

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

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

PAR
BERNARD LAPOINTE

UN EXEMPLE DE MINÉRALISATION AURIFÈRE EN MILIEU PROFOND:
L'INDICE D'OR DU LAC LILOIS DANS LE COMPLEXE D'ASHUANIPÉ,
PROVINCE DU SUPÉRIEUR, NOUVEAU-QUÉBEC.

JUIN 1996



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.

Il vaut mieux suivre le bon chemin d'un pas
boîtant que le mauvais chemin d'un pas ferme.

Saint-Augustin

RÉSUMÉ

Des quantités appréciables d'or ont été trouvées dans des formations de fer métamorphisées du complexe d'Ashuanipi au nord-ouest de Schefferville. Le complexe est formé à cet endroit de métatexite (paragneiss, orthogneiss, gneiss mafique et formations de fer) où se sont injectées des diatexites (plutons granodioritiques à tonalitiques plus ou moins homogènes). L'indice d'or du Lac Lillois, le sujet principal de cette thèse, se trouve dans une formation de fer près du contact avec une tonalite.

La formation de fer métamorphisée est composée de quartz, de grenat et d'orthopyroxène grossiers comme phases majeures. L'or se retrouve dans des arséniures (arsénopyrites et loellingite) en contact avec des sulfures (majoritairement de la pyrrhotine). L'altération principale associée à la minéralisation est du clinopyroxène. Le paragneiss encaissant la formation de fer est un grauwacke métamorphisé et migmatisé composé de plagioclase, de quartz, de biotite, de grenat et d'orthopyroxène. Les paragénèses progrades indiquent que le faciès granulite a été atteint. Ces assemblages progrades se sont formés à 775°C et 0,73 GPa. Les principaux assemblages rétrogrades se sont formés jusqu'à 650°C et 0,47 GPa.

Les roches sédimentaires et les formations de fer se sont déposés dans un prisme accréctionnaire le long d'une marge continentale active. Ceci est basé sur 1) la composition chimique des roches sédimentaires (grauwackes et shales) et en particulier leurs rapports La-Th-Sc, 2) leurs vitesses élevées d'enfouissement et d'exhumation, 3) la géochimie des formations de fer et en particulier la grande quantité de titane, d'aluminium et d'éléments terres rares dans celles-ci, 4) le type de plutonisme et 5) le type de minéralisation aurifère.

Les textures à l'intérieur des arséniures et des sulfures, leurs relations avec la minéralogie hôte ainsi que les conditions P-T des assemblages associés à la minéralisation indiquent une déposition des arséniures/sulfures syn-métamorphique. Ainsi il est remarqué que la majeure partie de l'or visible précipite au contact loellingite/arsénopyrite lors de la sulfurisation de la loellingite. Cependant les indications P-T provenant des inclusions fluides ainsi qu'une certaine altération des assemblages associés à la minéralisation des phases opaques suggèrent que l'épisode minéralisateur s'est poursuivi jusqu'au faciès amphibolite.

L'évidence d'une minéralisation syn-métamorphique au faciès granulite associée à des caractéristiques géochimiques typiques des gîtes d'or des ceintures de roches vertes nous permet d'inclure l'indice d'or du Lac Lillois à la partie la plus profonde d'un système minéralisateur d'échelle crustale. Ces modèles globaux et la notion de continuum crustal pour les minéralisations aurifères archéennes sont de plus en plus considérés. Il existait cependant peu d'exemples de minéralisations profondes possédant les caractéristiques requises pour les inclure dans de tels modèles.

Les résultats de cette thèse impliquent également que la majorité des caractéristiques, que la signature géochimique et qu'une partie de l'or proviennent de la croûte profonde (possiblement même du manteau supérieur) et ne résultent pas du lessivage des roches de niveau supérieur.

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de recherche, M. E.H. Chown, pour son encouragement soutenu ainsi que MM E.W. Sawyer et M. Bergeron pour leurs critiques constructives.

Les remarques de MM J.A. Percival, J. Bourne, J-M. Lulin et M. Bélanger ont grandement contribué à améliorer cette thèse.

Ce travail eut été impossible sans le support financier du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec sur le terrain. L'INRS-Géoresources et le Ministère des Affaires Indiennes et du Nord ont également contribué à financer des visites de terrain. Le coût des analyses chimiques a été défrayé conjointement par les subventions du CRSNG de MM Chown et Bergeron. L'UQAC, via les bourses de l'Action structurante, a fourni une aide financière non-négligeable.

Un merci spécial à Jeannette See pour l'étude des inclusions fluides et au groupe Vior-Mazarin pour m'avoir permis l'accès aux forages.

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE I	13
INTRODUCTION	13
Historique	14
Problématique	16
Méthodologie et plan de la thèse	18
CHAPITRE II	22
GÉOLOGIE RÉGIONALE	22
Cadre régional	23
Unités lithologiques principales	25
Géologie structurale	35
Métamorphisme	41
CHAPITRE III	43
FORMATION DE FER MÉTAMORPHISÉE DU LAC LILOIS	43
Généralités	44
Composition et textures des minéraux dans la	
FFM	48
Discussion sur la minéralogie de la FFM	61
Skarn ou formation de fer?	63

CHAPITRE IV	67
GÉOCHIMIE DES ROCHES SÉDIMENTAIRES	67
Introduction	68
Les paragneiss	69
Représentation AFM des paragneiss	69
Comparaison géochimique	73
Discussion sur les paragneiss	80
Formation de fer métamorphisée	86
Éléments majeur et trace	87
Les éléments terres rares	89
Minéralisations aurifères	95
Conclusion	104
CHAPITRE V	108
CONDITIONS P-T DANS LA FORMATION DE FER	108
Introduction	109
État d'équilibre des assemblages minéralogiques	109
Composition des fluides	113
Résultats	119
Diagramme P-T	123
Discussion des résultats	128
Implications géologiques	130
Implications sur le rétro-morphisme	133

Conclusion	134
CHAPITRE VI	136
INDICE D'OR DU LAC LILOIS	136
Comportement chimique de la minéralisation . . .	137
Associations géochimiques à la minéralisation	
aurifère	149
Facteurs d'enrichissement	150
Rapport métaux/or	150
Comportement des ETR	152
Analyse factorielle	155
Discussion sur la source des fluides et de	
l'or	158
CHAPITRE VII	165
DISCUSSION SUR LA GÉOLOGIE	165
Analogies avec les formations de fer porteuses	
d'or.	166
Analogies avec les minéralisations d'or dans le	
faciès granulite.	168
Modèle métallogénique pour le Lac Lillois . . .	169
Conclusions générales	174
Travaux futurs	180

RÉFÉRENCES	181
ANNEXE 1	209
ANNEXE 2	219
ANNEXE 3	224
ANNEXE 4	226
ANNEXE 5	237
ANNEXE 6	247
ANNEXE 7	253

LISTE DES FIGURES

Figure 1,1- Localisation des zones cartographiées et anomaliques.	15
Figure 2,1- Localisation du Complexe d'Ashuanipi et géologie aux alentours du Lac Lillois.	24
Figure 2,2- Différents aspects de la métatexite.	28
Figure 2,3- Les différents types de formations de fer.	31
Figure 2,4- Les différents types de formations de fer	32
Figure 2,5- Deux aspects de la diatexite.	34
Figure 2,6- Carte des domaines structuraux	36
Figure 2,7- Photos aériennes en mosaïque du contact entre la tonalite et la métatexite.	38
Figure 2,8- Patrons d'interférences visibles sur affleurement et sur photo-interprétation.	40
Figure 3,1- Géologie autour de la zone minéralisée	45
Figure 3,2- Photos d'une texture de type skarn	46
Figure 3,3- La composition chimique de la formation de fer du Lac Lillois comparée à d'autres formations de fer	49
Figure 3,4- Développement de pyroxène au contact quartz- grenat. Grenat formant des symplectites avec des ferrosilites	52
Figure 3,5- Assemblage quartz-fayalite-clinopyroxène	54

Figure 3,6- Lamelles d'exsolution de clinopyroxène dans de l'orthopyroxène	56
Figure 3,7- Exsolution vue au microscope électronique à balayage	57
Figure 3,8- Représentation graphique des compositions chimiques des points analysés à la figure 3,7 . . .	58
Figure 3,9- Manifestation du rétro-morphisme sur les minéraux progrades	60
Figure 3,10- Conditions PT des assemblages olivine- grunérite-quartz et orthopyroxène-grunérite-quartz .	62
Figure 4,1- Composition géochimique des paragneiss et des formations de fer reportée sur un diagramme AFM . .	70
Figure 4,2- Diagrammes Cr vs Ni dans les roches métasédimentaires	76
Figure 4,3- Patrons des éléments terres rares des paragneiss	78
Figure 4,4- Diagrammes discriminants pour déterminer l'environnement tectonique	84
Figure 4,5- Variation géochimique le long du trou de forage #3	88
Figure 4,6- Trois différents types de patrons ETR dans des formations de fer	90
Figure 4,7- Graphiques de Al_2O_3 vs ETR, La et Lu	91

Figure 4,8- Corrélation entre le contenu en titane et en aluminium dans tous les métasédiments	93
Figure 4,9- Graphique cumulatif de probabilité des valeurs en or de toutes les roches	96
Figure 4,10- Graphiques en boîtes des éléments majeurs .	99
Figure 4,11- Graphiques en boîtes des éléments traces .	100
Figure 4,12- Graphiques cumulatif de probabilité des éléments majeur	102
Figure 4,13- Graphiques cumulatif de probabilité des éléments trace	103
Figure 5,1- Diagramme AFM des assemblages minéralogiques	111
Figure 5,2- Rapport Fe/Mg des différentes paires de minéraux utilisées comme géothermomètre	112
Figure 5,3- Cheminement PT proposé pour la formation de fer du Lac Lillois	124
Figure 5,4- Températures calculées de l'arsénopyrite à partir de son contenu en arsenic	127
Figure 5,5- Vecteur P-T superposé à des courbes indiquant différentes vitesses de remonté	131
Figure 6,1- Sulfures associés aux grenats dans la zone minéralisée	139
Figure 6,2- Photomicrographie des assemblages loellingite-arsénopyrite-pyrrhotine-or.	140

Figure 6,3- Champs de stabilité théorique de l'arsénopyrite	141
Figure 6,4- Détails du comportement de l'or dans l'assemblage loellingite-arsénopyrite	144
Figure 6,5- Développement de ferrohornblende au contact pyroxène/sulfure	146
Figure 6,6- Composition des arsénopyrites dans le système Fe-As-S	148
Figure 6,7- Facteurs d'enrichissement/appauvrissement des roches minéralisées vs les roches stériles	151
Figure 6,8- Comportement des ETR dans le trou de forage #3	153
Figure 6,9- Patrons des ETR des roches contenant plus de 1 g/t d'or	154
Figure 6,10- Analyse factorielle d'éléments choisis dans les roches minéralisées	156
Figure 7,1- Modèle métallogénique pour les minéralisations d'or du Lac Lillois	170
Figure 7,2- Cheminement PT et champs des inclusions fluides	173

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3,1- Assemblages minéralogiques dans la formation de fer métamorphisée	50
Tableau 3,2- Comparaison entre une formation aurifère stratiforme et un skarn aurifère	64
Tableau 4,1- Tableau comparatif entre la composition chimique des paragneiss d'Ashuanipi et celles d'autres paragneiss	74
Tableau 5,1- Températures des différents assemblages . .	120

CHAPITRE I

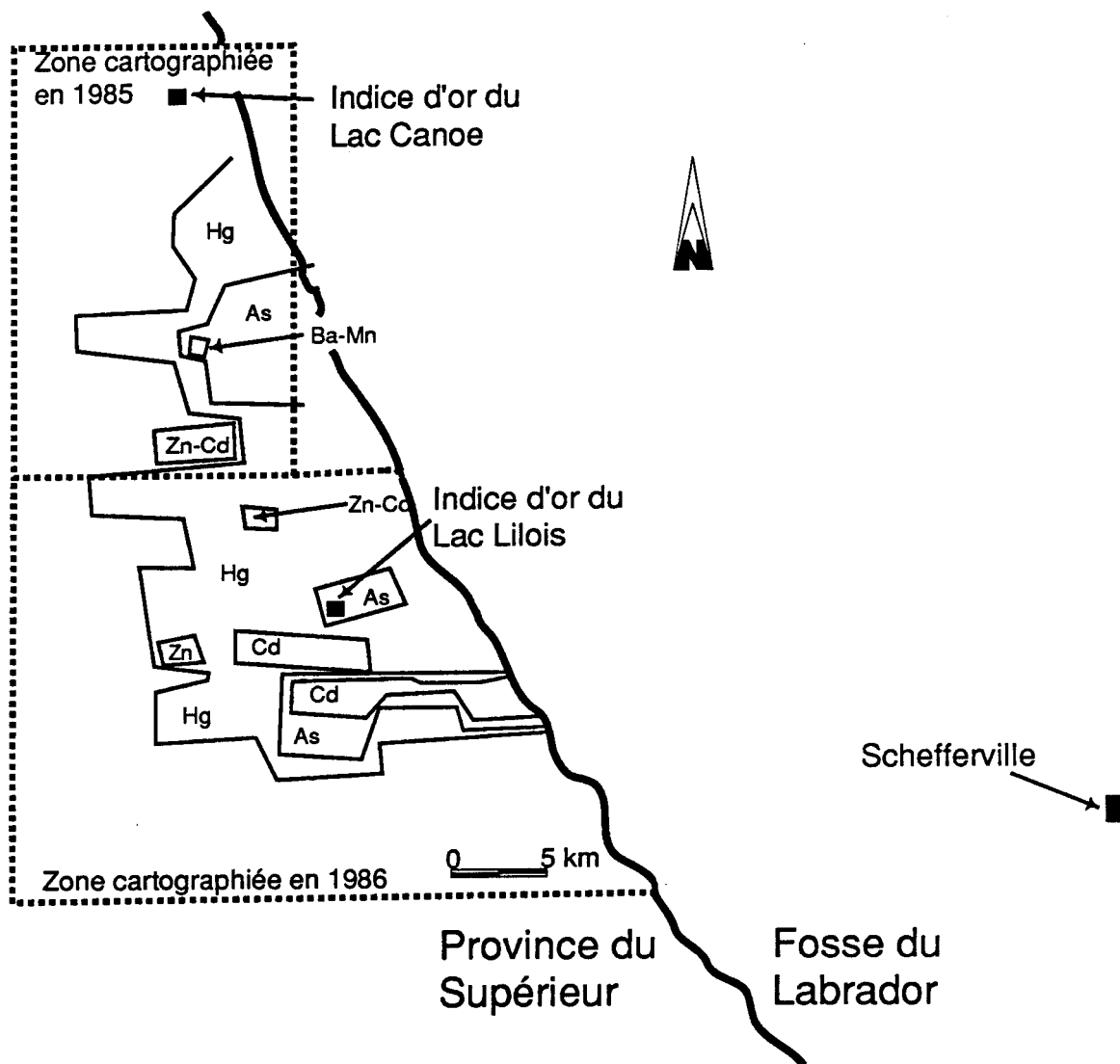
INTRODUCTION

Historique

Schefferville a été la métropole québécoise de l'exploitation du fer des années cinquante au milieu des années soixante-dix. Cette exploitation s'est toutefois bornée à la fosse du Labrador, vers le nord-est de la ville, et s'est terminée en 1983. Malgré la proximité des roches archéennes du Supérieur, situées à quelques kilomètres à l'ouest, peu de prospection s'y est fait. Toute cette région de la province du Supérieur était géologiquement peu connue sauf pour quelques travaux de reconnaissance à grande échelle (Stevenson 1962, Baragar 1967).

Étant sensibilisé à ce fait, le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec a entrepris au début des années 80 un relevé géochimique des sédiments de fond de lacs (Beaumier 1984, 1986). Ces relevés ont permis de délimiter un secteur anomalique en As, Cd, Hg et quelques métaux de base située à 40 km à l'ouest de Schefferville (fig. 1,1). La reconnaissance géologique a commencé en 1985 et mena à la découverte d'échantillons contenant jusqu'à 18.9 g/t Au (Lapointe 1985). Depuis 1986 tous ces terrains sont jalonnés et prospectés de façon plus ou moins intensive. La reconnaissance géologique régionale s'est poursuivie depuis 1986 par le MERQ (Lapointe

Figure 1,1- Localisation des zones cartographiées en 1985 et 1986 pour le compte du MERQ. Ces secteurs ont été choisis pour englober les principales zones anomaliques d'après les sédiments de fond de lacs (d'après Beaumier 1986).



1988), INRS-Géoresources (Chevé et Brouillette 1988) et la Commission Géologique du Canada (Percival 1987, Percival et Girard 1988).

Problématique

La majorité des importants dépôts d'or archéens dans le monde, et particulièrement au Canada, se trouvent à l'intérieur ou juste à côté des ceintures de roches vertes et dans des roches métamorphisées au faciès du schiste vert à amphibolite (dans la Province Supérieure, Hodgson et MacGeehan 1982; dans le Yilgarn Block, Groves et al. 1988). Des modèles génétiques importants découlent de l'étude de ces dépôts (e.g. Colvine 1989, Fyon et al. 1989, Cameron 1989, Groves et al. 1992) et expliquent les traits communs à tous ces dépôts ainsi que leur âges similaires. Certains modèles particuliers font appel au dégazage métamorphique pour l'origine des fluides minéralisateurs (e.g. Groves et Phillips 1987), certains autres font un lien génétique avec des roches ignées felsiques (e.g. Burrows et Spooner 1987) ou encore avec la circulation d'eau météorique (Nesbitt et al. 1986) ou métamorphique (Powell 1990). Voir également la synthèse des différents modèles appliquée au camp minier de Val-d'Or par Jenkins et Brown (1993).

Qu'est-ce que l'étude de l'indice d'or du Lac Lillois peut apporter au débat sur les différents modèles mentionnés plus haut? Et bien tout d'abord la présence d'or dans des migmatites métamorphisées au faciès granulite est inhabituel. Ce seul point justifie l'étude d'une telle occurrence d'or dans le complexe d'Ashuanipi. Nous garderons toujours en tête cependant la question maîtresse de cette étude, à savoir: L'indice d'or du Lac Lillois peut-il s'insérer dans des modèles généraux, en particulier les modèles faisant appel à un "continuum crustal" (e.g. Groves et al. 1992)? Et si oui est-ce qu'il représente la partie profonde d'un tel continuum?

Mais cette thèse devra également répondre à la question suivante: est-ce exceptionnel de retrouver de l'or dans de telles roches? En d'autres termes pouvons-nous nous attendre à retrouver de l'or ailleurs dans le complexe? Ceci aurait un impact certain sur l'exploration de l'or dans les roches hautement métamorphisées.

Une des approches utilisées dans cette étude est de déterminer si l'or est prograde ou rétrograde, ou en d'autres termes de vérifier si l'or s'est déposé durant l'épisode pré-métamorphique, syn-métamorphique ou durant le rétroromorphisme (post-métamorphique). Une mise en place rétrograde de l'or

empêcherait de situer l'indice du Lac Lillois dans la partie profonde d'un "continuum crustal".

Une déposition syn-métamorphique de l'or dans le faciès granulite implique que l'or peut se déposer simultanément dans les parties inférieures et supérieures de la croûte terrestre. Des facteurs autres que la pression et/ou la température influenceraient donc le processus de déposition de l'or (ces facteurs de minéralisations dans les zones de cisaillement sont bien connus et révisés dans Bursnall 1989).

Il ressort de cette étude que l'or s'est déposé du faciès granulite au faciès amphibolite, donc que l'épisode minéralisateur a été long. Une des conclusions les plus importantes de cette thèse est qu'au moins une partie de l'or archéen provient de la croûte profonde (ou du manteau supérieur) et non du lessivage des roches des niveaux supérieurs, comme les ceintures de roches vertes.

Méthodologie et plan de la thèse

La cartographie de terrain s'est faite durant les étés 1985 et 1986 pour le compte du Ministère de l'Énergie et des

Ressources du Québec. L'Échantillonnage géochimique sur l'indice Lilois s'est fait en une dizaine de jours à l'été 1987, grâce à l'INRS Géoressources. Un autre indice d'or, l'indice Arsène, situé à 16 km à l'ouest du lac Canoe a été visité cet été là. Monsieur Ned Chown était présent lors de ces visites. Une autre visite d'une semaine sur l'indice Lilois a été organisée avec monsieur Ed Sawyer à l'été 1988 grâce au Ministère fédéral du grand nord et des affaires indiennes.

Il faut ici souligner que le niveau des connaissances dans cette région était fort limité à cette époque. Les résultats obtenus lors des campagnes d'exploration intensives menées par le groupe Vior-Mazarin de 1986 à 1988 ne nous étaient pas accessibles. La visite des indices était impossible, vu les difficultés (coûts) de transport. D'autre part la cartographie de l'indice Lilois s'est avérée difficile, vu l'état extrême de déformation de la roche. Nous avons donc décidé d'échantillonner au maximum le long de lignes qui traverseraient et la zone minéralisée et la roche encaissante, et même le pluton (voir annexe 4). Des roches similaires à la roche encaissante (paragneiss) mais situées plus loin de l'indice Lilois ont également été utilisées pour caractériser le cadre régional. Le contrôle lithologique parfois faible sur nos échantillons (i.e. difficulté à les reconnaître) est

compensé par un rigoureux contrôle spatial (voir annexe 4). L'utilisation intensive de la géochimie dans un tel contexte requiert donc des méthodes de traitement statistique relativement sophistiquées.

Un travail très succinct d'inclusions fluides a été effectué sur deux échantillons: une formation de fer minéralisée et un paragneiss encaissant. Une dizaine de mesures ont été prises sur le quartz de chaque échantillon selon la méthode décrite dans See (1994). Ces mesures nous ont permis de tracer des isochores dans le but de les comparer avec les travaux plus exhaustifs de Moritz et Chevé (1992a, 1992b).

D'une façon générale le plan de cette thèse est le suivant: le chapitre deux décrit la géologie régionale, les unités lithologiques principales et en donne les principaux traits structuraux et métamorphiques.

Le chapitre trois décrit la roche porteuse de l'or, soit la formation de fer métamorphisée. La composition et les textures des minéraux y sont discutées. Le problème de discriminer, sur une base minéralogique, entre une formation de fer métamorphisée et un skarn est également abordé.

Le chapitre quatre traite de la géochimie des paragneiss et de la formation de fer. La géochimie des paragneiss sert à déterminer l'environnement tectonique de déposition des sédiments. La géochimie des minéralisations aurifères est traité en particulier.

Le chapitre cinq étudie les conditions P-T dans la formation de fer et discute les implications géologiques. L'environnement tectonique tel que défini au chapitre quatre selon la composition géochimique des roches est rediscuté en considérant les vitesses estimées d'enfouissement et de remonté de la croûte.

Le chapitre six décrit l'indice d'or du Lac Lillois. L'étude du comportement géochimique de la minéralisation aurifère est approfondie et les associations entre les éléments sont discutées.

Le chapitre sept discute la gîtologie de l'indice Lillois et propose un modèle métallogénique.

CHAPITRE II

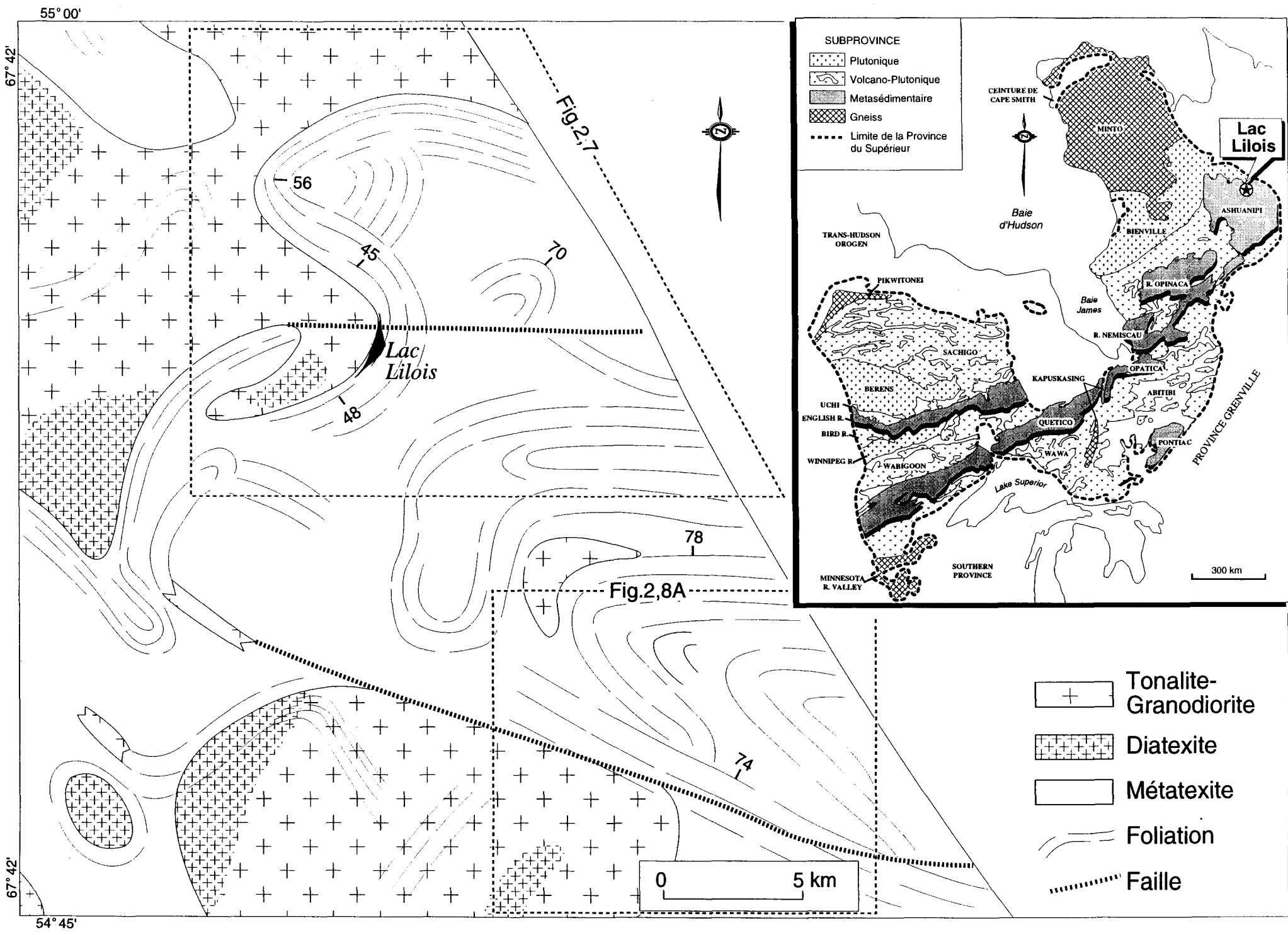
GÉOLOGIE RÉGIONALE

Cadre régional

Le complexe d'Ashuanipi est situé à l'extrémité est de la Province Supérieure du Bouclier Canadien (fig. 2,1) . Il est principalement composé de paragneiss migmatitiques, mais contient aussi des orthogneiss tonalitiques, des formations de fer ainsi que de rares gneiss mafiques. Les gneiss mafiques et les orthogneiss tonalitiques sont abondants au centre du complexe (Percival 1987, Percival et Girard 1988) mais leur importance décroît considérablement vers le nord, en s'approchant de la sous-province du Bienville (Lapointe 1988). Les formations de fer sont absentes du centre du complexe (Percival 1987) mais sont rencontrées à de nombreux endroits vers le nord, dans la région du Lac Lillois, et même jusque dans la sous-province de Bienville (Chevé et Brouillette 1988). Tous les gneiss sont introduits par des plutons granodioritiques à tonalitiques. De plus, il y a présence de dykes de diabase et de granite rose, ainsi que de rares plutons de syénite à néphéline. Les dykes sont probablement post-archéens mais les syénites sont archéennes (Fumerton et Barry 1984).

Il est à noter que le Complexe d'Ashuanipi est en continuité géographique (i.e. au nord-est) avec les grandes ceintures métasédimentaires de la Province Supérieure soit:

Figure 2,1- Localisation du complexe d'Ashuanipi dans la province du Supérieur (d'après Card 1990) et géologie aux alentours de la formation de fer métamorphisée du Lac Lillois (lentille noire). Les zones couvertes par les figures 2,7 et 2,8A sont indiquées sur cette carte. Les sous-provinces métasédimentaires ont été accentuées sur la carte de Card (1990) pour faire ressortir la continuité géographique est-ouest avec le complexe d'Ashuanipi.



English River, Quetico, Némiscau et Opinaca. Percival et al. (1992 fig. 1 p. 2289) considère le Complexe d'Ashuanipi comme l'extension orientale de la ceinture métasédimentaire de Opinaca et le relie à cette dernière.

Des zircons détritiques dans le paragneiss indiquent un âge U-Pb minimum de 2786 Ma (Mortensen et Percival 1987). Le métamorphisme régional et la migmatisation sont datés entre 2670 et 2650 Ma par la méthode U-Pb sur des zircons "polytypic", baddeleyites et monazites (Chevé et Brouillette 1991). Le pluton de granodiorite-tonalite du Lac Lillois donne un âge de cristallisation de 2653 ± 3 Ma (U-Pb sur les couronnes de zircons) et est interprété comme correspondant à la fin du métamorphisme régional. L'intrusion des syénites (20 km au nord du Lac Lillois) à 2625 ± 3 Ma est contemporain avec la croissance de monazite dans les plus vieilles intrusions à 2619 ± 6 Ma et indique une activité thermique tardive (Machado et Chevé 1991).

Unités lithologiques principales

Les trois types lithologiques principaux dans la région (fig. 2,1) sont les métatexites, les diatexites (Percival 1987, 1991, Percival et Girard 1988, Percival et al. 1992) ainsi que

des roches plutoniques. Une métatexite (comme définie par Brown 1973) est une roche produite par un procédé de ségrégation (généralement de quartz et de feldspath) par différenciation métamorphique et/ou fusion partielle et dans laquelle le rubanement migmatitique est évident. Une diatexite est une roche produite par une anatexie avancée où la fusion peut être complète et dans laquelle il n'y a pas de rubanement migmatitique continue. Les roches plutoniques sont des roches intrusives ignées homogènes, pouvant résulter de l'anatexie des paragneiss.

La métatexite dominante est le paragneiss quartzo-feldspathique à biotite, grenat et orthopyroxène. Le contenu en minéraux ferromagnésiens est variable dans le paragneiss. Par exemple le contenu en grenat (porphyroblastes) varie de 0 à 40%. Un litage primaire causé par un changement soudain dans le contenu en minéraux mafiques a même été reconnu dans un paragneiss à biotite.

Le paragneiss peut être peu migmatisé. La figure 2,2A montre un tel paragneiss où seul un leucosome boudiné d'échelle millimétrique (en haut du marqueur) est présent. Ce leucosome est causé, du moins en partie, par la migration de matériel felsique. Cette migration produit un mélanosome. Ce type de

migmatisation est considéré en système fermé, du moins à l'échelle de l'affleurement.

Nous apercevons dans le bas de la figure 2,2A, mais surtout sur la figure 2,2B des injections d'échelle centimétrique de matériel felsique dans le paragneiss. La migmatisation millimétrique est toujours visible dans le paragneiss (fig. 2,2B), mais il se retrouve également des injections centimétriques (et décimétriques) de matériel tonalitique. La texture résultante est ptygmatisée (fig. 2,2B) ou lit-par-lit (fig. 2,2C). Les injections tonalitiques sont identiques pétrographiquement aux plutons tonalitiques, ces deux roches s'appellent par conséquent des tonalites. Géochimiquement, l'échantillon 73 (annexe 4) représente le coeur du pluton de tonalite du Lac Lillois et l'échantillon 78 le centre d'une injection métrique. En regard des éléments majeurs, l'injection est plus riche en silice et potassium et plus faible pour les autres éléments majeurs que le pluton. Ces injections sont considérées en système ouvert car elles n'entraînent pas le développement d'un mélanosome (comme à la figure 2,2A) mais plutôt provoque une réaction chimique au contact avec l'encaissant. Cette réaction au contact felsique/mafique (fig. 2,2D) provoque la croissance de grenats. Cette croissance de grenats peut être causée par un contraste

Figure 2,2- Différents types de métatexite. A- Paragneiss peu migmatisé. Un leucosome d'échelle millimétrique (en haut du marqueur) produit par une migration de matériel felsique et produisant un mélanosome (système fermé). B- Paragneiss où en plus des leucosomes millimétriques apparaissent des injections centimétriques.



A



B

Figure 2,2- Différents types de métatexite. C- Texture lit-par-lit causée par des injections tonalitiques. D- Développement de porphyroblastes de grenat au contact entre l'injection et le paragneiss.



C



D

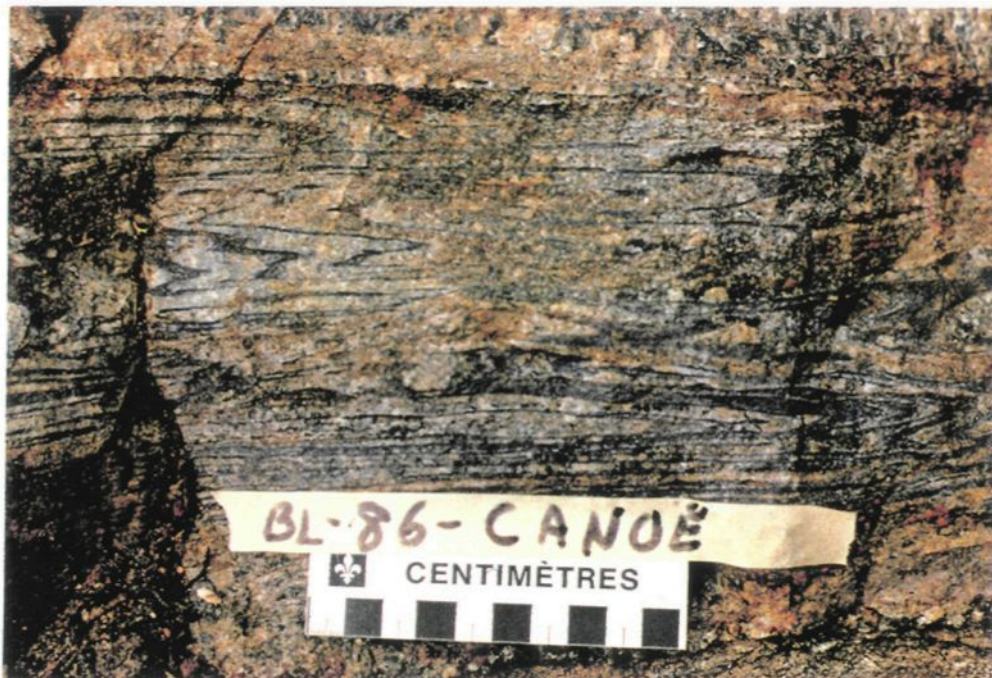
chimique local entre l'injection et son encaissant. D'ailleurs Percival (1988) considèrent les granodiorites (et les tonalites) du Complexe comme résultant d'une fusion avancée *in situ* (ou juste en dessous des roches présentement exposées), attestant leur origine crustal. L'évidence supportant un tel procédé vient d'une superposition complète des données chimiques (éléments majeur et terre-rare) des paragneiss et des diatexites (Percival 1988). Notons ici qu'une étude géochimique complète et qui permettrait de discriminer formellement entre un système ouvert ou fermé est au-delà des buts de cette thèse.

En résumé, le rubanement dans la métatexite est d'échelle millimétrique à centimétrique et causé par l'alternance de paléosomes gris foncés, foliés et à grains fins (< 1 mm), composés de plagioclase, de quartz, de biotite, de grenat et d'orthopyroxène, avec des leucosomes à grains moyens à grossiers composés de plagioclase, de quartz, de feldspath potassique et accessoirement de grenat et d'orthopyroxène. Des injections concordantes et discordantes de tonalite sont fréquentes. La similitude entre les compositions des leucosomes produits par les systèmes fermés et ouverts et les plutons tonalitiques s'explique car les plutons sont produits par la fusion partielle de paragneiss quartzo-feldspathiques situés sous les paragneiss du complexe d'Ashuanipi (Percival 1991). Le

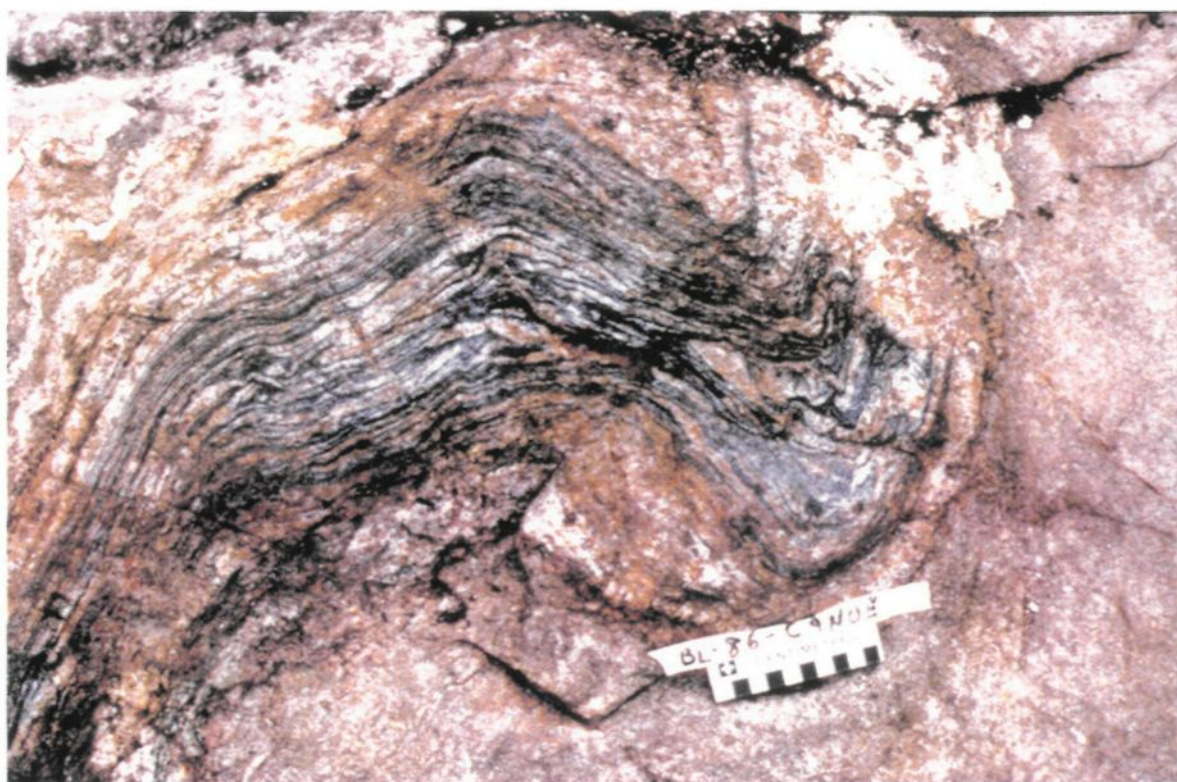
paléosome à l'origine des leucosomes millimétriques et des injections métriques est donc le même, soit un paragneiss quartzo-feldspathique de composition tonalitique. La différence entre les deux types de mobilisat est la distance entre ceux-ci et leurs sources respectives ainsi que le degré de fusion partielle.

Des lentilles métriques de gneiss mafiques apparaissent ça et là dans le paragneiss et peuvent être interprétées comme des horizons volcaniques, des lits mafiques ou des dykes boudinés. Plus significative est la présence de nombreux boudins de formations de fer dans le paragneiss. Les formations de fer rubanées (FFR) forment des lentilles d'épaisseur métrique dans lesquelles des lits millimétriques de magnétite alternent avec des lits de quartz (fig. 2,3). Certains de ces lits se composent soit d'orthopyroxène, de grenat ou de fayalite (fig. 2,4A), indiquant probablement un faciès silicaté (selon la classification classique de James 1954). Même métamorphisées ces FFR conservent leur rubanement primaire. Suite à un métamorphisme extrême cependant ces FFR perdent leur litage primaire et sont entièrement recristallisées (fig. 2,4B). Ces dernières sont désignées formations de fer métamorphisées (FFM) et seront étudiées en détail plus loin. L'indice d'or du Lac Lillois se trouve dans des FFM de ce type.

Figure 2,3- Formations de fer à magnétite. A- Formation de fer rubanée (et plissée) à magnétite (indice du lac Canoe). B- Formation de fer à magnétite boudinée dans la métatexite (indice du lac Canoe).



A



B

Figure 2,4- Formations de fer silicatées. A- Le rubanement est causé par l'alternance de lit de quartz et de pyroxène, avec ou sans grenat (indice Arsène). B- Formation de fer métamorphisée du Lac Lillois. On y voit une alternance entre des bandes quartzo-feldspathiques et de pyroxène-grenat, mais pas un litage bien défini.



A

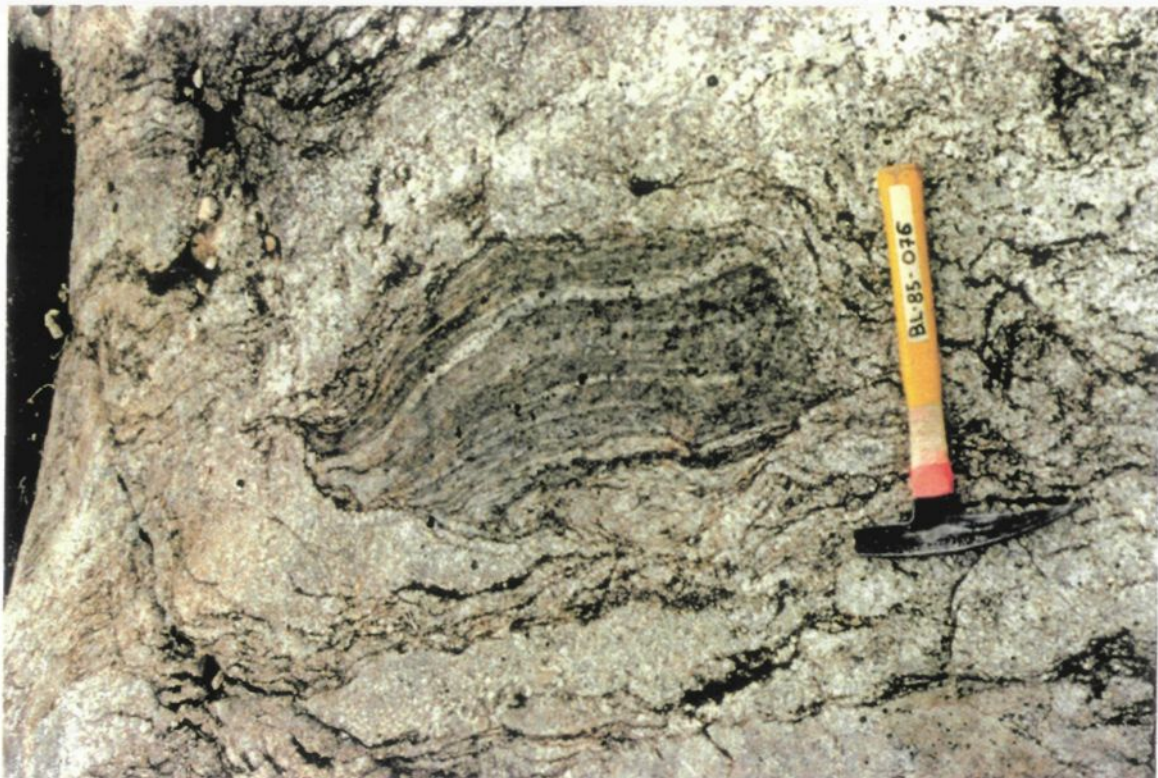


B

La diatexite ressemble à une roche intrusive et forme des plutons granodioritiques quand ses contacts avec les paragneiss encaissants sont francs. Les relations de terrain deviennent équivoques quand ces mêmes contacts sont graduels. Les diatexites passent alors graduellement à des métatexites et le contact géologique entre ces deux lithologies est établi lorsque 50% de la roche est composé de matériel granodioritique (Lapointe 1985). Des xénolithes de métatexites sont omniprésents dans la diatexite. Ces xénolithes de métatexites (fig. 2,5A) sont graduellement digérés pour former des reliques de matériel mafique (biotite, pyroxène, +/- amphibole) et donner une texture schlieren (fig. 2,5B).

Les tonalites forment des plutons massifs (où la texture ignée est préservée) à foliés de différentes configurations et dimensions. Elles sont homogènes, à grains moyens à grossiers et composées surtout de plagioclase et de quartz avec un peu d'orthopyroxène, de grenat, de magnétite et de feldspath potassique. Il y a passage d'une tonalite à une granodiorite en allant du centre vers les bordures de certains plutons. Il n'y a pas de pegmatite à l'intérieur des plutons tonalitiques. Certaines de ces tonalites pourraient être des diatexites homogènes (S. Chevé 1991 communication personnelle). Dans ce

Figure 2,5- Diatexites. A- Enclaves de métatexite dans la diatexite. B- Les restites, composées essentiellement de biotite et de pyroxène, sont en assimilation plus ou moins avancées dans la tonalite-granodiorite, ce qui produit une texture schlieren.



A



B

cas certains de ces plutons résulteraient d'une séparation plus ou moins avancée entre le magma et sa restite (e.g. massif des Trois Seigneurs, Wickham 1987) et même une séparation complète (e.g. Chappell et al. 1987, Clemens 1989).

Géologie structurale

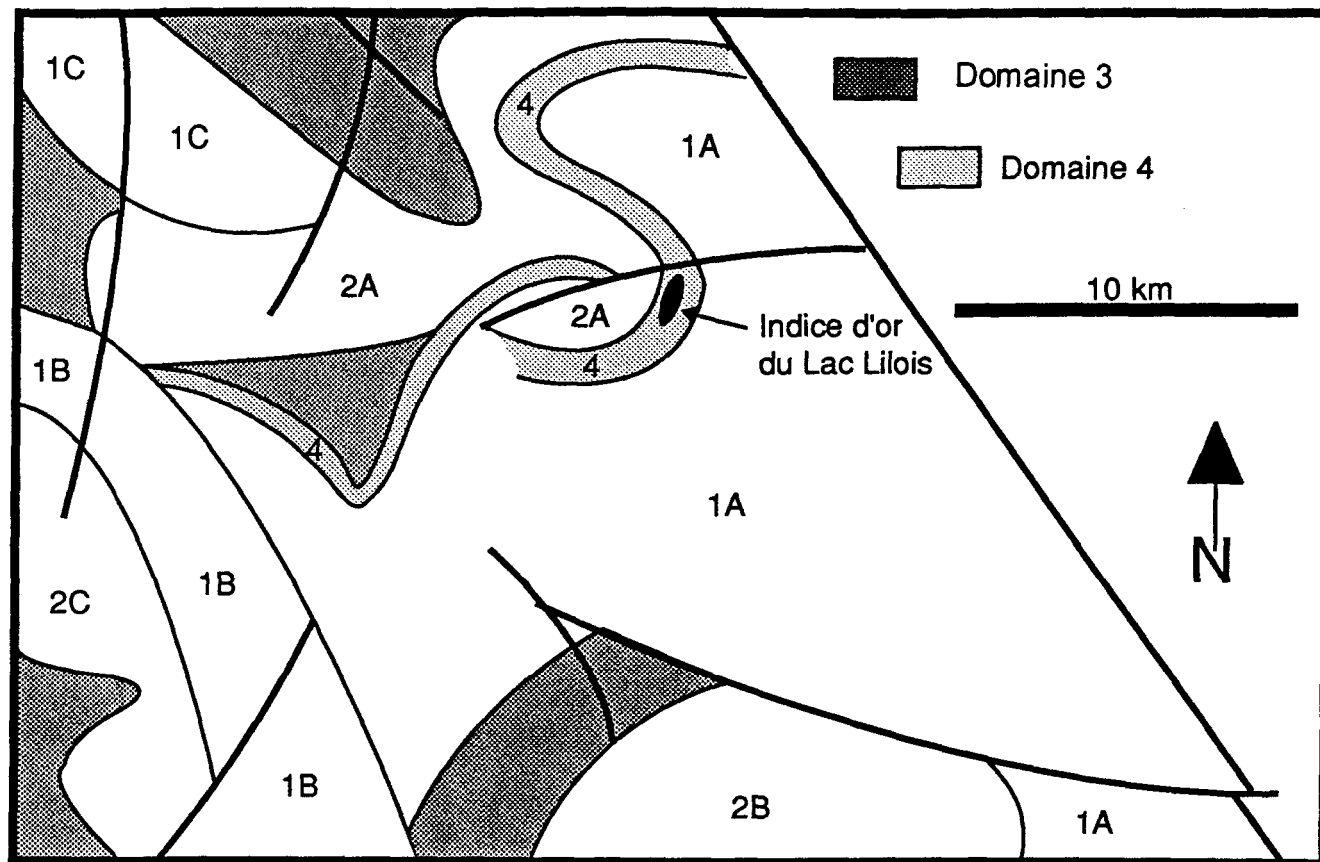
Aux alentours du Lac Lillois on distingue les domaines et sous-domaines structuraux suivant (fig. 2,6):

DOMAINE 1- Contient les roches les plus vieilles, gneissiques, plus ou moins migmatisées. *Sous-domaine 1A*: au moins deux phases de plissement avec des linéations ainsi que des axes de plis à plongement abrupt vers le nord. *Sous-domaine 1B*: une phase de plissement est visible et les axes de plis plongent vers le nord-est. *Sous-domaine 1C*: deux phases de plissement probables, mais avec une plus grande dispersion des axes de plis.

DOMAINE 2- Contient les roches plus jeunes d'origine magmatique, non gneissiques et non migmatisées. *Sous-domaines 2A, 2B et 2C*: ils correspondent aux trois plutons majeurs.

DOMAINE 3- Contient les roches ne pouvant être reliées aux deux

Figure 2,6- Les domaines et sous-domaines structuraux dans la région du Lac Lillois.



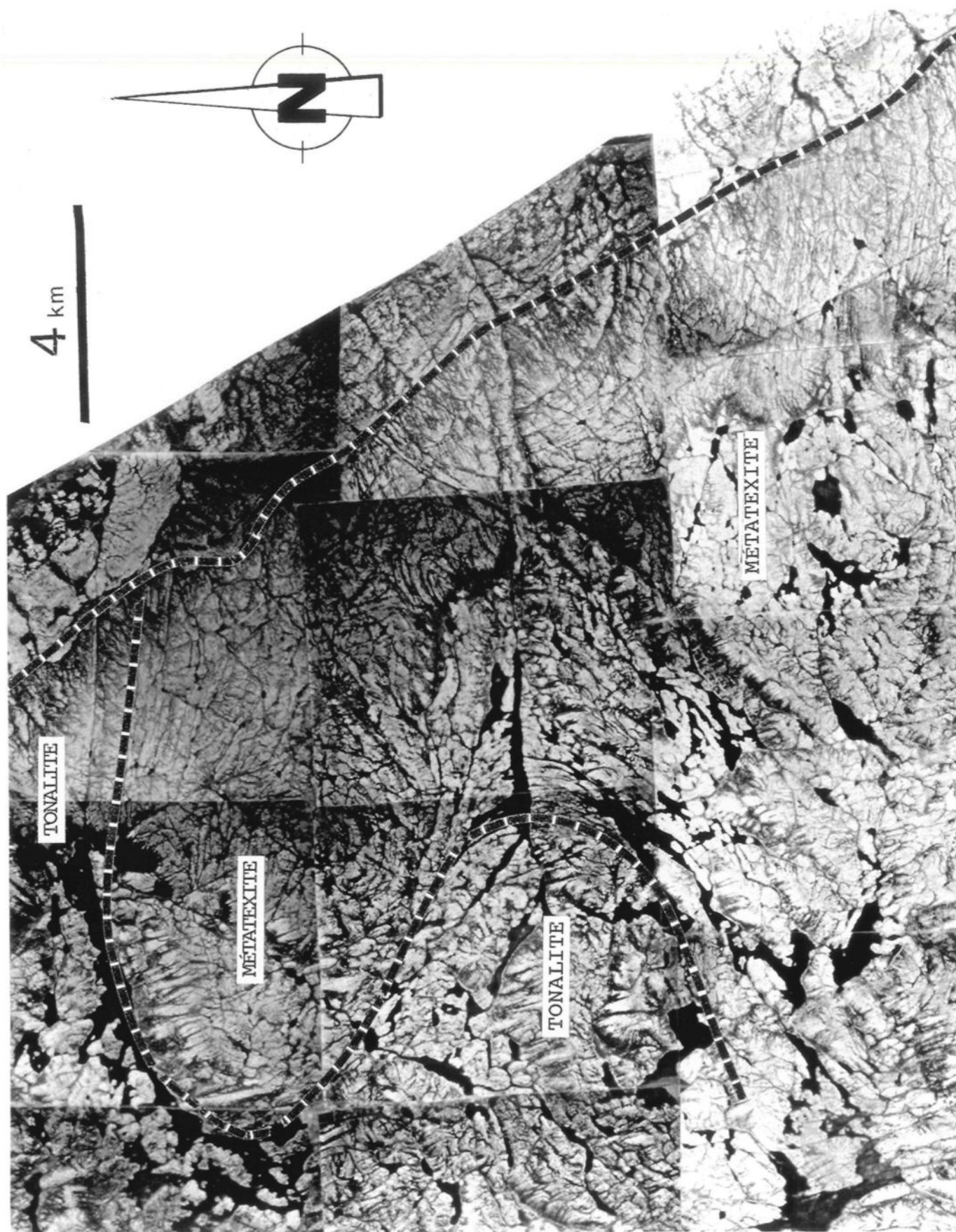
domaines précédents. Les diatexites appartiennent à ce domaine.

DOMAINE 4- Ce domaine a été identifié dans les roches au contact entre les sous-domaines 1A et 2A. L'attitude des foliations est parallèle au contact géologique entre la tonalite et la métatexite.

Les directions structurales dominantes est/ouest à nord-ouest/sud-est sont définies dans les métatexites par le rubanement migmatitique et la foliation minérale (sous-domaine 1A). Les pendages sont abrupts (plus de 60°) à sub-verticaux vers le nord/nord-est, sauf dans la partie sud du Lac Lillois où ils sont abrupts vers le sud. Notons que le seul endroit où les pendages sont plus faibles que 45° est le Lac Lillois.

Les plutons tonalitiques (le pluton du Lac Lillois correspond au sous-domaine 2A) possèdent une faible foliation régionale qui s'accroît légèrement vers les bordures et les contacts avec l'encaissant. La présence du pluton tardif du Lac Lillois (2653 ± 3 Ma, Machado et Chevé 1991) a causé le réaligement des foliations pré-existantes dans les paragneiss et forcé le développement d'un domaine structural de 1 km d'épaisseur (domaine 4, fig. 2,6) au contact géologique et où les directions et pendages sont parallèles à ce contact (fig.

Figure 2,7- Photo mosaïque aérienne du contact entre la tonalite et la métatexite. Ce contact, ainsi que celui avec la Fosse du Labrador, est marqué par un trait pointillé. Le domaine structural près du contact est plus large au Lac Lillois vu les pendages plus faibles qu'il y a au nez de pli (se référer aux figures 2,1 et 2,6).



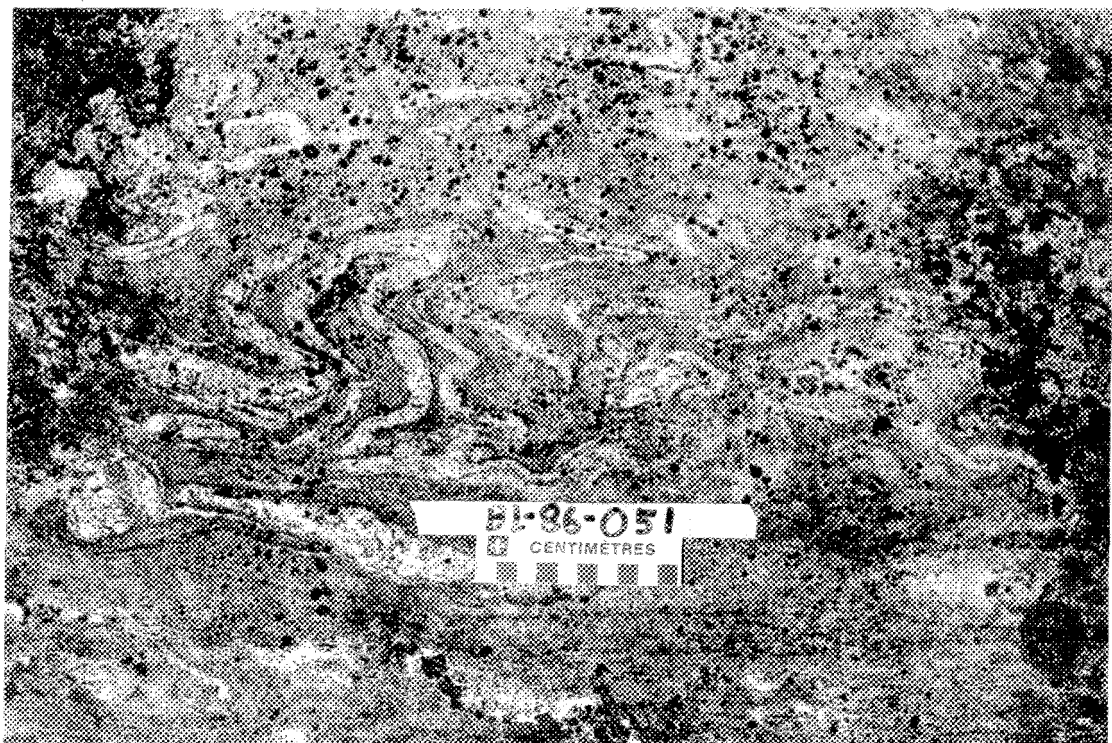
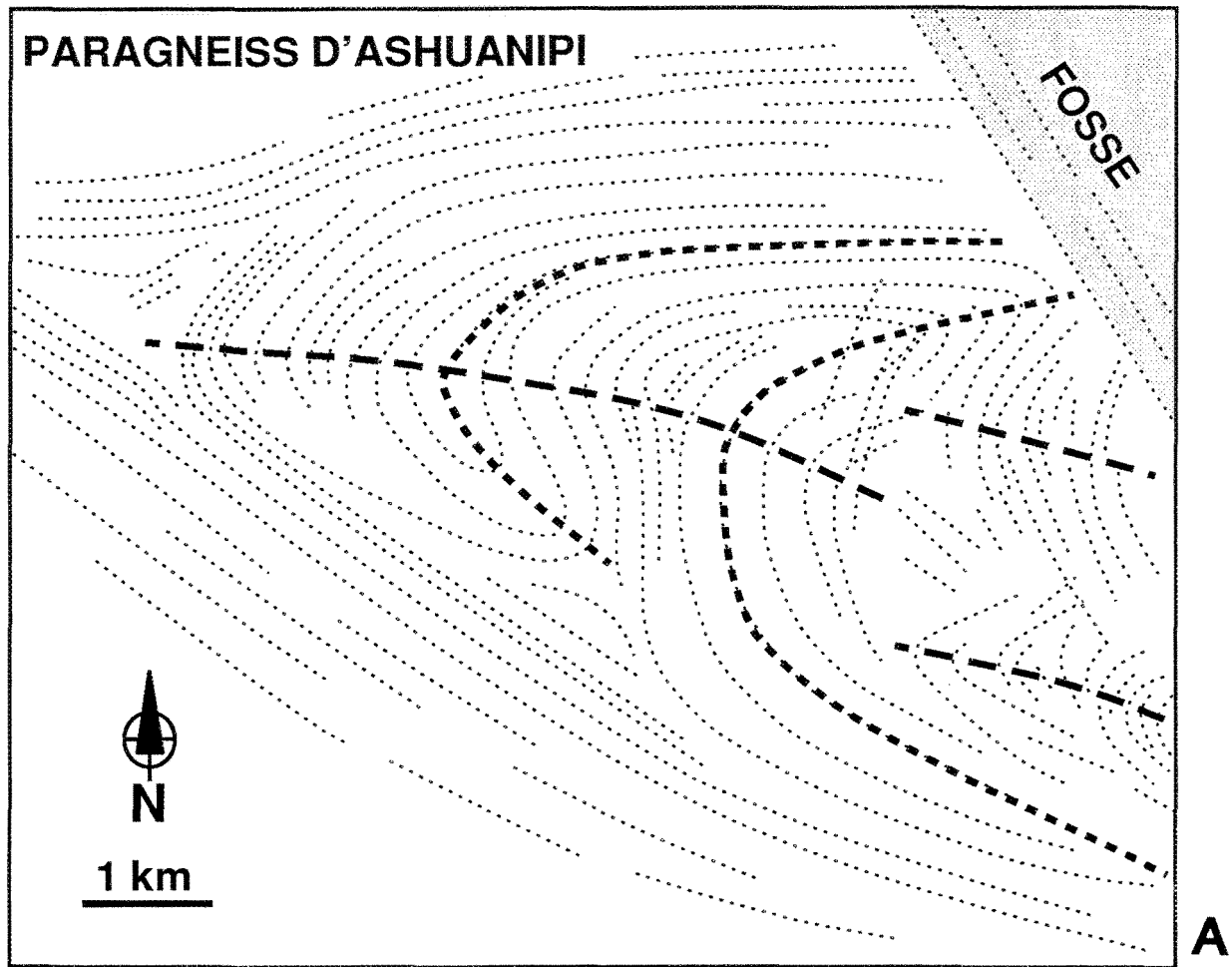
2,7). La position du contact ainsi que son pendage à 45° ont été vérifiés grâce aux trous de forage effectués sur l'indice du Lac Lillois et qui ont intersectés ce contact.

C'est également dans ce domaine structural particulier que se trouve la formation de fer métamorphisée du Lac Lillois. La FFM est située dans un nez de plis et les pendages y sont de 45° , parallèle au contact géologique tonalite/métatexite.

Les plis superposés et les figures d'interférences sont répandus dans tous les gneiss mais sont beaucoup mieux observables dans la métatexite de la région du Lac Lillois (sous-domaine 2A), et ce tant à l'échelle régionale (fig. 2,8A) qu'à l'échelle de l'affleurement (fig. 2,8B). Deux phases de plissement y sont visibles. Tant à l'échelle de l'affleurement qu'à celle de la carte géologique, les figures d'interférences sont visibles et des patrons du type 3 sont reconnaissables (patrons F et I, figure 10-13, page 531, Ramsay 1967). Il est à noter qu'au sud de la figure 2,8B il existe une zone de cisaillement (voir la faille à la figure 2,1). Cette zone de cisaillement est représentative du cisaillement probable dans le Complexe.

Les mobilisats millimétriques et les leucosomes

Figure 2,8 A- Photo-interprétation d'une partie du complexe d'Ashuanipi en contact avec la Fosse du Labrador. Les traits pointillés fin représentent les directions de la foliation minérale; les traits tiretés courts représentent les traces de plan axial de première phase; les traits tiretés longs représentent les traces de plan axial de deuxième phase. B- Notez la similitude des patrons d'interférences entre l'échelle régionale et l'échelle de l'affleurement.



centimétriques sont fortement plissés (plis ptygmatisés) tandis que les injections décimétriques se présentent généralement avec une texture lit-par-lit (fig. 2,2C). Ceci suggère une mise en place syn-tectonique pour les premières et tardi-tectonique pour les injections lit-par-lit dans le paragneiss.

Métamorphisme

Ceci n'est qu'un aperçu sommaire. Les chapitres trois et cinq traitent en détail du métamorphisme.

