6.96	8.35	8.41	5.60	6.57	10.04	10.21
CaO		0.16	0.03	0.09	0.05	0.02	0.18	0.04	0.00	0.02
TiO ₂		2.35	1.88	1.18	1.24	1.22	1.00	1.04	1.51	1.55
OH		3.93	3.80	3.80	3.87	3.83	3.77	3.79	3.86	3.88
Total		99.24	95.98	96.79	98.83	97.69	95.78	96.18	98.93	99.35
										99.86

%Fe+3

Formule chimique calculée sur la base de 24O.

Si	5.54	5.28	5.29	5.36	5.45	5.11	5.25	5.52	5.57	5.53
Al iv	2.46	2.72	2.71	2.64	2.55	2.89	2.75	2.48	2.43	2.47
Al vi	0.65	0.42	0.45	0.48	0.53	0.34	0.38	0.52	0.51	0.51
Fe+2	2.36	2.63	2.96	2.82	2.81	2.99	2.88	2.71	2.68	2.77
Mg	2.32	2.86	2.67	2.59	2.47	3.03	2.94	2.35	2.35	2.34
Mn	0.06	0.08	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.05	0.05	0.05
Tl	0.27	0.22	0.14	0.14	0.14	0.12	0.12	0.18	0.18	0.18
K	1.90	1.43	1.40	1.65	1.68	1.14	1.33	1.99	2.01	1.90
Ca	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
	17.58	17.65	17.69	17.77	17.71	17.73	17.73	17.81	17.79	17.75
Mg/(Fe+Mg)	0.496	0.521	0.474	0.479	0.468	0.503	0.505	0.465	0.468	0.458
Xmg/Xfe	0.98	1.09	0.90	0.92	0.88	1.01	1.02	0.87	0.88	0.84

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DES AMPHIBOLES.

# sondage	82-02-078.0									
	Amph		Amph		Amph		Amph		Amph	
No type	#1-1	#1-2	#1-3	#2-1	#2-2	#2-4	#2-5	#3-1	#3-2	
FeO	10.34	10.05	10.97	9.90	11.45	9.62	10.05	11.11	11.90	
MnO	0.47	0.57	0.50	0.51	0.46	0.49	0.55	0.45	0.55	
Na ₂ O	0.12	0.15	0.30	0.16	0.34	0.16	0.22	0.57	0.51	
SiO ₂	55.85	55.52	53.91	55.63	51.94	55.87	55.06	50.99	51.37	
F	0.13	0.20	0.03	0.03	0.10		0.08	0.03		
Al ₂ O ₃	1.57	2.01	3.24	1.99	4.80	2.05	2.39	6.11	5.65	
MgO	17.12	17.15	16.31	17.53	15.30	17.44	17.42	14.87	14.93	
Cl			0.01		0.01		0.01	0.01		
K ₂ O	0.04	0.09	0.15	0.09	0.28	0.08	0.11	0.52	0.36	
CaO	12.31	12.33	12.18	12.39	11.89	12.42	12.40	12.05	11.94	
TiO ₂	0.01	0.03	0.05	0.05	0.17	0.06	0.06	0.30	0.24	
OH	2.11	2.12	2.10	2.13	2.07	2.00	2.12	2.07	2.07	
total	100.07	100.22	99.75	100.41	98.81	100.19	100.47	99.08	99.52	

