

MB 89-62

ETUDE METALLOGENIQUE DE LA BANDE CAOPATINA-DESMARAVISVILLE (SECTEUR JOE MANN) - LES INDICES AURIFERES, PHASE II -

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



License

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 

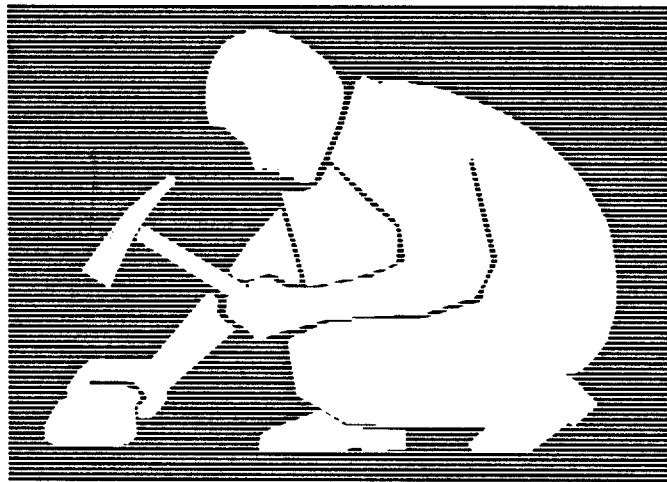


Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Service géologique du Nord-Ouest

Étude métallogénique de la bande Caopatina-Desmaraisville (secteur Joe Mann)

Les indices aurifères, Phase II

Claude Dion Jayanta Guha
Université du Québec à Chicoutimi



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

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

MB 89-62

1990

RÉSUMÉ

La bande Caopatina-Desmaraisville, qui constitue la partie méridionale du sillon de roches vertes Matagami-Chibougamau, est composée de lithologies appartenant à la Formation d'Obatogamau (basalte, gabbro, pyroclastites felsiques) et à la Formation de Caopatina (roches sédimentaires). La partie orientale de cette bande présente un potentiel aurifère intéressant qui a été récemment souligné par la réouverture de la mine Joe Mann. Située à environ 64 km au SW de Chibougamau, la mine est entourée d'un grand nombre d'indices que l'on peut classer en quatre grandes catégories:

I- Or lié à des cisaillements est-ouest (subparallèles à la stratigraphie) dans des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées.

a) Minéralisation du type or-veines de quartz-sulfures (ex. mine Joe Mann)

b) Minéralisation du type faible dissémination de pyrite-(or) (ex. indice Philibert)

II- Or lié à des cisaillements nord-est et nord-ouest recoupant des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées (ex. indice La Dauversière 1).

III- Or associé à des intrusifs intermédiaires à felsiques (ex. indice du lac Meston).

IV- Or associé à des sédiments (tufs) graphitiques et/ou à des "formations de fer" (ex. indices Patino no 1 ou Stratford).

Ce travail porte sur trois de ces minéralisations aurifères, les indices Philibert, lac Meston et La Dauversière 1.

L'indice Philibert se caractérise par une minéralisation constituée de pyrite finement disséminée dans des zones de cisaillement intensément carbonatées et silicifiées recoupant un filon-couche de gabbro différencié. Les zones de cisaillement anastomosées isolent des lentilles peu déformées de diorite quartzifère fortement carbonatée et minéralisée dans la partie supérieure du filon-couche. La diorite, roche hôte de la minéralisation, représente par sa compétence et sa composition riche en fer (ou par son rapport Fe/Mg élevé) une lithologie favorable à la déposition de l'or. Les zones fortement déformées ont focalisé et permis la montée des fluides hydrothermaux riches en CO₂, en soufre et en or jusqu'au site de mise en place. La réaction entre les minéraux riches en fer (chlorite, biotite, magnétite et ilménite) et le fluide a amené la formation du carbonate ferrugineux et de pyrite et a entraîné la précipitation de l'or.

L'indice du 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 séricite et en carbonate. La minéralisation est pratiquement identique à la tonalite stérile de couleur grise. On interprète la mise en place de la minéralisation comme un événement relié à la fracturation et à la déformation de la tonalite associé au développement synchrone d'une zone de cisaillement est-ouest à la bordure nord de cette intrusion.

A l'indice La Dauversière 1, l'or 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 coussinés de la Formation d'Obatogamau. Ces cisaillements semblent former un patron complexe résultant soit de la superposition d'un cisaillement ENE sur un cisaillement E-W ou de l'interaction de ces deux systèmes lors du développement d'un grand couloir de déformation NE.

L'altération hydrothermale rétrograde associée à la minéralisation se superpose au métamorphisme régional archéen au faciès amphibolite. 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 schiste à biotite - séricite - carbonates ferrugineux - sulfures ou en schiste à séricite - 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 carbonatées de l'indice La Dauversière 1 se caractérisent par la présence de porphyroblastes plus ou moins déformés de scapolite. Ce phénomène indique que la déformation et la circulation des fluides hydrothermaux d'âge archéen ont été suivies d'un épisode dynamothermal que l'on pourrait imputer à l'orogénie grenvillienne. Cet épisode a pu contribuer à la remobilisation de la minéralisation aurifère.

TABLE DES MATIÈRES

| | PAGE |
|--|------|
| RÉSUMÉ | i |
| TABLE DES MATIÈRES | iii |
| LISTE DES FIGURES | v |
| LISTE DES TABLEAUX | vii |
| LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES | viii |
| 1. INTRODUCTION | 1 |
| 1.1. Problématique | 1 |
| 1.2. Buts | 2 |
| 1.3. Localisation | 2 |
| 1.4. Méthodologie | 2 |
| 2. CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE LA BANDE CAOPATINA-DESMARAIS-VILLE | 5 |
| 2.1. Stratigraphie régionale | 5 |
| 2.2. Structure régionale | 6 |
| 2.3. Résumé des caractéristiques géologiques de la mine Joe Mann | 7 |
| 3. CARACTÉRISATION DES INDICES AURIFÈRES | 11 |
| 3.1. Introduction | 11 |
| 3.2. Indice Philibert | 11 |
| 3.2.1. Localisation géographique et géologique | 11 |
| 3.2.2. Minéralisation | 12 |
| 3.2.3. Structure | 18 |
| 3.2.4. Métamorphisme et altération | 21 |
| 3.2.4.1. Métamorphisme régional | 21 |
| 3.2.4.2. Altération hydrothermale | 22 |
| 3.2.4.2.1. Forage 981-87-39 | 22 |
| 3.2.4.2.2. Forage 981-87-46 | 26 |
| 3.2.4.2.3. Résumé des observations pétrographiques .. | 29 |
| 3.2.5. Géochimie | 29 |
| 3.2.5.1. Forage 981-87-39 | 30 |
| 3.2.5.2. Forage 981-87-46 | 30 |
| 3.2.6. Conclusion | 31 |
| 3.3. Indice du Lac Meston | 32 |
| 3.3.1. Localisation géographique et géologique | 32 |
| 3.3.2. Minéralisation | 34 |
| 3.3.3. Structure | 37 |
| 3.3.4. Altération hydrothermale | 37 |
| 3.3.5. Géochimie | 40 |

| | |
|---|-------|
| 3.3.5.1. Lithogéochimie semi-quantitative | 40 |
| 3.3.5.1. Lithogéochimie quantitative | 40 |
| 3.3.6. Conclusion | 46 |
| 3.4. Indice La Dauversière 1 | 47 |
| 3.4.1. Localisation géographique et géologique | 47 |
| 3.4.2. Minéralisation | 47 |
| 3.4.3. Structure | 48 |
| 3.4.4. Métamorphisme et altération | 57 |
| 3.4.4.1. Métamorphisme régional | 57 |
| 3.4.4.2. Altération hydrothermale | 57 |
| 3.4.5. Géochimie | 67 |
| 3.4.6. Conclusion | 67 |
| 4. CONCLUSION | 70 |
| REMERCIEMENTS | 72 |
| BIBLIOGRAPHIE | 73 |
| ANNEXE 1 : MÉTHODES D'ANALYSES | 77 |
| ANNEXE 2 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ÉCHANTILLONS DU FORAGE 981-87-39 | 79-80 |
| ANNEXE 3 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ÉCHANTILLONS DU FORAGE 981-87-46 | 81-82 |
| ANNEXE 4 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ÉCHANTILLONS DU FORAGE M-81-9 | 83 |
| ANNEXE 5 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ÉCHANTILLONS DU FORAGE LaD-87-3 | 84 |

LISTE DES FIGURES

| FIGURE | | PAGE |
|--------|--|-------|
| 1 | Carte simplifiée de la région de Chibougamau avec la position de la mine Joe Mann | 3 |
| 2 | Carte simplifiée de la région de la mine Joe Mann avec la position des indices étudiés | 9 |
| 3 | Carte simplifiée de la propriété Philibert à proximité de l'indice | 19 |
| 4 | Section schématique à travers la zone minéralisée de l'indice Philibert | 20 |
| 5 | Profils pétrographiques de l'altération hydrothermale observée dans le forage 981-87-39 (Indice Philibert) | 23 |
| 6 | Profils lithogéochimiques semi-quantitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage 981-87-39 (Indice Philibert) | 24 |
| 7 | Profils pétrographiques de l'altération hydrothermale observée dans le forage 981-87-46 (Indice Philibert) | 27 |
| 8 | Profils lithogéochimiques semi-quantitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage 981-87-46 (Indice Philibert) | 28 |
| 9 | Indice du Lac Meston avec la position de la rampe d'exploration et des forages. On a aussi représenté la section de forage M81-9 | 33 |
| 10 | Profils pétrographiques de l'altération hydrothermale observée dans le forage M-81-9 (Indice du lac Meston) | 38 |
| 11 | Profils lithogéochimiques semi-quantitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage M-81-9 (Indice du lac Meston) | 41 |
| 12 | Graphique composition-volume pour les échantillons M-81-9-19 (tonalite grise "fraîche") et M-81-9-78 (tonalite rose minéralisée en or) | 42 |
| 13 | Profils lithogéochimiques quantitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage M-81-9 (Indice du lac Meston) | 44-45 |
| 14 | Indice La Dauversière 1, affleurement LaD-85-2 | 50 |
| 15 | Indice La Dauversière 1, affleurement LaD-86-1 et LaD-86-2 | 51 |
| 16 | Indice La Dauversière 1, affleurement LaD-87-1 | 52 |
| 17 | Indice La Dauversière 1, affleurement LaD-87-2 | 53 |
| 18 | Indice La Dauversière 1, carte simplifiée de l'indice avec la position des affleurements et des forages | 54 |
| 19 | Synthèse des données structurales, Indice La Dauversière 1 | 55 |
| 20 | Profils pétrographiques de l'altération hydrothermale observée dans le forage LaD-87-3 (Indice La Dauversière 1) | 62 |

| | | |
|----|--|----|
| 21 | Profils lithogéochimiques semi-quantitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage LaD-87-3 (Indice La Dauversière 1) | 68 |
|----|--|----|

LISTE DES TABLEAUX

| TABLEAU | | PAGE |
|----------------|--|-------------|
| 1 | Résumé des principales caractéristiques des minéralisations étudiées . | 71 |

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

| PLANCHE | | PAGE |
|---------|---|------|
| 1a | Echantillons minéralisés provenant de l'indice Philibert. 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 biotite | 13 |
| 1b | Photomicrographie de diorite porphyroclastique carbonatée provenant de la zone minéralisée. Indice Philibert, Éch 981-87-39-88. Nicols croisés, champ photographié 5 mm | 13 |
| 2a | Photomicrographie de diorite porphyroclastique carbonatée provenant de la zone minéralisée. Notez la présence d'intercroissances granophyriques. Indice Philibert, Éch 981-87-39-89. Nicols croisés, champ photographié 5 mm | 14 |
| 2b | Photomicrographie de "basalte silicifié" composé d'agrégats arrondis de chlorite dans matrice quartzo-feldspathique à grains fins. Indice Philibert, Éch 981-87-39-26. Nicols croisés, champ photographié 5 mm | 14 |
| 3a | Photomicrographie représentant des plages de pyrrhotine contenant des inclusions d'un arséniure (skuttérodite ?). Indice Philibert, Éch 981-87-39-88. Lumière réfléchie, nicol simple, champ photographié 1,3 mm | 15 |
| 3b | Photomicrographie représentant de la pyrrhotine qui remplace des agrégats dendritiques d'ilménite. Indice Philibert, Éch 981-87-46-97. Lumière réfléchie, nicol simple, champ photographié 1,3 mm | 15 |
| 4 | Photomicrographie représentant un arséniure inconnu en excroissance sur la pyrite. Indice Philibert, Éch 981-87-46-64. Lumière réfléchie, nicol simple, champ photographié 1,3 mm | 16 |
| 5a | Echantillon minéralisé provenant de l'indice du lac Meston. Notez la veine rubanée de quartz-tourmaline | 35 |
| 5b | Photomicrographie de tonalite grise avec phénocristaux zonés de plagioclase partiellement séricitisé. Indice du lac Meston, Éch M-81-9-19. Nicols croisés, champ photographié 5 mm | 35 |
| 6a | Photomicrographie de tonalite rose minéralisée faiblement carbonatée et séricitisée. Indice du lac Meston, Éch M-81-9-78. Nicols croisés, champ photographié 10,5 mm | 36 |
| 6b | Photomicrographie montrant un agrégat en treillis de rutile en voie de remplacement par la pyrite. Indice du lac Meston, Éch M-81-9-78. Lumière réfléchie, nicol simple, champ photographié 1,3 mm | 36 |
| 7a | 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 stérile. Affleurement LaD-86-2, Indice La Dauversière 1. Le manche du marteau pointe vers le nord | 58 |
| 7b | Plis intrafoliaux dans des veines de quartz de première génération injectée dans un basalte ou un gabbro cisailé. Affleurement LaD-85-2, Indice La Dauversière 1 | 58 |
| 8a | Veines de quartz plissées de première génération dans le basalte cisailé. Affleurement LaD-87-2, Indice La Dauversière 1. Le manche du marteau pointe vers le nord | 59 |
| 8b | Veines de quartz de première génération et schistosité plissées dans le basalte cisailé. On distingue en arrière plan un dyke felsique plissé et cisailé. Affleurement LaD-87-1, Indice La Dauversière 1. Le manche du marteau pointe vers le nord | 59 |
| 9a | Linéation d'étirement sub-horizontale imprimée sur des veinules de quartz plissées dans un gabbro porphyrique cisailé. Affleurement LaD-85-2, Indice La Dauversière 1 | 60 |
| 9b | Schistosité sigmoïdale dans un gabbro porphyrique cisailé suggérant un mouvement de décrochement dextre. Affleurement LaD-85-2, Indice La Dauversière 1 | 60 |
| 10a | Photomicrographie de basalte sain mélanocrate à texture nématoblastique. Indice du La Dauversière, Éch LaD-88-1000. Nicols croisés, champ photographié 5 mm | 63 |
| 10b | Photomicrographie de basalte sain mésonocrate à texture pœciloblastique. Indice du La Dauversière, Éch LaD-87-3-27. Nicols croisés, champ photographié 5 mm | 63 |
| 11a | Photomicrographie de basalte cisailé, carbonaté et séricitisé. Les traînées de petits cristaux de tourmaline mettent en évidence la crénulation intense de cette roche. Indice du La Dauversière, Éch LaD-87-3-34,65. Nicol simple, champ photographié 5 mm | 64 |
| 11b | Photomicrographie de basalte cisailé, carbonaté et séricitisé avec porphyroblastes de scapolite. Indice du La Dauversière, Éch LaD-87-3-33,45. Nicol simple, champ photographié 5 mm | 64 |
| 12 | Photomicrographie provenant d'un dyke felsique intensément cisailé et séricitisé. Indice du La Dauversière 1, Éch LaD-88-1001B. Nicols croisés, champ photographié 5 mm | 65 |

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 Problématique

Le potentiel aurifère du secteur Rohault-Guercheville (Figure 1) de la bande volcano-sédimentaire Caopatina-Desmaraisville (Sharma et Lacoste, 1981), reconnu depuis le début des années 50, a récemment été souligné par la réouverture de la mine Joe Mann (avril 87). La présence de deux mines d'or (Lac Shortt et Bachelor) à l'ouest de cette région, ainsi que le contexte géologique favorable (Archer et Guha, sous presse) ont attiré l'attention des compagnies minières et encouragé les efforts d'exploration. Cet intérêt a incité le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec à entreprendre la cartographie géologique détaillée (1:20 000) du secteur à partir de 1985. Les résultats préliminaires de ce travail (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 de la bande Matagami-Chibougamau.

Ce travail vise à définir les caractéristiques et à établir un modèle métallogénique de mise en place des minéralisations aurifères du secteur Rohault-Guercheville de la bande Caopatina-Desmaraisville. La première étape du projet (Archer et Guha, sous presse) a consisté en une compilation des informations disponibles sur les indices aurifères de la région. Ce travail a permis de classer provisoirement ces gisements en quatre grandes catégories :

- I- Or lié à des cisaillements est-ouest (subparallèles à la stratigraphie) dans des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées.
 - a) Minéralisation du type or-veines de quartz-sulfures (ex. mine Joe Mann)
 - b) Minéralisation du type faible dissémination de pyrite-(or) (ex. indice Philibert)
- II- Or lié à des cisaillements nord-est et nord-ouest recoupant des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées (ex. indices Murgor ou La Dauversière 1).

- III- Or associé à des intrusifs intermédiaires à felsiques (ex. indice du lac Meston).
- IV- Or associé à des sédiments (tufs) graphitiques et/ou à des “formations de fer” (ex. indices Patino no 1 ou Stratford).

1.2 Buts

L'objectif global de ce projet est d'identifier les caractéristiques stratigraphiques, structurales, lithologiques et lithogéochimiques des minéralisations aurifères du secteur est (Joe Mann) de la bande Caopatina-Desmaraisville. Nous tenterons ensuite d'établir un lien génétique entre les divers types de gisements puis de déterminer les facteurs qui contrôlent la mise en place des minéralisations à l'échelle locale et régionale.

Un rapport préliminaire (Dion et Guha, 1988) a déjà permis de définir les principales caractéristiques de la mine Joe Mann. Le présent rapport portera sur les indices aurifères étudiés durant la campagne d'été 1988.

1.3 Localisation

La région de Chibougamau (Figure 1) se situe à environ 600 km au nord de Montréal. Elle correspond à l'extrémité est du sillon de roches vertes Matagami-Chibougamau, laquelle 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 volcano-sédimentaire Caopatina-Desmaraisville (BCD), qui constitue la partie méridionale du sillon, est séparée de la partie nord par l'anticlinal de La Dauversière. Elle s'étend sur plus d'une centaine de kilomètres d'est en ouest entre les cantons de la Dauversière et Gand. La BCD est bordée à l'est par le front de Grenville et se poursuit à l'ouest dans la région de Miquelon où elle a été récemment l'objet d'un levé géologique (Gauthier, 1986; Barrette, 1987; Proulx, 1988).

La mine Joe Mann est localisée dans la partie est de ce secteur (Figure 1 et 2), à la limite des cantons de la Dauversière et Rohault et à environ 64 km au sud-ouest de la ville de Chibougamau. Les indices aurifères étudiés durant l'été 1988 sont situés à proximité de la mine et leur position est illustrée à la Figure 2.

1.4 Méthodologie

La campagne de l'été 1988 a été consacrée à un examen détaillé de trois indices aurifères situés à proximité de la mine Joe Mann, soit les indices Philibert, lac Meston et La Dauversière 1 (Figure 2). En raison de mauvaises conditions d'affleurement, l'étude des

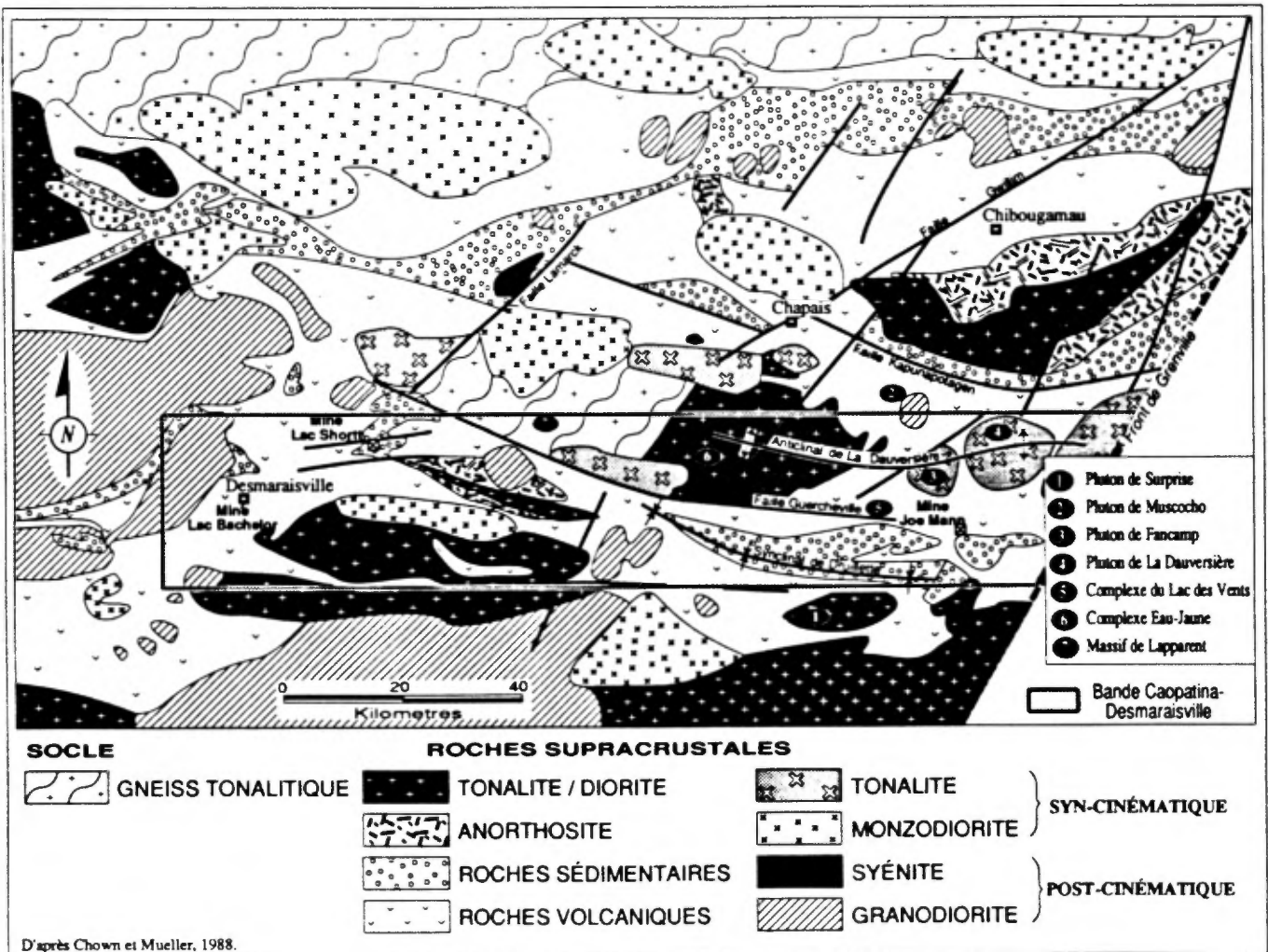


FIGURE 1. Carte simplifiée de la région de Chibougamau avec la position de la mine Joe Mann. D'après Chown et Muller (1988).

deux premiers indices s'est résumée à un examen détaillé des sondages recoupant la minéralisation. Dans le cas de l'indice La Dauversière 1, nous avons procédé à un levé à la planchette (1: 50) des principaux affleurements, étude que nous avons complétée par la description de carottes de forage.

CHAPITRE 2

CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE LA BANDE CAOPATINA-DESMARSAISVILLE

Les travaux de cartographie de la BCD sont encore à un stade relativement peu avancé et plusieurs points importants sur 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 la région.

2.1 Stratigraphie régionale

La stratigraphie de la BCD a été décrite par Hébert (1980), Tait et al. (1987), Tait et Chown (1987), Lauzière et Chown (sous presse) et Sharma et al. (1987). 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 (Dimroth et al., 1982). La stratigraphie est composée principalement de volcanites mafiques et felsiques, de roches volcanoclastiques, de sédiments volcanogènes et épicyclastiques.

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. Les basaltes tholéitiques, pauvres en potassium et à vésicularité très faible, 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 constituer de 1 à près de 70% de la roche. Les roches volcaniques mafiques renferment aussi des filons-couches gabbroïques comagmatiques. Gobeil et Racicot (1982) et Tait et al. (1987), se basant sur les similarités 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 et de brèches, des coulées pyroclastiques et des coulées de débris pyroclastiques, des turbidites et d'autres sédiments volcanogènes dérivés 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 nord-ouest 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 interlités soit regroupé à l'intérieur d'une même unité, le Membre des Vents, qui ferait partie de la Formation d'Obatogamau.

Les roches sédimentaires, surtout épicycliques, comprennent des grès, des siltstones, des argillites, des conglomérats, des grès conglomératiques, des formations de fer litées à magnétite, etc. Ces roches s'étendent sur plus de 50 km du canton de Rohault à l'est aux cantons de Gradis et Drouet à l'ouest et occupent le cœur d'un synclinal majeur (synclinal de Druillettes) d'orientation WNW. Les sédiments et les roches volcaniques mafiques semblent s'interdigiter près de leur contact, lequel est souvent matérialisé par des conducteurs INPUT d'orientation E-W d'étendue régionale. L'un de ces conducteurs peut être tracé de la mine Joe Mann vers l'ouest jusqu'au gîte du lac Shortt. 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.

Ces diverses lithologies, typiques de la ceinture de roches vertes Chibougamau-Mata-gami, sont recoupées par des plutons granitoïdes syn-volcaniques (Complexe Eau Jaune), kénoréens (plutons de Presqu'île, Chico, Verneuil et La Dauversière) et tardi-kénoréens (Muscocho). Le métamorphisme est généralement au faciès des schistes verts sauf près des contacts avec les plutons syn- ou tardi-kénoréens 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.

2.2 Structure régionale

Le pluton de La Dauversière et le Complexe Eau-Jaune semblent constituer le cœur d'une structure anticlinale orientée WNW que Duquette (1970) a nommé anticlinal de La Dauversière. Ce pli est bordée au sud par un synclinal majeur de même orientation appelé le synclinal de Druillettes (Deland et Grenier, 1959; Tait et Chown, 1987; Lauzière et Chown, sous presse). Les sédiments de la Formation de Caopatina sont logés au cœur de ce pli. A l'extrémité est de la bande, le patron tectonique se complique considérablement suite à l'apparition d'une seconde phase de déformation liée à l'orogénie grenvillienne.

La schistosité régionale S₂ est parallèle aux plans axiaux des plis sauf en bordure des plutons. Tait et al. (1987), Tait et Chown (1987) et Lauzière et Chown (sous presse) men-

tionnent aussi l'existence de deux clivages tardifs, S3 et S3', formant des angles faibles avec S2.

Deux orientations de failles ont été reconnues dans la région. Les failles les plus anciennes, d'importance régionale, ont une orientation E-W. Les failles Doda (Lauzière et Chown, sous presse) et Winchester-des Vents (Tait et al., 1987) sont de ce type. Les zones de cisaillement associées à ces structures 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 Chown, sous presse) et NS (Tait et Chown, 1987) sont aussi présentes.

2.3 Résumé des caractéristiques géologiques de la mine Joe Mann

La mine Joe Mann (anciennement Chibex) est un producteur d'or et de cuivre située à la limite des cantons de Rohault et La Dauversière (feuillelet SNRC 32G/8) à environ 64 km au sud-ouest de la ville de Chibougamau. La mine est exploitée depuis 1952 avec de longs intermèdes durant les années 1960-1975 et 1976-1987. La mine, propriété des Ressources du Lac Meston, est de nouveau en production depuis avril 1987. Les réserves prouvées et probables sont estimées à 3,7 millions de tonnes à 0,24 oz/tonne d'or (3,36 Mt à 8,23 g/t ; Northen Miner, 20 février 1989), 0,17 oz/tonne d'argent (5,82 g/t) et 0,30% de cuivre. Le résumé suivant est tiré de Dion et Guha (1988).

La stratigraphie de la mine Joe Mann est composée, du nord vers le sud et de la base vers le sommet, d'un filon-couche de gabbro, de basaltes déformés et altérés, d'un mince niveau de "rhyolite" ou de tufs felsiques surmonté de nouveau par des basaltes. Cette séquence est typique de la partie supérieure de la Formation d'Obatogamau. Les couches ont une orientation est-ouest avec un pendage subvertical. Les roches sont métamorphosées au faciès des schistes verts supérieurs.

La minéralisation aurifère se présente dans des veines de quartz - carbonate décimétriques logées dans trois zones de cisaillement sub-verticales d'orientation E-W, subparallèles entre elles et à la stratigraphie et présentant un mouvement inverse. Le filon-couche de gabbro est l'hôte des zones Nord et Principale alors que la zone Sud se trouve dans la rhyolite. Les zones minéralisées sont recoupées et déplacées par des failles tardives NE à pendage est dans lesquelles des dykes de diabase ont été injectés. Ces failles ont joué dans plusieurs sens mais le mouvement apparent principal semble senestre. On observe aussi dans la partie ouest de la zone Nord un cisaillement mal exposé de direction NNW-SSE.

Les zones de cisaillement qui recoupent le gabbro (zones Nord et Principale) sont constituées en périphérie de roches plus ou moins schisteuses montrant une altération rétrograde en chlorite - carbonate. 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 - albite - séricite - sulfures. Les veines de quartz aurifères sont logées à l'intérieur de ce gabbro altéré, dans la partie centrale de la zone de cisaillement. Les veines sont associées à deux variétés de dykes felsiques, l'une porphyrique à quartz et à feldspath et peu déformée, l'autre aphyrique et très déformée. Les dykes sont souvent directement en contact avec la veine et sub-parallèles à celle-ci, sans relations de recoupement visibles. L'altération hydrothermale dans la zone fortement cisailée se manifeste par une augmentation du rapport $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{S})$ et $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ et un enrichissement en rubidium, barium, soufre, cuivre et or et un appauvrissement en calcium et magnésium. Le comportement du sodium est variable alors que la périphérie de la zone de cisaillement montre une forte carbonatation.