La présence généralisée de l'orthopyroxène dans les roches du complexe d'Ashuanipi indique que le faciès granulite a été atteint. La paragenèse principale de la métatexite est plagioclase-quartz-biotite-grenat-orthopyroxène +/- feldspath potassique (graphite occasionnel), ce qui en fait un gneiss de composition tonalitique. Les minéraux sont peu altérés. Tous les gneiss sont migmatisés et/ou injectés de matériel de composition tonalitique à granodioritique. La migmatisation en système fermé a produit des leucosomes millimétriques. La migmatisation en système ouvert, le plus important, a produit les injections décimétriques à métriques. Les conditions du métamorphisme ont été estimées à 0,6-0,65 GPa et 700-835°C dans

les paragneiss du complexe d'Ashuanipi (Percival 1991).

Les seules amphiboles sont localisées à certaines zones dans le complexe, notamment dans la formation de fer du Lac Lillois, et remplacent ou entourent les pyroxènes. Les roches contenant de l'amphibole montrent également une altération des plagioclases en séricites.

CHAPITRE III

FORMATION DE FER MÉTAMORPHISÉE DU LAC LILOIS

Ce chapitre décrit la formation de fer métamorphisée du Lac Lillois. Cette description est minéralogique et texturale. Certaines réactions métamorphiques pouvant être à l'origine des assemblages minéralogiques sont décrites mais l'attention est portée sur (1) les textures réactionnelles (symplectiques), indiquant une instabilité des assemblages; (2) les exsolutions de deux pyroxènes, pouvant servir de géothermomètre fossile ainsi que (3) les observations permettant de définir la présence d'un skarn à l'intérieur de la FFM.

Généralités

La FFM du Lac Lillois forme une lentille de 300 X 800 m qui affleure parallèlement à moins de 100 m du contact d'un pluton de tonalite (fig. 3,1). Deux trous, sur un total de huit, ont été étudiés en détail et permettent de définir une extension en profondeur d'au moins 200 m.

Le fin litage des FFR est non reconnaissable ou non présent au Lac Lillois. Les seules structures mégascopiques consistent en un rubanement de 2 à 5 cm d'épaisseur où alternent des bandes riches en orthopyroxènes, en grenat et en quartz-plagioclase (fig. 3,2). Ce type de rubanement est considéré métamorphique (ou métasomatique) et non primaire car:

Figure 3,1- La formation de fer correspond à la zone minéralisée (en foncé) et est séparée de la tonalite par une zone de transition où la métatexite est plus injectée de matériel tonalitique. La direction des deux trous de forage est indiquée. Ces trous sont pentés à 45° vers l'ouest et par conséquent traversent les lithologies perpendiculairement. (Modifié d'après Poisson 1986, rapport statutaire pour Vior-Mazarin Inc.)

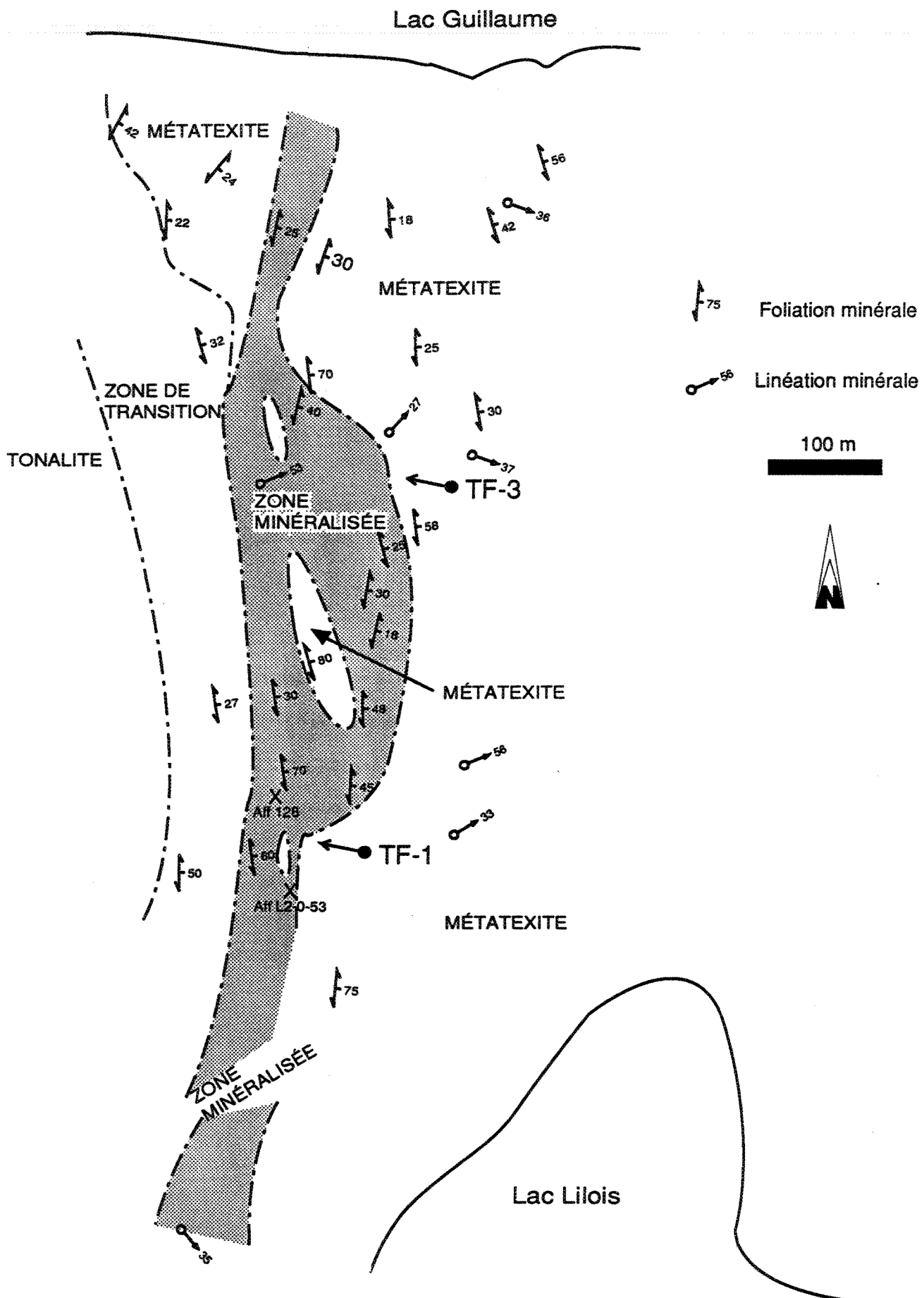
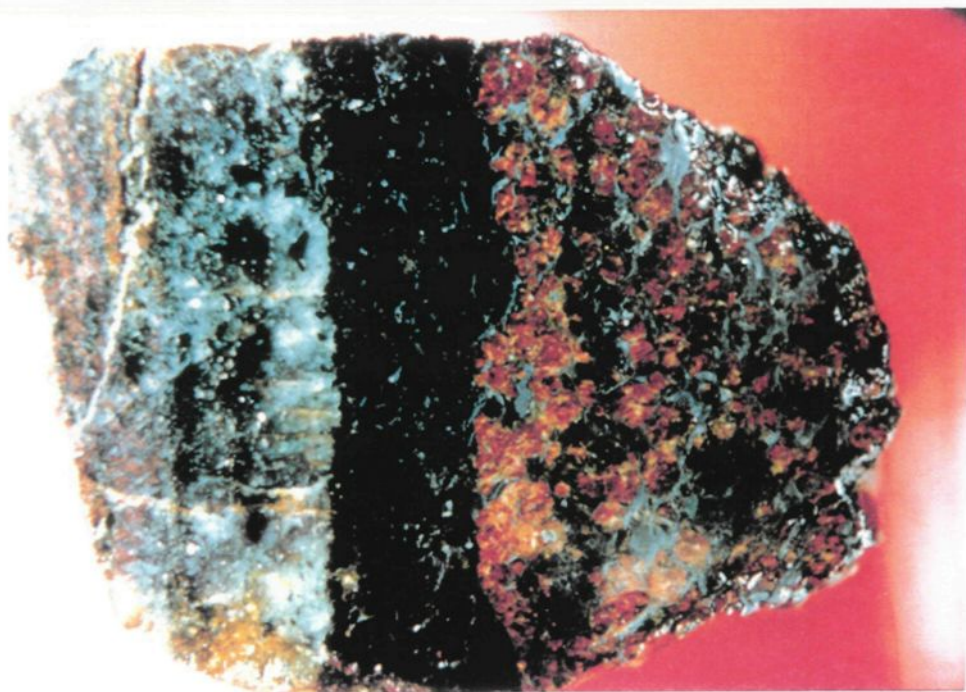
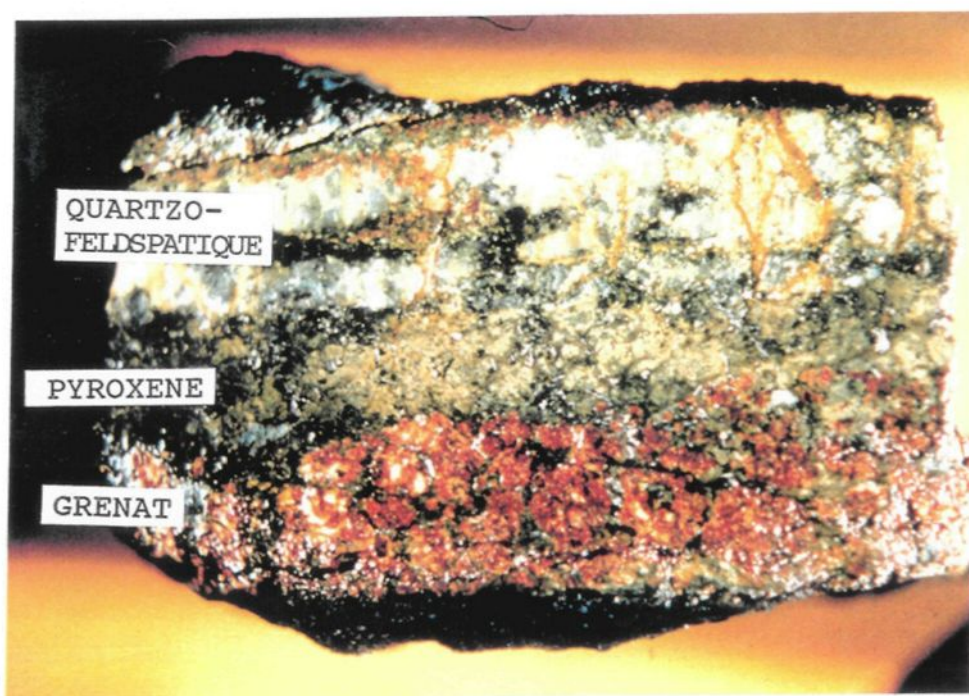


Figure 3,2A et B- Rubanement de type skarn produit par l'alternance de lits quartzo-feldspathiques (gris-blanc), de pyroxène (vert-noir) et de grenat-graphite (rouge). échelle 1:1



A



B

1- le rubanement primaire (composé soit de magnétite et de quartz ou de fayalite, d'orthopyroxène et de quartz) et qui est aperçu dans les FFR est d'épaisseur millimétrique et non centimétrique comme dans la FFM; 2- le contact entre les bandes de la FFM est irrégulier, et non continu; 3- la granulométrie est plus grossière dans la FFM (>5 mm) que dans les gneiss et les autres FFR; 4- ce rubanement se développe près d'injections tonalitiques (associées à la mise en place du pluton ?) ou de lit de composition tonalitique. Ce rubanement est semblable aux réactions de type skarn, mais le degré avancé de déformation de la roche empêche de vérifier la symétrie du métasomatisme par rapport aux injections, ainsi que l'étendue de celui-ci. Cette intense déformation empêche une discrimination formelle entre un rubanement réactionnel et un litage primaire. Le terme de skarn est ici employé au sens descriptif et n'implique pas nécessairement un métasomatisme causé par un pluton proche. Einaudi et al. (1981) définit un skarn métamorphique en ces termes: "Metamorphic recrystallization of marl, shaley limestone, or metal-rich silica-carbonate rocks, with little or no introduction of chemical components, ... Local exchange of components between unlike lithologies during high-grade regional or contact metamorphism, ..." (page 321).

La composition chimique totale de la FFM du Lac Lillois

ressemble à celles des autres formations de fer métamorphisées (fig. 3,3), tout en étant moins riche en fer et plus riche en silice, aluminium et en potassium par rapport aux autres formations de fer. Ceci résulte en une quantité élevée en grenat, en plagioclase et en biotite dans la FFM du Lac Lillois (tableau 3,1). La relative pauvreté en fer, magnésium et manganèse ainsi que la relative richesse en silice, aluminium et potassium est probablement due à une composante clastique plus élevée que dans les formations de fer classiques, ainsi qu'à la "contamination" de la formation de fer du Lac Lillois par les paragneiss encaissants (voir ch. 4).

Composition et textures des minéraux dans la FFM

La granulométrie moyenne de la roche est de 5 mm et peut dépasser le centimètre, surtout dans les bandes de minéraux ferromagnésiens. Le quartz est à texture granoblastique mais possède en plusieurs endroits des contacts amiboïdaux. Ces contacts ondulés et irréguliers sont produits par des migrations aux bordures des grains causées lors des déformations ("strain-induced boundary migration" Spry 1969). Les inclusions fluides à l'intérieur du quartz contiennent du H_2O , du CO_2 et du CH_4 (cette étude, Moritz et Chevé 1991a, 1992). Ces inclusions fluides apparaissent en amas ou forment

Figure 3,3- Composition chimique moyenne de la FFM du Lac Lillois comparée à d'autres formations de fer. Les formations du Yilgarn Block et du Montana sont Archéennes, les autres sont Protérozoïques (références dans Klein 1983, table 11-1). Tous les poids sont recalculés à 100% et anhydre. Fe_2O_3 = fer total.

Poids %

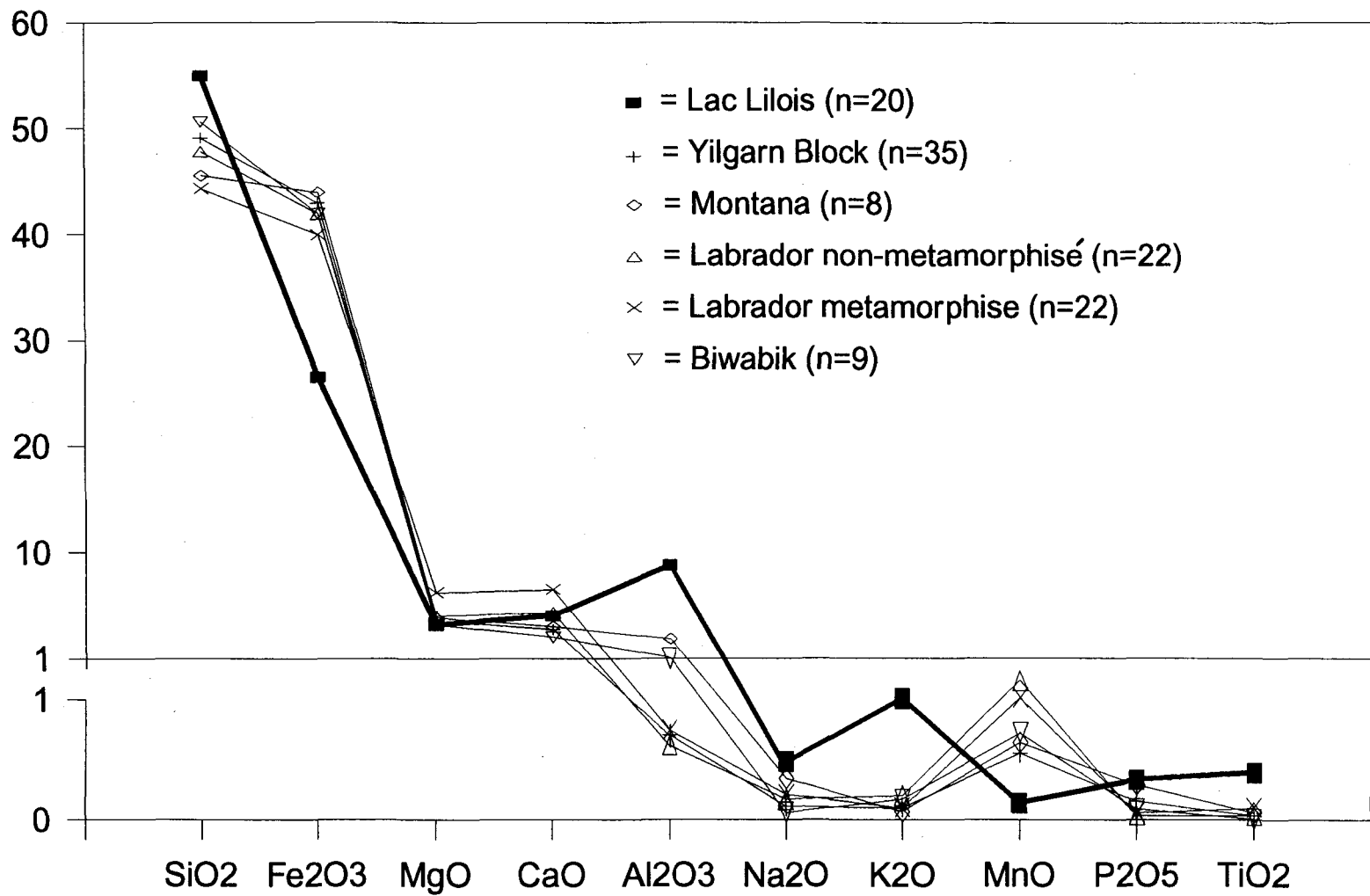


Tableau 3,1- Les principaux assemblages minéralogiques de la formation de fer métamorphisée. (BT=biotite, CHL=chlorite, CPX=clinopyroxène, FA=fayalite, FHV=ferro-hornblende verte, FK=feldspath potassique, GR=grenat, GRUN=grunérite, MT=magnétite, MU=muscovite, OPX=orthopyroxène, PL=plagioclase, QZ=quartz, TR=trémolite-actinolite).

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES

PROGRADES

CPX
CPX-FA
CPX-FA-GR
OPX
OPX-GR
OPX-CPX
OPX-CPX-GR

RÉTROGRADES

TR
GRUN
TR-GRUN
TR-GRUN-FHV
TR-GRUN-FHV-MU

Dans les assemblages progrades:

Toujours présents: QZ-PL(alteré)

Fréquents: BT

Occasionels: FK-MT

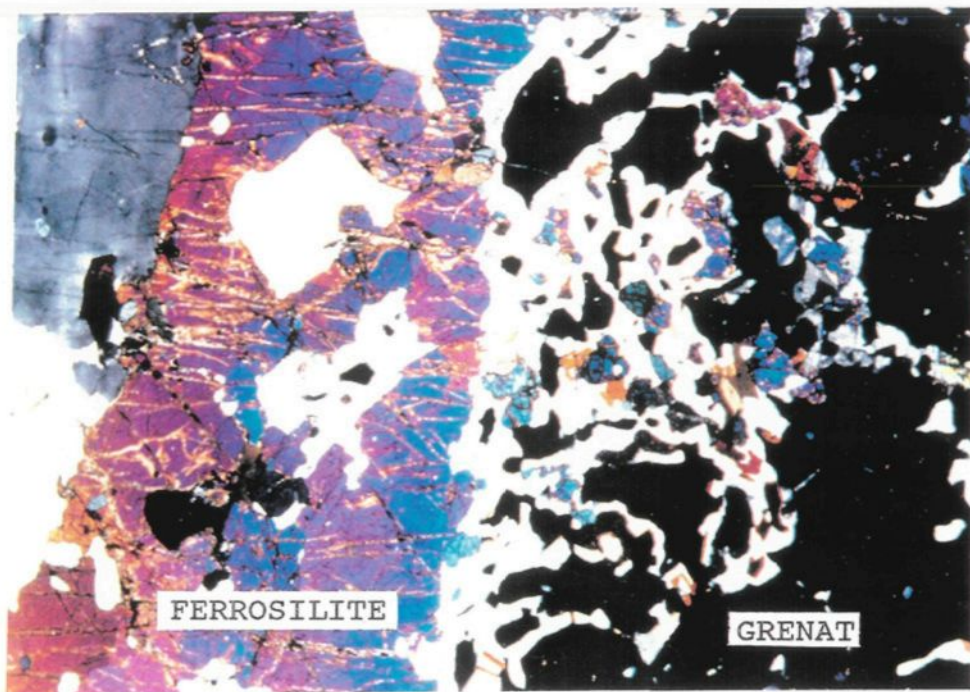
des chemins (des alignements) et sont considérées de type secondaire (Moritz et Chevé 1992).

Les plagioclases sont de calcicité moyenne An_{50} (An_{46} à 57 ; $N=12$) et très séricitisés. La bordure de certains cristaux est encore reconnaissable. Cette séricitisation est proportionnel au degré de fracturation des minéraux: plus les minéraux ferro-magnésiens sont fissurés, plus les plagioclases sont séricitisés. Le feldspath potassique (de la microcline) est peu abondant ($< 5\%$) et peu altéré dans les roches de la FFM.

Le pyroxène dominant est l'orthopyroxène de composition ferrosilite (Fs_{50-80} En_{20-50}) (annexes 1 et 2). La majorité des ferrosilites sont poeciloblastiques et intimement liés aux grenats. D'autres ferrosilites, plus grossières et non poeciloblastiques, se développent parallèlement aux contacts entre les bandes mafiques riches en pyroxènes et grenats et les bandes de quartz (fig. 3,4A).

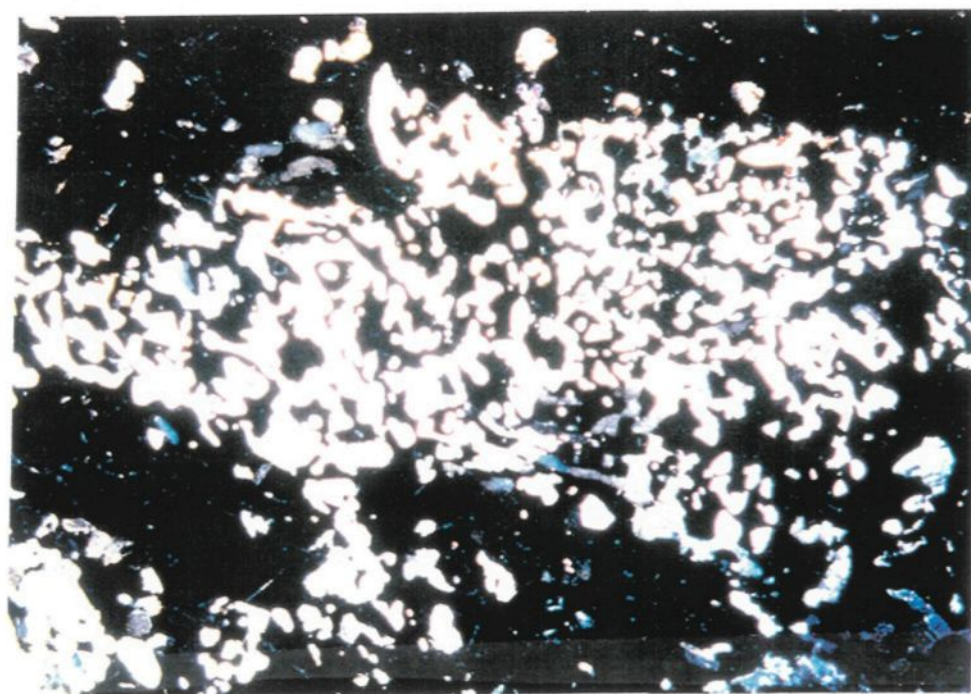
La majorité des grenats (Al_{60-75} Py_{2-20} Gr_{10-30} Sp_{1-3}) sont fracturés et poeciloblastiques et contiennent des inclusions de quartz, de pyroxènes et de biotite. Certains autres grenats sont subautomorphes, non-fracturés et coupent la foliation indiquée par la biotite. Ces deux types de grenats (précoces et

Figure 3,4 A- Croissance de ferrosilite non-poeciloblastique au contact entre un lit de quartz (à gauche) et un lit de grenat-pyroxène (à droite). Ces derniers grenats-pyroxènes sont subséquemment remplacés par du plagioclase (texture symplectique) en s'approchant des ferrosilites non-poeciloblastiques (TF-1-5). B- Texture symplectique où la ferrosilite (en clair, à cause d'une surexposition) remplace le grenat (en foncé) (BL86 128-D).



A

1 mm



B

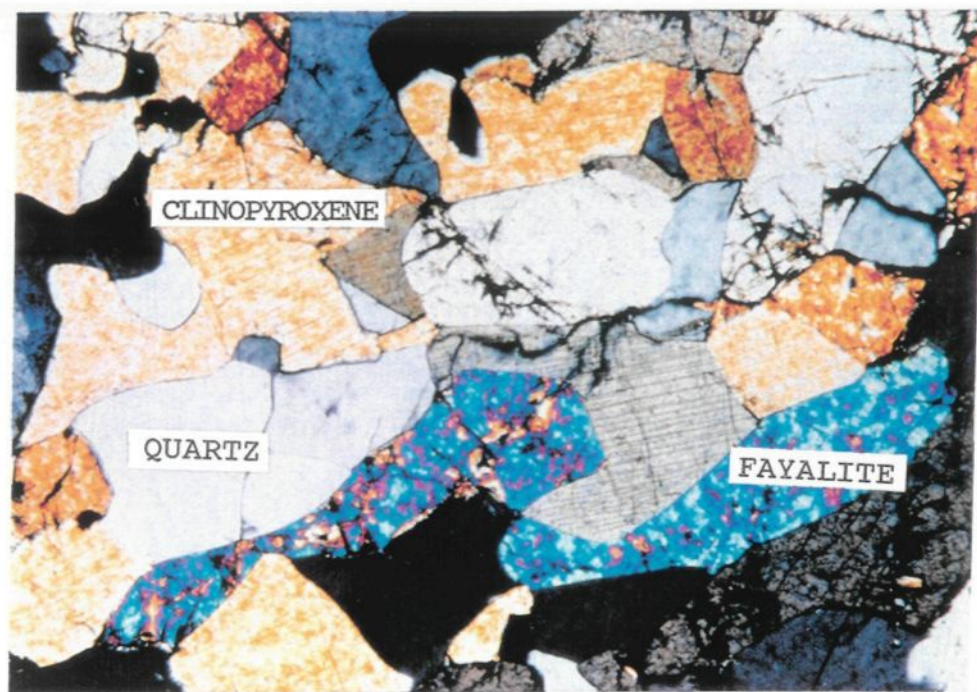
tardifs?) ont la même composition.

Les grenats sont très légèrement zonés, montrant un enrichissement en fer et un appauvrissement en magnésium (augmentation du rapport $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$) en s'approchant des pyroxènes. Ces perturbations chimiques de l'ordre de 1-2% ne dépassent pas 20 microns des bordures de grains et sont causées par la diffusion durant le refroidissement (Spear 1991). Certains grenats forment des symplectites avec des ferrosilites où celles-ci remplacent les grenats (fig. 3,4B). Les lits riches en grenat contiennent de 1 à 5% de graphite (fig. 3,2).

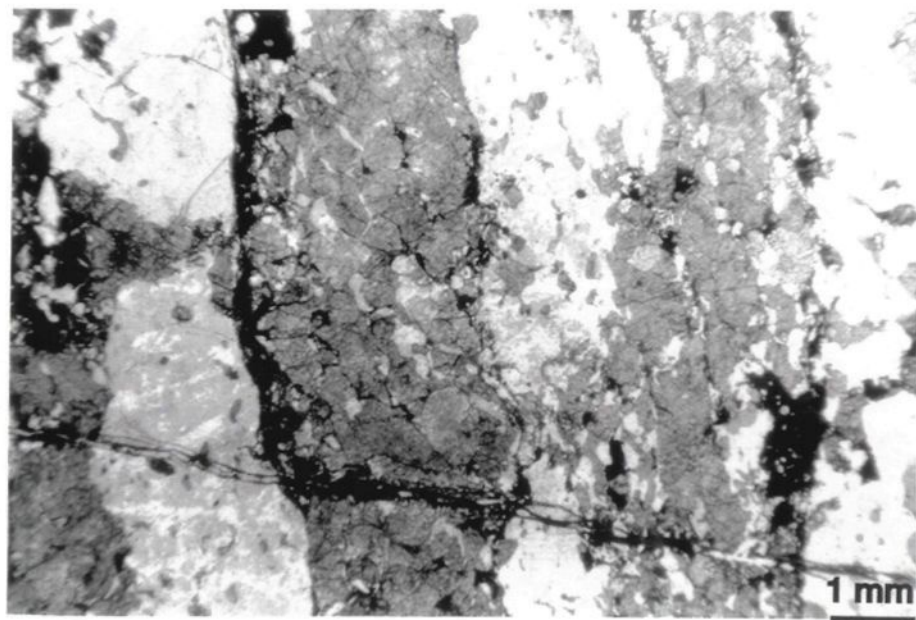
Certaines roches contiennent de 10 à 15% de biotite. Celles-ci se retrouvent surtout dans les bandes riches en grenat et pyroxène. Certaines biotites sont en inclusions non-orientées de 1 mm dans les grenats poeciloblastiques. La majorité des cristaux cependant ont quelques millimètres de longueur et soulignent la foliation minérale. Quelques cristaux plus gros (5 mm) se développent sur les précédents et à angle avec la foliation générale. Ces derniers cristaux représenteraient la fabrique la plus tardive.

La fayalite (Fa_{97}) est en contact avec le clinopyroxène et le quartz (fig. 3,5A), et plus rarement avec du grenat. La

Figure 3,5 A- L'assemblage fayalite-clinopyroxène-quartz (BL86 1315). B- Petits lits de fayalite entre des lits de quartz (BL86 1315).



A



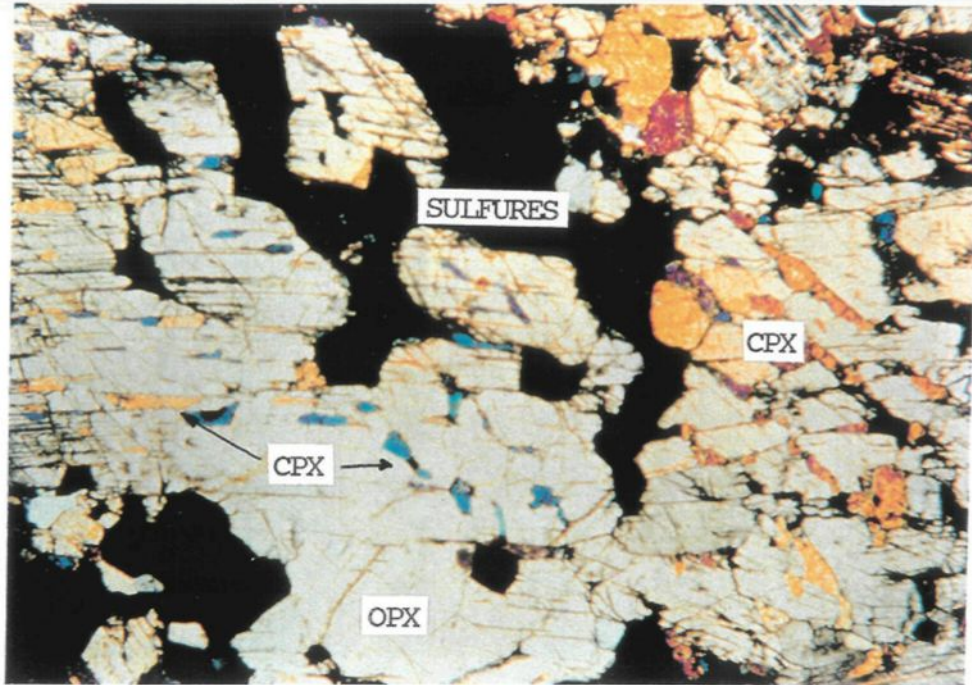
B

fayalite forme également à certains endroits des lits monominéraliques d'environ 1-2 mm d'épaisseur où des cristaux ont développé une texture granoblastique. Ces lits de fayalite sont bordés de lits de quartz (fig. 3,5B).

Le clinopyroxène est restreint à certaines zones riches en sulfures de la FFM. L'hédenbergite ($\text{Fs}_{45} \text{En}_{10} \text{Wo}_{45}$) forme de gros cristaux non poeciloblastiques pouvant atteindre un centimètre. Certaines bandes de plusieurs centimètres sont composées exclusivement de clinopyroxène. Lorsque l'hédenbergite est en contact avec la ferrosilite, le clinopyroxène remplace l'orthopyroxène (fig. 3,6). Occasionnellement le clinopyroxène forme des lamelles d'exsolution dans l'orthopyroxène. Le contraire (orthopyroxène en exsolution dans le clinopyroxène) est aussi observé, et ce dans les mêmes échantillons.

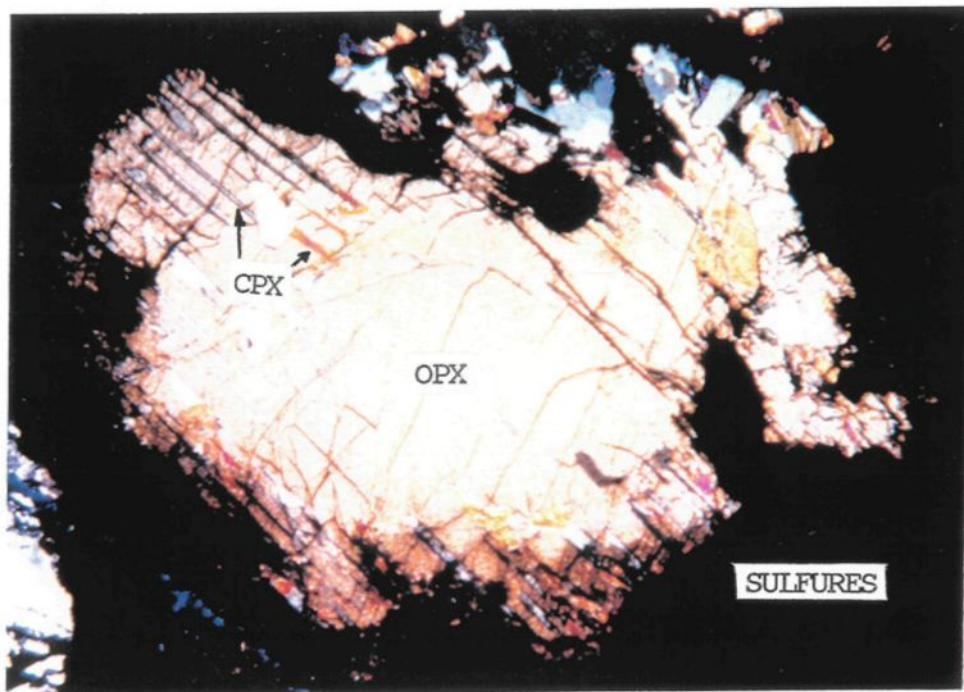
Une étude de l'exsolution a été faite à la microsonde. Les points analysés apparaissent sur les photographies d'électrons rétrodiffusés (fig. 3,7). Les résultats sont reportés en % atomique sur un diagramme Ca-Mg-Fe (fig. 3,8). Les points 5, 9 et 10 sont des lamelles d'orthopyroxènes dans un cristal de clinopyroxène. Le point 7 est une lamelle de clinopyroxène dans un cristal d'orthopyroxène. Les analyses des trois lamelles d'orthopyroxène sont enrichies en calcium. Cet enrichissement

Figure 3,6- Remplacement de l'orthopyroxène par le clinopyroxène et/ou exsolution de clinopyroxène dans de l'orthopyroxène. A- Ce type d'exsolution suit le réseau cristallin {100} (exsolution horizontale dans la partie gauche du minéral) tandis que ce même clinopyroxène remplace l'orthopyroxène hôte selon un réseau conjugué de faiblesse dans le minéral {001} (formant un angle de 45° dans la partie droite du minéral) (L2 0 53B). B- Exsolution selon le réseau cristallin {100} en bordure du minéral et au contact entre l'orthopyroxène et les sulfures (en noir) (L2 0 53B).



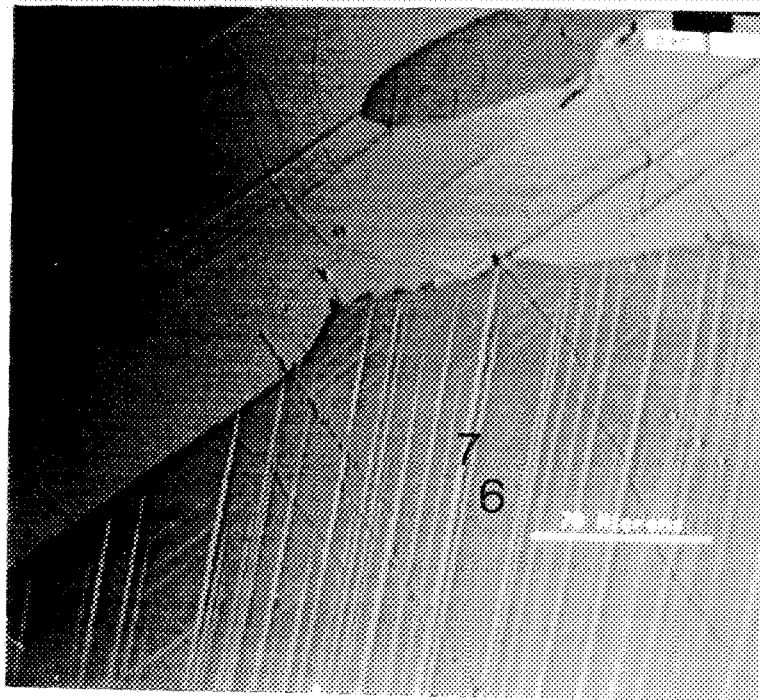
A

.5 mm

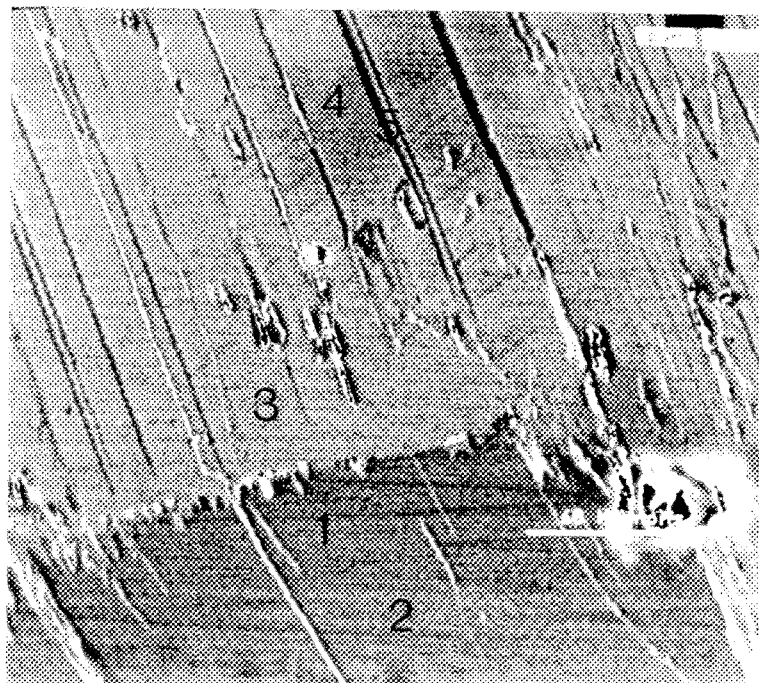


B

Figure 3,7- Images d'électrons rétrodiffusés montrant l'exsolution (conditions d'opération: 20 Kv et 10 nA). A- Exsolution d'orthopyroxène dans du clinopyroxène dans la partie supérieure de l'image et exsolution inverse dans la partie inférieure (échantillon L2 0 53A). B- Exsolution d'orthopyroxène dans du clinopyroxène dans la partie supérieure de l'image. L'exsolution de clinopyroxène n'a pu être mesurée dans le cristal d'orthopyroxène de la partie inférieures de l'image (échantillon 128). La composition des points analysés (de 1 à 11) est reportée sur le diagramme de la figure 3,8.

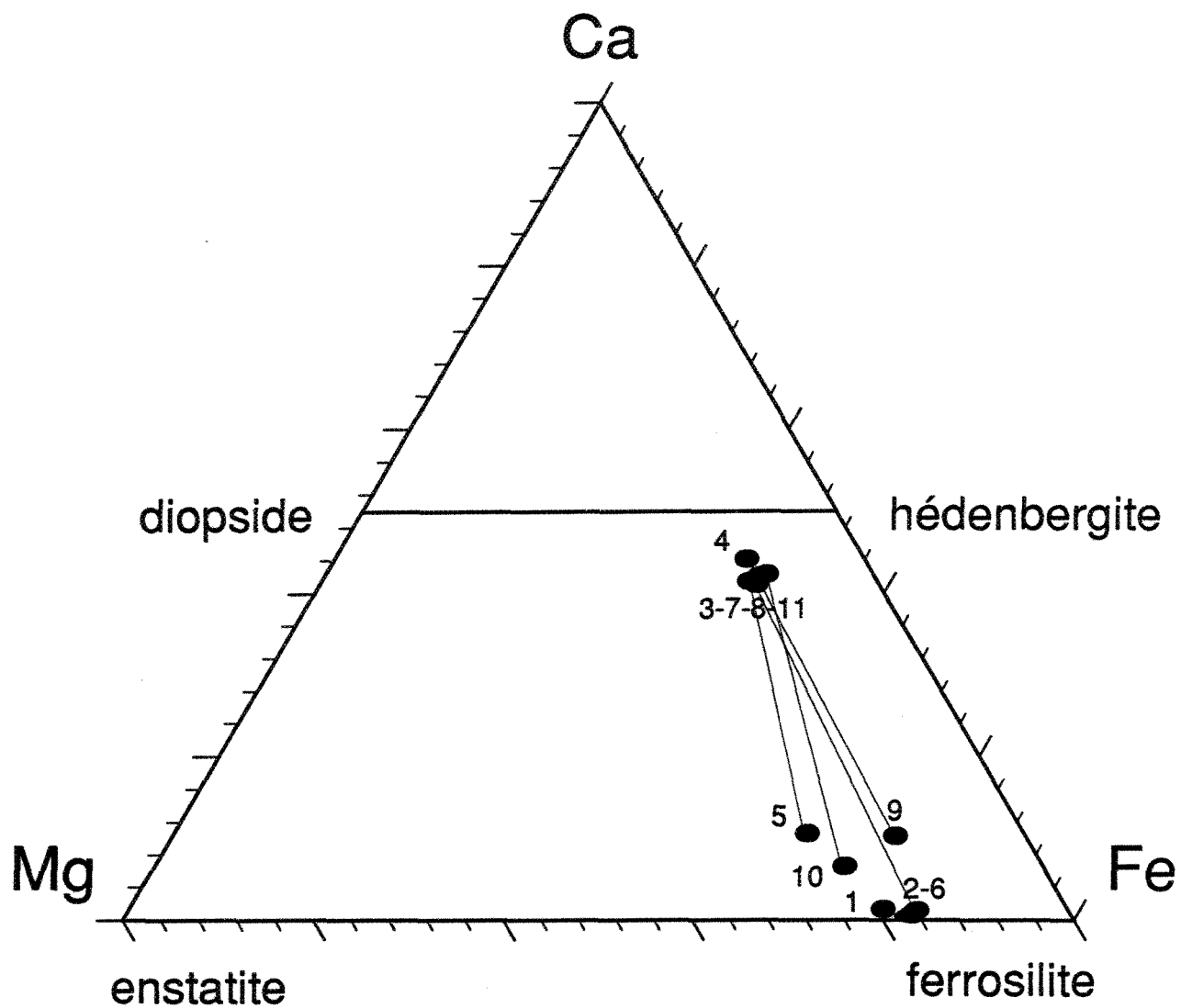


A



B

Figure 3,8- Composition (% atomique) des points analysés à la microsonde sur les deux types de pyroxènes. La lamelle d'exsolution et son minéral hôte sont reliés par une ligne.

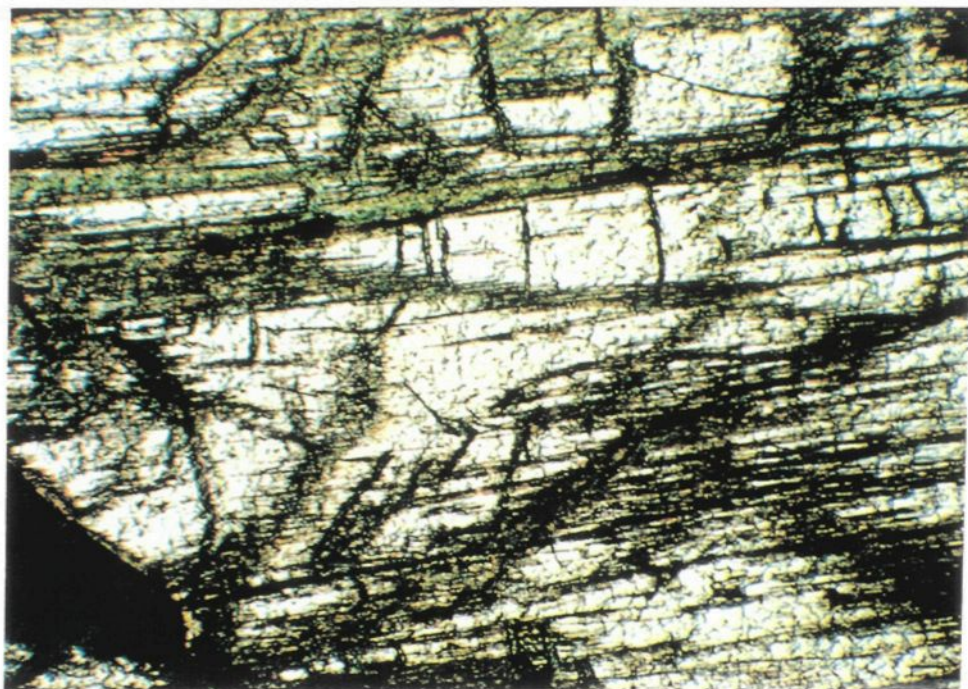


est causé par la contamination du clinopyroxène hôte, les lamelles ayant environ 5 micromètres de largeur, tout comme le diamètre du faisceau d'électrons. On peut postuler que sans cette contamination du clinopyroxène hôte, les points 5, 9 et 10 s'approcheraient des points 1, 2 et 6.

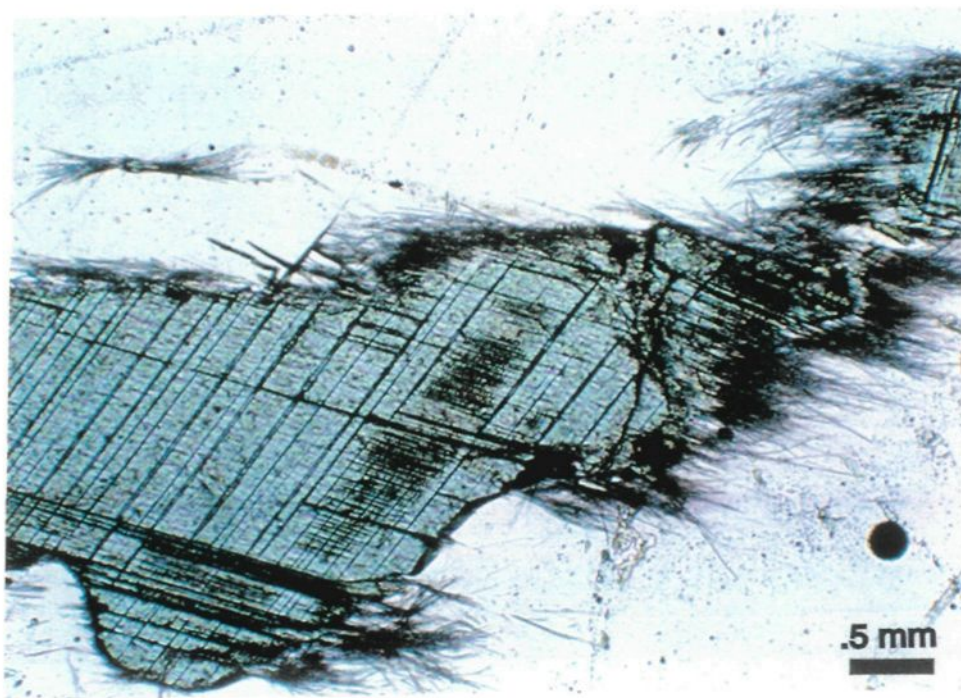
Au minéraux progrades ci-haut mentionnés s'ajoutent les amphiboles reliées au rétro-morphisme. La ferrohornblende verte est surtout développée aux contacts entre les sulfures et les clinopyroxènes. L'actinolite et la grunérite (annexe 2) sont asbestiformes et remplacent partiellement les pyroxènes. Certaines roches montrent une transformation avancée des ferrosilites en actinolite tandis que d'autres montrent une transformation partielle (fig. 3,9A). Presque tous les échantillons cependant exhibent au moins un faible développement de grunérite au contact pyroxène-quartz (fig. 3,9B).

La pyrrhotine, la loellingite et l'arsénopyrite ainsi que plus rarement la pyrite, la chalcoppyrite et la pentlandite accompagnent ces paragénèses, surtout dans les roches contenant du clinopyroxène, qui sont toujours riches en sulfures. Les sulfures ont remplacés la majorité des magnétites. Les phases opaques sont traitées au chapitre 6.

Figure 3,9 A- Transformation partielle de ferrosilite en trémolite asbestiforme (BL86 128D). B- Développement de grunérite asbestiforme au contact clinopyroxène-quartz.



A
.1 mm

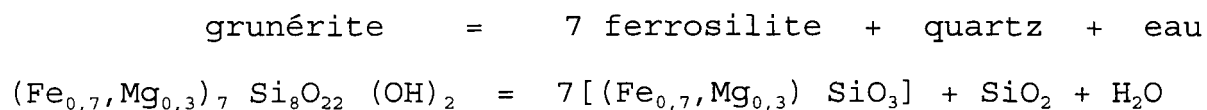


.5 mm
B

Discussion sur la minéralogie de la FFM

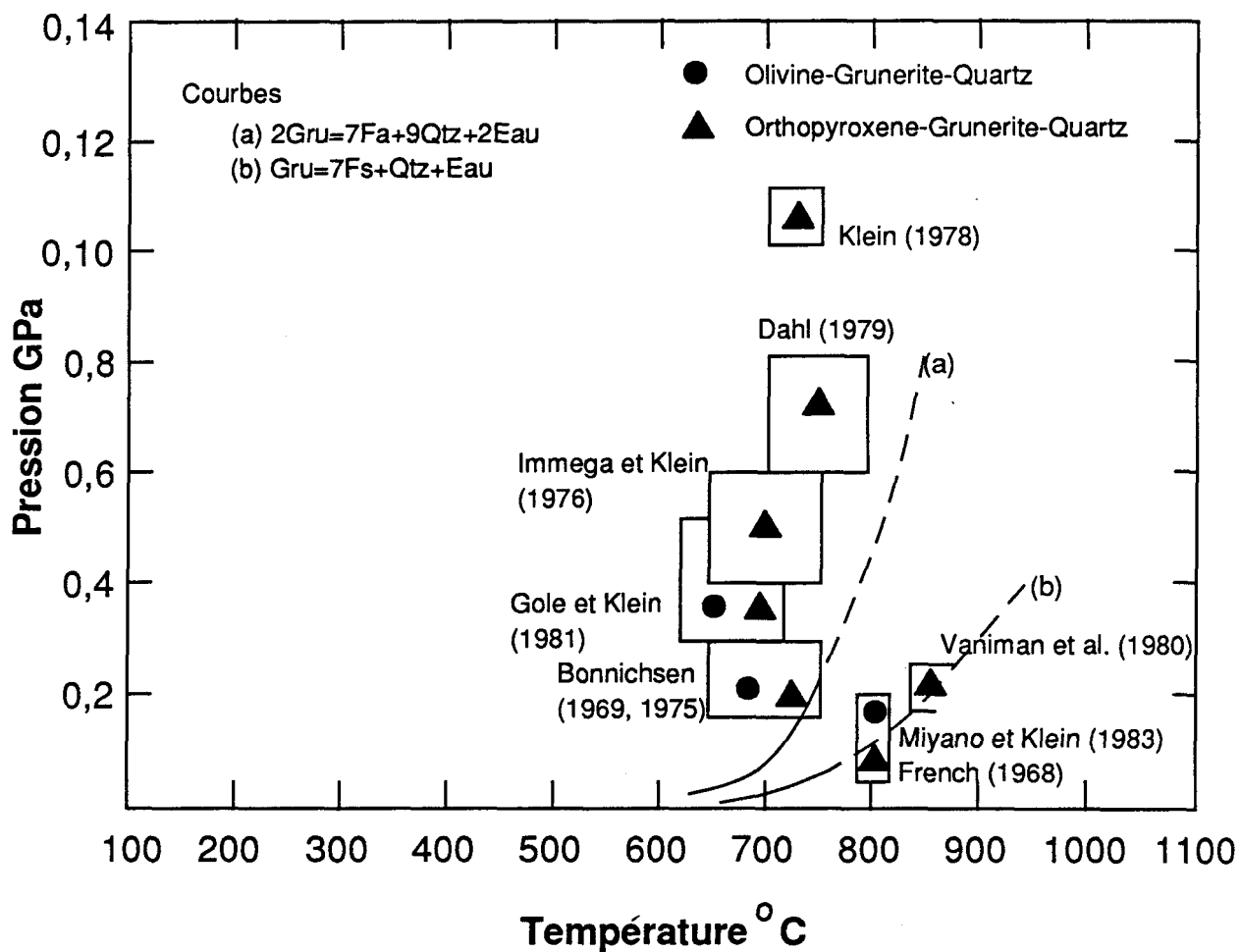
La présence de grunérite, d'olivine et de ferrosilite est reconnue dans plusieurs autres formations de fer métamorphisées et leurs conditions P-T ont été étudiées (Bonnichsen 1969, Vanniman et al. 1980, Miyano et Klein 1983). Cet assemblage correspond à des températures situées entre 650 et 800°C (soit en accord avec les températures déterminées au chapitre suivant). Les pressions montrent cependant de plus grandes variations. Les assemblages avec olivine sont restreints à des pressions inférieures à 0,5 GPa (fig. 3,10). L'assemblage fayalite-grunérite-quartz n'est pas présent au Lac Lillois, mais lorsque la fayalite est présente, elle n'est pas altérée. Ceci suggère une apparition tardive de la fayalite dans la paragenèse de la roche.

Une réaction possible à l'origine de l'orthopyroxène serait:



La seule réaction visible cependant est rétrograde et

Figure 3,10- Limites de stabilité calculées pour l'assemblage orthopyroxène-grunérite-quartz (l'assemblage olivine-grunérite-quartz est ici indiqué pour référence). Les références sont dans Miyano et Klein (1983). Modifié d'après Miyano et Klein (1983).



montre la grunérite asbestiforme qui se développe au pourtour de la ferrosilite au contact avec le quartz (fig. 3,9B). Ce type de grunérite est formé par l'addition de SiO_2 fourni par le quartz et de H_2O à la ferrosilite.

Skarn ou formation de fer?

Il est difficile de distinguer une formation de fer métamorphisée d'avec un skarn sur la simple base minéralogique. Les affleurements du Lac Lillois sont trop déformés pour trouver des critères structuraux déterminants. Cette distinction est cependant importante à faire ici car démontrer la présence d'un skarn aurait une incidence sur la discussion métallogénique.

Le tableau 3,2 est tiré d'une affiche présentée par Kerswill (1990). Par exemple la minéralisation du Lac Lillois montre une corrélation entre l'or, le soufre et les minéraux calco-silicatés, commun aux skarns; pourtant ce sont les minéraux progrades (en particulier le grenat) qui sont le plus associés au minerais, comme dans les formations de fer aurifères. La plupart donc des critères font des roches minéralisées du Lac Lillois une formation de fer. Cependant une faible association du minerais avec des minéraux rétrogrades (voir chapitre 6), une corrélation entre l'or et l'arsenic et

Tableau 3,2- Ce tableau est tiré d'une affiche de Kerswill (1990) et se veut une comparaison entre une formation de fer aurifère et un skarn aurifère. Quand l'affirmation s'applique à l'indice du Lac Lillois, la réponse est soulignée; si le souligné est tireté, l'affirmation ne s'applique que légèrement.

COMPARAISON ENTRE UNE FORMATION DE FER AURIFÈRE STRATIFORME ET UN SKARN AURIFÈRE

	FORMATION DE FER	SKARN
Présence de grenat, hornblende verte et clinopyroxène	<u>oui</u>	<u>oui</u>
Corrélation entre les minéraux calcosilicatés et la quantité d'or et de soufre	non	<u>oui</u>
Du minerais est présent dans l'intrusion	<u>non</u>	commun
Les minéraux calcosilicatés sont zonés près de l'intrusion et/ou des structures majeures	non	commun
La plupart du minerais est discordant plutôt que stratiforme	<u>non</u>	<u>oui</u>
La plupart du minerais est contrôlé par les structures tardives et les contacts géologiques	non	<u>oui</u>
Le minerais contient du bismuth et/ou des tellurures	<u>non</u>	commun
Corrélation entre l'or et l'arsenic	non	<u>commun</u>
Les assemblages silicatés qui sont associés au minerais sont:	<u>prograde</u>	rétrograde
Mise en place de l'or et des sulfures:	précoce	tardif
Type de gisement	<u>métamorphique</u>	métasomatique

surtout entre l'or et les minéraux calco-silicatés font que la présence d'un skarn est possible. Il est fort probable qu'il s'agisse d'une formation de fer métamorphisée où s'est superposée un skarn. Il s'agit soit d'un skarn réactionnel, développé lors du métamorphisme prograde en réponse aux différences de compositions entre différentes lithologies (normal dans une formation de fer rubanée), ou d'un skarn métasomatique, causé par l'intrusion du pluton tonalitique à moins de 100 m. de la FFM.

De plus en plus de skarn sont reconnus, particulièrement dans les roches archéennes (e.g. Mueller 1988, Mueller et Groves 1991, Couture 1993). Ce qu'il faut surtout retenir de ceci est le lien, fait par certains auteurs, entre des assemblages d'altération anhydres (entre autres du grenat et du pyroxène grossier) et des skarns. Une composante métasomatique, trop souvent associée aux gisements de type skarn, est cependant peu démontrée dans tous ces "skarns" ci-haut mentionnés, comme c'est d'ailleurs le cas au Lac Lillois.

Nous concluons donc que la roche hôte de l'indice d'or du Lac Lillois est bel et bien une formation de fer métamorphisée possédant à tout le moins des traits minéralogiques similaires à certains skarns. Des réactions métamorphiques de type skarn

sont possiblement présentes dans cette roche, mais le gisement comme tel n'est pas un skarn. À tout le moins si nous voulions le comparer aux dépôts skarns phanérozoïques, il manque au Lac Lillois une altération potassique, en plus de l'altération calcique (les calc-silicates).

CHAPITRE IV

GÉOCHIMIE DES ROCHES SÉDIMENTAIRES

Introduction

Il y a deux types de roches sédimentaires dans la métatexite du complexe d'Ashuanipi: les paragneiss et les formations de fer. Les paragneiss forment plus de 95% des roches sédimentaires. Les formations de fer métamorphisées sont concentrées dans la partie nord du complexe (lacs Lillois et Canoe) et sont les seules roches minéralisées en or. Ces deux types de roches sédimentaires sont étudiés séparément. Suit ensuite une étude du comportement géochimique associé à la minéralisation aurifère.

Ne sont pas traitées dans cette thèse les orthogneiss tonalitiques (Percival 1987) et les gneiss mafiques (Lapointe 1988). Ces types de roches sont peu répandus dans la région du Lac Lillois et n'apportent rien à la discussion métallogénique.

Les plutons tonalitiques ne contiennent pas d'or. La géochimie des plutons et des diatexites n'est pas non plus traitée en détail. Une caractérisation géochimique sommaire de ces roches apparaît à l'annexe 3. Cependant, quoique la relation entre le pluton tonalitique du Lac Lillois et la minéralisation aurifère n'est ne soit pas établie clairement, la proximité du pluton avec l'indice d'or sera invoquée dans

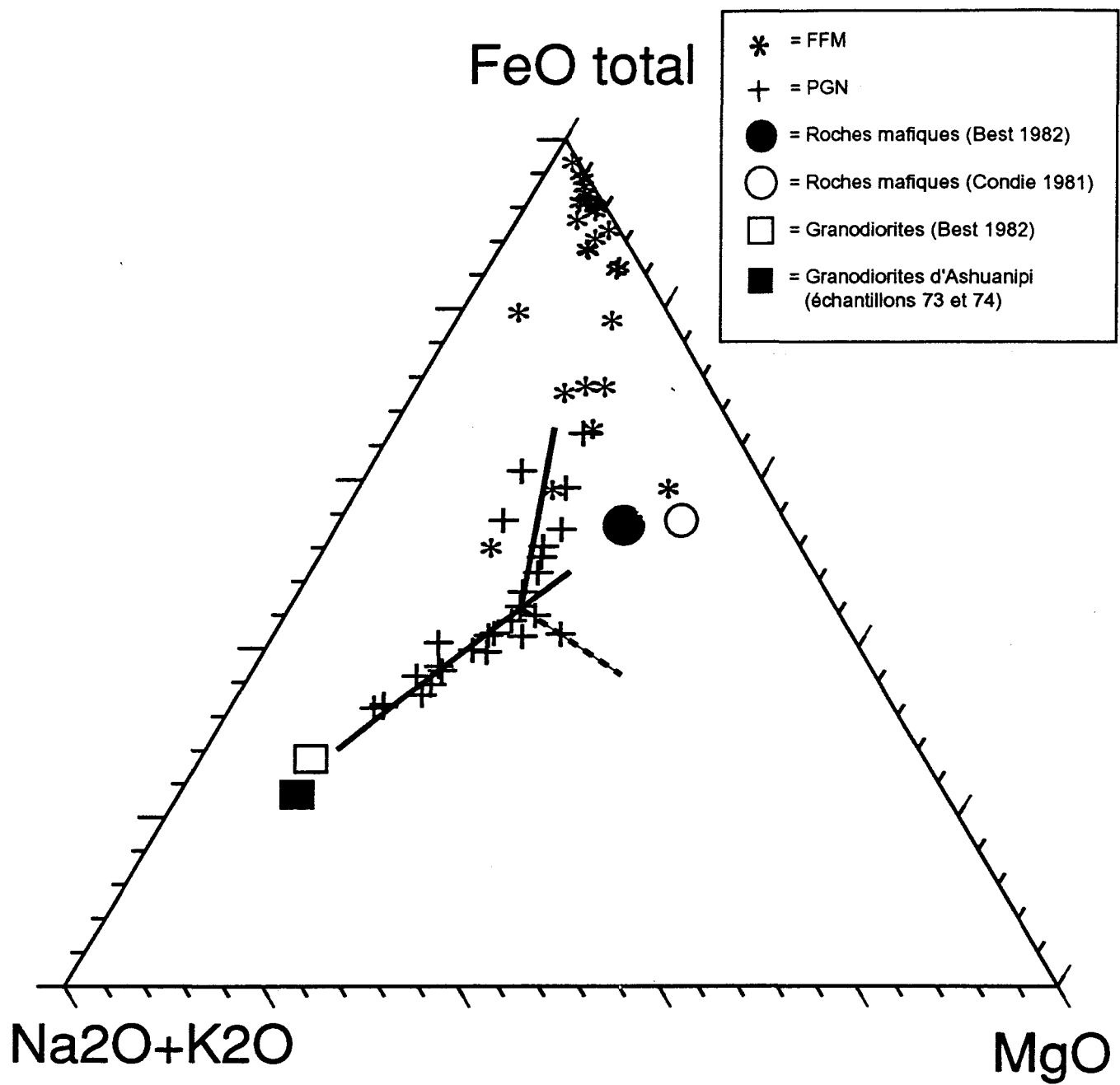
les chapîtres 6 et 7.