Formule chimique calculée sur la base de 23 oxygènes

Si	7.93	7.55	7.40	7.53	7.24	7.58	7.47	7.09	7.13
Al iv	0.07	0.45	0.60	0.47	0.76	0.42	0.53	0.91	0.87
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al vi	0.20	-0.13	-0.07	-0.15	0.02	-0.10	-0.14	0.10	0.05
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03
Fe+2	1.23	1.14	1.26	1.12	1.33	1.09	1.14	1.29	1.38
Mn	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06
Mg	3.62	3.48	3.34	3.54	3.18	3.52	3.52	3.08	3.09
	5.11	4.56	4.59	4.57	4.61	4.58	4.59	4.56	4.61
Na	0.03	0.04	0.08	0.04	0.09	0.04	0.06	0.15	0.14
K	0.01	0.02	0.03	0.02	0.05	0.01	0.02	0.09	0.06
Ca	1.81	1.73	1.73	1.74	1.71	1.74	1.74	1.73	1.71
A	1.85	1.79	1.84	1.79	1.86	1.80	1.82	1.98	1.92
OH	1.00	0.96	0.96	0.96	0.96	0.90	0.96	0.96	0.96
	14.95	14.35	14.42	14.37	14.46	14.38	14.41	14.54	14.53
Mg/(Mg+Fe+Mn)	0.74	0.74	0.72	0.75	0.70	0.75	0.75	0.70	0.68

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DES AMPHIBOLES.

# sondage	82-09-116.7a					82-24-081.1				
	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.
No type	#3-1	#3-2	#2-1	#2-2	#2-3	#1-3	#1-4	#1-5	#2-6	#2-7
FeO	9.12	10.58	12.29	10.87	9.70	5.96	6.56	7.11	6.75	6.70
MnO	1.04	1.40	0.95	0.80	1.39	0.16	0.20	0.18	0.27	0.20
Na ₂ O	0.29	0.50	0.81	0.68	0.42	0.26	0.31	0.67	0.52	0.48
SiO ₂	55.74	53.90	51.03	52.88	55.31	57.01	56.81	54.41	55.73	55.55
F	0.03	0.03		0.12	0.27	0.20	0.38	0.13	0.10	0.13
Al ₂ O ₃	2.13	3.06	6.84	5.24	2.87	1.45	1.60	4.23	3.23	3.49
MgO	18.18	16.67	15.06	16.54	17.65	20.21	19.71	18.55	19.24	19.29
Cl			0.01	0.01	0.01	0.04	0.05	0.03		
K ₂ O	0.02	0.01	0.07	0.04	0.02	0.06	0.08	0.10	0.03	0.03
CaO	11.43	11.35	11.00	11.05	10.76	12.08	12.03	11.84	11.62	11.84
TiO ₂	0.07		0.08	0.02	0.05	0.03	0.03	0.19	0.06	0.14
OH	2.13	2.09	2.09	2.11	2.13	2.15	2.15	2.13	2.15	2.15
total	100.18	99.59	100.23	100.36	100.58	99.61	99.91	99.57	99.70	100.00

Formule chimique calculée sur la base de 23 oxygènes

Si	7.53	7.41	7.03	7.21	7.48	7.63	7.62	7.34	7.47	7.43
Al iv	0.47	0.59	0.97	0.79	0.52	0.37	0.38	0.66	0.53	0.57
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al vi	-0.13	-0.09	0.14	0.06	-0.06	-0.14	-0.13	0.02	-0.02	-0.02
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
Fe+2	1.03	1.22	1.42	1.24	1.10	0.67	0.74	0.80	0.76	0.75
Mn	0.12	0.16	0.11	0.09	0.16	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
Mg	3.66	3.42	3.09	3.36	3.56	4.03	3.94	3.73	3.84	3.85
	4.69	4.70	4.77	4.75	4.76	4.58	4.57	4.59	4.62	4.62
Na	0.08	0.13	0.22	0.18	0.11	0.07	0.08	0.18	0.14	0.12
K	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Ca	1.60	1.61	1.57	1.56	1.51	1.67	1.67	1.65	1.61	1.64
A	1.68	1.75	1.80	1.75	1.62	1.75	1.76	1.85	1.75	1.77
OH	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96
	14.37	14.45	14.56	14.50	14.38	14.33	14.34	14.44	14.37	14.38
Mg/(Mg+Fe+Mn)	0.76	0.71	0.67	0.72	0.74	0.85	0.84	0.82	0.83	0.83

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DES AMPHIBOLES.

