

ET 91-10

MINÉRALISATION AURIFÈRE DU SECTEUR ORIENTAL DE LA BANDE CAOPATINA-DESMARAVISVILLE

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

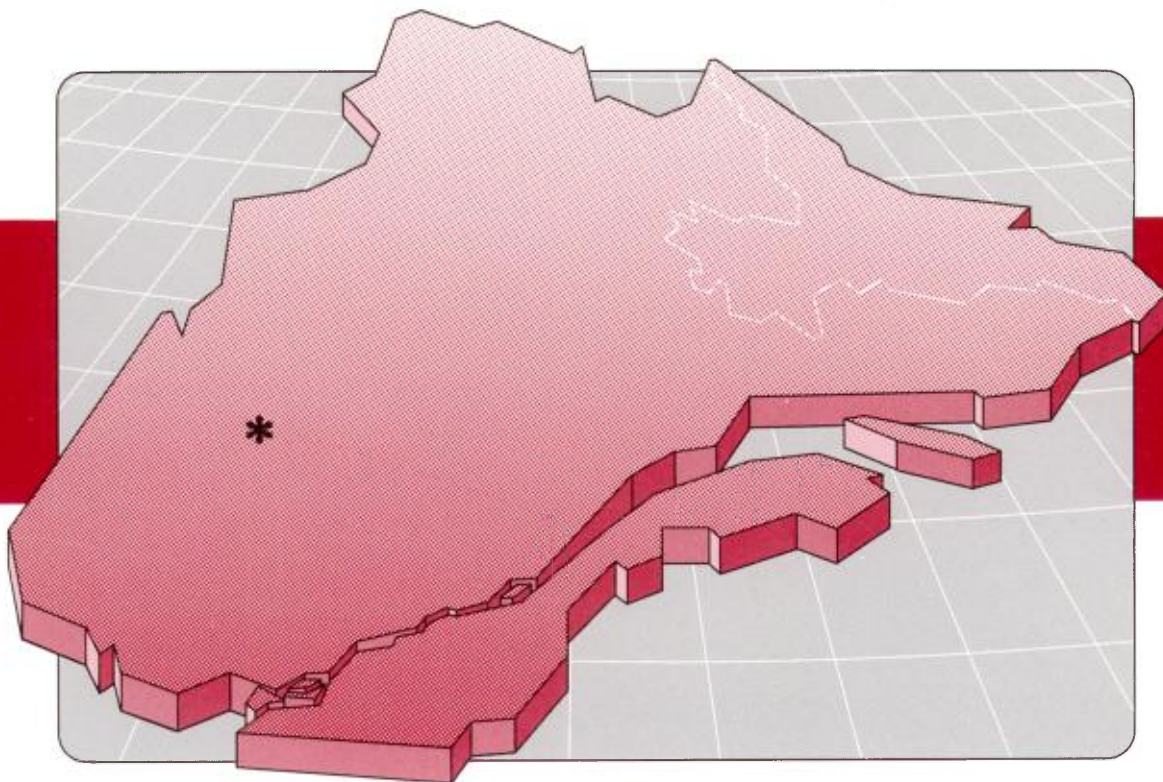
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Minéralisation aurifère du secteur oriental de la bande Caopatina-Desmaraisville

Claude Dion
Jayanta Guha

ET 91-10



Minéralisation aurifère du secteur oriental de la bande Caopatina-Desmaraisville

**Claude Dion
Jayanta Guha**

ET 91-10

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DU NORD-OUEST
Chef: A. Simard

Accepté pour publication le: 93-01-12

Lecteurs critiques
P. Pilote
M. Simard

Édition
C. Dubé

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DAEM)

Le présent projet est financé par Ressources Naturelles Canada et le ministère des Ressources naturelles du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral.

RÉSUMÉ

La partie orientale de la bande volcanosédimentaire de Caopatina-Desmaraisville, au SSW de Chibougamau, présente quatre grands types de gisements aurifères:

Type 1 – Minéralisations aurifères liées à des cisaillements E-W (subparallèles à la stratification) dans des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées;

Sous-type 1a – Minéralisations aurifères du type veines de quartz et sulfures;

Sous-type 1b – Minéralisations aurifères du type faible dissémination de pyrite;

Type 2 – Minéralisations aurifères liées à des cisaillements NE et NW recoupant des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées;

Type 3 – Minéralisations aurifères encaissées dans des intrusions intermédiaires à felsiques;

Type 4 – Minéralisations aurifères encaissées dans des sédiments (tufs) graphitiques et/ou des «formations de fer».

Cette étude a pour but de déterminer les caractéristiques stratigraphiques, structurales, pétrographiques et lithogéochimiques de quatre gisements qui représentent les principaux types de minéralisations identifiés dans ce secteur, soit la mine Joe Mann (anciennement Chibex) et trois indices aurifères: les indices Philibert, Lac Meston et La Dauversière 1.

La mine Joe Mann (sous-type 1a) est un gisement d'or-cuivre (réserves estimées à 3,2 millions de tonnes à une teneur de 8,22 g/t Au) situé à environ 65 km au SW de Chibougamau. Ce gisement est composé de veines décimétriques rubanées de quartz-carbonates logées dans trois zones de cisaillement E-W ductiles-cassantes, à mouvement inverse, subparallèles entre elles et à la stratification. Les lithologies encaissantes comprennent un filon-couche de gabbro, des basaltes et un mince niveau felsique cisailé. Les zones minéralisées sont recoupées et déplacées par des failles tardives NE.

L'indice La Dauversière 1 est un autre gisement du sous-type 1a. Il est situé à environ 5 km au NE de la mine Joe Mann. L'or y est associé à une faible quantité de sulfures dans des veines de quartz blanc laiteux très déformées, boudinées et plissées, mises en place dans des cisaillements E-W et ENE qui recoupent les basaltes de la Formation d'Obatogamau métamorphisés au faciès amphibolites. Ces cisaillements forment un schéma structural complexe résultant d'un système de cisaillements anastomosés qui s'est développé dans un grand couloir de cisaillement E-W d'âge Archéen.

L'indice Philibert (sous-type 1b) est situé à environ 10 km à l'ouest de la mine Joe Mann. La minéralisation est constituée de pyrite finement disséminée dans deux zones de cisaillement intensément carbonatées et silicifiées recoupant des filons-couches de gabbro différenciés. Elle est localisée dans une diorite quartzifère relativement peu cisailée et fortement carbonatée dans la partie supérieure des filons-couches.

L'indice Lac Meston (type 3) se trouve à environ 5 km à l'ouest de la mine Joe Mann. Il présente un réseau de veines de tension centimétriques de quartz-tourmaline recoupant une petite intrusion de composition tonalitique. L'or est associé à la pyrite dans les veines de quartz ou dans la tonalite rose encaissante faiblement déformée et altérée en muscovite, carbonate et hématite.

Les minéralisations aurifères les plus importantes (mine Joe Mann et indice Philibert) sont localisées principalement dans des filons-couches de gabbro plus ou moins différenciés. À l'indice Philibert, la majeure partie de la minéralisation est présente dans le faciès le plus différencié du filon-couche de gabbro où le fer et la silice sont en fortes proportions. Le fort contraste de compétence entre l'intrusion tonalitique du lac Meston et les roches encaissantes favorise la déformation cassante du milieu et, par contrecoup, facilite la circulation des fluides hydrothermaux.

À l'échelle régionale, on constate que les structures E-W et les cisaillements associés constituent le principal contrôle structural des minéralisations aurifères. Les failles longitudinales d'importance régionale sont des cibles de choix. De plus, il semble que plusieurs gisements soient localisés à l'intersection de ces grands cisaillements E-W avec des failles d'orientation NE à NNE.

Les gîtes d'or sont associés à des auréoles d'altération concentriques présentant une zone d'altération relativement étroite en sulfures (pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite et arsénopyrite), en micas potassiques (muscovite ou biotite) et en carbonate ferrugineux, enveloppée d'une zone d'altération beaucoup plus large en chlorite carbonate. Enfin, les zones minéralisées montrent des enrichissements en or, arsenic, cuivre, argent, zinc ou tungstène.

Table des matières

	Page
INTRODUCTION	1
Présentation de l'étude	1
Objectifs de la présente étude	1
Travaux antérieurs	1
Remerciements	2
 GÉOLOGIE RÉGIONALE	 3
Stratigraphie	3
Structure	3
 CARACTÉRISATION DES MINÉRALISATIONS AURIFÈRES	 5
Introduction	5
La mine Joe Mann	5
Contexte géologique	5
Métamorphisme régional	6
Stratigraphie du gisement	6
Filons-couches de gabbro	6
Basaltes	6
Rhyolites	7
Roches intrusives	7
Dykes porphyriques	7
Dykes aphyriques	8
Dykes verts	8
Dykes de diabase	9
Structure	9
Zones de cisaillement	9
Failles nord-est	11
Minéralisation	11
Zones Nord et Principale	11
Zone Sud	12
Caractéristiques du minerai	13
Texture et minéralogie de la gangue	13
Phases métalliques	13
Paragenèse	15

Altération hydrothermale	15
Zones Principale, «G» et Nord	15
Zone Sud	16
Lithogéochimie de l'altération hydrothermale	16
Lithogéochimie qualitative	17
Zone Principale, zone «G» et zone Nord	17
Zone Sud	18
Lithogéochimie quantitative	18
Zones Principale et Nord	19
Zone Sud	19
Conclusion	20
Indice Philibert	21
Localisation géographique et géologique	21
Minéralisation	22
Structure	23
Métamorphisme et altération	24
Métamorphisme régional	24
Altération hydrothermale	24
Lithogéochimie	25
Conclusion	26
Indice Lac Meston	27
Localisation géographique et géologique	27
Minéralisation	27
Structure	28
Métamorphisme et altération hydrothermale	28
Lithogéochimie	29
Lithogéochimie qualitative	29
Lithogéochimie quantitative	30
Conclusion	30
Indice La Dauversière 1	31
Localisation géographique et géologique	31
Minéralisation	31
Structure	32
Métamorphisme et altération	34
Métamorphisme régional	34
Altération hydrothermale	34
Lithogéochimie	36
Conclusion	36
DISCUSSION ET CONCLUSION	39
Introduction	39
Comparaison des minéralisations de la partie orientale de la BCD	39
Guides d'exploration locaux et régionaux	41

RÉFÉRENCES	43
ANNEXES	
A – Méthodes d'analyses	49
B – Analyses chimiques	51
C – Analyses des minéraux à la microsonde	79
FIGURES	99
PHOTOS	135
TABLEAUX	145

Introduction

Présentation de l'étude

Le potentiel aurifère de la bande volcanosédimentaire Caopatina-Desmaraisville (Sharma et Lacoste, 1981; figure 1), connu depuis le début des années 50, a été mis en évidence par la réouverture récente (avril 1987) de la mine Joe Mann. La présence à l'ouest de la région de deux autres mines d'or (Lac Shortt et Lac Bachelor), ainsi que le contexte géologique favorable (Gobeil et Racicot, 1982), ont attiré l'attention des compagnies minières et stimulé les efforts d'exploration dans cette région. Ce regain d'intérêt a donc incité le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec à entreprendre la cartographie géologique détaillée (au 1:20 000) du secteur. Les résultats préliminaires de ce travail dans les parties orientale et centrale de la bande (Tait *et al.*, 1987; Sharma *et al.*, 1987) ont démontré que l'évolution géologique et stratigraphique de la région différait sensiblement de celle de la partie nord (c.-à-d. le secteur Chibougamau-Chapais) du sillon de Matagami-Chibougamau.

La région de Chibougamau (figure 1) se situe à environ 600 km au nord de Montréal. Elle se situe à l'extrémité orientale du sillon de roches vertes de Matagami-Chibougamau, qui constitue la partie nord de la zone interne de la sous-province orogénique de l'Abitibi (Goodwin et Ridler, 1970 ; Dimroth *et al.*, 1982) de la province structurale du Supérieur. La bande volcanosédimentaire de Caopatina-Desmaraisville constitue la partie méridionale du sillon. Elle s'étend sur plus d'une centaine de kilomètres d'ouest en est entre les cantons de Gand et de La Dauversière. Elle est bornée à l'est par le front de Grenville.

L'objectif principal de cette étude est de caractériser le contexte de la minéralisation aurifère dans le secteur oriental (Joe Mann) de la bande de Caopatina-Desmaraisville. Cette étude a également pour but de comparer la typologie et l'environnement géologique des gisements et des indices présents dans l'ensemble de la bande et elle est basée sur un travail (Archer et Guha, en préparation) entrepris dans le cadre du programme d'Action structurante du Ministère de l'Enseignement supérieur et des Sciences du Québec par le Centre d'études en ressources minérales de l'UQAC. Ce travail qui consiste en une compilation des informations disponibles sur les indices aurifères de la région a permis d'établir l'existence dans cette région de quatre grands types de gisements sans connotation génétique. Ces quatre types sont:

1) Minéralisations aurifères liées à des cisaillements E-W (subparallèles à la stratification) dans des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées;

1a) Minéralisation aurifère du type veines de quartz et sulfures (exemples: mine Joe Mann et indice La Dauversière 1);

1b) Minéralisation aurifère du type faible dissémination de pyrite-(or) (exemple: indice Philibert);

2) Minéralisations aurifères liées à des cisaillements NE et NW recoupant des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées (exemple: indice Murgor);

3) Minéralisations aurifères encaissées dans des intrusions intermédiaires à felsiques (exemple: indice Lac Meston);

4) Minéralisations aurifères encaissées dans des sédiments (tufs) graphitiques et/ou des «formations de fer» (exemple: indices Patino n° 1 ou Stratford).

Les travaux entrepris dans le cadre de cette étude se sont échelonnés sur une période de trois ans, de mai 1987 à mai 1990. À ce jour, trois rapports ont été soumis au MER et furent publiés sous la forme de manuscrits bruts (série MB). Ces travaux sont ceux de Dion et Guha (1988) pour la mine Joe Mann et de Dion et Guha (1989a et b) pour les autres indices aurifères. Le présent rapport fait la synthèse des travaux précédents.

Objectifs de la présente étude

L'objectif premier de cette étude est d'identifier les caractéristiques stratigraphiques, structurales, lithologiques et lithogéochimiques des minéralisations aurifères du secteur oriental (Joe Mann) de la bande de Caopatina-Desmaraisville. Dans cette optique, nous avons fait l'étude détaillée de quatre gisements représentant les principaux types de minéralisations identifiés dans le secteur (Archer et Guha, en préparation). Nous avons principalement fait porter notre étude sur la mine Joe Mann (anciennement Chibex) et sur trois autres indices aurifères: les indices Philibert, Lac Meston et La Dauversière 1, localisés dans les cantons de La Dauversière, de Rohault et de Gamache, à 60-70 km au SW de la ville de Chibougamau (figures 1 et 2).

Travaux antérieurs

De nombreux géologues ont visité de façon intermittente la région de Chibougamau à partir des années 1870 (Richardson, 1872; Obalski, 1904; Low, 1906; Barlow *et al.*, 1911; Cooke, 1927; Tolman, 1930; Norman et Mawdsley, 1938). Les premiers travaux de cartographie à l'échelle d'un mille au pouce de la partie orientale de la bande volcanosédimentaire de Caopatina-Desmaraisville ont été effectués par Holmes

(1959), Lyall (1959), Deland et Grenier (1959) et Remick (1956). La géologie des cantons de La Dauversière, de Rohault et de Gamache a été décrite par Imbault (1959), Gilbert (1959) et Deland et Grenier (1959). Hébert (1980) a défini la stratigraphie de la région et a recartographié les environs de la mine Joe Mann à l'échelle du 1:20 000. Depuis 1985, le secteur Rohault-Guercheville de la bande fait l'objet d'un programme de cartographie détaillée entrepris à l'instigation du MER. Les résultats de ces travaux récents sont présentés dans Tait *et al.* (1987), Sharma *et al.* (1987), Lauzière *et al.* (1989a, b et en préparation) et Midra *et al.* (en préparation). La couverture géologique de la région est complétée par les nombreux travaux de cartographie effectués par les compagnies minières. Des compilations de ces travaux se trouvent dans Gobeil et Racicot (1982) et Archer et Guha (en préparation).

Remerciements

Nous aimerions remercier les dirigeants et géologues des compagnies Les Ressources du Lac Meston (filiale de Campbell Resources), SOQUEM et Noranda Exploration pour leur très grande collaboration et leurs nombreux conseils.

Nous tenons aussi à souligner la qualité de l'encadrement scientifique et logistique fourni par le MER par l'entremise de MM. Alain Simard, André Gobeil, Pierre Pilote et Jean-François Couture. Les conseils prodigués par MM. Réal Daigneault, Edward Chown et Guy Archambault du CERM ont également été fort appréciés.

Nous voudrions remercier tout particulièrement Mlles Annie Larouche (géologue senior, étés 1987 et 1988) et Chantale Pelchat (assistante géologue, été 1989) pour la qualité du travail effectué, de même que MM. Jean Bélanger et Denis Côté pour leurs apports scientifiques et logistiques. Finalement, nous voulons mentionner l'excellent travail de M. Claude Dallaire qui a réalisé les figures originales.

Géologie régionale

Les travaux de cartographie de la bande volcanosédimentaire de Caopatina-Desmaraisville (BCD) sont en voie d'achèvement, mais quelques aspects importants de la géologie de la région restent encore à préciser. Ces travaux nous permettent toutefois de décrire dans ses grands traits la stratigraphie et la structure de cette zone.

Stratigraphie

Toutes les roches de la région, à l'exception des dykes protérozoïques de diabase et de gabbro, sont d'âge Archéen et appartiennent à la zone interne de la sous-province orogénique de l'Abitibi (Goodwin et Ridler, 1970; Dimroth *et al.*, 1982). La stratigraphie est composée principalement de volcanites mafiques et felsiques, de roches volcanoclastiques et de roches sédimentaires volcanogènes (figure 3).

Les *roches volcaniques mafiques* constituent la lithologie dominante dans la région. Elles sont composées principalement de coulées coussinées et massives surmontées localement par des brèches de coussins contenant des proportions variables de matériel hyaloclastique.

Ces basaltes tholéitiques, pauvres en potassium et à vésicularité très faible (< 5%), sont caractérisés par la présence de phénocristaux isolés (0,1 à 3 cm) ou d'amas de cristaux (jusqu'à 15 cm, mais généralement < 5 cm) de plagioclase idiomorphes à subidiomorphes. Les phénocristaux peuvent former de 1 à près de 70% de la roche. Ces basaltes renferment aussi des filons-couches gabbroïques comagmatiques. Gobeil et Racicot (1982) et Tait *et al.* (1987), se basant sur les similitudes entre ces basaltes porphyriques et ceux de la Formation d'Obatogamau (Cimon, 1977) plus au nord, ont assigné toutes les volcanites mafiques de la BCD à cette dernière formation.

Les *roches volcaniques felsiques* regroupent des coulées de laves massives et bréchiques, des coulées pyroclastiques et des coulées de débris pyroclastiques, des turbidites et d'autres roches sédimentaires volcanogènes dérivées du remaniement des débris volcaniques et de l'érosion des roches volcaniques felsiques et mafiques environnantes. Ces roches forment un complexe volcanique felsique interstratifié et intercalé avec les basaltes de la Formation d'Obatogamau dans la région au NW du lac des Vents (Gobeil et Racicot, 1982; Tait *et al.* 1987). Sharma *et al.* (1987) ont proposé que l'ensemble des roches volcaniques felsiques, des sédiments volcanogènes et des basaltes porphyriques interlités soit regroupé à l'intérieur d'une

même unité, le Membre des Vents, qui s'intercale dans la Formation d'Obatogamau.

Les *roches sédimentaires d'origine volcanoclastique* forment la partie supérieure de la séquence stratigraphique. Elles comprennent des grès, des siltstones, des argillites, des conglomérats, des grès conglomératiques et des formations de fer litées à magnétite. Cette unité, épaisse de 1 à 2 km, longue de plus de 50 km, s'étend du canton de Rohault à l'est aux cantons de Gradis et de Drouet à l'ouest et occupe le coeur d'un pli majeur, le synclinal de Druillettes, d'orientation WNW (figure 1). Les roches sédimentaires et les volcanites mafiques semblent s'interdigiter près de leur contact, lequel est fortement cisailé et souvent matérialisé par des conducteurs INPUT d'orientation E-W d'étendue régionale (Gobeil et Sharma, 1987). Ainsi, la faille Winchester-Des Vents (Tait *et al.*, 1987; cette structure est aussi connue sous le nom de faille Guercheville) est matérialisée par un conducteur électromagnétique que l'on peut suivre de la mine Joe Mann à l'est jusqu'à la mine Lac Shortt vers l'ouest (figure 1). Sharma *et al.* (1987) ont assigné ces roches sédimentaires à une nouvelle formation, la Formation de Caopatina, qu'ils ont située immédiatement au-dessus de la Formation d'Obatogamau. Ces deux unités font partie du Groupe de Roy (figure 3).

Ces diverses lithologies, typiques de la ceinture de roches vertes Chibougamau-Matagami, sont recoupées par des plutons granitoïdes synvolcaniques (Complexe Eau-Jaune), syntectoniques (plutons de Presqu'île, Chico, Verneuil et La Dauversière; figure 1) et tardi-tectoniques (Muscocho; figure 1) (Racicot *et al.*, 1984; Tait *et al.*, 1987; Lauzière *et al.*, 1989a, b et en préparation; Midra *et al.*, en préparation). Le métamorphisme est généralement faible sauf près des contacts avec les plutons syn- ou tardi-tectoniques et à proximité du front de Grenville où il peut atteindre le faciès amphibolite. Les dykes protérozoïques de diabase et de gabbro ne sont pas déformés ni métamorphisés.

Structure

La déformation régionale D₂ est responsable de la plupart des traits structuraux observés dans la région. Les parties orientale et centrale de la BCD sont dominées par deux structures D₂ majeures. Au nord, une série de plutons granitoïdes syntectoniques (le pluton La Dauversière, le Complexe de Lapparent, le pluton de Boivert et plusieurs intrusions de plus petite taille) semblent constituer le coeur d'une structure anticlinale orientée WNW que Duquette (1970) a

nommée anticlinal de La Dauversière. Ce pli est bordé au sud par un synclinal majeur de même orientation appelé le synclinal de Druillettes (Tait et Chown, 1987; Lauzière *et al.*, 1989a, b, et en préparation). Les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina sont logées au coeur de ce pli.

La schistosité régionale S_2 est parallèle aux plans axiaux des plis D_2 , sauf en bordure des plutons. Tait *et al.* (1987), Tait et Chown (1987) et Lauzière *et al.*, 1989a, b, et en préparation) mentionnent aussi l'existence de deux clivages tardifs, S_3 et S_3' , formant des angles faibles avec S_2 .

Une phase de plissement D_1 d'orientation N-S, antérieure à la déformation régionale D_2 , a été reconnue par Lauzière *et al.* (1989b) dans les sédiments de la Formation de Caopatina. Ces plis, sans schistosité axiale, sont mis en évidence par des inversions de la polarité structurale et résultent probablement d'un épisode de déformation synsédimentaire.

Plusieurs orientations de failles ont été reconnues dans la région. Les failles les plus anciennes, d'im-

portance régionale, ont une orientation E-W. Les failles Doda (Lauzière *et al.*, 1989a) et Winchester-Des Vents (Tait *et al.*, 1987) sont de ce type. Les zones de cisaillement associées à ces failles E-W sont particulièrement intéressantes en raison de leur potentiel économique (Guha, 1984; Dubé, 1985; Guha *et al.*, 1988). Ce système est recoupé par des failles NE à NNE à rejet apparent senestre. Des failles orientées à 115° (Lauzière *et al.*, 1989a et b) et N-S (Tait et Chown, 1987) sont aussi présentes.

À l'extrémité orientale de la bande, le patron tectonique se complique considérablement suite à l'apparition d'une nouvelle phase de déformation liée à l'orogénie grenvillienne. Le front de Grenville est marqué par la présence des failles NNE appartenant au réseau de Mistassini, par une rotation de la foliation kénoréenne E-W vers le NNE, par une schistosité grenvillienne surimposée NNE et par des linéations SE (Daigneault et Allard, 1984; Ciesielski et Ouellet, 1985; Ciesielski, 1988; Daigneault *et al.*, en préparation).

Caractérisation des minéralisations aurifères

Introduction

Dans le but de définir les caractéristiques essentielles des minéralisations aurifères de la partie orientale de la bande de Caopatina-Desmaraisville, nous avons étudié la mine Joe Mann, le seul producteur d'or de cette zone, ainsi que les indices Philibert, Lac Meston et La Dauversière 1 (figure 2).

La mine Joe Mann

La mine Joe Mann est une mine d'or et de cuivre exploitée depuis avril 1987 par la compagnie Les Ressources du Lac Meston, filiale de Ressources Campbell. Elle est située à la limite des cantons de La Dauversière et de Rohault, à environ 65 km au SW de la ville de Chibougamau (feuillelet SNRC 32G/8). Il s'agit du troisième gisement aurifère mis en exploitation dans la BCD, les deux autres étant les mines Lac Shortt et Lac Bachelor, et il représente la seule exploitation dans la partie orientale de la bande.

La mine est équipée d'un puits à trois compartiments d'une profondeur de 1850 pieds (565 m) avec des niveaux à tous les 150 pieds (45 m). L'exploitation par la méthode des longs trous et par chambre-magasin est limitée pour l'instant à trois zones minéralisées: la zone Principale, la zone Sud et la zone Nord. On extrait environ 1000 tonnes de minerai par jour provenant en grande partie (75 à 80%) de la zone Principale entre 900 et 1650 pieds et, accessoirement, de la zone Sud. Cette dernière n'est exploitée qu'aux niveaux 1050, 1350 et 1500 pieds. La zone Nord n'a été exploitée que localement jusqu'ici en raison des teneurs erratiques qui la caractérisent.

Les réserves prouvées et probables étaient estimées au 31 décembre 1989 à 3,2 Mt métriques (3,55 millions de tonnes) à une teneur moyenne de 8,22 g/t Au (0,24 oz/t Au), 5,83 g/t Ag (0,17 oz/t Ag) et 0,30% de cuivre. La production de 1989 s'est chiffrée à 1466 kg (47 146 oz) d'or et 553 800 kg (1 221 000 lb) de cuivre. L'accroissement important des réserves depuis la mise en exploitation de la mine en 1987 a amené la compagnie à entreprendre un programme d'expansion qui devrait permettre d'extraire jusqu'à 1800 tonnes de minerai par jour et d'augmenter la production à 100 000 onces d'or en 1992. Ce programme comprend le fonçage d'un nouveau puits à 4 compartiments jusqu'à une profondeur de 2050 pieds et la remise en état du concentrateur.

L'histoire de la découverte et de la mise en exploitation de la mine Joe Mann est résumée dans Dion et Guha (1988). La première description de la mine

(connue à cette époque sous le nom de Chibougamau Explorers) a été faite par Malouf et Thorpe en 1957. Par la suite, Hébert (1980) résumera les principales caractéristiques du gisement et dressera la carte détaillée (1:200) d'une tranchée située à proximité du puits de la mine. On retrouve une description plus détaillée de la mine dans le mémoire de maîtrise de Wagner (1979) qui porte principalement sur le contexte géologique du gisement, la minéralogie, les textures, les principaux types d'altération et les évidences d'un contrôle structural sur la minéralisation.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La géologie de la région immédiate de la mine a été décrite par Hébert (1980). Entre le pluton de La Dauversière et les gneiss à biotite de la Province de Grenville, il a reconnu trois unités principales qui sont, de la base vers le sommet :

- une séquence inférieure de metabasaltes et de méta-andésites comprenant des basaltes porphyriques et aphyriques, des tufs mafiques (basaltes cisailés ?) et des filons-couches de gabbro. L'épaisseur totale de cette unité serait d'environ 2800 m.;
- une séquence supérieure de metabasaltes et de méta-andésites, d'une puissance d'environ 3800 m, caractérisée par la présence de rhyolites et de tufs rhyolitiques ainsi que par des horizons fortement carbonatés. Le filon-couche de gabbro et l'unité felsique («rhyolite») qui constituent les roches hôtes de la minéralisation à la mine Joe Mann seraient situés dans cette unité;
- une unité sédimentaire débutant par une épaisseur d'environ 50 m de shale graphiteux. Cet horizon est surmonté par 950 m de tufs à blocs de composition intermédiaire à felsique, puis par une épaisseur de 1500 m de roches sédimentaires. Celles-ci sont constituées à la base par des conglomérats à éléments mafiques et felsiques passant progressivement à des grès alternant avec des lits d'argilite tufacée. En s'approchant du front de Grenville, ces roches sédimentaires et les laves sont progressivement transformées en gneiss rubanés.

Cette séquence ressemble fort à celle décrite par Sharma *et al.* (1987) dans la région du lac Caopatina. Il est donc possible de corréliser les roches volcaniques mafiques du secteur La Dauversière-Rohault aux basaltes de la Formation d'Obatogamau. De même, on associe l'unité supérieure de roches sédimentaires à la Formation de Caopatina. Il est permis de supposer que les roches volcaniques felsiques intercalées avec les

basaltes dans la partie supérieure de la Formation d'Obatogamau représentent des faciès volcaniques comparables à ceux du Membre des Vents.

Le pluton de La Dauversière est situé à 5 km au nord de la mine, dans la zone axiale de l'anticlinal du même nom (figure 1). Il représente une intrusion syntectonique (Racicot *et al.*, 1984) d'une quinzaine de kilomètres de diamètre et de forme presque circulaire. Sa composition varie de tonalitique en bordure à granodioritique vers le centre. Les basaltes encaissants sont métamorphisés au faciès des amphibolites sur une épaisseur d'environ 450 m. La schistosité régionale S_2 contourne et moule ce pluton.

Des dykes porphyriques quartzofeldspathiques se retrouvent principalement dans le secteur de la mine Joe Mann. D'une épaisseur de 5 cm à plus de 2 m, ces dykes se sont injectés le long de fractures et de zones de cisaillement E-W. Les dykes de gabbro et de diabase protérozoïques sont les roches les plus jeunes de la région. Leur orientation varie de N-S à NE-SW.

Dans le secteur de la mine Joe Mann, les couches ont généralement une orientation E-W avec un pendage et une polarité stratigraphique vers le sud. On se situe donc sur le flanc sud de l'anticlinal de La Dauversière. Plus au sud, les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina occupent probablement le prolongement du synclinal de Druillettes.

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Les roches de la région ont toutes été affectées par le métamorphisme régional, sauf les dykes de diabase-gabbro d'âge Protérozoïque. Le métamorphisme est au faciès des schistes verts (faciès faible), sauf dans l'auréole de contact du pluton de La Dauversière et en s'approchant du front de Grenville où il atteint le faciès des amphibolites (faciès moyen). L'isograde du grenat associé à cette zone (figure 2) est situé entre 1,5 et 3 km au sud-est de la mine (Wagner, 1979; Hébert, 1980; Ouellet, 1988).

Les unités archéennes encaissantes de la minéralisation à la mine Joe Mann ont toutes subies les effets du métamorphisme kénoréen. Le basalte, la rhyolite et le gabbro montrent aussi les effets d'une altération hydrothermale plus ou moins intense. Le gabbro «frais» (c.-à-d. non altéré ni cisailé) est constitué de l'assemblage: hornblende (ferro-tschemakite) – albite – quartz – épidote ± chlorite ± biotite ± carbonate. Cet assemblage métamorphique est typique de la transition entre le faciès des schistes verts et le faciès des amphibolites (faciès faible et moyen; Winkler, 1979).

STRATIGRAPHIE DU GISEMENT

La stratigraphie du gisement est schématisée aux figures 4 et 5. De la base vers le sommet (du nord

vers le sud), on retrouve un filon-couche de gabbro (zone Principale), suivi par une bande de basalte (zone Sud) qui est finalement surmontée par une unité felsique appelée par les géologues de la mine la «rhyolite». Cette séquence est recoupée par les zones minéralisées et différents types de dykes.

La minéralisation aurifère se présente dans des veines de quartz rubanées et bréchifiées localisées essentiellement dans trois zones de cisaillement subparallèles à la stratification et distantes l'une de l'autre d'une centaine de mètres (figure 5). Les zones «Nord» et «Principale» sont situées dans le niveau de filons-couches de gabbro, alors que la «rhyolite» constitue la lithologie hôte de la zone «Sud». Nous allons maintenant décrire brièvement les diverses unités de la mine. Nous traiterons plus loin dans ce chapitre des effets de l'altération hydrothermale.

Filons-couches de gabbro

Le filon-couche de gabbro constitue l'unité hôte des zones Nord et Principale. Son épaisseur est estimée à plus de 300 m. Le contact avec les roches encaissantes est faiblement discordant comme le montre la disparition presque complète de l'unité basaltique entre le gabbro et la «rhyolite» au niveau 1650 (figure 4).

Le gabbro «frais» est une roche homogène de couleur vert foncé à vert moyen, à grains fins à grossiers, avec un indice de coloration (I.C.) compris entre 70 et 90%. Le filon-couche montre peu d'indices de différenciation à part quelques lentilles de gabbro plus leucocrate (I.C. 50-70%) et le litage magmatique est rarement développé (photo 1A). La texture de la roche varie de diablastique à nématoblastique.

Le gabbro a été totalement transformé par le métamorphisme régional et la minéralogie primaire n'a pas été préservée. La roche est formée essentiellement de cristaux idioblastes à hypidioblastes de hornblende bleu-vert (ferro-tschemakite) baignant dans une matrice granoblastique de quartz et d'albite (photo 1B). On note aussi la présence d'épidote en agrégats et en veinules, d'agrégats squelettiques d'ilménite et de cristaux idiomorphes de magnétite (≤ 5 mm). L'amphibole montre généralement une faible altération en chlorite et en biotite souvent associée à la présence d'oxydes. D'autres minéraux d'altération sont parfois présents en quantité accessoire: carbonate, tourmaline, séricite, anhydrite et pyrite.

Basaltes

Les basaltes constituent la lithologie dominante dans la région. On les retrouve de part et d'autre du filon-couche de gabbro et au sud de l'unité de rhyolite. Entre le gabbro et la rhyolite s'intercale un niveau de basalte de 30-50 m d'épaisseur qui s'amincit progressi-

vement en profondeur pour disparaître presque complètement vers le niveau 1650 (figure 4).

Ces roches volcaniques mafiques font partie de l'unité supérieure de metabasaltes de Hébert (1980). Les basaltes sont aphyriques et se présentent sous la forme de coulées coussinées (photo 1C) ou massives surmontées parfois par des brèches de coulées. La roche «fraîche» est constituée principalement de hornblende (< 1 mm) plus ou moins transformée en chlorite dans une matrice granoblastique finement grenue de quartz et d'albite. Certaines laves moins recristallisées présentent des textures primaires reliques avec des microlites de plagioclase enchevêtrés et des varioles. L'épidote, le carbonate, la séricite, la magnétite ou le leucoxène ainsi que la pyrite sont présents en quantité plus faible.

Les basaltes sont très peu exposés dans la mine. Ils se présentent comme une roche aphanitique, vert moyen à gris pâle, caractérisée par un rubanement centimétrique matérialisé par des changements mineurs de couleur et de composition (photo 1D). Ce rubanement représente probablement des coussins fortement déformés et transposés à proximité des zones de cisaillement. Aucune autre structure primaire n'est visible dans la mine. Par contre, il est courant d'observer en surface des basaltes coussinés fortement déformés. La schistosité associée au cisaillement varie de moyenne à forte et augmente progressivement près des zones minéralisées. Des veinules de sulfures sont couramment disposées parallèlement à cette schistosité. On retrouve aussi par endroits des porphyroclastes («yeux») de quartz bleu d'origine probablement secondaire.

Rhyolites

D'une épaisseur moyenne d'environ 30 à 40 m, cette unité constitue la roche encaissante de la zone Sud. La rhyolite est une roche massive, aphanitique, de couleur beige pâle à rosée. Elle se caractérise par un rubanement centimétrique et une schistosité qui varie de moyenne à forte (photo 2A). Des lentilles submillimétriques de sulfures (pyrite, chalcopyrite et pyrrhotine) et des veinules de carbonates sont fréquemment disposées le long des plans de schistosité. La roche renferme aussi des porphyroclastes («yeux») submillimétriques (0,4 à 1 mm) de quartz bleu qui ont sans doute une origine primaire.

En surface, Wagner (1979) mentionne que les rhyolites montrent des structures de chenaux, de slumps et des surfaces d'érosion indiquant une polarité vers le sud. Il suggère que cette unité de «rhyolite» est probablement constituée en réalité de tufs felsiques.

Les «rhyolites» sont formées d'une pâte microcristalline de quartz et d'albite à texture granoblastique contenant des paillettes de muscovite qui définissent une foliation mylonitique plus ou moins intense. Les

porphyroclastes sub-millimétriques de plagioclase et de quartz plus ou moins recristallisés qui baignent dans cette matrice forment une linéation minérale très visible dans les zones les plus déformées. La roche comprend aussi des cristaux idiomorphes de tourmaline (jusqu'à 5 mm) et d'épidote (0,02 mm), des carbonates ferrugineux en lentilles alignées dans la schistosité, ainsi que des quantités variables mais généralement faibles (< 10%) de chlorite et/ou de biotite. L'épidote est typiquement zonée avec un coeur brunâtre. Le chloritoïde tardicinématique se retrouve à proximité de la zone minéralisée sous la forme de porphyroblastes hypidiomorphes ou dans des fractures recoupant la schistosité, souvent associé à une amphibole bleu-vert. Ces derniers minéraux sont fréquemment pseudomorphosés par la chlorite ou le carbonate.

ROCHES INTRUSIVES

Quatre types d'intrusions sont observés dans la mine. Les deux variétés de dykes felsiques (porphyriques et aphyriques) ont une orientation E-W et sont donc disposés subparallèlement à la stratification et à la schistosité régionale. D'une épaisseur variant de quelques centimètres à plusieurs mètres, ces dykes sont continus sur de grandes distances, parfois plus d'un kilomètre (Wagner, 1979). Ils sont présents partout dans la séquence, mais sont particulièrement abondants dans la zone de cisaillement associée à la zone Principale. Les «dykes verts» représentent le troisième type d'intrusions. Ces dykes de composition intermédiaire sont aussi associés aux zones de cisaillement. Les dykes de diabase, de leur côté, occupent des structures d'orientation NE et recoupent toutes les unités de la mine et les zones minéralisées (figures 4, 5 et 6).

Dykes porphyriques

Les dykes porphyriques, de couleur gris à rose, se caractérisent par la présence de 20 à 50% de phénocristaux de plagioclase idiomorphes baignant dans une matrice à grains fins de composition quartzofeldspathique (photo 2B). On distingue aussi des phénocristaux arrondis de quartz de plus petite taille (< 5 mm). Les dykes les plus épais (> 5 m), tel celui représenté dans la section transversale de la figure 4, présentent généralement une texture homogranulaire et hypidiomorphe. Ces dykes montrent parfois une foliation matérialisée par un alignement des paillettes de biotite, de chlorite ou de muscovite (10-15 %) disposées parallèlement aux épontes ou, dans les zones de cisaillement, à la schistosité. La déformation varie généralement de faible à moyenne et se manifeste surtout en bordure des dykes où l'on observe une zone mylonitisée. Cette zone de bordure contient parfois des fragments de roche encaissante cisailée et altérée.

Une variété de dykes porphyriques fortement recristallisés, les «dykes gris», est caractérisée par sa

couleur, une recristallisation presque totale des phénocristaux de plagioclase et un alignement des cristaux de biotite qui forment une bonne foliation orientée parallèlement aux épontes.

Les phénocristaux de plagioclase ont une composition variant de l'albite à l'andésine et montrent souvent les marques de la déformation: extinction roulante, mâcles de déformation, développement de sous-grains ou présence de cristaux brisés et fracturés. Ils sont parfois zonés avec une bordure d'albite limpide et il arrive qu'on observe une recristallisation en bordure des cristaux. Les phénocristaux de quartz sont résorbés et arrondis et montrent eux aussi une forte recristallisation. La matrice quartzofeldspathique a une texture granoblastique.

L'intensité de l'altération est variable. Les dykes porphyriques peu altérés présentent l'assemblage: biotite-plagioclase-(andésine)-quartz. Cet assemblage igné est remplacé dans les dykes altérés par l'assemblage métamorphique: chlorite-albite-carbonate-épidote-quartz. Les phénocristaux de plagioclase et la matrice quartzofeldspathique sont faiblement remplacés par la muscovite, le carbonate et la chlorite, alors que la biotite est parfois partiellement remplacée par la chlorite et le carbonate. Les paillettes de biotite, de chlorite et de muscovite définissent une schistosité ou une foliation plus ou moins bien définie. Cette roche contient aussi du leucoxène et parfois un peu de pyrite disséminée (< 1%).

Le contraste de compétence entre les dykes et la roche cisailée encaissante favorise la formation de fractures en tension et de veines millimétriques à centimétriques de quartz \pm tourmaline à l'intérieur de ces intrusions. Ces structures tardives se développent aussi dans les veines de quartz minéralisées, mais rarement dans les lithologies plus ductiles comme le gabbro ou la «rhyolite» cisailés. L'altération liée à la circulation des fluides hydrothermaux le long de ces fractures se manifeste par un blanchiment et une hématisation des épontes sur quelques millimètres à quelques centimètres de part et d'autre des fractures. La roche passe d'une couleur gris rosé à rose pâle ou beige suite à l'albitisation du plagioclase, ainsi qu'à la disparition des minéraux ferromagnésiens (biotite et chlorite) et de la magnétite au profit du carbonate, de l'hématite, du rutile et de la pyrite. Ce changement de couleur affecte aussi les dykes porphyriques plissés ou boudinés qui peuvent prendre une teinte rouge brique (photo 3A). Le degré d'altération dépend principalement de l'intensité de la fracturation.

Dykes aphyriques

L'autre variété de dykes felsiques est aphyrique à microporphyrique. Ces intrusions, d'épaisseur décimétrique, sont beaucoup plus rares que les dykes porphyriques et se retrouvent essentiellement dans la zone

principale, à proximité ou en contact avec les veines de quartz minéralisées. Ils sont probablement plus anciens que les dykes porphyriques, comme le suggère les relations de recoupement (Wagner, 1979) et le contraste dans l'intensité de la déformation et de l'altération hydrothermale. Les dykes aphyriques sont constitués d'une roche massive, de couleur beige à rose avec une schistosité qui varie de moyenne à forte. Ils sont souvent recoupés par de minces veinules de quartz \pm carbonate.

En lame mince, les dykes aphyriques les moins déformés sont formés de microphénocristaux (< 0,6 mm) d'albite hypidiomorphes à idiomorphes, regroupés parfois en agrégats gloméroporphyriques, dans une matrice à grains fins quartzofeldspathique à texture granoblastique (photo 2C). On observe aussi des microphénocristaux de quartz résorbés (< 0,5 mm) à extinction roulante et partiellement recristallisés. La matrice contient aussi des paillettes orientées de muscovite, de biotite et parfois de chlorite définissant une schistosité plus ou moins forte. Les dykes aphyriques les plus déformés sont fortement cisailés et recristallisés et ressemblent beaucoup aux «rhyolites» de la zone Sud. Les phénocristaux de plagioclase et les minéraux ferromagnésiens (chlorite et biotite) sont alors pratiquement disparus et il ne subsiste que quelques petits porphyroclastes de quartz dans une matrice granoblastique. La texture lépidoblastique présentée par les dykes aphyriques déformés est définie par l'alignement préférentiel des paillettes et des veinules de muscovite. Le carbonate ferrugineux est présent dans la matrice sous la forme de lentilles ou de veinules parallèles à la schistosité et en remplacement des microphénocristaux de plagioclase. L'épidote, la tourmaline et la magnétite (parfois transformée en leucoxène) se retrouvent aussi en quantité accessoire dans la matrice.

Dykes verts

Les «dykes verts» sont très difficiles à reconnaître sous terre et dans les carottes de forage parce qu'ils se confondent facilement avec le gabbro ou le basalte déformés. Ces dykes n'ont été observés qu'en surface où l'altération superficielle permet de les distinguer plus facilement de la roche encaissante cisailée. Il n'a pas été possible d'observer de relations de recoupement entre ces dykes et les dykes felsiques ou les veines de quartz minéralisées.

Les dykes verts sont formés d'une roche homogène, aphanitique et fortement cisailée, de couleur vert pâle en surface fraîche et vert pâle à beige en surface altérée. Ces dykes de composition intermédiaire (annexe B, échantillon TJM88-21) et d'épaisseur centimétrique semblent être associés aux zones de cisaillement E-W. Ils montrent une texture granolépido-blastique définie par l'orientation des fines paillettes

de chlorite et de biotite qui baignent dans une matrice quartzofeldspathique. Les cristaux hypidioblastiques d'épidote sont abondants (10-15%).

Dykes de diabase

Les dykes de diabase recoupent toutes les lithologies de la mine ainsi que les veines de quartz-carbonate minéralisées (photo 3B). Ils constituent donc l'unité la plus jeune des intrusions observées dans la mine. Ces dykes se rapprochent fortement par leur composition et leur orientation générale des dykes de diabase protérozoïques que l'on observe dans la région. Orientés NNE à NE avec un pendage de 65 à 85° vers l'est, ils sont associés à des failles de même orientation (figure 5). Les contacts avec la roche encaissante sont parfois cisailés ou bréchifiés, indiquant que les failles ont rejoué après la mise en place des dykes. Ces dykes sont parfois recoupés et déplacés sur de faibles distances par les zones de cisaillement E-W indiquant une réactivation tardive de ces structures. On observe parfois des xénolithes des lithologies encaissantes à l'intérieur de ces intrusions.

L'épaisseur des dykes de diabase varie de quelques centimètres à près de 10 m. Le contact avec la roche encaissante est net et se caractérise par une bordure de trempe à grains fins d'épaisseur centimétrique (photo 3B). La diabase n'est pratiquement pas métamorphisée ni déformée. La roche est de couleur noire, à grains fins à moyens selon l'épaisseur du dyke. Elle est formée de microlites (< 2 mm) idiomorphes de plagioclase légèrement zonés (An_{40-55}) en inclusions dans des cristaux de clinopyroxène (augite titanifère ?) de moins de 5 mm (photo 2D). Cette matrice contient parfois des phénocristaux de plagioclase zonés, idiomorphes ou faiblement résorbés, d'au plus 6 mm de longueur. Des cristaux idiomorphes ou squelettiques de magnétite se trouvent associés au pyroxène. On remarque aussi un peu de quartz dans les interstices et parfois du verre volcanique dévitrifié et transformé en un assemblage de chlorite, de carbonate et d'épidote. Wagner (1979) mentionne aussi la présence d'olivine et d'orthopyroxène. L'altération deutérique se limite à une faible ouralitisatation du pyroxène ainsi qu'à un remplacement limité du plagioclase par le carbonate et l'épidote.

STRUCTURE

Zones de cisaillement

La minéralisation à la mine Joe Mann est localisée dans trois zones de cisaillement ductiles-cassantes (Ramsay, 1980) subparallèles entre elles et à la stratification. Celles-ci se manifestent par des zones très schisteuses injectées de veines et veinules de quartz, de carbonates ou de sulfures orientées parallèlement à la schistosité principale. La nature et l'orien-

tation de cette schistosité associée au cisaillement sont très similaires à celles de la schistosité régionale S_2 et peut donc lui être assimilée.

L'épaisseur des zones de cisaillement varie de 8 à 20 m dans le gabbro et à moins de 5 à 6 m dans la rhyolite. Ces structures sont orientées grossièrement E-W avec un fort pendage subvertical ou très abrupt vers le nord (275/85°N). Ces zones de cisaillement font partie d'un couloir de déformation E-W (figure 2) d'importance considérable, d'une longueur minimale de 7 km s'étendant du lac Lou à l'est jusqu'à la hauteur du lac Meston. Plusieurs autres minéralisations aurifères sont aussi associées à cette structure, tels les indices Uddlen et Montgomery, la zone de la rampe à l'ouest de la mine, etc. (Archer et Guha, en préparation). Ce couloir de déformation pourrait représenter le prolongement oriental de la faille Winchester-Des Vents identifiée dans la région du lac à l'Eau-Jaune par Tait *et al.* (1987). La minéralisation est parfois associée à des cisaillements NW à NNW comme dans la zone Nord.

Les zones minéralisées proprement dites forment des lentilles fortement allongées dans la direction du pendage. La figure 6 présente la section longitudinale de la zone Principale avec les aires d'isovaleurs du produit des teneurs en or (en oz/t) par l'épaisseur (en pieds) de la zone minéralisée. On constate que les axes d'allongement des lentilles (ou "ore shoots") ainsi définies montrent un fort pendage ($\approx 80^\circ$) vers l'est. La nouvelle zone minéralisée, découverte en 1987 à une centaine de mètres dans le prolongement oriental de la zone Principale, présente les mêmes caractéristiques structurales que celle-ci.

L'orientation de la schistosité principale dans les zones Principales, Nord et Sud pour les niveaux 1050 à 1650 est représentée à l'aide de stéréogrammes équiaires à la figure 7. On remarque que la direction de la schistosité dans les trois zones est approximativement parallèle à la direction générale des zones de cisaillement, soit environ 95°. Cependant, à l'échelle de la zone déformée, la schistosité interne à ces zones accuse un fort pendage subvertical à fortement incliné vers le sud (80 à 85°S) et montre ainsi qu'il existe une relation angulaire entre la schistosité interne inclinée vers le sud et les murs de la zone de cisaillement inclinés vers le nord. Cette relation suggère un mouvement vertical inverse, c.-à-d. un chevauchement du nord vers le sud (Ramsay et Graham, 1970).

Il est important de souligner ici que le relevé des mesures structurales (figure 7) a surtout été concentré dans la partie centrale des zones de cisaillement, à proximité des veines minéralisées, là où l'intensité de la déformation est la plus forte. À cet endroit, la schistosité tend à s'orienter subparallèlement aux murs du cisaillement ce qui, à l'échelle de la zone déformée, lui donne une forme plus ou moins sigmoïdale (Ramsay et Graham, 1970). Ce phénomène explique la

proportion relativement importante de plans de schistosité à pendage subvertical ou nord mesurés lors de cette étude (figure 7). La schistosité mesurée dans les régions moins cisailées est généralement inclinée vers le sud comme le prévoit le modèle de Ramsay et Graham (1970). Le parallélisme observé entre la schistosité et l'enveloppe de la zone de déformation peut aussi s'expliquer en partie par un aplatissement subséquent à l'épisode de cisaillement.

Les évidences de mouvement inverse apparaissent également dans certaines zones de cisaillement décimétriques isolées dans le gabbro, comme celle illustrée à la figure 8. On y observe clairement la relation angulaire entre les murs de la zone de cisaillement inclinés vers le nord et la schistosité à pendage subvertical. La partie centrale de la zone cisailée est occupée par un dyke felsique.

Les zones très déformées présentent souvent une deuxième (S_3) et, plus rarement, une troisième schistosité (S_3) ou clivage qui recoupent et crénelent la schistosité principale S_2 . On les retrouve généralement à 20-30° de part et d'autre de la schistosité S_2 . Ces clivages secondaires, décrits par Daigneault et Allard (1987), constituent une caractéristique assez commune des zones de cisaillement de la région de Chibougamau.

La présence d'une linéation d'étirement minérale subverticale (figure 7) est un autre argument important en faveur de l'existence d'un mouvement de chevauchement le long des zones de cisaillement. Un léger angle de chute vers l'est suggère une très faible composante latérale senestre. Cette linéation d'étirement est particulièrement bien définie dans la zone Sud. Cette orientation est identique à celle de la lentille minéralisée Principale (figure 6), ce qui laisse croire que la formation de ce gisement est vraisemblablement contemporaine de la déformation. On remarque cependant sur cette même figure que l'allongement de la lentille correspond aussi à la ligne définie par l'intersection de la zone de cisaillement E-W avec une faille NE matérialisée par un dyke de diabase. Nous discuterons de ce phénomène un peu plus loin.

Une autre évidence de mouvement inverse est donnée par les plis d'entraînement en Z à charnières subhorizontales dans la zone de cisaillement Principale. Ces plis, d'amplitude centimétrique à métrique, déforment à la fois la schistosité (photo 1D), les veines de quartz et les dykes felsiques (photo 3A). L'un de ces plis, interprété à partir de forages, est illustré à la figure 9.

À l'échelle microscopique, d'autres indicateurs cinématiques confirment ces observations. Sur des lames minces coupées perpendiculairement à la schistosité et parallèlement à la linéation d'étirement, on peut observer des fabriques C-S, des porphyroclastes asymétriques (photos 4A et 4B) ou des «shear bands»

qui tous indiquent un mouvement inverse (Simpson et Schmid, 1983).

Les veines de quartz-carbonates aurifères occupent le centre des couloirs de déformation et sont généralement subparallèles à l'orientation de la zone de cisaillement. La roche encaissante en bordure des veines est fortement cisailée avec une schistosité orientée parallèlement à celles-ci. En comparant cette situation avec les modèles théoriques (Tchalenko, 1968; Lajtai, 1969; Mandl *et al.*, 1977; Lister et Snoke, 1984), la disposition des veines semble être contrôlée par des cisaillements de type «C». Elles sont souvent plissées et boudinées et recoupent parfois des veines de quartz stériles plus précoces qui ont été fortement transposées dans la schistosité.

Nous avons donné plus haut de nombreuses évidences qui démontraient clairement l'existence d'un mouvement vertical inverse le long des zones de cisaillement. Cependant, plusieurs indicateurs cinématiques observés au plafond des galeries ou en surface semblent au contraire suggérer la présence de mouvements horizontaux dextres. Mentionnons les veines de quartz plissées en Z, les cymoïdes et quelques rares corps géologiques discordants (par exemple certaines veines de quartz stériles) recoupés et déplacés par les zones de cisaillement. Ces mouvements dextres sont aussi suggérés par la présence de veines de quartz boudinées de façon asymétrique qui sont particulièrement abondantes dans la zone Sud (voir plus loin la vue à la photo 5D). Par contre, on note aussi que les corps géologiques compétents, tels les veines de quartz minéralisées ou les dykes porphyriques, sont recoupés par des veines en tension de quartz stérile orientées vers le NE, ce qui laisse croire à un mouvement horizontal senestre tardif (voir plus loin les photos 5A et 5B). Finalement, mentionnons l'existence de nombreux plans de glissement à stries subhorizontales qui témoignent encore d'un mouvement horizontal tardif. Ces contradictions entre les indicateurs cinématiques semblent être communes à plusieurs zones de cisaillement de l'Abitibi (voir par exemple Daigneault et Allard, 1987).

Par ailleurs, la zone Nord offre parfois la particularité de passer d'une orientation E-W à NW et ultimement N-S. On observe ce phénomène dans la partie occidentale de la mine, plus particulièrement aux niveaux 900 (Wagner, 1979) et 1200 (figure 10). Une tranchée cartographiée par Hébert (1980) entre les zones Principale et Nord présente aussi une zone de cisaillement de cette orientation. Le système NW est très peu connu en raison du peu de travail effectué dans la zone Nord et de son orientation plus ou moins parallèle à tous les forages d'exploration. En surface, cette structure se présente comme une veine de quartz centimétrique minéralisée en or (7 g/t Au sur 2,13 m; Wagner, 1973) logée dans une zone de cisaillement assez étroite (< 2 m), bien définie, présentant des

bordures très nettes avec le gabbro frais non déformé. L'orientation du cisaillement NW, des veines de quartz minéralisées et de la schistosité principale varient de NW à N avec un pendage de 40° à 80° vers l'est. La minéralisation présente les mêmes caractéristiques que celle de la zone Nord avec des veines de quartz minéralisées parfois extrêmement plissées et boudinées.

L'orientation de cette zone de cisaillement NW peut s'expliquer de trois façons: 1) un entraînement dextre le long d'une faille NNE maintenant matérialisée par un dyke de diabase; 2) un plissement local en Z de la zone de cisaillement Nord; ou 3) une structure subsidiaire et synchrone au système E-W (c.-à-d. la zone Nord). Nos observations en surface, dans la tranchée décrite par Hébert (1980) et sous terre, ont démontré que 1) le dyke de diabase situé à proximité de la zone de cisaillement NW ne semblait pas être associé à une faille NNE, et que 2) cette structure NW était tronquée à une ou à l'autre de ses extrémités par un cisaillement E-W. Ceci permet d'écarter la première et la seconde hypothèses. D'autre part, la différence d'épaisseur entre les cisaillements de la zone Nord (10-15 m) et ceux de la structure NW (< 2 m) semble aussi favoriser l'hypothèse d'une structure subsidiaire.

Failles nord-est

Les failles NE sont du type cassant à ductile-cassant et recoupent toutes les unités de la mine ainsi que les zones minéralisées (figure 5). Elles sont donc les structures les plus jeunes. On peut les diviser, à la suite de Wagner (1979), en deux groupes principaux: les failles NE à pendage ouest et celles à pendage est.

Les failles NE à pendage ouest sont nettement moins visibles que celles de l'autre famille. Elles se caractérisent souvent par de fortes venues d'eau souterraine dont l'évacuation posa de nombreux problèmes aux premiers exploitants de la mine. La faille la plus connue montrant cette orientation est localisée à l'est du puits de la zone Principale, près de la section 300E (figure 6). Il s'agit d'une faille N-S à NNE à rejet apparent dextre qui déplace la lentille minéralisée Principale d'une vingtaine de mètres vers le sud.

Les dykes de diabase protérozoïques se retrouvent préférentiellement dans les zones de faiblesse constituées par les failles NE à pendage est. Ces failles et les dykes associés sont orientés NE à NNE avec un pendage de 70 à 85° vers l'est (figure 6). Ils recoupent et déplacent les cisaillements E-W et les veines de quartz-carbonate minéralisées (figure 5 et photo 3B). Par contre, les dykes de diabase sont parfois à leur tour recoupés et déplacés sur de courtes distances par le cisaillement E-W, impliquant des mouvements tardifs (d'âge Grenvillien ?) le long de ce dernier système.

Le mouvement apparent le long de ces failles est principalement senestre avec un rejet généralement inférieur à 15 m (figures 5 et 11). Plusieurs évidences indiquent aussi l'existence de mouvements verticaux ou obliques. Ainsi, les failles NE recoupent parfois des veines minéralisées sans déplacement horizontal apparent. De plus, la faille majeure à pendage ouest mentionnée plus haut (figure 6) est elle-même recoupée et déplacée de façon inverse (chevauchement de l'est vers l'ouest) par une autre faille majeure NE à pendage est sur une distance verticale d'environ 45 m. En plan, cette faille à pendage incliné vers l'est montre un rejet senestre d'une quinzaine de mètres. Ce mouvement oblique est confirmé par les fabriques C-S observées.

Ces structures NE partagent plusieurs caractéristiques (orientation, mouvement, nature de la déformation) avec les failles du réseau de Mistassini, elles-mêmes reliées à la phase de réajustement isostatique associée à la déformation grenvillienne (Daigneault et Allard, 1984 et 1990). On soupçonne que la majeure partie du mouvement associé aux failles NE à la mine Joe Mann est attribuable à la réactivation au Grenville de fractures d'âge Archéen localisées le long de plans de faiblesse représentés ultérieurement par les dykes de diabase.

L'intersection d'une ou de plusieurs fractures NE (matérialisées par des dykes de diabase, figure 6) et des zones de cisaillement E-W représente peut-être un facteur important contrôlant la localisation des lentilles minéralisées. Guha *et al.* (1988) et Dubé et Guha (1989) ont suggéré en effet que l'interaction entre ces deux systèmes pouvait avoir favorisé une dilatation accrue à l'intérieur des cisaillements E-W ce qui aurait ainsi permis la mise en place de la minéralisation aurifère. Rappelons à ce propos que la direction d'allongement des lentilles minéralisées correspond aussi à l'orientation de la linéation d'éirement dans les zones cisailées.

MINÉRALISATION

Zones Nord et Principale

Ces deux zones présentent plusieurs similitudes du point de vue de la roche encaissante, de la structure des veines, du mode de mise en place et du type d'altération hydrothermale. Nous décrirons donc ces zones ensemble en précisant au passage leurs principaux caractères distinctifs.

La minéralisation des zones Principale et Nord est contenue dans des veines de quartz ± carbonate ± albite rubanées et bréchifiées contenant de l'or natif, de la pyrite, de la chalcopirite et de la pyrrhotine, ainsi que des quantités mineures de sphalérite, de tellurures, etc. Ces veines sont localisées dans deux zones de cisaillement E-W (275/85°N) de 8 à 20 m d'épaisseur, subparallèles entre elles et à la stratifica-

tion et distantes d'environ 100 m (figures 4 et 5). Les teneurs en or (diluées) observées dans la zone Principale se situent aux environs de 8,2 g/t, alors que la zone Nord présente en général des teneurs trop erratiques pour être considérées dans le calcul du tonnage. L'or natif est couramment observé dans ces deux zones et les teneurs dans les veines de quartz proprement dites peuvent atteindre plusieurs centaines de grammes par tonne.

Le gabbro, qui constitue la roche encaissante des veines, est fortement cisailé et altéré et montre une minéralisation disséminée en sulfures (photos 5A, 5B et 6A). Les géologues de la mine ont reconnu une autre zone minéralisée, la zone «G», située dans le filon-couche de gabbro entre la zone Principale et la zone Sud sous le niveau 1800 (c.-à-d. sous les niveaux présentement exploités à la mine). Dans l'analyse descriptive qui suit, cette zone sera assimilée à la zone Principale, vu que toutes deux présentent exactement les mêmes caractéristiques.

La zone Principale représente une lentille minéralisée d'une importance considérable de plus de 450 m de longueur. Elle s'étend verticalement à partir de la surface jusqu'au niveau 1650 (500 m) et demeure ouverte en profondeur (figure 6). La nouvelle zone minéralisée, découverte en 1987 à une centaine de mètres dans le prolongement oriental de la zone Principale, offre les mêmes caractéristiques que celle-ci. La zone Nord, par contre, se caractérise par des teneurs plus erratiques et n'a pas la même importance du point de vue économique. De plus, son orientation n'est pas constante et varie de E-W à N-S (figure 10).

Ces zones minéralisées sont constituées d'une ou de plusieurs veines de quartz-carbonate disposées parallèlement sur une largeur pouvant atteindre 2 m par endroits. Certaines veines individuelles peuvent être suivies latéralement et verticalement sur plus de 150 m (figure 5). Elles sont bien définies et droites avec des bordures nettes. Les épontes très cisillées et altérées contiennent une quantité plus ou moins grande de pyrite, de pyrrotine et de chalcopryrite disséminées ou en veinules parallèles à la schistosité sur 3 à 5 m de part et d'autre des veines (photos 5A, 5B et 6A). Les veines de quartz montrent généralement une structure rubanée ou laminée définie par la présence de fragments, d'inclusions ou de rubans de roche encaissante fortement cisillée et altérée, disposés parallèlement aux bordures de la veine (photo 5B). L'essentiel de la minéralisation en sulfures des veines de quartz est associé à ces inclusions. Les sulfures peuvent aussi se présenter concentrés dans une bande (photo 5A) ou une zone en bordure ou dans les veines de quartz. Les rubans de roche encaissante diminuent en épaisseur et en régularité des bords de la veine vers le centre. Cette structure indique probablement une mise en place par un mécanisme de «crack-seal» (Ramsay et

Huber, 1983) impliquant plusieurs épisodes d'ouverture et de remplissage de fractures. Les phénomènes de bréchification, de boudinage et de plissement sont fréquents.

Une caractéristique importante des veines de la zone Principale est leur constante association avec deux variétés de dykes felsiques: des dykes porphyriques peu déformés à phénocristaux de quartz et de feldspath et, des dykes aphyriques très déformés. Ils sont souvent directement en contact avec la veine et subparallèles à celle-ci (figures 9, 11 et photos 5A et 5B). À l'échelle d'un chantier ou d'une galerie, il est courant de voir une veine de quartz alterner d'un côté à l'autre d'un dyke. On n'observe cependant pas de xénolithes de dykes dans les veines ou, inversement, de xénolithes de veines dans les dykes. Les relations de recoupement entre les deux variétés de dyke et entre les dykes et les veines de quartz minéralisées sont rares et ambiguës. Le contraste dans l'intensité de la déformation et de l'altération hydrothermale entre les deux types de dyke nous laisse croire cependant que l'intrusion des dykes aphyriques a précédé celle des dykes porphyriques. De plus, l'altération qui caractérise plusieurs de ces dykes (principalement la carbonatation et la séricitisation) suggère que ceux-ci étaient présents lors de la circulation des fluides hydrothermaux et de la mise en place des veines de quartz minéralisées.

Cette constante association entre les dykes et les veines de quartz minéralisées n'est probablement pas fortuite. Nous croyons en effet que la mise en place des veines est reliée à la présence de ces dykes felsiques, la différence dans les propriétés mécaniques entre la roche encaissante cisillée et les dykes felsiques très compétents favorisant la création d'ouvertures et la formation de veines au contact entre ces deux lithologies compétentes ou cassantes.

Zone Sud

La minéralisation de la zone Sud est différente des autres zones à plusieurs points de vue: roche encaissante, morphologie des veines, type d'altération et composition du minerai. Le facteur le plus significatif est, sans contredit, la nature de la roche encaissante. Cette zone se situe dans l'unité de «rhyolite» à une centaine de mètres au sud de la zone Principale (figures 4 et 5). La minéralisation se situe au centre d'une zone de cisaillement intense E-W de moins de 5-6 m d'épaisseur (1,5 à 2 m en moyenne) orientée parallèlement aux structures minéralisées dans le filon-couche de gabbro. Elle est constituée de veines et de veinules irrégulières très déformées de quartz-carbonate associées à une quantité plus ou moins importante de sulfures (pyrite, chalcopryrite et, en particulier, arsénopyrite) qui représentent en général moins de 20% de l'ensemble des constituants des

veines. L'or natif est contenu dans ces veines de quartz. On observe toutes les gradations entre les réseaux de veinules de quartz injectées parallèlement à la schistosité et les veines rubanées. La largeur des veines elles-mêmes est généralement inférieure à 20 cm et leur longueur est très variable. La rhyolite cisailée et altérée se déformant de façon plus ductile que le gabbro, les veines sont de plus caractérisées par un fort boudinage (photos 5C et 5D).

L'intensité de la déformation et de l'altération hydrothermale est maximale près des veines. La rhyolite montre alors une schistosité extrêmement bien développée et une altération en muscovite et en sulfures (pyrite, pyrrhotine \pm chalcoppyrite \pm arsénopyrite). En général, le contenu en sulfures est moins important que dans les autres zones minéralisées. Cependant, il est courant d'observer des veines de quartz boudinées associées à de l'arsénopyrite massive. Ce dernier minéral n'est observé que dans la zone Sud.

Caractéristiques du minerai

La minéralisation à la mine Joe Mann est de deux types différents: les sulfures disséminées ou en veinules associées à la roche encaissante cisailée et altérée et, la minéralisation en sulfures et en or contenue principalement dans les veines et veinules de quartz-carbonate. Les sulfures, comprenant la chalcoppyrite, la pyrite, la pyrrhotine, des traces de sphalérite ainsi que de l'arsénopyrite dans la zone Sud, constituent jusqu'à 30% du contenu des veines.

Texture et minéralogie de la gangue

La gangue est formée principalement de quartz blanc ou vitreux, de carbonate ferrugineux et d'albite (dans les zones Nord et Principale). Elle comprend aussi des fragments de roche encaissante minéralisée en sulfures inclus dans les veines de quartz lors de leur mise en place et qui montrent essentiellement la même composition minéralogique (biotite et/ou muscovite – sulfures \pm carbonate \pm chlorite \pm albite) et la même texture que les épontes. La déformation interne des veines est très intense. Les cristaux de quartz sont fracturés et présentent une extinction roulante et des lamelles de déformation. On observe aussi des sous-grains et une recristallisation importante des grains de quartz cataclasés en cristaux plus petits à bordures suturées.

Le carbonate forme en général moins de 5% du contenu des veines. On le trouve en veinules et en plages xénomorphes et interstitielles en remplacement du quartz et des autres silicates. Il s'agit principalement de dolomite ferrugineuse (identification par coloration et microsonde). Le carbonate a également subi les effets de la déformation comme en témoigne la présence de mâcles mécaniques.

L'albite se présente sous la forme de cristaux isolés ou de veinules disposées parallèlement aux épontes. Sa couleur verte est due à une faible altération en chlorite. L'albite montre elle aussi des traces de déformation comme une extinction roulante ou des mâcles déformées. L'or est souvent associé à l'albite (Wagner, 1979) sous la forme de fines inclusions et en veinules représentant un remplissage de fractures.

Nous avons aussi noté la présence de cristaux idiomorphes de tourmaline isolés dans la gangue ou cimentés par les sulfures. Une amphibole incolore (trémolite ?), de forme prismatique ou aciculaire, a été observée dans deux échantillons de veines de la zone Principale en association avec le quartz. Ce minéral, partiellement remplacé par le carbonate, ne semble pas lié à la présence de fragments de roche encaissante incorporés dans la veine. Ceci suggère que cette amphibole a cristallisé en même temps que le quartz lors de la formation des veines. Nous avons aussi observé dans un échantillon la présence d'un minéral isotrope vert clair, identifié grâce à la microsonde comme de la gahnite. Ce spinelle zincifère résulte de la désulfurisation de la sphalérite et est souvent observé dans les gîtes de sulfures massifs métamorphisés aux faciès amphibolite à granulite. La présence de gahnite pourrait donc suggérer que la mise en place des veines de quartz minéralisées a peut-être été suivie d'un second épisode de métamorphisme (grenvillien ?).

Phases métalliques

Les phases sulfurées, la pyrite, la pyrrhotine, la chalcoppyrite et l'arsénopyrite (dans la zone Sud) sont concentrées en grande partie dans les épontes des veines de quartz et les inclusions de roche encaissante incorporées dans celles-ci. Elles forment aussi de faibles disséminations dans le quartz ou encore de fines veinules parallèles aux bordures des veines et aux inclusions minéralisées. La pyrrhotine et la pyrite sont les phases métalliques les plus abondantes dans la roche encaissante, alors que la chalcoppyrite et l'arsénopyrite sont surtout concentrées dans les veines et en bordure de celles-ci.

Pyrite

La pyrite forme des grains (≤ 3 mm) idiomorphes à hypidioblastiques ou des agrégats allongés parallèlement à la schistosité. Ces agrégats contiennent parfois des grains montrant des points triples indiquant une recristallisation de la minéralisation. Les grains de pyrite sont cataclasés avec de nombreuses fractures remplies de chalcoppyrite et de pyrrhotine. Lorsque ces deux phases sont abondantes, elles forment des plages xénomorphes dans lesquelles baigne la pyrite. La bordure des grains est alors corrodée et montre des signes de remplacement par la pyrrhotine et la chalcoppyrite. On a observé dans un échantillon le développe-

ment de marcassite radiée à partir de la pyrite. L'or natif et divers tellures sont parfois présents en inclusions ou dans les fractures de la pyrite (photo 6B).

Pyrrhotine

La pyrrhotine se présente souvent avec la chalcopyrite en plages xénoblastiques allongées parallèlement à la schistosité. On la retrouve aussi en remplissage de fractures dans le quartz, la pyrite ou l'arsénopyrite; en remplacement de la pyrite, le long des clivages des micas; en inclusion dans les silicates, la chalcopyrite, la pyrite ou la magnétite. On observe souvent une association avec le carbonate. La déformation et la recristallisation de la pyrrhotine sont indiquées par la présence d'une extinction roulante et de points triples. Localement, elle contient des lamelles d'exsolution en flammes composées de pentlandite.

Chalcopyrite

La chalcopyrite possède le même habitus que la pyrrhotine. Elle forme généralement des plages xénoblastiques interstitielles aux paillettes de micas ou aux grains de quartz. On l'observe aussi en inclusions dans les silicates, les carbonates ou dans d'autres minéraux opaques (pyrrhotine, pyrite, arsénopyrite, magnétite, sphalérite) ainsi que dans les fractures et clivages des micas, du quartz et de la pyrite. La chalcopyrite est surtout abondante dans les veines de quartz et leurs épontes immédiates. On note parfois de fines exolutions en flammes de makinawite [(Fe, Ni)₉S₈].

Arsénopyrite

L'arsénopyrite n'est observée en général que dans les veines de la zone Sud. Sa distribution est très irrégulière, son abondance pouvant varier de 0 à 80% (arsénopyrite massive) de l'ensemble des constituants sur quelques mètres le long d'une même veine. Elle se présente sous la forme de grands cristaux idioblastiques (jusqu'à 15 mm) fracturés, déformés, avec une extinction roulante et le développement de sous-grains. On note aussi une faible recristallisation marginale des grands cristaux avec des néoblastes montrant des joints à 120°. La pyrrhotine et la chalcopyrite remplissent les fractures et remplacent l'arsénopyrite en bordure. Elle contient aussi des inclusions de chalcopyrite, de pyrrhotine, de pyrite et, beaucoup plus rarement, d'or natif.

Magnétite et ilménite

Ces phases sont surtout abondantes dans le gabbro frais ou faiblement altéré (assemblage chlorite - carbonate). On les retrouve alors en cristaux idioblastiques

ou squelettiques ou encore en agrégats allongés dans la schistosité. On note que la disparition de la hornblende au profit de la chlorite et du carbonate s'accompagne d'une nette augmentation de la quantité et de la taille (jusqu'à 2 mm) des cristaux idiomorphes de magnétite. Les oxydes sont parfois pseudomorphosés par le leucoxène ou les sulfures, plus particulièrement la pyrite. Ces cristaux et agrégats sont parfois encore visibles dans le gabbro fortement altéré constituant les épontes des veines.