Les paragneiss

Le paragneiss est de loin la métatexite dominante. Établir sa composition chimique sert en fait à caractériser le complexe d'Ashuanipi. C'est enfin le paragneiss qui sert à établir l'environnement tectonique de déposition et de métamorphisme.

Représentation AFM des paragneiss: À l'intérieur du complexe il y a peu de variation de composition chimique dans les paragneiss. Un diagramme AFM (fig. 4,1) indique que la composition chimique de ces derniers varie d'un pôle felsique, représenté par les plutons granodioritiques, et un pôle mafique, correspondant à la composition moyennes des laves basaltiques (ces dernières ne sont pas reconnues formellement dans le complexe, quoique certains gneiss mafiques peuvent dériver de telles laves, mais sont tirées de Best 1982 et de Condie 1981). Les paragneiss constituent un mélange entre ces deux sources possibles, l'une felsique et l'autre mafique. Seuls quelques paragneiss sont influencés par une source riche en fer. Nous verrons plus loin que ce sont plutôt les roches de la formation de fer qui sont contaminées par des sédiments clastiques.

Figure 4,1- Diagramme AFM des paragneiss et des FFM du Complexe d'Ashuanipi. La majorité des paragneiss tombe sur une ligne droite joignant les pôles felsique et mafique, sources majeures des roches métasédimentaires. Les paragneiss affectés par une troisième source (formation de fer) s'approchent de celle-ci. Un paragneiss s'éloignant de la ligne felsique-mafique vers le pôle magnésien suggère qu'une source ultramafique peut contribuer aux sédiments. Les formations de fer "pures" se retrouvent près du pôle ferrique. Les FFM s'approchant des paragneiss sont celles contaminées par des sédiments clastiques. Les roches mafiques phanérozoïques sont représentées par Best; les roches mafiques archéennes sont représentées par Condie.



La distinction entre les paragneiss et formations de fer sur les roches apparaissant à la figure 4,1 est basée sur des critères de terrain (minéralogie et texture). Dans la plupart des cas cependant les paragneiss ont moins de 15% de fer et les formations de fer plus de 15%. Les roches qui ne respectent pas cette "règle du 15%" (Gross 1959) sont celles qui se mélangent sur la figure 4,1. On peut noter en passant que cette "règle du 15%" est de moins en moins utilisée de nos jours, tout comme d'ailleurs les principes de faciès sédimentaires pour les formations de fer tels qu'établis par James (1954) sont à peu près abandonnés (Trendall 1983).

Quatre échantillons de paragneiss ont été enrichies anormalement en fer et s'approchent du pôle des formations de fer. Par ailleurs la proportion de sédiment clastique dans les formations de fer est élevée pour quatre échantillons et moyenne pour cinq autres. Ceci explique l'étalement des roches à partir du pôle des sédiments chimiques de fer, où se trouvent les "vraies" formations de fer.

Le rapport K/Rb est souvent utilisé pour vérifier l'appauvrissement en éléments lithophiles à grand rayon ionique dans les roches ayant atteint le faciès granulite (Rudnick et

al. 1985). Le rapport moyen dans le complexe d'Ashuanipi est de 315, soit comparable à la valeur moyenne de 300 pour les shales archéens (Rudnick et al. 1985). Un rapport de 315 se situe entre les roches de Quetico (202) et du Kapuskasing Structural Zone (369). Selon ce rapport K/Rb il n'y aurait pas d'appauvrissement/enrichissement en éléments lithophiles durant le métamorphisme au faciès granulite dans le complexe d'Ashuanipi. De plus, la comparaison des rapports Th/U et Ba/La ainsi que des teneurs en d'autres éléments mobiles comme Cs, Ba, Th, U avec les autres roches du tableau 4,1 montre certaines similitudes. On doit cependant noter une forte variance entre les teneurs minimales et maximales de ces même éléments. Ceci pourrait suggérer une mobilité plus ou moins grande pour certains de ces éléments selon les échantillons.

L'indice chimique d'altération (CIA pour *Chemical Index of Alteration*, Young et Nesbitt 1983) est quelquefois utilisé pour vérifier le degré d'altération (*weathering*) d'une roche.

$$\text{CIA} = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \times 100$$

où CaO* = CaO dans les silicates

Les roches fraîches ont généralement un CIA de 50 à 60 (Easton 1985). Le weathering chimique résulte en un CIA plus élevé, due principalement à la production de minéraux argileux. Un weathering chimique intense produit des valeurs de CIA de 85 à 100 (Easton 1985). Une sélection de vingt échantillons de paragneiss du Complexe d'Ashuanipi donne des valeurs de CIA entre 62 et 69 pour une moyenne de 65. Ces valeurs de CIA n'indiquent pas un weathering intense lors du processus sédimentaire à l'origine du paragneiss. Un faible weathering peut signifier un haut taux d'érosion et une déposition rapide des sédiments.

Comparaison géochimique: Les paragneiss du complexe d'Ashuanipi ont une composition chimique très similaire aux autres paragneiss des grandes ceintures métasédimentaires de la province du Supérieur (tableau 4,1). Ce tableau, comme les valeurs publiées à l'annexe 4, font ressortir la forte similarité en éléments majeurs entre les paragneiss d'Ashuanipi et ceux de Quetico et du Kapuskasing Structural Zone (KSZ) dans le Supérieur ainsi qu'avec les grauwackes du supergroupe de Yellowknife dans l'Esclave. Les métasédiments de la province du Supérieur approchent la composition estimée de la croûte continentale supérieure archéenne (Taylor et McLennan 1985: tableau 7,10). Les métasédiments sont légèrement plus riches en

Tableau 4,1- Comparaison géochimique entre les paragneiss d'Ashuanipi (27 échantillons), ceux de Quetico (Sawyer 1986; les échantillons les plus métamorphisés soit ES-126, 133, 156, 174, 208 et 223), ceux du Kapuskasing Structural Zone (Taylor et al. 1986; échantillons KZ-1, 8, 11, 12 et 13), ceux du Supergroupe de Yellowknife (Henderson 1972; moyenne de 20 grauwackes) et la composition moyenne estimée de la croûte archéenne (Taylor et McLennan 1985; p.183).

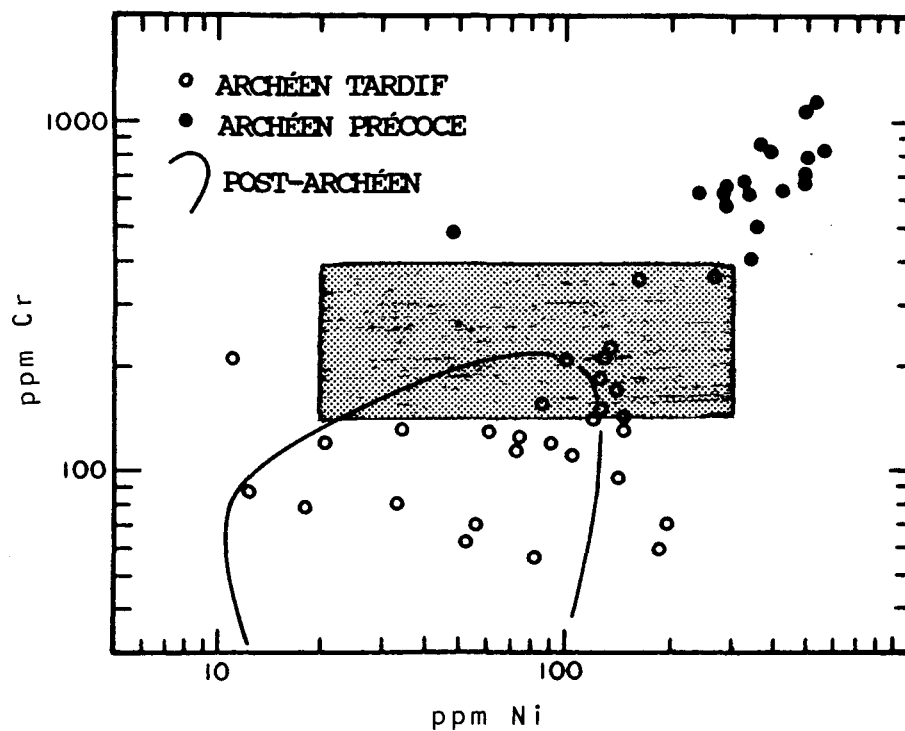
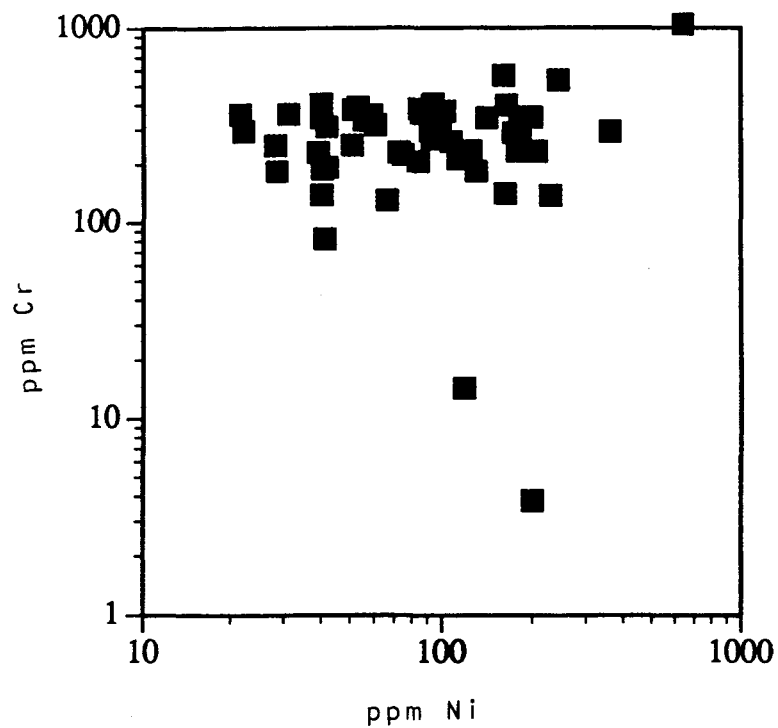
	ASHUANIPI			QUETICO	KSZ	YELLOWKNIFE	ARCHEEN
	min.	max.	moy.	moy.	moy.	moy.	moy.
SiO ₂	55.0	68.8	62.5	62.6	64.1	63.7	60.1
TiO ₂	0.4	0.9	0.6	0.6	0.6	0.6	0.8
Al ₂ O ₃	14.9	17.8	16.4	16.0	16.9	14.9	15.3
Fe ₂ O ₃	3.9	11.2	6.8	8.1	5.1	5.7	8.0
MgO	1.7	5.3	3.4	3.1	3.3	3.0	4.7
CaO	1.5	3.5	2.6	2.0	3.3	2.6	6.2
Na ₂ O	2.7	4.2	3.4	3.3	3.3	3.1	3.3
K ₂ O	1.7	4.2	2.9	2.7	2.5	2.3	1.8
MnO	0.0	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	
P ₂ O ₅	0.1	0.2	0.1	0.2		0.1	
P.A.F.	0.1	1.7	0.6	1.8		3.6	
Total	98.1	100.7	99.4	100.5	99.2	99.7	100.2
Al ₂ O ₃ /Na ₂	3.7	6.4	4.8	4.9	5.1		4.6
(La/Yb)N	1.9	3.6	2.5		2.5		1.8
Eu/Eu*	0.9	1.1	1.0	0.9	1.1		1.0
K ₂ O/Na ₂ O	0.4	1.2	0.8	0.8	0.7		0.5
Na ₂ O/CaO	0.8	2.0	1.4	1.7	1.1		0.5
La/Th	2.9	5.8	3.5	4.3	9.1		3.5
Th/U	5.2	17.2	10.6	2.4	12.3		3.8
Th/Sc	0.2	1.1	0.6	0.5			0.4
Ba/La	8.3	39.2	24.0	14.9	37.9		13.3
Zr/La	1.8	6.9	4.6	5.1	6.6		6.3
Rb/Sr	0.1	0.4	0.2	0.5	0.2		0.2
K/Rb	185.2	683.0	314.8	201.9	368.8		360.0
Co	14.5	34.8	24.7				25.0
Cs	0.6	7.3	2.3	11.0	2.5		
Hf	3.7	5.8	4.3	3.7	3.9		3.0
Sc	10.0	25.2	18.5	16.9			14.0
Th	4.7	14.9	9.8	7.7	7.4		5.7
Zr	50.0	212.2	153.4	159.9	135.2		125.0
Mo	0.2	2.1	0.8		1.7		
U	0.4	2.2	1.1	4.0	0.5		1.5
As	0.3	18.9	2.3				
Ba	303.4	1201.0	793.8	443.8	873.8		265.0
Cr	130.0	388.8	292.2	182.2	194.3		180.0
Rb	42.2	151.4	99.8	144.5	69.0		50.0
Ni	22.0	196.6	94.0		73.7		105.0
Sr	273.1	563.3	440.4	331.7	447.0		240.0
La	25.2	43.9	33.3	31.4	29.8		20.0
Ce	51.9	88.1	69.3	59.1	56.8		42.0
Nd	18.0	34.2	25.3	25.1	23.1		20.0
Sm	2.8	4.9	4.0	5.1	4.1		4.0
Eu	1.1	1.5	1.3	1.1	1.2		1.2
Tb	0.4	0.7	0.5	0.5	0.5		0.6
Yb	0.7	2.3	1.5	1.4	1.5		2.0
Lu	0.1	0.3	0.2	0.2			0.3
REE	101.6	174.4	135.4	123.9	119.8		90.1

SiO_2 , Al_2O_3 et K_2O mais plus pauvres en Fe_2O_3 , MgO et CaO . Ces compositions sont très similaires également dans le supergroupe de Yellowknife. Les éléments majeurs suggèrent une croûte plus évoluée pour le complexe d'Ashuanipi que la croûte supérieure archéenne moyenne.

Les paragneiss du complexe ont des teneurs supérieures en Th, Sc, Cr, Ba, Rb, Sr et terres rares légères par rapport à la croûte archéenne (telle que modelée par Taylor et McLennan 1985). Ces valeurs sont toutefois similaires aux autres métasédiments de la province du Supérieur (Quetico et KSZ, tableau 4,1).

En comparant globalement (avec les autres métasédiments et la croûte archéenne supérieure) les sédiments d'Ashuanipi sont plus riche en Th, Cr et terres rares légères. La corrélation entre Th et les terres rares légères s'explique par un comportement similaire durant les processus sédimentaires (McLennan et al. 1980). Le fait que ces éléments soient plus élevés ne change pas la valeur du rapport La/Th qui est de 3,4 dans le complexe et de 3,5 dans les shales archéens (Taylor et McLennan 1985). Les valeurs de Cr sont cependant plus élevées que pour les autres roches sédimentaires archéennes tardives (tableau 4,1). La figure 4,2 montre que le contenu en nickel

Figure 4,2 A- Diagramme du Cr vs Ni dans les roches métasédimentaires du complexe d'Ashuanipi. Le rectangle indique le champ principal des roches du complexe. B- Ce champ principal (tiré de 4,2A) est reporté sur un diagramme Cr vs Ni tiré de Taylor et McLennan (1985) où apparaissent les shales anciens et tardi-archéens.

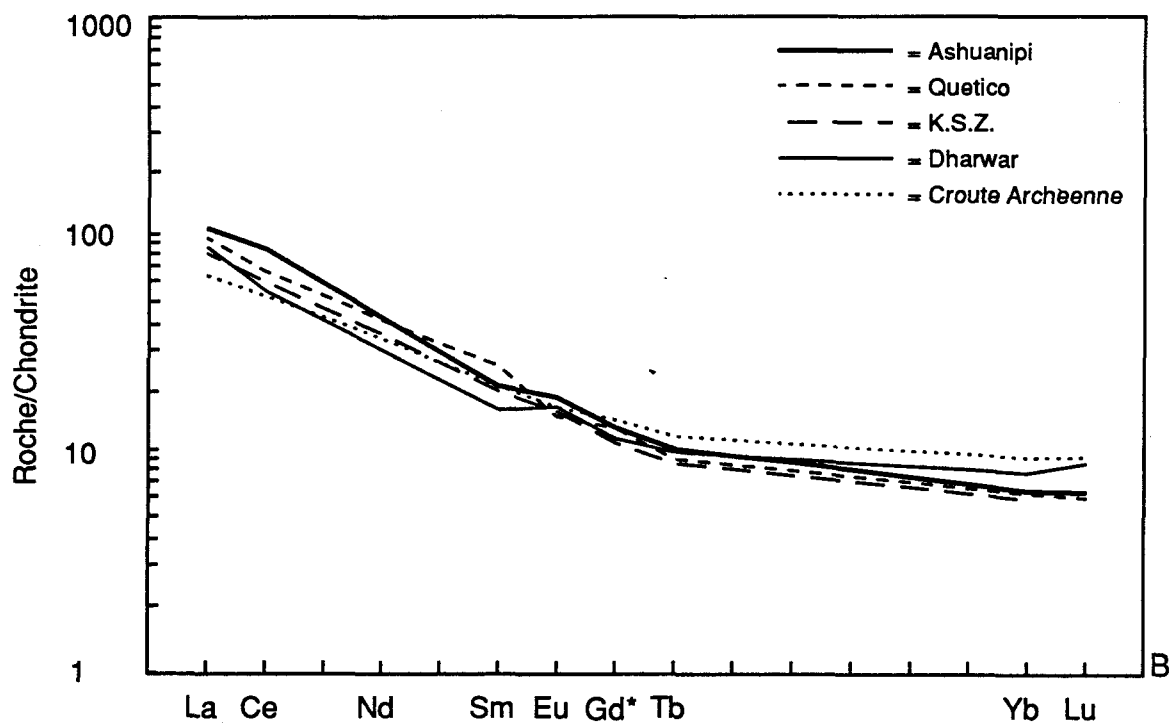
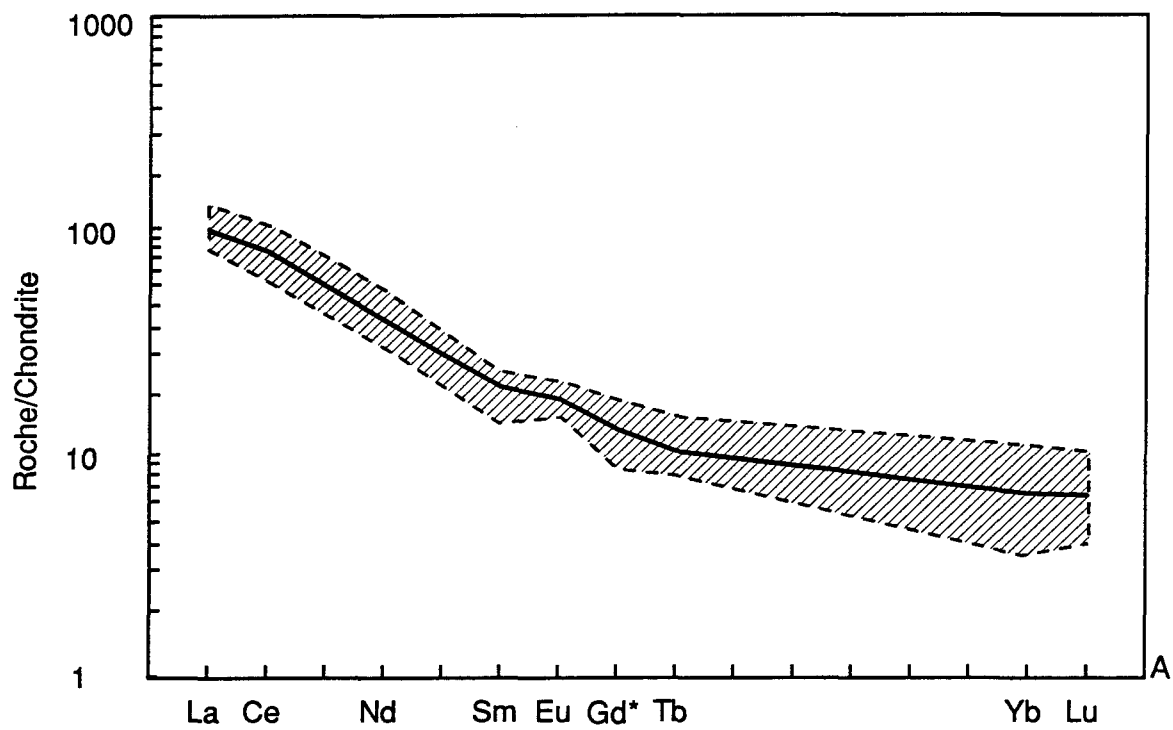


des sédiments d'Ashuanipi est comparable aux roches archéennes tardives mais que le contenu en chrome est plus élevé. Ce chrome est possiblement lié à la présence des gneiss mafiques à l'intérieur des paragneiss. Les roches du complexe sont cependant moins mafiques que les shales archéens anciens.

Feng et Kerrich (1990, tableau 3) caractérisent les sédiments turbiditiques faiblement mafiques de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi comme suit: CaO inférieur à 3,5%, MgO inférieur à 5%, Fe_2O_3 inférieur à 7,5%, Cr inférieur à 400 ppm, Ni inférieur à 200 ppm, Co inférieur à 40 ppm, le rapport La/Yb_N supérieur à 4,2, le rapport Eu/Eu^* près de 1 et la somme des ETR supérieure à 57 ppm. Les paragneiss d'Ashuanipi répondent à tous ces critères, sauf peut-être pour le rapport La/Yb^N qui est de 2,5 dans le tableau 4,1. Les diagrammes de terre-rares montrent le même taux d'enrichissement en ETR légers entre les sédiments d'Abitibi et d'Ashuanipi (comparer fig. 6 de Feng et Kerrich 1990 et fig. 4,3 de cette thèse).

Les paragneiss du complexe d'Ashuanipi ont des patrons d'éléments terres rares (ETR) enrichie en ETR légères avec de très faibles anomalies positives en Eu (fig. 4,3A). Les patrons des ETR sont plus variables pour les ETR lourdes. La moyenne des patrons ETR des paragneiss d'Ashuanipi est similaire à la

Figure 4,3 A- Les patrons ETR des paragneiss du complexe d'Ashuanipi tombent dans la zone hachurée. La moyenne de 18 patrons est représentée par la ligne centrale. B- Le patron moyen des paragneiss d'Ashuanipi (tiré de 4,3A) comparé au patron moyen d'autres paragneiss archéens (références dans tableau 4,1, sauf Dharwar dans Naqvi et al. 1983).



moyenne des patrons ETR d'autres métasédiments. La figure 4,3B indique clairement un enrichissement en ETR légères et particulièrement en La et Ce dans les paragneiss du complexe. Le rapport $(La/Yb)_N$ reste cependant comparable (tableau 4,1).

Si l'on compare la teneur en éléments traces des paragneiss avec celle des moyennes mondiales de différents types de roches (Krauskopf 1967, tableaux 20-5 et 20-6), les paragneiss se comparent au shale pour Co, Zr, Sc, Th, Ba, Rb, Ni, Sr, La, Nd, Eu et Lu. Ils se comparent au basalte pour Cs, Mo, U, As, Cr, Sm, Tb et Yb. Il y a légère affinité avec les granites pour Hf et Ce. De la comparaison de ces données on postule qu'une partie du paragneiss est un shale métamorphisé, et que ce shale résulterait en partie de l'érosion de basalte.

Finalement si l'on compare tous les éléments (majeur et trace) avec ceux de différents grauwackes (Taylor et McLennan 1985, tableau 6.13), les paragneiss d'Ashuanipi sont très semblables, sauf pour des teneurs plus élevées en Th, Cr, La et Ce.

Cette comparaison géochimique révèle des affinités entre les roches d'Ashuanipi et des turbidites de d'autres secteurs dans le Supérieur et l'Esclave. Un environnement où prévaut des

courants de turbidite nous donnera plusieurs types de roches, entre autres des shales et des grauwackes.

Discussion sur les paragneiss: Les paragneiss sont en général peu affectés par le métamorphisme en ce qui a trait à la mobilité des éléments traces et en particulier des ETR (Rudnick et al. 1985; Taylor et al. 1986). La mobilité des éléments dépend entre autres 1) de la position des éléments mobiles (K, Cs, U et dans une moindre mesure Rb et Th) dans le protolithe: à savoir si les éléments sont dans le réseau cristallin ou à la bordure des grains; 2) de la présence et de la composition des phases fluides pour transporter les éléments hors de la roche; 3) de la stabilité des différentes phases majeures et accessoires durant le métamorphisme.

La majorité des paragneiss du complexe ont des compositions allant entre les pôles felsiques et mafiques (fig. 4,1). L'influence des formations de fer apparaît sur six à huit paragneiss. Ceux-ci s'éloignent des autres sous l'influence d'une source riche en fer.

Un échantillon particulier de paragneiss (#39) est légèrement en deçà des autres paragneiss vers le pôle magnésien (sur la figure 4,1). Cet échantillon contient 333 ppm Cr, 55

ppm Ni et 27 ppm Co et 2,4% CaO. Tous les échantillons autour de ce dernier contiennent environ 300 ppm de chrome. Le fait que les sédiments soient riches en Cr, Ni, Co et Zr tout en étant pauvres en CaO suggèrent qu'une quatrième source pour les sédiments, quoique hypothétique, serait ultramafique.

Les paragneiss du complexe se retrouvent majoritairement entre les pôles felsiques et mafique. Les exceptions s'expliquent par des sources riches en fer ou peut-être ultramafiques. Ceci indique l'absence d'effets secondaires marquée (comme le métamorphisme), la composition des roches résultant surtout de l'importance relative de la source felsique ou de la source mafique (Jenner et al. 1981). Malgré un fort métamorphisme les paragneiss du complexe se comparent minéralogiquement et géochimiquement (majeurs, traces et terres rares) aux autres paragneiss dans le monde. Une valeur moyenne de CIA de 65 indique l'absence d'un fort weathering chimique lors de la sédimentation.

Si nous considérons les métasédiments d'Ashuanipi comme métamorphisés, mais à tout le moins pas d'une façon différente des autres métasédiments (Quetico, KSZ, Yellowknife) où le métamorphisme est mieux défini, il est possible de déterminer l'environnement tectonique de déposition par l'étude de

certaines éléments trace. La quantité de La et Th dans les roches sédimentaires protérozoïque augmente avec le degré d'évolution de ces sédiments (i.e. avec l'augmentation de la distance entre la source et le bassin sédimentaire) tandis que la teneur en Sc diminue. Ceci s'explique entre autres parce que la majeure partie du Sc se retrouve dans les minéraux ferromagnésiens des roches ignées. Le Th lui se retrouve dans les granites.

L'élément le plus discriminant dans les diagrammes La-Th-Sc et Th-Sc-Zr (Bhatia et Crook 1986) est le scandium. C'est la destruction des minéraux ferromagnésiens et la perte du scandium qui sert à mesurer le degré d'évolution du sédiment. Les teneurs en éléments trace discriminants dans les paragneiss d'Ashuanipi sont comparables aux teneurs des autres paragneiss archéens (tableau 4,1), aux grauwackes phanérozoïques (Taylor et McLennan 1985; tableau 6,9) et même aux sédiments modernes (Bhatia et Crook 1986; tableau 5).

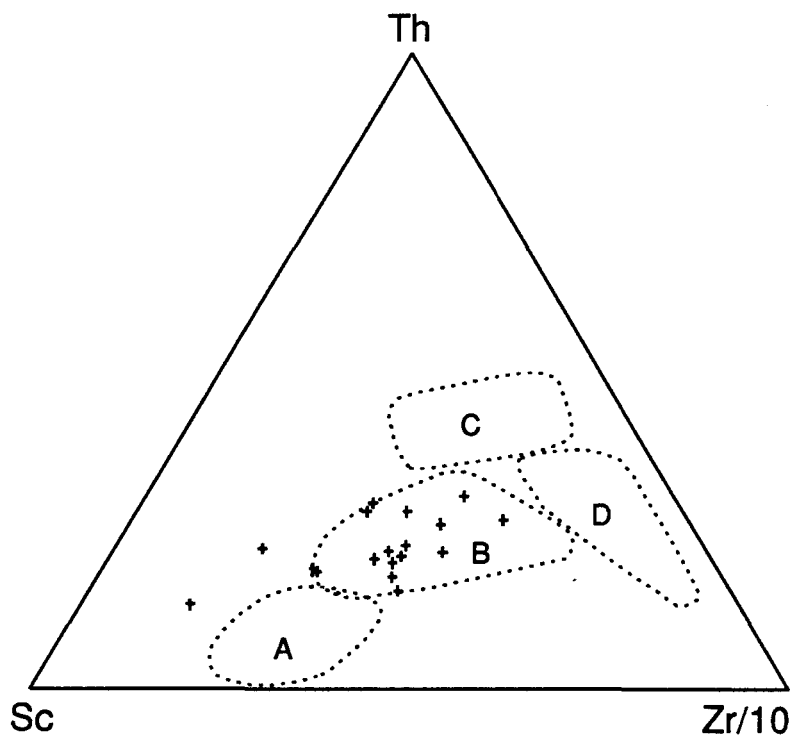
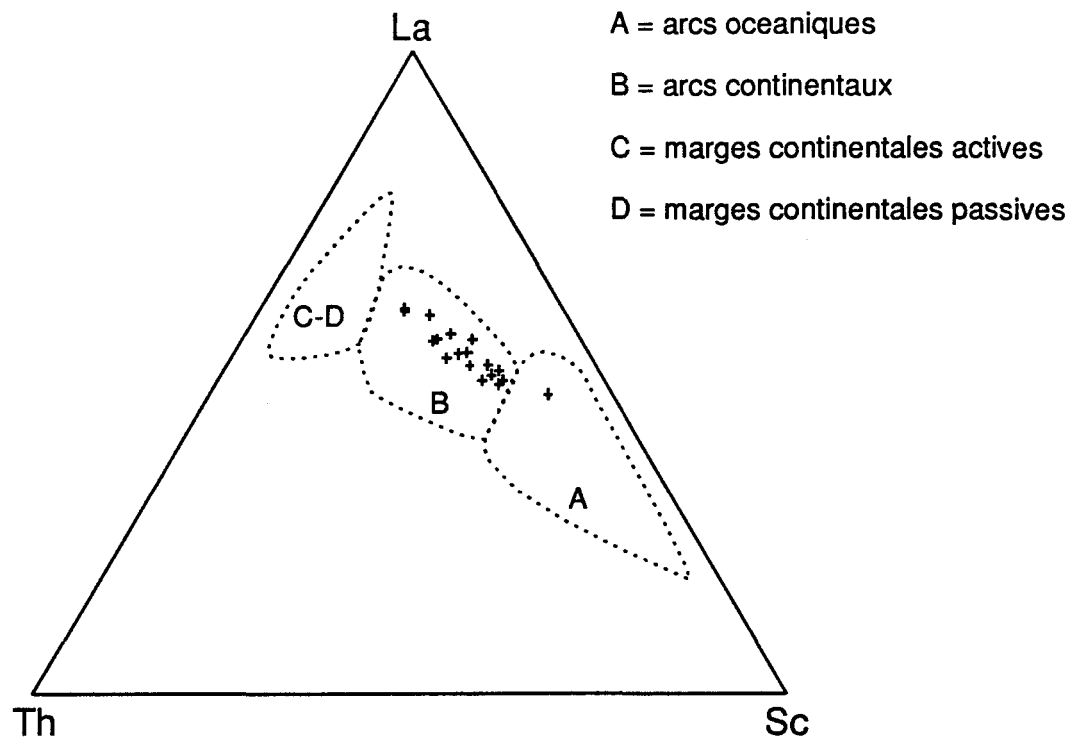
Il est cependant impossible d'évaluer la granulométrie des sédiments originaux, la classification chimique des paragneiss ne tient donc pas compte de la grosseur des grains. Il est en effet possible que certains éléments soient enrichis dans une fraction granulométrique donnée. Sawyer et Korneliussen (1989)

ont démontré qu'entre autres TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O , Sc, Co, Ni, Zn et ETR lourdes étaient enrichis dans les pelites par rapport aux grauwackes, tandis que les grauwackes étaient eux enrichis en SiO_2 , Zr, Hf, Cr et ETR légères.

Les sédiments d'Ashuanipi s'apparentent à ceux des arcs continentaux (fig. 4,4). Percival (1991) suggère sur la base du contenu en terres rares et de certains éléments trace (Rb, Zr et Ba) un environnement de déposition de marge continentale active pour les paragneiss d'Ashuanipi. Un tel environnement est compatible avec un plutonisme calco-alcalin tel que présent dans le complexe d'Ashuanipi (voir annexe 3). Les paragneiss d'Ashuanipi sont cependant plus riches en Cr, Co, Ni et Zn, suggérant la présence de roches mafiques dans la source (Percival 1991). L'application des diagrammes de Bhatia et Crook (1986) à des roches archéennes (e.g. Percival 1991), quoique faite sous toutes réserves, nous semble justifiée et les résultats plausibles.

La présente étude géochimique et comparative des paragneiss du complexe d'Ashuanipi permet d'affirmer que ces derniers sont semblables aux autres paragneiss typiques archéens, et en particulier à ceux de la Province du Supérieur et de celle de l'Esclave. La deuxième constatation est que le métamorphisme régional a agit sur les roches du complexe d'une

Figure 4,4- Les paragneiss d'Ashuanipi se classent parmi les sédiments d'arcs continentaux selon les diagrammes discriminants de Bhatia et Crook (1986) pour les environnements tectoniques.



manière similaire aux autres roches de la Province du Supérieur.

En effet en utilisant les données du tableau 4,1 nous constatons un rapport K/Rb de 315 pour les roches d'Ashuanipi, de 202 pour Quetico, de 369 pour le Kapuskasing Structural Zone et de 360 pour la croûte archéenne. Les granulites de Lochinver-Scourie ont un rapport K/Rb moyen de 1067, celles de Drumbeg de 755 tandis que les amphibolites de Rhiconich ont un rapport de 236 (Weaver et Tarney 1981). Allen (1979) constate également que les granulites de Arunta Block, Australie centrale, ont des rapports K/Rb supérieurs à 500 tandis que ce rapport n'est que d'environ 250 dans la croûte moyenne. Le rapport K/Rb des roches d'Ashuanipi n'indiquerait donc pas de mobilité, quoique la mobilité de certains autres éléments (Th, Cs, U, Ba, Sr) soit possible, comme discuté précédemment.

La minéralisation aurifère syn-métamorphique de Griffin's Find en Australie possède des rapports K/Rb anormalement bas (178 pour la zone minéralisée et 201 pour les granulites encaissantes; Barnicoat et al. 1991). Groves et al. (1992) interprète ce faible rapport K/Rb par une introduction d'un fluide K-Rb qui aurait modifié le rapport K/Rb de la roche lors du pic métamorphique.

Force est de constater la limitation du rapport K/Rb pour l'étude des granulites. L'étude exhaustive de la mobilité des éléments va nettement au delà de cette étude. Nous nous sommes ici borner à une étude comparative de la géochimie de nos roches. Il faut également noter que l'absence de roche non-métamorphisée dans le Complexe d'Ashuanipi empêche une étude complète de la mobilité, car nous ignorons la composition exacte du protolithe.

Formation de fer métamorphisée

L'étude géochimique des paragneiss ayant démontré que le métamorphisme régional dans le complexe a été semblable à celui des autres régions du Supérieur, nous pouvons maintenant étudier les formations de fer. L'étude géochimique de ces roches tentera de mettre en évidence la présence d'une altération reliée à la minéralisation aurifère.

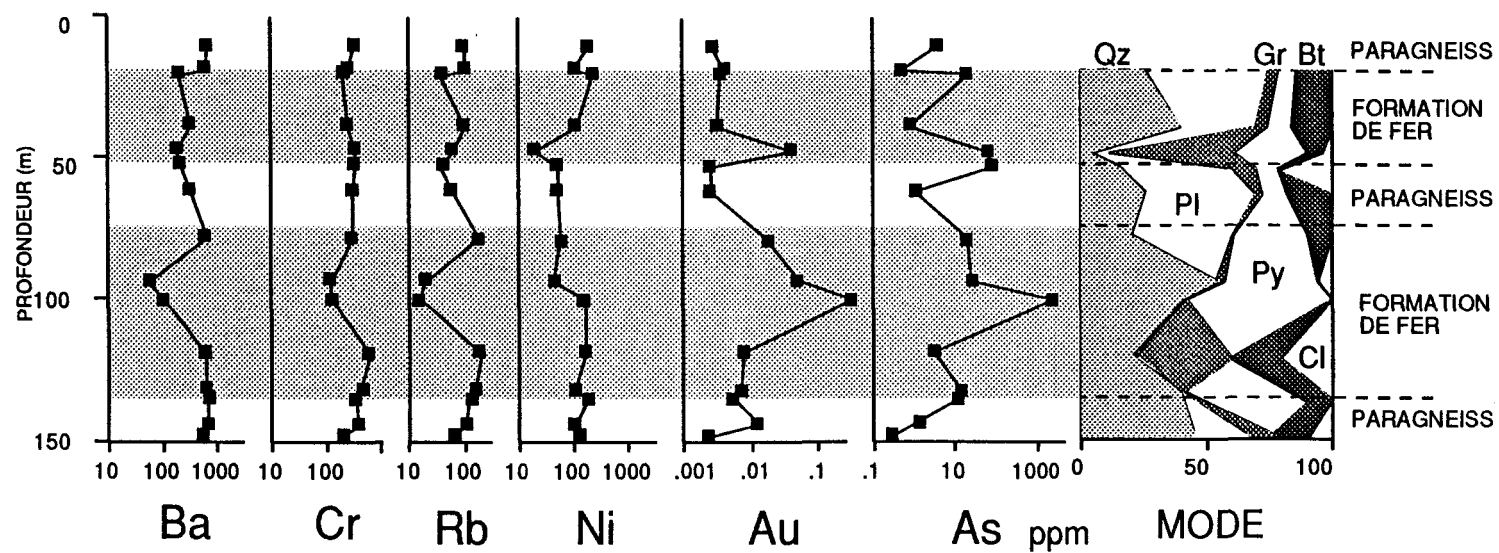
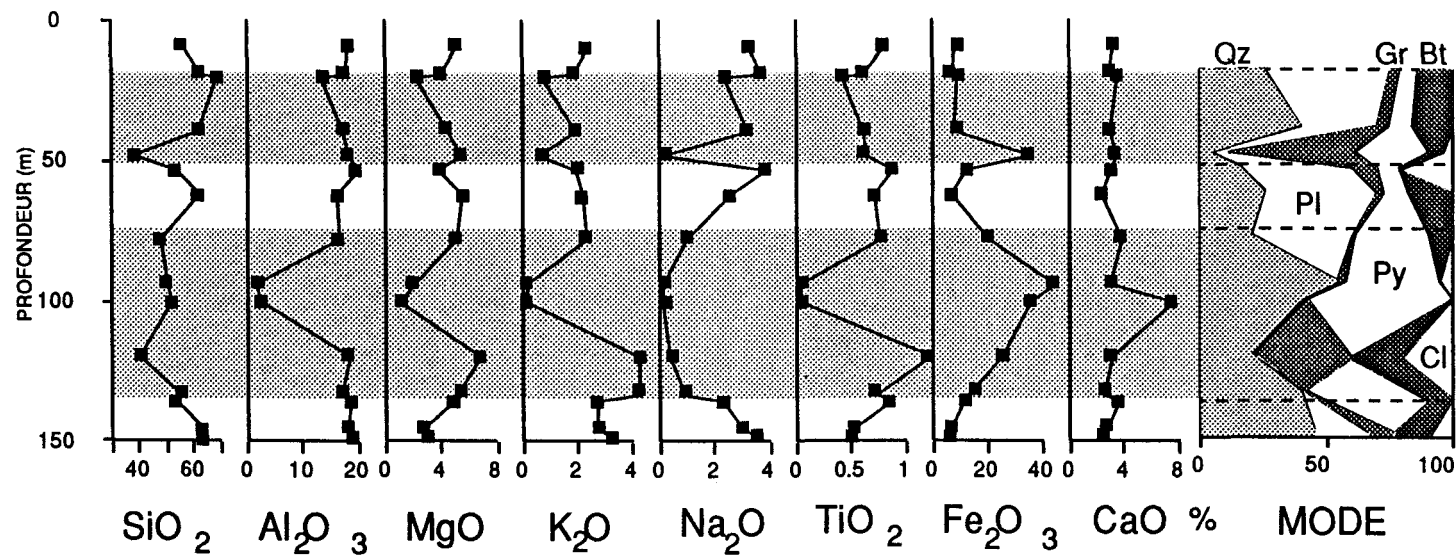
L'étude de ces roches demande cependant une approche prudente, vue la grande variation de composition minéralogique, le rétro-morphisme qui les affecte ainsi que la minéralisation en phases sulfureuses. De plus les formations de fer sont intercalés aux paragneiss. Il sera également démontré que la précipitation chimique de ces formations de fer s'est

accompagnée d'une déposition clastique. Tous ces faits serviront à caractériser un bassin sédimentaire en particulier.

Éléments majeur et trace: Un exemple des variations causées par les changements minéralogiques est l'étude comparative de certains éléments pour un trou de forage donné (fig. 4,5). La proportion relative des différents minéraux change le long du trou, tout comme la composition chimique change aussi. D'une manière générale les roches riches en silice sont riches en quartz et celles riches en fer le sont en grenat et pyroxène. L'augmentation en calcium et l'appauvrissement en aluminium provoquent la présence de clinopyroxène, seule phase importante contenant du calcium (fig. 4,5). Les roches pauvres en aluminium ont peu de grenat et de plagioclase.

Le titane suit le patron de l'aluminium et du potassium. La minéralogie explique mal le comportement du sodium, qui semble appauvrit dans la FFM. Le potassium et le rubidium sont associés à la biotite. L'or suit très fortement l'arsenic, car inclus dans l'arsénopyrite et la loellingite. L'or n'est pas du tout relié au nickel ni au chrome. Le barium corrèle négativement avec l'or, contrairement à plusieurs gisements d'or archéens (Mikucki et al. 1990). Le barium est possiblement inclus dans le plagioclase, phase absente (ou complètement

Figure 4,5- Variation chimique et minéralogique le long du trou de forage #3. Le mode indique la quantité de quartz, plagioclase, grenat, pyroxène, biotite et chlorite présente dans la roche.



altérée) dans les roches riches en or.

Les éléments terres rares: Les formations de fer métamorphisées du Lac Lillois se divisent en trois groupes d'après leurs patrons ETR:

Groupe A): Ces FFM ont des patrons typiques des formations de fer rubanées (FFR) archéennes (fig. 4,6) avec un rapport La/Lu_N entre 6 et 8, mais possèdent des concentrations en ETR dix fois supérieur. Les FFR ont généralement des concentrations très faibles en ETR et par conséquent sont susceptibles d'être enrichies en ETR par un apport en sédiments clastiques ou par le passage d'un fluide métamorphique (Fryer 1983).

Groupe C): Au Lac Lillois l'apport de sédiments clastiques à certaines roches de la FFM produit des patrons ETR de type C. L'apport clastique y produit une augmentation du rapport La/Lu_N (de 10 à 20 fois supérieur) causé par un ajout en terres rares légères (fig. 4,6). Les patrons résultants ressemblent à ceux des paragneiss (fig. 4,3A).

Il y a une corrélation directe entre le total des ETR et le contenu en Al_2O_3 (fig. 4,7A). Cette augmentation du contenu en ETR est interprétée comme une conséquence directe d'une

Figure 4,6- Trois types différents de patrons ETR dans la FFM. Les échantillons du groupe B sont identifiés. Les deux patrons du bas (en trait gras) sont des formations de fer rubanées archéennes typiques (tiré de Fryer 1977; tableau 1: échantillons #20, un faciès à sulfures et carbonates; échantillons # 29, faciès à quartz et magnétite métamorphisé). Le numéro des échantillons est indiqué sur les patrons du groupe B.

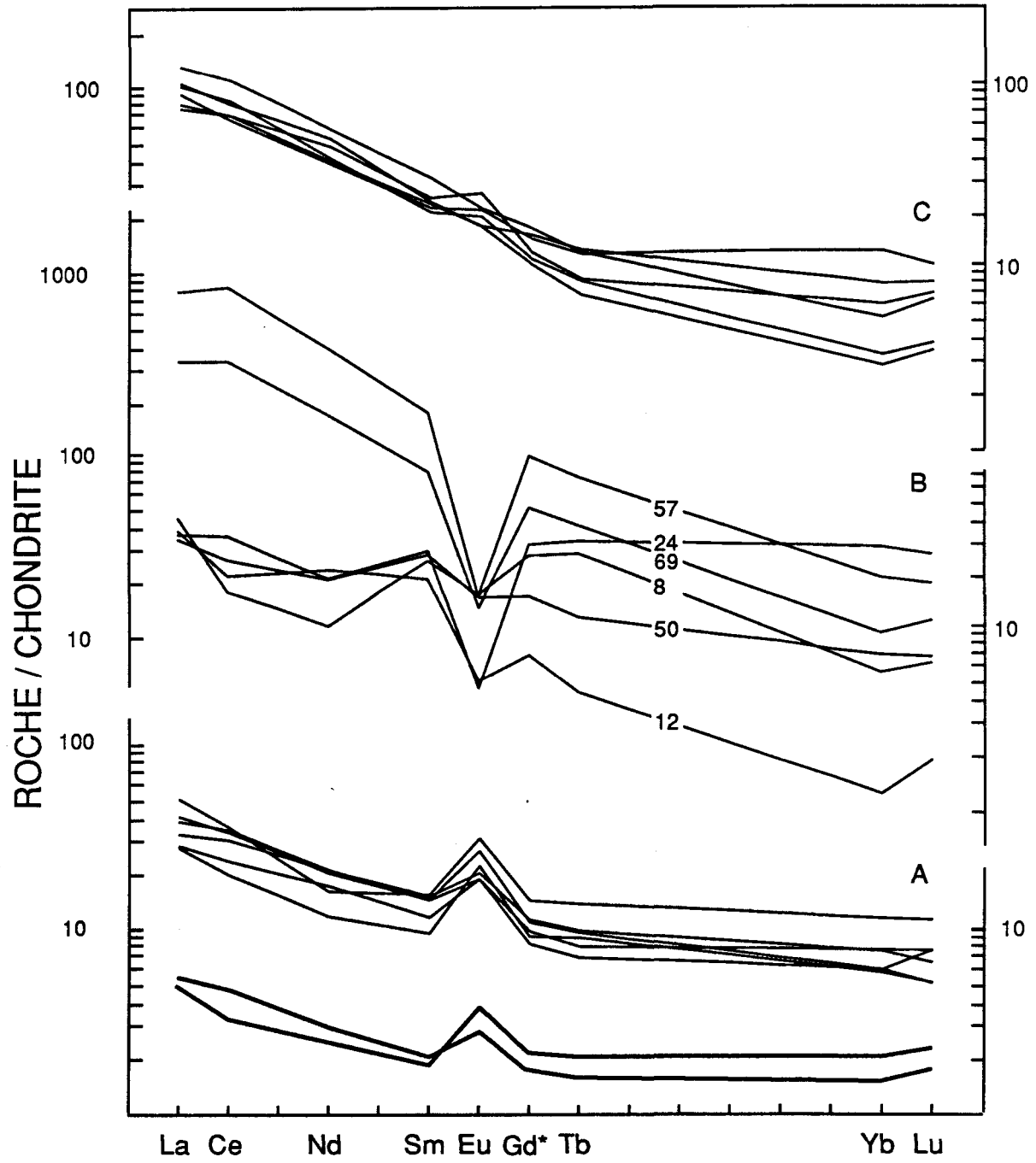
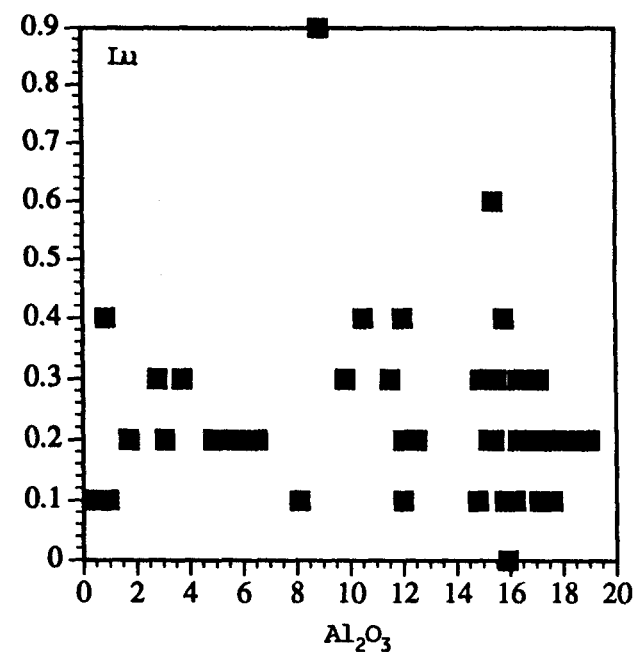
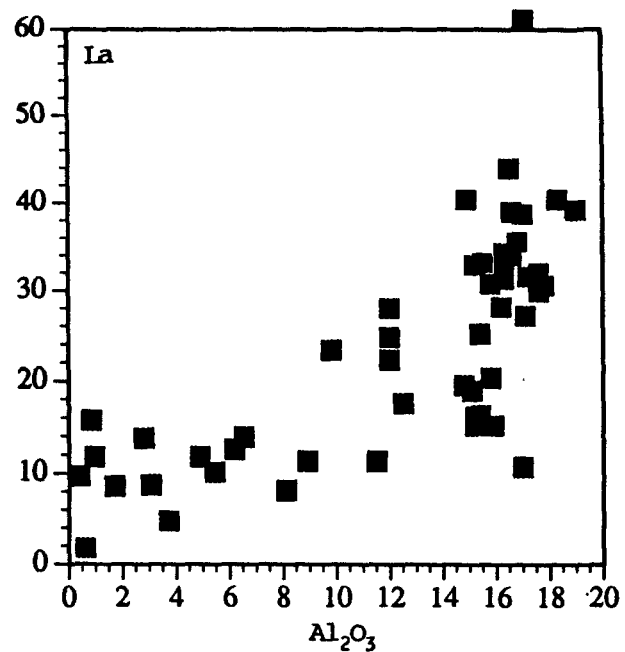
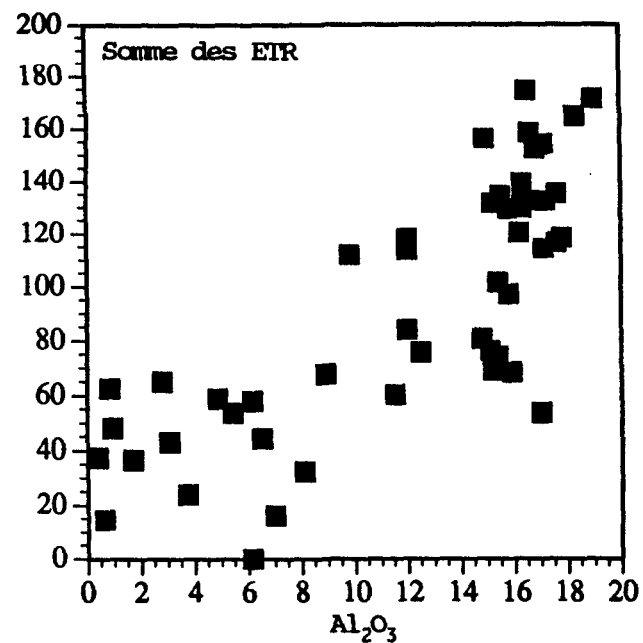


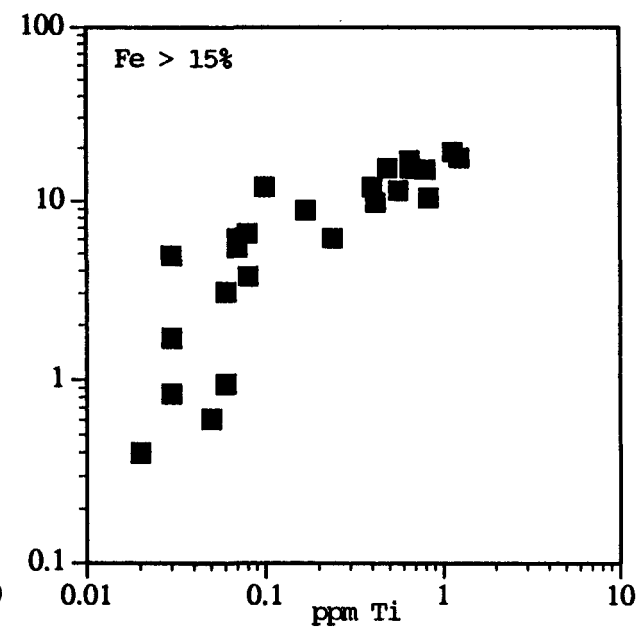
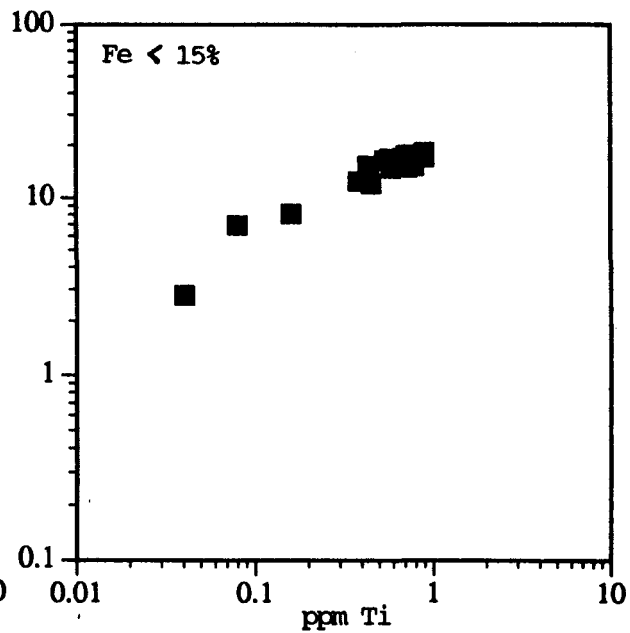
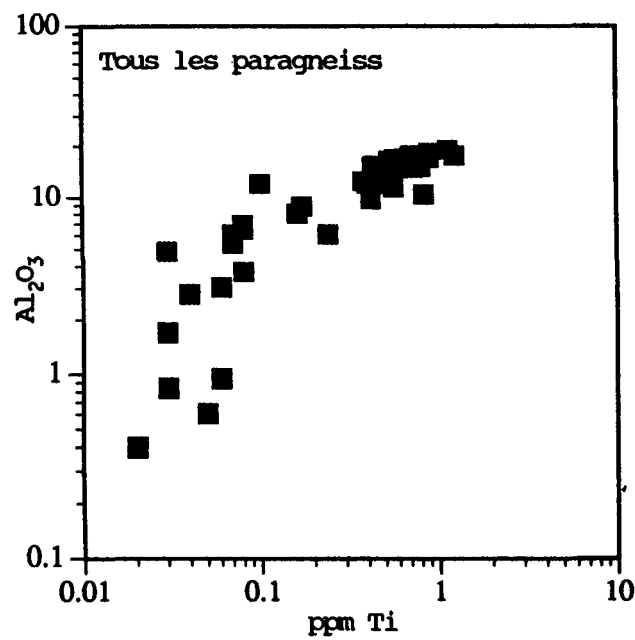
Figure 4,7- Graphiques de l'aluminium (%) vs la somme des terres rares (ppm) (A); vs le lanthane (ppm) (B); vs le lutécium (ppm) (C). Remarquer la similitude des graphiques A et B.



déposition clastique simultanée à une précipitation chimique dans une FFR (Manikyamba et al. 1993) ou dans un chert rubané (Zhou et al. 1994). Il est à noter que l'augmentation en ETR est surtout causée par l'augmentation en ETR légers, et en particulier le lanthane, qui est directement corrélé avec le contenu en aluminium (fig. 4,7B). Cette corrélation n'existe plus avec une terre rare lourde comme le lutécium (fig. 4,7C), la quantité de cet élément étant négligeable.

Un contenu élevé en Al_2O_3 et en TiO_2 reflète la présence de composés clastiques dans une formation de fer (Ewers et Morris 1981, Manikyamba et al. 1993). Cette relation est également vraie dans les FFM d'Ashuanipi. Il y a corrélation directe entre l'aluminium et le titane (fig. 4,8A) dans tous les métasédiments. Les métasédiments contenant moins de 15% de fer (pour la plupart des paragneiss) ont des teneurs élevées en aluminium et titane (fig. 4,8B). Les métasédiments contenant plus de 15% de fer (pour la plupart des formations de fer) ont des teneurs variables et plus faibles (fig. 4,8C). La contamination clastique des formations de fer est particulièrement visible sur ces diagrammes aluminium/titane. La formation de fer la plus pure, ou la moins contaminée, est celle contenant le moins d'aluminium et de titane (fig. 4,8C). La plus contaminée contient autant d'aluminium et de titane

Figure 4,8 A- Diagramme de titane vs aluminium dans toutes les roches métasédimentaires. B- Diagramme Ti vs Al pour les roches métasédimentaires contenant moins de 15% de fer, et C- plus de 15% de fer.



qu'un paragneiss.

Groupe B): Les patrons de type B ne ressemblent ni à A ni à C. Ces patrons ont des rapports La/Lu_N variant entre 5 et 40 et présentent des anomalies négatives d'euprium.

Ce qu'il faut absolument noter dans ce groupe est la présence de roches très riches en or (échantillons 8 et 12). Un lien entre la minéralisation aurifère et ce type de patron (perturbé?) est possible. La remobilisation des éléments terres rares par un fluide hydrothermal minéralisateur est courante dans les dépôts porphyriques et de veines (Taylor et Fryer 1982, 1983) ou autour des dépôts de sulfures massifs polymétalliques volcanogènes (Whitford et al. 1988). Une roche altérée par un fluide possédant un fort pH et avec un faible rapport fluide/roche aura un patron enrichie en terres rares légères (Taylor et Fryer 1983), cet enrichissement diminuant avec le pH du liquide et l'augmentation du rapport fluide/roche.

Il est particulièrement intéressant de noter que l'effet majeur causé par une altération hydrothermale sur des patrons de terres rares est la tendance à développer des patrons plats avec de fortes anomalies négatives d'euprium (Whitford et al.

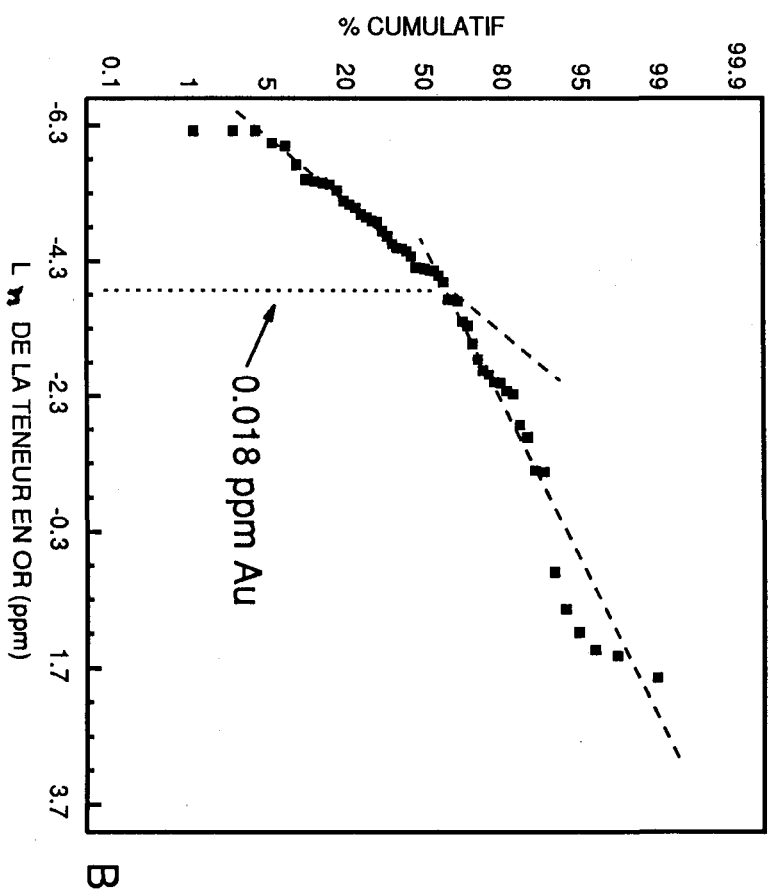
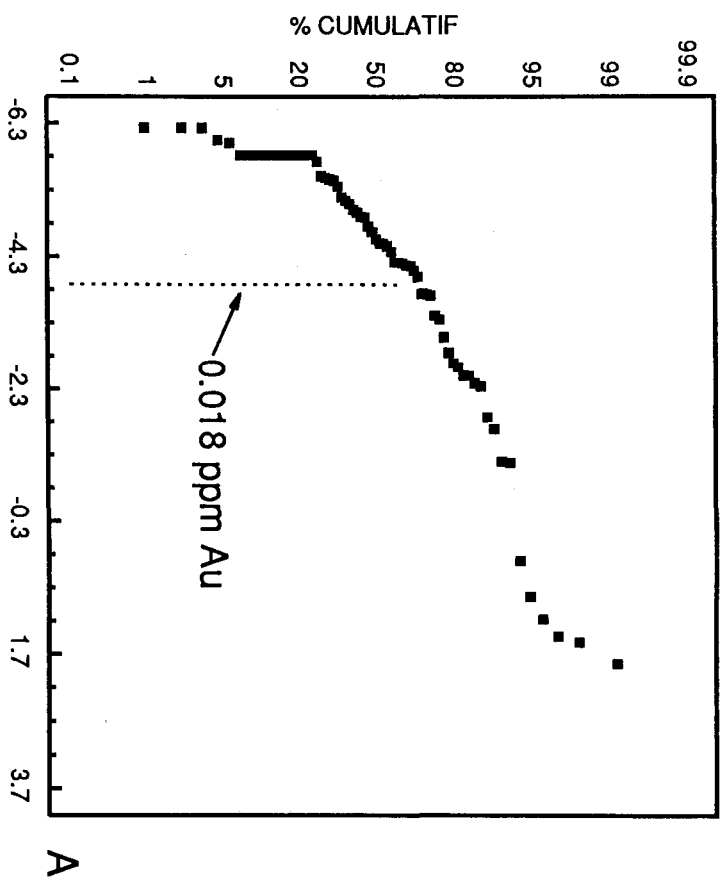
1988). Nous croyons donc que les patrons du groupe B ont été perturbés par une altération hydrothermale synchrone ou postérieure au métamorphisme régional et que le rapport fluide/roche était élevé. Les roches de ce groupe pouvaient appartenir originellement au groupes A et/ou C.

Minéralisations aurifères

L'utilisation de graphiques cumulatifs de probabilité permet de vérifier le type de distribution d'une (ou de plusieurs) population plus facilement qu'avec des histogrammes, ainsi que de déterminer le nombre exact de populations en fonction d'un élément donné (Lepeltier 1969, Saager et Sinclair 1974, Sinclair 1983). Les points qui s'alignent sur une ligne droite font partie d'une seule population, les points qui s'alignent sur une ligne courbe représentent deux ou plusieurs populations. Le point d'inflexion de la courbe représente le changement de population, indique le nombre d'échantillons appartenant à chaque populations ainsi que la valeur exacte qui sépare celles-ci (e.g. Sinclair 1983) (voir également l'annexe 5).