# sondage	82-24-081.1				84-09-237.2				84-11-246.7			
	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.
No type	#3-4	#3-5	#1-1	#1-2	#1-6	#2-1	#2-2	#1-1	#1-2	#1-1	#1-2	
FeO	6.47	5.81	12.89	12.75	12.73	13.80	12.08	11.49	11.72			
MnO	0.20	0.18	1.12	1.09	1.12	1.21	1.08	0.20	0.22			
Na2O	0.37	0.13	0.11	0.11	0.07	0.16	0.07	0.05	0.07			
SiO2	56.09	58.48	54.38	55.08	55.92	54.20	55.49	56.18	56.25			
F	0.10	0.18	0.08			0.08		0.10	0.05			
Al2O3	2.46	0.87	1.92	1.41	0.75	1.90	0.74	0.60	0.65			
MgO	19.88	21.15	15.06	15.37	15.90	14.43	15.81	17.07	17.06			
Cl	0.01	0.02		0.01	0.01		0.01					
K2O	0.05	0.04	0.11	0.08	0.02	0.11	0.02	0.01	0.01			
CaO	12.25	12.26	12.24	12.36	12.26	12.07	12.35	12.23	11.92			
TiO2	0.09	0.01	0.05	0.01			0.01	0.01				
OH	2.15	2.19	2.08	2.09	2.11	2.07	2.09	2.11	2.11			
total	100.12	101.32	100.04	100.36	100.89	100.03	99.75	100.05	100.06			

Formule chimique sur la base de 23 oxygènes

Si	7.50	7.68	7.53	7.58	7.64	7.53	7.66	7.67	7.68
Al iv	0.50	0.32	0.47	0.42	0.36	0.47	0.34	0.33	0.32
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al vi	-0.12	-0.19	-0.16	-0.19	-0.24	-0.15	-0.22	-0.23	-0.22
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	0.72	0.64	1.49	1.47	1.46	1.60	1.39	1.31	1.34
Mn	0.02	0.02	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.02	0.03
Mg	3.96	4.14	3.11	3.15	3.24	2.99	3.25	3.47	3.47
	4.60	4.61	4.57	4.56	4.59	4.58	4.55	4.58	4.62
Na	0.10	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02
K	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Ca	1.69	1.67	1.75	1.76	1.73	1.74	1.76	1.73	1.68
A	1.80	1.71	1.80	1.80	1.76	1.80	1.79	1.74	1.70
OH	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96
	14.40	14.31	14.38	14.36	14.34	14.38	14.33	14.32	14.32
Mg/(Mg+Fe+Mn)	0.84	0.86	0.66	0.66	0.67	0.63	0.68	0.72	0.72

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DES AMPHIBOLES.

# sondage	84-11-246.7								85-03-324.0	
	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	#1-1	#1-2
No type	#1-3	#2-1	#2-2	#3-1	#3-2	#4-1	#4-2	M	M	
FeO	11.48	11.22	11.28	11.31	11.36	11.28	13.20	10.97	11.49	
MnO	0.30	0.28	0.29	0.30	0.32	0.27	0.34	1.16	1.40	
Na2O	0.08	0.13	0.10	0.07	0.09	0.03	0.06	0.13	0.21	
SiO2	56.68	55.51	56.34	56.52	56.68	56.49	56.27	55.75	55.45	
F	0.10			0.15	0.08		0.08			
Al2O3	0.55	0.99	0.72	0.62	0.63	0.39	0.29	1.31	1.30	
MgO	16.89	16.99	17.15	17.03	17.36	16.35	15.11	17.31	17.07	
Cl	0.01						0.01			
K2O	0.02	0.03	0.01		0.01	0.03		0.05	0.01	
CaO	12.12	11.76	11.96	11.63	11.66	12.79	12.25	11.46	11.43	
TiO2		0.05	0.02	0.01			0.06	0.01	0.00	
OH	2.12	2.09	2.11	2.11	2.12	2.10	2.09	2.11	2.11	
total	100.35	99.05	99.98	99.75	100.31	99.73	99.76	100.26	100.47	