Sphalérite

La sphalérite est parfois présente en petite quantité dans les veines de quartz minéralisées. Elle forme des plages xénomorphes associées à la chalcopyrite et la pyrrhotine. On l'observe aussi en inclusions arrondies dans la pyrite, la chalcopyrite et la pyrrhotine. La sphalérite contient quelquefois de fines exolutions de chalcopyrite. L'analyse à la microsonde d'une plage de sphalérite (annexe C, échantillon JM87-1090) associée à la gahnite indique une composition relativement riche en zinc (Zn_{0,89}Fe_{0,12}S_{1,00}).

Or natif

La minéralisation aurifère est concentrée essentiellement dans les veines de quartz. Celles-ci contiennent couramment de l'or visible en veinules ou feuillettes épais de 1 à 10 µm et d'une longueur maximale de 2 mm (photo 6C), en petites plages (10 à 300 µm) alignées dans les fractures recoupant les cristaux de quartz ou d'albite (photo 6D) ou en amas de particules fines (10 à 20 µm) dans le quartz recristallisé. Les veinules et les traînées d'or traversent à la fois les porphyroclastes et les néoblastes de quartz suggérant que l'or s'est mis en place très tardivement pendant ou après la déformation des veines. Dans les épontes, l'or est également relié aux veinules de quartz. Les teneurs ne semblent pas être directement proportionnelles à la quantité de sulfures contenus dans les veines.

L'or natif montre une variation de la couleur et de la réflectivité attribuable principalement à son contenu en argent. La couleur de l'or peut varier de l'intérieur d'une série continue qui s'étend du jaune orangé (or pur) au jaune pâle (électrum ou alliage d'or et d'argent). Cette variation est observée tant à l'échelle du gisement qu'à celui de l'échantillon et ne semble pas être reliée à l'habitus de l'or. Un examen préliminaire à la microsonde (Amyot, 1989) effectué sur quatre échantillons provenant des trois zones exploitées à la mine Joe Mann confirme ces observations. Cette étude démontre en effet que la teneur en argent de l'or peut varier entre 0 et 25% à l'intérieur d'un même échantillon. On note aussi une plus grande variation du contenu en argent dans les zones où l'or est à proximité de sulfures.

Une très faible proportion de l'or natif se trouve aussi en inclusions dans la pyrite ou l'arsénopyrite (dans la zone Sud). On observe aussi quelques rares veinules d'or qui recoupent la magnétite, la sphalérite et la pyrite. Il est aussi présent dans les plages de carbonate ou dans les clivages des micas. L'or est parfois en contact ou associé à de petites plages de tellurures (principalement le tellurobismuthite).

Paragenèse

Les relations texturales exposées plus haut nous permettent de proposer un modèle préliminaire de paragenèse. La mise en place de sulfures dans la roche encaissante est probablement reliée à la circulation des fluides hydrothermaux et à la formation des veines de quartz. Par le phénomène de «crack-seal» (Ramsay et Huber, 1983), les veines incorporent progressivement des fragments de cette roche fortement altérée et minéralisée. La déformation des veines entraîne une réduction de la granulométrie et une recristallisation du quartz qui favorisent la circulation des fluides et le dépôt de sulfures, de carbonate et, plus tard, de l'or. L'ordre de dépôt apparent (c.-à-d. après déformation et recristallisation) des phases métalliques serait donc: pyrite et/ou arsénopyrite (dans la zone Sud) → pyrrhotine et chalcopyrite → or.

ALTÉRATION HYDROTHERMALE

Dans le but d'identifier la nature de l'altération hydrothermale associée à la minéralisation aurifère de la mine Joe Mann, nous avons procédé à l'étude pétrographique détaillée d'un certain nombre d'échantillons provenant de galeries d'exploitation et de sondages traversant les zones Principale, Nord et Sud. Les sondages sélectionnés pour cette étude sont U-1702 (zones Principale, «G» et Nord) et U-1732 (zones Principale et Nord), tous deux effectués à partir de la zone Sud au niveau 1350 (figures 12A et 13), ainsi que U-1764 (zone Sud) foré horizontalement vers le sud à partir de la zone Principale au niveau 1650 (figure 12B). Nous nous limiterons ici à une synthèse des observations, les résultats de cette étude ayant déjà été présentés en détail dans un précédent rapport (Dion et Guha, 1988). Les résultats sont illustrés schématiquement aux figures 14, 15 et 16. On y retrouve une estimation qualitative de l'intensité de la déformation ainsi que les pourcentages modaux des principaux minéraux d'altération. Ces profils enregistrent les modifications subies par le gabbro et la rhyolite lors de la circulation des fluides hydrothermaux.

Zones Principale, «G» et Nord

Les forages U-1702 (figures 14A et B) et U-1732 (figure 15) recoupent les zones Principale et Nord dans le filon-couche de gabbro. Dans le forage U-1702, la

zone Principale proprement dite (1068 à 1075 pieds; figure 14B) et la zone «G» (860 à 915 pieds; figure 14A) sont situées de part et d'autre d'un épais dyke de porphyre quartzofeldspathique (figure 14A). Ces trois zones minéralisées présentent les mêmes caractéristiques minéralogiques et géochimiques.

Les sections étudiées présentent trois faciès d'altération associés aux zones de cisaillement (tableau 1). Le premier faciès est constitué par le gabbro «frais» caractérisé par une structure isotrope et l'assemblage: hornblende – albite – quartz – épidote, typique de la transition entre le faciès des schistes verts et le faciès des amphibolites (faciès faible et moyen; Winkler, 1979) qui caractérise le métamorphisme régional dans cette région (photo 1B). En s'approchant de la zone minéralisée, la déformation et l'altération augmentent progressivement. On reconnaît parfois entre le gabbro «frais» et la zone d'altération externe une zone de transition de quelques mètres d'épaisseur constituée d'un schiste à hornblende ± biotite à texture nématoblastique où ces deux minéraux semblent en équilibre.

En passant dans la zone d'altération externe, cet assemblage est peu à peu remplacé par la chlorite (ripidolite) et le carbonate (dolomite ferrugineuse) (photo 7A). L'épaisseur de cette zone varie entre 30 et 65 m selon l'importance de la zone cisailée. La schistosité dans ce gabbro moyennement déformé est matérialisée par l'orientation préférentielle des paillettes de chlorite, des plages de carbonate et des agrégats de magnétite et d'ilménite. Le quartz et l'albite montrent une texture granoblastique.

La zone d'altération interne correspond à la partie la plus intensément déformée et altérée du cisaillement en bordure des veines de quartz minéralisées. Son épaisseur maximale est d'environ 10 m et ses limites sont très nettes. La zone interne associée aux zones minéralisées dans le filon-couche de gabbro est caractérisée par deux types d'altération hydrothermale distincts (tableau 1). Le type 1, observé dans les zones Principale, «G» et Nord du forage U-1702 et la zone Nord du forage U-1732, est formé de l'assemblage: biotite – sulfures ± carbonate ± plagioclase ± chlorite. Le type 2 est rencontré dans la partie de la zone Principale intersectée par le forage U-1732. Il se distingue par l'assemblage: chlorite – carbonate – muscovite – plagioclase – sulfures. Ces deux types d'altération hydrothermale sont observés partout en bordure des veines encaissées dans le gabbro. Ils passent latéralement et verticalement de l'un à l'autre et ne semblent pas être reliés à la profondeur ou à la présence ou l'abondance des dykes felsiques.

Dans le type 1 d'altération interne, le gabbro altéré en biotite et sulfures (pyrite et pyrrhotine ± chalcopyrite) présente des veinules de quartz ± carbonate et de sulfures disposées parallèlement à la schistosité définie par l'orientation préférentielle des paillettes et des porphyroblastes de biotite (photos 4A, 4B et 7B).

Cette dernière se développe aux dépens de la hornblende et de la chlorite et constitue jusqu'à 50% de la roche. Les sulfures sont particulièrement abondants près des veines de quartz. Le carbonate est en général peu abondant dans le gabbro altéré riche en sulfures par rapport à ce qu'on observe dans la zone d'altération externe. Il s'agit le plus souvent de calcite ou de dolomite ferrugineuse (identification par coloration et microsonde). Ce minéral remplace tous les autres sauf les sulfures. L'altération hydrothermale dans la zone d'altération interne se manifeste aussi par l'apparition d'un peu de tourmaline en cristaux idiomorphes et la disparition de l'épidote. La zone Nord du forage U-1732 contient de plus un peu de plagioclase hydrothermal.

Le type 2 d'altération interne est caractérisé par la présence de chlorite, de carbonate ferrugineux, de muscovite, de sulfures et de porphyroblastes de plagioclase d'origine hydrothermale. Les nombreuses veinules et lentilles de pyrite, de pyrrhotine et de chalcopryrite sont disposées parallèlement à la schistosité définie par la forte orientation préférentielle des micas (chlorite et muscovite). Le contenu en chlorite et en dolomite ferrugineuse de cette zone est très variable. La proportion de carbonate est cependant plus importante que dans le cas de l'altération interne de type 1 (biotite-sulfures). La tourmaline est omniprésente mais toujours en quantité très faible (< 1%). Les porphyroblastes hypidiomorphes de plagioclase syncinématique (andésine An₃₀₋₃₂), de taille submillimétrique, se sont développés aux dépens des cristaux d'albite métamorphique à texture granoblastique (taille moyenne 0,3 mm) présents dans la matrice. Ces porphyroblastes montrent une faible recristallisation et sont souvent partiellement remplacés par le carbonate ferrugineux, la muscovite et la chlorite, lesquels définissent une schistosité interne aux cristaux orientée parallèlement à la schistosité dans la roche (photo 7C). Le métasomatisme potassique, qui se manifeste par le développement de la muscovite, succède donc à l'épisode de métasomatisme sodique mis en évidence par la formation de ce plagioclase hydrothermal suite au remplacement de l'albite par l'andésine.

En conclusion, le remplacement de la hornblende par la chlorite et le carbonate, suivi de l'apparition de la biotite ou de la muscovite, témoignent d'un épisode de métamorphisme (métasomatisme) rétrograde au faciès des schistes verts (faciès faible) qui se superpose à un assemblage minéralogique typique de la transition entre le faciès des schistes verts et le faciès amphibolite (faciès faible à moyen). De plus, la présence d'un schiste à hornblende ± biotite dans la zone de transition entre le gabbro «frais» et la zone d'altération externe (gabbro cisailé, chloritisé et carbonaté) suggère que la déformation est synchrone ou a précédé l'épisode d'altération hydrothermale.

Zone Sud

Le forage U-1764 recoupe la zone Sud ainsi que la totalité de l'unité de «rhyolite». La section de sondage étudiée est située entre 270 et 370 pieds. La zone minéralisée est formée d'une épaisseur d'environ 5 mètres de rhyolite cisailée et minéralisée en sulfures (pyrite, pyrrhotine, chalcopryrite et arsénopyrite) et injectée de nombreuses veinules de quartz parallèles à la schistosité. Les veines de quartz-carbonate minéralisées n'ont pas été recoupées par ce sondage et les teneurs en or y sont subéconomiques (0,046 oz/t ou 1,43 g/t). Nos observations sont résumées à la figure 16.

La faible épaisseur de basalte comprise entre le gabbro et la rhyolite est très déformée et montre une altération hydrothermale en chlorite, en muscovite et en carbonate ainsi qu'une forte silicification. On note parfois l'apparition d'un mica vert (fuchsite ?). La tourmaline, le chloritoïde, la magnétite, la biotite et l'anhydrite sont parfois présents comme minéraux accessoires. La schistosité est définie par l'alignement des paillettes de chlorite, de biotite et de muscovite.

L'intensité de la déformation dans la rhyolite diminue progressivement en s'éloignant du contact avec le basalte (figure 16) pour augmenter ensuite brusquement dans la zone de rhyolite minéralisée. L'altération hydrothermale associée à cette zone se caractérise par la présence de schiste à muscovite (jusqu'à 50% de muscovite). La pyrite, la pyrrhotine et la chalcopryrite (5 à 10%) forment des lentilles ou des veinules orientées parallèlement à la schistosité (photo 2A). L'altération s'accompagne d'une diminution de la quantité de chlorite et de carbonate. On revient ensuite à la rhyolite peu déformée puis finalement au basalte. Les différences dans la minéralogie de l'altération hydrothermale entre les zones Nord et Principale, d'une part, et la zone Sud, d'autre part, proviennent essentiellement de la composition de la roche encaissante (gabbro vs rhyolite).

LITHOGÉOCHIMIE DE L'ALTÉRATION HYDROTHERMALE

L'altération hydrothermale a manifestement modifié de façon importante la composition chimique originale de la roche encaissante à proximité des zones minéralisées. Nous avons donc procédé à une étude lithogéochimique préliminaire de ces roches afin de préciser les transformations minéralogiques présentées à la section précédente, de mieux comprendre les processus de mise en place de la minéralisation et de fournir des outils d'exploration utilisables ailleurs dans la région. Les analyses géochimiques des échantillons provenant des trois forages examinés lors de cette étude sont présentées à l'annexe B.

Lithogéochimie qualitative

Dans un premier temps, nous avons effectué une étude lithogéochimique qualitative de la variation des éléments chimiques majeurs et mineurs dans les roches encaissantes métasomatisées situées en bordure des veines de quartz intersectées par les forages U-1702 (zones Principale, «G» et Nord), U-1732 (zones Principale et Nord) et U-1764 (zone Sud). Ces sections de forage ne recoupent qu'une seule unité lithologique, soit un filon-couche peu différencié de gabbro ou une «rhyolite», nous permettant ainsi de négliger les effets de la différenciation magmatique. L'étude des variations du rapport de certains éléments nous permet aussi de minimiser les effets de changement de volume associé à la déformation (Gresens, 1967).

Les rapports molaires qui ont retenu notre attention sont: $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{S} + \text{H}_2\text{O}^+)$ et $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, ainsi que les indices de saturation: Na/Al , $3\text{K}/\text{Al}$ (ou $3\text{K}/2\text{Al}$) et $\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})$ molaire. Ces trois indices, proposés par Kishida et Kerrich (1987), permettent d'évaluer respectivement l'effet de l'altération en albite, en muscovite (ou en biotite) et en carbonate par rapport à la composition de la roche avant l'altération, indépendamment de sa composition originale. Ainsi, on sait que l'un des principaux facteurs qui contrôlent la formation du carbonate est la quantité de cations bivalents (Ca, Mg, Fe et Mn) présents dans le protolithe. Un indice de saturation $\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})$ égal à 1 indique donc que tout le Ca, Mg, Fe et Mn disponibles dans la roche s'est combiné au CO_2 pour former le carbonate. De même, l'apport de sodium et de potassium dans la roche est limité par la quantité d'aluminium disponible pour former l'albite, la muscovite ou la biotite. En assumant une composition idéale, la proportion Na:Al de l'albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) est de 1:1 et la proportion K:Al de la muscovite ($\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$) de 1:3. Le niveau de saturation pour l'albite ou la muscovite sera donc indiqué par un rapport molaire Na/Al ou 3K/Al égal à 1. Connaissant la composition de la biotite (annexe C), il est aussi possible de définir un indice de saturation pour la biotite qui sera dans le cas présent 3K/2Al.

Ces indices nous permettent aussi d'estimer l'importance des minéraux alumineux pauvres en alcalis, tels la chlorite ou la hornblende. Ces minéraux se caractérisent en effet par des rapports molaires $(3\text{K} + \text{Na})/\text{Al}$ proches de 0. La différence entre la courbe de saturation $(3\text{K} + \text{Na})/\text{Al}$ [ou $(3\text{K} + 2\text{Na})/2\text{Al}$ dans le cas des roches riches en biotite] et la valeur de saturation de 1 devrait donc représenter la quantité de chlorite ou de hornblende présente dans la roche.

Nous présentons aussi les profils du rapport CO_2/CaO molaire proposé par Davies *et al.* (1982) afin d'estimer qualitativement la composition du carbonate à partir de la composition chimique d'une roche. Un

échantillon composé uniquement de calcite et de silicates calciques devrait présenter en principe un rapport CO_2/CaO molaire inférieur ou égal à 1. Un rapport compris entre 1 et 2 suggère la présence de calcite accompagnée de dolomite ou d'ankérite, alors qu'un rapport supérieur à 2 indique la présence de dolomite ou d'ankérite ferrugineuse.

Les variations de ces rapports, ainsi que celles des teneurs en cuivre et en or, sont présentées sous la forme de profils lithogéochimiques qualitatifs aux figures 14, 15 et 16.

Zone Principale, zone «G» et zone Nord

Les figures 14 et 15 montrent les résultats de notre étude qualitative obtenus pour les forages U-1702 et U-1732. Par rapport au gabbro «frais» ou faiblement cisailé, les zones altérées se caractérisent dans l'ensemble par une baisse du rapport $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{S} + \text{H}_2\text{O}^+)$ attribuable principalement à un enrichissement en soufre, en H_2O^+ et en CO_2 de la roche altérée. Globalement, la zone d'altération interne (types 1 et 2) se caractérise par une augmentation des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $3\text{K}/\text{Al}$ (indice de saturation en muscovite) ou $3\text{K}/2\text{Al}$ (indice de saturation en biotite) ainsi que par une hausse importante des teneurs en cuivre et en or. Cette zone d'enrichissement en potassium est plus étroite si on la compare à l'épaisseur totale de gabbro affectée par la baisse du rapport $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{S} + \text{H}_2\text{O}^+)$, qui correspond à la zone de gabbro carbonatée et chloritisée que l'on trouve de part et d'autre des zones minéralisées. La valeur très élevée (16,5) du rapport $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{S} + \text{H}_2\text{O}^+)$ dans l'échantillon U-1732-583 du forage U-1732 (figure 15) est causée par la faible quantité de CO_2 (0,30%) et de soufre (<0,01%) dans ce gabbro «frais».

La valeur du rapport Na/Al (indice de saturation en albite) est très variable dans la zone d'altération interne et montre une relation antithétique avec l'indice de saturation en biotite ou en muscovite, ce qui suggère un phénomène de lessivage du sodium associé à la décomposition locale de l'albite métamorphique et du plagioclase hydrothermal. Ces baisses ponctuelles de l'indice de saturation en albite dans les zones d'altération interne du forage U-1732 (zones Nord et Principale; figure 15) suggèrent une diminution de la quantité de feldspath dans le gabbro altéré, contrairement à ce que nos observations pétrographiques pourraient laisser croire. La formation des porphyroblastes de plagioclase témoigne du métasomatisme sodique suivi et partiellement oblitéré par un épisode de métasomatisme potassique. Ce dernier phénomène se manifeste principalement par le développement de la muscovite aux dépens du plagioclase.

L'indice de saturation en carbonate [$\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})$ molaire] augmente de façon considérable dans la zone d'altération externe (altéra-

tion en chlorite et carbonate), mais demeure relativement constant ou même diminue dans les zones minéralisées en bordure des veines de quartz. L'évolution du rapport CO_2/CaO molaire indique la présence de calcite et/ou de dolomite dans ces zones, ce que confirment les analyses à la microsonde (annexe C). Il est aussi intéressant de noter que les rapports CO_2/CaO dans le forage U-1732 sont en général plus élevés dans la zone Principale que dans la zone Nord, ce qui pourrait indiquer la présence d'un carbonate plus riche en fer et/ou en magnésium dans cette première zone.

Zone Sud

La figure 16 résume les résultats de l'étude lithogéochimique qualitative du forage U-1764. Les profils obtenus offrent beaucoup de similitudes avec ceux des zones Principale et Nord, bien que la composition de la roche encaissante ne soit pas la même. La zone minéralisée se distingue encore par une augmentation des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ et $3\text{K}/\text{Al}$ ainsi que des teneurs en cuivre et en or. La variation de ces rapports est cependant beaucoup plus importante dans ce cas-ci. En effet, le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, inférieur à 1 dans la rhyolite la moins altérée, passe à près de 12 dans la zone la plus altérée et minéralisée. Ce phénomène résulte à la fois d'un enrichissement en potassium et d'un lessivage en sodium. Le profil de l'indice Na/Al démontre que cet appauvrissement est directement attribuable à la destruction quasi totale de l'albite dans cette zone. La diminution du rapport $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{S} + \text{H}_2\text{O}^+)$ résulte principalement d'un enrichissement en soufre. Les variations du rapport $\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})$ molaire indiquent une diminution de la proportion de carbonate dans la zone minéralisée. Cette zone se caractérise aussi par l'existence d'un carbonate plus magnésien ou ferrugineux (dolomite ou ankérite).

Un bref examen des résultats d'analyses (cf. annexe B) confirme que la roche encaissante de la zone Sud est vraiment une roche felsique (une dacite d'après la classification de Gélinas *et al.*, 1977) et non un basalte silicifié. Ainsi, les teneurs en éléments traces compatibles (Cr, Ni, Co) sont plus importantes dans le basalte que dans la rhyolite. Inversement, les éléments traces incompatibles (Zr, Y), considérés comme relativement immobiles dans les conditions d'altération hydrothermale, sont nettement plus abondants dans la rhyolite.

Lithogéochimie quantitative

Lors de l'étude quantitative des modifications chimiques liées à l'altération hydrothermale, la simple comparaison des résultats des analyses géochimiques d'échantillons frais et d'échantillons altérés est nette-

ment insuffisante (Gresens, 1967; Kerrich et Fyfe, 1981; Kerrich, 1983). D'une part, le total des oxydes majeurs étant astreint à une somme constante de 100%, aucune des composantes n'est indépendante l'une de l'autre et il existe un nombre infini de solutions. D'autre part, cette procédure suppose que le volume des roches est demeuré constant durant le processus d'altération, ce qui s'avère souvent inexact. Gresens (1967) a proposé d'utiliser les analyses géochimiques et les mesures de densité des roches altérées et de leurs équivalents frais pour développer une série d'équations de bilan de masse à deux inconnues (masse et volume). En fixant le changement de volume ou le comportement des composants, on arrive à une solution unique qui permet d'estimer les gains ou les pertes d'un élément chimique donné au cours de l'altération hydrothermale.

Nous avons réalisé pour cette étude deux profils lithogéochimiques quantitatifs, l'un traversant les zones Principale et Nord (forage U-1732) et l'autre la zone Sud (forage U-1764). À cette fin, nous avons utilisé le logiciel SOMA d'Appleyard et De Beer (1983). Le facteur volumique (F_v), donné par la formule:

$$F_{v_n} = \frac{V^\beta}{V^\alpha} = \frac{\chi_n^\alpha \times \rho^\alpha}{\chi_n^\beta \times \rho^\beta}$$

- où V^α = volume de la roche α parente (fraîche)
 V^β = volume de la roche β altérée
 χ_n^α = concentration d'un élément n immobile dans la roche α parente (fraîche)
 χ_n^β = concentration d'un élément n immobile dans la roche β altérée
 ρ^α = densité de la roche parente (fraîche)
 ρ^β = densité de la roche altérée

a été calculé après avoir identifié les oxydes Al_2O_3 et TiO_2 comme étant les composants les moins mobiles dans les roches altérées. Cette hypothèse est étayée par les graphiques de la figure 17 où on voit qu'à la mine Joe Mann l'alumine et le titane ont entre eux une bonne corrélation (leurs variations étant en effet presque linéaires) dans le cas de la rhyolite. Dans le cas du gabbro, la corrélation entre les deux éléments n'est pas parfaite. La dispersion des analyses semble surtout liée aux variations de la teneur en TiO_2 . On attribue ce phénomène à l'un ou l'autre des facteurs suivants:

- la mobilité des éléments lors de l'altération hydrothermale;
- les variations primaires associées à la différenciation magmatique à l'intérieur du filon-couche de gabbro (cristallisation plus ou moins importante de magnétite titanifère ou d'ilménite);
- l'imprécision des analyses.

L'utilisation de ces deux oxydes comme éléments immobiles est donc problématique pour le calcul du bilan de matière dans le gabbro altéré. Nous les utiliserons tout de même comme première approximation.

L'immobilité relative du TiO_2 et de Al_2O_3 dans les conditions d'altération hydrothermale est d'ailleurs reconnue par plusieurs auteurs (Babcock, 1973; Kerrich *et al.*, 1977 et 1979; Davies *et al.*, 1979; Boyle, 1979; Hynes, 1980; Finlow-Bates et Stumpfl, 1981). Les éléments chimiques indiqués dans les graphiques des figures 15 et 16 sont ceux qui présentent les variations les plus significatives des processus d'altération hydrothermale et de minéralisation.

Zones Principale et Nord

L'échantillon U-1732-583 (figure 15) représente le protolithe original à partir duquel les déterminations de facteurs volumiques et de transformations chimiques ont été calculées. Il s'agit d'un gabbro frais, non déformé et qui n'a pas subi de transformations minéralogiques causées par l'altération hydrothermale. Le filon-couche de gabbro dans lequel est logée la minéralisation montre peu d'évidences de différenciation. Les boîtes de dispersion («boxplots») de la figure 18 présentent les variations géochimiques observées dans neuf échantillons de gabbro frais récoltés à travers tout le filon-couche et illustrent bien l'homogénéité chimique de celui-ci. Ces graphiques (Tukey, 1977) expriment sous la forme d'une boîte les valeurs de la médiane (50^{ème} percentile), du premier et du troisième quartile (25^{ème} et 75^{ème} percentiles) des échantillons de gabbro pour chacune des variables (oxydes ou éléments en traces). Cette boîte est reliée par des lignes verticales ou «moustaches» («whiskers») aux valeurs représentant le 10^{ème} et le 90^{ème} percentile. Les valeurs qui se situent au-delà de ces moustaches (c.-à-d. < 10^{ème} et > 90^{ème} percentile) sont projetées individuellement.

Les profils ne comprennent pas les analyses provenant d'échantillons de dykes felsiques ou de veines de quartz minéralisées. Nous n'y avons présenté que les éléments chimiques importants du point de vue métallogénique qui montraient les variations les plus significatives. Les oxydes majeurs sont présentés en pourcentage cationique du poids total de l'échantillon, l'or en ppb et les autres éléments en traces en ppm (figure 15). La ligne tiretée indique la composition de la roche parente (U-1732-583) non altérée pour l'élément chimique considéré. On a aussi présenté un graphique illustrant la variation du facteur volumique (Fv) (figure 15) en fonction de la profondeur.

L'utilisation du Fv est un moyen commode de calculer les bilans de masse. Cependant, ce facteur n'a pas vraiment de signification physique et il est souvent incorrect d'interpréter les variations du Fv exclusivement en termes de changement de volume.

Rappelons que la diminution des teneurs en éléments immobiles (effet de dilution) observée dans les roches affectées par l'altération hydrothermale peut s'expliquer aussi bien par une augmentation de volume (équations de Gresens, 1967) que par une augmentation de la masse du système (Grant, 1986). L'interprétation de l'évolution du Fv en fonction de l'intensité de l'altération hydrothermale n'est donc pas une tâche facile.

Les zones d'altération externes, constituées par le gabbro cisailé, chloritisé et carbonaté, se caractérisent par des facteurs volumiques plus ou moins égaux à 1 (pas ou peu de changement de volume) et un net enrichissement en carbonate (CO_2). Les zones les plus intensément cisillées et minéralisées (zones d'altération internes) correspondent à des facteurs volumiques compris généralement entre 1,1 et 1,2 (avec une valeur extrême de 1,68 dans la zone Nord). Ces zones très cisillées devraient normalement se caractériser par des pertes importantes de volume et des Fv inférieurs à l'unité. Les valeurs de facteur volumique supérieures à 1 dans la zone d'altération interne s'expliquent probablement par une augmentation de masse importante du système qui contrebalancerait l'effet de la perte de volume. Ces zones correspondent aussi à de forts enrichissements en potassium, rubidium, barium, soufre, cuivre et or. Ces apports s'expliquent bien par l'abondance de biotite ou de muscovite associée aux sulfures en bordure des veines de quartz minéralisées. Le profil du sodium dans la zone Principale (figure 15) souligne la précipitation du plagioclase hydrothermal dans la zone d'altération interne. Par contre, la zone Nord montre un faible lessivage en sodium attribuable à la destruction de l'albite métamorphique. La proportion de calcium et de magnésium diminue nettement dans les deux zones. Le carbone total (représentant le CO_2) est enrichi dans les zones chloritisées et carbonatées qui enveloppent la minéralisation, mais s'appauvrit dans les zones minéralisées proprement dites. On note aussi un enrichissement en arsenic, en bismuth et en argent (cf. annexe B).

Zone Sud

Tous les échantillons de rhyolite prélevés dans le forage qui traverse cette zone (le forage U-1764) montrent, à des degrés divers, les effets de l'altération hydrothermale. L'échantillon U-1764-306, un échantillon de rhyolite fraîche, a été choisi comme protolithe pour le calcul de bilan de masse.

Les profils obtenus sont donnés à la figure 16. On constate que la zone cisillée et minéralisée se caractérise par un enrichissement en potassium, en soufre, en cuivre, en arsenic et en or qui résulte de la séricitisation et de la sulfurisation associées à l'altération hydrothermale. La zone enrichie en arsenic de part et d'autre de la zone minéralisée est relativement impor-

tante. Ainsi, dans le cas du forage U-1764, cette zone d'enrichissement en As correspond pratiquement à toute l'épaisseur de la rhyolite. La présence de veinules de quartz injectées dans la zone minéralisée explique aussi les teneurs en silice plus élevées. On remarque toutefois que la silice semble avoir été lessivée sur une épaisseur de 8 à 10 pieds de part et d'autre de cette zone. Le facteur volumique présente le même profil que la silice, suggérant une augmentation de volume causée par l'injection de veinules de quartz ou un gain de masse du système dans la zone minéralisée. Le magnésium, le calcium, le sodium et le carbone (c.-à-d. le CO_2) sont au contraire fortement appauvris suite à la disparition de la chlorite, de l'albite et des carbonates dans la zone minéralisée.

CONCLUSION

La séquence stratigraphique observée à la mine Joe Mann se compose d'un filon-couche peu différencié de gabbro, hôte des zones Nord et Principale, de basaltes et d'un mince niveau felsique cisailé (la «rhyolite») dans lequel est encaissée la zone Sud. Les couches ont une orientation E-W avec un pendage subvertical. La minéralisation aurifère se présente dans des veines de quartz – carbonate décimétriques logées dans trois zones de cisaillement E-W, subparallèles entre elles et à la stratification et présentant un mouvement inverse. Ces cisaillements font partie d'un couloir de déformation E-W d'importance considérable d'une longueur minimale de 7 km qui représente peut-être le prolongement oriental de la faille Winchester-Des Vents identifiée dans la région du lac à l'Eau-Jaune par Tait *et al.* (1987). Il est malheureusement difficile de se faire une idée précise de la géométrie des diverses zones de cisaillement à l'intérieur de ce couloir de déformation à cause de la faible exposition qui caractérise cette région.

Les lithologies qui ne sont pas affectées par le cisaillement et l'altération hydrothermale montrent un assemblage métamorphique typique du faciès supérieur des schistes verts. Les zones de cisaillement qui recoupent le gabbro sont constituées en périphérie de roches plus ou moins schisteuses montrant une altération en chlorite – carbonate (zone d'altération externe). En s'approchant des zones minéralisées, la déformation et l'altération deviennent plus intenses et le gabbro est transformé en schiste à biotite – sulfures \pm carbonates ferrugineux \pm albite ou en schiste à chlorite – carbonate ferrugineux – plagioclase – muscovite – sulfures (zone d'altération interne). L'altération hydrothermale se caractérise par des assemblages typiques du faciès des schistes verts et représente donc le résultat d'un épisode de métamorphisme rétrograde postérieur au métamorphisme régional kénoréen (transition entre le faciès des schistes verts et le faciès amphibolite). Les

veines de quartz aurifères sont logées à l'intérieur de ce gabbro altéré, dans la partie centrale des zones de cisaillement.

Les veines aurifères sont associées spatialement à trois variétés de dykes: les dykes felsiques porphyriques peu déformés à phénocristaux de quartz et de plagioclase, les dykes felsiques aphyriques et très déformés et les dykes verts cisailés de composition intermédiaire. Les deux premiers types de dykes sont souvent directement en contact avec les veines et sont subparallèles à celles-ci. Les rares relations de recoupement entre les dykes et les veines indiquent que la mise en place de ces dernières est postérieure à la venue des dykes. Cette chronologie suggère que la dilatation et la mise en place des veines de quartz ont été favorisées par les différences rhéologiques entre les dykes felsiques compétents (principalement les dykes porphyriques) et les roches encaissantes très schisteuses et par conséquent plus ductiles. Cette hypothèse a déjà été proposée dans le cas des gisements de Cu-Au du Complexe du lac Doré (Maillet, 1978) pour expliquer l'étroite association entre les veines minéralisées et les dykes intermédiaires felsiques, lesquels ont d'ailleurs une composition pétrographique très semblable à ceux de la mine Joe Mann. Cette association directe entre les intrusions felsiques et les minéralisations aurifères archéennes de l'Abitibi est un fait bien établi qui a souvent servi de critère d'exploration dans la recherche de nouveaux gisements (Hodgson et McGeehan, 1982; Colvine *et al.*, 1988).

L'altération hydrothermale associée aux zones minéralisées recoupant le gabbro (zones Nord et Principale) se manifeste par une augmentation des rapports $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{S} + \text{H}_2\text{O}^+)$ et $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ et un enrichissement en potassium, rubidium, barium, soufre, cuivre, arsenic, argent, bismuth et or et un appauvrissement en calcium et magnésium. La périphérie de la zone de cisaillement (zone d'altération externe) se caractérise principalement par une forte carbonatation. Le comportement du sodium dans la zone d'altération interne est très variable et témoigne de la destruction de l'albite métamorphique de texture granoblastique (appauvrissement en Na) ou de la précipitation de porphyroblastes de plagioclase hydrothermal (enrichissement en Na). Ce dernier phénomène de métasomatisme sodique a été suivi d'un épisode de métasomatisme potassique, comme l'indique le remplacement du plagioclase hydrothermal par la muscovite.

La zone Sud occupe un cisaillement qui recoupe l'unité «rhyolitique». La zone la plus déformée montre une altération hydrothermale intense en muscovite et sulfures. Cette altération correspond à une augmentation des rapports $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{S} + \text{H}_2\text{O}^+)$ et $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ associée à un enrichissement en silice, potassium, soufre, cuivre, arsenic et or et à un appauvrissement en magnésium, calcium, sodium et CO_2 .

Les veines sont très déformées (boudinage, plissement). La zone Sud est aussi la seule où l'on observe de l'arsénopyrite.

Les veines aurifères sont encaissées dans une roche fortement cisailée, altérée et minéralisée en pyrite, pyrrhotine et chalcopryrite. Ces sulfures sont disposés en lentilles et veinules parallèles à la schistosité. Les veines sont composées essentiellement de quartz blanc vitreux avec un peu d'albite verte et de carbonate ferrugineux. Elles sont fortement bréchifiées et possèdent une structure rubanée ou laminée définie par l'alternance de rubans de quartz et de roche encaissante minéralisée. Cette structure indique probablement une mise en place par un mécanisme complexe de «crack-seal» (Ramsay et Huber, 1983) impliquant plusieurs épisodes d'ouverture et de remplissage de fractures et la mise en place de petites veinules de quartz parallèles à la schistosité. La fusion progressive de ces veinules provoque l'incorporation de feuillettes de roche encaissante cisailée et altéré et la formation de veines à structure rubanée.

Les minéraux de la gangue et les phases métalliques qui composent les veines montrent une intense déformation. La minéralisation est composée principalement de chalcopryrite, de pyrrhotine, de pyrite, d'arsénopyrite (zone Sud) et d'or natif ainsi que de faibles quantités de tellures, de sphalérite, de magnétite et d'ilménite. L'or natif est présent en veinules et en plages irrégulières dans les fractures du quartz et du plagioclase cataclasés. On trouve aussi de l'or natif, mais en quantité moindre, dans la pyrite et l'arsénopyrite. La minéralisation aurifère est tardive par rapport au dépôt des sulfures.

Toutes ces caractéristiques font de la mine Joe Mann l'exemple par excellence des minéralisations du type *1a* de Archer et Guha (en préparation), c.-à-d. «les minéralisations aurifères du type veines de quartz-sulfures-(or) liées à des cisaillements E-W (subparallèles à la stratification) dans des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées». Ce gisement présente aussi toutes les caractéristiques des minéralisations aurifères mésothermales du type «veines de quartz» de l'Abitibi (Robert, 1990a), telles la forme et la nature de la minéralisation, l'association avec des zones de cisaillement fragile-ductile et de petites intrusions felsiques ou l'altération hydrothermale rétrograde caractérisée par un enrichissement prononcé en K_2O , CO_2 et S. Il est comparable à celui des mines Norbeau et Cooke, dans la région de Chibougamau-Chapais (Dubé et Guha, 1989), et à plusieurs minéralisations aurifères de la région de Val d'Or (Robert, 1990a). La mine Joe Mann présente toutefois certaines particularités. Ainsi, les roches encaissantes montrent un degré de métamorphisme légèrement plus élevé (transition entre le faciès des schistes verts et le faciès amphibolite) que celui de la plupart des gisements aurifères de l'Abitibi (schistes

verts). De plus, l'abondance de la biotite et de la pyrrhotine dans l'assemblage d'altération, ainsi que le contenu relativement peu important en carbonate, suggèrent que les conditions ambiantes de pression et de température lors du métasomatisme étaient plus élevées que dans le cas de la plupart des gisements de ce type.

L'influence structurale du front de Grenville dans la région de Chibougamau se manifeste principalement par l'apparition de failles NNE appartenant au réseau de Mistassini, une rotation progressive de la foliation kénoréenne E-W vers le NNE, une schistosité grenvillienne surimposée orientée NNE et des linéations SE (Daigneault et Allard, 1984; Ciesielski et Ouellet, 1985; Ciesielski, 1988; Daigneault *et al.*, en préparation). On note aussi une augmentation progressive du degré de métamorphisme qui passe du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites. La minéralisation de la mine Joe Mann est contrôlée par des structures régionales essentiellement E-W typiques des terrains autochtones de la région (Rivers et Chown, 1986). Elle semble donc relativement peu affectée par la proximité du front de Grenville. Il est toutefois probable que ces structures kénoréennes ont été réactivées lors de l'orogénie grenvillienne, ce qui pourrait alors expliquer les nombreuses évidences de mouvements horizontaux à la mine Joe Mann. Les zones minéralisées sont recoupées et déplacées par des failles tardives NE à NNE auxquelles sont associées les dykes de diabase protérozoïques. Ces failles ont un mouvement apparent principal senestre interprété comme le résultat d'une réactivation grenvillienne de fractures archéennes ou protérozoïques. D'autre part, l'étude pétrographique n'a pas permis de démontrer l'existence d'un métamorphisme grenvillien superposé aux assemblages de l'altération hydrothermale. Les âges modèles Pb-Pb de 1003 et 1126 Ma pour les sulfures de la mine Joe Mann (Thorpe *et al.*, 1984) suggèrent toutefois une possible remobilisation de la minéralisation aurifère au Grenville. On doit donc, dans cette hypothèse, se demander si les assemblages d'altération observés autour de la mine Joe Mann et les conclusions qu'on en a tirées quant aux conditions de mise en place de la minéralisation aurifère reflètent vraiment celles qui régnaient à l'Archéen.

Indice Philibert

LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

L'indice Philibert appartient à SOQUEM. Il est situé dans la partie NE du canton de Gamache (feuillelet SNRC 32G/7), à environ 10 km à l'ouest de la mine Joe Mann (figure 2). L'indice a été découvert en 1985 suite à des travaux de prospection qui ont permis d'identifier la source d'une traînée de blocs minéralisés en or. L'indice lui-même n'affleure pas, le secteur

formant une vaste zone marécageuse. Les seules données disponibles à ce jour proviennent donc des sondages qui ont recoupé la minéralisation.

Les roches encaissantes sont constituées par les basaltes porphyriques et les filons-couches de la Formation d'Obatogamau (figure 19). On observe aussi une certaine proportion de tufs mafiques (basalte cisailé ?), d'argilites graphitiques, de grès et de volcanites felsiques. Les filons-couches sont localement différenciés avec une composition variant de pyroxénitique à granophyrique. Cette séquence, typique de la partie supérieure de la Formation d'Obatogamau, est en contact dans la partie sud de la propriété avec les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina.

À l'échelle de l'indice, la séquence stratigraphique (Chevalier, 1988) est composée principalement de filons-couches mafiques différenciés, orientés NW-SE, d'épaisseur variable, se succédant sur une épaisseur totale d'environ 130 à 160 m. Dans l'ordre d'apparition dans les forages (c.-à-d. de la base vers le sommet de la séquence), on distingue un ou plusieurs filons-couches de pyroxénite métriques à décimétriques suivis de basaltes (ou de gabbros) plus ou moins cisailés et ankéritisés. La partie centrale de la séquence, hôte des zones minéralisées, est constituée par un niveau de gabbro de composition et de texture très variables. Certains horizons particuliers peuvent être reconnus et suivis sur plusieurs centaines de mètres. On trouve ensuite un niveau de gabbro à yeux de quartz bleu opalescent suivi par une pyroxénite ou un gabbro folié à grains grossiers. La séquence montre enfin des basaltes coussinés, intercalés avec des intervalles de schistes graphiteux, de grès et de tufs.

Les critères de polarité observés dans la partie nord de la propriété indiquent que les sommets stratigraphiques sont orientés vers le sud. Ces observations sont en accord avec les polarités sud à sud-est déterminées à partir de la séquence de différenciation des filons-couches recoupés par les forages à l'indice Philibert.

MINÉRALISATION

Les premiers forages sur l'indice Philibert ont permis d'identifier deux zones subparallèles nommées zone Felsique (ou Zone 1) et zone Silicifiée (Zone 2) par les géologues de la société (McCann, 1987). Ces deux zones sont séparées par une distance d'environ 75 m dans la partie occidentale de l'indice. Des travaux plus récents de SOQUEM ont démontré l'existence de quelques minéralisations du même type, plus ou moins parallèles aux premières. Malgré des appellations différentes, la nature de la minéralisation dans ces divers zones présente beaucoup d'analogies.

Le minerai consiste typiquement en une roche aphanitique à finement grenue, laminée, de couleur

beige ou gris clair, fortement carbonatée et silicifiée. Il est aussi caractérisé par un contenu généralement faible (< 10%) en pyrite finement disséminée (photo 8A). On note par endroits une faible quantité de chalcopryrite, de pyrrhotine, d'arsénopyrite et, beaucoup plus rarement, de l'or visible. Les teneurs en or semblent généralement proportionnelles à la quantité de sulfures dans la roche altérée. Cette dernière est souvent recoupée de veines et de veinules de quartz généralement stériles qui, lorsqu'elles sont très abondantes, donnent au minerai une structure bréchique. Il est quelquefois possible de reconnaître le protolithe. Ainsi, on a observé à quelques reprises des vestiges d'une texture ophitique à intergranulaire définie par la présence de porphyroclastes de plagioclase plus ou moins déformés flottant dans une matrice de carbonate ferrugineux (dolomite ferrugineuse). Les minéraux ferromagnésiens qui composaient cette roche de composition probablement leucogabbroïque ou dioritique ont donc été complètement remplacés par le carbonate. Cet aspect sera traité plus en détail à la section sur l'altération hydrothermale.

Les teneurs généralement observées dans les forages sont de l'ordre de 1 à 4 g/t Au sur des épaisseurs de 1 à 3 m. SOQUEM rapporte des intersections de 7,89 g/t sur 4 m (0,23 oz/t sur 13 pieds), 7,89 g/t sur 2 m (0,23 oz/t sur 6,6 pieds) et 5,49 g/t sur 10 m (0,16 oz/t sur 31 pieds; Robertson, 1989). La minéralisation a été reconnue sur une distance d'environ 2,5 km. Les réserves des deux zones minéralisées dans la partie occidentale de l'indice sont évaluées à 525 000 tonnes métriques à une teneur moyenne de 6,13 g/t Au (SOQUEM, rapport annuel 1988-89).

Les principales phases métalliques dans les zones minéralisées sont, en ordre d'importance décroissante, l'ilménite et la magnétite, la pyrite, la pyrrhotine, le rutile et l'arsénopyrite. On trouve aussi des traces d'or, de la chalcopryrite, divers arséniures de fer, nickel et cobalt (skuttérodite ?, pararammelsbergite ?) et de la galène.

L'ilménite et la magnétite sont présentes en quantité variable dans toutes les lithologies. Elles sont particulièrement abondantes dans le faciès dioritique dans lequel est logée la zone minéralisée recoupée par le forage 981-87-39 (voir plus loin la section sur métamorphisme et altération). Les cristaux idiomorphes à hypidiomorphes de magnétite ont une dimension inférieure à 0,5 mm et montrent une fracturation plus ou moins intense. L'ilménite se présente généralement en agrégats et en traînées de cristaux alignés parallèlement à la schistosité de la roche ou, comme dans la diorite carbonatée, en grands agrégats arborescents pouvant dépasser 6 mm de longueur (photo 9A). Les sulfures et les sulfo-arséniures, la pyrite, la pyrrhotine et l'arsénopyrite se sont développés aux dépens de ces oxydes sans toutefois les remplacer totalement (sulfuration partielle). Par endroits, la magnétite et l'ilmé-

nite sont faiblement pseudomorphosées en leucoxène ou en rutile.

Le contenu en sulfures dépasse rarement 10% du mode de la roche. La *pyrite* forme des grains idioblastiques à hypidioblastes isolés ou, lorsqu'elle est plus abondante, des traînées ou des agrégats allongés parallèlement à la foliation. Les grains de pyrite présentent parfois des jonctions triples, suggérant un phénomène de recristallisation. La fracturation varie de faible à modérée, sauf dans les faciès fortement cisailés où elle est plus importante. On note la présence d'inclusions arrondies de magnétite, d'ilménite, de pyrrhotine, de chalcopyrite et de rutile. Plusieurs échantillons de diorite minéralisée contiennent des cristaux de pyrite entourés d'une fine bordure d'un minéral non identifié (probablement un arséniure) caractérisé par un habitus réticulé (photo 9B).

La *pyrrhotine* se présente généralement en plages xénoblastiques allongées parallèlement à la schistosité. Elle est souvent associée dans les zones minéralisées à un minéral de couleur blanc crème, anisotrope, identifié de façon provisoire comme de la skuttérodite. La *chalcopyrite* montre le même habitus que la pyrrhotine et est souvent associée à celle-ci. Ces deux sulfures se retrouvent souvent en inclusions dans le carbonate.

L'*arséniopyrite* forme des grains xénoblastiques en remplacement de la pyrite, de la pyrrhotine et de l'ilménite. On l'observe souvent en étroite association avec d'autres arséniures ou sulfo-arséniures que cet examen préliminaire n'a pas permis d'identifier avec certitude. Dans le cas de l'indice Philibert, l'apparition de ces minéraux dans une roche est généralement diagnostique de la présence d'or. On verra ci-après que l'association entre l'or et l'arsenic est confirmée par les données géochimiques.

L'*or natif* est présent sous la forme de plages de très petite taille (< 2,5 µm) isolées dans le carbonate ou accolées aux grains de pyrite. L'or dans le minerai recristallisé semble avoir une granulométrie plus grossière que dans la diorite minéralisée à texture porphyroclastique, suggérant un phénomène de remobilisation. On rapporte aussi la présence d'or visible dans les veinules de quartz millimétriques à centimétriques recoupant les zones minéralisées. La *galène* n'a été observée qu'à une seule occasion dans une veine de quartz non aurifère (échantillon 981-87-46-91).

STRUCTURE

Étant donné l'absence d'affleurement, il est difficile de définir précisément le contexte structural de l'indice Philibert. On reconnaît cependant que les deux zones minéralisées sont logées dans des zones de cisaillement d'une épaisseur totale comprise entre 30 et 100 m avec une orientation de 300° à 315° et un

pendage relativement faible variant entre 32° et 45° vers le NE. Ces cisaillements semblent être à l'échelle régionale subconcordants à la stratification (figures 19 et 20). Les roches encaissantes sont constituées des diorites quartzifères présentes dans la partie sommitale des filons-couches de gabbro, près du contact avec les unités basaltiques. Comme on l'a observé à la mine Joe Mann, le contraste de ductilité entre ces roches et leur environnement immédiat aurait favorisé la fracturation de la diorite et la circulation des fluides hydrothermaux.

La schistosité régionale observée dans la partie nord de la propriété est généralement orientée parallèlement à l'orientation des couches avec un pendage abrupt vers le NE (≈75°). Dans les sondages, la schistosité est parallèle aux zones minéralisées indiquant un pendage de 30 à 40° vers le NE. Dans les zones les moins déformées de ces sondages, elle présente parfois un angle de 60 à 70° avec l'axe du forage, ce qui suggère dans le contexte présent un pendage d'environ 60° vers le NE. Cette orientation laisse deviner une relation angulaire entre la schistosité et les murs des zones de cisaillement matérialisées par les zones minéralisées (figure 20B) qui indiquerait un mouvement vertical inverse, c.-à-d. un chevauchement du NE vers le SW (Ramsay et Graham, 1970). Il est intéressant de constater que le sens de ce mouvement est identique à celui qui a été déduit à la mine Joe Mann.

Les roches mafiques et intermédiaires (gabbros, diorites quartzifères et/ou basaltes) encaissantes sont fortement déformées, l'intensité de la schistosité étant maximale à proximité des zones minéralisées. Le remplacement des minéraux ferromagnésiens (chlorite et biotite) par les carbonates dans les zones minéralisées a entraîné la destruction de la fabrique tectonique et explique la structure relativement massive du minerai.

On observe à l'intérieur du cisaillement une zone de brèche tectonique fortement carbonatée, faiblement discordante par rapport à celui-ci, qu'on peut suivre horizontalement sur plusieurs centaines de mètres. Cette structure pourrait correspondre à un épisode de déformation fragile tardif par rapport à la phase principale de cisaillement ductile et à l'altération hydrothermale (cette zone de brèche est recoupée par le forage 981-87-39 entre 54 et 57 m). Les zones minéralisées sont parfois injectées de différents types de dykes de composition intermédiaire. On rapporte aussi la présence de dykes tardifs de lamprophyre injectés dans des failles orientées de N-S à N340°. Une faille majeure d'orientation NNE (faille Obatogama) recoupe le gisement dans la partie centrale de l'indice avec un déplacement apparent senestre d'environ 100 m (figure 19). Comme à la mine Joe Mann, cette structure NE a peut-être joué un rôle dans la mise en place de la minéralisation aurifère.

MÉTAMORPHISME ET ALTÉRATION

Métamorphisme régional

Les unités encaissantes à la zone minéralisée de l'indice Philibert ont toutes subies les effets du métamorphisme kénoréen. Le basalte, les roches pyroclastiques, ainsi que les diverses lithologies qui composent les filons-couches différenciés montrent aussi, à des degrés divers, les effets d'une altération hydrothermale plus ou moins intense. Le gabbro «frais» (c.-à-d. non altéré ni cisailé) est constitué de l'assemblage: hornblende – albite – quartz – épidote \pm chlorite \pm biotite \pm carbonate. Cet assemblage métamorphique est typique du faciès supérieur des schistes verts (transition du faciès faible à moyen).

Altération hydrothermale

Dans le but d'identifier la nature de l'altération hydrothermale associée à la minéralisation aurifère de l'indice Philibert, nous avons procédé à l'étude pétrographique détaillée d'un certain nombre d'échantillons provenant de sondages traversant les zones minéralisées. Les sondages sélectionnés pour cette étude sont 981-87-39 et 981-87-46, situés de part et d'autre de la faille Obatogamau qui recoupe et déplace les zones minéralisées (figure 19 et annexe B). Nous nous limiterons ici à une synthèse des observations, les résultats de cette étude ayant déjà été présentés en détail dans un précédent rapport (Dion et Guha, 1989b). Les forages étant orientés perpendiculairement au plan contenant la minéralisation, les épaisseurs des intersections mentionnées ci-après sont donc en grandeur réelle.

Les figures 21 et 22 résument l'essentiel de nos observations. On y trouve une estimation visuelle qualitative de l'intensité de la déformation ainsi que les pourcentages modaux des principaux minéraux d'altération. Ces profils enregistrent les modifications subies par les roches gabbroïques et les lithologies associées lors de la circulation des fluides hydrothermaux et ne tiennent pas compte de la présence des dykes intermédiaires ni des rares veines de quartz.

Les sections étudiées présentent trois faciès d'altération associés aux zones de cisaillement. Le *premier faciès* est constitué par le gabbro «frais» mésocrate à grains moyens, sain et non cisailé, se caractérisant par l'assemblage métamorphique: hornblende – albite – quartz – épidote \pm chlorite \pm carbonate.

Dans le *deuxième faciès*, cet assemblage est peu à peu remplacé par la chlorite (ripidolite) et la calcite, associées parfois à de faibles quantités de biotite et de muscovite. La proportion de ces minéraux dans le gabbro, et donc le degré d'altération, sont directement reliés à l'intensité de la déformation, les échantillons les plus cisailés se caractérisant par la présence d'une plus grande quantité de biotite et de muscovite.

L'intensité du cisaillement dans cette zone varie généralement de faible à moyenne et montre un accroissement rapide à l'approche de la zone minéralisée. La schistosité dans ce gabbro moyennement déformé est matérialisée par l'orientation préférentielle des paillettes de chlorite, de biotite et de muscovite, des plages de carbonate et des agrégats de magnétite et d'ilménite.

La section du forage située à proximité des zones minéralisées est formée d'une alternance plus ou moins régulière de diorite carbonatée faiblement à fortement recristallisée (correspondant au troisième faciès d'altération) et de ces zones plus ou moins cisailées montrant une altération poussée en chlorite et carbonate ferrugineux \pm muscovite \pm biotite avec un peu de fuchsite par endroits.

Le *troisième faciès* d'altération est représenté par cette diorite ou gabbro leucocrate intensément carbonaté qui se caractérise par une couleur variant de gris pâle à beige. L'intensité de la déformation et de la recristallisation est variable, la texture pouvant passer brusquement de granoblastique à porphyroclastique sur quelques centimètres. La roche est constituée de 0 à 60% de phénoclastes idiomorphes de plagioclase (jusqu'à 3 mm) dans une matrice granoblastique de plagioclase (15 à 70%), de quartz (5%), de carbonate ferrugineux (< 50%) avec jusqu'à 5 à 6% de magnétite et d'ilménite (photo 8B). Les phénoclastes de plagioclase, de composition albitique, se caractérisent par une forte déformation interne (extinction roulante, lamelles de déformation, sous-grains et mâcles courbées), une recristallisation en bordure des cristaux, ainsi que par la présence de nombreuses fractures. Le plagioclase est aussi partiellement remplacé par le carbonate. On note la présence d'une faible quantité de chlorite, de biotite et de muscovite, ainsi qu'un peu de pyrite. L'arrangement des cristaux de plagioclase dans la diorite peu déformée rappelle souvent une texture ophitique ou hypidiomorphique. L'origine magmatique de cette roche est clairement démontrée par la présence occasionnelle d'intercroissances granophyriques interstitielles aux cristaux de plagioclase (exemple: échantillons 981-87-39-88 et 89; photo 8C).

Les zones minéralisées en or proprement dites sont formées d'une roche à grains fins à moyens, laminée, constituée de carbonate ferrugineux (dolomite ferrugineuse), de quartz et d'albite avec un peu de pyrite (généralement moins de 5-6%) finement disséminée, d'ilménite, de tourmaline et de muscovite. La quantité de minéraux ferromagnésiens, tels la chlorite et la biotite, est variable mais généralement très faible. La structure laminée et le rubanement compositionnel (photo 8A) correspondent à une alternance de lits millimétriques à centimétriques de granulométrie, de composition (contenu variable en carbonate ou en minéraux opaques) ou de texture (granoblastique ou

porphyroclastique) différentes. Cette structure, assimilable à une foliation mylonitique, est aussi mise en évidence par les traînées de grains de pyrite. La roche est souvent traversée d'un grand nombre de veinules de quartz recoupant la foliation, ce qui lui donne parfois un aspect bréchique. Elle est pratiquement identique du point de vue compositionnel ou textural à la diorite altérée décrite au paragraphe précédent. Dans les zones minéralisées cependant, la magnétite et l'ilménite sont partiellement remplacées par la pyrite.

La séquence recoupée par ces forages comprend aussi des unités formées d'une roche aphanitique de couleur gris pâle verdâtre, qualifiée par les géologues de la compagnie de «basalte silicifié» (photo 8D). Cette roche, fortement recristallisée et altérée, est formée essentiellement de paillettes ou d'agrégats plus ou moins arrondis de chlorite dans une matrice granoblastique de quartz-plagioclase à grains très fins. La fabrique généralement faible de ce «basalte» est définie par l'alignement préférentiel de paillettes très fines de muscovite ou par celles, plus grossières, de chlorite. La roche présente par endroits une texture mouchetée constituée de plages arrondies de carbonate ferrugineux situées au centre d'agrégats ou de rosettes de chlorite. Les zones de contact avec le gabbro sont parfois intensément silicifiées et varient de jaune verdâtre à rose saumon. Le «basalte silicifié» est aussi recoupé par de nombreuses veines et veinules de quartz stériles contenant un peu de pyrite.

On observe parfois dans cette séquence des dykes intermédiaires beiges à gris pâle verdâtre, d'environ 1 m d'épaisseur. Il s'agit d'une roche à grains fins, homogranulaire et faiblement cisailée, formée principalement de cristaux d'albite hypidiomorphes (80%) et de paillettes de muscovite (10%), lesquelles montrent une bonne orientation préférentielle. Ces dykes contiennent aussi un peu de carbonate (5%) et de quartz (3%).

La séquence du forage 981-87-39 est recoupée entre 54 et 57 m par une zone de brèche carbonatée stérile en or. Cette zone est composée de fragments centimétriques et anguleux de «basalte» plus ou moins cisailés dans une matrice riche en carbonate. Les fragments schisteux sont de même composition que les roches environnantes, mais la proportion de chlorite et/ou de carbonate est généralement plus importante. Il est évident que cette structure est tardive par rapport à l'épisode de déformation ductile. À proximité de cette zone de brèche, on note une augmentation de l'intensité de la fracturation et la présence de nombreuses veinules de quartz ou de carbonate.

En résumé, l'altération hydrothermale associée à la minéralisation aurifère intersectée dans les sondages 981-87-39 et 981-87-46 se manifeste par une carbonatation intense et une faible pyritisation de la roche hôte de composition dioritique à leucogabbroïque. Cette

altération représente un épisode de métamorphisme rétrograde postérieur au métamorphisme régional kénoréen caractérisé par des assemblages typiques de la transition du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites. Les minéraux ferromagnésiens, tels la chlorite ou la biotite, sont presque entièrement remplacés par le carbonate ferrugineux. Le phénomène de sulfurisation est illustré par le développement de sulfures et d'arséniures aux dépens des oxydes ferro-titanés, tels l'ilménite et la magnétite. L'intensité de la déformation varie de faible (texture porphyroclastique à ophitique) à forte (texture granoblastique). La foliation mylonitique de cette roche fortement carbonatée est souvent recoupée par des veinules de quartz stériles qui donnent à la roche une structure bréchique.

Les roches encaissantes cisailées situées en bordure des zones minéralisées présentent une altération en chlorite et en carbonate associée à la muscovite et/ou à la biotite à proximité immédiate de la diorite minéralisée. L'intensité de la déformation augmente graduellement des gabbros sains aux schistes à chlorite – carbonate – muscovite – biotite.

LITHOGÉOCHIMIE

Nous avons effectué une étude lithogéochimique qualitative de la variation des éléments chimiques majeurs et mineurs dans les roches encaissantes métagénérées situées en bordure et dans les zones minéralisées intersectées par les forages 981-87-39 et 981-87-46. Les analyses géochimiques d'échantillons provenant des forages sus-indiqués sont présentées à l'annexe B. Ces sections de forage recoupent plusieurs unités lithologiques comprenant des filons-couches fortement différenciés et des basaltes altérés, ce qui peut amener certaines complications lors de l'interprétation géochimique des résultats d'analyse. Pour ces raisons, nous n'avons pas utilisé ici la méthode des bilans de masse (Gresens, 1967) qui aurait pu fournir des résultats plus quantitatifs. L'utilisation de certains rapports significatifs d'éléments chimiques nous permet cependant de minimiser les effets du changement de volume associé à la déformation (Gresens, 1967). Les rapports qui ont retenu notre attention sont: $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ et $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{S} + \text{H}_2\text{O}^+)$, ainsi que les indices de saturation: $3\text{K}/\text{Al}$, Na/Al , $(3\text{K}+\text{Na})/\text{Al}$, $\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})$ molaire et CO_2/CaO molaire. Les variations de ces rapports, ainsi que celles des teneurs en divers éléments traces relativement peu influencés par le changement de volume, sont présentés sous la forme de profils lithogéochimiques aux figures 21 et 22.

Il faut noter que les intervalles de «basalte silicifié» (par exemple la zone entre 18 et 64 m du forage 981-87-39) doivent être considérés séparément du reste de la séquence, laquelle est constituée principalement de roches faisant partie d'un ou de plusieurs filons-

couches différenciés (gabbro à diorite quartzifère). Par rapport au gabbro «frais» ou faiblement cisailé, la zone altérée se caractérise par une baisse du rapport $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{S} + \text{H}_2\text{O}^+)$ qu'on associe à un enrichissement en soufre, en CO_2 et en H_2O^+ dans la zone altérée. La zone minéralisée se caractérise par une diminution du rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ou, inversement, par une augmentation du rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Cette augmentation du sodium par rapport au potassium pourrait être interprétée comme le résultat d'une altération sodique, mais la présence d'intercroissances granophyriques, la hausse parallèle des teneurs en zirconium et en yttrium et la baisse des teneurs en chrome dans cette zone suggèrent plutôt que ce phénomène est de nature primaire (c.-à-d. relié à la différenciation magmatique du filon-couche hôte de la zone minéralisée). Cette séquence de différenciation indiquerait une polarité stratigraphique vers le sud, ce qui est confirmé par les observations en surface dans la partie nord de la propriété. Le strontium a un comportement identique au sodium, alors que le barium et le rubidium présentent, comme prévu, une évolution semblable à celle du potassium. La zone minéralisée montre aussi une hausse marquée des teneurs en or, en tungstène et en arsenic, mais aucun enrichissement en cuivre (figure 21).

L'utilisation des indices de saturation est très intéressante dans le cas présent où la séquence montre de fortes variations de composition. Les rapports $3\text{K}/\text{Al}$ élevés correspondent aux roches riches en biotite ou en muscovite qu'on retrouve dans les zones cisailées qui délimitent les lentilles minéralisées ou dans les «basaltes silicifiés». On a aussi porté sur un même graphique les profils des rapports Na/Al et $(3\text{K}+\text{Na})/\text{Al}$ pour le même forage. On peut ainsi juger qualitativement du degré relatif de saturation en albite et en micas riches en potassium (muscovite et biotite) dans la roche ainsi que de l'importance des phases alumineuses pauvres en alcalis, telles la chlorite ou la hornblende. L'indice de saturation en albite (Na/Al) est particulièrement élevé dans les diorites quartzifères minéralisées où il coïncide pratiquement avec le profil du rapport $(3\text{K}+\text{Na})/\text{Al}$. On explique ce phénomène par l'excellente préservation du plagioclase métamorphique (albite) dans cette zone et la faible quantité de micas. Par contre, les zones cisailées qui bordent les zones carbonatées et minéralisées correspondent à une baisse de l'indice Na/Al et de son influence dans l'évolution du rapport $(3\text{K}+\text{Na})/\text{Al}$, phénomène explicable par la destruction de l'albite et l'apparition de muscovite, de biotite ou de chlorite.

Un changement d'unité lithologique est clairement indiqué par la brusque variation des teneurs en Zr, Y, Cr et Sr vers 105 m dans le forage 981-87-39 (figure 21). Le contact, d'origine probablement tectonique, juxtapose une unité plus felsique au nord (unité de diorite quartzifère minéralisée) à une unité mafique (mésogabbro) relativement plus pauvre en Zr, Y et Sr

et plus riche en Cr au sud. On peut reconnaître également ce contact sur les profils des rapports $\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})$ et CO_2/CaO où on observe un brusque changement de la quantité et de la composition du carbonate. Cette observation est confirmée par les analyses à la microsonde (annexe C) qui indiquent une nette diminution du rapport Fe/Mg pour les carbonates des échantillons 88 et 107, ce dernier, situé hors de la zone minéralisée, contenant davantage de dolomite. Parallèlement, la quantité d'albite (rapport Na/Al) diminue considérablement, alors que la chlorite et/ou la hornblende (rapport $(3\text{K}+\text{Na})/\text{Al}$) montre une nette augmentation. Les valeurs de l'indice de saturation en carbonate ($\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})$) sont relativement élevées dans toute l'épaisseur de la section, sauf dans les échantillons de gabbro «frais».

Le même phénomène est visible dans le forage 981-87-46 (figure 22). La brusque augmentation de la concentration de Cr observée vers 80 m pourrait, encore là, correspondre à un contact anormal d'origines magmatique ou tectonique entre une unité plus différenciée à la base de la séquence (c.-à-d. au nord) et une plus primitive au sommet (c.-à-d. au sud). Ce phénomène semble aussi se manifester par une légère diminution des teneurs en yttrium (autour de 70 m de profondeur) et en strontium et une baisse de l'indice de saturation en albite (Na/Al). L'effet de la différenciation magmatique dans les roches de la section entre 80 et 150 m est démontré par une augmentation régulière des teneurs en zirconium et yttrium, ainsi que par une diminution correspondante des valeurs en chrome. Cette observation est en accord avec une polarité vers le sud de la séquence stratigraphique.

CONCLUSION

L'indice Philibert représente un type de minéralisation aurifère qui diffère considérablement des autres indices rencontrés ailleurs dans la région. Ces derniers consistent principalement en veines de quartz associées à des cisaillements d'orientations diverses (mais surtout E-W), alors que l'indice Philibert se caractérise par une minéralisation constituée de pyrite finement disséminée dans une ou plusieurs zones de cisaillement intensément carbonatées et silicifiées. Archer et Guha (en préparation) ont classé ce gîte dans le type 1b, c.-à-d. «Minéralisations aurifères du type faible dissémination de pyrite-(or) liées à des cisaillements E-W dans les roches volcaniques et les intrusions mafiques associées», ce que confirment nos observations. L'indice Philibert fait partie des gîtes aurifères du type remplacement (Couture *et al.*, 1990) qui comprennent, entre autres, les gisements de Francoeur, Arntfield et Wasamac dans la région de Rouyn-Noranda et les gisements de Lac Shortt et de Lac Bachelor dans la partie occidentale de la bande Caopatina-Desmaraville (voir figure 1).

La minéralisation aurifère à l'indice Philibert est contrôlée par des zones de cisaillement anastomosées au contact entre les basaltes et un filon-couche différencié qui isolent des lentilles peu déformées de diorite quartzifère minéralisée fortement carbonatée. La diorite, par sa compétence et sa composition riche en fer, représente une lithologie favorable au dépôt de l'or. Les zones fortement déformées ont favorisé la montée des fluides hydrothermaux riches en CO₂, en soufre et en or et ont permis leur mise en place jusqu'aux sites de dépôt. Les réactions de réduction et de sulfurisation entre les minéraux riches en fer présents dans la diorite (chlorite, biotite, magnétite et ilménite) et le fluide hydrothermal ont provoqué la formation du carbonate ferrugineux et de la pyrite et entraîné la précipitation de l'or (exemples donnés dans Phillips, 1986; Neall et Phillips, 1987). La phénomène de carbonatation a augmenté le contraste de ductilité entre la diorite et les autres unités encaissantes et favorisé encore plus le phénomène de fracturation hydraulique et, par conséquent, la circulation des fluides hydrothermaux.

Indice Lac Meston

LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

L'indice Lac Meston (figures 2 et 23) appartient à la compagnie Les Ressources du Lac Meston, filiale de Ressources Campbell. Il est localisé sur la rive nord du lac du même nom, à 5 km à l'ouest de la mine Joe Mann, dans le canton de Gamache (feuillelet SNRC 32G/7). L'indice est situé dans le même contexte géologique et stratigraphique que la mine Joe Mann. Il existe cependant de grandes différences entre ces deux gisements aux points de vue du type de roche encaissante, de la nature de la minéralisation et de l'altération hydrothermale ainsi que de celui du mode de mise en place.

L'historique de l'exploration et de la mise en valeur du gîte a déjà été exposé dans un précédent rapport (Dion et Guha, 1989b). Depuis ce temps (automne 1989), les Ressources du Lac Meston ont effectué une campagne de forage sur l'indice qui, malgré plusieurs bonnes intersections minéralisées, n'a pas permis de définir des réserves économiques (R. Fournier, communication personnelle). Il semblerait que la minéralisation ait une distribution erratique et qu'il soit difficile d'établir des corrélations entre les intersections minéralisées d'un trou de sondage à l'autre.

L'évaluation des réserves de l'indice Lac Meston par Ayrhart Mining (1 225 000 tonnes à 5,14 g/t Au; Anonyme, 1974) ne semble donc pas être confirmée par les faits. Il est clair cependant que cette minéralisation aurifère subéconomique est digne d'intérêt, ne serait-ce qu'en raison de son environnement géologique particulier. Les données à notre disposition proviennent essentiellement des travaux effectués par

la Société de Développement de la Baie James (SDBJ) au début des années 80, les affleurements minéralisés et la rampe n'étant plus accessibles aujourd'hui. Le sondage M-81-9 de la SDBJ a été sélectionné pour cette étude. La zone aurifère intersectée par ce sondage est typique de l'indice et a donné des valeurs d'or intéressantes, soit 6,51 g/t Au (0,19 oz/t) sur 6,4 m (Gagné et Brault, 1981).

La minéralisation aurifère est localisée dans une petite intrusion de composition tonalitique recoupant les basaltes de la Formation d'Obatogamau. Comme l'intrusion affleure très peu et que les sondages sont surtout concentrés dans la zone minéralisée, il est difficile de connaître sa forme et sa dimension exacte. Les axes magnétiques et électromagnétiques contourment et moulent la tonalite, permettant ainsi d'estimer indirectement ses caractéristiques morphologiques (G. Fournier, communication personnelle). Le massif est de forme elliptique avec un grand axe orienté E-W et couvre une surface d'environ 0,5 km² dans la partie N et NE du lac Meston. La roche encaissante du gisement est une tonalite grise qui présente plusieurs points en commun avec certains dykes «porphyriques» de la mine Joe Mann, en particulier les intrusions les plus importantes à texture homogranulaire, telle l'intrusion intersectée par le forage U-1702 à proximité de la zone «G» (échantillon 921, figure 14A). À l'approche de la zone minéralisée, cette tonalite devient faiblement altérée en carbonate, en muscovite et en pyrite et prend une couleur rosée.

MINÉRALISATION

La minéralisation aurifère consiste en un réseau (*stockwork*) de veines centimétriques de quartz-tourmaline associées à un peu de pyrite en amas (photo 10A) dans la tonalite altérée. L'or semble associé à la pyrite dans les veines de quartz laiteux ou dans la roche encaissante faiblement séricitisée et carbonatée. Le contenu en pyrite est, en général, inférieur à 2%. On trouve également une faible quantité de rutile (<1%), ainsi que des traces de chalcopirite, de magnétite, d'or et de tellurures.

La tonalite grise (photo 10B), la moins altérée, se caractérise par la présence d'une faible quantité de cristaux idiomorphes de magnétite d'une taille variant entre 0,1 et 0,2 mm. Cette magnétite montre généralement un faible remplacement marginal en leucoxène ou en hématite. Le passage de la tonalite grise à la tonalite rose altérée (photo 10C) se manifeste par une transformation totale de la magnétite ou du leucoxène en rutile et en pyrite (phénomène de sulfurisation). Le rutile se présente en agrégats de petits grains parfois allongés selon la schistosité dans les plages de carbonate, dans les bordures recristallisées des cristaux d'albite ou associés aux veinules de muscovite. Il montre aussi fréquemment un arrangement typique en treillis (photo 10D).

La taille des cristaux idiomorphes de pyrite dépasse rarement 2 mm, la moyenne se situant autour de 0,25 mm. On trouve aussi la pyrite en inclusions isolées dans le carbonate, dans les bordures recristallisées ou les fractures des porphyroclastes d'albite, associée aux veinules de muscovite ou dans les veines et veinules de quartz-tourmaline. Elle forme parfois des veinules ou des amas constitués d'agrégats de cristaux à texture granoblastique, interstitiels aux aiguilles de tourmaline. Dans la tonalite cisailée, les grains de pyrite plus ou moins fracturés sont alignés parallèlement à la schistosité définie par les veinules de muscovite. La pyrite contient des inclusions de silicates (albite, muscovite et tourmaline), de carbonate, de rutile et d'or natif. L'étroite association entre la pyrite et le rutile dans la tonalite rose suggère que ces deux phases dérivent de la destruction de la magnétite suite à l'interaction des fluides hydrothermaux avec la roche «fraîche» (photo 10D).

La chalcopyrite est parfois présente en très petite quantité dans les fractures recoupant les grands porphyroclastes de plagioclase ou en inclusions dans les plages de carbonate. L'or natif a été observé dans le carbonate, associé à divers tellures non identifiés ou accolé aux cristaux de pyrite.

STRUCTURE

Les affleurements minéralisés et la rampe n'étant plus accessibles, il est difficile de se faire une juste idée du contexte structural de l'indice Lac Meston. On mentionne toutefois dans la fiche de gîte 32G/7-12 (Ministère des Richesses Naturelles, 1977) que l'intrusion est recoupée par trois ensembles de veines et veinules orientés à 100°, 045° et 180°. Ces veines de quartz-tourmaline montrent parfois une structure rubanée consistant en une alternance de rubans de quartz et de tourmaline (photo 10A). Ceci suggère que ces veines se sont formées par remplissage de fractures en tension. Cette observation est confirmée par la présence de cristaux millimétriques de tourmaline disposés perpendiculairement aux épontes des veines.