Le cas de l'or sert ici d'exemple. Sur la figure 4,9A toutes les valeurs en or (le logarithme de la valeur) des

Figure 4,9 A- Le logarithme de la valeur en or de tous les échantillons rapporté sur un graphique cumulatif de probabilité. B- Les valeurs de 0,003 ppm Au sont enlevées de ce graphique. Le groupe des roches stériles ($\text{Au} < 0,018 \text{ ppm}$) possède une distribution lognormale; les roches minéralisées ($\text{Au} > 0,018 \text{ ppm}$) ont une distribution plus normale. Ceci est plus remarquable dans les roches fortement minéralisées (effet de pépites?).



roches sont mises par rapport à leur pourcentage cumulatif reporté sur une échelle de probabilité. Cette échelle concentre le maximum de valeur autour de 50% de fréquences cumulées. Sur ce diagramme de probabilité le point d'inflexion dans la courbe reliant tous les points marque le changement de population. Ce point d'inflexion sur le diagramme se trouve à l'intersection des deux droites, chacune de celles-ci représentant une population. Ces deux populations sont ici lognormales, car les valeurs s'alignent sur une droite. Les teneurs supérieures à 1 ppm ne s'alignent pas sur une ligne droite. Ceci indique une troisième population: les échantillons économiquement intéressants (plus de 1 g/t d'or).

La "brisure" dans la courbe (ou l'intersection des deux droites) se situe à 0,018 ppm Au. Après arrondissement à 0,02 ppm Au (20 ppb), cette valeur sert comme coupure entre les roches "minéralisées" et "stériles". Cette technique est modifiée d'après Saager et Sinclair (1974).

Une quinzaine d'échantillons stériles avaient un bruit de fond spectral plus élevé que 0,003 ppm sur le pic de l'or (lors de la lecture des spectres provenant de l'activation neutronique). Dans ces cas la teneur en or a été mise arbitrairement à 0,003 ppm, ce qui représente la limite de

détection pour ces échantillons. Autant de valeurs identiques sur un graphique de probabilité fausse la courbe. C'est pourquoi le graphique de la figure 4,9B ne contient pas les valeurs égales à 0,003 ppm. La brisure dans la courbe est donc plus visible sur ce graphique, quoique les deux graphiques donnent la même teneur pour la brisure, soit 0,018 ppm Au.

Le seuil entre les roches minéralisées et stériles étant définie, nous pouvons voir ce qui différencie ces roches. Pour minimiser l'effet lithologique, seules les roches de la FFM sont désormais considérées. Elles sont d'ailleurs les seules minéralisées.

Les graphiques en boîtes (fig. 4,10 et 4,11) illustrent bien les différences de compositions entre ces deux types de roches. Les roches minéralisées en or sont plus riches en Fe_2O_3 (exprimé par la présence de sulfure et d'arséniure ainsi que de grenat et pyroxènes), CaO (présence de clinopyroxène), MnO et plus pauvres en SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , MgO , K_2O et TiO_2 . L'absence des feldspaths pourrait en partie refléter la pauvreté en aluminium, sodium et potassium.

Le plus remarquable est la quasi-absence en Na_2O et K_2O dans les roches minéralisées (fig. 4,10). Dans les éléments

Figure 4,10- Graphiques en boîte des éléments majeurs. Les boîtes verticales centrales couvrent 50% des données comprises entre les quartiles le plus haut et le plus bas. La médiane est représentée par la ligne horizontale incluse dans la boîte. Les lignes verticales représentent la dispersion des données jusqu'aux extrêmes. Les points qui s'échappent des lignes permettent de voir les cas spéciaux, car les lignes ne mesurent pas plus de 1.5 fois la distance interquantile. 0 = les roches stériles; 1 = les roches minéralisées. Les contenus en élément majeur sont indiqués en %.

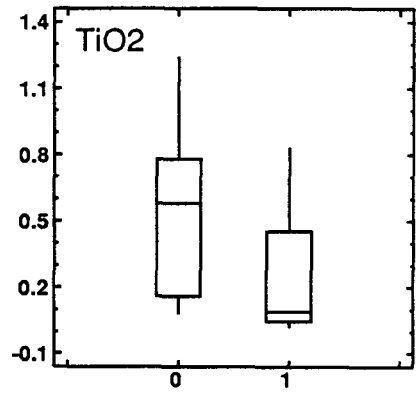
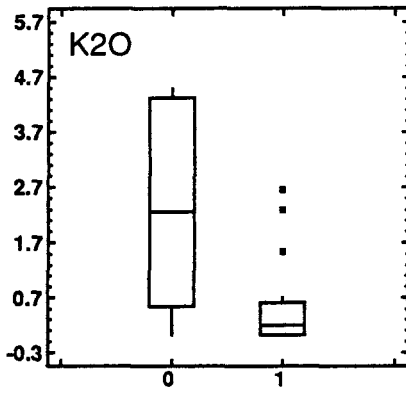
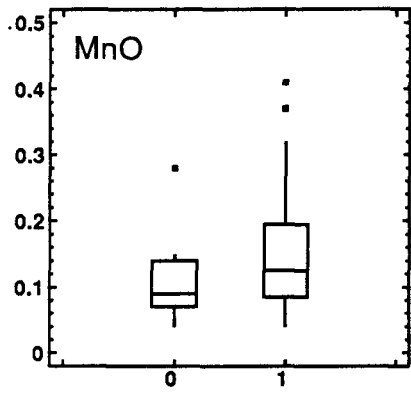
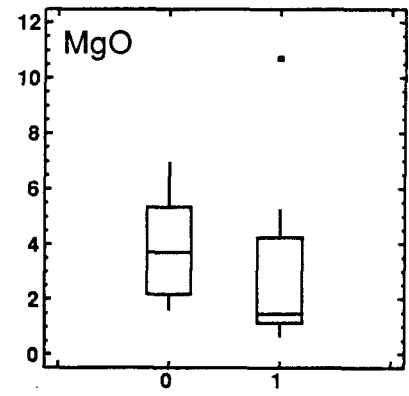
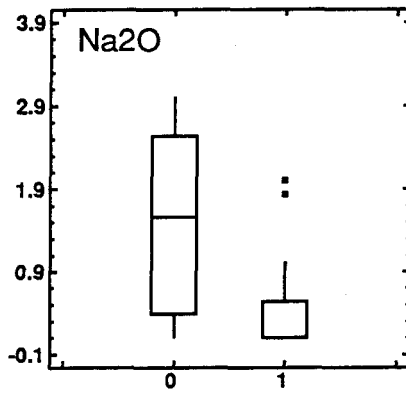
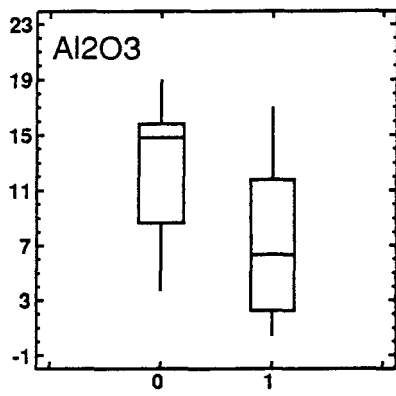
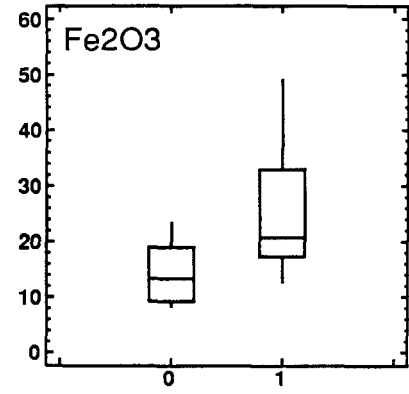
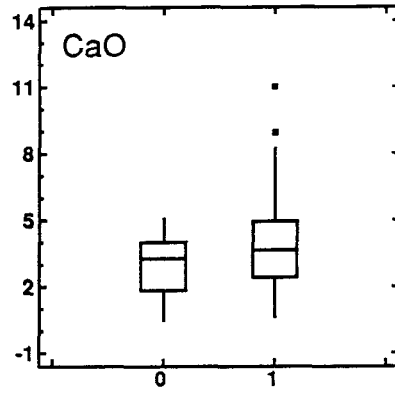
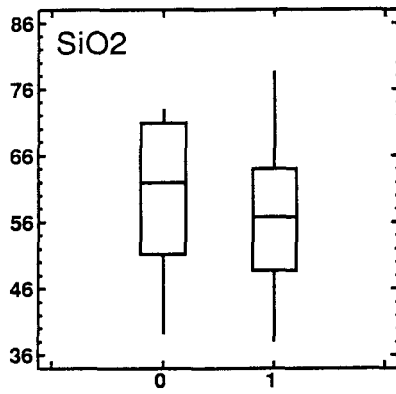
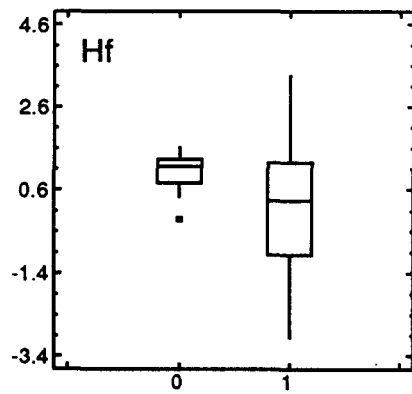
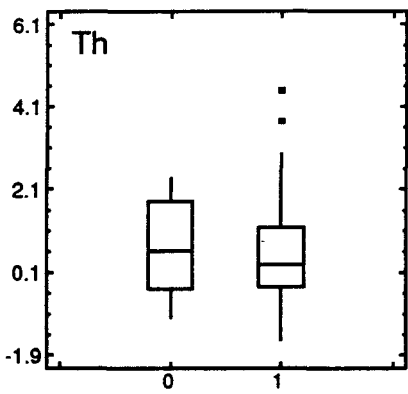
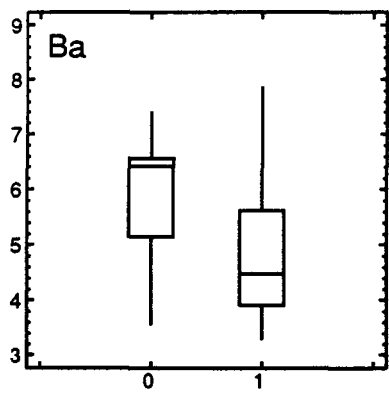
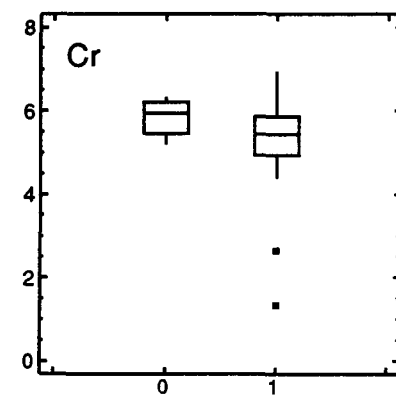
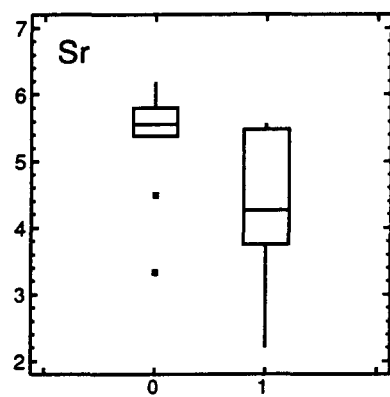
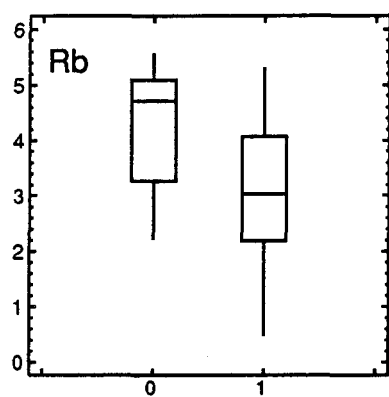
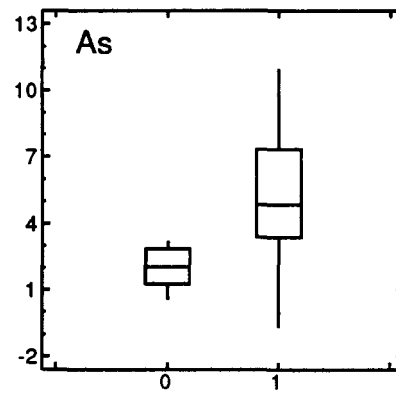
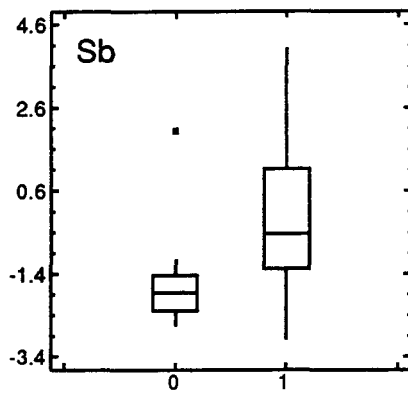
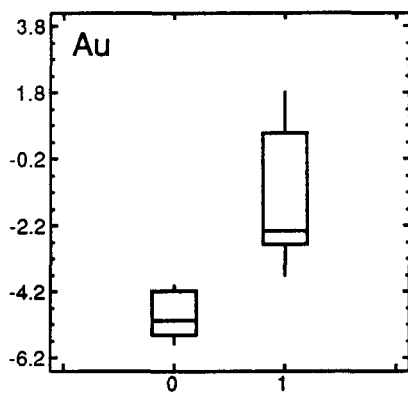


Figure 4,11- Graphiques en boîte des éléments traces. Les contenus en élément trace sont indiqués en logarithme du ppm. Voir figure 4,10 pour explication des diagrammes.



traces, As et Sb sont enrichies avec l'or, les autres éléments traces sont légèrement appauvris (fig. 4,11). Sauf dans le cas de Na_2O et de K_2O , où ces éléments semblent clairement lessivés (appauvries par rapport aux roches stériles), la plupart des éléments montrent un plus grand étalement dans leurs valeurs pour les roches minéralisées. Ceci suggère un enrichissement /appauvrissement secondaire, les roches n'étant pas toutes affectées au même niveau. Le chrome et le thorium sont les éléments traces les moins affectés. Le chrome est stable à cause de son état d'oxidation Cr^{3+} et se comporte comme Al^{3+} . Le thorium forme des ions très peu solubles et demeure dans les minéraux résiduels. Les autres métaux de transition comme Co, Zn et Ni se comportent comme le chrome, et leurs graphiques ne sont pas inclus, car non significatifs (i.e. aucune distinction entre les roches minéralisées et stériles).

L'examen des graphiques cumulatifs de probabilité des éléments majeur (fig. 4,12) et des éléments trace (fig. 4,13) en parallèle des graphiques en boîtes fait ressortir le nombre de populations. Les éléments où deux populations sont bien visibles sur les graphiques cumulatif de probabilité (e.g. sodium, potassium et titane) sont également distinctifs sur les graphiques en boîtes. Pour les éléments où il y avait un enrichissement (Sb) ou un appauvrissement (Sr) visible (fig.

Figure 4,12- Graphique cumulatif de probabilité des éléments majeurs. Une ligne droite indique une distribution lognormale. Une brisure entre deux lignes "droites" (e.g. TiO_2) indique deux populations.

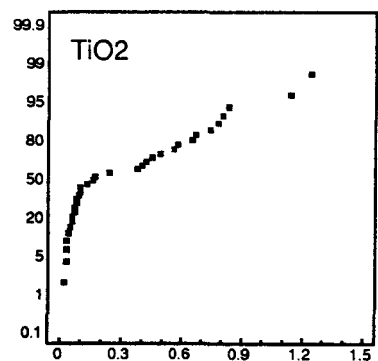
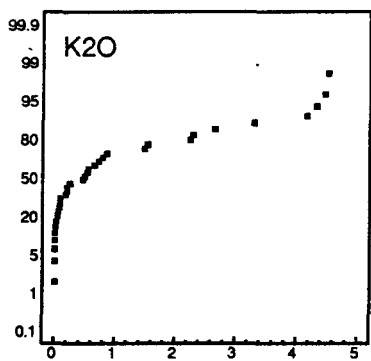
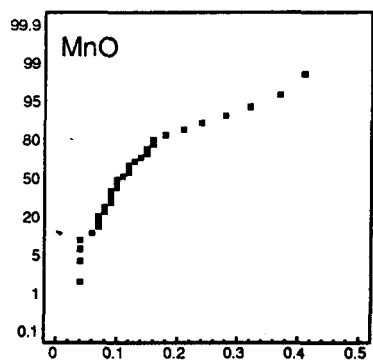
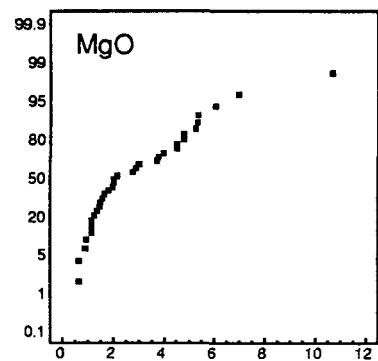
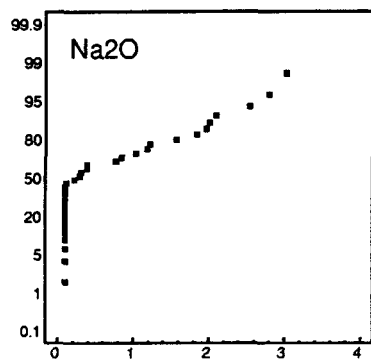
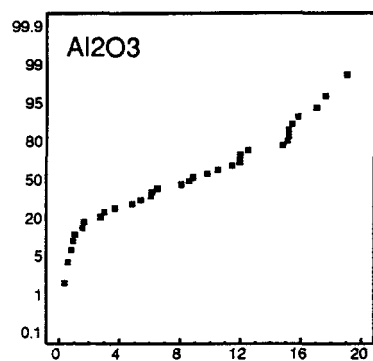
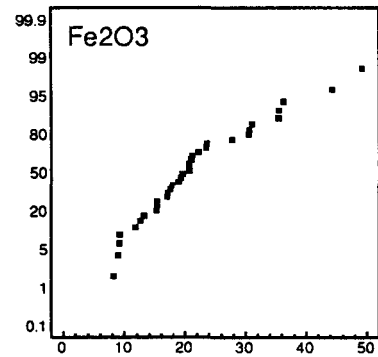
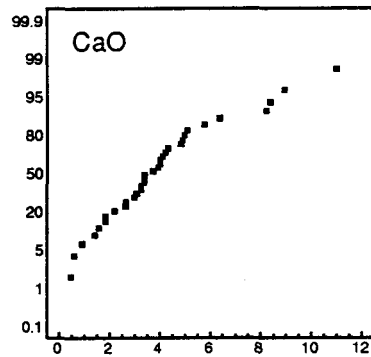
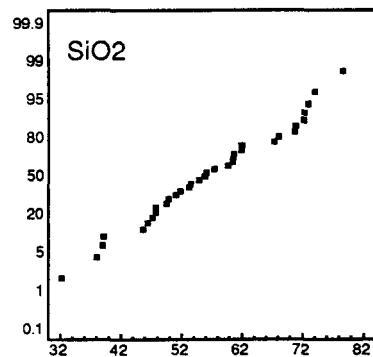
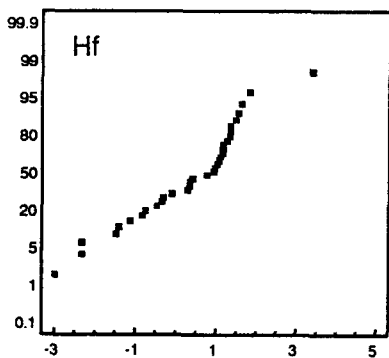
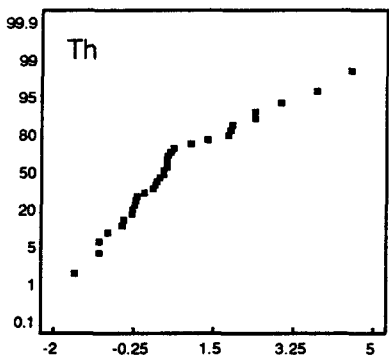
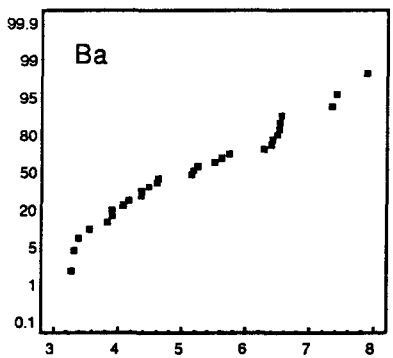
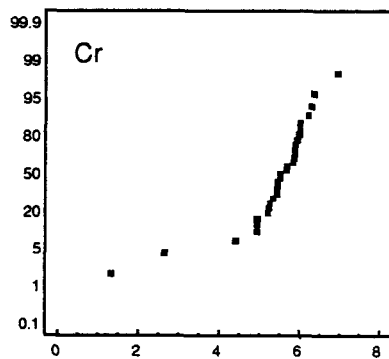
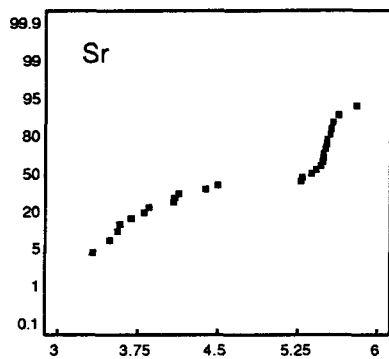
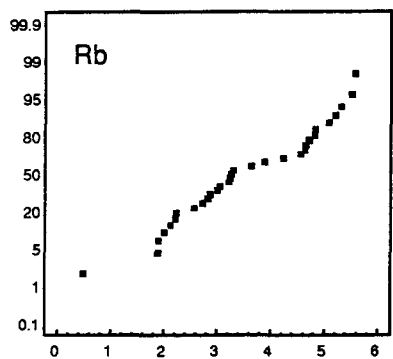
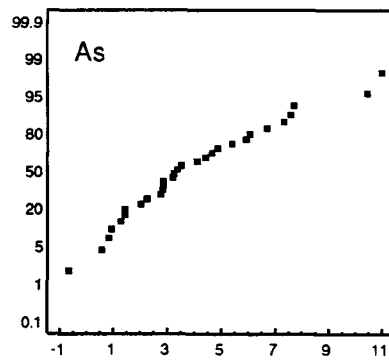
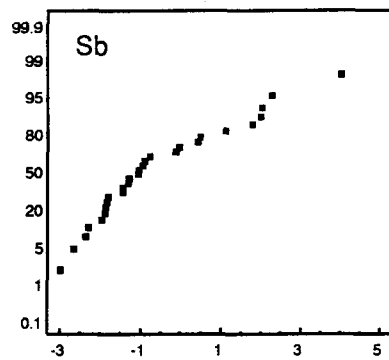
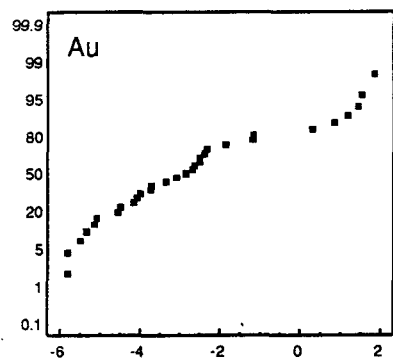


Figure 4,13- Graphique cumulatif de probabilité des éléments traces. Une ligne droite indique une distribution lognormale. Une brisure entre deux lignes "droites" (e.g. Hf) indique deux populations.



4,11), ce phénomène est toujours observable sur les graphiques cumulatifs (fig. 4,13). L'étalement des valeurs pour les roches minéralisées est encore plus visible.

Conclusion

Les paragneiss d'Ashuanipi se comparent aux autres paragneiss dans le monde et en particulier à ceux de la province du Supérieur. Leur composition va principalement d'un pôle felsique (granodiorite) à un pôle mafique (basalte) mais est également influencée par une source riche en fer (formation de fer). Ils ont des patrons ETR très similaires à tous les autres paragneiss. L'étude des éléments trace indique que, sauf pour des teneurs légèrement supérieures en Th, Cr, La et Ce, les paragneiss d'Ashuanipi ressemblent également aux autres. Géochimiquement le paragneiss serait un grauwacke au sens large du terme. Toujours géochimiquement, la signature d'un shale est visible. Nous croyons que les deux types de roches sont présents à cet endroit. C'est d'ailleurs un des assemblages sédimentaires les plus communs.

Les formations de fer métamorphisées sont elles aussi géochimiquement typiques des formations de fer archéennes. La composante clastique est cependant élevée dans ces formations

de fer. Une sédimentation clastique contemporaine à une précipitation chimique doit être considérée.

Les formations de fer sont très fréquentes dans les ceintures métasédimentaires archéennes et la province du Supérieur ne fait pas exception. Ojakangas (1985) cite de nombreux cas de formations de fer associées à des roches détritiques dans les ceintures métasédimentaires de Quetico et de English River mais également dans les ceintures volcanosédimentaires de Wabigoon et de Uchi. Plusieurs gîtes d'or sont associés à certaines de ces formations de fer (Macdonald 1983, 1984; Fyon et al. 1983). Une ceinture volcanosédimentaire à dominance volcanique comme celle de l'Abitibi renferme de nombreuses formations de fer (Mueller et Donaldson 1992). La province de l'Esclave renferme également plusieurs formations de fer (Lhotka et Nesbitt 1989; Ford et Duke 1993). Des exemples similaires sont décrits en Finlande (Gehör et Havola 1988), en Afrique (Oberthür et al. 1990) et en Australie (Groves et al. 1984). Dans tous les exemples ci-haut cités les formations de fer sont intimement associées à des roches sédimentaires clastiques (e.g. grauwacke). Dans plusieurs cas il est clairement démontré l'association des formations de fer avec des successions turbiditiques (Meyn et Palonen 1980, Gehör et Havola 1988; Ford et Duke 1993). Les

formations de fer y sont intercalées à des grauwackes et des shales. Dans de tels contextes on comprendra que les formations de fer peuvent avoir des caractéristiques minéralogiques et structurales fort différentes les unes des autres, mais somme toute posséder des signatures géochimiques semblables.

Les formations de fer étant des roches sédimentaires abondantes, elles sont bien représentées dans les grandes ceintures métasédimentaires. Ces formations de fer ne sont cependant pas toujours identifiables. D'ailleurs dans le complexe d'Ashuanipi nous avons reconnu la formation de fer rubanée du Lac Canoe (qui est beaucoup plus typique) bien avant de pouvoir identifier la formation de fer (non rubanée?) du Lac Lillois. Selon nous il en reste plusieurs à découvrir dans les paragneiss d'Ashuanipi, particulièrement les FF qui auront un fort contenu clastique ou qui auront des contacts graduels et peu visibles avec les grauwackes encaissants.

La présence de grandes épaisseurs de roches sédimentaires pouvant être suivies sur des centaines de kilomètres a été interprétée comme pouvant représenter d'anciens prismes accréionnaires (Pervival et al. 1992). Un tel environnement de déposition est compatibles avec les protolithes envisagés pour les paragneiss d'Ashuanipi et explique la signature géochimique

de ces derniers car les deux sources (felsique et mafique) nécessaires y sont présentes.

Il ressort enfin que certaines roches (dont les roches minéralisées en or) de la formation de fer du Lac Lillois ont subi une altération hydrothermale qui a produit un appauvrissement/enrichissement sélectif (e.g. Na et K). Cette altération, qui n'est pas généralisée à tout le complexe, sera étudiée au chapitre 6.

CHAPITRE V

CONDITIONS P-T DANS LA FORMATION DE FER

Introduction

Les conditions de pression et de température du métamorphisme dans la formation de fer sont ici discutées. Il sera démontré que les assemblages minéralogiques d'altération associées à l'or se sont formés sous des conditions P-T similaires aux assemblages progrades. Ceci est un critère important pour déterminer la chronologie de mise en place de l'or dans la FFM. En effet le modèle métallogénique serait fort différent si la minéralisation aurifère était clairement postmétamorphique, ce qui n'est pas le cas.

De son coté l'étude des minéraux rétrogrades permet de définir un vecteur P-T et ainsi d'estimer le taux de remonté de la croûte. Ce taux de remonté est rapide (1 km/Ma) et en accord avec un environnement tectonique actif (marge continentale active).

État d'équilibre des assemblages minéralogiques

Les assemblages minéralogiques ayant servi à la géothermobarométrie sont représentés sur la figure 5,1. Lorsque disponibles, les analyses chimiques des roches totales

apparaissent sur cette même figure. Remarquer par exemple qu'une teneur élevée en fer dans une roche se reflète par une teneur élevée en fer dans les minéraux (e.g. TF3-4 vs TF3-6; fig. 5,1). Remarquer également la continuité entre les pôles Al_2O_3 et Fe_2O_3 qui indique, comme démontré au chapitre précédent, une augmentation en composantes clastiques dans la roche avec une augmentation de la teneur en aluminium.

Seules les phases rétrogrades (amphiboles) et les exolutions de clinopyroxène dans l'orthopyroxène coupent les lignes d'attaches principales (tie-lines). Les assemblages minéralogiques progrades utilisés pour la géothermobarométrie sont de ce fait relativement en équilibres.

Les paires de minéraux utilisées pour les géothermomètres grenat-biotite, grenat-orthopyroxène et grenat-clinopyroxène ont leurs rapports Fe/Mg indiqués sur la figure 5,2. Le fait que les points s'alignent plus ou moins sur une droite, ou une très faible courbe (et ne se retrouvent pas aléatoirement sur le graphique), permet d'utiliser des modèles de diffusions binaires idéaux pour les paires de minéraux. En effet ces géothermomètres utilisent le rapport Fe/Mg entre deux minéraux. L'appauvrissement en fer de l'une des phases résulte en l'enrichissement en fer de l'autre phase. Il en est de même

Figure 5,1- Diagramme AFM des roches totales d'où proviennent les assemblages minéralogiques ayant servis à la thermobarométrie. Diagramme AFM des proportions moléculaires des minéraux calculées à la microsonde électronique. Les assemblages minéralogiques sont indiqués dans la partie agrandie du diagramme AFM. Les amphiboles appartiennent aux assemblages rétrogrades.

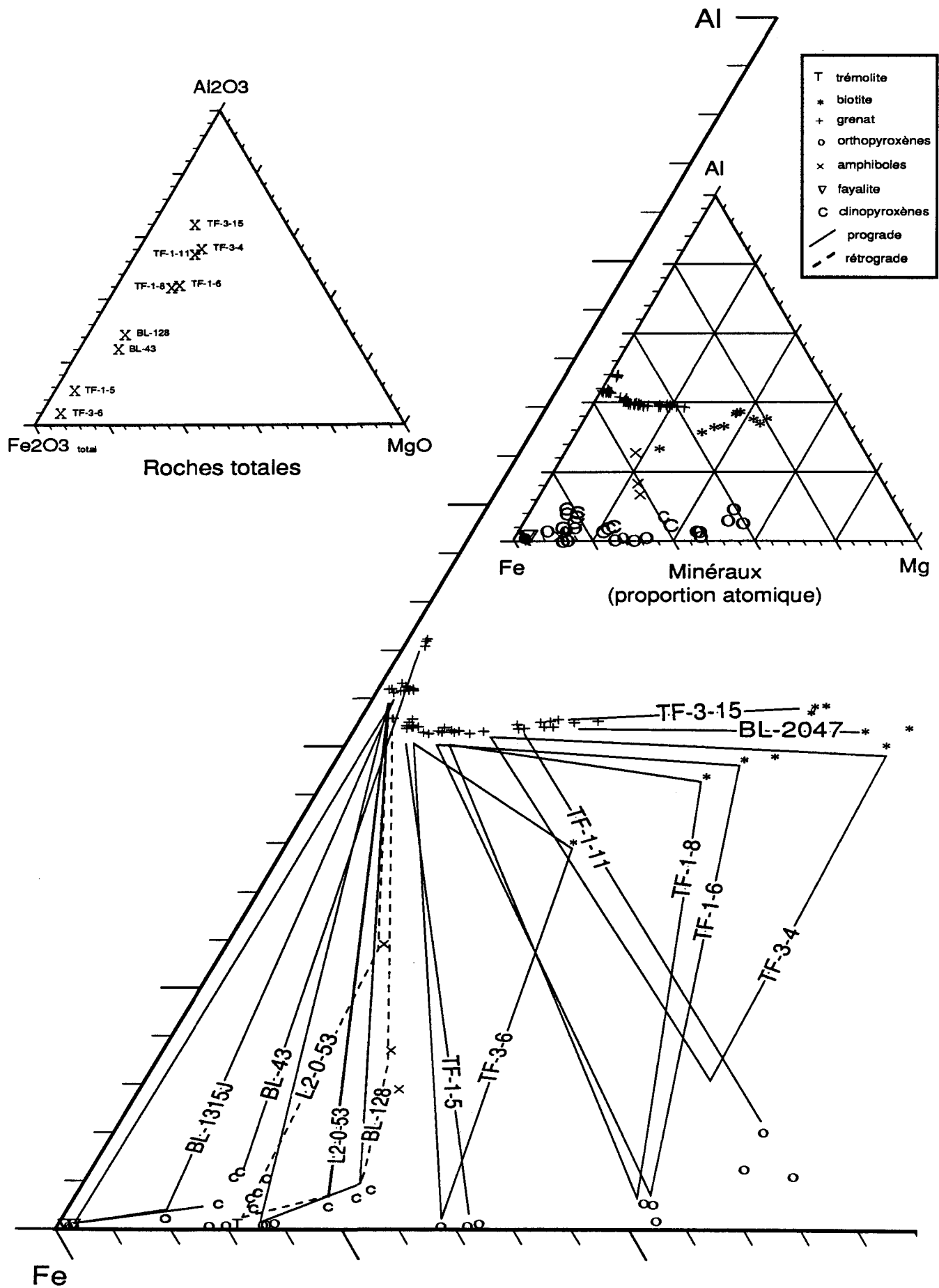
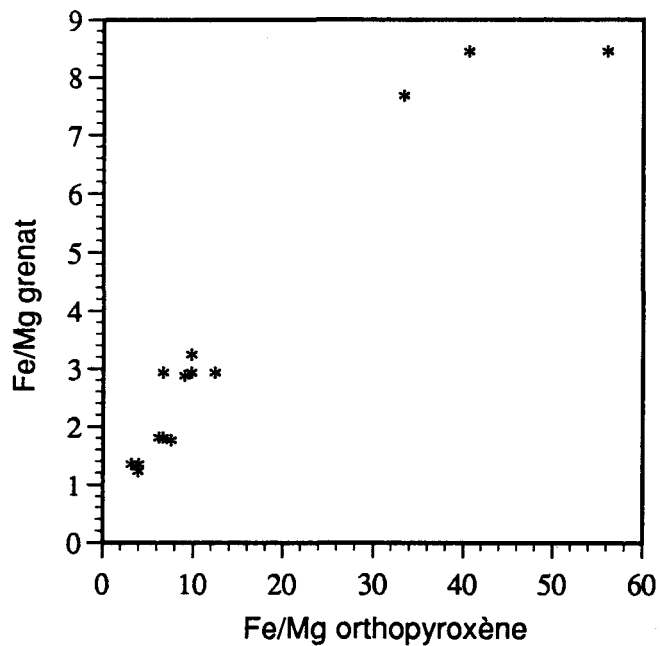
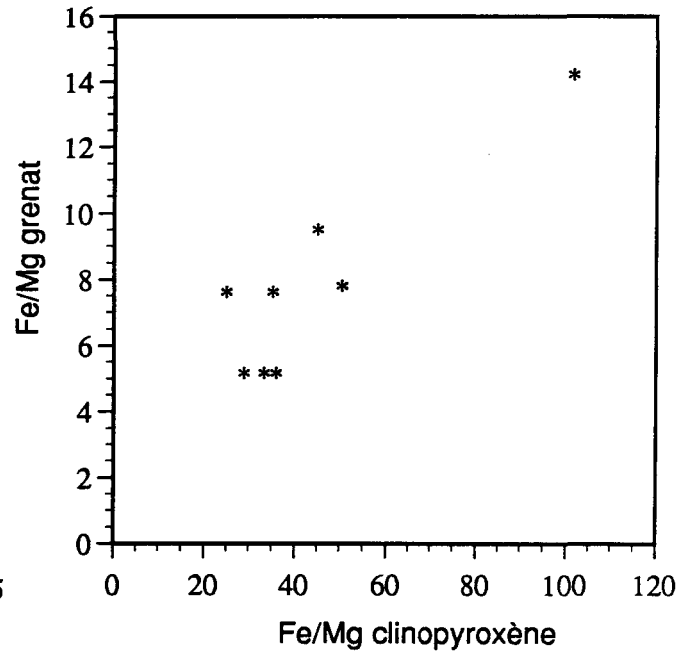
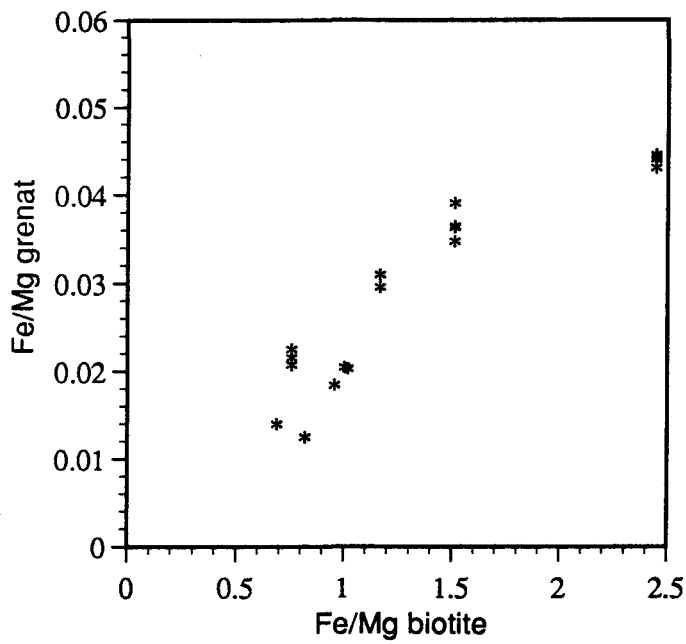


Figure 5,2- Diagrammes XY des rapports Fe/Mg pour les paires de minéraux ayant servi pour les principaux types de géothermomètres. Les rapports les plus élevés pour les grenats proviennent de la bordure des grenats.

Rapport Fe/Mg des différentes paires de minéraux utilisées comme géothermomètre



*N.B. Le rapport Fe/Mg du grenat
augmente vers sa bordure*

2) Plusieurs assemblages contiennent du graphite. Les horizons riches en grenat et/ou pyroxènes peuvent contenir jusqu'à 5% de graphite.

3) Il n'y a à peu près pas de calcite ou autres carbonates dans la FFM. La seule mention de carbonates est faite par Moritz et Chevé (1992) qui remarquent que localement le clinopyroxène s'altère en actinolite-calcite-quartz.

4) La présence de CH₄ en plus de CO₂ et de H₂O dans les inclusions fluides suggère de plus que le graphite peut provenir du méthane et non seulement du dioxyde de carbone. Il est évident que le graphite retrouvé dans une roche métasédimentaire peut provenir, en tout ou en partie, de la décomposition de la matière organique. Cette matière organique doit être cependant peu abondante dans une formation de fer archéenne située dans une séquence turbiditique.

5) Il y a une forte prédominance de la pyrrhotine sur la pyrite.

6) Il y a présence de magnétite au lieu de l'hématite.

7) La fayalite est stable au contact du quartz.

Les points 2, 3 et 4 en particulier dénote un milieu réducteur, plus propice au CH_4 qu'au CO_2 . La présence de silicates ferro-magnésiens très riches en fer, et en particulier de l'assemblage fayalite-quartz où ces minéraux sont en contact, indique une faible fugacité d'oxygène dans les assemblages (Vaniman et al. 1980). En effet l'assemblage fayalite-quartz en présence d'une fugacité d'oxygène élevée se transforme en magnétite-quartz (Vaniman et al. 1980).

Rappelons que dans les roches de la FFM du Lac Lillois la magnétite est présente en faible quantité. La présence de fayalite-magnétite-quartz (*FMQ buffer*) indique $\log f\text{O}_2^{-16}$ à 600°C , $\log f\text{O}_2^{-13}$ à 700°C et $\log f\text{O}_2^{-10}$ à 800°C (selon fig. 8-34 de Best 1982).

Les assemblages du pic de métamorphisme granulite sont formés sous des conditions de fluides $\text{CO}_2 > \text{H}_2\text{O}$ (Frost et Chacko 1989, établi la valeur moyenne du fluide dans les granulites à $X(\text{CO}_2) = 0,8$). Les assemblages contenant grunérite+trémolite et appartenant au faciès amphibolite sont formés sous des conditions de fluides $\text{H}_2\text{O} > \text{CO}_2$ (Haase 1982). D'une façon générale la croûte supérieure contient des fluides enrichies en H_2O et la croûte inférieure des fluides enrichies en CO_2 (Newton 1986, Percival 1989).

que l'ajout d'une faible composante CH_4 au fluide influence substantiellement les résultats obtenus par THERMOCALC. En l'absence de donnée précise sur la quantité de CH_4 dans le fluide, nous préférons ne pas l'inclure dans les calculs.

Nous pourrions à ce stade-ci imaginer la possibilité que le métamorphisme granulite qui a affecté le Complexe d'Ashuanipi se soit fait à sec, ou sans fluide résiduel. Un des débats qui fait rage présentement au sein des pétrologues métamorphiques est cette double possibilités de métamorphisme: à sec ou en présence de fluides en excédent (Clemens 1990; Stevens et Clemens 1993).

La réaction normalement indicatrice du faciès granulite est:

biotite + quartz + plagioclase = orthopyroxène + feldspath potassique + fluide

Le fait d'avoir conservé la biotite dans les paragneiss, et d'une façon généralisée, peut indiquer un résidu de fluide (Stevens et Clemens 1993). Bien que cette seule présence de biotite dans la roche ne puisse prouver qu'une quantité de fluide ait existé durant le métamorphisme, l'omniprésence d'injections granodioritiques a cependant dû contribuer à une présence certaine de fluides dans la roche. D'ailleurs ces

fluides (eau) pourraient expliquer le rétro-morphisme observé sur les pyroxènes

hypersthène + magma = actinote-trémolite

ou même expliquer la présence de la biotite

orthopyroxène + magma = biotite + quartz

(Stevens et Clemens 1993).

La présence de graphite, qui est généralisée dans la roche, mise en contact avec de l'eau peut facilement produire des fluides riches en CO₂.

Il est cependant possible que des granulites formées par des mécanismes avec présence de fluide coexistent avec des granulites formées dans un environnement sans fluide (Clemens 1990). La proximité donc d'une zone de stress, seul endroit dans la croûte profonde où les fluides peuvent se retrouver en quantité (Stevens et Clemens 1993), influence la quantité de fluide dans la roche.

Nous concluons que la présence d'eau, quoique non

obligatoire, est possible lors du métamorphisme prograde du Complexe d'Ashuanipi. La présence, non prouvée, de CO₂ est également possible, vue sa présence généralisée dans les inclusions fluides. Ultimement, pour les besoins de cette étude, la présence et la composition des fluides n'a d'importance que pour les résultats obtenus par le géothermobaromètre THERMOCALC. Une mauvaise estimation des fluides fausserait certe ses résultats. Nous verrons cependant que les résultats de THERMOCALC concordent avec ceux de quatre autres géothermomètres.

Résultats

Les températures moyennes déterminées avec le géothermomètre grenat-orthopyroxène (Harley 1984) sont de 677°C pour le centre des minéraux et de 612°C pour la bordure (tableau 5,1). Les températures déterminées avec le géothermomètre grenat-clinopyroxène (Ellis et Green 1979) sont de 100°C plus élevées pour le centre des grenats soit de 776°C, et de 692°C pour la bordure. Le géothermomètre grenat-biotite donne des températures de 660°C pour le centre et de 591°C pour la bordure (calibration de Perchuk et Lavrent'eva 1983); et des températures de 740°C pour le centre et de 591°C pour la bordure

Tableau 5,1- Températures minimales et maximales sur chaque lame déterminées à 5 kbar avec 4 géothermomètres différents (A=Grenat-biotite de Perchuk & Lavrent'eva 1983, B=Grenat-biotite de Ferry & Spear 1978, C=Grenat-orthopyroxène de Harley 1984, D=Grenat-clinopyroxène de Ellis & Green 1979, b=bordure des grains, c=centre des grains, i=position indéterminée sur les grains).

	A	B	C	D
TF-1-5			b 580 c 670	
TF-1-6	i 566 i 610	i 500 i 615	i 558 i 654	
TF-1-8	b 603 c 652	b 590 c 680	b 552 c 643	
TF-1-11			b 703 c 773	
TF-3-4	i 549	c 560	c 680	
TF-3-6	i 677		c 685	
TF-3-15	b 617 c 703	b 610 c 800		
BL-43				b 813 c 874
BL-128A				b 630 c 750
BL-128B				b 674 c 761
BL-1144B			b 529 c 639	b 649 c 732
BL-1315J				i 715 i 735
BL-2047		b 570 c 740		
L2-0+53	b 595 c 673		c 646	c 765
Moyenne	b 591 c 660	583 740	612 677	692 776
Diff. c/b	71	157	65	84

(calibration de Ferry et Spear 1978) (voir annexe 6).

Dans tous les cas une différence de l'ordre de 100°C apparaît entre la bordure et le centre des minéraux (tableau 5,1). Cette différence s'explique par une légère zonation dans les grenats. Les températures données par les bordures des grenats et pyroxènes représentent les températures de fermeture (arrêt effectif de la diffusion Fe-Mg) des systèmes grenat-pyroxènes. Le même phénomène s'applique pour les systèmes grenat-biotite (Frost et Chacko 1989) mais à une température inférieure. Ce phénomène est commun et nous suggère de considérer les températures calculées à partir des centres des grains comme étant les températures se rapprochant le plus des températures atteintes par la roche. Selon Spear (1991) des grains de grenats plus gros que 1-2 mm et un volume de grenat supérieur au volume de biotite (c'est notre cas) permettent une estimation assez juste des températures avec le géothermomètre grenat-biotite. Il en est de même pour les assemblages grenat-orthopyroxène et grenat-clinopyroxène où les plus gros grains ont été analysés. Les coeurs de ces gros grains sont plus susceptibles de refléter les températures du pic de métamorphisme (Pattison et Bégin 1994).

Nous avons tenté d'utiliser l'exsolution dans les

pyroxènes comme géothermomètre fossile (Lindsley 1983, Sandiford et Powell 1986). La température à laquelle se produit une exsolution de deux pyroxènes est une température minimale pour un pic métamorphique. Les températures ainsi déduites sont indépendantes de l'échange Fe/Mg affectant les autres paires de minéraux utilisées, ce qui produit un ré-équilibre durant le refroidissement. Les températures obtenues (en se servant des figures 9B et 9C de Lindsley 1983) donnent entre 600 et 700°C. Rappelons que les lamelles d'exsolution sont difficilement analysables car très petites, ce qui contamine les lamelles par le pyroxène hôte (e.g. fig. 3,7 et 3,8; points 5, 9 et 10).

Ces faibles températures (600-700°C) peuvent aussi s'expliquer par la composition même des pyroxènes. Le géothermomètre (Lindsley 1983) est développé et testé sur des augites de composition $En > Fs$. La composante Fs est très riches dans la FFM du Lac Lillois. Les pyroxènes (ferrosilites) sont d'ailleurs près de la "zone interdite" de Lindsley (1983). Dans ce cas l'utilisation des lamelles d'exsolution dans les pyroxènes comme géothermomètre fossile selon la méthode de Lindsley (1983) nous apparaît douteuse et les résultats ne sont pas retenus.

Les pressions ont été déterminées par le programme

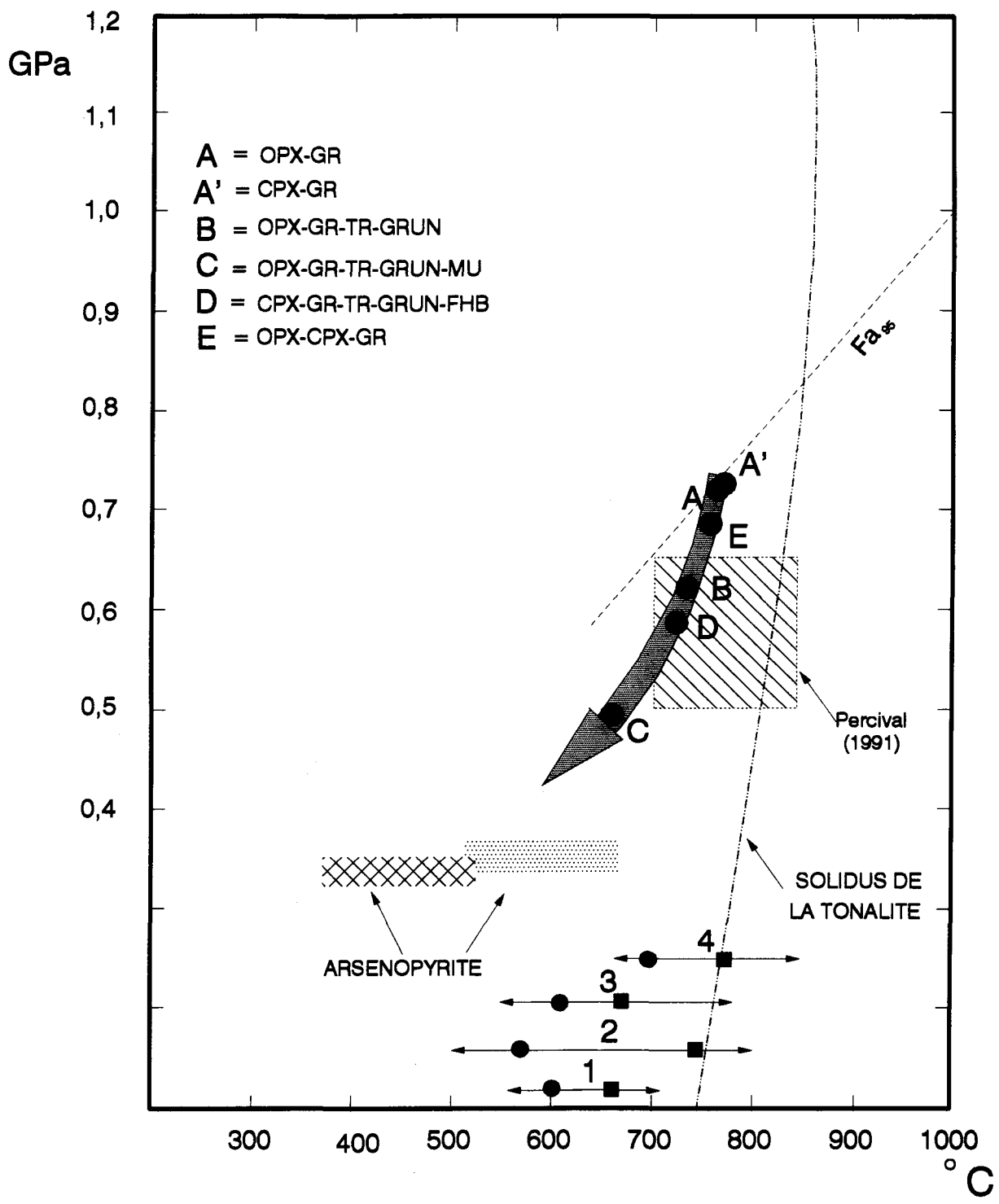
THERMOCALC (Powell et Holland 1988, base de données de Holland et Powell 1990) avec les assemblages complets. Dans toutes les paragenèses étaient inclus: quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite, magnétite et liquide. Les pressions obtenues par THERMOCALC vont de 0,7 GPa pour les assemblages progrades (almandin -ferrosilite -plagioclase -quartz -biotite -feldspath potassique), à 0,5 GPa pour les assemblages rétrogrades où sont inclus les amphiboles et la séricite. Une pression du pic métamorphique prograde à 0,72 GPa est calculée pour un fluide de composition $H_2O=0,3$ et $CO_2=0,7$.

La coexistence de la fayalite (Fa_{95}) et du quartz est stable à 750°C jusqu'à 0,75 GPa (Bohlen et al. 1983), ce qui indique un maximum pour cet assemblage. La présence dans certaines roches de la FFM de fayalite en contact avec du quartz permet donc de considérer toute pressions en deçà de 0,75 GPa comme plausibles.

Diagramme P-T

Les conditions P-T calculées pour différents assemblages avec le programme THERMOCALC apparaissent à la figure . Rappelons qu'aux phases indiquées à la figure (A à E) étaient

Figure 5,3- Pressions et températures estimées pour différents assemblages de la FFM. Les cheminements A-->B-->C ainsi que A'-->D représentent le développement des amphiboles sur les phases progrades. Le point E représente les roches contenant les deux pyroxènes (les roches où il y a exsolution et remplacement). La grosse flèche propose le cheminement P-T du complexe d'Ashuanipi tel qu'enregistré dans les roches de la FFM du Lac Lillois. Les températures minimales et maximales déterminées par les autres géothermomètres sont indiquées par les doubles flèches (1-2-3-4 = A-B-C-D du tableau 5,1). La limite supérieure de stabilité de la fayalite (Fa₉₅) apparaît en ligne tiretée (selon Bohlen et al. 1983). La ligne tiretée-pointillée indique le solidus de la tonalite (selon Wyllie 1983). Les champs de cristallisation calculées (en hachuré) et probable (en ombragé) de l'arsénopyrite apparaissent dans les rectangles. Le carré hachuré montre les conditions P-T des paragneiss du complexe d'Ashuanipi selon Percival (1991).



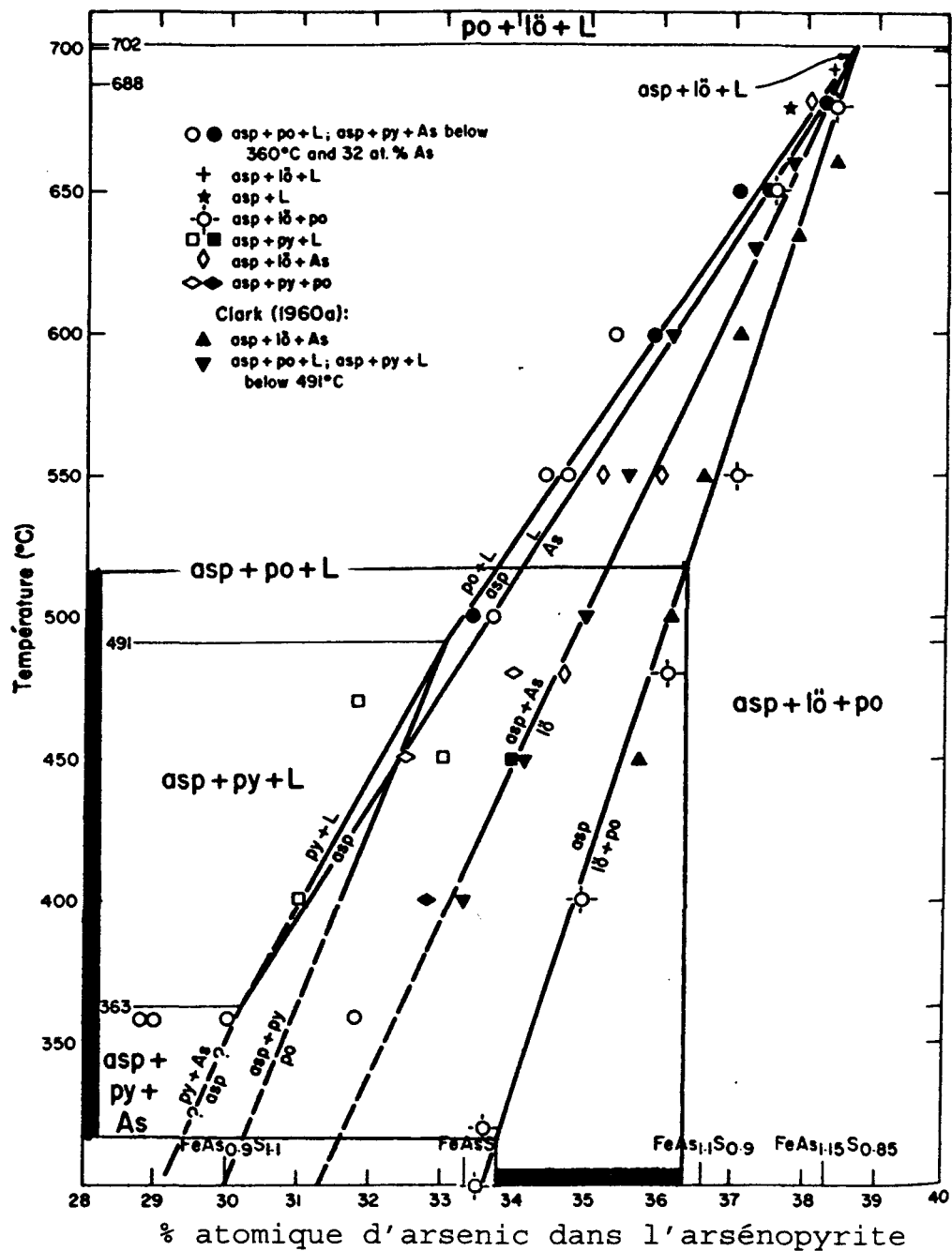
toujours inclus le quartz, le plagioclase, le feldspath potassique, la biotite, la magnétite et des fluides. L'assemblage principal de la FFM contient de l'orthopyroxène et du grenat comme phases majeures (fig. le point A). L'assemblage avec du clinopyroxène et du grenat (point A') est associé aux zones minéralisées. Ces assemblages sont dominants dans la FFM et indiquent 0,73 GPa et 775°C. L'apparition d'amphiboles sur l'orthopyroxène (point B) puis finalement de muscovite sur les plagioclases (point C) fait descendre les pressions et températures jusqu'à 0,47-0,53 GPa et 650°C. Les roches contenant du clinopyroxène développent de la ferro-hornblende verte (point D). Les assemblages contenant les deux pyroxènes (point E) montrent une légère baisse de pression. Les températures obtenues par d'autres types de géothermomètres (tiré du tableau 5,1) sont indiquées par les doubles flèches (1 à 4) sur la figure. L'étendue des flèches indiquent les températures minimales et maximales pour chaque type. Les points et carrés noirs que l'on retrouve sur les doubles flèches représentent respectivement les moyennes de températures obtenues pour les bordures et les centres de grains. Les températures déterminées par le géothermomètre grenat-clinopyroxène (flèche #4) concordent avec les résultats de THERMOCALC pour les assemblages progrades. Quoique donnant des températures légèrement inférieures à celles de THERMOCALC,

les géothermomètres grenat-orthopyroxène (flèche #3) et grenat-biotite (flèches #1 et #2) concordent relativement bien, les moyennes des températures calculées aux centres des grains (carrés noirs) se situant entre 650 et 750°C.

Les températures de cristallisation de l'arsénopyrite sont déterminées d'après le contenu en arsenic de l'arsénopyrite. Le pourcentage atomique d'arsenic dans l'arsénopyrite tel que mesuré à la microsonde est reporté sur le graphique de la figure 5,4. Les arsénopyrites du Lac Lillois ont des teneurs en arsenic entre 33,8 et 36,4%. Cette gamme des teneurs est représentée par la barre noire horizontale (fig. 5,4). La température correspondante à un contenu en arsenic donné est déterminée en projetant cette valeur d'arsenic sur la ligne de réaction " $l\ddot{o}+po=asp$ ". Les textures à l'intérieur des phases opaques (l'étude de ces textures est traitée au chapitre suivant) montre que la réaction de la loellingite avec la pyrrhotine produit l'arsénopyrite. Les températures minimales et maximales correspondantes selon la ligne réactionnelle " $l\ddot{o}+po=asp$ " sont représentées par la barre noire verticale.

Les températures provenant de ce géothermomètre sont sous-estimées de 150°C dans les roches des faciès amphibolite supérieur et granulite (Sharp et al. 1985). Le cheminement P-T

Figure 5,4- Températures calculées des arsénopyrites d'après leur contenu en arsenic (d'après Kretschmar et Scott 1976). La bande noire horizontale donne les valeurs en arsenic des arsénopyrites du Lac Lillois (ces valeurs varient entre 33,8 et 36,4%); la bande noire verticale donne les températures de cristallisation correspondantes. Voir texte pour explications. (asp=arsénopyrite, po=pyrrhotine, lö=loellingite, py=pyrite, As=arsenic, L=liquide)



présupposé des roches de la FFM du Lac Lillois (fig.) se termine vers le champ moyen **estimé** de cristallisation de l'arsénopyrite (le champ **estimé** de cristallisation de l'arsénopyrite se situe à des températures de 150°C supérieures à celles du champ **calculé** d'après la figure 5,4).

Discussion des résultats

Certaines des causes de variations de température ont été abordées plus haut, mais parmi les causes pouvant également perturber les géothermobaromètres utilisés dans cette étude citons: 1- La composition chimique des minéraux rend certains géobaromètres inopérants: par exemple les orthopyroxènes du Lac Lillois contiennent très peu d'aluminium, ce qui pourrait amener des imprécisions à des géobaromètres basé sur le contenu d'aluminium de l'orthopyroxène (Harley et Green 1982). 2- La plupart des géobaromètres développés pour les granulites sont calibrés et évalués sur des roches felsiques à intermédiaires, mais non sur des formations de fer. 3- Les assemblages minéralogiques peuvent être déstabilisés dans cette roche qui, en plus du métamorphisme prograde, a été minéralisée, puis rétro-morphisée.

Les erreurs sont rarement imputables aux lectures de la

microsonde (Steltenpohl et Bartley 1987). Par compte le choix des géothermobaromètres est important. Il a été mentionné plus haut que les températures de fermeture des différentes paires de minéraux expliquent en partie l'attitude des variations de températures. D'ailleurs les moyennes des températures calculées pour les coeurs des minéraux (voir tableau 5,1) donnent 660°C et 740°C (géothermomètres grenat-biotite), 677°C (géothermomètre grenat-orthopyroxène) et 692°C (géothermomètre grenat-clinopyroxène).

Toujours d'après le tableau 5,1, les différences de températures calculées entre les coeurs et les bordures des minéraux sont d'environ 75°C pour trois des géothermomètres et de 157°C pour le quatrième. Une différence de l'ordre de 100°C s'explique par la zonation des grenats et exprime un refroidissement des assemblages (différence entre le centre et la bordure des grains). Une différence supérieure à 100°C peut refléter un certain déséquilibre dans les assemblages minéralogiques (les paires de minéraux ne donnent pas tous les mêmes températures) ou indiquer une faiblesse du géothermomètre en question.