Formule chimique calculée sur la base de 23 oxygènes

Si	7.71	7.64	7.68	7.72	7.70	7.73	7.76	7.59	7.57
Al iv	0.29	0.36	0.32	0.28	0.30	0.27	0.24	0.41	0.43
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al vi	-0.20	-0.20	-0.20	-0.18	-0.20	-0.20	-0.19	-0.20	-0.22
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe+2	1.31	1.29	1.29	1.29	1.29	1.29	1.52	1.25	1.31
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.13	0.16
Mg	3.42	3.49	3.48	3.47	3.51	3.34	3.11	3.51	3.47
	4.56	4.62	4.60	4.61	4.64	4.46	4.49	4.70	4.72
Na	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.06
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Ca	1.71	1.67	1.69	1.64	1.64	1.81	1.75	1.62	1.61
A	1.73	1.71	1.71	1.66	1.66	1.82	1.76	1.66	1.67
OH	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96
	14.30	14.33	14.32	14.28	14.30	14.28	14.25	14.36	14.39
Mg/(Mg+Fe+Mn)	0.72	0.72	0.73	0.72	0.73	0.72	0.67	0.72	0.70

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DES AMPHIBOLES.

# sondage	85-06-488.3				87-09-094.3					
	No	Amph.		Amph.	Amph.	Amph.		Amph.	Amph.	
		#1-1	#2-1			#5-3	#5-4			
FeO		12.96	12.77	10.93	11.40	18.41	18.29	18.57	18.64	18.07
MnO		0.87	0.99	0.98	0.89	0.81	0.66	0.80	0.70	0.72
Na ₂ O		0.41	0.10	0.20	0.10	0.39	0.60	0.72	0.65	1.03
SiO ₂		50.43	55.83	54.86	55.75	49.86	48.47	47.75	47.89	42.95
F				0.03		0.03				
Al ₂ O ₃		6.47	0.88	2.46	1.37	4.89	6.00	7.14	7.37	12.03
MgO		13.65	15.09	15.90	15.79	11.88	11.12	10.44	10.41	8.65
Cl		0.03	0.01	0.01	0.04					
K ₂ O		0.61	0.02	0.14	0.08	0.30	0.28	0.31	0.38	0.82
CaO		11.99	12.43	12.00	12.03	11.27	11.53	11.55	11.21	11.52
TiO ₂		0.23	0.01	0.11		0.12	0.08	0.11	0.12	0.26
OH		2.06	2.09	2.10	2.09	2.02	2.00	2.00	2.00	1.95
total		99.71	100.25	99.69	99.57	99.95	99.03	99.39	99.37	98.00

Formule chimique calculée sur la base de 23 oxygènes

Si	7.05	7.68	7.53	7.66	7.11	6.99	6.88	6.89	6.33
Al iv	0.95	0.32	0.47	0.34	0.89	1.01	1.12	1.11	1.67
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al vi	0.11	-0.18	-0.07	-0.11	-0.07	0.01	0.10	0.14	0.42
Tl	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03
Fe+2	1.51	1.47	1.25	1.31	2.20	2.21	2.24	2.24	2.23
Mn	0.10	0.12	0.11	0.10	0.10	0.08	0.10	0.09	0.09
Mg	2.84	3.09	3.25	3.24	2.52	2.39	2.24	2.23	1.90
	4.59	4.50	4.56	4.54	4.76	4.70	4.69	4.72	4.66
Na	0.11	0.03	0.05	0.03	0.11	0.17	0.20	0.18	0.29
K	0.11	0.00	0.02	0.01	0.05	0.05	0.06	0.07	0.15
Ca	1.73	1.77	1.70	1.71	1.66	1.72	1.72	1.67	1.76
A	1.95	1.80	1.78	1.75	1.82	1.94	1.98	1.92	2.20
OH	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96
	14.55	14.30	14.34	14.29	14.59	14.64	14.67	14.64	14.87
Mg/(Mg+Fe+Mn)	0.64	0.66	0.70	0.70	0.52	0.51	0.49	0.49	0.45

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DES AMPHIBOLES.