La zone minéralisée s'étend sur une longueur d'environ 150 m dans une direction E-W dans la partie nord de l'intrusion tonalitique, à environ 60 m du contact avec les basaltes et parallèlement au contact avec ceux-ci. Ces basaltes, visibles près de l'entrée de la rampe, sont fortement cisailés avec une forte schistosité subverticale d'orientation E-W. Ceci suggère que la mise en place de l'intrusion a été favorisée par la zone de faiblesse constituée par le cisaillement, un peu comme se sont mis en place les dykes porphyriques à la mine Joe Mann.

La minéralisation aurifère n'est pas associée à des cisaillements bien définis, contrairement à la plupart des gisements d'or de l'Abitibi, mais plutôt à des zones intensément fracturées dans la tonalite. Le dépôt de l'or est soumis à un contrôle rhéologique

important. Ainsi, le contraste de compétence entre un massif granitoïde, caractérisé par une déformation du type fragile, encaissé dans une unité volcanique plus ductile entraîne nécessairement le développement dans cette intrusion d'un important réseau de fractures. Ce phénomène favorise la circulation des fluides hydrothermaux et permet leur interaction avec un grand volume de roche. Le système constitué par la tonalite fracturée encaissée dans des basaltes cisailés ductiles et moins perméables constitue, en quelque sorte, un conduit d'une grande continuité verticale qui favorise la montée des solutions minéralisantes jusqu'au site de dépôt de la minéralisation.

MÉTAMORPHISME ET ALTÉRATION HYDROTHERMALE

L'altération de la tonalite à proximité et dans la zone minéralisée se manifeste principalement par le changement de couleur de la roche qui passe de gris-gris rosé dans le faciès frais, à rose dans le faciès altéré. Ce phénomène de blanchiment et d'hématisation est associé à une séricitisation et une carbonatation faible à modérée et à la présence d'un peu de tourmaline, de pyrite, de chlorite et de biotite. Afin de mieux définir la nature de l'altération hydrothermale, nous avons procédé à l'étude pétrographique détaillée du forage M-81-9 de la SDBJ. La figure 24 résume nos observations.

Les premiers 35 m du sondage recoupent la zone de contact de l'intrusion tonalitique. Cette zone consiste en une alternance de basalte très cisailé et de tonalite. Le basalte se caractérise par une forte altération en chlorite, en carbonate et en biotite, passant à proximité du contact à un assemblage dominé par la muscovite et le carbonate. Ce schiste à muscovite présente parfois des traînées ou des veinules de pyrite et de pyrrhotine allongées selon la schistosité bien développée. L'intensité de la déformation dans la tonalite varie de faible à modérée, mais est généralement plus forte en bordure de l'intrusion qu'au centre de celle-ci. La roche est de composition tonalitique avec un indice de coloration inférieur à 10, ce qui en fait une trondhémite (Streckeisen, 1976). Les textures ignées sont généralement bien préservées, sauf pour les échantillons les plus cisailés. La roche se caractérise par une texture homogranulaire et hypidiomorphe, sauf près des bordures de l'intrusion où on observe parfois une texture porphyrique. La tonalite est formée de 25 à 80% de cristaux idiomorphes à hypidiomorphes d'albite (compositions déterminées à la microsonde; annexe C) dans une matrice granoblastique à grains fins de composition quartzofeldspathique. Les cristaux de plagioclase, dont la taille atteint par endroits 4 mm, sont parfois zonés avec un coeur riche en inclusions de muscovite (métamorphique ?) et une mince bordure d'albite limpide (photo 10B). Ce phénomène d'albitisation est caractéristique de l'ensemble de l'intrusion

et suggère un épisode précoce de métasomatisme sodique.

Les cristaux de plagioclase montrent les signes d'une déformation interne ou d'une cataclase plus ou moins intense mise en évidence par une extinction roulante, la formation de sous-grains, la courbure des mâcles, la fracturation et la recristallisation marginale. On observe aussi jusqu'à 5% de cristaux de quartz arrondis et partiellement recristallisés de 1 à 3 mm de diamètre. La foliation est généralement faible sauf dans les zones de faille où on note le développement de veinules de muscovite aux dépens du plagioclase dans une roche cisailée caractérisée par une texture porphyroclastique à lépidoblastique. Le passage de la tonalite massive à la tonalite foliée s'accompagne d'une augmentation du contenu en muscovite, carbonate, chlorite, albite et quartz.

La tonalite «fraîche» de couleur grise en bordure de l'intrusion (échantillons M-81-9-19 et 152; photo 10B) contient une faible quantité de chlorite, de biotite et de carbonate (calcite) dans la matrice, ainsi que sous forme de minéraux de remplacement dans les cristaux d'albite. La biotite, d'origine probablement primaire, est remplacée en partie par la chlorite et le carbonate. Cette roche se caractérise aussi par la présence d'une petite quantité (< 1%) de cristaux idiomorphes de magnétite.

À proximité de la zone minéralisée, l'intensité de la fracturation augmente et la tonalite prend une couleur rose à beige causée par le remplacement presque total des minéraux ferromagnésiens (chlorite et biotite) et de la magnétite par le carbonate (dolomite ferrugineuse), le rutile, la muscovite et la pyrite finement disséminée. La composition du plagioclase devient aussi plus albitique, passant de $An_{3,3-4,3}$ dans la tonalite «fraîche» (échantillon M-81-9-19) à $An_{0,3-0,7}$ dans la tonalite altérée et minéralisée (échantillon M-81-9-76; annexe C).

L'altération associée à la zone minéralisée entre 65 et 100 m est très diffuse. La tonalite rose minéralisée en bordure des veines de quartz-tourmaline ne se distingue pas vraiment de la tonalite altérée stérile, tant du point de vue de la déformation que de l'intensité de l'altération hydrothermale (photo 10C). Celle-ci dépend surtout de la densité de la fracturation et du pourcentage de veines de quartz dans la roche. Les teneurs en or semblent être associées à la présence d'un peu de pyrite dans les veinules de quartz et dans leurs épontes.

Le remplacement de l'assemblage igné: biotite-quartz-plagioclase par l'assemblage d'altération: chlorite-calcite-muscovite-albite-quartz à l'indice Lac Meston indique un métamorphisme au faciès inférieur des schistes verts. Cette altération de la tonalite est probablement contemporaine de l'épisode de métamorphisme rétrograde subi également par les basaltes encaissants.

LITHOGÉOCHIMIE

L'altération hydrothermale associée à la minéralisation aurifère de l'indice Lac Meston semble peu développée. La tonalite altérée et minéralisée constitue une zone diffuse caractérisée par une carbonatation, une séricitisation et une pyritisation de faible intensité. Les analyses chimiques des échantillons provenant du forage M-81-9 sont données à l'annexe B.

Lithogéochimie qualitative

Dans un premier temps, nous avons effectué une étude lithogéochimique qualitative de la variation des éléments chimiques majeurs et mineurs dans une section de tonalite recoupée par le sondage M-81-9. Cette section de forage ne recoupe qu'une seule unité relativement homogène de composition tonalitique, nous permettant ainsi de négliger les effets de la différenciation magmatique. Les rapports utilisés sont les mêmes que ceux retenus pour les gisements décrits précédemment, soit K_2O/Na_2O et $SiO_2/(CO_2 + S + H_2O^+)$ ainsi que les indices de saturation $3K/Al$, Na/Al , $(3K+Na)/Al$, $CO_2/(CaO + MgO + FeO + MnO)$ molaire et CO_2/CaO molaire. Les variations de ces rapports, ainsi que celles des teneurs en cuivre, en tungstène et en or, sont présentées sous forme de profils lithogéochimiques à la figure 24.

Par rapport à la tonalite grise la moins altérée ou tonalite «fraîche» (échantillon M-81-9-19), la zone altérée et minéralisée entre 65 et 100 m se caractérise par de grandes variations des rapports $SiO_2/(CO_2 + S + H_2O^+)$ et K_2O/Na_2O . Ces fluctuations reflètent les variations à petite échelle du contenu en sulfures, en muscovite et en carbonate dans la zone minéralisée ainsi que la présence occasionnelle de veines et de veinules de quartz. On note cependant une certaine silicification de la zone minéralisée associée à un faible enrichissement en cuivre. L'or et le tungstène présentent des profils identiques, indiquant l'affinité de ces éléments l'un pour l'autre.

Les profils lithogéochimiques des rapports $3K/Al$ et Na/Al démontrent la relation antithétique entre les proportions de muscovite et d'albite. La muscovite se développe en effet aux dépens de l'albite. Des indices $(3K+Na)/Al$ proches de la valeur de saturation (c.-à-d.1) soulignent que les minéraux alumineux pauvres en alcalis, tels la chlorite, sont en quantité généralement faible dans cette roche. La muscovite de l'indice Lac Meston se distingue par un rapport K/Al d'environ 0,38 (données analytiques des séricites à l'annexe C), légèrement supérieur au rapport idéal de 0,33 utilisé pour définir l'indice de saturation en muscovite. Ceci explique que la courbe $(3K+Na)/Al$ puisse dépasser par endroits la valeur de saturation. L'évolution du rapport Na/Al dans le forage M-81-9 ne semble pas refléter le phénomène d'albitisation relevé

lors de l'examen pétrographique. Le métasomatisme sodique indiqué par cette albitisation semble affecter l'intrusion dans sa totalité, comme l'indiquent les fortes teneurs en Na_2O (4,97% à 7,65%) qui caractérisent tous les échantillons analysés (annexe B; forage M-81-9). Cet épisode précède nettement la période d'altération en potassium marquée par le développement de la muscovite aux dépens de l'albite. L'enrichissement en carbonate de la tonalite rose altérée par rapport à la tonalite grise est démontré par le profil du rapport $\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})$ molaire. De plus, on note sur le profil du rapport CO_2/CaO molaire que cette évolution est associée à une modification de la composition du carbonate lorsqu'on passe de la tonalite grise (calcite dans l'échantillon M-81-9-19) à la tonalite rose (dolomite). Ces observations sont confirmées par les analyses à la microsonde (voir carbonates à l'annexe C).

Lithogéochimie quantitative

Nous avons réalisé pour cette étude, à partir des données du forage M-81-9, des profils lithogéochimiques quantitatifs. À cette fin, nous avons utilisé le logiciel SOMA d'Appleyard et De Beer (1983). Le facteur volumique Fv (volume final/volume initial) a été calculé après que les éléments Al, Si et O eurent été identifiés comme étant les moins mobiles. Sur le graphique composition-volume de la figure 25, où on compare l'échantillon de tonalite grise «fraîche» M-81-9-19 à l'échantillon minéralisé le plus riche en or (M-81-9-78; 4,1 g/t Au), les éléments immobiles lors de l'altération devraient recouper l'axe $\Delta X_n = 0$ (changement de composition nul) à une même valeur de facteur volumique. Les intersections pour les éléments Si, Al, Na et O se regroupent autour d'un Fv compris entre 0,99 et 1,08. Ce regroupement des facteurs volumiques indique que l'altération hydrothermale s'est généralement faite à volume constant, comme le suggèrent les observations pétrographiques (faible déformation soulignée par la préservation des textures ignées primaires). De plus, la relation quasi linéaire présentée par le titane, la silice et l'alumine sur les graphiques de variation de la figure 26 démontre que les rapports de ces éléments immobiles entre eux furent préservés lors de l'altération hydrothermale.

L'échantillon M-81-9-19 (figure 24) représente le protolithe original à partir duquel les déterminations des facteurs volumiques et des transformations chimiques ont été calculés. Il s'agit d'une tonalite grise, faiblement déformée et qui semble peu affectée par l'altération hydrothermale. Cet échantillon, le moins altéré, montre des évidences d'un métasomatisme sodique (phénocristaux d'albite), et dès lors il ne représente probablement pas une composition primaire (ignée). L'intrusion tonalitique dans laquelle est logée la minéralisation montre peu d'évidences de différen-

ciation, et c'est pourquoi on la considère comme chimiquement homogène. Les profils lithogéochimiques obtenus à partir de ces hypothèses sont illustrés à la figure 24. Les oxydes majeurs sont présentés en pourcentage cationique, l'or en ppb et les autres éléments traces en ppm. La ligne tiretée indique la composition de la roche parente (M-81-9-19) peu altérée pour l'élément chimique considéré. On a aussi présenté un graphique illustrant la variation du facteur volumique Fv (compris entre 0,95 et 1,15) en fonction de la profondeur.

La signature géochimique de l'altération hydrothermale dans la tonalite rose altérée, mais non minéralisée, se limite à un faible enrichissement en carbone (représentant le CO_2), en potassium, en rubidium, en strontium et en barium et à un léger appauvrissement en fer total, en sodium, en titane, en cobalt et en yttrium (Dion et Guha, 1989b). On observe encore ici une relation antithétique entre le sodium et le potassium, alors que le comportement du rubidium et du barium est identique à celui du potassium.

La zone minéralisée proprement dite se caractérise principalement par des teneurs plus élevées en or, en tungstène et en soufre. Le profil du facteur volumique indique que l'augmentation de volume et/ou le gain de masse associés à l'altération hydrothermale et à l'injection de veinules de quartz est généralement faible, de l'ordre de 5%. L'échantillon M-81-9-73 (tonalite rose minéralisée) est recoupé par de nombreuses veinules de quartz et se caractérise donc par un Fv un peu plus important (1,11). Cet échantillon montre aussi un net enrichissement en silice associé à une diminution (principalement par dilution) des autres éléments majeurs et de plusieurs éléments traces. Cet effet de dilution, dû à la présence de veinules de quartz-tourmaline, ainsi qu'à la remobilisation des éléments à l'échelle centimétrique autour de ces veines et veinules, explique probablement le comportement en dents de scie de plusieurs profils. Une étude à une échelle plus détaillée serait nécessaire pour déterminer plus précisément la nature de l'altération hydrothermale dans cette zone.

CONCLUSION

L'indice Lac Meston consiste en un réseau de veines de tension centimétriques de quartz-tourmaline recoupant une petite intrusion de composition tonalitique. L'or semble associé à la pyrite dans les veines de quartz ou dans la tonalite rose encaissante faiblement déformée et altérée en muscovite et en carbonate. Le minerai proprement dit est pratiquement identique à la tonalite rose stérile. On interprète la mise en place de la minéralisation comme un événement relié à la fracturation et à la déformation de la tonalite. Cet événement serait synchrone au développement d'une zone de cisaillement E-W à la bordure nord de cette

intrusion et postérieur au pic du métamorphisme dans la région. La distribution et la géométrie des réseaux de veines de quartz ne sont toutefois pas encore assez bien connues pour qu'on puisse déterminer leur mode de formation dans le contexte de la déformation régionale.

La classification des gîtes aurifères de Archer et Guha (en préparation) place l'indice Lac Meston dans le type 3: «Minéralisations aurifères encaissées dans des intrusions intermédiaires à felsiques». Cet indice partage plusieurs caractéristiques avec la minéralisation de la mine Camflo (Sauvé et Makila, 1987) et la Zone 1 de la propriété Callahan (Jenkins *et al.*, 1989) à Val-d'Or. La majeure partie du minerai de la mine Camflo provient d'une cheminée de monzonite quartzifère porphyrique recoupée par des veines et veinules de quartz. L'or est contenu dans les nombreuses veinules de quartz et leurs épontes faiblement pyritisées. Comme à l'indice Lac Meston, le minerai diffère peu du porphyre stérile. Une partie du minerai de la mine Camflo provient des roches encaissantes de l'intrusion, là où les zones de cisaillement qui recourent la cheminée de monzonite traversent des roches chimiquement et mécaniquement favorables au dépôt de l'or (formation de fer et granophyre riche en fer). Dans une optique comparable, l'abondance de structures et de lithologies favorables (filons-couches différenciés de gabbro) dans la région entourant l'intrusion du lac Meston en font une zone à fort potentiel pour l'exploration aurifère. La Zone 1 de la propriété Callahan est une minéralisation en or subéconomique, pratiquement identique à l'indice Lac Meston, mise en place dans une petite intrusion trondhjémitique pré- à syntectonique. Cet indice se caractérise cependant par un enrichissement en sodium et un appauvrissement en potassium, lequel se manifeste par la disparition de la séricite (phengite) en faveur de l'albite dans la zone minéralisée.

Notons enfin que l'intrusion du lac Meston présente beaucoup d'affinités du point de vue pétrographique avec les dykes porphyriques épais (>5 m) associés spatialement aux veines de quartz aurifères exploitées à la mine Joe Mann. Plusieurs dykes porphyriques montrent une fracturation importante et on y observe parfois la présence de veines de tension de quartz-tourmaline avec des épontes légèrement pyritisées. Les géologues de la mine rapportent que ces structures contiennent par endroits une minéralisation en or erratique. Il pourrait donc s'agir d'un autre exemple de gîte aurifère lié à une intrusion felsique. D'autres études sont cependant nécessaires pour confirmer l'affinité pouvant exister entre ces deux types d'intrusions felsiques.

Indice La Dauversière 1

LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

L'indice La Dauversière 1 (figure 2) est la propriété d'Exploration Noranda Ltée. Il est situé sur la rive SE du lac Clark, dans le canton de La Dauversière, à environ 5 km au NE de la mine Joe Mann (feuillelet SNRC 32G/9). De nombreuses compagnies se sont succédées sur ce terrain depuis le début des années 50 jusqu'à la découverte de l'indice en 1983. Notre travail a consisté au levé à la planchette à l'échelle du 1: 50 de cinq affleurements décapés (LaD-85-2, LaD-86-1 et 2, LaD-87-1 et 2) et à la description d'un forage recoupant les zones minéralisées (le forage LD-87-3; figure 27).

L'indice La Dauversière 1 se trouve dans le même environnement géologique que celui de la mine Joe Mann. La séquence stratigraphique est formée principalement de coulées de basaltes aphyriques et porphyriques à phénocristaux de plagioclase et de filons-couches gabbroïques caractéristiques de la Formation d'Obatogamau, auxquels sont associés quelques lits de tufs felsiques à intermédiaires.

MINÉRALISATION

La minéralisation de l'indice La Dauversière 1 est associée à des veines de quartz blanc laiteux à gris logées dans une zone de cisaillement orientée ENE. La pyrite disséminée ou en veinules (<5%), ainsi que des traces de chalcopryrite et de pyrrhotine, sont disposées dans les fractures des veines de quartz et dans les plans de cisaillement de la roche encaissante. Le meilleur résultat d'analyse obtenu à ce jour provient d'un échantillon choisi recueilli sur l'affleurement LaD-86-2 (figure 28) qui a révélé des teneurs de 16,7 g/t Au et 20,1 g/t Ag (A. Gobeil, communication personnelle). Un échantillon en rainure provenant du même affleurement a donné 4,11 g/t Au (0,12 oz/tonne) sur 0,76 m (2,5 pieds) ou 1,20 g/t Au (0,035 oz/tonne) sur 4,42 m (14,5 pieds) (Tremblay *et al.*, 1986). Finalement, une valeur de 8,1 g/t Au a été obtenue pour une intersection de 0,25 m de longueur du sondage LD-87-3 (figure 27) foré dans le prolongement occidental de la zone minéralisée (Gariépy, 1988). Pour les besoins de ce rapport, cette zone minéralisée a été appelée informellement «Zone Nord» (figure 27). Le même forage a intersecté un peu au sud de cet affleurement une seconde zone minéralisée avec des teneurs de 3,03 et 2,43 g/t Au. Ces intersections pourraient correspondre à une petite zone minéralisée, nommée «Zone Sud», observée au sud de l'affleurement LaD-86-1 (figures 27 et 28).

Les épontes très cisailées et altérées des veines de quartz contiennent une plus ou moins grande quantité de pyrite ou de pyrrhotine disséminées ou en veinules orientées parallèlement à la schistosité. Les veines de quartz sont intensément plissées et bréchifiées et montrent généralement une structure rubanée définie par la présence de septes ou de rubans de roche encaissante fortement cisailée, disposés parallèlement aux bordures de la veine. Ces rubans diminuent en épaisseur et en régularité des bords de la veine vers le centre. Cette structure indique probablement plusieurs épisodes d'ouverture et de remplissage.

Les veines sont formées presque exclusivement de quartz blanc laiteux ou gris. Elles comprennent aussi des fragments de roche encaissante minéralisée en sulfures inclus dans les veines de quartz lors de leur mise en place et qui montrent essentiellement la même composition minéralogique (muscovite et/ou biotite – sulfures \pm tourmaline) et la même texture que les épontes. La minéralisation est essentiellement associée à ces fragments de roche altérée. La déformation interne des veines est très intense. Les cristaux de quartz sont fracturés et présentent une extinction roulante et des lamelles de déformation. On observe aussi des sous-grains et une recristallisation importante des grains de quartz cataclasés en cristaux de plus petite taille à bordures suturées.

La pyrite représente généralement une proportion inférieure à 5% du mode des veines dont elle constitue la phase métallique la plus abondante. On la retrouve en cristaux isolés ou en agrégats parallèles à la foliation dans les septes de roche encaissante ou aux structures rubanées dans les veines. La fracturation est très intense. La chalcopryrite forme généralement des plages xénoblastiques qui sont parfois remobilisées dans les fractures du quartz. La pyrrhotine n'est présente que dans la roche encaissante des veines de quartz où elle peut constituer la phase sulfurée la plus abondante. Elle est souvent associée à la chalcopryrite, en plages xénomorphes allongées parallèlement à la schistosité. La déformation et la recristallisation de la pyrrhotine sont révélées par la présence d'une extinction roulante et de points triples. Localement, elle contient des lamelles d'exsolution en flammes de pentlandite. Le basalte altéré et cisailé contient aussi des bâtonnets d'ilménite orientés selon la schistosité. L'or natif n'a pas été observé dans les échantillons recueillis.

STRUCTURE

À l'échelle de la propriété (Tremblay *et al.*, 1986; Tshimbalanga *et al.*, 1988), la stratification et la schistosité principale sont orientées de 260° à 270° avec un pendage subvertical identique à ce qu'on observe à l'échelle régionale. L'influence structurale de l'orogénie grenvillienne, telle la réorientation de la

schistosité régionale E-W archéenne dans une direction NE, n'est pas encore très marquée à proximité de l'indice. Les travaux de Hébert (1980) ont cependant démontré que la densité des failles NE, déjà importante dans cette région, augmentait rapidement à proximité du front de Grenville. L'une de ces failles, dans l'axe du lac Clark, a déjà été reconnue par Hébert (1980). Cette structure de faille est nettement visible sur les photos aériennes ainsi que sur les images LANDSAT de la région.

Les affleurements levés dans le cadre de ce travail sont montrés aux figures 28 à 31. La synthèse des éléments structuraux mesurés sur ces affleurements est donnée à la figure 32. Un bref examen des levés montre bien la complexité structurale qui caractérise cet indice. L'interprétation structurale à l'échelle de l'affleurement est un exercice assez difficile étant donné la faible étendue de ceux-ci et la grande hétérogénéité structurale observée. On distingue cependant un certain nombre de blocs ou de lentilles de roches peu déformées bornés par des zones de cisaillement dont la disposition suggère un système anastomosé. L'indice La Dauversière I serait donc associé à l'existence d'un couloir de déformation ENE d'une largeur minimale de 100 m. Plusieurs des complications structurales observées sur cet indice pourraient être le résultat d'une déformation grenvillienne qui aurait réactivé et accentué les structures E-W héritées de l'orogénèse kénoréenne (Daigneault *et al.*, en préparation).

Les zones de cisaillement (figure 27) qui affectent l'indice La Dauversière I sont du type ductile-cassant (Ramsay, 1980) et se manifestent par des zones très schisteuses injectées de veines et de veinules de quartz parallèles ou discordantes par rapport à la schistosité. On peut distinguer au moins deux générations de veines. La première génération, beaucoup plus abondante, est constituée de veines de quartz laiteux d'épaisseur millimétrique à décimétrique, généralement stériles et disposées parallèlement à la schistosité dans les zones de cisaillement. Elles sont fortement boudinées et se caractérisent par d'intenses plissements ouverts à isoclinaux, non cylindriques, à axe NNE. Ces structures, souvent spectaculaires (figures 28 et photos 11A à 11D), amènent un épaissement considérable des veines dans les charnières de plis (jusqu'à plus de 5 m d'épaisseur par endroits, cf. LaD-87-2, figure 30). Les charnières, orientées en moyenne à 065° avec un plongement variant de 60° à 75° vers l'est, sont coplanaires à la linéation d'étirement abrupte à subverticale observée dans les roches encaissantes cisailées (figure 32). La schistosité dans la roche encaissante en bordure des veines est plissée au même titre que celles-ci et on n'observe aucune foliation axiale à ces plis. Ceci suggère que la déformation des veines est liée à la progression de la déformation dans les zones de cisaillement et non à un

épisode de déformation subséquent. Certaines veines de quartz montrent parfois des charnières à plongement plus faible (jusqu'à 23° vers l'est), comme dans le cas de l'affleurement LaD-87-2 (figures 30 et 32). Ces plis présentent une asymétrie aussi bien dextre que senestre. La formation de ces structures peut s'expliquer par: 1) la déformation des veines de quartz orientées obliquement par rapport à la direction de raccourcissement, ou 2) par l'hétérogénéité mécanique représentée par les veines de quartz qui montrent un fort contraste de ductilité avec la roche encaissante cisailée, ce qui facilite le développement de ces structures secondaires (Berthé et Brun, 1980).

Les veines de *première génération* sont souvent associées à des dykes felsiques à phénocristaux de quartz qui montrent eux aussi les marques d'une intense déformation ductile: forte schistosité, plissement et boudinage (figures 28 et 29). L'étirement des phénocristaux (porphyroclastes) de quartz dans ce schiste à muscovite définit une excellente linéation subverticale.

La *deuxième génération* de veines n'est visible qu'à l'affleurement LaD-87-1 (figure 29) où elle recoupe le plissement matérialisé par la schistosité et les veines de première génération. Ces veines sont stériles en or et en sulfures et leur mise en place n'est associée à aucune altération hydrothermale.

La veine minéralisée de l'affleurement LaD-86-2 (échantillon choisi titrant 16,7 g/t Au et 20,1 g/t Ag; figure 28) présente les mêmes caractéristiques texturales et structurales que les veines de première génération, mais en diffère par la présence d'une faible quantité de pyrite dans les fragments de roche en inclusion dans le quartz et dans les épontes altérées. Il est assez difficile d'estimer l'importance et la géométrie des zones minéralisées. L'examen des affleurements et des sondages effectués sur cet indice démontre clairement que ces zones sont relativement étroites (< 1 m), fortement déformées, plissées et boudinées et latéralement discontinues. Les zones minéralisées présentent la même orientation que les zones de cisaillement (ENE), avec un pendage abrupt vers le NNW.

La schistosité dans les zones de cisaillement est souvent perturbée par la présence des veines de quartz de première génération. Elle est plissée par endroits et recoupée par un ou deux clivages tardifs S_3 et S_3' orientés à 30° de part et d'autre de la schistosité principale (figure 32).

Cet indice présente de nombreux problèmes structuraux. Ainsi, la zone délimitée par les cisaillements des affleurements LaD-86-1 et LaD-86-2 (figures 27 et 28) constitue un copeau peu déformé en forme de losange composé de basalte coussiné non cisailé à schistosité d'orientation NW et à pendage abrupt vers le NE (figure 32). La dimension des coussins les moins

déformés varie de 15 à 20 cm de diamètre avec un allongement maximal de 1 à 2 m dans une direction WNW à NW parallèle à la schistosité. Ces coussins étirés définissent une linéation avec un faible plongement de 10 à 30° vers l'est (figure 32). Cette situation est singulière car, en général, l'étirement des coussins dans la région de Chibougamau est subvertical. De plus, la schistosité dans cette zone moins déformée semble entraînée par les cisaillements NNE qui la bordent, ce qui suggère un mouvement oblique senestre. Ces faits contredisent cependant le déplacement vertical démontré par la linéation d'étirement abrupte dans ces mêmes zones de cisaillement et pourraient indiquer la superposition de deux épisodes de mouvement distincts: d'abord vertical, puis oblique.

L'affleurement LaD-85-2 (figure 31) présente deux zones de cisaillement orientées respectivement ENE (épaisseur minimale de 9-10 m) et ESE (3-4 m) dont la disposition suggère un réseau anastomosé. Les veines de quartz plissées (photo 12A) et l'intense altération hydrothermale en carbonate et chlorite sont associées au premier cisaillement (ENE), alors que la seconde zone de déformation (ESE) recoupe un gabbro porphyrique fortement chloritisé. La foliation mylonitique dans la lentille moins déformée située dans la partie NW de l'affleurement, à l'intersection des deux cisaillements, montre de fortes variations de pendage, passant sur quelques centimètres de subverticale à subhorizontale. De plus, la linéation d'étirement, matérialisée entre autres par l'étirement des cristaux de plagioclase dans le plan de schistosité, passe latéralement de subverticale à subhorizontale à mesure qu'on s'éloigne du cisaillement ENE. Ce phénomène pourrait s'expliquer par l'existence d'une zone d'interaction complexe à l'intersection de ces deux zones de cisaillement. On note aussi, à proximité de la zone cisailée ENE de l'affleurement LaD-85-2, le développement d'une schistosité sigmoïdale et la présence de fractures de tension qui suggèrent un mouvement en décrochement dextre (photo 12B), en contradiction avec le mouvement vertical indiqué par la linéation d'étirement minérale dans la partie la plus intensément déformée du cisaillement.

Toutes ces observations soulignent bien l'hétérogénéité structurale de cette zone sans doute exposée à l'influence d'un système de cisaillements anastomosés dans un couloir de déformation approximativement E-W (ENE). Cette interprétation nous permet de reconsidérer le classement de l'indice La Dauversière 1 pour le placer dans le *type 1a* de Archer et Guha (en préparation), «Minéralisations aurifères associées aux cisaillements E-W recoupant les roches volcaniques et intrusions mafiques associées», plutôt que dans le *type 2* comme on le croyait initialement. La présence d'une schistosité plissée et de zones fortement déformées associées à des copeaux losangiques de roches peu déformées suggèrent un

phénomène de raccourcissement global non homogène («bulk inhomogeneous shortening»; Bell et Hammond, 1984). Ces structures complexes seraient donc d'âge Archéen, mais elles furent sans doute réactivées ultérieurement et accentuées par la déformation grenvillienne.

MÉTAMORPHISME ET ALTÉRATION

Métamorphisme régional

Le basalte coussiné «frais», non cisailé ni altéré (affleurements LaD-86-1 et 2, forage LD-87-3), est une roche à grains fins à moyens composée de 5 à 85% de hornblende, sous la forme de prismes plus ou moins trapus (< 4 mm) enchevêtrés ou de pœciloblastes, dans une matrice feldspathique (photo 13A). Le gabbro présente une granulométrie plus grossière et se distingue par sa texture porphyrique à phénocristaux de plagioclase (affleurement LaD-85-2; figure 31). La composition de la hornblende (ferro-tschemakite à alumino-ferro-tschemakite) et du plagioclase (andésine-labradorite, An_{38-51}) indiquent que le métamorphisme a atteint le faciès des amphibolites (degré moyen; compositions déterminées à la microsonde à l'annexe C pour l'échantillon de basalte «frais» LD-87-3-18). Le degré de métamorphisme à l'indice La Dauversière 1 est donc supérieur à celui de la mine Joe Mann qui est au faciès supérieur des schistes verts (degré faible). L'altération hydrothermale associée à la minéralisation aurifère archéenne se superpose et remplace cet assemblage métamorphique, indiquant que le métamorphisme de degré moyen est aussi archéen. Comme l'indice La Dauversière 1 est situé nettement à l'extérieur de l'auréole de métamorphisme de contact du pluton La Dauversière, on ne peut attribuer l'augmentation du degré de métamorphisme observé autour de l'indice à la présence de cette intrusion. Pour expliquer cette augmentation du métamorphisme à proximité du front de Grenville, Rivers et Chown (1986), Ouellet (1988) et Daigneault *et al.* (en préparation) ont proposé un modèle impliquant la juxtaposition de blocs tectoniques remontés de profondeurs de plus en plus grandes le long des failles NE à NNE lors du réajustement isostatique associé à la phase tardive de l'orogénie grenvillienne.

Altération hydrothermale

Le cisaillement et l'altération hydrothermale ont pour effet de détruire totalement la structure et la minéralogie originales des roches. Cet effet s'accroît progressivement à mesure qu'on s'approche de la partie centrale des zones de cisaillements dans lesquelles se sont injectées les veines et veinules de quartz de première génération. L'examen pétrographique détaillé du sondage LD-87-3 permet de préciser la nature et l'étendue de l'altération hydrothermale associée aux zones minéralisées.

Le forage LD-87-3 (figure 33) recoupe deux zones aurifères de nature différente affectées d'une altération différente. La première zone (appelée ici zone Nord), située entre 33,2 et 33,45 m, est constituée d'une veine de quartz minéralisée de 0,25 m d'épaisseur titrant 8,1 g/t Au. La seconde (zone Sud), comprise entre 68 et 73 m, contient deux petites intersections titrant respectivement 3,03 et 2,43 g/t Au. Cette zone consiste en un basalte minéralisé fortement cisailé montrant une altération en muscovite – biotite – sulfures ± carbonate ± chlorite. La muscovite se développe aux dépens de la biotite et du plagioclase. L'altération hydrothermale reliée à chacune de ces zones minéralisées est restreinte à une zone intensément cisailée et relativement mince, de moins d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Curieusement, le forage n'a intersecté aucun des dykes felsiques qu'on observe en surface associés aux veines de quartz. Ceci suggère peut-être un phénomène de boudinage ou de démembrement des dykes et des veines de quartz à l'intérieur des zones de cisaillement.

La section débute par une zone rubanée à foliée consistant en une alternance à l'échelle décimétrique à centimétrique de basalte leucocrate et mélanocrate à granulométrie fine à moyenne. Cette structure est probablement causée par la déformation du basalte coussiné, les bandes mélanocrates représentant les bordures figées et les bandes leucocrates le centre des coussins. La diminution progressive de l'épaisseur des rubans vers la zone cisailée et minéralisée suggère une augmentation de la déformation. Le basalte leucocrate est une roche à texture granonématoblastique formée de 5 à 10% de hornblende prismatique dans une matrice quartzofeldspathique à grains fins. Celle-ci montre une bonne foliation définie par l'orientation préférentielle des cristaux de hornblende et des néoblastes de quartz et de plagioclase. On retrouve aussi une faible altération en chlorite, biotite, muscovite et carbonate, ainsi que des traces d'épidote et de tourmaline. Le basalte «frais» mésocrate à mélanocrate possède une texture pœciloblastique à nématoblastique (photos 13A et 13B). Il est constitué de 60 à 80% de cristaux de hornblende prismatiques ou pœciloblastiques, ces derniers montrant de nombreuses inclusions de plagioclase et de quartz. Le plagioclase est sous forme de petits néoblastes disposés entre les grains de hornblende ou, dans les zones plus felsiques, de cristaux xénoblastiques à hypidioblastiques d'environ 1 mm de longueur, partiellement recristallisés et allongés selon la foliation. Ces cristaux de plagioclase, de composition andésine-labradorite (An_{38-51}), contiennent souvent des traînées d'inclusions de quartz disposées parallèlement à la foliation. Dans les parties plus mafiques, on note la présence de grandes paillettes de chlorite pseudomorphes des cristaux de hornblende ou interstitielles à ceux-ci. L'altération hydrothermale se manifeste aussi par un remplacement partiel de la minéralogie originale par la biotite, la

chlorite, le carbonate (dolomite ferrugineuse) et la muscovite. La foliation est recoupée par des veinules tardives de carbonate auxquelles est associé un peu de scapolite.

À partir de 32 m, le basalte coussiné, relativement «frais» et peu déformé, passe à une zone extrêmement cisailée caractérisée par une forte altération en carbonate ferrugineux (20 à 60%), muscovite (5 à 50%), chlorite (0 à 15%) et sulfures (pyrrhotine, pyrite et traces de chalcopryrite en quantité inférieure à 2-3%), amenant la destruction totale de la minéralogie et de la texture originales de la roche (photo 13C). Cette zone minéralisée (zone Nord) semble correspondre à celle observée en surface sur l'affleurement LaD-86-2 (figures 27 et 28). La schistosité intensément crénelée est définie par l'orientation préférentielle des paillettes de muscovite et de chlorite, ainsi que par l'allongement des plages de carbonate. Cette structure est aussi soulignée par la présence de veinules de quartz et de sulfures parallèles à la schistosité. Une veine de quartz contenant des lambeaux de roche encaissante minéralisée a été intersectée entre 33,2 et 33,45 m. Une autre veine, stérile celle-là, est située entre 35,5 et 36,05 m. Une des particularités de la zone Nord est la présence de porphyroblastes idiomorphes à hypidiomorphes submillimétriques de scapolite faiblement déformés (photo 13D). Ce dernier minéral se forme aux dépens du plagioclase et son abondance semble liée à la présence de carbonate dans la roche. Nous reviendrons sur ce sujet un peu plus loin. Les épontes de la veine de quartz minéralisée se caractérisent aussi par la présence de calcite au lieu de la dolomite ferrugineuse habituelle (échantillon LD-87-3-34,1 à l'annexe C). On ignore encore la cause de ce phénomène qui doit être confirmé par des études plus poussées à la microsonde.

La section de sondage située entre 37 et 69 m est formée de basaltes rubanés et foliés, leucocrates à mésocrates, semblables aux basaltes «frais» rencontrés au début du forage. Les effets du cisaillement et de l'altération hydrothermale diminuent en s'éloignant des zones minéralisées. Ces roches contiennent cependant un peu de sulfure (< 0,5%) et de carbonate (< 10%) et montrent une composition un peu plus felsique. La zone Sud couvre un intervalle d'environ 5 m (68 à 73 m) correspondant à une zone très cisailée formée d'un schiste à muscovite – biotite – sulfures ± chlorite ± carbonate ferrugineux. Cet assemblage se développe aux dépens de la hornblende et du plagioclase. On y note une proportion non négligeable de porphyroblastes idiomorphes d'épidote (jusqu'à 10%) et de scapolite (< 5%). Les veinules et lentilles de pyrite, de pyrrhotine et de chalcopryrite (< 3-4%) et les veinules de quartz-carbonates sont disposées parallèlement à la schistosité définie par la forte orientation préférentielle des minéraux micacés (muscovite, biotite et chlorite), des néoblastes et des porphyroclastes de plagioclase,

des plages de carbonate et des traînées d'oxydes. La crénelation de la schistosité est ici encore extrêmement forte. L'intensité du cisaillement s'atténue ensuite progressivement pour revenir au basalte «frais» du début.

L'assemblage: hornblende – plagioclase andésine – quartz ± épidote dans le basalte «frais» indique un métamorphisme au faciès amphibolite (faciès moyen). L'orientation des prismes de hornblende parallèlement à la schistosité et au grain tectonique régional E-W suggère que le pic du métamorphisme précède ou est synchrone à la déformation archéenne. Cet épisode de métamorphisme archéen précède aussi l'altération hydrothermale liée à la minéralisation, comme le démontre le développement de l'assemblage minéralogique rétrograde: muscovite – biotite – chlorite – sulfures – carbonate ± épidote. La présence de porphyroblastes de scapolite légèrement déformés dans les zones Nord et Sud et le remplacement partiel du carbonate ferrugineux par la calcite suggèrent la circulation tardive d'un fluide de composition particulière survenue après cet épisode d'altération.

La scapolite est un tectosilicate formant une solution solide entre les termes marialite ($\text{Na}_4[\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}]$ Cl) et méionite ($\text{Ca}_4[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{CO}_3$). Kline (1984) rapporte la présence de scapolite dans la partie inférieure et médiane de la Zone anorthositique du Complexe du lac Doré, près du pluton de Chibougamau, dans les roches de ce complexe près du front de Grenville et à l'intérieur même de la Province de Grenville. La faible biréfringence de ce minéral dans les échantillons minéralisés du forage LD-87-3 semble suggérer une composition plutôt sodique. Cette observation est confirmée par les analyses à la microsonde (échantillon LD-87-3-34,1 à l'annexe C) qui indiquent la présence de dypire (Me_{34-38}), une variété de scapolite. La scapolite se caractérise aussi par une teneur importante en chlore (jusqu'à 3,23% en poids), impliquant une température de formation d'environ 400° C et un fluide très riche en NaCl (Kwak, 1977; Ellis, 1978; Vanko et Bishop, 1982). La formation de dypire est donc attribuable à la réaction entre le plagioclase, le carbonate ferrugineux et ce fluide salin. Les scapolites riches en chlore sont généralement associées aux séquences évaporitiques métamorphisées ou à des unités lithologiques dans lesquelles on peut démontrer la circulation de saumure d'origine évaporitique, une hypothèse qu'on doit évidemment écarter dans notre cas. La circulation de ces fluides hydrothermaux riches en NaCl est probablement postérieure au dépôt initial de l'or, mais a peut-être contribué à sa remobilisation. La mine Copper Rand, située dans le Complexe du lac Doré, contient des géodes remplies de méthane et de fluides riches en CaCl_2 et NaCl associés à des concentrations en or anormalement élevées (Guha et Kanwar, 1987). Ces fluides auraient été piégés tard dans l'évolution de la zone de cisaille-

ment minéralisée et auraient permis la remobilisation et la concentration de l'or déposé antérieurement lors des premiers stades de la minéralisation. Ils se caractérisent par leur composition chimique et isotopique s'apparentant à celle des saumures profondes du bouclier canadien. Selon Guha et Kanwar (1987), ces saumures constitueraient des eaux de formation modifiées provenant du bassin sédimentaire Protérozoïque qui auraient circulé le long de la structure minéralisée durant l'épisode de cisaillement. Cependant, il est hasardeux à ce stade, et sans évidences supplémentaires, d'affirmer que ces saumures d'origine profonde sont responsables de la formation de la scapolite mise en évidence à l'indice La Dauversière 1.

LITHOGÉOCHIMIE

À l'exemple des gisements traités précédemment, l'étude lithogéochimique qualitative du forage LD-87-3 nous permettra de définir les modifications chimiques subies par les roches cisillées et métasomatisées associées aux zones aurifères. Les analyses chimiques des échantillons provenant du forage LD-87-3 sont présentées à l'annexe B.

L'évolution des rapports $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{S} + \text{H}_2\text{O}^+)$ et $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ est différente pour les deux zones minéralisées Nord et Sud (figure 33). Dans la zone Nord, la baisse du rapport $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{S} + \text{H}_2\text{O}^+)$ est causée par l'effet conjugué d'un lessivage de la silice et d'un enrichissement en CO_2 et en soufre. Dans la zone Sud au contraire, l'apport en CO_2 et S est contrebalancé par un enrichissement en silice d'origine primaire (différenciation magmatique dans la coulée de basalte) ou secondaire (altération hydrothermale). L'altération potassique, mise en évidence par l'abondance de muscovite et/ou de biotite dans les zones minéralisées, est responsable de la hausse des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ et $3\text{K}/\text{Al}$, ainsi que des teneurs en rubidium dans les zones minéralisées. Le profil de l'indice de saturation $\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})$ molaire montre une augmentation sensible de la quantité de carbonate dans la zone Nord et un enrichissement beaucoup plus faible dans la zone Sud. Le rapport CO_2/CaO molaire supérieur à 1 indique la présence de dolomite (ferrugineuse ?) dans la zone Nord, alors que, partout ailleurs, la calcite est le carbonate prédominant. Les échantillons provenant des épontes très altérées (basalte cisillé et minéralisé) de la veine de quartz dans la zone Nord (LD-87-3-33,45 et 34,1) se caractérisent cependant par un faible appauvrissement en muscovite et en carbonate par rapport aux lithologies environnantes. De plus, la diminution des valeurs du rapport CO_2/CaO dans ces roches suggère la présence de calcite, ce qui est confirmé par les analyses à la microsonde (échantillon LD-87-3-34,1 à l'annexe C).

Les profils lithogéochimiques du chrome et du zirconium, des éléments considérés comme relative-

ment immobiles durant l'altération hydrothermale (Pearce et Cann, 1973; Pearce, 1975), montrent un brusque fléchissement vers 60 m, ce qui suggère la présence d'un contact lithologique entre une unité plus mafique au nord et une unité plus felsique au sud (contact entre deux coulées ?). Comme la roche est relativement fraîche à cet endroit, on ne peut attribuer ce phénomène à une remobilisation des éléments chimiques causée par la circulation de fluides hydrothermaux. Les diagrammes de variation de la figure 34, plus particulièrement le diagramme de la figure 34B (Y vs Zr), démontrent aussi l'existence de ces deux unités. L'enrichissement en strontium dans la zone Sud est peut-être explicable en partie par ce même phénomène. Le comportement du cuivre et du zinc est erratique dans cette section de la figure 33. Les deux zones aurifères Nord et Sud se caractérisent évidemment par une anomalie importante en or.

CONCLUSION

Archer et Guha (en préparation) avaient classé l'indice La Dauversière 1 parmi les gîtes du *type 2*, soit: «Minéralisations aurifères associées à des cisaillements NE et NW recoupant des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées». Nos travaux démontrent cependant que cet indice devrait être classé avec la mine Joe Mann dans les gîtes du *type 1a*: «Minéralisations aurifères du type veines de quartz-sulfures-(or) liées à des cisaillements E-W (subparallèles à la stratification) dans les roches volcaniques et les intrusions mafiques associées». L'or est associé à une faible quantité de sulfures dans les épontes cisillées, ainsi qu'à l'intérieur des veines et des veinules de quartz blanc laiteux très déformées, boudinées et plissées mises en place dans des cisaillements E-W à ENE qui recoupent les basaltes coussinés de la Formation d'Obatogamau. Ces cisaillements forment un schéma structural complexe résultant de l'existence d'un système de cisaillements anastomosés occupant un vaste couloir de déformation, orienté ENE, d'âge Archéen. La déformation grenvillienne est probablement responsable de la réactivation et de l'accentuation des structures E-W héritées de l'orogénèse kénoréenne (Daigneault *et al.*, en préparation).

L'altération hydrothermale rétrograde associée à la minéralisation se superpose au métamorphisme régional archéen au faciès des amphibolites. Les zones de cisaillement montrent en périphérie une altération en chlorite - carbonate. En s'approchant des zones minéralisées, la déformation et l'altération deviennent plus intenses et le basalte est transformé en schistes à muscovite - biotite - sulfures \pm chlorite \pm carbonates ferrugineux ou en schistes à muscovite - carbonate ferrugineux - sulfures. Les veines de quartz aurifères sont logées à l'intérieur du basalte altéré, dans la partie centrale des zones de cisaillement. Elles sont

souvent associées à des dykes felsiques qui montrent eux aussi les traces d'une intense déformation (cisaillement, plissement et boudinage).

Les zones de cisaillement minéralisées de l'indice La Dauversière 1 se caractérisent par la présence de porphyroblastes plus ou moins déformés de scapolite.

Ce phénomène indique que des fluides riches en NaCl ont circulé dans les zones de cisaillement après l'épisode archéen de déformation et de circulation des fluides hydrothermaux responsables du dépôt de la minéralisation aurifère. Ces saumures (protérozoïques ou grenvilliennes ?) ont pu par la suite contribuer à remobiliser la minéralisation aurifère.

Discussion et conclusion

Introduction

Ce chapitre a pour but de présenter une synthèse de nos observations sur les minéralisations aurifères dans le secteur oriental de la bande Caopatina-Desmaraisville (BCD). Nous terminerons en proposant certains guides pour l'exploration de l'or à l'échelle locale et régionale.

Comparaison des minéralisations de la partie orientale de la BCD

Nos études sur les minéralisations aurifères dans le secteur de la mine Joe Mann mettent en évidence un ensemble de caractéristiques communes à la plupart des gîtes d'or archéens de type filonien décrits par Roberts (1987), Groves *et al.* (1989), Colvine *et al.* (1988) et Card *et al.* (1989). Nos observations montrent que les minéralisations sont encaissées dans des roches de composition variée, métamorphisées au faciès des schistes verts à amphibolites, et que les structures géologiques exercent un rôle important dans la mise en place des minéralisations. De plus, on constate que la plupart des zones de déformation aurifères à caractères fragiles-ductiles sont en étroite association avec les accidents tectoniques majeurs, tels la faille Winchester-Des Vents. Typiquement, les minéralisations se présentent sous la forme de veines et de disséminations et sont associées à une enveloppe d'altération zonée caractérisée par un enrichissement en CO₂, K et S. Les altérations observées se superposent aux assemblages minéralogiques du métamorphisme régional.

Les principales caractéristiques lithologiques, structurales et géochimiques des gisements aurifères examinés dans le secteur oriental de la BCD sont résumées au tableau 2. On remarque que toutes les minéralisations à l'étude sont contrôlées par des zones de cisaillement E-W ou localement SE-NW (Philibert) à ENE-WSW (La Dauversière 1), subparallèles au grain tectonique régional et à la stratification. Ces structures sont analogues aux zones de déformation porteuses de minéralisations aurifères observées plus au nord, dans la région de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1987 et 1990). Plusieurs gisements sont recoupés et déplacés par des structures tardives NE qui pourraient aussi jouer un rôle dans la mise en place de la minéralisation. La région compte encore quelques gisements aurifères d'importance mineure associés à des zones de cisaillement NE à NNE (exemple: l'indice Lac Antoine, cf. Saucier, 1986; Midra *et al.*, en préparation; figure 2), ou NW (l'indice McNicoll,

cf. Bussière, 1986; Midra *et al.*, en préparation; figures 2 et 19) qui recoupe la stratification et les cisaillements E-W. Les relations entre ces structures et les failles longitudinales E-W sont encore mal connues.

La plupart de ces gîtes sont situés dans la Formation d'Obatogamau et, plus particulièrement, dans les filons-couches comagmatiques de gabbro. Dans le cas de l'indice Lac Meston, l'intrusion tonalitique qui en constitue la roche encaissante s'est mise en place dans la Formation d'Obatogamau. La composition et le comportement mécanique de cette roche, qui présente beaucoup d'affinités avec les dykes porphyriques observés à la mine Joe Mann, contrôlent aussi la nature de l'altération et le mode de mise en place de la minéralisation de type stockwork.

Les quatre gisements étudiés dans ce secteur se distinguent aussi nettement par la nature de la minéralisation. L'or à la mine Joe Mann est associé à des veines de quartz comportant des quantités relativement importantes (10% à 90%) de phases métalliques, principalement des sulfures et sulfo-arséniures (pyrite, pyrrhotine, chalcopryrite et arsénopyrite). Le gisement présente aussi des teneurs en cuivre non négligeables, de l'ordre de 0,3%. Par contre, le contenu en sulfures (principalement la pyrite) des autres indices ne dépasse généralement pas 5 à 10% du mode du minerai. La pyrite est parfois associée à un peu d'arsénopyrite, comme à l'indice Philibert. L'enrichissement en or par rapport aux métaux de base (Cu, Zn, Pb, Ag) est significativement élevé, comme l'a déjà démontré Kerrich (1983) pour les gisements d'or mésothermaux.

L'altération hydrothermale se caractérise principalement par la présence de biotite, de muscovite, de chlorite et de carbonate (calcite et dolomite ferrugineuse). Les zones de cisaillement qui recoupe les metabasites (gabbro à la mine Joe Mann et à l'indice Philibert, basalte à l'indice La Dauversière 1) métamorphisées au faciès supérieur des schistes verts (Philibert, Joe Mann) ou des amphibolites (La Dauversière) montrent en périphérie une altération rétrograde en chlorite et carbonate (généralement de la calcite). En s'approchant des zones minéralisées, la déformation et l'altération deviennent plus intenses et la roche chloritisée et carbonatée est transformée en schistes à micas (muscovite ou biotite)-dolomite ferrugineuse-albite-sulfures. Le carbonate constitue le minéral d'altération dominant dans les zones minéralisées de l'indice Philibert. L'indice Lac Meston présente une altération diffuse et étendue (muscovite, carbonate ferrugineux, rutile et pyrite) reliée à la circulation des fluides hydrothermaux dans les nombreuses fractures

en tension recoupant une petite intrusion tonalitique. Dans ce dernier cas, la zone minéralisée proprement dite ne se distingue de la tonalite rose altérée que par une plus grande abondance de pyrite. La scapolitisation observée à l'indice La Dauversière 1 résulte probablement de la circulation d'un fluide riche en NaCl dans une zone de cisaillement E-W. Cet événement tardif (protérozoïque ou grenvillien ?) n'est probablement pas lié à l'épisode d'altération hydrothermale associé à la précipitation de l'or, mais a pu contribuer à la remobilisation de celui-ci. Il est difficile pour le moment d'estimer l'étendue de la zone affectée par la circulation de ces saumures, d'autant plus que les conditions physiques (principalement la température) n'ont peut-être pas été partout favorables à la formation de la scapolite.

La signature géochimique de l'altération hydrothermale est dominée par un enrichissement important en CO_2 et/ou en K_2O des épontes bordant les zones minéralisées. La carbonatation (illustrée principalement par l'augmentation du rapport $\text{CO}_2/(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO})$) affecte une zone beaucoup plus étendue que l'altération potassique (matérialisée par la hausse des indices de saturation $3\text{K}/\text{Al}$ ou $3\text{K}/2\text{Al}$) qui est généralement restreinte aux épontes immédiates de ces zones. Les éléments qui possèdent une affinité pour le potassium, tels le rubidium et le barium, ont un comportement comparable à celui-ci. Le développement de la biotite ou de la muscovite s'accompagne souvent d'un lessivage du sodium et d'une baisse de l'indice Na/Al du fait de la destruction de l'albite métamorphique ou hydrothermale. L'enrichissement en potassium et l'appauvrissement en sodium dans ces zones fortement altérées se manifestent par une augmentation spectaculaire du rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Cette relation semble contredite à l'indice Philibert où les fortes teneurs en Na_2O et en strontium sont apparemment liées à la composition originale de la roche (filon-couche différencié de diorite quartzifère). L'enrichissement en K_2O se limite ici aux zones de cisaillement riches en muscovite ou en biotite qui bordent les lentilles de diorite carbonatées et minéralisées. Il n'est donc pas directement relié dans ce cas aux zones minéralisées. Un épisode précoce d'altération sodique (formation du plagioclase hydrothermal) a été reconnu à la mine Joe Mann (zones Nord et Principale), ainsi qu'à l'indice Lac Meston. Dans les deux cas, cet enrichissement en sodium précède nettement le métasomatisme potassique et l'arrivée de la minéralisation.

La diminution du rapport $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{S} + \text{H}_2\text{O}^+)$ de la zone non altérée vers la zone minéralisée témoigne de la carbonatation, de la sulfurisation, de l'hydrolyse ou d'un possible lessivage de la silice dans la roche encaissante. Ces altérations hydrothermales s'expriment aussi par une augmentation du rapport $(3\text{K}+\text{Na})/\text{Al}$ explicable par la destruction des minéraux

alumineux pauvres en alcalis (principalement la chlorite et la hornblende) au profit du carbonate et des micas potassiques. L'évolution du rapport CO_2/CaO molaire à l'approche des zones minéralisées indique le remplacement de la calcite par la dolomite ou la dolomite ferrugineuse.

L'or accuse un enrichissement marqué dans tous les gisements étudiés. L'arsenic est très abondant à la mine Joe Mann, particulièrement dans la zone Sud où on note la présence d'arsénopyrite, ainsi qu'à l'indice Philibert et, de façon moins évidente, à l'indice La Dauversière 1. La minéralisation à la mine Joe Mann se caractérise aussi par un fort enrichissement en cuivre (teneur moyenne du gisement de 0,3%), en argent (teneur moyenne de 5,83 g/t), en zinc et en bismuth. Les autres gisements présentent des concentrations en métaux de base beaucoup plus faibles. Le tungstène est enrichi d'un facteur 10 dans les zones minéralisées de l'indice Lac Meston et de l'indice Philibert.

Malgré ces différences, les gisements à l'étude présentent néanmoins plusieurs points communs (orientation des structures, présence d'intrusions felsiques, nature de l'altération, etc.) qui suggèrent l'existence d'un seul épisode de minéralisation d'âge Archéen. Les différences observées sont attribuables à des facteurs locaux, tels la nature de la roche encaissante, la présence de structures tardives, l'intensité du métamorphisme et des conditions de mise en place de la minéralisation ou l'influence structurale du front de Grenville.

Les gisements de la partie orientale de la BCD montrent une variation progressive du type d'altération hydrothermale à l'approche du Front de Grenville. Ainsi, la proportion de carbonate ferrugineux, qui représente le minéral d'altération dominant dans la partie ouest de la région (par exemple l'indice Philibert), diminue progressivement vers l'est pour ne constituer qu'une faible partie de l'assemblage d'altération à la mine Joe Mann et à l'indice La Dauversière 1. On note aussi une augmentation parallèle du contenu en biotite par rapport à la muscovite et à la chlorite. Cette situation présente quelques analogies avec ce qu'on observe dans la région de Red Lake dans la partie NW de l'Ontario (Andrews *et al.*, 1986) où les assemblages d'altération le long de l'une des structures minéralisées passent progressivement du faciès des schistes verts (assemblage à quartz-carbonate ferrugineux-muscovite-biotite-chlorite) à celui des amphibolites (avec l'assemblage à quartz-biotite-muscovite-grenat-andalousite-stauroлите-cordierite-chloritoïde). Dans ce cas, le changement progressif des conditions de métasomatisme témoigne du gradient thermique causé par l'intrusion d'un batholite granitique et démontre que l'épisode d'altération hydrothermale était synchrone du métamorphisme de contact.

Dans le cas de la BCD, cette évolution des faciès d'altération est sans doute attribuable à la proximité du front de Grenville. Rivers et Chown (1986), Ouellet (1988) et Daigneault *et al.* (en préparation) ont en effet proposé que l'augmentation du degré métamorphique observé lorsqu'on progresse vers le front de Grenville pourrait être causée par la juxtaposition de blocs tectoniques remontés de profondeurs de plus en plus grandes le long de failles NE à NNE lors du réajustement isostatique associé à la phase tardive de l'orogénie grenvillienne. De la même manière, les variations latérales des assemblages d'altération suggèrent une modification de la composition des fluides hydrothermaux et/ou une augmentation des conditions de pression-température de l'ouest vers l'est. Ceci pourrait indiquer que la mise en place de la minéralisation aurifère s'est produite à une profondeur de plus en plus grande à mesure qu'on s'approche du front de Grenville. L'ensemble de la région présenterait, en quelque sorte, une coupe verticale à travers un système hydrothermal aurifère.

Les travaux de cartographie géologique (Lauzière *et al.*, 1989a, 1989b et en préparation; Midra *et al.*, en préparation) ont démontré que la stratigraphie et la structure des parties centrale et orientale de la BCD présentaient plusieurs points en commun. Comment peut-on expliquer dans ces conditions la concentration des gisements aurifères dans la partie orientale de la bande ? Les travaux de synthèse sur les gisements d'or mésothermaux archéens (par exemple ceux de Colvine *et al.*, 1988) ont démontré que ces minéralisations sont typiquement localisées dans les ceintures de roches vertes métamorphisées aux faciès des schistes verts à amphibolites. Dans l'optique de l'hypothèse proposée au paragraphe précédent à propos des variations latérales des conditions de dépôt, la région de la mine Joe Mann constituerait peut-être le seul niveau structural favorable à la précipitation de l'or, les secteurs situés plus à l'ouest ou plus à l'est présentant des niveaux respectivement trop superficiels ou trop profonds.

L'association étroite entre les intrusions felsiques et les minéralisations d'or archéennes est un fait bien établi qui a souvent servi de critère d'exploration dans la recherche de nouveaux gisements (Colvine *et al.*, 1988). Plusieurs auteurs (par exemple Burrows *et al.*, 1986; Burrows et Spooner, 1987) ont proposé un lien génétique entre la mise en place de ces intrusions et la minéralisation aurifère. Les dykes felsiques sont particulièrement abondants dans la région de la mine Joe Mann (Hébert, 1980). Ceci pourrait donc expliquer l'abondance relative des gisements aurifères dans cette région. Par contre, la mise en place des intrusions felsiques semble nettement précéder la venue des veines de quartz et la précipitation de l'or. En l'absence de données géochronologiques fiables, il est cependant difficile de déterminer l'âge relatif de mise en place de ces intrusions par rapport aux épisodes de

volcanisme, de déformation et de minéralisation et de préciser les liens entre ces divers événements.

Guides d'exploration locaux et régionaux

Les travaux réalisés dans le cadre de cette étude ont permis d'établir certains guides d'exploration aux échelles locale et régionale.

La plupart des gisements aurifères connus dans la BCD sont associés à des cisaillements E-W, subparallèles à la stratification, recoupant la séquence volcano-sédimentaire métamorphisée aux faciès des schistes verts à amphibolites. Il est admis depuis longtemps que les failles longitudinales majeures (ou structures de premier ordre d'après Robert, 1990b) constituent les cibles prioritaires pour l'or à Chibougamau (voir par exemple Guha, 1984; Dubé, 1985; Dubé et Guha, 1989; Daigneault et Allard, 1987). Il est aussi connu que la plupart des gisements d'or se situant dans les ceintures de roches vertes archéennes sont localisés dans des structures subsidiaires à ces accidents majeurs (structures de deuxième ou de troisième ordre d'après Robert, 1990b). Ces considérations nous incitent à recommander comme cibles privilégiées pour l'exploration les couloirs de déformation E-W (par exemple la faille Winchester-Des Vents) et les structures associées. Les extensions du cisaillement contrôlant la minéralisation à la mine Joe Mann devraient évidemment faire l'objet d'une attention toute particulière. Cependant, les caractéristiques géométriques et structurales de ces discontinuités sont encore mal connues en raison des mauvaises conditions d'affleurement dans la région.

Les cisaillements E-W sont toutefois très nombreux dans la BCD et leur extension latérale est très grande à l'échelle régionale. Par conséquent, le guide d'exploration proposé plus haut à une aussi vaste échelle ne peut guère servir à orienter une campagne de prospection ou de sondage et d'autres guides, applicables à l'échelle locale ou tactique, doivent aussi être utilisés.

Les compilations récentes sur la métallogénie de l'or (par exemple celle de Colvine *et al.*, 1988) ont clairement démontré que la minéralisation aurifère n'était pas limitée à un type particulier de lithologies. Néanmoins, la composition chimique et la compétence des filons-couches de gabbro différenciés et non différenciés en font des cibles particulièrement favorables. Les intrusions mafiques présentent en effet un fort contraste de compétence avec les roches environnantes, ce qui favorise la fracturation hydraulique et la circulation des fluides hydrothermaux. Le soufre dissous dans le fluide réagit avec ces roches riches en fer pour former la pyrite et/ou la pyrrhotine, entraînant la déstabilisation chimique des complexes soufre-or et la précipitation de l'or (Neall et Phillips, 1987).

Un bon exemple de cet environnement est offert par le filon-couche de Bourbeau (Allard, 1982; Dubé et Guha, 1989), dans la partie nord du sillon Matagami-Chibougamau (secteur Chibougamau-Chapais), qui constitue l'unité géologique hôte des mines Cooke et Norbeau, ainsi que de nombreux autres indices aurifères. Dans la partie orientale de la BCD, les métabasites représentent à la fois la lithologie dominante et le type de roches encaissantes le plus commun des gisements d'or (comme par exemple dans le cas de l'indice Philibert et de la mine Joe Mann). L'exploration à l'échelle locale devrait donc être concentrée dans ces intrusions de métabasites. Dans le cas d'une intrusion mafique différenciée, la partie sommitale, composée de leucogabbro ou de diorite quartzifère riches en fer et en silice, constitue la cible la plus favorable.

Ces observations ne doivent pas nous faire oublier que les minéralisations aurifères se retrouvent aussi dans d'autres types de roches encaissantes. Ainsi, les formations de fer à magnétite de la Formation de Caopatina pourraient constituer une cible intéressante. D'autres roches qui présentent un contraste de compétence important avec les unités environnantes, telles les intrusions felsiques à intermédiaires, sont aussi susceptibles de se déformer de façon fragile et d'être porteuses de minéralisations aurifères. L'indice Lac Meston, logé dans une petite intrusion tonalitique, en est un bon exemple. Cette intrusion s'apparente aux dykes porphyriques observés à la mine Joe Mann et un peu partout dans la région. On peut donc s'attendre à découvrir d'autres gîtes du même type dans le secteur. De même, le contraste de compétence entre les dykes felsiques et la roche encaissante cisailée peut favoriser la création d'ouvertures et la formation des veines de quartz au contact entre ces deux unités de compétence distincte.

La zone Sud de la mine Joe Mann est localisée dans une unité felsique («rhyolite») qui présente aussi un contraste de compétence important avec les roches environnantes (filon-couche de gabbro et coulées de basalte). Dans ce cas cependant, la déformation a été concentrée dans cette unité plus ductile et mécaniquement faible, favorisant la circulation des fluides hydrothermaux et la formation des veines de quartz minéralisées.

On a vu précédemment que plusieurs gisements, dont la mine Joe Mann et l'indice Philibert, semblaient être localisés à l'intersection de grands cisaillements E-W et de failles NE à NNE. On entrevoit immédiatement l'intérêt que présente cette relation empirique dans l'orientation des campagnes d'exploration à

l'échelle locale. Il est facile en effet de repérer ces structures grâce à la géophysique, car elles tronquent et déplacent les axes magnétiques et électromagnétiques. Les sites à proximité de l'intersection de deux cisaillements ou près d'un cisaillement qui présente une inflexion, spécialement au contact entre deux unités (réfraction), constituent aussi des cibles intéressantes.

La zonation des assemblages minéralogiques autour des zones cibles minéralisées constitue un autre guide utile pour l'exploration. Les gîtes d'or dans le secteur oriental de la BCD se caractérisent en effet par des auréoles d'altération typiques comprenant des zones relativement étroites intensément altérées en sulfures (pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite et arsénopyrite), micas potassiques (muscovite ou biotite) et carbonate ferrugineux, enveloppées d'une zone beaucoup plus large altérée en chlorite et en carbonate.

L'utilisation du rapport K_2O/Na_2O ou des indices de saturation ($3K/Al$ ou $3K/2Al$) peut être utile afin de mettre en évidence les effets de l'altération potassique et le développement de la muscovite ou de la biotite aux dépens de l'albite et de la chlorite. L'effet de la carbonatation et de la transformation de la calcite en ankérite ou en dolomite ferrugineuse à l'approche des zones minéralisées est facilement révélé par l'évolution des indices $CO_2/(CaO+MgO+FeO+MnO)$ molaire et CO_2/CaO molaire. Davies *et al.* (1982) ont ainsi démontré que les minéralisations aurifères mises en place dans les metabasites de la région de Timmins se caractérisaient généralement par des rapports CO_2/CaO supérieurs à 1,5. Les zones minéralisées montrent aussi des enrichissements en or, arsenic, cuivre, argent, zinc ou tungstène, qui pourraient servir d'éléments indicateurs lors d'une campagne de levés géochimiques.

L'expression géophysique de ces gisements est généralement faible. Les levés de polarisation provoquée (P.P.) effectués à la mine Joe Mann ont révélé une faible anomalie causée par le contenu relativement élevé en sulfures dans les veines de quartz. Par contre, la réponse de la P.P. à l'indice Philibert est nulle (A. Chevalier, communication personnelle). Les levés magnétométriques ne parviennent évidemment pas à détecter directement les minéralisations aurifères. Ils sont cependant utiles à la cartographie géologique, afin de reconnaître et de suivre les filons-couches de gabbro riches en magnétite (comme par exemple à l'indice Philibert) ou les formations de fer qui pourraient être favorables à la mise en place de l'or. Ces levés permettent aussi d'identifier les failles NE qui, nous l'avons vu, jouent peut-être un rôle important dans les processus de minéralisation.

Références

- ALLARD, G.O., 1982 – Gold potential of the Bourbeau sill in Chibougamau, an analogue of the Golden Mile dolerite sill at Kalgoorlie, Australia. *Bulletin de l'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie*; volume 75, page 93.
- ALLARD, G.O.– GOBEIL, A., 1984 – General geology of the Chibougamau region. *In*: Chibougamau – Stratigraphy and mineralization (Guha, J.- Chown, E.H., éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 34, pages 5-19.
- AMYOT, G., 1989 – Minéragraphie de l'or dans quatre échantillons de la mine Joe Mann. Centre de Recherches Minérales; projet 89-PM-28, 23 pages.
- ANDREWS, A.J.– HUGON, H.– DUROCHER, M.– CORFU, F.– LAVIGNE, M.J., 1986 – The anatomy of a gold-bearing greenstone belt: Red Lake, Northwestern Ontario, Canada. *In*: Proceedings of Gold'86, an international symposium on the geology of gold (McDonald, A.J., éditeur); pages 3-22.
- ANONYME, 1974 – Ayrhart Mining estimates ore. *The Northern Miner*; volume 60 n° 2, page 3.
- APPLEYARD, E.C.– De BEER, C.J., 1983 – SOMA: A package of Fortran IV programs for calculating mass exchange in metasomatic and altered rocks. CSIRO; technical communication n° 70, 75 pages.
- ARCHER, P.– GUHA, J., en préparation – Rapport de synthèse sur la compilation des indices aurifères et de métaux de base dans le secteur est de la bande volcanique sud (Caopatina), région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.
- BARRETTE, J.P., 1989 – Géologie de la région des lacs Burge et Rochester. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 89-34, 23 pages.
- BABCOCK, R.S., 1973 – Computational models of metasomatic processes. *Lithos*; volume 6, pages 279-290.
- BARLOW, A.E.– GWILLIM, J.C.– FARIBEAULT, E.R., 1911 – Géologie et ressources minérales de la région de Chibougamau, Québec. Rapport de la commission minière de Chibougamau. Ministère de la Colonisation, Mines et Pêcheries, Québec.
- BELL, T.H.– HAMMOND, R.L., 1984 – On the internal geometry of mylonite zones. *Journal of Geology*; volume 92, pages 667-686.
- BERTHÉ, D.– BRUN, J.P., 1980 – Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. *Journal of Structural Geology*; volume 2, pages 127-133.
- BOYLE, R.W., 1979 – The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element). Commission géologique du Canada; bulletin n° 280, 584 pages.
- BURROWS, D.R.– SPOONER, E.T.C., 1987 – Generation of a magmatic H₂O-CO₂ fluid enriched in Au and W within an Archean sodic granodiorite stock, Mink Lake, Northwestern Ontario. *Economic Geology*; volume 82, pages 1931-1957.
- BURROWS, D.R.– WOOD, P.C.– SPOONER, E.T.C., 1986 – Carbon isotope evidence for a magmatic origin for Archean gold-quartz vein ore deposits. *Nature*; volume 321, pages 851-854.
- BUSSIÈRE, Y., 1986 – Campagne d'exploration 1985; rapport géologique – projet Philibert 110981 – Société Québécoise d'Exploration Minière. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; GM-44714, 331 pages, 32 plans.
- CARD, K.D.– POULSEN, K.H.– ROBERT, F., 1989 – The Archean Superior Province of the Canadian Shield and its lode gold deposits. *Economic Geology*; monograph 6, pages 19-36.
- CHEVALIER, A., 1988 – Campagne de forage, printemps 1988; rapport géologique, – projet Philibert 110981 – Société Québécoise d'Exploration Minière. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; GM-47866, 324 pages, 21 plans.
- CHOWN, E.H.– MUELLER, W., en préparation – Basement influence on the supracrustal and plutonic evolution and deformation of an Archean greenstone belt. *In*: Proceedings – 7th International Conference on Basement Tectonics.
- CIESIELSKI, A., 1988 – Geological and structural context of the Grenville Front, southeast of Chibougamau, Quebec. *In*: Recherches en cours, partie C. Commission géologique du Canada; étude 88-1C, pages 353-366.
- CIESIELSKI, A.– OUELLET, E., 1985 – Le Front de Grenville dans la région de Chibougamau, Québec. *In*: Recherches en cours, partie B. Commission géologique du Canada; étude 85-1B, pages 303-317.
- CIMON, J., 1976 – Géologie du quart nord-est du canton de Queylus (comté d'Abitibi-est); rapport préliminaire. Ministère des Richesses Naturelles du Québec; DPV-439, 34 pages.
- COLVINE, A.C.– FYON, J.A.– HEATHER, K.B.– MARMOUNT, S.– SMITH, P.M.– TROOP, D.G., 1988 – Archean lode gold deposit in Ontario. Ontario Geological Survey; miscellaneous paper 139, 136 pages.
- COOKE, H.C., 1927 – Nottaway Sheet. Commission géologique du Canada; carte 190A.
- COUTURE, J.-F.– PILOTE, P.– VACHON, A., 1990 – Le gisement Francoeur #3, Rouyn-Noranda: un exemple de minéralisations d'or disséminées dans un cisaillement ductile. *In*: Nouveaux horizons pour l'exploration 1990; résumés des conférences.

- Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DV 90-40, pages 57-61.
- DAIGNEAULT, R.- ALLARD, G.O., 1984 – Évolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau. *In: Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization* (Guha, J. et Chown, E.H., éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 34, pages 212-228.
- _____ 1987 – Les cisaillements E-W et leur importance stratigraphique et métallogénique, région de Chibougamau. *In: Exploration au Québec – Études géoscientifiques récentes*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DV 87-25, pages 57-73.
- _____ 1990 – Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique, région de Chibougamau (sous-province de l'Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MM 89-03, 284 pages.
- DAIGNEAULT, R.- ALLARD, G.O.- ST-JULIEN, P., en préparation – Variations de l'héritage structural archéen à l'approche du Front de Grenville, région de Chibougamau. *Journal canadien des Sciences de la Terre*.
- DAVIES, J.F.- GRANT, R.W.E.- WHITEHEAD, R.E.S., 1979 – Immobile trace elements and Archean volcanic stratigraphy in the Timmins mining area, Ontario. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 16, pages 305-311.
- DAVIES, J.F.- WHITEHEAD, R.E.S.- CAMERON, R.A.- DUFF, D., 1982 – Regional and local pattern of CO₂-K-Rb-As alteration : a guide to gold in the Timmins area. *In: Geology of Canadian gold deposits* (Hodder, R.W. et Petruk, W., éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 24, pages 130-143.
- DELAND, A.-N.- GRENIER, P.-E., 1959 – Région d'Hazeur-Druillettes, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines du Québec; RG 087, 84 pages, 3 cartes.
- DIMROTH, E.- IMREH, L.- ROCHELEAU, M.- GOULET, N., 1982 – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part I: stratigraphy and paleogeographic model. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 19, pages 1729-1758.
- DIMROTH, E.- MUELLER, W.- DAIGNEAULT, R.- BRISSON, H.- POITRAS, A.- ROCHELEAU, M., 1986 – Diapirism during regional compression: the structural pattern in the Chibougamau region of the Archean Abitibi belt, Quebec. *Geologische Rundschau*; volume 75, pages 715-736.
- DION, C.- GUHA, J., 1988 – Étude métallogénique de la bande Caopatina-Quévillon: géologie de la mine Joe Mann, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 88-29, 92 pages.
- _____ 1989a – Étude métallogénique de la bande Caopatina-Desmaraisville (secteur Joe Mann), région de Chibougamau: Les indices aurifères (phase I). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 89-17, 35 pages.
- _____ 1989b – Étude métallogénique de la bande Caopatina-Desmaraisville (secteur Joe Mann), région de Chibougamau: Les indices aurifères (phase II). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 89-62, 94 pages.
- DUBÉ, B., 1985 – Géologie, pétrographie et métallogénie d'indices aurifères localisés dans le filon-couche de Bourbeau, centre-nord du canton de Barlow, Chibougamau. Thèse de maîtrise, Université Laval, Québec, 191 pages.
- DUBÉ, B.- GUHA, J., 1989 – Étude métallogénique du filon-couche (aurifère) de Bourbeau, région de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MM 87-03, 156 pages.
- DUBÉ, B.- GUHA, J.- ROCHELEAU, M., 1987 – Alteration patterns related to gold mineralization and their relation to CO₂/H₂O ratios. *Mineralogy and Petrology*; volume 37, pages 267-291.
- DUQUETTE, G., 1970 – Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses Naturelles du Québec; ES 08, 16 pages.
- ELLIS, D.E., 1978 – Stability and phase equilibria of chloride and carbonate bearing scapolites at 750° C and 4000 bar. *Geochimica and Cosmochimica Acta*; volume 42, pages 1271-1281.
- FINLOW-BATES, T.- STUMPFL, E.F., 1981 – The behavior of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. *Mineralium Deposita*; volume 16, pages 319-328.
- GAGNÉ, P.- BRAULT, J., 1981 – Forages hiver 1981; rapport géologique – projet Meston-Gamache (302-1381-26), grille Meston nord, canton Gamache – Les Ressources du lac Meston Inc. et la Société de Développement de la Baie James. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; GM-38101.
- GARIÉPY, L., 1988 – Journal de sondage au diamant; rapport géologique – projet Fancamp 1142 – Exploration Noranda Ltée. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; GM-47698, 38 pages, 2 plans.
- GÉLINAS, L.- BROOKS, C.- PERREAULT, G.- CARIGNAN, J.- TRUDEL, P.- GRASSO, F., 1977 – Chemo-stratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda District, Quebec. *In: Volcanic regimes in Canada* (Baragar, W.R.A.- Coleman, L.C. et Hall, J.M., éditeurs). Geological Association of Canada; special paper 16, pages 263-295.
- GILBERT, J.E., 1959 – Région de Rohault, districts électoraux d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Mines du Québec; RG 086, 33 pages, 1 carte.
- GOBEIL, A.- RACICOT, D., 1982 – Région des lacs Caopatina et des Vents, district de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP-82-18.

- GOBEIL, A.- SHARMA, K.N.M., 1987 – Géologie et potentiel aurifère du segment de roches volcanosédimentaires de Coapatina – Quévillon, région au sud de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; PRO 87-16, 5 pages.
- GOODWIN, A.M.- RIDLER, R.H., 1970 – The Abitibi orogenic belt and geosynclines of the Canadian Shield. *In*: Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield (Baer, A.J., éditeur). Commission géologique du Canada; étude 70-40, pages 1-30.
- GRANT, J.A., 1986 – The Isocon diagram : A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*; volume 81, pages 1976-1982.
- GRESENS, R.L., 1967 – Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*; volume 2, pages 47-65.
- GROVES, D.I.- HO, S.E.- McNAUGHTON, N.J.- MUELLER, A.G.- PERRING, C.S.- ROCK, N.M.S.- SKWARNECKI, M.S., 1988 – Genetic models for Archean lode-gold deposits in Western Australia. *In*: Advances in understanding Precambrian gold deposits (Ho, S.E. et Groves, D.I., éditeurs). University of Western Australia, Geology department & University extension; publication n° 12, pages 1-22.
- GROVES, D.I.- BARLEY, M.E.- HO, S.E., 1989 – Nature, genesis, and tectonic setting of mesothermal gold mineralization in the Yilgarn Block, Western Australia. *Economic Geology*; monograph 6, pages 71-85.
- GUHA, J., 1984 – Hydrothermal systems and correlation of mineral deposits in the Chibougamau mining district – an overview. *In*: Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization (Guha, J. et Chown, E.H., éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 34, pages 517-534.
- GUHA, J.- KANWAR, 1987 – Vug-brines fluid inclusions: a key to the understanding of secondary gold enrichment processes and the evolution of deep brines in the Canadian Shield. *In*: Saline water and gases in crystalline rocks (Fritz, P. et Frapé, S.K., éditeurs). Geological Association of Canada; special paper 33, pages 95-101.
- GUHA, J.- DUBÉ, B.- PILOTE, P.- CHOWN, E.H.- ARCHAMBAULT, G.- BOUCHARD, G., 1988 – Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau mining district, Québec, Canada. *Mineralium Deposita*; volume 23, pages 293-298.
- GUHA, J.- CHOWN, E.H.- ARCHAMBAULT, G.- BARNES, S.J.- BRISSON, H.- DAIGNEAULT, R.- DION, C.- DUBÉ, B.- MUELLER, W.- PILOTE, P., 1990 – Metallogeny in relation to magmatic and structural evolution of an Archean Greenstone Belt: Chibougamau Mining District. *In*: Gold and base metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment (Ho, S.E.- Robert, F. et Groves, D.I., éditeurs). University of Western Australia, Geology Department & University extension; publication n° 24, pages 121-166.
- GUIDOTTI, C.V., 1984 – Micas in metamorphic rocks. *In*: Micas (Bayley, S.W., éditeur). Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy; volume 13, pages 357-467.
- HÉBERT, C., 1980 – Géologie de quart sud-ouest du canton de La Dauversière et du quart nord-ouest du canton de Rohault, district de Chibougamau, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DPV-723, 47 pages, 1 carte.
- HEY, M.H., 1954 – A new review on the chlorites. *Mineralogical Magazine*; volume 30, pages 277-292.
- HODGSON, C.J.- MCGEEHAN, P.J., 1982 – Geological characteristics of gold deposits in the Superior Province of the Canadian Shield. *In*: Geology of Canadian gold deposits (Hodder, R.W. et Petruk, W., éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 24, pages 211-229.
- HOLMES, S.W., 1959 – Région de Fancamp-Haüy, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines du Québec; RG 084, 52 pages.
- HYNES, A., 1980 – Carbonatization and mobility of Ti, Y and Zr in Ascot Formation metabasalt, south est Québec. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 75, pages 79-87.
- IMBAULT, P.E., 1959 – Région de Queylus, districts électoraux d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Mines du Québec; RG 083, 49 pages.
- JENKINS, C.L.- TRUDEL, P.- PERRAULT, G., 1989 – Progressive hydrothermal alteration associated with gold mineralization of the Zone 1 intrusion of the Callahan property, Val d'Or region, Quebec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 26, pages 2495-2506.
- KERRICH, R., 1983 – Geochemistry of gold deposits in the Abitibi greenstone belt. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 27, 75 pages.
- KERRICH, R.- FYFE, W.S., 1981 – The gold-carbonate association: source of CO₂ and CO₂ fixation reactions in Archean lode deposits. *Chemical Geology*; volume 33, pages 265-294.
- KERRICH, R.- FYFE, W.S.- GORMAN, B.E.- ALLISON, I., 1977 – Local modifications of rock chemistry by deformation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 65, pages 183-190.
- KERRICH, R.- ALLISON, I.- BARNETT, R.L.- MOSS, S.- STARKEY, J., 1979 – Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in shear zone at Miéville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 73, pages 221-242.
- KISHIDA, A.- KERRICH, R., 1987 – Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Keer-Addison Archean lode gold deposit, Kirkland

- Lake, Ontario. Economic Geology; volume 82, pages 649-690.
- KLIN, S.W., 1984 – Metamorphic mineralogy of the Doré Lake Complex in the vicinity of the Grenville Front. *In*: Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization (Guha, J. et Chown, E.H., éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 34, pages 198-211.
- KWAK, T.A.P., 1977 – Scapolite compositional change in metamorphic gradient and its bearing on the identification of meta-evaporite sequences. Geological Magazine; volume 114, pages 343-354.
- LAJTAI, E.Z., 1969 – Mechanics of second order fault and tension gashes. Geological Society of America Bulletin; volume 80, pages 2253-2272.
- LAUZIÈRE, K.– CHOWN, E.H.– SHARMA, K.N.M., 1989a – Projet Caopatina; secteur du lac Rémick. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; rapport intérimaire, MB 89-60, 93 pages.
- LAUZIÈRE, K.– CHOWN, E.H.– MUELLER, W.– TAIT, L., 1989b – Projet Caopatina; secteur des lacs des Vents, Surprise et Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; rapport intérimaire, MB 89-40, 10 pages, 3 cartes.
- LAUZIÈRE, K.– CHOWN, E.H.– TAIT, L., en préparation – Projet Caopatina; secteur du lac d'Eu. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; rapport intérimaire.
- LEAKE, B.E., 1978 – Nomenclature of the amphiboles. Canadian Mineralogist; volume 16, pages 501-520.
- LISTER, G.S.– SNOKE, A.W., 1984 – S-C Mylonites. Journal of Structural Geology; volume 6, pages 617-663.
- LOW, A.P., 1906 – Report on the Chibougamau mining region in the northern part of the province of Québec. Commission géologique du Canada; publication n° 923.
- LYALL, H.B., 1959 – Région de Brongniart-Lescure, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines du Québec; RG 085, 42 pages.
- MAILLET, J., 1978 – Pétrographie et géochimie des dykes du camp minier de Chibougamau, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 150 pages.
- MALOUF, S.E.– THORPE, W., 1957 – Chibougamau Explorer Mine. *In*: Structural geology of Canadian ore deposits, volume II. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Sixth Commonwealth mining and metallurgical congress, pages 449-454.
- MANDL, G.– DEJONG, L.H.J.– MALTHA, A., 1977 – Shear zones in granular material. Rock Mechanics; volume 9, pages 95-144.
- McCANN, A.J., 1987 – Campagne d'exploration 1986; rapport géologique – projet Philibert 110981 – Société Québécoise d'Exploration Minière. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; GM-45418, 19 pages.
- MIDRA, R.– LAUZIÈRE, K.– CHOWN, E.H.– MUELLER, W., en préparation – Projet Caopatina; secteur des lacs Surprise et Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; rapport final.
- MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES, 1977 – Fiche de gîte 32G/7-12 (lac Meston). Ministère des Richesses Naturelles du Québec; FG 32G/7-12, 4 pages.
- MUELLER, W.– CHOWN, E.H.– SHARMA, K.N.M.– TAIT, L.– ROCHELEAU, M., 1989 – Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau-Caopatina, Québec. Journal of Geology; volume 97, pages 399-420.
- NEALL, F.B.– PHILLIPS, G.N., 1987 – Fluid-wall rock interaction in an Archean hydrothermal gold deposit: A thermodynamic model for the Hunt Mine, Kambalda. Economic Geology; volume 82, pages 1679-1694.
- NORMAN, G.W.H.– MAWDSLEY, J.B., 1938 – East half Chibougamau sheet. Commission géologique du Canada; carte 397A.
- OBALSKI, J., 1904 – Report on gold, copper and asbestos discoveries, Chibougamau District. Ministère des Terres, Mines et Pêcheries, Québec; mining operations, pages 1-21.
- OUELLET, E., 1988 – Évolution tectono-métamorphique de la continuité lithologique des roches vertes du Supérieur dans la zone orogénique de la Province de Grenville. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 382 pages, 1 carte.
- PEARCE, J.A., 1975 – Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics; volume 25, pages 41-67.
- PEARCE, J.A.– CANN, J.R., 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters; volume 19, pages 290-300.
- PHILLIPS, G.N., 1986 – Geology and alteration in the Golden Mile, Kalgoorlie. Economic Geology; volume 81, pages 779-808.
- PLATT, J.P.– VISSER, R.L.M., 1980 – Extensional structures in anisotropic rocks. Journal of Structural Geology; volume 2, pages 397-410.
- PROULX, M., en préparation – Géologie de la région des lacs Esther et Wedding, cantons de Currie et Grevet. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.
- RACICOT, D.– CHOWN, E.H.– HANEL, T., 1984 – Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville belt; a preliminary survey. *In*: Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization (Guha, J. et Chown, E.H., éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 34, pages 178-197.
- RAMSAY, J.G., 1980 – Shear zone geometry: a review. Journal of Structural Geology; volume 2, pages 83-99.

- RAMSAY, J.G.– GRAHAM, R.H., 1970 – Strain variation in shear belts. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; volume 7, pages 786-813.
- RAMSAY, J.G.– HUBER, M.I., 1983 – The techniques of modern structural geology. Academic Press, Londres, 307 pages.
- REMICK, J.H., 1956 – Rapport préliminaire sur la région d'Anville-Drouet, comté d'Abitibi-Est. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; RP 322, 10 pages (1 carte).
- RETTY, J.A.– NORMAN, G.W.H., 1938 – West half Chibougamau sheet. Commission géologique du Canada; carte 398A.
- RICHARDSON, J., 1872 – Report on the country north of Lake St. John, Québec. Commission géologique du Canada; report of progress for 1870-1871, pages 283-308.
- RIVERS, T.– CHOWN, E.H., 1986 – The Grenville orogen in Eastern Quebec and Western Labrador – Definition, identification and tectonometamorphic relationships of autochthonous, paraautochthonous and allochthonous terranes. *In: The Grenville Province* (Moore, J.M.– Davidson, A. et Baer, A.J., éditeurs). Geological Association of Canada; special paper 31, pages 31-50.
- ROBERT, F., 1990a – An overview of gold deposits in the Eastern Abitibi belt. *In: La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: synthèse de 60 ans d'exploration minière* (Rive, M.– Verpaelst, P.– Gagnon, Y.– Lulin, J.M.– Riverin, G. et Simard, A., éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 43, pages 93-105.
- _____ 1990b – Structural setting and control of gold-quartz veins of the Val d'Or area, Southeastern Abitibi Province. *In: Gold and base metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Quebec segment* (Ho, S.E.– Robert, F. et Groves, D.I., éditeurs). University of Western Australia, Geology Department & University extension; publication n° 24, pages 167-210.
- ROBERT, F.– BROWN, A.C., 1986 – Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec; part II: Vein paragenesis and hydrothermal alteration. *Economic Geology*; volume 81, pages 593-616.
- ROBERTS, R.G., 1987 – Ore deposits models #11 – Archean lode gold deposits. *Geoscience Canada*; volume 14, pages 37-52.
- ROBERTSON, D., 1989 – SOQUEM set to return to Quebec's Abitibi area. *The Northern Miner*; volume 75, n° 4, page 1.
- SAUCIER, G., 1986 – Rapport sur les travaux effectués en 1985; rapport géologique – Propriété lac Antoine, canton Gamache – Falconbridge Copper. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; GM-43706, 19 pages, 1 plan.
- SAUVÉ, P.– MAKILA, A., 1987 – Géologie de la mine Camflo, région de Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 87-40, 63 pages.
- _____ 1990 – Geology of the Camflo mine, Malartic, Quebec. *In: La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: synthèse de 60 ans d'exploration minière* (Rive, M.– Verpaelst, P.– Gagnon, Y.– Lulin, J.M.– Riverin, G. et Simard, A., éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 43, pages 245-254.
- SHARMA, K.N.M.– LACOSTE, P., 1981 – Carte annotée du quart SW du canton de Gand et du quart NW du canton de Lespérance (comté d'Abitibi-Est). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP-852.
- SHARMA, K.N.M.– GOBEIL, A.– MUELLER, W., 1987 – Stratigraphie de la région du lac Caopatina. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 87-16, 16 pages.
- SIMPSON, C.– SCHMID, S.M., 1983 – An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*; volume 94, pages 1281-1288.
- STRECKEISEN, A., 1976 – To each plutonic rock, its proper name. *Earth Sciences Review*; volume 12, pages 1-33.
- TAIT, L.– CHOWN, E.H., 1987 – Géologie de la région de Du Guesclin, district de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 87-12, (carte annotée).
- TAIT, L.– PILOTE, P.– CHOWN, E.H., 1987 – Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune, district de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; rapport intérimaire, MB 87 -24, 114 pages, 4 cartes.
- TCHALENKO, J.S., 1968 – The evolution of kink bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*; volume 6, pages 159-174.
- THORPE, R.I.– GUHA, J.– FRANKLIN, J.M.– LOVERIDGE, W.D., 1984 – Use of a Superior lead isotope framework in interpreting mineralization stages in the Chibougamau district. *In: Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization* (Guha, J. et Chown, E.H., éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial n° 34, pages 496-516.
- TOLMAN, C., 1930 – Obatogamau River area, Abitibi district, Québec. Commission géologique du Canada; summary report for 1924, pages 20-32.
- TREMBLAY, R.– BOUCHARD, G.– ARCHER, P., 1986 – Rapport synthèse sur les travaux d'exploration sur la propriété La Dauversière 1; rapport géologique – Exploration Noranda Ltée; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; GM-43737, 19 pages.

- TSHIMBALANGA, S.- MOREAU, S.- GAUCHER, E., 1988 - Levés de polarisation provoquée et magnétométriques-gradiométriques effectués sur la propriété La Dauversière, canton La Dauversière; rapport géologique - Exploration Noranda Ltée. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; GM-47697, 14 pages, 22 sections géophysiques, 6 plans.
- TUKEY, J.W., 1977 - Exploratory data analysis. Addison-Wesley, Reading, Massachusetts, 688 pages.
- VANKO, D.A.- BISHOP, F.C., 1982 - Occurrence and origin of marialitic scapolite in the Humboldt Lopolith, N.W. Nevada. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 81, pages 277-289.
- WAGNER, W.R., 1973 - Plan of surface trenching; rapport géologique - Chibex Ltd. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; GM-29409, 1 plan.
- _____ 1979 - Geology of the Chibex gold deposit, Chibougamau, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 105 pages.
- WINKLER, H.G.F., 1979 - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, New York (5^{ième} édition), 348 pages.

Annexe A

Méthodes d'analyses

Lithogéochimie

Les analyses de roches entières présentées à l'annexe B ont été effectuées par le Centre de Recherches Minérales du Ministère de l'Énergie et des Ressources. Le tableau suivant présente, pour chacun des constituants dosés, la méthode d'analyse utilisée, la précision et la limite de détection. Un standard interne a été analysé comme inconnu à plusieurs reprises pour s'assurer de la reproductibilité et de la précision des résultats. L'étape finale du broyage a été effectuée à l'aide d'un pulvérisateur en agate afin de réduire les risques de contamination.

Techniques d'analyse utilisées par le CRM

Éléments	Technique	Précision	Limite de détection
SiO ₂	Fluorescence X	0,8 à 0,9%	0,1%
Al ₂ O ₃	Fluorescence X	2 à 4%	0,02%
Fe ₂ O ₃	Fluorescence X	2 à 4%	0,1%
MgO	Fluorescence X	2 à 5%	0,1%
CaO	Fluorescence X	2 à 3%	0,02%
Na ₂ O	Fluorescence X	4 à 5%	0,1%
K ₂ O	Fluorescence X	3%	0,01%
TiO ₂	Fluorescence X	3 à 8%	0,01%
MnO	Fluorescence X	6 à 14%	0,01%
P ₂ O ₅	Fluorescence X	7 à 10%	0,01%
PAF	Gravimétrie	1 à 4%	0,1%
FeO	Titration		
S	Gravimétrie	—	0,01%
CO ₂	Gravimétrie	—	0,01%
H ₂ O ⁺	Gravimétrie		
Ba	SEAP	5 à 8 %	1 ppm
Be	SEAP	24%	1 ppm
Cd	SEAP	74%	2 ppm
Ce	SEAP	6 à 11%	3 ppm
Co	SEAP	5 à 8%	2 ppm
Cr	SEAP	12%	1 ppm
Cu	SEAP	7 à 13%	1 ppm
Dy	SEAP	12 à 50%	1 ppm
Eu	SEAP	41%	1 ppm
La	SEAP	11 à 15%	2 ppm
Li	SEAP	9 à 14%	1 ppm
Mo	SEAP	—	4 ppm
Nd	SEAP	17 à 20%	25 ppm
Ni	SEAP	6 à 38%	1 ppm
Pb	SEAP	23%	12 ppm
Pr	SEAP	—	10 ppm
Sc	SEAP	7%	1 ppm
Sm	SEAP	28%	2 ppm
V	SEAP	7 à 20%	2 ppm
Zn	SEAP	7 à 15%	2 ppm
Ga	Fluorescence X	13 à 15%	3 ppm
Nb	Fluorescence X	10 à 30%	3 ppm
Rb	Fluorescence X	4 à 10%	3 ppm
Sr	Fluorescence X	4%	3 ppm
Ta	Fluorescence X	—	5 ppm
Te	Fluorescence X	—	10 ppm
Th	Fluorescence X	12 à 30%	3 ppm
U	Fluorescence X	30%	3 ppm
Y	Fluorescence X	6 à 30%	3 ppm
Zr	Fluorescence X	3 à 30%	3 ppm
As	Activation neutronique		1 ppm
Au	Activation neutronique		5 ppb
W	Activation neutronique		1 ppm
Ag	Activation neutronique		0,5 ppm
Bi	Activation neutronique		3 ppm
B	SEAP	—	2 ppm

SEAP : Spectroscopie d'émission au plasma

Microsonde

Les analyses ont été effectuées à l'aide de la microsonde électronique CAMEBAX de l'Université McGill à Montréal. Les conditions et paramètres physiques des analyses sont les suivants :

Voltage : 15 kV

Courant de faisceau : 8 nA

Temps de comptage : 25 secondes

Diamètre du faisceau : 5 μm

Procédure de correction : ZAF

Étalons :

Silicates		Carbonates	
Si, Al, K	orthose	Ca, Mg	dolomite
Na	albite	Fe	sidérite
Ca, Mg	diopside	Sr	strontianite
Fe	andradite	Ba	BaSO ₄
Ba	BaSO ₄	Mn	oxyde de Mn et Ti
Mn, Ti	oxyde de Mn et Ti		
Cl	chlorure de vanadium		
F	cristal de LiF		

Analyses chimiques

Mine Joe Mann: Forage U-1702

Éch.	7	16	21	27	33	36	41	50	58	67	80	100
Litho	9	11	12	8	8	12	11	11	12	12	11	10
SiO ₂	39.1	67.7	61.2	74.9	72.4	66.1	65.4	67.9	46.1	61.3	68.6	62.8
Al ₂ O ₃	11.3	15.0	13.5	11.3	6.8	15.6	15.4	15.1	10.2	14.1	14.5	15.2
(Fe ₂ O ₃) _t	10.10	3.52	10.40	4.45	8.46	4.07	4.05	3.00	26.10	8.45	4.24	3.68
MgO	4.58	0.86	0.34	0.15	0.58	0.82	0.76	0.77	1.08	0.85	0.59	0.88
CaO	11.30	3.38	0.77	0.24	1.21	2.79	2.79	2.80	2.26	2.68	1.99	4.82
Na ₂ O	2.27	0.95	0.44	0.32	0.18	0.68	0.72	2.34	0.27	0.84	1.86	3.69
K ₂ O	0.88	2.97	2.98	2.91	1.55	3.53	3.50	2.44	2.41	3.38	3.04	2.29
TiO ₂	0.53	0.44	0.37	0.31	0.20	0.45	0.45	0.43	0.27	0.41	0.40	0.43
MnO	0.19	0.06	0.02	0.01	0.03	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06	0.04	0.07
P ₂ O ₅	0.29	0.13	0.11	0.10	0.06	0.13	0.12	0.13	0.08	0.10	0.12	0.11
PAF	17.70	5.69	6.38	2.74	5.69	5.78	6.44	4.56	11.40	7.28	4.52	6.17
Total	98.24	100.70	96.51	97.43	97.15	100.02	99.69	99.53	100.22	99.45	99.90	100.14
FeO	8.11	1.87	-	-	-	-	1.81	1.72	-	-	-	2.59
Fe ₂ O ₃	1.09	1.44	-	-	-	-	2.04	1.09	-	-	-	0.80
S	0.18	0.11	6.31	2.08	4.15	0.34	0.12	0.18	16.70	4.10	1.71	0.15
CO ₂	15.30	4.04	0.59	0.03	2.27	4.00	5.14	3.34	0.08	3.58	2.14	4.96
H ₂ O ⁺	1.82	2.04	2.15	1.16	1.12	1.76	1.58	1.32	3.01	2.25	1.62	1.68
Ba	151	587	97	721	306	720	548	517	286	486	520	368
Co	27	6	86	15	49	4	6	6	85	19	11	9
Cr	117	8	24	8	8	12	8	8	35	20	26	49
Cu	85	43	5500	9200	5000	95	31	36	1300	422	43	29
Li	48	11	12	9	7	12	14	15	9	14	15	14
Ni	65	2	3	2	3	3	3	3	9	4	3	4
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	11	6	7	5	4	7	6	7	4	7	6	6
V	131	50	48	40	25	48	48	53	24	42	42	40
Zn	19	<2	131	125	67	<2	<2	<2	23	14	3	7
Ga	15	17	22	17	11	17	16	18	15	21	17	18
Nb	9	7	6	5	3	6	7	7	4	6	6	5
Rb	27	69	77	58	40	78	68	61	56	78	69	52
Sr	160	120	62	36	38	79	110	140	71	110	110	170
Te	<10	<10	<10	<10	12	<10	<10	<10	13	<10	<10	<10
Y	14	13	13	9	7	14	13	15	13	12	15	15
Zr	97	170	150	120	81	170	160	170	100	160	170	170
As	22	11	<1	2	58	17	21	10	87	30	30	10
Au	7	6	<5	<5	6200	2700	<5	12	42	25	9	<5
W	3	4	<1	<1	2	4	3	3	2	3	1	<1
Ag	2.5	<0.5	6.8	12.0	9.7	<0.5	<0.5	0.8	1.5	1.0	<0.5	<0.5
Bi	<3	<3	5	<3	4	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
B	7	12	21	36	92	18	42	24	54	14	24	26

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) gabbro frais, (2) gabbro cisailé, (3) gabbro cisailé et minéralisé, (4) dyke porphyrique, (5) dyke aphyrique, (6) dyke vert, (7) dyke de diabase, (8) veine de quartz minéralisée, (9) basalte, (10) rhyolite peu cisailée, (11) rhyolite cisailée, (12) rhyolite cisailée et minéralisée.

Mine Joe Mann: Forage U-1702

Éch. Litho	130 10	155 10	504 5	536 5	653 5	775 1	796 3	815 3	830 2	859 2	861 3	862 3
SiO ₂	65.6	66.4	66.1	65.5	63.0	45.1	46.1	43.2	43.3	44.3	51.9	15.6
Al ₂ O ₃	14.6	14.8	16.7	15.6	15.1	14.3	14.0	17.0	13.0	13.4	14.0	1.2
(Fe ₂ O ₃) ₁	3.54	3.39	3.36	3.86	3.76	13.90	17.80	19.40	16.40	14.30	11.10	46.10
MgO	1.00	0.92	2.00	2.14	1.92	3.99	4.54	5.29	5.60	5.76	3.05	2.59
CaO	3.94	3.53	3.86	3.97	4.05	8.95	7.39	3.26	7.57	9.86	5.36	7.68
Na ₂ O	4.65	4.43	4.78	4.97	5.66	3.64	3.11	3.41	2.32	1.75	3.77	0.10
K ₂ O	1.39	1.50	0.72	0.51	1.52	1.47	1.13	1.89	0.10	0.26	2.35	0.19
TiO ₂	0.40	0.41	0.48	0.52	0.51	2.07	2.52	2.42	1.94	1.54	1.23	0.09
MnO	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.21	0.22	0.14	0.21	0.22	0.09	0.13
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.14	0.15	0.15	0.13	0.15	0.14	0.10	0.11	0.09	0.01
PAF	4.52	4.03	2.10	1.79	3.53	5.72	2.92	3.19	8.50	8.23	5.34	24.20
Total	99.80	99.57	100.29	99.07	99.25	99.48	99.88	99.34	99.04	99.73	98.28	97.93
FeO	2.76	2.64	2.28	2.35	2.64	-	-	-	11.00	11.70	-	-
Fe ₂ O ₃	0.47	0.46	0.83	1.25	0.83	-	-	-	4.18	1.30	-	-
S	0.01	0.01	0.02	0.01	0.08	0.71	0.58	2.29	<0.01	0.11	2.83	26.90
CO ₂	4.02	3.36	0.95	0.68	2.54	4.62	2.09	0.33	5.43	5.43	3.23	10.30
H ₂ O ⁺	0.97	1.03	1.22	1.29	0.90	3.56	1.94	2.26	6.72	4.10	1.97	1.98
Ba	312	318	146	85	418	259	195	316	24	47	432	27
Co	2	6	12	13	14	37	41	47	43	44	25	323
Cr	26	8	83	76	83	56	37	139	113	146	153	63
Cu	9	9	18	15	27	162	119	2800	140	90	8100	1100
Li	16	15	25	22	23	32	30	49	25	28	38	1
Ni	1	1	48	33	30	18	32	32	72	77	33	50
Pb	<12	<12	14	18	18	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	6	6	9	10	10	55	53	56	44	38	35	4
V	39	40	66	71	67	374	622	624	526	378	319	26
Zn	33	23	61	61	66	122	122	213	135	136	1100	16000
Ga	18	19	20	22	22	26	24	32	20	23	23	42
Nb	6	6	3	3	3	6	8	7	6	6	5	<3
Rb	42	39	26	23	58	76	53	100	3	6	79	11
Sr	227	220	200	310	400	230	140	210	210	170	250	65
Te	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	53	<10
Y	15	15	6	7	7	43	40	33	35	31	19	21
Zr	170	170	120	120	120	120	110	120	100	95	90	4
As	8	7	1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	35
Au	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	2000	100	1800	170000	1100
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	9	<1
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2.5	<0.5	<0.5	14.0	5.2
Bi	<3	<3	5	5	3	<3	<3	<3	<3	<3	36	<3
B	8	9	2	2	2	-	-	-	-	-	-	-

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) gabbro frais, (2) gabbro cisailé, (3) gabbro cisailé et minéralisé, (4) dyke porphyrique, (5) dyke aphyrique, (6) dyke vert, (7) dyke de diabase, (8) veine de quartz minéralisée, (9) basalte, (10) rhyolite peu cisailée, (11) rhyolite cisailée, (12) rhyolite cisailée et minéralisée.

Mine Joe Mann: Forage U-1702

Éch.	866	870	873	880	893	894	911	913	921	1069	1070	1075
Litho	3	3	3	3	3	3	2	3	4	3	3	2
SiO ₂	42.3	46.8	55.5	41.8	39.6	51.7	41.4	52.1	66.5	46.6	52.9	50.0
Al ₂ O ₃	11.7	10.0	10.3	12.0	12.6	7.7	12.2	3.5	14.7	14.6	5.9	12.0
(Fe ₂ O ₃) _t	14.80	13.80	15.10	15.90	17.40	21.70	13.10	18.50	0.99	16.80	21.10	15.10
MgO	4.16	2.63	2.00	5.42	4.84	1.13	4.19	2.09	0.63	1.22	1.38	3.30
CaO	9.06	6.46	2.60	7.75	7.94	1.41	9.50	4.31	3.95	1.12	2.05	5.91
Na ₂ O	1.25	1.67	2.49	1.92	1.48	1.78	1.44	0.71	7.25	4.16	1.27	1.11
K ₂ O	3.72	2.74	1.95	3.18	3.81	1.11	2.20	0.49	0.53	2.31	1.26	0.89
TiO ₂	1.76	1.72	1.19	2.05	2.00	1.01	1.60	0.50	0.25	2.23	0.70	1.68
MnO	0.19	0.10	0.06	0.20	0.25	0.05	0.16	0.10	0.03	0.06	0.04	0.15
P ₂ O ₅	0.15	0.10	0.07	0.14	0.11	0.05	0.12	0.02	0.09	0.13	0.03	0.26
PAF	9.36	8.23	5.74	8.16	8.06	5.29	12.90	12.80	4.36	4.56	7.18	6.76
Total	98.45	94.25	97.00	98.52	98.09	92.94	98.81	95.10	99.28	93.79	93.79	97.16
FeO	-	-	-	-	-	-	9.50	-	0.94	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	2.55	-	0.05	-	-	-
S	2.13	5.41	5.29	1.16	2.14	10.90	<0.01	12.30	<0.01	6.34	12.70	3.74
CO ₂	7.70	5.42	2.35	6.78	6.49	0.37	11.80	5.50	3.92	0.39	1.60	1.12
H ₂ O*	2.26	1.82	1.42	1.36	2.40	1.54	1.34	1.22	0.82	2.18	1.44	3.30
Ba	375	461	402	391	406	163	368	106	502	224	180	145
Co	39	29	43	52	57	76	45	50	6	30	106	31
Cr	93	28	126	105	149	75	102	54	46	124	40	23
Cu	560	6400	3900	192	5800	20400	232	7600	36	33000	40500	1000
Li	57	26	30	57	62	12	27	7	10	22	14	32
Ni	37	34	42	68	88	65	67	41	20	43	60	9
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	40	29	32	47	49	16	40	13	4	44	18	38
V	387	266	321	531	577	187	431	167	36	647	243	123
Zn	142	437	242	145	126	133	146	204	55	465	2600	58
Ga	22	25	26	26	24	13	17	14	24	31	17	22
Nb	7	6	7	5	6	3	7	5	5	7	3	8
Rb	100	68	79	130	110	27	75	23	19	72	57	33
Sr	190	180	200	260	45	32	140	65	450	170	70	130
Te	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	34	<10
Y	37	31	33	32	39	16	31	16	<3	46	14	63
Zr	96	98	87	100	84	30	98	33	120	130	50	190
As	<1	1	14	1	<1	<1	<1	<1	<1	4	2	2
Au	1000	4400	640	75	16000	10000	1400	12000	14	5200	77000	590
W	2	2	3	<1	3	<1	2	6	2	10	8	12
Ag	<0.5	14.0	7.5	0.5	5.4	17.0	<0.5	8.7	<0.5	39.0	50.0	3.5
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	22	<3	<3	56	3
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	3	<2

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) gabbro frais, (2) gabbro cisailé, (3) gabbro cisailé et minéralisé, (4) dyke porphyrique, (5) dyke aphyrique, (6) dyke vert, (7) dyke de diabase, (8) veine de quartz minéralisée, (9) basalte, (10) rhyolite peu cisailée, (11) rhyolite cisailée, (12) rhyolite cisailée et minéralisée.

Mine Joe Mann: Forage U-1702

Éch. Litho	1098 2	1118 1	1148 2	1160 3	1181 3	1216 1
SiO ₂	44.1	49.1	43.5	47.4	45.0	49.9
Al ₂ O ₃	12.8	14.0	12.8	11.5	13.7	13.5
(Fe ₂ O ₃) _t	15.00	16.80	16.30	17.10	22.30	15.90
MgO	3.63	4.38	5.35	6.77	3.02	4.44
CaO	11.50	7.06	8.51	5.21	2.70	9.25
Na ₂ O	1.16	3.91	1.78	0.21	2.55	2.55
K ₂ O	1.81	0.47	2.89	1.20	2.61	0.51
TiO ₂	0.89	1.91	1.77	1.37	1.82	2.04
MnO	0.28	0.21	0.20	0.22	0.15	0.21
P ₂ O ₅	0.06	0.18	0.14	0.10	0.17	0.16
PAF	7.46	1.10	5.30	7.60	3.73	1.60
Total	98.69	99.12	98.54	98.68	97.75	100.06
FeO	-	-	-	-	-	8.27
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	6.71
S	1.02	0.25	1.70	3.16	6.38	0.07
CO ₂	6.28	0.37	3.44	2.63	0.12	0.72
H ₂ O ⁺	2.05	1.65	1.96	3.69	1.89	1.50
Ba	398	38	175	132	393	60
Co	38	39	41	50	96	35
Cr	50	83	73	73	81	83
Cu	212	109	130	648	3300	372
Li	32	27	49	32	35	28
Ni	40	57	51	53	66	42
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	47	42	40	38	46	41
V	284	378	355	289	352	357
Zn	136	88	119	103	162	97
Ga	21	21	21	17	24	23
Nb	5	6	6	5	6	7
Rb	83	26	150	54	100	34
Sr	230	150	89	33	43	130
Te	<10	<10	<10	<10	13	<10
Y	32	50	41	38	51	48
Zr	82	150	120	110	140	140
As	<1	1	1	2	<1	<1
Au	21	12	50	1800	16000	8
W	<1	<1	<1	2	1	<1
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	2.0	10.0	<0.5
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3
B	2	<2	3	4	51	4

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.
 Lithologies : (1) gabbro frais, (2) gabbro cisailé, (3) gabbro cisailé et minéralisé, (4) dyke porphyrique, (5) dyke aphyrique, (6) dyke vert, (7) dyke de diabase, (8) veine de quartz minéralisée, (9) basalte, (10) rhyolite peu cisailée, (11) rhyolite cisailée, (12) rhyolite cisailée et minéralisée.

Mine Joe Mann: Forage U-1732

Éch. Litho	220 2	222 5	267 2	276 4	336 4	363 1	413 2	437 2	462 2	467 4	472 2	476 3	478 5
SiO ₂	46.1	62.6	44.7	67.4	66.1	47.6	43.2	43.0	43.4	61.2	60.2	42.0	74.3
Al ₂ O ₃	12.2	14.9	11.4	14.8	15.3	13.4	13.5	13.1	13.5	14.5	15.2	14.3	13.2
(Fe ₂ O ₃) ₁	11.20	3.57	16.60	2.11	2.61	16.60	12.60	14.60	14.50	3.77	4.44	16.10	1.40
MgO	5.48	2.20	3.77	1.06	1.13	5.79	5.07	5.55	5.17	2.99	2.54	4.07	0.58
CaO	7.72	5.24	8.02	2.73	3.36	8.44	8.48	7.65	8.27	4.90	5.95	7.40	2.96
Na ₂ O	1.59	2.41	2.73	6.68	6.26	1.71	2.77	1.16	2.37	3.74	2.69	2.20	4.42
K ₂ O	0.39	0.93	0.18	0.81	0.82	0.42	1.52	0.96	0.03	1.05	1.62	0.95	0.99
TiO ₂	0.79	0.45	2.11	0.27	0.39	1.78	1.48	1.53	1.44	0.48	0.53	1.57	0.18
MnO	0.19	0.06	0.24	0.03	0.04	0.26	0.18	0.19	0.21	0.06	0.09	0.15	0.05
P ₂ O ₅	0.06	0.12	0.16	0.09	0.11	0.13	0.12	0.12	0.13	0.12	0.10	0.12	0.05
PAF	13.60	6.64	9.94	4.05	2.16	3.60	10.70	10.80	10.00	6.19	7.48	11.20	2.95
Total	99.32	99.12	99.85	100.03	98.28	99.73	99.62	98.66	99.02	99.00	100.84	100.06	101.08
FeO	-	2.60	7.91	1.30	2.12	9.73	9.09	-	11.30	3.22	3.55	-	1.39
Fe ₂ O ₃	-	0.68	7.81	0.67	0.25	5.79	2.50	-	1.94	0.19	0.49	-	0.05
S	0.58	0.08	0.14	0.16	0.03	0.11	<0.01	0.42	0.08	<0.01	<0.01	3.00	0.01
CO ₂	11.20	5.08	9.53	3.78	1.61	1.72	9.86	8.07	8.14	4.62	5.98	8.76	2.20
H ₂ O ⁺	3.02	1.69	1.68	0.63	0.74	2.83	2.10	4.10	3.42	1.90	2.10	2.30	0.62
Ba	57	168	57	467	237	54	232	116	10	332	289	153	327
Co	40	11	39	6	9	41	41	45	53	18	15	48	4
Cr	21	109	118	98	8	130	164	190	169	212	177	96	39
Cu	135	29	277	9	18	149	79	125	125	61	20	3600	15
Li	45	47	19	7	20	33	45	32	39	25	23	23	11
Ni	40	40	24	15	17	85	82	87	82	80	46	57	<1
Pb	<12	14	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	42	9	54	4	6	41	38	38	33	10	12	40	2
V	233	65	370	33	64	418	325	328	278	66	82	346	12
Zn	103	46	134	219	66	125	116	119	128	100	64	607	40
Ga	15	22	21	18	16	26	19	22	20	16	15	25	9
Nb	7	4	10	5	7	8	4	7	6	6	6	8	7
Rb	10	26	4	26	26	17	67	32	<3	36	50	39	36
Sr	85	180	160	480	150	170	360	100	140	160	210	220	130
Te	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	13	8	45	3	3	33	29	35	39	3	6	36	3
Zr	60	120	140	110	95	110	100	92	110	91	97	120	110
As	3	2	<1	<1	<1	3	<1	2	1	1	1	2	4
Au	14	<5	15	<5	<5	<5	<5	20	16	<5	<5	8200	14
W	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	3	3	2
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	5.2	<0.5
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
B	-	42	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) gabbro frais, (2) gabbro cisailé, (3) gabbro cisailé et minéralisé, (4) dyke porphyrique, (5) dyke aphyrique, (6) dyke vert, (7) dyke de diabase, (8) veine de quartz minéralisée, (9) basalte, (10) rhyolite peu cisailée, (11) rhyolite cisailée, (12) rhyolite cisailée et minéralisée.

Mine Joe Mann: Forage U-1732

Éch. Litho	480 8	481 8	483 4	486 3	489 2	493 3	498 2	508 2	522 2	583 1	612 2	648 2
SiO ₂	-	-	64.1	45.3	44.0	41.9	41.0	42.8	43.3	47.7	46.1	47.2
Al ₂ O ₃	-	-	15.1	12.2	13.7	12.6	12.4	11.6	12.3	14.8	13.7	14.1
(Fe ₂ O ₃) ₁	-	-	3.72	19.10	13.60	16.40	12.20	14.80	15.90	16.40	14.70	14.50
MgO	-	-	1.73	2.45	3.40	4.08	4.51	3.79	4.55	6.11	5.30	5.20
CaO	-	-	3.86	3.25	8.09	6.71	10.20	9.21	7.73	8.80	7.77	8.18
Na ₂ O	-	-	4.82	0.66	1.06	2.94	1.41	2.13	2.59	2.07	2.19	1.77
K ₂ O	-	-	1.12	2.13	1.10	0.99	0.42	0.29	0.04	0.21	0.01	0.02
TiO ₂	-	-	0.45	1.90	2.32	2.34	2.22	2.36	2.66	1.72	1.65	1.62
MnO	-	-	0.04	0.12	0.18	0.19	0.19	0.22	0.24	0.25	0.17	0.22
P ₂ O ₅	-	-	0.10	0.13	0.13	0.14	0.17	0.15	0.12	0.12	0.13	0.14
PAF	-	-	4.66	10.90	11.10	10.20	13.30	11.80	9.48	1.74	7.88	6.95
Total	-	-	99.70	98.14	98.68	98.49	98.02	99.15	98.91	99.92	99.60	99.90
FeO	-	-	2.46	-	-	-	10.90	11.60	11.60	10.50	10.10	9.49
Fe ₂ O ₃	-	-	0.99	-	-	-	0.10	1.91	3.01	4.73	3.48	3.95
S	7.63	1.35	0.05	7.99	0.66	5.45	<0.01	0.11	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
CO ₂	10.80	5.28	3.70	3.59	9.50	6.71	11.80	10.90	8.14	0.30	4.51	4.22
H ₂ O ⁺	1.04	0.72	1.04	2.74	2.22	2.14	2.70	2.16	2.64	2.58	4.34	3.62
Ba	86	110	329	138	143	173	54	42	11	22	14	16
Co	44	16	11	66	32	86	25	30	36	49	47	41
Cr	40	21	77	35	34	24	16	33	20	151	170	124
Cu	8000	1700	23	3000	125	1500	46	58	41	75	72	88
Li	1	2	22	27	95	16	56	21	21	25	27	25
Ni	17	3	35	16	17	47	14	21	20	84	77	78
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	3	6	8	40	46	42	46	46	52	41	43	34
V	14	42	57	313	471	473	346	436	505	351	363	295
Zn	2600	159	92	103	106	133	37	88	111	119	79	117
Ga	5	<3	18	35	23	30	25	17	22	23	18	20
Nb	3	5	6	6	4	4	8	8	6	7	7	5
Rb	16	13	34	65	32	51	13	7	<3	<3	<3	<3
Sr	56	63	310	110	160	63	130	110	93	140	80	130
Te	60	37	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	7	7	5	44	36	30	44	42	29	36	35	35
Zr	18	28	110	120	100	73	130	98	88	97	88	100
As	95	22	8	54	3	3	<1	<1	<1	1	2	<1
Au	180000	37000	8	430	13	410	<5	<5	<5	6	<5	21
W	-1	2	-1	9	3	5	11	2	-1	2	<1	<1
Ag	26	8.39	<0.5	6.6	<0.5	2.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Bi	59	66	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) gabbro frais, (2) gabbro cisailé, (3) gabbro cisailé et minéralisé, (4) dyke porphyrique, (5) dyke aphyrique, (6) dyke vert, (7) dyke de diabase, (8) veine de quartz minéralisée, (9) basalte, (10) rhyolite peu cisailée, (11) rhyolite cisailée, (12) rhyolite cisailée et minéralisée.

Mine Joe Mann: Forage U-1732

Éch. Litho	653 3	656 3	658 3	660 3	664 2	668 2	670 2	672 3	673 2	675 2	678 2	682 2	717 1
SiO ₂	45.5	46.3	43.8	44.1	47.2	45.3	45.2	45.9	45.2	44.9	45.1	44.5	47.3
Al ₂ O ₃	11.5	11.9	13.2	13.5	14.7	13.6	13.8	8.5	13.3	13.4	13.0	13.7	13.5
(Fe ₂ O ₃) _t	21.30	19.90	14.70	15.20	18.40	15.20	15.70	17.20	14.70	14.70	15.00	15.60	15.90
MgO	3.61	4.41	5.13	5.33	5.50	5.15	5.10	3.18	4.94	4.68	4.92	5.07	4.81
CaO	2.43	4.19	9.41	8.62	2.71	7.71	7.16	8.71	8.20	7.92	7.92	7.31	8.28
Na ₂ O	1.96	1.51	1.19	0.91	1.90	2.02	2.16	0.90	1.73	1.78	1.91	2.00	1.31
K ₂ O	1.70	2.54	1.23	0.93	0.60	0.25	0.11	2.10	0.23	0.35	0.23	0.15	0.06
TiO ₂	1.44	1.43	1.59	1.62	1.80	1.67	1.75	0.99	1.67	1.67	1.69	1.82	1.83
MnO	0.12	0.15	0.24	0.22	0.14	0.21	0.20	0.19	0.21	0.21	0.22	0.20	0.22
P ₂ O ₅	0.11	0.10	0.12	0.14	0.15	0.14	0.14	0.09	0.13	0.14	0.13	0.15	0.16
PAF	6.19	5.87	8.52	8.66	4.71	8.04	7.57	10.80	8.60	8.50	8.43	8.00	4.63
Total	95.86	98.30	99.13	99.23	97.81	99.29	98.89	98.54	98.91	98.25	98.55	98.50	98.00
FeO	-	-	-	-	-	-	11.20	-	11.40	11.40	11.10	-	9.44
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	3.26	-	2.04	2.04	2.67	-	5.41
S	7.89	4.84	0.37	0.54	1.69	0.33	<0.01	5.81	<0.01	0.20	0.16	0.33	<0.01
CO ₂	0.77	1.83	6.16	5.17	0.81	5.54	4.99	6.42	5.76	5.54	5.57	4.84	2.05
H ₂ O ⁺	2.36	2.44	3.12	4.22	4.18	3.64	4.04	2.12	3.78	3.76	4.08	3.20	3.64
Ba	142	442	259	226	159	58	29	340	98	146	115	58	12
Co	139	38	43	43	44	45	44	31	45	45	42	49	46
Cr	97	112	95	89	92	116	118	172	143	169	132	138	118
Cu	2700	1900	96	146	341	116	102	3300	95	135	127	162	103
Li	20	41	37	31	31	26	26	33	27	27	24	23	21
Ni	58	81	78	77	85	76	69	76	76	71	68	70	64
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	25	31	36	37	41	38	39	24	38	38	37	38	43
V	218	277	321	320	352	332	326	221	320	325	321	324	360
Zn	134	114	104	133	118	118	114	179	178	134	126	124	138
Ga	29	31	22	22	31	22	19	19	17	26	21	21	23
Nb	3	6	6	6	9	8	8	5	6	7	7	7	9
Rb	65	75	35	25	20	8	3	64	6	10	11	4	<3
Sr	66	54	67	75	99	110	100	54	91	100	110	110	150
Te	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	34	30	38	38	44	40	41	25	36	37	33	38	48
Zr	89	83	100	98	110	98	100	61	98	100	95	110	120
As	5	1	1	<1	1	<1	<1	3	<1	<1	<1	1	<1
Au	1800	410	16	44	11	23	39	4500	25	10	<5	<5	<5
W	<1	1	1	2	2	1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1
Ag	2.2	2	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2.9	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) gabbro frais, (2) gabbro cisailé, (3) gabbro cisailé et minéralisé, (4) dyke porphyrique, (5) dyke aphyrique, (6) dyke vert, (7) dyke de diabase, (8) veine de quartz minéralisée, (9) basalte, (10) rhyolite peu cisailée, (11) rhyolite cisailée, (12) rhyolite cisailée et minéralisée.

Mine Joe Mann: Forage U-1764

Ech. Litho	278 9	306 10	323 10	332 10	338 11	341 11	343 11	345 12	348 12	351 11	355 10	359 10	368 9
SiO ₂	55.9	67.3	66.8	68.8	65.0	66.4	68.0	68.9	65.8	66.1	68.0	66.6	50.4
Al ₂ O ₃	14.3	14.8	14.9	14.9	15.2	14.5	12.5	12.9	12.9	14.4	15.4	15.0	15.1
(Fe ₂ O ₃) ₁	6.04	3.70	3.49	3.53	5.40	6.07	8.51	6.49	9.74	4.73	3.35	3.39	7.82
MgO	3.75	0.97	0.89	0.82	0.79	0.80	0.58	0.52	0.59	0.86	0.82	0.82	4.45
CaO	5.48	3.46	3.58	3.44	3.22	2.23	0.81	1.34	0.71	3.36	3.21	3.33	6.21
Na ₂ O	1.68	3.60	2.83	3.66	1.28	0.93	0.33	0.79	0.28	1.50	3.76	3.65	1.81
K ₂ O	1.46	1.55	2.25	1.69	3.33	3.37	3.35	3.18	3.45	2.83	1.65	1.66	1.83
TiO ₂	0.47	0.44	0.44	0.44	0.44	0.43	0.37	0.39	0.38	0.41	0.45	0.43	0.65
MnO	0.13	0.07	0.07	0.06	0.05	0.05	0.02	0.03	0.02	0.05	0.04	0.05	0.11
P ₂ O ₅	0.09	0.12	0.13	0.13	0.12	0.12	0.10	0.10	0.10	0.11	0.13	0.12	0.11
PAF	9.47	3.76	4.72	3.83	5.68	5.34	4.79	4.75	5.24	5.30	3.43	3.62	9.95
Total	98.77	99.77	100.10	101.30	100.51	100.24	99.36	99.39	99.21	99.65	100.24	98.67	98.44
FeO	4.88	2.74	-	2.21	-	-	-	-	-	-	2.18	2.17	-
Fe ₂ O ₃	0.62	0.66	-	1.07	-	-	-	-	-	-	0.93	0.98	-
S	0.18	0.03	0.35	0.07	1.58	1.83	3.28	2.84	4.17	0.84	0.01	0.01	0.42
CO ₂	7.30	2.75	3.41	2.93	3.08	2.60	1.10	1.43	0.95	3.23	2.31	2.64	7.63
H ₂ O ⁻	2.64	1.18	1.32	1.04	1.68	1.74	1.56	1.48	1.84	1.50	1.25	1.04	2.56
Ba	270	377	452	343	515	468	173	488	158	711	433	454	358
Co	24	7	3	4	18	14	40	23	44	7	4	6	37
Cr	126	<2	<2	<2	4	<2	<2	2	<2	<2	<2	<2	206
Cu	55	53	42	25	176	438	1900	1700	652	273	8	11	121
Li	59	21	20	16	22	20	16	17	20	20	23	20	41
Ni	110	3	3	2	2	2	2	3	3	2	2	31	129
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	17	8	8	7	8	7	6	6	7	8	8	8	24
V	118	46	47	45	49	47	39	42	45	47	48	46	144
Zn	109	43	16	26	8	6	19	24	9	5	13	10	84
Ga	14	16	16	14	21	19	22	19	24	16	16	15	17
Nb	6	9	9	9	9	11	9	8	8	9	9	10	7
Rb	32	38	51	42	69	75	75	69	80	60	40	39	39
Sr	280	190	160	180	110	100	60	79	61	120	170	160	220
Te	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	15	<10	<10	<10	<10	<10
Y	<3	4	4	4	7	7	5	4	4	5	6	7	5
Zr	88	170	160	170	170	160	130	150	150	150	170	170	89
As	<3	<3	4	43	22	18	2400	39	54	180	90	44	8
Au	<5	<5	<5	<5	27	89	6700	1500	69	30	<5	<5	20
W	<1	<1	<1	<1	4	3	1	2	2	4	3	1	4
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	1.5	<0.5	<0.5	3	4	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	0.8
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3	7	16	<3	<3	<3	<3	<3

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) gabbro frais, (2) gabbro cisailé, (3) gabbro cisailé et minéralisé, (4) dyke porphyrique, (5) dyke aphyrique, (6) dyke vert, (7) dyke de diabase, (8) veine de quartz minéralisée, (9) basalte, (10) rhyolite peu cisailée, (11) rhyolite cisailée, (12) rhyolite cisailée et minéralisée.

Mine Joe Mann: Forage H-130

Ech. Litho	327 9	328.3 9	328.9 9
SiO ₂	39.1	51.7	48.7
Al ₂ O ₃	9.3	0.8	9.2
(Fe ₂ O ₃) _t	12.8	13.6	12.4
MgO	4.96	3.52	3.31
CaO	10.50	9.30	8.78
Na ₂ O	1.19	0.10	1.15
K ₂ O	0.74	0.05	1.24
TiO ₂	0.60	0.05	1.03
MnO	0.18	0.12	0.17
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.07
PAF	17.40	15.20	13.80
Total	96.84	94.42	99.80
FeO	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-
S	2.05	4.26	2.66
CO ₂	15.10	14.20	11.40
H ₂ O ⁺	2.39	0.53	1.01
Ba	126	9	177
Ce	10	<3	12
Co	42	102	42
Cr	121	16	93
Cu	978	6100	1600
Li	25	1	15
Ni	54	28	48
Pb	<12	<12	<12
Sc	34	3	28
V	204	18	265
Zn	390	969	179
Ga	14	<3	17
Nb	4	<3	4
Rb	28	4	39
Sr	100	40	69
Y	18	5	24
Zr	61	14	72
As	35	31000	200
Au	4400	31000	1300
W	2	<1	3
Ag	1.5	11	2.5
Bi	3	30	<3
B	126	2	125

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.
Lithologies : (9) basalte altéré et minéralisé.

Mine Joe Mann: Échantillonnage sous terre

Éch. Litho	PC86-2 2	PC86-3 3	PC86-4 8	PC86-5 4	PC86-9 8	PC86-10 2	PC86-11 2	PC86-44 8	PC86-48 3	PC86-49 3	JM87-12 2	JM87-17 3
SiO ₂	46.5	38.5	-	64.2	-	45.0	30.8	-	44.1	44.4	44.3	44.3
Al ₂ O ₃	14.3	13.9	-	15.8	-	11.7	7.8	-	13.3	13.7	14.2	13.9
(Fe ₂ O ₃) _t	15.60	17.40	-	4.10	-	14.10	14.30	-	15.50	14.30	14.90	21.00
MgO	5.71	4.77	-	1.98	-	4.48	4.54	-	5.23	4.64	5.42	4.45
CaO	7.78	7.87	-	4.10	-	10.20	21.50	-	7.37	9.05	8.42	3.28
Na ₂ O	1.59	1.74	-	5.24	-	1.36	0.10	-	3.01	1.77	2.43	2.66
K ₂ O	0.03	2.78	-	1.15	-	0.83	0.11	-	0.62	2.08	1.68	2.33
TiO ₂	1.62	1.54	-	0.46	-	1.68	1.03	-	1.49	1.38	1.53	1.56
MnO	0.21	0.19	-	0.05	-	0.23	0.53	-	0.19	0.19	0.20	0.15
P ₂ O ₅	0.15	0.12	-	0.12	-	0.14	0.08	-	0.14	0.11	0.12	0.13
PAF	6.84	7.84	-	2.61	-	9.92	17.70	-	7.33	7.11	7.09	4.99
Total	100.33	96.65	-	99.81	-	99.64	98.44	-	98.28	98.73	100.29	98.75
FeO	9.78	-	-	2.74	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	4.73	-	-	1.06	-	-	-	-	-	-	-	-
S	<0.01	2.58	4.90	0.05	31.00	0.27	0.30	5.10	1.45	1.34	0.40	5.61
CO ₂	4.66	5.50	6.45	2.02	3.52	6.78	17.10	2.71	4.88	6.01	5.21	0.59
H ₂ O ⁺	4.18	2.71	0.47	1.38	2.25	3.48	3.63	0.59	3.59	2.99	3.01	2.15
Ba	12	465	8	334	75	158	39	25	65	402	289	187
Co	50	18	103	12	134	38	29	62	46	46	43	29
Cr	232	133	69	108	49	103	116	<1	165	127	143	180
Cu	116	10900	3000	13	3900	69	110	6900	560	572	98	833
Li	24	36	<1	22	7	24	12	<1	27	39	37	39
Ni	88	32	15	34	14	47	22	10	80	72	82	93
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	36	38	1	8	7	38	24	<1	36	32	36	33
V	296	318	4	56	68	309	207	16	319	281	314	251
Zn	133	427	216	77	373	107	200	131	121	139	117	83
Ga	21	26	<3	16	18	22	12	<3	25	19	20	27
Nb	7	9	4	6	5	9	7	4	7	10	9	8
Rb	<3	91	3	29	35	20	<3	<3	21	62	72	90
Sr	160	120	27	340	16	74	54	10	90	100	120	89
Y	33	35	3	<3	12	42	30	<3	33	33	35	38
Zr	98	100	7	110	29	110	72	9	99	110	100	110
As	1	3	53	4	120	1	<1	6	5	<1	2	<1
Au	54	3000	51000	9	6300	35	13	37000	150	330	7	39
W	2	2	<1	<1	1	2	4	<1	<1	2	<1	<1
Ag	<0.5	17	14	<0.5	13	<0.5	<0.5	8.1	<0.5	<0.5	0.8	<0.5
Bi	<3	<3	<3	<3	15	<3	<3	152	<3	<3	<3	<3
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Loc.	1050 ZP/700E	1050 ZP/700E	1050 ZP/700E	1050 ZP/700E	1050 ZP/700E	1050 ZP/700E	1050 ZP/700E	1200 ZP/600E	1200 ZP/600E	1200 ZP/600E	1200 ZP/600E	1200 ZP/600E

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm; Loc. = localisation (Niveau; Zone [ZP=Z. Principale, ZS=Z. Sud]/Section).
Lithologies : (1) gabbro frais, (2) gabbro cisailé, (3) gabbro cisailé et minéralisé, (4) dyke porphyrique, (5) dyke aphyrique, (6) dyke vert, (7) dyke de diabase, (8) veine de quartz minéralisée, (9) basalte, (10) rhyolite peu cisailée, (11) rhyolite cisailée, (12) rhyolite cisailée et minéralisée.

Mine Joe Mann: Échantillonnage sous terre

Éch.	JM87-19	JM87-48	JM87-124	JM87-146	JM87-1028	JM87-1030	JM87-1047	JM87-1048	JM87-1049	JM87-1050	JM87-1070	JM87-1071
Litho	8	5	12	7	7	11	8	3	3	2	10	12
SiO ₂	-	74.9	64.1	47.8	47.9	66.4	-	49.5	49.2	46.7	66.2	62.4
Al ₂ O ₃	-	13.2	13.7	14.6	13.9	14.4	-	9.8	13.2	14.7	14.3	13.4
(Fe ₂ O ₃) _t	-	1.72	6.87	15.20	15.50	3.66	-	11.60	15.10	15.50	3.68	9.10
MgO	-	0.41	0.78	6.39	5.87	1.00	-	2.59	4.28	5.83	1.03	0.84
CaO	-	2.11	2.14	9.65	9.04	3.08	-	8.55	5.80	8.61	4.11	2.89
Na ₂ O	-	4.58	0.40	2.21	2.40	1.64	-	2.82	1.92	0.56	3.97	1.67
K ₂ O	-	1.66	3.43	0.65	0.81	2.76	-	1.66	2.92	0.70	1.27	2.41
TiO ₂	-	0.19	0.41	1.63	2.15	0.43	-	0.33	1.44	1.55	0.41	0.39
MnO	-	0.02	0.04	0.21	0.19	0.07	-	0.11	0.13	0.20	0.06	0.04
P ₂ O ₅	-	0.05	0.12	0.20	0.27	0.12	-	0.06	0.09	0.13	0.12	0.11
PAF	-	2.20	6.92	1.15	1.37	5.37	-	10.90	4.40	5.49	4.49	6.31
Total	-	101.04	98.91	99.69	99.40	98.93	-	97.91	98.48	99.97	99.64	99.56
FeO	-	0.49	-	10.50	10.20	2.32	-	-	-	8.26	2.25	-
Fe ₂ O ₃	-	1.18	-	3.53	4.16	1.08	-	-	-	6.32	1.18	-
S	0.42	0.13	3.46	0.15	0.18	0.10	4.16	6.02	2.44	0.14	0.18	4.39
CO ₂	1.39	1.32	2.79	1.03	1.17	3.67	4.00	6.97	2.53	2.97	3.81	2.82
H ₂ O*	0.24	0.80	1.33	1.01	1.08	1.45	0.27	1.41	1.72	3.82	0.84	1.37
Ba	16	380	276	262	345	532	132	186	300	116	304	186
Co	<2	4	33	57	54	4	40	51	48	50	9	36
Cr	<1	<1	<1	157	168	<1	<1	<1	375	145	79	10
Cu	143	82	529	82	76	21	6100	7700	8800	133	19	1400
Li	<1	12	13	11	8	15	14	24	47	31	12	15
Ni	<1	2	<1	83	59	<1	12	12	60	99	<1	<1
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	<1	2	6	43	46	7	9	11	33	38	7	7
V	<2	11	40	318	354	41	97	119	290	311	37	36
Zn	12	42	<2	136	132	15	375	408	277	128	31	35
Ga	<3	12	18	26	27	13	9	20	19	19	13	21
Nb	6	8	8	11	13	10	5	7	8	9	9	9
Rb	<3	46	69	14	16	58	50	69	130	34	32	54
Sr	4	100	72	250	260	140	21	51	110	150	150	110
Y	<3	<3	3	22	29	5	<3	6	32	38	11	9
Zr	7	110	150	110	150	160	9	23	99	120	170	150
As	4	<1	31	<1	<1	4	35	5	12	3	8	33
Au	490	14	43	<5	<5	8	3800	5400	3300	45	11	270
W	<1	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	10	12	13	<0.5	<0.5	2.3
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Loc.	1200	1200	1350	1500	1200	1200	1350	1350	1350	1350	1500	1500
	ZP/600E	ZP/700W	ZS/800E	ZS/400W	ZP/760W	ZS/700E	ZP/750E	ZP/750E	ZP/750E	ZP/750E	ZS/450E	ZS/450E

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm; Loc. = localisation (Niveau; Zone [ZP=Z. Principale, ZS=Z. Sud]/Section).

Lithologies : (1) gabbro frais, (2) gabbro cisailé, (3) gabbro cisailé et minéralisé, (4) dyke porphyrique, (5) dyke aphyrique, (6) dyke vert, (7) dyke de diabase, (8) veine de quartz minéralisée, (9) basalte, (10) rhyolite peu cisailée, (11) rhyolite cisailée, (12) rhyolite cisailée et minéralisée.

Mine Joe Mann: Échantillonnage sous terre

Éch. Litho	JM87-1072 12	JM87-1073 8	JM87-1075 9	JM87-1083 4	JM87-1085 4	JM87-1090 8	JM88-1 4	JM89-1 9	JM89-2 8	JM89-3 9	JM89-4 12	JM89-5 11
SiO ₂	63.3	-	54.7	65.2	77.2	-	66.2	47.0	36.7	50.8	66.5	66.7
Al ₂ O ₃	14.0	-	16.5	15.6	12.3	-	15.9	19.3	7.0	12.5	15.3	14.9
(Fe ₂ O ₃) _t	8.79	-	5.80	3.33	1.90	-	2.34	6.99	33.20	22.50	6.25	3.68
MgO	0.66	-	3.45	1.89	0.64	-	1.03	3.50	0.76	0.93	1.15	0.91
CaO	1.80	-	6.79	3.99	3.13	-	2.93	5.34	1.09	0.68	1.26	2.48
Na ₂ O	0.73	-	2.74	5.37	1.71	-	4.18	2.35	0.19	0.57	0.69	1.83
K ₂ O	3.40	-	1.45	1.19	2.11	-	1.28	2.74	1.45	2.58	3.78	3.12
TiO ₂	0.41	-	0.68	0.46	0.18	-	0.25	0.69	0.26	0.47	0.41	0.42
MnO	0.03	-	0.10	0.05	0.04	-	0.04	0.11	0.04	0.03	0.04	0.06
P ₂ O ₅	0.11	-	0.16	0.12	0.05	-	0.08	0.11	0.07	0.13	0.12	0.12
PAF	5.70	-	8.71	1.82	2.25	-	4.56	10.70	18.40	7.93	4.94	5.16
Total	98.93	-	101.08	99.02	101.51	-	98.79	98.83	99.16	99.12	100.44	99.38
FeO	-	-	4.58	2.31	0.95	-	1.80	-	-	-	-	2.25
Fe ₂ O ₃	-	-	0.71	0.76	0.84	-	0.34	-	-	-	-	1.18
S	4.08	4.29	0.19	0.04	0.05	11.10	0.04	0.44	17.10	9.95	1.54	0.12
CO ₂	1.98	0.62	6.71	1.14	1.21	0.84	2.93	8.03	1.52	0.34	1.95	3.76
H ₂ O ⁺	1.88	0.49	2.32	0.79	1.08	0.28	1.65	2.77	0.98	2.41	2.26	1.67
Ba	253	203	312	369	381	72	291	634	69	230	562	588
Co	20	50	19	13	<2	41	5	34	189	65	19	3
Cr	<1	39	30	22	1	<1	20	84	40	68	8	8
Cu	4200	9100	67	18	34	6900	9	104	4500	2700	433	64
Li	16	3	46	30	13	<1	23	51	4	16	16	4
Ni	<1	3	67	31	<1	5	17	91	97	66	13	5
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	13	<12	<12	13	<12
Sc	7	2	15	9	2	2	4	18	6	14	7	6
V	39	11	119	69	18	6	64	145	20	103	38	43
Zn	76	233	61	91	46	77	17	69	77	68	51	14
Ga	20	7	17	20	11	30	14	24	14	25	20	17
Nb	10	6	8	6	7	5	6	4	<3	4	6	6
Rb	79	26	34	37	40	14	46	58	29	74	76	67
Sr	79	22	260	350	99	11	220	390	41	93	88	100
Y	11	7	5	<3	<3	3	5	14	6	12	13	12
Zr	160	53	110	100	100	22	99	120	40	100	160	170
As	30	62	<1	<1	3	38000	<1	28	84000	200	39	9
Au	600	60	<5	<5	310	13000	<5	10	38000	800	57	5
W	2	<1	2	<1	2	<1	1	3	<1	4	3	3
Ag	3	11	<0.5	<0.5	<0.5	8.7	0.7	0.7	3	1.8	<0.5	<0.5
Bi	<3	45	<3	<3	<3	21	5	<3	5	3	<3	3
B	-	-	-	-	-	-	12	46	24	50	81	14
Loc.	1500 ZS/450E	1500 ZS/450E	1500 ZS/450E	1050 ZP/350E	1650 ZP/600E	1500 ZS/325E	1050 ZP/1700E	1350 ZS/1200E	1350 ZS/1200E	1350 ZS/1200E	1350 ZS/1200E	1350 ZS/1200E

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm; Loc. = localisation (Niveau; Zone [ZP=Z. Principale, ZS=Z. Sud]/Section). Lithologies : (1) gabbro frais, (2) gabbro cisailé, (3) gabbro cisailé et minéralisé, (4) dyke porphyrique, (5) dyke aphyrique, (6) dyke vert, (7) dyke de diabase, (8) veine de quartz minéralisée, (9) basalte, (10) rhyolite peu cisailée, (11) rhyolite cisailée, (12) rhyolite cisailée et minéralisée.

Mine Joe Mann: Échantillonnage sous terre

Éch. Litho	JM89-6 9	JM89-8 2	JM89-11 2	JM89-12 2	JM89-13 2
SiO ₂	30.2	45.2	44.4	43.2	42.6
Al ₂ O ₃	6.0	14.3	14.5	13.0	13.5
(Fe ₂ O ₃) _t	8.79	14.80	14.60	14.80	14.10
MgO	7.52	5.08	5.21	5.40	4.80
CaO	16.20	7.11	7.63	8.28	7.78
Na ₂ O	0.32	1.87	2.45	0.16	3.31
K ₂ O	1.23	0.50	0.28	1.72	1.63
TiO ₂	0.41	1.55	1.47	1.52	1.42
MnO	0.25	0.18	0.18	0.20	0.19
P ₂ O ₅	0.14	0.13	0.13	0.09	0.10
PAF	26.10	8.58	7.52	11.10	9.95
Total	97.20	99.30	98.37	99.47	99.38
FeO	7.67	11.10	10.50	10.20	-
Fe ₂ O ₃	0.27	2.46	2.93	3.47	-
S	<0.01	0.13	0.10	0.05	0.26
CO ₂	25.80	4.54	5.67	7.49	8.64
H ₂ O ⁺	0.80	4.13	4.06	4.23	1.87
Ba	206	102	68	247	260
Co	78	51	49	47	46
Cr	1000	101	127	136	130
Cu	18	132	99	138	119
Li	7	35	23	35	34
Ni	459	93	95	91	85
Pb	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	21	39	33	39	36
V	132	334	324	342	347
Zn	139	123	112	100	124
Ga	13	21	21	20	19
Nb	7	5	4	5	5
Rb	30	17	16	47	62
Sr	240	130	150	73	290
Y	11	35	33	32	32
Zr	48	120	110	95	97
As	880	7	2	3	3
Au	<5	25	35	46	13
W	4	<1	<1	2	1
Ag	<0.5	0.7	0.8	0.7	0.7
Bi	5	<3	5	<3	<3
B	4	28	3	23	14
Loc.	1350 ZS/950E	1350 ZP/1150E	1350 ZP/1150E	1350 ZP/1150E	1350 ZP/1150E

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm; Loc. = localisation (Niveau; Zone [ZP=Z. Principale, ZS=Z. Sud]/Section).

Lithologies : (1) gabbro frais, (2) gabbro cisailé, (3) gabbro cisailé et minéralisé, (4) dyke porphyrique, (5) dyke aphyrique, (6) dyke vert, (7) dyke de diabase, (8) veine de quartz minéralisée, (9) basalte, (10) rhyolite peu cisailée, (11) rhyolite cisailée, (12) rhyolite cisailée et minéralisée.