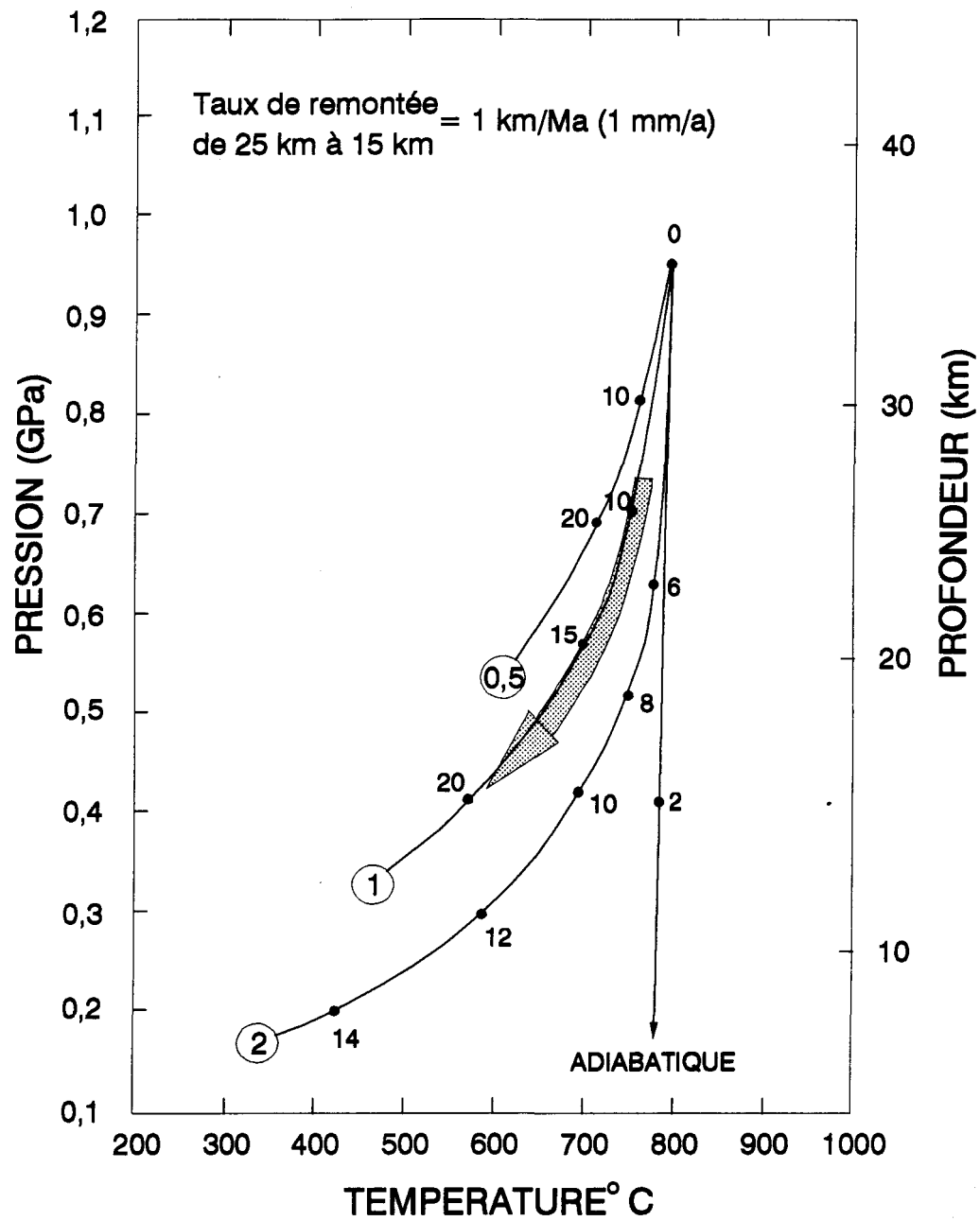
Des températures de l'ordre de 800°C sont cependant plausibles à proximité d'un pluton. Un magma tonalitique

contenant juste assez d'eau pour cristalliser des micas et des amphiboles possède son solidus à plus de 800°C à 0,6 GPa (fig. 7 dans Wyllie 1983). La tonalite est d'ailleurs une roche felsique ayant un solidus particulièrement élevé, ce qui confère à la croûte inférieure une meilleure stabilité (G. Woussen, communication personnelle 1995). Il est donc plausible qu'une formation de fer située à moins de 100 mètres du pluton atteigne des températures semblables.

Implications géologiques

Le vecteur P-T de la figure 5,3 a été ajouté à une grille indiquant le taux d'érosion de la croûte (fig. 5,5). Ces taux d'érosion proviennent de calculs théoriques faits dans les Alpes (Albarède 1976). Le point de départ des profiles (point 0) est situé à une profondeur de 35 km et à une température de 800°C. Les points de la figure 5,5 indiquent le nombre d'années écoulées. Il y a trois profiles sur cette figure: un profile simulant un taux de remontée de 0,5 mm/an, un autre 1 mm/an et enfin un pour un taux de remontée de 2 mm/an. Pour ces profiles il est postulé que le taux d'érosion est constant et indépendant des contraintes de gravité et que le flux thermique provenant du manteau est normal (modèle IIB, Albarède 1976: le taux de génération de chaleur à la base de la croûte est de

Figure 5,5- Grille indiquant les allures que devraient avoir les vecteurs P-T si la croûte se relève de 0,5, 1 et 2 mm/an. Les points indiquent le nombre de millions d'années depuis le début de la remontée. Le vecteur P-T du Lac Lillois indique que le complexe d'Ashuanipi s'est remonté entre 25 et 15 km de profondeur à une vitesse de 1mm/an.



0,67 HFU; le taux de génération de chaleur de la croûte initiale (35 km) est de 1,65 HFU et finale (5-10 km) de 0,23; le taux d'érosion est constant et indépendant de la gravité). Le taux de remontée des roches du complexe d'Ashuanipi entre 25 et 15 km de profondeur et tel qu'indiqué par le vecteur P-T est de 1 mm/an, soit de un kilomètre par million d'années. Un tel taux d'érosion est constant jusqu'à une profondeur de 5 km, où il devient plus lent par la suite (Hollister 1982).

Une décompression rapide lors du refroidissement se reflète par les textures symplectiques en bordure des grenats et entre les grenats et les pyroxènes (Hollister 1982, Mengel 1988, Mengel et Rivers 1990). Les textures montrant des couronnes de décompression ainsi que des symplectites (comme à la figure 3,4) sont interprétées comme résultant d'un relèvement isothermal (isothermal uplift, Clarke et Powell 1991).

L'intervalle de temps entre la déposition des sédiments et le pic métamorphique est estimé à 18-20 Ma (Percival 1991). Cet âge est contraint par l'âge U-Pb de zircons des roches sédimentaires à l'origine des paragneiss (2700 Ma) et l'âge des zircons des premières diatexites (2,682 Ma). D'un autre côté le taux de remonté de la croûte est ici estimé à 1 km/Ma. Il a

donc fallu environ 20-25 Ma pour remonter ces paragneiss à la surface, soit une durée de temps similaire à la période d'enfouissement. Un enfouissement rapide suivit d'une érosion rapide est en accord avec un "isothermal uplift path". Un cheminement isothermal s'harmonise avec une ceinture métamorphique causée par une collision continentale (England et Richardson 1977, Thompson et England 1984). Nous considérons le vecteur P-T du complexe d'Ashuanipi comme un "near-isothermal uplift path".

Implications sur le rétro-morphisme

L'hydratation des assemblages progrades par des fluides expulsés par un pluton peut être synmétamorphique (e.g. dans les Adirondacks: Powers et Bohlen 1985) ou postmétamorphique (e.g. dans le Fiskefjord au Groenland: Garde 1990). Au Lac Lillois les amphiboles superposées aux pyroxènes, la séricite sur les plagioclases et la chlorite dans les zones cisailées montrent que des fluides ont circulés après le pic de métamorphisme prograde. L'hypothèse selon laquelle la formation de fer (et ses roches avoisinantes) a subi un métamorphisme de contact lors de la mise en place du pluton est cependant peu plausible. La tonalite contenait peu ou pas de phase volatile lors de la cristallisation et le gradient de température est

faible avec les roches encaissantes. L'auréole de contact se manifeste par une structure différente des roches près du contact plutôt que par une minéralogie différente. Les fluides ont cependant passés par la formation de fer après le métamorphisme prograde pour permettre le développement des amphiboles et des séricites. Il est difficile de relier génétiquement les fluides responsables du rétro-morphisme au pluton. La présence du pluton a cependant permis de focaliser ces fluides (ainsi que les fluides minéralisateurs) vers la formation de fer. Ceci sera discuté au chapitre sept.

Conclusion

L'étude géochimique du chapitre précédent a démontré que les paragneiss ainsi que les formations de fer se sont déposés dans un environnement d'arcs continentaux, donc un environnement actif.

L'enfouissement des sédiments jusqu'à la profondeur requise pour les métamorphiser au faciès granulite a pris 18-20 millions d'années. La remontée des roches vers la surface s'est faite à la vitesse de 1 km par million d'années et s'est par conséquent étendue sur une durée d'environ 20 millions d'années. Déterminer si ces taux d'enfouissement et de remontée

sont rapides est délicat, ces deux phénomènes étant épisodiques.

Le taux de remonté dans les ceintures mobiles où se construisent les montagnes est généralement rapide, soit d'environ 3 à 10 mm/an. Ce même taux de remonté est cependant d'un ordre de grandeur inférieur en période anorogénique; en fait il ne s'y passe à peu près rien. Il en est de même pour les taux de sédimentation et d'enfouissement qui sont directement reliés au taux de remonté.

Nos résultats donnent des taux moyens de 1 mm/an sur des périodes de 20 millions d'années (1 km/Ma) et nous les considérons relativement rapides. Ceci concorde avec l'environnement tectonique proposé, soit une marge continentale active. Active d'ailleurs même lors de la sédimentation, ce qui explique le faible weathering chimique (CIA de 65) subit par la roche originelle au paragneiss. Une remonté rapide est tant qu'à elle supportée par les symplectites observées dans certaines roches.

CHAPITRE VI

INDICE D'OR DU LAC LILOIS

Ce chapitre décrit la minéralisation d'or dans le complexe d'Ashuanipi, un terrain hautement métamorphisé, et ce dans le but de pallier au manque de données sur ce type d'occurrences d'or (voir discussion dans Robert et al. 1990). Nous mettrons également l'accent sur l'altération de type skarn des roches encaissantes et donnerons certaines contraintes pour la déposition de l'or en milieu profond. L'emphase sera mise sur le transport et la déposition des fluides minéralisateurs, ainsi que sur la validité de certains modèles épigénétiques généralement acceptés pour expliquer les minéralisations d'or archéennes (e.g. Cameron 1989, Eisenlohr et al. 1990, Groves et al. 1991). Le modèle proposé dans cette thèse suggère que l'indice du Lac Lillois représente l'extension inférieure de ces systèmes minéralisateurs épigénétiques classiques.

Comportement chimique de la minéralisation

Rappelons que la roche encaissante est une formation de fer métamorphisée à grains grossiers et composée de quartz, orthopyroxène, grenat, clinopyroxène, plagioclase et amphiboles (voir chapitre 3 pour plus de détails). Les minéraux opaques associés aux silicates ferro-magnésiens sont la pyrrhotine, l'arsénopyrite, la loellingite, la magnétite, la pyrite ainsi

qu'un peu de chalcopyrite, de pentlandite et d'ilménite. Les sulfures remplissent les fissures des silicates ferro-magnésiens et aussi les remplacent (fig. 6,1). Le contenu en sulfures n'excède pas 15-20%. De rares veines d'épaisseur centimétrique de pyrrhotine pure recoupent le rubanement lithologique en certaines places mais généralement les concentrations de sulfures suivent le litage de la roche.

Les masses d'arsénopyrite sont polycristallines avec des centres de loellingite (fig. 6,2A). La loellingite peut être en contact avec les silicates mais non avec la pyrrhotine, dont elle est toujours séparée par l'arsénopyrite (fig. 6,2B). Ceci suppose une réaction entre la loellingite (FeAs_2) et la pyrrhotine (FeS) pour produire l'arsénopyrite (FeAsS).

L'étude des champs de stabilité des minéraux Fe-As-S (fig. 6,3) montre que ces textures ne résultent pas d'une surimpression d'une minéralisation précoce. Dans les faciès schiste vert et amphibolite, l'arséniure dominant est l'arsénopyrite, avec la pyrite ou la pyrrhotine (Barnicoat et al. 1991). Durant le métamorphisme prograde (cheminement A), la désulfurisation se produit par la réaction

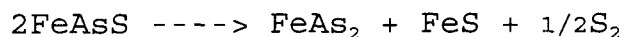
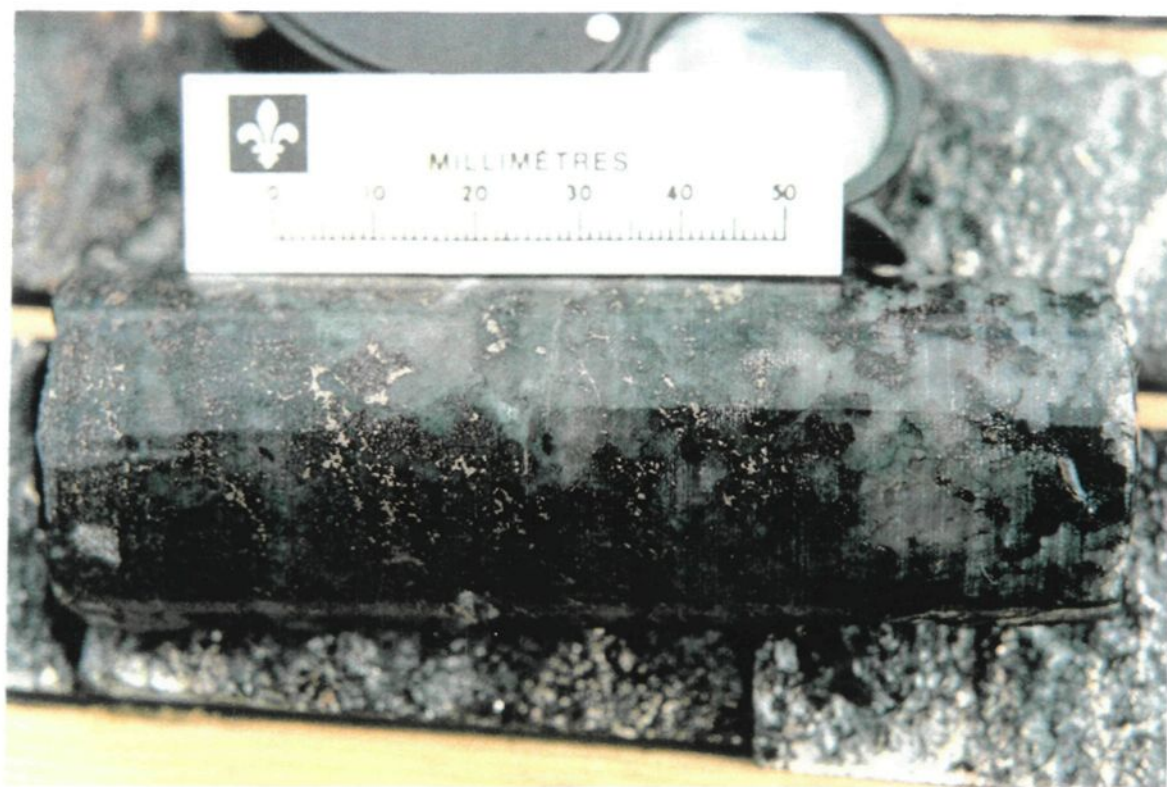


Figure 6,1- A- FFM contenant de la pyrrhotine. B- Remarquer que la pyrrhotine remplace les grenats en se développant autour de ceux-ci et dans les fissures de ces derniers.

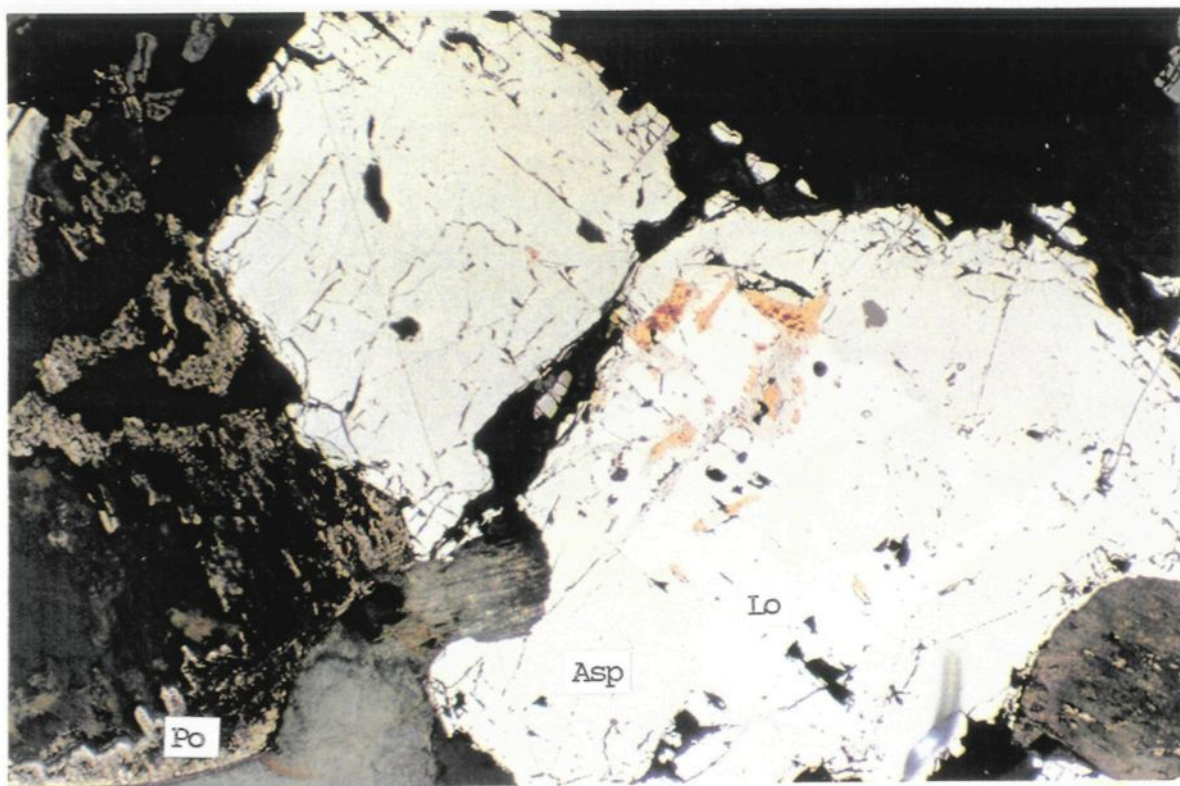


A

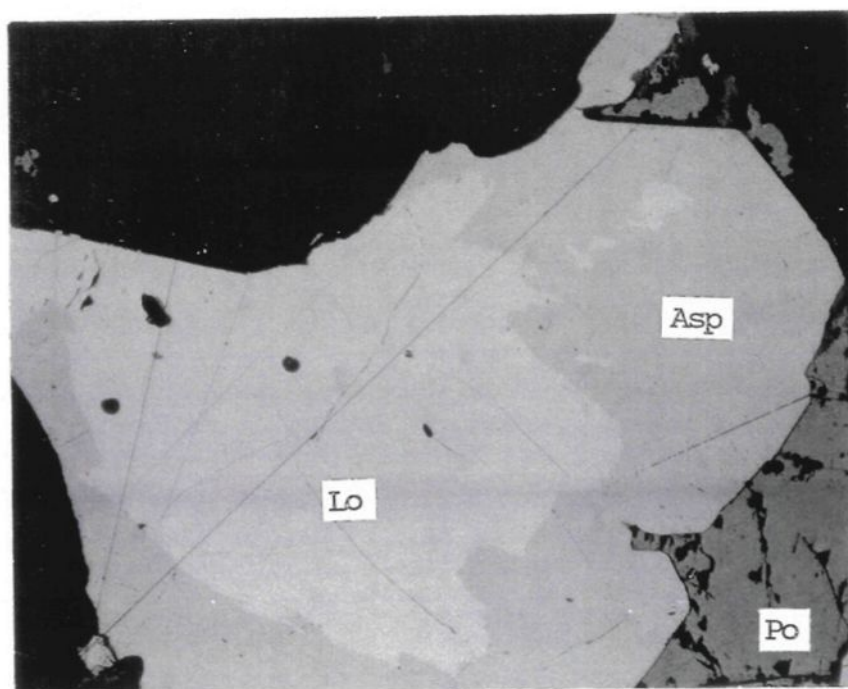


B

Figure 6,2- A- Photomicrographie de la loellingite (Lo) dans l'arsénopyrite (Asp). On voit bien les grains d'or (de couleur dorée) près de la loellingite. La pyrrhotine (Po) est très altérée en marcassite (lumière réfléchie, nichols partiellement croisés) (lac Canoe). B- Image d'électrons secondaires où la loellingite est en contact avec les silicates (en noir) mais non avec la pyrrhotine (le champ est de 1,2 mm; 15 Kv et 10 nA) (L2 0 53).

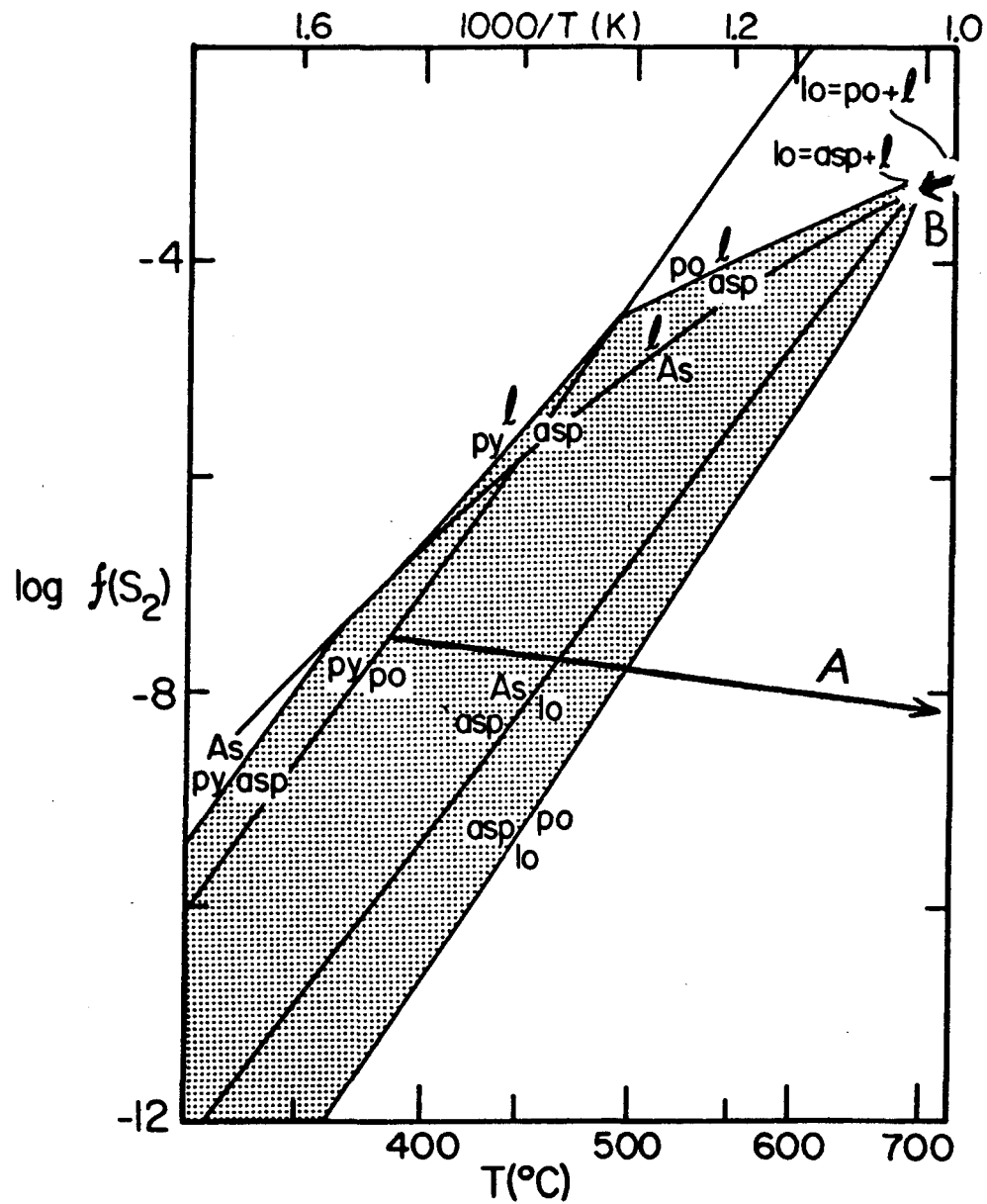


A



B

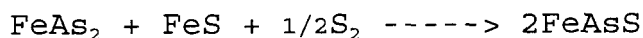
Figure 6,3- Stabilités relatives de l'arsénopyrite (asp), la pyrite (py), la pyrrhotine (po) et de l'arsenic (As) dans le système Fe-As-S (d'après Kretchmar et Scott 1976). Les limites de stabilité de l'arsénopyrite y sont circonscrites. Les cheminements prograde (flèche A) et synmétamorphique (flèche B) sont discutés dans le texte (d'après Barnicoat et al. 1991).
l=liquide



arsénopyrite ----> loellingite + pyrrhotine + soufre

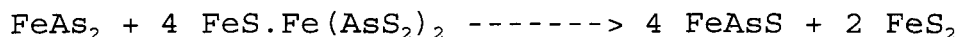
La loellingite et la pyrrhotine devraient donc être adjacents. Les grains composites d'arséniures consisteraient en des coeurs d'arsénopyrite et des couronnes de pyrrhotine associées avec les arséniures. Les relations étant l'inverse au Lac Lillois, une origine pré-métamorphique (pré-granulite) est exclue pour la minéralisation. Ces textures arséniures/sulfures proviennent de la sulfurisation de la loellingite en arsénopyrite, qui s'est produite à la fin de l'épisode granulite quand l'activité du soufre est encore élevée (cheminement B). Le cheminement B est synmétamorphique (près du pic métamorphique) car il n'y a pas de rétro-morphisme marqué; les températures calculées du géothermomètre grenat-clinopyroxène ainsi que des assemblages complets contenant le clinopyroxène donnent des températures près du pic de métamorphisme. Rappelons que l'hédenbergite est le seul silicate prograde clairement relié à la minéralisation.

L'examen détaillée des sulfures montre cependant que cette transformation



est très avancée.

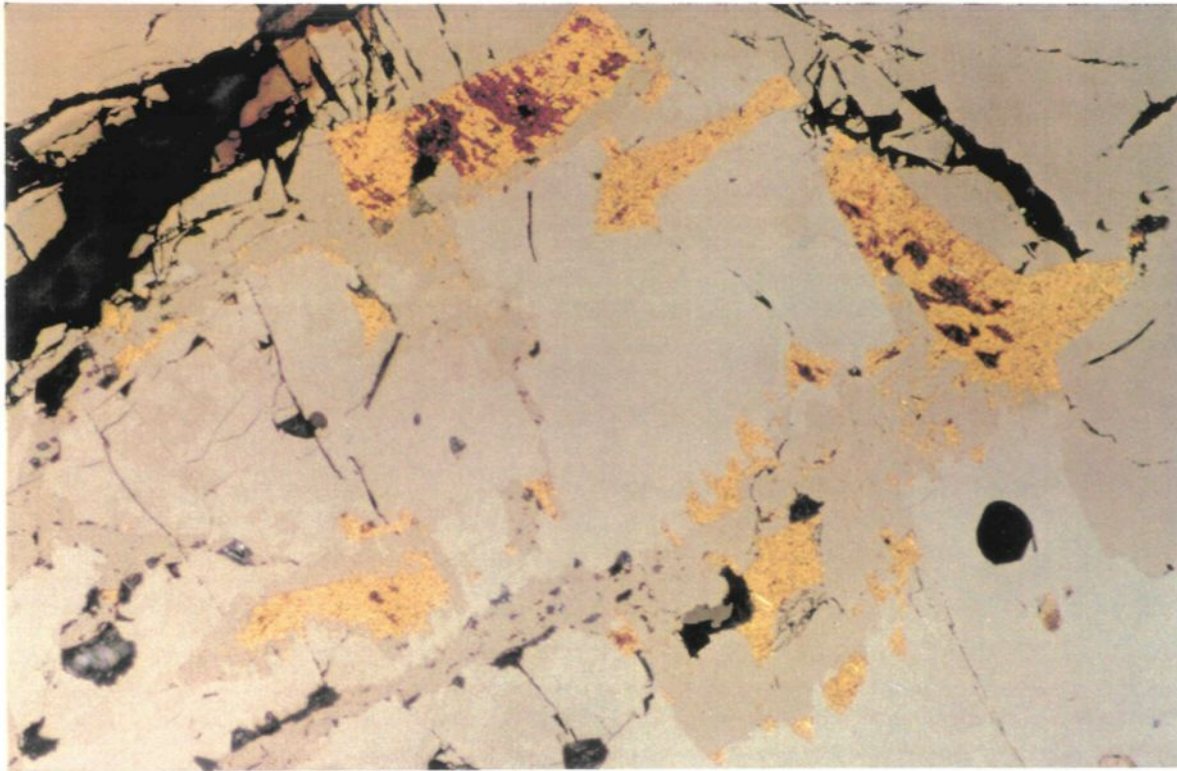
Schaufelberger (1993) suggère pour la transformation de la loellingite en arsénopyrite par la pyrrhotine la réaction suivante:



Il mentionne également qu'une nucléation rapide des arséniures suivit d'une croissance cristalline lente contraste par rapport à une nucléation lente pour la pyrite. Ceci permet le drainage d'une solution pyriteuse des masses d'arséniures ou de sulfarséniures et la cristallisation de pyrite à quelques distances de ces masses déjà formées. Ceci expliquerait que dans certains assemblages la majorité de la pyrite cristallise éloignée de l'arsénopyrite (Schoonen et Barnes 1991).

On note que des grains d'or (90% Au, 10% Ag) de 5 à 100 micromètres sont associés à la loellingite et à l'arsénopyrite mais plus particulièrement au contact entre ces deux phases (fig. 6,2A et 6,4). Cette présence de petits grains d'or (fig. 6,4) suggère que la sulfurisation de la loellingite libère l'or. L'or, en plus de se concentrer au contact loellingite / arsénopyrite, se retrouve dans l'arsénopyrite (6,4B). L'or peut, comme mentionné ci-haut, provenir de la dissolution de pyrrhotine dans certains gisements (Bonnemaison et Marcoux

Figure 6,4- Ces photomicrographies sont de plus forts grossissements de l'image de la figure 6,2A. La figure 6,2A est prise avec l'objectif X10, la figure 6,4A avec X40 et 6,4B avec X100. L'or se libère durant la sulfurisation de la loellingite en arsénopyrite.



50 microns

A



10 microns

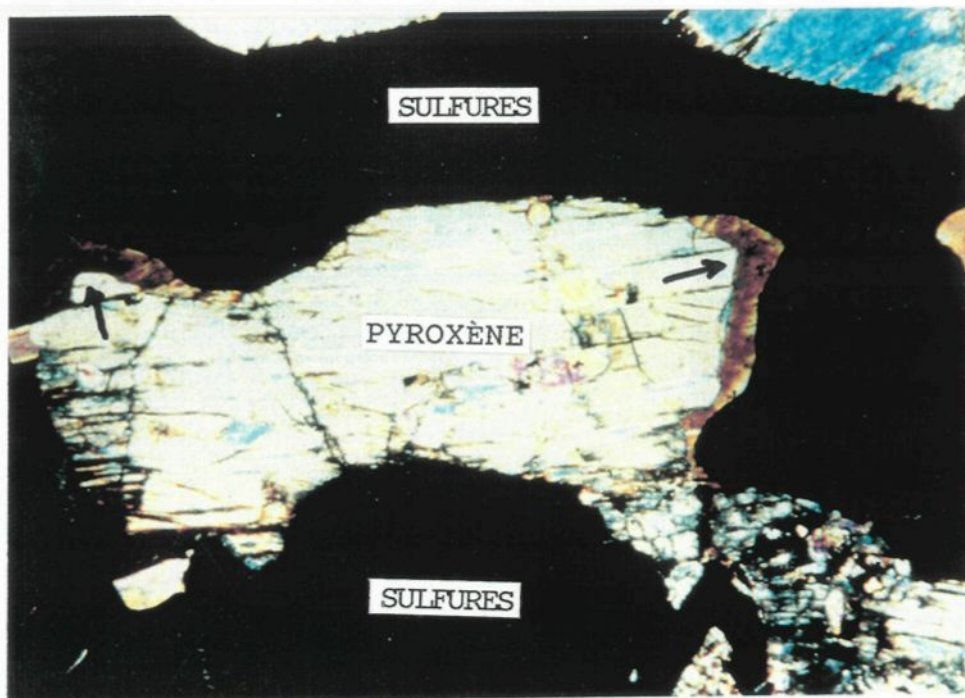
B

1990), mais l'or peut également être transporté par des fluides hydrothermaux. L'adsorption de l'or à l'arsenic apparaît être un mécanisme d'enrichissement essentiel préalable à son occlusion (Renders et Seward 1989).

L'incorporation de l'or sous forme de solutions aurifères solubles (i.e. adsorbées) à l'intérieur du nouvel assemblage arsénopyrite-loellingite-pyrrhotine est concevable, aussi bien qu'une réduction subséquente partielle ou complète en or métallique (Schaufelberger 1993). L'accumulation de grains d'or à l'interface loellingite-arsénopyrite (fig. 6,4) durant la réaction d'arsénosulfurisation est à cet égard significative. L'accumulation de l'or métallique est le résultat de sa libération de la structure de la loellingite, le réseau cristallin de l'arsénopyrite n'étant plus en position d'accommoder une telle quantité d'or.

La hornblende verte se développe au contact sulfures/silicates (fig. 6,5), suggérant une minéralisation (ou une remobilisation?) active jusqu'au faciès amphibolite. Une telle remobilisation syn à post-métamorphique est envisageable. On note cependant qu'une minéralisation purement hydrothermale a tendance à déstabiliser les sulfures aurifères précoces lors de la déposition de l'arsénopyrite (Bonnemaison et Marcoux 1990).

Figure 6,5- Développement de ferro-hornblende verte (montrée par les flèches) au contact entre un orthopyroxène (et montrant une légère exsolution en clinopyroxène) et des sulfures. Lumière transmise polarisée (L2 0 53).



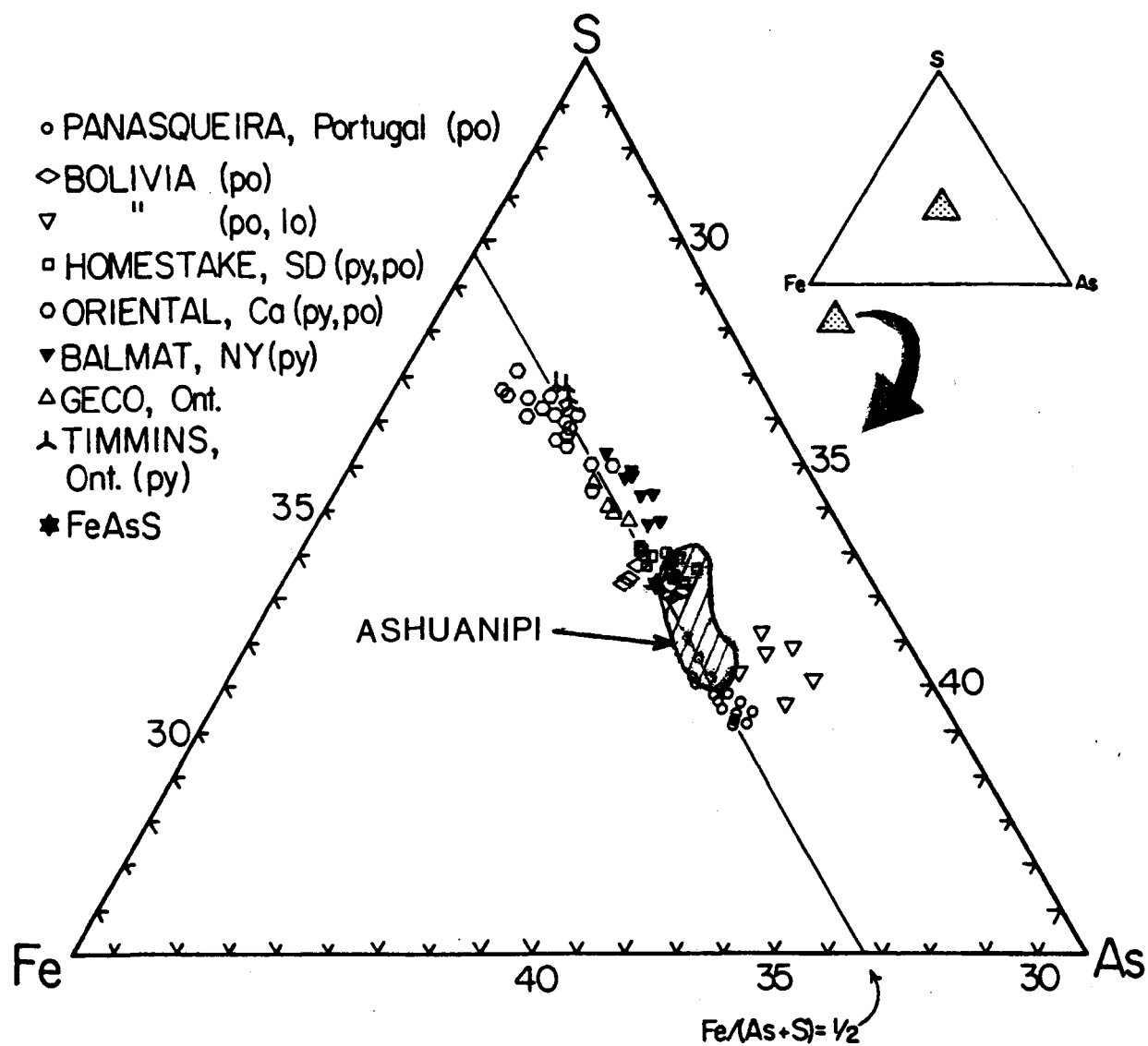
.5 mm

L'or libéré durant ce processus est fixé sous forme de solution solide dans les zones externes des cristaux d'arsénopyrite. Ceci résulte en des cristaux d'arsénopyrite fortement zonés où les teneurs en or et en arsenic augmentent du coeur à la périphérie des cristaux (e.g. Le Châtelet, France; Bonnemaïson et Marcoux 1990). Au Lac Lillois la présence de l'or est remarquée aux centres des cristaux et non à leur périphérie, ce qui conférerait à la minéralisation un caractère syn-métamorphique majeur et post-métamorphique mineur.

Le géothermomètre à l'arsénopyrite (Kretschmar et Scott 1976) indique des températures de fermeture entre 325 et 515°C. Considérant que les températures dérivées du géothermomètre de l'arsénopyrite peuvent être jusqu'à 150°C plus basses que les vraies températures dans les faciès amphibolite supérieur et granulite, des températures calculées de 500°C (donc en réalité de 650°C) sont compatibles avec les températures des assemblages silicatés calculés au chapitre 5.

Les arsénopyrites du Lac Lillois se comparent à celles des gisements contenant de la pyrrhotine et de la loellingite (fig. 6,6). La présence de la loellingite, un arséniure, dans la paragenèse provoque un enrichissement en arsenic de certaines arsénopyrites par rapport à la formule idéale FeAsS .

Figure 6,6- Les compositions des arsénopyrites des différents gisements en % atomique dans le système ternaire Fe-As-S (tiré de Sharp et al. 1985). Les phases coexistantes sont indiquées entre parenthèses. Les arsénopyrites du Complexe d'Ashuanipi, qui coexistent avec la loellingite et la pyrrhotine, sont localisées dans la zone hachurée.



Au Lac Lillois les sulfures et les arséniures remplacent le grenat et le pyroxène, même dans le skarn. Ceci indique que la minéralisation d'or est venue tard dans la formation de la roche (après le skarn).

Il a été mentionné précédemment que la seule phase rétrograde réellement reliée aux sulfures est la ferro-hornblende qui se développe entre les sulfures et les pyroxènes. Par contre le développement de la ferro-actinolite et de la grunérite sur les pyroxènes ainsi que le développement de micas blancs dans les plagioclases affecte à différent degré toutes les roches de la formation de fer, minéralisées ou non.

Le clinopyroxène est un minéral d'altération relié à la minéralisation, tandis que les amphiboles soulignent le rétro-morphisme qui affecte toutes les roches de la formation de fer, minéralisées et stériles.

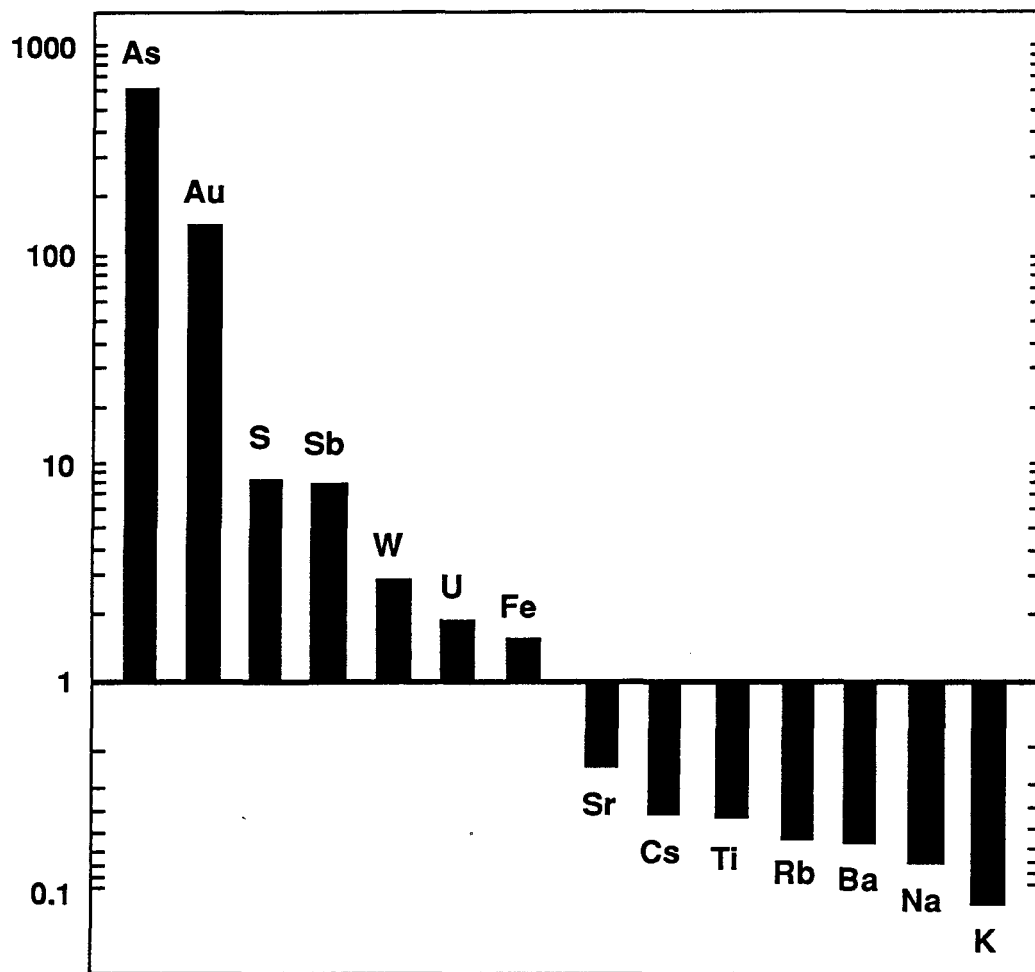
Associations géochimiques à la minéralisation aurifère

Les associations géochimiques reliées à la minéralisation donnent un portrait, ou si on veut laissent une signature du type de minéralisation. Cet exercice permet de comparer la

signature de l'indice d'or du Lac Lillois avec celles d'autres indices d'or, souvent mieux étudiés.

Facteurs d'enrichissement: Les roches minéralisées de la FFM sont enrichies en As, Au, S, Sb, W, U et Fe en comparaison des FFM stériles, et sont appauvries en K, Na, Ba, Rb, Ti, Cs et Sr (fig. 6,7). Les éléments les plus fortement enrichis sont des éléments chalcophiles, tandis que ceux appauvris sont tous des éléments lithophiles. L'arsenic et l'or sont les éléments les plus enrichis, le sodium et le potassium sont les plus appauvris. La corrélation directe de l'or avec l'arsenic s'explique de deux façons: 1- l'or est contenu dans l'arsénopyrite, ce qui fait qu'une augmentation du contenu en arsénopyrite (donc en arsenic) dans la roche en augmente le contenu en or et 2- il a été démontré expérimentalement (Wu et al. 1990) que plus un cristal d'arsénopyrite contient de l'arsenic, plus il peut contenir de l'or. Il en résulte donc une corrélation positive de l'or et de l'arsenic tant dans le cristal d'arsénopyrite que dans la roche.

Rapport métaux/or: Le rapport métaux de base/or décroît dans la roche avec l'accroissement des valeurs d'or. Par exemple le rapport Cu/Au est de l'ordre de 10 000 pour les roches faiblement minéralisées et de l'ordre de 10 pour les roches qui



ont une teneur de l'ordre du gramme d'or par tonne. Les relations similaires sont observées pour les rapports Pb/Au et Zn/Au (voir annexe 7).

Comportement des ETR: L'étude du comportement des ETR dans le trou de forage #3 montre que les patrons des ETR changent avec la minéralisation en or (fig. 6,8). Les roches peu minéralisées (FFM=10) ont des patrons typiques de formations de fer archéennes (voir fig. 4,6) avec un rapport La/Yb normalisé chondrite de 4,87. Les roches légèrement minéralisées (FFM=100) ont des concentrations des ETR lourds plus basses, ce qui donne un rapport La/Yb normalisé de 6,33. Les roches minéralisées contenant plus de 1 g/t d'or (FFM=1000) ont une baisse plus marquée encore des ETR lourds et ont un rapport La/Yb normalisé de 16,8. Les deux patrons de terres rares ont également perdu leur ressemblance avec les patrons des FFR archéennes. Les patrons de la tonalite ont de très faibles teneurs en terres rares lourdes et en général présentent un patron enrichi en terres rares légères, avec un rapport La/Yb de 87,8.

Les patrons des roches riches en or (FFM=1000) indiquent d'avantage une perturbation de patrons, qu'un type lithologique nouveau. D'ailleurs toutes les roches contenant plus d'un gramme d'or par tonne ont des patrons "perturbés" (fig. 6,9).

Figure 6,8- Patrons des ETR dans des FFM différemment minéralisées en or: FFM=10, formation de fer métamorphisées avec un contenu d'or entre 10 et 99 ppb; FFM=100, avec un contenu d'or entre 100 et 999 ppb; FFM=1000, avec un contenu d'or supérieur à 1000 ppb (> 1 ppm); FFR, des patrons ETR de différents faciès de formations de fer rubanées (formations 17, 20, 22 et 29 de la table 1 dans Fryer 1977). Les patrons ETR de la tonalite viennent du pluton du Lac Lillois à côté de la FFM. Le rapport moyen La/Yb est indiqué pour chaque groupe. Gd*=valeur interpolée (non analysée)

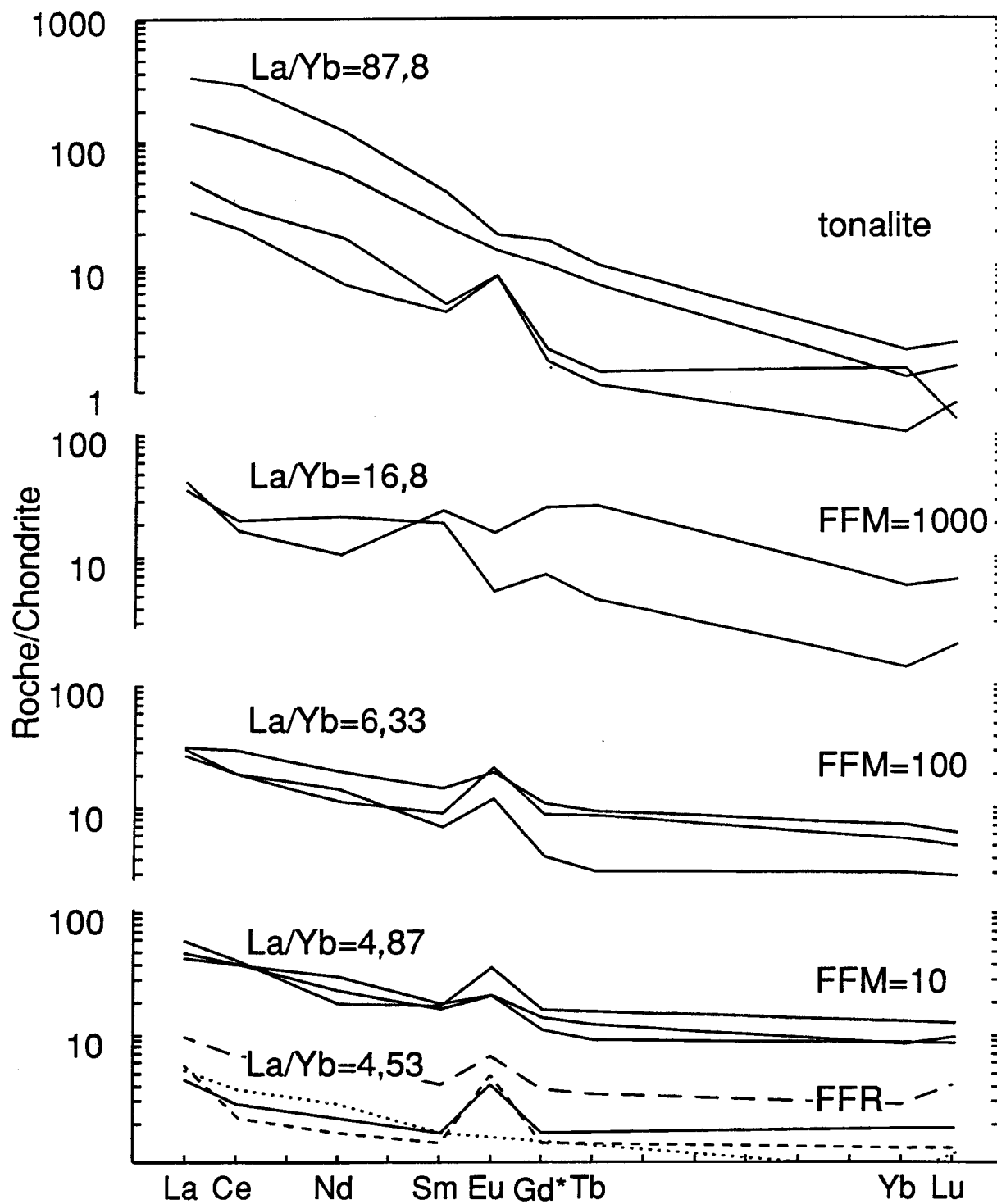
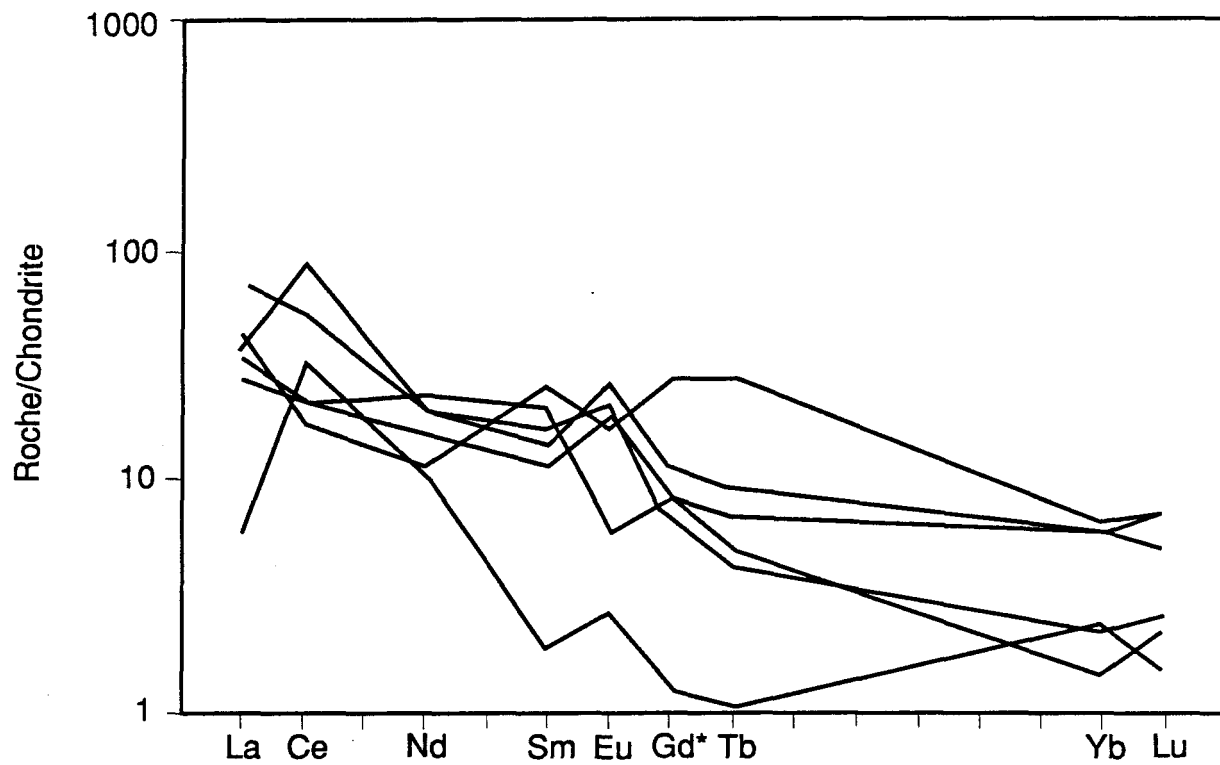


Figure 6,9- Les patrons des ETR pour 6 échantillons contenant plus de 1 g/t d'or (> 1 ppm). Une forte teneur en or dans la roche rend les patrons non significatifs.



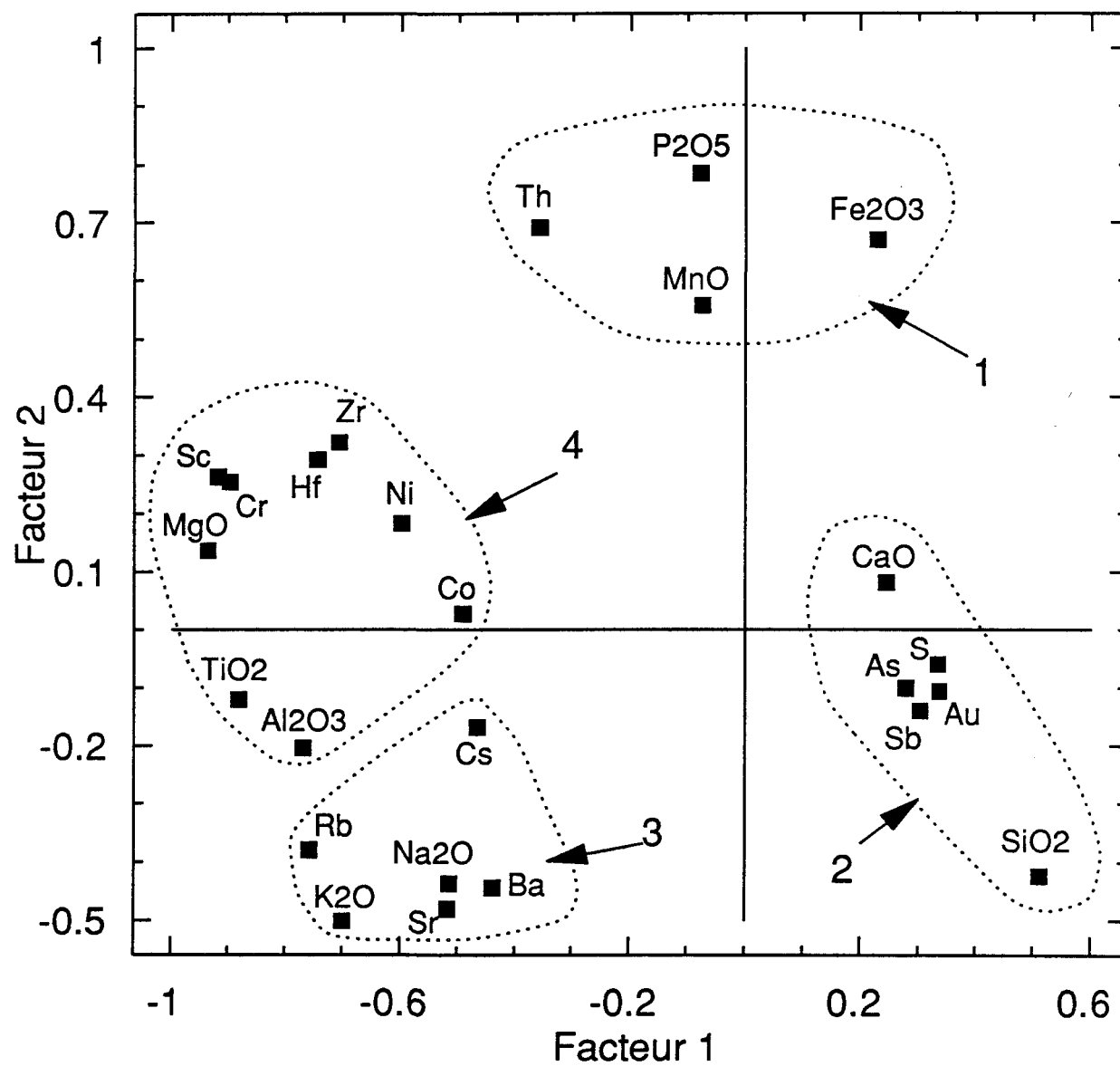
Ceci suggère fortement que le fluide minéralisateur mobilise certaines terres rares, et particulièrement l'euprasiolite comme mentionné au chapitre 4.

Analyse factorielle: L'analyse factorielle de certains éléments majeurs et traces indique quatre associations distinctes (fig. 6,10). Ces quatre associations existent bel et bien et nous devons tenter de trouver les causes ou les explications géologiques de ces comportements.

Le premier groupe composé de Fe_2O_3 , P_2O_5 , MnO et Th représente les caractéristiques minéralogiques du protolithe. Le fer et le manganèse sont reliés aux minéraux riches en fer (pyroxène, grenat et biotite), le phosphore à l'apatite, et le thorium à la présence probable de monazite (la présence de zircon et de monazite est notée plus à l'ouest dans le complexe d'Ashuanipi (Mortensen et Percival 1987); ainsi que dans la région du Lac Lillois (Machado et Chevé 1991)).

Le second groupe avec Au , As , Sb , CaO et SiO_2 (et aussi Fe_2O_3 en regard du facteur 1) représente l'évènement minéralisateur. Au , As , Sb and S sont des éléments normalement enrichies dans plusieurs dépôts d'or (dépôts mésothermaux de l'Abitibi; Kerrich 1990, et en général dans les dépôts du

Figure 6,10- Analyse factorielle pour quelques éléments de la FFM. Les poids des éléments pour le facteur 1 sont représentés en fonction de leurs poids pour le facteur 2. De cette façon quatre différents groupes se distinguent. Voir le texte pour la signification des groupes. Le facteur 1 représenterait la lithologie de la roche et le facteur 2 représenterait la minéralisation aurifère.



Yilgarn en Australie; Perring et al. 1990). Le contenu en CaO associe la minéralisation au clinopyroxène, le silicate le plus riche en calcium et le produit d'altération relié à la minéralisation. Le CaO est également enrichie dans plusieurs gisements (Kerrick 1990). Fe_2O_3 montre l'association de l'or avec les arséniures et les sulfures. SiO_2 peut refléter une caractéristique du fluide minéralisateur et suggérer une silicification associée à l'épisode minéralisateur (ou une possible association avec des veines de quartz).

Le troisième groupe avec sodium, potassium, rubidium, strontium, césium et barium contient les éléments lithophiles à large rayon ionique et peut aussi représenter une altération associée à la minéralisation. Ces éléments sont appauvris dans les roches minéralisées (fig. 6,7) et sont généralement considérés mobiles relativement à la roche encaissante dans plusieurs roches minéralisées (Perring et al. 1990). Le comportement (enrichissement vs appauvrissement) des éléments lithophiles montre de grande variation entre les dépôts. Cette variation est contrôlée jusqu'à un certain point par la minéralogie de la roche encaissante. Au Lac Lillois le feldspath potassique, le plagioclase et la séricite, minéraux contenant des éléments lithophiles, sont présents dans certains horizons de la FFM, mais non dans les roches riches en or, car les

sulfures remplacent préférentiellement les ferro-magnésiens comme les grenats et les pyroxènes. On peut remarquer que dans la FFM, les éléments du troisième groupe ainsi que les minéraux qui les contiennent, représentent les bandes felsiques de la roche. Les éléments du groupe 2 (et 1) appartiennent aux bandes mafiques et minéralisées.

Le quatrième groupe n'est pas bien défini mais contient des éléments à fort champ (*high field strength elements*) ainsi que des métaux de transition. Ces éléments sont les plus immobiles lors d'une altération hydrothermale et par conséquent les moins aptes à être appauvris ou enrichis.

Il serait utile de garder en mémoire les faits saillants des associations géochimiques liées à la minéralisation (facteurs d'enrichissement, rapport métaux/or, comportement des ETR, analyse factorielle) car il seront comparés à d'autres types de dépôts au chapitre suivant: Discussion sur la gîtologie.

Discussion sur la source des fluides et de l'or

Le métamorphisme et la déshydratation qui en résulte ont

été invoqués comme sources des fluides (et l'or?) dans plusieurs modèles durant les dix dernières années. Certains ont invoqué la dévolatilisation des séquences de roches vertes comme source (Groves et Phillips 1987). Mais il semble y avoir maintenant un consensus à savoir que les fluides minéralisateurs doivent venir de la croûte inférieure et même du manteau supérieur (Groves et al. 1988). Ces fluides sont le résultat d'une intense cratonisation à la fin de l'Archéen (Colvine 1989). Cette activité tectono-magmatique se produit dans un régime de tectonique convergente (Perring et al. 1989). Dans ces modèles les fluides H_2O-CO_2 générés durant un métamorphisme de haut grade transportent la minéralisation à la croûte supérieure via des zones de cisaillement d'échelle crustale. Certains modèles font appel au magma anatectique pour transporter les fluides dans les domaines ductiles/cassants (Fyon et al. 1989).

Nous savons beaucoup de choses sur l'association spatiale des dépôts d'or et des grandes zones de cisaillement des ceintures de roches vertes ainsi que sur le comportement des fluides dans ces zones de cisaillement ductiles/cassants (e.g. Bursnall 1989). Mais peu est connu sur de telles associations dans les zones profondes et ductiles, entre autres à cause du manque de description de dépôts d'or dans des roches du faciès

granulite.

Les zones de cisaillement étroites et bien définies de la croûte supérieure deviennent des zones ductiles plus larges dans le faciès granulite de la croûte inférieure (Bak et al. 1975). Dans la croûte profonde les fluides doivent passer au travers, ou le long, des structures mylonitiques ou des lithologies les plus perméables (voir également les modèles de Colvine 1989 et Foster 1989). Ferry (1980) a démontré que le rapport fluide/roche est plus élevé près des contacts lithologiques. Il a plus tard démontré (Ferry 1988) un accroissement de perméabilité avec un accroissement de l'hétérogénéité minéralogique dans la roche. Eisenlohr et al. (1989 p. 4) mentionnent aussi "*... a strong preferred direction of fluid flow parallel to vertical lithologic boundaries and structures*".

Considérons les faits suivants: la FFM du Lac Lillois possède un point de fusion plus élevé et est par conséquent plus compétente que les gneiss quartzo-feldspathiques encaissants; la pétrographie de la roche est plus hétérogène; sa minéralogie est plus grossière; la FFM est localisée près d'un contact géologique majeur (tonalite/paragneiss) et finalement il y a la possibilité de zones de cisaillement

ductiles aux environs, comme celle majeure observable quelques kilomètres plus au sud. De plus, les minéraux formant la formation de fer ont été fracturés lors des dernières déformations. Les fluides ont donc passé préférentiellement par la formation de fer plutôt que par les paragneiss (partiellement fondus?) à grains plus fins. L'interaction roche/fluide dans une roche riche en fer, mécanisme de déposition invoqué dans plusieurs dépôts d'or "mésothermaux" (Groves et al. 1992), a provoqué la déposition des arséniures, de l'or et des sulfures. De plus, lorsqu'il y a plusieurs types de roches en présence, l'or se retrouve dans l'unité de roche la plus compétente, ou adjacent à celle-ci (Colvine 1989). La précipitation de l'or aux alentours des températures du pic métamorphique est tant qu'à elle supportée par les données géothermométriques, par les relations or / sulfures / arséniures ainsi que par les observations microtexturales.