La zone Sud occupe un cisaillement qui recoupe l'unité "rhyolitique" (en fait de composition dacitique). La zone la plus déformée montre une altération hydrothermale intense en séricite et en sulfures. Cette altération correspond à une augmentation du rapport $\text{SiO}_2/(\text{CO}_2 + \text{S})$ et $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ associée à un enrichissement en silice, potassium, soufre, cuivre, arsenic et or et un appauvrissement en magnésium, calcium, sodium et carbone total (i.e. CO_2). Les veines ont une forme irrégulière et montrent un fort boudinage. La zone Sud est aussi la seule où l'on observe de l'arsénopyrite en quantité importante.

Les veines sont encaissées dans une roche fortement cisailée, altérée et minéralisée en pyrite, en pyrrhotine et en chalcopryrite. Ces sulfures sont disposés en lentilles et en veinules parallèles à la schistosité. Les veines sont composées essentiellement de quartz blanc vitreux avec un peu d'albite et de carbonate ferrugineux. Elles sont fortement bréchiques 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 de "crack-seal" (Ramsay et Huber, 1983) impliquant plusieurs épisodes d'ouverture et de remplissage de fractures.

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 quanti-

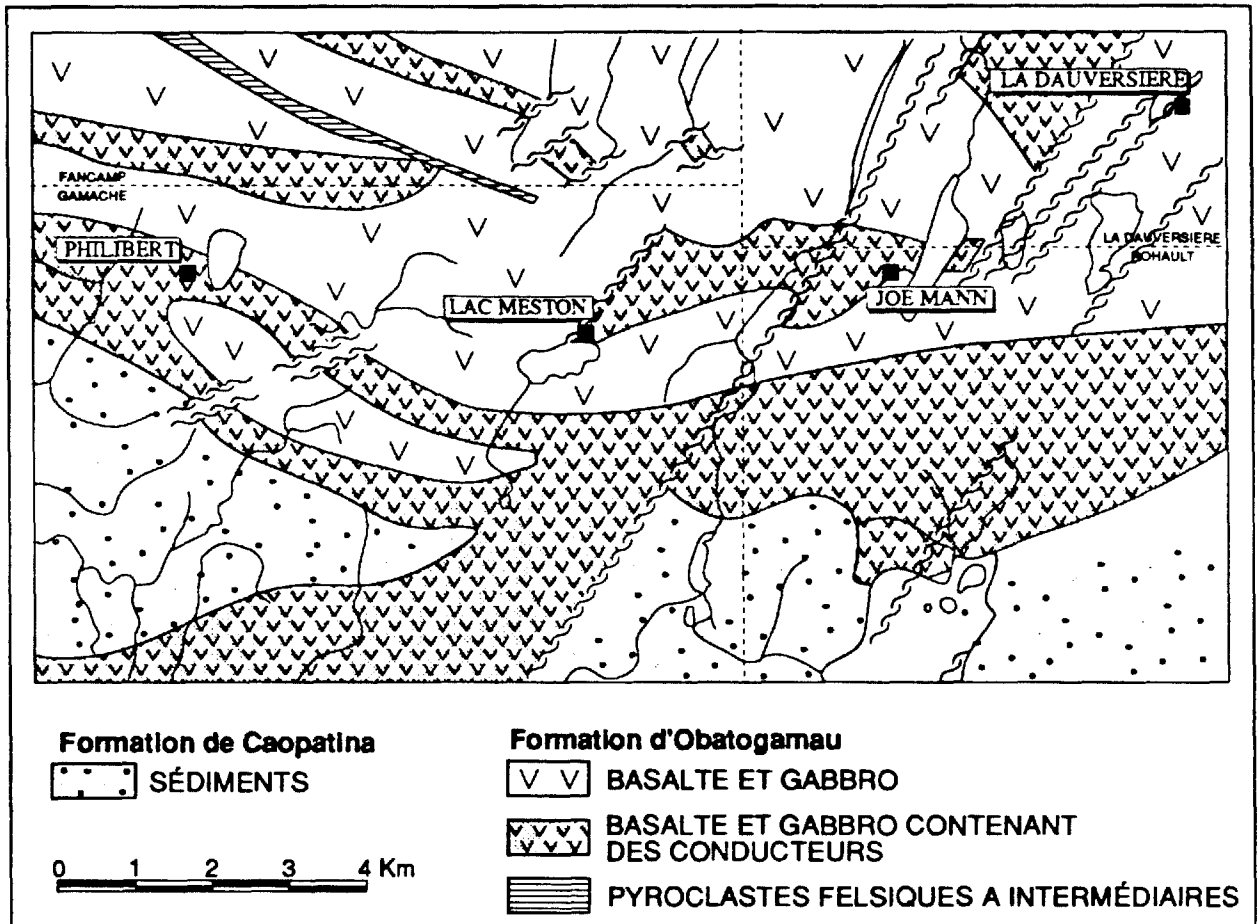


FIGURE 2. Carte simplifiée de la région de la mine Joe Mann avec la position des indices étudiés. D'après Gobeil et Racicot (1982) et Hébert (1980).

tés de tellurures, de sphalérite, de magnétite et d'ilménite. L'or natif est présent en veinules et en plages irrégulières dans les fractures du quartz et de l'albite cataclasés. On en retrouve aussi en quantité moindre dans les fractures ou en inclusions dans la pyrite et l'arsénopyrite. La venue de l'or natif est tardive par rapport à celle des sulfures.

CHAPITRE 3

CARACTÉRISATION DES INDICES AURIFÈRES

3.1 Introduction

Dans le but de définir les principales caractéristiques des indices aurifères de la partie orientale de la Bande Caopatina-Desmaraisville, nous avons réalisé une étude des principaux indices connus autour de la mine Joe Mann. Ce travail permettra de comparer les indices entre eux et de déterminer leurs affinités avec la mine Joe Mann. Les indices étudiés sont: “Philibert”, “Lac Meston” et “La Dauversière 1”.

3.2 Indice Philibert

3.2.1 Localisation géographique et géologique

L'indice Philibert appartient à SOQUEM. Il est situé dans la partie nord-est du canton 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. On observe aussi une certaine proportion de tufs mafiques (basalte cisailé ?), d'argilites graphitiques, de grès et de volcanites felsiques. Les sommets stratigraphiques sont vers le sud. 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 sédiments de la Formation de Caopatina.

A l'échelle de l'indice, la stratigraphie (Chevalier, 1988) est composée principalement de filons-couches mafiques différenciés d'épaisseur variable se succédant sur une épaisseur totale d'environ 130 à 160 m. Dans l'ordre d'apparition dans les forages (i.e. de la base vers le sommet de la séquence), on distingue un ou de plusieurs filons-couches de pyroxénite métriques à décamétriques 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 texture et de faciès très variable. Certains horizons particuliers sont reconnaissables sur plusieurs centaines de mètres, tels une bande décamétrique de gabbros à grains fins ou de basalte contenant jusqu'à 10% de magnétite ou ce niveau décamétrique riche en biotite (un sédiment ?) dans la partie occidentale de l'indice. On retrouve ensuite un niveau de gabbro à yeux de quartz bleu opalescent suivi par une pyroxénite ou un gabbro folié à grains grossiers. On retrouve ensuite des basaltes coussinés intercalés avec des intervalles 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 vers le sud. Ces observations sont en accord avec les polarités vers le sud déterminées à partir de la séquence de différenciation des filons-couches recoupés par les forages à l'indice Philibert.

3.2.2 Minéralisation

Les premiers forages sur l'indice Philibert ont permis d'identifier deux zones subparallèles nommées par les géologues de la société, zone Felsique (ou Zone 1) et zone Silicifiée (Zone 2, McCann, 1987). Ces deux zones sont séparées par une distance d'environ 75 m dans la partie ouest de l'indice. Des travaux plus récents ont démontré l'existence d'autres minéralisations du même type, plus ou moins parallèles aux premières et dont la disposition suggère un réseau anastomosé. Malgré des appellations différentes, la nature de la minéralisation dans ces 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, caractérisée par un contenu généralement faible (< 5%) en pyrite finement disséminée (Planche 1a). On note par endroit une faible quantité de chalcopyrite, 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 veinules de quartz généralement stériles qui, lorsqu'elles sont très abondantes, donnent au minerai une structure bréchique. Il est quelquefois possible d'en reconnaître le protolithe. Ainsi, on a observé à quelques reprises des vestiges d'une texture ophitique à intergranulaire constitués par des cristaux de plagioclase plus ou moins déformés flottant dans une matrice de carbonate ferrugineux (Planches 1b et 2a). Les minéraux ferromagnésiens qui composaient cette roche de composition probablement gabbroïque ou dioritique ont donc été



Planche 1a Echantillons minéralisés provenant de l'indice Philibert. 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 biotite.

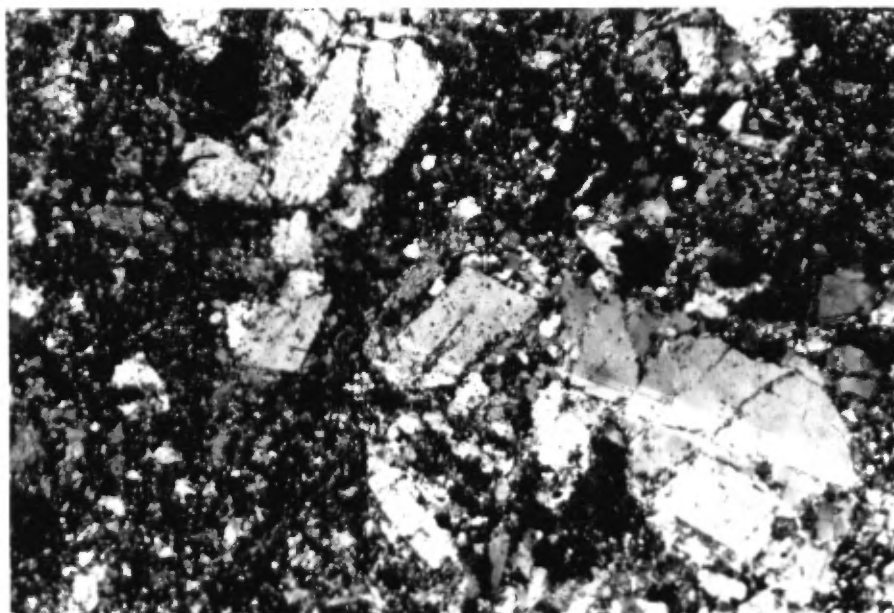


Planche 1b Photomicrographie de diorite porphyroclastique carbonatée provenant de la zone minéralisée. Indice Philibert, Éch 981-87-39-88. Nicols croisés, champ photographié 5 mm.

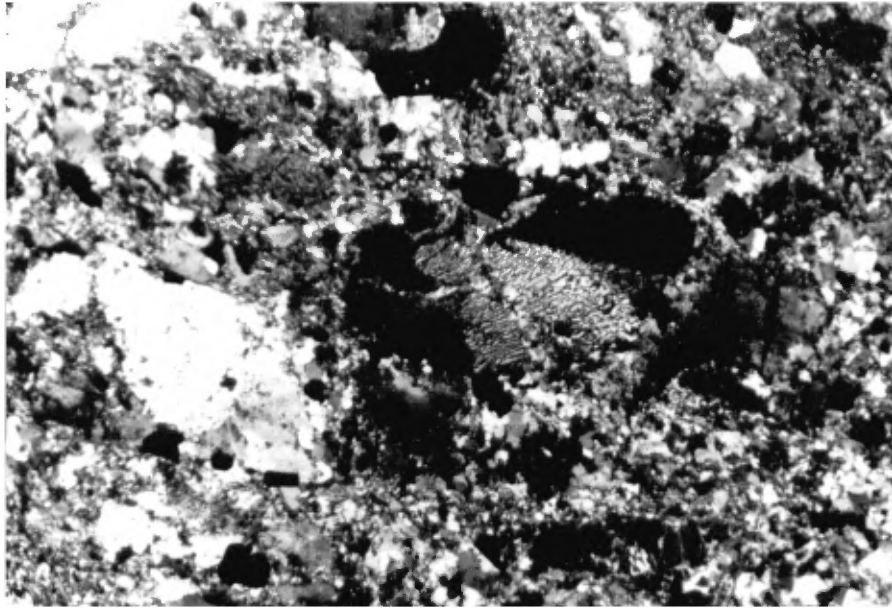


Planche 2a Photomicrographie de diorite porphyroclastique carbonatée provenant de la zone minéralisée. Notez la présence d'intercroissances granophyriques. Indice Philibert, Éch 981-87-39-89. Nicols croisés, champ photographié 5 mm.

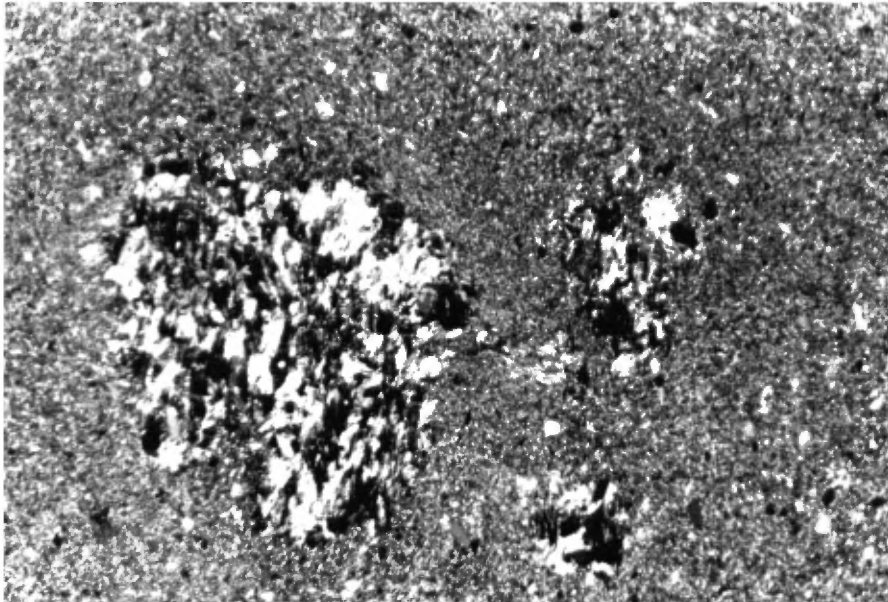


Planche 2b Photomicrographie de "basalte silicifié" composé d'agrégats arrondis de chlorite dans matrice quartzo-feldspathique à grains fins. Indice Philibert, Éch 981-87-39-26. Nicols croisés, champ photographié 5 mm.

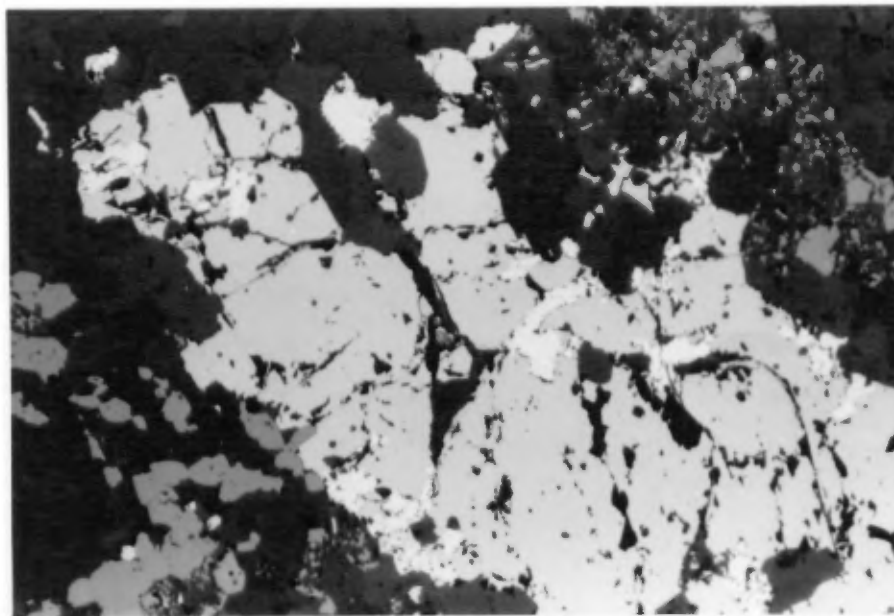


Planche 3a Photomicrographie représentant de pyrrhotine contenant des inclusions d'un arséniure (skuttérodite ?). Indice Philibert, Éch 981-87-39-88. Lumière réfléchie, nicol simple champ photographié 1,3 mm.

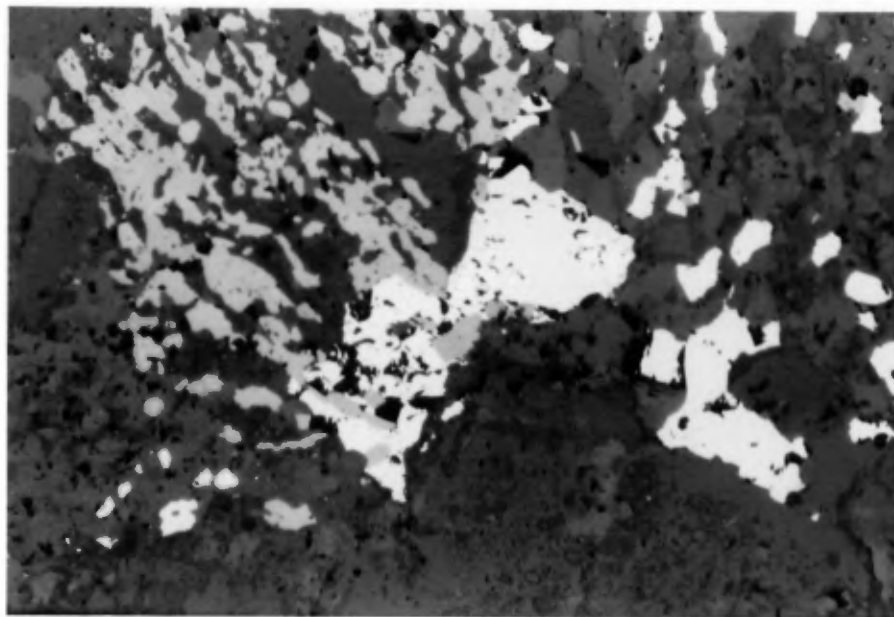


Planche 3b Photomicrographie représentant de la pyrrhotine qui remplace des agrégats dendritiques d'ilménite. Indice Philibert, Éch 981-87-46-97. Lumière réfléchie, nicol simple, champ photographié 1,3 mm.

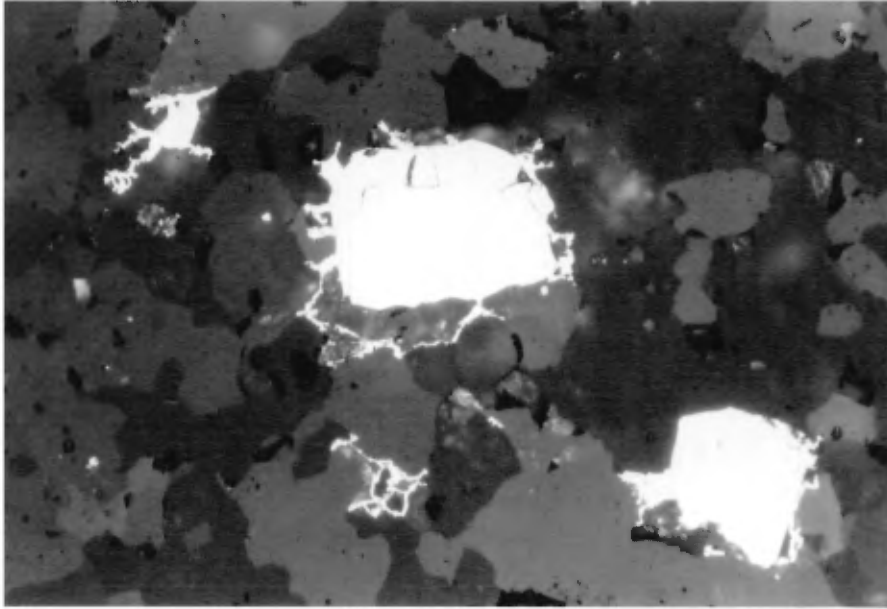


Planche 4 Photomicrographie représentant un arséniure inconnu en excroissance sur la pyrite. Indice Philibert, Éch 981-87-46-64. Lumière réfléchie, nicol simple champ photographié 1,3 mm.

complètement remplacés par le carbonate. Cet aspect sera traité plus à fond à la section sur l'altération hydrothermale (section 3.2.4.2).

Les teneurs généralement observées dans les forages sont de l'ordre de 1 à 4 Au g/t sur des épaisseurs de 1 à 3 m. SOQUEM rapporte des intersections de 0,23 oz/tonne sur 13 pieds (7,89 g/t sur 4 m), 0,23 oz/tonne sur 6,6 pieds (7,89 g/t sur 2 m) et 0,16 oz/tonne sur 31 pieds (5,49 g/t sur 10 m ; Northen Miner, 3 Avril 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 t à une teneur de 6,13 Au g/t (SOQUEM, rapport annuel 1988-89).

Les principales phases métalliques dans les zones minéralisées sont, en ordre d'importance, l'ilménite et la magnétite, la pyrite, la pyrrhotine, le rutile et l'arsénopyrite. On retrouve aussi des traces d'or, de la chalcopryrite, divers arséniures de fer, nickel et cobalt (skuttérudite ?, pararammelsbergite ?) et de la galène. L'ilménite et la magnétite sont présents en quantité variable dans toutes les lithologies. Ils sont particulièrement abondants dans le faciès dioritique dans lequel est logée la zone minéralisée recoupée par le forage 981-87-39 (voir plus loin la section 3.2.4.2.1). 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 (Planche 3b). Les sulfures et sulfo-arséniures, pyrite, pyrrhotine et arsénopyrite, se sont développés aux dépens de ces oxydes sans toutefois les remplacer totalement. Par endroit, la magnétite et l'ilménite sont faiblement pseudomorphisées en leucoxène ou en rutile.

Le contenu en sulfures ne dépasse jamais 10% du mode de la roche. La pyrite forme des grains idiomorphes à hypidiomorphes isolés ou, lorsqu'elle est plus abondante, des traînées ou des agrégats allongés selon la foliation. Les grains de pyrite montrent parfois des points triples, indiquant la recristallisation de ce sulfure. La fracturation varie de faible à modérée sauf dans les faciès fortement cisailés. On note la présence d'inclusions arrondies de magnétite, d'ilménite, de pyrrhotine, de chalcopryrite 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 (Planche 4).

La pyrrhotine se présente généralement en plages xénomorphes 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 (Planche 3c). 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'arsénopyrite forme des grains xénomorphes 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 plus tard 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 ($< 2,5 \mu\text{m}$) isolées dans le carbonate ou accolées aux grains de pyrite. L'or dans le minerai recristallisé semble avoir une granulométrie plus grossière que dans le 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).

3.2.3 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 100m avec une orientation de 300° à 315° et un pendage relativement faible variant entre 32° et 45° vers le NE. Ces cisaillements semblent être subconcordants à la stratigraphie à l'échelle régionale (Figures 3 et 4). A l'échelle locale cependant, la zone minéralisée recoupe plusieurs lithologies (gabbros plus ou moins différenciés ou basaltes), ce qui suggère une attitude légèrement discordante.

La schistosité régionale observée dans la partie nord de la propriété est généralement parallèle en plan à l'orientation des couches avec un pendage abrupt vers le nord-est ($\approx 75^\circ$). Dans les sondages, la schistosité est parallèle aux zones minéralisées indiquant un pendage de 30 à 40° vers le nord-est. Dans les zones 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

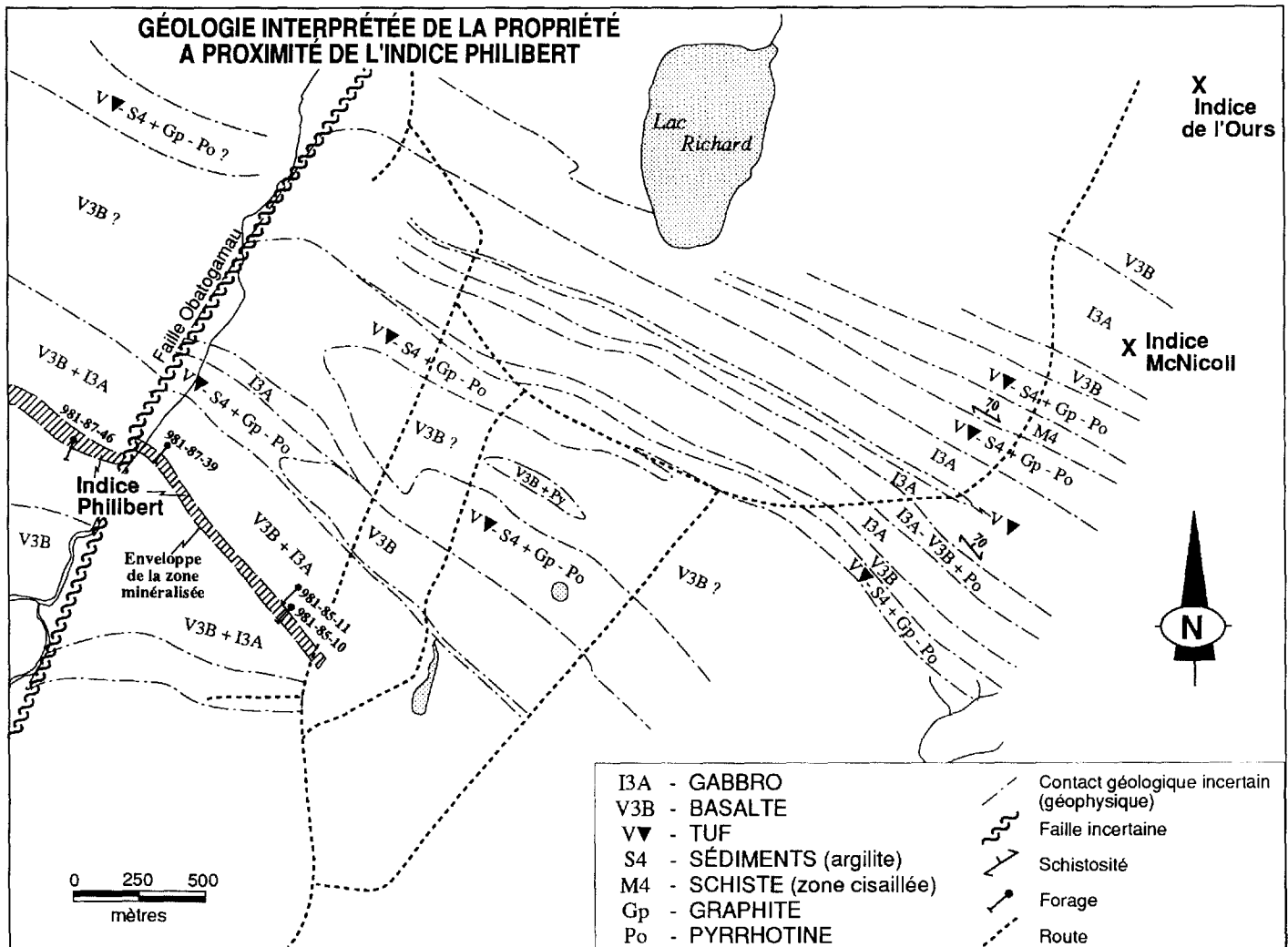


Figure 3. Carte simplifiée de la propriété Philibert à proximité de l'indice. D'après les plans de SOQUEM.

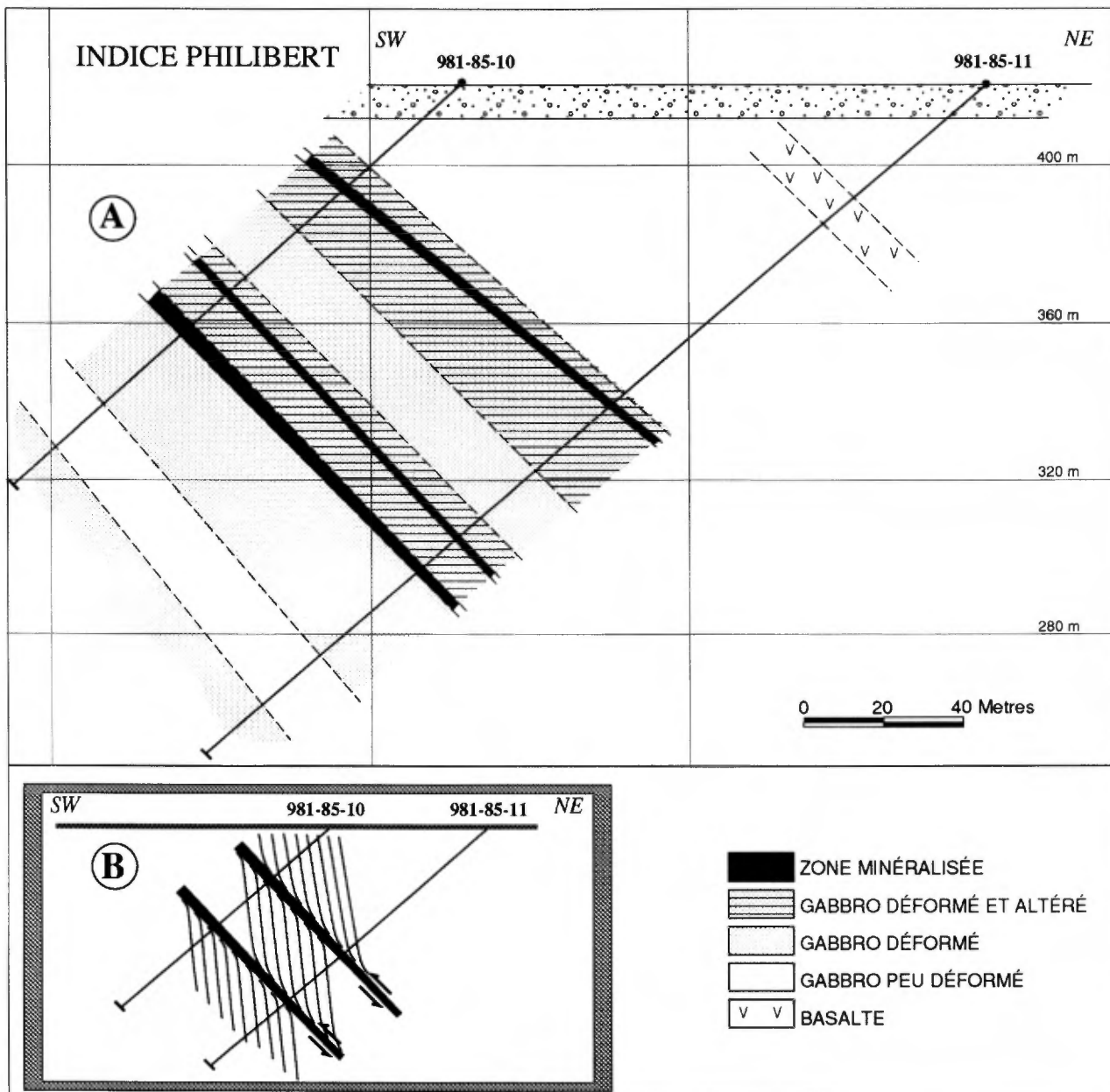


FIGURE 4 A-Section schématique à travers la zone minéralisée de l'indice Philibert.
B-Modèle structural schématique.

présent un pendage d'environ 60° vers le nord-est. Cette orientation laisse deviner une relation angulaire entre la schistosité et les murs des zones de cisaillement matérialisées par les zones minéralisées (Figure 4) qui indiquerait un mouvement vertical inverse, i.e. un chevauchement du nord-est vers le sud-ouest (Ramsay et Graham, 1970). Il est intéressant de constater que ce mouvement est identique à celui déduit à la mine Joe Mann (Dion et Guha, 1988).

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 amené la destruction de la fabrique tectonique et explique la structure relativement massive du minerai.

La minéralisation est recoupée par une faille d'orientation NNE connue par les géologues de SOQUEM sous le nom de "faille Obatogamau". Cette faille a un déplacement apparent senestre avec un rejet d'environ 100m. On observe aussi à l'intérieur du cisaillement une zone de brèche tectonique fortement carbonatée, faiblement discordante par rapport à celui-ci, que l'on peut suivre sur plusieurs centaines de mètres. Cette structure pourrait correspondre à un épisode de déformation fragile tardif par rapport à la phase de cisaillement ductile principale et à l'altération hydrothermale (cf. le forage 981-87-39 de 54 à 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 NS à 340°.

3.2.4 Métamorphisme et altération

3.2.4.1 Métamorphisme régional

Les unités encaissantes de la minéralisation à 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 "sain" (i.e. non altéré ni cisailé) est constitué de l'assemblage hornblende - albite - quartz - épidote ± chlorite ± biotite ± carbonate. Cet assemblage métamorphique est typique du faciès supérieur des schistes verts.

3.2.4.2 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 (Figure 3). Nous décrivons sommairement dans les sous-sections qui suivent les résultats de cette étude. Les forages étant orientés perpendiculairement à l'orientation des zones minéralisées, les épaisseurs mentionnées dans cette section sont donc en grandeur réelle.

3.2.4.2.1 Forage 981-87-39

Le forage 981-87-39, d'une longueur totale de 141 m, se situe à l'est de la faille Obatogamau. La section minéralisée recoupe la Zone 1 est comprise entre les cotes 85 et 103 m, soit une épaisseur de 18 m. Elle contient une teneur moyenne en or de 2,55 g/t. La section commence et se termine par un gabbro mésocrate "sain" et non déformé.

La Figure 5 présente un sommaire de nos observations. 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 les roches gabbroïques et le basalte lors de la circulation des fluides hydrothermaux et ne tiennent pas compte ni des dykes intermédiaires ni des rares veines de quartz.

La section débute par un gabbro mésocrate à grains moyens, sain et non cisailé, se caractérisant par l'assemblage métamorphique hornblende - albite - quartz - épidote \pm chlorite \pm carbonate. On passe ensuite à une zone plus déformée et altérée où la hornblende et le plagioclase sont progressivement remplacés par la chlorite et la calcite. Cette zone de cisaillement coïncide avec un contact lithologique entre le gabbro et une roche aphanitique de couleur gris verdâtre, qualifiée par les géologues de la compagnie de "basalte silicifié" (Planche 2b). Cette roche fortement recristallisée 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 séricite ou par celles plus grossières de chlorite. La roche présente par endroit une texture mouchetée constituée des plages arrondies de carbonate ferrugineux situées au centre d'agrégats ou de rosettes de chlorite. La zone près du contact avec le gabbro est intensément silicifiée avec une couleur variant de

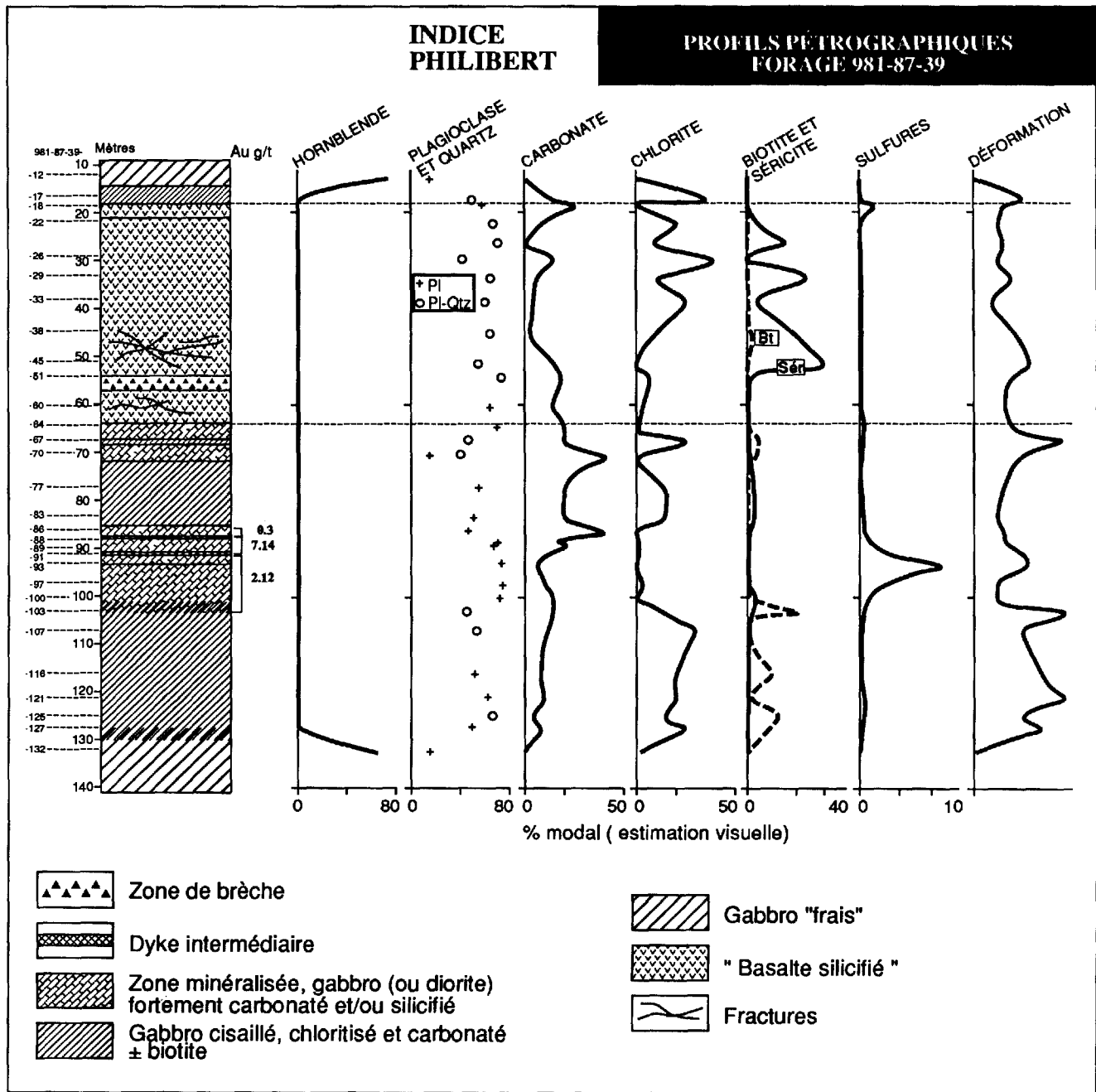


Figure 5. Profils pétrographiques de l'altération hydrothermale observée dans le forage 981 - 87 - 39 (Indice Philibert).

jaune verdâtre à rose saumon. On observe aussi de nombreuses veines et veinules de quartz faiblement minéralisées en pyrite.

La séquence est recoupée entre 54 et 57 m par une zone de brèche. Cette zone est composée de fragments centimétriques et anguleux de basalte plus ou moins cisailé dans une matrice riche en carbonate. Les fragments 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. A 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.

La section du forage comprise entre 64 et 103 m est formée d'une alternance plus ou moins régulière de diorite carbonatée relativement peu déformée et de zones plus ou moins cisillées montrant une altération poussée en chlorite et carbonate ferrugineux \pm séricite \pm biotite avec un peu de fuchsite par endroit. Cette diorite ou gabbro leucocrate est une roche intensément carbonatée de couleur variant de gris pâle à beige. De texture porphyroclastique, elle est constituée de 15 à 60% de cristaux idiomorphes de plagioclase (jusqu'à 3 mm) dans une matrice granoblastiques de plagioclase (15 à 70%), de quartz (5%), de carbonate ferrugineux (< 50%) avec jusqu'à 5 à 6% de magnétite et d'ilménite (Planches 1b et 2a). Les phénoclastes de plagioclase se caractérisent une forte déformation interne (extinction ondulante, lamelles de déformation, sous-grains et courbure des mâcles) et de nombreuses fractures. Ils sont partiellement recristallisés en bordure et montrent une altération plus ou moins avancée en carbonate. On note aussi une faible quantité de chlorite, de biotite et de séricite ainsi qu'un peu de pyrite. L'arrangement des cristaux de plagioclase dans la diorite suggère souvent une texture ophitique ou hypidiomorphique. Cette origine magmatique est clairement démontrée par la présence occasionnelle d'intercroissances granophyriques interstitielles aux cristaux de plagioclase (ex. éch. 981-87-39-88 et 89; Planche 2a).

La zone minéralisée en or est située entre 85 et 103 m. Elle est formée d'une roche à grains fins à moyens, laminée, constituée de carbonate ferrugineux, de quartz et de plagioclase avec un peu de pyrite (généralement moins de 5-6%) finement disséminée, d'ilménite, de tourmaline et de séricite. La quantité de minéraux ferromagnésiens, comme la chlorite et la biotite, est variable mais généralement très faible. La structure laminée (Planche 1a) provient de l'alternance de lits millimétriques à centimétriques qui diffèrent par la granulomé-

trie, le contenu en carbonate ou la texture (granoblastique ou porphyroclastique). Cette structure est aussi mise en évidence par les traînées de grains de pyrite

La roche est souvent recoupée d'un grand nombre de veinules de quartz qui lui donne parfois un aspect bréchique. Elle est identique à la diorite décrite plus haut. Dans la zone minéralisée cependant, la magnétite et l'ilménite sont partiellement remplacées par la pyrite. On note la présence vers 91 m d'un dyke intermédiaire beige à gris pâle verdâtre, d'environ 1 m d'épaisseur. Il s'agit d'une roche à grains fins, homogranulaire et faiblement déformée, formée principalement de cristaux de plagioclase hypidiomorphes (80%) et de paillettes de séricite (10%), lesquels montrent une bonne orientation préférentielle. Le dyke contient aussi avec un peu de carbonate (5%) et de quartz (3%). La zone minéralisée est suivie d'un gabbro cisailé, chloritisé et carbonaté qui passe ensuite à un gabbro mésocrate "sain" et non déformé du même type qu'au début.

3.2.4.2.2 Forage 981-87-46

D'une longueur totale de 150 m, le forage 981-87-46 (Figure 7) est situé à l'ouest de la faille Obatogamau. La section minéralisée (Zone 1) est localisée entre 59 et 82 m, soit une épaisseur d'environ 23 m. Ce forage recoupe la Zone 1 et ressemble beaucoup au précédent. Il débute par un basalte silicifié plus ou moins cisailé. A 24 m, on passe à un gabbro mésocrate analogue à celui observé au début et à la fin de l'autre sondage. Les effets de la déformation et de l'altération hydrothermale se font sentir à partir de 35 m environ. Le gabbro à grains moyens est alors transformé en une roche à grains fins, chloritisée et carbonatée, comprenant parfois de faibles quantités de biotite et de séricite. L'importance de ces derniers minéraux est directement reliée à l'intensité de la déformation, les roches les plus cisailées se caractérisant par une proportion plus grande de biotite et de séricite. L'intensité du cisaillement dans cette zone varie généralement de faible à moyenne et montre une augmentation rapide à l'approche de la zone minéralisée.

La zone minéralisée s'étend de 59 à 82 m. Comme dans le forage 981-87-39, elle est constituée d'une diorite fortement carbonatée, à granulométrie moyenne à fine, caractérisée par une structure laminée à bréchique. La minéralisation consiste encore ici en pyrite finement disséminée formant des traînées disposées parallèlement aux lamines. Celles-ci se matérialisent généralement par une alternance de bandes millimétriques, plus ou moins grenues, avec des variations dans la proportion de phénoclastes de plagioclase, de minéraux opaques, de chlorite ou de biotite. Bien que l'on reconnait par endroit une texture porphyroclastique, les échantillons étudiés se caractérisent en général par une recristallisation plus

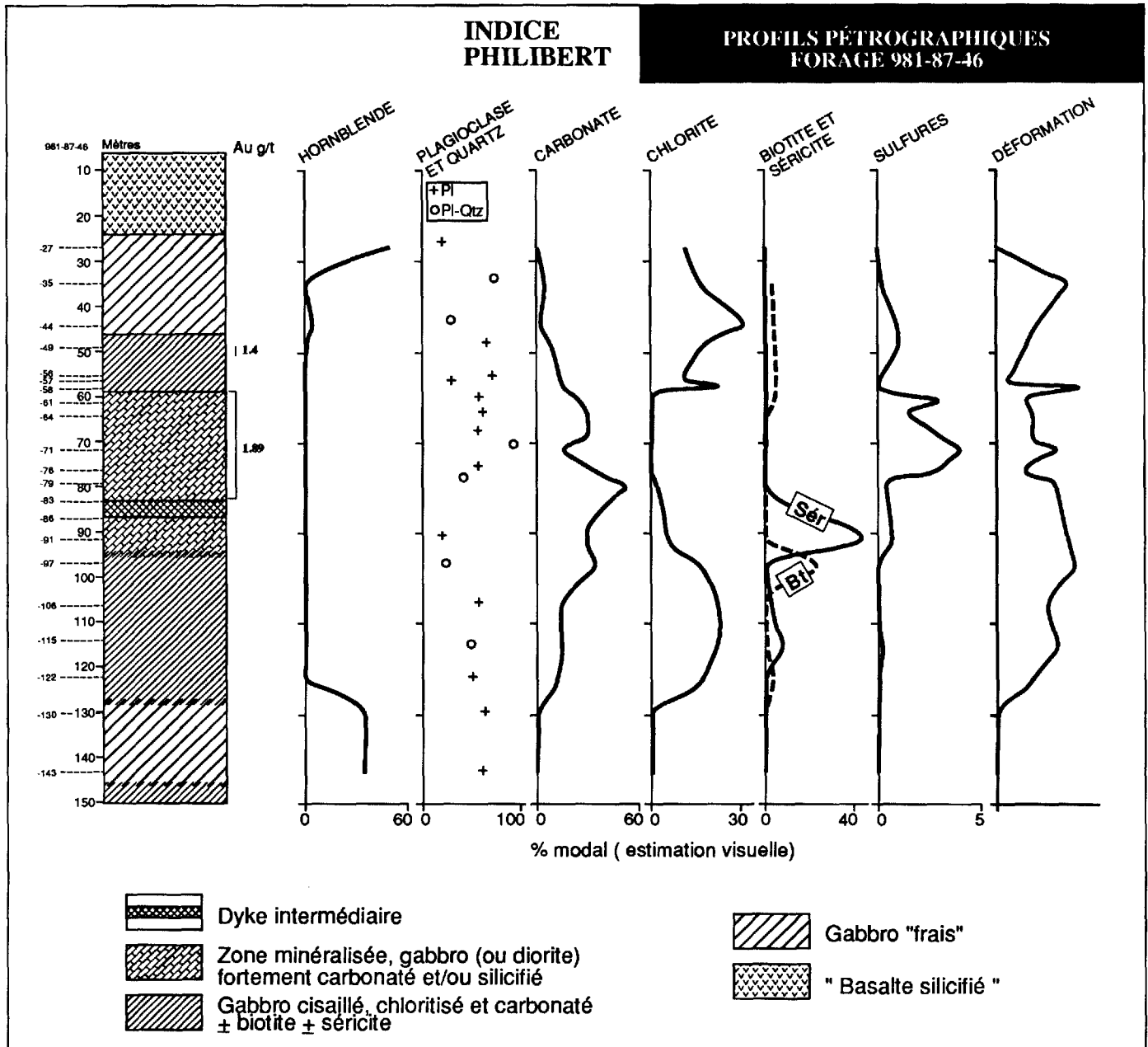
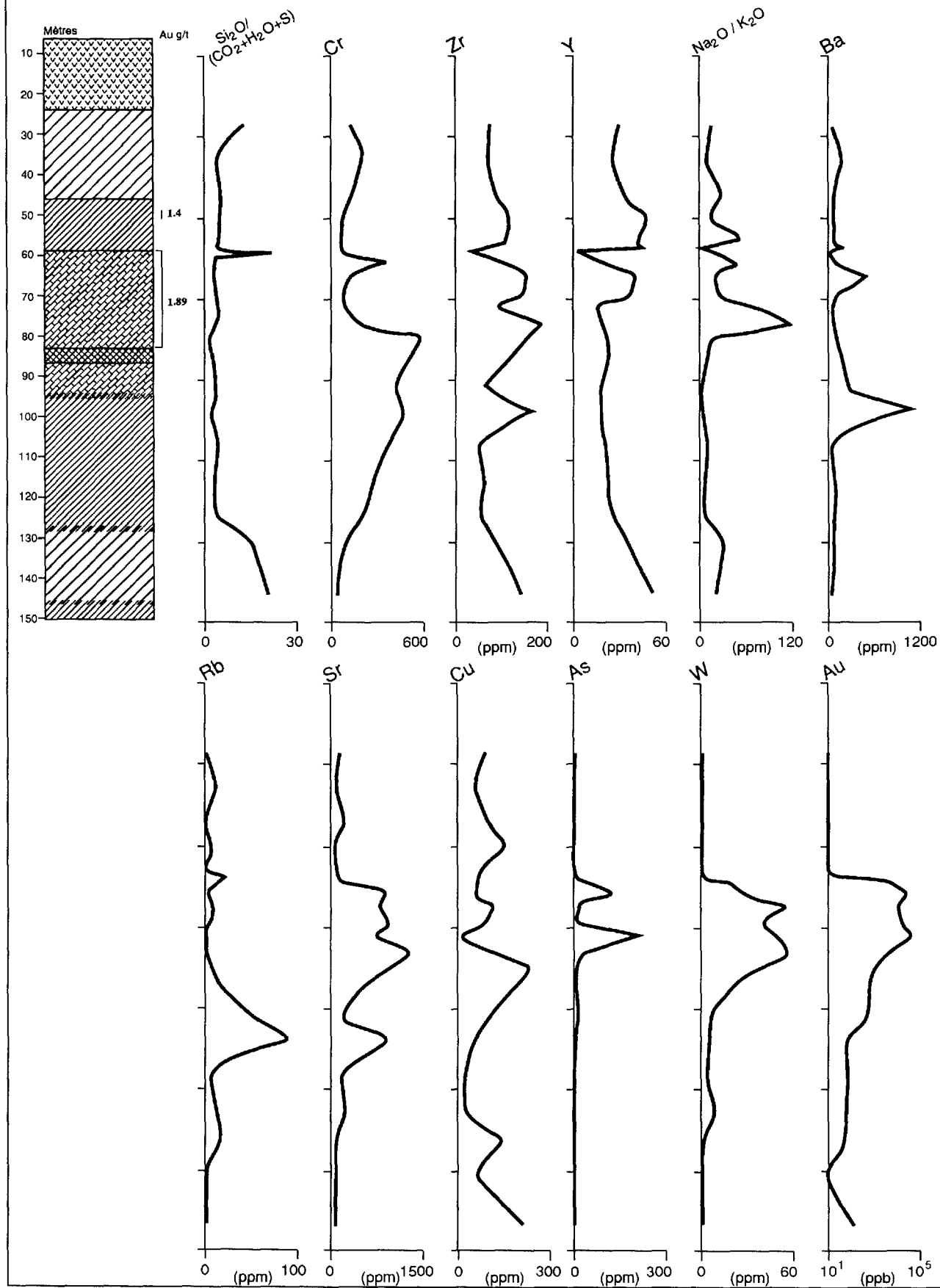


Figure 7. Profils pétrographiques de l'altération hydrothermale observée dans le forage 981 - 87 - 46. (Index Philibert)

**INDICE
PHILIBERT**
**PROFILS GÉOCHIMIQUES SEMI-QUANTITATIFS
FORAGE 981-87-46**


poussée que dans le forage décrit précédemment. De plus, nous n'avons pas observé d'intercroissances granophyriques, ce qui semble indiquer un protolithe de composition légèrement moins différenciée. La zone minéralisée est recoupée de 83 à 86 m par une intrusion de composition intermédiaire analogue à celle observée dans l'autre forage. La séquence se poursuit par un leucogabbro ou une diorite fortement carbonaté mais peu ou pas minéralisé. On revient ensuite à une zone fortement cisailée et altérée en chlorite, biotite, séricite et carbonate. L'intensité de la déformation et de l'altération hydrothermale s'ameunissent progressivement et l'on passe finalement à un mésogabbro "sain" et non déformé.

3.2.4.2.3 Résumé des observations pétrographiques

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. Les minéraux ferromagnésiens, tels la chlorite ou la biotite, sont presque entièrement remplacés par le carbonate ferrugineux. Les sulfures et arséniures se sont développées aux dépens des oxydes ferro-titanés, ilménite et magnétite. La déformation est généralement faible, comme en témoigne la texture porphyroclastique ou ophitique que présentent beaucoup de ces roches.

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

3.2.5 Géochimie

L'altération hydrothermale a manifestement modifié considérablement la composition chimique originale de la roche encaissante dans les zones minéralisées. Nous avons donc procédé à une étude lithogéochimique préliminaire de ces roches afin de préciser (1) les transformations minéralogiques présentées à la section précédente, (2) de mieux comprendre les processus de mise en place de la minéralisation et (3) de fournir peut-être des outils d'exploration utilisables ailleurs dans la région. Les analyses chimiques provenant des deux forages examinés sont présentées en annexe.

Nous avons effectué une étude lithogéochimique semi-quantitative de la variation des éléments majeurs et mineurs dans les roches encaissantes métasomatisées en bordure et dans les zones minéralisées intersectées dans les forages 981-87-39 et 981-87-46. Ces

sections de forage recourent plusieurs unités lithologiques, des filons-couches fortement différenciés et des basaltes altérés, ce qui peut amener certaines complications dans l'interprétation géochimique. Pour ces raisons, nous n'avons pas utilisé la méthode des gains et pertes (Gresens, 1967) qui aurait pu nous fournir des résultats plus quantitatifs. L'étude des variations du rapport de certains éléments nous permet cependant de minimiser les effets de changements de volume associés à la déformation (Gresens, op. cit.). Les rapports qui ont retenu notre attention sont $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ et $\text{SiO}_2/(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{S})$. Ces rapports ainsi que les teneurs en divers éléments traces relativement peu influencés par le changement de volume sont présentés sous la forme de profils aux Figures 6 et 8.

3.2.5.1 Forage 981-87-39

La Figure 6 présente les résultats obtenus de l'étude géochimique semi-quantitative du forage 981-87-39. Notons que l'intervalle de basalte compris entre 18 et 64 m doit être considéré séparément du reste de la section, laquelle est constituée principalement de roches faisant partie d'un ou de plusieurs filons-couches différenciés (gabbro à diorite quartzifère). Par rapport au gabbro "sain" ou faiblement cisailé, la zone altérée se caractérise par une baisse du rapport $\text{SiO}_2/(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{S})$ que l'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 suggèrent plutôt que ce phénomène est de nature primaire (i.e. relié à la différenciation magmatique). 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 au potassium. La zone minéralisée montre aussi une hausse marquée des teneurs en or, en tungstène et en arsenic, mais aucun enrichissement en cuivre.

3.2.6.2 Forage 981-87-46

Les profils géochimiques semi-quantitatifs du forage 981-87-46 sont illustrés à la Figure 8. La signature géochimique de l'altération hydrothermale est à peu près identique à celle observée dans le forage précédent. On observe encore une baisse du rapport $\text{SiO}_2/(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{S})$ qui coïncide avec la zone de gabbro carbonaté et chloritisé que l'on retrouve de part et d'autre de la zone minéralisée. La zone minéralisée se caractérise aussi

par une hausse du rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ et des teneurs en strontium. Le zirconium et l'yttrium ont un comportement erratique. Les éléments ayant des affinités le potassium, comme le rubidium et le barium, sont enrichis dans les bordures cisillées riches en séricite et/ou biotite qui entourent la zone minéralisée. La brusque augmentation de la concentration de Cr observée vers 80 m pourrait correspondre à un contact magmatique ou tectonique entre une unité plus différenciée à la base de la séquence (i.e au nord) et une plus primitive au sommet (i.e. au sud). Le même phénomène semble aussi manifester par une légère diminution des teneurs en yttrium. L'effet de la différenciation magmatique dans les roches de la section entre 80 et 150 m se manifeste par une augmentation régulière des teneurs en zirconium et yttrium ainsi que par une diminution des valeurs en chrome. Cette observation est en accord avec la polarité vers le sud de la séquence stratigraphique. Le cuivre montre un faible enrichissement dans la zone minéralisée et semble imiter le comportement des éléments incompatibles Zr et Y dans la partie inférieure du forage. Outre la présence d'or, la zone minéralisée se caractérise par un enrichissement en tungstène et en arsenic.

3.2.6 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'orientation diverse (mais surtout est-ouest) alors que Philibert se caractérise par une minéralisation constituée de pyrite finement disséminée dans une zone de cisaillement intensément carbonatée et silicifiée. Archer et Guha (sous-presse) ont classé ce gîte dans le type Ib i.e. "Minéralisations aurifères du type faible dissémination de pyrite-(or)", ce que confirme nos observations.

Les faits semblent indiquer que l'indice Philibert est formé de zones de cisaillement anastomosées qui isolent des lentilles peu déformées de diorite quartzifère fortement carbonatée et minéralisée. La diorite, par sa compétence et sa composition riche en fer (ou par son rapport Fe/Mg élevé) représente une lithologie favorable à la déposition de l'or. Les zones fortement déformées ont focalisé et permis la montée des fluides hydrothermaux riches en CO_2 , en soufre et en or jusqu'au site de mise en place. La réaction entre les minéraux riches en fer (chlorite, biotite, magnétite et ilménite) et le fluide a amené la formation du carbonate ferrugineux et de pyrite et a entraîné la précipitation de l'or.

3.3 Indice du lac Meston

3.3.1 Localisation géographique et géologique

L'indice du lac Meston (Figure 9) 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 au même niveau stratigraphique que la mine Joe Mann. Il existe cependant de grandes différences entre les deux gisements (voir section suivante).

Voici un bref historique de l'exploration et de la mise en valeur du gîte (Fiche de gîte 32G/7-12; CGC, Au 1) :

- 1950 ou avant : Jalonnement de la propriété et découverte par A. Meston. L'indice est observée pour la première fois sur un récif de "granite" minéralisé situé près de la rive NE du lac. Celui-ci n'est visible que lorsque le niveau du lac est suffisamment bas.
- 1951 : Harricana Gold Mines Inc prend une option sur la propriété. Elle fore 9 trous d'exploration totalisant 1650 pieds (503 m) qui donnent des valeurs aurifères irrégulières.
- 1952 : La propriété est reprise par Meston Lake Mines Ltd. La compagnie effectue des travaux d'exploration, de cartographie géologique et de géophysique (levé magnétique) qui ont été suivis de 7 forages totalisant 938 m. Le groupe est abandonné vers le milieu des années 50.
- 1973 : Ayrhart Mining Corp. (rebaptisée Meston Lake Resources Inc en 1977) acquiert le terrain. Des levés magnétique, électromagnétique et de résistivité électrique sont effectués. La compagnie construit un batardeau près de la rive NE du lac et en pompe l'eau afin de mettre à jour la zone minéralisée. Au total, 22 forages ont été exécutés sur la propriété dont 14 dans la zone aurifère. Une estimation préliminaire des réserves a donné 1 350 000 tonnes à 0,15 Au oz/tonne i.e. 1 225 000 t à 6,25 Au g/t (Northen Miner, 28 Mars 1974). Suite à ces travaux, on a foncé une rampe de 1000 pieds (300 m) jusqu'à la zone aurifère, puis les travaux ont cessé.
- 1976-79 : La Société de Développement de la Baie James prend une option sur la propriété. Des travaux de géophysique sont effectués (EM et magnétisme) ainsi que 6 trous de forage. En 1980-81, la SDBJ s'associe à la compagnie Les Ressources du Lac Meston pour ré-évaluer l'indice aurifère. On entreprend alors d'autres travaux de géophysique (EM, magnétisme et polarisation

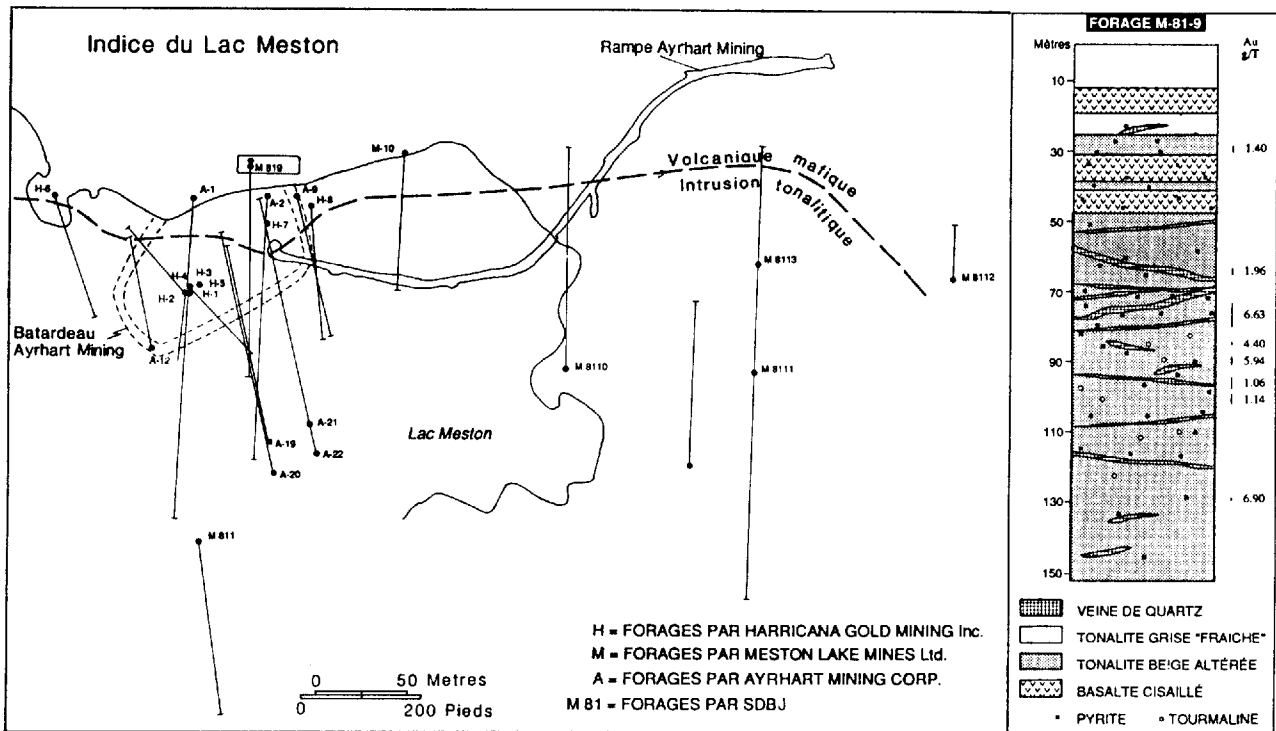


Figure 9. Indice du lac Meston avec la position de la rampe d'exploration et des forages entrepris par Harricana Gold Mining, Meston Lake Mines, Ayrhart Mining et SDBJ. On a aussi représenté la section de forage M-81-9. D'après les plans de la SDBJ.

provoquée) et on effectue 19 sondages pour un total de 2200m. Aucun travail n'a été effectué depuis cette date. L'indice appartient toujours aux Ressources du Lac Meston, maintenant filiale de Ressources Campbell.

L'évaluation par Ayrhart Mining des réserves de l'indice du lac Meston semble contredite par les faits. Il est clair cependant que cette minéralisation aurifère 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 SDBJ au début des années 80, les affleurements minéralisés et la rampe n'étant plus accessibles. 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 6,62 Au g/t (0,19 Au oz/tonne) sur 6,4m.

3.3.2 Minéralisation

La minéralisation aurifère est logée dans une petite intrusion de composition dioritique à tonalitique et consiste en un réseau (stockwork) de veines centimétriques de quartz-tourmaline associées à un peu de pyrite en amas (planche 5a). 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 retrouve également de faibles quantités de rutile (< 1%) ainsi que des traces de chalcopyrite, de magnétite, d'or et de tellurures.

La tonalite grise "saine" 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 (titani-fère ?) montre généralement un faible remplacement marginal en leucoxène ou en hématite. Le passage de la tonalite grise à la tonalite rose altérée se manifeste par une transformation totale de la magnétite ou du leucoxène en pyrite et en rutile. Celui-ci se présente en agrégats de petits grains parfois allongés selon la schistosité, dans les plages de carbonate, les bordures recristallisées des cristaux de plagioclase ou associés aux veinules de séricite. Le rutile montre aussi fréquemment un arrangement typique en treillis.

La taille des cristaux idiomorphes de pyrite dépasse rarement 2 mm, la moyenne se situant autour de 0,25 mm. On la retrouve en inclusions isolées dans le carbonate, dans les bordures recristallisées ou les fractures des porphyroclastes de plagioclase, associée aux veinules de séricite 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 intersti-

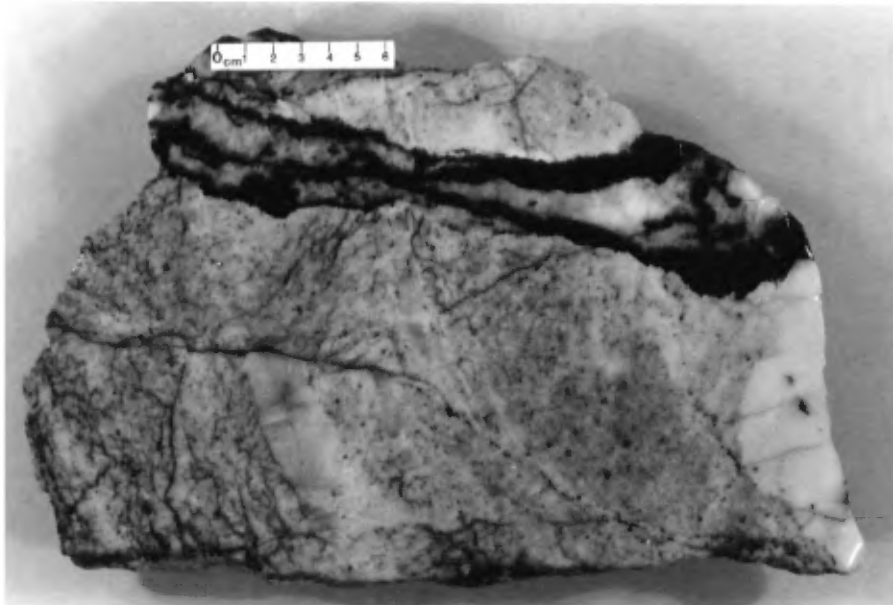


Planche 5a Echantillon minéralisé provenant de l'indice du lac Meston. Notez la veine rubanée de quartz-tourmaline. Echantillon provenant du terril situé près de la rampe d'exploration.

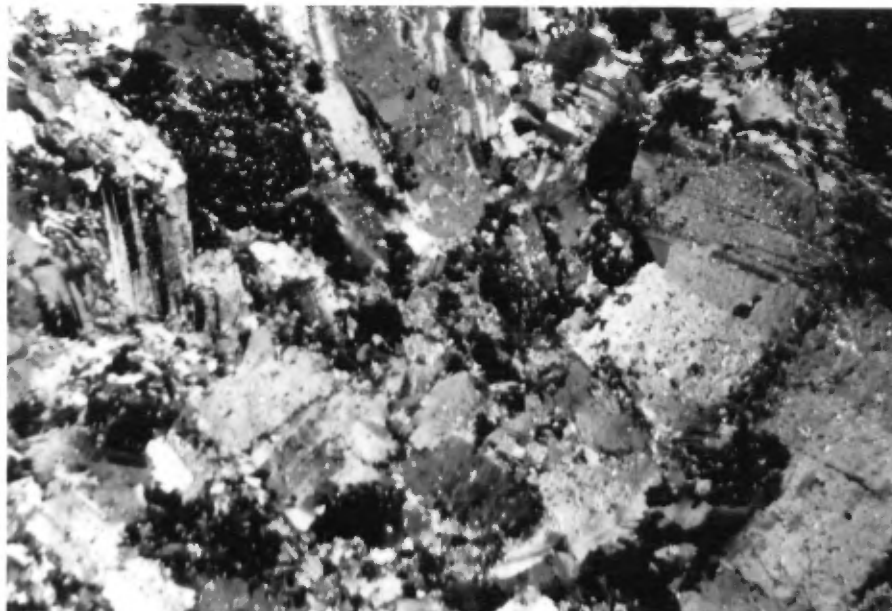


Planche 5b Photomicrographie de tonalite grise avec phénocristaux zonés de plagioclase partiellement séricitisé. Indice du lac Meston, Éch M-81-9-19. Nicols croisés, champ photographié 5 mm.

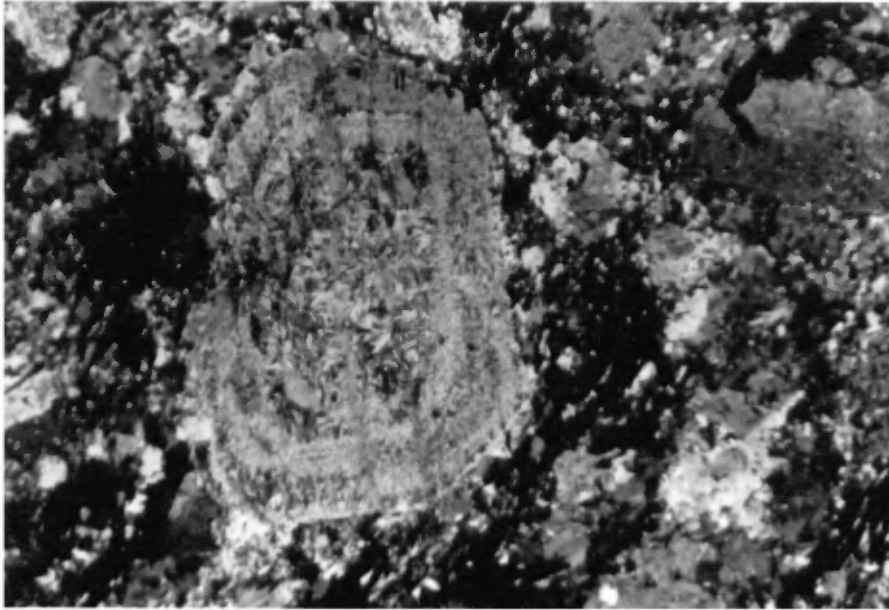


Planche 6a Photomicrographie de tonalite rose minéralisée faiblement carbonatée et séricitisée. Indice du lac Meston, Éch M-81-9-78. Nicols croisés, champ photographié 10,5 mm.

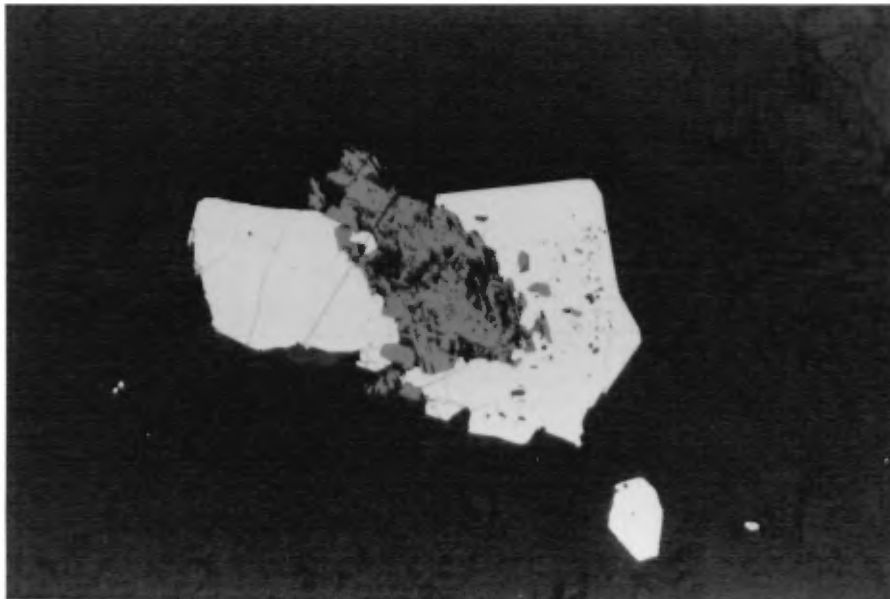


Planche 6b Photomicrographie montrant un agrégat en treillis de rutile en voie de remplacement par la pyrite. Indice du lac Meston, Éch M-81-9-78. Lumière réfléchi, nicol simple, champ photographié 1,3 mm.

tiels 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 séricite. La pyrite contient des inclusions de silicates (plagioclase, séricite 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 saine (Planche 6b).

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

3.3.3 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 du lac Meston. On mentionne que l'intrusion est recoupée par trois ensembles de veines et veinules orientés à 100°, 045° et 180°. La minéralisation est située dans la partie nord de la tonalite, à environ 60 m du contact avec les roches volcaniques. Les sondages étant surtout concentrés dans cette zone, il est difficile de déterminer la forme exacte de l'intrusion (dyke ou cheminée ?).

La zone minéralisée elle-même s'étend sur une longueur d'environ 150 m dans une direction est-ouest, parallèle au contact avec les roches volcaniques. Celles-ci, visibles près de l'entrée de la rampe, sont fortement cisailées avec une forte schistosité subverticale d'orientation est-ouest. Ceci suggère que la mise en place de l'intrusion a été favorisée par la zone de faiblesse constituée par la zone de cisaillement.

3.3.4 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 rosé à rose. Ce phénomène est associé à une séricitisation et une carbonation 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 10 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 ca-

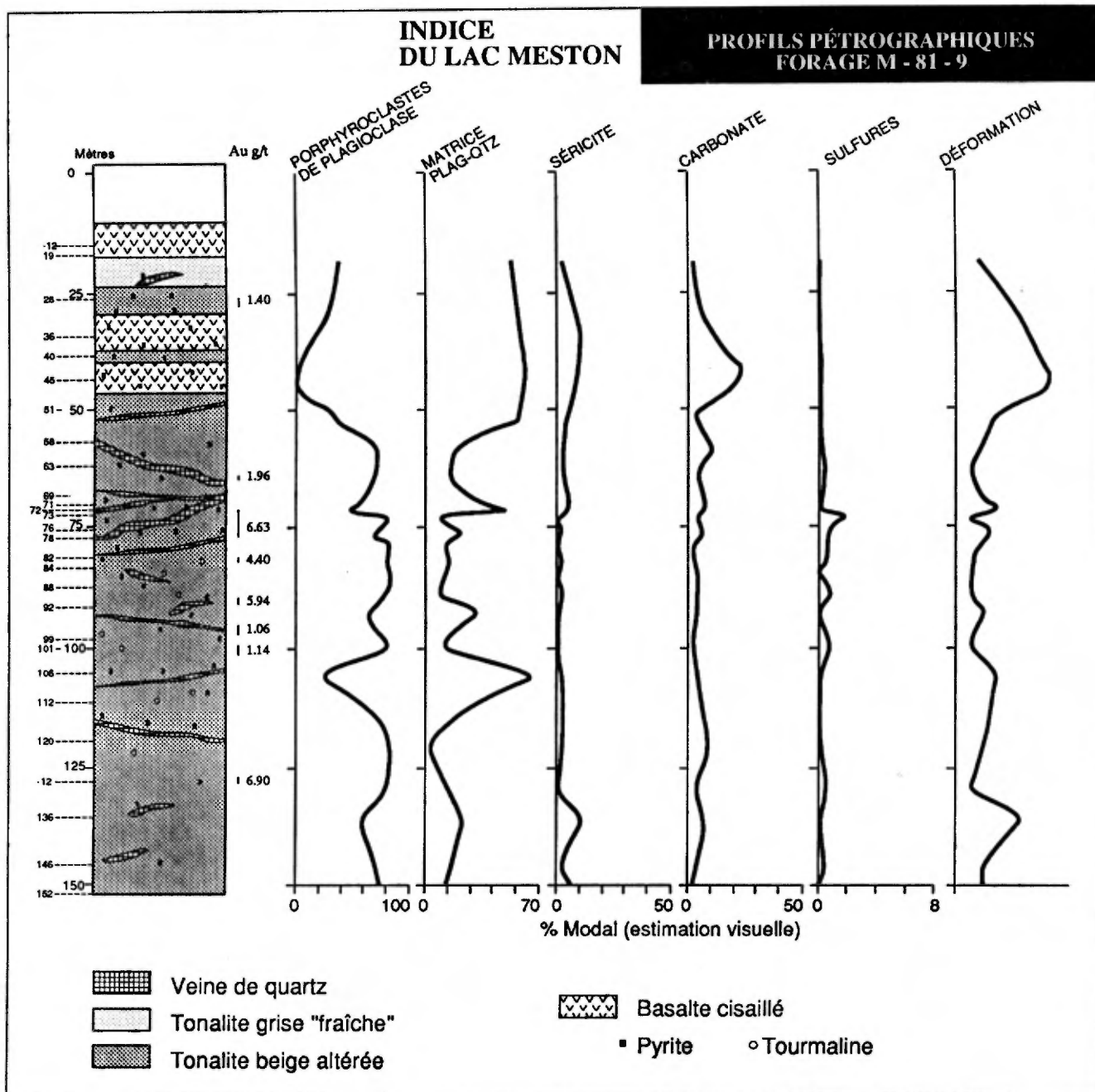


FIGURE 10. Profils pétrographiques de l'altération hydrothermale observée dans le forage M-81-9 (Indice du lac Meston).

ractérise par une forte altération en chlorite, carbonate et biotite, passant à proximité du contact à un assemblage séricite-carbonate. Ce schiste à séricite présente parfois des traînées ou des veinules de pyrite et de pyrrhotine allongés 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, de composition dioritique à tonalitique, est généralement homogranulaire et hypidiomorphique, mais montre par endroit une texture porphyrique. Elle est formée de 25 à 80% de cristaux idiomorphes à hypidiomorphes de plagioclase sodique (albite) dans une matrice granoblastique à grains fins de composition quartzo-feldspathique. Les cristaux de plagioclase, dont la taille atteint par endroit 4 mm, sont parfois zonés avec un cœur riche en inclusions de séricite et une mince bordure d'albite limpide (planche 5b). Ces cristaux montrent une déformation interne plus ou moins intense avec extinction ondulante, formation de sous-grains, courbure des mâcles, fracturation et 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 l'on note le développement de veinules de séricite aux dépens du plagioclase dans une roche à texture porphyroclastique à lépidoblastique. Cette tonalite présente quelques ressemblances avec certaines variétés de dykes porphyriques observés à la mine Joe Mann.

La tonalite en bordure de l'intrusion, de couleur grise, contient une faible quantité de chlorite, de biotite et de carbonate (calcite) dans la matrice et comme minéraux de remplacement du plagioclase (échantillon M-81-9-19 et 152). Cette roche se caractérise aussi par une petite quantité (< 1%) de cristaux idiomorphes de magnétite d'origine probablement secondaire. A proximité de la zone minéralisée, la tonalite prend une couleur rose à beige qui coïncide avec le remplacement presque total des minéraux ferro-magnésiens (chlorite et biotite) et de la magnétite par le carbonate (ankérite), le rutile, la séricite et la pyrite finement disséminée. La roche est recoupée de nombreuses veines et veinules de quartz-tourmaline montrant parfois une structure rubanée consistant en une alternance de rubans de quartz et de tourmaline (Planche 5a). 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.

L'altération associée à la zone minéralisée entre 70 et 100 m est très diffuse et s'étend sur presque 50 m de part et d'autre de celle-ci. La tonalite rose minéralisée ne se distingue pas vraiment de la tonalite stérile, tant du point de vue de la déformation que de l'intensité de l'altération hydrothermale (planche 6a). Les teneurs en or semblent être associées à un

peu de pyrite dans les veinules de quartz et dans leurs épontes immédiates. Le contrôle structural de la minéralisation n'est pas évident au premier abord.

3.3.5 Géochimie

L'altération hydrothermale associée à la minéralisation aurifère de l'indice du Lac Meston semble peu développée. La tonalite altérée constitue une zone diffuse caractérisée par une carbonatation, une séricitisation et une pyritisation de faible intensité. Nous avons procédé à une étude lithogéochimique préliminaire de ces roches afin (1) de cerner la nature de l'altération hydrothermale, (2) de préciser les transformations minéralogiques et (3) de mieux comprendre les processus de mise en place de la minéralisation. Les analyses chimiques provenant du forage M-81-9 sont présentées en annexe.

3.3.5.1 Lithogéochimie semi-quantitative

Dans un premier temps, nous avons effectué une étude lithogéochimique semi-quantitative de la variation des éléments majeurs et mineurs dans la 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 qui ont retenu notre attention sont K_2O/Na_2O et $SiO_2/(H_2O + CO_2 + S)$. Ces rapports ainsi que les teneurs en cuivre, en tungstène et en or sont présentés sous la forme de profils à la Figure 11.

Par rapport à la tonalite grise "saine" (échantillon M-81-9-19), la zone altérée et minéralisée entre 70 et 100 m se caractérise par de grandes variations des rapports $SiO_2/(H_2O + CO_2 + S)$ et K_2O/Na_2O . Ces fluctuations reflètent le contenu variable en sulfure, en séricite, en carbonate et en veinules de quartz dans cette roche. Cette zone se distingue aussi par un faible enrichissement en cuivre. L'or et le tungstène présentent de profils identiques indiquant l'affinité de ces éléments l'un pour l'autre.

3.3.5.2 Lithogéochimie quantitative

Lors d'une étude quantitative des modifications chimiques liées à l'altération hydrothermale, la simple comparaison des résultats d'analyses géochimiques des échantillons sains et des échantillons altérés est nettement insuffisante (Gresens, 1967; 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 faux. Gresens (1967) a

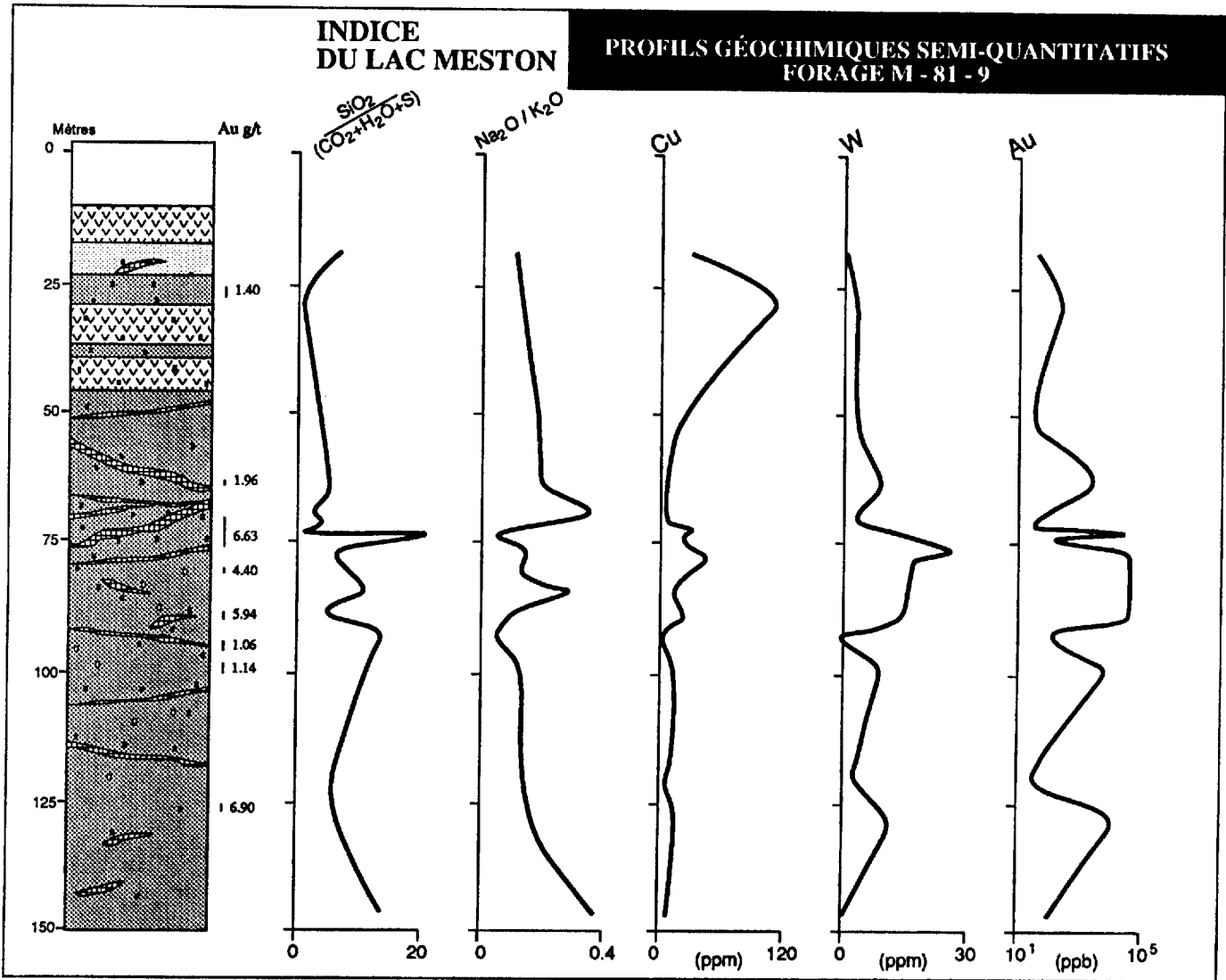


FIGURE 11. Profils lithogéochimiques semi-quantitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage M-81-9 (Indice du lac Meston).

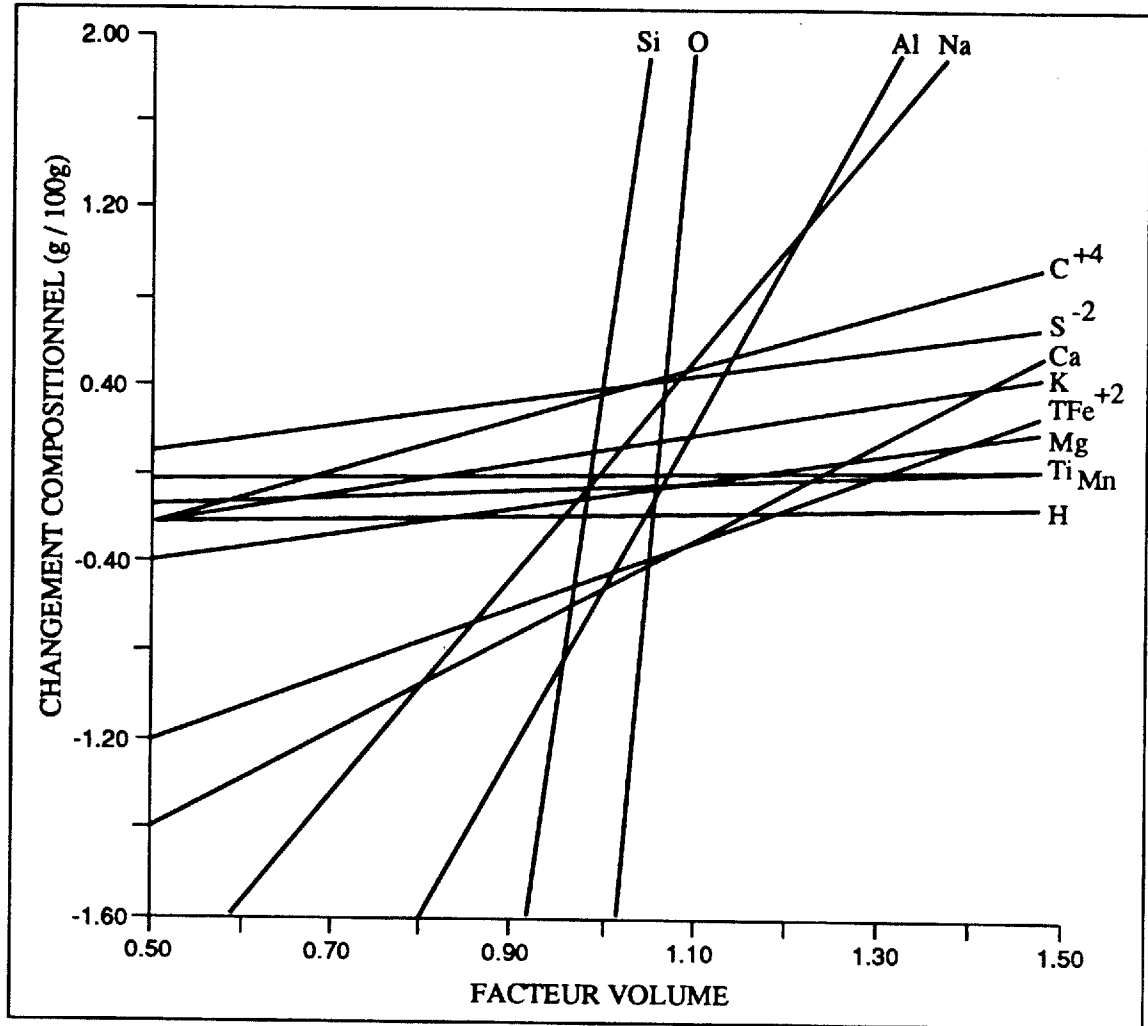


FIGURE 12. Graphique composition-volume pour les échantillons M-81-9-19 (tonalite grise "fraîche") et M-81-9-78 (tonalite rose minéralisée en or).

proposé d'utiliser les analyses chimiques et les mesures de densité des roches altérées et de leur équivalents sains 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, l'on arrive à une solution unique qui permet d'estimer les gains ou les pertes d'un élément au cours de l'altération hydrothermale.

Nous avons réalisé pour cette étude un profil lithogéochimique quantitatif à partir des données du forage M-81-9. Nous avons utilisé à cette fin le logiciel SOMA d'Appleyard et De Beer (1983). Le calcul du facteur volume (volume final/volume initial) a été fait après avoir identifié les éléments Al, Si et O comme les composants les moins mobiles. Ce choix est confirmé par le graphique composition-volume de la Figure 12 où l'on compare l'échantillon de tonalite grise "saine" M-81-9-19 à l'échantillon minéralisé le plus riche en or, M-81-9-78. Sur un tel graphique, 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 volume. Les intersections pour les éléments Si, Al, Na et O se regroupent autour d'un facteur volume compris entre 0,99 et 1,08. Ce regroupement des facteurs volumes indique que l'altération hydrothermale s'est généralement faite à volume constant, comme le suggère les observations pétrographiques (déformation faible soulignée par la préservation des textures ignées primaires).

L'échantillon M-81-9-19 représente le protolite original à partir duquel les déterminations de facteur volume et de transformations chimiques ont été calculées. Il s'agit d'une tonalite grise "saine", faiblement déformé et qui a été peu affectée par l'altération hydrothermale. L'intrusion tonalitique dans lequel est logée la minéralisation montre peu d'évidences de différenciation et on la considère donc comme chimiquement homogène. Les profils obtenus sont illustrés à la Figure 13. Les éléments majeurs sont présentés en pourcentage cationique, l'or en ppb et les autres éléments en traces en ppm. La ligne pointillée indique la composition de la roche parente (M-81-9-19) peu altérée.

La signature géochimique de l'altération hydrothermale dans la tonalite rose stérile est limitée à un faible enrichissement en carbone (représentant le CO₂), potassium, rubidium, strontium et barium et en un appauvrissement léger en fer total, titane, cobalt et yttrium. La zone minéralisée proprement dite se caractérise principalement par des teneurs plus élevées en or, tungstène et soufre. Plusieurs profils présentent à ce niveau un comportement en dents de scie qui suggère une remobilisation des éléments à l'échelle centimétrique autour des veines et veinules de quartz ou un effet de dilution dû à la présence de veinules de

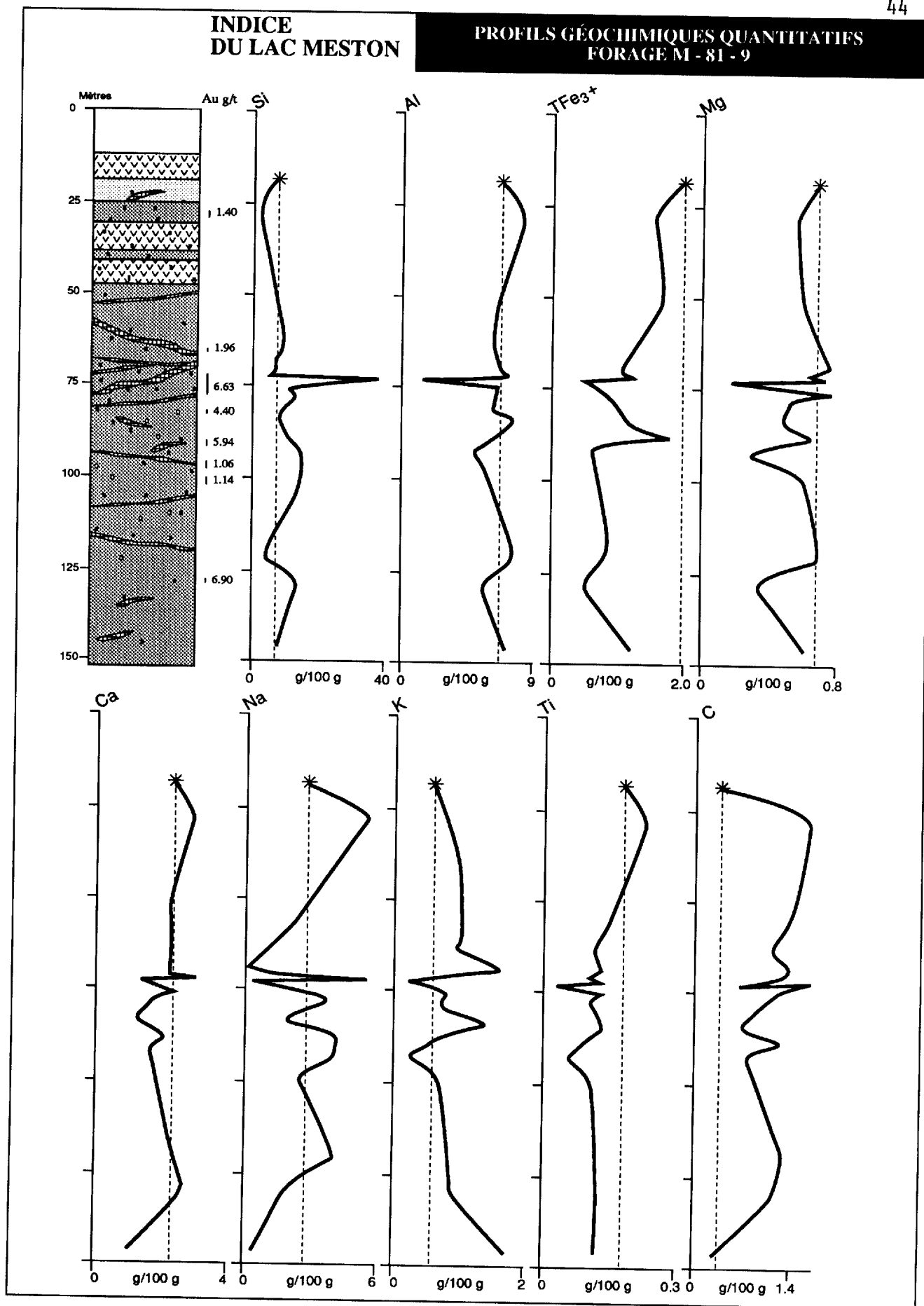


Figure 13. Profils lithogéochimiques quantitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage M - 81 - 9 (Index du Lac Meston).

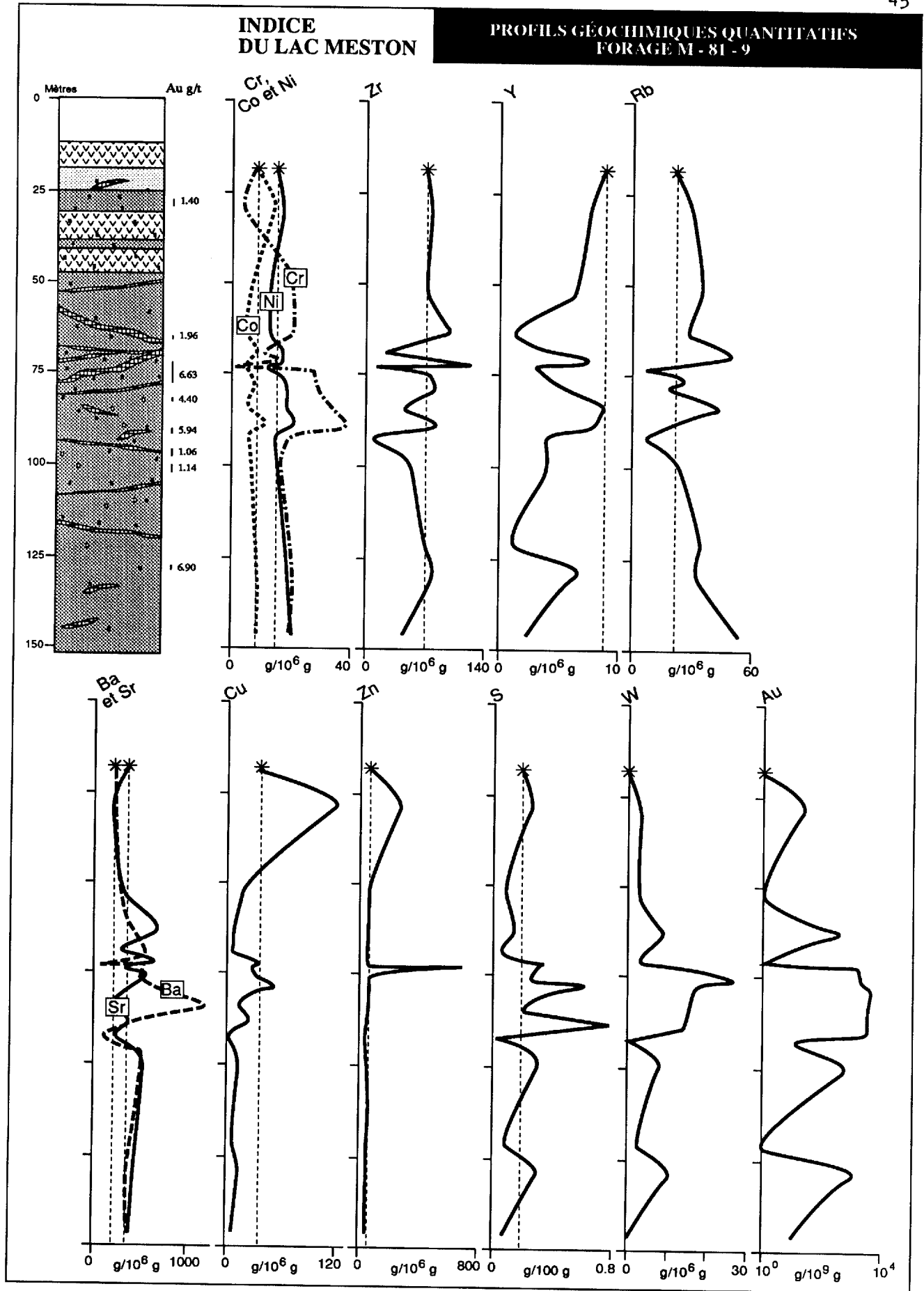


Figure 13. (Suite)

quartz-tourmaline. Une étude à une échelle plus détaillée serait nécessaire pour préciser la nature de l'altération dans cette zone.

3.3.6 Conclusion

L'indice du 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 séricite et en carbonate. La minerai est pratiquement identique à la tonalite 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 est-ouest à la bordure nord de cette intrusion.

La classification des gîtes d'aurifères de Archer et Guha (sous presse) classe l'indice du Lac Meston dans la catégorie III, "Minéralisations aurifères associées à des intrusions intermédiaires à felsiques". Cet indice partage plusieurs caractéristiques avec la minéralisation de la mine Camflo à Val-d'Or (Sauvé et Makila, 1987). La majeure partie du minerai de la mine Camflo provient d'une cheminée de monzonite quartzifère recoupée par des veines et veinules de quartz. L'or est contenu dans les nombreuses veinules de quartz et leurs épontes immédiates faiblement pyritisées. Comme à l'indice du 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 recoupent la cheminée de monzonite intersectent des roches chimiquement et rhéologiquement favorables à déposition de l'or (formation de fer et granophyre riche en fer). Dans cette perspective, 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.

Notons aussi que les veines de quartz aurifères exploitées à la mine Joe Mann sont intimement associées à des dykes porphyriques qui présentent beaucoup d'affinités avec l'intrusion du lac Meston. Les dykes porphyriques les plus importants montrent une fracturation importante et l'on 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 endroit une minéralisation en or erratique. Il pourrait donc s'agir d'un autre exemple de gîte aurifère lié à une intrusion felsique.

3.4 Indice La Dauversière 1

3.4.1 Localisation géographique et géologique

L'indice La Dauversière 1 est la propriété d'Exploration Noranda Ltée. Il est situé sur la rive sud-est du lac Clark (Figure 2) dans le canton de La Dauversière, à environ 5 km au nord-est 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 5 affleurements décapés et à la description d'un forage recoupant la zone minéralisée (LaD-87-3).

L'indice La Dauversière ^{est situé} dans le même environnement géologique que la mine Joe Mann. La séquence est formée principalement de basaltes et filons-couches gabbroïques caractéristiques de la Formation d'Obatogamau auxquels sont associés quelques lits de tufs felsiques à intermédiaires. La roche encaissante est composée de basaltes coussinés et d'un sill de gabbro porphyrique.

3.4.2 Minéralisation

La minéralisation de l'indice La Dauversière 1 est associée à des veines de quartz gris logées dans une zone de cisaillement orientée E-W. La pyrite disséminée ou en veinules (<5%), ainsi que des traces de chalcopirite 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 obtenu à ce jour provient d'un échantillon choisi provenant de l'affleurement LaD-86-2 qui a titré 16,7 Au g/t et 20,1 Ag g/t (A. Gobeil, communication personnelle). Un échantillon en rainure provenant du même affleurement a donné 0,12 Au oz/tonne (4,11 Au g/t) sur 2,5 pieds (0,76m) ou 0.035 Au oz/tonne (1,20 Au g/t) sur 14,5 pieds (4,42m) (Tremblay et al., 1986). Finalement, le sondage LaD-87-3, foré dans le prolongement ouest de la zone minéralisée, a intersecté une valeur de 8,1 Au g/t sur une longueur de 0,25 m. 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 Au g/t. Ces intersections semblent correspondre à une petite zone minéralisée observée au sud de l'affleurement LaD-86-1. Pour les besoins de ce rapport, nous avons appelée informellement ces zones minéralisées "Zone Nord" et "Zone Sud".

Les épontes très cisillées et altérées des veines de quartz contiennent une quantité plus ou moins grande de pyrite ou de pyrrhotine disséminées ou en veinules parallèles à la schistosité. Les veines de quartz sont intensément plissées, bréchifiées et cataclasées et montrent généralement une structure rubanée définie par la présence de septes ou rubans de

roche encaissante fortement cisailée disposées parallèlement aux bordures de la veine. Elles diminuent en épaisseur et en régularité des bords de la veine vers le centre. Cette structure indique probablement plusieurs épisodes d'ouverture.

La gangue est formée presque uniquement de quartz blanc ou gris. Elle comprend aussi les fragments minéralisés en sulfures de roche encaissante inclus dans les veines de quartz lors de leur mise en place et qui montrent essentiellement la même composition minéralogique (séricite - sulfures \pm tourmaline) 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 ondulante 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 et 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 la veine. La fracturation est très intense. On a observé dans un échantillon le remplacement des bordures des veinules de pyrite et de chalcopryrite par l'hématite, ainsi que des traces de covellite. Il peut s'agir là d'un phénomène relié à l'altération superficielle. La chalcopryrite forme généralement des plages xénomorphes 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 indiquées par la présence d'une extinction ondulante et de points triples. Localement, elle contient des lamelles d'exsolution en flamme 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.

3.4.3 Structure

A l'échelle de la propriété, les roches sont affectées par une schistosité S_2 orientée de 260° à 270° avec un pendage subvertical, identique à ce que l'on observe à l'échelle régionale. L'influence structurale de l'orogénie grenvillienne n'est donc pas encore sensible à proximité de l'indice. On observe aussi des failles NE dont l'une, dans l'axe du lac Clark, a déjà été reconnue par Hébert (1980). Cette structure est nettement visible sur les photos aériennes ainsi que sur les images LANDSAT de la région. Les cisaillements observés sur les affleurements de l'indice La Dauversière 1 définissent une zone de déformation intense

(ou couloir de déformation) de direction E-W affectée par une zone de faille NE à ENE. L'on peut raccorder cette dernière structure à la faille du lac Clark ou à une structure parallèle à celle-ci. Cette particularité classe cet indice parmi les gisements de type II de Archer et Guha (sous presse) i.e. les "Minéralisations aurifères associées à des cisaillements nord-est et nord-ouest recoupant des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées".

Les affleurement levés durant l'été 1988 sont illustrés aux Figures 14 à 18. La synthèse des éléments structuraux mesurés sur ces affleurements est donnée à la Figure 19. Un bref examen des plans démontre bien la complexité structurale de l'indice La Dauversière 1. L'interprétation à l'échelle de l'affleurement constitue un exercice assez difficile étant donné la faible étendue de ceux-ci et la grande hétérogénéité structurale qu'on y observe. A ce stade de nos investigations, il semble que ce patron complexe provienne du recoupement d'un cisaillement E-W par une faille ENE. Ceci est bien visible sur l'affleurement LaD-85-2 (Figure 14).

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. Elles sont fortement boudinées et se caractérisent par d'intenses plissements intrafoliaux, souvent spectaculaires (Planches 7a à 8b), qui amènent un épaississement considérable des veines (jusqu'à plus 5m d'épaisseur par endroit, cf. LaD-87-2, Figure 17). Les charnières de ces plis, orientées en moyenne à 065° avec une plongée variant de 60° à 75° vers l'est, sont coplanaires à la linéation d'étirement abrupte à subverticale observée dans les roches encaissantes cisillées. Ceci suggère que la déformation des veines est liée au mouvement le long de la zone de cisaillement et non à un épisode de déformation subséquent. Certaines veines de quartz montrent parfois des charnières à plongée plus faible (jusqu'à 23° vers l'est), comme dans le cas de l'affleurement LaD-87-2 (Figure 17). La veine minéralisée de l'affleurement LaD-86-2 (Figure 15) présente les mêmes caractéristiques texturales et structurales que les veines de première génération, mis à part la présence d'une faible quantité de pyrite. La déformation et la transposition des veines de la première génération est variable, ce qui nous permettra sans doute de raffiner cette classification. La deuxième génération de veines n'est visible qu'à l'affleurement LaD-87-1 (Figure 16) où elle recoupe le plissement matérialisé par la schistosité et les veines de première génération.

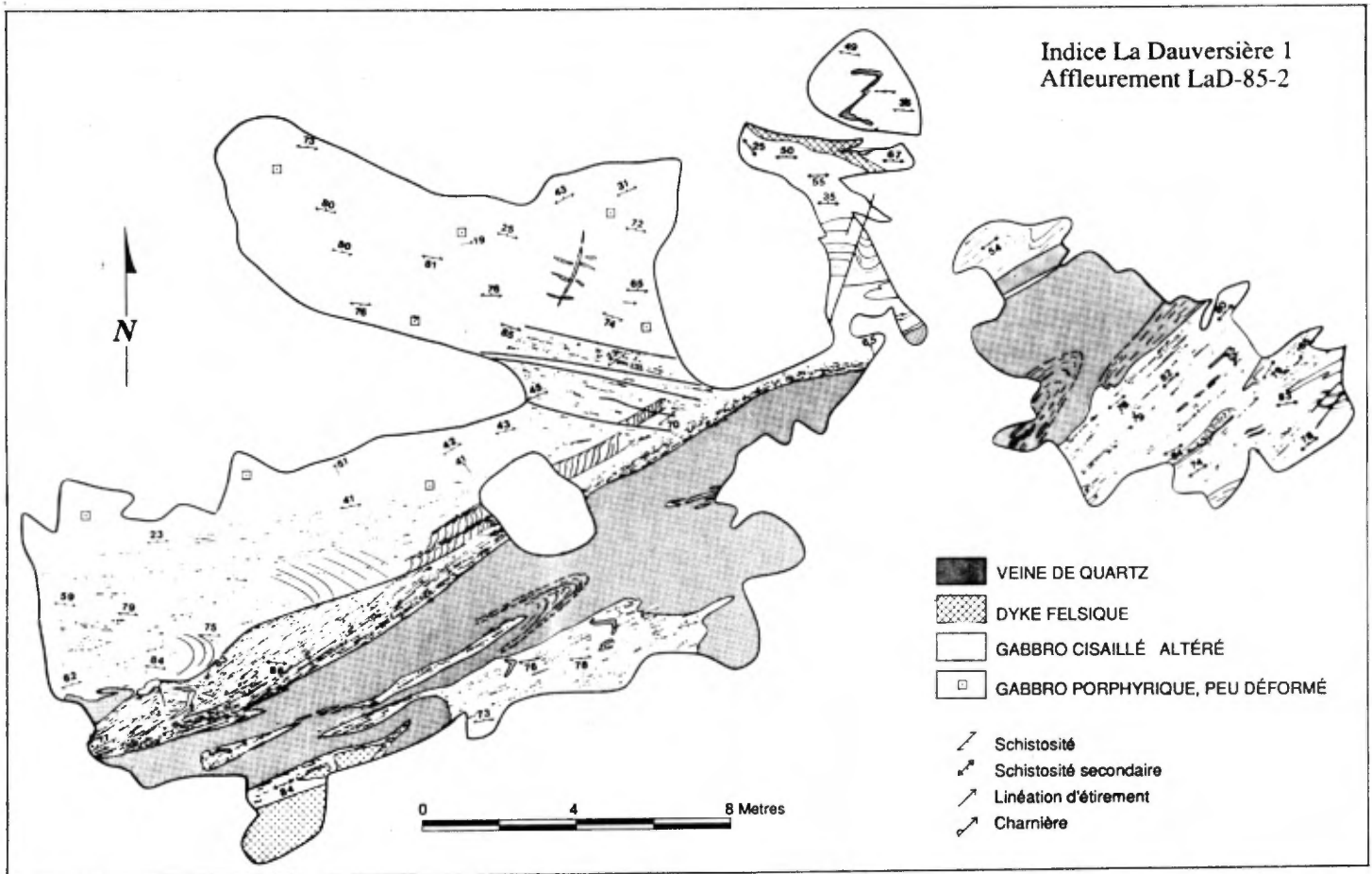


Figure 14. Indice La Dauversière 1, affleurement LaD-85-2.

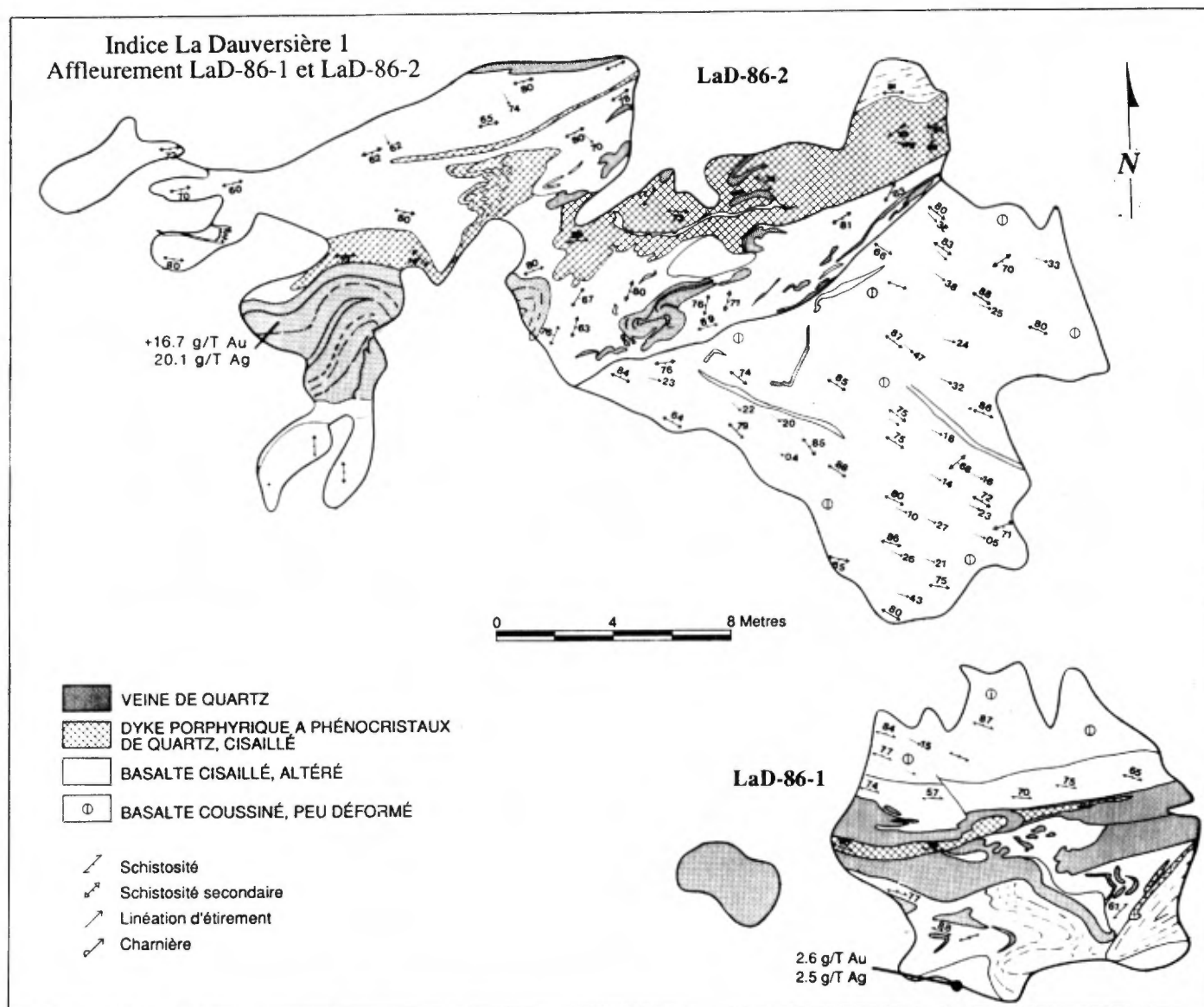


Figure 15. Indice La Dauversière 1, affleurements LaD-86-1 et LaD-86-2.

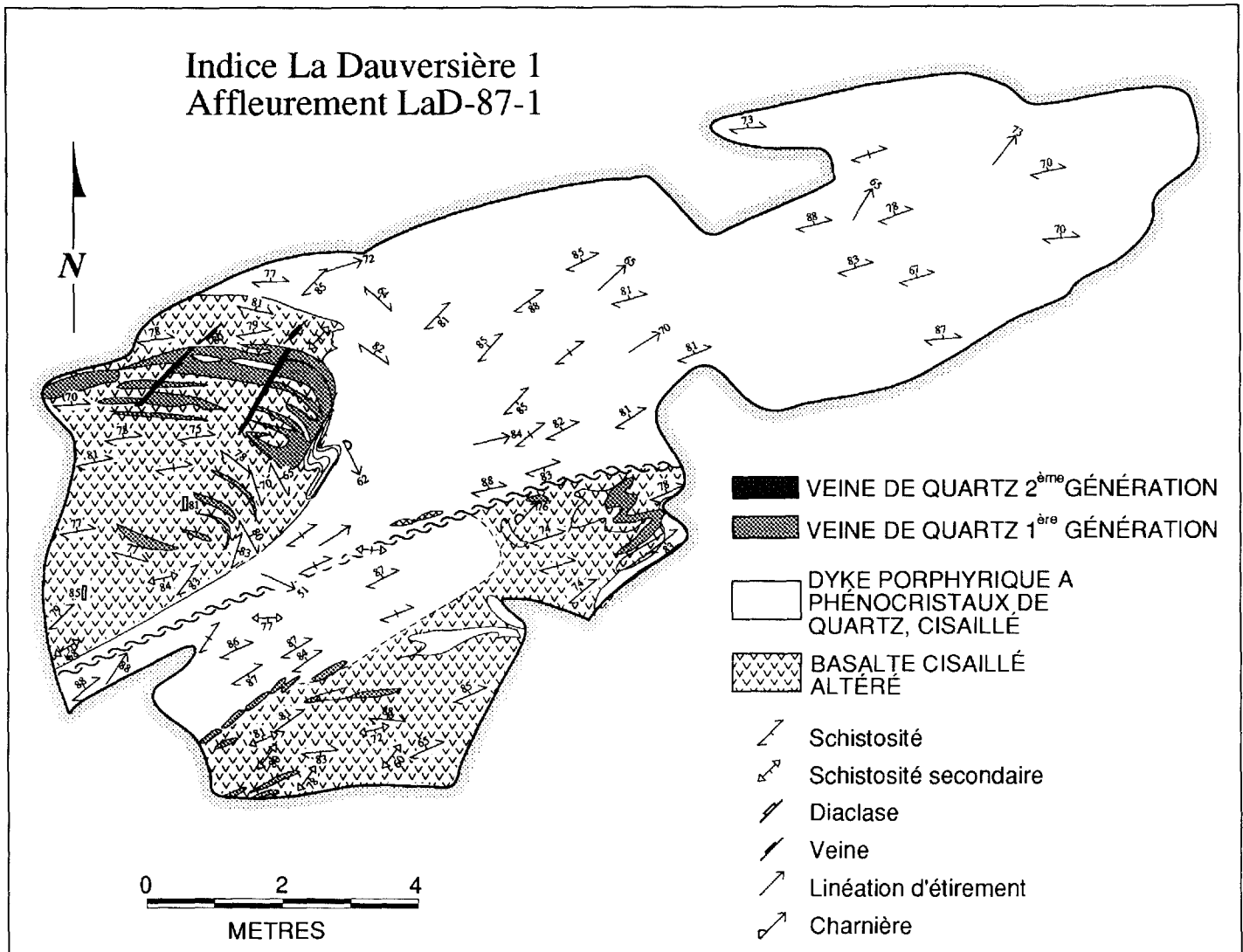


FIGURE 16. Indice La Dauversière 1, affleurement LaD-87-1.