# sondage	87-09-094.3				
	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.	Amph.
No	#4-2	#4-3	#5-1	#5-2	#6-1
type	M	M	M	M	M
FeO	18.08	17.95	18.73	18.21	18.78
MnO	0.89	0.74	0.76	0.89	1.23
Na2O	1.07	0.96	0.97	1.10	1.21
SiO2	41.02	42.98	41.68	41.25	40.82
F					
Al2O3	14.61	12.21	14.20	14.73	15.59
MgO	7.61	8.36	7.24	7.30	6.38
Cl					
K2O	0.78	0.93	1.05	0.66	0.39
CaO	11.42	11.70	11.43	11.25	10.79
TiO2	0.51	0.31	0.27	0.42	0.42
OH	1.95	1.96	1.95	1.95	1.94
total	97.94	98.10	98.28	97.76	97.55

Formule chimique calculée sur la base de 23 oxygènes

Si	6.06	6.33	6.15	6.09	6.05
Al IV	1.94	1.67	1.85	1.91	1.95
T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al VI	0.60	0.44	0.62	0.66	0.78
Tl	0.06	0.03	0.03	0.05	0.05
Fe+2	2.23	2.21	2.31	2.25	2.33
Mn	0.11	0.09	0.09	0.11	0.15
Mg	1.68	1.83	1.59	1.61	1.41
	4.68	4.61	4.65	4.68	4.71
Na	0.31	0.27	0.28	0.32	0.35
K	0.15	0.17	0.20	0.12	0.07
Ca	1.75	1.78	1.74	1.72	1.65
A	2.20	2.23	2.22	2.16	2.08
OH	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96
	14.88	14.84	14.86	14.83	14.79
Mg/(Mg+Fe+Mn)	0.42	0.44	0.40	0.40	0.36

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DE L'ILMÉNITE

# sondage	82-09-117.6b									
	No.	Ilm.	Ilm.							
		#3-4 coeur	#3-5 coeur	#3-6 coeur	#3-7 coeur	#2-4 coeur	#2-5 bord.	#2-6 coeur	#1-10 coeur	#1-11 bord.
FeO		41.19	41.19	40.79	41.46	38.20	37.02	44.41	37.22	37.56
MnO		7.24	7.77	9.63	7.85	9.56	10.47	3.95	10.61	10.42
SiO ₂		0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.06	0.06	0.03	0.05
Al ₂ O ₃		0.05	0.06	0.08	0.03	0.05	0.05	0.05	0.07	0.05
MgO		0.03	0.05	0.03	0.03	0.00	0	0.07	0.01	0.01
CaO		0.03	0.03	0.05	0.06	0.04	0.05	0.07	0.04	0.04
TiO ₂		50.75	49.47	48.58	49.72	50.98	50.3	48.2	50.12	50.02
FeO		38.25	36.52	33.85	36.64	36.15	34.64	39.20	34.29	34.42
Fe ₂ O ₃		3.27	5.18	7.71	5.35	2.28	2.65	5.79	3.26	3.49
Total		99.65	99.12	99.96	99.70	99.09	98.22	97.39	98.43	98.50

Formule chimique calculée sur la base de 6 oxygènes.