Mine Joe Mann: Affleurement de Hébert (1981)

Éch. Litho	TJM88-5 4	TJM88-7 4	TJM88-18 4	TJM88-21 6	TJM88-29 5	TJM88-1000 8	TJM88-1001 8	TJM88-1002 8	TJM88-1003 1	TJM88-1005 8	TJM88-1006 1	TJM88-1007 8
SiO ₂	71.0	69.8	61.4	60.0	69.4	-	-	-	48.6	-	47.1	-
Al ₂ O ₃	16.1	15.7	16.0	15.7	16.2	-	-	-	15.7	-	14.5	-
(Fe ₂ O ₃) _t	1.82	1.88	3.51	8.03	2.41	-	-	-	13.50	-	16.80	-
MgO	0.96	1.06	1.90	3.55	0.84	-	-	-	5.74	-	5.76	-
CaO	0.89	1.88	4.43	4.90	2.88	-	-	-	10.20	-	8.42	-
Na ₂ O	7.18	6.22	4.80	4.48	5.48	-	-	-	2.34	-	2.32	-
K ₂ O	0.95	1.22	4.43	0.18	1.21	-	-	-	0.22	-	0.20	-
TiO ₂	0.26	0.25	0.47	0.87	0.42	-	-	-	1.29	-	1.93	-
MnO	0.02	0.03	0.05	0.10	0.03	-	-	-	0.22	-	0.24	-
P ₂ O ₅	0.09	0.08	0.13	0.21	0.10	-	-	-	0.11	-	0.13	-
PAF	0.66	1.65	5.11	2.14	0.78	-	-	-	1.50	-	1.32	-
Total	99.93	99.77	102.23	100.16	99.75	-	-	-	99.42	-	98.72	-
FeO	0.86	0.96	1.91	2.84	1.15	-	-	-	7.85	-	10.10	-
Fe ₂ O ₃	0.86	0.81	1.39	4.87	1.13	-	-	-	4.78	-	5.58	-
S	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	2.46	2.54	1.71	0.14	13.20	0.02	8.76
CO ₂	0.04	0.92	4.03	<0.01	<0.01	0.04	<0.01	0.04	0.04	1.39	0.11	2.90
H ₂ O ⁺	0.65	0.82	1.34	2.37	0.74	0.39	0.39	0.27	2.15	1.19	2.08	0.26
Ba	335	555	343	22	203	27	44	14	32	17	31	36
Ce	9	10	10	34	14	<3	<3	<3	6	3	9	<3
Co	7	7	9	27	6	51	13	9	41	115	51	67
Cr	28	31	49	58	12	<8	31	<8	149	44	111	39
Cu	6	6	13	39	4	4400	25500	8400	93	21200	25	14200
Li	18	14	22	24	12	<1	<1	<1	12	2	28	3
Ni	25	17	31	65	7	14	6	1	76	120	65	80
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	3	3	7	19	3	<1	3	<1	39	9	49	9
V	53	40	89	149	47	7	37	3	291	82	448	66
Zn	46	50	80	80	22	74	212	46	105	2900	120	1600
Ga	18	17	20	16	19	<3	<3	<3	18	8	19	<3
Nb	7	7	7	10	7	6	6	5	9	6	9	7
Rb	35	34	88	7	31	<3	<3	<3	<3	3	<3	11
Sr	210	320	250	300	130	3	54	<3	140	36	150	34
Y	5	<3	5	18	5	<3	5	<3	32	9	32	5
Zr	100	98	100	150	100	6	13	5	89	41	100	30
As	<1	<1	<1	2	1	<1	<1	<1	<1	24	<1	240
Au	<5	<5	<5	<5	<5	3400	9300	3000	<5	68000	<5	140000
W	<1	1	3	<1	<1	<1	<1	<1	<1	420	<1	140
Ag	0.7	<0.5	0.7	<0.5	0.8	4.5	23	9.7	<0.5	82	<0.5	63
Bi	<5	<5	<5	<5	<5	7	<5	<5	<5	75	<5	52
B	11	6	14	5	11	<2	<2	<2	9	6300	2	2800

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) gabbro frais, (2) gabbro cisailé, (3) gabbro cisailé et minéralisé, (4) dyke porphyrique, (5) dyke aphyrique, (6) dyke vert, (7) dyke de diabase, (8) veine de quartz minéralisée, (9) basalte, (10) rhyolite peu cisailée, (11) rhyolite cisailée, (12) rhyolite cisailée et minéralisée.

Indice Philibert: Forage 981-87-39

Éch. Litho	12 1	17 2	18 3	22 4	26 4	29 4	33 4	38 4	45 4	51 4	54 4	60 4
SiO ₂	49.0	43.8	36.3	55.4	60.2	43.6	53.9	54.5	56.3	55.5	38.0	55.7
Al ₂ O ₃	13.0	13.0	10.0	16.0	18.5	14.3	13.2	14.8	14.3	13.7	12.2	13.6
(Fe ₂ O ₃) _t	18.10	12.20	12.40	7.16	1.57	12.80	8.45	9.62	8.23	5.99	13.10	5.92
MgO	4.94	6.09	4.71	5.26	3.41	6.17	4.32	5.80	5.20	4.01	5.16	3.50
CaO	8.63	9.20	11.10	3.38	1.88	6.48	4.37	3.20	2.69	5.58	8.13	5.27
Na ₂ O	3.07	2.40	3.12	4.05	5.92	3.32	1.76	2.96	4.69	2.76	5.36	6.95
K ₂ O	0.13	<0.01	0.98	1.29	1.80	0.29	2.17	0.85	0.99	2.09	0.54	0.16
TiO ₂	1.90	1.03	1.43	0.61	0.44	1.38	0.45	0.53	0.47	0.44	1.53	0.38
MnO	0.22	0.18	0.20	0.10	0.02	0.17	0.03	0.04	0.03	0.07	0.20	0.07
P ₂ O ₅	0.12	0.07	0.12	0.11	0.07	0.09	0.10	0.11	0.10	0.08	0.25	0.05
PAF	1.08	10.80	17.10	7.13	4.43	11.10	8.93	7.40	5.74	9.53	14.20	8.37
Total	100.19	98.77	97.46	100.49	98.24	99.70	97.68	99.81	98.74	99.75	98.67	99.97
FeO	10.50	9.89	-	5.49	1.06	-	-	7.51	6.59	4.24	10.70	4.50
Fe ₂ O ₃	6.43	1.21	-	1.06	0.39	-	-	1.27	0.91	1.28	1.21	0.92
S	0.02	0.09	0.71	<0.01	<0.01	0.32	0.65	<0.01	0.01	<0.01	0.15	0.06
CO ₂	0.61	7.55	16.10	4.73	2.73	8.80	6.64	4.62	3.96	7.99	13.50	7.92
H ₂ O ⁺	1.70	4.30	1.21	2.89	1.92	3.40	2.51	3.41	2.57	2.13	1.28	1.37
Ba	80	5	257	396	781	109	370	165	196	327	145	30
Ce	13	8	7	14	4	14	21	24	4	8	4	26
Co	38	40	31	27	5	43	57	56	40	27	38	26
Cr	111	185	121	221	182	151	248	332	255	149	141	201
Cu	46	101	119	19	<1	120	677	141	68	36	88	99
La	4	2	6	11	5	3	13	21	11	5	8	12
Li	18	33	8	35	39	40	18	36	34	19	11	5
Nd	140	100	105	40	25	90	40	45	65	55	175	40
Ni	26	95	30	112	92	86	150	170	116	87	96	79
Pb	<12	<12	<12	25	15	<12	<12	<12	<12	17	<12	14
Sc	48	35	29	19	9	35	15	18	14	12	35	11
V	398	259	193	119	80	287	99	108	94	89	289	35
Zn	38	37	25	19	6	63	94	<2	<2	<2	18	<2
Ga	38	22	30	24	22	27	20	23	22	22	23	18
Nb	7	6	8	7	8	7	7	7	6	6	5	5
Rb	<3	<3	29	32	53	5	47	20	33	48	12	<3
Sr	100	100	430	140	420	280	180	130	180	380	990	470
Y	44	30	39	12	8	31	10	15	13	8	38	9
Zr	100	71	120	110	140	91	96	110	110	110	150	110
As	4	<1	10	2	<1	2	2	<1	<1	1	2	<1
Au	<5	<5	540	7	18	10	73	<5	15	7	10	47
W	<1	<1	10	5	2	7	5	1	3	3	36	12
Ag	0.7	<0.5	0.7	<0.5	0.7	<0.5	1.2	0.7	<0.5	0.5	<0.5	<0.5
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
B	91	5	486	39	92	20	80	19	11	310	28	28

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) gabbro «frais», (2) gabbro ou diorite cisailé ± carbonaté, (3) diorite (gabbro) carbonatée, minéralisée, (4) «basalte silicifié», (5) dyke intermédiaire, (6) veine de quartz.

Indice Philibert: Forage 981-87-39

Éch.	64	67	70	77	83	86	88	89	91	93	97	100
Litho	3	2	3	2	2	3	3	3	5	3	3	3
SiO ₂	41.3	42.6	34.8	42.3	37.2	39.0	46.4	42.3	59.6	45.9	47.0	52.2
Al ₂ O ₃	11.5	12.3	10.0	13.5	14.6	8.8	9.6	9.9	16.1	10.0	11.4	9.3
(Fe ₂ O ₃) _t	12.80	12.70	12.10	10.70	12.00	8.30	13.00	15.90	3.30	14.00	13.50	11.40
MgO	3.00	5.74	6.28	6.05	6.72	4.60	2.01	2.38	1.26	1.76	2.36	2.03
CaO	8.15	7.78	9.76	8.05	8.60	13.10	7.10	7.92	3.51	6.44	7.09	6.75
Na ₂ O	6.50	3.26	5.49	2.81	4.53	5.03	5.43	5.51	6.11	5.52	5.73	4.91
K ₂ O	0.11	0.92	0.11	1.10	0.63	0.11	0.05	0.10	1.81	0.04	0.18	0.18
TiO ₂	1.45	1.12	0.99	1.06	1.35	0.82	2.11	2.62	0.60	1.83	2.06	1.53
MnO	0.24	0.21	0.24	0.15	0.22	0.20	0.22	0.27	0.06	0.22	0.23	0.21
P ₂ O ₅	0.18	0.10	<0.01	0.07	0.07	<0.01	0.01	0.16	0.33	0.17	0.20	0.33
PAF	13.10	13.30	19.90	13.90	14.50	19.00	12.30	11.50	5.68	12.50	9.54	10.20
Total	98.33	100.03	99.63	99.69	100.42	98.94	98.25	98.58	98.36	98.35	99.29	99.01
FeO	-	10.00	10.30	8.82	9.73	7.28	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	-	1.59	0.65	0.90	1.19	0.21	-	-	-	-	-	-
S	0.66	0.04	0.11	<0.01	0.11	0.10	4.11	0.91	0.34	6.27	1.08	0.79
CO ₂	13.30	11.80	20.90	11.80	12.80	19.80	10.90	12.20	5.02	8.58	9.31	10.10
H ₂ O*	0.40	2.28	0.38	2.67	2.72	0.85	0.29	0.15	0.91	0.64	0.29	1.69
Ba	91	418	38	258	215	46	42	94	1400	19	139	136
Ce	55	12	10	14	12	12	20	19	155	18	20	28
Co	37	48	54	43	52	42	26	30	8	45	23	20
Cr	59	78	91	101	90	52	4	4	4	4	1	1
Cu	227	130	80	122	166	96	70	51	14	25	40	38
La	26	<2	5	<2	<2	6	9	7	71	6	7	11
Li	<1	21	<1	31	22	2	2	2	24	2	6	2
Nd	135	100	65	65	60	25	75	85	90	50	50	65
Ni	7	47	64	50	51	67	10	8	8	5	9	5
Pb	14	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	10	38	33	37	39	30	31	38	4	20	37	26
V	187	269	119	255	259	121	165	221	39	98	158	148
Zn	23	34	20	<2	24	72	115	95	47	36	75	62
Ga	27	26	20	26	26	10	36	27	15	46	22	12
Nb	29	5	<3	7	7	<3	7	10	7	9	7	7
Rb	<3	24	<3	36	20	<3	<3	5	39	3	5	4
Sr	940	580	1300	430	580	1900	700	790	810	490	660	830
Y	27	30	26	28	32	21	56	58	15	56	59	55
Zr	190	100	130	94	120	170	170	190	200	170	190	190
As	2	5	3	<1	6	6	110	20	3	250	1	5
Au	180	6	43	11	7	80	5300	660	23	12000	440	2200
W	98	6	54	2	3	49	60	78	10	60	60	60
Ag	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	1.7	2.5	<0.5	<0.5	2.5	0.7	1
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
B	3	35	10	9	14	-	-	-	-	-	-	-

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) gabbro «frais», (2) gabbro ou diorite cisailé ± carbonaté, (3) diorite (gabbro) carbonatée, minéralisée, (4) «basalte silicifié», (5) dyke intermédiaire, (6) veine de quartz.

Indice Philibert: Forage 981-87-39

Éch. Litho	103 2	107 2	116 2	121 2	127 2	132 1
SiO ₂	41.5	42.3	44.2	43.0	46.2	47.8
Al ₂ O ₃	13.1	13.6	14.3	13.5	14.9	14.9
(Fe ₂ O ₃) _t	12.50	12.90	12.50	13.80	13.90	13.00
MgO	5.19	5.63	6.91	6.67	6.57	6.22
CaO	10.60	8.43	7.51	7.51	4.20	8.92
Na ₂ O	1.21	3.73	3.12	2.46	3.41	2.93
K ₂ O	1.92	0.09	0.75	0.27	1.24	0.18
TiO ₂	1.40	1.43	1.21	1.42	1.58	1.42
MnO	0.17	0.17	0.18	0.16	0.17	0.21
P ₂ O ₅	0.11	0.12	0.10	0.12	0.12	0.12
PAF	11.30	10.20	8.78	9.19	6.38	1.71
Total	99.00	98.60	99.56	98.10	98.67	97.41
FeO	10.60	10.00	7.78	11.50	11.50	9.48
Fe ₂ O ₃	0.72	1.79	3.85	1.02	1.12	2.47
S	<0.01	<0.01	0.03	0.12	<0.01	0.03
CO ₂	8.14	7.41	6.38	6.38	3.45	0.30
H ₂ O ⁺	2.83	2.92	2.86	3.12	2.55	2.45
Ba	802	16	98	77	165	36
Ce	11	18	10	12	12	11
Co	39	43	45	46	42	42
Cr	134	109	98	121	170	160
Cu	53	81	79	73	49	111
La	5	8	5	5	5	4
Li	59	46	53	49	58	23
Nd	40	45	35	40	45	35
Ni	73	80	144	81	94	90
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	34	35	31	39	41	36
V	260	281	238	295	289	277
Zn	72	88	93	74	180	95
Ga	17	19	8	19	15	20
Nb	5	8	6	8	7	8
Rb	62	<3	21	10	53	5
Sr	190	160	160	160	85	200
Y	34	48	32	42	31	42
Zr	89	95	81	93	89	92
As	<1	2	1	1	<1	2
Au	27	16	23	<5	7	6
W	8	16	3	27	1	3
Ag	1	<0.5	0.7	<0.5	1.7	0.7
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3
B	-	-	-	-	-	-

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.
Lithologies : (1) gabbro «frais», (2) gabbro ou diorite cisailé ± carbonaté, (3) diorite (gabbro) carbonatée, minéralisée, (4) «basalte silicifié», (5) dyke intermédiaire, (6) veine de quartz.

Indice Philibert: Forage 981-87-42

Éch. Litho	9 3	11 3	14 2	16 3	20 2	23 3	25 3	36 4	42 4	44 2	52 2	55 2
SiO ₂	79.0	76.2	53.9	35.9	34.6	77.8	74.3	54.2	53.9	42.7	42.5	40.4
Al ₂ O ₃	4.0	5.1	13.7	7.4	7.9	6.5	4.7	14.2	14.9	11.8	13.6	12.9
(Fe ₂ O ₃) _t	3.15	4.38	6.26	13.00	19.50	4.45	3.78	8.30	8.84	9.77	11.80	12.10
MgO	0.87	1.18	3.36	4.69	6.20	0.69	1.83	4.02	5.43	3.90	5.67	5.58
CaO	2.17	3.32	4.78	11.50	10.00	1.99	4.35	4.70	3.36	11.00	8.28	8.21
Na ₂ O	2.58	3.09	8.08	4.35	1.98	3.94	2.83	3.79	5.50	4.76	3.40	5.05
K ₂ O	0.01	0.02	0.43	0.01	0.26	0.02	0.02	2.48	1.26	0.20	1.65	1.13
TiO ₂	0.28	0.52	0.43	1.59	2.94	0.33	0.27	0.46	0.48	0.94	1.29	1.27
MnO	0.04	0.06	0.06	0.13	0.22	0.03	0.04	0.06	0.04	0.12	0.14	0.16
P ₂ O ₅	<0.01	0.02	0.02	<0.01	0.11	<0.01	0.03	0.10	0.08	0.16	0.08	0.08
PAF	4.25	5.87	9.01	20.60	15.10	4.50	7.15	7.52	6.79	14.40	11.70	13.20
Total	96.37	99.78	100.03	99.16	98.82	100.20	99.30	99.83	100.58	99.75	100.11	100.08
FeO	-	-	5.08	-	-	-	-	6.35	7.07	-	8.45	-
Fe ₂ O ₃	-	-	0.61	-	-	-	-	1.24	0.98	-	2.41	-
S	1.54	1.34	0.11	4.58	0.28	2.46	1.11	0.05	0.16	0.53	0.04	0.95
CO ₂	3.38	5.12	9.05	17.90	14.30	2.98	6.06	6.33	5.19	14.30	10.40	11.80
H ₂ O ⁺	0.40	0.20	0.29	0.73	0.92	0.92	0.55	2.12	2.29	0.85	2.06	1.82
Ba	23	19	260	41	1100	24	60	275	341	45	211	192
Ce	<3	<3	16	16	38	3	12	18	18	11	8	12
Co	10	13	30	49	71	23	28	41	41	31	36	39
Cr	50	44	275	158	28	57	156	218	236	136	131	163
Cu	19	47	72	88	397	12	191	88	904	105	109	137
La	<2	<2	11	12	21	3	6	11	13	3	4	3
Li	<1	<1	11	<1	41	<1	<1	24	30	6	28	20
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	16	14	134	201	181	44	138	126	126	66	99	84
Pb	<12	18	<12	20	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	5	9	15	28	37	4	9	17	17	28	31	35
V	15	33	107	84	553	19	66	103	113	177	252	241
Zn	13	627	67	80	105	29	24	<2	51	52	34	48
Ga	19	17	21	44	20	34	21	18	16	17	17	18
Nb	<3	<3	<3	8	18	3	<3	3	4	4	4	3
Rb	<3	<3	17	<3	18	3	<3	73	48	6	64	33
Sr	220	320	460	1300	410	250	810	170	280	250	330	480
Y	<3	3	9	5	19	<3	<3	8	10	19	30	24
Zr	33	47	110	100	120	40	59	97	110	72	110	91
As	140	96	28	360	2	110	43	<1	1	3	<1	<1
Au	520	1100	10	2800	8	1700	1600	8	130	450	25	140
W	16	13	1	79	3	23	9	3	3	8	4	6
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	1	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	1	1	1
Bi	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
B	<2	<2	14	<2	<2	<2	5	25	14	6	38	52

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) gabbro «frais», (2) gabbro ou diorite cisailé, (3) diorite (gabbro) carbonatée, minéralisée, (4) «basalte silicifié», (5) dyke intermédiaire, (6) veine de quartz.

Indice Philibert: Forage 981-87-42

Éch. Litho	56 2	60 2	72 2	81 2	97 2	106 2	124 2	130 2	135 2	139 2	149 1
SiO ₂	41.9	53.0	55.5	68.9	51.2	54.5	44.4	41.4	40.8	39.4	47.0
Al ₂ O ₃	11.6	14.2	10.7	7.3	12.1	12.4	14.0	12.9	13.5	13.1	16.9
(Fe ₂ O ₃) _t	5.40	5.63	4.90	3.79	19.30	15.00	13.80	11.10	11.90	11.80	12.50
MgO	1.34	3.05	2.61	2.20	2.23	2.33	5.30	4.85	5.28	5.34	7.94
CaO	16.10	6.94	8.84	5.82	4.94	5.43	7.99	7.73	8.41	10.70	9.57
Na ₂ O	6.65	1.90	5.67	3.76	3.21	4.55	3.98	6.62	4.48	3.38	2.50
K ₂ O	0.12	3.15	0.32	0.33	0.06	0.10	0.58	0.29	1.32	1.26	0.25
TiO ₂	0.94	0.46	0.38	0.38	1.94	1.72	1.41	1.23	1.23	1.12	0.97
MnO	0.21	0.08	0.10	0.07	0.21	0.20	0.14	0.15	0.15	0.17	0.17
P ₂ O ₅	<0.01	0.11	0.03	0.01	0.30	0.21	0.11	0.03	0.08	0.08	0.07
PAF	15.20	10.60	11.30	7.91	5.01	4.06	9.04	13.30	13.80	14.20	2.80
Total	99.46	99.12	100.35	100.50	100.50	100.50	100.75	99.60	100.95	100.55	100.67
FeO	-	4.31	-	3.14	11.00	8.56	9.23	-	9.10	9.17	8.68
Fe ₂ O ₃	-	0.84	-	0.30	7.08	5.49	3.54	-	1.79	1.61	2.85
S	0.42	<0.01	0.26	0.19	0.13	0.04	0.03	0.76	0.04	0.07	0.04
CO ₂	15.00	9.16	11.20	7.70	3.02	2.94	6.32	12.90	12.60	13.00	0.18
H ₂ O ⁺	1.07	2.07	1.00	0.74	2.84	2.34	3.92	1.72	1.81	2.17	3.17
Ba	537	374	178	346	79	35	178	222	550	379	53
Ce	26	14	4	5	26	30	19	13	11	10	11
Co	34	23	20	15	26	28	41	34	34	38	58
Cr	130	240	143	234	39	<8	119	143	130	147	213
Cu	64	47	22	15	55	58	97	51	46	72	191
La	18	8	3	3	8	11	9	5	3	5	5
Li	2	19	7	11	19	15	38	7	18	29	20
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	83	106	56	36	5	4	83	89	91	105	184
Pb	19	<12	32	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	28	15	15	22	41	37	38	34	29	32	29
V	128	115	102	149	34	165	313	288	282	261	219
Zn	<2	<2	289	<2	116	100	53	24	38	72	63
Ga	30	19	28	24	23	27	20	27	18	19	19
Nb	<3	4	<3	<3	7	9	5	<3	3	4	3
Rb	<3	80	8	14	3	4	25	9	30	38	6
Sr	890	230	610	640	170	100	110	710	430	200	110
Y	20	10	11	7	61	66	31	24	23	26	25
Zr	77	110	45	46	190	220	92	93	87	73	80
As	24	1	4	6	<1	<1	<1	4	1	<1	1
Au	490	<5	13	360	17	<5	30	1700	120	11	8
W	68	4	13	8	2	2	<1	37	14	4	<1
Ag	1.2	<0.5	1.5	<0.5	<0.5	<0.5	1	<0.5	1	<0.5	<0.5
Bi	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
B	<2	81	<2	14	9	9	<2	<2	12	196	7

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) gabbro «frais», (2) gabbro ou diorite cisailé, (3) diorite (gabbro) carbonatée, minéralisée, (4) «basalte silicifié», (5) dyke intermédiaire, (6) veine de quartz.

Indice Philibert: Forage 981-87-46

Éch. Litho	27 1	35 2	44 1	49 2	56 2	57 2	58 6	61 3	64 3	68 3	71 3	76 3
SiO ₂	46.3	42.1	41.9	44.9	46.3	43.1	-	45.1	39.2	40.2	54.5	44.6
Al ₂ O ₃	16.1	15.3	17.2	11.6	11.0	11.5	-	10.0	10.3	10.7	7.7	10.5
(Fe ₂ O ₃) _t	14.30	11.50	11.90	15.70	14.90	16.30	-	9.80	13.60	12.80	8.48	8.71
MgO	7.39	5.21	5.09	4.38	3.78	4.03	-	3.93	4.69	4.06	2.97	3.61
CaO	9.22	11.40	10.20	7.82	6.66	8.81	-	8.23	7.98	8.64	7.54	8.97
Na ₂ O	2.21	2.15	2.80	2.35	3.62	1.42	-	5.50	5.44	5.61	4.23	5.90
K ₂ O	0.16	0.25	0.10	0.15	0.07	1.05	-	0.11	0.27	0.23	0.06	0.05
TiO ₂	1.20	1.08	1.13	1.86	1.78	1.97	-	0.99	1.71	1.77	1.14	1.08
MnO	0.21	0.17	0.16	0.22	0.24	0.22	-	0.18	0.24	0.22	0.12	0.14
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.09	0.15	0.14	0.16	-	<0.01	0.03	0.05	<0.01	0.01
PAF	3.12	10.20	8.09	10.30	10.40	11.60	-	14.50	15.40	13.70	13.00	14.70
Total	100.28	99.43	98.66	99.43	98.89	100.16	-	98.32	98.86	97.98	99.73	98.27
FeO	9.26	7.96	-	-	11.10	12.60	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	4.01	2.65	-	-	2.56	2.30	-	-	-	-	-	-
S	0.09	0.18	0.36	0.29	0.18	0.11	0.65	2.77	0.67	1.78	2.93	1.66
CO ₂	0.83	6.97	4.99	7.92	9.68	9.97	2.98	13.10	15.40	12.90	11.90	13.60
H ₂ O ⁺	2.82	3.39	3.46	3.31	2.02	2.71	0.29	0.30	0.26	0.52	0.37	0.28
Ba	41	158	44	43	41	168	21	102	465	145	48	68
Ce	5	7	8	13	12	13	<3	5	16	10	6	41
Co	56	43	44	42	38	38	8	30	36	32	21	30
Cr	130	211	140	80	68	69	55	368	152	84	108	185
Cu	98	64	111	159	83	74	<1	63	120	97	23	123
La	2	<2	<2	5	4	<2	7	<2	3	2	<2	18
Li	24	25	27	21	14	27	2	<1	<1	<1	<1	<1
Nd	75	70	70	135	125	120	<25	70	110	115	25	50
Ni	124	88	76	13	16	15	8	37	13	15	12	23
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	13
Sc	32	26	30	43	40	38	5	24	37	35	20	11
V	257	206	242	367	365	347	17	138	253	228	57	63
Zn	45	30	98	71	45	47	<2	21	164	77	11	108
Ga	27	25	26	26	25	29	6	49	34	38	40	37
Nb	6	7	8	9	9	9	6	4	6	7	5	20
Rb	<3	11	<3	5	<3	21	3	3	7	6	<3	<3
Sr	170	120	210	78	120	150	220	940	860	950	800	1300
Y	31	27	33	49	43	47	3	19	41	38	16	19
Zr	79	73	88	120	110	110	37	110	160	150	100	190
As	4	1	2	2	2	<1	24	120	20	11	220	31
Au	<5	<5	<5	<5	<5	9	270	3400	1500	2100	4100	500
W	2	<1	<1	<1	1	4	16	27	55	42	50	57
Ag	1	<0.5	0.5	0.7	<0.5	0.5	<0.5	1.2	<0.5	0.5	<0.5	<0.5
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
B	9	359	1000	4	5	53	-	5	3	17	3	2

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) gabbro «frais», (2) gabbro ou diorite cisailé, (3) diorite (gabbro) carbonatée, minéralisée, (4) «basalte silicifié», (5) dyke intermédiaire, (6) veine de quartz.

Indice Philibert: Forage 981-87-46

Éch. Litho	79 3	83 5	86 6	91 3	97 2	106 2	115 2	122 2	130 1	143 1
SiO ₂	30.9	56.1	-	42.2	36.1	41.8	41.9	41.3	48.9	48.6
Al ₂ O ₃	6.9	15.3	-	14.6	9.4	16.3	14.3	12.9	13.9	11.8
(Fe ₂ O ₃) _t	14.00	3.67	-	6.51	8.16	8.33	8.78	11.60	12.40	19.10
MgO	7.84	1.54	-	5.02	13.70	5.15	6.11	7.03	5.79	5.11
CaO	11.50	5.75	-	10.20	10.00	11.20	9.80	10.20	9.40	8.31
Na ₂ O	3.48	6.13	-	2.50	0.98	2.63	2.37	1.95	3.84	3.06
K ₂ O	0.24	1.70	-	1.90	2.34	0.34	0.57	0.48	0.13	0.16
TiO ₂	1.84	0.57	-	0.72	0.75	0.85	0.86	0.86	1.16	2.22
MnO	0.21	0.06	-	0.14	0.15	0.14	0.15	0.17	0.20	0.24
P ₂ O ₅	0.10	0.49	-	<0.01	0.22	0.05	0.07	0.06	0.08	0.12
PAF	22.90	7.08	-	15.90	17.50	13.10	14.00	11.60	2.48	1.12
Total	99.88	98.39	-	99.69	99.28	99.89	98.91	98.15	98.28	99.84
FeO	-	1.57	-	-	6.27	6.72	6.88	8.81	8.16	10.80
Fe ₂ O ₃	-	1.93	-	-	1.19	0.86	1.13	1.81	3.33	7.10
S	0.28	0.19	0.30	0.61	<0.01	<0.01	<0.01	0.17	<0.01	0.06
CO ₂	23.70	6.23	2.01	13.30	14.80	11.50	12.00	7.99	1.72	0.68
H ₂ O ⁺	0.34	1.03	0.22	2.09	2.72	1.90	2.25	4.10	1.74	1.71
Ba	118	2500	33	267	1100	37	78	62	47	25
Ce	32	202	<3	7	65	<3	6	7	7	19
Co	56	8	5	23	38	23	29	42	35	42
Cr	588	55	49	437	473	378	287	226	100	40
Cu	238	2	5	<1	56	27	31	149	71	220
La	15	107	<2	<2	30	<2	3	<2	3	5
Li	1	25	4	23	70	83	38	43	18	15
Nd	90	125	<25	45	70	70	45	55	55	165
Ni	240	11	18	46	270	60	54	85	33	18
Pb	<12	17	2700	17	<12	18	<12	<12	<12	<12
Sc	26	4	2	35	21	28	32	42	56	50
V	185	35	12	113	107	182	195	238	309	783
Zn	26	8	<2	<2	10	6	68	112	39	44
Ga	22	26	6	21	15	20	20	24	30	32
Nb	20	8	<3	6	9	7	8	6	8	9
Rb	6	38	<3	55	91	7	14	16	<3	<3
Sr	1100	510	95	250	940	200	240	110	110	98
Y	23	15	<3	19	18	21	23	25	36	53
Zr	160	180	15	68	170	55	63	57	84	140
As	9	2	5	14	<1	<1	<1	2	3	2
Au	150	9	42	62	7	8	6	5	<5	13
W	42	4	3	7	6	5	10	<1	<1	<1
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
B	4	11	7	46	2	83	1600	55	2	18

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies: (1) gabbro «frais», (2) gabbro ou diorite cisailé, (3) diorite (gabbro) carbonatée, minéralisée, (4) «basalte silicifié», (5) dyke intermédiaire, (6) veine de quartz.

Indice Philibert: Blocs erratiques

Éch. Litho	Phil88-1 1	Phil88-2 1	Phil88-3 1	Phil88-4 1	Zinc88-1 2
SiO ₂	55.9	55.8	55.4	56.1	39.6
Al ₂ O ₃	8.3	11.3	9.8	8.0	6.2
(Fe ₂ O ₃) ₁	5.76	4.13	4.69	6.85	17.70
MgO	3.25	3.53	3.70	2.85	15.20
CaO	7.54	6.31	7.50	7.19	8.39
Na ₂ O	4.52	5.89	5.24	4.49	1.27
K ₂ O	0.05	0.25	0.11	0.03	1.00
TiO ₂	0.49	0.34	0.39	0.65	3.51
MnO	0.10	0.07	0.09	0.11	0.23
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.04	<0.01	0.50
PAF	12.40	10.50	11.90	12.10	4.71
Total	98.29	98.13	98.89	98.41	98.34
FeO	-	-	-	-	9.77
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	6.84
S	1.48	0.92	0.87	2.39	0.19
CO ₂	12.10	10.30	12.00	11.60	2.53
H ₂ O*	0.09	0.42	0.21	0.22	2.78
Ba	102	215	114	122	510
Ce	6	11	13	8	91
Co	30	23	25	23	93
Cr	92	174	185	53	595
Cu	4	16	5	21	199
La	4	7	8	7	59
Li	1	9	5	1	14
Nd	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	59	115	87	48	806
Pb	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	17	14	16	18	23
V	61	130	123	54	275
Zn	33	19	22	49	158
Ga	24	30	25	28	14
Nb	4	5	2	3	48
Rb	<3	6	<3	<3	40
Sr	860	600	580	1200	510
Y	7	7	7	9	27
Zr	82	89	85	82	270
As	88	100	110	250	<1
Au	940	110	170	1600	<5
W	37	8	17	38	<1
Ag	0.7	<0.5	<0.5	0.7	<0.5
Bi	<5	<5	<5	<5	<5
B	2	15	7	3	4

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) gabbro carbonaté, minéralisé, (2) lamprophyre.

Indice Lac Meston: Forage M-81-9

Éch. Litho	19 1	28 2	45 4	51 2	63 2	69 2	71 2	72 3	73 3	76 3	78 3	84 3
SiO ₂	64.4	59.5	50.3	63.2	64.4	63.4	64.2	61.3	75.5	64.6	65.0	64.9
Al ₂ O ₃	15.1	15.9	10.1	14.6	14.4	14.9	15.0	15.4	9.5	14.4	14.0	15.6
(Fe ₂ O ₃) _t	2.81	2.53	6.79	2.61	2.39	2.32	2.30	2.33	1.78	2.09	2.15	2.33
MgO	1.24	1.11	4.57	1.14	1.24	1.29	1.20	1.24	0.72	1.27	1.06	1.07
CaO	3.76	4.28	7.78	3.68	3.74	3.65	3.69	4.45	2.53	3.73	3.04	2.68
Na ₂ O	6.65	7.65	0.27	6.55	5.87	5.39	5.91	7.62	4.97	6.57	6.69	6.25
K ₂ O	0.69	0.91	3.42	1.18	1.12	1.88	1.63	0.80	0.23	0.91	0.82	1.62
TiO ₂	0.36	0.41	0.54	0.34	0.29	0.31	0.28	0.30	0.18	0.30	0.27	0.31
MnO	0.04	0.05	0.11	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04	0.03
P ₂ O ₅	0.10	0.11	0.03	0.09	0.10	0.11	0.09	0.09	0.05	0.10	0.09	0.09
PAF	3.81	5.59	14.80	5.44	4.93	5.64	5.40	5.64	3.32	4.77	4.63	4.34
Total	98.96	98.04	98.71	98.87	98.52	98.94	99.74	99.22	98.83	98.79	97.79	99.22
FeO	1.95	-	-	1.75	1.17	1.61	1.41	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	0.64	-	-	0.67	1.09	0.53	0.73	-	-	-	-	-
S	0.18	0.24	2.29	0.07	0.13	0.05	0.13	0.33	0.26	0.24	0.57	0.21
CO ₂	2.89	5.50	11.90	5.17	4.47	5.02	4.88	5.57	3.15	4.36	4.22	3.67
H ₂ O ⁺	2.27	1.22	1.70	0.96	1.13	1.60	1.23	0.55	0.37	0.55	0.57	0.61
Ba	374	373	263	438	518	642	560	622	244	572	640	1100
Ce	9	12	<3	13	20	16	20	20	14	15	21	22
Co	7	14	30	7	5	9	7	7	5	7	7	6
Cr	8	4	680	20	20	11	16	8	<1	28	28	34
Cu	31	108	56	19	6	7	7	33	23	28	43	13
La	5	6	<2	6	11	9	11	10	7	8	10	8
Li	10	7	23	5	5	6	6	3	<1	2	1	5
Ni	15	17	91	13	13	17	15	16	10	16	18	19
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	5	6	19	5	4	5	5	4	2	4	4	4
V	51	62	167	54	36	43	37	41	16	31	28	50
Zn	61	248	56	49	53	50	46	50	621	56	52	53
Ga	20	22	17	19	15	22	16	23	9	17	21	23
Nb	5	5	4	5	<3	6	6	3	4	4	4	6
Rb	21	28	110	34	28	49	45	21	6	24	19	43
Sr	500	350	180	440	740	440	510	700	420	620	570	380
Y	9	8	12	7	3	5	8	7	4	5	6	9
Zr	110	110	40	110	120	90	110	130	77	110	110	100
As	<1	2	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Au	<5	23	300	<5	350	7	<5	1500	17	1900	4100	3300
W	<1	3	7	3	9	4	3	11	15	26	17	15
Bi	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	13	<3	5	<3

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) tonalite grise «fraîche», (2) tonalite rose ± cisailée, (3) tonalite rose minéralisée, (4) basalte cisailé.

Indice Lac Meston: Forage M-81-9

Éch.	88	92	99	120	128.5	146
Litho	3	2	2	2	3	2
SiO ₂	63.6	67.9	66.1	62.4	65.4	65.1
Al ₂ O ₃	14.3	13.3	13.7	15.7	13.6	15.5
(Fe ₂ O ₃) _t	2.60	2.02	2.02	2.17	1.92	2.42
MgO	1.14	0.89	1.12	1.24	0.91	1.18
CaO	3.32	3.01	3.16	3.79	4.01	2.48
Na ₂ O	6.96	7.02	6.22	7.17	6.03	5.60
K ₂ O	0.72	0.36	0.76	1.01	0.95	2.07
TiO ₂	0.27	0.23	0.27	0.30	0.29	0.30
MnO	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.08	0.08	0.09	0.09
PAF	5.04	3.77	4.33	5.14	4.88	3.78
Total	98.08	98.61	97.80	99.05	98.12	98.56
FeO	-	1.04	-	1.23	-	1.00
Fe ₂ O ₃	-	0.86	-	0.80	-	1.31
S	0.74	<0.01	0.28	0.08	0.28	0.07
CO ₂	4.51	3.74	3.89	4.84	4.47	2.82
H ₂ O*	0.67	0.43	0.39	0.54	0.69	1.10
Ba	578	321	588	538	465	525
Ce	17	13	20	21	16	22
Co	11	6	7	8	8	9
Cr	36	20	16	20	20	20
Cu	22	3	11	6	13	6
La	10	7	9	9	9	12
Li	2	2	3	3	5	10
Ni	20	15	15	18	18	21
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	4	3	3	4	4	5
V	33	51	29	41	42	42
Zn	46	35	42	46	43	43
Ga	24	33	20	16	17	17
Nb	5	5	<3	3	5	4
Rb	21	9	22	34	31	54
Sr	480	390	590	590	540	510
Y	8	5	5	3	7	4
Zr	110	84	99	110	110	100
As	1	<1	<1	<1	<1	<1
Au	3400	15	520	<5	1100	9
W	14	<1	8	3	10	<1
Bi	7	<3	<3	<3	<3	<3

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.
 Lithologies : (1) tonalite grise «fraîche», (2) tonalite rose ± cisailée, (3) tonalite rose minéralisée,
 (4) basalte cisailé.

Indice La Dauversière 1: Forage LD-87-3

Éch. Litho	18 2	27 2	32 4	33.2 5	33.45 4	34.1 4	34.7 4	36 3	46 2	58 2	66 3	68 4
SiO ₂	43.9	48.4	30.3	-	40.4	42.0	58.1	48.4	46.0	38.3	56.6	54.6
Al ₂ O ₃	14.6	17.0	13.6	-	13.7	14.3	13.2	10.8	15.7	16.8	17.3	15.6
(Fe ₂ O ₃) _t	11.60	11.00	9.70	-	9.64	9.24	4.46	6.64	10.60	13.90	8.37	8.07
MgO	6.91	5.54	6.09	-	5.33	4.79	2.24	3.34	4.13	7.67	2.58	3.05
CaO	11.30	9.73	14.70	-	12.60	11.50	6.94	12.80	10.80	9.65	6.77	7.74
Na ₂ O	2.42	3.07	2.38	-	2.60	2.52	1.72	1.20	1.83	1.48	1.79	2.11
K ₂ O	0.31	0.31	1.04	-	0.51	0.59	0.91	0.50	0.90	0.54	1.17	1.21
TiO ₂	0.71	0.80	0.68	-	0.67	0.63	0.35	0.50	0.72	0.84	0.95	0.86
MnO	0.21	0.18	0.24	-	0.19	0.18	0.12	0.19	0.18	0.18	0.12	0.14
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.01	-	0.01	0.02	0.04	0.08	0.06	0.06	0.20	0.20
PAF	7.87	3.99	21.10	-	14.30	13.90	10.70	15.20	7.73	8.63	3.63	5.20
Total	99.89	100.08	99.84	-	99.95	99.67	98.78	99.65	98.65	98.05	99.48	98.78
FeO	9.06	8.18	8.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	1.53	1.91	0.79	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	<0.01	0.07	0.01	0.38	0.28	0.53	0.36	0.20	0.29	0.37	0.91	0.90
CO ₂	7.26	2.79	20.00	7.30	11.80	11.80	10.30	14.60	6.19	6.29	1.29	3.47
H ₂ O ⁺	1.98	1.87	2.21	0.76	2.98	2.54	1.53	1.92	1.22	3.45	2.21	1.70
Ba	42	38	98	42	64	92	144	89	218	93	322	259
Ce	<3	<3	<3	<3	<3	4	5	9	5	7	28	45
Co	49	49	24	24	40	37	36	30	46	67	39	31
Cr	292	312	245	71	240	246	117	222	286	338	68	81
Cu	81	85	24	85	71	82	77	94	130	113	204	96
Li	32	30	50	13	33	30	45	40	28	48	34	40
Ni	180	197	77	66	136	95	63	124	133	233	94	68
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	38	39	29	17	31	28	19	31	42	43	23	23
V	231	247	184	88	179	153	136	191	262	280	205	177
Zn	104	74	52	32	88	63	3	3	57	179	55	71
Ga	13	14	7	<3	8	11	15	13	16	18	22	19
Nb	8	6	6	6	6	6	3	<3	3	5	8	6
Rb	8	5	23	7	13	15	28	19	33	19	36	38
Sr	95	100	100	38	96	100	140	120	120	100	160	190
Y	8	9	<3	<3	6	5	7	13	18	21	20	16
Zr	44	44	38	16	37	43	67	44	49	58	150	130
As	<1	<1	<1	<1	<1	1	6	<1	<1	<1	<1	<1
Au	31	11	110	2800	100	25	32	48	13	27	49	1500
Br	<1	2	9	7	20	25	<1	6	<1	<1	10	2
W	<1	<1	1	1	2	2	2	5	<1	<1	1	4
Ag	<0.5	<0.5	0.8	<0.5	<0.5	6.7	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	0.7
Bi	<5	<5	<5	20	<5	<5	<1	<1	<1	<1	<1	<1
B	6	21	42	20	19	914	520	685	135	3	474	306

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

Lithologies : (1) basalte «frais» leucocrate, (2) basalte «frais» mésocrate à mélanocrate, (3) basalte cisailé, (4) basalte cisailé et minéralisé, (5) veine de quartz minéralisée.

Indice La Dauversière 1: Forage LD-87-3

Éch.	69	71	72	73	74	78
Litho	4	4	4	4	3	3
SiO ₂	59.5	57.6	55.9	59.6	63.1	56.6
Al ₂ O ₃	14.2	15.3	15.2	16.0	15.6	14.7
(Fe ₂ O ₃) _t	6.77	7.71	9.54	7.21	7.53	7.24
MgO	2.08	1.81	1.89	1.74	1.85	2.74
CaO	6.88	4.95	5.70	5.82	5.55	7.18
Na ₂ O	1.96	1.59	1.87	1.99	2.30	3.34
K ₂ O	1.42	2.26	2.16	1.79	0.68	0.86
TiO ₂	0.77	0.84	0.86	0.91	0.87	0.82
MnO	0.10	0.11	0.11	0.11	0.10	0.12
P ₂ O ₅	0.18	0.22	0.20	0.23	0.23	0.31
PAF	4.97	5.70	6.26	4.07	1.99	4.61
Total	98.83	98.09	99.69	99.47	99.80	98.52
FeO	-	-	-	-	-	5.18
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	1.48
S	0.87	2.24	3.23	1.31	0.41	0.12
CO ₂	3.53	3.45	3.70	2.86	0.73	3.78
H ₂ O*	1.75	1.90	1.49	1.57	1.33	1.61
Ba	288	449	425	379	223	290
Ce	32	44	29	41	48	64
Co	19	36	52	19	23	23
Cr	60	<8	16	16	<8	83
Cu	72	76	100	65	114	70
Li	44	29	37	38	31	46
Ni	40	15	46	9	9	33
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	17	12	13	14	15	18
V	152	127	135	132	131	143
Zn	11	12	30	65	157	61
Ga	16	18	18	21	20	17
Nb	8	9	8	8	7	7
Rb	51	67	65	54	25	33
Sr	150	140	140	200	200	260
Y	17	19	14	19	20	18
Zr	140	170	160	170	180	150
As	2	24	20	2	<1	<1
Au	330	1900	1200	43	5	<1
Br	6	1	<1	1	7	7
W	4	7	18	2	<1	<1
Ag	0.7	<0.5	0.7	0.7	<0.5	<0.5
Bi	<1	<1	<1	<1	<1	<1
B	26	279	89	51	18	5

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.
 Lithologies : (1) basalte «frais» leucocrate, (2) basalte «frais» mésocrate à mélanocrate, (3) basalte cisailé, (4) basalte cisailé et minéralisé, (5) veine de quartz minéralisée.

Indice La Dauversière 1: Affleurements

Éch. Litho	LaD88-1 5	LaD88-3 3	LaD88-6 6	LaD88-9 2	LaD88-13 3	LaD88-1000 2	LaD88-1001 6	LaD88-1002 3	LaD88-1005 6	LaD88-1006 3	LaD88-1010 7	LaD88-1011 8	LaD88-1018 5
SiO ₂	-	42.5	76.5	48.7	26.9	47.6	77.9	47.1	76.6	41.8	47.5	40.5	-
Al ₂ O ₃	-	13.8	14.8	16.3	7.6	15.9	13.0	17.6	13.5	18.8	17.3	23.2	-
(Fe ₂ O ₃) _t	-	10.40	0.97	12.90	9.67	12.40	1.34	13.50	0.96	12.10	11.10	11.10	-
MgO	-	6.54	0.27	6.50	9.36	7.06	0.42	7.50	0.21	5.73	7.64	7.01	-
CaO	-	11.00	0.19	11.30	17.60	10.70	0.10	7.12	0.31	8.74	12.00	7.58	-
Na ₂ O	-	1.81	0.98	1.22	0.91	1.63	0.44	1.21	3.52	1.88	1.06	2.69	-
K ₂ O	-	0.37	3.56	0.15	0.67	0.22	3.66	1.68	2.15	1.55	0.13	0.17	-
TiO ₂	-	0.61	0.11	0.76	0.47	0.71	0.10	0.81	0.12	0.85	0.64	0.71	-
MnO	-	0.17	<0.01	0.20	0.28	0.21	<0.01	0.17	<0.01	0.18	0.18	0.12	-
P ₂ O ₅	-	0.04	0.03	0.05	0.09	0.05	0.04	0.05	0.02	0.06	0.05	0.05	-
PAF	-	12.10	1.95	1.06	26.10	2.38	1.90	2.43	1.30	6.44	1.32	5.41	-
Total	-	99.34	99.36	99.14	99.60	98.86	98.90	99.17	98.69	98.13	98.92	98.54	-
FeO	-	7.55	0.09	9.10	7.64	9.55	0.17	9.48	0.09	9.68	7.79	8.34	-
Fe ₂ O ₃	-	2.01	0.87	2.79	1.18	1.79	1.15	2.96	0.86	1.34	2.44	1.83	-
S	0.38	0.05	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.06	0.14	0.02	0.14	0.11	0.05	0.31
CO ₂	0.04	9.42	0.07	0.07	25.40	1.54	<0.01	0.18	0.15	4.99	<0.01	1.76	<0.01
H ₂ O*	0.36	3.18	1.82	1.82	1.99	1.86	1.86	3.20	1.03	2.57	1.91	4.07	0.30
Ba	81	77	623	14	106	19	543	181	589	254	18	52	27
Ce	<3	<3	18	<3	8	<3	<3	<3	4	<3	<3	<3	<3
Co	13	44	<2	51	46	53	<2	58	<2	59	52	56	5
Cr	12	300	23	347	877	377	12	345	20	378	303	421	12
Cu	90	57	4	99	6	39	5	83	5	114	135	204	127
Li	2	37	17	27	36	33	15	54	12	38	29	41	1
Ni	8	149	1	180	189	185	<1	200	<1	215	176	209	7
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Sc	3	36	2	43	24	42	2	45	<1	33	41	41	<1
V	31	203	22	254	152	243	21	272	5	273	233	258	8
Zn	<2	93	8	98	136	103	12	136	11	136	105	106	<2
Ga	<3	10	15	11	5	12	11	13	14	17	13	18	<3
Nb	6	6	7	6	8	7	8	7	8	7	6	6	6
Rb	8	11	94	<3	19	<3	68	55	63	43	<3	<3	3
Sr	6	120	47	84	130	100	26	71	62	120	110	140	3
Y	<3	14	26	19	7	18	<3	14	18	18	5	18	<3
Zr	10	38	74	44	38	43	66	45	76	52	40	44	7
As	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Au	92	<5	<5	<5	<5	<5	66	9	<5	11	<5	17	10000
Br	<1	17	<1	<1	12	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	2
W	1	2	5	<1	8	<1	3	6	4	4	<1	<1	<1
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.8	0.7	0.7	0.8	0.8	<0.5	<0.5	0.7	22
Bi	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	22
B	2	21	10	<2	6	4	10	33	7	33	4	<2	2

Oxydes majeurs et S en pourcentage poids, Au en ppb, les autres éléments traces en ppm.

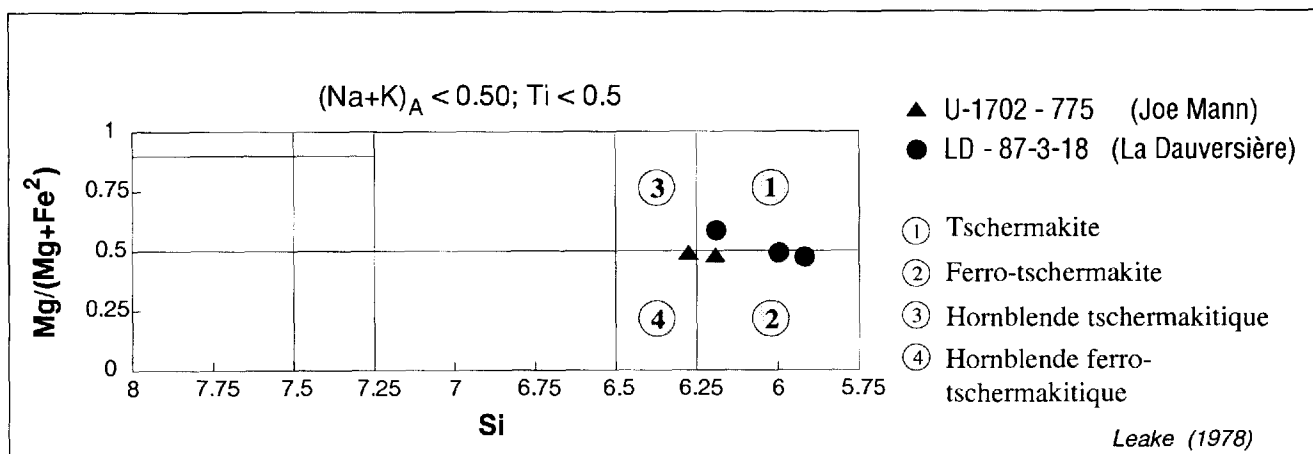
Lithologies : (1) basalte «frais» leucocrate, (2) basalte «frais» mésocrate à mélanocrate, (3) basalte cisailé, (4) basalte cisailé et minéralisé, (5) veine de quartz minéralisée, (6) dyke felsique, (7) gabbro porphyrique, (8) gabbro porphyrique cisailé.

**Analyses des minéraux
à la microsonde**

Amphiboles					
Éch. Grain	U-1702-775		LD-87-3-18		
	Amp1	Amp2	Amp1	Amp2-A	Amp2-B
SiO ₂	41.38	42.41	41.39	40.70	43.27
TiO ₂	0.31	0.31	0.18	0.18	0.29
Al ₂ O ₃	14.82	14.28	19.62	20.03	17.25
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.12	0.10	0.20
FeO	20.30	20.41	18.16	18.09	16.50
MnO	0.21	0.27	0.30	0.28	0.26
MgO	7.15	7.49	6.52	6.42	8.66
CaO	11.01	10.97	10.69	10.69	11.09
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	1.82	1.86	1.85	1.99	1.73
K ₂ O	0.45	0.37	0.27	0.32	0.30
F	0.00	0.23	0.00	0.04	0.00
Cl	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Total prov	97.46	98.61	99.10	98.84	99.55
O --> F, Cl	0.00	0.10	0.00	0.02	0.00
Total	97.46	98.51	99.10	98.82	99.55
Si	6.1922	6.2711	5.9862	5.9158	6.1893
Al IV	1.8078	1.7289	2.0138	2.0842	1.8107
Al VI	0.8055	0.7592	1.3299	1.3464	1.0967
Ti	0.0349	0.0345	0.0196	0.0197	0.0312
Cr	0.0000	0.0000	0.0137	0.0115	0.0226
Fe ²⁺	1.7994	1.6992	1.4443	1.4590	1.2758
Fe ³⁺	0.7899	0.8235	0.7512	0.7389	0.6970
Mn	0.0266	0.0338	0.0367	0.0345	0.0315
Mg	1.5938	1.6498	1.4046	1.3900	1.8452
Ca	1.7645	1.7372	1.6558	1.6641	1.6989
Ba	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na	0.5278	0.5330	0.5185	0.5605	0.4795
K	0.0859	0.0698	0.0498	0.0593	0.0547
F	0.0000	0.1092	0.0000	0.0187	0.0000
Cl	0.0026	0.0025	0.0000	0.0000	0.0000
Total	15.6497	15.6946	15.4779	15.5469	15.4686
Mg#	47.7	49.3	49.3	48.8	59.1

$$\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) \times 100$$

AMPHIBOLES



Plagioclases

Éch. Grain	U-1702-775		U-1732-486		U-1764-306	87-39-88				M-81-9-19	
	PI1	PI2	PI1	PI2	PI1	PI1-A	PI1-B	PI2-A	PI2-B	PI1-B	PI1-B
SiO ₂	67.97	66.32	59.71	59.15	66.85	69.00	68.81	68.26	67.98	66.50	67.23
TiO ₂	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	19.48	20.76	24.84	24.37	19.79	19.48	19.43	19.52	19.35	20.86	20.32
FeO	0.10	0.00	0.13	0.51	0.07	0.03	0.00	0.05	0.08	0.09	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
CaO	0.57	1.76	6.46	5.98	0.43	0.04	0.03	0.04	0.08	0.91	0.69
BaO	0.00	0.08	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.18	0.14	0.00
Na ₂ O	11.43	10.37	7.57	7.66	11.45	11.94	11.92	11.97	11.91	11.06	11.13
K ₂ O	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.05	0.28	0.07
F	0.08	0.16	0.00	0.23	0.04	0.06	0.00	0.00	0.06	0.04	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03
Total prov	99.69	99.48	98.77	98.00	98.71	100.64	100.24	99.91	99.69	99.89	99.49
O --> F, Cl	0.03	0.07	0.00	0.10	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01
Total	99.66	99.41	98.77	97.90	98.69	100.61	100.24	99.91	99.66	99.87	99.48
Si	2.9819	2.9217	2.6870	2.6867	2.9640	2.9953	2.9981	2.9876	2.9869	2.9235	2.9548
Ti	0.0010	0.0000	0.0007	0.0003	0.0000	0.0013	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0003
Al	1.0075	1.0782	1.3178	1.3050	1.0345	0.9969	0.9981	1.0072	1.0023	1.0811	1.0529
Fe	0.0037	0.0000	0.0049	0.0194	0.0026	0.0011	0.0000	0.0018	0.0029	0.0033	0.0000
Mn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mg	0.0000	0.0000	0.0000	0.0027	0.0007	0.0006	0.0006	0.0000	0.0000	0.0007	0.0007
Ca	0.0268	0.0831	0.3115	0.2910	0.0204	0.0019	0.0014	0.0019	0.0038	0.0429	0.0325
Ba	0.0000	0.0014	0.0000	0.0000	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0031	0.0024	0.0000
Na	0.9723	0.8858	0.6605	0.6746	0.9843	1.0050	1.0070	1.0158	1.0147	0.9428	0.9485
K	0.0017	0.0017	0.0023	0.0023	0.0023	0.0022	0.0017	0.0028	0.0028	0.0157	0.0039
F	0.0111	0.0223	0.0000	0.0330	0.0056	0.0082	0.0000	0.0000	0.0083	0.0056	0.0000
Cl	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0022
Total	5.0059	4.9941	4.9848	5.0159	5.0149	5.0126	5.0072	5.0182	5.0248	5.0179	4.9958
An	2.7	8.6	32.0	30.1	2.0	0.2	0.1	0.2	0.4	4.3	3.3
Ab	97.2	91.3	67.8	69.7	97.7	99.6	99.7	99.5	99.4	94.2	96.3
Or	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	1.6	0.4

Plagioclases

Éch. Grain	M-81-9-76						LD-87-3-18		LD-87-3-34,1	
	PL2-B	PI2-B	PI2-A	PI2-A	PI2-A	PI1-A	PI1-B	PI1	PI2	PL1
SiO ₂	67.70	66.06	68.68	68.32	68.78	68.69	68.24	58.56	54.52	62.84
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	19.33	20.44	19.98	19.23	19.36	19.28	19.18	26.40	28.70	23.12
FeO	0.00	0.42	0.03	0.00	0.04	0.02	0.00	0.05	0.00	0.14
MnO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
MgO	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
CaO	0.14	0.06	0.08	0.08	0.07	0.06	0.01	7.80	10.63	2.23
BaO	0.00	0.12	0.00	0.00	0.06	0.09	0.09	0.09	0.00	0.03
Na ₂ O	10.99	10.04	11.42	11.31	11.14	11.32	11.22	6.99	5.54	8.89
K ₂ O	0.04	1.37	0.03	0.03	0.07	0.02	0.02	0.06	0.05	1.39
F	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total prov	98.20	98.88	100.25	98.99	99.54	99.50	98.77	99.99	99.45	98.77
O --> F, Cl	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Total	98.20	98.81	100.25	98.99	99.54	99.50	98.77	99.97	99.45	98.77
Si	3.0020	2.9376	2.9874	3.0073	3.0100	3.0093	3.0104	2.6155	2.4698	2.8120
Ti	0.0000	0.0000	0.0000	0.0007	0.0007	0.0007	0.0000	0.0000	0.0000	0.0010
Al	1.0105	1.0716	1.0246	0.9979	0.9988	0.9958	0.9975	1.3901	1.5328	1.2197
Fe	0.0000	0.0156	0.0011	0.0000	0.0015	0.0007	0.0000	0.0019	0.0000	0.0052
Mn	0.0000	0.0000	0.0011	0.0000	0.0000	0.0000	0.0004	0.0000	0.0004	0.0000
Mg	0.0000	0.0139	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0060
Ca	0.0067	0.0029	0.0037	0.0038	0.0033	0.0028	0.0005	0.3733	0.5160	0.1069
Ba	0.0000	0.0021	0.0000	0.0000	0.0010	0.0015	0.0016	0.0016	0.0000	0.0005
Na	0.9449	0.8657	0.9632	0.9653	0.9453	0.9616	0.9597	0.6053	0.4866	0.7713
K	0.0023	0.0777	0.0017	0.0017	0.0039	0.0011	0.0011	0.0034	0.0029	0.0794
F	0.0000	0.0225	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0057	0.0000	0.0000
Cl	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008
Total	4.9663	5.0096	4.9827	4.9766	4.9645	4.9735	4.9712	4.9967	5.0085	5.0029
An	0.7	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.0	38.0	51.3	11.2
Ab	99.1	91.5	99.4	99.4	99.2	99.6	99.8	61.6	48.4	80.5
Or	0.2	8.2	0.2	0.2	0.4	0.1	0.1	0.3	0.3	8.3

Éch. Grain	Chlorites								
	U-1732-437		U-1732-486				U-1764-306		U-1764-348
	ChI1	ChI2	ChI1-A	ChI1-B	ChI1-C	ChI2	ChI1	ChI2	ChI1
SiO ₂	24.02	24.54	25.00	24.64	24.57	24.47	23.94	23.97	24.54
TiO ₂	0.08	0.01	0.05	0.00	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06
Al ₂ O ₃	22.68	22.31	22.47	22.42	22.45	22.54	22.97	23.12	23.11
FeO	27.62	27.69	28.66	29.02	29.25	27.95	33.59	32.67	30.03
MnO	0.07	0.10	0.12	0.11	0.14	0.06	0.06	0.11	0.06
MgO	13.43	13.14	13.15	12.71	13.08	12.21	9.26	9.76	11.75
CaO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03
BaO	0.00	0.11	0.03	0.00	0.00	0.03	0.11	0.00	0.00
Na ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02
K ₂ O	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.02
F	0.07	0.00	1.85	0.00	0.18	0.00	0.57	0.00	0.00
Cl	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01
Total prov	88.06	87.93	91.36	88.93	89.76	87.40	90.59	89.75	89.63
O --> F, Cl	0.03	0.01	0.78	0.00	0.08	0.01	0.24	0.01	0.00
Total	88.03	87.92	90.58	88.93	89.68	87.39	90.35	89.74	89.63
Si	5.1093	5.2276	5.1305	5.2164	5.1606	5.2472	5.0977	5.1262	5.1746
Ti	0.0128	0.0016	0.0077	0.0000	0.0079	0.0065	0.0080	0.0080	0.0095
Al	5.6875	5.6029	5.4363	5.5957	5.5590	5.6982	5.7663	5.8291	5.7450
Fe	4.9135	4.9331	4.9189	5.1381	5.1380	5.0124	5.9819	5.8432	5.2958
Mn	0.0126	0.0180	0.0209	0.0197	0.0249	0.0109	0.0108	0.0199	0.0107
Mg	4.2575	4.1716	4.0218	4.0101	4.0943	3.9020	2.9386	3.1107	3.6925
Ca	0.0091	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0046	0.0000	0.0023	0.0068
Ba	0.0000	0.0092	0.0024	0.0000	0.0000	0.0025	0.0092	0.0000	0.0000
Na	0.0082	0.0000	0.0000	0.0041	0.0081	0.0042	0.0041	0.0124	0.0082
K	0.0081	0.0000	0.0026	0.0000	0.0000	0.0109	0.0054	0.0000	0.0054
F	0.0471	0.0000	1.2007	0.0000	0.1196	0.0000	0.3839	0.0000	0.0000
Cl	0.0000	0.0108	0.0070	0.0072	0.0071	0.0109	0.0036	0.0109	0.0036
Total	20.0658	19.9748	20.7488	19.9914	20.1195	19.9103	20.2096	19.9628	19.9520
Mg#	46.4	45.8	45.0	43.8	44.3	43.8	32.9	34.7	41.1

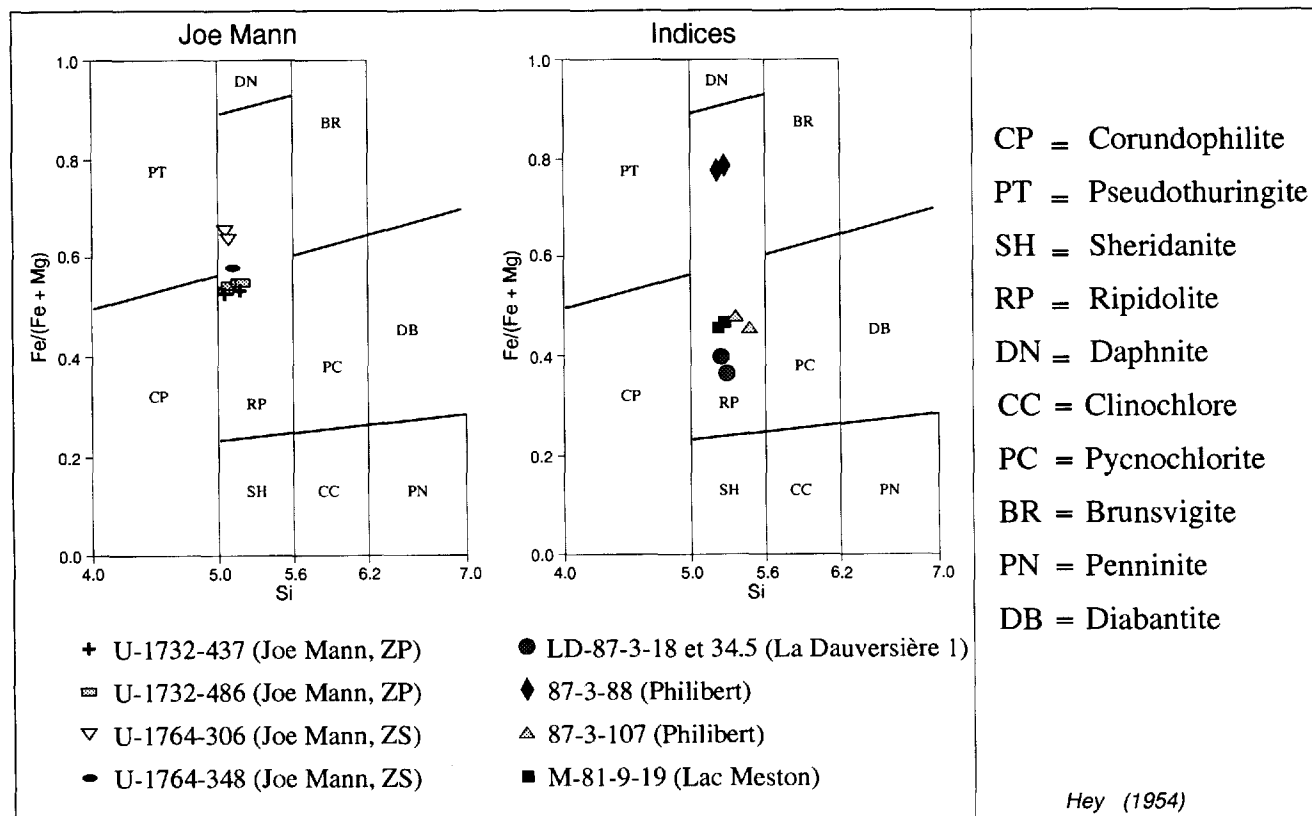
Mg# = Mg/(Mg+Fe) x 100

Chlorites

Éch. Grain	87-3-88		87-3-107		M-81-9-19		LD-87-3-18		LD-87-3-34.5
	Ch11	Ch12	Ch11	Ch12	Ch11	Ch12	Ch11	Ch12	Ch11
SiO ₂	23.71	23.60	25.56	26.47	25.23	25.31	26.06	26.38	25.11
TiO ₂	0.02	0.05	0.06	0.04	0.08	0.03	0.08	0.07	0.06
Al ₂ O ₃	20.75	20.95	21.72	20.75	22.34	21.89	22.96	23.18	23.00
FeO	38.62	38.81	24.92	24.94	24.26	24.66	21.36	20.35	23.60
MnO	0.07	0.05	0.07	0.06	0.08	0.12	0.13	0.09	0.00
MgO	6.12	6.35	15.36	16.04	16.05	15.87	18.66	19.43	16.25
CaO	0.00	0.00	0.00	0.11	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01
BaO	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.05	0.00	0.06	0.00
Na ₂ O	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
F	0.00	0.00	0.00	0.13	0.15	0.04	0.07	0.00	0.00
Cl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04
Total prov	89.33	89.85	87.75	88.55	88.24	87.99	89.35	89.61	88.11
O --> F, Cl	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.02	0.03	0.00	0.01
Total	89.33	89.85	87.75	88.50	88.18	87.97	89.32	89.61	88.10
Si	5.2831	5.2309	5.3634	5.4967	5.2471	5.2943	5.2584	5.2768	5.2074
Ti	0.0034	0.0083	0.0095	0.0062	0.0125	0.0047	0.0121	0.0105	0.0094
Al	5.4508	5.4744	5.3731	5.0799	5.4774	5.3982	5.4618	5.4663	5.6233
Fe	7.1969	7.1943	4.3732	4.3313	4.2196	4.3141	3.6046	3.4043	4.0932
Mn	0.0132	0.0094	0.0124	0.0106	0.0141	0.0213	0.0222	0.0152	0.0000
Mg	2.0323	2.0976	4.8034	4.9640	4.9746	4.9474	5.6114	5.7922	5.0224
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0245	0.0045	0.0045	0.0000	0.0043	0.0022
Ba	0.0000	0.0000	0.0041	0.0000	0.0024	0.0041	0.0000	0.0047	0.0000
Na	0.0130	0.0172	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0078	0.0078	0.0080
K	0.0000	0.0000	0.0027	0.0026	0.0000	0.0000	0.0000	0.0026	0.0053
F	0.0000	0.0000	0.0000	0.0854	0.0987	0.0265	0.0447	0.0000	0.0000
Cl	0.0038	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0034	0.0000	0.0141
Total	19.9965	20.0321	19.9419	20.0012	20.0510	20.0151	20.0265	19.9847	19.9853
Mg#	22.0	22.6	52.3	53.4	54.1	53.4	60.9	63.0	55.1

Mg# = Mg/(Mg+Fe) x 100

CHLORITES



Carbonates

Éch. Grain	U-1702-58			U-1702-775	U-1702-870			U-1732-437			
	Cb1	Cb2-A	Cb2-B	Cb2	Cb2	Cb3-1	Cb3-2	Cb3-3	Cb1-A	Cb1-B	Cb2
FeO	15.28	15.59	15.58	0.75	0.64	0.31	0.84	0.83	14.64	14.64	13.95
MgO	11.96	11.58	11.31	0.59	0.03	0.06	0.22	0.18	10.97	11.93	12.47
CaO	29.06	28.84	28.96	54.81	55.49	57.20	56.47	56.43	29.48	29.21	28.79
MnO	0.54	0.52	0.51	0.90	0.26	0.35	0.53	0.53	1.38	0.76	0.60
BaO	0.06	0.06	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.11
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.4107	0.4228	0.4248	0.0207	0.0177	0.0082	0.0228	0.0224	0.3992	0.3950	0.3785
Mg	0.5730	0.5599	0.5497	0.0289	0.0016	0.0027	0.0106	0.0085	0.5331	0.5741	0.6029
Ca	1.0008	1.0022	1.0115	1.9243	1.9734	1.9794	1.9521	1.9525	1.0295	1.0100	1.0007
Mn	0.0146	0.0142	0.0140	0.0249	0.0072	0.0095	0.0144	0.0145	0.0380	0.0207	0.0164
Ba	0.0007	0.0008	0.0000	0.0011	0.0000	0.0000	0.0000	0.0020	0.0000	0.0000	0.0014
Sr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
100Fe (Fe+Mg+Mn)	41.14	42.41	42.97	27.79	66.79	40.2	47.7	49.34	41.14	39.91	37.93

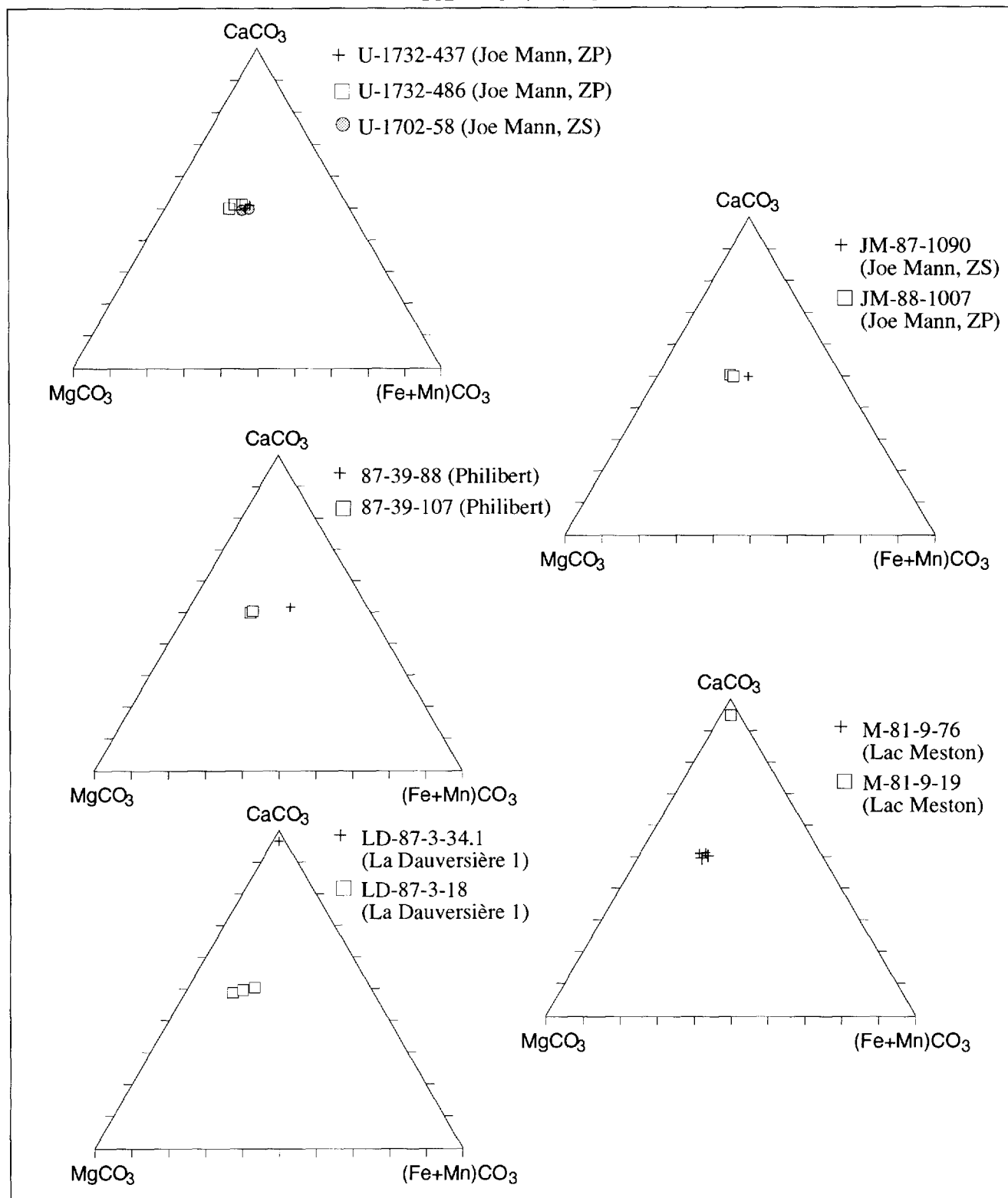
Carbonates

Éch. Grain	U-1732-486			JM87-1090	JM88-1007		87-39-88	87-39-107		
	Cb1	Cb2	Cb3	Cb1	Cb1	Cb2	Cb2	Cb1-A	Cb1-B	Cb2
FeO	12.86	13.46	11.71	17.06	13.88	14.51	18.16	11.73	12.08	11.82
MgO	12.39	11.82	13.29	10.39	12.49	12.32	7.87	13.13	13.03	13.27
CaO	29.59	29.32	29.05	28.35	29.28	29.19	27.54	29.21	29.07	28.97
MnO	0.65	0.82	0.91	0.57	0.57	0.49	0.44	1.01	1.03	1.06
BaO	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.3499	0.3691	0.3183	0.4707	0.3740	0.3901	0.5348	0.3189	0.3282	0.3209
Mg	0.6007	0.5778	0.6438	0.5110	0.5998	0.5907	0.4132	0.6360	0.6311	0.6421
Ca	1.0314	1.0303	1.0116	1.0021	1.0107	1.0057	1.0389	1.0171	1.0122	1.0078
Mn	0.0178	0.0228	0.0250	0.0160	0.0155	0.0134	0.0130	0.0278	0.0284	0.0291
Ba	0.0000	0.0000	0.0011	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Sr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
100Fe (Fe+Mg+Mn)	36.13	38.06	32.25	47.18	37.8	39.24	55.65	32.45	33.23	32.35