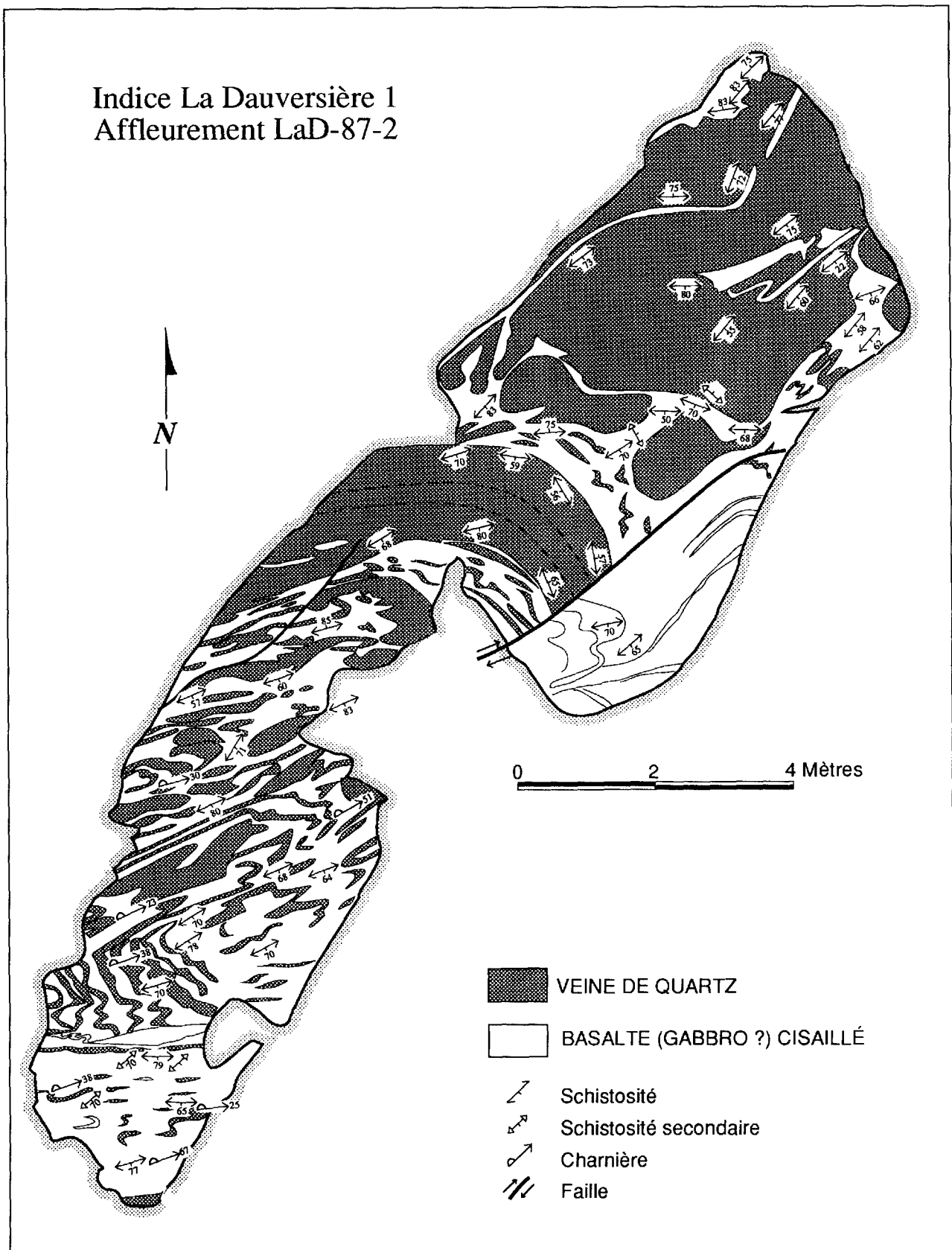


FIGURE 17. Indice La Dauversière 1, affleurement LaD-87-2.

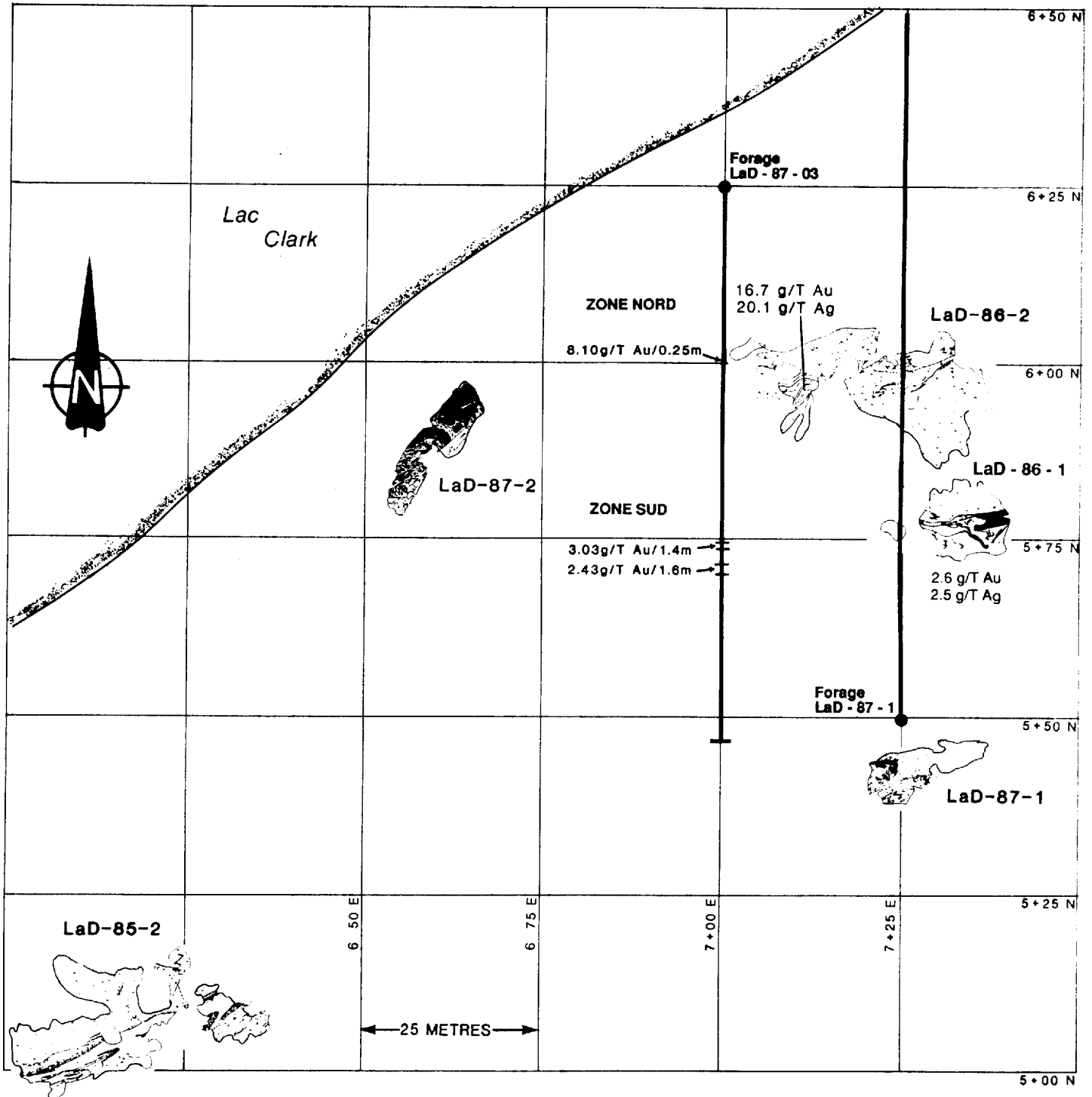


Figure 18. Indice La Dauversière 1, carte simplifiée de l'indice avec la position des affleurements et des forages. D'après les plans d'Exploration Noranda.

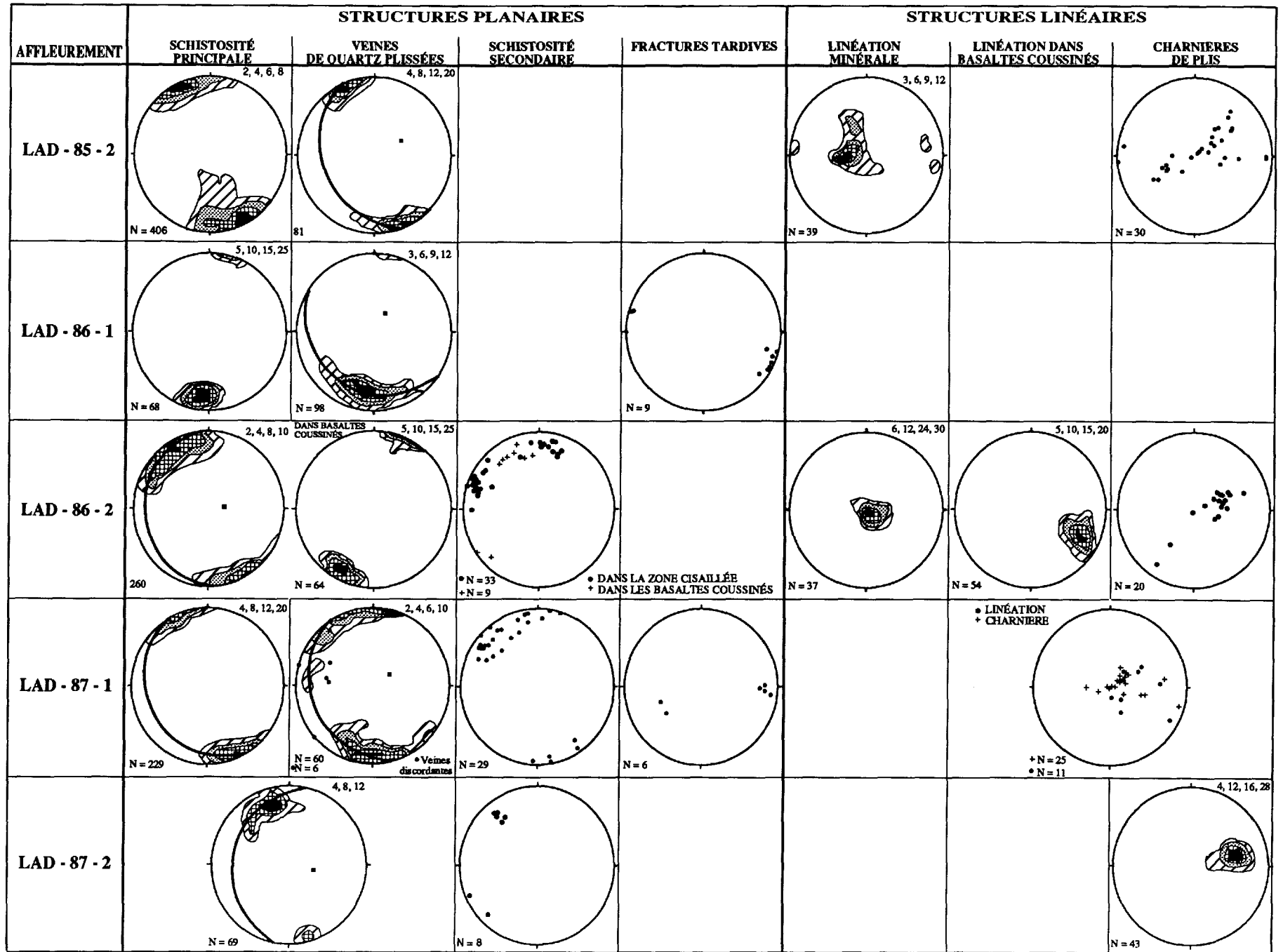


Figure 19. Synthèse des données structurales. Indice La Dauversière 1.

Les veines 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 (Planche 12). L'étirement des phénocristaux de quartz dans ce schiste à sérécité définit une excellente linéation subverticale. La schistosité dans les zones de cisaillement est souvent perturbée par la présence des veines de quartz. Elle est plissée par endroit et recoupée par des schistosités secondaires S_3 et S_3' orientées à 30° de part et d'autre de la schistosité principale.

Cet indice présente de nombreux problèmes structuraux. Ainsi, la zone comprise entre les cisaillement des affleurements LaD-86-1 et LaD-86-2 (Figure 15) est constituée de basalte coussiné non cisailé à schistosité abrupte (Figure 19). En section, 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. Ces coussins étirés définissent une linéation avec une faible plongée de 10 à 30° vers l'est (Figure 19). Cette situation est singulière car, en général dans la région de Chibougamau, l'étirement des coussins est subvertical. De plus, la schistosité dans cette zone moins déformée semble entraînée par les cisaillements qui la bordent, ce qui suggère un mouvement principalement senestre. Ce mouvement est confirmé par les plis en S qui affectent les veines de quartz dans les zones de cisaillement. Ces faits contredisent cependant le mouvement en chevauchement démontré par la linéation d'étirement subverticale dans ces mêmes zones cisaillements.

Le même cas se répète à l'affleurement LaD-85-2 (Figure 14) dans la zone moins déformée constituée de gabbro porphyrique à phénocristaux de plagioclase au nord du cisaillement ENE principal. À mesure que l'on s'éloigne du cisaillement, la linéation d'étirement, matérialisée par l'étirement des cristaux de plagioclase, passe en effet de subverticale à subhorizontale (Planche 9a). La schistosité qui contient cette linéation se caractérise aussi par de fortes variations de pendage, passant sur quelques centimètres de subverticale à subhorizontale. On note aussi à proximité de la zone cisailée de l'affleurement LaD-85-2 le développement d'une schistosité sigmoïdale qui suggère un mouvement en décrochement dextre (Planche 9b), en contradiction avec le mouvement vertical indiqué par la linéation d'étirement minérale dans la partie la plus intensément déformée du cisaillement. Ce phénomène est peut-être causé par la superposition d'un cisaillement ENE sur un cisaillement E-W ou de l'interaction de ces deux systèmes lors du développement du grand couloir de déformation NE.

3.4.4 Métamorphisme et altération

3.4.4.1 Métamorphisme régional

Le basalte coussiné “sain” non cisailé ni altéré (affleurements LaD-86-1 et 2, forage Lad-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 (Planches 10a et 10b). Le gabbro présente une granulométrie plus grossière et se distingue par sa texture porphyrique (affleurement LaD-85-2). Le plagioclase de composition An₃₅₋₄₅ (andésine) indique que le métamorphisme a atteint le faciès amphibolite. Le degré de métamorphisme subi par les lithologies de l'indice La Dauversière 1 est donc supérieur à celui de la mine Joe Mann qui est au faciès supérieur des schistes verts.

3.4.4.2 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 que l'on s'approche de la partie centrale des cisaillements dans lesquelles se sont injectées les veines et veinules de quartz. L'examen pétrographique détaillé du sondage LaD-87-3 permet de préciser la nature et l'étendue de l'altération hydrothermale associée aux zones minéralisées.

Le forage Lad-87-3 (Figure 18 et 20) intersecte deux zones aurifères de nature 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 Au g/t. La seconde (Zone Sud), comprise entre 68 et 73 m, contient deux petites intersections titrant respectivement 3,03 et 2,43 Au g/t. Cette dernière minéralisation est associée à un basalte fortement cisailé montrant une altération en séricite - biotite - sulfures ± chlorite. L'altération hydrothermale reliée à chacune de ces minéralisations 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 que l'on observe en surface associés aux veines de quartz. Ceci suggère peut-être un phénomène de plissement serré et de boudinage.

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 des basaltes coussinés, les bandes mélanocrates représentant les bordures figées et les bandes

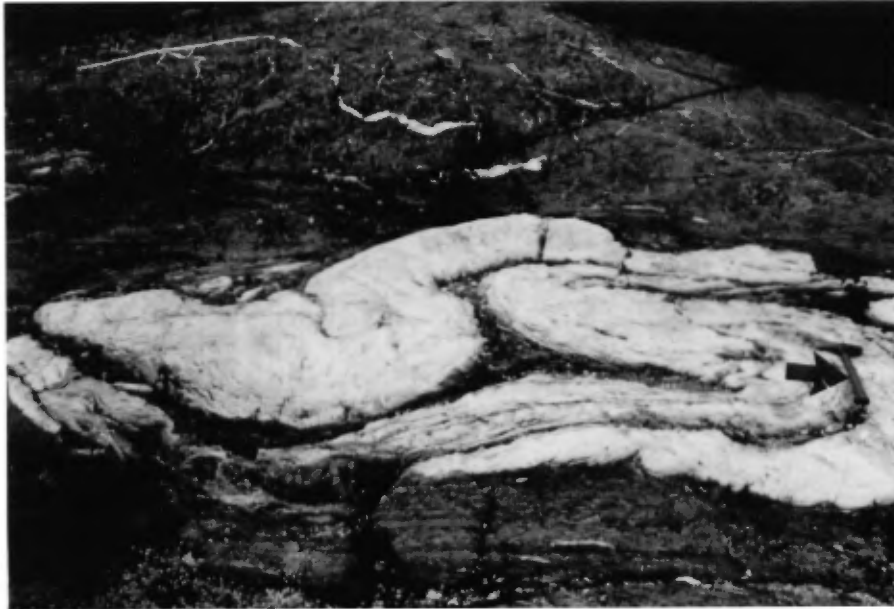


Planche 7a Veines de quartz plissées de première génération dans le basalte cisaillé. On distingue en arrière plan le basalte coussiné légèrement fracturé et recoupé de veinules de quartz stérile. Affleurement LaD-86-2, Indice La Dauversière 1. Le manche du marteau pointe vers le nord.

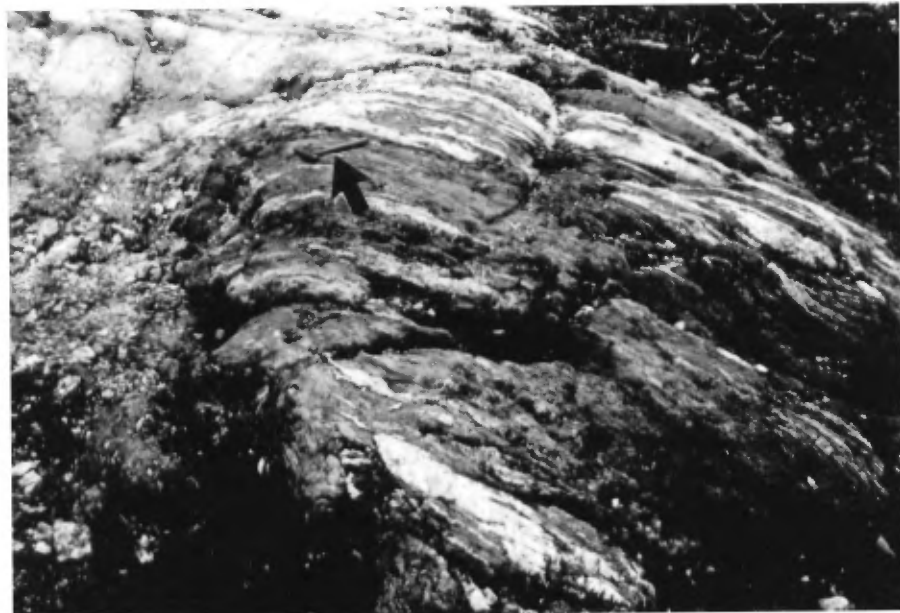


Planche 7b Plis intrafoliaux dans des veines de quartz de première génération injectée dans un basalte ou un gabbro cisaillé. Affleurement LaD-85-2, Indice La Dauversière 1.



Planche 8a. Veines de quartz plissées de première génération dans le basalte cisailé. Affleurement LaD-87-2, Indice La Dauversière 1. Le manche du marteau pointe vers le nord.

Planche 8b. Veines de quartz de première génération et schistosité plissées dans le basalte cisailé. On distingue en arrière plan un dyke felsique plissé et cisailé. Affleurement LaD-87-1, Indice La Dauversière 1. Le manche du marteau pointe vers le nord.



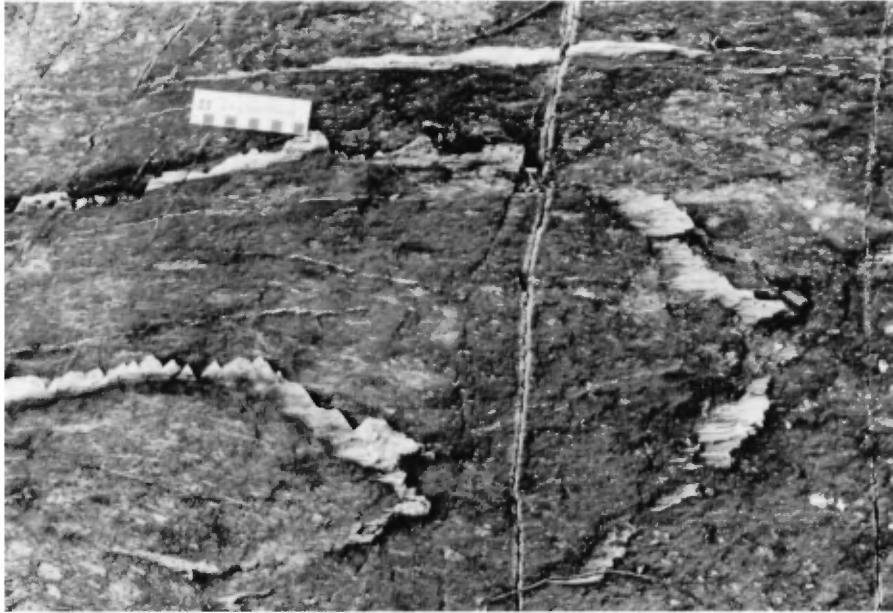


Planche 9a Linéation d'étirement sub-horizontale imprimée sur des veinules de quartz plissées dans un gabbro porphyrique cisailé. Affleurement LaD-85-2, Indice La Dauversière 1.



Planche 9b Schistosité sigmoïdale dans un gabbro porphyrique cisailé suggérant un mouvement de décrochement dextre. Affleurement LaD-85-2, Indice La Dauversière 1.

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 granoblastique formée de 5 à 10% de hornblende prismatique dans une matrice quartzo-feldspathique à grains fin. Elle 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, séricite et carbonate ainsi que des traces d'épidote et de tourmaline. Le basalte mésocrate à mélanocrate possède une texture pœciblastique à nématoblastique (Planches 10a et 10b). Il est constitué de 60 à 80% de hornblendes prismatiques ou pœciblastiques, lesquelles montrent de nombreuses inclusions de plagioclase et de quartz. Le plagioclase est présent sous la forme de petits néoblastes disposés entre les grains de hornblende ou, dans les zones plus felsiques, comme des cristaux xénomorphes à hypidiomorphes d'environ 1 mm de longueur, partiellement recristallisés et allongés selon la schistosité. Ces cristaux, de composition An_{35-45} (andésine), contiennent souvent des traînées d'inclusions de quartz disposées parallèlement à la schistosité. 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 et la séricite. La roche est recoupée de veinules tardives de carbonate auquel est associé un peu de scapolite.

A partir de 32 m, le basalte coussiné relativement sain et peu déformé passe à une zone extrêmement cisailée caractérisée par une forte altération en carbonate ferrugineux (20 à 60%), séricite (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 (Planche 11a). Cette zone minéralisée (Zone Nord) semble correspondre à celle observée en surface sur l'affleurement LaD-86-2 (Figure 18). La schistosité intensément plissotée est définie par l'orientation préférentielle des paillettes de séricite et de chlorite, ainsi que par l'allongement des cristaux granoblastiques de carbonate. Cette structure est aussi soulignée par la présence de veinules de quartz et de sulfures parallèles à la schistosité. La 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 sub-millimétriques de scapolite plus ou moins déformés (Planche 11b). 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.

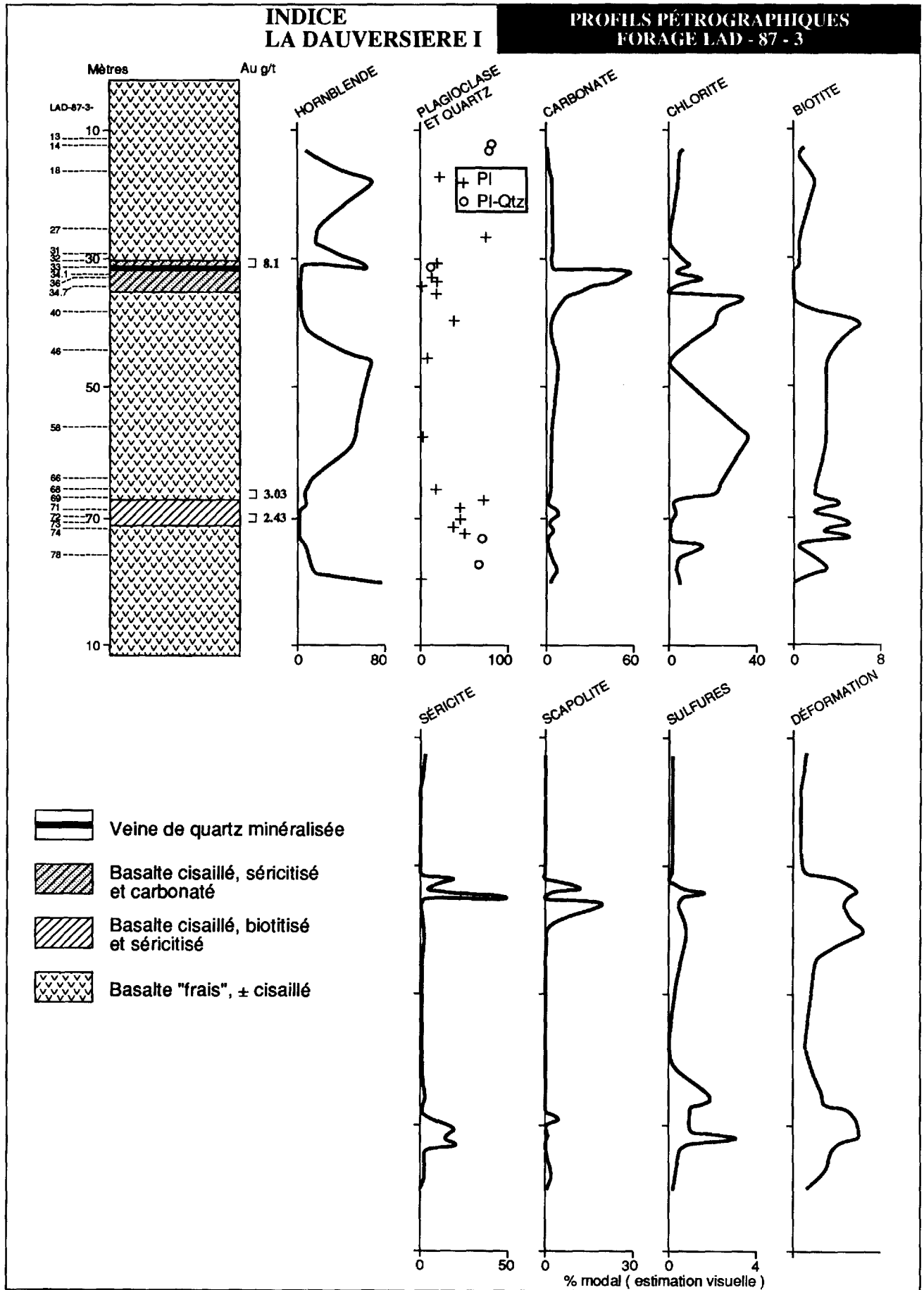


Figure 20. Profils pétrographiques de l'altération hydrothermale observée dans le forage Lad - 87 - 3 (Indice La Dauversière 1).

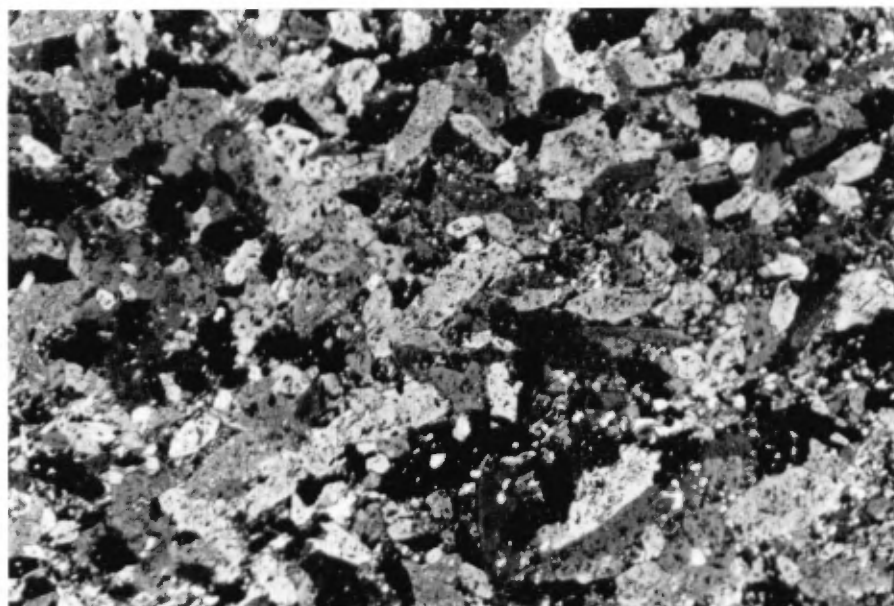



Planche 10a Photomicrographie de basalte sain mélanocrate à texture nématoblastique. Indice  La Dauversière, Éch LaD-88-1000. Nicols croisés, champ photographié 5 mm.

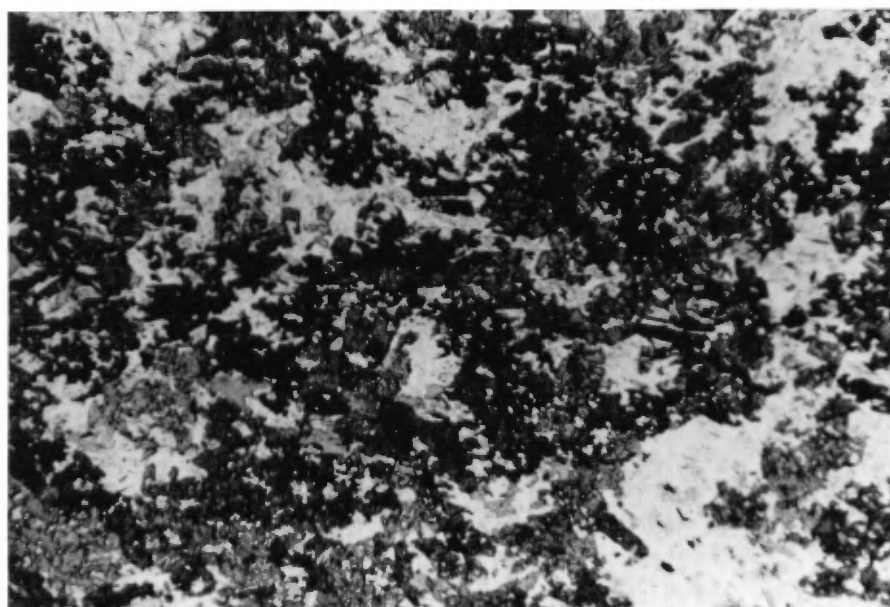



Planche 10b Photomicrographie de basalte sain mésonocrate à texture péciloblastique. Indice  La Dauversière, Éch LaD-87-3-27. Nicols croisés, champ photographié 5 mm.