De son côté la tonalite ne contient ni or, ni arsenic, ni antimoine. Elle ne contient pas de sulfure non plus, mais plutôt de la magnétite. La tonalite peut cependant avoir causé la fracturation et le métasomatisme de la formation de fer, mais a fourni peu, ou pas du tout, du fluide minéralisateur. La présence du pluton cependant a pu focaliser les fluides dans la FFM. Si les zones de cisaillement d'échelle crustale ne sont

pas bien définies dans la croûte profonde, les fluides peuvent être alors focalisés le long des contacts géologiques. Dans leur route vers la croûte supérieure, de petits écoulements locaux de fluide peuvent aussi être concentrés par le patron de plissement. Plusieurs de ces écoulements de fluide peuvent ultérieurement se connecter à des zones de cisaillement bien définies dans un système minéralisateur du domaine amphibolite (comme suggéré dans les modèles pré-cités). Mais la présence de dépôts d'or synmétamorphiques (comme suggéré pour le Lac Lillois) dans un environnement de haut grade indique que l'or peut précipiter dans un tel environnement, et implique que l'or vient de la croûte profonde (ou même plus creux).

Un des traits particuliers de la croûte inférieure étant l'absence de zones de cisaillement bien définies, il va de soit que le développement d'un gîte aurifère d'envergure n'est pas facilité. La focalisation des fluides doit alors se faire via des contacts géologiques, des plissements ou des hétérogénéités minéralogiques. Dans un tel contexte les dépôts résultants seront plus modestes et épars.

L'évolution du prisme accréionnaire du complexe d'Ashuanipi a été contrôlée par un magmatisme basaltique intratellurique (underplating) (Pervival 1991). Le magma

anatectique résultant a produit la chaleur (et les fluides?) pour une granulitization rapide. La présence ubiquiste de diatexite et de plutons anatectiques autour des indices d'or dans le complexe d'Ashuanipi renforce les modèles génétiques basés sur une cratonisation rapide à la fin de l'Archéen et d'un transfert de chaleur du manteau supérieur à la croûte inférieure par les intrusions magmatiques (e.g. Fyon et al. 1989).

Il se peut également que la chaleur nécessaire au métamorphisme et à la fusion partielle soit causée par le passage d'une ancienne ride océanique (slab window) sous les métasédiments lors de la subduction de la croûte (Marshak et Karig 1977). Le passage de cette fenêtre augmente le flux de chaleur provenant du manteau et cause la fusion partielle des sédiments (humides?). Ce phénomène a été reconnu comme source du métamorphisme et du plutonisme à l'origine des fluides minéralisateurs qui ont produit des dépôts d'or dans des veines de quartz dans les turbidites du prisme accréctionnaire mésozoïque de l'Alaska (Haeussler et al. 1995). Dans ce prisme accréctionnaire le passage de la fenêtre a causé de la fusion partielle qui a produit des plutons qui se sont introduit dans des niveaux plus élevés de la croûte. Ces plutons chauffent par la suite les fluides qui produisent des dépôts d'or dans les

domaines cassants de la croûte. Quoique ce soit plus difficilement vérifiable pour un métamorphisme archéen, ce mécanisme est plausible comme source de chaleur à la base du prisme accréctionnaire d'Ashuanipi. Un système minéralisateur semblable à celui du mésozoïque de l'Alaska a pu s'y développer, les bordures entre les plaques étant plus de deux fois plus étendues à l'Archéen qu'aujourd'hui (Abbott et Menke 1990). Le complexe d'Ashuanipi représenterait la partie profonde d'un tel système. Il est même logique de penser qu'un prisme accréctionnaire archéen possédant de nombreuses formations de fer sera plus propice encore à la déposition de l'or, même en milieu profond.

En terminant nous croyons peu probable que l'or soit d'origine primaire ou syngénétique et ait été remobilisé par des fluides durant le métamorphisme. Les minéralisations d'or syngénétiques s'accompagnent généralement d'une quantité importante de métaux de base. Au Lac Lillois le rapport métaux/or décroît dans la roche avec l'accroissement des valeurs d'or.

CHAPITRE VII

DISCUSSION SUR LA GITOLOGIE

A quoi pouvons-nous comparer les minéralisations d'or du Lac Lillois?

Analogies avec les formations de fer porteuses d'or.

Il est fréquent de voir l'or associé à des formations de fer. Près de nous pensons à la région de Little Long Lac (Macdonald 1983) et Timmins (Fyon et al. 1983) en Ontario ou à Homestake (Rye et Rye 1974) aux Etats-unis. Il en existe également en Australie de l'ouest (Groves et al. 1988) ou en Afrique (Oberthür et al. 1990).

Regardons de plus près les particularités d'une formation de fer aurifère archéenne de même âge (vers 2670 Ma, datation d'après Henderson et al. 1982). La province de l'Esclave dans les Territoires du Nord-Ouest renferme des formations de fer tant minéralisées en or que non-minéralisées (Lhotka et Nesbitt 1989). La majorité de ces minéralisations sont sub-économiques mais quelques unes sont imposantes (e.g. la mine Lupin). Les principales caractéristiques des minéralisations d'or sont à la fois présentes dans les petits indices et dans la mine Lupin (Lhotka et Nesbitt 1989) et sont, particulièrement celles se rapportant aux endroits les plus métamorphisés: 1- Les concentrations d'or coïncident avec les zones sulfureuses qui

sont associées avec les dernières veines de quartz à couper la formation de fer. 2- Les sulfures (et arséniures) associés à l'or sont la pyrrhotine, l'arsénopyrite, la loellingite et un peu de chalcoppyrite; ces sulfures sont généralement disséminés mais peuvent être concentrés en bandes dans la formation de fer. 3- La pyrrhotine remplace la magnétite et les amphiboles. 4- L'amphibole dominant dans la formation de fer minéralisée est la hornblende, avec très peu de grunérite. 5- Des minéraux calc-silicatés, comme l'hédenbergite, forment quelquefois des zones d'altération près des veines de quartz tardives. 6- Les formations de fer pélitiques qui sont intercalées avec les formations de fer minéralisées ne sont pas enrichies, ni en sulfures, ni en or. 7- L'enrichissement en or dans les roches minéralisées s'accompagne d'un enrichissement en S et As. 8- La loellingite est entourée d'arsénopyrite et l'or se retrouve surtout au contact entre ces deux phases.

La minéralisation d'or des formations de fer de l'Esclave est considérée épigénétique, associée aux veines de quartz tardives et contemporaines des dernières déformations (D_3) et mises en place près du pic métamorphique (Lhokta et Nesbitt 1989).

À plusieurs égards la mine Lupin ressemble à l'indice du

Lac Lilois et est peut-être la mine qui lui ressemble le plus (Jean-Marc Lulin 1990 communication personnelle). Ajoutons enfin que la mine Lupin se trouve dans une ceinture métasédimentaire, et non métavolcanique comme plusieurs ceintures archéennes.

Analogies avec les minéralisations d'or dans le faciès granulite.

Plusieurs petits dépôts d'or apparaissent dans les gneiss granitiques du faciès granulite à Griffin's Find en Australie du Sud (Barnicoat et al. 1991). 1- La minéralisation consiste en veines de quartz et clinopyroxène, avec altération adjacente de quartz, clinopyroxène et grossulaire. 2- Des coeurs de loellingite sont entourés d'arsénopyrite et enfin de pyrrhotine. L'or est dans la loellingite ou au contact loellingite/arsénopyrite. 3- La minéralisation est synmétamorphique. Les conditions sont 700-750°C et 0,6+/-0,1 GPa.

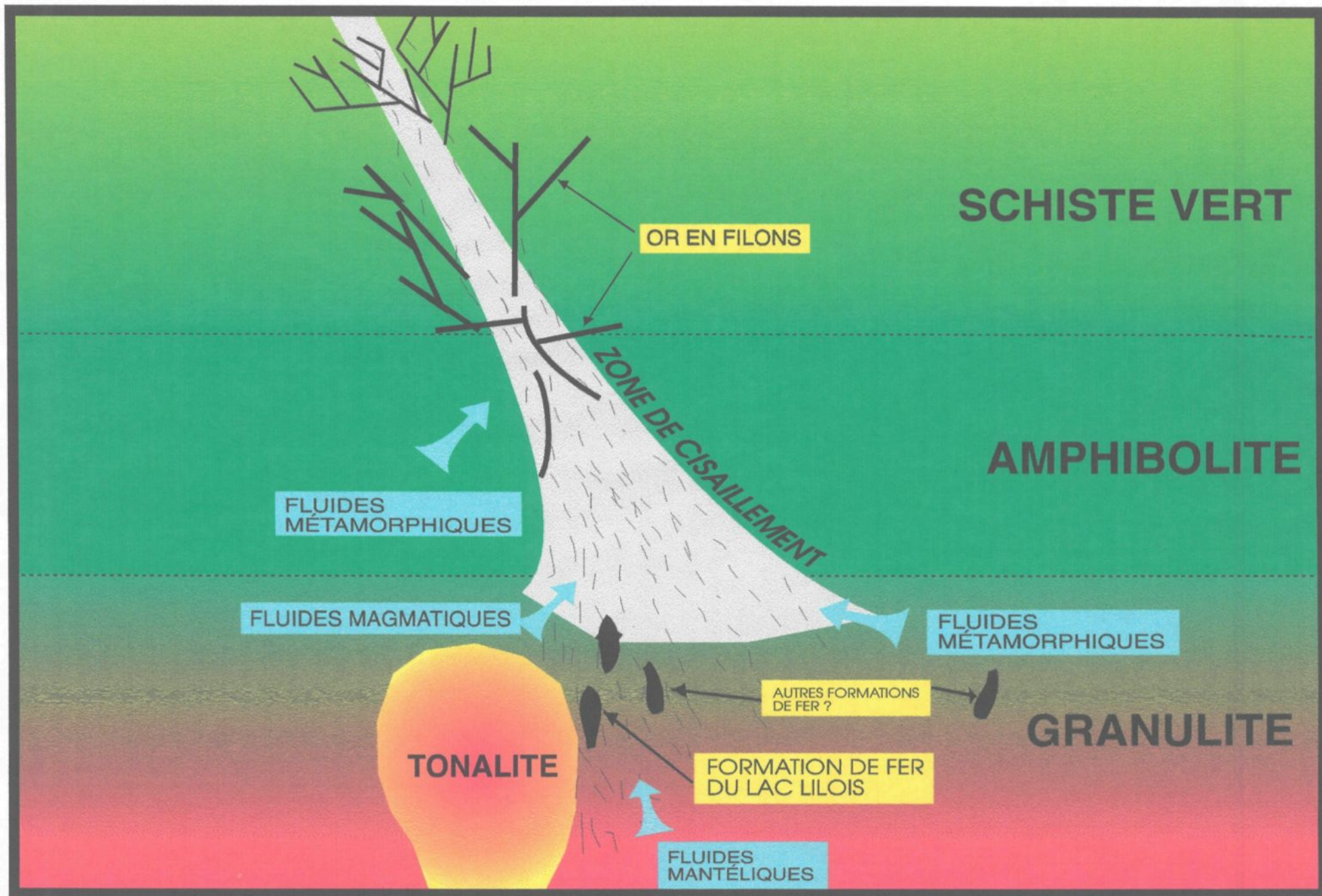
Encore ici, à l'exception des veines de quartz (comme à Lupin d'ailleurs), nous voyons des ressemblances avec le Lac Lilois.

Modèle métallogénique pour le Lac Lillois

Le modèle présenté (Lapointe et Chown 1993) est largement inspiré des modèles de Colvine (1989), Eisenlohr et al. (1989) et Groves et al. (1992). Les caractéristiques de la minéralisation d'or du Lac Lillois ressemblent à celles des minéralisations typiques archéennes des roches supracrustales. Pourquoi n'y serait-elle pas reliée? Ceci implique que l'or et son cortège géochimique partent de la croûte inférieure et emprunte la zone de cisaillement **avant même qu'elle ne soit bien définie, ou même qu'elle n'existe**. Plus grande est la profondeur, plus large et moins bien définie est la zone de cisaillement (fig. 7,1). Les dépôts d'or dans les terrains granulitiques risquent d'être plus petits et dispersés, les fluides minéralisés n'ayant pas été focalisés dans une vraie zone de cisaillement.

Moritz et Chevé (1991b) ont remarqués de petites veines de quartz qui postdatent la texture granoblastique prograde de la FFM du Lac Lillois. En plus du clinopyroxène remplaçant l'orthopyroxène, ils constatent l'altération du clinopyroxène en actinolite -calcite -quartz au contact des veines de quartz. Ceci indique que la minéralisation s'est poursuivie durant le rétro-morphisme (confirmé par la séricite). Ceci est extrêmement

Figure 7,1- Modèle métallogénique proposé pour expliquer les formations de fer aurifères du Complexe d'Ashuanipi. La majorité des dépôts d'or se retrouveront à la transition ductile/fragile au contact amphibolite/schiste vert. (modifié d'après Groves et al. 1992).



intéressant mais de telles veines de quartz n'ont été remarquées ni par nous, ni par les géologues d'exploration de la compagnie Vior qui ont travaillé au Lac Lillois (J-F Ouellet 1992 communication personnelle). De l'avis même de S. Chevé (communication personnelle 1992) il y a un fort risque de mauvaise interprétation entre une veine de quartz post-métamorphique et un lit quartzeux. L'assemblage actinolite -calcite -quartz reste cependant significatif.

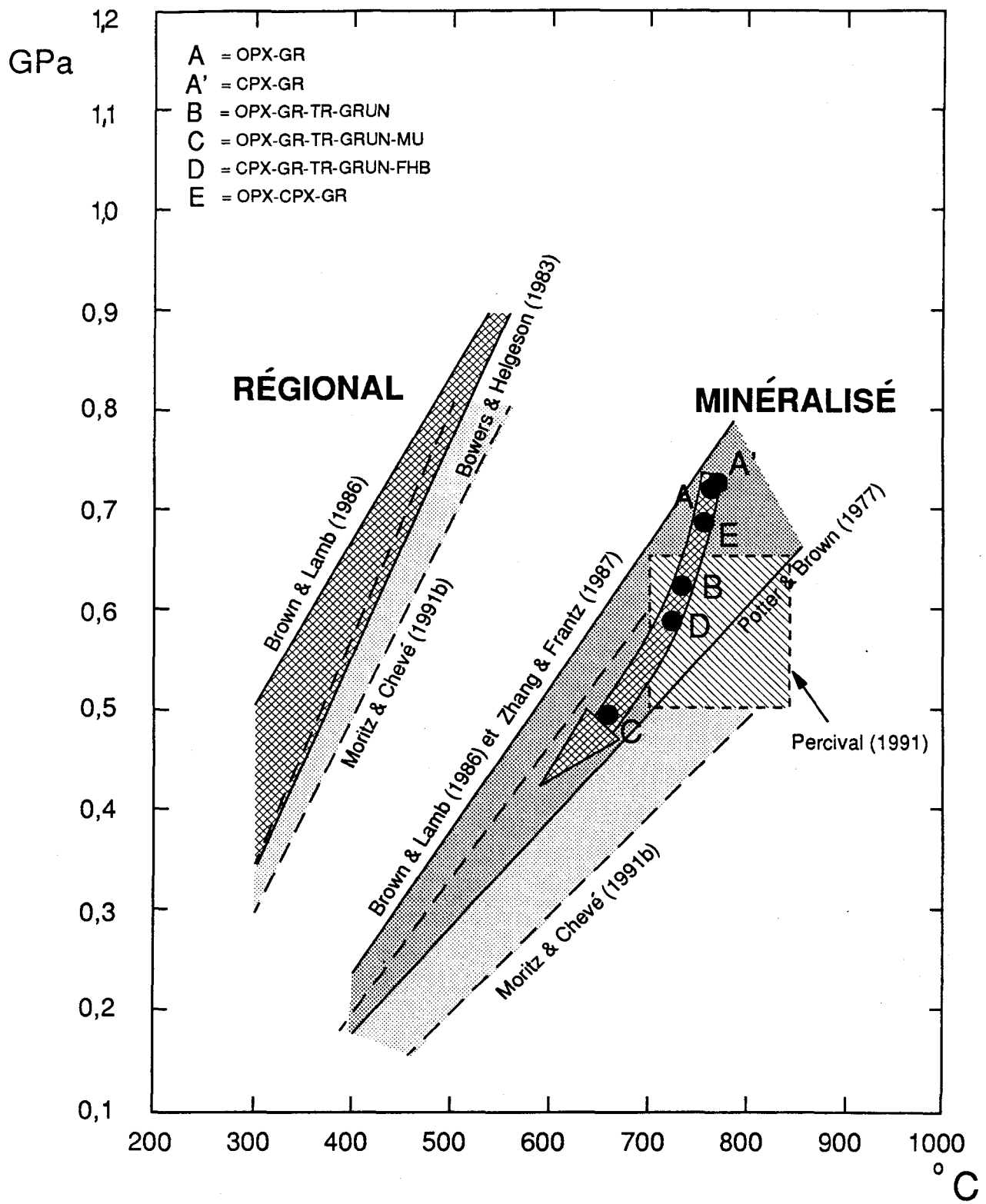
Le cheminement P-T de la figure 5,3 (cette étude) ainsi que les conditions métamorphiques pour les paragneiss telles que définies par Percival (1991) apparaissent sur la figure 7,2 superposés aux champs délimités par les isochores calculées pour les inclusions fluides du Lac Lillois selon la méthode de Brown et Lamb (1986), Zhang et Frantz (1987) et Potter et Brown (1977) (ces isochores ont été calculées par nous-même au cours de cette étude). Le champ du même type d'inclusions pour le Lac Lillois tel que calculé par Moritz et Chevé (1991b) apparaît en pointillé et en plus pâle. Noter que le cheminement P-T déterminé par les assemblages minéralogiques est en accord avec les conditions calculées pour les inclusions fluides. Apparaissent également sur cette figure les champs déterminés pour les inclusions fluides externes aux zones minéralisées par cette étude (Brown et Lamb 1986, Bowers et Helgeson 1983) et

par Moritz et Chevé (1991b). Ces inclusions (riches en CO_2) sont caractéristiques des terrains du faciès granulite et représentent des fluides piégés lors de la remontée et du refroidissement du Complexe d'Ashuanipi (interprétation de Moritz et Chevé 1991b).

La minéralisation aurifère a débutée près des températures progrades et s'est poursuivie durant le rétro-morphisme (fig. 7,2). Ceci implique que même en l'absence d'une zone de cisaillement bien définie, les fluides minéralisateurs ont circulé durant la transition entre le faciès granulite et le faciès amphibolite (et même schiste vert?). En d'autres termes, dans le domaine granulite les zones de cisaillement **ne sont pas nécessaires** à la circulation des fluides. La présence d'un piège (FFM du Lac Lillois) sur le passage d'un fluide minéralisateur (focalisé par un pluton et/ou un patron structural) suffira au développement d'un dépôt. La quantité de fluide qui passe dans la roche étant primordiale à l'obtention d'un dépôt d'envergure, la présence d'une zone de cisaillement (ductile?) sera un facteur important pour un dépôt économique.

Cette étude ne permet pas de déterminer la source des fluides minéralisateurs, mais donne de fortes contraintes sur la profondeur de cette source. Celle-ci se trouve dans la

Figure 7,2- Cheminement P-T du Lac Lillois superposé aux champs des inclusions fluides. Modifié d'après Moritz et Chevé (1992). RÉGIONAL = paragneiss du Complexe, MINÉRALISÉ = FFM. Voir texte pour explications.



croûte inférieure.

Le modèle proposé est en accord avec un environnement tectonique tel que décrit dans cette thèse pour le complexe d'Ashuanipi, soit une marge continentale active. D'ailleurs les dépôts d'or archéens se comparent à ceux des ceintures de collision Phanérozoïques (Kerrick 1989), soit un environnement de décompression "isothermale".

Conclusions générales

A la lumière des faits suivants, l'indice d'or du Lac Lillois peut être considéré comme l'expression profonde des minéralisations d'or mésothermales typiques des ceintures supracrustales archéennes car:

1- Le comportement géochimique (facteurs d'enrichissement, rapport métaux/or ainsi que Au/Ag, analyse factorielle, les ETR) des éléments associés à l'or dans la FFM du Lac Lillois est typique des minéralisations d'or des ceintures de roches vertes archéennes (e.g. Colvine 1989, Groves et al. 1988, 1992).

2- L'épisode majeur de déformation et de métamorphisme

dans le nord de la Province Supérieure eut lieu entre 2 700 et 2 650 Ma (Card et al. 1989). Cette thèse a démontré que la minéralisation au Lac Lillois était syn-métamorphique. Donc la minéralisation d'or du Lac Lillois se situe dans une fourchette entre 2 670 et 2 650 Ma. Cette date est très comparable aux grandes minéralisations aurifères dans le Supérieur (Colvine 1989).

3- Il a été établi que le métamorphisme granulite dans la croûte inférieure est contemporain avec les dépôts d'or mésothermaux qui se sont développés dans les déformations cassantes de la croûte supérieure, entre autres de l'Abitibi (Card et al. 1989). Le complexe d'Ashuanipi s'est développé dans un environnement tectonique actif: prisme accréionnaire et marge continentale active.

4- La minéralisation d'or a eu lieu à la fin du métamorphisme prograde, tel que démontrées par les relations or/arséniures/sulfures. Les phases opaques sont de même granulométrie que les silicates de la paragenèse prograde et qu'ils y sont intimement associées. Le clinopyroxène remplace l'orthopyroxène et est la phase d'altération principale associée à la minéralisation. Le clinopyroxène s'est lui aussi développé dans des

conditions P-T similaires à celles du pic métamorphique. L'altération (et peut être la minéralisation?) s'est poursuivie jusqu'au faciès amphibolite (et peut-être schiste vert selon Moritz et Chevé 1992).

5- L'indice d'or du Lac Lillois est cependant différent en ce qu'aucune veine de quartz n'est visible. La minéralisation remplace les minéraux et remplit des fissures à l'intérieur de ceux-ci. Un skarn? de réaction (orthopyroxène -grenat -quartz) s'est développé dans la formation de fer déjà métamorphisée, mais sa relation avec la minéralisation d'or n'est pas claire.

L'indice d'or du Lac Lillois peut être classifié comme une minéralisation d'or profonde avec une altération grenat -pyroxène -biotite. La roche résultante est un skarn au sens descriptif du terme (e.g. Mueller 1988, Mueller et Groves 1991). Cet indice d'or représente l'expression profonde d'un système minéralisateur d'échelle crustale et bien documenté pour la fin de l'Archéen. Ceci implique que ces systèmes minéralisateurs ont une grande extension verticale, comme l'indique le manque de zonation verticale dans plusieurs dépôts mésothermaux. L'étude des inclusions fluides du complexe d'Ashuanipi (Moritz et Chevé 1991b) suggère que l'épisode

minéralisateur a pu se poursuivre jusqu'aux faciès amphibolite/schiste vert.

Les résultats de cette thèse impliquent également que la majorité des caractéristiques, la signature géochimique et au moins un peu de l'or proviennent de la croûte profonde (possiblement même du manteau supérieur) et ne résultent pas du lessivage des roches d'étages supérieures, comme les ceintures de roches vertes.

Nous croyons de plus que le modèle proposé, où la présence d'un piège chimique est essentiel à une minéralisation épigénétique d'or, explique en partie l'absence relative des gîtes d'or dans les ceintures métasédimentaires en comparaison aux ceintures volcano-sédimentaires. Les ceintures volcano-sédimentaires possèdent une plus grande diversité lithologique; les contacts géologiques y sont plus nombreux. Les fluides sont par conséquent plus aptes à être focalisés et éventuellement piégés, au contact entre deux coulées volcaniques par exemple. Dans le cas de la ceinture abitibienne, un niveau structural ductile à cassant a de plus été efficace dans le transport des fluides et la déposition de l'or (e.g. faille Cadillac). Dans une ceinture métasédimentaire en milieu non-cassant comme dans le Complexe d'Ashuanipi, seul le piège chimique (entre autre

une formation de fer) est disponible pour capter l'or. Le nombre de dépôts d'or dans un tel contexte est évidemment moins nombreux. L'importance du gîte dépendra de la dimension du piège et de sa localisation: le piège était-il sur le passage de fluides, soit près d'un contact géologique ou d'une charnière de plis par exemple?

Notons enfin que la minéralisation d'or du Lac Lillois n'est pas unique. Le type de la roche hôte; la nature ainsi que les textures des phases opaques; la distribution de l'or dans celles-ci; le rapport or/argent; la minéralogie globale de la roche; les associations géochimiques et l'âge de la minéralisation font que l'indice du Lac Lillois se compare aux indices présents dans d'autres secteurs hautement métamorphisés (Lupin aux Territoires du Nord-Ouest Lhotka et Nesbitt 1989; Mt York et Griffin's Find Barnicoat et al. 1991, Neumayr et al. 1993; Rivière Eastmain, Couture 1993)

La similitude dans les environnements tectoniques que nous suggérons entre l'Ashuanipi (prisme accréctionnaire archéen) et l'Alaska (prisme accréctionnaire mésozoïque) donne un surplus d'intérêt aux grandes séquences de turbidites. En fait le "continuum crustal", comme modèle métallogénique, est un principe qui peut s'appliquer à différents environnements

tectoniques.

Travaux futurs

Deux types de travaux pourraient être menés. D'abord sur le terrain une étude structurale poussée permettrait de délimiter le gisement et éluciderait la controverse à propos de la présence ou non d'un skarn. Cette étude de terrain suivit d'une autre campagne de forage confirmerait ou infirmerait la valeur économique de l'indice d'or du Lac Lillois.

En ce qui à trait au comportement de l'or dans les arsénosulfures, une étude plus poussée des concentrations en or à l'intérieur des différentes phases s'impose. Une partie de cette étude peut se faire à la microsonde électronique mais les faibles concentrations d'or probables nécessiteraient l'utilisation d'une microsonde ionique. Nous pourrions ainsi savoir si de l'or se trouve encore incorporé dans le réseau cristallin des arsénosulfures et documenter le passage de l'or de la forme adsorbée à la forme métallique.

RÉFÉRENCES

Albarède F. 1976: Thermal models of post-tectonic decompression as exemplified by the Haut-Allier granulites (Massif Central, France). Bulletin Société Géologique France 7 #4: 1023-1032

Allen A.R. 1979: Metasomatism of a depleted granulite facies terrain in the Arunta Block, Central Australia: 1. Geochemical evidence. Contributions to Mineralogy and Petrology 71: 85-98

Bak J., Sorenson K., Grocott J., Korstgard J.A., Nash D. et Watterson J. 1975: Tectonic implication of Precambrian shear belts in western Greenland. Nature 254: 566-569

Baragar W.R.A., 1967: Wakuach lake map-area, Québec-Labrador (23-O). Commission Géologique du Canada. Mémoire 344.

Barnicoat A.C., Fare R.J., Groves D.I. et McNaughton N.J. 1991: Synmetamorphic lode-gold deposits in high-grade Archean settings. Geology 19: 921-924

Beaudoin G. et Bergeron M., 1987: Détermination de huit terres rares dans l'échantillon géochimique de référence NBS 88a par activation neutronique instrumentale. Geostandards Newsletter

XI #2: 147-150

Beaumier M., 1984: L'or dans les sédiments de lac, région de Schefferville. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. MB 84-07

Beaumier M., 1986: Géochimie des sédiments de lacs - région de la rivière Caniapiscau. 40 cartes. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DP-86-23

Berman R.G. 1991: Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: A new technique, with petrological application. Canadian Mineralogist 29: 833-855

Best M.G. 1982: Igneous and metamorphic petrology. W.H. Freeman. 630 p.

Bhatia M.R. & Crook A.W. 1986: Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology 92: 181-193

Boivin J. et Tremblay J., 1986: Application de la spectrométrie des rayons-X à l'analyse de roches et minerais aux matrices variées. Centre de Recherches Minérales, Direction de l'Analyse

minérale. Projet: 84-Sp-002

Bohlen S.R., Wall V.J. et Boettcher A.L. 1983: Geobarometry in granulites. dans Kinetics and equilibrium in mineral reactions. Saxena S.K. (ed.), Springer-Verlag: 141-172

Bonnemaison M. et Marcoux E. 1990: Auriferous mineralization in some shear-zones: A three-stage model of metallogenesis. Mineralium Deposita 25: 96-104

Bonnichsen B. 1969: Metamorphic pyroxenes and amphiboles in the Biwabik Iron Formation, Dunka River area, Minnesota. Mineralogical Society of America, Special Paper 2: 217-241

Bowers T.S. et Helgeson H.C. 1983: Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H_2O-CO_2-NaCl fluids at high pressures and temperatures. Geochimica Cosmochimica Acta 47: 1247-1275

Brown M. 1973. The definition of matatexis, diatexis and migmatite. Proceedings of the Geological Association 84: 371-382

Brown P.E. et Lamb W.M. 1986: Mixing of H_2O-CO_2 in fluid inclusions; Geobarometry and Archean gold deposits. *Geochimica Cosmochimica Acta* 50: 847-852

Burrows D.R., Spooner E.T.C. 1987: Generation of a magmatic H_2O-CO_2 fluid enriched in Mo, Au, and W within an Archean sodic granodiorite stock, Mink Lake, northwestern Ontario. *Economic Geology* 82: 1931-1957

Bursnall J.T. 1989: Mineralization and shear zones. Geological Association of Canada, Short Course Notes 6: 300p.

Cameron E.M. 1989: Scouring of gold from the lower crust. *Geology* 17: 26-29

Card K.D. 1990: A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research* 48: 99-156

Card K.D., Poulsen K.H. et Robert F. 1989: The Archean Superior Province of the Canadian Shield and its lode gold deposits. *Economic Geology Monograph* 6: 19-36

Chappell B.W., White A.J.R. et Wyborn D. 1987: The importance

of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology* 28: 1111-1138

Chevé S. et Brouillette P. 1988: Reconnaissance géologique et métallogénique au NW de Schefferville, régions du lac Fontisson et de la rivière Goodwood, territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. MB 88-36

Chevé S. et Brouillette P. 1991: Radiogenic age constraints on the geological evolution of the northeastern Ashuanipi complex, Superior Province, New-Québec. *Association Géologique du Canada, Programme et résumés* 16: A23

Clarke G.L. et Powell R. 1991: Decompressional coronas and symplectites in granulite of the Musgrave Complex, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 9: 441-450

Clemens J. 1989: The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology* 30: 1113-1116

Colvine A.C. 1989: An empirical model for the formation of Archean gold deposits: Products of final cratonization of the Superior Province, Canada. *Economic Geology Monograph* 6: 37-53

Condie K.C. 1981: Archean Greenstone Belts dans Developments in Precambrian Geology 3, Elsevier: 434 p.

Couture J.-F. 1993: Géologie du gisement d'or de la rivière Eastmain. Thèse de Doctorat. Université du Québec à Chicoutimi

Easton R.M. 1985: The nature and significance of Pre-Yellowknife Supergroup rocks in the Point Lake Area, Slave Structural Province, Canada. dans Ayres L.D., Thurston P.C., Card K.D. et Weber W.: Evolution of Archean Supracrustal Sequences. Association Géologique du Canada Special Paper 28: 153-167

Einaudi M.T., Meinert L.D. et Newberry R.J. 1981: Skarn deposits. Economic Geology. 75th anniversary Volume: 317-391

Eisenlohr B.N., Groves D.I. et Partington G.A. 1989: Crustal-scale shear zones and their significance to Archean gold mineralization in Western Australia. Mineralium Deposita 24: 1-8

Ellis D.J. et 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

England P.C. et Richardson S.W. 1977: The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *Journal of the Geological Society, London* 134: 201-213

Ewers W.E. et Morris R.C. 1981: Studies on the Dales Gorge Member of the Brockman Iron Formation, Western Australia. *Economic Geology* 77: 1929-1953

Feng R. et Kerrich R. 1990: Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 1061-1081

Ferry J.M. 1980: A case study of the amount and distribution of heat and fluid during metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 71: 373-385

Ferry J.M. 1988: Contrasting mechanisms of fluid flow through adjacent stratigraphic units during regional metamorphism, south-central Maine, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 1-12

Ferry J.M. et 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

Foster R.P. 1989: Archean gold mineralization in Zimbabwe: Implications for Metallogensis and exploration. Economic Geology Monograph 6: 54-70

Frost B.R. et Chacko T. 1989: The granulite uncertainty principle: Limitations on thermobarometry in granulites. Journal of Geology 97: 435-450

Fryer B.J. 1977: Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states. Geochimica et Cosmochimica Acta 41: 361-367

Fryer B.J. 1983: Rare earth elements in iron-formation. dans Iron-formation: facts and problems. edited by Trendall A.F. and Morris R.C., Elsevier: 417-470

Fumerton S.L. et Barry A.P. 1984: Probable Archean nepheline syenite plutons in the Superior Province adjacent to the Labrador Trough. Journal Canadien des Sciences de la Terre 21: 615-618

Fyon J.A., Troop D.G., Marmont S. et Macdonald A.J. 1989: Introduction of gold into Archean crust, Superior Province, Ontario - Coupling between mantle-initiated magmatism and lower crustal thermal maturation. Economic Geology Monograph 6: 479-490

Fyon J.A., Crocket J.H. et Schwarcz H.P. 1983: The Carshaw and Malga iron-formation hosted gold deposits of the Timmins area. dans The geology of gold in Ontario. Ontario Geological Survey. MP 110: 98-110

Garde A.A. 1990: Thermal granulite-facies metamorphism with diffuse retrogression in Archean orthogneiss, Fiskefjord, southern West Greenland. Journal of Metamorphic Geology 7: 663-682

Gehör S. et Havola M. 1988: The depositional environment of the early proterozoic Tuomivaara Iron-formation and associated metasediments, eastern Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 5: 109-133

Gross G.A. 1959: A classification of iron deposits in Canada. Canadian Mining Journal 80 (10): 87-92

Groves D.I. et Phillips G.N. 1987: The genesis and tectonic controls on Archean gold deposits of the Western Australian Shield - a metamorphic replacement model. *Ore Geology Reviews* 2: 287-322

Groves D.I., Ho S.E., McNaughton N.J., Mueller A.G., Perring C.S., Rock N.M.S. et Skwarnecki M.S. 1988: Genetic models for Archean lode-gold deposits in Western Australia. in Ho, S.E., Groves, D.I. (eds), *Advances in understanding Precambrian gold deposits*. The University of Western Australia Pub. No 12: 1-22

Groves D.I., Barley M.E., Cassidy K.C., Fare R.J., Hagemann S.G., Ho S.E., Hronsky J.M.A., Mikucki E.J., Mueller A.G., McNaughton N.J., Perring C.S., Ridley J.R., Vearncombr J.R. 1992: Sub-greenschist to granulite-hosted Archean lode-gold deposits of the Yilgarn craton: a depositional continuum from deep-sourced hydrothermal fluids in crustal-scale plumbing systems. in Glover, J.E., Ho, S.E. (compilers), *Third International Archean Symposium, Perth 1990, Proceedings Volume*. The University of Western Australia, Publication 22: 325-338

Harley S.L. 1984: An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contributions to*

Mineralogy and Petrology 86: 359-373

Harley S.L. et Green D.H. 1982: Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature* 300: 697-701

Henderson J.B. 1972: Sedimentology of Archean turbidites at Yellowknife, Northwest Territories. *Journal Canadien des Sciences de la Terre* 9: 882-902

Henderson J.B., Loveridge W.D. et Sullivan R.W. 1982: A U-Pb study of zircon from granitic basement beneath Yellowknife Supergroup, Point Lake, District of Mackenzie. *Current Research, part C. Commission Géologique du Canada, Paper 82-1C*: 173-178

Hodgson C.J. et MacGeehan P.J. 1982: A review of the geological characteristics of "gold only" deposits in the Superior Province of the Canadian Shield. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 24*: 211-228

Holland T.J.B. et Powell R. 1990: An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. *Journal of Metamorphic Geology* 8: 89-124

Hollister L.S. 1982: Metamorphic evidence for rapid (2 mm/yr) uplift of the central gneiss complex, Coast Mountains, B.C. Canadian Mineralogist 20: 319-332

Ishihara S. 1977: The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining Geology 27: 293-305

James H.L. 1954: Sedimentary facies of iron-formation. Economic Geology 49: 235-293

Jenkins C.L. et Brown A.C. 1993: Modèles génétiques pour les gisements d'or filonien archéens et examen du secteur aurifère à l'est de Val-d'Or à la lumière de ces modèles. Résumés des conférences du Séminaire d'information 1993 du MERQ. DV 93-03: 55-60

Jenner G.A., Fryer B.J. et McLennan S.M. 1981: Geochemistry of the Archean Yellowknife Supergroup. Geochimica Cosmochimica Acta 45: 1111-1129

Kerrick R. 1990: Mesothermal gold deposits: A critique of genetic hypotheses. dans Robert F., Sheahan P.A. et Green S.B. 1990: Greenstone gold and crustal evolution. NUNA Conference Volume, Geological Association of Canada: 13-31

Kerswill J.A. 1990: Models for iron formation - hosted gold deposits. dans 8^{ième} symposium de l'IAGOD. Programme et résumés: A270

Klein C. 1983: Diagenesis and metamorphism of Precambrian banded iron-formations. in Iron-formation: facts and problems. edited by Trendall A.F. and Morris R.C., Elsevier: 417-470

Krauskopf K.B. 1967: Introduction to geochemistry. McGraw-Hill: 721p.

Kretschmar U. et Scott S.D. 1976: Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. Canadian Mineralogist 14: 364-386

Lapointe B. 1985: Reconnaissance géologique de la région du lac Pailleraut, Nouveau-Québec. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, MB 85-73: 11p.

Lapointe B. 1988: Reconnaissance géologique de la région du Lac Lillois, Nouveau-Québec. Rapport Final. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, ET-88-11

Lapointe B. et Chown E.H. 1993: Gold-bearing iron-formation in

a granulite terrane of the Canadian Shield: A possible deep level expression of an Archean gold-mineralizing system. Mineralium Deposita 28: 191-197

Leake B.E. 1978: Nomenclature of amphiboles. Canadian Mineralogist 16: 501-520

Lepeltier C. 1969: A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation. Economic Geology 64: 538-550

Lhotka P.G. et Nesbitt B.E. 1989: Geology of unmineralized and gold-bearing iron formation, Contwoyto Lake - Point Lake region, Northwest Territories, Canada. Journal Canadien des Sciences de la Terre 26: 46-64

Lindsley D.H. 1983: Pyroxene thermometry. American Mineralogist 68: 477-493

Manikyamba C., Balaram V. et Naqvi S.M. 1993: Geochemical signatures of polygenetic origin of a banded iron formation (BIF) of the Archean Sandur greenstone belt (schist belt) Karnataka nucleus, India. Precambrian Research 61: 137-164

Macdonald A.J. 1983: The iron formation - gold association. Evidence from Geraldton area. dans The geology of gold in Ontario. Ontario geological Survey. MP 110: 75-83

Machado N. et Chevé S. 1991: U-Pb geochronology of the northeastern Ashuanipi Complex, Superior Province, Québec. Association Géologique du Canada, Programme et résumés 16: A78

McLennan S.M., Nance W.B. et Taylor S.R. 1980: Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. Geochimica and Cosmochimica Acta 44: 1833-1839

Mengel F.C. 1988: Thermotectonic evolution of the Proterozoic-Archean boundary in the Saglek area, northern Labrador. Thèse de Doctorat, Université Memorial, Terre-Neuve: 335p.

Mengel F.C. et Rivers T. 1990: The synmetamorphic P-T-t path of granulite-facies gneisses from the Torngat Orogen, and its bearing on their tectonic history. Geosciences Canada 17: 288-293

Meyn H.D. et Palonen P.A. 1980: Stratigraphy of an Archean

submarine fan. Precambrian Research 12: 257-285

Mikucki E.J., Groves D.I. et Cassidy K.F. 1990: Wallrock alteration in sub-amphibolite facies gold deposits. dans Ho S.E., Groves D.I. et Bennett J.M., (éditeurs): Gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia: nature, genesis and exploration guides. The University of Western Australia. Publication No. 20: 60-78

Miyano T. et Klein C. 1983: Phase relations of orthopyroxene, olivine, and grunerite in high-grade metamorphic iron-formation. American Mineralogist 68: 699-716.

Morey G.B. 1983: The Animikie basin. dans Trendall A.F. and Morris R.C.: Iron-formation: facts and problems. Elsevier

Morimoto N. 1988: Nomenclature of pyroxenes. American Mineralogist 73: 1123-1133

Moritz R.P. et Chevé S. 1991a: Fluid inclusions in the high grade metamorphic rocks of the Ashuanipi Complex, Eastern Superior Province. Association Géologique du Canada, Programme et résumés, 16, A85.

Moritz R.P. et Chevé S. 1991b: P-T conditions and relative timing of gold mineralization at Lac Lillois, Ashuanipi Complex, eastern Superior Province, Canada. in: Source, transport and deposition of metals. Pagel M. et Leroy J.L. eds. Balkema: 685-688

Moritz R.P. et Chevé S. 1992: Fluid-inclusion studies of high-grade metamorphic rocks of the Ashuanipi complex, eastern Superior Province: constraints on the P-T path and implications for gold metallogeny. Journal Canadien des Sciences de la Terre 29: 2309-2327

Mortensen J.K. et Percival J.A. 1987: U-Pb zircon and Monazite geochronology of the Lac Clairambault area, Ashuanipi complex, Quebec. Geological Survey of Canada, Paper 87-2

Mueller A.G. 1988: Archean gold-silver deposits with prominent calc-silicate alteration in the Southern Cross greenstone belt, Western Australia: Analogues of Phanerozoic skarn deposits. in Ho, S.E., Groves, D.I. (eds), Advances in understanding Precambrian gold deposits. The University of Western Australia Pub. No 12: 141-163

Mueller A.G. et Groves D.I. 1991: The classification of Western

Australian greenstone-hosted gold deposits according to wallrock-alteration assemblages. Ore Geology Reviews 6: 291-331

Naqvi S.M., Condie K.C. et Allen P. 1983: Geochemistry of some unusual early Archean sediments from Dharwar Craton, India. Precambrian Research 22: 125-147.

Nesbitt B.E., Murowchick J.B. et Muehlenbachs K. 1986: Dual origin of lode gold deposits in the Canadian Cordillera. Geology 14: 506-509

Neumayr P., Cabri L.J., Groves D.I., Mikucki E.J. et Jackman J.A. 1993: The mineralogical distribution of gold and relative timing of gold mineralization in two Archean settings of high metamorphic grade in Australia. Canadian Mineralogist 31: 711-725

Newton R.C. 1986: Fluids of granulite facies metamorphism. dans Fluid-rock interactions during metamorphism. Advances in Physical Geochemistry Volume 5, J.V. Walther et B.J. Wood (eds.), Springer-Verlag: 36-59

Oberthür T., Saager R. et Tomschi H.P. 1990: Geological, mineralogical and geochemical aspects of Archean banded

iron-formation-hosted gold deposits: Some examples from Southern Africa. *Mineralium Deposita* 25: S125-S135

Pattison D.R.M. et Bégin N.J. 1994: Zoning patterns in orthopyroxene and garnet in granulites: implications for geothermometry. *Journal of Metamorphic Geology* 12: 387-410

Perchuk L.L. et Lavrent'eva I.V. 1983: Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. dans *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. Saxena S.K. (ed.), Springer-Verlag: 199-240

Percival J.A. 1987: Geology of the Ashuanipi granulite complex in the Schefferville area, Quebec. dans *Current Research, Part A*, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A: 1-10

Percival J.A. 1988: Accretionary origin for the late Archean Ashuanipi Complex of Canada *dans* The deep continental crust of South India. *Journal of the Geological Society of India*, 31 (1): 106-108

Percival J.A. 1989: Melt-induced fluid pumping and the source of CO₂ in granulites. dans *Fluid movements: element transport and the composition of the deep crust*. D. Bridgwater (ed.),

Kluwer: 61-69

Percival J.A. 1991: Granulite-facies metamorphism and crustal magmatism in the Ashuanipi Complex, Québec-Labrador, Canada. *Journal of Petrology* 32: 1261-1297

Percival J.A. et Girard R. 1988: Structural character and history of the Ashuanipi Complex in the Schefferville area, Québec-Labrador. *Commission Géologique du Canada Papier* 88-1A: 51-60

Percival J.A., Mortensen J.K., Stern R.A., Card K.D. et Bégin N.J. 1992: Giant granulite terranes of northeastern Superior Province: the Ashuanipi complex and Minto block. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 29: 2287-2308

Perring C.S., Barley M.E., Cassidy K.F., Groves D.I., 1989: The association of linear orogenic belt, mantle-crustal magmatism, and Archean gold mineralization in the Eastern Yilgarn Block of Western Australia. *Economic Geology Monograph* 6: 571-584

Perring C.S., Groves D.I. et Shellabear J.N. 1990: Ore geochemistry. in Ho, S.E., Groves, D.I., Bennett, J.M.: Gold deposits of the Archean Yilgarn block, Western Australia:

Nature, genesis, and exploration guides. The University of Western Australia, Publication 20: 93-100

Potter R.W. et Brown D.L. 1977: The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 500°C at pressures up to 2000 bars based on a regression of the available literature data. U.S. Geological Survey. Open File Report #75-636: 31 pp.

Powell R. et Holland T.J.B. 1988: An internally consistent dataset with uncertainties and correlations. 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. Journal of Metamorphic Geology 6: 173-204

Powell R., Will T.M. et Phillips G.N. 1991: Metamorphism in Archean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. Journal of Metamorphic Geology 9:141-150

Powers R.E. et Bohlen S.R. 1985: The role of synmetamorphic igneous rocks in the metamorphism and partial melting of metasediments, Northwest Adirondacks. Contributions to Mineralogy and Petrology 90: 401-409

Ramsay J.G. 1967: Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill.
568 p.

Renders P.J. et Seward T.M. 1989: The adsorption of thio gold complexes by amorphous As_2S_3 and Sb_2S_3 at 25 and 90°C. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 53: 255-267

Robert F., Sheahan P.A. et Green S.B. 1990: Greenstone gold and crustal evolution. NUNA Conference Volume, Geological Association of Canada: 252p.

Rollinson H.R. et Windley B.F. 1980: Selective elemental depletion during metamorphism of archaean granulites, Scourie, NW Scotland. *Contributions to Mineralogy et Petrology* 72: 257-263

Rudnick R.L., McLennan S.M. et Taylor S.R. 1985: Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 49: 1645-1655

Rye D.M. et Rye R.O. 1974: Homestake gold mine, South Dakota: Stable isotope studied. *Economic Geology* 69: 293-317

Saager R. et Sinclair A.J. 1974: Factor analysis of stream

sediment geochemical data from the Mount Nansen area, Yukon Territory, Canada. Mineralium Deposita 9: 243-252

Sandiford M. et Powell R. 1986: Pyroxene exsolution in granulites from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica: Evidence for 1000°C metamorphic temperatures in Archean continental crust. American Mineralogist 71: 946-954

Sawyer E.W. 1986: The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada. Chemical Geology 6: 445-473

Sawyer E.W. et Korneliussen A. 1989: The geochemistry of Lower Proterozoic siliciclastic turbidites from the Rombak window: Implications for palaeogeography and tectonic settings. Commission Géologique de Norvège Bulletin

Schaufelberger F.A. 1993: The inclusion of gold in pyrite, arsenopyrite, loellingite and native arsenic, during the hydrothermal genesis of these minerals from ferrous sulfosalt solution. en publication

Schoonen M.A.A. et Barnes H.L. 1991: Mechanisms of pyrite and

marcasite formation from solution: III. Hydrothermal processes. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 55: 3491-3504

See J. 1994: L'analyse des inclusions fluides et magmatiques des dépôts aurifères dans la région du Lac Shortt, Abitibi, Québec: l'interprétation thermodynamique et métallogénique du rôle des fluides minéralisants à l'Archéen. Thèse de Doctorat. Université du Québec à Chicoutimi: 240 p.

Sharp Z.D., Essene E.J. et Kelly W.C. 1985: A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages. *Canadian Mineralogist* 23: 517-534

Sinclair A.J. 1983: Univariate analysis. dans Howarth R.J. (ed) *Statistics and data analysis in geochemical prospecting*. Elsevier: 59-82

Spear F.S. 1991: On the interpretation of peak metamorphic temperature in the light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology* 9: 379-388

Spry A. 1969: *Metamorphic textures*. Pergamon Press, 350 p.

Steltenpohl M.G. et Bartley J.M. 1987: Thermobarometric profile through the Caledonian nappe stack of Western Ofoten, North Norway. Contributions to Mineralogy and Petrology 96: 93-103

Stevenson I.M., 1962: Lac Bazil, Québec. Feuille 23J(W). Commission Géologique du Canada. Étude 62-37.

Taylor R.P. et Fryer B.J. 1982: Rare earth element geochemistry as an aid to interpreting hydrothermal ore deposits. dans A.M. Evans (Éditeur), Metallization associated with acid magmatism, Volume 6. Wiley, Londre 385pp.

Taylor R.P. et Fryer B.J. 1983: Rare earth lithogeochemistry of granitoid mineral deposits. CIM Bulletin 76: 74-84

Taylor S.R. et McLennan S.M. 1985: The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications: 312p.

Taylor S.R., Rudnick R.L., McLennan S.M. et Erikson K.A. 1986: Rare earth element patterns in Archean high-grade metasediments and their tectonic significance. Geochimica and Cosmochimica Acta 50: 2267-2279

Thompson A.B. et England P.C. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their influence and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology* 25: 929-955

Trendall A.F. 1983: Introduction. in *Iron-formation: facts and problems*. edited by Trendall A.F. and Morris R.C., Elsevier

Vaniman D.T., Pipake J.J. et Labotka J. 1980: Contact metamorphic effects of the Stillwater Complex, Montana: The concordant iron formation. *American Mineralogist* 65: 1087-1102

Weaver B.L. et Tarney J. 1981: Lewisian gneiss geochemistry and Archaean crustal development models. *Earth and Planetary Science Letters* 55: 171-180

Whitford D.J., Korsch M.J., Porritt P.M. et Craven S.J. 1988: Rare-earth element mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que River, Tasmania, Australia. *Chemical Geology* 68: 105-119

Wickham S.M. 1987: Crustal anatexis and granite petrogenesis during low-pressure regional metamorphism: the Trois-Seigneurs massif, Pyrenees, France. *Journal of Petrology* 28: 127-169

Winkler H.G.F. 1979: Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag: 348p.

Wood B.J. et Walther J.V. 1986. Fluid flow during metamorphism and its implications for fluid-rock ratios. dans Fluid-rock interactions during metamorphism. Advances in Physical Geochemistry, Volume 5, J.V. Walther et B.J. Wood (eds.), Springer-Verlag: 89-108

Wu X., Delbove F. et Touray J.C. 1990: Conditions of formation of gold-bearing arsenopyrite: a comparison of synthetic crystal with samples from Le Châtelet gold deposit, Creuse, France. Mineralium Deposita 25: S8-S12

Wyllie P.J. 1983: Experimental studies on biotite- and muscovite-granites and some crustal magmatic sources. dans Migmatites, melting and metamorphism. M.P. Atherton et C.D. Gribble (eds.), Shiva: 12-26

Yardley B.W.D. 1989: An introduction to metamorphic petrology. Longman: 248p.

Young G.M. et Nesbitt H.W. 1983: Major element geochemistry of world ocean muds and paleoclimatic interpretation of mudstone.

Association Géologique du Canada. Programme et résumés 8: A76

Zhang Y. et Frantz J.D. 1987: Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system $\text{NaCl-KCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology* 64: 335-350

Zhou Y., Chown E.H., Guha J., Lu H. et Tu G. 1994: Hydrothermal origin of Late Proterozoic bedded chert at Gusui, Guangdong, China: petrological and geological evidence. *Sedimentology* 41: 605-619

ANNEXE 1

La composition des minéraux telle que déterminée à la microsonde électronique CAMEBAX de l'Université McGill. Le voltage d'accélération était de 15 Kv et le courant sur l'échantillon de 8 nA. Le temps de comptage était de 25 secondes par éléments par la méthode de la longueur d'onde du rayon X. Les sections minces et polies ont été préparées au laboratoire pétrographique de l'UQAC.

#	TF-1-6a	TF-1-6b	TF-1-8	TF-3-4	TF-3-6	TF-3-15a	TF-3-15b	TF-3-15c	BL-2047a	BL-2047b
SiO ₂	0.3739	0.3748	0.3721	0.3800	0.3613	0.3747	0.3736	0.3771	0.3755	0.3721
TiO ₂	0.0473	0.0469	0.0554	0.0437	0.0344	0.0647	0.0622	0.0659	0.0441	0.0489
Al ₂ O ₃	0.1477	0.1501	0.1421	0.1513	0.1287	0.1596	0.1612	0.1563	0.1553	0.1547
FeO	0.1660	0.1580	0.1801	0.1225	0.2431	0.1268	0.1315	0.1311	0.1114	0.1240
MnO	0.0000	0.0003	0.0000	0.0004	0.0004	0.0003	0.0001	0.0000	0.0006	0.0002
MgO	0.1263	0.1354	0.1191	0.1616	0.0994	0.1326	0.1314	0.1290	0.1623	0.1514
CaO	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000
Na ₂ O	0.0013	0.0018	0.0012	0.0009	0.0004	0.0021	0.0015	0.0016	0.0008	0.0009
K ₂ O	0.1026	0.1016	0.1035	0.1058	0.0955	0.1044	0.1022	0.1032	0.1037	0.1038
OH ₂	0.0401	0.0405	0.0401	0.0410	0.0385	0.0409	0.0408	0.0408	0.0407	0.0405
TOTAL	1.0053	1.0094	1.0136	1.0041	1.0017	1.0062	1.0045	1.0049	0.9945	0.9965

Nombre d'ions sur la base de 22 oxygènes

Si	5.5806	5.5475	5.5530	5.5531	5.6166	5.4900	5.4851	5.5346	5.5272	5.5017
Ti	0.5310	0.5215	0.6219	0.4805	0.4023	0.7125	0.6870	0.7273	0.4880	0.5438
Al	2.5989	2.6191	2.4989	2.6065	2.3578	2.7565	2.7891	2.7035	2.6946	2.6953
Fe	2.0719	1.9556	2.2481	1.4974	3.1605	1.5539	1.6148	1.6091	1.3711	1.5329
Mn	0.0000	0.0034	0.0000	0.0054	0.0054	0.0037	0.0016	0.0000	0.0077	0.0026
Mg	2.8094	2.9876	2.6498	3.5198	2.3028	2.8959	2.8762	2.8212	3.5609	3.3374
Ca	0.0011	0.0000	0.0004	0.0000	0.0026	0.0000	0.0000	0.0000	0.0020	0.0000
Na	0.0367	0.0522	0.0335	0.0256	0.0118	0.0605	0.0418	0.0464	0.0215	0.0247
K	1.9529	1.9185	1.9707	1.9724	1.8934	1.9503	1.9146	1.9323	1.9478	1.9587
OH	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
TOTAL	17.5824	17.6054	17.5764	17.6608	17.7533	17.4233	17.4102	17.3744	17.6208	17.5972

COMPOSITION DES GRENATS A LA MICROSONDE

#	TF-1-1	TF-1-5a	TF-1-5b	TF-1-5c	TF-1-5d	TF-1-5e	TF-1-6a	TF-1-6b	TF-1-6c	TF-1-6d	TF-1-8a	TF-1-8b	TF-1-8c	TF-1-8d
SiO ₂	0.3894	0.3809	0.3795	0.3767	0.3734	0.3771	0.3822	0.3856	0.3878	0.3857	0.3776	0.3740	0.3767	0.3748
TiO ₂	0.0002	0.0007	0.0004	0.0002	0.0007	0.0004	0.0002	0.0003	0.0003	0.0003	0.0004	0.0000	0.0006	0.0000
Al ₂ O ₃	0.2190	0.2071	0.2064	0.2072	0.2081	0.2083	0.2089	0.2093	0.2086	0.2094	0.2102	0.2094	0.2102	0.2094
Fe+2	0.2787	0.3286	0.3163	0.3258	0.3246	0.3234	0.3284	0.3228	0.3145	0.3187	0.3245	0.3298	0.3187	0.3173
Fe+3	0.0038	0.0102	0.0079	0.0075	0.0038	0.0053	0.0078	0.0078	0.0150	0.0099	0.0064	0.0046	0.0063	0.0054
MnO	0.0059	0.0025	0.0029	0.0029	0.0027	0.0019	0.0076	0.0066	0.0069	0.0055	0.0072	0.0075	0.0064	0.0064
MgO	0.0979	0.0346	0.0334	0.0337	0.0266	0.0337	0.0446	0.0473	0.0548	0.0538	0.0495	0.0424	0.0520	0.0482
CaO	0.0092	0.0444	0.0488	0.0450	0.0551	0.0469	0.0251	0.0249	0.0244	0.0244	0.0279	0.0292	0.0304	0.0330
TOTAL	1.0041	1.0091	0.9956	0.9990	0.9950	0.9970	1.0048	1.0046	1.0088	1.0076	1.0037	0.9969	1.0014	0.9945
Nombre d'ions sur la base de 24 oxygènes														
Si	5.9734	6.0270	6.0608	6.0193	6.0045	6.0262	0.0020	6.0754	0.0644	6.0461	5.9775	5.9840	5.9669	5.9806
Ti	0.0021	0.0085	0.0050	0.0022	0.0081	0.0050	6.0452	0.0034	0.0035	0.0033	0.0052	0.0000	0.0075	0.0004
Al	3.9595	3.8623	3.8859	3.9022	3.9436	3.9238	3.8943	3.8862	3.8457	3.8686	3.9220	3.9474	3.9238	3.9390
Fe+2	3.5757	4.3478	4.2247	4.3536	4.3645	4.3229	4.3438	4.2536	4.1135	4.1786	4.2964	4.4123	4.2209	4.2343
Fe+3	0.0435	0.1217	0.0945	0.0904	0.0459	0.0643	0.0929	0.0928	0.1355	0.1166	0.0767	0.0556	0.0746	0.0643
Mn	0.0763	0.0341	0.0397	0.0393	0.0373	0.0252	0.4252	0.0881	0.0912	0.0729	0.0966	0.1013	0.0857	0.0864
Mg	2.2379	0.8157	0.7950	0.8028	0.6374	0.8026	0.1017	1.1102	1.2767	1.2570	1.1680	1.0110	1.2283	1.1464
Ca	0.1520	0.7528	0.8359	0.7696	0.9490	0.8024	1.0516	0.4197	0.4084	0.4102	0.4730	0.5003	0.5160	0.5634
TOTAL	16.0210	15.9700	15.9420	15.9800	15.9900	15.9720	15.9570	15.9290	15.9390	15.9540	16.0150	16.0120	16.0240	16.0150
AL	0.5919	0.7313	0.7170	0.7300	0.7294	0.7265	0.7336	0.7247	0.6987	0.7062	0.7124	0.7323	0.6981	0.7022
PY	0.3705	0.1372	0.1349	0.1346	0.1065	0.1349	0.1776	0.1891	0.2168	0.2125	0.1937	0.1678	0.2031	0.1901
SP	0.0126	0.0057	0.0067	0.0066	0.0062	0.0042	0.0172	0.0150	0.0155	0.0123	0.0160	0.0168	0.0142	0.0143
GR	0.0138	0.0938	0.1165	0.1057	0.1451	0.1174	0.0478	0.0469	0.0339	0.0389	0.0581	0.0692	0.0649	0.0773
AD	0.0111	0.0320	0.0248	0.0231	0.0127	0.0170	0.0238	0.0242	0.0351	0.0301	0.0199	0.0138	0.0196	0.0161

COMPOSITION DES GRENATS A LA MICROSONDE

#	TF-1-11a	TF-1-11b	TF-1-11c	TF-3-4a	TF-3-4b	TF-3-4c	TF-3-6a	TF-3-6b	TF-3-6c	TF-3-6d	TF-3-15a	TF-3-15b	TF-3-15c
SiO ₂	0.3890	0.3895	0.3891	0.3860	0.3791	0.3897	0.3793	0.3777	0.3790	0.3827	0.3771	0.3832	0.3898
TiO ₂	0.0005	0.0002	0.0003	0.0001	0.0001	0.0002	0.0002	0.0005	0.0001	0.0006	0.0002	0.0004	0.0005
Al ₂ O ₃	0.2133	0.2132	0.2122	0.2134	0.2132	0.2144	0.2073	0.2090	0.2062	0.2082	0.2146	0.2120	0.2149
Fe+2	0.2745	0.2830	0.2921	0.2950	0.3200	0.2990	0.3238	0.3277	0.3242	0.3244	0.2881	0.3108	0.2812
Fe+3	0.0084	0.0085	0.0075	0.0077	0.0025	0.0083	0.0075	0.0054	0.0097	0.0093	0.0029	0.0044	0.0060
MnO	0.0096	0.0094	0.0094	0.0081	0.0096	0.0090	0.0022	0.0026	0.0025	0.0022	0.0073	0.0088	0.0079
MgO	0.0882	0.0827	0.0747	0.0795	0.0609	0.0778	0.0356	0.0367	0.0358	0.0384	0.0868	0.0649	0.0866
CaO	0.0152	0.0149	0.0141	0.0130	0.0133	0.0129	0.0424	0.0408	0.0424	0.0422	0.0115	0.0120	0.0128
TOTAL	0.9988	1.0013	0.9993	1.0028	0.9985	1.0113	0.9984	1.0004	0.9998	1.0080	0.9886	0.9965	0.9996
Nombre d'ions sur la base de 24 oxygènes													
Si	6.0196	6.0323	6.0596	5.9986	5.9898	6.0121	6.0464	6.0168	6.0408	6.0403	5.9303	6.0350	6.0291
Ti	0.0058	0.0021	0.0033	0.0010	0.0010	0.0025	0.0024	0.0060	0.0010	0.0065	0.0022	0.0043	0.0052
Al	3.8907	3.8909	3.8949	3.9082	3.9715	3.8980	3.8960	3.9245	3.8729	3.8723	3.9781	3.9352	3.9175
Fe+2	3.5520	3.6649	3.8039	3.8345	4.2280	3.8574	4.3176	4.3658	4.3213	4.2825	3.7890	4.0935	3.6368
Fe+3	0.0980	0.0990	0.0876	0.0905	0.0291	0.0959	0.0902	0.0645	0.1164	0.1109	0.0345	0.0516	0.0697
Mn	0.1261	0.1228	0.1243	0.1073	0.1282	0.1179	0.0302	0.0350	0.0333	0.0295	0.0972	0.1175	0.1032
Mg	2.0345	1.9095	1.7349	1.8414	1.4333	1.7889	0.8468	0.8709	0.8517	0.9031	2.0345	1.5243	1.9961
Ca	0.2512	0.2466	0.2349	0.2172	0.2255	0.2132	0.7240	0.6966	0.7238	0.7139	0.1931	0.2033	0.2122
TOTAL	15.9780	15.9680	15.9430	15.9970	16.0060	15.9860	15.9550	15.9800	15.9610	15.9590	16.0588	15.9647	15.9697
AL	0.5959	0.6167	0.6452	0.6391	0.7030	0.6455	0.7297	0.7319	0.7288	0.7228	0.6199	0.6896	0.6117
PY	0.3413	0.3216	0.2942	0.3069	0.2383	0.2993	0.1431	0.1460	0.1436	0.1524	0.3328	0.2568	0.3358
SP	0.0212	0.0207	0.0211	0.0179	0.0213	0.0197	0.0051	0.0059	0.0056	0.0050	0.0159	0.0198	0.0174
GR	0.0160	0.0160	0.0167	0.0133	0.0300	0.0110	0.0989	0.0991	0.0924	0.0908	0.0226	0.0201	0.0168
AD	0.0255	0.0253	0.0228	0.0228	0.0074	0.0245	0.0232	0.0171	0.0296	0.0291	0.0088	0.0137	0.0184

COMPOSITION DES GRENATS A LA MICROSONDE

#	128-Aa	128-Ab	128-Ba	128-Bb	128-Bc	BL-0-53a	BL-0-53b	BL-0-53c	BL-43a	BL-43b	BL-43c	BL-1144a	BL-1144b
SiO ₂	0.3743	0.3714	0.3709	0.3749	0.3720	0.3691	0.3711	0.3695	0.3753	0.3772	0.3773	0.3713	0.3692
TiO ₂	0.0003	0.0001	0.0010	0.0006	0.0009	0.0004	0.0008	0.0008	0.0000	0.0002	0.0002	0.0005	0.0002
Al ₂ O ₃	0.2049	0.2059	0.2049	0.2057	0.2058	0.2060	0.2069	0.2057	0.1999	0.2038	0.2006	0.2037	0.2012
Fe+2	0.3183	0.3288	0.3208	0.3205	0.3259	0.3219	0.3228	0.3237	0.2688	0.2778	0.2673	0.3239	0.3244
Fe+3	0.0103	0.0084	0.0066	0.0065	0.0062	0.0047	0.0051	0.0059	0.0189	0.0156	0.0202	0.0092	0.0119
MnO	0.0057	0.0073	0.0041	0.0036	0.0043	0.0054	0.0050	0.0057	0.0086	0.0081	0.0083	0.0050	0.0056
MgO	0.0070	0.0045	0.0131	0.0125	0.0094	0.0098	0.0091	0.0114	0.0057	0.0065	0.0057	0.0082	0.0060
CaO	0.0863	0.0820	0.0741	0.0733	0.0759	0.0781	0.0770	0.0758	0.1244	0.1213	0.1296	0.0780	0.0790
TOTAL	1.0071	1.0083	0.9955	0.9976	1.0004	0.9948	0.9999	0.9977	1.0029	1.0115	1.0098	0.9998	0.9975
Nombre d'ions sur la base de 24 oxygènes													
Si	6.0015	5.9729	5.9995	6.0384	6.0002	5.9871	5.9828	5.9795	6.0045	5.9869	5.9938	6.0150	5.9969
Ti	0.0030	0.0012	0.0120	0.0067	0.0105	0.0053	0.0091	0.0093	0.0000	0.0024	0.0022	0.0061	0.0026
Al	3.8711	3.9029	3.9064	3.9042	3.9129	3.9385	3.9310	3.9220	3.7700	3.8123	3.7569	3.8802	3.8523
Fe+2	4.2674	4.4227	4.3395	4.3174	4.3963	4.3666	4.3521	4.3807	3.5964	3.6878	3.5518	4.3779	4.4063
Fe+3	0.1246	0.1012	0.0798	0.0793	0.0748	0.0579	0.0622	0.0716	0.2277	0.1868	0.2411	0.1121	0.1449
Mn	0.0780	0.0989	0.0564	0.0497	0.0591	0.0745	0.0681	0.0775	0.1164	0.1083	0.1119	0.0682	0.0767
Mg	0.1664	0.1085	0.3158	0.2997	0.2264	0.2193	0.2734	0.2567	0.1368	0.1530	0.1339	0.1973	0.1445
Ca	1.4829	1.4129	1.2834	1.2653	1.3126	1.3577	1.3304	1.3143	2.1319	2.0622	2.2057	1.3503	1.3750
TOTAL	15.9951	16.0212	15.9928	15.9607	15.9929	16.0069	16.0090	16.0118	15.9907	16.0057	16.0008	15.9937	15.9993
AL	0.7121	0.7320	0.7247	0.7283	0.7342	0.7260	0.7231	0.7272	0.6013	0.6136	0.5918	0.7309	0.7343
PY	0.0278	0.0180	0.0527	0.0506	0.0378	0.0365	0.0454	0.0426	0.0229	0.0255	0.0223	0.0329	0.0241
SP	0.0130	0.0164	0.0094	0.0084	0.0099	0.0124	0.0113	0.0129	0.0195	0.0180	0.0186	0.0114	0.0128
GR	0.2155	0.2084	0.1913	0.1917	0.1978	0.2100	0.2033	0.1980	0.2993	0.2959	0.3067	0.1958	0.1922
AD	0.0316	0.0253	0.0218	0.0211	0.0203	0.0152	0.0169	0.0192	0.0571	0.0470	0.0606	0.0290	0.0366

COMPOSITION DES GRENATS A LA MICROSONDE

#	BL-1315. BL-2047a BL-2047b		
SiO ₂	0.3707	0.3881	0.3909
TiO ₂	0.0000	0.0003	0.0004
Al ₂ O ₃	0.2002	0.2148	0.2173
Fe+2	0.3212	0.2850	0.2665
Fe+3	0.0145	0.0066	0.0062
MnO	0.0014	0.0066	0.0054
MgO	0.0033	0.0902	0.1054
CaO	0.0890	0.0078	0.0075
TOTAL	1.0003	0.9995	0.9997

Nombre d'ions sur la base de 24 oxygènes			
Si	6.0032	6.0066	5.9894
Ti	0.0000	0.0033	0.0050
Al	3.8217	3.9171	3.9243
Fe+2	4.3503	3.6889	3.4146
Fe+3	0.1770	0.0772	0.0720
Mn	0.0195	0.0865	0.0702
Mg	0.0788	2.0815	2.4063
Ca	1.5444	0.1295	0.1233
TOTAL	15.9950	15.9905	16.0051

AL	0.7259	0.6164	0.5680
PY	0.0132	0.3478	0.4003
SP	0.0033	0.0145	0.0117
GR	0.2134	0.0015	0.0013
AD	0.0443	0.0198	0.0187

#	hornblende		tremolite	
	BL-128B	BL-128B	L2-0-53B	L2-0-53b
SiO2	0.4504	0.4641	0.4068	0.4926
TiO2	0.0031	0.0039	0.0143	0.0005
Al2O3	0.0707	0.0567	0.1125	0.0046
FeO	0.2834	0.2834	0.2807	0.4060
MnO	0.0005	0.0006	0.0004	0.0017
MgO	0.0569	0.0649	0.0383	0.0568
CaO	0.1061	0.1082	0.1121	0.0144
Na2O	0.0115	0.0100	0.0151	0.0000
K2O	0.0020	0.0046	0.0197	0.0020
OH2	0.0193	0.0195	0.0192	0.0187
TOTAL	1.0038	1.0159	1.0193	0.9973

Nombre d'ions sur la base de 23 oxygènes

Si	7.0048	7.1295	6.3487	7.8869
Ti	0.0363	0.0451	0.1676	0.0058
Al	1.2960	1.0263	2.0698	0.0877
Fe	3.6866	3.6409	3.6640	5.4358
Mn	0.0063	0.0084	0.0056	0.0224
Mg	1.3195	1.4864	0.8917	1.3552
Ca	1.7673	1.7804	1.8754	0.2472
Na	0.3467	0.2979	0.4568	0.0000
K	0.0387	0.0892	0.3923	0.0418
OH2	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
TOTAL	16.5022	16.5043	16.8719	16.0829

#	1315J	2109-C
SiO ₂	0.3052	0.3072
TiO ₂	0.0002	0.0003
Al ₂ O ₃	0.0000	0.0000
FeO	0.6935	0.6805
MnO	0.0009	0.0008
MgO	0.0129	0.0163
CaO	0.0004	0.0003
Na ₂ O	0.0005	
K ₂ O	0.0000	
TOTAL	1.0135	1.0055

Base de 4 oxygènes

Si	1.0076	1.0161
Ti	0.0005	0.0007
Al	0.0000	0.0000
Fe	1.9146	1.8824
Mn	0.0024	0.0022
Mg	0.0634	0.0804
Ca	0.0014	0.0009
Na	0.0034	
K	0.0000	
TOTAL	2.9933	2.9829

FO	0.0320	0.0409
FA	0.9680	0.9591

COMPOSITIONS DES ORTHOPYROXENES A LA MICROSONDE

#	TF-1-3	TF-1-5A	TF-1-5B	TF-1-6	TF-1-8A	TF-1-8B	TF-1-11	TF-3-4	TF-3-6	128-Ba	128-Bb	Canoe a L-1144-B	L2-53B	
SiO2	0.5135	0.4903	0.4763	0.5083	0.5072	0.5078	0.4866	0.5181	0.4974	0.4838	0.4723	0.4843	0.4753	0.4827
TiO2	0.0015	0.0014	0.0012	0.0006	0.0005	0.0011	0.0015	0.0009	0.0010	0.0018	0.0017	0.0001	0.0003	0.0013
Al2O3	0.0349	0.0103	0.0102	0.0209	0.0214	0.0142	0.0512	0.0323	0.0133	0.0111	0.0107	0.0108	0.0019	0.0031
FeO	0.2690	0.3808	0.3701	0.3063	0.3079	0.3059	0.2643	0.2598	0.3616	0.3460	0.3878	0.3987	0.4652	0.4492
MnO		0.0008	0.0050	0.0017	0.0023	0.0022	0.0029	0.0021	0.0005	0.0010	0.0018	0.0028	0.0023	0.0022
MgO	0.1837	0.1153	0.1238	0.1678	0.1644	0.1704	0.1873	0.2015	0.1231	0.0526	0.0561	0.0967	0.0547	0.0581
CaO	0.0012	0.0075	0.0055	0.0022	0.0039	0.0026	0.0013	0.0011	0.0088	0.1140	0.0764	0.0184	0.0065	0.0066
Na2O	0.0001	0.0000	0.0001	0.0002	0.0000	0.0000	0.0002	0.0001	0.0004	0.0012	0.0008	0.0005	0.0000	0.0003
K2O	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0001	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000
TOTAL	1.0038	1.0063	0.9876	1.0079	1.0076	1.0043	0.9955	1.0161	1.0061	1.0115	1.0077	1.0120	1.0062	1.0036
Nombre d'ions sur la base de 6 oxygènes														
Si	1.9364	1.9614	1.9403	1.9492	1.9486	1.9570	1.8589	1.9241	1.9687	1.9588	1.9433	1.9532	1.9888	2.0049
Ti	0.0043	0.0041	0.0037	0.0017	0.0014	0.0031	0.0043	0.0026	0.0030	0.0053	0.0054	0.0002	0.0009	0.0041
Al	0.1551	0.0485	0.0489	0.0944	0.0971	0.0643	0.2307	0.1413	0.0619	0.0549	0.0517	0.0516	0.0094	0.0150
Fe	0.8483	1.2738	1.2608	0.9822	0.9892	0.9859	0.8445	0.8070	1.1969	1.1716	1.3341	1.3447	1.6277	1.5606
Mn		0.0028	0.0017	0.0054	0.0074	0.0072	0.0094	0.0067	0.0015	0.0035	0.0063	0.0097	0.0082	0.0079
Mg	1.0323	0.6872	0.7515	0.9592	0.9412	0.9789	1.0668	1.1156	0.7262	0.3173	0.3443	0.5797	0.3411	0.3598
Ca	0.0047	0.0320	0.0241	0.0089	0.0162	0.0109	0.0054	0.0043	0.0373	0.4948	0.3366	0.0797	0.0290	0.0296
Na	0.0006	0.0000	0.0007	0.0012	0.0000	0.0000	0.0013	0.0011	0.0032	0.0092	0.0067	0.0036	0.0000	0.0027
K	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0004	0.0005	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000	0.0000
TOTAL	3.9817	4.0101	4.0316	4.0021	4.0011	4.0073	4.0219	4.0031	3.9986	4.0136	4.0288	4.0223	4.0053	3.9845
WO	0.0025	0.0160	0.0118	0.0046	0.0083	0.0055	0.0028	0.0022	0.0190	0.2490	0.1665	0.0396	0.0144	0.0151
EN	0.5476	0.3443	0.3687	0.4905	0.4817	0.4936	0.5539	0.5770	0.3701	0.1597	0.1703	0.2879	0.1701	0.1838
FS	0.4500	0.6396	0.6195	0.5050	0.5100	0.5008	0.4433	0.4208	0.6108	0.5913	0.6631	0.6726	0.8155	0.8011

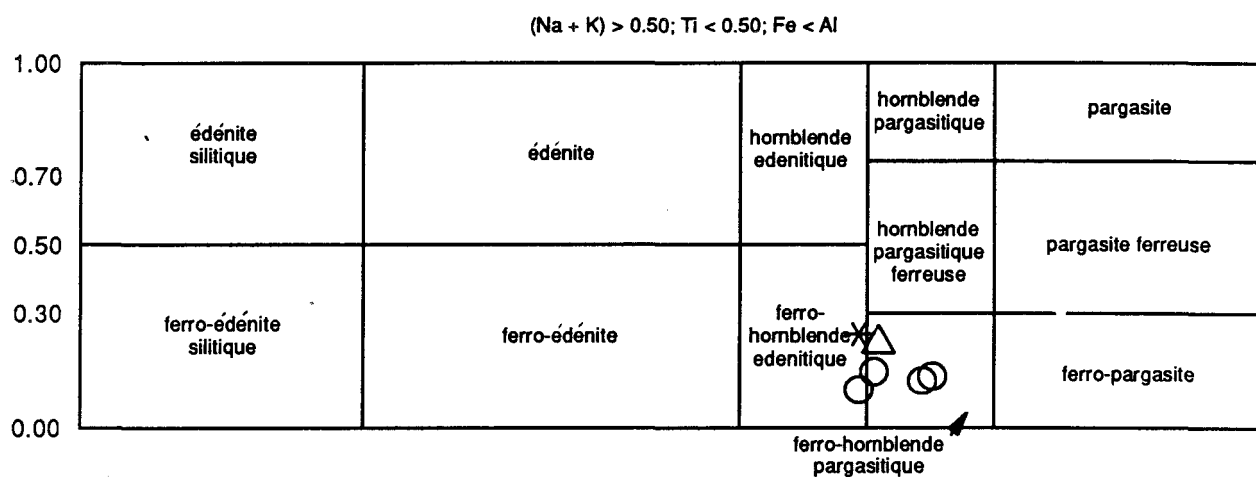
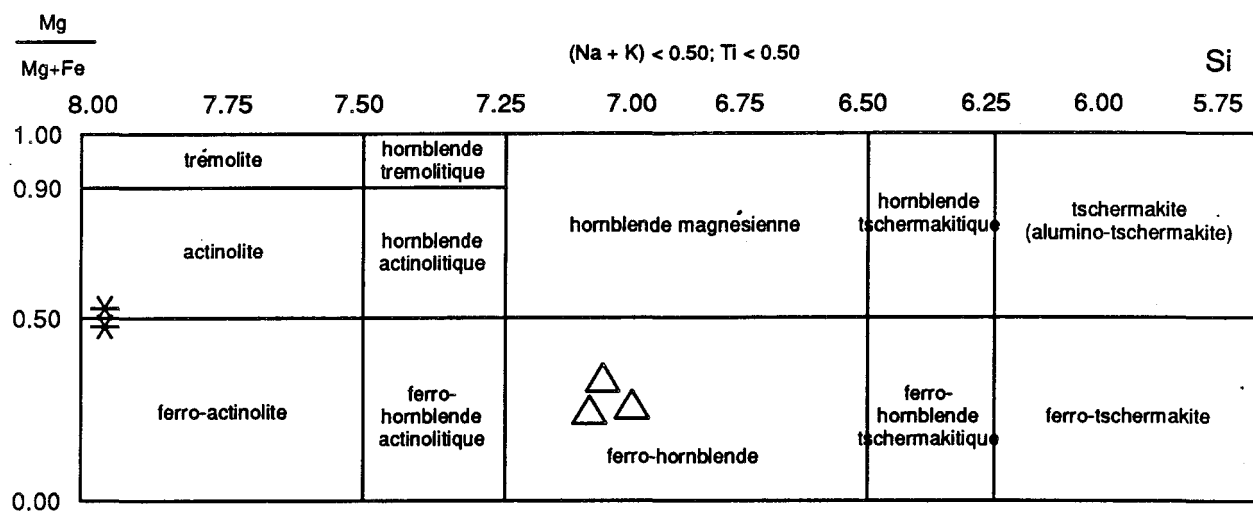
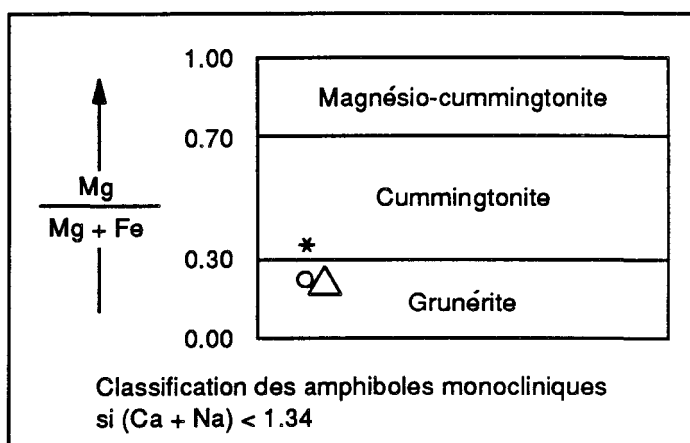
COMPOSITION DES CLINOPYROXENES A LA MICROSONDE

#	1315JBL	128Aa	BL-128Ab	BL-128Ac	BL-128Ba	BL-128Bb	BL2-53B	Canoe b	Canoe c	BL-43a	BL-43b	BL-43c	2109C	1144-B
SiO ₂	0.4821	0.4807	0.4852	0.4803	0.4883	0.4879	0.4930	0.4835	0.4977	0.4814	0.4869	0.4894	0.4883	0.4927
TiO ₂	0.0002	0.0007	0.0009	0.0006	0.0024	0.0030	0.0019	0.0011	0.0005	0.0001	0.0004	0.0000	0.0010	0.0006
Al ₂ O ₃	0.0096	0.0118	0.0147	0.0161	0.0164	0.0151	0.0124	0.0235	0.0162	0.0193	0.0211	0.0195	0.0133	0.0067
FeO	0.2834	0.2578	0.2614	0.2608	0.2341	0.2498	0.2472	0.1996	0.1960	0.2517	0.2610	0.2561	0.2693	0.2592
MnO	0.0006	0.0014	0.0013	0.0015	0.0005	0.0011	0.0015	0.0018	0.0014	0.0022	0.0016	0.0007	0.0002	0.0013
MgO	0.0198	0.0334	0.0321	0.0329	0.0516	0.0527	0.0469	0.0771	0.0799	0.0319	0.0272	0.0259	0.0272	0.0381
CaO	0.2030	0.2086	0.2065	0.2051	0.2099	0.1962	0.2020	0.2032	0.2069	0.2135	0.2095	0.2107	0.2031	0.2096
Na ₂ O	0.0023	0.0021	0.0021	0.0025	0.0020	0.0023	0.0023	0.0025	0.0024	0.0027	0.0033	0.0025	0.0110	0.0011
K ₂ O	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001
TOTAL	1.0010	0.9966	1.0042	0.9998	1.0052	1.0081	1.0071	0.9923	1.0009	1.0027	1.0110	1.0049	1.0035	1.0094
Nombre d'ions sur la base de 6 oxygènes														
Si	1.9702	1.9546	1.9554	1.9462	1.9414	1.9413	1.9624	1.9164	1.9479	1.9406	1.9481	1.9642	1.9711	1.9728
Ti	0.0005	0.0022	0.0028	0.0019	0.0072	0.0090	0.0056	0.0034	0.0013	0.0004	0.0013	0.0000	0.0030	0.0017
Al	0.0462	0.0565	0.0699	0.0771	0.0768	0.0709	0.0581	0.1097	0.0746	0.0917	0.0996	0.0921	0.0635	0.0315
Fe	0.9685	0.8767	0.8810	0.8838	0.7784	0.8313	0.8229	0.6615	0.6417	0.8486	0.8732	0.8596	0.9091	0.8680
Mn	0.0021	0.0048	0.0044	0.0050	0.0017	0.0038	0.0049	0.0059	0.0045	0.0074	0.0054	0.0024	0.0007	0.0043
Mg	0.1204	0.2025	0.1930	0.1990	0.3058	0.3127	0.2781	0.4553	0.4663	0.1914	0.1620	0.1550	0.1635	0.2276
Ca	0.8888	0.9090	0.8918	0.8904	0.8939	0.8362	0.8615	0.8629	0.8676	0.9223	0.8980	0.9061	0.8785	0.8991
Na	0.0180	0.0164	0.0164	0.0193	0.0152	0.0174	0.0177	0.0196	0.0183	0.0209	0.0256	0.0195	0.0084	0.0083
K	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006
TOTAL	4.0151	4.0228	4.0147	4.0227	4.0202	4.0225	4.0115	4.0348	4.0224	4.0232	4.0132	3.9990	3.9981	4.0138
WO	0.4489	0.4561	0.4526	0.4501	0.4515	0.4215	0.4379	0.4346	0.4382	0.4683	0.4632	0.4712	0.4501	0.4498
EN	0.0608	0.1016	0.0980	0.1006	0.1544	0.1576	0.1414	0.2293	0.2355	0.0972	0.0835	0.0806	0.0838	0.1138
FS	0.4903	0.4423	0.4494	0.4493	0.3940	0.4209	0.4208	0.3361	0.3263	0.4346	0.4532	0.4482	0.4661	0.4364

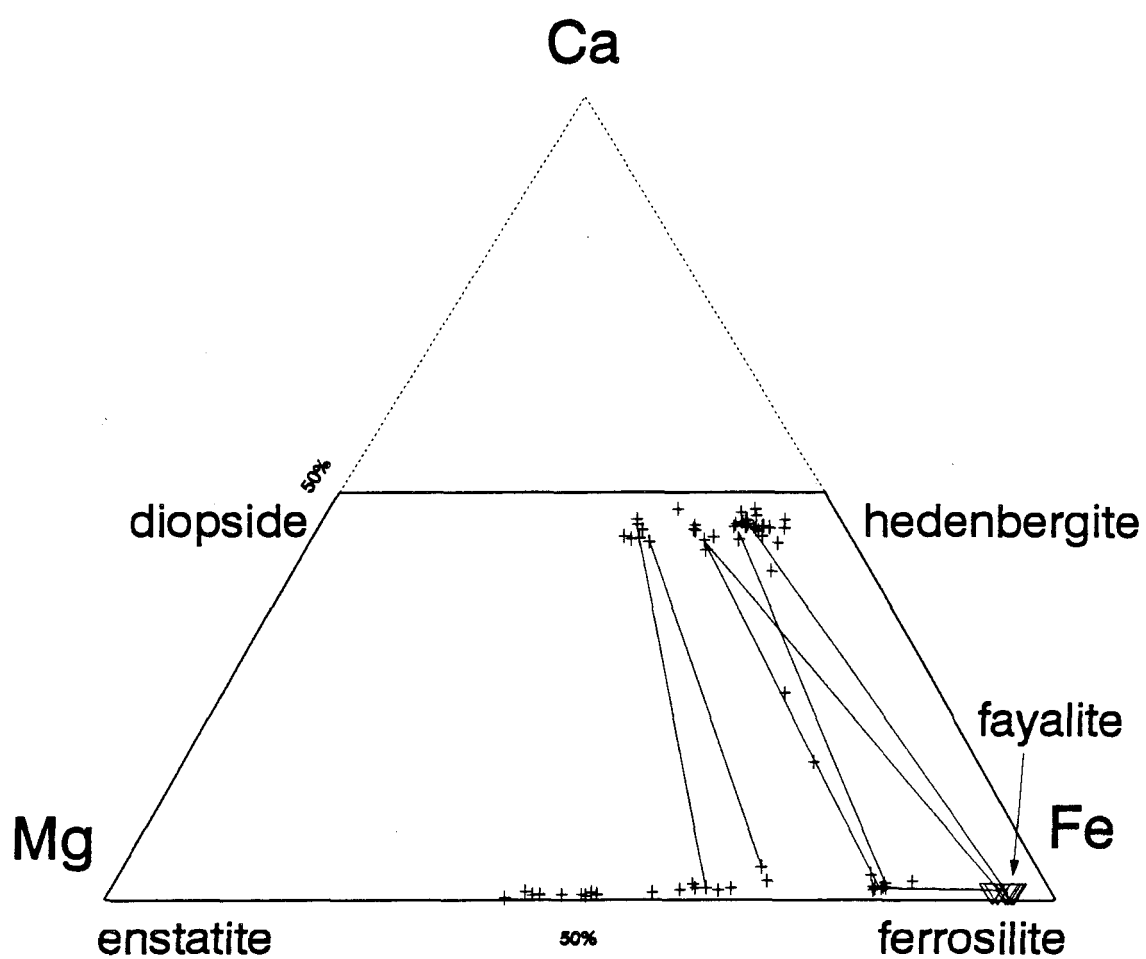
Classification des amphiboles (d'après Leake 1978), des pyroxènes (d'après Morimoto 1988) et des grenats. La fayalite apparaît sur la classification des pyroxènes. Les grenats sont représentés dans les systèmes Fe-Mg-Ca et Fe-Mg-Mn.

CLASSIFICATION DES AMPHIBOLES

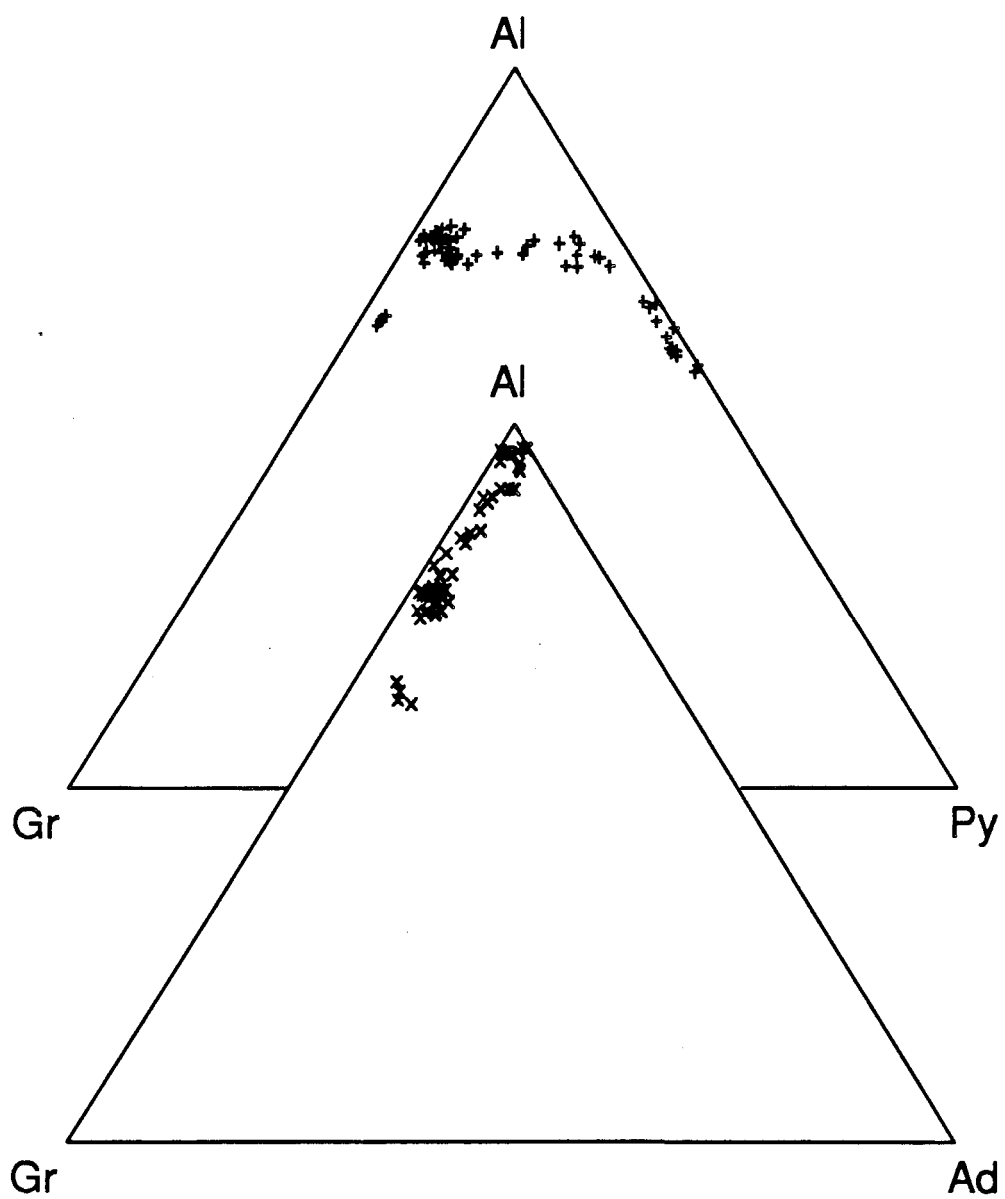
- * = Canoe
 O = Arsène
 △ = Lilois



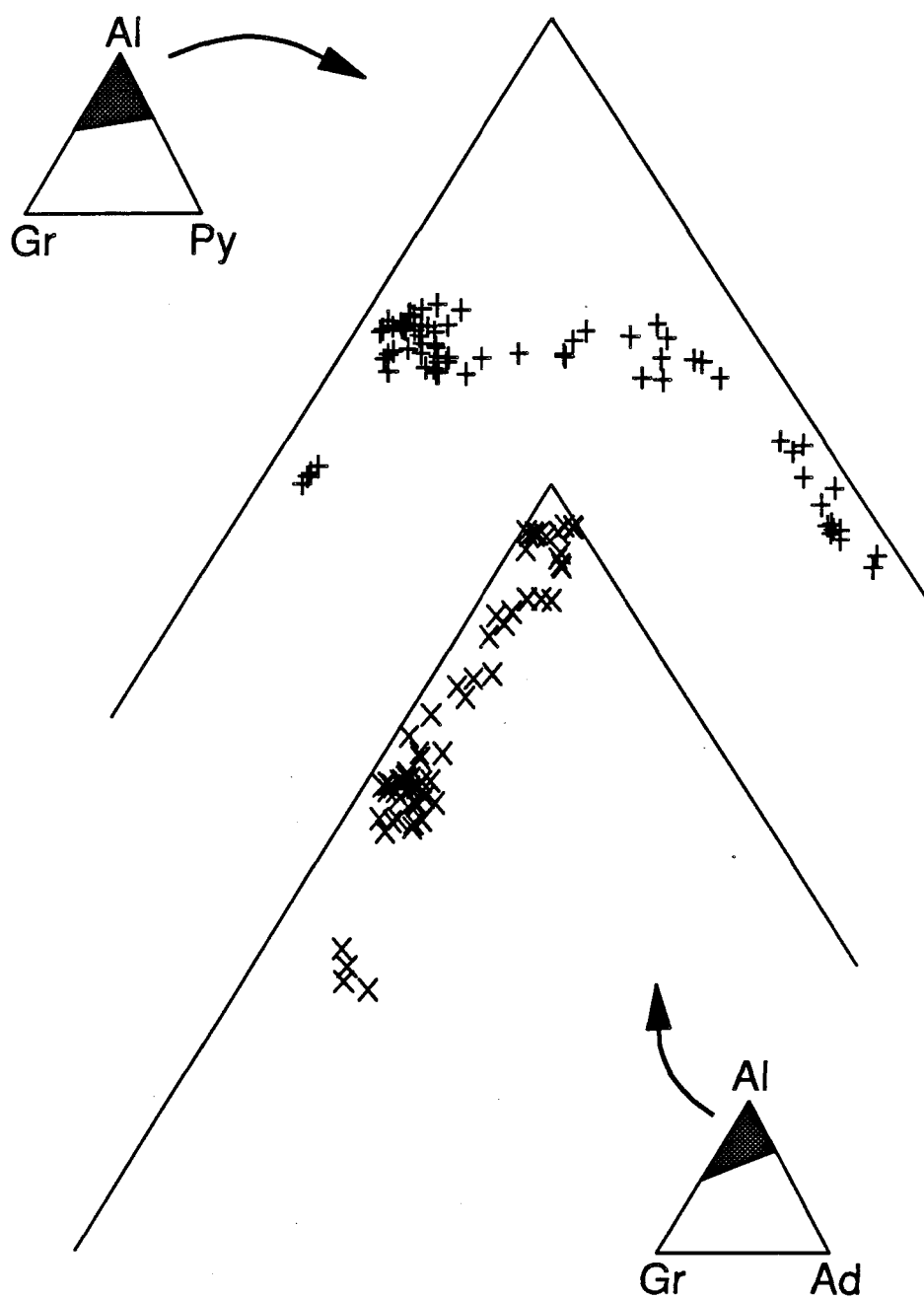
COMPOSITIONS DES PYROXÈNES



COMPOSITION DES GRENATS

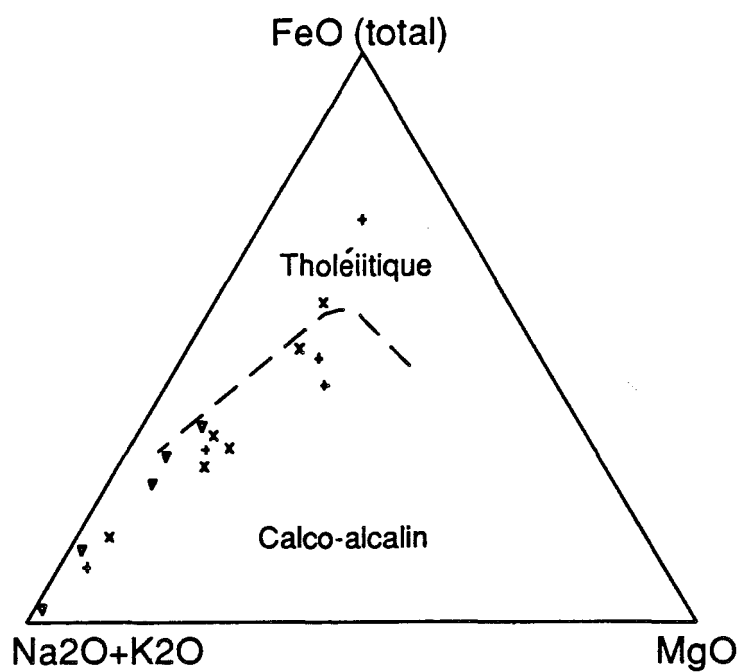


COMPOSITION DES GRENATS

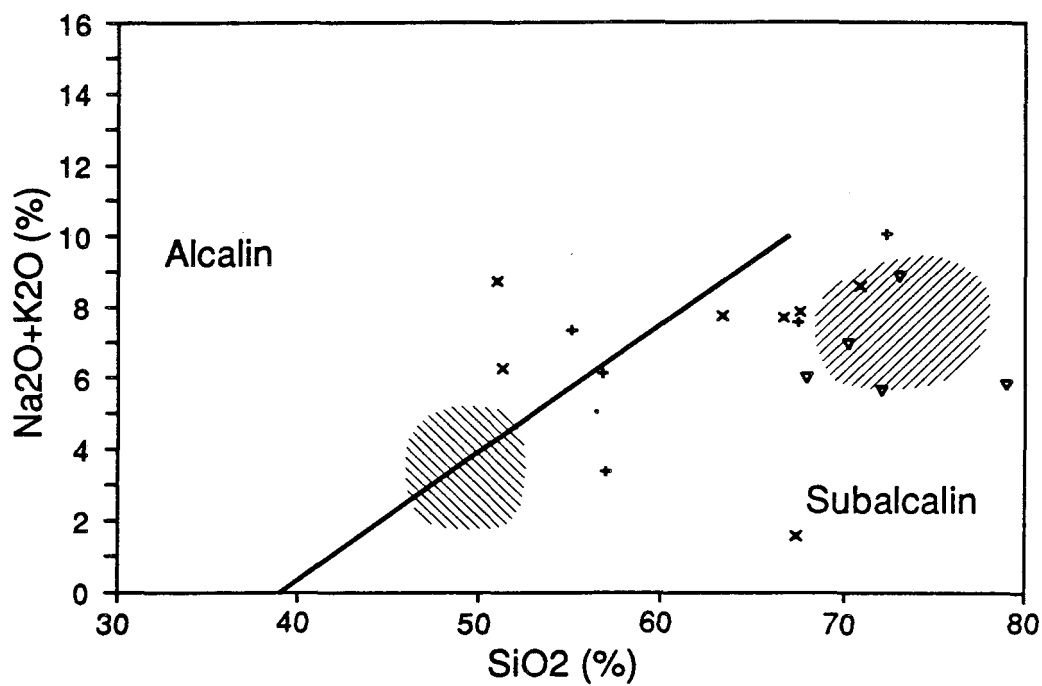


ANNEXE 3

Les roches plutoniques du complexe d'Ashuanipi sont d'affinités calco-alcalines (voir page suivante, A) et même sub-alcalines (voir page suivante, B).



A



B

+ = diatexite

x = diorite

▽ = tonalite



= champ des basaltes

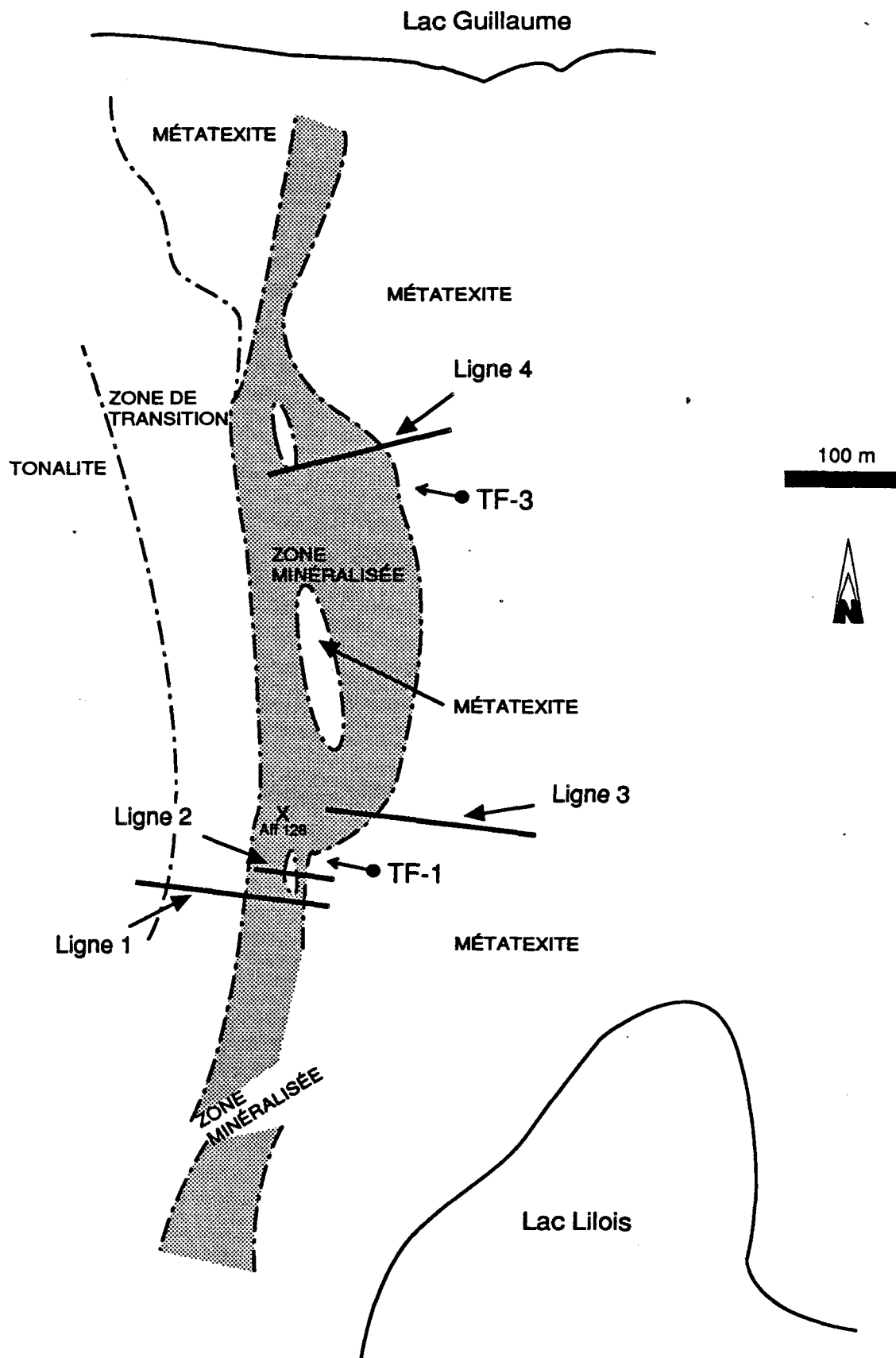


= champ des granites

Composition géochimique des roches totales. La préparation pour fins d'analyse chimique de roche totale se fit dans les laboratoires de l'INRS-Géoresources. Les parties altérées des échantillons ont été enlevées à la scie. Des blocs résultants d'environ 25 cm³ ont été broyés puis pulvérisés. Les broyeurs, tant celui à machoires que le rotatif, étaient nettoyés puis décontaminés à la silice entre chaque échantillon. Les éléments majeurs ont été déterminés au Centre de Recherches Minérales de Québec par spectrométrie des rayons-X et les éléments traces à INRS-Géoresources de Québec par activation neutronique. La méthode d'analyse par activation neutronique instrumentale ainsi que sa précision sont décrites dans Beaudoin et Bergeron (1987), la méthode de spectrométrie par rayons-X dans Boivin et Tremblay (1986).

Apparaît à la page suivante la localisation des deux trous de forages et des quatre lignes d'échantillonnage. Les numéros d'échantillons commençant par TF proviennent d'un trou de forage; par BL1 à BL4 d'une des quatre lignes. Les autres échantillons sont localisés sur les cartes du MERQ produites par Bernard Lapointe et couvrant cette région.

(PGN = paragneiss; FFM = formation de fer métamorphisée; DIATEXITE = diatexite dans les zones de mélange; TONALITE = plutons tonalitiques à granodioritiques; GNEISS = gneiss mafique)



Localisation (profondeur) des échantillons pris dans les trous de forages. La lithologie est le nom de terrain donné lors de la description des forages.

TROU DE FORAGE TF-1

# échantillon	profondeur	lithologie
TF-1-1	17 mètres	gneiss encaissant
TF-1-2	22	FFM
TF-1-3	41,5	granite encaissant
TF-1-4	45	enclave d'encaissant
TF-1-5	45,5	FFM
TF-1-6	52,5	FFM (à CPX)
TF-1-7	58	gneiss minéralisé
TF-1-8	61,5	FFM
TF-1-9	70	encaissant près de la FFM
TF-1-11	94	enclave d'encaissant
TF-1-12	107	pluton tonalitique

TROU DE FORAGE TF-3

TF-3-1	10	gneiss encaissant (2% sulf.)
TF-3-2	19,3	FFM au contact
TF-3-3	20	FFM
TF-3-4	39	FFM (centre de la zone)
TF-3-6	48	FFM
TF-3-7	53,5	brèche?; encaissant
TF-3-8	61,5	gneiss encaissant
TF-3-9	78	FFM (à CPX)
TF-3-10	93,5	FFM (à CPX)
TF-3-11	99,5	FFM
TF-3-12	118,5	FFM
TF-3-13	133	FFM
TF-3-14	135	gneiss encaissant proche
TF-3-15	145	gneiss encaissant
TF-3-16	149	idem (fin du trou)

NUMÉRO	1	4	5	6	7	8	9	10	11
TERRAIN	BL3-0-70	BL-XXX	BL2-0-42	NEWF	BL3-1-0	BL4-1-69	BL-43	BL1-0-15	BL4-3-4
TYPE	DIALEXITE	FFM	FFM	FFM	FFM	FFM	FFM	FFM	FFM
SiO ₂ (%)	55.10	61.90	72.30	60.50	56.10	60.60	60.70	47.90	59.70
TiO ₂	0.90	0.45	0.07	0.10	0.40	0.08	0.06	0.02	0.24
Al ₂ O ₃	18.10	12.00	5.44	12.00	12.00	6.53	3.07	0.40	6.18
FeO(total)	8.79	9.24	15.30	17.00	20.70	19.30	22.20	49.20	21.00
MgO	5.02	3.01	0.95	1.16	3.96	1.37	1.15	1.98	1.25
CaO	3.32	5.08	4.89	1.56	3.91	3.08	8.23	1.83	6.37
Na ₂ O	3.89	2.79	0.10	0.77	1.03	0.10	0.22	0.10	0.10
K ₂ O	3.45	0.54	0.05	2.30	0.47	0.02	0.25	0.01	0.20
MnO	0.08	0.07	0.12	0.41	0.15	0.12	0.07	0.11	0.16
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.20	0.05	0.15	0.13	0.30	0.47	0.19
P.A.F.	0.67	3.98	1.45	2.71	-0.25	1.85	3.15	-1.73	1.79
%	99.44	99.20	100.87	98.56	98.62	93.18	99.40	100.29	97.18
Co (ppm)	26.6	56.1	2.5	47.0	16.1	118.2	93.8	4.9	4.5
Cs	3.2	1.2	0.1	17.0	1.2	0.9	0.2	0.1	0.1
Hf	4.6	2.8	2.9	3.9	3.8	1.4	0.4	0.1	1.4
Sc	15.5	12.3	3.3	3.8	14.4	4.6	2.8	1.0	7.7
Ta	0.7	0.6	0.1	0.6	0.6	0.2	0.2	0.2	0.8
Th	11.9	6.2	1.0	19.4	10.9	1.4	0.2	1.5	1.6
Zr	141.2	30.0	123.4	162.7	153.9	35.0	35.0	40.0	59.1
Au	0.009	0.003	0.155	2.337	0.024	4.229	1.357	0.304	0.068
Mo	0.9	4.2		1.0	1.2				
Sb	0.2	7.6	1.6	6.0	3.1		7.4	1.5	1.0
U	1.0	2.1		3.6	2.1			0.8	
W	0.8	1.3	13.5	2.2	2.8				2.5
As	3.7	2.3	370.7	1517.0	811.9		1971.0	424.5	219.2
Ba	1215	172.7	27.69	2642	534	29.71	26.44	59.29	78.15
Cr	368.9	182.8	187.9	228.7	205.1	292.2	138.2	81.6	229.1
Rb	179.2	26.1	1.6	203.8	48.8	9.3	20.2	16.8	13.1
Ni	167.1	128.7	40.2	72.0	82.8	360.9	226.9	41.0	39.0
Sr	582.4	406.7	47.1	261.1	249.3	80.3	196.4	40.0	62.4
Rb/Sr	0.308	0.064	0.035	0.781	0.196	0.116	0.103	0.421	0.210
La/Th	3.2	4.0	10.4	1.1	2.6	10.2	40.6	6.4	7.7
La (ppm)	38.1	24.8	10.1	22.3	28.0	13.9	8.7	9.7	12.6
Ce	72.7	56.1	24.6	43.7	53.2	14.4	18.8	15.8	26.9
Nd	29.3	28.4	12.4	12.5	23.0	6.9	10.3	8.8	12.1
Sm	4.1	4.9	2.9	3.3	4.3	5.1	2.3	1.4	2.8
Eu	1.8	1.9	1.5	1.6	1.6	1.3	1.4	0.9	1.4
Tb	0.2	0.4	0.5	0.2	0.6	1.3	0.3	0.2	0.4
Yb	0.4	1.4	1.6	0.5	2.7	1.3	1.3	0.7	1.6
Lu	0.1	0.2	0.2	0.1	0.4	0.2	0.2	0.1	0.2
ΣETR	146.6	118.1	53.7	84.0	113.8	44.5	43.2	37.5	58.0

NUMÉRO	12	13	14	17	18	19	20	21	22
TERRAIN	LILLOIS	CANOE	BL-2	BL-87-06	BL1-1-06	BL2-12	BL3-0-48	BL2-5	BL1-0-95
TYPE	FFM	FFM	FFM	DIATEXITE	PGN	PGN	DIATEXITE	PGN	PGN
SiO ₂ (%)	67.30	32.20	78.70	51.00	65.10	65.10	67.40	64.60	65.50
TiO ₂	0.06	0.07	0.04	0.99	0.53	0.58	0.24	0.57	0.60
Al ₂ O ₃	0.95	6.15	2.80	18.50	16.50	16.60	9.09	16.60	16.30
FeO (total)	19.60	27.80	12.60	12.00	4.95	4.83	13.50	6.06	5.55
MgO	0.90	2.75	0.66	4.12	2.17	2.51	2.59	3.09	2.74
CaO	2.65	8.36	3.35	2.35	2.65	2.13	6.11	1.80	2.25
Na ₂ O	0.10	0.39	0.10	1.39	4.20	3.61	1.22	3.06	3.42
K ₂ O	0.03	0.86	0.01	7.38	3.04	2.65	0.40	2.64	2.75
MnO	0.04	0.06	0.08	0.08	0.05	0.04	0.11	0.05	0.06
P ₂ O ₅	0.09	0.42	0.34	0.21	0.12	0.06	0.19	0.05	0.08
P.A.F.	3.45	14.00	1.80	1.22	0.55	0.20	-0.35	0.14	0.44
%	95.17	93.06	100.48	99.24	99.86	98.31	100.50	98.66	99.69
Co (ppm)	61.1	1240.0	2.7	36.3	20.2	14.5	12.3	15.3	21.2
Cs	0.1	0.9	0.4	3.8	1.1	0.6	0.7	1.0	1.5
Hf	0.3	0.1	0.7	4.8	5.8	4.6	2.1	5.3	4.5
Sc	3.0	4.2	1.3	25.3	13.6	14.5	11.0	18.0	15.4
Ta	0.2	0.2	0.1	0.5	0.3	0.4	0.3	0.3	0.5
Th	0.8	1.7	1.2	11.3	14.9	11.4	5.0	8.4	11.2
Zr	30.0	40.0	46.7	177.3	205.7	181.3	40.0	160.0	116.5
Au	6.411		0.083	0.009	0.003	0.015	0.033	0.016	0.015
Mb				0.8	0.7	0.9			0.8
Sb			0.4	0.3		0.1	0.4	0.1	0.2
U				0.9	2.1	1.5	0.9	0.5	2.2
W			1.5	2.3	1.3		234.6	2.2	3.2
As	58810.0		61.3	62.6	1.4	1.7	97.0	2.4	2.3
Ba			46.42	1823.7	1108	997.2	99.49	991.2	894
Cr	231.9		249.2	413.8	183.5	294.3	255.2	388.8	308.0
Rb	7.4		6.7	328.9	103.6	98.1	29.7	109.9	99.1
Ni	175.9		28.0	166.7	28.3	22.0	26.0	52.7	41.7
Sr	45.2		32.7	121.9	555.3	455.7	132.7	379.1	552.3
Rb/Sr	0.164	#NUM!	0.205	2.698	0.187	0.215	0.224	0.290	0.179
La/Th	14.9	0.0	11.1	3.4	2.9	3.4	3.2	4.0	3.1
La (ppm)	11.8		13.8	38.9	43.9	39.0	16.0	33.9	34.3
Ce	17.4		30.7	80.7	88.1	80.9	35.9	66.1	67.5
Nd	14.0		12.5	36.3	34.2	30.7	21.3	24.7	26.7
Sm	4.0		2.9	5.1	4.7	4.5	3.3	3.8	3.8
Eu	0.4		2.0	2.4	1.3	1.5	1.2	1.4	1.2
Tb	0.2		0.6	0.3	0.4	0.4	0.6	0.5	0.4
Yb	0.3		2.2	0.3	1.5	1.3	2.1	1.9	1.6
Lu	0.1		0.3	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2
ΣETR	48.3	0.0	65.0	164.0	174.4	158.4	80.7	132.6	135.7

NUMÉRO	23	24	25	26	27	28	29	30	31
TERRAIN	BL3-0-9	BL3-0-35	BL-87-19	BL1-0-29	BL1-1-24	BL4-0-80	BL1-0-73	BL3-0-70	BL3-0-51
TYPE	FFM	FFM	TONALITE	FFM	TONALITE	TONALITE	PGN	DIATEXITE	FFM
SiO ₂ (%)	70.90	70.70	70.20	72.20	70.90	73.00	62.60	56.80	75.00
TiO ₂	0.08	0.17	0.30	0.16	0.20	0.02	0.67	0.72	0.08
Al ₂ O ₃	3.73	8.90	16.30	8.10	15.90	15.00	17.00	18.30	6.99
FeO(total)	21.20	17.10	2.44	9.18	1.64	1.30	6.00	8.54	11.30
MgO	1.58	1.65	0.69	2.91	0.52	0.22	3.05	3.75	1.08
CaO	1.83	1.40	2.80	0.45	1.88	1.40	2.36	3.40	2.60
Na ₂ O	0.10	0.31	5.47	1.22	4.04	2.33	3.72	3.40	0.45
K ₂ O	0.01	0.18	1.44	4.16	4.60	6.49	3.55	2.71	0.06
MnO	0.15	0.32	0.02	0.09	0.01	0.03	0.06	0.12	0.12
P ₂ O ₅	0.21	0.18	0.05	0.08	0.03	0.06	0.08	0.13	0.23
P.A.F.	-0.10	-0.03	0.32	0.60	0.31	0.21	0.37	0.56	0.56
%	99.69	100.88	100.03	99.15	100.03	100.06	99.46	98.43	98.47
Co (ppm)	2.9	5.0	6.2	12.3	5.0	2.6	29.6	21.5	5.5
Cs	0.2	1.3	0.2	1.0	0.2	5.1	1.7	2.5	0.2
Hf	1.5	2.6	4.8	3.8	4.1	1.0	4.9	4.3	0.6
Sc	4.7	20.0	1.8	13.5	2.3	2.3	17.1	23.4	6.6
Ta	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	0.7	0.3
Th	0.4	1.3	0.2	0.4	20.8	0.7	13.2	8.8	0.6
Zr	134.7	98.1	157.3	155.4	113.6	73.2	168.2	160.1	30.0
Au	0.019	0.093	0.002	0.017	0.003	0.186	0.007	0.013	0.336
Mb				2.2		0.6			
Sb	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	1.7
U	0.5	0.6	0.4		0.8		1.6	0.5	5.3
W	1.1	3.3	1.7	1.0		1.5	1.5	5.5	682.9
As	17.4	83.5	2.7	1.8	2.2	4.7	1.0	5.3	312.1
Ba	35	88.32	410.6	1552	1355	1628	1089	1024	461.9
Cr	192.0	359.0	93.7	248.2	93.6	136.0	315.0	352.4	2494.0
Rb	9.2	8.4	42.7	126.6	132.3	279.3	151.4	133.6	50.0
Ni	41.5	31.0	14.0	50.3	13.8	16.1	60.1	37.9	
Sr	28.0	36.0	595.5	250.6	520.9	428.3	560.0	455.2	
Rb/Sr	0.327	0.232	0.072	0.505	0.254	0.652	0.270	0.293	#DIV/0!
La/Th	13.0	8.7	92.2	18.3	2.2	17.3	2.9	3.7	0.0
La (ppm)	4.8	11.3	15.6	8.1	45.4	12.0	38.7	32.8	
Ce	9.2	28.9	24.7	14.0	90.7	18.3	77.1	65.9	14.5
Nd	4.6	12.5	10.5	7.4	34.6	4.3	30.5	24.6	
Sm	1.5	5.7	1.0	1.2	4.2	0.9	4.2	3.6	
Eu	1.0	0.4	0.6	1.0	1.0	2.3	1.3	1.6	1.2
Tb	0.4	1.6	0.1	0.1	0.3	0.0	0.4	0.6	0.7
Yb	2.2	6.4	0.3	0.7	0.3	0.2	1.5	3.5	
Lu	0.3	0.9	0.0	0.1	0.1	0.0	0.2	0.5	
ΣETR	24.0	67.7	52.9	32.4	176.6	38.2	153.8	133.1	16.3

NUMÉRO	33	34	35	36	37	38	39	40	41
TERRAIN	BL1-1-60	BL1-0-7	BL3-0-94	BL1-0-35	BL-87-02	TF-3-1	TF-3-8	TF-3-16	TF-3-13
TYPE	DIATEXITE	PGN	PGN	DIATEXITE	DIATEXITE	PGN	PGN	PGN	FFM
SiO ₂ (%)	67.50	62.50	58.80	57.00	67.60	55.40	62.30	63.30	55.80
TiO ₂	0.43	0.70	0.72	0.65	0.46	0.81	0.72	0.57	0.74
Al ₂ O ₃	15.40	17.60	17.80	15.40	15.80	17.20	14.90	16.80	15.80
FeO(total)	3.96	7.54	6.95	16.30	3.67	9.07	7.84	6.06	11.80
MgO	1.52	3.81	3.28	3.40	1.72	5.04	5.25	2.68	4.78
CaO	2.05	1.50	2.77	3.98	1.97	3.39	2.37	2.24	2.63
Na ₂ O	4.19	2.96	3.46	2.48	3.75	3.37	2.72	3.79	1.18
K ₂ O	3.38	3.43	4.17	0.89	4.17	2.74	2.58	3.51	4.46
MnO	0.06	0.07	0.09	0.12	0.03	0.10	0.09	0.09	0.10
P ₂ O ₅	0.03	0.05	0.16	0.21	0.02	0.13	0.07	0.10	0.28
P.A.F.	0.56	0.55	0.39	-0.64	0.45	0.85	0.35	0.79	2.01
%	99.08	100.71	98.59	99.79	99.64	98.10	99.19	99.93	99.58
Co (ppm)	10.2	28.3	25.6	18.8	13.6	34.8	26.7	20.8	28.5
Cs	0.4	1.1	1.1	3.4	0.6	2.5	1.1	2.7	4.9
Hf	5.4	4.3	3.7	3.2	3.9	3.8	4.6	3.7	3.2
Sc	7.7	20.9	21.2	21.6	8.3	23.7	21.8	18.6	24.1
Ta	0.1	0.3	0.7	0.7	0.2	0.5	0.5	0.5	0.5
Th	24.6	7.4	8.6	1.4	10.9	9.0	12.6	12.5	2.7
Zr	204.4	109.2	189.5	86.4	109.8	79.6	212.2	135.6	131.5
Au	0.003	0.004	0.003	0.012	0.003	0.003	0.003	0.003	0.011
Mb		0.8				0.6		0.7	
Sb				0.2	0.1			0.1	0.1
U		0.5	0.5	0.5	0.7	0.8	1.7	1.4	0.4
W	0.9	1.1	1.4	2.1		1.1			0.7
As	0.7	0.3	0.3	33.8	0.7	3.0	0.8	0.4	17.3
Ba	919.5	940.5	1201	520.7	614	687.1	334.8	714.3	686.7
Cr	142.6	360.7	259.5	291.6	159.6	347.3	332.5	211.9	363.8
Pb	31.7	50.2	82.3	43.2	108.3	110.4	71.8	72.5	162.1
Ni	32.0	85.3	106.7	91.1	72.0	179.9	55.2	112.3	95.5
Sr	435.4	400.6	472.9	250.7	410.0	466.4	273.1	438.9	246.3
Rb/Sr	0.073	0.125	0.174	0.172	0.264	0.237	0.263	0.165	0.658
La/Th	2.8	4.0	3.6	11.5	2.5	3.5	3.2	2.9	7.5
La (ppm)	69.3	29.9	30.6	16.3	26.9	31.6	40.4	35.6	20.4
Ce	159.0	62.8	66.5	35.0	58.6	69.3	83.9	78.3	43.3
Nd	23.4	16.7	14.0	14.3	17.2	23.6	23.8	29.6	24.4
Sm	4.5	3.7	4.3	4.1	2.6	4.3	4.6	4.9	4.2
Eu	1.2	1.3	1.4	1.6	0.9	1.5	1.3	1.2	1.4
Tb	0.2	0.6	0.6	0.8	0.2	0.6	0.7	0.7	0.7
Yb	0.1	1.3	0.9	2.1	0.5	1.4	1.4	1.9	2.4
Lu	0.0	0.2	0.2	0.3	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4
ΣETR	257.6	116.7	118.4	74.3	107.0	132.4	156.3	152.4	97.1

NUMÉRO	42	43	44	45	46	49	50	51	52
TERRAIN	TF-3-5	TF-3-2	TF-3-11	TF-3-14	TF-3-10	TF-3-9	TF-3-6	TF-3-3	TF-3-12
TYPE	FFM	FFM/PGN	FFM	PGN	FFM	FFM	FFM	FFM	FFM
SiO ₂ (%)	72.90	63.20	51.90	55.00	49.90	47.90	38.10	68.10	39.20
TiO ₂	0.09	0.62	0.03	0.89	0.03	0.80	0.65	0.38	1.24
Al ₂ O ₃	8.63	16.30	1.70	17.10	0.84	15.10	17.00	12.50	17.60
FeO(total)	15.30	7.17	35.40	11.20	44.20	20.70	35.50	8.98	23.50
MgO	2.02	3.67	0.65	4.76	1.50	4.78	5.25	2.16	6.96
CaO	0.91	2.91	8.94	3.54	3.00	3.99	3.37	3.36	3.25
Na ₂ O	0.10	3.80	0.10	2.67	0.10	0.85	0.12	2.54	0.39
K ₂ O	0.08	2.11	0.01	2.99	0.01	2.66	0.66	0.80	4.51
MnO	0.28	0.11	0.12	0.11	0.21	0.07	0.18	0.09	0.04
P ₂ O ₅	0.03	0.11	0.29	0.20	0.79	0.23	0.13	0.23	0.33
P.A.F.	-0.94	0.29	0.50	0.73	-2.47	4.76	-1.01	0.54	1.41
%	99.40	100.29	99.64	99.19	98.11	101.84	99.95	99.68	98.43
Co (ppm)	10.0	25.3	26.6	33.4	3.8	20.6	12.2	24.5	47.9
Cs	1.1	5.0	0.1	3.5	0.2	9.8	6.4	2.5	29.2
Hf	0.9	3.9	0.2	4.0	0.2	4.4	3.1	2.2	4.7
Sc	47.8	21.6	1.7	25.2	2.1	22.1	20.6	11.2	39.2
Ta	0.3	0.4	0.1	0.6	0.1	0.2	0.6	0.5	0.9
Th	0.7	9.9	0.8	4.7	0.8	0.6	1.6	3.9	6.7
Zr	70.0	170.2	101.2	50.0	40.0	254.8	122.2	60.6	246.0
Au	0.016	0.006	0.309	0.008	0.073	0.025	0.046	0.005	0.011
Mo				2.1		1.0	0.5	1.9	1.0
Sb	0.1	0.1	9.8	0.2	0.5	0.4	0.3	0.2	
U	0.4	1.1		0.4			0.3	1.6	0.4
W	2.8	2.7	0.6	1.5		4.9	2.0	744.3	0.8
As	9.5	0.4	2200.0	18.9	34.3	25.8	29.2	24.5	3.6
Ba	64	592.7	101.9	907.1	50	659.5	190.1	247.9	705.4
Cr	494.8	267.4	139.7	347.5	138.0	354.9	360.6	233.0	567.7
Rb	15.3	112.2	17.5	130.0	21.2	181.3	69.6	38.0	262.9
Ni	116.0	92.3	160.8	196.6	40.0	58.4	21.4	204.7	158.8
Sr	89.7	441.4	241.8	294.4	198.0	226.7	9.2	216.6	263.9
Rb/Sr	0.171	0.254	0.072	0.442	0.107	0.800	7.590	0.175	0.996
La/Th	2.0	3.2	11.2	5.8	19.5	31.2	6.6	4.5	4.8
La (ppm)	1.5	31.3	8.6	27.2	15.7	19.0	10.7	17.6	32.0
Ce	6.6	67.1	15.8	54.7	28.7	36.0	21.3	37.2	64.9
Nd	2.4	23.2	7.1	24.2	9.6	14.6	12.4	15.9	31.4
Sm	2.9	3.9	1.8	4.0	3.0	2.5	5.5	2.7	4.7
Eu	0.1	1.2	1.6	1.5	2.3	1.9	1.2	0.9	1.3
Tb	2.9	0.7	0.4	0.6	0.6	0.2	0.6	0.4	0.4
Yb	31.9	2.0	1.2	1.9	2.4	1.9	1.7	1.1	0.6
Lu	4.8	0.3	0.2	0.3	0.4	0.3	0.3	0.2	0.1
ΣETR	53.2	129.7	36.6	114.4	62.6	76.3	53.6	75.8	135.3