Carbonates

Éch. Grain	M-81-9-19	M-81-9-76				LD-87-3-18			LD-87-3-34,1		
	Cb1	Cb1-1	Cb1-2	Cb1-3	Cb2	Cb1	Cb2	Cb3	Cb1-B	Cb2-A	Cb2-B
FeO	1.33	11.67	11.66	12.29	12.50	10.87	9.19	12.80	0.45	0.31	0.98
MgO	0.79	13.30	13.34	13.14	12.76	14.71	15.92	13.29	0.72	0.41	0.71
CaO	54.14	28.73	29.08	28.79	29.32	29.08	28.81	29.18	54.76	56.45	54.72
MnO	0.48	0.42	0.42	0.42	0.44	0.57	0.54	0.57	0.42	0.62	0.04
BaO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.12	0.21	0.03	0.06	0.00	0.03	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.0367	0.3213	0.3189	0.3367	0.3411	0.2898	0.2448	0.3437	0.0124	0.0084	0.0268
Mg	0.0386	0.6527	0.6502	0.6414	0.6204	0.6988	0.7561	0.6361	0.0356	0.0199	0.0349
Ca	1.9111	1.0138	1.0191	1.0103	1.0246	0.9933	0.9839	1.0037	1.9401	1.9543	1.9270
Mn	0.0135	0.0117	0.0117	0.0115	0.0122	0.0154	0.0147	0.0156	0.0118	0.0169	0.0111
Ba	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000	0.0015	0.0026	0.0004	0.0007	0.0000	0.0004	0.0000
Sr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
100Fe (Fe+Mg+Mn)	41.33	32.6	32.51	34.02	35.03	28.86	24.1	34.53	20.74	18.58	36.81

CARBONATES



Éch. Grain	Biotites									
	U-1702-775		U-1702-870					U-1764-306		
	Bt1	Bt2	Bt1-A	Bt1-B	Bt1-C	Bt2	Bt3	Bt1	Bt2	
SiO ₂	37.02	36.93	35.85	36.33	36.31	36.40	35.58	34.96	33.49	
TiO ₂	1.83	1.93	1.70	1.74	1.72	1.72	1.73	1.65	2.33	
Al ₂ O ₃	17.23	18.15	17.46	17.40	17.73	17.27	17.24	18.14	18.84	
FeO	19.61	18.54	21.00	20.68	21.51	21.61	21.18	23.94	26.26	
MnO	0.03	0.15	0.13	0.08	0.07	0.07	0.06	0.04	0.01	
MgO	10.91	10.80	9.71	9.74	9.73	10.07	9.90	6.41	6.05	
CaO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	
BaO	0.06	0.22	0.00	0.00	0.12	0.24	0.00	0.00	0.03	
Na ₂ O	0.14	0.16	0.15	0.17	0.16	0.16	0.23	0.13	0.09	
K ₂ O	10.02	10.90	9.71	9.78	9.79	10.04	9.90	9.27	9.31	
F	0.00	0.30	1.44	0.62	0.26	0.00	0.10	0.40	0.11	
Cl	0.03	0.02	0.03	0.01	0.06	0.01	0.00	0.16	0.03	
Total prov	96.88	98.11	97.18	96.56	97.47	97.59	95.94	95.11	96.55	
O --> F, Cl	0.01	0.13	0.61	0.26	0.12	0.00	0.04	0.20	0.05	
Total	96.87	97.98	96.57	96.30	97.35	97.59	95.90	94.91	96.50	
Si	5.5584	5.4791	5.4050	5.4997	5.4702	5.4951	5.4553	5.4583	5.2245	
Ti	0.2066	0.2153	0.1928	0.1981	0.1949	0.1953	0.1995	0.1937	0.2734	
Al IV	3.0499	3.1746	3.1034	3.1053	3.1490	3.0737	3.1163	3.3390	3.4649	
Al VI	2.4416	2.5209	2.5950	2.5003	2.5298	2.5049	2.5447	2.5417	2.7755	
Al	0.6083	0.6537	0.5085	0.6050	0.6193	0.5688	0.5716	0.7973	0.6894	
Fe	2.4625	2.3005	2.6479	2.6182	2.7102	2.7284	2.7159	3.1260	3.4261	
Mn	0.0038	0.0189	0.0166	0.0103	0.0089	0.0090	0.0078	0.0053	0.0013	
Mg	2.4413	2.3880	2.1818	2.1974	2.1846	2.2656	2.2622	1.4915	1.4066	
Ca	0.0000	0.0016	0.0000	0.0016	0.0016	0.0000	0.0033	0.0017	0.0000	
Ba	0.0035	0.0128	0.0000	0.0000	0.0071	0.0142	0.0000	0.0000	0.0018	
Na	0.0408	0.0460	0.0438	0.0499	0.0467	0.0468	0.0684	0.0394	0.0272	
K	1.9194	2.0632	1.8677	1.8888	1.8817	1.9337	1.9366	1.8465	1.8529	
F	0.0000	0.1408	0.6866	0.2968	0.1239	0.0000	0.0485	0.1975	0.0543	
Cl	0.0076	0.0050	0.0077	0.0026	0.0153	0.0026	0.0000	0.0423	0.0079	
Total	15.6939	15.8458	16.1534	15.8686	15.7942	15.7643	15.8137	15.7413	15.7409	
Mg#	49.8	50.9	45.2	45.6	44.6	45.4	45.4	32.3	29.1	

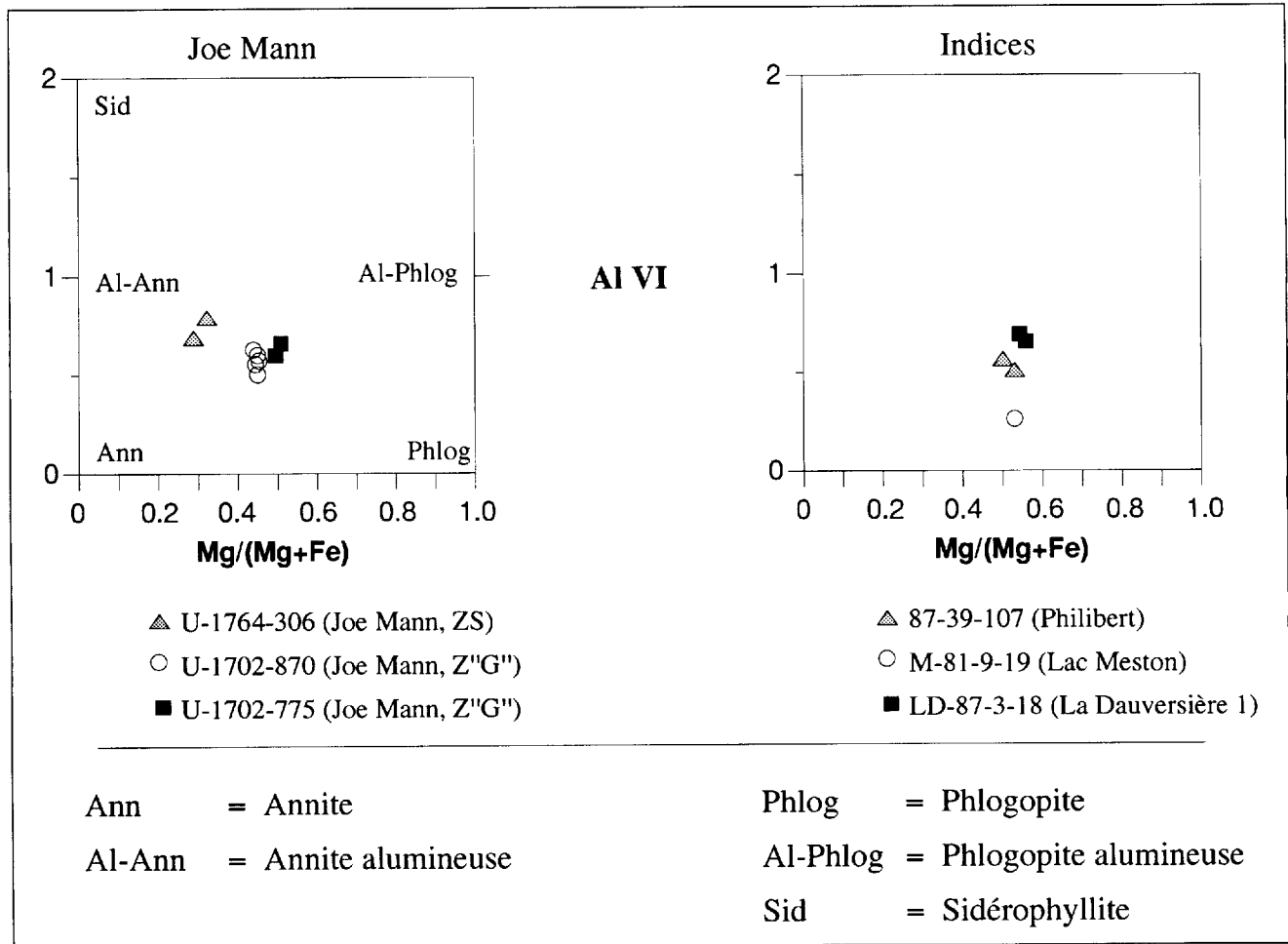
Mg# = Mg/(Mg+Fe) x 100

Biotites

Éch. Grain	87-39-107		M-81-9-19	LD-87-3-18	
	Bt1	Bt2	Bt1	Bt1	Bt2
SiO ₂	36.66	37.34	37.21	37.03	36.52
TiO ₂	1.47	1.61	1.83	1.67	1.66
Al ₂ O ₃	16.89	17.01	15.44	18.39	18.91
FeO	19.32	18.81	19.26	17.68	17.95
MnO	0.07	0.02	0.04	0.07	0.07
MgO	11.08	11.79	12.14	12.15	11.99
CaO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Na ₂ O	0.11	0.06	0.03	0.18	0.16
K ₂ O	10.11	10.27	10.18	9.74	9.93
F	0.30	0.68	1.28	0.19	0.26
Cl	0.01	0.01	0.13	0.10	0.16
Total prov	96.03	97.60	97.57	97.20	97.61
O --> F, Cl	0.13	0.29	0.57	0.10	0.15
Total	95.90	97.31	97.00	97.10	97.46
Si	5.5554	5.5433	5.5545	5.4742	5.3939
Ti	0.1675	0.1798	0.2054	0.1857	0.1844
Al	3.0174	2.9770	2.7172	3.2051	3.2927
Al IV	2.4446	2.4567	2.4455	2.5258	2.6061
Al VI	0.5728	0.5203	0.2717	0.6792	0.6866
Fe	2.4485	2.3354	2.4045	2.1859	2.2172
Mn	0.0090	0.0025	0.0051	0.0088	0.0088
Mg	2.5023	2.6085	2.7008	2.6768	2.6392
Ca	0.0016	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0000	0.0000	0.0018	0.0000	0.0000
Na	0.0323	0.0173	0.0087	0.0516	0.0458
K	1.9546	1.9451	1.9387	1.8370	1.8711
F	0.1438	0.3193	0.6043	0.0888	0.1214
Cl	0.0026	0.0025	0.0329	0.0251	0.0400
Total	15.8350	15.9306	16.1737	15.7389	15.8146
Mg#	50.5	52.8	52.9	55	54.3

Mg# = Mg/(Mg+Fe) x 100

BIOTITES



Séricites

Éch. Grain	U-1702-58		U-1702-870		U-1732-437		U-1732-486			
	Ser1	Ser2	Ser1	Ser2	Ser1	Ser2	Ser1	Ser2	Ser3-A	Ser3-B
SiO ₂	46.11	46.00	46.26	45.79	47.39	46.22	46.76	46.67	46.17	56.00
TiO ₂	0.21	0.21	0.28	0.22	0.26	0.27	0.22	0.24	0.24	0.30
Al ₂ O ₃	35.32	34.83	31.62	32.33	30.92	32.29	33.19	34.64	33.40	27.36
FeO	2.17	2.43	3.77	3.16	2.97	3.52	2.23	2.39	2.41	2.36
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.05	0.01	0.00	0.01	0.02
MgO	0.45	0.55	1.29	1.11	1.48	1.18	0.60	0.59	0.54	0.62
CaO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02
BaO	0.27	0.33	0.34	0.31	0.00	0.28	0.03	0.15	0.41	0.28
Na ₂ O	1.19	0.12	0.54	0.59	0.57	0.73	1.07	1.11	1.17	0.75
K ₂ O	9.66	9.84	11.05	11.09	9.87	10.07	9.87	9.48	9.80	8.75
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01
Total prov	95.41	94.32	95.16	94.61	93.48	94.62	94.15	95.29	94.21	96.47
O --> F, Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.01	0.00
Total	95.41	94.32	95.16	94.61	93.48	94.62	94.08	95.29	94.20	96.47
Si	6.1505	6.1975	6.2959	6.2509	6.4594	6.2790	6.3141	6.2212	6.2624	7.2387
Ti	0.0211	0.0213	0.0287	0.0226	0.0267	0.0276	0.0223	0.0241	0.0245	0.0292
Al	5.5542	5.5322	5.0735	5.2032	4.9686	5.1715	5.2836	5.4438	5.3409	4.1694
Al IV	1.8495	1.8025	1.7041	1.7491	1.5406	1.7210	1.6859	1.7788	1.7376	0.7613
Al VI	3.7048	3.7297	3.3694	3.4541	3.4280	3.4504	3.5976	3.6651	3.6034	3.4080
Fe	0.2421	0.2738	0.4291	0.3608	0.3386	0.3999	0.2518	0.2664	0.2734	0.2551
Mn	0.0011	0.0011	0.0012	0.0012	0.0000	0.0058	0.0011	0.0000	0.0011	0.0022
Mg	0.0895	0.1104	0.2617	0.2258	0.3006	0.2389	0.1207	0.1172	0.1092	0.1194
Ca	0.0029	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0015	0.0000	0.0014	0.0029	0.0028
Ba	0.0141	0.0174	0.0181	0.0166	0.0000	0.0149	0.0016	0.0078	0.0218	0.0142
Na	0.3078	0.0313	0.1425	0.1562	0.1506	0.1923	0.2801	0.2869	0.3077	0.1880
K	1.6439	1.6914	1.9187	1.9315	1.7163	1.7453	1.7003	1.6122	1.6959	1.4430
F	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0726	0.0000	0.0000	0.0000
Cl	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0046	0.0000	0.0000	0.0023	0.0092	0.0022
Total	14.0271	13.8765	14.1693	14.1687	13.9655	14.0765	14.0484	13.9835	14.0490	13.4641

Éch. Grain	Séricites									
	U-1764-306		U-1764-348		JM87-1090		JM88-1007	87-39-88		M-81-9-19
	Ser1	Ser2	Ser1	Ser2	Ser1	Ser2	Ser1	Ser1	Ser2	Ser1
SiO ₂	45.83	45.91	45.95	45.98	45.25	44.92	46.39	44.66	45.84	46.85
TiO ₂	0.11	0.20	0.18	0.21	0.20	0.28	0.27	0.40	0.35	0.07
Al ₂ O ₃	34.76	34.58	34.81	34.85	35.66	35.51	34.50	31.54	31.22	30.82
FeO	2.28	2.39	2.98	2.44	2.10	2.18	1.97	4.20	4.26	3.53
MnO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.07	0.01	0.00
MgO	0.57	0.50	0.50	0.50	0.33	0.34	0.65	0.82	1.16	1.83
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.38
BaO	0.12	0.51	0.30	0.12	0.27	0.15	0.00	1.41	1.85	0.94
Na ₂ O	0.83	0.95	1.22	1.24	1.37	1.25	1.39	0.40	0.47	0.33
K ₂ O	10.18	10.12	9.68	9.97	9.90	9.88	9.76	10.52	10.50	10.69
F	0.00	0.00	0.08	0.20	0.00	0.08	0.24	0.47	0.27	0.09
Cl	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total prov	94.68	95.21	95.71	95.52	95.08	94.63	95.23	94.49	95.93	95.54
O --> F, Cl	0.00	0.00	0.04	0.09	0.00	0.03	0.10	0.20	0.11	0.04
Total	94.68	95.21	95.67	95.43	95.08	94.60	95.13	94.29	95.82	95.50
Si	6.1706	6.1724	6.1424	6.1447	6.0753	6.0584	6.1920	6.1838	6.2630	6.3603
Ti	0.0111	0.0202	0.0181	0.0211	0.0202	0.0284	0.0271	0.0417	0.0360	0.0071
Al	5.5176	5.4810	5.4859	5.4906	5.6444	5.6462	5.4289	5.1486	5.0288	4.9327
Al IV	1.8294	1.8276	1.8576	1.8553	1.9247	1.9416	1.8080	1.8162	1.7370	1.6397
Al VI	3.6882	3.6534	3.6283	3.6353	3.7198	3.7045	3.6209	3.3325	3.2918	3.2930
Fe	0.2567	0.2687	0.3332	0.2727	0.2358	0.2459	0.2199	0.4864	0.4868	0.4008
Mn	0.0000	0.0034	0.0000	0.0000	0.0000	0.0046	0.0034	0.0082	0.0012	0.0000
Mg	0.1144	0.1002	0.0996	0.0996	0.0660	0.0683	0.1293	0.1692	0.2362	0.3703
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0043	0.0000	0.0000	0.0553
Ba	0.0063	0.0269	0.0157	0.0063	0.0142	0.0079	0.0000	0.0765	0.0990	0.0500
Na	0.2167	0.2476	0.3162	0.3213	0.3566	0.3269	0.3597	0.1074	0.1245	0.0869
K	1.7487	1.7358	1.6509	1.6998	1.6958	1.7000	1.6620	1.8584	1.8303	1.8515
F	0.0000	0.0000	0.0338	0.0845	0.0000	0.0341	0.1013	0.2058	0.1167	0.0386
Cl	0.0000	0.0046	0.0023	0.0023	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0023
Total	14.0421	14.0609	14.0981	14.1429	14.1084	14.1207	14.1280	14.2860	14.2223	14.1558

Séricites

Éch. Grain	M-81-9-76		LD-87-3-34,1	
	Ser1	Ser2	Ser1-A	Ser1-B
SiO ₂	46.73	46.30	46.78	47.80
TiO ₂	0.23	0.10	0.20	0.02
Al ₂ O ₃	30.45	32.23	34.94	38.24
FeO	3.96	3.26	1.37	0.45
MnO	0.04	0.00	0.02	0.00
MgO	1.35	1.00	0.67	0.10
CaO	0.00	0.01	0.00	0.35
BaO	0.74	0.90	0.08	0.00
Na ₂ O	0.40	0.28	1.32	5.89
K ₂ O	10.81	10.82	9.89	1.99
F	0.17	0.34	0.25	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.01
Total prov	94.88	95.24	95.52	94.85
O --> F, Cl	0.07	0.14	0.11	0.00
Total	94.81	95.10	95.41	94.85
Si	6.3913	6.2862	6.2063	6.1446
Ti	0.0237	0.0102	0.0200	0.0019
Al	4.9098	5.1589	5.4649	5.7952
Al IV	1.6087	1.7138	1.7937	1.8554
Al VI	3.3011	3.4451	3.6712	3.9399
Fe	0.4530	0.3702	0.1520	0.0484
Mn	0.0046	0.0000	0.0022	0.0000
Mg	0.2752	0.2023	0.1325	0.0192
Ca	0.0000	0.0015	0.0000	0.0482
Ba	0.0397	0.0479	0.0042	0.0000
Na	0.1061	0.0737	0.3396	1.4681
K	1.8863	1.8742	1.6740	0.3264
F	0.0735	0.1460	0.1049	0.0000
Cl	0.0000	0.0000	0.0000	0.0022
Total	14.1631	14.1711	14.1005	13.8541

Minéraux opaques

Éch.	Arsénopyrite		Sphalérite	
	JM87-1090		JM87-1090	
	Grain	Asp1-A	Asp1-B	Spha1
S	22.59	21.75	S	33.79
Fe	35.15	35.95	Fe	6.63
Zn	0.00	0.00	Zn	58.38
Ni	0.02	0.00	Ni	0.00
As	40.63	41.71	As	0.07
Mn	0.02	0.00	Mn	0.00
Cd	0.03	0.00	Cd	0.51
Total	98.45	99.42	Total	99.39
S (at)	0.7045	0.6784	S(at)	1.0537
Fe (at)	0.6294	0.6437	Fe(at)	0.1188
Zn (at)	0.0000	0.0000	Zn(at)	0.8931
Ni (at)	0.0004	0.0000	Ni(at)	0.0000
As (at)	0.5423	0.5567	As(at)	0.0009
Mn (at)	0.0004	0.0001	Mn(at)	0.0001
Cd (at)	0.0003	0.0000	Cd(at)	0.0045
Total	1.8773	1.8789	Total	2.0712

Scapolite et Spinelle

Scapolite						Spinelle		Chloritoïdes		
Éch.	LD-87-3-34,1					Éch.	JM87-1007	Éch.	U-1702-58	
	Grain	Sca1-A	Sca1-B	Sca2-A	Sca2-B				Sca3	Grain
SiO ₂	53.61	54.09	54.22	54.63	54.77	Al ₂ O ₃	48.84	SiO ₂	26.12	24.06
TiO ₂	0.01	0.04	0.02	0.01	0.00	TiO ₂	0.01	TiO ₂	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	23.32	23.41	23.17	23.16	22.94	Cr ₂ O ₃	0.08	Al ₂ O ₃	40.14	39.87
FeO	0.39	0.06	0.06	0.05	0.05	FeO(t)	7.28	FeO	24.81	26.09
MnO	0.05	0.00	0.01	0.02	0.00	Fe ₂ O ₃	7.92	MnO	0.20	0.19
MgO	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	FeO	0.15	MgO	1.81	1.84
CaO	8.87	9.16	8.99	8.59	8.63	MnO	0.03	CaO	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	MgO	0.68	BaO	0.00	0.00
Na ₂ O	8.25	8.38	8.70	8.74	9.27	CaO	0.00	Na ₂ O	0.12	0.01
K ₂ O	0.20	0.23	0.20	0.23	0.20	ZnO	41.49	K ₂ O	0.72	0.15
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	V ₂ O ₃	0.00	F	0.00	0.00
Cl	2.91	3.04	2.99	3.02	3.23	Total	98.40	Cl	0.07	0.15
CO ₂ *	1.34	1.21	1.27	1.25	0.98	Al	14.4823	Total prov	94.02	92.39
Total prov	99.08	99.62	99.63	99.93	100.07	Ti	0.0011	O -> F, Cl	0.02	0.03
O --> F, Cl	0.66	0.69	0.67	0.68	0.73	Cr	0.0165	Total	94.00	92.36
Total	98.42	98.94	98.95	99.25	99.35	Fe ³⁺	1.4989	Si	2.1247	2.0102
Si	7.9322	7.9458	7.9798	8.0011	8.0333	Fe ²⁺	0.0322	Ti	0.0018	0.0019
Ti	0.0011	0.0044	0.0022	0.0011	0.0000	Mn	0.0060	Al	3.8494	3.9272
Al	4.0678	4.0542	4.0202	3.9989	3.9667	Mg	0.2546	Fe	1.6879	1.8230
Fe	0.0483	0.0074	0.0074	0.0061	0.0061	Ca	0.0000	Mn	0.0138	0.0134
Mn	0.0063	0.0000	0.0012	0.0025	0.0000	Zn	7.7083	Mg	0.2194	0.2291
Mg	0.0287	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	V	0.0000	Ca	0.0000	0.0000
Ca	1.4063	1.4418	1.4177	1.3480	1.3563	Total	24.0000	Ba	0.0000	0.0000
Ba	0.0000	0.0000	0.0000	0.0132	0.0000	Fe ²⁺ et Fe ³⁺ calculés d'après la stochiométrie	K	0.0747	0.0160	
Na	2.3668	2.3869	2.4827	2.4820	2.6363	F	0.0000	0.0000		
K	0.0378	0.0431	0.0376	0.0430	0.0374	Cl	0.0097	0.0212		
F	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	Total	8.0004	8.0437		
Cl	0.7297	0.7568	0.7458	0.7496	0.8029	Mg#	11.5	11.2		
C (CO ₂)*	0.2703	0.2432	0.2542	0.2504	0.1971	Mg# = Mg/(Mg+Fe) x 100				
Total	16.8951	16.8836	16.9488	16.8959	17.0362					
Me%	38.3	37.4	36.2	35.0	33.8					
EqAn	35.6	35.1	34.0	33.3	32.2					

Formule structurale calculée avec Si+Al=12

* CO₂ calculé d'après la stochiométrie

Me%: Pourcentage de méionite

100*(Ca+Mg+Fe+Mn+Ti)/(Na+K+Ca+Mg+Fe+Mn+Ti)

EqAn: Équivalent Anorthite 100*(Al-3)/3



Figures

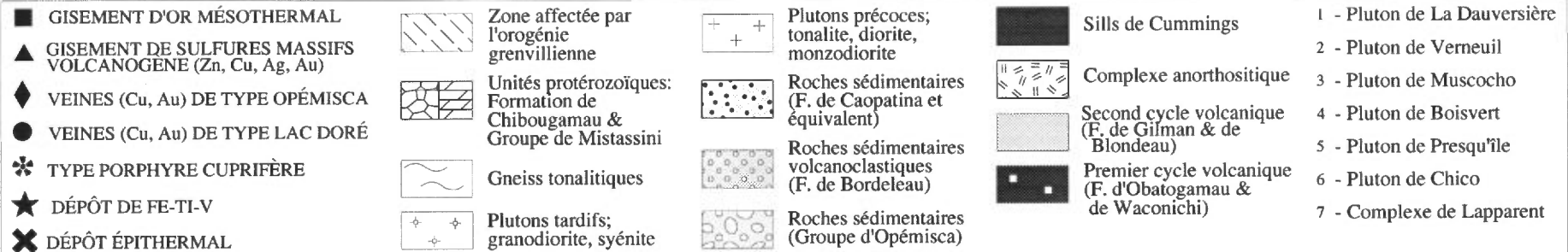
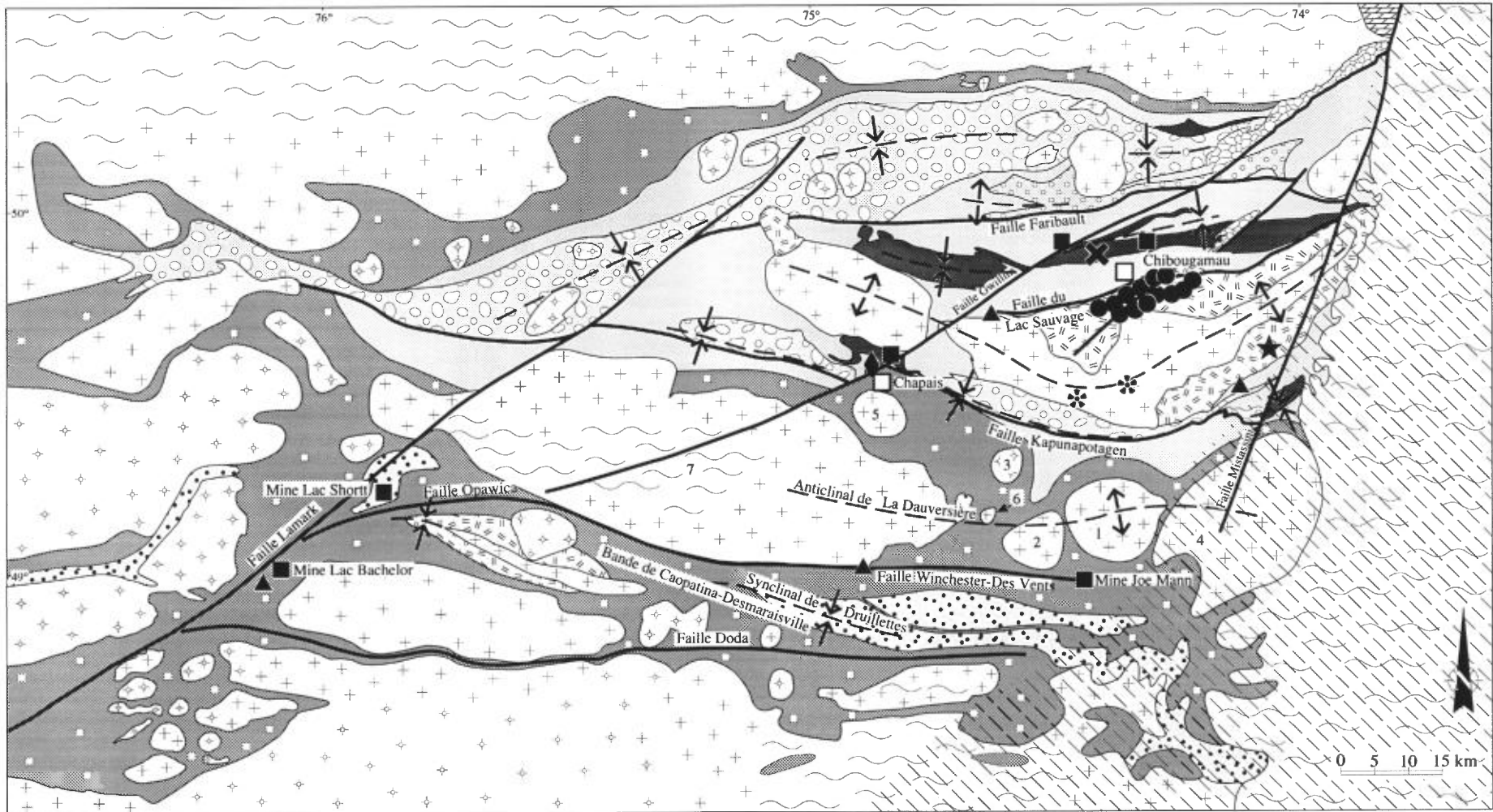


FIGURE 1 – Carte géologique simplifiée de la région de Chibougamau-Coapatina montrant la position des mines Joe Mann, Lac Shortt et Lac Bachelor (modifiée d'après Guha et al., 1990)

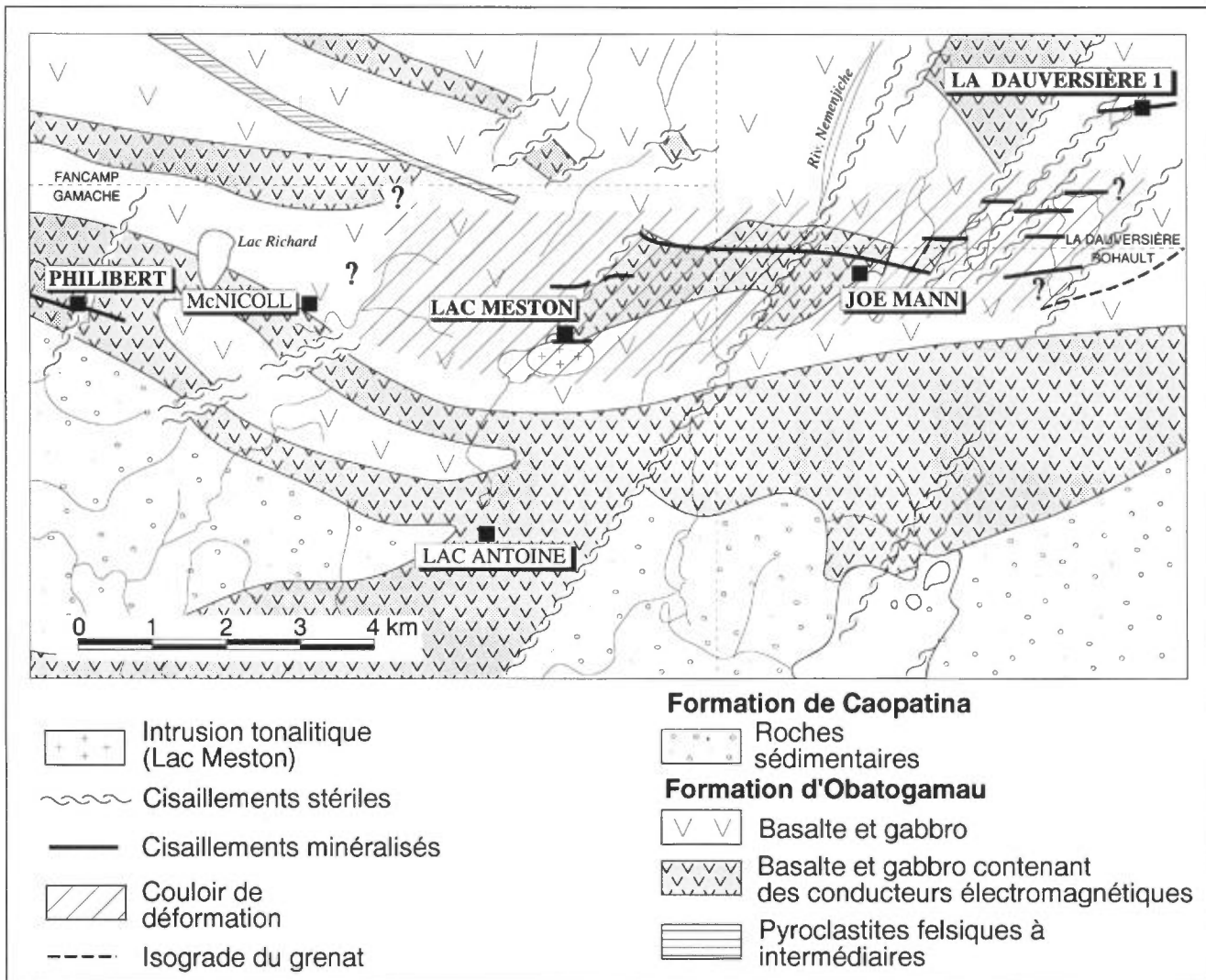


FIGURE 2 – Carte géologique simplifiée de la région de la mine Joe Mann montrant la position des gîtes et indices à l'étude (d'après Gobeil et Racicot, 1982 et Hébert, 1980).

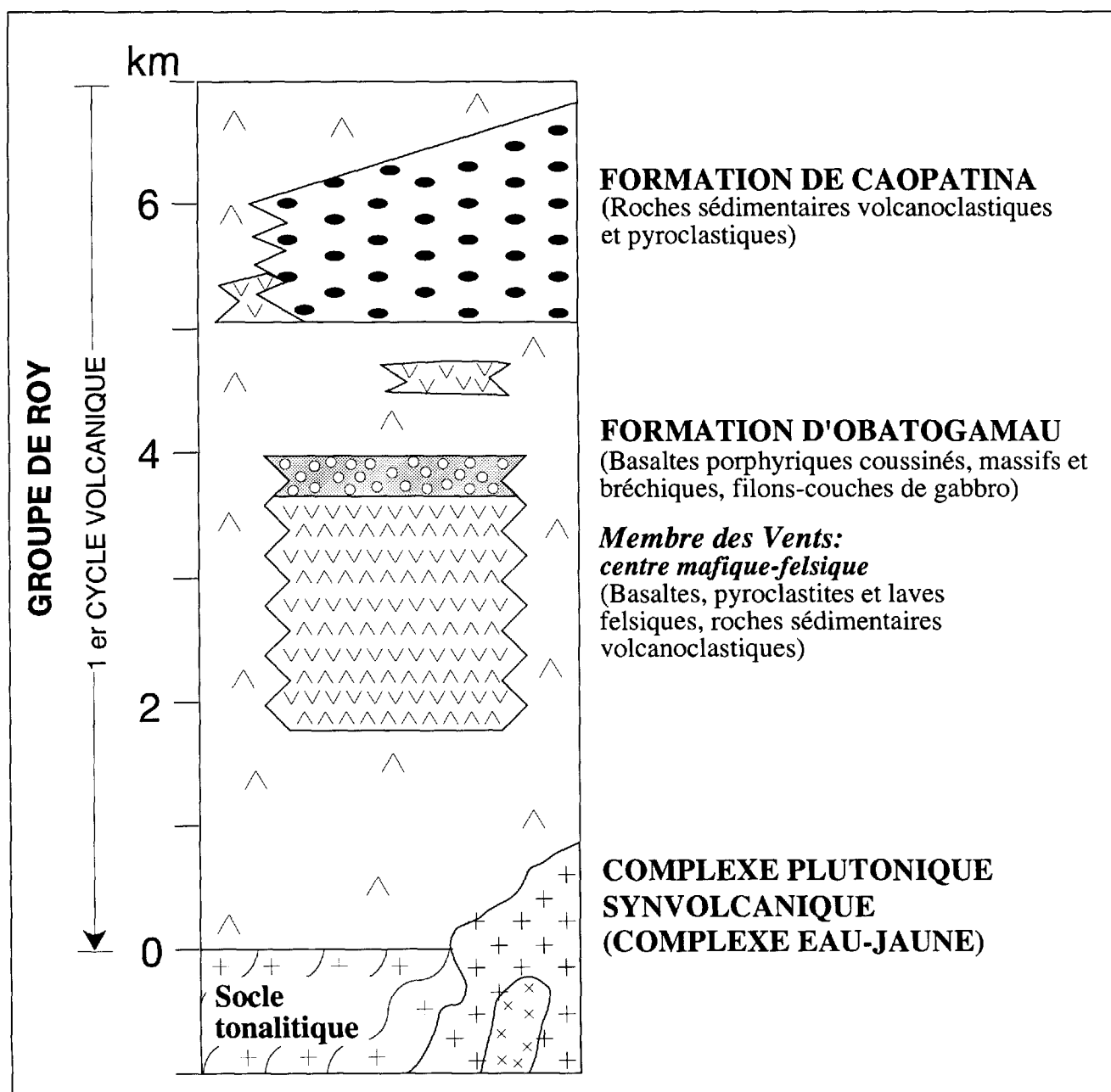


FIGURE 3 – Stratigraphie simplifiée de la bande de Caopatina-Desmaraisville dans la région du lac des Vents (modifiée d'après Mueller *et al.*, 1989).

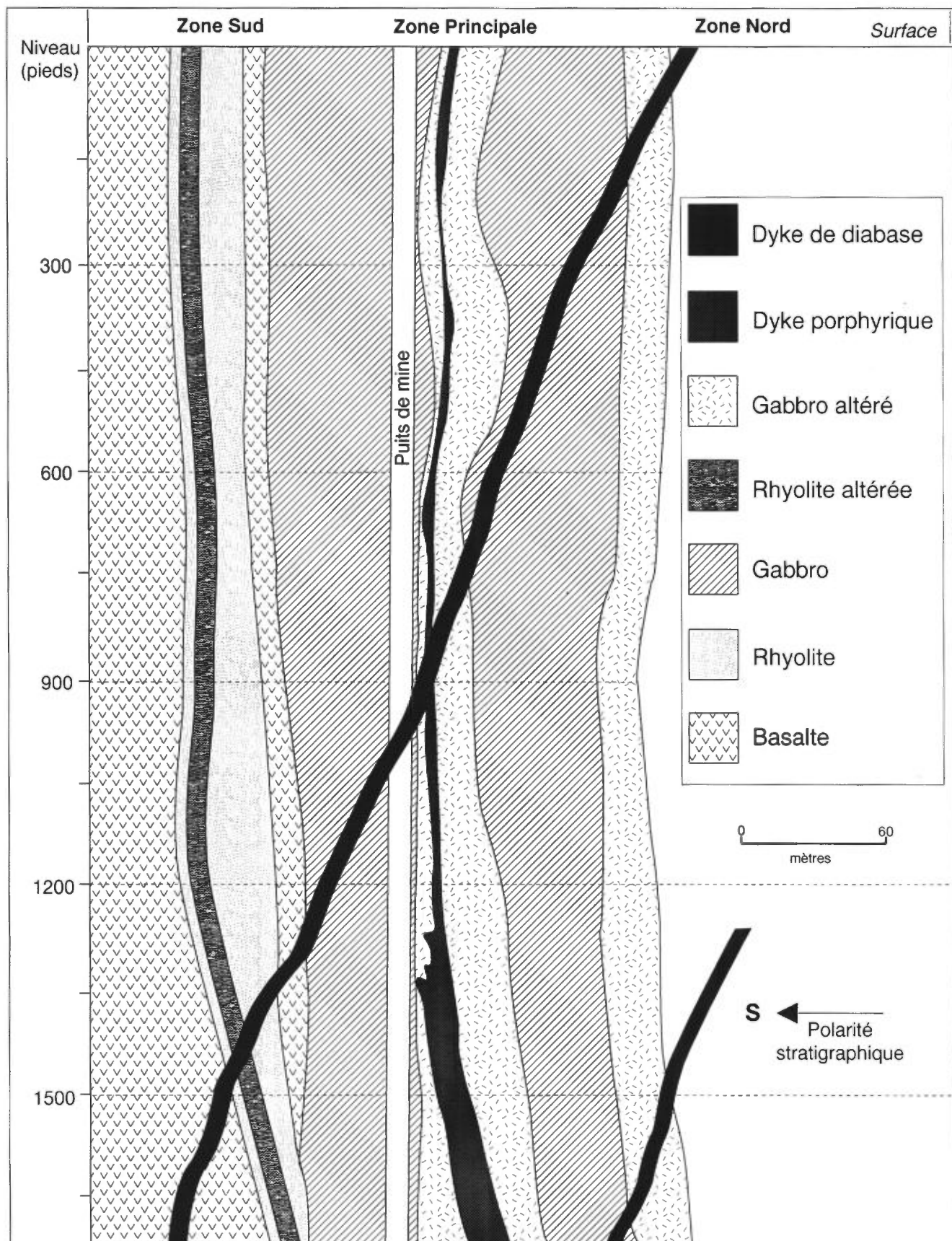


FIGURE 4 – Section transversale schématique de la mine Joe Mann illustrant la stratigraphie du gisement. Section «0» à travers le puits de mine. Les dykes felsiques dont l'épaisseur est inférieure à 5 m ont été omis (d'après Wagner, 1979).

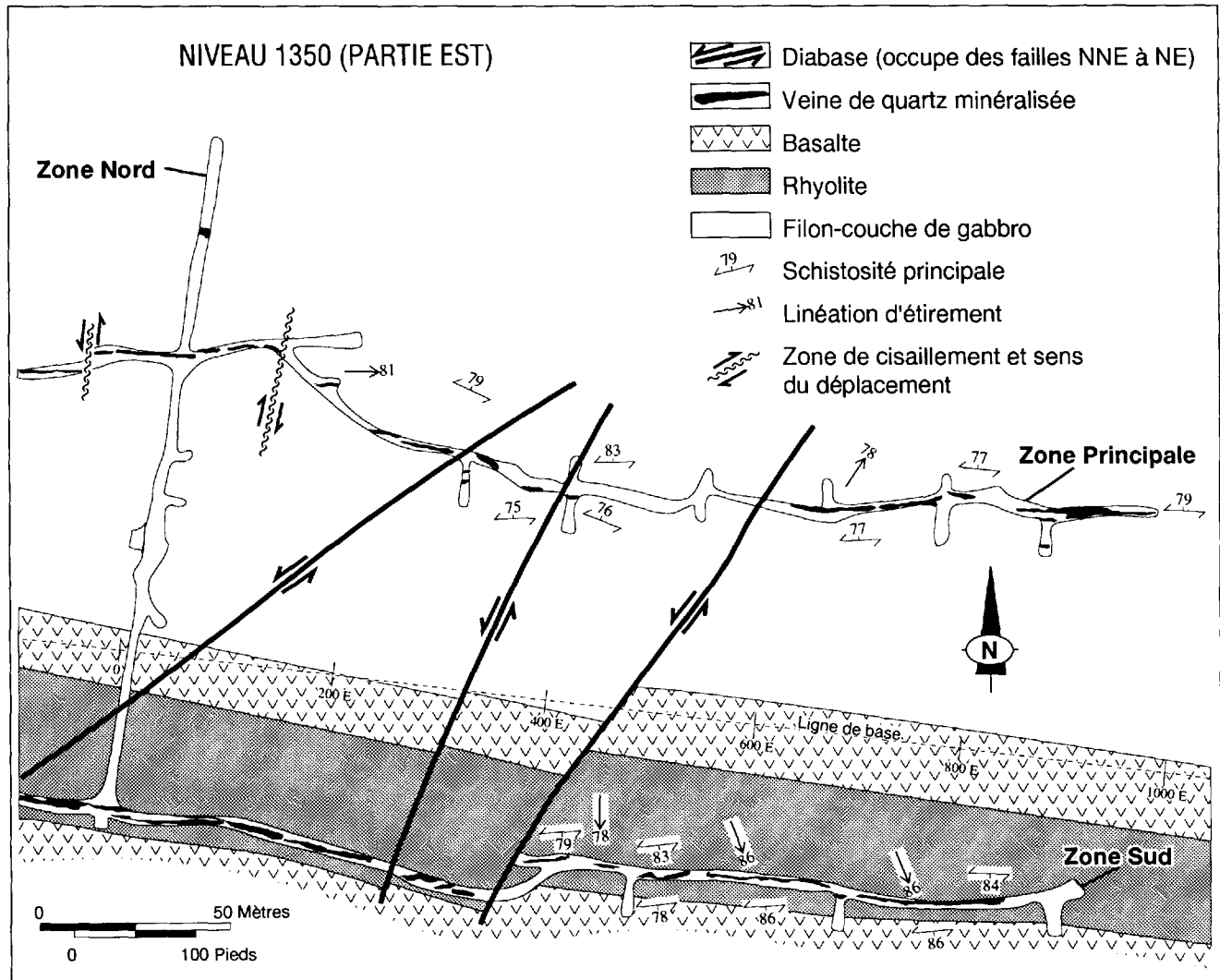


FIGURE 5 – Plan simplifié de la mine Joe Mann; niveau 1350, partie orientale. Les dykes felsiques ont été omis pour simplification (modifiée d'après les plans de la mine).

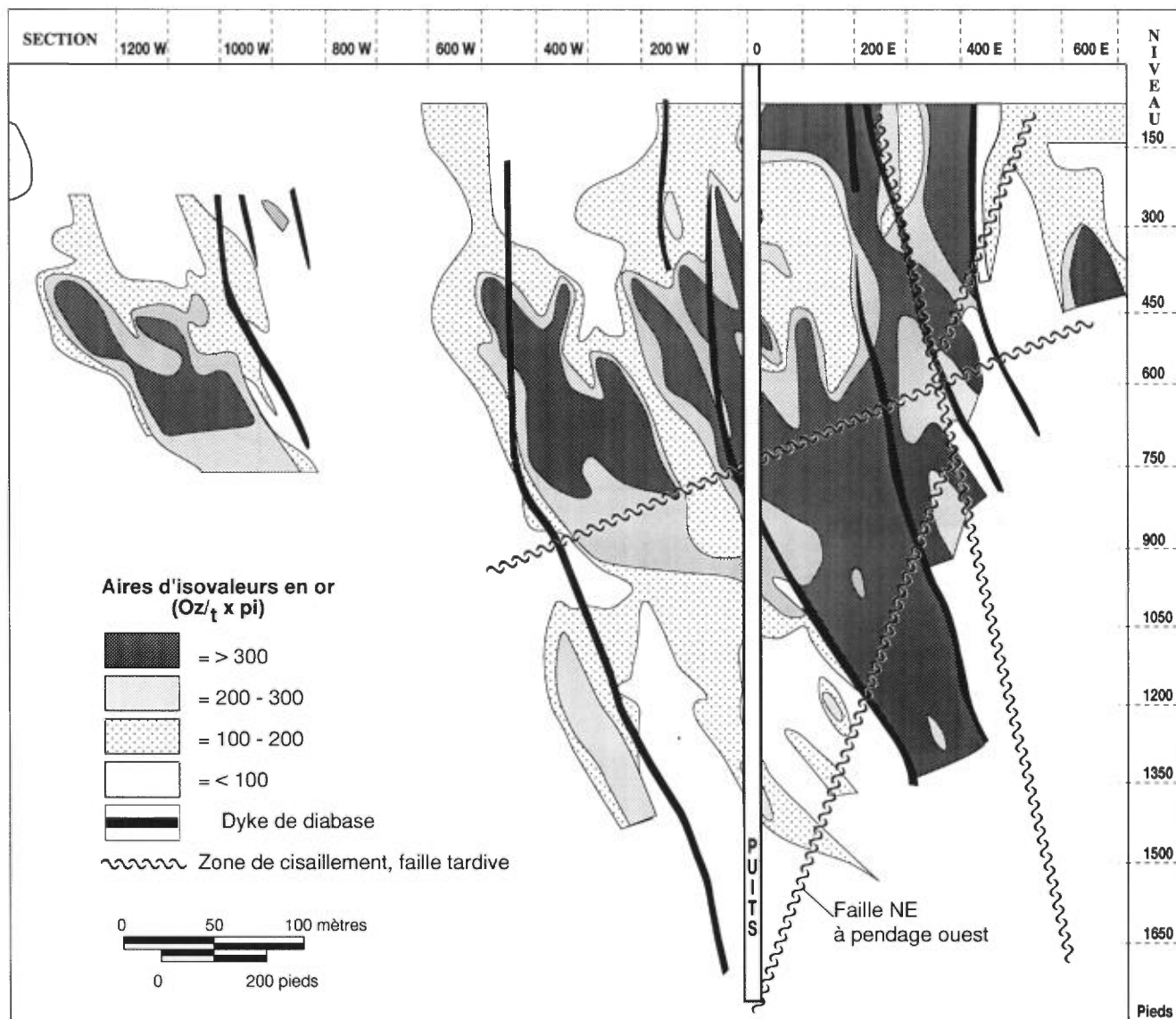


FIGURE 6 – Mine Joe Mann. Section longitudinale E-W de la lentille minéralisée Principale présentant les aires d'isovaleurs de la variable obtenue en faisant le produit des teneurs en or (oz/t) par l'épaisseur (en pieds) de la zone minéralisée. On constate que les axes d'allongement des lentilles minéralisées accusent un fort pendage ($\approx 80^\circ$) vers l'est (modifiée d'après des plans de la mine).

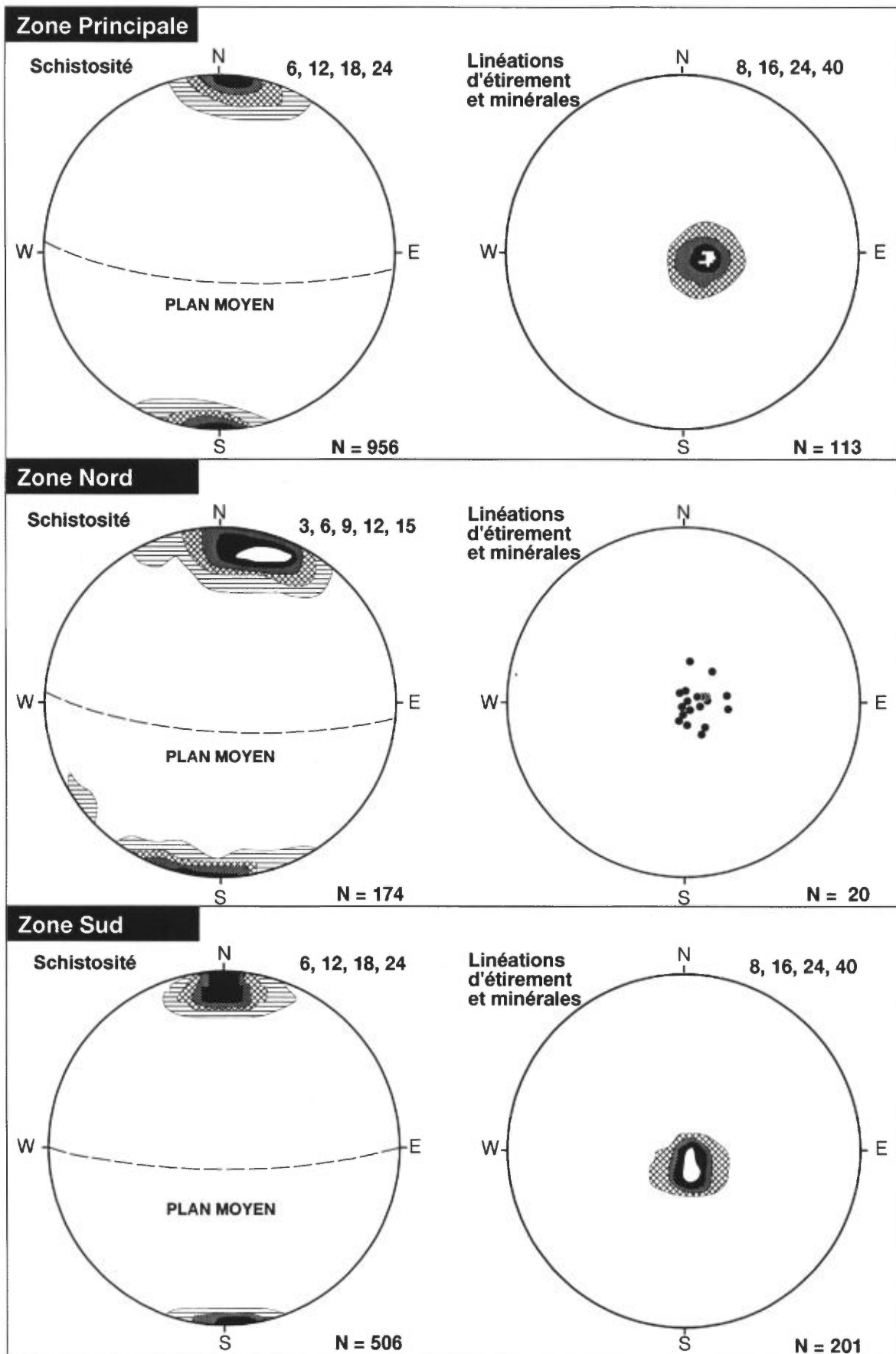


FIGURE 7 – Mine Joe Mann. Stéréogrammes équiaires des pôles des plans de schistosité (diagramme π) et des linéations d'étirement pour les zones de cisaillement Principale, Nord et Sud.

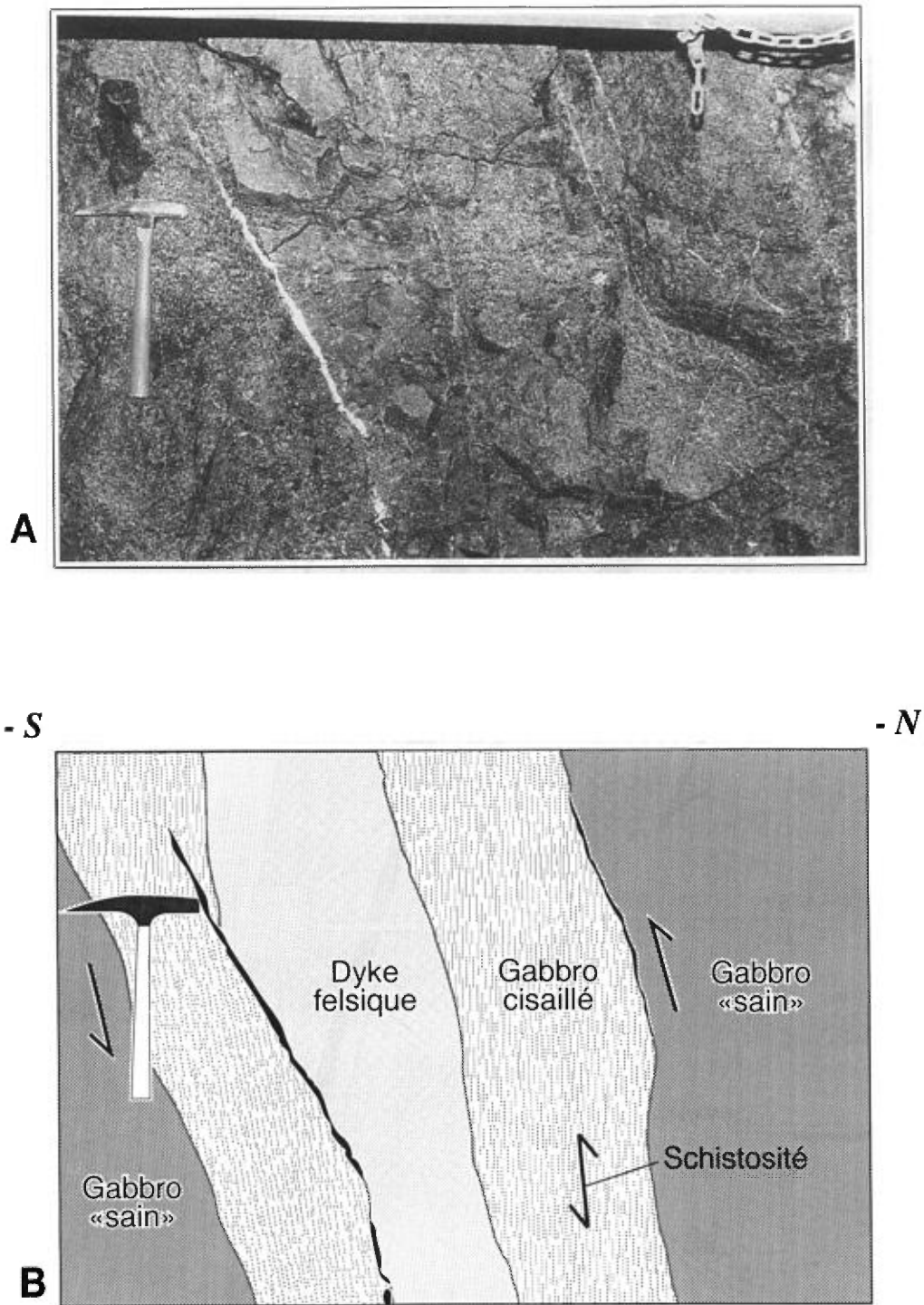


FIGURE 8 – Mine Joe Mann. Photographie A) et schéma B) d'une petite zone de cisaillement E-W recoupant un gabbro à grains grossiers relativement frais. Le centre de la zone de cisaillement est occupé par un dyke felsique. On remarque une relation angulaire entre les murs du cisaillement (parallèles à l'orientation du dyke) et la schistosité subverticale, ce qui suggère un mouvement inverse du nord (droite de la photo) vers le sud. Vue en coupe en regardant vers l'ouest, près de la zone Nord, niveau 1050.

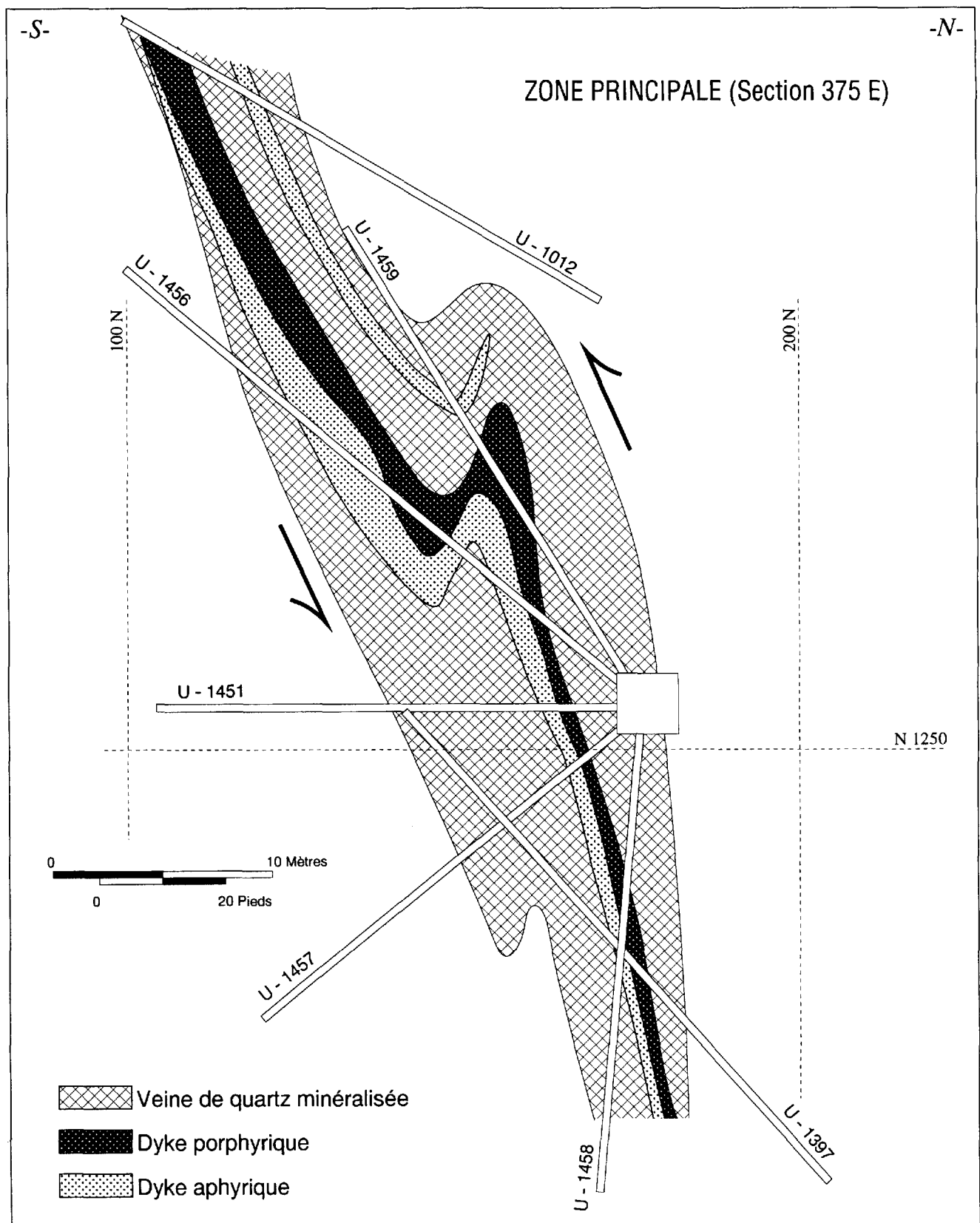


FIGURE 9 – Mine Joe Mann (section 375 E). Pli d'entraînement en Z dans la zone Principale, suggérant un mouvement inverse le long de la zone de cisaillement (interprété à partir des logs de forages et des plans de la mine).

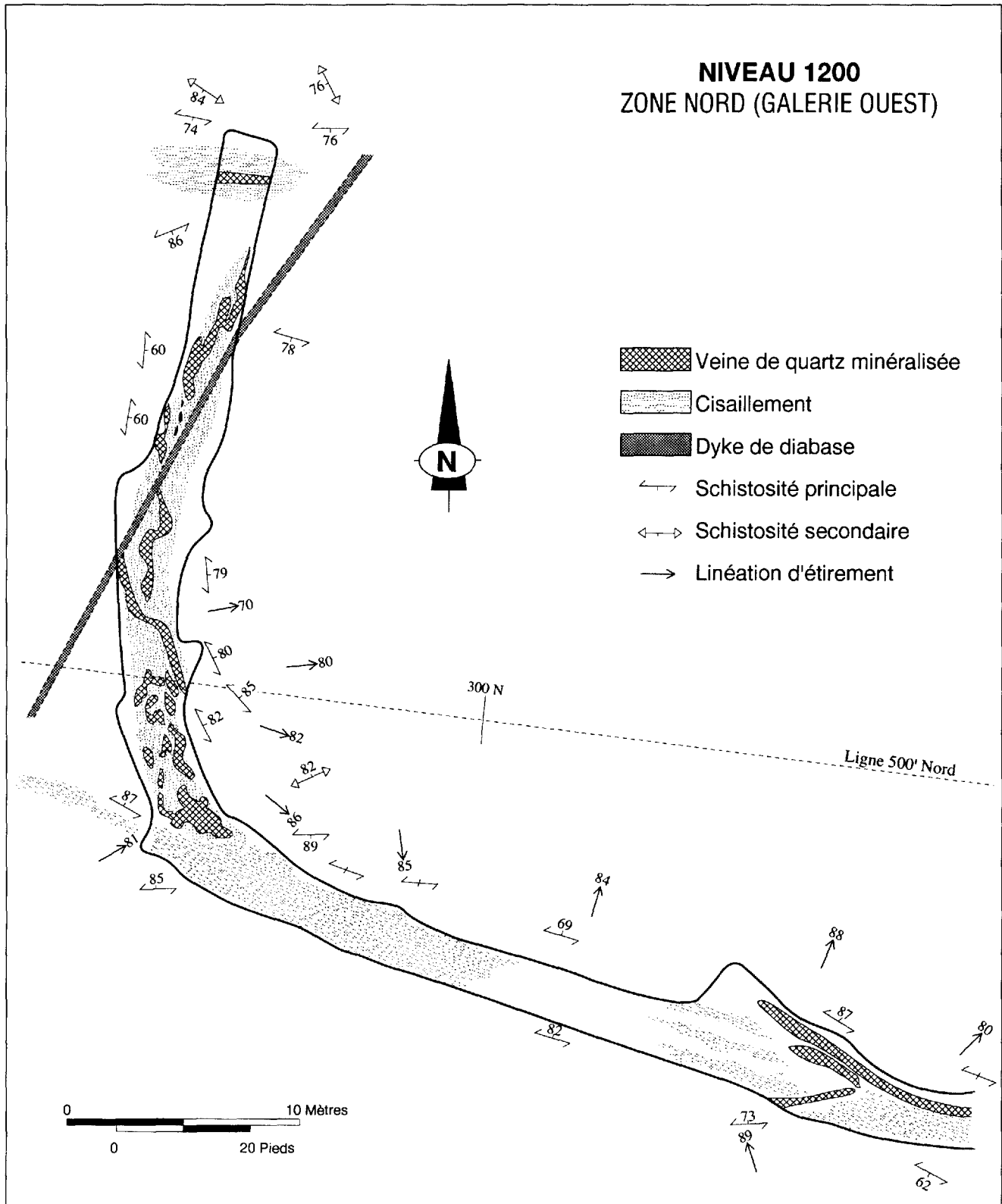


FIGURE 10 – Mine Joe Mann (vue en plan). Détail de la zone minéralisée Nord, niveau 1200, galerie ouest. On observe une réorientation de la zone minéralisée d'une direction E-W à une direction N-S (modifiée d'après les plans de la mine).

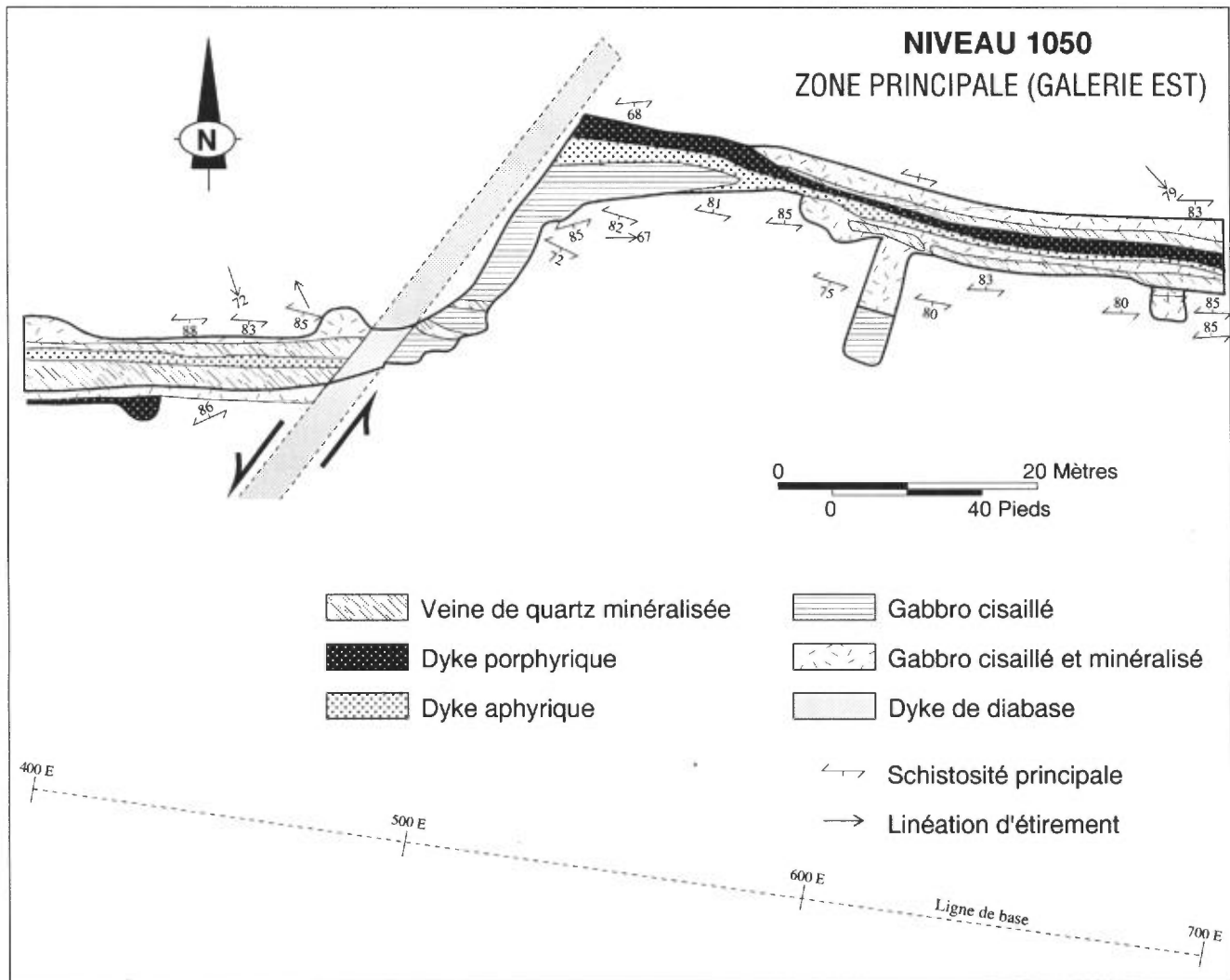


FIGURE 11 – Mine Joe Mann. Détail de la zone minéralisée Principale; vue en plan du niveau 1050, galerie est. On observe une veine de quartz associée à des dykes porphyriques et aphyriques recoupée et déplacée par une faille NE à déplacement apparent senestre. Un dyke de diabase a ensuite fait intrusion dans cette zone de faiblesse (modifiée d'après des plans de la mine).

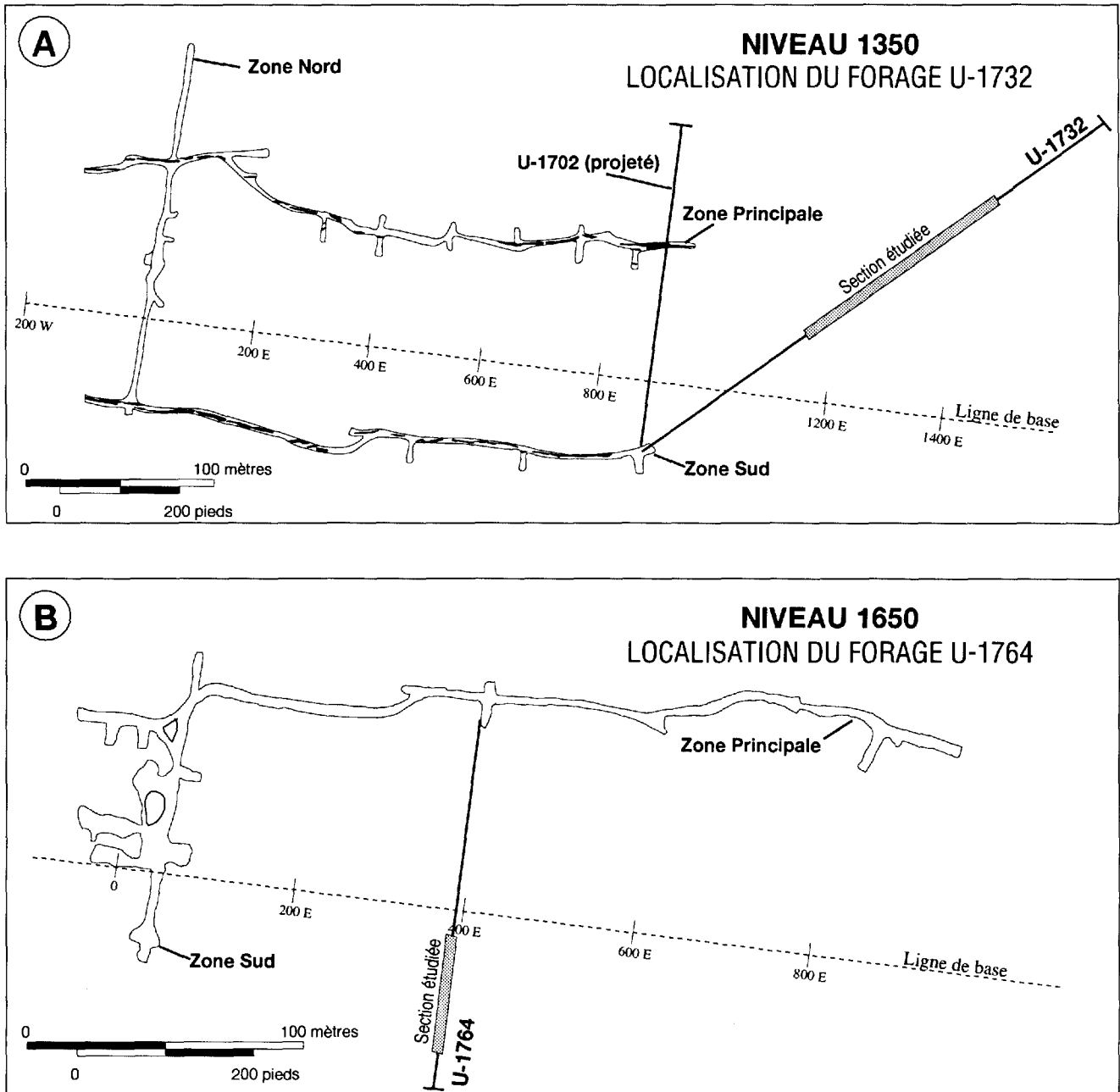


FIGURE 12 – Mine Joe Mann. Localisation des forages (vue en plan): A) U-1732 au niveau 1350, et B) U-1764 au niveau 1650.