Fe+2	1.62	1.56	1.43	1.55	1.54	1.49	1.70	1.47	1.48
Fe+3	0.12	0.20	0.29	0.20	0.09	0.10	0.23	0.13	0.13
Mn	0.31	0.34	0.41	0.34	0.41	0.46	0.17	0.46	0.45
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	1.93	1.90	1.85	1.90	1.95	1.94	1.88	1.93	1.93
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
XFe+2	0.788	0.744	0.670	0.742	0.755	0.727	0.810	0.715	0.715
XFe+3	0.061	0.095	0.137	0.098	0.043	0.050	0.108	0.061	0.065
XMn	0.151	0.160	0.193	0.161	0.202	0.223	0.083	0.224	0.219

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DE L'ILMÉNITE

# sondage	84-27-211.4									
	No.	Ilm.								
		#7-1 coeur	#7-2 bord.	#7-3 coeur	#7-4 coeur	#7-5 coeur	#7-6 coeur	#7-7 coeur	#2-1 bord.	#2-2 coeur
FeO	44.09	45.78	36.54	37.6	37.17	36.95	35.99	37.57	45.19	
MnO	4.47	4.32	11.51	10.98	10.51	10.07	11.54	11.35	4.48	
SiO ₂	0.02	0.06	0.06	0.02	0	0.03	0.06	0.05	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	0.06	0.03	0.02	0.06	0.02	0	0.01	0.04	0.00	
MgO	0.08	0.07	0.06	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.23	
CaO	0.06	0.04	0.03	0.05	0.08	0.03	0.15	0.02	0.04	
TiO ₂	49.69	48.11	51.09	51.08	51.37	51.65	51.3	50.10	48.44	
FeO	39.96	38.78	34.21	34.74	35.41	36.17	34.29	33.56	38.58	
Fe ₂ O ₃	4.59	7.78	2.59	3.18	1.95	0.86	1.89	4.46	7.34	
Total	98.93	99.19	99.57	100.13	99.37	98.86	99.26	99.60	99.14	

Formule chimique calculée sur la base de 6 oxygènes.

Fe+2	1.71	1.66	1.45	1.46	1.50	1.54	1.46	1.42	1.65
Fe+3	0.18	0.30	0.10	0.12	0.07	0.03	0.07	0.17	0.28
Mn	0.19	0.19	0.49	0.47	0.45	0.44	0.50	0.49	0.19
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ti	1.91	1.85	1.95	1.94	1.96	1.98	1.96	1.91	1.86
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
XFe+2	0.822	0.773	0.710	0.713	0.741	0.767	0.719	0.684	0.776
XFe+3	0.085	0.140	0.048	0.059	0.037	0.016	0.036	0.082	0.133
XMn	0.093	0.087	0.242	0.228	0.223	0.216	0.245	0.234	0.091

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DE L'ILMÉNITE

# sondage	87-09-0.89.2					
	No.	ilm.	ilm.	ilm.	ilm.	ilm.
		#3-1	#3-2	#5-1	#5-2	#5-5
		coeur	coeur	coeur	coeur	coeur
FeO		31.78	31.13	35.48	35.10	37.56
MnO		14.23	14.62	10.30	10.34	8.66
SiO₂		0.05	0.05	0.06	0.03	0.06
Al₂O₃		0.05	0.07	0.04	0.01	0.03
MgO		0.06	0.03	0.14	0.06	0.32
CaO		0.14	0.16	0.59	0.21	0.16
TiO₂		52.62	51.95	52.18	52.04	51.81
FeO		32.68	31.71	35.56	35.98	37.12
Fe₂O₃		-1.00	-0.64	-0.09	-0.98	0.49
Total		98.83	97.95	98.78	97.69	98.65
						99.59

Formule chimique calculée sur la base de 6 oxygènes.

Fe+2	1.39	1.36	1.51	1.55	1.58	1.60
Fe+3	-0.04	-0.02	0.00	-0.04	0.02	0.02
Mn	0.61	0.64	0.44	0.45	0.37	0.37
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02
Ca	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
Ti	2.02	2.01	2.00	2.02	1.99	1.99
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
XFe+2	0.707	0.690	0.774	0.790	0.801	0.807
XFe+3	-0.019	-0.013	-0.002	-0.019	0.010	0.008
XMn	0.312	0.322	0.227	0.230	0.189	0.186

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DU RUTILE

# sondage No.	82-09-116.7B			87-09-082.9		
	#2-1 coeur	#1-8 coeur	#1-9 coeur	#3-1 coeur	#3-3 coeur	#5-3 coeur
FeO	0.25	0.31	0.59	0.34	0.17	0.29
MnO	0.10	0.08	0.20	0.24	0.00	0.34
SiO₂	0.05	0.09	0.00	0.00	0.00	0.1
Al₂O₃	0.04	0.05	0.03	0.02	0.06	0.02
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0
CaO	0.03	0.03	0.06	0.08	0.21	0.23
TiO₂	101.51	100.63	98.63	99.75	98.78	100.53
Total	101.98	101.19	99.51	100.43	99.22	101.51
FeO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SiO₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	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
TiO₂	2.54	2.52	2.47	2.50	2.47	2.52
total	2.55	2.53	2.48	2.51	2.48	2.53
<i>Formule chimique calculée sur la base de 2 O.</i>						
Fe+2	0.003	0.003	0.007	0.004	0.002	0.003
Fe+3						
Mn	0.001	0.001	0.002	0.003	0.000	0.004
Si	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003
Al	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.003
Ti	1.994	1.992	1.990	1.992	1.994	1.987
Total	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DU PYROXÈNE.

# sondage	84-09-237.2						85-06-488.3			
	Pyrox. #1-3	Pyrox. #1-4	Pyrox. #1-5	Pyrox. #2-3	Pyrox. #2-4	Pyrox. #2-5	Pyrox. #2-7	Pyrox. #4-1	Pyrox. #5-1	Pyrox. #5-2
type										
FeO	9.53	9.44	9.51	9.25	9.38	9.31	9.29	8.81	7.98	7.51
MnO	1.22	1.15	1.37	1.44	1.22	1.48	1.23	1.10	1.03	1.02
Na ₂ O	0.18	0.15	0.14	0.15	0.15	0.11	0.14	0.07	0.08	0.10
SiO ₂	53.72	53.66	53.91	53.39	53.79	53.86	53.43	53.76	54.22	54.07
Al ₂ O ₃	0.32	0.27	0.19	0.42	0.34	0.18	0.32	0.36	0.34	0.32
MgO	12.47	12.67	12.26	12.23	12.36	12.12	12.41	12.55	13.10	13.48
CaO	23.48	23.73	23.75	23.48	23.39	23.47	23.54	23.22	23.28	23.49
TiO ₂		0.06			0.03	0.05	0.03		0.04	
total	100.92	101.13	101.13	100.36	100.66	100.58	100.39	99.87	100.07	99.99

Formule chimique calculée sur la base de 6 O.

Si	2.01	2.01	2.02	2.01	2.02	2.02	2.01	2.03	2.03	2.02
Al IV	-0.01	-0.01	-0.02	-0.01	-0.02	-0.02	-0.01	-0.03	-0.03	-0.02
Al VI	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04
Fe+2	0.30	0.30	0.30	0.29	0.29	0.29	0.29	0.28	0.25	0.24
Mn	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03
Mg	0.70	0.71	0.68	0.69	0.69	0.68	0.70	0.70	0.73	0.75
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.91	0.92	0.92	0.92	0.91	0.91	0.92	0.91	0.90	0.91
Tl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	3.99	3.99	3.98	3.98	3.98	3.97	3.98	3.97	3.97	3.97
XFe/XMg	0.43	0.42	0.44	0.42	0.43	0.43	0.42	0.39	0.34	0.31
Mg	36.5	36.8	36.0	36.3	36.5	36.0	36.5	37.3	38.8	39.6
Fe	15.7	15.4	15.7	15.4	15.5	15.5	15.3	14.7	13.3	12.4
Ca	47.8	47.8	48.4	48.3	48.0	48.4	48.1	48.0	47.9	48.0

ANNEXE3: ANALYSES À LA MICROSONDE DU PLAGIOCLASE.

# sondage	82-09-114.6				82-09-114.6
	Plagio.	Plagio.	Plagio.	Plagio.	
	#6-1	#6-2	#6-3	#6-4	
	coeur	coeur	bordure	coeur	coeur
FeO	0.07	0.08	0.25	0.03	0.13
MnO	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00
Na₂O	6.48	6.35	6.23	6.14	6.41
SiO₂	56.07	55.86	56.08	57.08	57.26
Al₂O₃	27.23	26.86	27.12	26.83	26.57
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K₂O	0.06	0.07	0.06	0.07	0.05
CaO	9.11	8.90	9.02	9.03	8.70
TiO₂	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Total	99.02	98.13	98.77	99.23	99.13

Formule chimique calculée sur la base de 32 O.

Si	10.17	10.21	10.19	10.30	10.34
Al	5.82	5.79	5.81	5.71	5.66
Fe+2	0.01	0.01	0.04	0.00	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	2.28	2.25	2.20	2.15	2.24
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Ca	1.77	1.74	1.76	1.75	1.68
Na+K+Ca	4.06	4.01	3.97	3.91	3.94
An	43.57	43.47	44.29	44.65	42.73
Ab	56.09	56.12	55.36	54.94	56.97
Or	0.34	0.41	0.35	0.41	0.29

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DU CARBONATE.

No type	82-02-256.0				85-06-488.8			
	Carb. #1-4	Carb. #1-5	Carb. #1-6	Carb. #1-7	Carb. #4-1	Carb. #4-2	Carb. #4-3	Carb. #4-4
CaO	56.11	56.60	56.15	56.92	53.87	55.69	54.72	55.34
MgO	0.01	0.03	0.03	0.00	0.42	0.11	0.35	0.12
FeO	0.10	0.01	0.14	0.07	0.46	0.11	0.58	0.16
MnO	0.32	0.12	0.30	0.06	1.15	0.56	0.83	0.63
	43.47	43.24	43.38	42.96	44.09	43.54	43.53	43.75
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Formule chimique calculée sur la base de 6 O.

Ca	2.01	2.03	2.01	2.05	1.92	1.99	1.96	1.98
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
Mn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02
C	1.99	1.98	1.98	1.97	2.01	1.99	1.99	1.99
O	5.99	5.99	5.99	5.98	6.00	5.99	5.99	6.00

ANNEXE 3: ANALYSES À LA MICROSONDE DE CHLORITE ET MUSCOVITE.

# sondage	82-08-091.3			84-27-211.4
No	Chlo.	Chlo.	Chlo.	Musc.
type	#1-1b	#1-2b	#1-3b	#7-2 coeur
FeO	28.93	28.62	27.88	3.37
MnO	0.99	0.89	0.87	0.04
Na ₂ O		0.03	0.01	0.28
SiO ₂	26.01	26.16	26.38	45.21
F	0.18			
Al ₂ O ₃	20.36	20.40	19.94	32.10
MgO	12.53	12.94	13.57	0.85
Cl	0.04	0.02	0.01	
K ₂ O	0.06	0.01	0.01	11.35
CaO	0.03	0.02		0.01
TiO ₂	0.10	0.12	0.06	1.11
OH	11.29	11.35	11.33	4.37
Total	100.52	100.56	100.06	98.69
<i>Sur la base de 36 O</i>				
Si	5.52	5.52	5.58	6.20
Al IV	2.48	2.48	2.42	1.80
Al VI	2.62	2.60	2.55	3.39
Fe+2	5.14	5.05	4.93	0.39
Mn	0.18	0.16	0.16	0.00
Na	0.00	0.01	0.00	0.07
Mg	3.96	4.07	4.28	0.17
K	0.02	0.00	0.00	1.99
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00
Ti	0.02	0.02	0.01	0.11
OH	15.99	15.99	15.99	2.00
	25.30	25.32	25.37	16.12
Mg/(Fe+Mg)	0.436	0.446	0.464	0.310
X _{Mg} /X _{Fe}	0.772	0.806	0.867	0.449