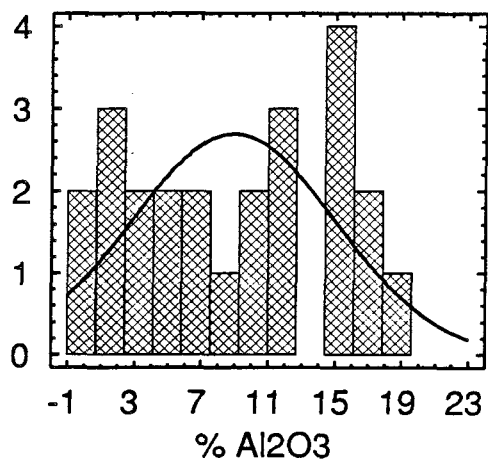
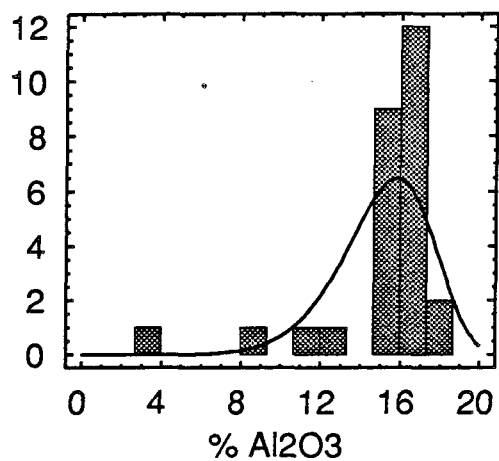
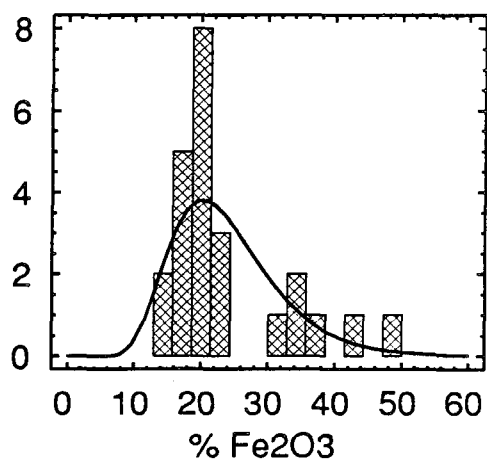
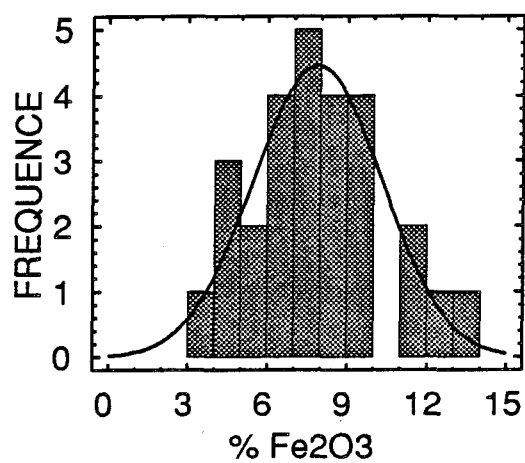
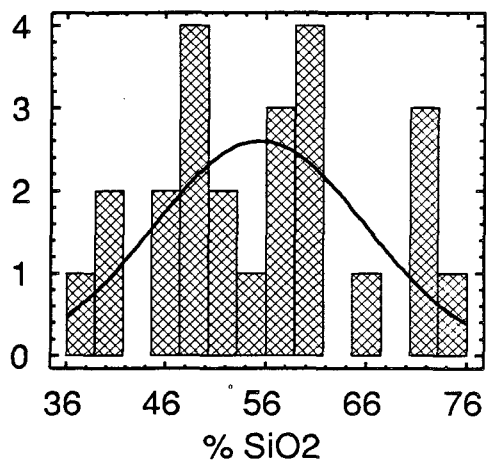
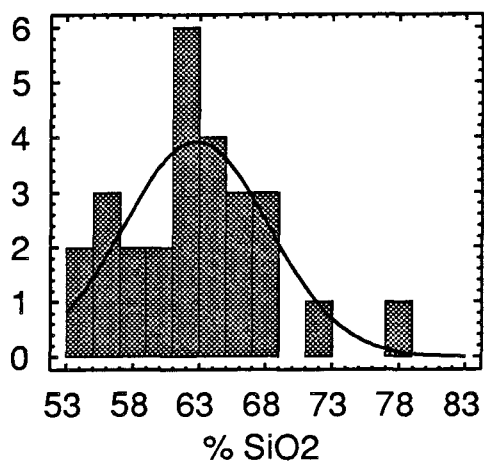
NUMÉRO	53	54	55	56	57	58	59	60	61
TERRAIN	TF-3-4	TF-3-15	TF-3-7	TF-1-3	TF-1-2	TF-1-1	TF-1-5	TF-1-6	TF-1-10
TYPE	PGN/FFM	PGN	DYKE	PGN	FFM	PGN	FFM	FFM	TONALITE
SiO ₂ (%)	62.00	63.30	51.30	58.60	39.10	68.80	49.60	54.90	72.30
TiO ₂	0.61	0.59	0.89	0.74	0.49	0.43	0.56	0.78	0.15
Al ₂ O ₃	15.50	16.30	18.30	17.10	15.40	15.20	11.50	15.20	15.10
FeO(total)	7.47	6.38	12.80	7.48	36.20	4.38	30.50	13.20	1.12
MgO	4.39	2.58	3.65	4.11	3.77	1.85	4.51	5.33	0.51
CaO	2.88	2.70	3.12	3.23	4.30	1.77	4.21	3.72	0.76
Na ₂ O	3.39	3.35	4.12	3.73	0.10	3.29	0.10	2.10	3.83
K ₂ O	2.38	2.98	2.20	3.12	0.20	3.36	0.73	3.31	6.22
MnO	0.09	0.11	0.07	0.06	0.37	0.04	0.13	0.10	0.01
P ₂ O ₅	0.13	0.15	0.21	0.14	1.88	0.05	0.27	0.20	0.23
P.A.F.	0.51	1.11	2.65	0.21	-1.39	0.52	-1.86	0.52	0.76
%	99.35	99.55	99.31	98.52	100.42	99.69	100.25	99.36	100.99
Co (ppm)	24.9	22.3	20.5	27.0	11.5	19.8	20.7	37.4	3.2
Cs	7.3	2.5	0.5	2.9	1.6	1.1	30.5	2.8	0.2
Hf	4.4	4.3	4.1	3.7	1.3	4.9	2.5	3.0	0.7
Sc	18.5	19.7	29.1	18.6	37.5	10.0	17.8	23.3	0.8
Ta	0.4	0.4	0.5	0.4	1.3	0.3	0.4	0.3	0.1
Th	9.5	10.1	11.3	8.5	89.7	10.9	1.6	1.2	0.7
Zr	175.1	169.9	174.1	91.8	60.0	201.8	132.7	96.2	16.0
Au	0.004	0.024	0.003	0.015	0.097	0.003	0.035	0.003	0.003
Mb		0.8	0.9		1.5	0.9	0.4	0.8	0.5
Sb		0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.9	0.1	0.0
U	0.8	0.7	0.6	0.5	1.5	0.8	0.7	0.2	0.5
W	0.9	0.6	4.7	1.0	2.4	0.7	2.1	1.5	0.4
As	0.6	0.8	61.6	0.7	15.7	1.4	105.4	7.6	0.8
Ba	381.4	879.7	297.3	588.2	50	699.2	276.9	601.4	1419
Cr	285.3	370.0	376.9	234.3	344.1	221.6	404.9	399.0	124.0
Rb	128.5	118.5	39.7	90.3	25.4	97.6	96.2	124.8	114.6
Ni	98.2	101.5	50.8	123.8	40.0	74.1	40.0	162.5	10.0
Sr	377.2	548.4	91.0	389.7	60.0	304.0	59.5	258.2	359.4
Rb/Sr	0.341	0.216	0.436	0.232	0.424	0.321	1.617	0.483	0.319
La/Th	3.5	3.2	3.6	7.2	2.6	3.0	7.0	13.7	20.9
La (ppm)	33.2	32.5	40.4	61.1	229.9	32.9	11.3	16.2	14.4
Ce	67.3	67.9	82.5	64.2	629.3	68.7	26.2	36.1	26.9
Nd	26.5	30.1	32.8	19.3	219.3	24.2	15.8	15.0	10.2
Sm	3.9	4.2	5.4	7.0	32.2	3.2	3.1	2.8	2.8
Eu	1.4	1.3	1.8	1.5	1.2	1.1	1.4	1.6	1.0
Tb	0.5	0.6	0.5	0.4	3.5	0.4	0.5	0.4	0.3
Yb	1.7	2.3	1.0	0.5	4.4	1.0	1.6	1.0	0.6
Lu	0.3	0.3	0.2	0.1	0.6	0.2	0.3	0.2	0.1
ΣETR	134.7	139.3	164.6	154.2	1120.4	131.6	60.2	73.2	56.3

NUMÉRO	62	63	65	66	67	68	69	70	71
TERRAIN	TF-1-7	TF-1-8	TF-1-9	TF-1-11	TF-1-4	TF-1-12	86-22132	86-22134	86-22135
TYPE	FFM	FFM	PGN	PGN	PGN/FFM	TONALITE	FFM	FFM	FFM
SiO2 (%)	51.20	45.80	59.20	59.80	62.00	63.40	47.30	53.40	74.00
TiO2	0.67	1.14	0.71	0.69	0.58	0.40	0.83	0.03	0.05
Al2O3	15.20	19.00	15.80	16.20	14.80	16.50	10.50	4.88	0.61
FeO(total)	18.90	17.90	8.29	8.87	8.21	4.42	20.70	23.60	15.20
MgO	5.35	6.04	4.30	4.42	3.71	2.15	10.70	1.47	1.15
CaO	4.00	3.26	3.37	3.29	4.10	2.33	2.20	11.00	0.59
Na2O	1.97	1.57	3.32	3.81	3.02	4.71	1.84	0.29	0.10
K2O	2.25	4.32	2.84	2.20	1.49	3.09	1.54	0.56	0.06
MnO	0.14	0.09	0.09	0.09	0.04	0.05	0.24	0.09	0.04
P2O5	0.19	0.26	0.19	0.15	0.15	0.05	0.53	0.06	0.06
P.A.F.	-0.19	0.11	1.67	0.27	0.14	1.16	2.20	3.45	5.30
%	99.68	99.49	99.78	99.79	98.24	98.26	98.58	98.83	97.16
Co (ppm)	26.0	50.9	32.7	30.6	27.4	17.5	123.0	37.4	73.6
Cs	3.6	10.7	7.0	1.1	12.9	0.7	2.8	0.1	0.4
Hf	3.5	5.1	3.9	3.7	3.2	7.7	29.6	0.7	0.1
Sc	20.1	45.3	20.0	21.0	17.4	11.3	60.0	2.6	1.2
Ta	0.4	0.8	0.7	0.4	0.2	0.1	0.6	0.1	0.1
Th	1.6	11.0	8.2	7.4	1.9	45.3	42.8	0.4	0.6
Zr	111.7	191.9	94.2	195.6	182.8	213.9	1117.0	127.1	30.0
Au	0.006	0.004	0.004	0.007	0.006	0.003	0.058	4.634	3.264
Mb	0.5	0.7	0.6	0.2		0.4	3.7	0.5	
Sb	0.2	0.2	0.2	0.1	0.4	0.1	0.2	0.4	56.0
U	0.2	0.9	0.9	0.8	0.9	0.2	4.0		
W	1.4	1.6			1.7	1.0	5.0	0.8	
As	4.2	17.0	5.4	0.4	4.2	1.3	0.5	127.5	34630.0
Ba	680.2	1664	859.9	708.3	614.4	945.8	312	78.61	100.5
Cr	405.2	535.5	291.9	343.5	379.2	196.4	1041.6	14.2	3.8
Rb	103.9	248.7	133.0	84.8	112.1	80.1	105.4	24.9	6.6
Ni	93.1	241.3	180.5	139.8	83.9	30.0	638.2	118.4	199.4
Sr	329.7	277.7	563.3	400.0	484.4	595.3	242.8	236.0	35.2
Rb/Sr	0.315	0.896	0.236	0.212	0.231	0.135	0.434	0.105	0.188
La/Th	9.5	3.6	3.8	3.8	10.5	2.3	2.3	31.8	2.8
La (ppm)	15.2	39.2	30.8	28.2	19.6	104.7	97.2	11.8	1.8
Ce	34.1	87.2	67.0	61.6	40.2	236.8	249.8	27.8	4.6
Nd	13.1	35.1	24.6	23.9	15.7	75.9	97.0	12.5	7.0
Sm	3.1	6.3	4.1	3.8	2.6	8.1	15.5	2.8	0.4
Eu	1.5	1.6	1.5	1.4	1.8	1.4	1.1	1.9	0.2
Tb	0.5	0.6	0.4	0.4	0.2	0.5	1.9	0.5	0.1
Yb	1.5	1.2	0.7	1.0	0.5	0.5	2.2	1.3	0.5
Lu	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.4	0.2	0.1
ΣETR	69.2	171.4	129.3	120.5	80.6	427.9	465.1	58.8	14.6

NUMÉRO	72	73	74	75	76	77	78
TERRAIN	86-22118	86-22116	86-22115	86-22124	86-22133	85-17524	85-17519
TYPE	DIATEXITE	TONALITE	TONALITE	PGN	FFM	GNEISS	TONALITE
SiO ₂ (%)	66.70	72.00	67.90	68.60	57.40	56.50	78.90
TiO ₂	0.60	0.24	0.34	0.44	0.42	0.78	0.01
Al ₂ O ₃	15.80	15.10	16.30	15.40	9.81	15.90	12.70
FeO(total)	4.60	2.53	3.61	3.89	17.50	9.19	0.13
MgO	1.60	0.57	0.97	1.74	4.51	4.28	0.08
CaO	2.24	3.47	3.66	2.81	4.98	3.45	1.90
Na ₂ O	4.03	4.63	4.87	4.11	2.01	3.27	3.42
K ₂ O	3.73	0.98	1.09	1.67	0.50	2.53	2.37
MnO	0.04	0.04	0.05	0.04	0.16	0.07	0.02
P ₂ O ₅	0.27	0.06	0.09	0.05	0.23	0.23	0.03
P.A.F.	0.80	0.13	0.29	0.41	1.14	1.42	0.24
%	100.41	99.75	99.17	99.16	98.66	97.62	99.80
Co (ppm)	16.4	8.9	9.9	18.1	39.1	23.8	2.1
Cs	0.7	0.1	0.3	0.6	0.3	1.3	1.1
Hf	5.3	2.9	2.8	3.8	6.3	3.3	3.6
Sc	9.9	2.7	4.0	11.7	25.0	16.0	0.2
Ta	0.6	0.1	0.2	0.4	0.4	0.5	0.1
Th	9.2	0.1	0.1	7.2	6.5	0.9	0.7
Zr	168.4	104.9	135.2	145.9	276.8	93.0	88.4
Au	0.002	0.002	0.003	0.011	0.082	0.008	0.002
Mb	0.5			0.7	1.0	1.1	0.5
Sb	0.2	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1
U	0.5	0.2	0.2	0.9	1.0	0.4	1.0
W	0.6		0.6			1.1	
As	2.6	1.7	0.9	0.3	2.6	0.4	0.8
Ba	701	349.8	322.7	303.4	178.6	642.6	825.6
Cr	65.1	4.1	3.6	130.0	289.0	284.2	1.0
Rb	112.1	15.1	28.4	42.2	27.2	90.8	68.5
Ni	25.0	14.5	20.0	65.6	170.5	94.9	10.0
Sr	383.0	308.7	430.3	444.7	240.9	330.8	306.7
Rb/Sr	0.293	0.049	0.066	0.095	0.113	0.275	0.223
La/Th	3.9	175.6	29.3	3.5	3.6	17.7	8.3
La (ppm)	36.2	8.8	4.2	25.2	23.4	15.2	6.0
Ce	84.2	16.4	7.7	51.9	56.3	33.2	9.3
Nd	37.2	4.5	2.9	18.7	23.7	15.1	2.5
Sm	5.1	0.9	0.8	2.8	4.5	2.9	0.4
Eu	1.1	0.6	0.5	1.2	1.3	1.4	0.6
Tb	0.6	0.1	0.1	0.4	0.6	0.2	0.0
Yb	1.0	0.1	0.4	1.3	1.8	0.3	0.2
Lu	0.1	0.0	0.1	0.2	0.3	0.0	0.0
ΣETR	165.6	31.3	16.6	101.6	111.9	68.4	19.1

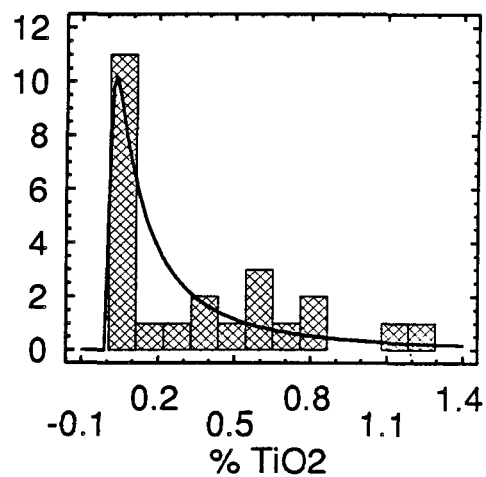
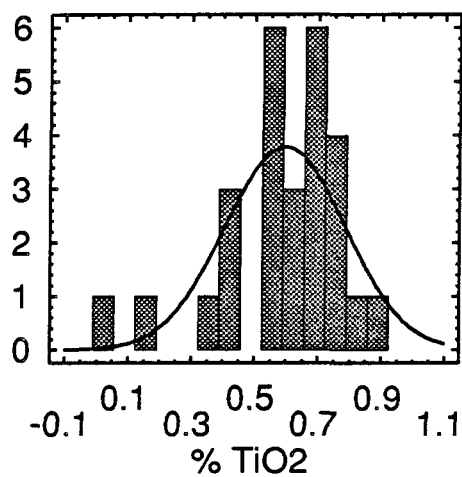
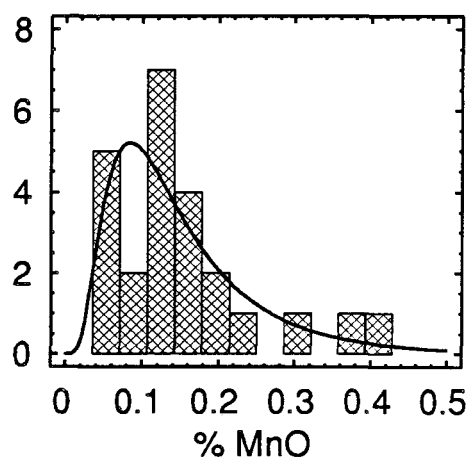
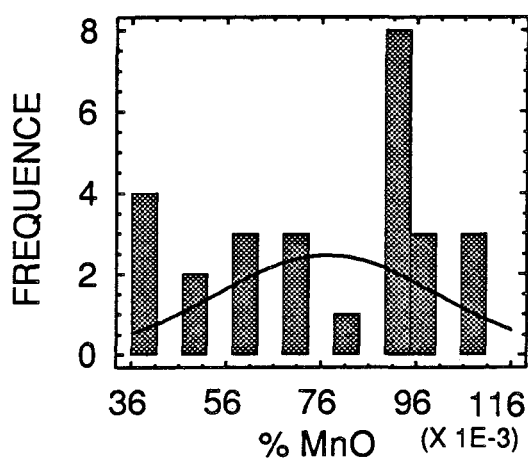
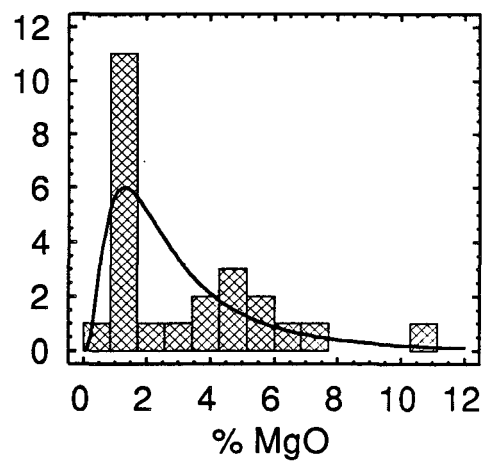
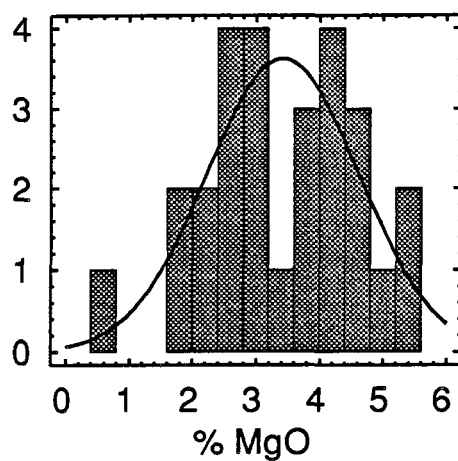
ANNEXE 5

Test de distribution des éléments majeurs et traces dans les paragneiss et les formations de fer. La ligne au dessus de l'histogramme est une simulation d'une distribution normale, dans le cas des majeurs et d'une distribution lognormale dans le cas des traces. Cette courbe est tracée à partir de la moyenne et de l'écart type de chaque population (selon l'histogramme). Plus l'histogramme suit la courbe, plus la population se rapproche de l'hypothèse de départ (normale ou lognormale). Par exemple c'est le fer dans les paragneiss qui a la distribution la plus normale.



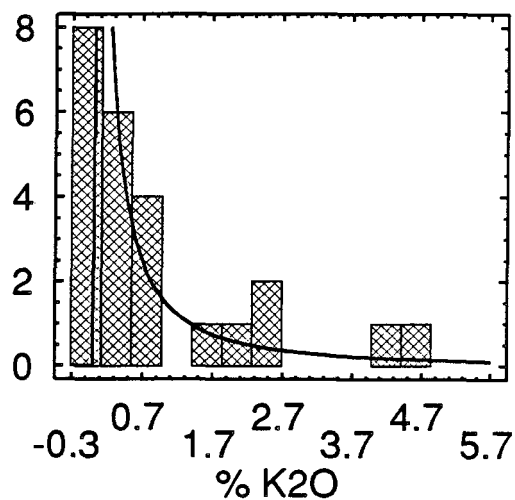
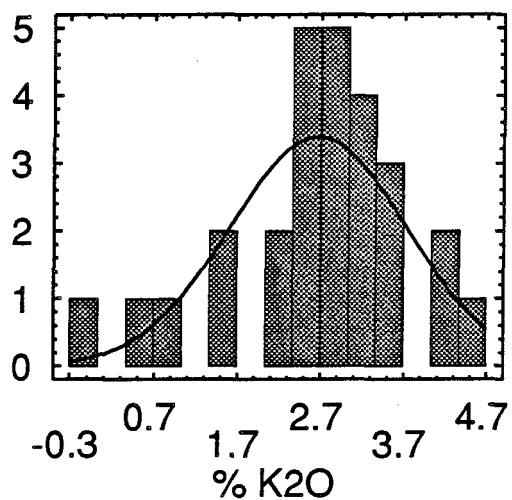
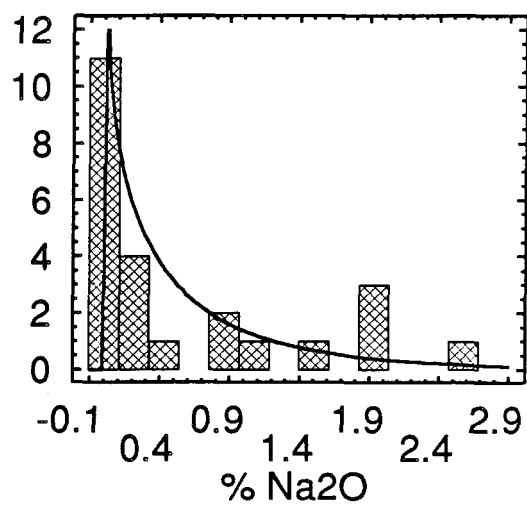
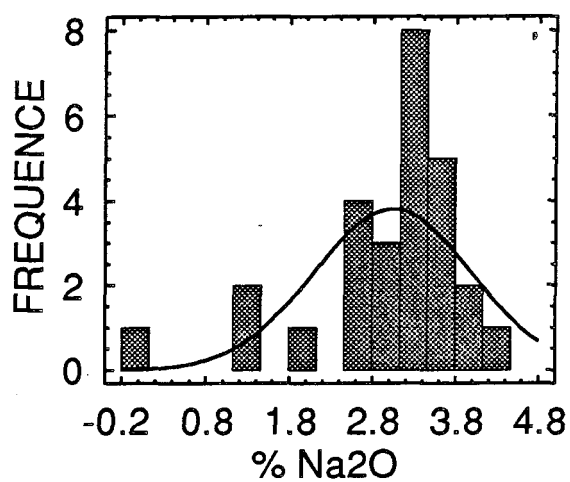
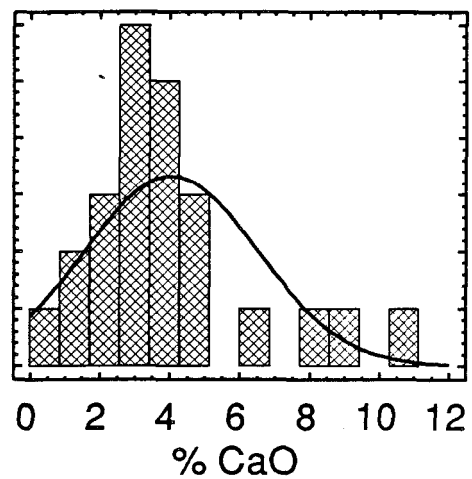
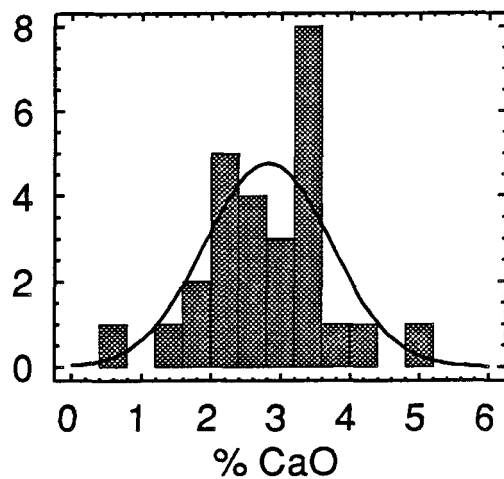
PARAGNEISS

FORMATION DE FER



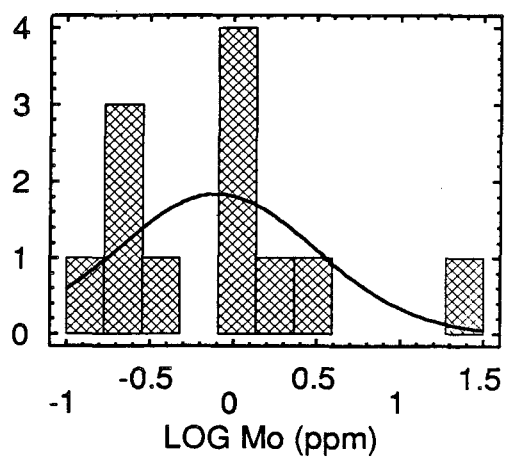
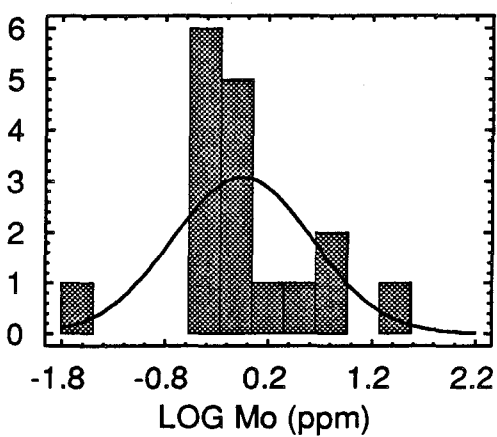
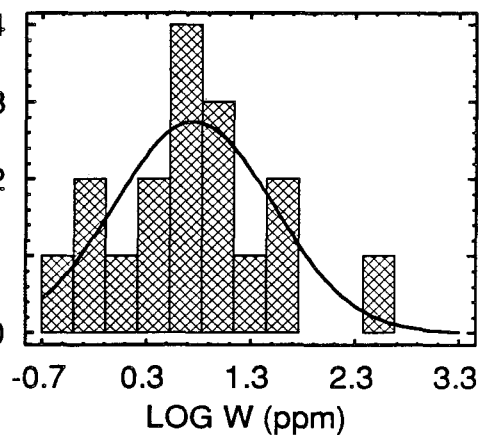
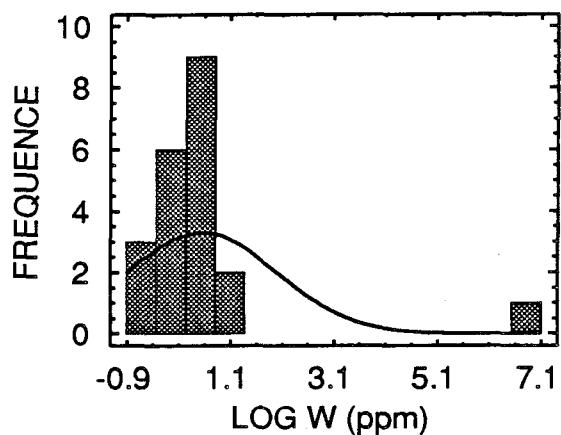
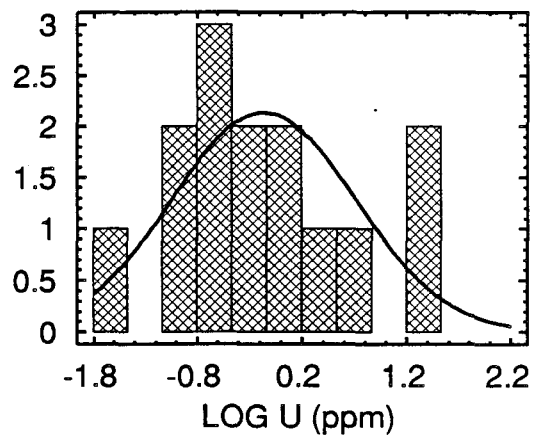
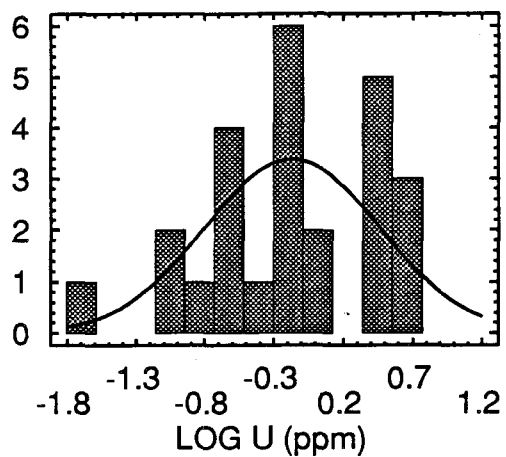
PARAGNEISS

FORMATION DE FER



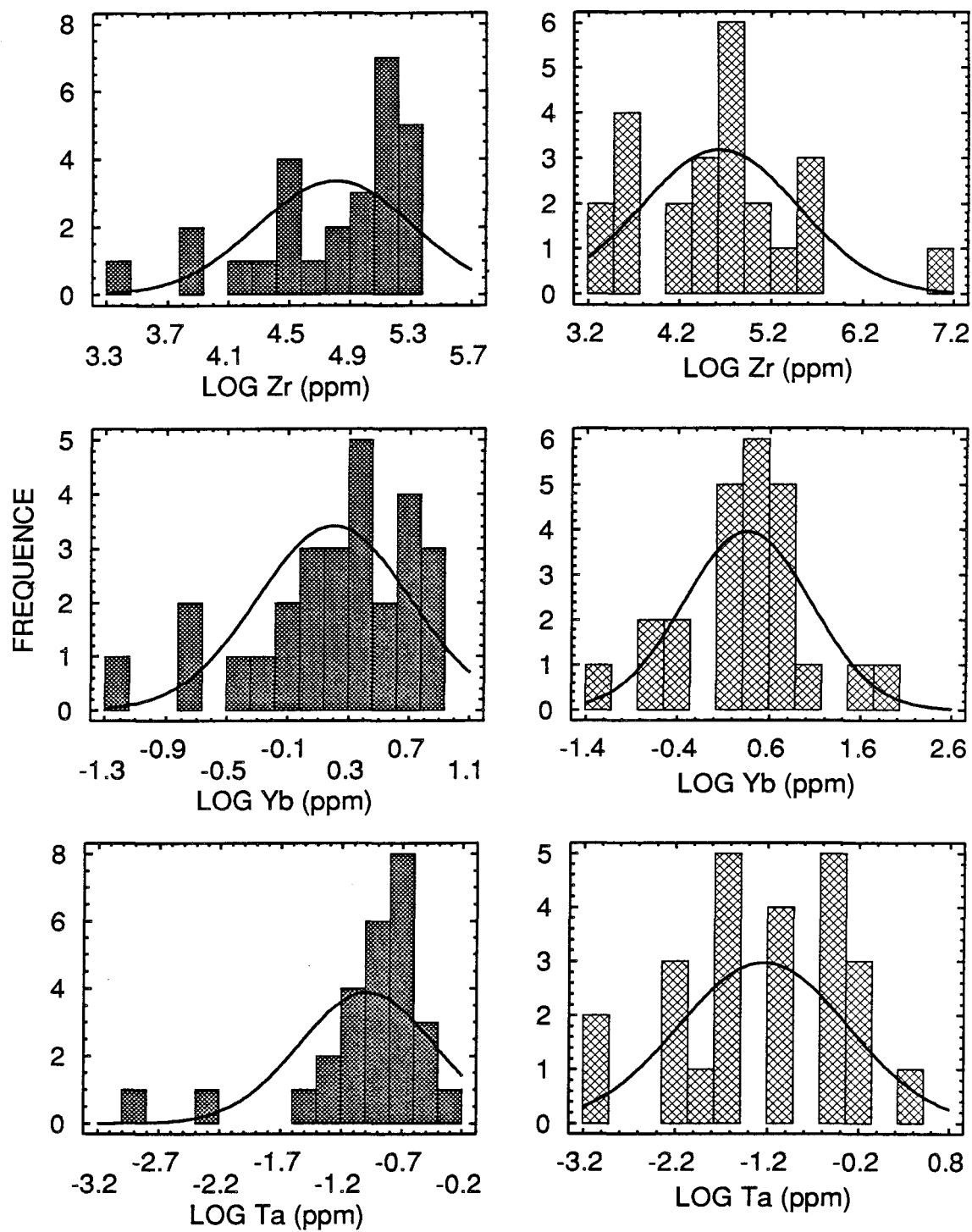
PARAGNEISS

FORMATION DE FER



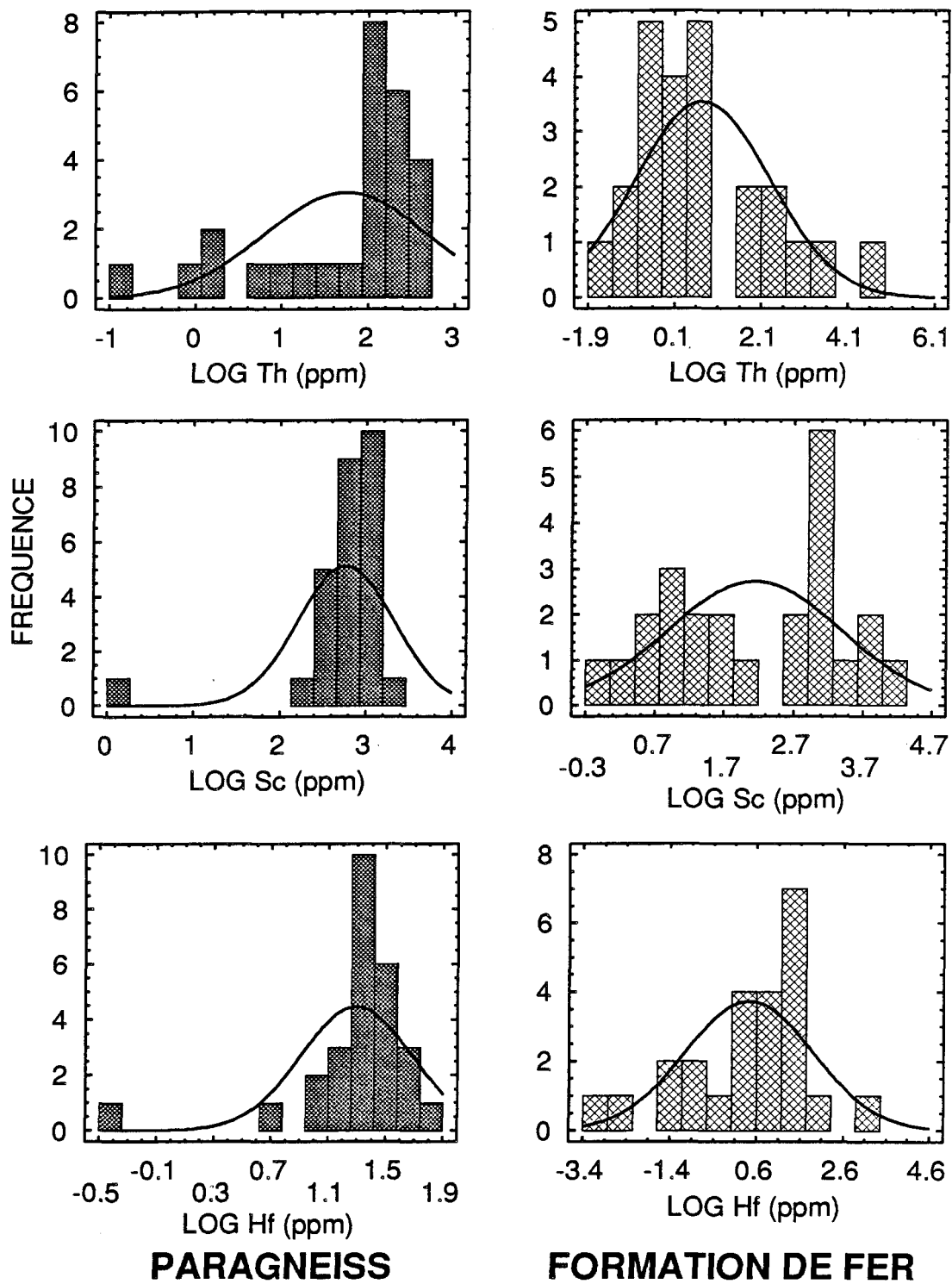
PARAGNEISS

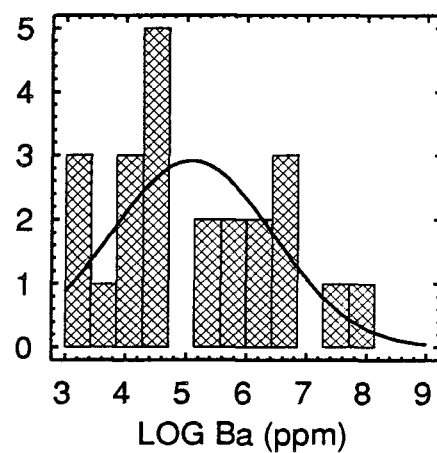
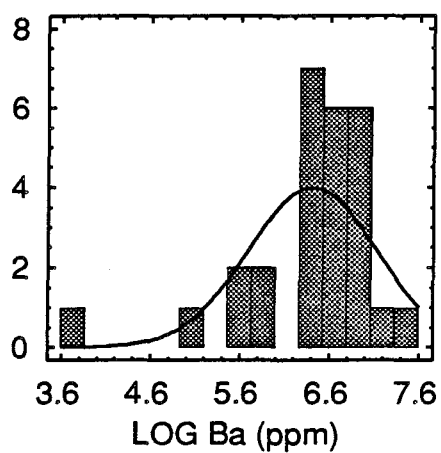
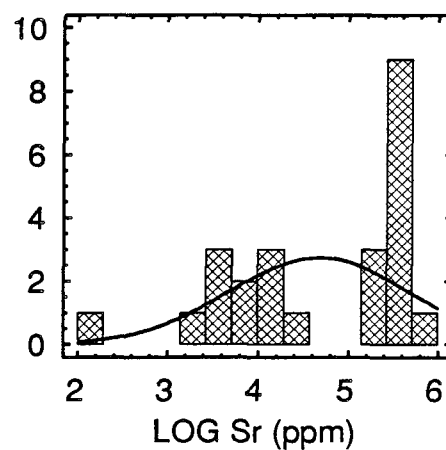
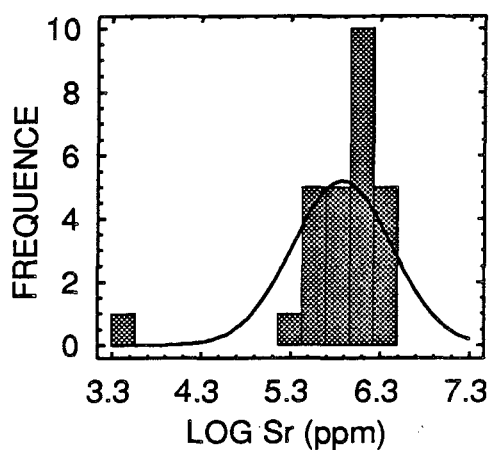
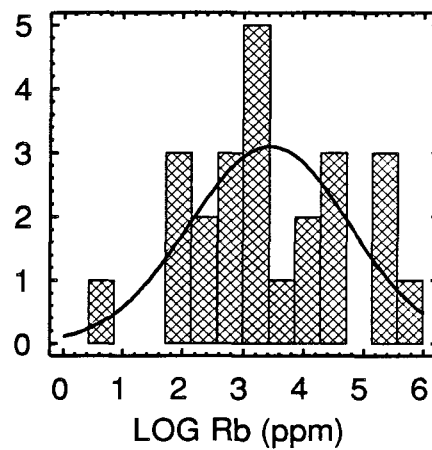
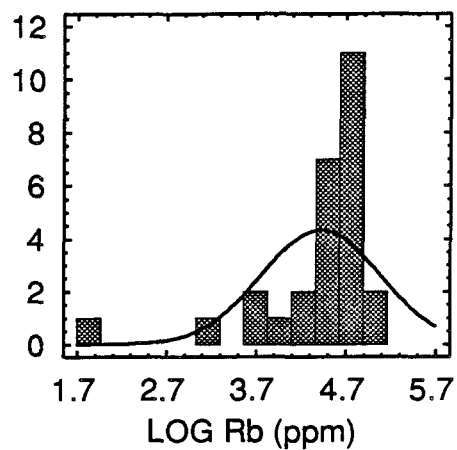
FORMATION DE FER



PARAGNEISS

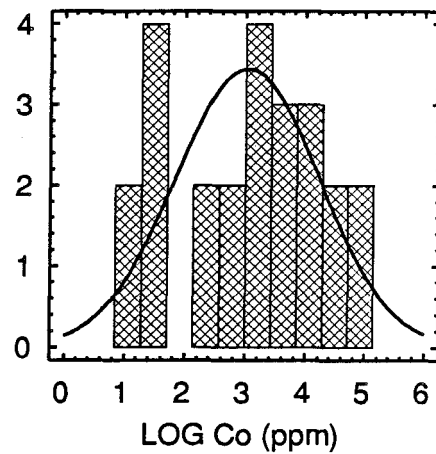
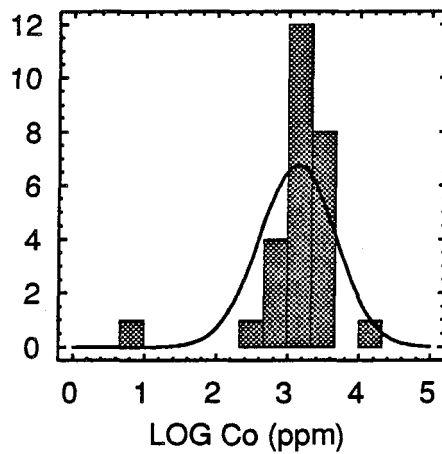
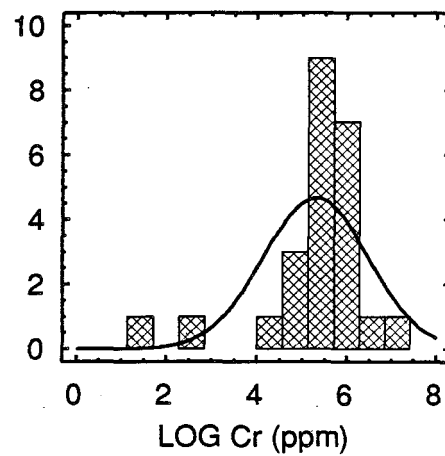
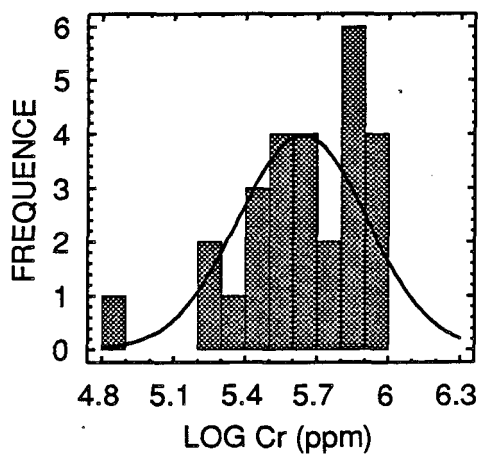
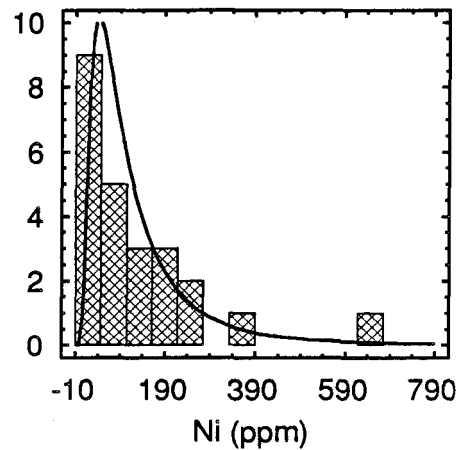
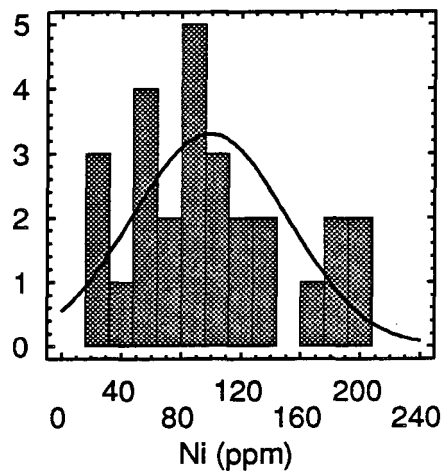
FORMATION DE FER





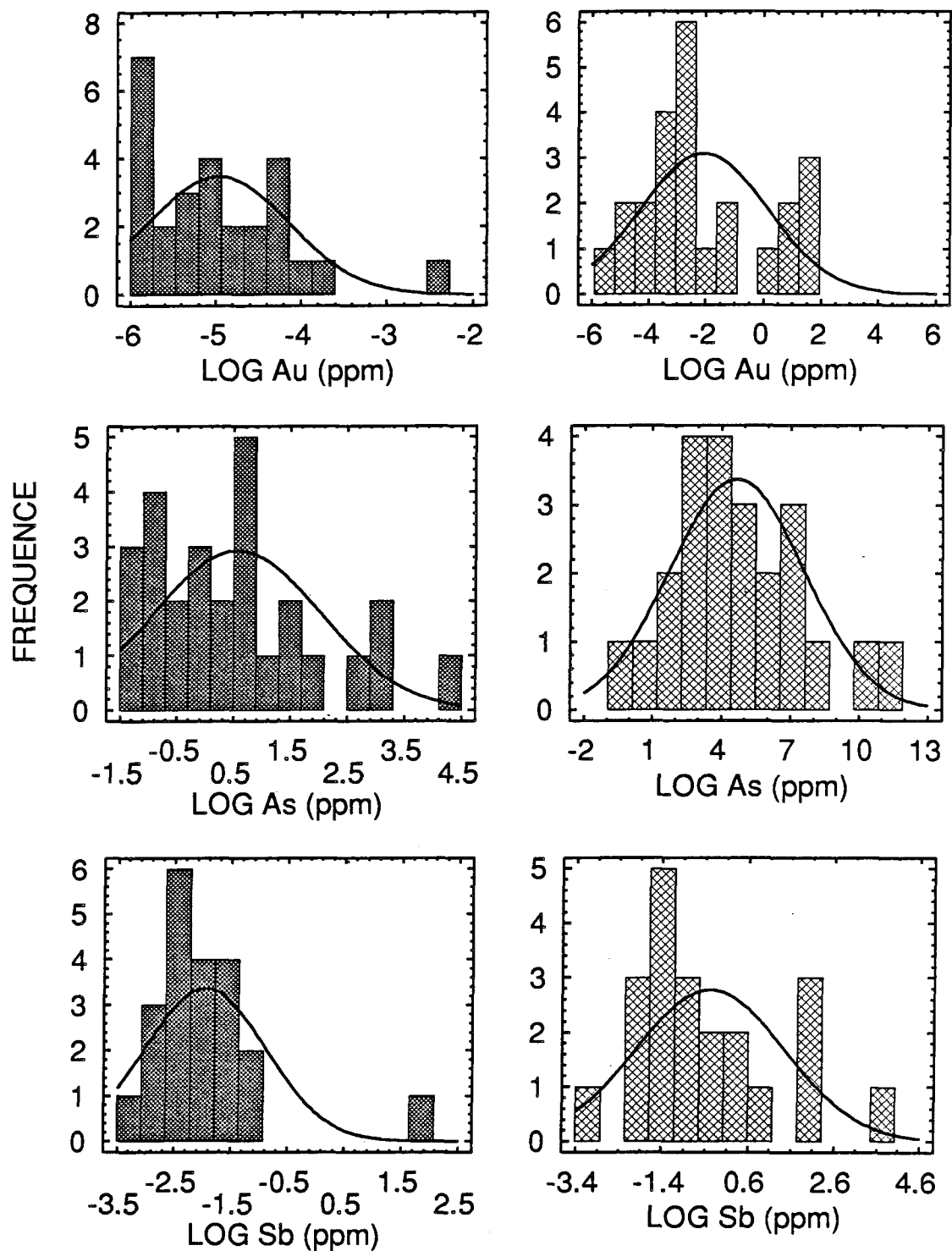
PARAGNEISS

FORMATION FE FER



PARAGNEISS

FORMATION DE FER



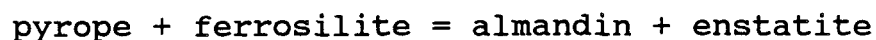
PARAGNEISS

FORMATION DE FER

Quelques explications supplémentaires sur les géothermobaromètres utilisés ainsi que sur les mesures d'activité.

Les pressions et températures obtenues à l'aide de THERMOCALC (Powell et Holland 1988) résultent de l'utilisation des valeurs d'activité par défaut. Les compositions des minéraux obtenues à la microsonde sont entrées directement dans le programme. Les activités et les conditions d'équilibre proviennent des données de Holland et Powell (1990). La force de ce programme est qu'il prend en considération les assemblages complets, et non seulement une paire de minéraux.

Le géothermomètre grenat-orthopyroxène est basé sur la réaction



Les conditions d'équilibre de cette réaction sont calculées selon les données de volume molaires de Matsui (1968) et Turnick et Al. (1973) (cités dans Harley 1984). Dans ce géothermomètre, la répartition de Fe et Mg dans les sites M1 et M2 de l'orthopyroxène est ignorée. L'expression X_{Mg}^{opx} est (Mg/Mg+Fe) dans l'orthopyroxène, et X_{Al}^{M1} est Al/2 dans la formule de l'orthopyroxène basée sur 6 oxygènes.

Considérant ceci, dans le système FMAS les activités des différentes composantes sont:

$$a_{py}^{ga} = (X_{Mg}^{ga})^3$$

$$a_{alm}^{ga} = (1 - X_{Mg}^{ga})^3$$

$$a_{en}^{opx} = (X_{Mg}^{opx})^2 (1 - X_{Al}^{M1})$$

$$a_{fs}^{opx} = (1 - X_{Mg}^{opx})^2 (1 - X_{Al}^{M1})$$

Une correction est ensuite apportée pour le Ca dans le système CFAMS.

La formule finale devient:

$$T \text{ } ^\circ\text{C} = \left\{ \frac{3740 + 1400 X_{gr}^{ga} + 22,86 P(\text{kb})}{R \ln K_D + 1,96} \right\} - 273$$

où

$$K_D = (Fe/Mg)^{ga} / (Fe/Mg)^{opx}$$

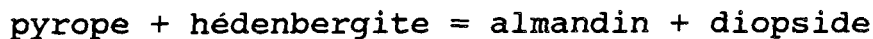
$$X_{gr}^{ga} = (Ca / Ca + Mg + Fe)^{ga}$$

$$R = 1,9872$$

N.B. ga = grenat (pour "garnet")

Le géothermomètre grenat-clinopyroxène (Ellis et Green 1979) est basé sur un modèle binaire d'échange Fe <---> Mg entre ces deux minéraux. La calibration apporte une correction pour compenser l'effet du Ca dans les minéraux. Cet effet du Ca altère le modèle binaire idéal (Fe-Mg) par une substitution non-idéal Ca-Mg dans les grenats et les clinopyroxènes.

La réaction de base est



La constante K pour cette réaction est définie selon Banno (1970 cité dans Ellis et Green 1979). Considérant les minéraux comme des solutions solides idéales,

$$a=x$$

$$\therefore K = \frac{(X_{Fe}^{ga})}{(X_{Mg}^{ga})} \cdot \frac{X_{Mg}^{cpx}}{X_{Fe}^{cpx}} = K_D$$

$$\therefore K_D = (Fe/Mg)^{ga} / (Fe/Mg)^{cpx}$$

$$T^{\circ}K = \frac{3104 X_{Ca}^{ga} + 3030 + 10,86 P(Kb)}{\ln K_D + 1,9034} *$$

* valable si Mn dans grenat (ga) < 1/2 du Ca

Le géothermomètre grenat-biotite (Ferry et Spear 1978) est également basé sur l'échange $\text{Fe} \longleftrightarrow \text{Mg}$ entre ces deux minéraux. Ce géothermomètre est expérimental et empirique. Nous avons choisis la solution graphique où $\ln K$ est reporté sur un graphique $\ln K$ / température (Ferry et Spear 1978, fig. 3).

Ce géothermomètre est calibré pour 0,2 GPa et pour des grenats ($\text{al}_{90}\text{py}_{10}$).

$$K = \frac{(\text{Mg}/\text{Fe})^{\text{grenat}}}{(\text{Mg}/\text{Fe})^{\text{biotite}}}$$

Le calcul se fait indépendamment en utilisant le poids en oxyde ou la proportion moléculaire.

Ce géothermomètre grenat-biotite (Perchuk et Lavrent'eva 1983) ne demande aucune correction pour des pressions de 0,6 GPa.

$$T^{\circ}\text{C} = \left(\frac{7843,7}{1,987 \ln K_D + 5,699} \right) - 273$$

$$K_D = \left(\frac{X_{Mg}}{1 - X_{Mg}} \right)^{\text{biotite}} \left(\frac{1 - X_{Mg}}{X_{Mg}} \right)^{\text{grenat}}$$

$$X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe + Mn)$$

ANNEXE 7

Teneur en métaux de bases et précieux dans 73 roches minéralisées. Ces analyses ont été faites au CRM de Québec durant les contrats du MERQ en 1985 et 1986. A remarquer la corrélation négative entre les métaux de bases et l'or.

UTM
Zone 19

#	Ag*	Cu	Pb	Zn		Au**	E	N
1	0,5 g/t	74 ppm	2 ppm	82 ppm		70 ppb	601105,0	6085995,0
2	0,5 "	128 "	1 "	43 "		2,4 g/t	601103,4	6086084,0
3	0,5 "	33 "	0,5 "	27 "		245 ppb	601096,6	6086159,0
4	2,5 "	111 "	12,0 "	86 "		15 "	604645,3	6086456,0
5	0,5 "	29 "	400,0 "	500 "		17 "	604972,2	6080994,0
6	4,5 "	295 "	3,6 %	1,41 %		40 "	604410,1	6082346,0
7	0,5 "	24 "	52,0 "	75 ppm		15 "	596218,8	6091663,0
8	0,5 "	112 "	4,0 "	70 "		120 "	596215,2	6091851,0
9	4,8 "	315 "	0,5 "	126 "		100 "	596230,7	6091488,0
10	4,0 "	435 "	0,5 "	109 "		2,2 g/t	597272,6	6090759,0
11	2,5 "	582 "	0,5 "	59 "		145 ppb	597730,0	6091347,0
12	2,3 "	156 "	0,5 "	122 "		67 "	604517,3	6090674,0
13	2,5 "	245 "	0,5 "	75 "		40 "	"	"
14	7,0 "	,12 %	2,0 "	50 "		47 "	603983,3	6076197,0
15	1,0 "	,14 %	11,0 "	52 "		950 "	604783,9	6075855,0
16	9,5 "	,14 %	7,0 "	148 "		285 "	605208,9	6079441,0
17	61,3 "	600 ppm	0,5 "	124 "		60 "	589364,6	6087766,0
18	5,0 "	5 "	1,0 "	6 "		57 "	583210,3	6082810,0
19	1,8 "	131 "	2,0 "	105 "		55 "	599674,7	6089250,0
20	13,5 "	232 "	6,0 "	108 "		195 "	603210,7	6089401,0
21	1,8 "	49 "	0,5 "	51 "		73 "	605479,2	6087744,0
23	1,0 "	177 "	0,5 "	128 "		20 "	595943,6	6094406,0
24	1,3 "	250 "	0,5 "	52 "		47 "	596069,5	6085850,0

* Les valeurs à 0,5 g/t Ag sont non significatives.

** Les valeurs à 15 ppb Au sont non significatives.

.UTM
(Zone 19)

#	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Au*	E	N
	PPM	PPM	PPM	PPM	PPM	PPb		
25	0,5	160	25	81	2	15	588230,2	6094055,0
26	"	700	11	150	2	15	584591,7	6094863,0
27	"	110	26	170	8	15	609374,2	6075746,0
28	"	120	19	10	1	15	609974,2	6075746,0
29	"	46	31	150	15	15	601430,2	6075676,0
30	"	420	31	140	45	36	602510,3	6075070,0
31	"	280	17	110	40	15	602510,3	6075070,0
32	"	16	72	73	1	15	590972,4	6087640,0
33	"	270	19	120	25	602	597172,9	6090436,0
34	"	120	10	130	40	40	604517,3	6090674,0
35	"	320	11	110	1	15	590863,6	6082426,0
36	"	39	8	70	45	63	-	-
37	"	730	5	81	65	96	596673,1	6092742,0
38	"	140	10	57	1300	582	604783,9	6075855,0
39	"	69	23	65	5	15	599705,9	6081954,0
40	"	170	14	75	3	15	588091,3	6072680,0
41	"	460	2	82	60	46	596882,5	6091326,0
42	"	200	32	61	7800	50	597494,1	6091972,0
43	"	310	4	75	7,2%	7,5g/t	597494,1	6091973,0
44	"	340	11	92	230	36	606480,6	6068831,0
45	"	410	2	54	90	33	-	-
46	"	390	44	110	80	46	-	-
47	"	200	18	120	12	33	606609,6	6080820,0
48	"	150	19	79	9	15	607943,2	6080673,0
49	"	320	20	95	8	15	603910,9	6075569,0
50	"	390	2	79	50	67	597951,1	6091729,0
51	"	140	3	110	60	86	598289,0	6092331,0
52	"	230	30	98	2	15	602195,3	6084876,0
53	"	48	21	73	2	15	602136,0	6073839,0
54	"	330	15	240	5	60	597498,5	6091449,0

* Valeurs à 15 ppb Au sont inférieures à la limite de détection.

DESIGN: BL85-019-4
NO.LAB: 85-016854

Ag <0,2 ppm
Cu 23 ppm
Pb 68 ppm
Zn 57 ppm

Au 70 ppb

BL85-022-D
85-016855

<0,2 ppm
320 ppm
5 ppm
120 ppm

<15 ppb

BL85-026
85-016856

<0,2 ppm
290 ppm
<0,5 ppm
180 ppm

50 ppb

BL85-028
85-016857

3,0 g/t
510 ppm
55 ppm
100 ppm

6,9 g/t

BL85-029-1
85-016858

<0,2 ppm
52 ppm
<0,5 ppm
54 ppm

<15 ppb

DESIGN: BL85-037-2
NO.LAB: 85-016859

Ag <0,2 ppm
Cu 150 ppm
Pb <0,5 ppm
Zn 120 ppm

Au 167 ppb

BL85-040-2
85-016860

<0,2 ppm
380 ppm
<0,5 ppm
73 ppm

17 ppb

BL85-051-2
85-016861

<0,2 ppm
640 ppm
<0,5 ppm
48 ppm

100 ppb

BL85-059-1
85-016862

<0,2 ppm
540 ppm
<0,5 ppm
130 ppm

60 ppb

BL85-1009-X
85-016863

<0,2 ppm
130 ppm
<0,5 ppm
49 ppm

47 ppb

DESIGN: BL85-1010-B
NO.LAB: 85-016864

Ag <0,2 ppm
Cu 230 ppm
Pb <0,5 ppm
Zn 230 ppm

Au 50 ppb

BL85-1016-C
85-016865

<0,2 ppm
140 ppm
<0,5 ppm
36 ppm

8,9 g/t

BL85-1018-B
85-016866

<0,2 ppm
270 ppm
<0,5 ppm
85 ppm

370 ppb

BL85-1019-C
85-016867

1,3 g/t
250 ppm
<0,5 ppm
63 ppm

18,9 g/t

BL85-1026-C
85-016868

<0,2 ppm
240 ppm
<0,5 ppm
220 ppm

233 ppb

DESIGN: BL85-1046-B
NO.LAB: 85-016869

BL85-1113-X
85-016870

BL85-2001-B
85-016871

BL85-2026
85-016872

BL85-2042-B
85-016873

Ag <0,2 ppm
Cu 430 ppm
Pb <0,5 ppm
Zn 41 ppm

<0,2 ppm
220 ppm
26 ppm
120 ppm

<0,2 ppm
18 ppm
<0,5 ppm
53 ppm

<0,2 ppm
570 ppm
<0,5 ppm
31 ppm

<0,2 ppm
33 ppm
14 ppm
60 ppm

Au 33 ppb

17 ppb

<15 ppb

87 ppb

<15 ppb

DESIGN: BL85-2123-B
NO.LAB: 85-016874

BL85-2028-A
85-016875

BL85-1016-O
85-016876

Ag <0,2 ppm
Cu 120 ppm
Pb <0,5 ppm
Zn 120 ppm

<0,2 ppm
87 ppm
14 ppm
77 ppm

<0,2 ppm
76 ppm
<0,5 ppm
59 ppm

Au 940 ppb

<15 ppb

167 ppb