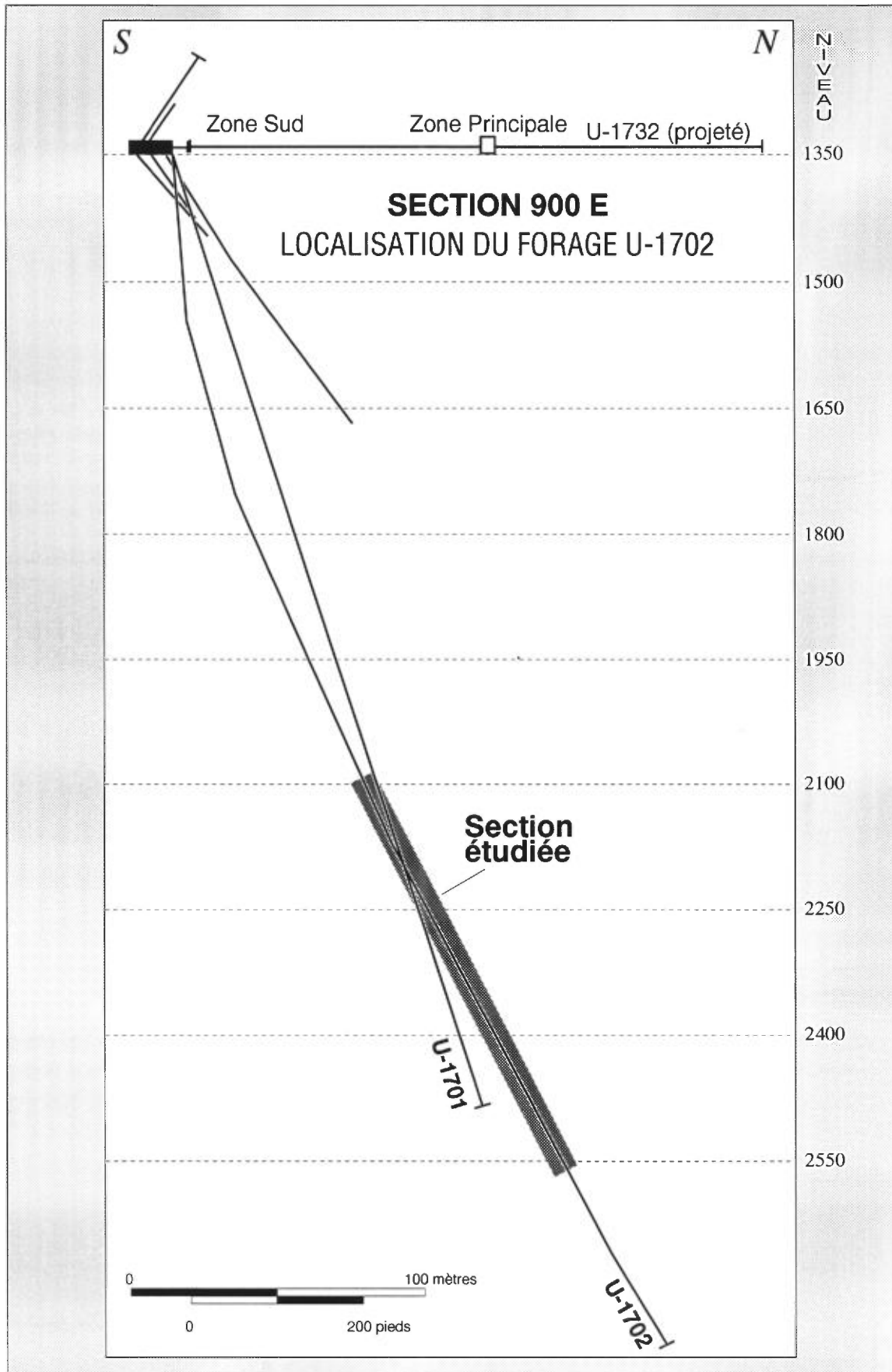


FIGURE 13 – Mine Joe Mann. Localisation du forage U-1702, section 900 E.

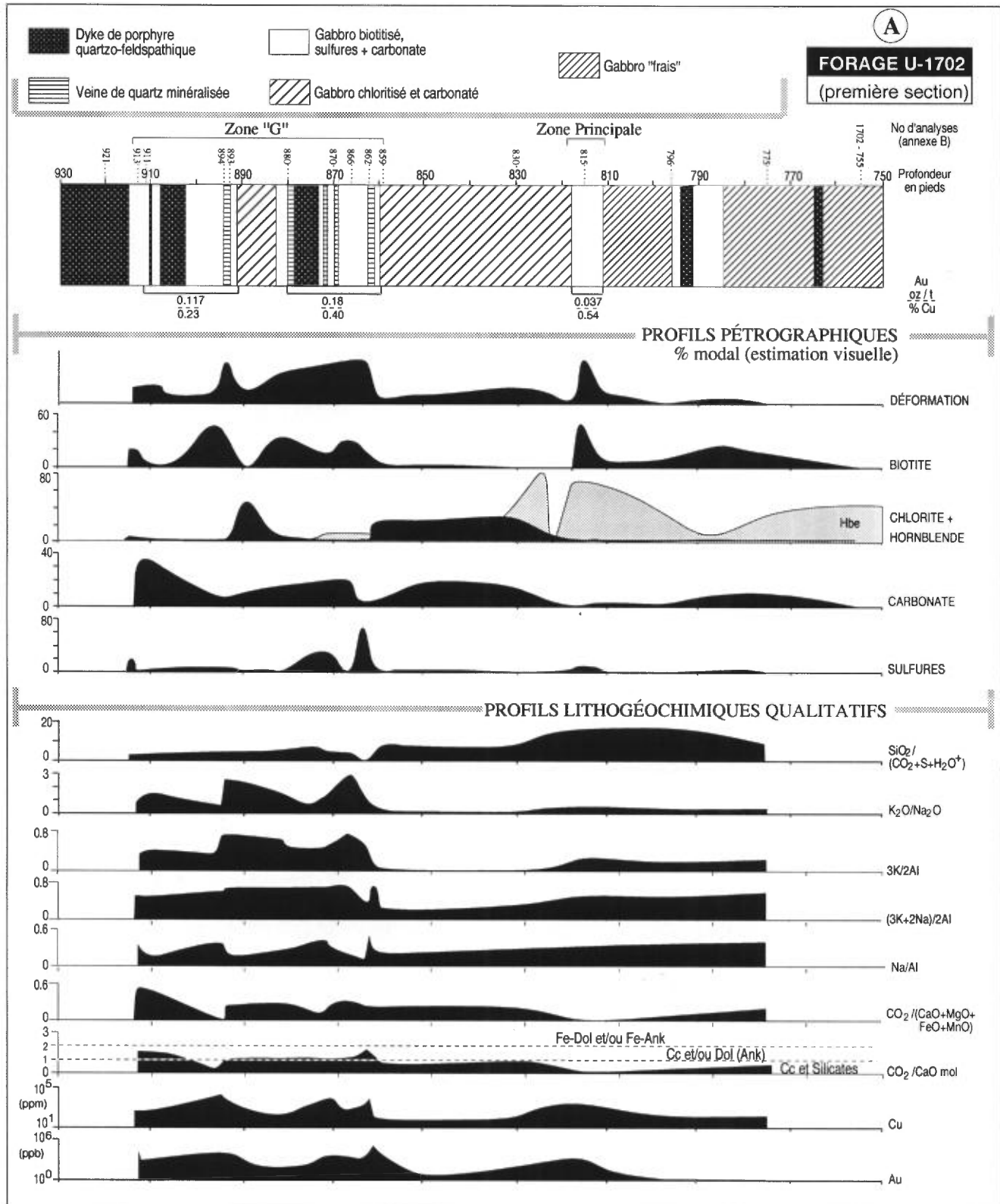


FIGURE 14A – Mine Joe Mann. Profils pétrographiques et lithogéochimiques qualitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage U-1702 (première section: 750-930 pieds). Les épaisseurs vraies sont obtenues en multipliant les intersections recoupées par un facteur de 0,57 (voir localisation du forage aux figures 12A et 13).

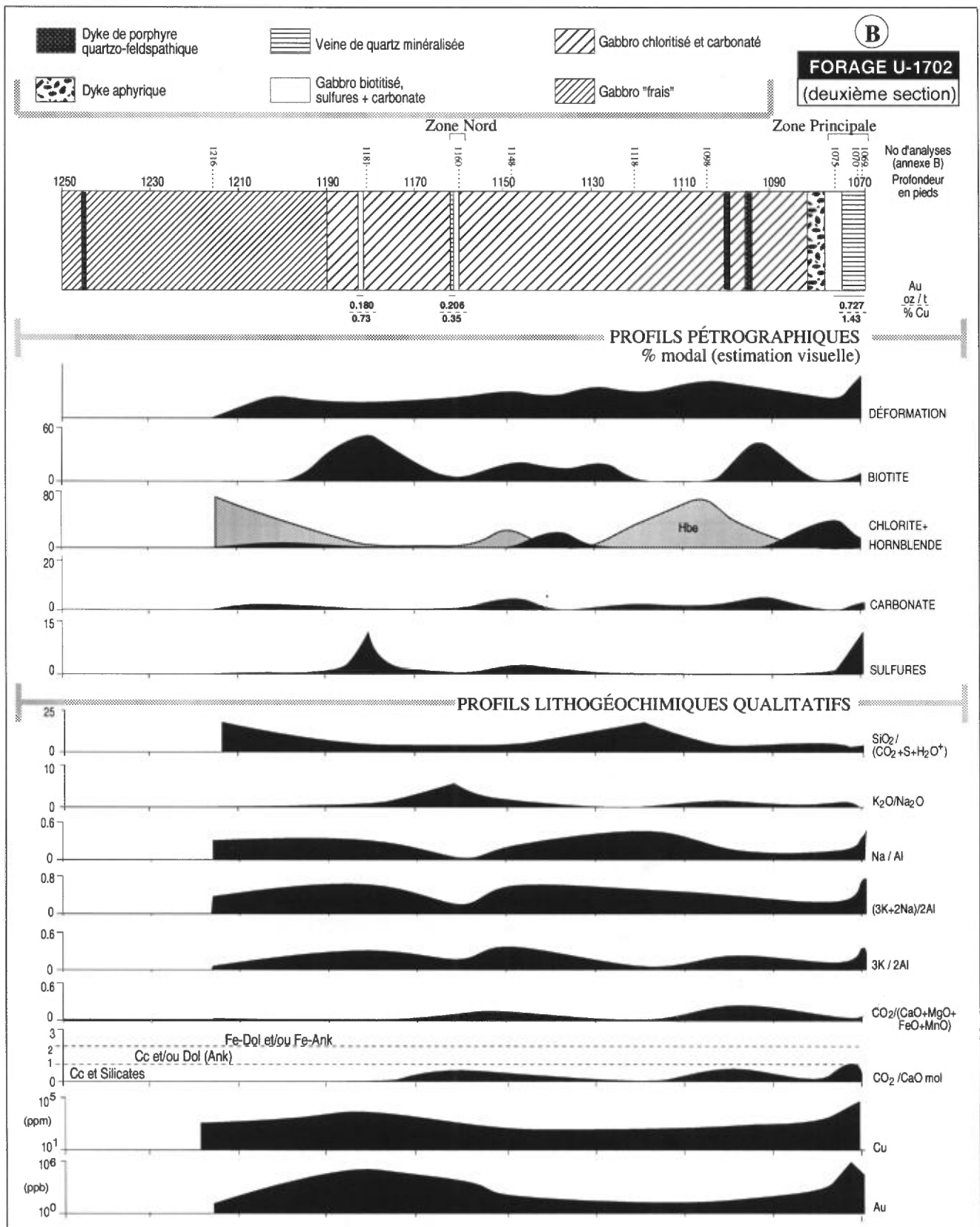


FIGURE 14B – Mine Joe Mann. Profils pétrographiques et lithogéochimiques qualitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage U-1702 (deuxième section: 1070-1250 pieds). Les épaisseurs vraies sont obtenues en multipliant les intersections recoupées par un facteur de 0,57 (voir localisation du forage aux figures 12A et 13).

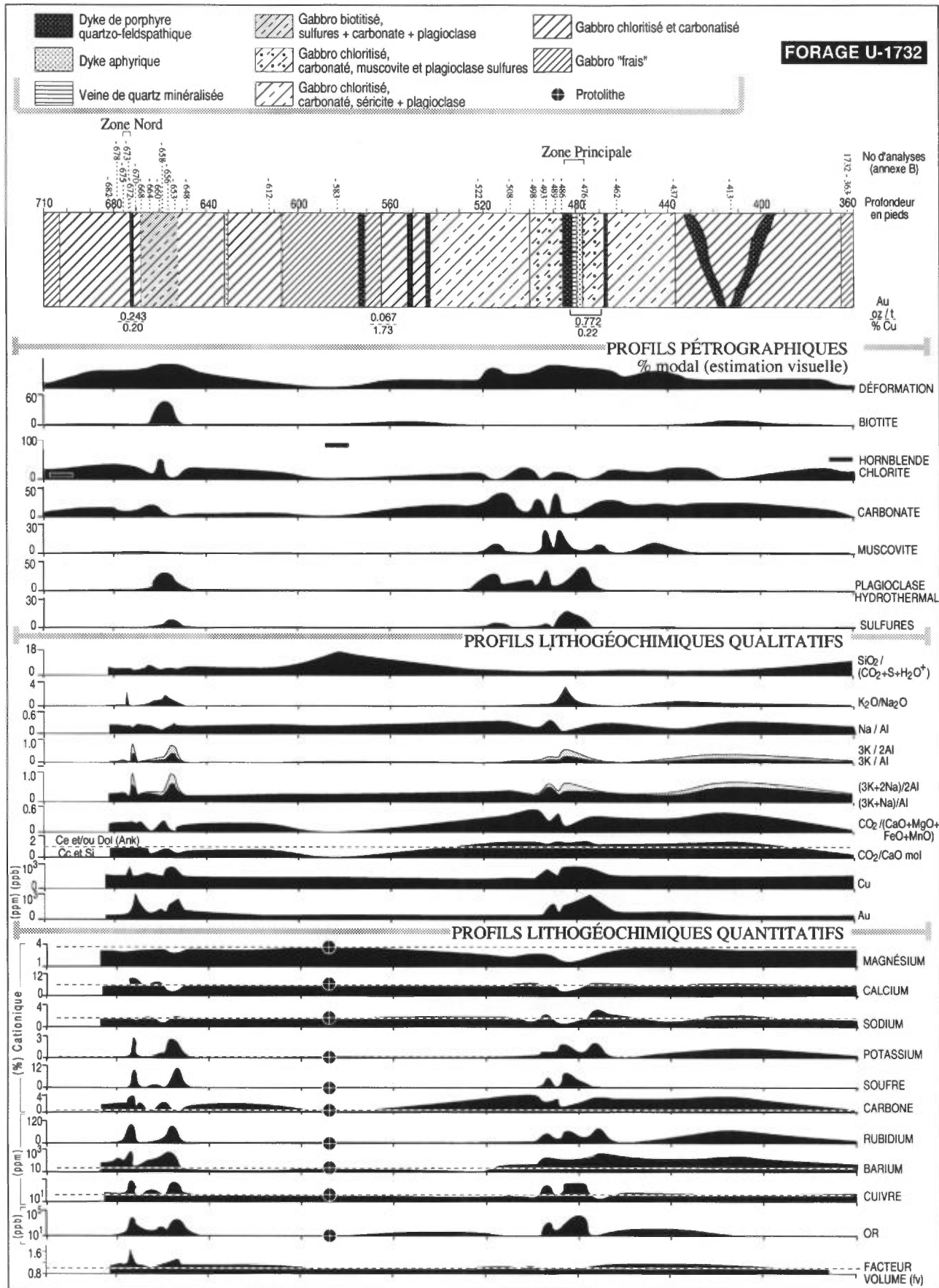


FIGURE 15 – Mine Joe Mann. Profils pétrographiques, lithogéochimiques qualitatifs et quantitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage U-1732. Les épaisseurs vraies sont obtenues en multipliant les intersections recoupées par un facteur de 0,67 (voir localisation du forage à la figure 12A).

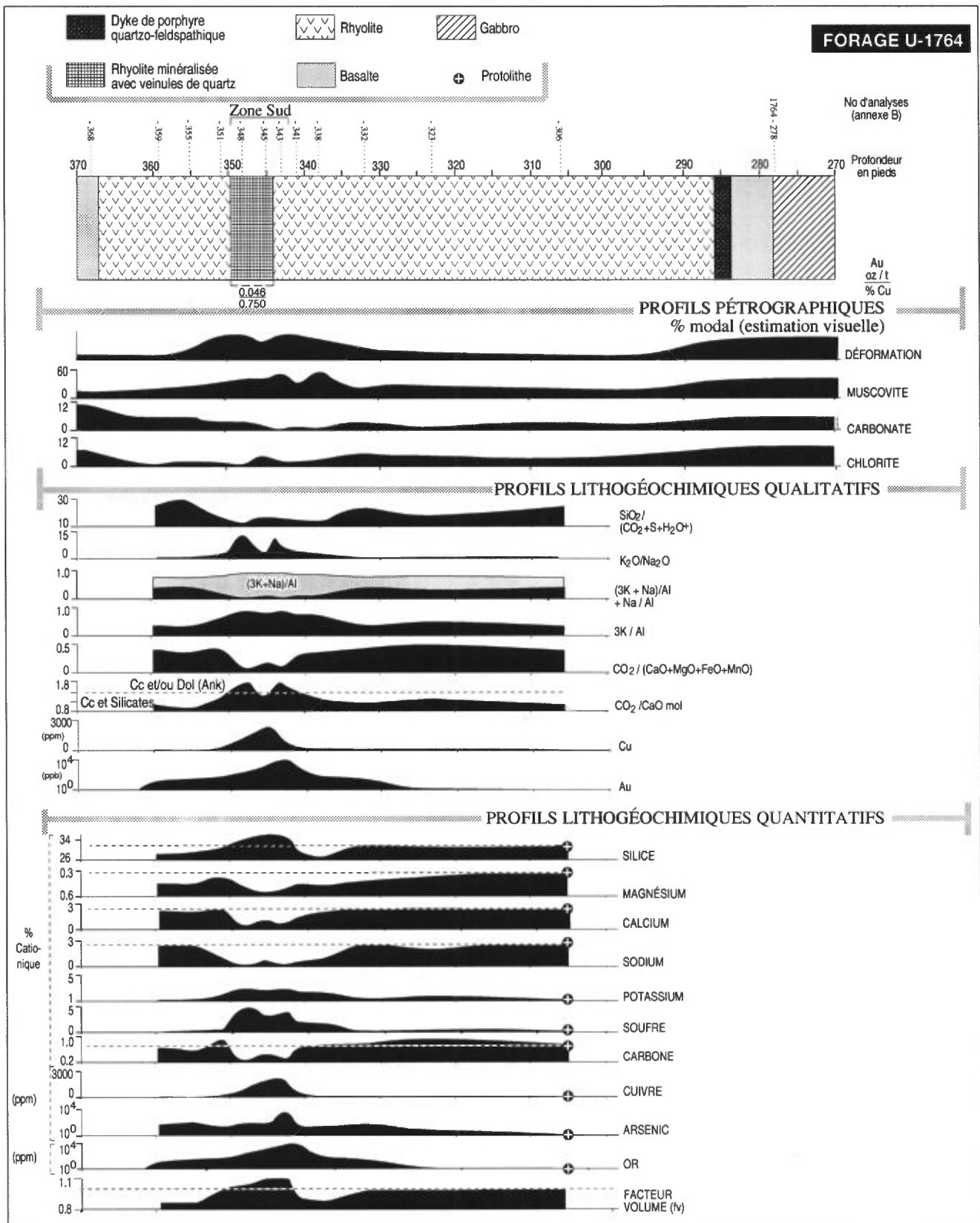


FIGURE 16 – Mine Joe Mann. Profils pétrographiques, lithogéochimiques qualitatifs et quantitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage U-1764. La section est ici en vraie grandeur (voir localisation du forage à la figure 12B).

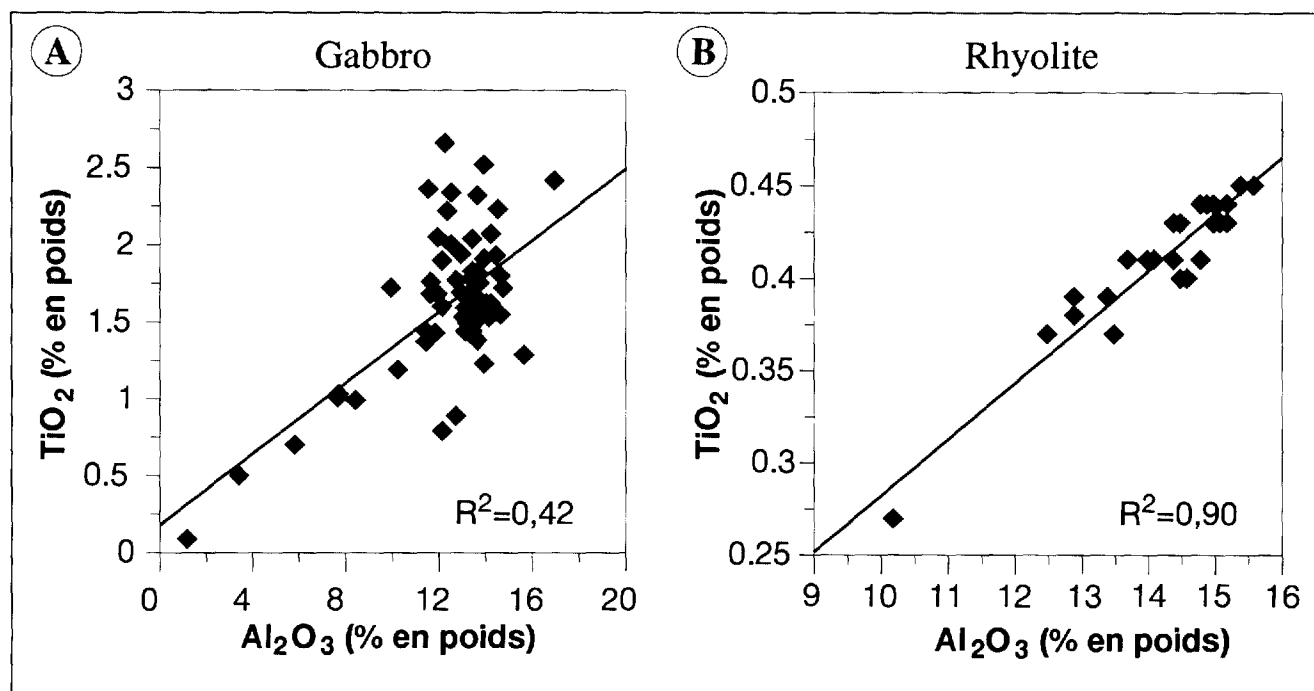


FIGURE 17 – Mine Joe Mann. Diagrammes de variation TiO_2 vs Al_2O_3 pour les échantillons A) de gabbro, et B) de rhyolite analysés à l'annexe B.

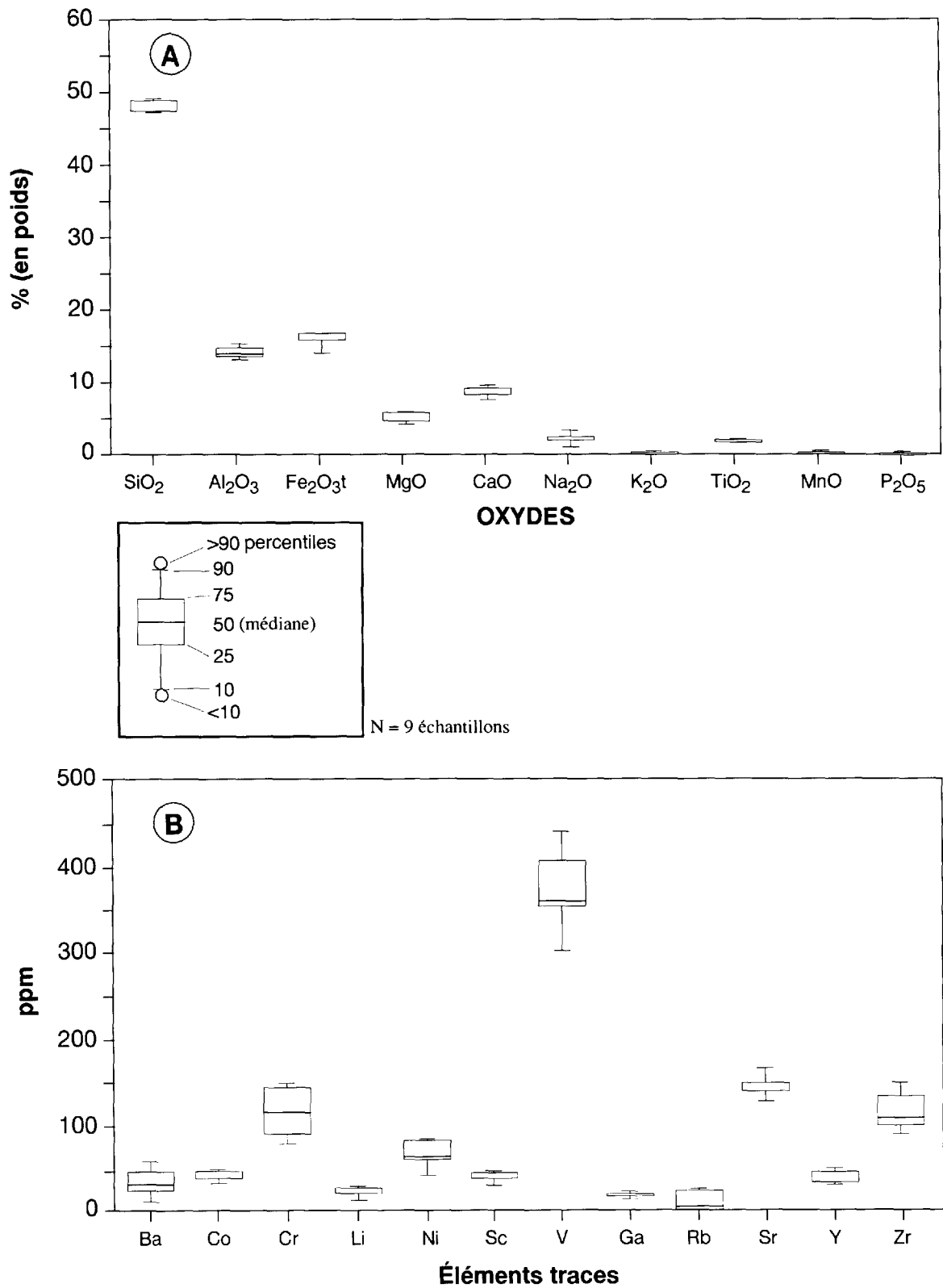


FIGURE 18 – Mine Joe Mann. Boîtes de dispersion («boxplots») exprimant les variations des éléments chimiques du gabbro frais (9 échantillons) : A) éléments majeurs (oxydes); B) éléments en traces (d'après Tukey, 1977).

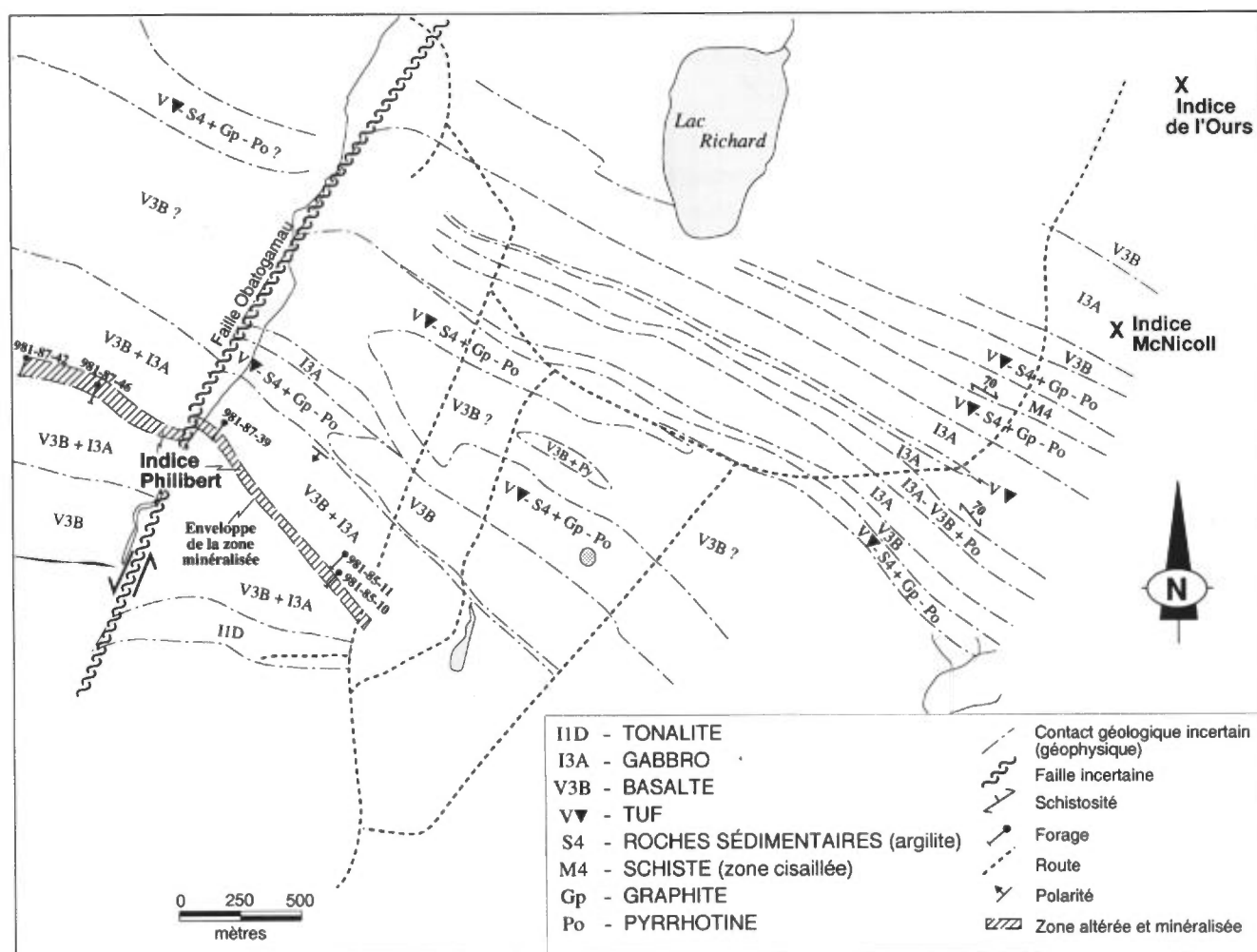


FIGURE 19 – Carte géologique simplifiée de la propriété Philibert à proximité de l'indice du même nom (d'après les plans de SOQUEM dans Chevalier, 1988).

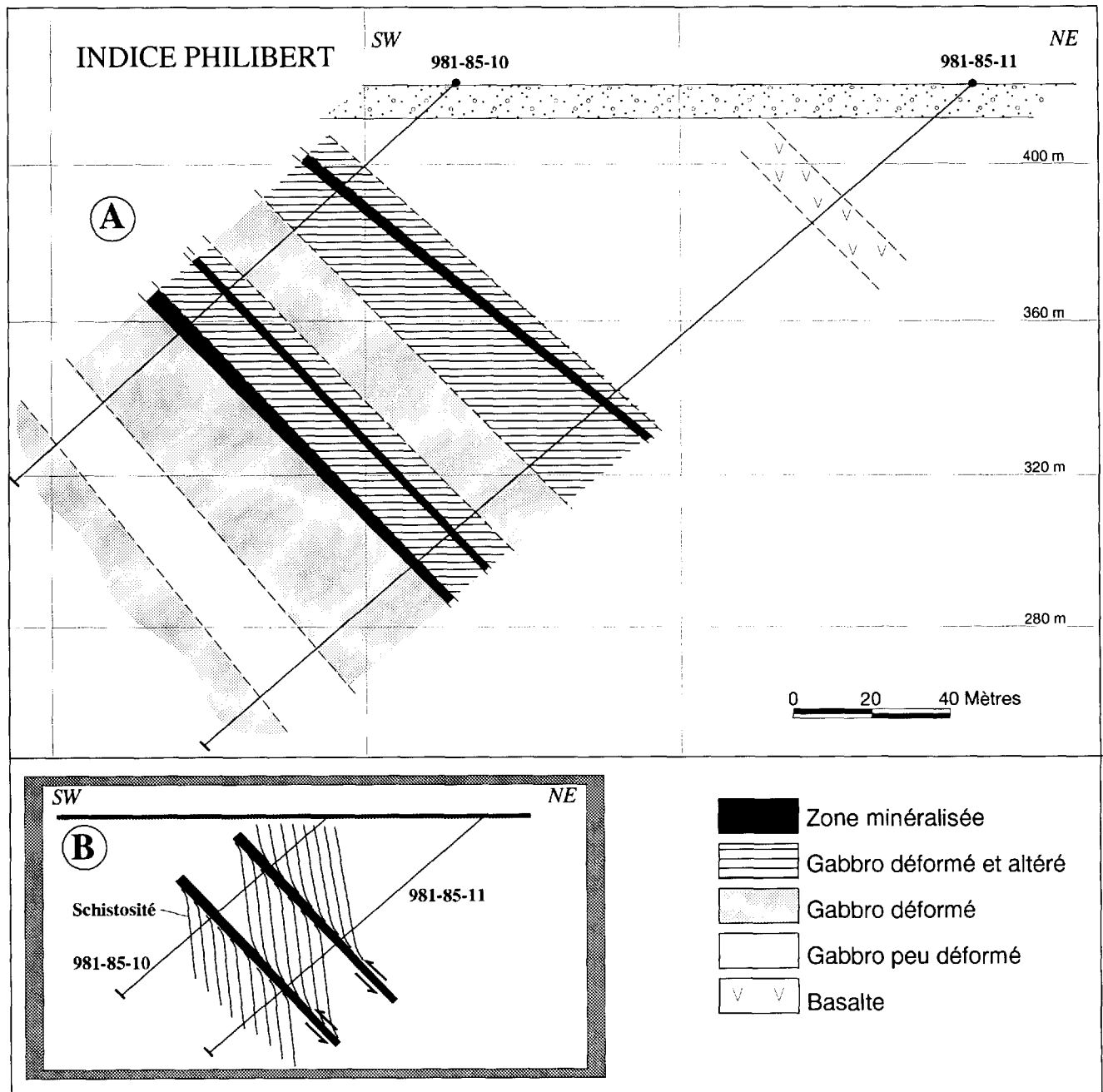


FIGURE 20 – Indice Philibert. A) Section schématique à travers la zone minéralisée. B) Modèle structural schématique (d'après cette étude).

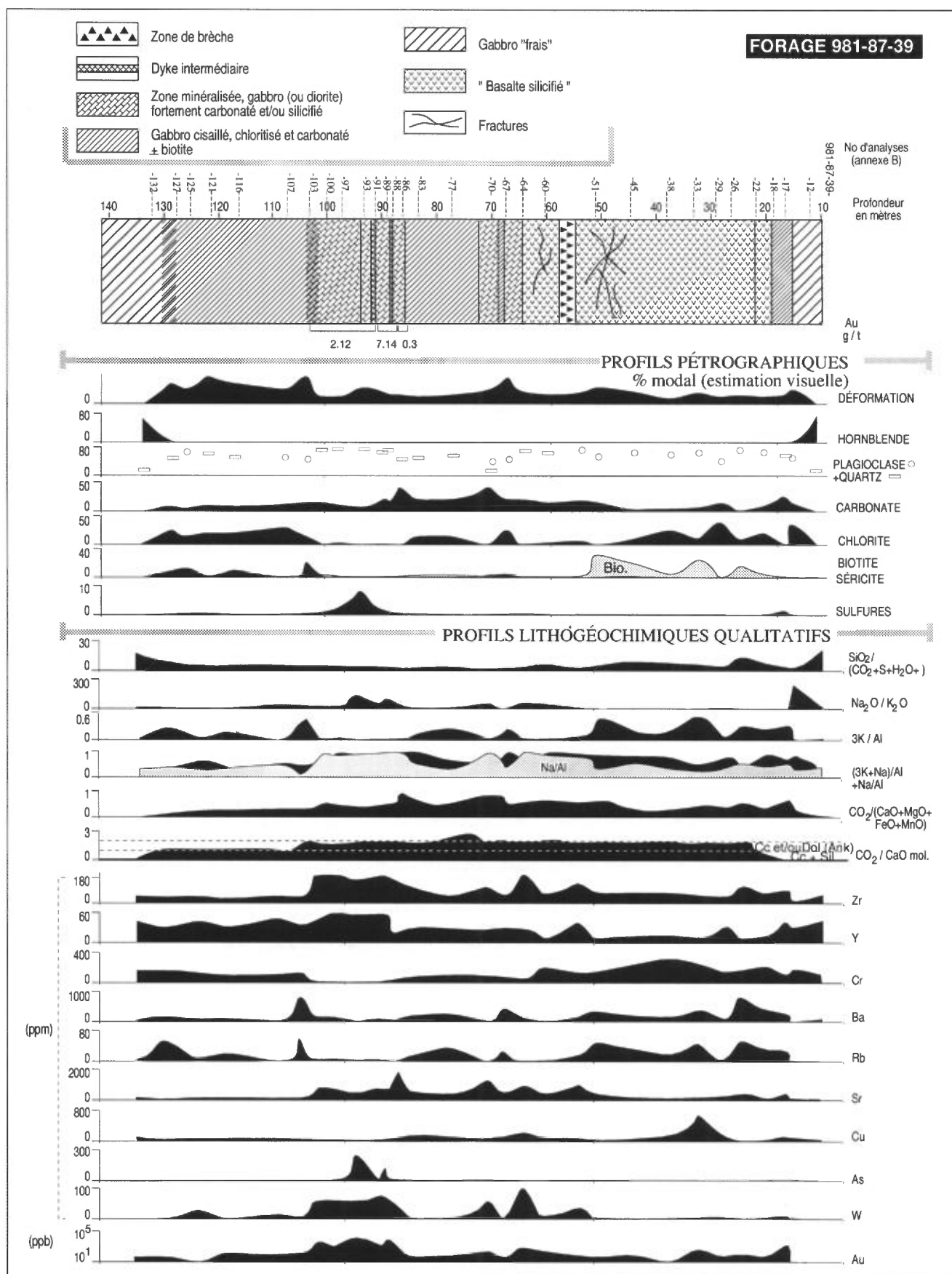


FIGURE 21 – Indice Philibert. Profils pétrographiques et lithogéochimiques qualitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage 981-87-39. Les épaisseurs sont données en vraie grandeur.

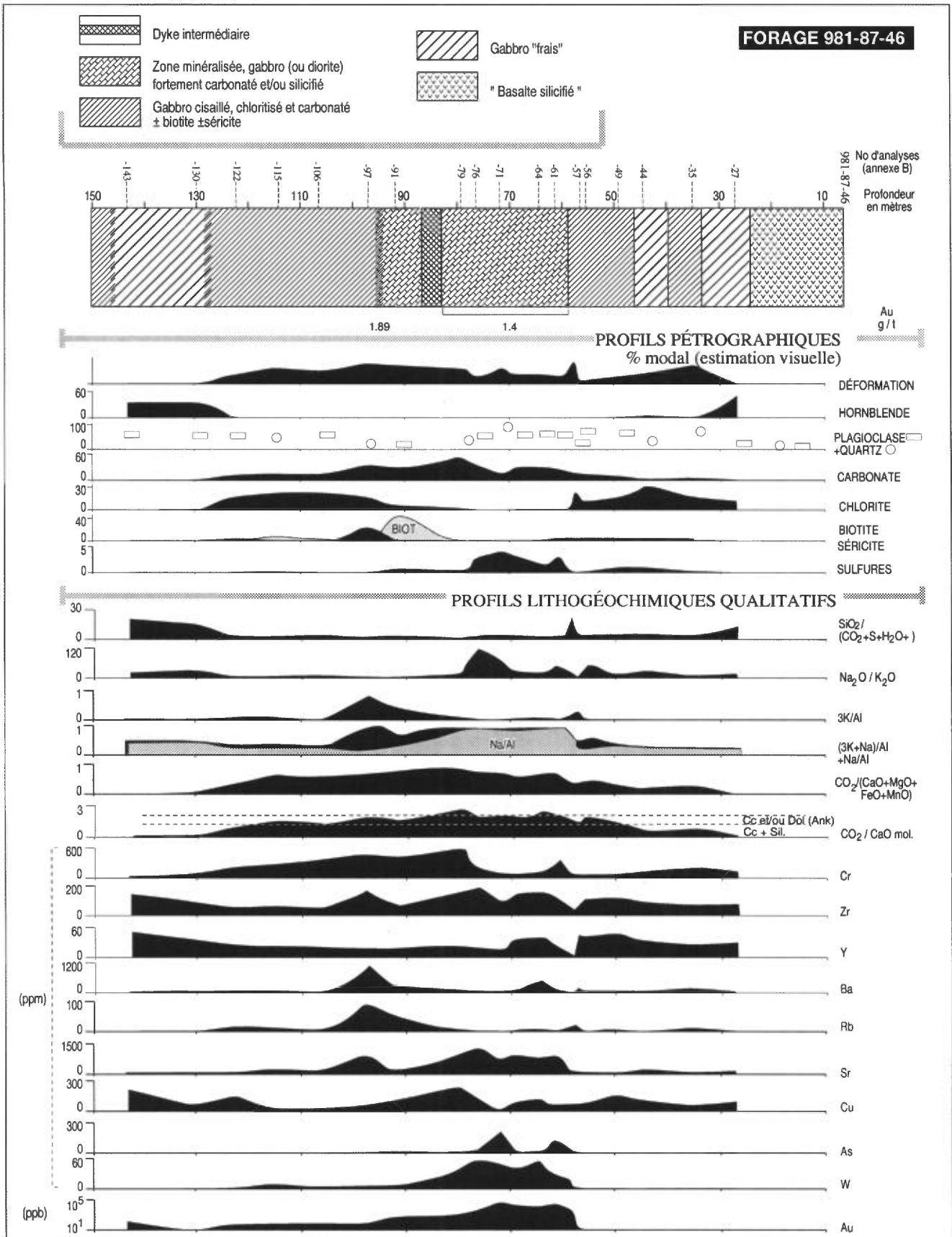


FIGURE 22 – Indice Philibert. Profils pétrographiques et lithogéochimiques qualitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage 981-87-46. Les épaisseurs sont données en vraie grandeur.

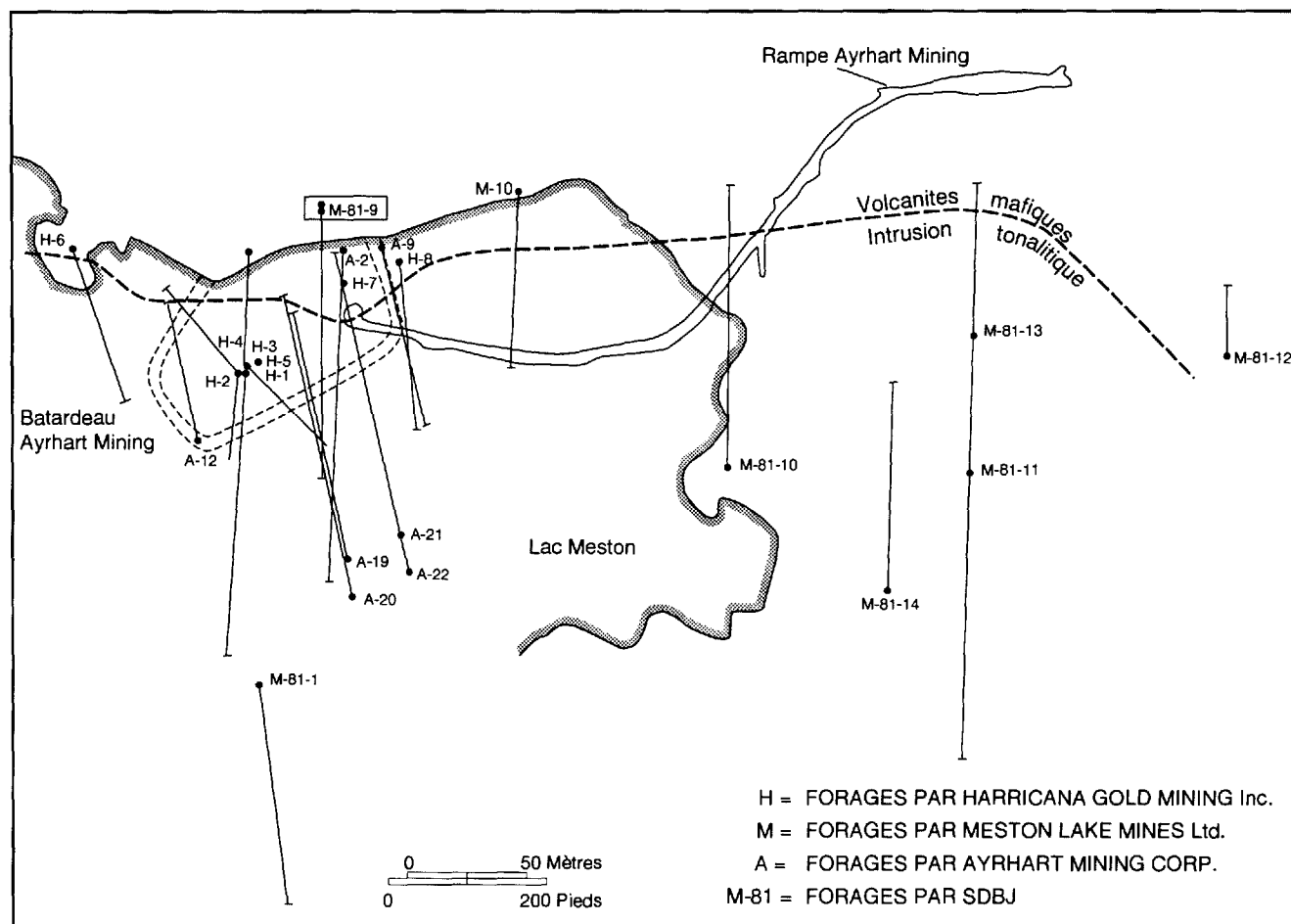


FIGURE 23 – Plan de localisation de l'indice Lac Meston avec position de la rampe d'exploration et des forages entrepris par Harricana Gold Mining, Meston Lake Mines, Ayrhart Mining et SDBJ (d'après les plans de la SDBJ; Gagné et Brault, 1981).

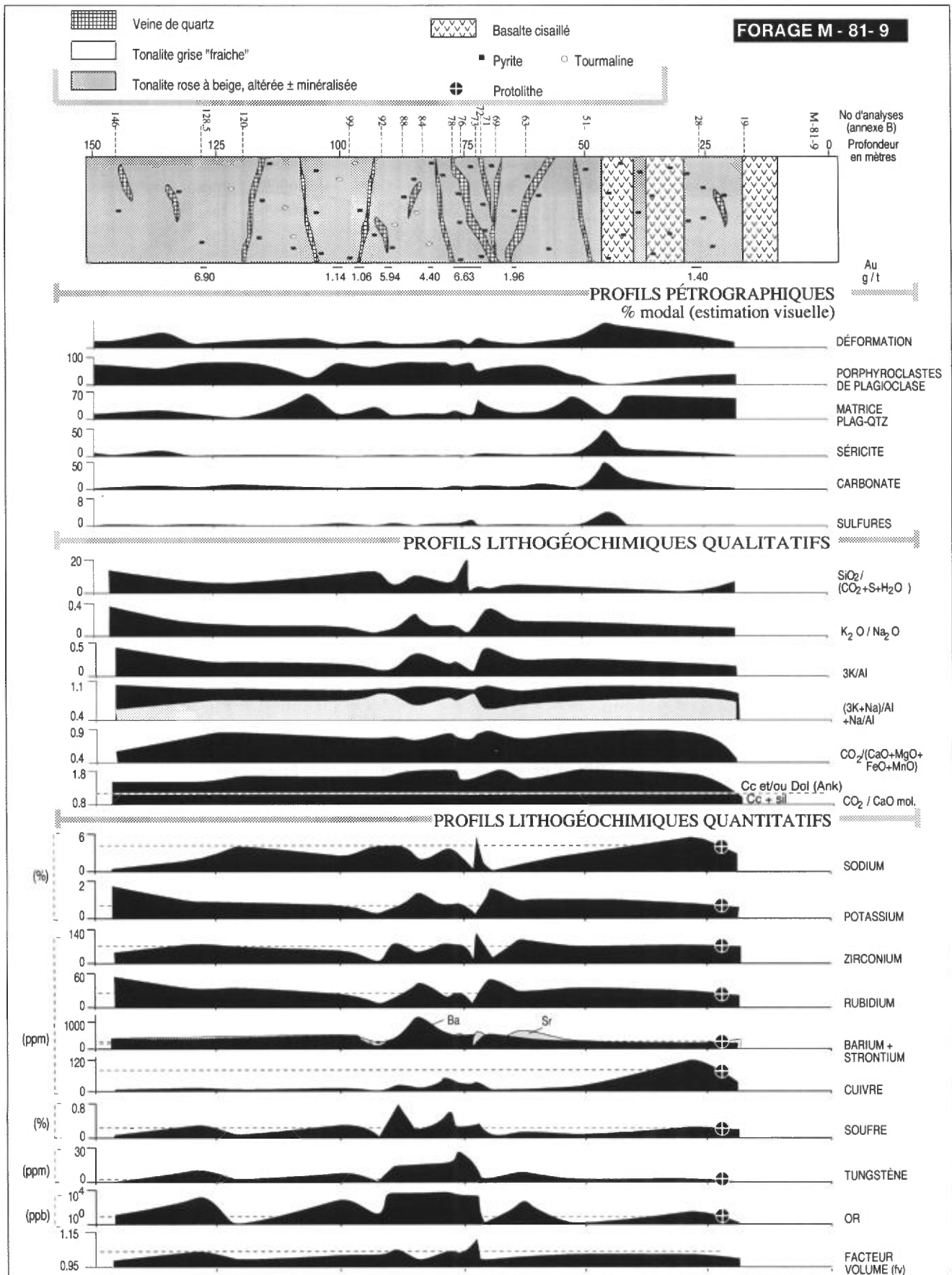


FIGURE 24 – Indice Lac Meston. Profils pétrographiques et lithogéochimiques qualitatifs et quantitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage M-81-9 (SDBJ).

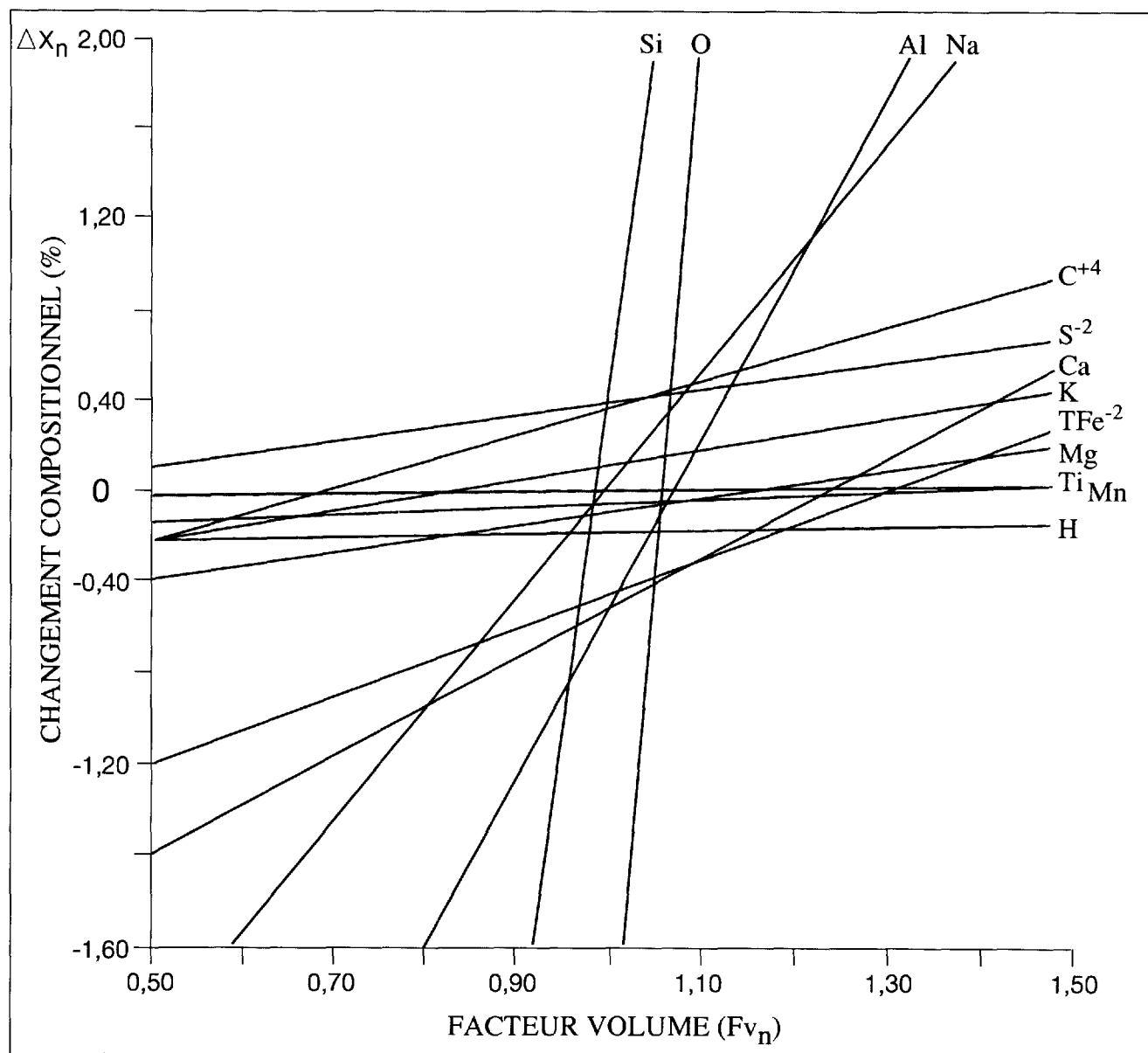


FIGURE 25 – Graphique composition(ΔX_n)-volume(F_{v_n}) (d'après Gresens, 1967) pour les échantillons M-81-9-19 (tonalite grise « fraîche ») et M-81-9-78 (tonalite rose minéralisée en or).

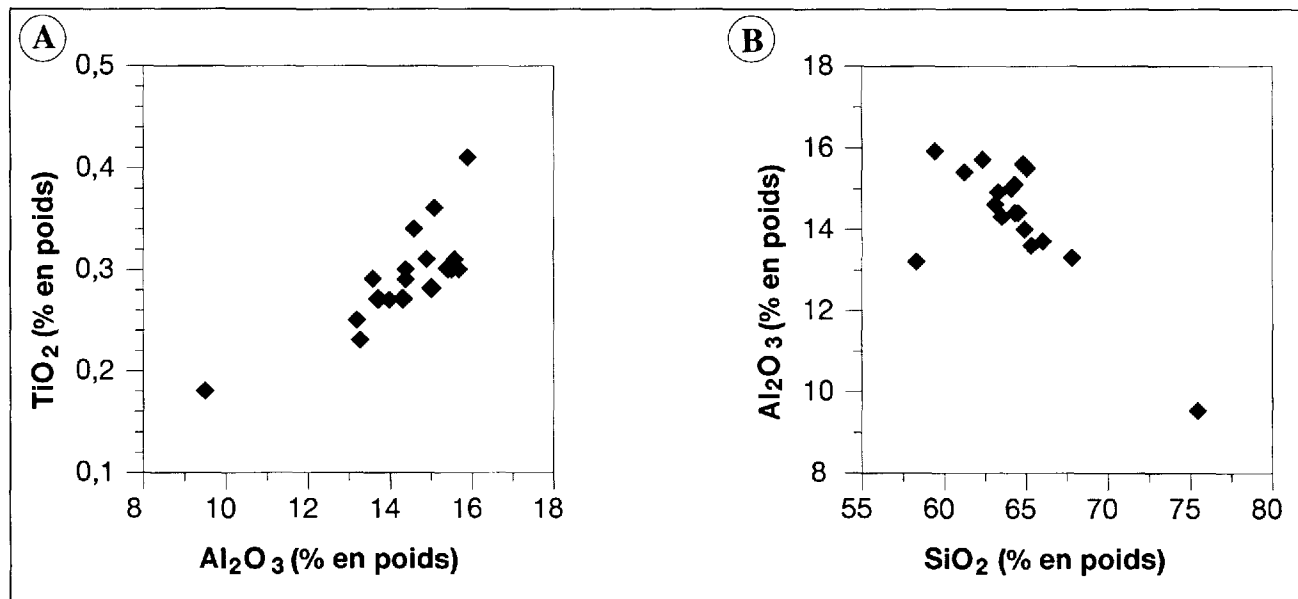


FIGURE 26 – Diagrammes de variation: A) TiO₂ vs Al₂O₃, et B) Al₂O₃ vs SiO₂ pour les échantillons de tonalite de l'indice Lac Meston analysés à l'annexe B.

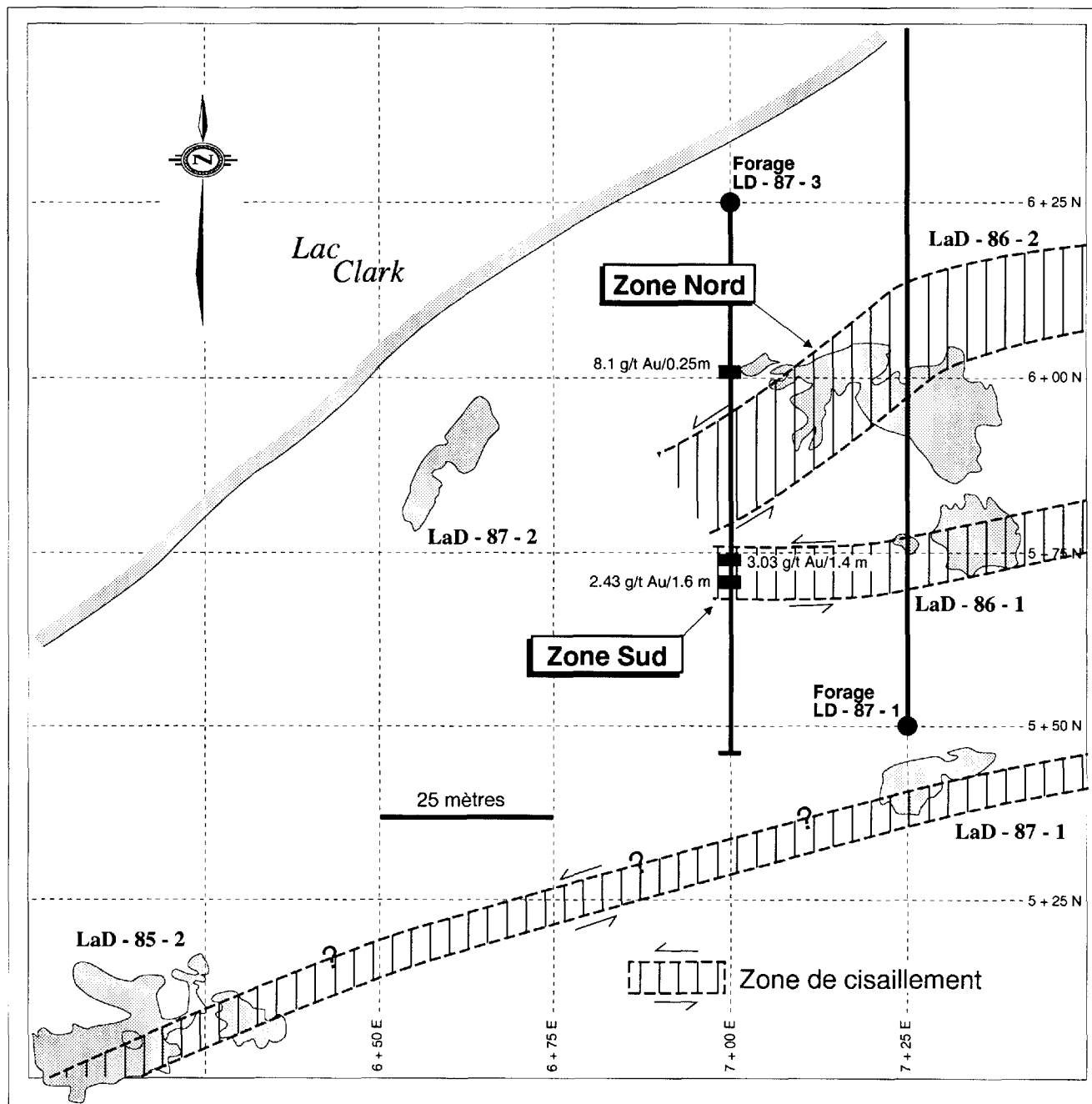


FIGURE 27 – Indice La Dauversière 1, carte simplifiée de l'indice avec la position des affleurements et des forages (d'après des plans d'Exploration Noranda). Les zones ombragées sont des affleurements.

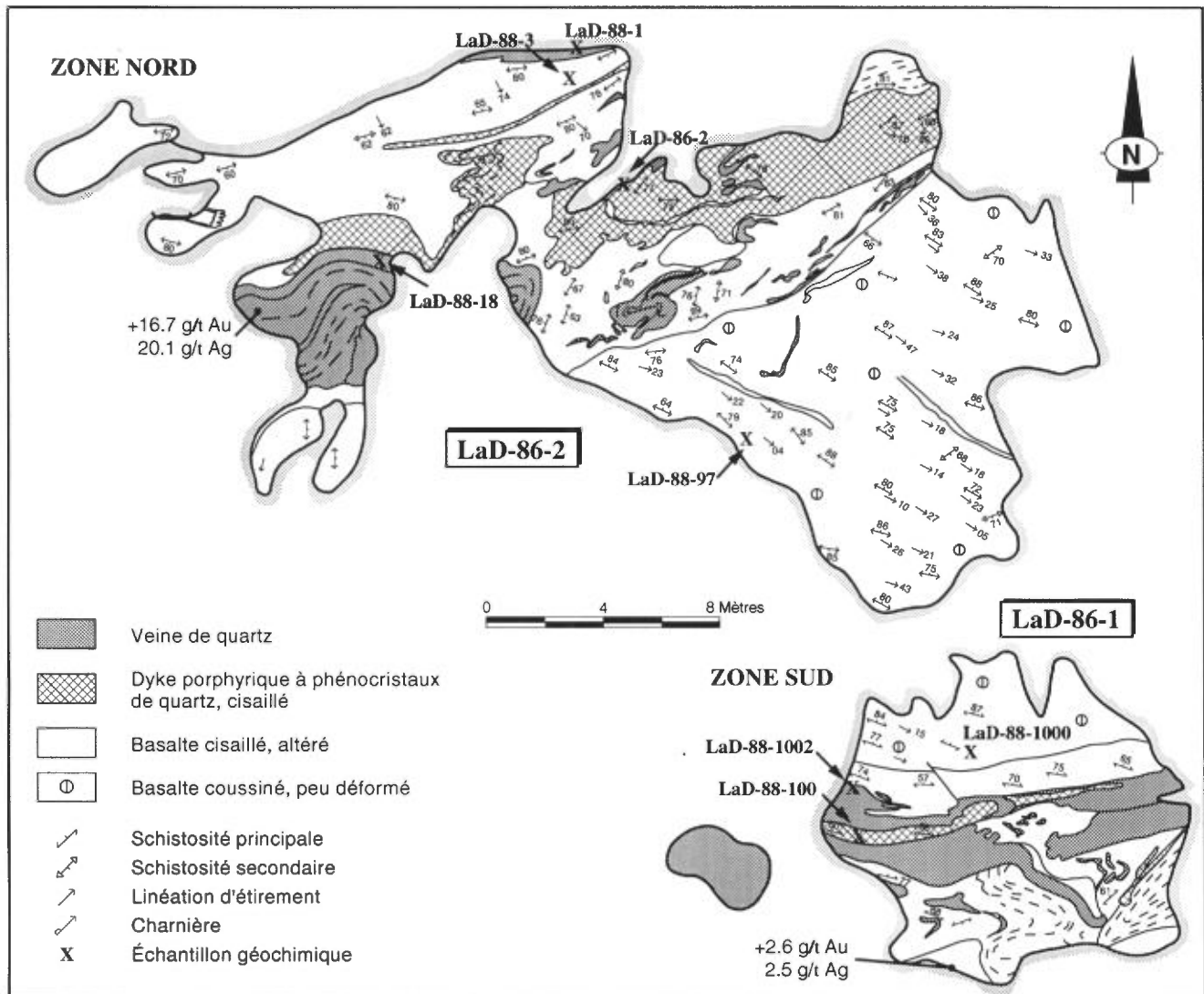


FIGURE 28 – Indice La Dauversière 1, affleurements LaD-86-1 et LaD-86-2 (levés effectués au cours de cette étude). Voir localisation à la figure 27.

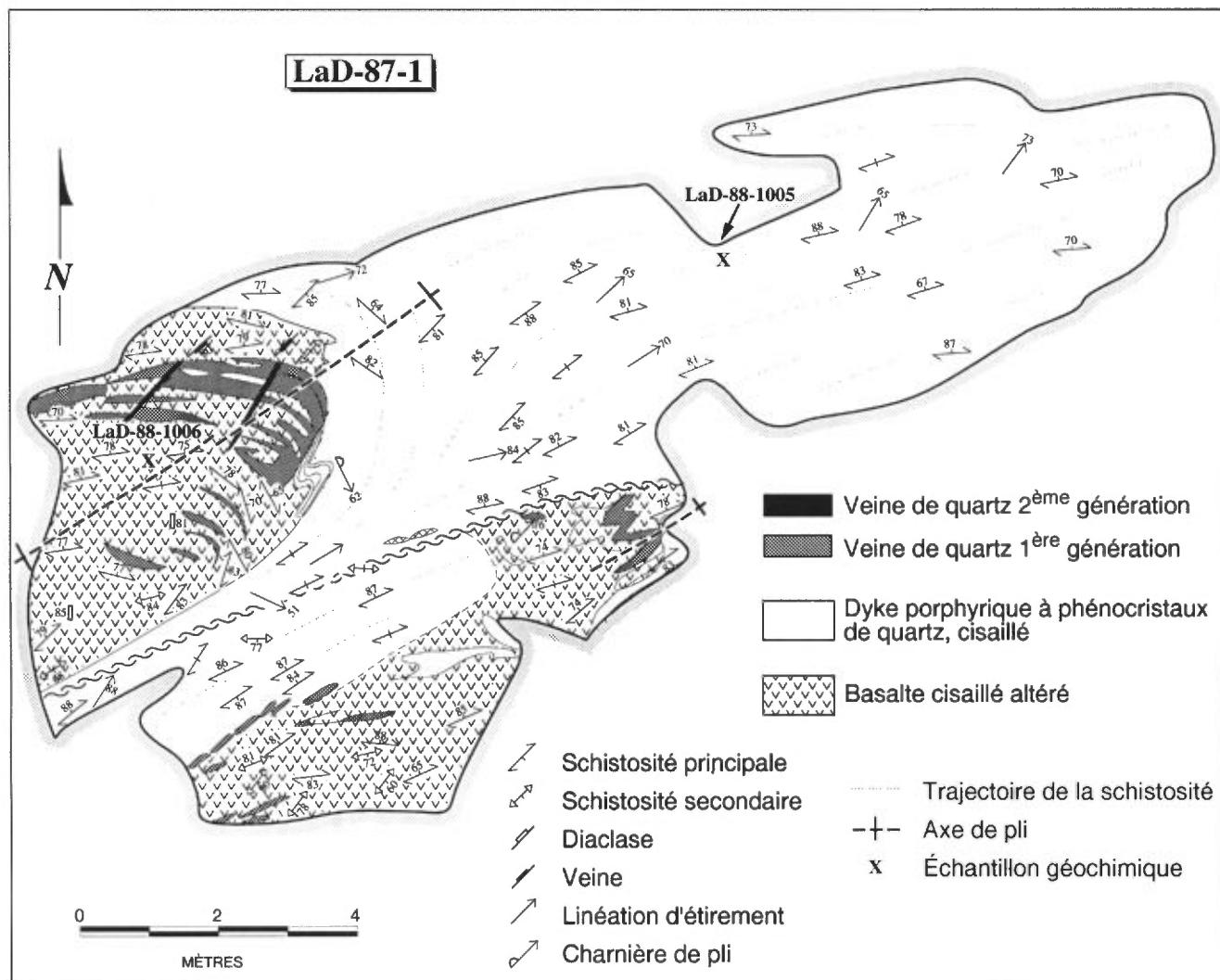


FIGURE 29 – Indice La Dauversière 1, affleurement LaD-87-1 (levés effectués au cours de cette étude). Voir localisation à la figure 27.

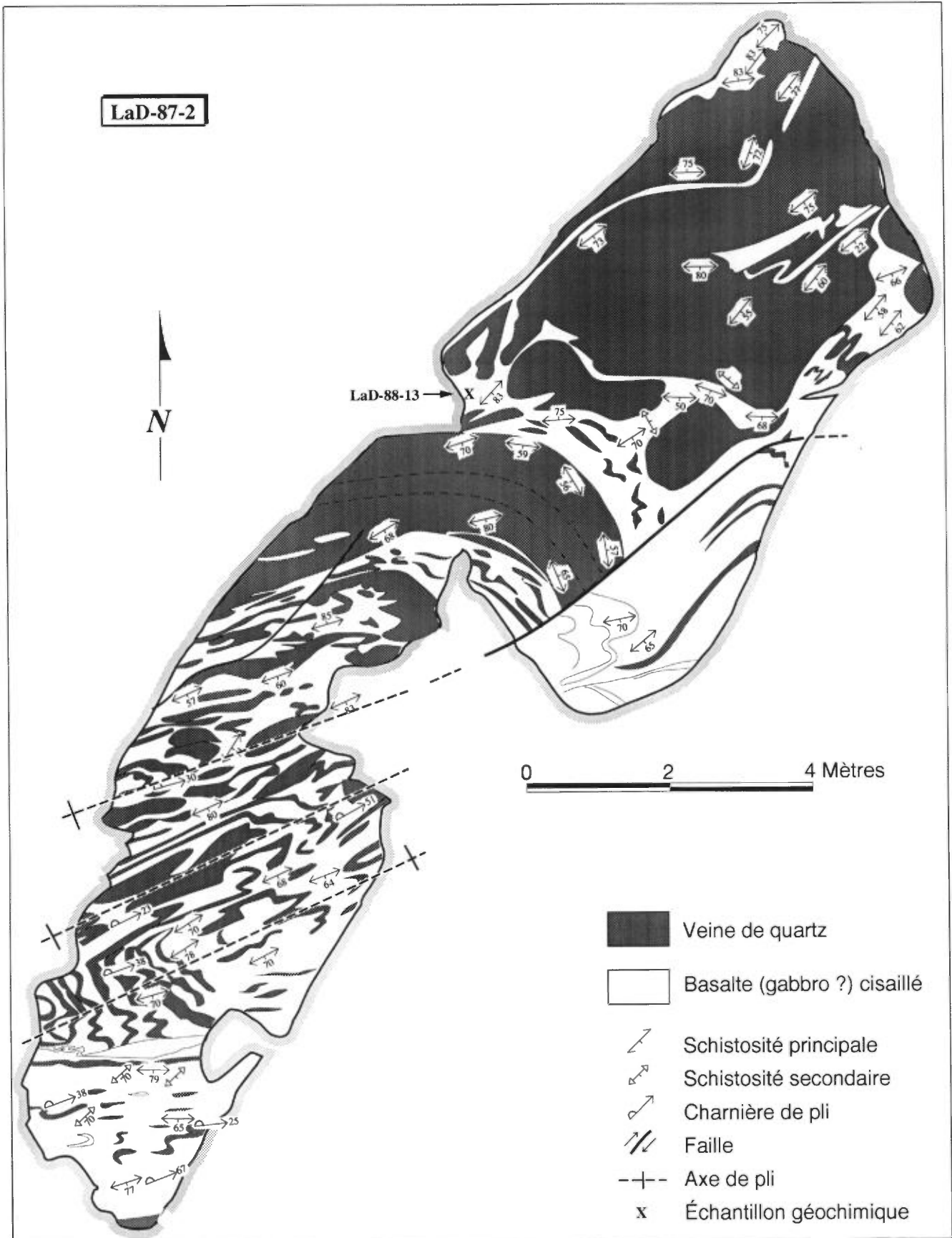


FIGURE 30 – Indice La Dauversière 1, affleurement LaD-87-2 (levés effectués au cours de cette étude). Voir localisation à la figure 27.