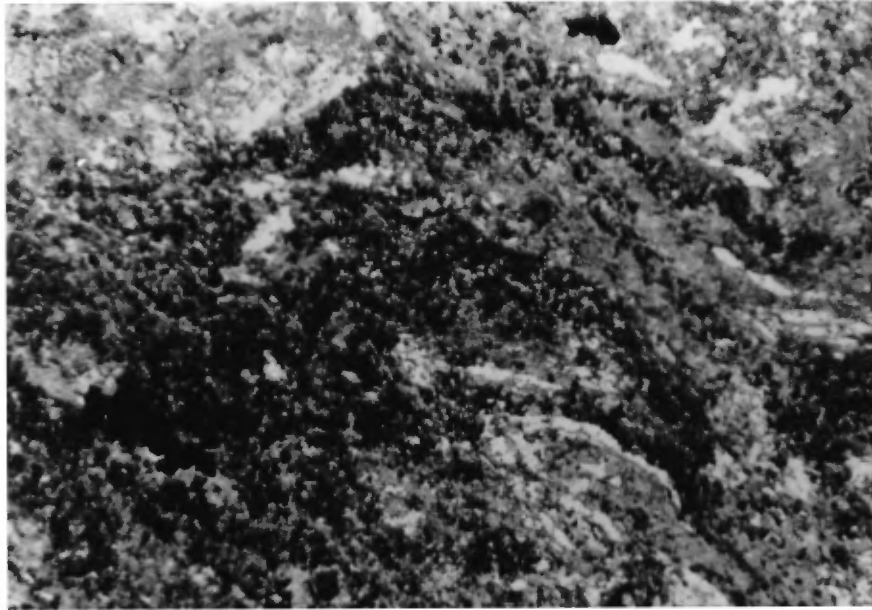


Planche 11a Photomicrographie de basalte cisailé, carbonaté et séricitisé. Les traînées de petits cristaux de tourmaline mettent en évidence la crénulation intense de cette roche. Indice La Dauversière, Éch LaD-87-3-34,65. Nicol simple, champ photographié 5 mm.

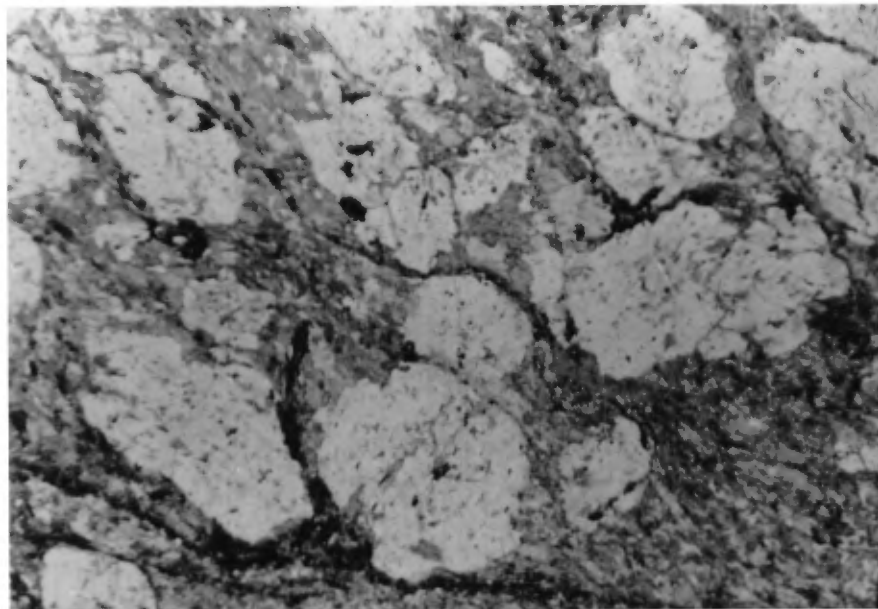


Planche 11b Photomicrographie de basalte cisailé, carbonaté et séricitisé avec porphyroblastes de scapolite. Indice La Dauversière, Éch LaD-87-3-33,45. Nicol simple, champ photographié 5 mm.

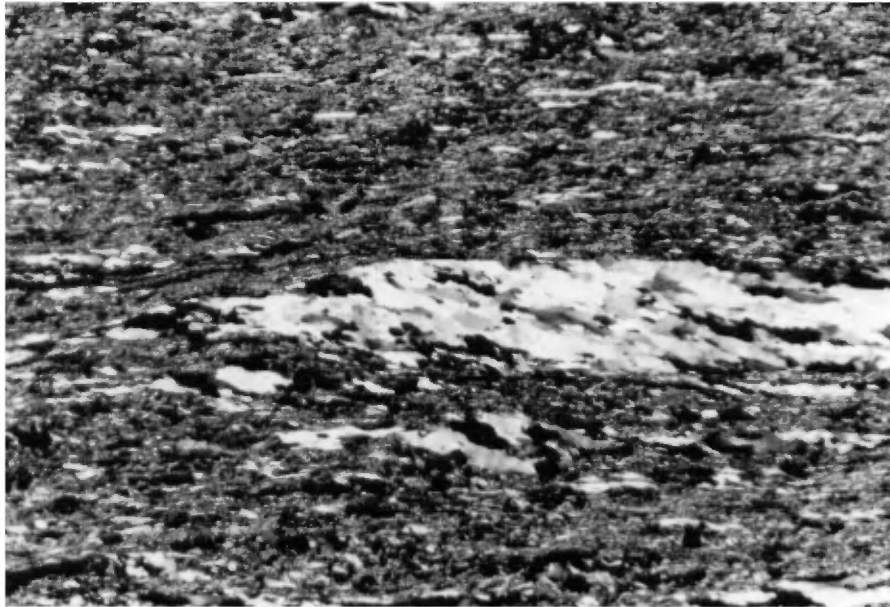


Planche 12 Photomicrographie provenant d'un dyke felsique intensément cisailé et séricitisée. Indice La Dauversière 1, Éch LaD-88-1001B. Nicols croisés, champ photographié 5 mm.

La section située entre 37 et 69 m est formée de basaltes rubanés et foliés leucocrates à mésocrates du même type que ceux recoupés 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 4 m (69 à 73 m) correspondant à une zone très cisailée formée d'un schiste à chlorite - séricite - biotite ± 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, pyrrhotine et chalcopryrite (< 3-4%) et les veinules de quartz-carbonates sont disposés parallèlement à la schistosité définie par la forte orientation préférentielle des minéraux micacés (chlorite, séricite et biotite), des néoblastes et des porphyroclastes de plagioclase, des plages de carbonate et des traînées d'oxydes. La crénulation de la schistosité est encore ici extrêmement forte. L'intensité du cisaillement s'atténue ensuite progressivement et l'on revient à la zone de basalte sain du début.

L'assemblage hornblende - plagioclase andésine - quartz ± épidote dans le basalte sain indique un métamorphisme au faciès amphibolite. L'orientation des prismes de hornblende parallèlement à la schistosité et au grain tectonique régional est-ouest suggère que le pic du métamorphisme précède ou est synchrone à la déformation archéenne. Cet épisode de métamorphisme précède aussi l'altération hydrothermale liée à la minéralisation, comme le démontre le développement de l'assemblage minéralogique rétrograde chlorite - biotite - séricite - carbonate ferrugineux. La présence de porphyroblastes de scapolite légèrement déformés et le remplacement partiel du carbonate ferrugineux par la calcite suggère un événement dynamothermal postérieur à l'altération hydrothermale et à la minéralisation aurifère.

La scapolite est un tectosilicate formant une solution solide entre les membres marialite ($\text{Na}_4[\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}]\text{Cl}$) et meionite ($\text{Ca}_4[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}]\text{CO}_3$). La faible biréfringence de ce minéral dans les zones minéralisées semble indiquer une composition plutôt sodique. La scapolite se retrouve principalement dans les roches calco-silicatées fortement métamorphisées ou métasomatisées (marbres, skarns). 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 du complexe près du Front de Grenville et à l'intérieur même de la province de Grenville. Ce minéral a aussi été observé dans le district d'Hemlo (Colvine et al., 1988). Il est plausible de croire que le métamorphisme prograde de zones cisailées, carbonatées et probablement enrichies en chlore, comme celles obser-

vées à l'indice La Dauversière 1, peut entraîner la formation d'un minéral exotique comme la scapolite. Le même phénomène est aussi responsable de la transformation du carbonate ferrugineux en calcite observée dans certains échantillons. Il est tentant à ce stade d'attribuer cet événement dynamothermal à la présence du Front de Grenville tout proche (≈ 2 à 2,5 km au sud-est). Le même événement pourrait être en partie responsable du patron structural complexe observé sur ces affleurements.

3.4.5 Géochimie

A l'exemple des indices traités précédemment, l'étude lithogéochimique semi-quantitative du forage LaD-87-3 devrait permettre de définir les modifications chimiques subies par les roches cisailées et métasomatisées associées aux zones aurifères de cet indice. Les analyses chimiques provenant du forage LaD-87-3 sont présentées en annexe.

L'évolution des rapports $\text{SiO}_2/(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{S})$ et $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ est différente pour les deux zones minéralisées. Dans la Zone Nord, la baisse du rapport $\text{SiO}_2/(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{S})$ est causé par l'effet conjugué d'un lessivage de la silice et d'un enrichissement en CO_2 et en soufre. Cependant, dans la Zone Sud, l'apport en CO_2 et S est contrebalancé par un enrichissement en silice d'origine primaire (différenciation) ou secondaire (altération hydrothermale). L'altération potassique, mise en évidence par l'abondance de séricite et/ou de biotite dans les zones minéralisées, est responsable de la hausse du rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ et des teneurs en rubidium dans la Zone Sud. Ce phénomène est cependant masqué dans la partie la plus altérée de la Zone Nord par un apport de sodium soulignée par la présence de scapolite sodique. Les profils du chrome et du zirconium, des éléments considérés comme relativement immobiles durant l'altération hydrothermale (Pearce et Cann, 1973; Pearce; 1975), montrent un brusque fléchissement vers 60 m 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 ?). L'enrichissement en strontium dans la Zone Sud est peut-être explicable en partie par ce phénomène. Le comportement du cuivre et du zinc est erratique dans cette section. Les zones aurifères se caractérisent évidemment par une anomalie importante en or.

3.4.6 Conclusion

L'indice La Dauversière 1 se classe parmi les gîtes de type II de Archer et Guha (sous presse), "Minéralisations aurifères associées à des cisaillements nord-est et nord-ouest recoupant des roches volcaniques et des intrusions mafiques associées". L'or est associé à une faible quantité de sulfures dans des veines de quartz blanc laiteux très déformées, bou-

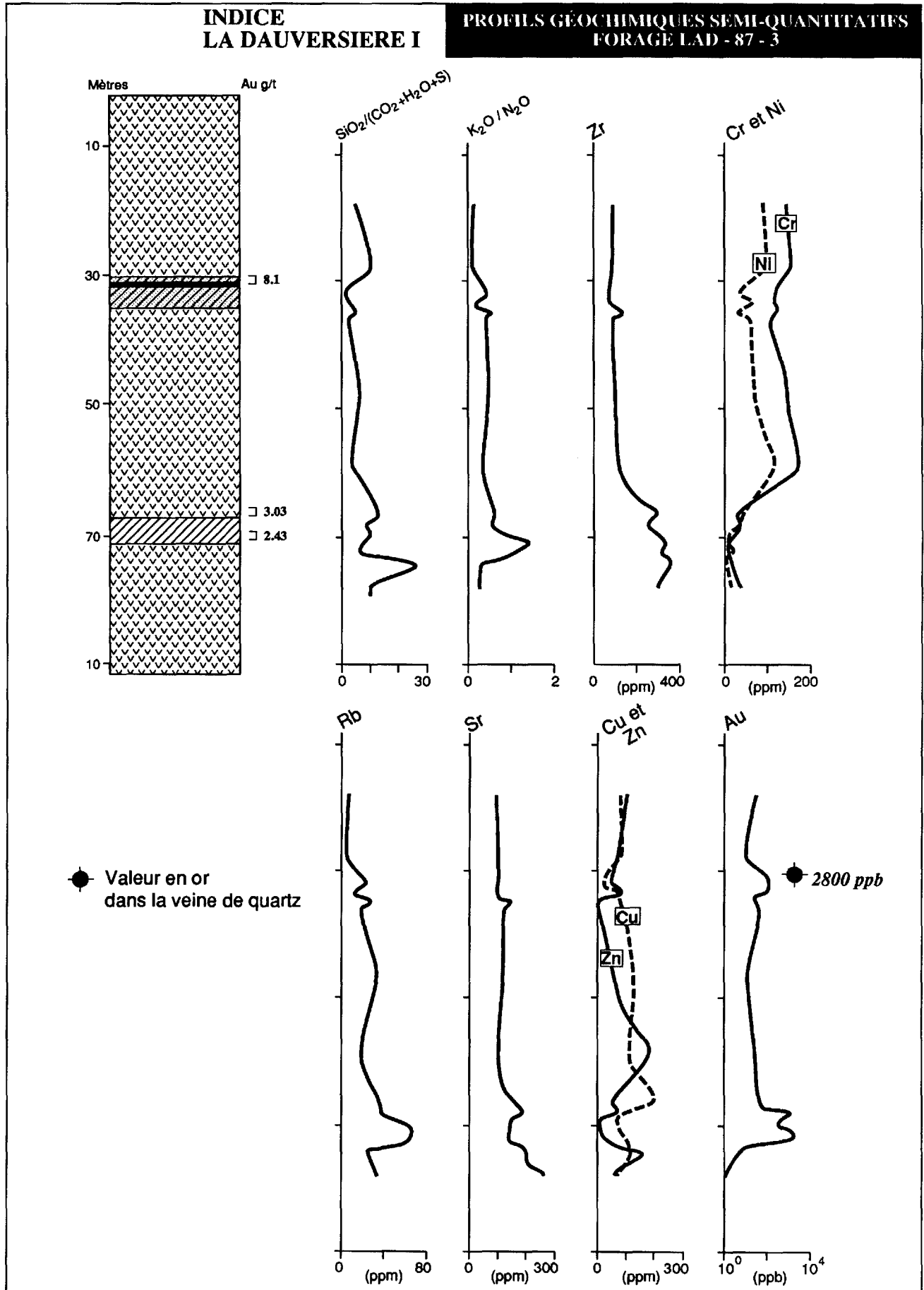


Figure 21. Profils lithogéochimiques semi-quantitatifs de l'altération hydrothermale observée dans le forage Lad - 87 - 3 (Indice La Dauversière 1).

dinées et plissées mises en place dans des cisaillements E-W et ENE qui recourent les basaltes coussinés de la Formation d'Obatogamau. Ces cisaillements semblent former un patron complexe résultant soit de la superposition d'un cisaillement ENE sur un cisaillement E-W ou de l'interaction de ces deux systèmes lors du développement d'un grand couloir de déformation NE.

L'altération hydrothermale rétrograde associée à la minéralisation se superpose au métamorphisme régional archéen au faciès amphibolite. 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 schiste à biotite - séricite - carbonates ferrugineux - sulfures ou en schiste à séricite - 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 carbonatées de l'indice La Dauversière 1 se caractérisent par la présence de porphyroblastes plus ou moins déformés de scapolite. Ce phénomène indique que la déformation et la circulation des fluides hydrothermaux d'âge archéen ont été suivies d'un épisode dynamothermal que l'on pourrait imputer à l'orogénie grenvillienne. Cet épisode a pu contribuer à la remobilisation de la minéralisation aurifère.

CHAPITRE 4

CONCLUSION

La mine Joe Mann et les indices visités à l'été 1988 constituent un échantillonnage des principaux types de gisements aurifères rencontrés dans la Bande Caopatina-Desmaraisville (Archer et Guha, sous presse). Les principales caractéristiques de ces gisements sont résumées au Tableau 1. On note que, à l'exception de l'indice La Dauversière 1 associé à un couloir de déformation présumé d'orientation nord-est, tous les indices étudiés sont contrôlés par des zones de cisaillement est-ouest ou localement sud-est (Philibert), parallèles au grain tectonique régional et à la stratigraphie. La plupart sont situés dans la Formation d'Obatogamau et plus particulièrement dans les filons-couches comagmatiques de gabbro. Dans le cas du gisement du Lac Meston, l'intrusion tonalitique qui en constitue la roche encaissante s'est mise en place dans une zone de cisaillement est-ouest recoupant 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, contrôle aussi la nature de l'altération et le mode de mise en place de la minéralisation (stockwork).

L'indice La Dauversière 1 est un cas très intéressant de minéralisation liée à une zone de déformation NE où l'influence de l'orogénie grenvillienne est soupçonnée. L'hétérogénéité structurale à l'échelle de l'affleurement et la faible exposition rend cependant l'interprétation ardue et d'autres travaux seront nécessaires afin d'assurer une bonne compréhension de ce gisement.

La modélisation de ces trois types de gisements dans le contexte global de l'évolution de la Bande Caopatina-Desmaraisville sera présentée dans le rapport final au printemps 1990.

Tableau 1: Résumé des principales caractéristiques des minéralisations étudiées

| Minéralisation | Joe Mann | Philibert | Lac Meston | La Dauversière 1 |
|--|--|---|--|--|
| Type ¹ | Ia : Veines de quartz-or-sulfures liées à des cisaillements E-W dans les roches volcaniques mafiques et les intrusions associées | Ib : Faible dissémination de pyrite -(or) liée à des cisaillements E-W dans les roches volcaniques mafiques et les intrusions associées | III : Minéralisations aurifères liées à des intrusions intermédiaires à felsiques | II : Minéralisations liées à des cisaillements NE ou NW dans les roches volcaniques mafiques et les intrusions associées |
| Minéralisation (teneur et tonnage) | Au-Cu 8,23 Au g/t-0,30% Cu 3,36 Mt | Au ≈ 1-4 Au g/t/1-3m | Au 6,25 Au g/t 1 225 000 t (?) | Au Ech choisi : 16,7 Au g/t et 20,1 Ag g/t Rainure : 4,11 Au g/t/0,76m Forage : 8,1 Au g/t/0,25m |
| Roches encaissantes | Formation d'Obatogamau Filon-couche de gabbro et "rhyolite" (tuf felsique) | Formation d'Obatogamau Filon-couche de gabbro et basalte | Intrusion tonalitique | Formation d'Obatogamau Filon-couche de gabbro et basalte |
| Contrôle structural (orientation des zones de cisaillement) | Est-ouest et nord-est (zone nord) | Est-ouest à sud-est | Intrusion dans zone de cisaillement E-W Stockwerk avec veines de quartz dans trois directions 100°, 45° et 180° : | Zone de cisaillement E-W recoupée par une faille ENE |
| Minéraux d'altération | Chlorite+Fe-carbonate biotite, séricite, albite | Chlorite + carbonate biotite, séricite; zone minéralisée carbonatée et silicifiée | Séricite, carbonate | Chlorite+Fe-carbonate biotite, séricite, scapolite |
| Phases métalliques | Or, chalcopryrite, pyrite, pyrrhotine, arsénopyrite (zone sud) | Pyrite, magnétite, ilménite, traces de chalcopryrite, pyrrhotine et arsénopyrite, or sulfurisation de la magnétite | Pyrite sulfurisation de la magnétite | Pyrite, traces de chalcopryrite et pyrrhotine |

1 : Archer et Guha (sous presse)

REMERCIEMENTS

Nous aimerions remercier les responsables et géologues des compagnies Les Ressources du Lac Meston (filiale de Campbell Resources), SOQUEM et Noranda Exploration pour la très grande collaboration et les nombreuses discussions accordées lors de nos travaux à la mine Joe Mann et sur les indices minéralisées.

Nous tenons aussi à souligner la qualité de l'encadrement scientifique et logistique fourni par le M.E.R.Q par l'entremise de MM. Alain Simard et André Gobeil. Les conseils de MM. Réal Daigneault, Edward Chown et Guy Archambeault du CERM ont aussi été grandement appréciés.

Nous voudrions remercier tout particulièrement Mlle Annie Larouche pour la qualité du travail qu'elle a effectuée tout au cours de l'été, de même que M. Jean Bélanger pour son apport scientifique et logistique. Finalement, nous devons mentionner l'excellent travail de M. Claude Dallaire dans la réalisation des figures.

BIBLIOGRAPHIE

- ARCHER, P. – GUHA, J., 1988 (sous presse) Rapport 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.
- 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 no 70, 75 p.
- BARRETTE, J.P., 1987 – Région du lac Madeleine. *In* Travaux sur le terrain 1987. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DV 87-24, pp. 52-53.
- CHEVALIER, A., 1988 – Campagne de forage printemps 1988 — Projet Philibert 110981. Rapport géologique, Société Québécoise d'Exploration Minière; GM 47866, 324 p., 21 plans.
- CHOWN, E.H. – MUELLER, W., 1988 (sous presse) – Basement influence on the supracrustal and plutonic evolution and deformation of an Archean greenstone belt. *In* Proceedings 7th International Conference on Basement Tectonics.
- CIMON, J., 1977 – Quart SE du canton de Queylus. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-448, 33 p.
- 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 p.
- DELAND, A.-N – GRENIER, P.-E., 1959 – Région d'Hazeur-Druillettes, district électoral d'Abitibi-Est. Ministère des Mines du Québec; RG-87, 84 p., 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*, **19**, pp. 1729-1758.
- DION, C. – GUHA, J., 1988 – Étude métallogénique de la Bande Caopatina-Quévillon (secteur Joe Mann) ; Gîtologie de la mine Joe Mann. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB-88-29.
- 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, 191 p.
- DUQUETTE, G., 1970 – Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles du Québec; ES-8, 16 p.
- GAGNÉ, P. – BRAULT, J., 1981. Forages hiver 1981 — Meston-Gamache (302-1381-26); Grille Meston nord, canton Gamache. Rapport géologique, Les Ressources du lac Meston Inc. et la Société de Développement de la Baie James; GM 38101.
- GAUTHIER, J., 1986 – Géologie de la région de Miquelon, Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 86-10 (carte annotée).
- GILBERT, J.E., 1959 – Région de Rohault, districts électoraux d'Abitibi-Est et de Roberval. Ministère des Mines du Québec; RG-86, 33 p., 1 carte.
- GOBEIL, A. – RACICOT, D., 1982 – Région des lacs Caopatina et des Vents. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 82-18 (carte annotée).
- GOODWIN, A.M. – RIDLER, R.H., 1970 – The Abitibi orogenic belt and geosynclines of the Canadian Shield. *In*: A.J. Bauer (éditeur). Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield. Commission géologique du Canada, étude 70-40, pp. 1-30.

- GRESENS, R.L., 1967 – Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, **2**, pp. 47-65.
- GUHA, J., 1984 – Hydrothermal systems and correlation of mineral deposits in the Chibougamau mining district – an overview. *In* J. Guha et E.H. Chown (éditeurs). Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization. C.I.M. Special Volume no 34, pp. 517-534.
- 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*, **23**, pp. 293-298.
- HÉBERT, C., 1980 – La Dauversière (SW) et Rohault (NW). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DPV-723, 47 p., 1 carte.
- KERRICH, R., 1983 – Geochemistry of Gold Deposits in the Abitibi Greenstone Belt. C.I.M. Special Volume no 27, 75 p.
- KLINE, S.W., 1984 – Metamorphic mineralogy of the Dore Lake Complex in the vicinity of the Grenville Front. *In* J. Guha et E.H. Chown (éditeurs). Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization. C.I.M. Special Volume no 34, pp. 198-211.
- LAUZIÈRE, K – CHOWN, E.H.– SHARMA, K.N.M., (sous presse) – Rapport intérimaire Projet Caopatina ; Secteur du lac Rémick. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.
- McCANN, A.J., 1987 – Campagne d'exploration 1986; Projet Philibert 110981. Rapport géologique, Société Québécoise d'Exploration Minière; GM 45418, 19 p.
- MUELLER, W. – CHOWN, E.H. – SHARMA, K.N.M. – TAIT, L. – ROCHE-LEAU, M. – (en préparation) Paleogeographic and Paleotectonic Evolution of a Basement Controlled Archean Supracrustal Sequence, Chibougamau, Québec.
- PEARCE, J.A., 1975 – Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**, pp. 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*, **19**, pp. 290-300.
- PROULX, M., 1988 – Région du lac Madeleine. *In Travaux sur le terrain 1988*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DV 88-03, pp. 79-81.
- RAMSAY, J.G. – HUBER, M.I., 1983 – The techniques of modern structural geology. Academic Press, Londres, 307 p.
- 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 p.
- SHARMA, K.N.M. – LACOSTE, P., 1981 – Gand (SW) et Lespérance (NW). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP-852 (carte annotée).
- _____ – 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 p.
- 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).
- _____ – 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; MB 87-24, 114 p.
- 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; GM 43737, 19 p.

ANNEXE 1

MÉTHODES D'ANALYSE

Les analyses présentées en annexe 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 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

| Constituant | Technique d'analyse | Limite de détection |
|---|------------------------|---------------------|
| SiO ₂ | SEAP | 0,01% |
| Al ₂ O ₃ | SEAP | 0,01% |
| Fe ₂ O ₃ ^t | SEAP | 0,01% |
| MgO | SEAP | 0,01% |
| CaO | SEAP | 0,01% |
| Na ₂ O | SEAP | 0,01% |
| K ₂ O | SEAP | 0,01% |
| TiO ₂ | SEAP | 0,01% |
| MnO | SEAP | 0,01% |
| P ₂ O ₅ | SEAP | 0,01% |
| PAF | Gravimétrie | 0,01% |
| FeO | Titrage | 0,01% |
| S | Gravimétrie | 0,01% |
| CO ₂ | Gravimétrie | 0,01% |
| H ₂ O+ | Gravimétrie | 0,01% |
| Ba | SEAP | 1 ppm |
| Co | SEAP | 2 ppm |
| Cr | Absorption atomique | 1 ppm |
| Cu | SEAP | 1 ppm |
| Ba | SEAP | 1 ppm |
| Li | SEAP | 1 ppm |
| Ni | SEAP | 1 ppm |
| Pb | SEAP | 12 ppm |
| Sc | SEAP | 1 ppm |
| V | SEAP | 2 ppm |
| Zn | SEAP | 2 ppm |
| Ga | Fluorescence X | 3 ppm |
| Nb | Fluorescence X | 3 ppm |
| Rb | Fluorescence X | 3 ppm |
| Sr | Fluorescence X | 3 ppm |
| Te | Fluorescence X | 10 ppm |
| Y | Fluorescence X | 3 ppm |
| Zr | Fluorescence X | 3 ppm |
| As | Activation neutronique | 1 ppm |
| Au | Activation neutronique | 5 ppb |
| W | Activation neutronique | 1 ppm |
| Ag | Absorption atomique | 0,5 ppm |
| Bi | SEAP | 3 ppm |

SEAP : Spectroscopie d'Émission Au Plasma

Annexe 2 : Composition chimique des échantillons du forage 981-87-39 (Indice Philibert)

| Ech. | 12 | 17 | 18 | 22 | 26 | 29 | 33 | 38 | 45 | 51 | 54 | 60 | 64 | 67 | 70 |
|---|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|
| Litho | 1 | 2 | 3 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 3 | 2 | 3 |
| 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 | 41.3 | 42.6 | 34.8 |
| 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 | 11.5 | 12.3 | 10.0 |
| 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 | 12.80 | 12.70 | 12.10 |
| 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 | 3.00 | 5.74 | 6.28 |
| 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 | 8.15 | 7.78 | 9.76 |
| 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 | 6.50 | 3.26 | 5.49 |
| 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 | 0.11 | 0.92 | 0.11 |
| 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 | 1.45 | 1.12 | 0.99 |
| 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 | 0.24 | 0.21 | 0.24 |
| 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 | 0.18 | 0.10 | < 0.01 |
| 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 | 13.10 | 13.30 | 19.90 |
| 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 | 98.33 | 100.03 | 99.63 |
| FeO | 10.50 | 9.89 | - | 5.49 | 1.06 | - | - | 7.51 | 6.59 | 4.24 | 10.70 | 4.50 | - | 10.00 | 10.30 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.43 | 1.21 | - | 1.06 | 0.39 | - | - | 1.27 | 0.91 | 1.28 | 1.21 | 0.92 | - | 1.59 | 0.65 |
| 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 | 0.66 | 0.04 | 0.11 |
| 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 | 13.30 | 11.80 | 20.90 |
| 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 | 0.40 | 2.28 | 0.38 |
| Ba | 80 | 5 | 257 | 396 | 781 | 109 | 370 | 165 | 196 | 327 | 145 | 30 | 91 | 418 | 38 |
| Ce | 13 | 8 | 7 | 14 | 4 | 14 | 21 | 24 | 4 | 8 | 4 | 26 | 55 | 12 | 10 |
| Co | 38 | 40 | 31 | 27 | 5 | 43 | 57 | 56 | 40 | 27 | 38 | 26 | 37 | 48 | 54 |
| Cr | 111 | 185 | 121 | 221 | 182 | 151 | 248 | 332 | 255 | 149 | 141 | 201 | 59 | 78 | 91 |
| Cu | 46 | 101 | 119 | 19 | < 1 | 120 | 677 | 141 | 68 | 36 | 88 | 99 | 227 | 130 | 80 |
| La | 4 | 2 | 6 | 11 | 5 | 3 | 13 | 21 | 11 | 5 | 8 | 12 | 26 | < 2 | 5 |
| Li | 18 | 33 | 8 | 35 | 39 | 40 | 18 | 36 | 34 | 19 | 11 | 5 | < 1 | 21 | < 1 |
| Nd | 140 | 100 | 105 | 40 | 25 | 90 | 40 | 45 | 65 | 55 | 175 | 40 | 135 | 100 | 65 |
| Ni | 26 | 95 | 30 | 112 | 92 | 86 | 150 | 170 | 116 | 87 | 96 | 79 | 7 | 47 | 64 |
| Pb | < 12 | < 12 | < 12 | 25 | 15 | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 | 17 | < 12 | 14 | 14 | < 12 | < 12 |
| Sc | 48 | 35 | 29 | 19 | 9 | 35 | 15 | 18 | 14 | 12 | 35 | 11 | 10 | 38 | 33 |
| V | 398 | 259 | 193 | 119 | 80 | 287 | 99 | 108 | 94 | 89 | 289 | 35 | 187 | 269 | 119 |
| Zn | 38 | 37 | 25 | 19 | 6 | 63 | 94 | < 2 | < 2 | < 2 | 18 | < 2 | 23 | 34 | 20 |
| Ga | 38 | 22 | 30 | 24 | 22 | 27 | 20 | 23 | 22 | 22 | 23 | 18 | 27 | 26 | 20 |
| Nb | 7 | 6 | 8 | 7 | 8 | 7 | 7 | 7 | 6 | 6 | 5 | 5 | 29 | 5 | < 3 |
| Rb | < 3 | < 3 | 29 | 32 | 53 | 5 | 47 | 20 | 33 | 48 | 12 | < 3 | < 3 | 24 | < 3 |
| Sr | 100 | 100 | 430 | 140 | 420 | 280 | 180 | 130 | 180 | 380 | 990 | 470 | 940 | 580 | 1300 |
| Y | 44 | 30 | 39 | 12 | 8 | 31 | 10 | 15 | 13 | 8 | 38 | 9 | 27 | 30 | 26 |
| Zr | 100 | 71 | 120 | 110 | 140 | 91 | 96 | 110 | 110 | 110 | 150 | 110 | 190 | 100 | 130 |
| As | 4 | < 1 | 10 | 2 | < 1 | 2 | 2 | < 1 | < 1 | 1 | 2 | < 1 | 2 | 5 | 3 |
| Au | < 5 | < 5 | 540 | 7 | 18 | 10 | 73 | < 5 | 15 | 7 | 10 | 47 | 180 | 6 | 43 |
| W | < 1 | < 1 | 10 | 5 | 2 | 7 | 5 | 1 | 3 | 3 | 36 | 12 | 98 | 6 | 54 |

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

Annexe 2 (suite) : Composition chimique des échantillons du forage 981-87-39 (Indice Philibert)

| Ech. | 77 | 83 | 86 | 88 | 89 | 91 | 93 | 97 | 100 | 103 | 107 | 116 | 121 | 127 | 132 |
|---|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|
| Litho | 2 | 3 | 3 | 3 | 3 | 5 | 3 | 3 | 3 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 |
| SiO ₂ | 42.3 | 37.2 | 39.0 | 46.4 | 42.3 | 59.6 | 45.9 | 47.0 | 52.2 | 41.5 | 42.3 | 44.2 | 43.0 | 46.2 | 47.8 |
| Al ₂ O ₃ | 13.5 | 14.6 | 8.8 | 9.6 | 9.9 | 16.1 | 10.0 | 11.4 | 9.3 | 13.1 | 13.6 | 14.3 | 13.5 | 14.9 | 14.9 |
| Fe ₂ O ₃ ¹ | 10.70 | 12.00 | 8.30 | 13.00 | 15.90 | 3.30 | 14.00 | 13.50 | 11.40 | 12.50 | 12.90 | 12.50 | 13.80 | 13.90 | 13.00 |
| MgO | 6.05 | 6.72 | 4.60 | 2.01 | 2.38 | 1.26 | 1.76 | 2.36 | 2.03 | 5.19 | 5.63 | 6.91 | 6.67 | 6.57 | 6.22 |
| CaO | 8.05 | 8.60 | 13.10 | 7.10 | 7.92 | 3.51 | 6.44 | 7.09 | 6.75 | 10.60 | 8.43 | 7.51 | 7.51 | 4.20 | 8.92 |
| Na ₂ O | 2.81 | 4.53 | 5.03 | 5.43 | 5.51 | 6.11 | 5.52 | 5.73 | 4.91 | 1.21 | 3.73 | 3.12 | 2.46 | 3.41 | 2.93 |
| K ₂ O | 1.10 | 0.63 | 0.11 | 0.05 | 0.10 | 1.81 | 0.04 | 0.18 | 0.18 | 1.92 | 0.09 | 0.75 | 0.27 | 1.24 | 0.18 |
| TiO ₂ | 1.06 | 1.35 | 0.82 | 2.11 | 2.62 | 0.60 | 1.83 | 2.06 | 1.53 | 1.40 | 1.43 | 1.21 | 1.42 | 1.58 | 1.42 |
| MnO | 0.15 | 0.22 | 0.20 | 0.22 | 0.27 | 0.06 | 0.22 | 0.23 | 0.21 | 0.17 | 0.17 | 0.18 | 0.16 | 0.17 | 0.21 |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | 0.07 | < 0.01 | 0.01 | 0.16 | 0.33 | 0.17 | 0.20 | 0.33 | 0.11 | 0.12 | 0.10 | 0.12 | 0.12 | 0.12 |
| PAF | 13.90 | 14.50 | 19.00 | 12.30 | 11.50 | 5.68 | 12.50 | 9.54 | 10.20 | 11.30 | 10.20 | 8.78 | 9.19 | 6.38 | 1.71 |
| Total | 99.69 | 100.42 | 98.94 | 98.25 | 98.58 | 98.36 | 98.35 | 99.29 | 99.01 | 99.00 | 98.60 | 99.56 | 98.10 | 98.67 | 97.41 |
| FeO | 8.82 | 9.73 | 7.28 | - | - | - | - | - | - | 10.60 | 10.00 | 7.78 | 11.50 | 11.50 | 9.48 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.90 | 1.19 | 0.21 | - | - | - | - | - | - | 0.72 | 1.79 | 3.85 | 1.02 | 1.12 | 2.47 |
| S | < 0.01 | 0.11 | 0.10 | 4.11 | 0.91 | 0.34 | 6.27 | 1.08 | 0.79 | < 0.01 | < 0.01 | 0.03 | 0.12 | < 0.01 | 0.03 |
| CO ₂ | 11.80 | 12.80 | 19.80 | 10.90 | 12.20 | 5.02 | 8.58 | 9.31 | 10.10 | 8.14 | 7.41 | 6.38 | 6.38 | 3.45 | 0.30 |
| H ₂ O+ | 2.67 | 2.72 | 0.85 | 0.29 | 0.15 | 0.91 | 0.64 | 0.29 | 1.69 | 2.83 | 2.92 | 2.86 | 3.12 | 2.55 | 2.45 |
| Ba | 258 | 215 | 46 | 42 | 94 | 1400 | 19 | 139 | 136 | 802 | 16 | 98 | 77 | 165 | 36 |
| Ce | 14 | 12 | 12 | 20 | 19 | 155 | 18 | 20 | 28 | 11 | 18 | 10 | 12 | 12 | 11 |
| Co | 43 | 52 | 42 | 26 | 30 | 8 | 45 | 23 | 20 | 39 | 43 | 45 | 46 | 42 | 42 |
| Cr | 101 | 90 | 52 | 4 | 4 | 4 | 4 | 1 | 1 | 134 | 109 | 98 | 121 | 170 | 160 |
| Cu | 122 | 166 | 96 | 70 | 51 | 14 | 25 | 40 | 38 | 53 | 81 | 79 | 73 | 49 | 111 |
| La | < 2 | < 2 | 6 | 9 | 7 | 71 | 6 | 7 | 11 | 5 | 8 | 5 | 5 | 5 | 4 |
| Li | 31 | 22 | 2 | 2 | 2 | 24 | 2 | 6 | 2 | 59 | 46 | 53 | 49 | 58 | 23 |
| Nd | 65 | 60 | 25 | 75 | 85 | 90 | 50 | 50 | 65 | 40 | 45 | 35 | 40 | 45 | 35 |
| Ni | 50 | 51 | 67 | 10 | 8 | 8 | 5 | 9 | 5 | 73 | 80 | 144 | 81 | 94 | 90 |
| Pb | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 |
| Sc | 37 | 39 | 30 | 31 | 38 | 4 | 20 | 37 | 26 | 34 | 35 | 31 | 39 | 41 | 36 |
| V | 255 | 259 | 121 | 165 | 221 | 39 | 98 | 158 | 148 | 260 | 281 | 238 | 295 | 289 | 277 |
| Zn | < 2 | 24 | 72 | 115 | 95 | 47 | 36 | 75 | 62 | 72 | 88 | 93 | 74 | 180 | 95 |
| Ga | 26 | 26 | 10 | 36 | 27 | 15 | 46 | 22 | 12 | 17 | 19 | 8 | 19 | 15 | 20 |
| Nb | 7 | 7 | < 3 | 7 | 10 | 7 | 9 | 7 | 7 | 5 | 8 | 6 | 8 | 7 | 8 |
| Rb | 36 | 20 | < 3 | < 3 | 5 | 39 | 3 | 5 | 4 | 62 | < 3 | 21 | 10 | 53 | 5 |
| Sr | 430 | 580 | 1900 | 700 | 790 | 810 | 490 | 660 | 830 | 190 | 160 | 160 | 160 | 85 | 200 |
| Y | 28 | 32 | 21 | 56 | 58 | 15 | 56 | 59 | 55 | 34 | 48 | 32 | 42 | 31 | 42 |
| Zr | 94 | 120 | 170 | 170 | 190 | 200 | 170 | 190 | 190 | 89 | 95 | 81 | 93 | 89 | 92 |
| As | < 1 | 6 | 6 | 110 | 20 | 3 | 250 | 1 | 5 | < 1 | 2 | 1 | 1 | < 1 | 2 |
| Au | 11 | 7 | 80 | 5300 | 660 | 23 | 12000 | 440 | 2200 | 27 | 16 | 23 | < 5 | 7 | 6 |
| W | 2 | 3 | 49 | 60 | 78 | 10 | 60 | 60 | 60 | 8 | 16 | 3 | 27 | 1 | 3 |

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

**Annexe 3 : Composition chimique des échantillons du forage 981-87-46
(Indice Philibert)**

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

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

**Annexe 3 (suite) : Composition chimique des échantillons du forage
981-87-46 (Indice Philibert)**

| Ech. | 76 | 79 | 83 | 86 | 91 | 97 | 106 | 115 | 122 | 130 | 143 |
|---|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|
| Litho | 3 | 3 | 5 | 6 | 3 | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 | 1 |
| SiO ₂ | 44.6 | 30.9 | 56.1 | - | 42.2 | 36.1 | 41.8 | 41.9 | 41.3 | 48.9 | 48.6 |
| Al ₂ O ₃ | 10.5 | 6.9 | 15.3 | - | 14.6 | 9.4 | 16.3 | 14.3 | 12.9 | 13.9 | 11.8 |
| Fe ₂ O ₃ [†] | 8.71 | 14.00 | 3.67 | - | 6.51 | 8.16 | 8.33 | 8.78 | 11.60 | 12.40 | 19.10 |
| MgO | 3.61 | 7.84 | 1.54 | - | 5.02 | 13.70 | 5.15 | 6.11 | 7.03 | 5.79 | 5.11 |
| CaO | 8.97 | 11.50 | 5.75 | - | 10.20 | 10.00 | 11.20 | 9.80 | 10.20 | 9.40 | 8.31 |
| Na ₂ O | 5.90 | 3.48 | 6.13 | - | 2.50 | 0.98 | 2.63 | 2.37 | 1.95 | 3.84 | 3.06 |
| K ₂ O | 0.05 | 0.24 | 1.70 | - | 1.90 | 2.34 | 0.34 | 0.57 | 0.48 | 0.13 | 0.16 |
| TiO ₂ | 1.08 | 1.84 | 0.57 | - | 0.72 | 0.75 | 0.85 | 0.86 | 0.86 | 1.16 | 2.22 |
| MnO | 0.14 | 0.21 | 0.06 | - | 0.14 | 0.15 | 0.14 | 0.15 | 0.17 | 0.20 | 0.24 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0.10 | 0.49 | - | < 0.01 | 0.22 | 0.05 | 0.07 | 0.06 | 0.08 | 0.12 |
| PAF | 14.70 | 22.90 | 7.08 | - | 15.90 | 17.50 | 13.10 | 14.00 | 11.60 | 2.48 | 1.12 |
| Total | 98.27 | 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 | 1.66 | 0.28 | 0.19 | 0.30 | 0.61 | < 0.01 | < 0.01 | < 0.01 | 0.17 | < 0.01 | 0.06 |
| CO ₂ | 13.60 | 23.70 | 6.23 | 2.01 | 13.30 | 14.80 | 11.50 | 12.00 | 7.99 | 1.72 | 0.68 |
| H ₂ O+ | 0.28 | 0.34 | 1.03 | 0.22 | 2.09 | 2.72 | 1.90 | 2.25 | 4.10 | 1.74 | 1.71 |
| Ba | 68 | 118 | 2500 | 33 | 267 | 1100 | 37 | 78 | 62 | 47 | 25 |
| Ce | 41 | 32 | 202 | < 3 | 7 | 65 | < 3 | 6 | 7 | 7 | 19 |
| Co | 30 | 56 | 8 | 5 | 23 | 38 | 23 | 29 | 42 | 35 | 42 |
| Cr | 185 | 588 | 55 | 49 | 437 | 473 | 378 | 287 | 226 | 100 | 40 |
| Cu | 123 | 238 | 2 | 5 | < 1 | 56 | 27 | 31 | 149 | 71 | 220 |
| La | 18 | 15 | 107 | < 2 | < 2 | 30 | < 2 | 3 | < 2 | 3 | 5 |
| Li | < 1 | 1 | 25 | 4 | 23 | 70 | 83 | 38 | 43 | 18 | 15 |
| Nd | 50 | 90 | 125 | < 25 | 45 | 70 | 70 | 45 | 55 | 55 | 165 |
| Ni | 23 | 240 | 11 | 18 | 46 | 270 | 60 | 54 | 85 | 33 | 18 |
| Pb | 13 | < 12 | 17 | 2700 | 17 | < 12 | 18 | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 |
| Sc | 11 | 26 | 4 | 2 | 35 | 21 | 28 | 32 | 42 | 56 | 50 |
| V | 63 | 185 | 35 | 12 | 113 | 107 | 182 | 195 | 238 | 309 | 783 |
| Zn | 108 | 26 | 8 | < 2 | < 2 | 10 | 6 | 68 | 112 | 39 | 44 |
| Ga | 37 | 22 | 26 | 6 | 21 | 15 | 20 | 20 | 24 | 30 | 32 |
| Nb | 20 | 20 | 8 | < 3 | 6 | 9 | 7 | 8 | 6 | 8 | 9 |
| Rb | < 3 | 6 | 38 | < 3 | 55 | 91 | 7 | 14 | 16 | < 3 | < 3 |
| Sr | 1300 | 1100 | 510 | 95 | 250 | 940 | 200 | 240 | 110 | 110 | 98 |
| Y | 19 | 23 | 15 | < 3 | 19 | 18 | 21 | 23 | 25 | 36 | 53 |
| Zr | 190 | 160 | 180 | 15 | 68 | 170 | 55 | 63 | 57 | 84 | 140 |
| As | 31 | 9 | 2 | 5 | 14 | < 1 | < 1 | < 1 | 2 | 3 | 2 |
| Au | 500 | 150 | 9 | 42 | 62 | 7 | 8 | 6 | 5 | < 5 | 13 |
| W | 57 | 42 | 4 | 3 | 7 | 6 | 5 | 10 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Ag | < 0.5 | < 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 | < 3 |
| B | 2 | 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

Annexe 4 : Composition chimique des échantillons du forage M-81-9 (Indice du Lac Meston)

| Ech. | 19 | 28 | 45 | 51 | 63 | 69 | 71 | 72 | 73 | 76 | 78 | 84 | 88 | 92 | 99 | 120 | 128.5 | 146 | |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|------|-------|-------|-------|---|
| Litho | 1 | 2 | 4 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 3 | 3 | 3 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 3 | 2 |
| 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 | 63.6 | 67.9 | 66.1 | 62.4 | 65.4 | 65.1 | |
| Al ₂ O ₃ | 15.1 | 15.9 | 10.1 | 14.6 | 14.4 | 14.9 | 15.0 | 15.4 | 9.52 | 14.4 | 14.0 | 15.6 | 14.3 | 13.3 | 13.7 | 15.7 | 13.6 | 15.5 | |
| 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 | 2.60 | 2.02 | 2.02 | 2.17 | 1.92 | 2.42 | |
| 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 | 1.14 | 0.89 | 1.12 | 1.24 | 0.91 | 1.18 | |
| 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 | 3.32 | 3.01 | 3.16 | 3.79 | 4.01 | 2.48 | |
| 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 | 6.96 | 7.02 | 6.22 | 7.17 | 6.03 | 5.60 | |
| 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 | 0.72 | 0.36 | 0.76 | 1.01 | 0.95 | 2.07 | |
| 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 | 0.27 | 0.23 | 0.27 | 0.30 | 0.29 | 0.30 | |
| 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 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | |
| 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 | 0.09 | 0.07 | 0.08 | 0.08 | 0.09 | 0.09 | |
| PAF | 3.81 | 5.59 | 14.8 | 5.44 | 4.93 | 5.64 | 5.40 | 5.64 | 3.32 | 4.77 | 4.63 | 4.34 | 5.04 | 3.77 | 4.33 | 5.14 | 4.88 | 3.78 | |
| 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 | 98.08 | 98.61 | 97.8 | 99.05 | 98.12 | 98.56 | |
| FeO | 1.95 | - | - | 1.75 | 1.17 | 1.61 | 1.41 | - | - | - | - | - | - | 1.04 | - | 1.23 | - | 1.00 | |
| Fe ₂ O ₃ | 0.64 | - | - | 0.67 | 1.09 | 0.53 | 0.73 | - | - | - | - | - | - | 0.86 | - | 0.8 | - | 1.31 | |
| 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 | 0.74 | < 0.01 | 0.28 | 0.08 | 0.28 | 0.07 | |
| CO ₂ | 2.89 | 5.50 | 11.9 | 5.17 | 4.47 | 5.02 | 4.88 | 5.57 | 3.15 | 4.36 | 4.22 | 3.67 | 4.51 | 3.74 | 3.89 | 4.84 | 4.47 | 2.82 | |
| 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 | 0.67 | 0.43 | 0.39 | 0.54 | 0.69 | 1.10 | |
| Ba | 374 | 373 | 263 | 438 | 518 | 642 | 560 | 622 | 244 | 572 | 640 | 1100 | 578 | 321 | 588 | 538 | 465 | 525 | |
| Ce | 9 | 12 | < 3 | 13 | 20 | 16 | 20 | 20 | 14 | 15 | 21 | 22 | 17 | 13 | 20 | 21 | 16 | 22 | |
| Co | 7 | 14 | 30 | 7 | 5 | 9 | 7 | 7 | 5 | 7 | 7 | 6 | 11 | 6 | 7 | 8 | 8 | 9 | |
| Cr | 8 | 4 | 680 | 20 | 20 | 11 | 16 | 8 | < 1 | 28 | 28 | 34 | 36 | 20 | 16 | 20 | 20 | 20 | |
| Cu | 31 | 108 | 56 | 19 | 6 | 7 | 7 | 33 | 23 | 28 | 43 | 13 | 22 | 3 | 11 | 6 | 13 | 6 | |
| La | 5 | 6 | < 2 | 6 | 11 | 9 | 11 | 10 | 7 | 8 | 10 | 8 | 10 | 7 | 9 | 9 | 9 | 12 | |
| Li | 10 | 7 | 23 | 5 | 5 | 6 | 6 | 3 | < 1 | 2 | 1 | 5 | 2 | 2 | 3 | 3 | 5 | 10 | |
| Ni | 15 | 17 | 91 | 13 | 13 | 17 | 15 | 16 | 10 | 16 | 18 | 19 | 20 | 15 | 15 | 18 | 18 | 21 | |
| Pb | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 | < 12 | < 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 | 4 | 3 | 3 | 4 | 4 | 5 | |
| V | 51 | 62 | 167 | 54 | 36 | 43 | 37 | 41 | 16 | 31 | 28 | 50 | 33 | 51 | 29 | 41 | 42 | 42 | |
| Zn | 61 | 248 | 56 | 49 | 53 | 50 | 46 | 50 | 621 | 56 | 52 | 53 | 46 | 35 | 42 | 46 | 43 | 43 | |
| Ga | 20 | 22 | 17 | 19 | 15 | 22 | 16 | 23 | 9 | 17 | 21 | 23 | 24 | 33 | 20 | 16 | 17 | 17 | |
| Nb | 5 | 5 | 4 | 5 | < 3 | 6 | 6 | 3 | 4 | 4 | 4 | 6 | 5 | 5 | < 3 | 3 | 5 | 4 | |
| Rb | 21 | 28 | 110 | 34 | 28 | 49 | 45 | 21 | 6 | 24 | 19 | 43 | 21 | 9 | 22 | 34 | 31 | 54 | |
| Sr | 500 | 350 | 180 | 440 | 740 | 440 | 510 | 700 | 420 | 620 | 570 | 380 | 480 | 390 | 590 | 590 | 540 | 510 | |
| Y | 9 | 8 | 12 | 7 | 3 | 5 | 8 | 7 | 4 | 5 | 6 | 9 | 8 | 5 | 5 | 3 | 7 | 4 | |
| Zr | 110 | 110 | 40 | 110 | 120 | 90 | 110 | 130 | 77 | 110 | 110 | 100 | 110 | 84 | 99 | 110 | 110 | 100 | |
| As | < 1 | 2 | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | |
| Au | < 5 | 23 | 300 | < 5 | 350 | 7 | < 5 | 1500 | 17 | 1900 | 4100 | 3300 | 3400 | 15 | 520 | < 5 | 1100 | 9 | |
| W | < 1 | 3 | 7 | 3 | 9 | 4 | 3 | 11 | 15 | 26 | 17 | 15 | 14 | < 1 | 8 | 3 | 10 | < 1 | |
| Bi | < 3 | < 3 | < 3 | < 3 | < 3 | < 3 | < 3 | < 3 | 13 | < 3 | 5 | < 3 | 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 "fraiche", (2) Tonalite rose ± cisailée, (3) Tonalite rose minéralisée, (4) Basalte cisailé

Annexe 5 : Composition chimique des échantillons du forage LaD-87-3 (Indice La Dauversière 1)

| Ech. | 18 | 27 | 32 | 33.2 | 33.45 | 34.1 | 34.65 | 36 | 46 | 58 | 66 | 68 | 69 | 71 | 72 | 73 | 74 | 78 |
|---|--------|--------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|
| Litho | 2 | 2 | 4 | 5 | 4 | 4 | 4 | 3 | 2 | 2 | 3 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 3 | 3 |
| SiO ₂ | 43.9 | 48.4 | 30.3 | - | 40.4 | 42.0 | 58.1 | 48.4 | 46.0 | 38.3 | 56.6 | 54.6 | 59.5 | 57.6 | 55.9 | 59.6 | 63.1 | 56.6 |
| 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 | 14.2 | 15.3 | 15.2 | 16.0 | 15.6 | 14.7 |
| Fe ₂ O ₃ ^t | 11.6 | 11.0 | 9.70 | - | 9.64 | 9.24 | 4.46 | 6.64 | 10.6 | 13.9 | 8.37 | 8.07 | 6.77 | 7.71 | 9.54 | 7.21 | 7.53 | 7.24 |
| MgO | 6.91 | 5.54 | 6.09 | - | 5.33 | 4.79 | 2.24 | 3.34 | 4.13 | 7.67 | 2.58 | 3.05 | 2.08 | 1.81 | 1.89 | 1.74 | 1.85 | 2.74 |
| CaO | 11.3 | 9.73 | 14.7 | - | 12.6 | 11.5 | 6.94 | 12.8 | 10.8 | 9.65 | 6.77 | 7.74 | 6.88 | 4.95 | 5.7 | 5.82 | 5.55 | 7.18 |
| 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 | 1.96 | 1.59 | 1.87 | 1.99 | 2.30 | 3.34 |
| 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 | 1.42 | 2.26 | 2.16 | 1.79 | 0.68 | 0.86 |
| TiO ₂ | 0.71 | 0.80 | 0.68 | - | 0.67 | 0.63 | 0.35 | 0.50 | 0.72 | 0.84 | 0.95 | 0.86 | 0.77 | 0.84 | 0.86 | 0.91 | 0.87 | 0.82 |
| MnO | 0.21 | 0.18 | 0.24 | - | 0.19 | 0.18 | 0.12 | 0.19 | 0.18 | 0.18 | 0.12 | 0.14 | 0.10 | 0.11 | 0.11 | 0.11 | 0.10 | 0.12 |
| 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 | 0.18 | 0.22 | 0.20 | 0.23 | 0.23 | 0.31 |
| PAF | 7.87 | 3.99 | 21.1 | - | 14.3 | 13.9 | 10.7 | 15.2 | 7.73 | 8.63 | 3.63 | 5.20 | 4.97 | 5.70 | 6.26 | 4.07 | 1.99 | 4.61 |
| Total | 99.89 | 100.08 | 99.84 | - | 99.95 | 99.67 | 98.78 | 99.65 | 98.65 | 98.05 | 99.48 | 98.78 | 98.83 | 98.09 | 99.69 | 99.47 | 99.8 | 98.52 |
| FeO | 9.06 | 8.18 | 8.02 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 5.18 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.53 | 1.91 | 0.79 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1.48 |
| 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 | 0.87 | 2.24 | 3.23 | 1.31 | 0.41 | 0.12 |
| CO ₂ | 7.26 | 2.79 | 20.0 | 7.30 | 11.8 | 11.8 | 10.3 | 14.6 | 6.19 | 6.29 | 1.29 | 3.47 | 3.53 | 3.45 | 3.70 | 2.86 | 0.73 | 3.78 |
| 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 | 1.75 | 1.90 | 1.49 | 1.57 | 1.33 | 1.61 |
| Ba | 42 | 38 | 98 | 42 | 64 | 92 | 144 | 89 | 218 | 93 | 322 | 259 | 288 | 449 | 425 | 379 | 223 | 290 |
| Ce | < 3 | < 3 | < 3 | < 3 | < 3 | 4 | 5 | 9 | 5 | 7 | 28 | 45 | 32 | 44 | 29 | 41 | 48 | 64 |
| Co | 49 | 49 | 24 | 24 | 40 | 37 | 36 | 30 | 46 | 67 | 39 | 31 | 19 | 36 | 52 | 19 | 23 | 23 |
| Cr | 292 | 312 | 245 | 71 | 240 | 246 | 117 | 222 | 286 | 338 | 68 | 81 | 60 | < 8 | 16 | 16 | < 8 | 83 |
| Cu | 81 | 85 | 24 | 85 | 71 | 82 | 77 | 94 | 130 | 113 | 204 | 96 | 72 | 76 | 100 | 65 | 114 | 70 |
| La | < 2 | 3 | < 2 | 3 | < 2 | 4 | 6 | 9 | 4 | 3 | 15 | 24 | 17 | 23 | 14 | 23 | 26 | 31 |
| Li | 32 | 30 | 50 | 13 | 33 | 30 | 45 | 40 | 28 | 48 | 34 | 40 | 44 | 29 | 37 | 38 | 31 | 46 |
| Ni | 180 | 197 | 77 | 66 | 136 | 95 | 63 | 124 | 133 | 233 | 94 | 68 | 40 | 15 | 46 | 9 | 9 | 33 |
| Sc | 38 | 39 | 29 | 17 | 31 | 28 | 19 | 31 | 42 | 43 | 23 | 23 | 17 | 12 | 13 | 14 | 15 | 18 |
| V | 231 | 247 | 184 | 88 | 179 | 153 | 136 | 191 | 262 | 280 | 205 | 177 | 152 | 127 | 135 | 132 | 131 | 143 |
| Zn | 104 | 74 | 52 | 32 | 88 | 63 | 3 | 3 | 57 | 179 | 55 | 71 | 11 | 12 | 30 | 65 | 157 | 61 |
| Ga | 13 | 14 | 7 | < 3 | 8 | 11 | 15 | 13 | 16 | 18 | 22 | 19 | 16 | 18 | 18 | 21 | 20 | 17 |
| Nb | 8 | 6 | 6 | 6 | 6 | 6 | 3 | < 3 | 3 | 5 | 8 | 6 | 8 | 9 | 8 | 8 | 7 | 7 |
| Rb | 8 | 5 | 23 | 7 | 13 | 15 | 28 | 19 | 33 | 19 | 36 | 38 | 51 | 67 | 65 | 54 | 25 | 33 |
| Sr | 95 | 100 | 100 | 38 | 96 | 100 | 140 | 120 | 120 | 100 | 160 | 190 | 150 | 140 | 140 | 200 | 200 | 260 |
| Y | 8 | 9 | < 3 | < 3 | 6 | 5 | 7 | 13 | 18 | 21 | 20 | 16 | 17 | 19 | 14 | 19 | 20 | 18 |
| Zr | 44 | 44 | 38 | 16 | 37 | 43 | 67 | 44 | 49 | 58 | 150 | 130 | 140 | 170 | 160 | 170 | 180 | 150 |
| As | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | 1 | 6 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | 2 | 24 | 20 | 2 | < 1 | < 1 |
| Au | 31 | 11 | 110 | 2800 | 100 | 25 | 32 | 48 | 13 | 27 | 49 | 1500 | 330 | 1900 | 1200 | 43 | 5 | < 1 |
| Br | < 1 | 2 | 9 | 7 | 20 | 25 | < 1 | 6 | < 1 | < 1 | 10 | 2 | 6 | 1 | < 1 | 1 | 7 | 7 |
| W | < 1 | < 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 5 | < 1 | < 1 | 1 | 4 | 4 | 7 | 18 | 2 | < 1 | < 1 |
| B | 6 | 21 | 42 | 20 | 19 | 914 | 520 | 685 | 135 | 3 | 474 | 306 | 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