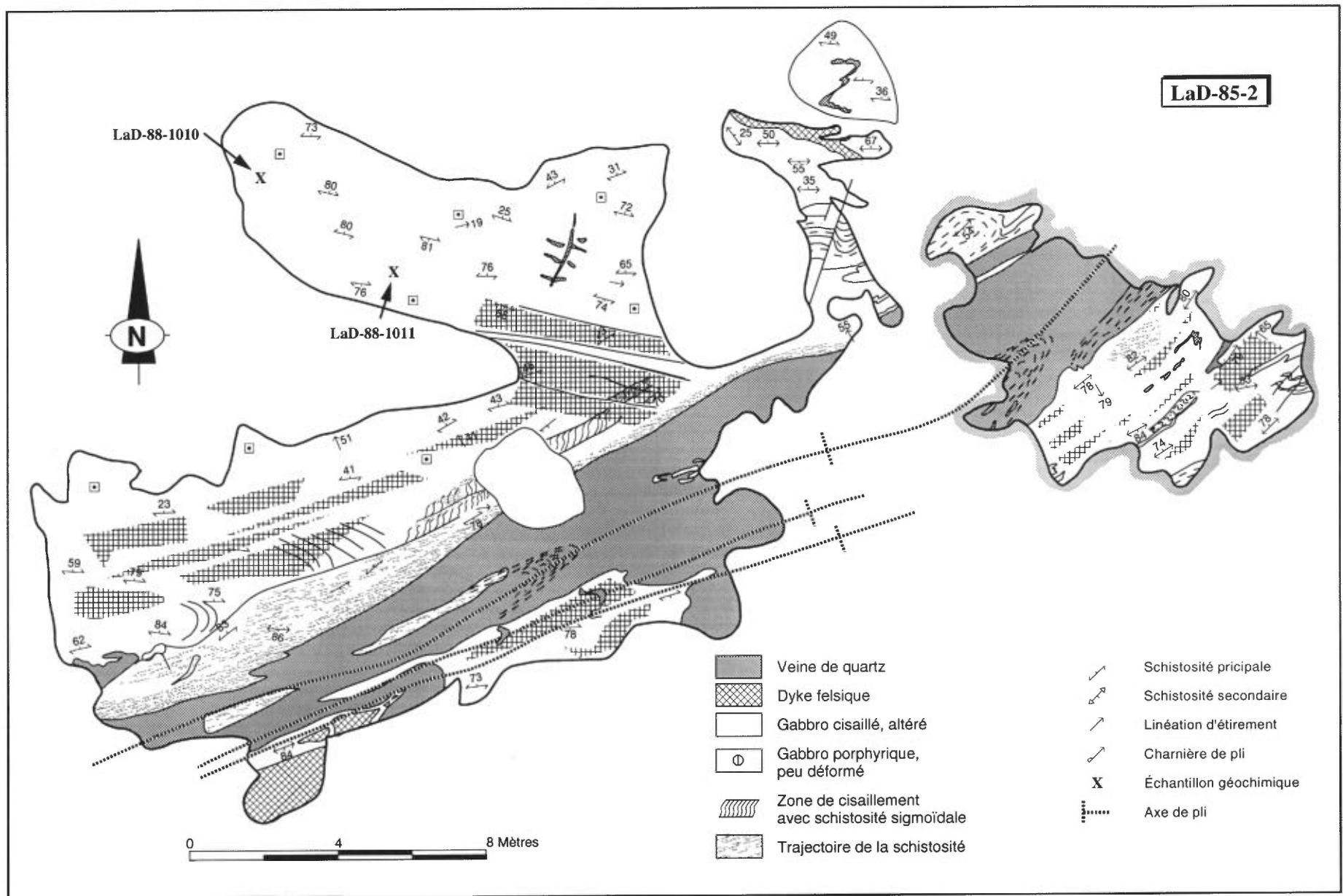


FIGURE 31 – Indice La Dauversière 1, affleurement LaD-85-2 (levés effectués au cours de cette étude). Voir localisation à la figure 27.

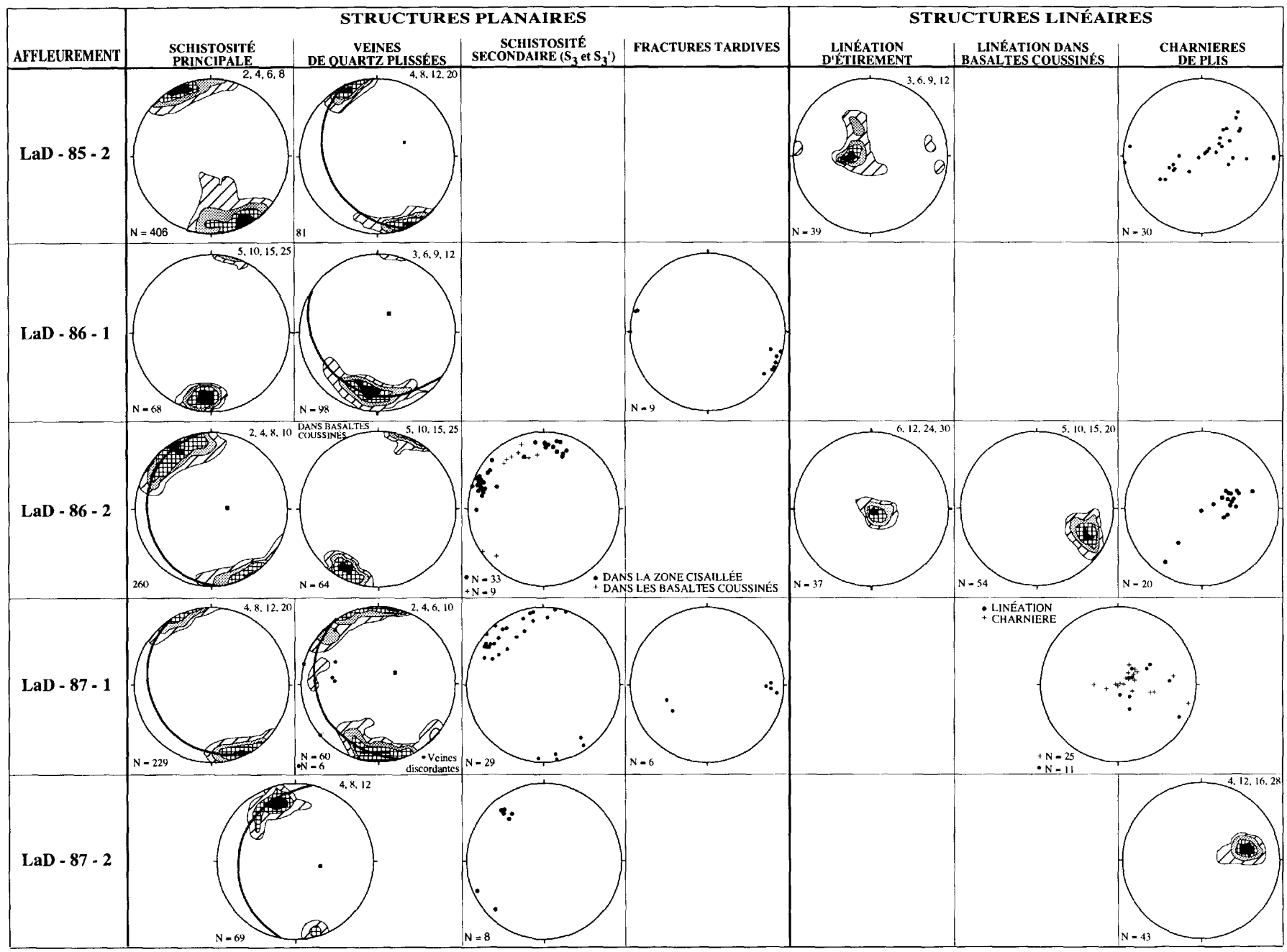


FIGURE 32 – Indice La Dauversière 1. Synthèse des données structurales.

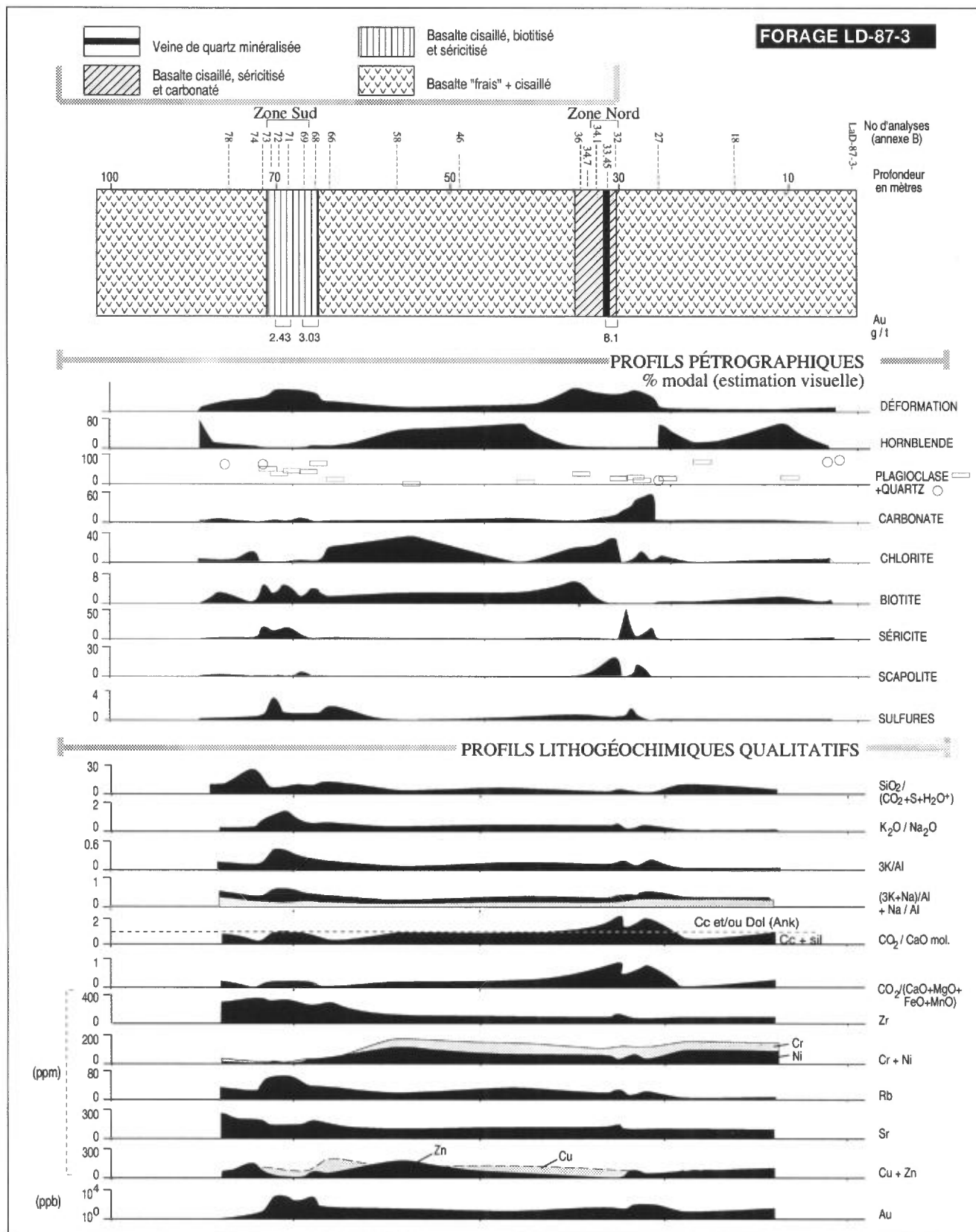


FIGURE 33 – Indice La Dauversière 1. Profils pétrographiques et lithogéochimiques qualitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage LD-87-3. Voir localisation à la figure 27.

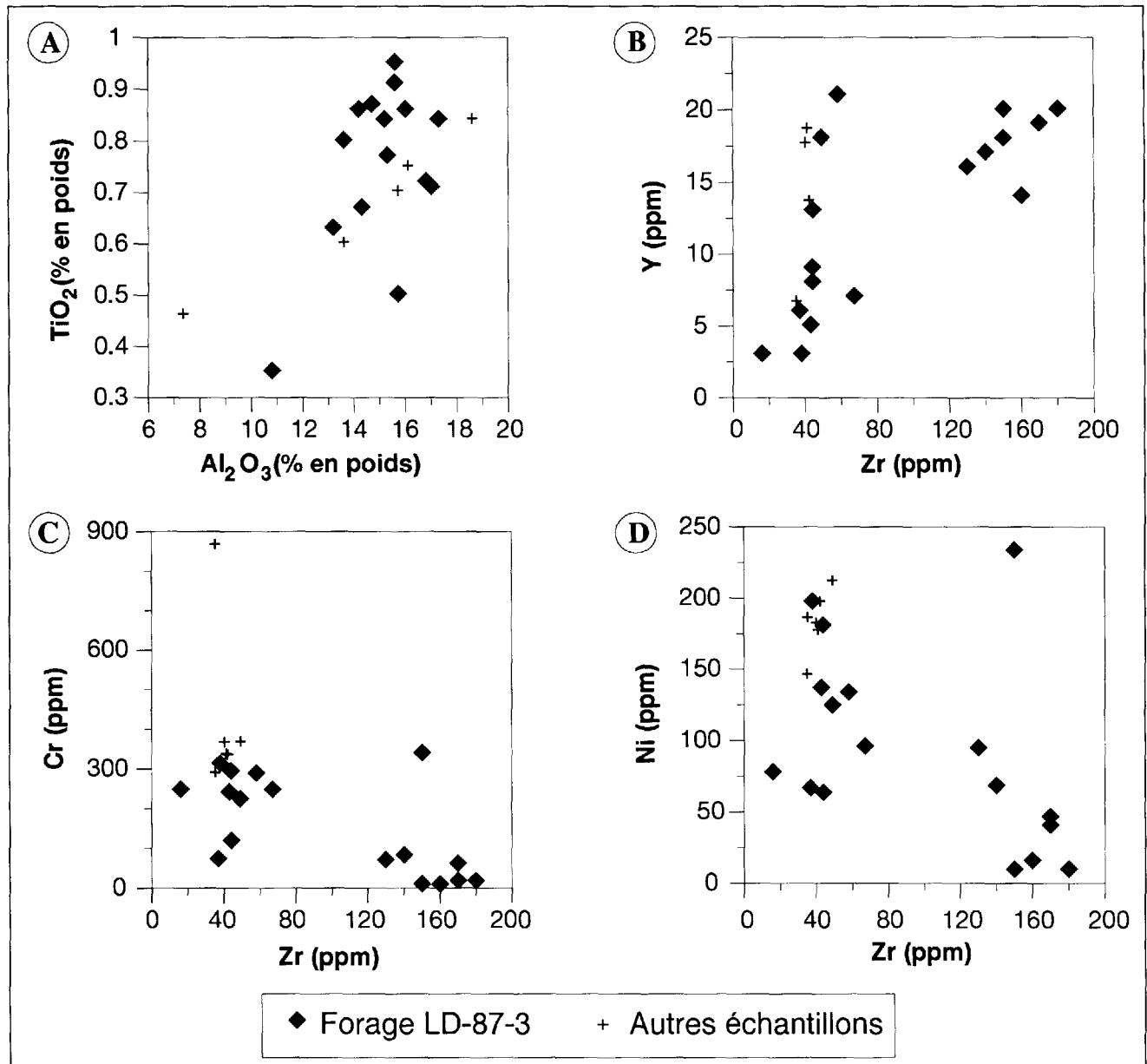


FIGURE 34 – Diagrammes de variation A) TiO₂ vs Al₂O₃, B) Y vs Zr, C) Cr vs Zr et D) Ni vs Zr pour les échantillons de basalte de l'indice La Dauversière 1. On remarque que les échantillons se séparent en deux groupes distincts.

Photos

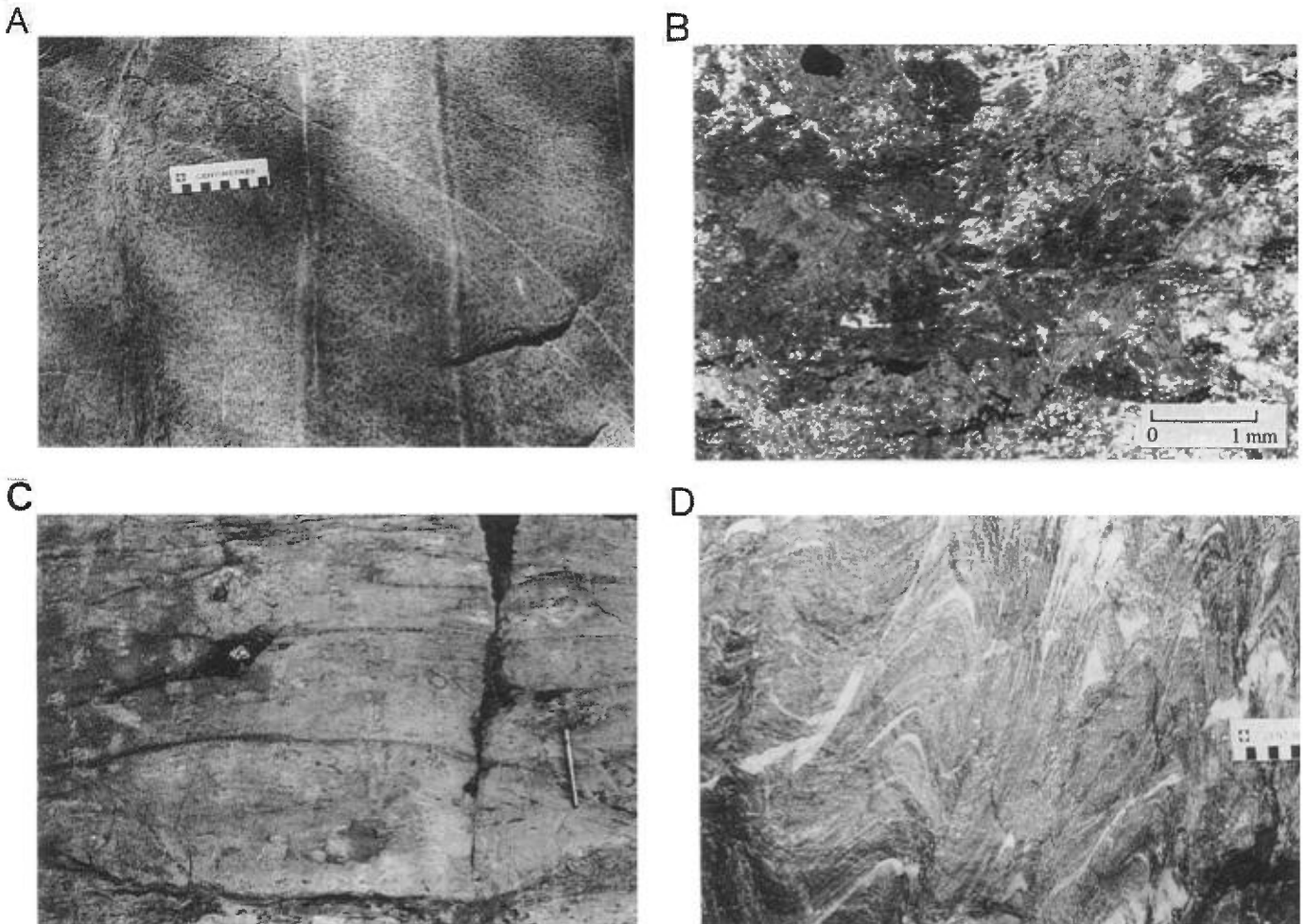


PHOTO 1 – Mine Joe Mann. A) Affleurement de gabbro «frais» (non déformé ni altéré) à grains grossiers présentant un litage magmatique fruste de direction E-W. Affleurement à l'ouest de l'ancien puits (puits n° 1). B) Photomicrographie de gabbro «frais» (échantillon U-1732-583, lumière naturelle). C) Affleurement de basalte coussiné silicifié et faiblement déformé, à l'ouest de l'ancien puits (puits n° 1). D) Basalte coussiné fortement déformé et plissé à charnières subhorizontales. Vue en coupe en regardant vers l'ouest (zone Sud, niveau 1350).

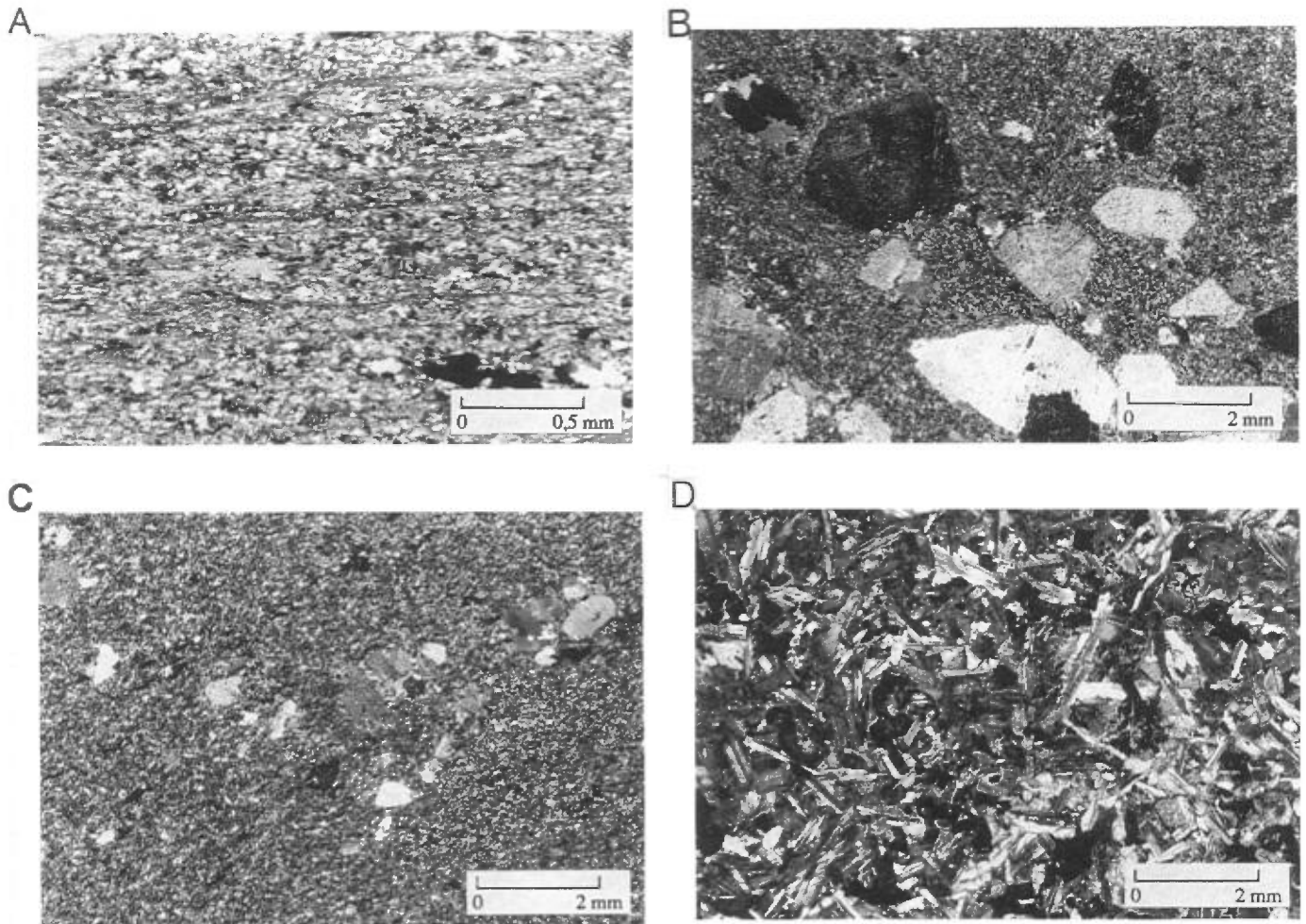


PHOTO 2 – Mine Joe Mann. A) Photomicrographie d'un schiste à séricite minéralisé (rhyolite cisailée) (échantillon JM87-124B, nicols croisés). B) Photomicrographie d'un dyke porphyrique avec des phénocristaux de plagioclase et de quartz dans une matrice quartzofeldspathique à grains fins (échantillon U-1732-336, nicols croisés). C) Photomicrographie d'un dyke aphyrique avec des microphénocristaux de plagioclase et de quartz dans une matrice quartzofeldspathique à grains fins (échantillon U-1732-478, nicols croisés). D) Photomicrographie d'une diabase à texture ophitique (échantillon JM87-1028, nicols croisés).

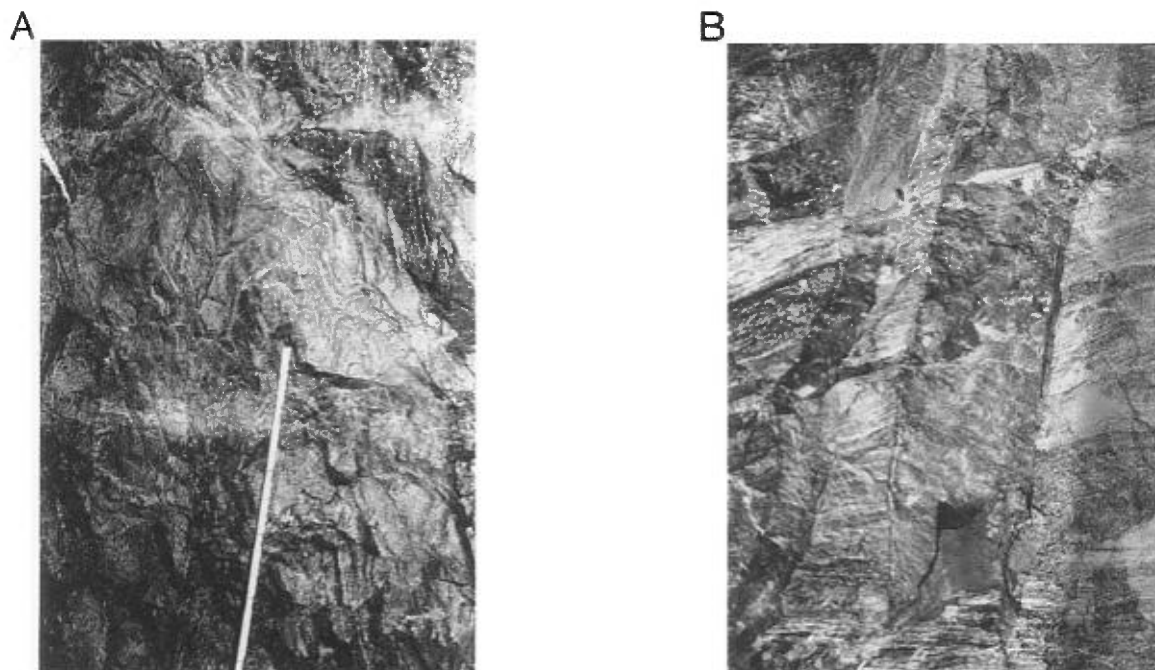


PHOTO 3 – Mine Joe Mann. Dyke porphyrique intensément plissé à charnière subhorizontale. Il est recoupé et déplacé par une faille inverse E-W cassante. A) Vue en coupe en regardant vers l'est; zone Principale, niveau 1050. B) Vue en plan (en regardant au plafond de la galerie) d'un dyke de diabase recoupant une veine de quartz. On remarque une fine bordure de trempe (± 2 cm). Le dyke, d'une épaisseur d'environ 30 cm, s'est injecté dans une faille NE à faible mouvement horizontal. Zone Principale, niveau 1650; le côté droit de la photo fait face vers l'est.

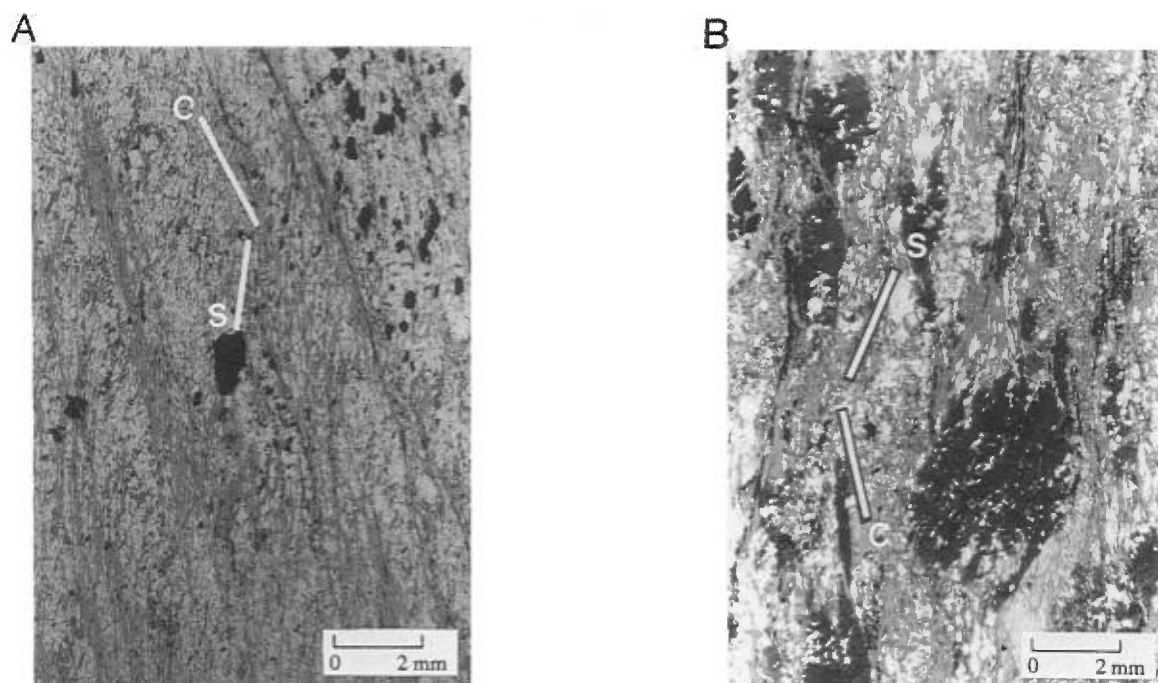


PHOTO 4 – Mine Joe Mann. A) Photomicrographie d'un échantillon de schiste à biotite-sulfures (gabbro altéré; type 1, zone interne) orienté perpendiculairement à la schistosité et parallèlement à la direction d'étirement. On regarde vers l'ouest. La fabrique C-S indique un mouvement de chevauchement (le côté droit de la photo se dirige vers le haut); échantillon JM87-73V, lumière naturelle. B) Photomicrographie d'un échantillon de schiste à chlorite-biotite (gabbro altéré; type 1, zone interne) orienté perpendiculairement à la schistosité et parallèlement à la direction d'étirement. On regarde vers l'ouest. Les porphyroblastes déformés de biotite indiquent un mouvement de chevauchement (le côté droit de la photo se dirige vers le haut); échantillon PC86-10, lumière naturelle.

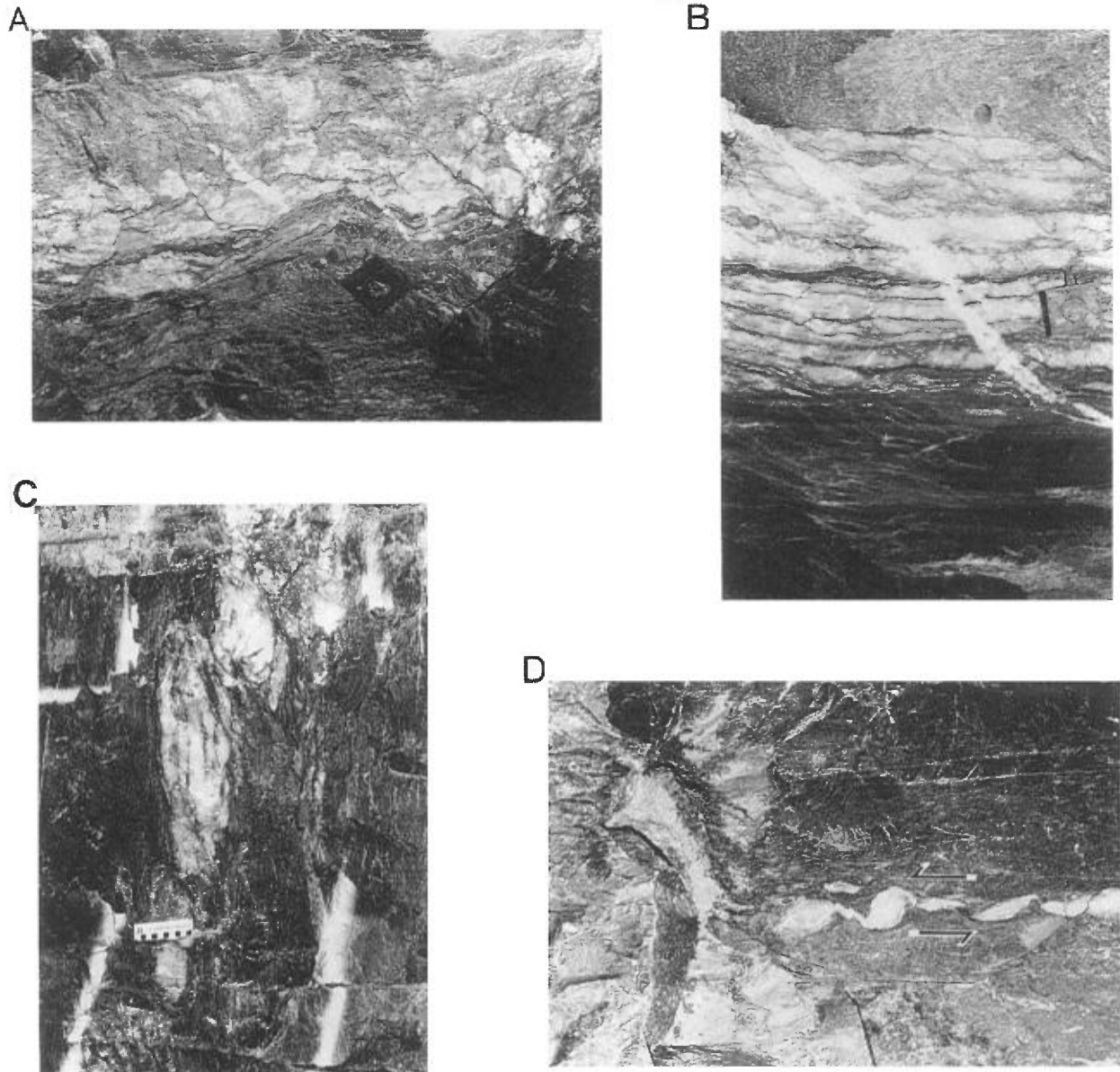


PHOTO 5 – Mine Joe Mann. A) Vue en plan (en regardant au plafond de la galerie; zone Principale, niveau 1350) d'une veine de quartz rubanée dans le gabbro cisailé. La partie sud de la veine (en haut de la photo) en contact avec un dyke aphyrique est constituée de sulfures massifs (pyrite et chalcopryrite). On remarque des veinules en tension de quartz stérile orientées NE. Le côté droit de la photo fait face vers l'est et la plaque d'acier a 10 cm d'arête. B) Vue en plan (en regardant au plafond; zone Principale, niveau 1350) d'une veine de quartz rubanée (40-45 cm) dans le gabbro cisailé. La partie sud de la veine (en haut de la photo) est cette fois-ci en contact avec un dyke porphyrique. On remarque encore ici une veine en tension de quartz stérile orientée NE qui recoupe la veine et le dyke porphyrique, mais disparaît dans le gabbro cisailé plus ductile (en bas de la photo). Le côté droit de la photo fait face vers l'est. C) Vue en coupe d'une veine boudinée dans la rhyolite cisailée et minéralisée; zone Sud, niveau 1500, regardant vers l'est. D) Vue en plan (en regardant au plafond; zone Sud, niveau 1500) d'une veine boudinée dans la rhyolite cisailée et minéralisée. Les boudins ont subi une rotation antihoraire qui suggère un mouvement horizontal dextre, inverse du mouvement apparent senestre, puisqu'on regarde vers le haut. Le côté droit fait face vers l'est.

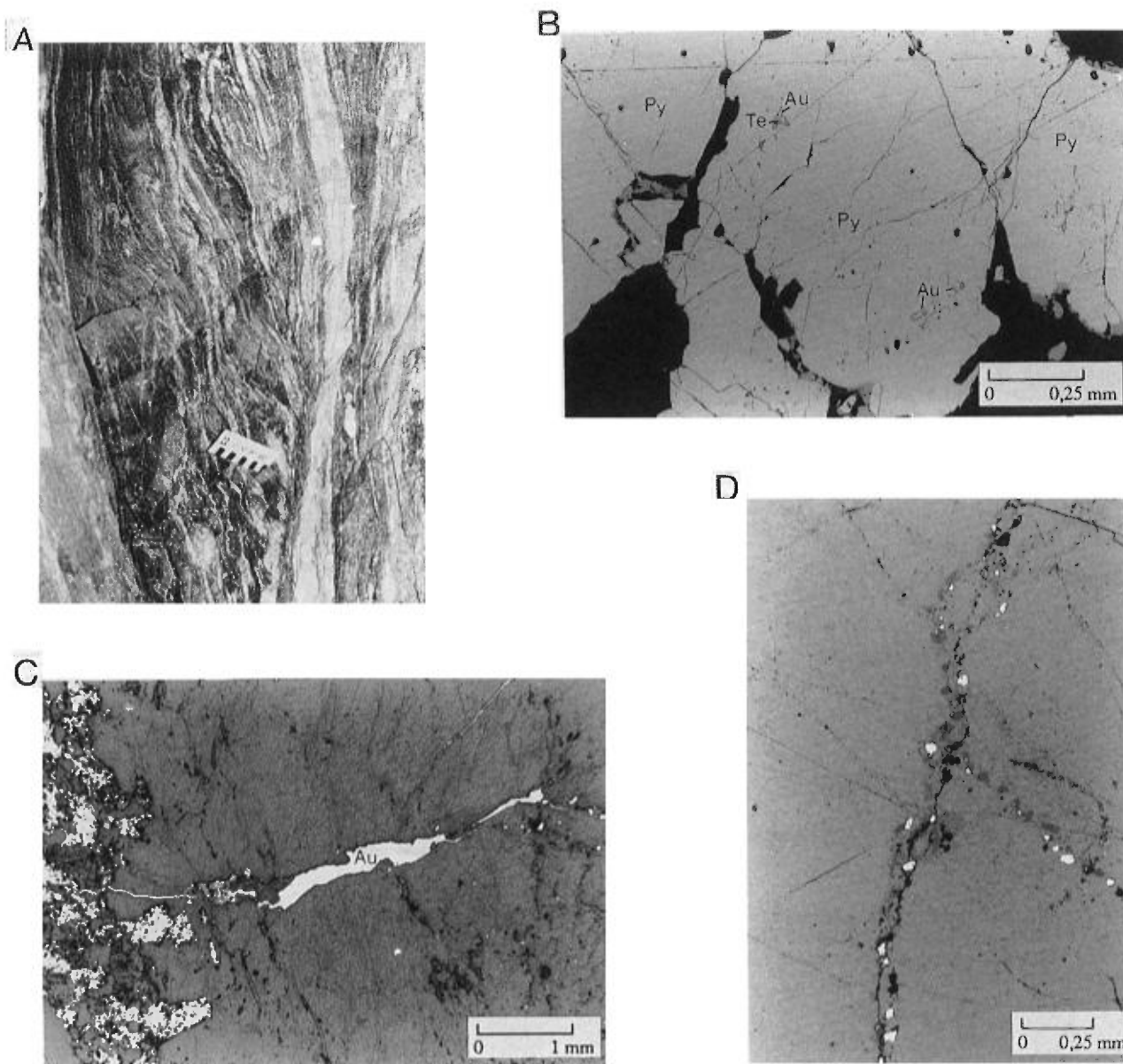


PHOTO 6 – Mine Joe Mann. A) Vue en coupe d'une veine de quartz rubanée dans le gabbro cisailé, altéré et minéralisé en sulfures. On note de nombreuses veinules de quartz disposées parallèlement à la schistosité. Zone Principale, niveau 1650, regardant vers l'est. B) Photomicrographie d'une veine de quartz minéralisée. Grains de pyrite fracturés avec inclusions d'or et de tellurures. Échantillon JM87-1073, lumière réfléchie, nicol simple. C) Photomicrographie d'une veine de quartz minéralisée. Veinule d'or dans le quartz. Échantillon CBX-207, lumière réfléchie, nicol simple. D) Photomicrographie d'une veine de quartz minéralisée. Traînées d'or dans des réseaux de fractures recoupant le quartz. Échantillon CBX-207, lumière réfléchie, nicol simple.

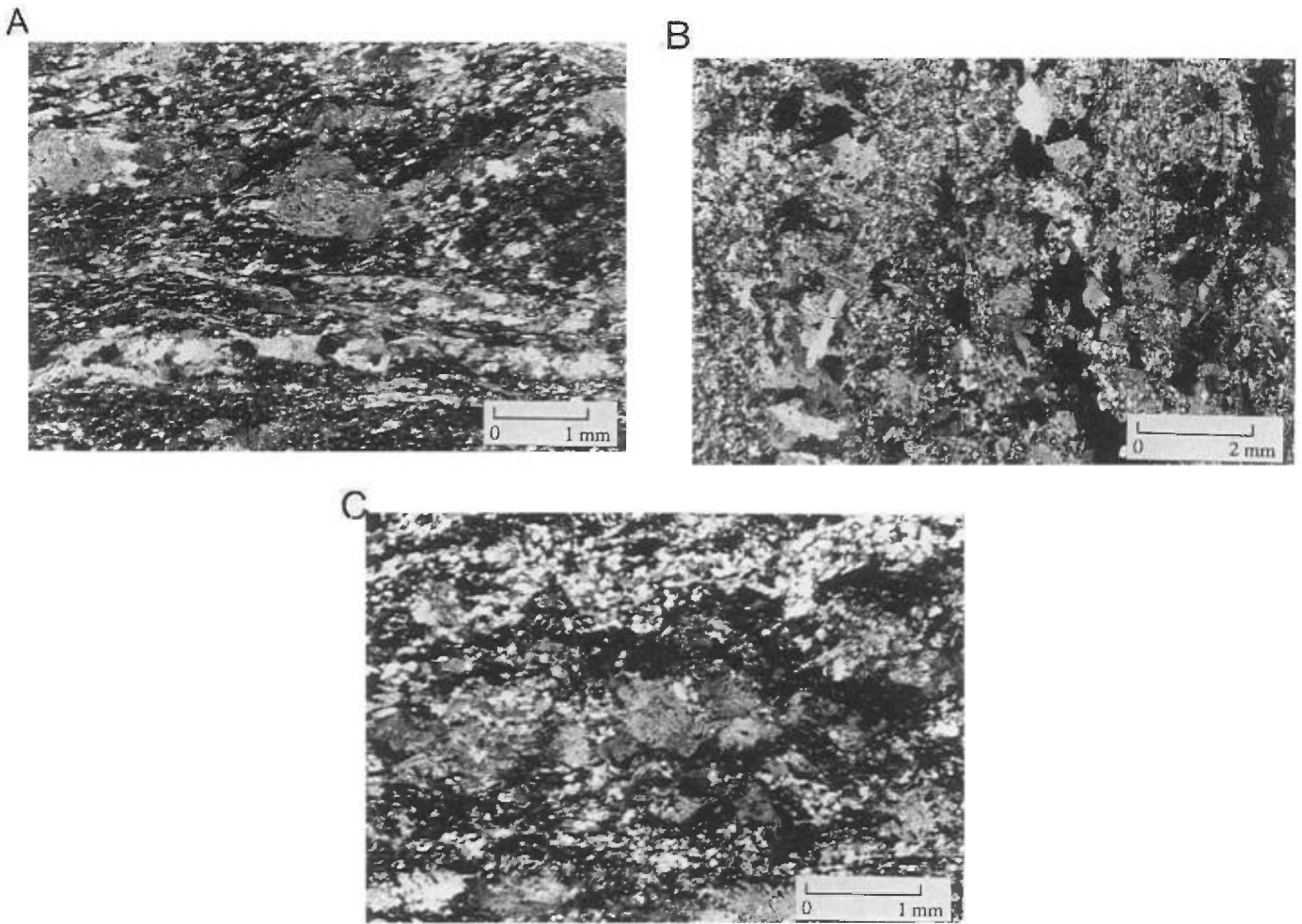


PHOTO 7 – Mine Joe Mann. A) Photomicrographie d'un schiste à chlorite-biotite-carbonate (gabbro altéré). Échantillon PC86-48, nicols croisés. B) Photomicrographie d'un schiste silicifié à biotite-sulfures (gabbro altéré; type 1, zone interne). Échantillon JM87-17, nicols croisés. C) Photomicrographie d'un schiste à chlorite-muscovite-albite (gabbro altéré; type 2, zone interne). Échantillon U-1732-498, nicols croisés.

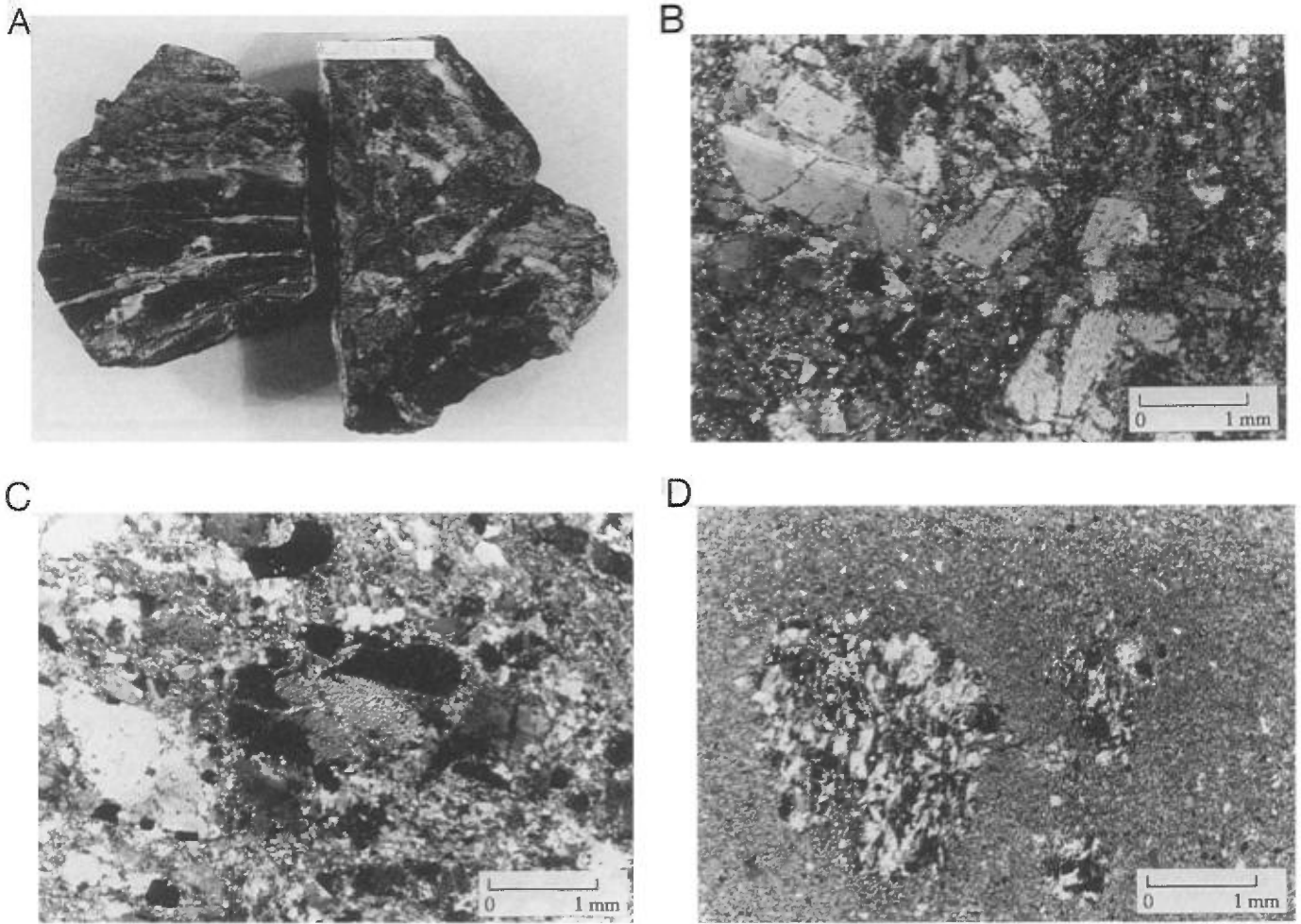


PHOTO 8 – Indice Philibert. A) Échantillons minéralisés provenant d'un bloc erratique. Notez la structure laminée et bréchique de la roche. Les zones foncées dans l'échantillon de gauche se distinguent par un contenu plus important en chlorite et en biotite. B) Photomicrographie de diorite porphyroclastique carbonatée provenant de la zone minéralisée. Échantillon 981-87-39-88; nicols croisés. C) Photomicrographie de diorite porphyroclastique carbonatée provenant de la zone minéralisée. Notez la présence d'intercroissances granophyriques. Échantillon 981-87-39-89; nicols croisés. D) Photomicrographie d'un «basalte silicifié» composé d'agrégats arrondis de chlorite dans une matrice quartzofeldspathique à grains fins. Échantillon 981-87-39-26; nicols croisés.

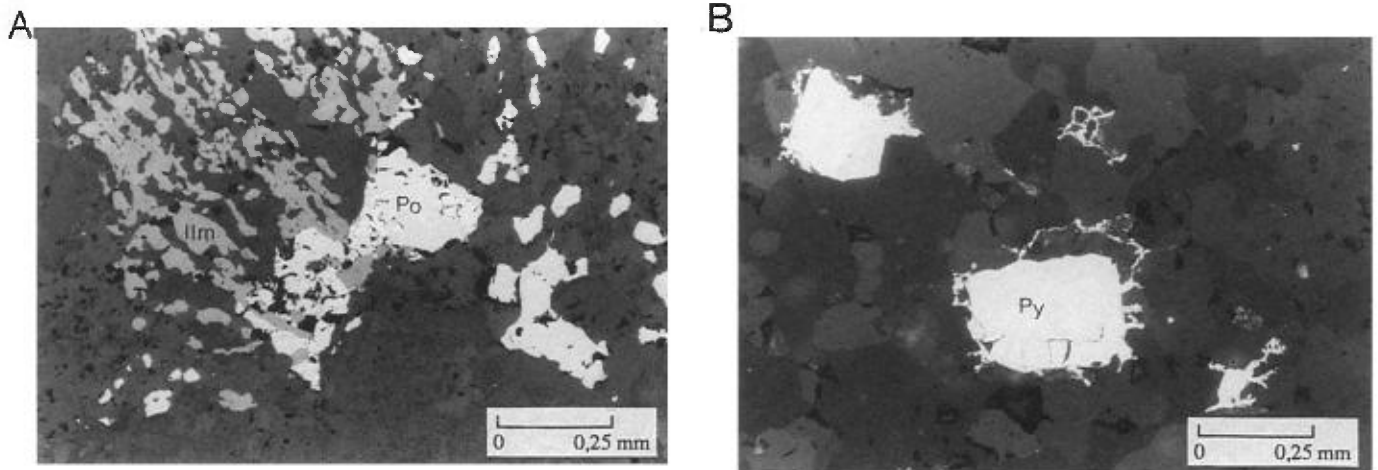


PHOTO 9 – Indice Philibert. A) Photomicrographie représentant de la pyrrhotine qui remplace des agrégats dendritiques d'ilménite. Échantillon 981-87-46-97; lumière réfléchie, nicol simple. B) Photomicrographie représentant un arséniure inconnu en excroissance sur la pyrite. Échantillon 981-87-46-64; lumière réfléchie, nicol simple.

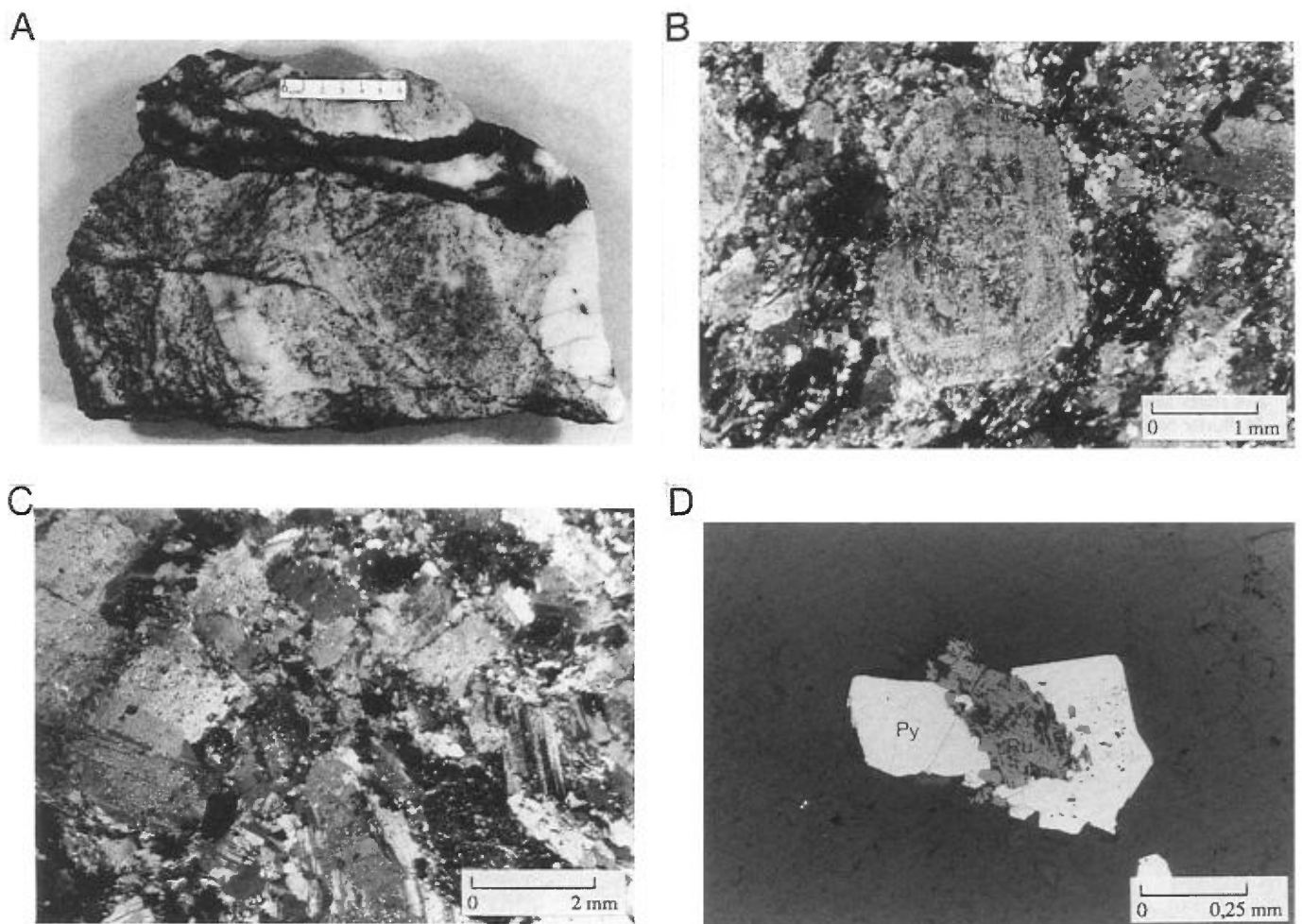


PHOTO 10 – Indice Lac Meston. A) Échantillon minéralisé provenant du terril près de la rampe. Notez la veine rubanée de quartz-tourmaline. B) Photomicrographie de tonalite grise avec phénocristaux zonés de plagioclase partiellement séricitisé. Échantillon M-81-9-19. Nicols croisés. C) Photomicrographie de tonalite rose minéralisée faiblement carbonatée et séricitisée. Échantillon M-81-9-78. Nicols croisés. D) Photomicrographie montrant un agrégat en treillis de rutile en voie de remplacement par la pyrite. Échantillon M-81-9-78; lumière réfléchie, nicol simple.

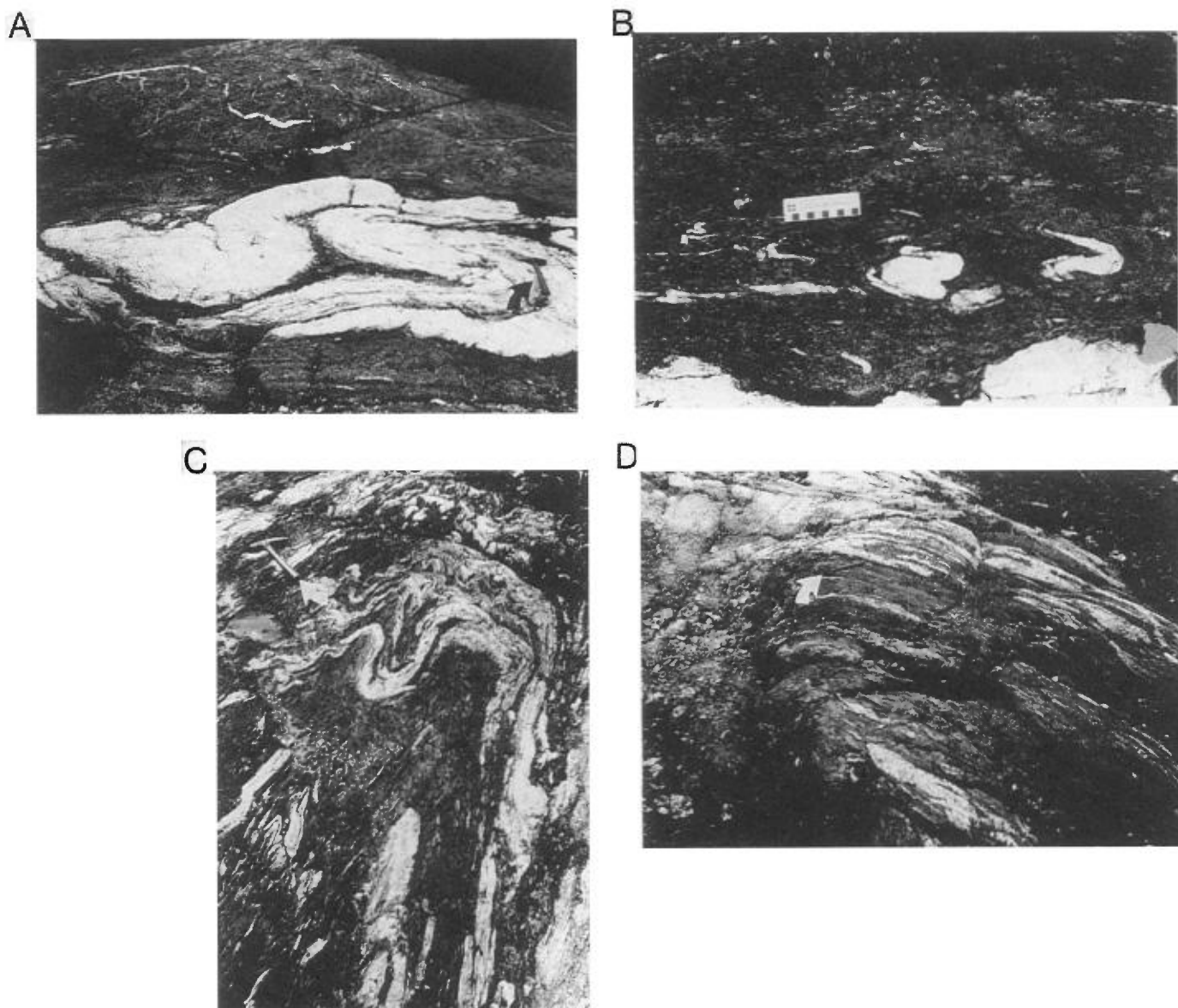


PHOTO 11 – Indice La Dauversière 1. A) Veines de quartz plissées de première génération dans le basalte cisailé. On distingue en arrière plan le basalte coussiné légèrement fracturé et recoupé de veinules de quartz stériles. Affleurement LaD-86-2. Le manche du marteau pointe vers le nord. B) Plis intrafoliaux dans des veines de quartz de première génération injectées dans un basalte ou un gabbro cisailé. Affleurement LaD-85-2. C) Veines de quartz plissées de première génération dans le basalte cisailé. Affleurement LaD-87-2. Le manche du marteau pointe vers le nord. D) Veines de quartz de première génération et schistosité plissées ensemble dans le basalte cisailé. On distingue en arrière plan un dyke felsique plissé et cisailé. Affleurement LaD-87-1. Le manche du marteau pointe vers le nord.

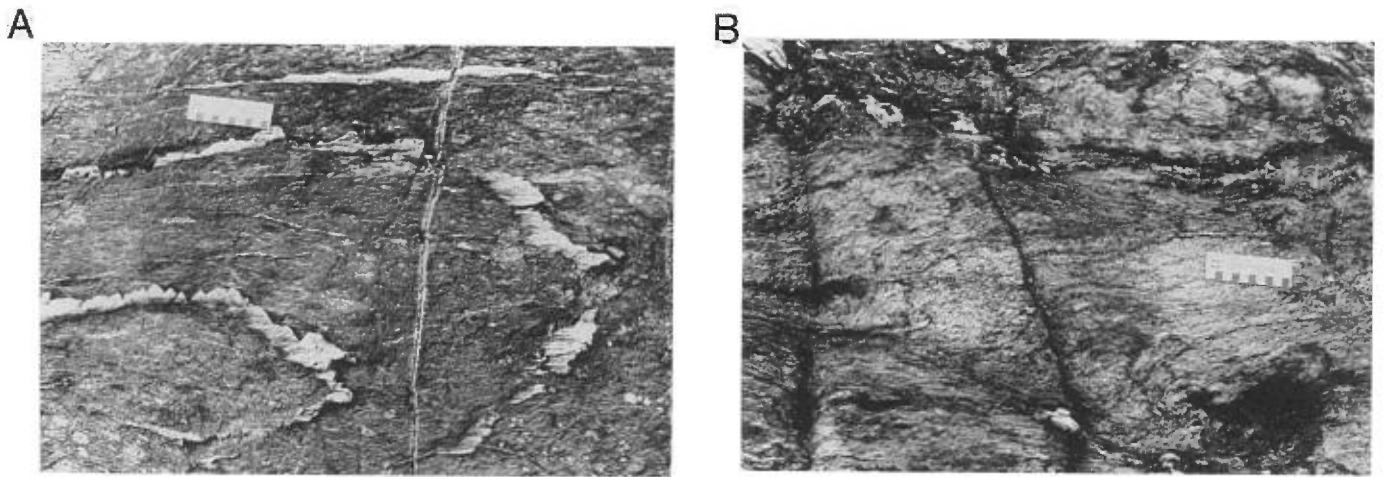


PHOTO 12 – Indice La Dauversière 1. Affleurement LaD-85-2. A) Veinules de quartz subhorizontales plissées. B) Schistosité sigmoïdale dans un gabbro porphyrique cisailé suggérant un mouvement de décrochement dextre.

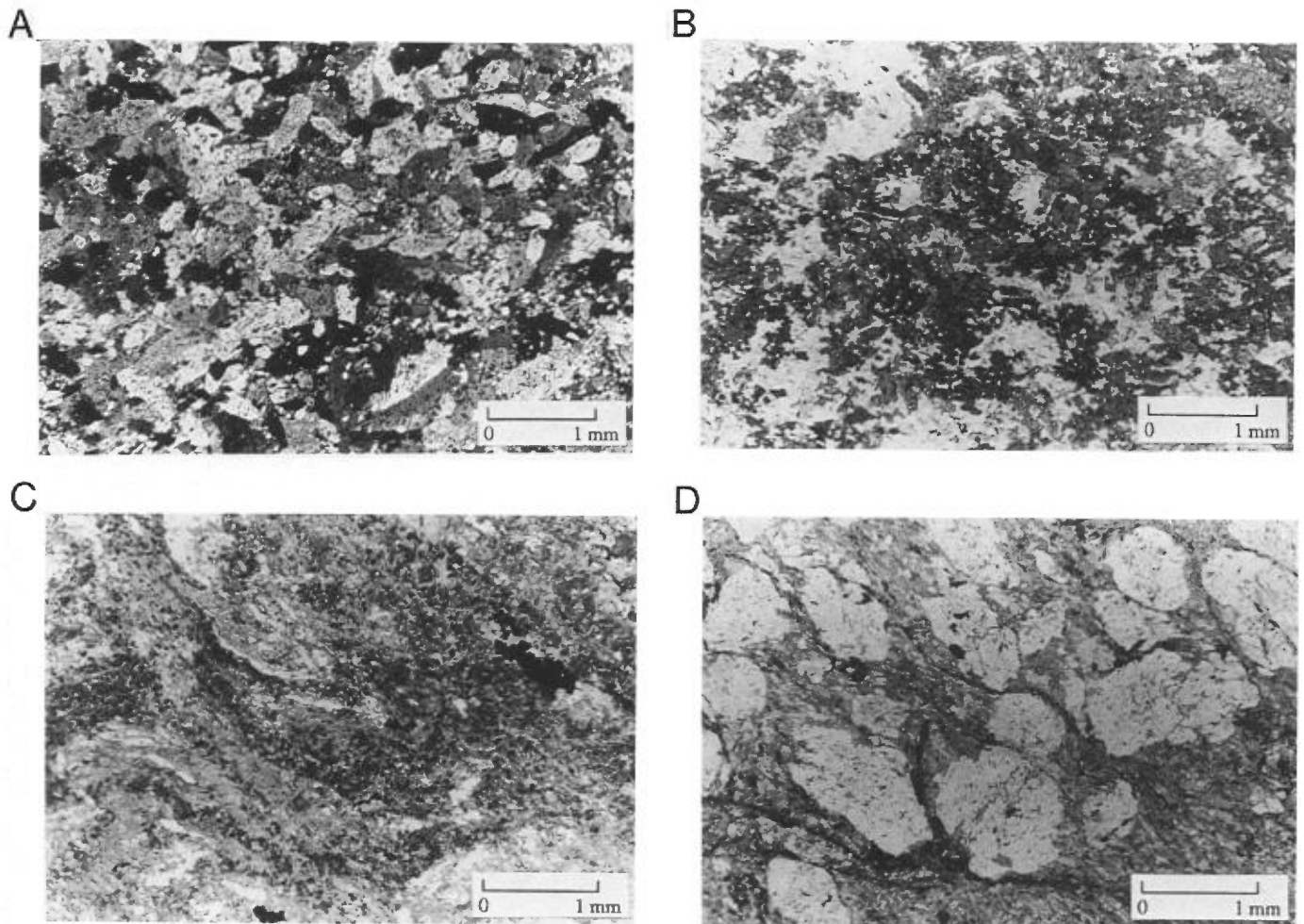


PHOTO 13 – Indice La Dauversière 1. A) Photomicrographie de basalte «frais» mélanocrate à texture nématoblastique. Échantillon LaD-88-1000 de la figure 28; nicols croisés. B) Photomicrographie de basalte «frais» mésocrate à texture poeciloblastique. Échantillon LD-87-3-27; nicols croisés. C) Photomicrographie de basalte cisailé, carbonaté et séricitisé. Les traînées de petits cristaux de tourmaline mettent en évidence la crénulation intense de cette roche. Échantillon LD-87-3-34,65; nicol simple. D) Photomicrographie de basalte cisailé, carbonaté et séricitisé avec porphyroblastes de scapolite. Échantillon LD-87-3-33,45; nicol simple.

TABLEAU 1 – Faciès d'altération hydrothermale associés à la minéralisation aurifère de la mine Joe Mann.

Zone principale, «G» et Nord			Zone Sud	
Faciès d'altération				
Gabbro «frais» (métamorphisme régional)	Zone d'altération externe	Zone d'altération interne (< 5 m) (bordure des veines de quartz)		«Rhyolite» ± altérée
	(30-65 m d'épaisseur)	Type 1	Type 2	
Minéralogie				
Hornblende, albite, quartz-épidote, ilménite, magnétite	Chlorite, carbonate (cc ou dol), albite, quartz, épidote, ilménite, magnétite	Biotite, sulfures (Py-Po-Cp), quartz, albite, ± plagioclase, ± carbonate (dol), ± chlorite	Chlorite, carbonate (Fe-dol), muscovite, plagioclase, sulfures (Py-Po-Cp), quartz, albite	Muscovite, sulfures (Py-Po-Cp-Asp), quartz, albite, ± carbonate (dol)
Géochimie				
	+ (CO ₂ , H ₂ O)	+ (K, S, Ba, Rb, S, Cu, As, Ag, Bi, Au); - (Mg, Ca, Na)	+ (K, S, Ba, Rb, S, Cu, As, Ag, Bi, Au); - (Mg, Ca, Na)	+ (K, S, Ba, Rb, S, Cu, As, Ag, Au); - (Mg, Ca, Na)

Abréviations: cc=calcite; dol=dolomite; Fe-dol=dolomite ferrugineuse; Asp=arsénopyrite; Py=pyrite; Po=pyrrhotine; Cp=chalcopyrite

TABLEAU 2 – Résumé des principales caractéristiques des minéralisations à l'étude à la mine Joe Mann et dans le secteur oriental de la bande Caopatina-Desmaraisville.

Classification ¹	Exemples	Minéralisation (teneur et tonnage)	Roches encaissantes	Métamorphisme régionale et minéraux d'altération (zone externe) --> (zone interne)	Géochimie	Gangue et phases métalliques	Contrôle structural (orientation des zones de cisaillement)
Sous-type 1a Minéralisations aurifères du type veines de quartz-sulfures liées à des cisaillements E-W dans des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées	Mine Joe Mann	Au-Cu 8,22 g/t Au; 5,83 g/t Ag; 0,30 % Cu 3,2 Mt (1989)	<i>Formation d'Obatogamau</i> – Zones Principale et Nord: filon-couche de gabbro peu différencié – Zone Sud: «rhyolite» (tufs felsiques) Dykes felsiques porphyriques et aphyriques	<i>Schistes verts</i> – Zones Principale et Nord: (chlorite – carbonate) -> (biotite – sulfures) ± plagioclase ± carbonate ferrugineux <i>ou</i> (chlorite – carbonate) -> (chlorite – carbonate ferrugineux – plagioclase – muscovite – sulfures) – Zone Sud: muscovite – sulfures	– Zones Principale et Nord: Apport de K, CO ₂ , Rb, Ba, S, Cu, Ag, As, Bi, Au, ± Na Perte de Mg et Ca – Zone Sud: Apport de Si, K, Rb, Ba, S, Cu, As, Ag, Au Perte de Mg, Ca, Na	Veine de quartz – carbonate ± albite Pyrite, pyrrhotine, chalcoppyrite, magnétite, ilménite, or natif, arsénopyrite (dans la zone Sud), traces de sphalérite et de divers tellurures	Principalement E-W, quelques structures NNE ou NW
	Indice La Dauversière 1	Au Éch. choisi : 16,7 g/t Au et 20,1 g/t Ag Rainure: 4,11 g/t Au/ 0,76 m Forage : 8,1 g/t Au/0,25 m	<i>Formation d'Obatogamau</i> Basalte amphibolitisé et filon-couche de gabbro Dykes felsiques porphyriques	<i>Amphibolite</i> (chlorite – carbonate ferrugineux) -> (biotite – muscovite – scapolite-chlorite – carbonate ferrugineux)	Apport de K, CO ₂ , Rb, Ba, S, Ag, Au	Veine de quartz Pyrite, traces de chalcoppyrite et de pyrrhotine, or natif	Zones de cisaillement E-W et ENE dans un couloir de déformation E-W. Réactivation grenvillienne possible.
Sous-type 1b Minéralisations aurifères du type disséminations liées à des cisaillements E-W dans des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées	Indice Philibert	Au 6,13 g/t Au 525 000 t (1989)	<i>Formation d'Obatogamau</i> Partie felsique (diorite quartzifère) d'un filon-couche de gabbro différencié Dykes intermédiaires	<i>Schistes verts</i> (chlorite – carbonate ferrugineux – biotite – muscovite) -> (carbonate ferrugineux – quartz – pyrite)	Apport de CO ₂ , S, As, W, Au	Roche encaissante altérée Pyrite, magnétite, ilménite, traces de chalcoppyrite, de pyrrhotine, d'arsénopyrite et de divers arsénures, or natif (sulfuration de la magnétite et de l'ilménite)	E-W à SE-NW
Type 3 Minéralisations aurifères encaissées dans des intrusions intermédiaires à felsiques	Indice Lac Meston	Au teneurs et tonnage non déterminés de façon satisfaisante	Intrusion tonalitique (trondhjémite)	<i>Schistes verts</i> Muscovite – carbonate ferrugineux – rutile – pyrite	Apport de K, CO ₂ , Rb, Ba, S, W, Au, ± Na Perte de Fe, Ti	Veine de quartz et épontes Pyrite, traces de chalcoppyrite et de divers tellurures, or natif (sulfuration de la magnétite)	Intrusion tonalitique mise en place dans un cisaillement E-W. La minéralisation est associée à un réseau de fractures et de veines de quartz (stockwork) en tension orientées à 100°, 45° et 180°.

1. Modifiée d'après la classification de Archer et Guha (en préparation).



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines