

# MB 95-50

ETUDE STRUCTURALE ET METALLOGENIQUE DU COULOIR DE DEFORMATION DE FANCAMP (PHASE 1)

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 

# Étude structurale et métallogénique du couloir de déformation de Fancamp (Phase 1)

Cette étude s'est effectuée en coopération avec le Centre d'études sur les ressources minérales de l'UQAC

**Marc I. Legault  
Jean-François Couture  
Réal Daigneault**



Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires à l'auteur de la part de Claude Dion avant la remise de la version finale au ministère.

**MB 95-50**

**1995**



Gouvernement du Québec  
Ministère des Ressources naturelles  
Secteur des mines

# RÉSUMÉ

Le projet Fancamp, impliquant Corporation Minière Métall, le MRNQ et l'UQAC, s'inscrit dans le cadre d'une étude doctorale à l'UQAC. Ce projet vise à déterminer les caractéristiques structurales et métallogéniques du couloir de déformation de Fancamp. La région étudiée est située dans le canton Fancamp à environ 30 km au sud de Chibougamau. Elle couvre la partie NW du feuillet SNRC 32G/09 et la partie SE du feuillet 32G/10.

Les roches volcaniques de la région appartiennent au Groupe de Roy qui comprend la Formation d'Obatogamau (basalte et gabbro) à la base, surmontée par les Formations de Waconichi (volcanoclastites) et de Gilman (basalte et gabbro). Ces roches sont recoupées par les plutons de La Dauversière, de Verneuil et de Muscocho, et par le stock de Chico. Le métamorphisme régional est au faciès des schistes verts sauf en bordure des plutons où il atteint le faciès amphibolite. L'orientation de la schistosité régionale varie grosso-modo de NE-SW dans la partie ouest de la région à E-W dans la partie est.

Le couloir de déformation de Fancamp, orienté NE-SW, recoupe la schistosité régionale. Il s'étend sur plus de 15 km de longueur avec une puissance variant entre 200 et 1000 m. Il passe entre les plutons de La Dauversière et de Verneuil au SE, et de Muscocho et de Chico au NW. Cinq sections transversales ont été effectuées afin de caractériser les variations structurales à l'approche du corridor. Le corridor se manifeste soit par le développement d'un clivage de crénulation, par l'intensification et la rotation de la schistosité régionale et par la présence de cisaillements ductiles-cassants anastomosés. Plusieurs minéralisations en or sont spatialement associées au couloir de Fancamp dont la zone Chevrier (8.0 Mt à 2 g/t Au) et la zone Chevrier Sud.

Les levés de terrain ont également permis d'effectuer l'échantillonnage 1) de dykes felsiques, qui sont spatialement associés à plusieurs indices minéralisés 2) des plutons avoisinants et 3) des roches volcanoclastiques. Les analyses géochimiques démontrent que le pluton syn-volcanique de La Dauversière est distinct des plutons syn-tectoniques de Verneuil, Chico et Muscocho. De plus le pluton de La Dauversière semble être comagmatique avec les volcanoclastites intermédiaires à felsiques et la plupart des dykes felsiques échantillonnés.

L'examen et échantillonnage préliminaire des indices minéralisés dans la région à l'étude ont permis de se familiariser avec les divers types de minéralisation retrouvés dans la région en vue d'une étude plus détaillée prévue à l'été 1995. Plusieurs indices aurifères sont reliés spatialement au couloir de Fancamp, mais l'orientation et la déformation de certaines structures minéralisées semblent indiquer que la plupart des indices se sont formés avant ou lors d'événements de déformation précoces.

# TABLE DES MATIÈRES

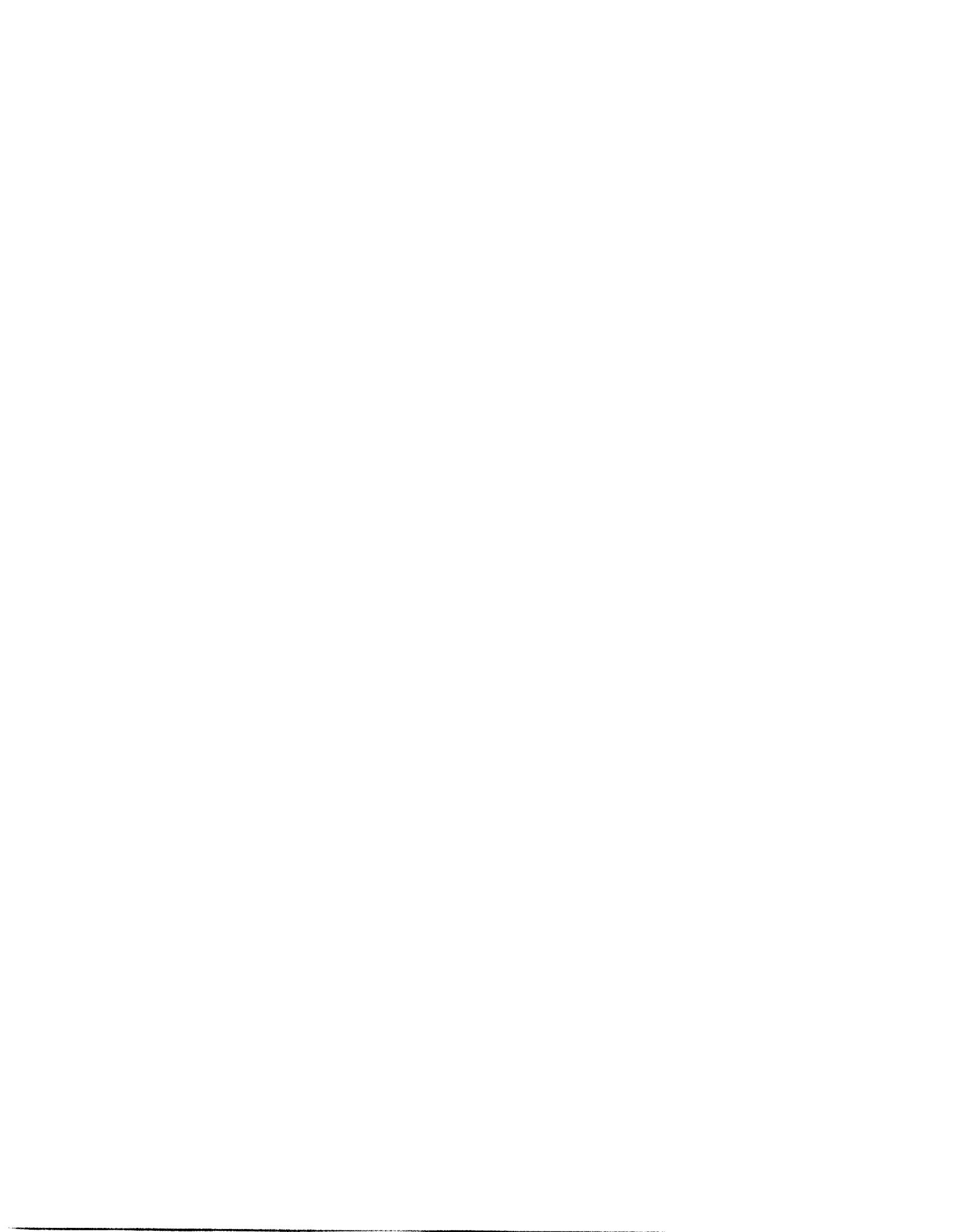
<b>1.0. INTRODUCTION.....</b>	<b>1</b>
<b>2.0. PROBLÉMATIQUE.....</b>	<b>1</b>
<b>3.0 GÉOLOGIE RÉGIONALE .....</b>	<b>3</b>
<b>4.0. GÉOLOGIE LOCALE.....</b>	<b>3</b>
4.1. ROCHES VOLCANIQUES MAFIQUES.....	6
4.2. FILONS-COUCHES MAFIQUES .....	7
4.3. ROCHES VOLCANIQUES FELSIQUES À INTERMÉDIAIRES.....	7
4.4. PLUTONS .....	10
4.5. DYKES FELSIQUES .....	17
<b>5.0. STRUCTURE.....</b>	<b>20</b>
5.1. DÉFORMATION SOUPLE.....	22
5.1.1. <i>Attitude des plans de stratification</i> .....	22
5.1.2. <i>Regard structural</i> .....	22
5.1.3. <i>Indice de déformation (ID)</i> .....	25
5.2. TRAVERSE A.....	25
5.3. TRAVERSE B.....	27
5.4. TRAVERSE C.....	29
5.5. TRAVERSE D.....	29
5.6. TRAVERSE E.....	32
<b>6.0. MINÉRALISATION .....</b>	<b>34</b>
6.1. EAST SHOWING.....	34
6.2. WEST SHOWING.....	37
6.3. RO SHOWING .....	39
6.4. L'INDICE LIPSETT.....	40
6.5. L'INDICE COYOTE .....	42
6.6. L'INDICE DES TRANCHÉES .....	42
6.7. LA ZONE CHEVRIER.....	43
6.8. LA ZONE CHEVRIER SUD .....	46
6.9. L'INDICE MURGOR B .....	48
6.10. L'INDICE MURGOR C .....	53
6.11. L'INDICE DU LAC BAKER.....	55
<b>7.0. SOMMAIRE.....</b>	<b>56</b>
<b>8.0. CONCLUSIONS .....</b>	<b>60</b>
<b>REMERCIEMENTS .....</b>	<b>60</b>
<b>RÉFÉRENCES.....</b>	<b>60</b>

# LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Localisation de la région à l'étude.....	2
Figure 2 : Carte géologique de la région de Chibougamau.....	4
Figure 3 : Carte géologique sommaire de la région de la faille de Fancamp.....	5
Figure 4 : Localisation des échantillons de plutons, de dyke felsique et de volcanoclastite.....	8
Figure 5 : Diagrammes de SiO <sub>2</sub> versus Zr/TiO <sub>2</sub> et Y versus Zr pour des échantillons de volcanoclastite.....	9
Figure 6 : Diagramme modal Q(quartz)-A(feldspath alcalins)-P(plagioclase) pour les plutons.....	11
Figure 7 : Diagrammes des compositions chimiques des plutons.....	13
Figure 8 : Diagramme FeO/MgO versus Sr pour les plutons.....	14
Figure 9 : Diagramme Sr normalisé à 1.25% poids CaO versus CaO.....	15
Figure 10 : Diagrammes de Harker pour les oxydes majeurs des plutons.....	16
Figure 11 : Diagrammes des compositions chimiques des dykes felsiques.....	18
Figure 12 : Diagramme FeO/MgO versus Sr pour les dykes felsiques.....	19
Figure 13 : Diagrammes de FeO/MgO versus Sr et de Sr <sub>1,25</sub> versus CaO pour les volcanoclastites.....	21
Figure 14 : Basalte coussiné de l'affleurement 1046.....	23
Figure 15 : Représentation des tendances stratigraphiques de la région de la faille de Fancamp.....	24
Figure 16 : Stéréogrammes de la section A.....	26
Figure 17 : Stéréogrammes de la section B.....	28
Figure 18 : Stéréogrammes de la section C.....	30
Figure 19 : Stéréogrammes de la section D.....	31
Figure 20 : Stéréogrammes de la section E.....	33
Figure 21 : Carte préliminaire du "East Showing".....	35
Figure 22 : Carte préliminaire du "West Showing".....	38
Figure 23 : Carte préliminaire de l'indice Lipsett.....	41
Figure 24 : Diagrammes du pourcentage de changement de certains éléments du forage DO-31 de la zone Chevrier.....	45
Figure 25 : Section 34+50 W des forages DB-70 et DB-73 de la zone Chevrier Sud.....	49
Figure 26 : Diagrammes de concentrations de certains éléments le long du forage DB-70.....	50
Figure 27 : Diagrammes de concentrations de certains éléments le long du forage DB-73.....	51
Figure 28 : Carte préliminaire de l'indice Murgor B.....	52
Figure 29 : Carte préliminaire de l'indice Murgor C.....	54
Figure 30 : Modèle préliminaire proposé pour les événements géologiques de la région à l'étude.....	59

# LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Analyses géochimiques des échantillons de pluton, de dyke felsique et de volcanoclastite.....	65
Tableau 2 : Analyses géochimiques des échantillons provenant des différentes minéralisations.....	68
Tableau 3 : Compilation préliminaire des différentes minéralisations.....	71



## 1.0. INTRODUCTION

Le présent rapport représente la synthèse des travaux de terrain entrepris dans la phase I du projet sur le couloir de déformation de Fancamp. On y présente les observations pétrographiques réalisées sur les différentes unités lithologiques en présence ainsi qu'une étude lithogéochimique sur les intrusions felsiques, les roches volcaniques intermédiaires à felsiques et les minéralisations. Le couloir de déformation de Fancamp est situé à environ 30 km au sud de Chibougamau (feuilles SNRC 32G/09 et 32G/10)(Fig. 1). Les propriétés de la Corporation Minière Metall (CMM) couvre une bonne partie de la région où plusieurs indices aurifères ont été identifiés. Ce projet, qui résulte d'une entente tripartite entre la CMM, le MRN et l'UQAC, fait partie d'une étude doctorale effectuée par l'auteur principal sous la direction du Dr. Jean-François Couture (MRN, SGNO) et du Dr. Réal Daigneault (UQAC). Il vise principalement à définir les éléments structuraux et métallogéniques reliés au couloir de déformation de Fancamp. Les travaux ont débuté à l'été 1994 et furent consacrés au relèvement de profils structuraux à travers le couloir de Fancamp, à l'échantillonnage de dykes, de plutons et de volcanoclastites, à l'échantillonnage détaillé de carottes provenant de deux zones minéralisées et à l'examen préliminaire des indices aurifères associés à cette structure.

## 2.0. PROBLÉMATIQUE

La faille Fancamp fut d'abord reconnue par Holmes (1959) dans le canton Fancamp. Hébert (1976, 1978) et Tait (1992) l'ont aussi cartographiée dans les cantons Fancamp et Rale. Les travaux de la CMM effectués dans la région dans les années 80 et 90 ont indiqué que la faille Fancamp représente en fait un couloir de déformation tel que défini par Daigneault et Archambault (1990). Ce couloir de déformation est parallèle à la faille Fancamp et montre une orientation semblable (N045°) à d'autres failles de la région de Chibougamau, telles que les failles Gwillim, du lac Doré et McKenzie. Cependant, le couloir de déformation de Fancamp se distingue de ces dernières par sa nature ductile-fragile, tandis que les autres failles NE sont plutôt cassantes. L'importance de ce couloir est reliée à la présence de plusieurs indices aurifères à l'intérieur ou adjacent à cette zone. Ces minéralisations montrent une variété de types (disséminé versus filonien), d'encaissants et de relations chronologiques par rapport aux événements de déformation. Plusieurs de ces minéralisations sont aussi associées à des intrusions felsiques. De plus, ce couloir semble coïncider avec une zone où les dykes felsiques et les volcanoclastites felsiques à intermédiaires sont plus communs.

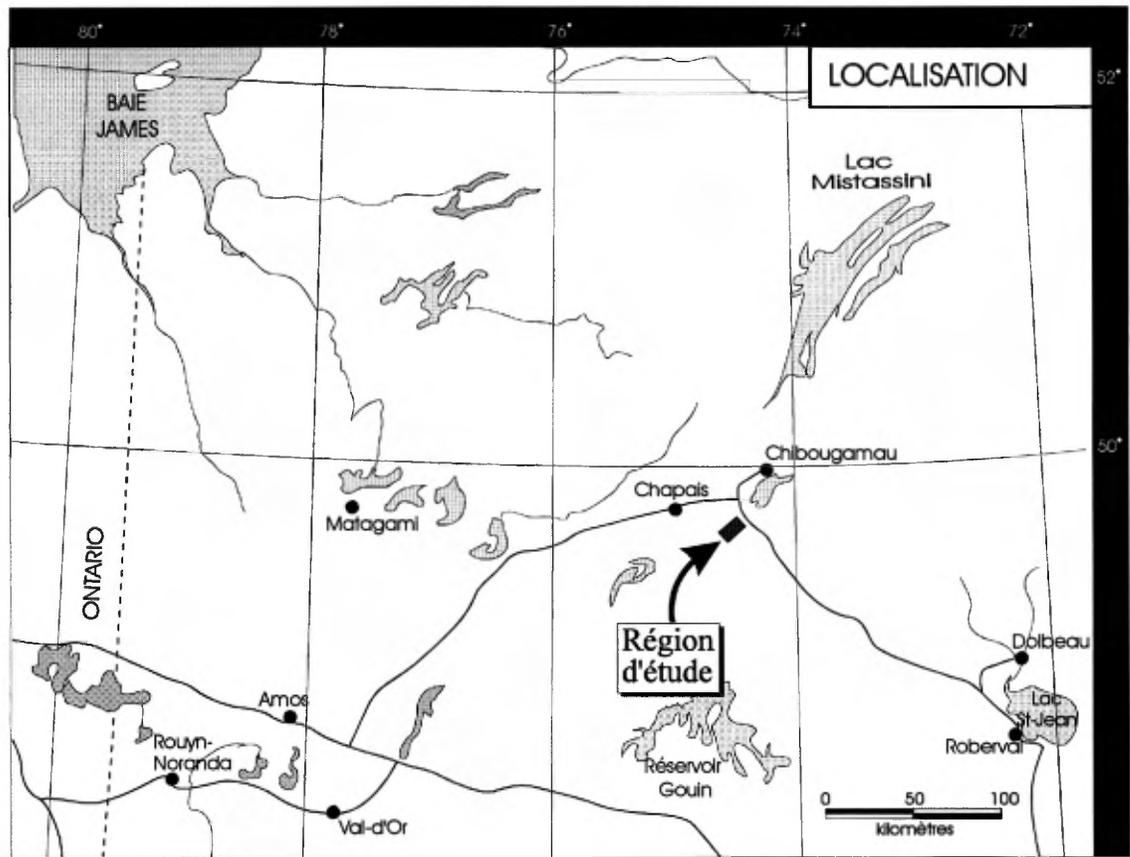


Figure 1. Carte de localisation de la région à l'étude.

### 3.0. GÉOLOGIE RÉGIONALE

Le couloir de déformation de Fancamp est situé dans la partie orientale de la zone volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi, telle que définie par Chown *et al.* (1992). Il recoupe les roches volcaniques du Groupe de Roy qui comprend les Formations d'Obatogamau (basalte/gabbro), de Waconichi (andésite à rhyolite) et de Gilman (basalte/gabbro)(Fig. 2). La Formation de Waconichi est divisée en deux types (Lemoine et Queylus) d'après leur différence du point de vue des faciès et de leur chimisme (Daigneault et Allard, 1990). De plus, le couloir de Fancamp se situe entre quatre intrusions d'âges syn-volcanique à syn-tectonique, soit le stock de Chico et le pluton Muscocho au nord et les plutons de La Dauversière et de Verneuil au sud-est et au sud (Fig. 3).

Plusieurs plis prédéformation régionale sont préservés dans la région de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1990). Ces plis sont orientés N-S à NNW et aucune schistosité n'y est associée. Un de ces plis, le synclinal de Muscocho, est retrouvée entre le pluton de La Dauversière et le pluton de Muscocho, et est recoupé par la schistosité régionale (Fig. 2). Celle-ci est en général d'orientation E-W à l'égard des intrusions felsiques syn-volcaniques où elle semble se mouler aux contacts de ceux-ci (Daigneault et Allard, 1990). Ce plan de déformation est l'élément planaire dominant dans la région de Chibougamau et il est de plan axial aux plis mésostructuraux et mégascopiques. Les plutons de Verneuil et de La Dauversière occupent le centre de l'anticlinal de La Dauversière qui possède une orientation plutôt E-W (Fig. 2). Des failles longitudinales E-W sont aussi associées à la schistosité régionale. Ces failles se manifestent par d'importantes zones de cisaillement et de carbonatation. Deux de ces failles, la faille de Kapunapotagen et la faille de Guercheville, délimitent la région étudiée au nord et au sud respectivement (Fig. 3). Une compilation de la géologie régionale se trouve dans Daigneault et Allard (1990).

### 4.0. GÉOLOGIE LOCALE

Les campagnes de cartographie détaillée par la CMM de 1985 à 1993 ont permis de mieux documenter la géologie locale (Fig. 3). L'environnement géologique de la région se résume à un empilement de roches volcaniques et intrusives mafiques (Formations d'Obatogamau et de Gilman) interdigitées avec des volcanoclastites et des laves felsiques à intermédiaires (Formation de Waconichi). Quelques niveaux de puissance métrique de roches sédimentaires, surtout des argilites, des cherts et des exhalites, sont également reconnus à travers la région à l'intérieur des Formations d'Obatogamau

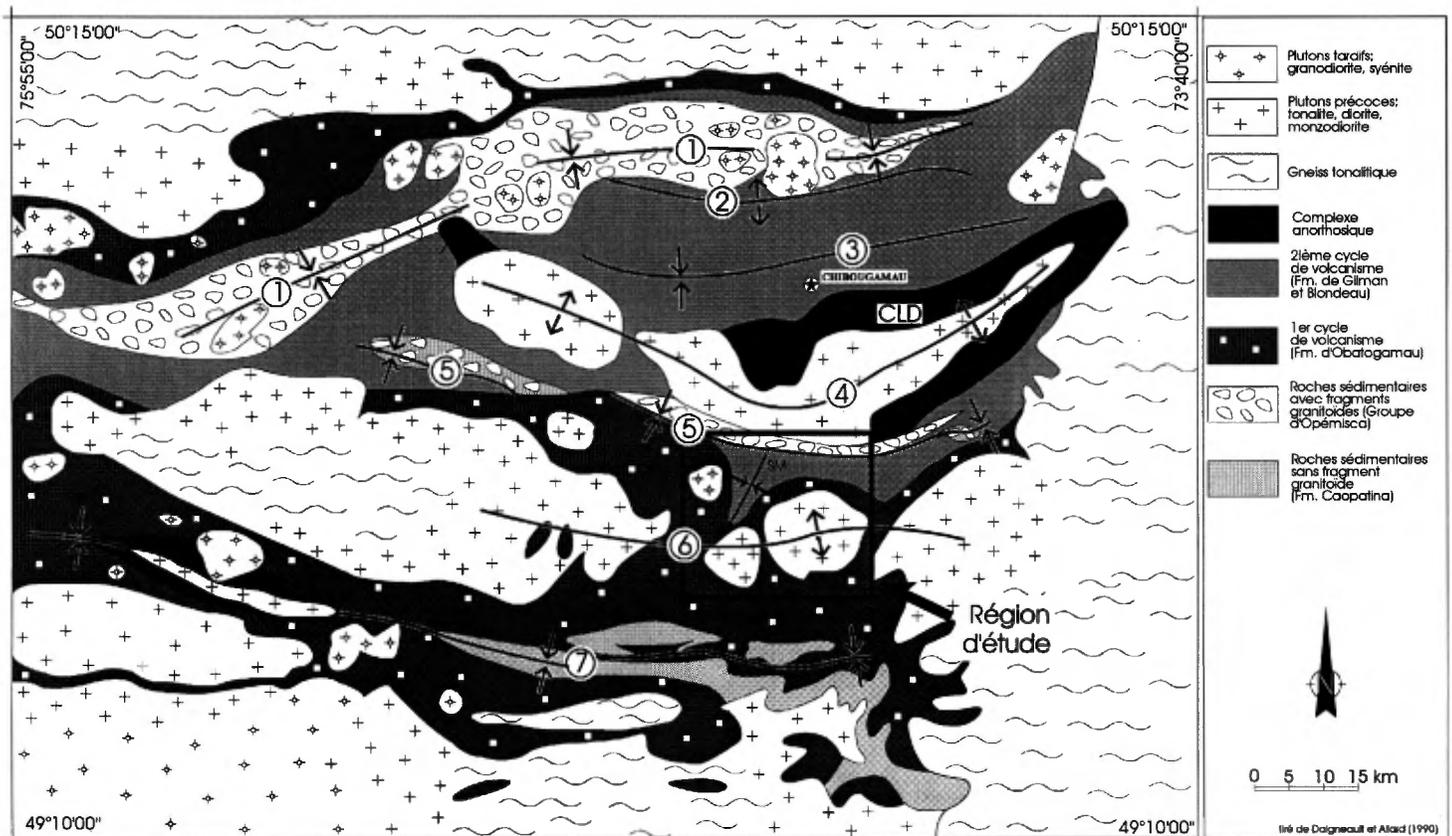


Figure 2. Carte géologique régionale de la partie NE de la sous-province de l'Abitibi, 1 = Synclinal de Waconichi, 2 = Anticlinal de Waconichi, 3 = Synclinal de Chibougamau, 4 = Anticlinal de Chibougamau, 5 = Synclinal de Chapais, 6 = Anticlinal de La Dauversière, 7 = Synclinal de Druillettes, CLD = Complexe du Lac Doré, SM = Synclinal de Muscocho.

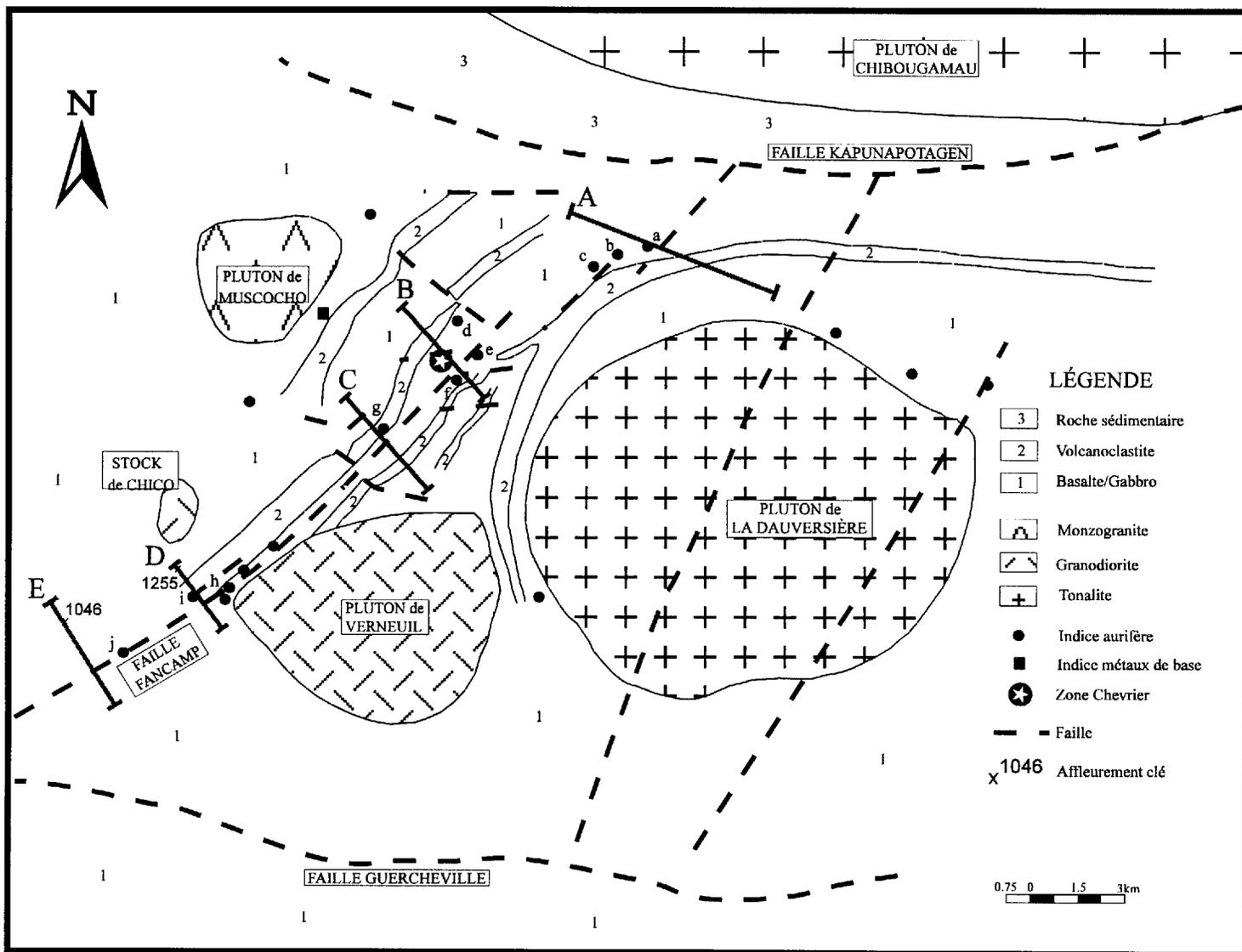


Figure 3. Géologie locale de la région à l'étude modifiée de la carte compilation de la Corporation Minière Metall. Les lignes A à E se rapportent aux sections structurales. Les indices examinés durant l'été 1994 sont: a) East Showing; b) West Showing; c) RO Showing; d) Lipsett; e) Coyote; f) des Tranchées; g) Chevrier Sud; h) Murgor B; i) Murgor C; j) Lac Baker et Chevrier.

et de Gilman. Plusieurs dykes felsiques et quelques dykes intermédiaires à mafiques recoupent la séquence stratigraphique. Des veines de quartz, quartz-tourmaline, quartz-carbonate et quartz-albite sont distribuées un peu partout à travers la région et elles ne sont généralement reliées à aucune minéralisation. Ces veines peuvent atteindre jusqu'à 1 m d'épaisseur et elles sont soit parallèles à la foliation régionale ou perpendiculaires à celle-ci (veines d'extension). Toutes les lithologies sont métamorphosées au faciès des schistes verts, sauf celles en bordure des intrusions qui sont au faciès des amphibolites.

Dans le cadre stratigraphique de la région de Chibougamau, la Formation de Waconichi est intercalée entre les Formations d'Obatogamau et de Gilman (Daigneault et Allard, 1990). Cependant, la découverte de nouveaux horizons de volcanoclastites dans le centre de la région étudiée par la CMM vient compliquer la géologie locale (Fig. 3). Dans le canton Queylus (partie nord-est de la région à l'étude), la position stratigraphique de la Formation de Waconichi est bien connue (Daigneault et Allard, 1990), tandis qu'ailleurs les corrélations sont incertaines. À cause de cette complication et de la présence du couloir de déformation de Fancamp, les unités seront simplement décrites sur une base lithologique.

#### 4.1. Roches volcaniques mafiques

Les roches volcaniques mafiques appartiennent ou bien à la Formation d'Obatogamau ou à la Formation de Gilman. Elles ne sont pas différentes chimiquement l'une de l'autre (Ludden *et al.*, 1984), d'où l'importance stratigraphique de la Formation de Waconichi pour séparer ces deux unités. Les roches volcaniques mafiques de la région sont constituées surtout de basalte coussiné et de basalte massif localement porphyrique. Des brèches de coussins sont également présentes à certains endroits. Des lits de chert, de grès, d'argilite, de volcanoclastite à grains fins et d'exhalite ont été observés à quelques endroits interdigités avec les basaltes. Les basaltes coussinés sont généralement porphyriques avec des phénocristaux (1-2 cm) de plagioclase formant moins de 10% de la roche. La taille des coussins et la quantité de vésicules/amygdales sont variables; les coussins ont moins de 50 cm de diamètre dans le secteur est de la région avec de rares vésicules, tandis que dans le secteur ouest ils peuvent atteindre 1 m et sont souvent vésiculaires. Dans la partie centrale, les coussins sont de grandeur variable (20 cm à 2 m) et certains sont très riches en vésicules (jusqu'à 20%). Le matériel inter-coussins est souvent silicifié et pyritisé; les cristaux de pyrite atteignent 1 cm et forment jusqu'à 10% de la bordure de certains coussins. Les coulées massives de basalte sont généralement aphanitiques, mais peuvent avoir une granulométrie atteignant 1 mm, ce qui les rend presque impossible à distinguer des gabbros. On a remarqué à plusieurs endroits la présence de blocs (< 5 cm) arrondis de tonalite dans des basaltes massifs. Ces blocs sont généralement très rares

et représentent probablement des vestiges des murs de la chambre magmatique (plutons syn-volcaniques). En général, les coulées massives ont une puissance de moins de 100 m.

#### 4.2. Filons-couches mafiques

Les filons-couches mafiques sont de composition gabbroïque et ont été reconnus partout à travers les séquences basaltiques. Certaines de ces intrusions se sont aussi injectées dans les volcanoclastites (Formation de Waconichi). Ils sont généralement équi-granulaires à grains fins (< 2 mm) avec des proportions variables de plagioclase (20 à 50%) et de pyroxène (transformé en amphibole et chlorite; 30 à 70%). La magnétite, le leucoxène, le quartz, la pyrite et la biotite sont aussi des constituants mineurs des gabbros. Des gabbros porphyriques à phénocristaux de pyroxène pseudomorphisés en amphibole (30 à 60%; < 5 mm) et/ou de plagioclase (10 à 20%; < 4 cm) sont aussi observés localement. Dans le secteur est de la région à l'étude, les gabbros sont fréquemment altérés en carbonate de fer près du contact avec les volcanoclastites. En général, les gabbros montrent peu d'évidence de déformation, sauf le long de leurs contacts et là où il y a minéralisation. La puissance des filons-couches de gabbros est en général de moins de 100 m.

#### 4.3. Roches volcaniques felsiques à intermédiaires

Dans le secteur à l'étude, les unités de roches volcaniques felsiques à intermédiaires regroupent principalement des volcanoclastites de composition et de puissance très variable. Elles sont surtout composées de volcanoclastites à grains fins et de tufs à blocs et à lapilli. Les analyses chimiques de certains horizons échantillonnés (Fig. 4) montrent des similitudes entre ces roches et les volcanoclastites de la Formation de Waconichi type Queylus telles que définies par Daigneault et Allard (1990). Toutefois, deux échantillons prélevés près du pluton de Verneuil ont des caractéristiques chimiques qui s'apparentent au Waconichi type Lemoine (Fig. 5). Ces échantillons proviennent cependant de lits relativement minces (<5 m) qui semblent d'extension plutôt limitée.

Les tufs à blocs sont formés de fragments polygéniques dont la taille peut atteindre 40 cm de diamètre, mais en général ne dépassant pas 5 à 10 cm. Les fragments de composition généralement felsique à intermédiaire sont subangulaires à subarrondis et présentent généralement des phénocristaux de plagioclase et/ou de pyroxène. Ces fragments peuvent aussi provenir d'intrusions porphyriques syn-volcaniques, car on a remarqué à certains endroits une grande

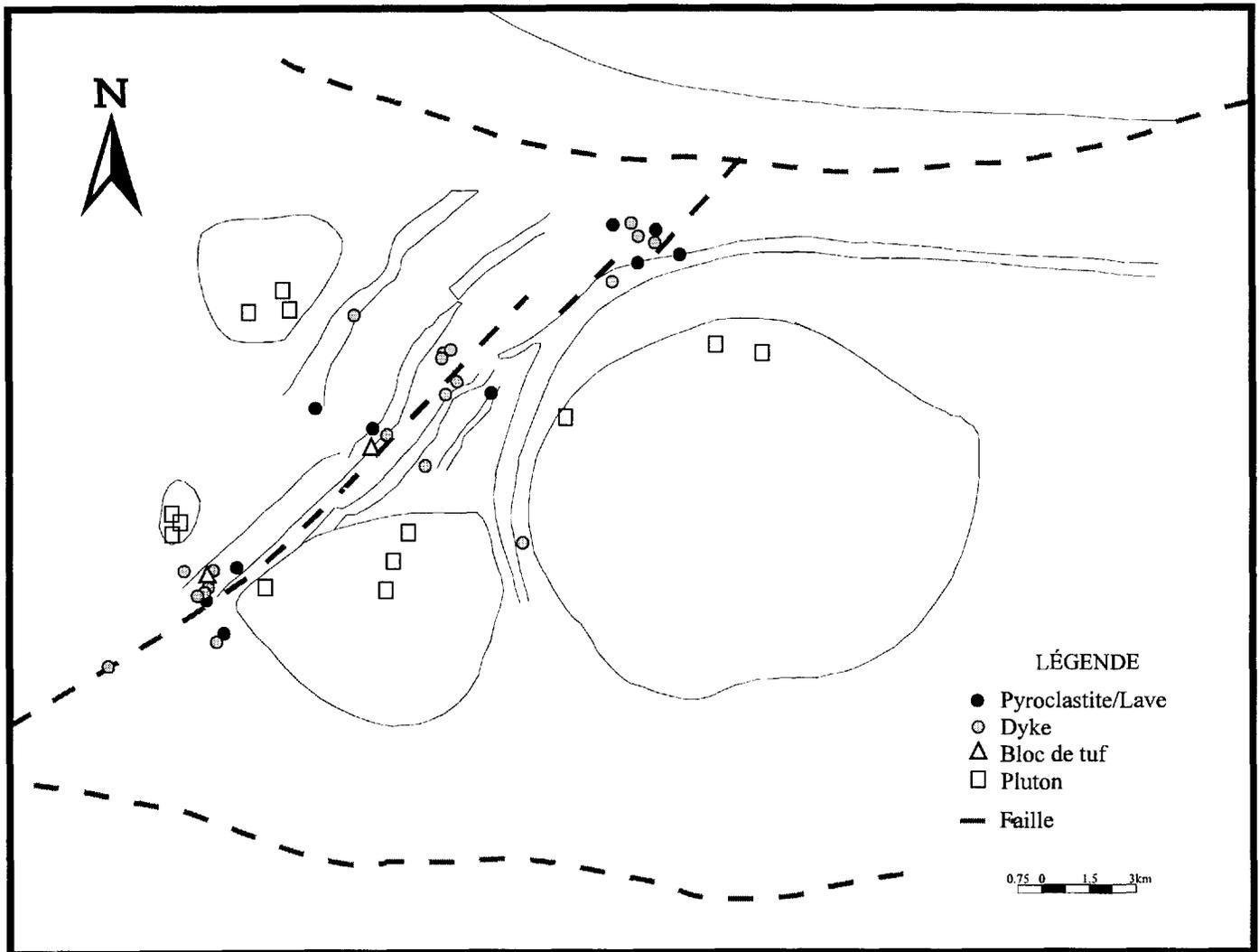


Figure 4. Localisation des échantillons de plutons, de dyke felsique, de volcanoclastite à grains fins/lave et de blocs provenant des tufs à blocs. Voir Fig. 3 pour lithologies.

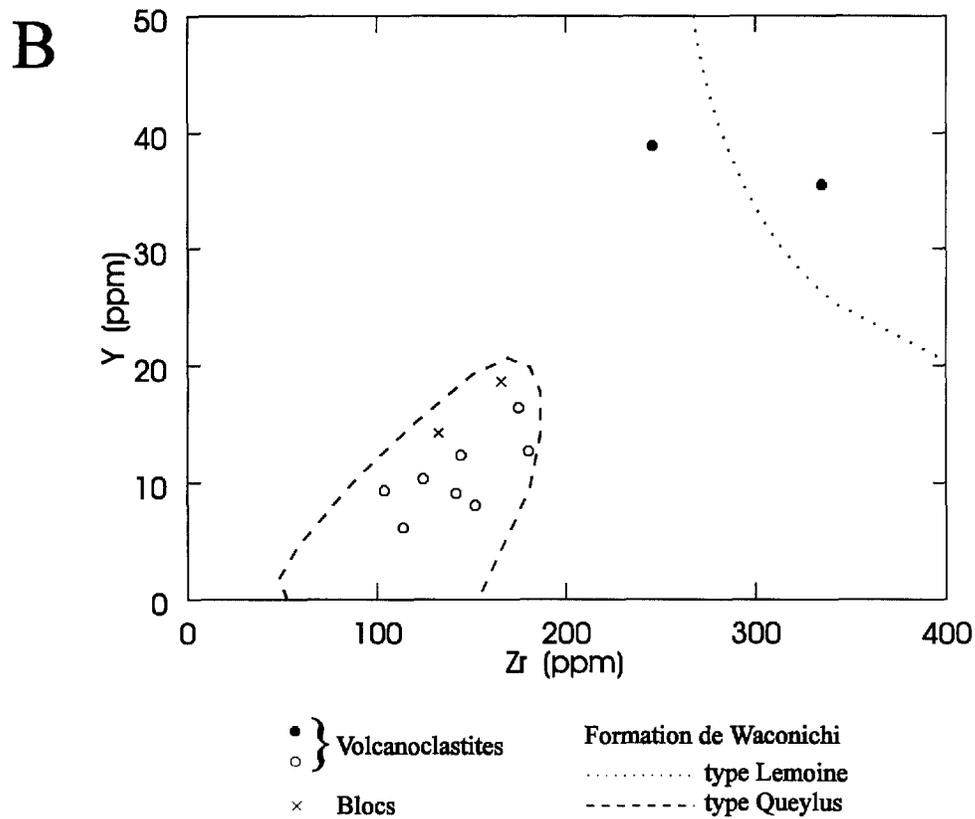
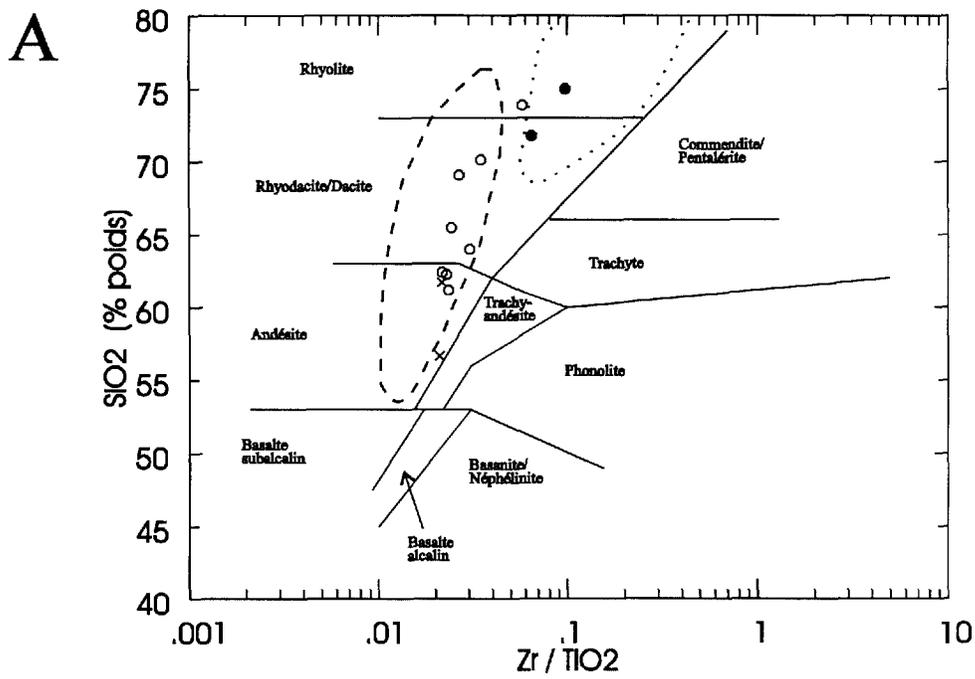


Figure 5. Diagrammes de SiO<sub>2</sub> versus Zr/TiO<sub>2</sub> (A) et Y versus Zr (B). Les champs du diagramme A proviennent de Winchester et Floyd (1977). Les champs pour les types Lemoine et Queylus de la Formation de Waconichi proviennent de Daigneault et Allard (1990).

similitude entre certains fragments et les dykes avoisinants. On note également des fragments de laves mafiques baignant dans une matrice felsique à intermédiaire riche en chlorite, plagioclase, épidote et quartz. Les tufs à lapilli ont généralement des fragments et une matrice de composition similaire aux tufs à blocs. Les fragments des tufs à blocs et à lapilli représentent une proportion qui varie de 20 à 70% de la roche et l'empilement est généralement mal classé et le litage mal défini. Les volcanoclastites à grains fins cependant sont quelquefois bien stratifiées. Celles-ci sont composés de grains de plagioclase et, dans une proportion moindre, de quartz et de pyroxène (transformé en amphibole et chlorite). Ces grains ont une dimension variant de 1 à 2 mm et ils constituent 10 à 30% de la roche. Des lits de roche volcanique intermédiaire riche en chlorite se retrouvent dans la région située entre les plutons de Verneuil et de Muscocho. Ces volcanoclastites à grains fins sont interstratifiés avec les autres variétés de tufs et représentent probablement des volcanoclastites cendreuse.

Des laves felsiques sont aussi observées à plusieurs endroits. On les retrouvent surtout au nord-est du pluton de Verneuil. En général elles sont massives avec des phénocristaux de plagioclase (10-30%) et de quartz (<5%) de dimensions inférieures à 2 mm.

#### 4.4. Plutons

Quatre intrusions felsiques sont présentes dans la région à l'étude. Ces plutons seront caractérisés pétrographiquement et géochimiquement grâce aux échantillons prélevés dans le cadre de cette étude. Le pluton de La Dauversière ( $2720 \pm 1$  Ma; Chown *et al.*, 1992) est une tonalite à biotite (Fig. 6). Plusieurs études indiquent que ce pluton est zoné avec une bordure de tonalite et un centre granodioritique (Bellavance, 1984; Racicot *et al.*, 1984). Il semblerait donc que notre échantillonnage du pluton de La Dauversière est incomplet. Dans nos échantillons, le feldspath potassique est totalement absent et la biotite compte pour 10 à 30% de la roche. L'intrusion possède une auréole de métamorphisme de contact restreinte (< 500 m) au faciès des amphibolites (hornblende) qui est recoupé par plusieurs dykes d'aplites (Hébert, 1980). Le pluton possède une foliation interne parallèle au contact et est mylonitisé et fortement folié près de celui-ci.

Le pluton de Verneuil (Holmes, 1959) a la composition d'une granodiorite à biotite (Fig. 6). La biotite représente de 10 à 15% de la roche. Il possède une auréole de métamorphisme restreinte (< 500 m) au faciès des amphibolites (hornblende), ainsi que des phases pegmatitiques qui sont retrouvées dans la roche encaissante sous forme de dykes. Le pluton est faiblement folié près de son flanc NW parallèlement à celui-ci et ces contacts correspondent à des zones de déformation.

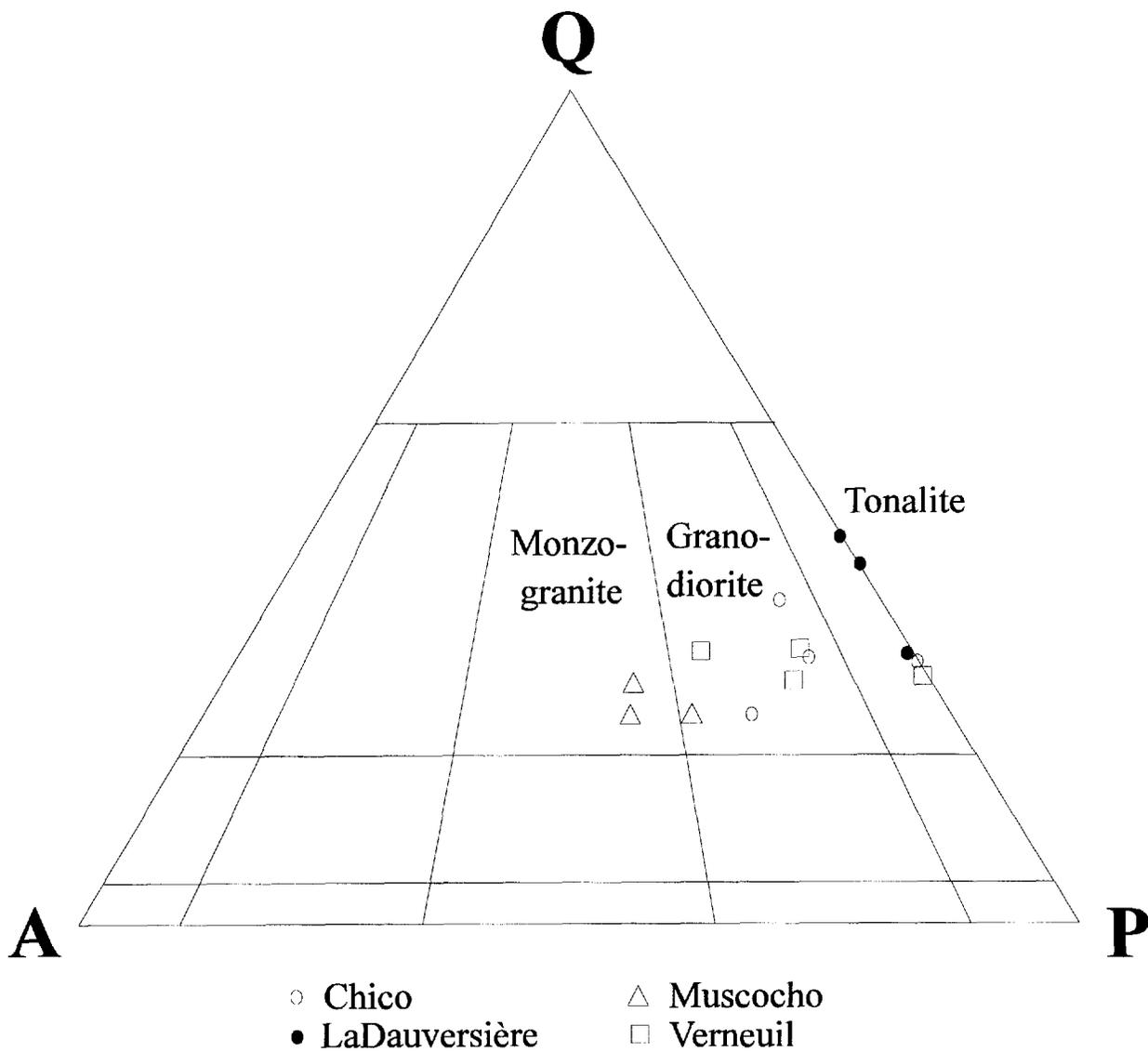


Figure 6. Diagramme modal Q(quartz)-A(feldspaths alcalins)-P(plagioclase) de Streckeisen (1976). Quatre échantillons de chaque pluton sont représentés. Le feldspath potassique fut coloré et les proportions des minéraux ont été estimées visuellement à partir de sections polies.

Le stock de Chico (Hébert, 1978) a la composition d'une granodiorite à hornblende et biotite (Fig. 6). Il possède de 5 à 15% de biotite et de hornblende. Sur quelques affleurements au SE de l'intrusion, on reconnaît une foliation très bien développée qui est sub-parallèle à un couloir de déformation d'orientation N020° qui recoupe et déplace le stock (Tait, 1992). Le contact du stock n'affleure pas (Tait, 1992) et nous n'avons pas été en mesure d'identifier la présence d'une auréole de métamorphisme.

Le pluton de Muscocho (2701 ± 1.7/-1.3 Ma; Chown *et al.*, 1992) est un monzogranite à hornblende (Fig. 6). Il est composé de 20 à 30% de hornblende. Ce qui distingue ce pluton des autres intrusions granitoïdes de la région est l'absence de biotite, la présence d'une quantité importante de feldspath potassique et d'une auréole de métamorphisme (grenat-hornblende-plagioclase; Tait, 1992) superposée à la déformation régionale. Ce dernier point suggère la nature tardive du pluton par rapport à la déformation régionale et à la mise en place des autres plutons (Chown *et al.*, 1992).

Malgré le fait que l'interprétation chimique est encore à un stade préliminaire, plusieurs caractéristiques des intrusions granitoïdes peuvent être soulignées. Du point de vue chimique, les quatre plutons sont de composition semblable avec une affinité calco-alkaline (Fig. 7). La plupart des échantillons montrent peu d'évidences d'altération avec des valeurs de perte au feu inférieures à 1,25%, sauf l'échantillon 94161 du pluton de Verneuil avec une P.A.F. = 2,74% (Tableau 1). Cependant, on remarque que le pluton de La Dauversière se distingue des autres intrusions par un contenu en alcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) inférieur et un rapport  $\text{FeO}/\text{MgO}$  plus élevé (Fig. 7 et 8). Le pluton de La Dauversière montre aussi des valeurs plus faibles en Rb, Ba, Ni et  $\text{P}_2\text{O}_5$  et plus élevées en  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  et Li en comparaison avec les autres plutons (Tableau 1). La distinction la plus frappante est cependant la proportion de strontium (Fig. 8). Le pluton de La Dauversière se caractérise en effet par des valeurs de strontium inférieures à 300 ppm, tandis que les trois autres intrusions ont des concentrations supérieures à 500 ppm. Comme le strontium se substitue au calcium dans la structure du plagioclase, ces deux éléments devraient donc varier en proportion l'un de l'autre. On note cependant que la concentration en calcium est en général plus élevée dans le pluton de La Dauversière que dans les autres intrusions (Tableau 1; Fig. 9). Lorsque le strontium est normalisé à 1,25% CaO, on élimine la disparité en pourcentage de plagioclase des différents échantillons et la différence en strontium demeure (Fig. 9). Cette différence semble ainsi reliée à la source du magma plutôt qu'au pourcentage de plagioclase présent dans l'échantillon ou au degré d'altération, car aucune relation existe entre les valeurs de P.A.F. et de Sr. Sur les diagrammes de Harker, deux lignes évolutives sub-parallèles mais clairement différentes se manifestent (Fig. 10). Les échantillons du pluton de La Dauversière définissent une de ces lignes évolutives, tandis que les échantillons des trois autres intrusions déterminent l'autre. Ces différences chimiques distinguent très bien le pluton syn-

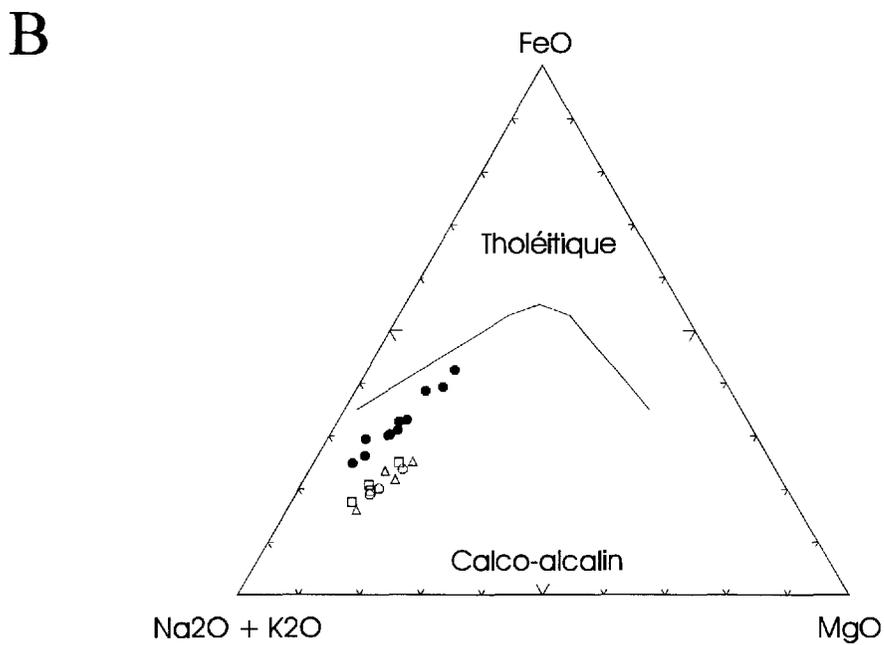
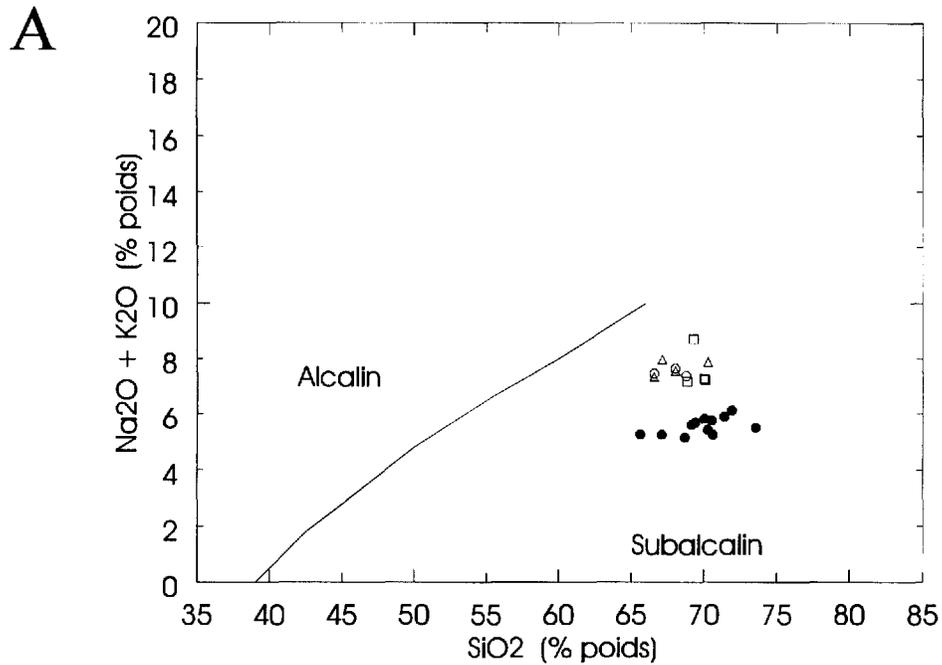


Figure 7. Diagrammes des compositions chimiques des intrusions granitoïdes montrant leur affinité calco-alcaline. Le diagramme a) montre la limite entre les roches alcalines des roches sub-alcalines tandis que b) sépare les roches calco-alcalines des roches tholéitiques. Les lignes qui délimitent les champs sont tirées de Irvine et Baragar (1971). Des échantillons additionnels des plutons de La Dauversière et de Muscocho sont ajoutés afin de mieux définir les tendances (R. Daigneault; C. Dion, données non publiées). Voir la figure 5 pour la légende.

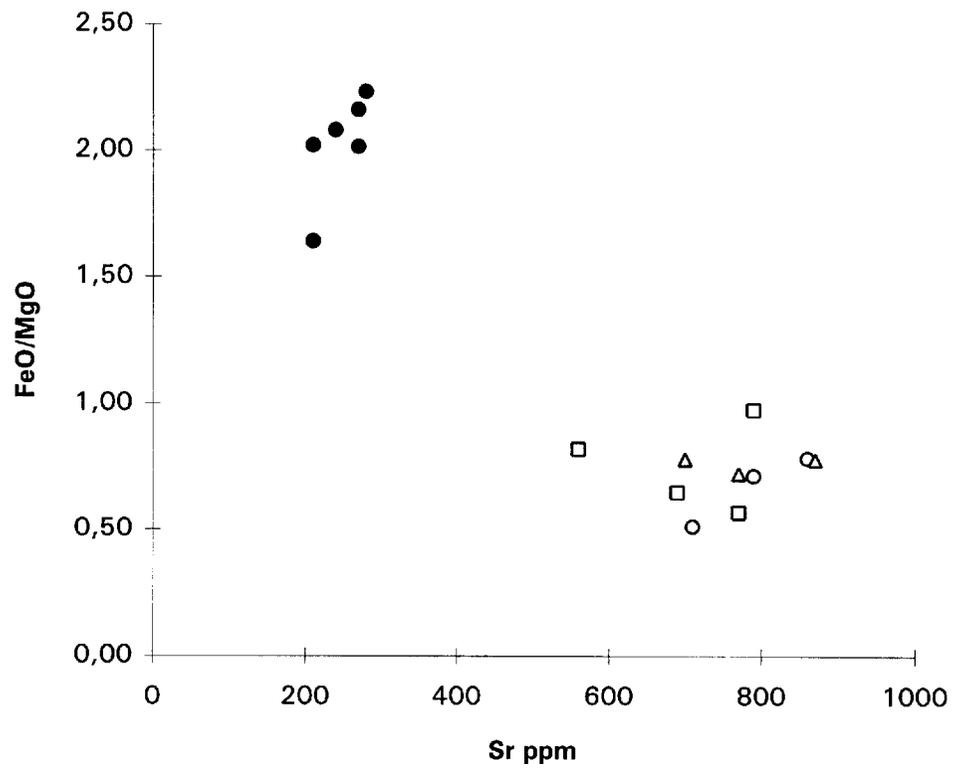


Figure 8. Diagramme FeO/MgO versus Sr pour les plutons. Notez le rapport élevé de FeO/MgO et la faible concentration de strontium pour les échantillons du pluton de La Dauversière. Voir la figure 6 pour la légende.

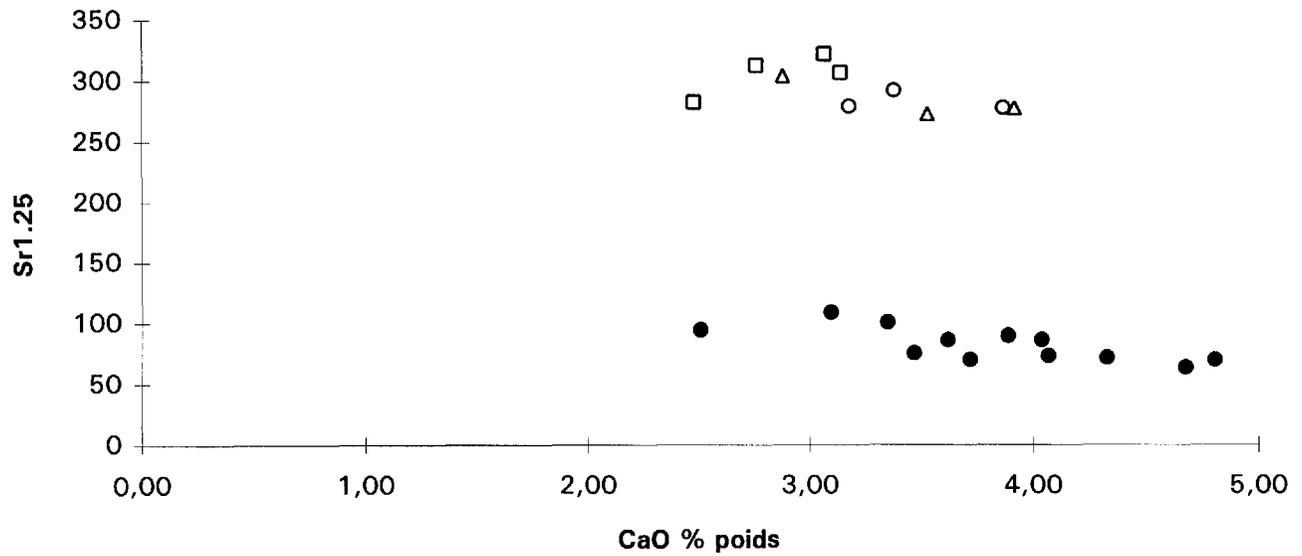


Figure 9. Diagramme  $Sr_{1.25}$  versus CaO pour les plutons. Le terme  $Sr_{1.25}$  indique que le strontium a été normalisé à 1.25% poids CaO. Voir la figure 5 pour la légende.

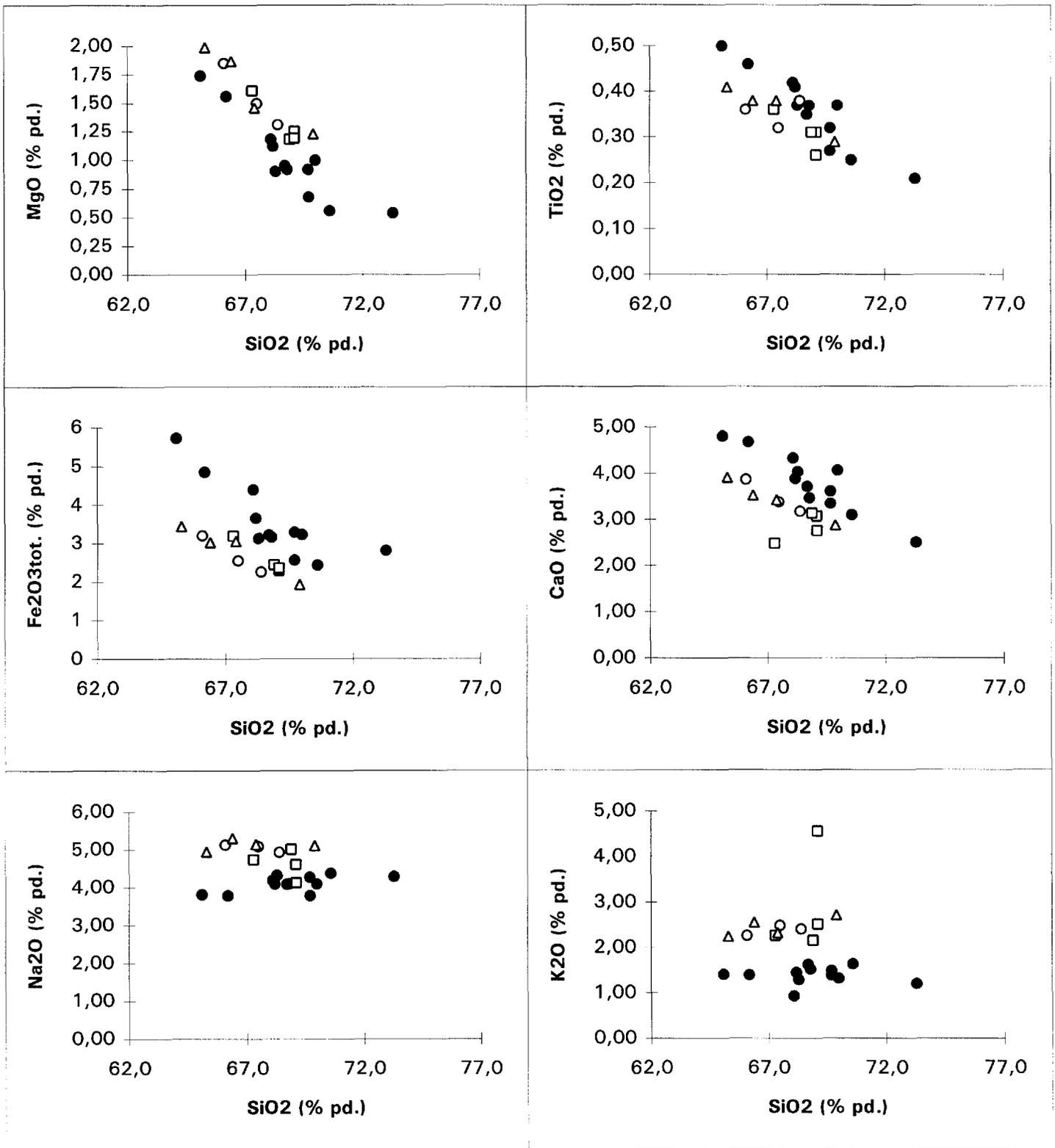


Figure 10. Diagrammes de Harker pour les oxydes majeurs. Remarquez les deux lignes évolutives sub-parallèles définies par les échantillons du pluton de La Dauversière d'une part et ceux des plutons de Muscocho, Verneuil et Chico d'autre part. Voir la figure 5 pour la légende.

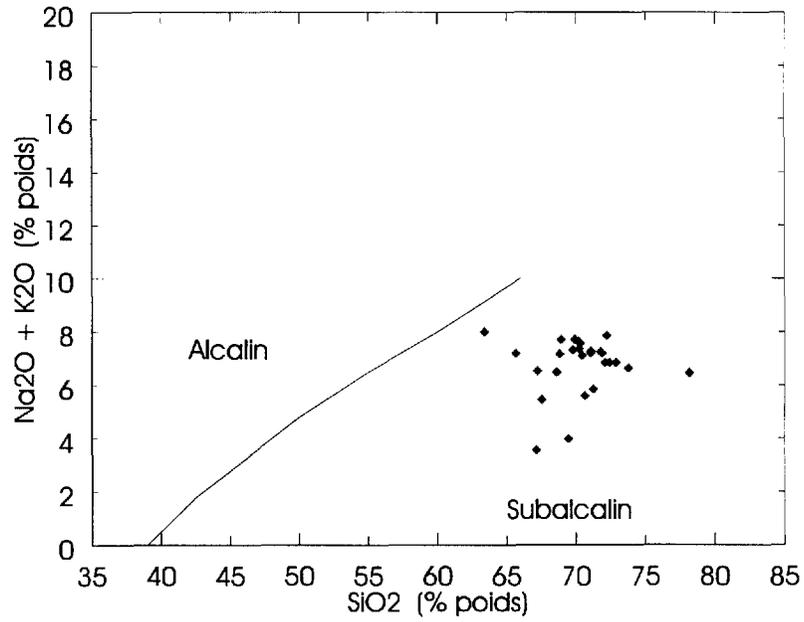
volcanique de La Dauversière du pluton syn-tectonique de Muscocho tels que définis par Chown *et al.* (1992). D'après les données chimiques de cette étude et des observations pétrographiques et de terrain (E. Chown, communication personnelle) les plutons de Verneuil et de Chico pourraient aussi être classifiés comme des intrusions syn-tectoniques. Une interprétation plus élaborée des données lithogéochimiques sera présentée dans un rapport subséquent.

#### 4.5. Dykes felsiques

Plusieurs dykes felsiques sont observés dans la région, en affleurements et en carottes. L'étude pétrographique et lithogéochimique de ces dykes (Fig. 3) visait à identifier leur relation avec les plutons avoisinants et les volcanoclastites. Les dykes sont majoritairement porphyriques et peuvent être classifiés pétrographiquement en deux groupes: ceux riches en phénocristaux de quartz (>5% des phénocristaux) et ceux pauvres en quartz. Les dykes présentent presque toujours des phénocristaux de plagioclase et certains possèdent aussi des phénocristaux de biotite et, plus rarement, d'amphibole. Le feldspath potassique est présent dans un dyke seulement. Ce dyke (94232 de l'affleurement 1255; Fig. 2) injecté à l'intérieur d'un couloir de déformation NW-SE se distingue aussi des autres dykes par la présence de phénocristaux de biotite faiblement alignés parallèlement au couloir NW-SE et une matrice faiblement recristallisée. La pyrite est observée en quantité assez importante (1-2%) dans certains des deux types de dyke lorsque ceux-ci sont localisés à proximité des minéralisations ("East Showing", indice des Tranchées, zone Chevrier, zone Chevrier Sud, indice Murgor C et indice du Lac Baker). Aucun dyke contenant de la pyrite en quantité significative (> 1%) n'a été observé à plus de 100 m d'un indice. On note aussi la présence de leucoxène dans les dykes felsiques en association avec des minéralisations (zone Chevrier, zone Chevrier Sud). Tous les dykes possèdent au moins une foliation plus ou moins bien définie par les phyllosilicates présents dans la matrice (chlorite, séricite) et/ou les phénocristaux (biotite).

Chimiquement, la présence de phénocristaux de quartz dans les dykes ne semble pas être associée à des valeurs plus élevées en SiO<sub>2</sub>. En général, ces dykes contiennent moins de MgO, de TiO<sub>2</sub> et de Ni que les dykes du type décrit précédemment. Tous les dykes montrent une affinité calco-alkaline (Fig. 11). Néanmoins, les dykes présentent des compositions variées comme le montre la figure 11. Ceci est dû en partie à des hauts degrés d'altération de certains dykes (jusqu'à 9,33 % poids P.A.F.; Tableau 1) et à la présence de phénocristaux. L'échantillon 94232 se distingue des autres par une composition chimique particulière, notamment une forte concentration en Sr (640 ppm). Il s'apparente ainsi aux plutons de Muscocho, Verneuil et Chico (Fig. 12). Malgré la variation de la composition chimique des dykes felsiques,

a



b

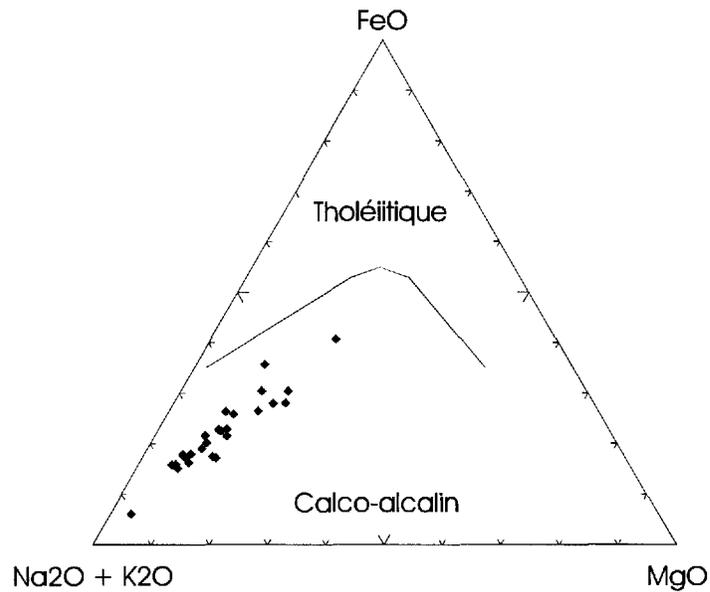


Figure 11. Diagrammes des compositions chimiques des dykes felsiques montrant leur affinité calco-alcaline. Le diagramme a) délimite les roches alcalines des roches sub-alcalines tandis que b) sépare les roches calco-alcalines des roches tholéitiques. Les lignes qui délimitent les champs sont tirées de Irvine et Baragar (1971).

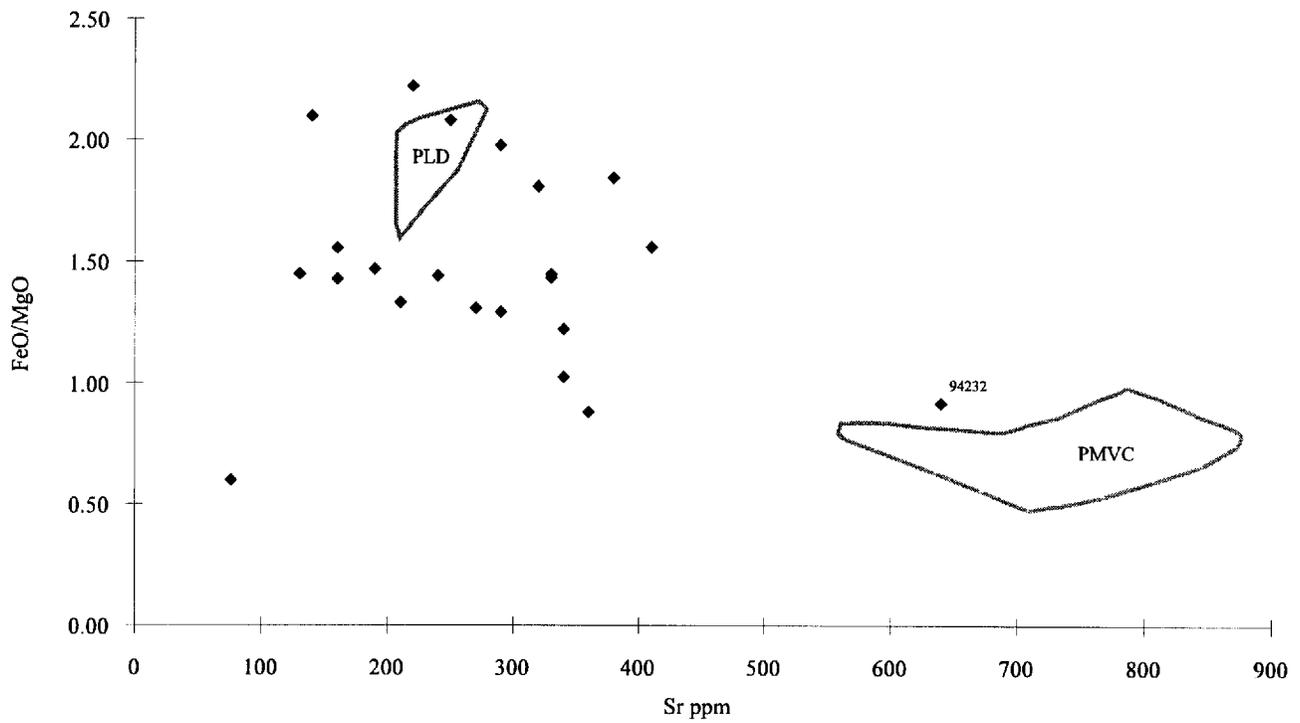


Figure 12. Diagramme FeO/MgO versus Sr pour les dykes. Notez le rapport faible de FeO/MgO et la haute concentration de strontium pour l'échantillon 94232. Les champs pour le pluton de La Dauversière (PLD) et les plutons de Muscocho, Verneuil et Chico (PMVC) sont identifiés.

ceux-ci à l'exception de l'échantillon 94232 montrent des affinités avec le pluton de La Dauversière par leur faible concentration de Sr et des rapports FeO/MgO généralement élevés (Fig. 12). Ces variations sont aussi remarquées dans les volcanoclastites (Fig. 13a). Ces variations de Sr ne sont pas reliées aux valeurs de perte au feu. Lorsque le strontium est normalisé à 1.25 % poids CaO, on remarque que les valeurs élevées de  $Sr_{1,25}$  pour les dykes et les volcanoclastites sont en général associées à de faibles concentrations de CaO (Fig. 13b). Cette observation pourrait s'expliquer par la plus forte mobilité du calcium par rapport au strontium dans des roches altérées, mais cette hypothèse n'est pas appuyée par les variations de CaO et de P.A.F.

Sur des diagrammes de Harker, les dykes montrent une grande variation et définissent seulement des tendances de différenciations mal définies qui ne peuvent pas être associées à celles des plutons. Les éléments traces montrent des compositions qui se situent en général entre les concentrations des plutons syn-volcaniques et des plutons syn-tectoniques.

## 5.0. STRUCTURE

Cinq (5) sections structurales furent effectuées à travers le couloir de déformation de Fancamp pour déterminer la signature structurale du couloir (Fig. 3). Des mesures de plans (litage, foliation, plan axial, clivage, faille, cisaillement, veine, dyke), de linéations (linéation d'étirement, charnière de plis, intersection de plans) et de regards structuraux furent mesurées sur le terrain. L'orientation des foliations, ainsi que celle des linéations d'étirement et des charnières associées aux clivages de crénulation, sont représentées sur des stéréogrammes pour chacune des sections (Fig. 16 à 20). Les mesures de litage et de regards structuraux (Fig. 15) et les variations de la déformation à travers les sections sont aussi représentées. Les termes Sp et Cs se rapportent respectivement à la schistosité principale et au clivage secondaire. La schistosité principale est équivalente en général à la foliation régionale. Cependant, le long de la traverse D la schistosité principale est associée à une zone de déformation SE qui semblerait être tardive par rapport à la déformation régionale mais précoce au couloir Fancamp.

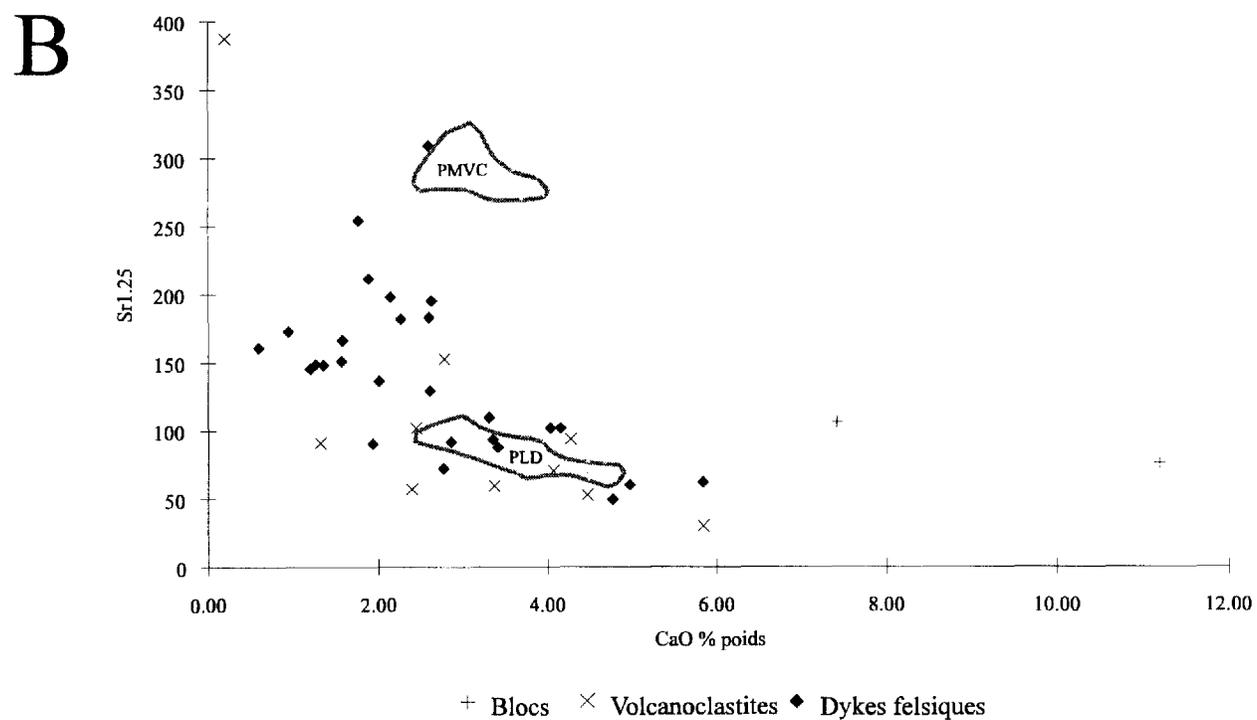
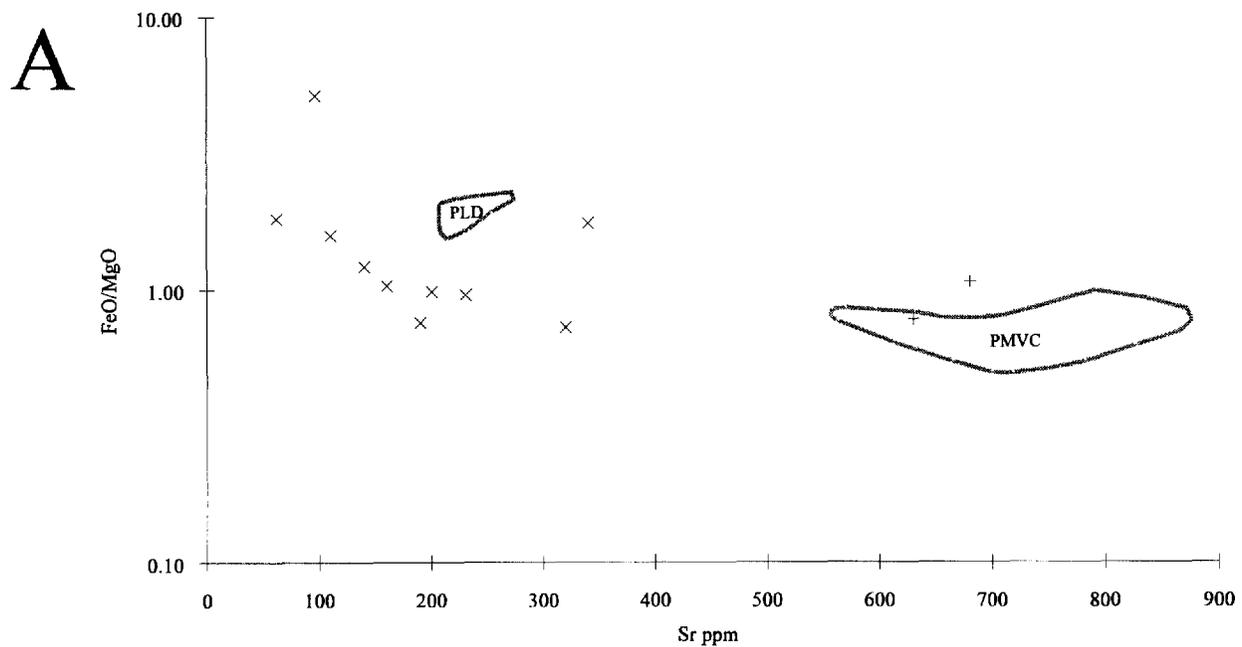


Figure 13. Diagramme de FeO/MgO versus Sr (A) et Sr<sub>1,25</sub> versus CaO (B) pour les dykes felsiques, les volcanoclastites et deux blocs provenant de volcanoclastites. Les champs pour le pluton de La Dauversière (PLD) et les plutons de Muscocho, Verneuil et Chico (PMVC) sont identifiés. Remarquez les valeurs élevées de Sr des deux blocs qui sont dues aux concentrations élevées de CaO.

## 5.1. Déformation souple

### 5.1.1. Attitude des plans de stratification

L'orientation du litage fut mesurée de plusieurs façons sur le terrain. Les contacts entre basalte-filon-couche de gabbro, basalte-volcanoclastite et basalte-roche sédimentaire offraient des mesures de litage évidentes. Cependant, la majorité des mesures de litage ont été effectuées sur des basaltes coussinés. Dans ces roches, l'orientation des tubes de lave et des chambres de quartz était interprétée comme étant parallèle au plan de stratification (Fig. 14). La polarité des basaltes a été déduite de l'orientation des pédoncules et la forme convexe des coussins (Fig. 14). Par endroits, la séquence interne des coulées (c.à.d. coulée massive, coussins, brèches de coussins) a également été utilisée comme indicateur de sommet. En général, la polarité a été déduite à l'aide du regard structural de la manière qui sera expliquée à la prochaine section.

Le litage dans la région à l'étude montre en général deux tendances (Fig. 15). Dans le secteur est, les couches ont une orientation plutôt E-W avec une polarité vers le nord, tandis que dans le secteur ouest, les couches sont d'orientation N à NE avec une polarité vers l'est à sud-est. Cette inversion laisse supposer la présence d'un pli synclinal (synclinal de Muscocho) dans la région avec une trace de plan axial qui n'est pas encore bien définie.

### 5.1.2. Regard structural

Le terme regard structural, tel que défini par Poulsen *et al.* (1980), se réfère à la direction de rajeunissement (sommet) de la stratigraphie dans les charnières de pli primaire et peut donc être mesuré à n'importe quel point sur un pli en projetant le sommet sur le clivage de plan axial. Ceci permet donc d'obtenir une direction constante de rajeunissement pour une séquence de roche qui a été plissée une seule fois.

Sur le terrain à l'étude, le regard structural a été défini à l'aide des coussins en forme de molaire, les pédoncules étant opposés à la direction du regard structural (Fig. 14). Les résultats de l'été 1994 montre deux directions principales du regard structural (Fig. 15). Dans la partie orientale du secteur, le regard pointe vers l'ouest, tandis que dans l'ouest, il pointe vers l'est. Cette opposition du regard structural indique la présence d'un pli précoce au plissement régional.

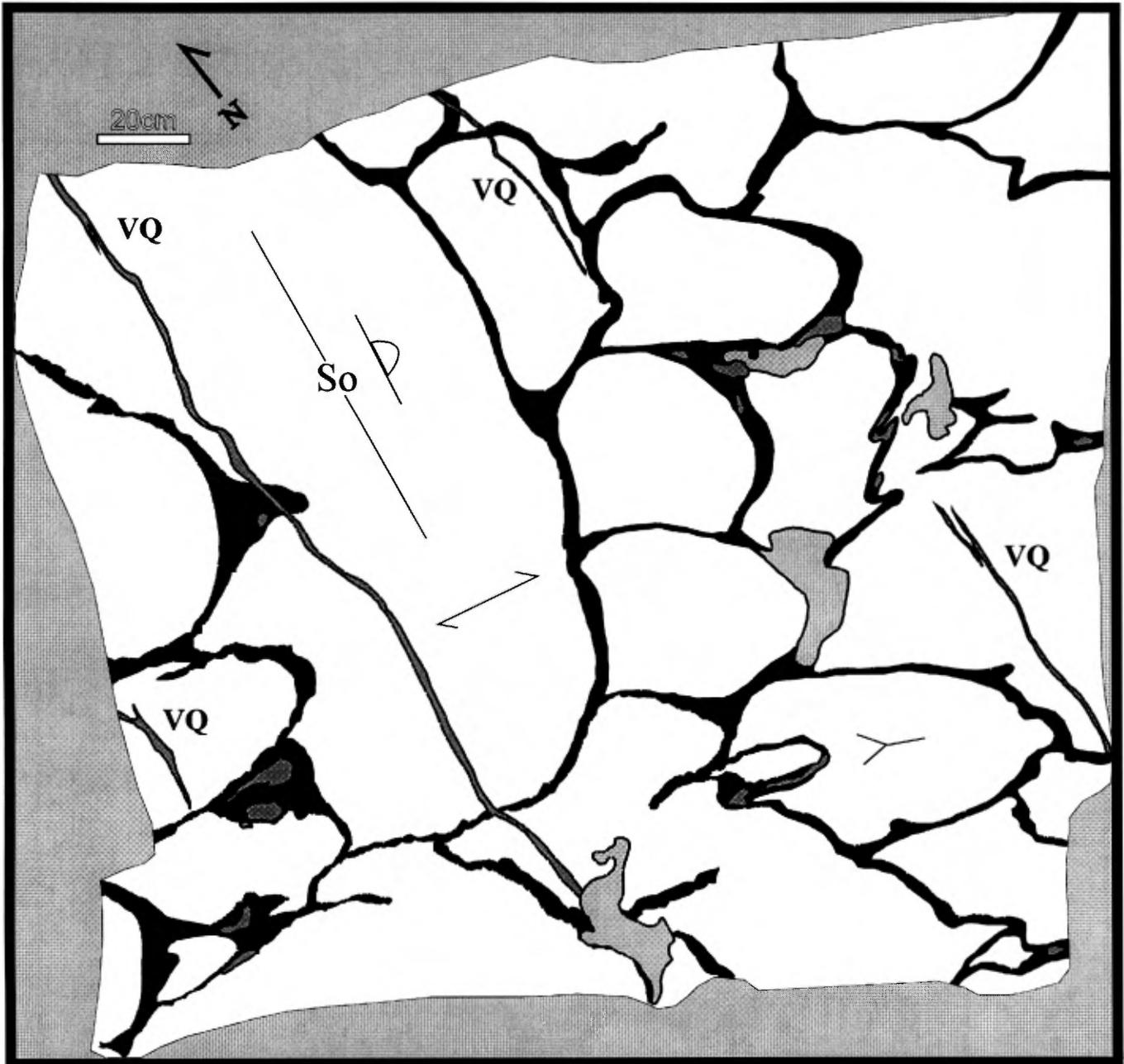


Figure 14. Basalte coussiné de l'affleurement 1046 (Fig. 2). Le litage est interprété comme approximativement parallèle au tube de lave. La polarité est déduite de l'orientation des pédoncules et la forme convexe des coussins. Le regard structural est mesuré à l'aide des coussins en forme de molaire. Dans cet exemple, l'orientation du litage est N005° avec une polarité vers l'est et un regard structural de N105°. VQ - Veine de quartz

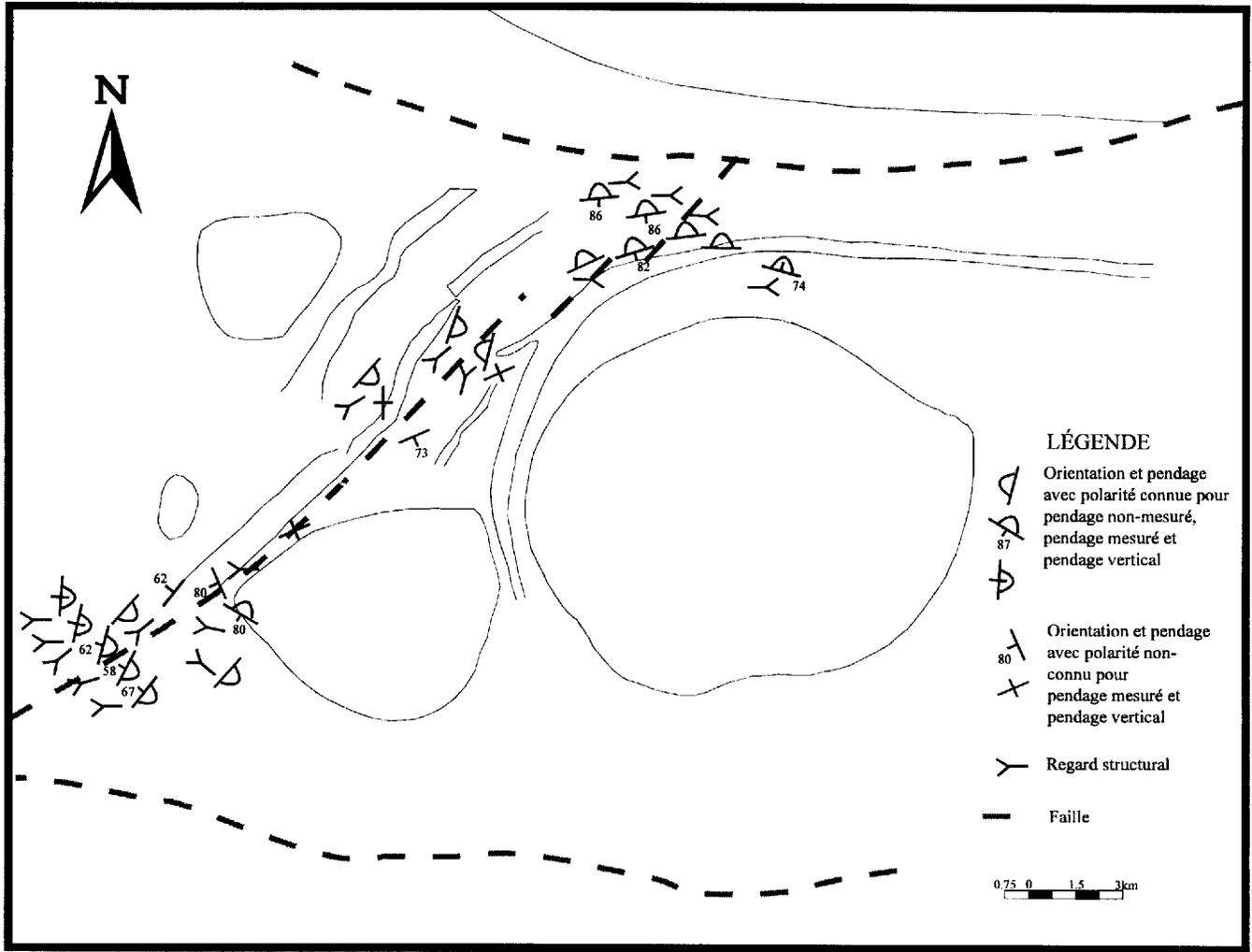


Figure 15. Représentation des tendances de la séquence stratigraphique et de l'orientation des polarités et des regards structuraux. À noter l'inversion de polarité vers le centre de la région d'étude.

### 5.1.3. Indice de déformation (ID)

Une échelle qualitative de déformation (indice de déformation; Daigneault et Labbé, 1992) fut utilisée durant le travail afin de donner une appréciation de l'intensité de la déformation. L'indice de déformation s'étend de 0, pour une roche sans fabrique structurale, à 5 qui serait l'équivalent d'une mylonite.

L'indice de déformation est représenté pour chaque section. Une augmentation dans l'intensité de la déformation est associée au couloir Fancamp dans les sections A et D. Cependant, la relation entre la déformation et le couloir n'est pas évidente pour les autres sections (B, C et E). Sur les sections A et E, des zones de déformations E-W avec des valeurs de ID égales ou supérieures à 3 sont aussi discernables.

### 5.2. Traverse A

Cette section se situe à l'extrémité est du couloir de déformation de Fancamp et passe par l'indice "East Showing" (Fig. 3). La déformation de cette section est en général faible ( $ID \cong 1$  à 2), sauf là où des zones de déformation E-W précoces au couloir de Fancamp ont été identifiées ( $ID \geq 3$ )(Fig. 16). Le couloir de Fancamp est associé à l'intersection de deux zones de déformation (E-W et NE-SW), ce qui explique le niveau de déformation rapporté à la figure 16. Les limites du couloir de déformation de Fancamp coïncident avec l'apparition d'un clivage de crénulation NE qui se superpose à la schistosité principale E-W. Les signatures structurales dans les trois compartiments illustrés à la figure 16 sont semblables. La schistosité principale (Sp) est plutôt est-ouest à WNW-ESE et les linéations d'étirement sont en général très abruptes ( $> 80^\circ$ )(Fig. 16). Le clivage secondaire (Cs) se retrouve à travers la section sous la forme d'un clivage de crénulation qui ne devient jamais plus important que la foliation E-W. Ce clivage est orienté surtout NE-SW et les charnières de crénulation ont une plongée généralement modérée vers le NE dans le compartiment SE et dans le couloir de déformation proprement dit, tandis que dans le compartiment NW les charnières plongent vers le SW (Fig. 16). La présence de crénulation dans les compartiments NW et SE est limitée aux zones de déformation E-W. Les crénulations décrivent une asymétrie en Z dans le couloir et dans le compartiment NW, alors qu'à l'extrémité est du compartiment SE on observe des crénulations avec asymétrie en S. La schistosité principale est interprétée comme étant la schistosité régionale E-W associée aux plis régionaux et aux zones de cisaillement longitudinales de même orientation (Daigneault et Allard, 1990). Le clivage de crénulation semble être associée à la déformation de Fancamp. On peut aussi supposer que le couloir de déformation de

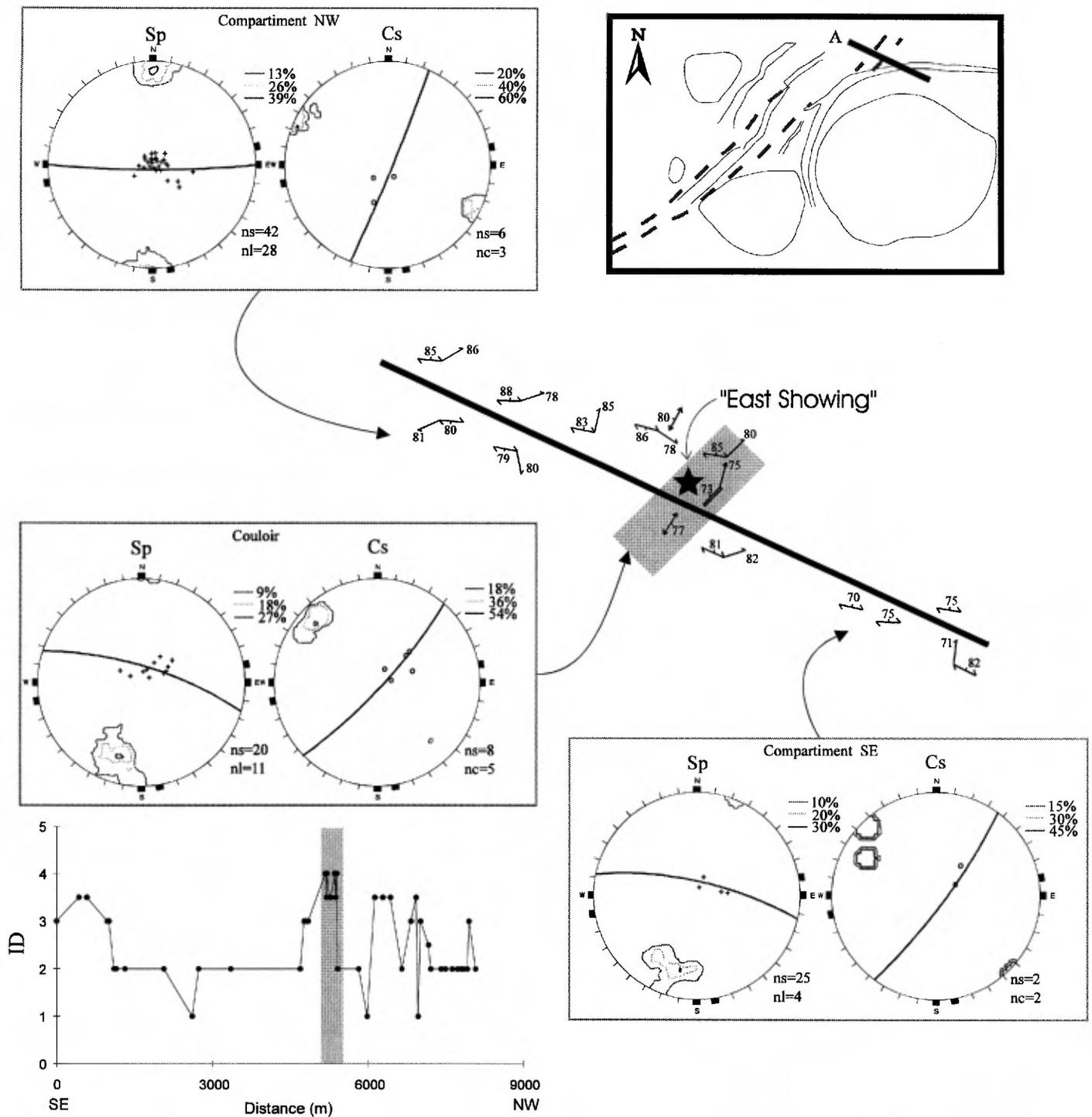


Figure 16. Stéréogrammes de la section A. ns, nl et nc se rapportent au nombre de mesures de schistosité, de linéation d'étirement et de charnière. La méthode de concentration des pôles de Schmidt fut utilisée avec une grandeur de grille de 4% et un cercle de comptage de 1%. Les linéations d'étirement (+) et les charnières des crénelations (o) sont indiquées. L'indice de déformation (ID) est une appréciation de terrain de la déformation. Les régions grises délimitent approximativement le couloir de déformation de Fancamp.

Fancamp prene une orientation E-W dans ce secteur et que le clivage de crénulation soit associé à un événement de déformation tardif.

### 5.3. Traverse B

Cette section traverse la zone Chevrier (Fig. 3) et représente un couloir de déformation beaucoup plus large que celui de la traverse A. La déformation le long de cette section est très hétérogène avec des segments plus déformés qui sont, en général, associées aux indices minéralisés (Fig. 17) et aux volcanoclastites intermédiaires. La présence d'un grand volume de gabbro dans cette section pourrait, en partie, expliquer cette variation dans la déformation apparente. Le début du couloir de déformation de Fancamp est défini dans la partie SE de la coupe par l'apparition d'un clivage de crénulation. La limite nord-ouest cependant n'est pas claire à cause du manque d'affleurements. La schistosité principale dans les compartiments SE et NW est d'orientation E-W avec des linéations d'étirement abruptes plongeant vers l'ouest (Fig. 17). À l'intérieur du couloir cependant, la schistosité principale et le clivage secondaire sont d'orientation très variable. La schistosité principale possède une orientation générale de N143° dans la partie sud du couloir, tandis qu'elle a une orientation de N046° dans sa partie nord (Fig. 17). La question est de savoir s'il s'agit de variation d'attitude de la même fabrique ou de deux fabriques différentes. La linéation d'étirement pour ces deux orientations de la schistosité principale est semblable et est de plongée moyenne à abrupte surtout vers le nord.

Dans le sud du couloir, le clivage d'orientation N012° est associé à la schistosité principale d'orientation N143°, tandis que le clivage N124° est associée à la schistosité N046° dans le nord du couloir. Les deux clivages secondaires représentent des clivages de crénulation et leurs charnières ont des plongées généralement modérées vers le nord ou le sud. Les crénulations sont en général de style variable (S, M et Z). Dans le nord du couloir, la fabrique principale NE correspond à l'orientation du couloir. Le clivage SE, pour sa part, peut être attribué à la proximité d'une zone de déformation de même orientation qui a été reconnue en forages par la CMM près de la zone Chevrier. Dans le sud du couloir, la fabrique principale N143° est sub-parallèle à la schistosité des compartiments NW et SE, laquelle est interprétée comme étant la schistosité régionale. Le clivage N012° est d'orientation semblable au couloir de déformation de Fancamp et semble donc être associée à celui-ci.

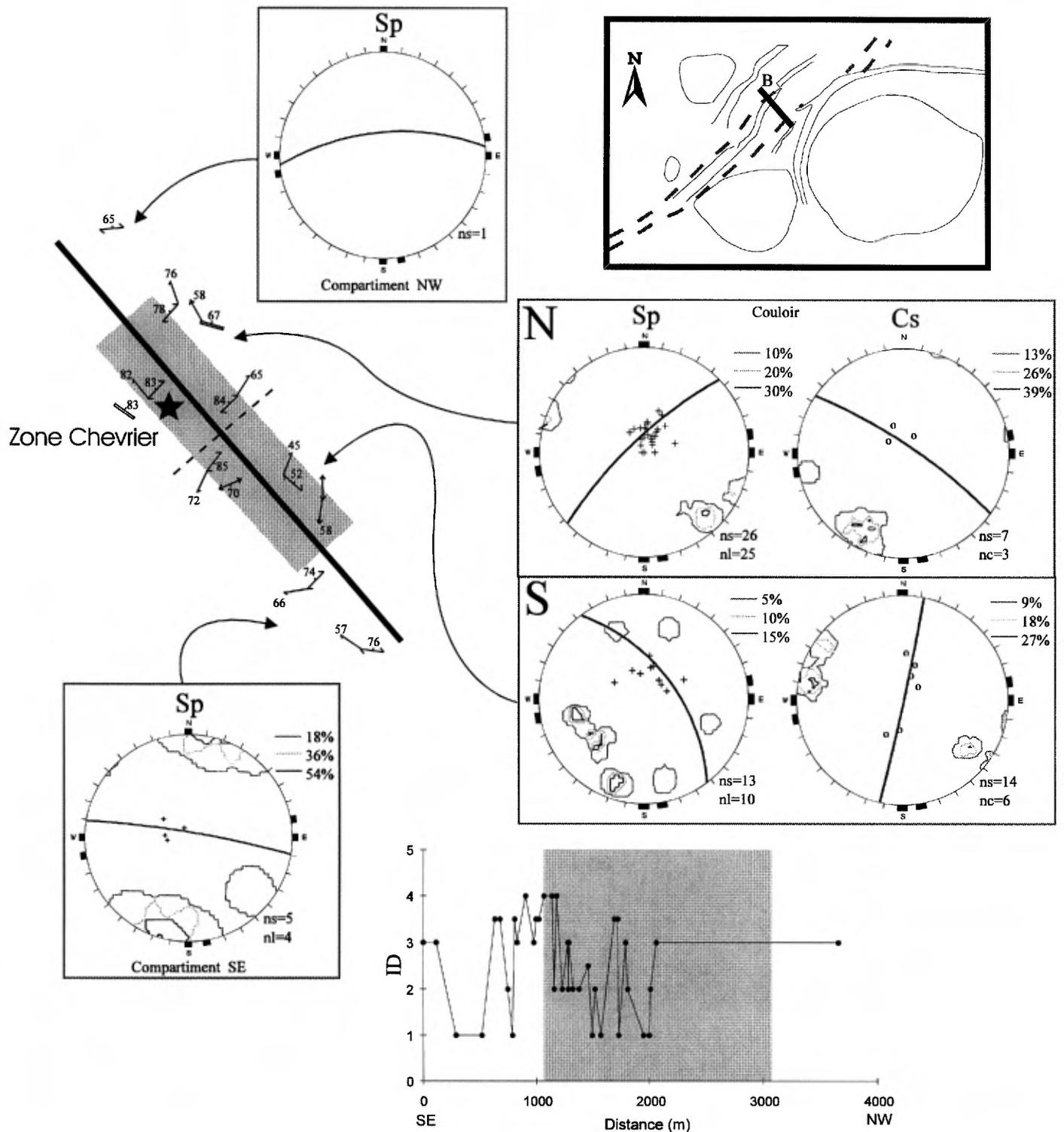


Figure 17. Stéréogrammes de la section B. ns, nl et nc se rapportent au nombre de mesures de schistosité, de linéation d'étirement et de charnière. La méthode de concentration des pôles de Schmidt fut utilisée avec une grandeur de grille de 4% et un cercle de comptage de 1%. Les linéations d'étirement (+) et les charnières des crénulations (o) sont indiquées. L'indice de déformation (ID) est une appréciation de terrain de la déformation. Les régions grises délimitent approximativement le couloir de déformation de Fancamp.

#### 5.4. Traverse C

Cette section traverse la zone Chevrier Sud (Fig. 3) et elle est la plus complexe en ce qui a trait à la localisation des limites du couloir de Fancamp. Ceci est dû au fait que la schistosité a plus ou moins la même orientation tout le long de la section (Fig. 18). La déformation dans cette section est plutôt constante, variant généralement de 2 à 3 (Fig. 18). Plusieurs zones de cisaillement de faible puissance (< 10 cm) sont observées dans le centre de la section. Ces zones cisillées ont des contacts très nets avec les gabbros encaissants et à l'intérieur la texture gabbroïque est complètement disparue (ID = 5). Ces cisaillements sont riches en quartz, chlorite, plagioclase et épidote avec quelques fois jusqu'à 5 % de pyrite. Le mouvement sur ces cisaillements est parfois d'apparence dextre, ailleurs d'apparence senestre. Les limites du couloir de déformation de Fancamp ont été localisées à l'endroit où l'orientation de la schistosité principale passe de E-W à NE-SW. Les compartiments NW et SE ont une schistosité principale d'orientation ENE-WSW avec un pendage fort et une linéation d'étirement abrupte mais d'orientation variable (Fig. 18). À l'intérieur du couloir de Fancamp, la schistosité principale est plutôt NE-SW avec un fort pendage et une linéation d'étirement abrupte et variable (Fig. 18). Il est possible que la schistosité reliée au couloir de déformation de Fancamp résulte simplement de la réactivation et de la rotation de la schistosité régionale E-W.

#### 5.5. Traverse D

Cette traverse se trouve près de la bordure ouest du pluton de Verneuil et traverse l'indice Murgor C (Fig. 3). Des roches très déformées sont retrouvées dans cette section. Le couloir de déformation de Fancamp est associé à une augmentation de la déformation des roches (Fig. 19). Deux fabriques planaires sont encore observées dans cette section: une fabrique précoce d'orientation globale SE et une fabrique tardive d'orientation NE. Les limites du couloir sont localisées à l'endroit où la fabrique NE-SW devient dominante par rapport à la schistosité précoce. Dans le compartiment SE, la schistosité principale est d'orientation NW-SE avec un pendage abrupt et une linéation d'étirement ayant une plongée modérée généralement vers le NW (Fig. 19). Le clivage secondaire est matérialisé par un clivage de crénulation d'orientation NE-SW avec un pendage variable. Dans le couloir de Fancamp, la schistosité précoce est crénulée et est peu à peu oblitérée à la suite du développement d'une schistosité de flux d'orientation NE-SW à pendage abrupt. La fabrique

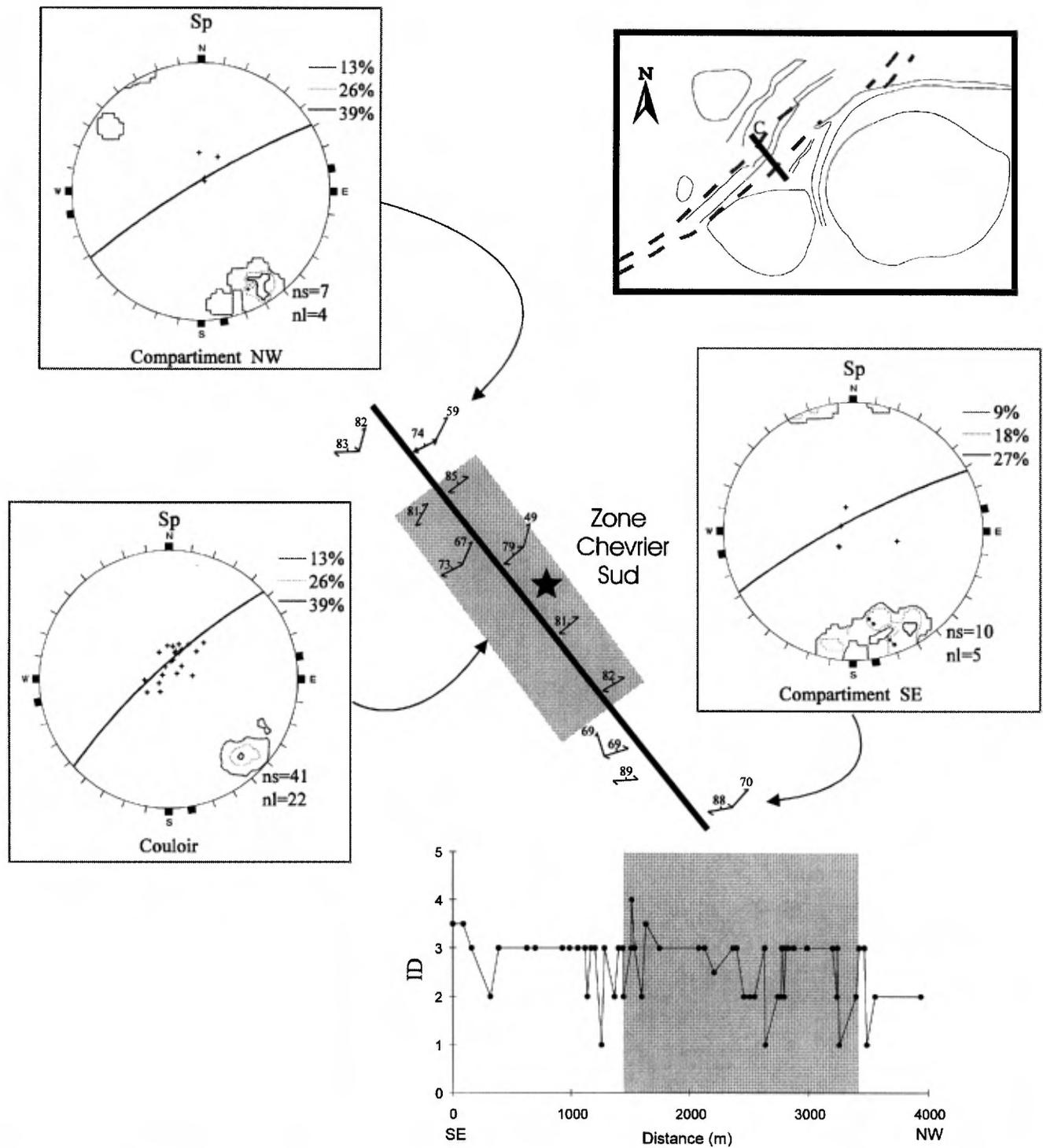


Figure 18. Stéréogrammes de la section C. ns, nl et nc se rapportent au nombre de mesures de schistosité, de linéation d'étirement et de charnière. La méthode de concentration des pôles de Schmidt fut utilisée avec une grandeur de grille de 4% et un cercle de comptage de 1%. Les linéations d'étirement (+) et les charnières des crénulations (o) sont indiquées. L'indice de déformation (ID) est une appréciation de terrain de la déformation. Les régions grises délimitent approximativement le couloir de déformation de Fancamp.

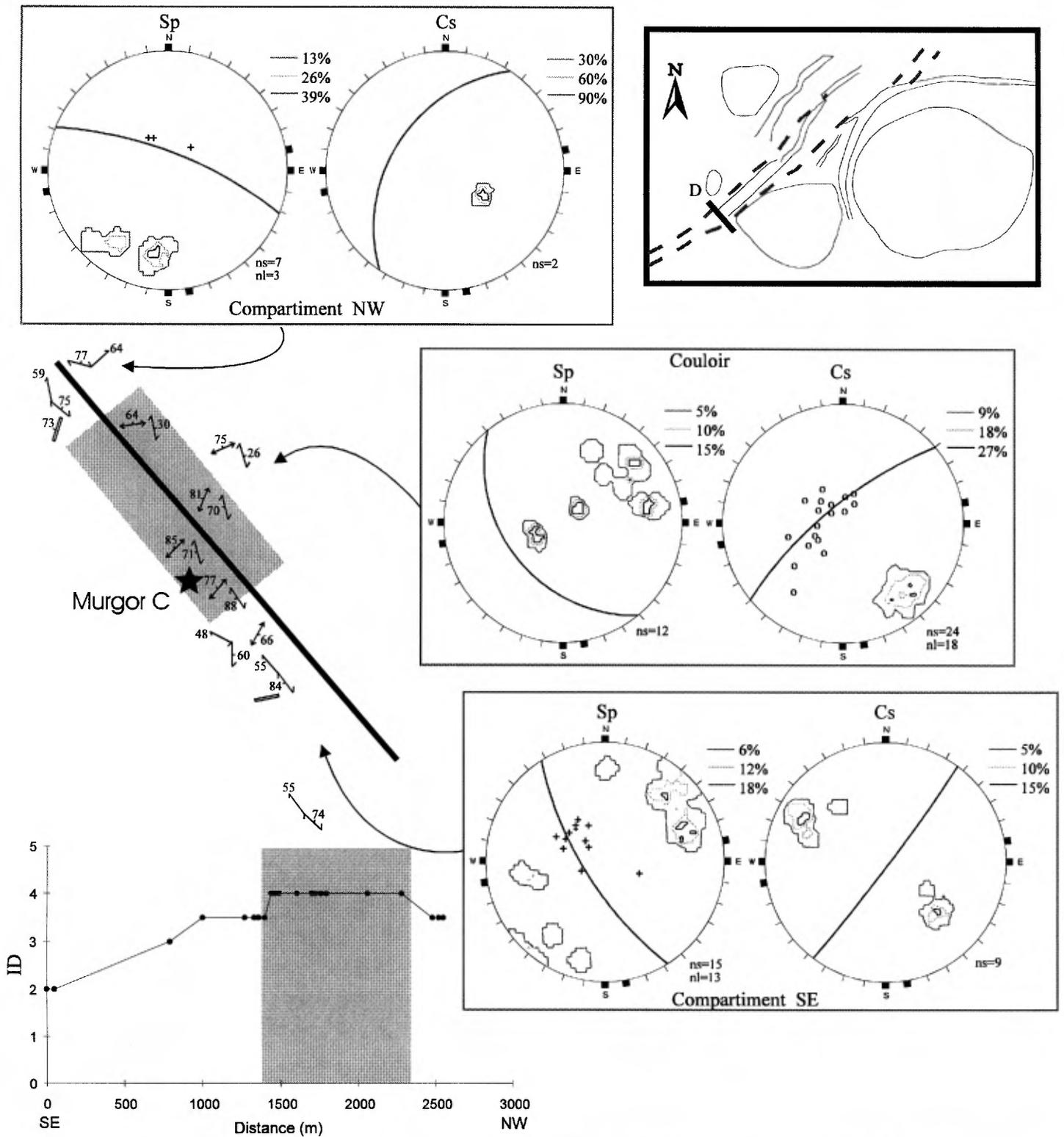


Figure 19. Stéréogrammes de la section D. ns, nl et nc se rapportent au nombre de mesures de schistosité, de linéation d'étirement et de charnière. La méthode de concentration des pôles de Schmidt fut utilisée avec une grandeur de grille de 4% et un cercle de comptage de 1%. Les linéations d'étirement (+) et les linéations d'intersection entre Sp et Cs (o) sont indiquées. L'indice de déformation (ID) est une appréciation de terrain de la déformation. Les régions grises délimitent approximativement le couloir de déformation de Fancamp.

précoce est visible localement et présente un pendage très variable. Son orientation est cependant constante vers le NW-SE (Fig. 19). La linéation mesurée sur la schistosité tardive dans le couloir est équivalente à la linéation d'intersection avec la schistosité précoce. Étant donné que le pendage de cette dernière est variable, il en est de même pour la linéation d'intersection (Fig. 19). La schistosité principale du compartiment NW montre une variation de NW-SE à E-W avec un pendage abrupt. La linéation d'étirement sur ce plan est en général abrupte vers le nord. Un clivage de crénulation d'orientation NE-SW avec un pendage modéré est aussi présent (Fig. 19). La schistosité précoce, qui est dominante dans les compartiments NW et SE, pourrait être reliée à une zone de déformation parallèle au flanc SW du pluton de Verneuil. Ceci pourrait expliquer le fort degré de déformation observé dans cette section. L'extrémité nord de la traverse se caractérise par des évidences de schistosité E-W qui est possiblement précoce par rapport à la schistosité NW-SE. La schistosité principale d'orientation NW-SE hors du couloir est progressivement transposée à l'approche de celui-ci pour devenir parallèle à la direction du couloir de Fancamp. Cette transposition se fait par plissement et rotation de la fabrique SE. Localement, des îlots de roche moins déformés préservent les traces de la foliation ancienne. Le clivage de crénulation NE représente le même élément structural que la schistosité NE et est associé à l'événement de déformation de Fancamp.

#### 5.6. Traverse E

Cette section se situe à l'extrémité ouest de la faille de Fancamp (Fig. 3) et est celle qui montre le moins de déformation. Le degré de déformation est en général inférieur à 2 (Fig. 20) avec des segments plus déformés (3 à 3.5) généralement associés avec des zones de cisaillement E-W de moins de 2 m de large ou avec des contacts gabbro-basalte. Le couloir de Fancamp est défini uniquement par la rotation de la schistosité principale sans aucune augmentation appréciable de la déformation (Fig. 20). Dans ce cas-ci, la limite du couloir de déformation Fancamp est localisée à l'endroit où l'on remarque un changement d'orientation de la schistosité. Dans le compartiment SE, la schistosité principale est environ E-W avec un pendage abrupt et une linéation d'étirement abrupte à modérée variant d'ouest à nord. Le couloir de déformation de Fancamp présente une schistosité principale d'orientation NE-SW avec un pendage très abrupt et une linéation à plongée modérée vers l'ouest. Le couloir coïncide aussi à une rotation de l'orientation du regard structural qui demeure parallèle à la schistosité précoce (Fig. 15). Le compartiment NW présente les mêmes caractéristiques que le compartiment SE. La schistosité principale est d'orientation E-W avec un pendage abrupt et une linéation modérée vers le

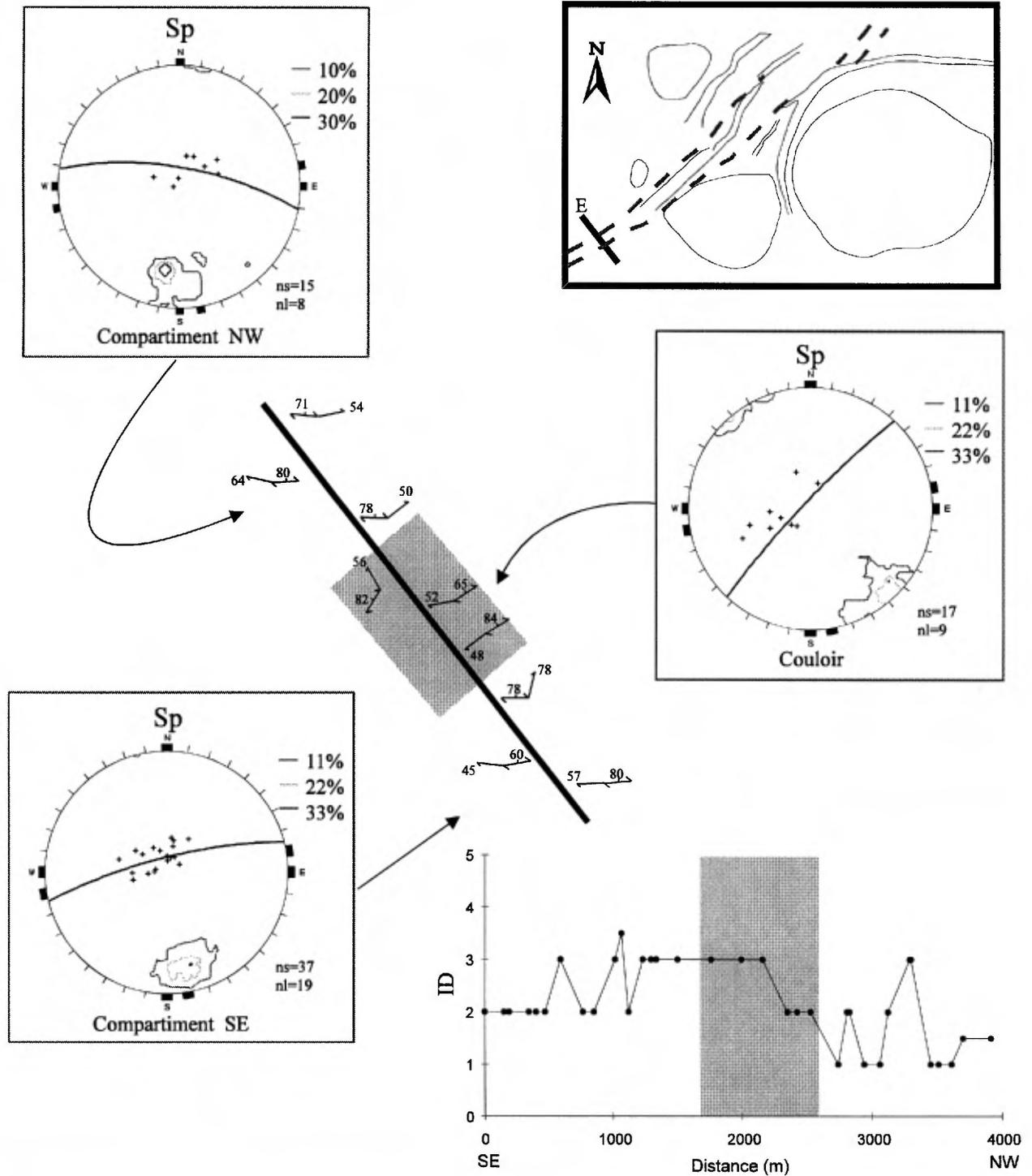


Figure 20. Stéréogrammes de la section E. ns, nl et nc se rapportent au nombre de mesures de schistosité, de linéation d'étirement et de charnière. La méthode de concentration des pôles de Schmidt fut utilisée avec une grandeur de grille de 4% et un cercle de comptage de 1%. Les linéations d'étirement (+) et les charnières des crénulations (o) sont indiquées. L'indice de déformation (ID) est une appréciation de terrain de la déformation. Les régions grises délimitent approximativement le couloir de déformation de Fancamp.

nord. Le couloir de Fancamp n'est associé à aucun clivage de crénulation, ce qui laisse croire que la déformation reliée au couloir a simplement repris la schistosité régionale en lui imposant une rotation de 30 à 50° dans le sens anti-horaire.

## 6.0. MINÉRALISATION

Plusieurs indices aurifères sont présents le long du couloir de déformation de Fancamp (Fig. 2). La plupart d'entre eux furent visités durant l'été 1994 et ont fait l'objet d'observations et d'échantillonnages préliminaires. Ces visites ont permis de constater la présence de deux types de minéralisation aurifère: le type filonien (indices "East Showing", "West Showing", Coyote, Murgor B et C et Lac Baker) et le type disséminé (indices "RO Showing", Lipsett, des Tranchées, zone Chevrier, zone Chevrier Sud).

### 6.1. East Showing

Le "East Showing" se situe à l'intérieur du couloir de déformation de Fancamp, dans la partie orientale de la région à l'étude. La minéralisation est associée à deux larges veines (20 à 200 cm) de quartz sub-parallèles séparées de 20 m qui s'étendent sur plus de 90 m dans une direction E-W et un pendage fort vers le sud (Fig. 21). Elles sont encaissées dans une zone de déformation E-W qui est associée à la déformation régionale. La veine nord se situe au contact entre un gabbro d'une part et des dacites et des basaltes(?) d'autre part. Sa largeur est plus ou moins uniforme (20 à 50 cm) et elle est plissée et faillée à certains endroits. La veine est recoupée et déplacée par des failles N070° senestres qui sont elles-mêmes recoupées par des failles N020° dextres, ce qui a pour effet d'aligner les diverses sections de la veine de quartz. La veine sud se situe au contact entre un gabbro et une intrusion felsique. Elle semble moins uniforme en largeur et plus déformée que la veine nord. Cette variation apparente d'épaisseur pourrait être un effet de la variation de relief au sud de l'affleurement comparé à un affleurement plutôt plat au nord. La veine sud est plus discontinue et se scinde en deux à son extrémité est. Associée aux veines de quartz, on retrouve une zone d'altération riche en carbonate de fer (ankérite<sup>1</sup>) et en chlorite et moindre en séricite. Les analyses de la CMM effectuées en 1986 (Ouellet, 1986) sur des échantillons en rainure espacés en moyenne de 5 m indiquent que la veine nord a une teneur moyenne de 3,94 g/t Au sur une longueur de 72,4 m et une largeur de 2,07 m. La veine sud a une teneur moyenne de 2,23 g/t Au sur une longueur de 27,1 m et une largeur de

---

<sup>1</sup>La composition des carbonate des échantillons provenant des différents indices fut identifié par coloration.

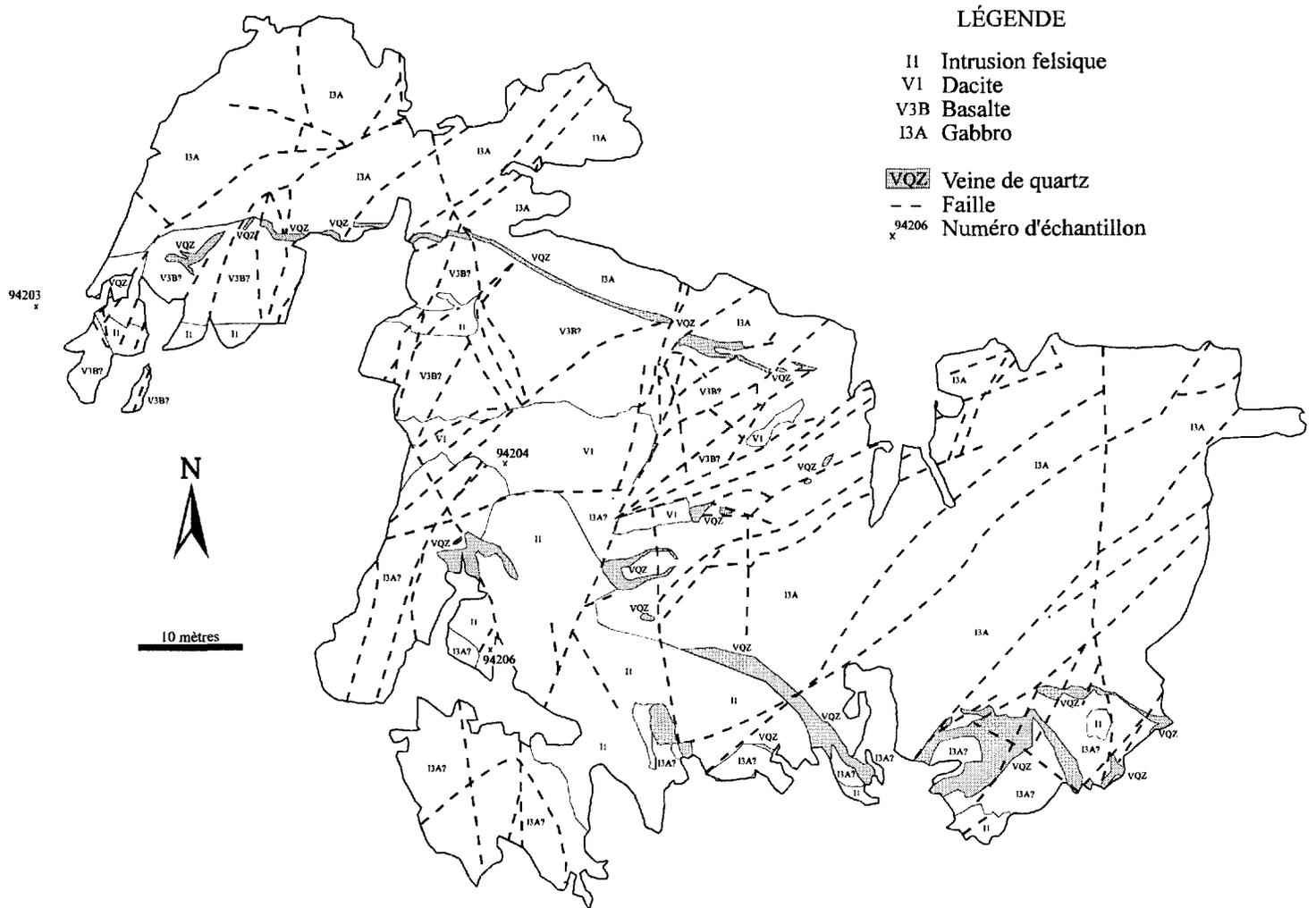


Figure 21. Carte préliminaire de l’affleurement principal du “East Showing” basée sur la cartographie détaillée de la CMM (Ouellet, 1986) et des observations faites durant l’été 1994.

2,13m. L'or semble être associé à la présence de pyrite qui se retrouve principalement dans les épontes et les enclaves de roche encaissante dans les veines. Elle est très fracturée et on observe quelquefois de la magnétite en remplissage de fracture. La pyrite montre des ombres de pression assez bien développées parallèles à la schistosité principale E-W. Les grains d'ankérite sont recristallisés le long de leurs bordures. La foliation définie par la chlorite et la séricite tend à se paralléliser aux veines de quartz à proximité desquelles elle devient plus intense et crénelée. Cependant, la schistosité à pendage vers le nord présente une relation angulaire avec les veines inclinées vers le sud. Cette relation angulaire entre la schistosité et la veine de quartz est donc comparable aux fabriques C-S observés dans les zones de cisaillement typique (Ramsay et Graham, 1970). Donc il semblerait que la veine de quartz s'est injectée à l'intérieur d'un cisaillement et que la minéralisation soit possiblement de type mésothermale. Cependant l'altération en carbonate de fer n'est pas symétrique autour des deux veines de quartz. Au nord des veines l'altération semble plutôt restreinte (< 2 m) tandis qu'au sud des veines elle est plus répandue et d'apparence plus intense.

À l'écart des veines entre la veine nord et la veine sud, la schistosité est orientée N-S à NE-SW. Des crénelations sont aussi visibles près des contacts des veines. Plusieurs évidences semblent indiquer que la veine sud représente l'extension est de la veine nord recoupée et déplacée par une faille dextre, possiblement associée au couloir de Fancamp. Ainsi,

- 1) les deux veines sont encaissées au nord par des gabbros; le gabbro au nord de la veine sud ne semble pas se retrouver au sud de la veine nord. De même les intrusions felsiques ne se retrouvent qu'au sud des veines; aucune intrusion felsique n'est observée au nord de la veine sud.
- 2) près de l'extrémité est de la veine nord, on observe des boudins de quartz ici et là avec une orientation d'environ N045° qui rejoignent l'extrémité ouest de la veine sud. Associée à ces boudins, on reconnaît une zone d'altération en carbonate de fer très intense.
- 3) la schistosité en dehors de la zone minéralisée est parallèle à la schistosité régionale E-W. Entre les veines cependant, elle semble avoir subi une rotation et elle est maintenant NE-SW, parallèle à la faille dextre.

La minéralisation du "East Showing" est donc précoce à l'événement de déformation de Fancamp. Cependant sa relation avec l'événement de déformation régionale n'est pas encore résolue.

Nous avons procédé à l'échantillonnage préliminaire du "East Showing" durant la campagne d'été 1994. Un échantillon provenant d'une zone riche en ankérite (94203; Fig. 21) et montrant une forte altération en carbonate ( $\text{CO}_2 = 10,4\% \text{ pd.}$ ) et en séricite ( $\text{K}_2\text{O} = 3,06\% \text{ pd.}$ ) n'est pas minéralisé en or ( $\text{Au} = < 5 \text{ppb}$ ;  $\text{S} = < 0,01\% \text{ pd.}$ ; Tableau 2).

## 6.2. West Showing

La minéralisation au "West Showing" se retrouve au NW de la partie orientale du couloir de déformation de Fancamp. Elle est associée à deux zones de cisaillement plus ou moins E-W (20 à 200 cm de largeur), espacées d'environ 50 m, recoupant des basaltes, des gabbros et des grès (Fig. 22). La zone cisailée au nord de l'affleurement décapé a une orientation de  $\text{N}100^\circ$  et a un fort pendage vers le nord. Elle a une puissance variant entre 50 et 100 cm. La zone coupe et déplace une bande (approx. 1 m d'épaisseur) de grès laminés orientée à  $060/82$ . Le déplacement de cet horizon marqueur indique un mouvement d'apparence dextre le long du cisaillement avec un rejet d'environ 20 m. Cependant la linéation d'étirement est sub-verticale et donc le rejet le long de ce cisaillement est surtout vertical. La zone cisailée au sud possède une orientation de  $\text{N}125^\circ$  avec un fort pendage vers le nord. Sa puissance varie entre 20 et 200 cm. La zone est plus large à l'ouest et elle se sépare en deux vers l'est (Fig. 22). Ces cisaillements sont associés à une schistosité très intense, ainsi qu'à des injections de quartz et une altération en carbonate de fer (ankérite), chlorite, leucoxène, séricite et fuchsite par endroits. Cependant cette altération ne semble pas être symétrique autour des cisaillements. De faibles quantités de pyrite et de chalcopryrite sont présentes dans les cisaillements. La foliation est définie par la chlorite, la séricite et le leucoxène à l'intérieur et près des cisaillements. La schistosité à l'intérieur des zones de cisaillement est parallèle à l'orientation des zones. À l'écart des zones, la schistosité demeure sub-parallèle aux cisaillements et varie entre  $\text{N}090^\circ$  et  $\text{N}130^\circ$ . Des micro-plis ont été remarquées mais celles-ci sont peu nombreuses. Les plans axiaux de ces micro-plis sont sub-parallèles à la direction du couloir de Fancamp. Une zone d'altération similaire aux zones de cisaillement E-W est observée entre les deux zones avec une orientation approximativement N-S. Cette altération n'est pas associée à une zone fortement schisteuse, mais plutôt à une veine de quartz plissée (approx. 10 m de long par 30 cm de large)(Fig. 22). Les extensions nord et sud de la zone altérée N-S ne sont pas visibles au delà des zones de cisaillements E-W. Un échantillon en rainure provenant de cette zone altérée n'a pas donné de résultats intéressants. Les échantillons en rainure prélevés sur la zone nord par la CMM n'ont pas donné de valeurs économiques. Trois valeurs d'or intéressantes ont été obtenues sur la structure sud: 3,26 g/t Au sur 1,43 m, 3,08 g/t Au sur 1,05 m et 3,63 g/t Au sur 1,06 m (Ouellet, 1986). La meilleure intersection en

## LÉGENDE

- V3B Basalte
- I3A Gabbro
- S6 Grès laminé
-  Veine de quartz
-  Veine d'épidote
-  Déformation intense
-  Contact du couloir de déformation
-  Faille
-  Numéro d'échantillon

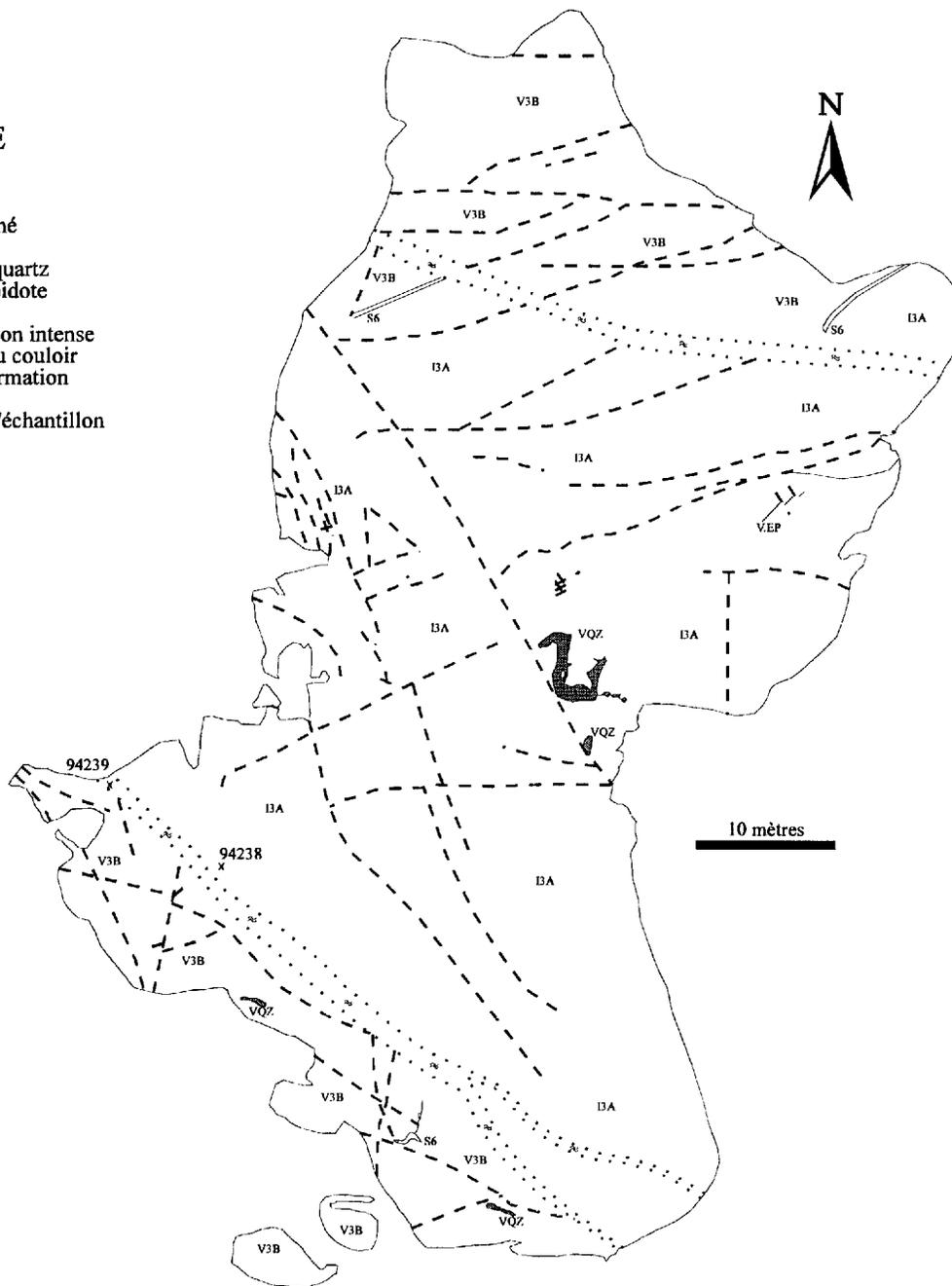


Figure 22. Carte préliminaire de l’affleurement du “West Showing” basée sur la cartographie détaillée de la CMM et des observations faites durant l’été 1994.

forage (LC-21) donne 7,46 g/t Au de 52,75 à 53,25 m et elle provient du cisaillement sud (Ouellet, 1986). La présence de micro-plies associés à l'événement de Fancamp surposés sur la minéralisation indique que celle-ci est associée à un événement précoce à Fancamp. La minéralisation semble donc être associée à l'événement de déformation régionale mais la présence d'une zone d'altération assymétrique autour des deux cisaillements nécessite une étude plus détaillée.

Les échantillons 94238 et 94239, prélevés à 1.5 mètres et au coeur du cisaillement sud (Fig. 22), semblent avoir subi un lessivage de  $\text{Na}_2\text{O}$  et un enrichissement de  $\text{K}_2\text{O}$  dans le cisaillement, tandis que les autres éléments majeurs sont plus ou moins stables (Tableau 2). Cette hausse des teneurs en potassium est associée à une forte augmentation en Ba et Rb, un enrichissement faible en S,  $\text{CO}_2$  et As et une diminution faible en Cu et Zn.

### 6.3. RO Showing

La minéralisation du "RO Showing" se situe près de la limite NW de la partie orientale du couloir de déformation de Fancamp. Elle est associée à un gabbro à phénocristaux de pyroxène transformés en amphibole altéré en carbonate de fer (ferro-dolomite), séricite et chlorite au contact avec une unité de tufs à blocs. La présence d'une veine de quartz de 20 cm de large avec une orientation E-W semble indiquer une minéralisation semblable à celle du "East Showing", mais à une plus petite échelle. Cependant, la veine du "RO Showing" a un pendage sub-horizontal et la roche encaissante ne montre pas une forte schistosité, même si la linéation d'étirement est très bien définie par les phénocristaux de pyroxène. Ce gabbro est altéré sur plus de 200 m et aucun patron d'altération ne semble être associé directement à la veine de quartz. La foliation faible est définie par la chlorite et par la séricite. La séricite très fine (< 0.1 mm) retrouvée en amas ne semble pas montrer une orientation préférentielle. Aucune crénulation ou autres évidences de déformation associée au couloir de Fancamp ne sont visibles. La pyrite est fracturée avec parfois de la magnétite dans les fractures. Des ombres de pression de carbonate sont faiblement développées autour des grains de pyrite. Des échantillons prélevés en surface par la CMM ont donné 548, 623 et 1946 ppb Au (Légaré et Ouellet, 1988). Dans les forages, la meilleure teneur est de 815 ppb Au sur 1,5 m (LC-57; Boisvert, 1990). L'échantillon 94167 montre une altération considérable en carbonate reflétée par une forte concentration de  $\text{CO}_2$  ( $\text{CO}_2 = 19,9\%$  pd.). Cependant la teneur en or de l'échantillon est faible (Au = 6 ppb; Tableau 2).

#### 6.4. L'indice Lipsett

L'indice Lipsett se trouve dans la partie centrale de la région à l'étude et semble être associé à un cisaillement relié au couloir de déformation de Fancamp. Ce cisaillement (N015°) a un pendage sub-vertical et est encaissé dans un gabbro localement porphyrique avec des phénocristaux de plagioclase atteignant 3 cm (Fig. 23). La zone de cisaillement a de 3 à 4 m de large avec un coeur minéralisé de moins d'un mètre. Le cisaillement se scinde en quatre vers l'ouest. La minéralisation consiste en de la pyrite disséminée (5 à 10 %) dans une zone cisailée et altérée en chlorite, séricite, calcite, carbonate de fer (ferro-dolomite) et leucoxène avec de petites veines et veinules de quartz (< 5 cm) qui montrent des textures de cristallisation en espace libre. La pyrite que l'on retrouve en marge de la zone minéralisée est très fracturée, alors que celle localisée au coeur de cette zone ne montre pas de signe de déformation. On observe des ombres de pression de chlorite faiblement développées autour de la pyrite. La chlorite, le quartz et la séricite présents dans le coeur de la minéralisation aussi montrent peu d'évidences de déformation. Un autre cisaillement se retrouve à quelques mètres au sud. Même si ce cisaillement est aussi intense et imposant que le premier, il n'est pas minéralisé. Des failles E-W qui semblent recouper le cisaillement nord sont entraînées par le cisaillement sud, ce qui indique que le cisaillement sud est plus jeune que le cisaillement nord, ce qui pourrait expliquer l'absence de minéralisation. La schistosité à l'intérieur du cisaillement minéralisé est plus ou moins parallèle à la direction du cisaillement (N024° à N056°). Les micro-plis sont communs avec des plis de forme variable (S, Z, M), mais avec un plan axial de direction constante ESE-WNW. La linéation d'étirement abrupte vers le nord est très bien développée à travers toute la zone décapée, et est particulièrement bien matérialisée par les phénocristaux de plagioclase dont l'étirement fait plus de 10 cm. La meilleure intersection en forage (DO-07) obtenue est de 1,03 g/t Au de 54,2 à 54,6 m (Vincent, 1989). En surface, on a obtenu des valeurs de 1,9 g/t Au sur 1,5 m et de 3,84 g/t Au sur 2,8 m (Vincent, 1989). Cet indice semble être relié à l'événement de Fancamp mais l'absence d'évidences de déformation régionale est problématique.

L'analyse de l'échantillon 94248 montre la faible teneur en CO<sub>2</sub> dans le coeur minéralisé (CO<sub>2</sub> = 0,84 % pd.; Tableau 2), ainsi que des valeurs d'éléments généralement associés aux minéralisations en or très élevées en comparaison avec les autres indices à l'étude (As = 360 ppm; Sb = 1,8 ppm; W = 84 ppm). Il faut également noter les fortes valeurs en soufre (S = 15,0 % pd.) et en fer (Fe<sub>2</sub>O<sub>3tot.</sub> = 22,2 % pd.) qui sont les plus élevées de tous les indices échantillonnés, même si la teneur en or est relativement faible (Au = 1,8 ppm). D'autres éléments avec des concentrations élevées sont le vanadium (V = 586 ppm) et le titane (TiO<sub>2</sub> = 2,17 % pd.).

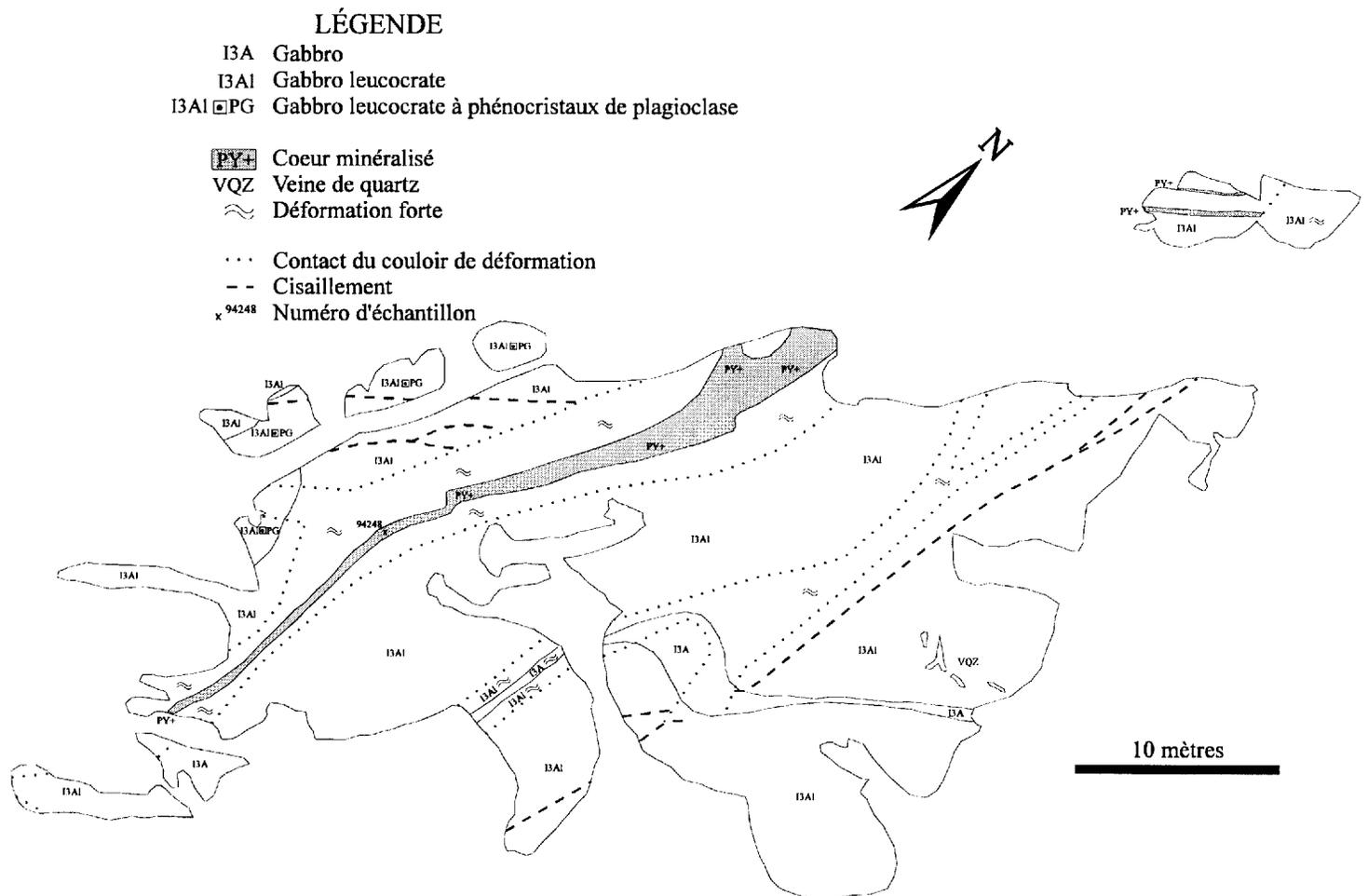


Figure 23. Carte préliminaire de l'affleurement de l'indice Lipsett basée sur la cartographie détaillée de la CMM et des observations faites durant l'été 1994 (Vincent, 1989).

## 6.5. L'indice Coyote

La minéralisation à l'indice Coyote se situe à l'intérieur du couloir de Fancamp, dans la partie centrale de la région à l'étude. Elle est associée à une zone décimétrique présentant une forte altération en carbonate de fer (calcite ferrifère) et injectée de veinules de quartz, de calcite et d'ankérite. Cet indice fait partie d'une zone de cisaillement orientée NNW-SSE encaissée dans des basaltes massifs à coussinés, des gabbros et des tufs à blocs. La déformation est uniforme à travers l'affleurement. La schistosité NNW-SSE est crénelée et le plan axial des crénelations est d'orientation NNE-SSW, soit sub-parallèle à la direction du couloir de Fancamp. Quatre grosses (> 1 m) veines de quartz sub-parallèles en direction à la schistosité, mais de faible pendage sont aussi présentes. Ces veines contiennent de trace à 5% pyrite et de la tourmaline par endroits, mais ne montrent pas de teneurs anormales en or. L'altération hydrothermale associée à ces veines est généralement faible. Les veines sont plissées de façon semblable à la roche encaissante. La quantité de pyrite dans la roche est importante par endroits (jusqu'à 20%) et définit des laminations (< 1 cm) parallèles à la schistosité. Cette pyrite se retrouve communément en nodules de plus de 1cm avec un centre érodé par l'altération superficielle. Des valeurs de 3,3 g/t ont été obtenues par la CMM dans la zone minéralisée en surface, mais la minéralisation aurifère ainsi que les veines de quartz n'ont pas été intersectées en forage (Vincent, 1989). Le fait que les veines de quartz sont plissées par l'événement de Fancamp indique clairement que la minéralisation est précoce à celui-ci.

## 6.6. L'indice des Tranchées

L'indice des Tranchées se situe près de la limite SE du couloir de déformation de Fancamp, dans la partie centrale du secteur à l'étude. Il est associé à des zones de pyrite dissiminée dans un gabbro et dans une intrusion felsique. Des veines de quartz retrouvées dans le gabbro et l'intrusion felsique sont plus ou moins associées à la minéralisation. Des boudins de veine de quartz sont observés partout dans le gabbro, tandis les veines de quartz sont rares dans l'intrusion. La minéralisation la plus importante (5-10% Py) semble être localisée au contact avec l'intrusion felsique. Cette indice se situe à l'intérieur d'une zone de déformation orientée NW-SE. La schistosité associée et parallèle à cette zone est recoupée et plissotée par un clivage de crénelation NE qui devient par endroit une schistosité de flux. Cette schistosité est d'orientation NE-SW et semble donc être reliée au couloir de Fancamp. Les veines de quartz sont aussi crénelées mais la minéralisation

n'est pas associée directement à celles-ci. La crénulation est associée à des plis parasites dont le style varie d'ouest en est de Z, M, S à Z. La minéralisation semble aussi avoir été plissée et donc elle serait précoce à l'événement de Fancamp.

#### 6.7. La zone Chevrier

La zone Chevrier est située dans la partie centrale de la région à l'étude, à l'intérieur du couloir de Fancamp. Elle est présentement la plus importante découverte sur les terrains de la CMM. Les ressources géologiques sont estimées à 8,3 Mt à 2,3 g/t Au avec un coeur de 2,1 Mt à 5,0 g/t (Dupuis, 1992). La minéralisation est associée à une zone de cisaillement localisée généralement au contact entre un gabbro et une intrusion felsique. Les roches à l'intérieur du cisaillement sont fortement altérées en carbonate de fer (ankérite), séricite, leucoxène et, par endroits, fuchsite. Deux fabriques sont observées en forages dans la zone Chevrier. La schistosité précoce est crénulée et, dans certains cas, complètement oblitérée par une fabrique tardive. L'origine et la signification de la fabrique précoce ne sont pas encore bien comprises, mais la schistosité tardive semble être reliée à la déformation de Fancamp. La pyrite (0.5 à 3mm; 1 à 15%) se retrouve finement disséminée et alignée dans la schistosité tardive. Des petites zones de cisaillement secondaire (< 1 mm) parallèles à la fabrique tardive sont définies par l'alignement des grains de carbonate, de séricite et de leucoxène en plus de la pyrite. De longs grains de leucoxène montrent des micro-plis en Z associés à ces petites zones de cisaillement. Le plan axial de ces plis est sub-parallèle aux cisaillements secondaires. Des ombres de pression de carbonate et de quartz sont en général bien développées autour des grains de pyrite et sont d'orientation parallèlement à la schistosité tardive.

On retrouve également 5 à 25% de veines et de veinules de quartz-ankérite ainsi qu'un peu de veines de calcite à l'intérieur de la zone Chevrier. Les veines de quartz-ankérite semblent être associées à la minéralisation et sont sub-parallèles à la schistosité tardive. Elles ne contiennent généralement pas de valeurs aurifères, sauf lorsqu'on y retrouve des fragments d'encaissant pyritisés. Localement, de la chalcopryrite en traces fut observée dans les veines. Les veines de calcite recourent la schistosité tardive et aucune minéralisation n'est associée avec celles-ci.

Les deux affleurements exposant la zone Chevrier montrent des gabbros caractérisés par une altération et une déformation intenses. L'affleurement 1266 exhibe une schistosité N006° à N045° avec des micro-plis faiblement développés (plan axial = N120° à N140°) dans la zone altérée. Les linéations d'étirement sont très bien définies et plongent vers le nord. L'altération est la plus intense près d'une large veine (1 m) de quartz sub-verticale et de l'or natif est présent près d'une autre veine de quartz. L'affleurement 1267 (environ 100 mètres à l'ouest de 1266) présente les mêmes

caractéristiques, sauf que l'on note la présence de fuchsite et l'absence de grosses veines de quartz. On observe encore ici une schistosité N015° à N080° dans la roche altérée avec des micro-plis mieux développées et une amorce par endroits de clivage de crénulation N124° à N169°. Les veines de quartz ont environ toutes la même direction (N065°) et des veinules de quartz parallèles aux clivages de crénulation les recoupent. La schistosité observée sur ces affleurements peut être corrélée à la schistosité tardive observée en forages, ainsi que les crénulations NW-SE. La schistosité précoce observée dans les forages recoupant la zone Chevrier n'a pas été reconnue.

Les forages ont permis l'identification d'une zonation de l'altération reliée à la zone Chevrier (Magnan, 1990; Dupuis, 1992). De l'extérieur vers l'intérieur, on retrouve le faciès chlorite+calcite±séricite, suivi du faciès ankérite+séricite±chlorite±fuchsite, puis de la zone Chevrier qui présente le faciès ankérite+séricite+pyrite±fuchsite. La distinction de ces faciès dans l'intrusion felsique est compliquée par l'omniprésence de séricite et l'absence de chlorite. La foliation devient de plus en plus importante à mesure que l'on s'approche de la zone Chevrier. L'échantillonnage du forage DO-31 permet d'étudier la variation chimique à travers la zone Chevrier (Tableau 2). Les profondeurs indiquées en mètres représentent la distance du collet du forage jusqu'au centre de l'échantillon. Les échantillons sont en général de 20 à 30 centimètres de long. En examinant les éléments immobiles comme TiO<sub>2</sub>, Cr, Ni, V et Y, on constate que la zone Chevrier est encaissée entièrement dans le gabbro. Il est cependant difficile d'interpréter les résultats par rapport à l'altération parce que la zone minéralisée est bordée de part et d'autre de deux types de lithologies, soit une intrusion felsique et un gabbro. La figure 24 présente des éléments sous forme de pourcentage de changement. Ce terme fut défini par Nesbitt (1979) pour quantifier les variations chimiques d'une granodiorite le long d'un profil d'altération superficielle. Le pourcentage de changement  $((X^s/I^s)/(X^p/I^p)-1) \times 100$  indique l'augmentation ou la diminution d'un élément X donné par rapport à un élément immobile I pour un échantillon altéré en comparaison avec un échantillon frais (p). En raison d'une variation plus ou moins progressive de l'altération et de protolites bien connus, le pourcentage de changement est utilisé ici avec le titane (TiO<sub>2</sub>) comme élément immobile afin d'établir quels éléments ont été ajoutés ou lessivés par les fluides minéralisateurs. Le titane et l'alumine montre une bonne corrélation pour les échantillons de gabbro ( $r = +0.87$ ) et cette relation semble indiquer que le titane est plutôt immobile. Les échantillons situés aux extrémités du profil (DO-31-6 et DO-31-16) ont été utilisés comme protolites pour estimer le degré d'altération de l'intrusion felsique et du gabbro respectivement. En général, les éléments immobiles (ni ajouté, ni lessivé) montrent des pourcentages de changement compris entre +20 et -20. On a attribué aux éléments avec des concentrations inférieures à la limite de détection des valeurs égales à la limite de détection. Les valeurs de pourcentage de changement peuvent donc indiquer des variations minimales pour certains éléments (voir

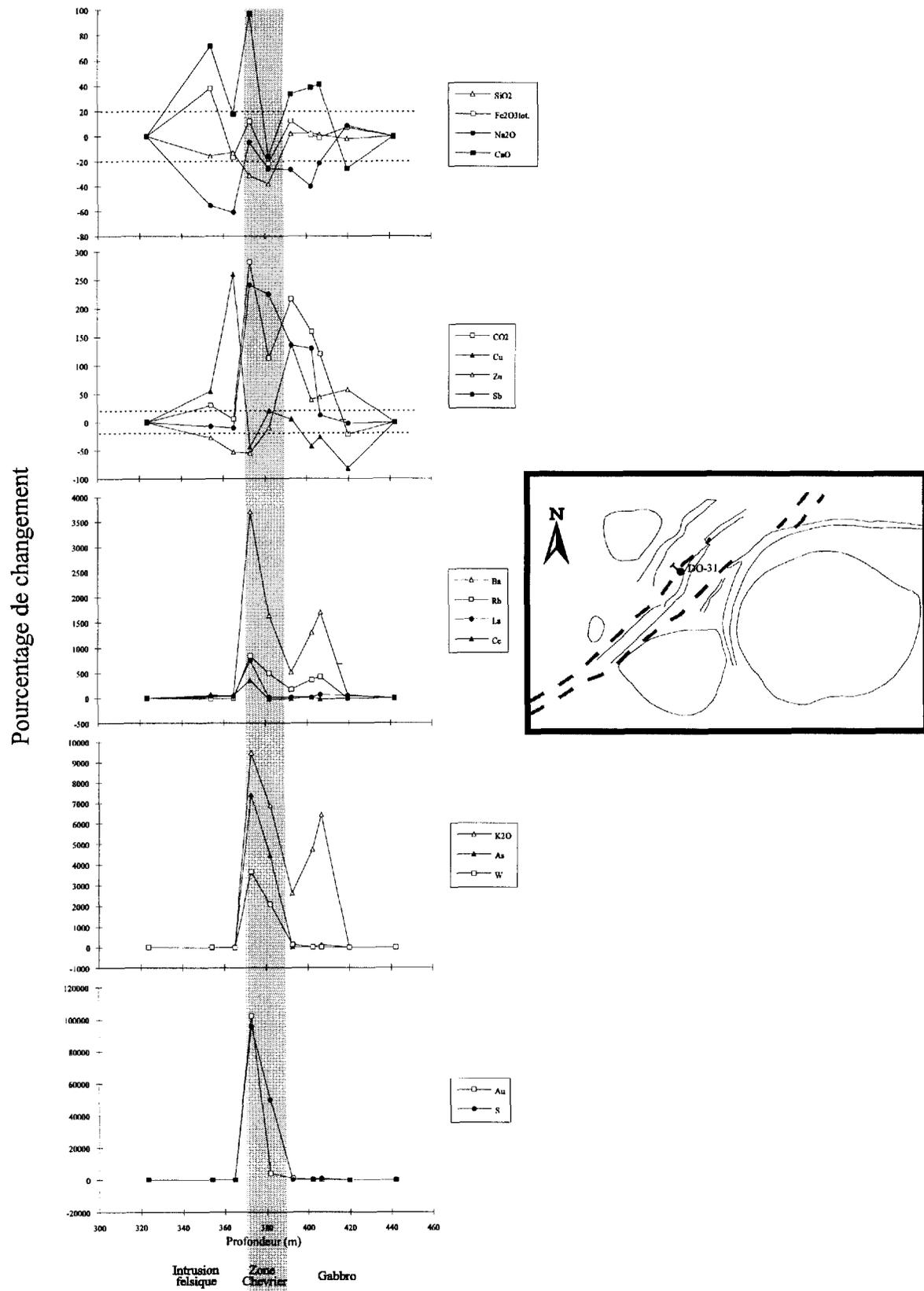


Figure 24. Diagrammes du pourcentage de changement de plusieurs éléments versus la profondeur en mètres le long du forage DO-31 de la zone Chevrier. Les valeurs du pourcentage de changement sont des valeurs minimales pour certains éléments qui ont des concentrations sous la limite de détection pour les échantillons frais (Tableau 2).

Tableau 2 pour savoir à quels éléments ceci s'applique). Comme on peut l'observer à la figure 24, le fer ne montre pas de variation importante et il n'est pas enrichi dans la zone Chevrier, même si elle peut contenir jusqu'à 15% pyrite. Donc ce serait les minéraux riches en fer (principalement la magnétite) qui se sont transformés en pyrite durant la minéralisation. Le  $\text{SiO}_2$  montre cependant une diminution dans la zone minéralisée, tandis que le  $\text{Na}_2\text{O}$  semble avoir été lessivé dans les épontes. Le  $\text{CaO}$  et le  $\text{CO}_2$  montrent des profils identiques, ce qui suggère que le carbonate (probablement l'ankérite) contrôle leurs distributions. Les valeurs pour ces deux composés sont maximales dans la zone Chevrier, tout comme le  $\text{K}_2\text{O}$  qui est relié à la présence de séricite. Les éléments Rb et Ba, qui sont surtout contrôlés par la séricite et l'ankérite respectivement, montrent des variations similaires à celle du  $\text{K}_2\text{O}$ . Le lanthane et le césium montrent aussi des variations semblables au  $\text{K}_2\text{O}$ . Ces profils indiquent aussi une zone d'altération de plus faible importance à la cote 405 mètres du forage DO-31. Cette zone correspond à une minéralisation mineure (2% pyrite) sur une distance de 5 mètres. L'or et les éléments associés (As, Sb, W) ont une distribution semblable avec un maximum près du contact entre l'intrusion felsique et la zone Chevrier. Le cuivre présente un comportement différent de ceux de ces éléments: il est enrichi dans l'intrusion felsique mais appauvri dans le gabbro. Le zinc montre un profil opposé à celui du cuivre. La figure 24 semble aussi indiquer que la zone d'altération est plus importante dans le gabbro que dans l'intrusion felsique. Ceci est probablement dû aux faibles concentrations de fer dans l'intrusion felsique. On peut aussi souligner l'importance du contact entre les deux protolites, car c'est à ce point que se situe le maximum d'altération et de minéralisation en or. Ceci semble donc indiquer que les fluides minéralisateurs ont utilisé ce contact comme tuyauterie. La zone Chevrier a définitivement été affectée par l'événement de déformation de Fancamp mais à ce stade de l'étude on ne peut pas encore affirmer si la minéralisation est précoce à l'événement Fancamp ou synchrone.

#### 6.8. La zone Chevrier Sud

La minéralisation de la zone Chevrier Sud se situe dans la partie centrale de la région à l'étude, à l'intérieur du couloir de Fancamp. Elle est encaissée dans des roches felsiques à intermédiaires (intrusions et volcanoclastites), des dykes felsiques et des basaltes. Certains des dykes ont une texture et une minéralogie qui ressemble fortement à celle des volcanoclastites encaissantes. La forte présence de dykes, qui sont interprétés comme étant syn-volcanique d'après cette étude, semble indiquer que la zone Chevrier Sud est possiblement associée à un centre volcanique.

La zone minéralisée a été reconnue en forage sur une épaisseur de plus de 300 m, mais elle n'est pas observée en surface étant donné qu'elle se situe sous les eaux du lac Obatogama. Deux foliations (généralement avec un angle de 30 à 50°) sont bien visibles dans les échantillons de carotte peu profonds qui intersectent la zone (< 400 m pour DB-70 et < 530 m pour DB-73). Les échantillons plus profonds montrent une bonne schistosité tardive non-pénétrative et une schistosité précoce plus discrète. Les affleurements situés près de la zone Chevrier Sud ne semblent montrer qu'une foliation. Il est donc difficile à ce stade d'interpréter l'existence de ces deux foliations. On observe dans la zone Chevrier Sud jusqu'à 10% pyrite disséminée et en veinules parallèles à la schistosité. La chalcopyrite est observée en trace et est toujours associée à la pyrite. Cette minéralisation est associée à 1-20% de veinules de quartz et carbonate qui sont généralement parallèles à la schistosité, quoique plusieurs d'entre elles la recoupent nettement. De l'or natif a été observé à quelques endroits dans les veinules. Les zones minéralisées sont généralement fortement cisailées et altérées. Les roches felsiques à intermédiaires présentent une forte altération en séricite avec des quantités variables de leucoxène, de calcite et de carbonate de fer (ankérite). Les roches mafiques sont altérées en chlorite et calcite avec, dans certains cas, du carbonate de fer. On observe une variation dans la composition du carbonate à travers la zone minéralisée, l'ankérite faisant place à la calcite en profondeur. À part ce changement de la composition du carbonate, il ne semble pas avoir de zonation nette de l'altération associée à la minéralisation, la séricite, le leucoxène, le carbonate et la chlorite étant en quantité plus ou moins constante. Les textures des grains de carbonate de fer et de pyrite semblent indiquer que la croissance de ceux-ci s'est faite entre la déformation précoce et la déformation tardive. Quelques plages de carbonates ont des inclusions de séricite parallèles à la schistosité précoce ce qui semble indiquer que les carbonates sont postérieurs à la schistosité précoce. D'autres cristaux de carbonate sont orientés parallèlement à la schistosité tardive indiquant une cristallisation synchrone ou antérieure à la schistosité tardive. La pyrite possède aussi des ombres de pression très bien développées composées de quartz, de carbonate et de chlorite qui sont parallèles à la schistosité tardive. Les ombres de pression parallèles à la schistosité précoce sont également présentes, mais en quantité moins importante. Certains grains de pyrite allongés et angulaires (fragments) sont aussi orientés parallèlement à la schistosité tardive. La présence d'inclusions de pyrite dans des phénocristaux de quartz et le développement des deux types d'ombres de pression sur certains grains de pyrite pourraient cependant indiquer l'existence de deux générations de pyrite et donc de deux épisodes de minéralisation. Un de ces épisodes serait possiblement avant la déformation précoce tandis que l'autre pourrait être avant ou pendant la déformation tardive qui est associée à l'événement de Fancamp.

Deux forages furent échantillonnés (DB-70 et DB-73) afin de recueillir plus d'informations sur cet indice. À cause de la variation de la composition du protolite et de l'incertitude quant à la nature de celui-ci, le pourcentage de changement n'est pas utilisé ici (Fig. 25). On peut tout de même faire certaines observations. En premier lieu, on constate que les profils chimiques sont semblables pour les deux forages. Une zone riche en carbonate est présente entre 200 et 300 m du forage DB-70 et entre 350 et 500 m du forage de DB-73 (Fig. 26 et 27). Cette zone est caractérisée par une baisse du  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Zn, Rb et Ba et une augmentation du CaO,  $\text{CO}_2$  et Sr. On remarque aussi dans cette zone une hausse mineure de Au, As, Sb et S. Après cette zone riche en carbonate, on retrouve une zone aurifère riche en séricite et en sulfures qui se situe de 300 m à plus de 400 m pour DB-70 et entre 500 et 650 m dans le forage DB-73. La zone aurifère est associée à une zone riche en pyrite (Fig. 25). Il existe cependant d'autres zones riches en pyrite qui ne sont pas enrichies en or. La zone aurifère est caractérisée par de plus hautes teneurs en or ( $\text{Au} > 50$  ppb) et, en général, un enrichissement en  $\text{K}_2\text{O}$ , S, Rb, As, Sb, Ba, Cu et Zn, et un appauvrissement en Sr. On remarque cependant que les plus hautes teneurs en or ne sont pas associées avec les plus hautes ou les plus basses valeurs des éléments mentionnés ci-haut, comme c'est le cas pour la zone Chevrier. Ces éléments ont des variations qui ne semblent pas être reliées directement aux concentrations en or. Le zinc et le cuivre ont des profils semblables et les augmentations de ces valeurs sont en général associées à des augmentations des teneurs en As, Sb, Rb et  $\text{K}_2\text{O}$  et des diminutions en La, Sr et  $\text{Na}_2\text{O}$ . Ces changements ne semblent pas être associées à des variations importantes du protolites, car les forages DB-70 et DB-73 présentent seulement des échantillons de roches felsiques avec  $\text{SiO}_2$  entre 62 et 70 % pd. à l'exception de l'échantillon DB-73-17 qui provient d'un basalte.

#### 6.9. L'indice Murgor B

L'indice Murgor B se trouve dans la partie occidentale de la région à l'étude dans une zone de déformation parallèle au couloir de Fancamp, le long du contact NW du pluton de Verneuil. Il est associé à des veines irrégulières de quartz, de carbonate de fer (ankérite) et de tourmaline et à une forte altération en chlorite et séricite dans des basaltes amphibolitisés et des gabbros (Fig. 28). Ces zones possèdent une structure bréchique avec les fragments mafiques contenant plus de 5% pyrite disséminée avec de la chalcopyrite en trace. La pyrite est en agrégat et contient des inclusions de minéraux d'altération (ankérite, séricite), ainsi que de la tourmaline. En général, la pyrite se présente en laminations (< 5 mm) parallèles aux bandes de tourmaline. Une veine d'albite et un dyke felsique à texture granitique sont aussi présents. La veine d'albite contient jusqu'à 5% de pyrite, tandis que le dyke felsique n'est pas minéralisé. La schistosité est variable

SE

NW

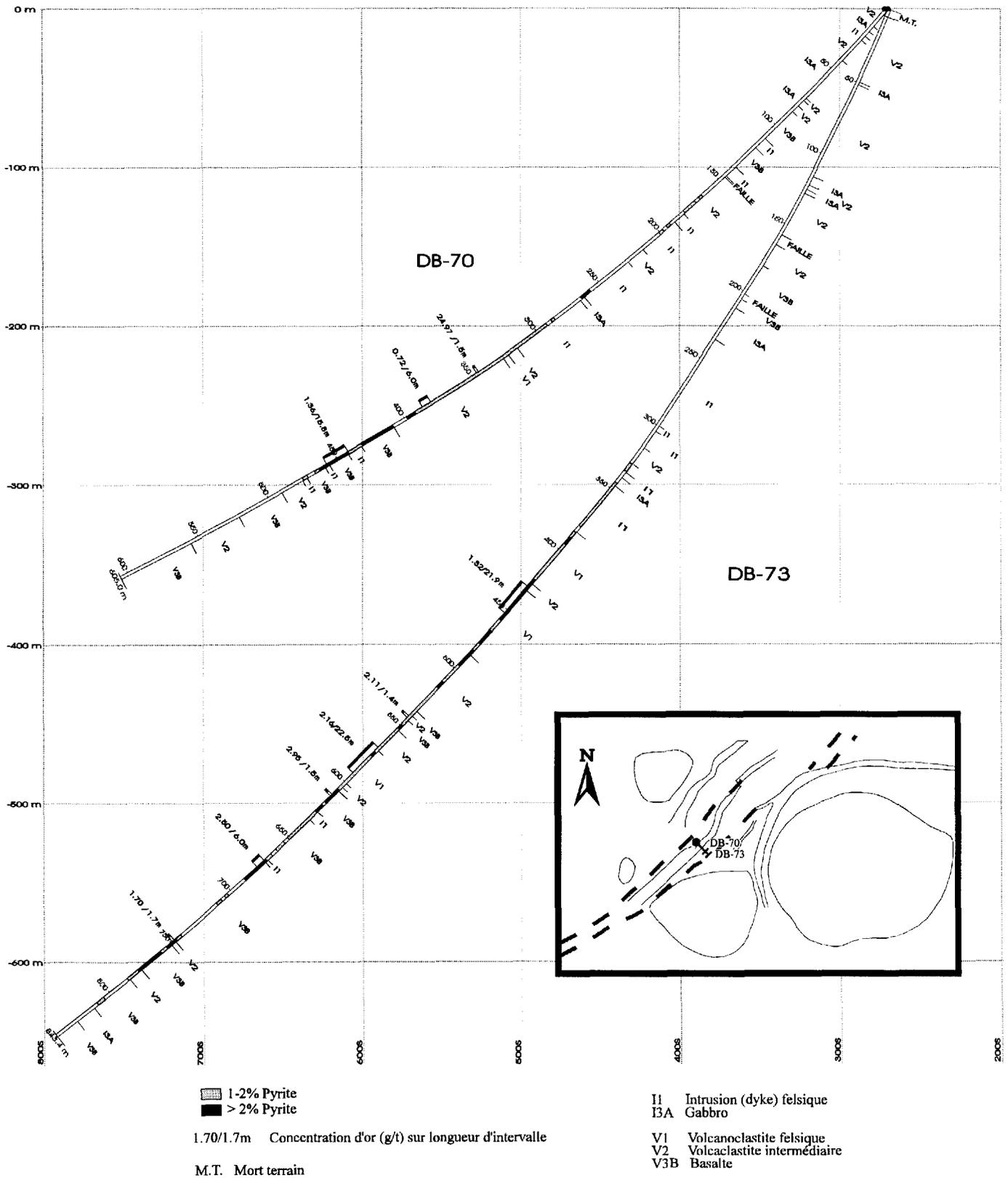


Figure 25. Section 34+50 W des forages DB-70 et DB-73 montrant la géologie, les zones riches en pyrite et en or. La section provient de la CMM (Vincent, 1993) modifiée selon les observations de l'auteur.

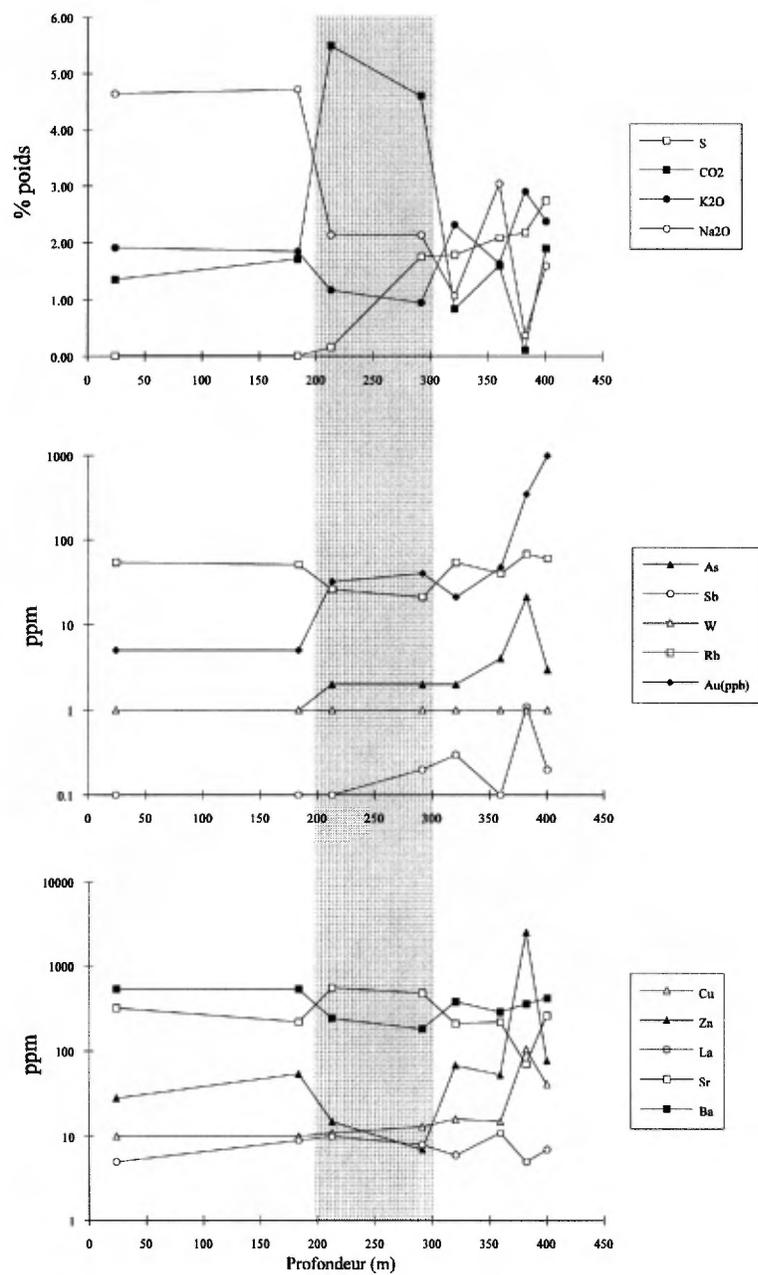


Figure 26. Diagrammes de concentrations de certains éléments versus la profondeur en mètres du forage DB-70 de la zone Chevrier Sud. La région ombrée représente la zone riche en carbonate. Notez l'échelle logarithmique pour les deux graphiques du bas.

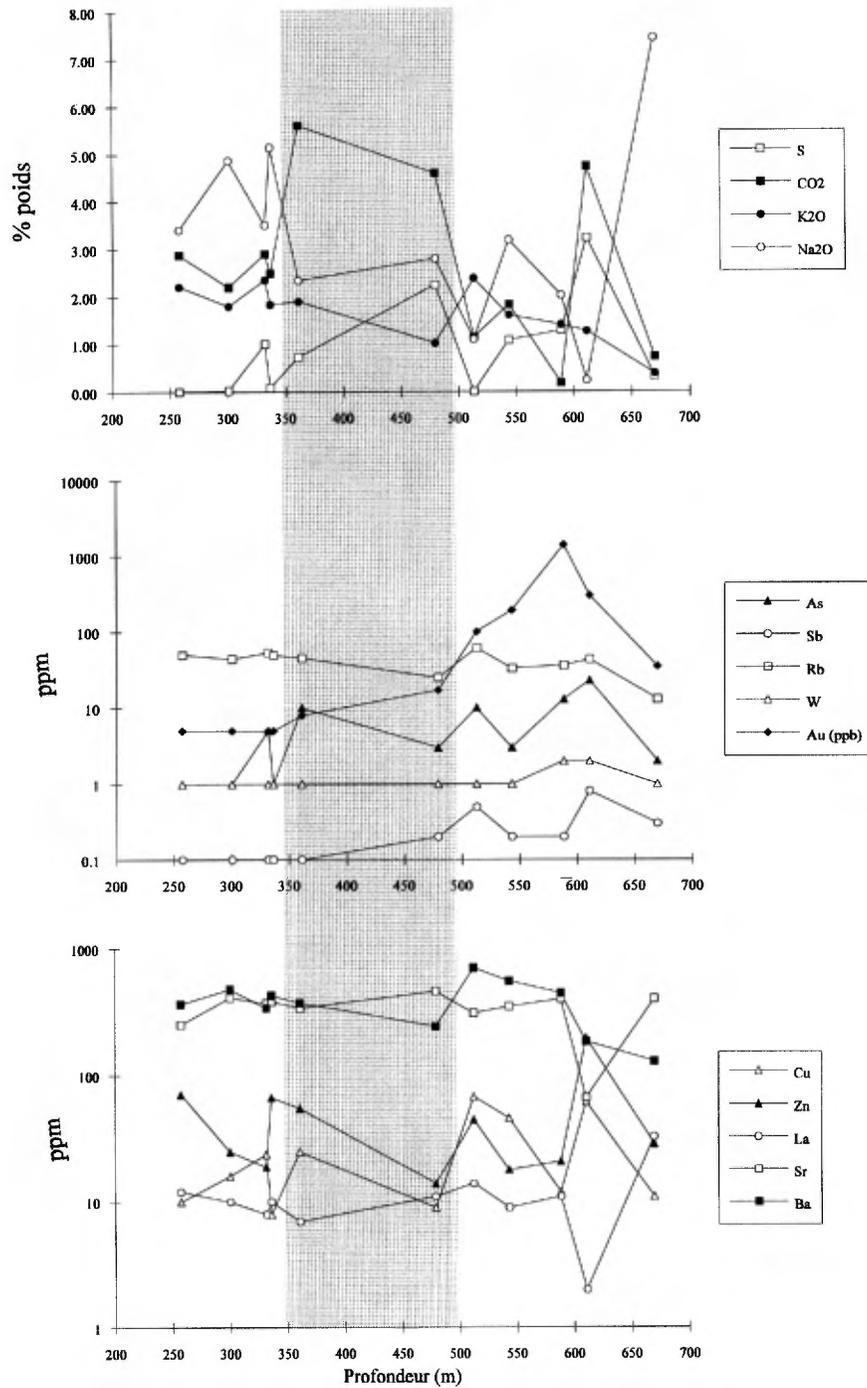


Figure 27. Diagrammes de concentrations de certains éléments versus la profondeur en mètres du forage DB-73 de la zone Chevrier Sud. La région ombrée représente la zone riche en carbonate. Notez l'échelle logarithmique pour les deux graphiques du bas.

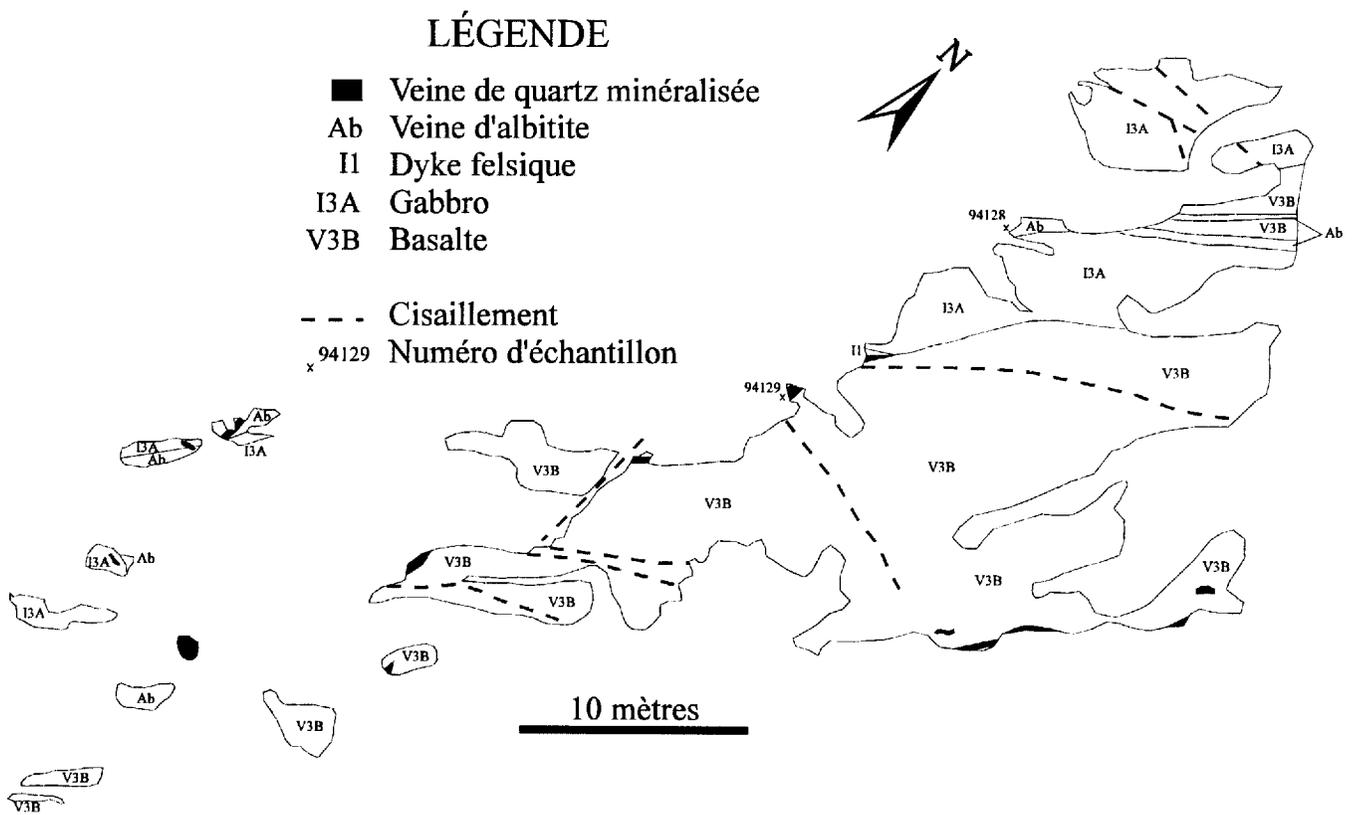


Figure 28. Carte préliminaire de l'affleurement de l'indice Murgor B basée sur la cartographie détaillée de la CMM et des observations faites durant l'été 1994 (Hopson, 1991).

en attitude (N019° à N049°) et est très bien développée. Des kink bands sont développés par endroits et sont d'attitude variable (N002° à N085°). Toutes les unités, incluant la minéralisation, semblent être plissées et si ce plissement est tardif il pourrait expliquer la variation d'attitude de la schistosité précoce. La plongée des charnières des micro-plis associés aux kink bands est variable et elle passe de sub-verticale à sub-horizontale sur quelques mètres. La schistosité précoce et les kink bands ont des orientations qui sont plus ou moins parallèles au couloir de Fancamp et de ce fait l'événement de Fancamp peut être associé à un ou l'autre de ces déformations. Une étude plus détaillée durant été 1995 devrait permettre d'éclaircir ce dilemme.

Des échantillons de surface de la CMM des zones minéralisées ont donnés des valeurs de 19,03 g/t, 15,53 g/t et 5,03g/t Au (Hopson, 1991). L'échantillon 94129 d'un fragment carbonatisé et pyritisé montre les valeurs les plus élevées en or (Au = 11 ppm), Cu (235 ppm), CaO (14,6 % pd.) et CO<sub>2</sub> (21,7 % pd.) de tous les indices échantillonnés durant l'été 1994, ainsi que les niveaux les plus bas en SiO<sub>2</sub> (21,9 % pd.). L'échantillon 94128 provient de la veine d'albite et contient peu d'or (Au = 13 ppb).

#### 6.10. L'indice Murgor C

L'indice Murgor C est situé dans le couloir de déformation de Fancamp, dans la partie ouest de la région à l'étude. La minéralisation est associée à des veines de quartz ou d'albite-carbonate dans des volcanoclastites intermédiaires altérées et minéralisées en pyrite (Fig. 29). Les volcanoclastites sont injectées par deux types de dyke felsique: porphyrique et équigranulaire. De plus, des veines d'albite/épidote et de magnétite recoupent les volcanoclastites. Un des deux type de minéralisation de l'indice Murgor C est présent au nord de l'affleurement. Celui-ci est associé à des veines d'albite-pyrite et est concordant par rapport à la schistosité tardive et la stratification. Cette zone disséminée (5 à 10% Py) est recoupée par un dyke felsique porphyrique et une veine d'albite/épidote. Aucune altération en carbonate de fer n'est associée à cette minéralisation, ce qui la distingue des autres indices. La veine d'albite/épidote semble s'être introduite le long d'une faille car la zone minéralisée semble être déplacée le long de cette veine de façon dextre avec un rejet apparent de quelques mètres. Le deuxième type de minéralisation est associée à une grosse veine de quartz (< 1 m) contenant des plages de chlorite de 1 à 10 cm qui est très boudinée lorsqu'elle est à angle avec la schistosité tardive. Des plages de pyrite sont retrouvées dans les épontes au contact avec la veine de quartz.

Deux déformations sont observées sur cette indice. On retrouve une schistosité tardive d'orientation constante

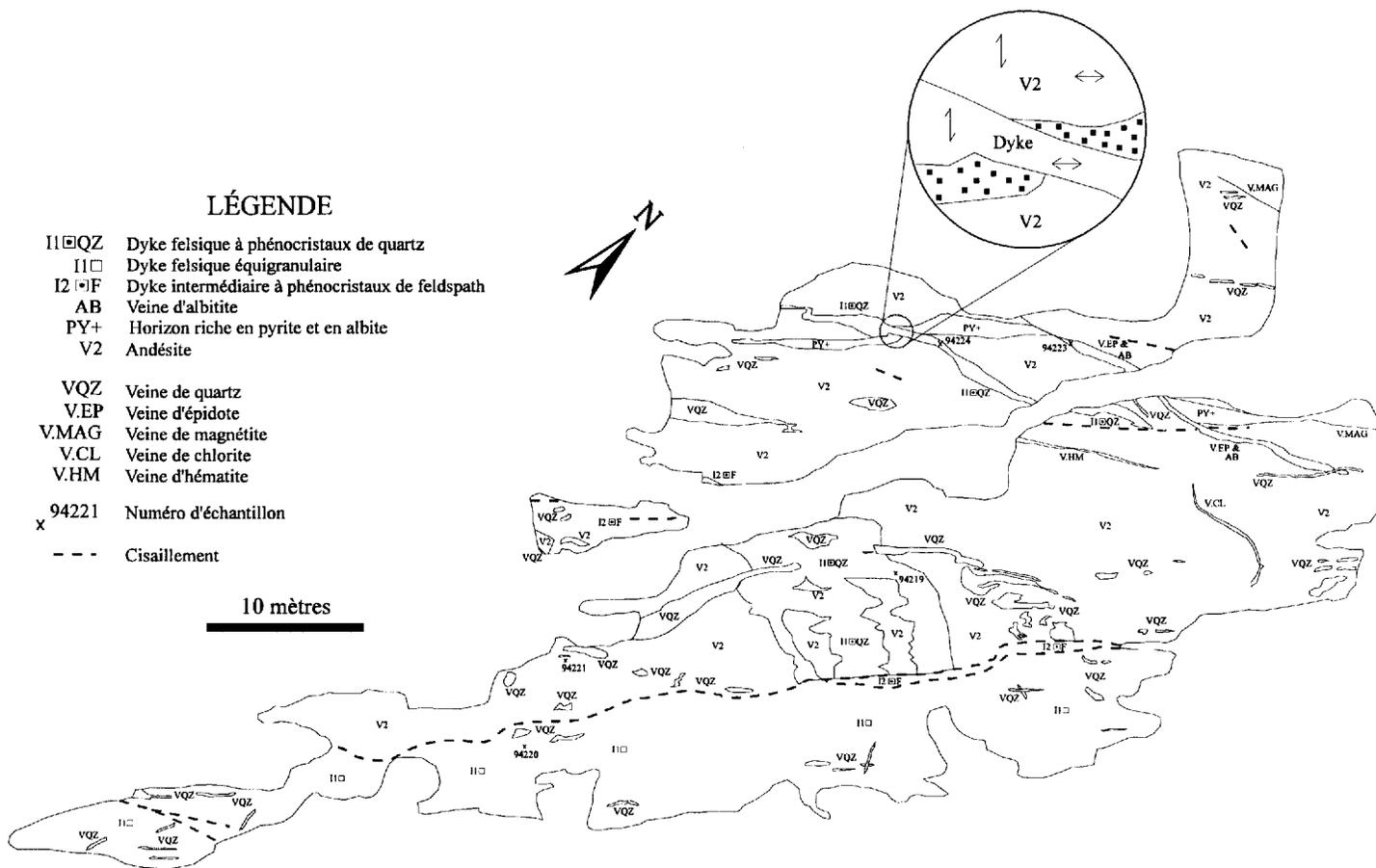


Figure 29. Carte préliminaire de l'affleurement de l'indice Murgor C basée sur la cartographie détaillée de la CMM et des observations faites durant l'été 1994 (Hopson, 1991).

(N045°) et une schistosité précoce (N135°) qui peut être observée par endroit plissée et transposée par la schistosité tardive. La schistosité précoce semble être reliée à un couloir de déformation qui longe la bordure sud-ouest du pluton de Verneuil. Les deux types de minéralisation ont été influencés par l'événement de déformation de Fancamp et donc ils sont précoces à celui-ci. La minéralisation albite-pyrite est aussi recoupée par un dyke syn-volcanique affecté par les deux événements de déformation. Cette minéralisation semble donc être associée à un événement très précoce dans l'histoire géologique de la région.

L'échantillonnage de chenail effectué par la CMM a donné une valeur maximale de 8,52 g/t sur 0,75 m, ainsi que 8 autres valeurs supérieures à 1g/t (Hopson, 1991). Une zone similaire localisée à 250 m au NE a donné une valeur maximale de 265 ppb Au. L'échantillon 94221 provient de l'encaissant, près d'une veine de quartz. L'échantillon ne présente pas de teneur intéressante (91 ppb Au), même s'il est très séricitisé ( $K_2O = 4.74$  % pd. et  $Rb = 150$  ppm). L'échantillon 94223 provient de la veine d'albite/épidote et a donné une teneur en or anormale (280 ppb).

#### 6.11. L'indice du lac Baker

L'indice du Lac Baker se situe à l'intérieur du couloir de Fancamp et représente l'indice le plus à l'ouest étudié jusqu'à présent le long du couloir. Il est associé à des veines de quartz (< 10 cm de large) dans des basaltes très déformés et chloritisés. Ailleurs dans le couloir mais à proximité de l'indice, les basaltes sont beaucoup moins déformés même si l'orientation de la schistosité demeure la même. Les veines de quartz sont très déformées et boudinées, et présentent systématiquement un angle de 10 à 15° à gauche de la schistosité principale NE-SW. La minéralisation consiste en de la pyrite retrouvée en plages dans l'encaissant au contact avec les veines de quartz. Les grains de pyrite sont très fracturés et sont remplacés par la magnétite à plusieurs endroits. Une altération en carbonate de fer (ferro-dolomite) et chlorite est associée à la minéralisation. Des forages effectués par Imperial Oil Limited en 1982 (L-2 et L-3; Baker, 1982) près de cette indice ne montre aucune valeur anormale en or. Ils ont cependant intersecté un dyke felsique avec des phénocristaux de quartz et de plagioclase avec de la pyrite et de la chalcopirite disséminées à moins de 150 mètres de profondeur. L'échantillon 94145 provenant de cet indice n'a pas donné de résultats intéressants ( $Au = 10$  ppb;  $Ag < 0.5$  ppm;  $Cu = 22$  ppm;  $Zn = 24$  ppm). La relation angulaire entre les veines de quartz et la schistosité qui semble être reliée à l'événement Fancamp indique que la minéralisation est précoce à la déformation tardive.

## 7.0. SOMMAIRE

La cartographie détaillée effectuée par la CMM et les travaux de la première phase de ce projet ont permis d'illustrer la complexité structurale du couloir de déformation de Fancamp. On a reconnu au cours de cette étude l'existence de plusieurs niveaux de volcanoclastites dont la position stratigraphique précise est difficile à évaluer. La présence de polarité et de regards structuraux opposés dans les secteurs est et ouest de la région à l'étude suggère la présence d'un pli synclinal précoce à la déformation régionale (synclinal de Muscocho) avec une trace axiale d'orientation NNE-SSW, mais la position de ce pli n'a pu être établie avec précision.

Les travaux de l'été 1994 ont permis de constater que le couloir de déformation de Fancamp représente une structure d'importance majeure avec une largeur pouvant atteindre près de 2 km. Cependant, le couloir de Fancamp semble "mourir" près de ses extrémités (c.à.d. traverses A et E), car la déformation y est moins importante que dans la partie centrale de la structure. L'intensité de la déformation associée à cette zone de faille est variable, passant d'un clivage de crénulation dans le cas de la traverse A à une schistosité de flux pour la traverse D. Il est important de noter cependant que dans ces deux exemples, le couloir de Fancamp se superpose à deux zones de déformation anciennes. Dans le cas des traverses C et E, le couloir de déformation de Fancamp est défini par la réorientation de la schistosité ancienne. Aucune zone de déformation majeure ancienne n'a été observée dans ces deux traverses. La traverse B diffère des autres coupes, car dans la partie sud de cette section, le couloir de Fancamp se manifeste sous la forme d'un clivage de crénulation qui passe vers le nord-ouest à une schistosité de flux dans les roches volcaniques intermédiaires et mafiques. Dans la partie nord du couloir cependant, toute trace de la schistosité régionale disparaît et seule la schistosité reliée au couloir de Fancamp demeure. Ce phénomène s'explique par l'abondance de gabbro dans cette partie de la traverse. Ceux-ci ont apparemment mieux résistés à la déformation régionale responsable du développement de la schistosité précoce, mais auraient développé les fabriques associées au couloir de Fancamp. Il est aussi important de noter que les linéations d'étirement et les charnières de crénulation associée à cette déformation possèdent des plongées généralement abruptes à modérées. À la suite des observations effectuées sur les cinq traverses, nous proposons une définition de la déformation reliée au couloir de Fancamp. Le couloir de déformation de Fancamp se manifeste par: 1) un clivage et un plissement de la fabrique ancienne lorsque juxtaposée à des zones de déformation anciennes, et 2) une simple réorientation de la fabrique ancienne dans les zones faiblement déformées. La présence de fabriques anciennes peut être expliquée par: 1) les vestiges de la schistosité régionale E-W ou 2) la présence de zones de déformation précoces d'orientation variable affectées par la suite par le couloir

de Fancamp. Ces deux hypothèses seront confrontées dans la seconde phase de cette étude par une vérification sur le terrain de l'extension de ces zones soi-disant précoces à l'extérieur du couloir de Fancamp.

L'étude géochimique préliminaire des plutons, des dykes felsiques présents dans le couloir de déformation et des volcanoclastites permet d'émettre plusieurs conclusions. Le pluton de La Dauversière est chimiquement distinct des intrusions de Chico, Verneuil et Muscocho. Cette observation vient appuyer la classification basée sur les relations de terrain, la pétrographie et la géochronologie présentée dans Chown *et al.* (1992) qui place le pluton de La Dauversière comme une intrusion syn-volcanique et les trois autres comme des plutons syn-tectoniques. Malgré les variations de la composition des dykes felsiques échantillonnés, leur caractéristiques géochimiques se rapprochent plus du pluton de La Dauversière que des autres plutons d'âge syn-tectonique. Notons cependant que le dyke de l'échantillon 94232 possède une composition distincte et semble être plus jeune que les autres dykes. Il est probablement associé au pluton de Chico à cause de la proximité de celui-ci. Les volcanoclastites échantillonnées présentent également des compositions chimiques qui s'apparentent avec le pluton de La Dauversière. La géochimie semble donc indiquer que le pluton syn-volcanique de La Dauversière est comagmatique avec les roches volcaniques felsiques à intermédiaires et les dykes felsiques du secteur Fancamp. Une rhyolite de la Formation de Waconichi type Queylus à l'intérieur de la région à l'étude a été datée à 2728 ± 10 Ma (J.K. Mortensen, donnée non publiée). Donc la Formation de Waconichi et le pluton de La Dauversière sembleraient être synchrones. Les intrusions felsiques observées au "East Showing", à l'indice des Tranchées, à la zone Chevrier, à la zone Chevrier Sud et à l'indice Murgor C seraient ainsi probablement associées à des centres volcaniques reliés aux volcanoclastites adjacentes. Les études récentes de Pilote *et al.* (1994) qui relie plusieurs minéralisations à des intrusions porphyriques associés au pluton syn-volcanique de Chibougamau permettent de spéculer sur un scénario du même type pour les minéralisations du secteur de Fancamp près du pluton syn-volcanique de La Dauversière

Les minéralisations aurifères étudiées à l'été 1994 montrent une grande variété de styles et d'encastres malgré le fait que la plupart se caractérisent par une altération en carbonate de fer + séricite + chlorite (Tableau 3). Un des aspects les plus importants de cette compilation est que la plupart des minéralisations montrent des évidences de la déformation précoce, ce qui pourrait indiquer qu'elles se sont mises en place avant ou pendant cet épisode. La minéralisation du "East Showing" est associée à une veine de quartz qui semble s'être injectée le long de contacts lithologiques sub-parallèles à la schistosité régionale à cet endroit. La minéralisation du "RO Showing" est associée à une large zone d'altération de carbonate de fer dans un gabbro au contact avec des volcanoclastites intermédiaires. La minéralisation du "West Showing", de l'indice Lipsett et de la zone Chevrier semblent être des exemples typiques de minéralisations mésothermales avec une

altération plus ou moins symétrique en chlorite-séricite-carbonate centrée sur la zone minéralisée. L'indice Coyote est associée à de grosses veines de quartz dans un basalte, tandis que l'indice des Tranchées se trouve au contact entre un gabbro et une intrusion felsique. La zone Chevrier Sud représente une minéralisation plus complexe. Elle semblerait être associée à un centre volcanique et d'après les observations pétrographiques et géochimiques, il pourrait y avoir deux périodes de minéralisation. L'indice Murgor B est associé à des brèches composées de fragments de roches mafiques altérées dans une matrice quartz - tourmaline  $\pm$  albite  $\pm$  ankérite. Cette minéralisation possède les meilleures teneurs en or du secteur, mais malheureusement celles-ci sont distribuées erratiquement. L'indice Murgor C présente une minéralisation aurifère concordante associée à des veines d'albite recoupée par un dyke felsique syn-volcanique affectés par deux fabriques tectoniques et pourrait donc être d'origine syn-volcanique. L'indice Murgor C présente également une minéralisation filonienne qui, comme à l'indice Baker, est associée à des veines de quartz très déformées. La relation de certaines minéralisations avec des dykes felsiques et la reconnaissance d'une activité hydrothermale contemporaine au volcanisme (exhalites, minéralisations mineures associées à des basaltes non déformés) semblent suggérer la possibilité que certains indices sont peut-être d'origine syn-volcanique. Une étude plus détaillée devra être entreprise afin de pouvoir affirmer ou refuter cette hypothèse. La variation des patrons d'altération reliés à certains indices examinés lors de cette étude et la relation entre ceux-ci et les événements structuraux semblent exclure la possibilité que les indices sont tous reliés à un même événement minéralisateur.

À partir des données recueillies dans le cadre de ce projet, on peut tenter d'établir une chronologie des événements de déformation (Fig. 30). Un premier événement de déformation ( $D_1$ ) serait relié à la présence d'un pli précoce (synclinal de Muscocho) indiqué par l'opposition des regards structuraux. Les relations chronologiques entre le pluton de La Dauversière, les dykes felsiques, les minéralisations précoces à l'événement  $D_2$  et ce pli ne sont pas encore déterminées. Un deuxième événement ( $D_2$ ) serait associé à la déformation régionale engendrée par un raccourcissement N-S (Fig. 30). On ne retrouve pas dans la région à l'étude d'évidences de plis E-W mégascopiques (Chown et al., 1992). L'événement  $D_2$  est cependant associé à des fabriques d'orientation généralement E-W, de même que plusieurs zones de déformation. La zone de déformation SE sur le flanc SW du pluton de Verneuil est peut-être associée à cet événement, mais ceci reste à vérifier. L'intrusion du pluton de Verneuil et du stock de Chico est provisoirement associé à cet événement. La déformation de Fancamp serait associée à un troisième événement ( $D_3$ ). La déformation aurait été facilitée dans le couloir de Fancamp par la présence de grandes zones d'altération associées aux minéralisations précoces. Cette déformation se manifeste par un clivage de crénulation NE associé à un plissement qui résulte d'un raccourcissement NW-SE (Fig. 30). Il est aussi possible

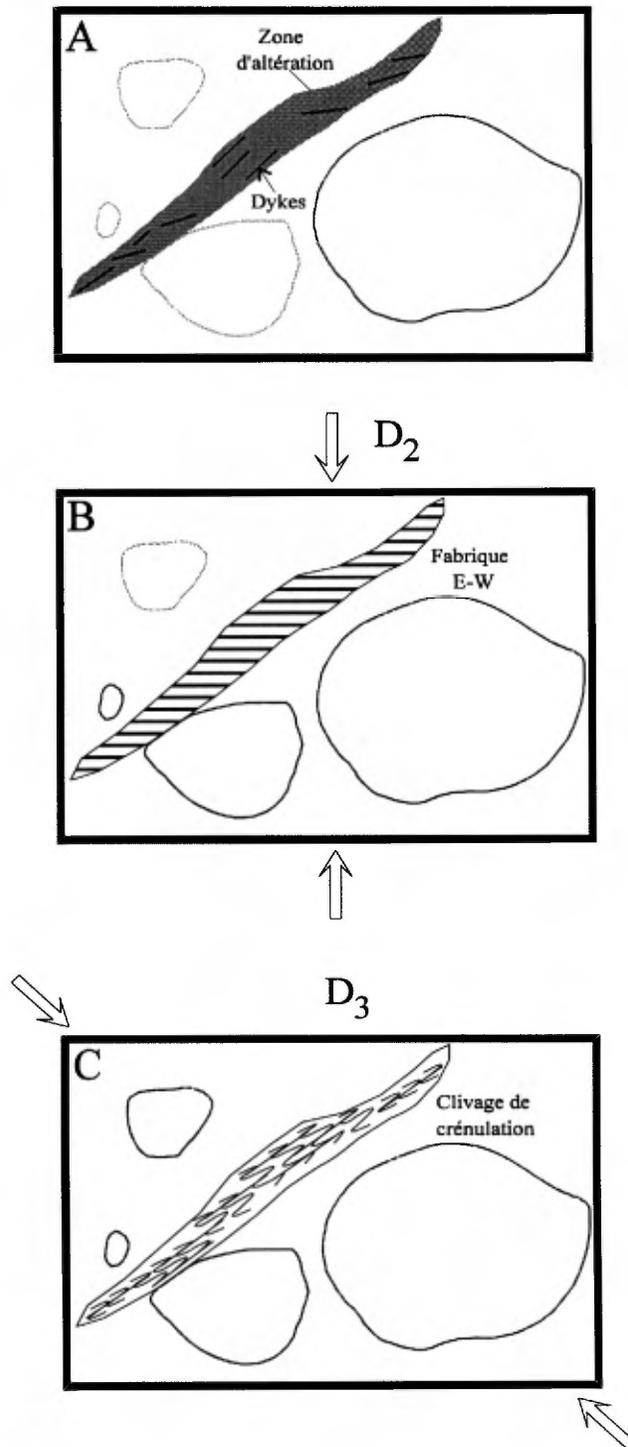


Figure 30. Modèle préliminaire proposé pour le déroulement des événements géologiques dans la région du couloir de Fancamp. L'événement D<sub>1</sub> relié au pli précoce n'est pas illustré à cause de l'incertitude quant à sa relation avec les dykes syn-volcaniques et les minéralisations précoces.

que les zones de déformation (E-W et NW-SE) retrouvées à l'intérieur du couloir de Fancamp soient des vestiges de la déformation  $D_2$  ayant subi une rotation. L'intrusion du pluton de Muscocho semble être tardif par rapport à l'événement  $D_2$ , mais sa relation avec l'événement  $D_3$  demeure inconnu.

## 8.0. CONCLUSIONS

Le couloir de déformation de Fancamp s'étend sur une longueur de plus de 15 km avec une largeur variant entre 500 m aux extrémités à 2 km dans le centre de la région à l'étude. Le couloir se manifeste par le développement d'un clivage de crénulation, l'intensification et la rotation de la schistosité régionale et la présence de cisaillements ductiles-cassants anastomosés. Le pluton syn-volcanique de La Dauversière possède une composition chimique distincte des plutons syn-tectoniques de Muscocho, Verneuil et Chico. Il semble être comagmatique avec les volcanoclastites intermédiaires à felsiques de la Formation de Waconichi type Queylus et la plupart des dykes felsiques retrouvés dans la région. Plusieurs indices aurifères sont reliés spatialement au couloir de Fancamp, mais l'orientation et la déformation de certaines structures minéralisées semblent indiquer que la plupart des indices se sont formés avant ou lors d'événements de déformation précoces.

## Remerciements

La CMM et le SGNO sont remerciés pour le financement et l'appui logistique, ainsi que l'accès aux données. Nous remercions MM. Rodrigue Ouellet et Pierre Lévesque de la CMM pour leurs commentaires et les nombreux échanges d'information concernant les travaux de la CMM sur le couloir de Fancamp. Claude Dion du SGNO est aussi remercié pour ses services durant le travail d'été ainsi que pour ses commentaires sur ce présent rapport. Nous tenons aussi à remercier Steve Desbiens pour son excellent travail durant l'été en tant qu'assistant géologue.

## Références

Baker, N., 1982. Diamond drill hole log (L1, L2 and L3) - Lesueur property. Rapport interne. Imperial Oil Limited, 20 pages.

- Bellavance, Yvon, 1984. Étude pétrographique et structurale du batholite de La Dauversière. Projet de fin d'étude. Université du Québec à Chicoutimi. 70 pages.
- Boisvert, M., 1990. Sommaire des principaux résultats obtenus entre 1985 et 1988 - Groupe Diana. Rapport interne. Minnova Inc., Division Exploration, 18 pages.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W. et Mortensen, J.K., 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29:2211-2225.
- Daigneault, R. et Allard, G.O., 1990. Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM89-03, 275 pages.
- Daigneault, R. et Archambault, G., 1990. Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. *Dans The northwestern Quebec polymetallic belt*, M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard (Éditeurs). *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43*: 43-64.
- Daigneault, R. et Labbé, J.-Y., 1992. Problématique des zones de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, DV 92-03: 45-49.
- Dupuis, L., 1992. Géochimie de la zone Chevrier et des roches encaissantes. Rapport interne. Minnova Inc. Division d'exploration. 51 pages.
- Hébert, C., 1976. Demie sud du canton de Fancamp. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-429: 13 pages.
- Hébert, C., 1978. Demie nord du canton de Fancamp. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-570: 9 pages.
- Hébert, C., 1980. Géologie de quart sud-ouest du canton de La Dauversière et du quart nord-ouest du canton de Rohault, district de Chibougamau, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-723: 47 pages.
- Holmes, S., 1959. Région de Fancamp-Haÿy, Abitibi Est. Ministère des Mines du Québec, RG-84: 40 pages.
- Hopson, R.N., 1991. Report on exploration activities 1991 - Murgor Property. Rapport interne. Minnova Inc., Division Exploration, 39 pages.
- Irvine, T.N. et Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Légaré, S. et Ouellet, R., 1988. Rapport géologique - Groupe Diana. Rapport interne. Minnova Inc., Division Exploration, 18 pages.

Ludden, J., Francis, D.M. et Allard, G., 1984. The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt. *Dans* Chibougamau. Stratigraphy and mineralization, Guha, J. et Chown, E.H. (Éditeurs), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34: 20-34.

Magnan, M., 1990. Pétrographie, minéralographie et lithogéochimie d'un gabbro aurifère cisailé et altéré. Canton de Fancamp, région de Chibougamau. Projet de fin d'étude. Université Laval. 20 pages.

Nesbitt, H.W., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279: 206-210.

Ouellet, R., 1986. Rapport sur les travaux effectués en 1985 - Projet Diana. Rapport interne. Corporation Falconbridge Copper, Division Exploration. 58 pages.

Pilote, P., Dion, C., Cimon, J., Kirkham, R., Robert, F., Sinclair, W.D., Daigneault, R. et Magnan, M., 1994. Les minéralisations de type Cu-Mo-Au porphyrique et les gisements Cu-Au filoniens du lac Doré, Chibougamau, processus hydrothermaux distincts ou évolution d'un même événement minéralisateur? Ministère des Ressources Naturelles du Québec. DV 94-09: 18.

Poulsen, K.H., Borradaile, G.J. et Kehlenbeck, M.M., 1980. An inverted Archean succession at Rainy Lake, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17: 1358-1369.

Racicot, D., Chown, E.H. et Hanel, T., 1984. Plutons of the Chibougamau - Demaraisville belt: a preliminary survey. *Dans* Chibougamau. Stratigraphy and mineralization, Guha, J. et Chown, E.H. (Éditeurs), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34: 178-197.

Ramsay, G.J. et Graham, R.H., 1970. Strain variation in shear belts. *Journal canadien des sciences de la Terre*, 7: 786-813.

Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12: 1-33.

Tait, L., 1992. Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 91-29 (cf. ET 90-08), 85 pages.

Vincent, R., 1989. Rapport sur les travaux d'exploration effectués en 1989 - Propriété Diana-Obatogamau, Rapport interne. Minnova Inc., Division Exploration, 58 pages.

Vincent, R., 1993. Rapport trimestriel, hiver 1993 - Propriété Dolbo. Rapport interne. Minnova Inc., Division Exploration, 13 pages.

Winchester, J.A. et Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.

## Légende pour Tableau 1 et 2

### Méthode d'analyse

Tous les analyses chimiques furent déterminés par le Centre de Recherches Minérales du MRN.

A01 = Ensemble d'éléments majeurs dosés par fluorescence X (FeO est déterminé par titrage  $K_2Cr_2O_7$ )

A03 = Ensemble d'éléments traces dosés par spectromètre d'émission atomique au plasma

A04 = Ensemble d'éléments traces dosés par fluorescence X

A06 = Ensemble d'éléments traces dosés par activation neutronique

A09 = Soufre est dosé à l'aide d'un analyseur élémentaire LECO

B02 = Spectrophotomètre d'absorption atomique

B13 = LECO CR-12

B14 = Spectrophotomètre d'absorption atomique

### Type de roche

Bloc = bloc provenant de volcanoclastites

Chico = stock de Chico

DF = dyke felsique

La Dv = pluton de La Dauversière

Musc = pluton de Muscocho

Tuf = volcanoclastite à grains fins intermédiaire à felsique

V1 = lave felsique

Vern = pluton de Verneuil

Alb = veine d'albitite

Min\*\* = MB - Murgor B; LB - Lac Baker; RO - "RO Showing"; ES - "East Showing"; MC - Murgor C; WS - "West Showing"; LP - Lipsett.

V3B = basalte

I3A = gabbro

### Abbreviations

--- = soufre trop élevé ( $S > 0.20$  % poids) pour mesurer FeO donc  $Fe_2O_3 = Fe_2O_{3tot}$ . pour ces échantillons.

n.d. = non déterminé

Tableau 1. Résultats des analyses géochimiques d'échantillons provenant des plutons, des dykes felsiques, des volcanoclastites et des laves intermédiaires à felsiques et des blocs provenant des volcanoclastites.

Numéro	94110	94229	94068	94070	94137	94073	94134	94138	94142	94151	94157	94159	94185	94196	94206	94219	94220	94224	
Type	Bloc	Bloc	Chico	Chico	Chico	DF													
Profondeur (m)																			
<b>A01</b>																			
SiO <sub>2</sub> (% pd.)	60,4	54,6	67,5	66,1	68,4	63,5	66,9	62,7	70,2	65,7	69,6	68,8	72,2	66,4	60,1	68,1	70,4	67,2	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,5	16,8	16,3	16,4	16,4	15,9	16,7	20,4	15,8	15,5	16,5	16,8	14,7	15,8	15,1	16,0	15,3	15,1	
FeO	3,33	2,79	1,07	1,45	0,67	3,29	1,81	1,55	1,93	2,04	0,67	---	1,28	1,73	---	1,63	---	1,79	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,30	3,20	1,36	1,60	1,52	0,48	0,70	0,82	0,46	1,35	1,17	2,63	0,27	2,15	3,83	0,89	1,67	0,66	
MgO	4,28	2,60	1,50	1,85	1,31	2,54	1,25	1,08	1,35	1,99	0,76	0,94	0,61	1,20	1,83	1,11	0,70	1,15	
CaO	7,42	11,2	3,38	3,87	3,18	3,31	2,27	4,04	1,35	4,16	1,77	1,20	1,93	4,97	4,77	1,57	1,26	2,77	
Na <sub>2</sub> O	2,81	3,18	5,09	5,13	4,93	6,51	6,11	7,40	5,67	6,27	5,26	4,52	6,42	4,96	2,04	4,46	6,27	5,00	
K <sub>2</sub> O	1,02	0,83	2,49	2,27	2,41	0,46	0,87	0,51	1,52	0,11	1,80	3,08	0,08	0,41	1,15	2,68	1,40	2,05	
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,76	0,32	0,36	0,38	0,44	0,44	0,31	0,33	0,42	0,28	0,33	0,26	0,49	0,42	0,37	0,35	0,40	
MnO	0,08	0,10	0,04	0,06	0,04	0,08	0,04	0,03	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,06	0,06	0,03	0,02	0,04	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,26	0,11	0,14	0,13	0,17	0,11	0,06	0,08	0,13	0,08	0,08	0,05	0,10	0,12	0,10	0,09	0,11	
P.A.F.	2,25	2,28	0,86	0,82	1,24	3,07	1,61	0,93	1,38	0,88	1,39	2,37	0,77	1,40	9,33	2,18	1,81	3,05	
<b>A03</b>																			
Ba (ppm)	262	323	542	486	490	135	192	166	245	62	454	504	38	93	179	356	204	350	
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	
Ce	22	40	24	32	17	29	12	<5	7	11	12	8	17	18	11	9	8	19	
Co	22	20	11	11	7	12	8	7	12	14	7	9	5	7	21	6	9	8	
Cu	32	57	15	12	14	12	16	22	17	31	23	11	12	21	9	11	7	51	
Dy	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	15	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	
Eu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	
La	14	21	10	14	7	14	3	<2	3	7	4	3	8	10	6	5	<2	9	
Li	9	9	37	12	26	10	7	9	7	2	7	8	2	13	10	15	7	11	
Mo	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	6	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	
Ni	107	41	25	30	21	59	15	22	24	26	5	9	4	14	26	11	10	13	
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	
Pr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
Sc	15	18	3	3	2	5	2	2	3	6	1	2	2	4	6	3	2	4	
Sm	<2	<2	5	<2	2	<2	<2	<2	3	<2	3	<2	3	<2	<2	<2	<2	<2	
V	113	172	42	49	34	50	31	44	49	72	27	38	15	51	68	37	36	36	
Zn	58	41	50	55	56	61	62	25	22	61	16	18	14	28	13	33	21	36	
<b>A04</b>																			
Ga	23	21	22	25	19	22	20	15	17	24	23	24	17	23	27	25	19	24	
Nb	<3	5	3	4	<3	6	5	3	3	3	3	3	6	6	3	4	3	4	
Rb	25	22	82	63	66	12	24	19	23	<3	57	94	3	7	31	76	48	51	
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
Sr	630	680	790	860	710	290	330	330	160	340	360	140	140	240	190	190	150	160	
Ta	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	
Te	11	13	<10	12	<10	<10	<10	<10	12	<10	<10	<10	<10	14	<10	<10	10	<10	
Th	<3	4	<3	<3	3	<3	<3	3	<3	3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	
Y	14	18	7	7	6	9	8	7	9	8	5	6	5	10	8	8	6	10	
Zr	130	160	130	150	160	130	140	140	110	120	120	110	140	170	100	140	110	140	
<b>A06</b>																			
As	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1	<1	4	<1	<1	<1	
Au (ppb)	<5	6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	24	<5	<5	6	<5	<5	<5	
Br	<1	<1	<1	<1	<1	3	<1	2	1	<1	<1	<1	1	4	<1	<1	<1	<1	
Cs	<1	1	2	2	<1	<1	1	<1	<1	<1	2	1	<1	<1	<1	2	1	<1	
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	
Se	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
Tm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	4	3	<2	<2	<2	3	<2	3	2	<2	<2	
U	0,3	0,4	0,8	0,8	1,3	0,9	0,8	0,7	0,7	0,6	0,7	0,4	0,7	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	3	<1	<1	2	
<b>A09</b>																			
S (% pd.)	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,27	<0,01	0,01	0,90	0,03	0,28	<0,01	
<b>B13</b>																			
CO <sub>2</sub> (% pd.)	0,07	0,70	0,22	0,07	0,11	1,72	0,44	0,07	0,18	<0,04	0,07	0,61	0,07	0,04	7,45	0,99	0,81	1,51	
<b>B14</b>																			
Cr (ppm)	127	49	103	49	<20	76	37	41	32	58	<20	47	69	58	44	93	32	37	

Numéro	94230	94232	94240	94246	94250	DB-70-2	DB-70-6	DB-73-10	DB-73-3	DB-73-7	DO-18-2	DO-28-2	DO-46-1	DO-60-1	94135	94136
Type	DF	DF	DF	DF	DF	DF	DF	DF	DF	DF	DF	DF	DF	DF	La Dv	La Dv
Profondeur (m)						24,0	183,6	336,2	257,5	300,3	154,3	272,0	305,0	397,5		
<b>A01</b>																
SiO2 (% pd.)	70,6	69,4	67,7	66,7	76,3	69,3	69,8	69,6	68,4	70,1	68,1	63,7	66,6	67,4	70,0	68,7
Al2O3	15,7	15,7	15,7	15,5	13,6	15,4	15,1	15,3	14,9	15,2	15,3	15,0	15,1	15,2	15,6	15,5
FeO	0,98	0,89	2,87	—	0,15	1,05	1,20	0,96	1,79	1,03	1,65	1,80	—	1,64	2,08	1,92
Fe2O3	0,63	1,23	0,64	4,18	0,31	0,56	0,17	0,50	0,59	0,56	0,21	0,22	2,42	0,04	0,92	1,09
MgO	0,80	0,97	1,98	2,27	0,25	0,58	0,54	0,52	0,86	0,66	1,26	0,91	0,98	1,23	1,00	0,95
CaO	2,15	2,59	0,94	1,58	0,59	1,89	2,01	2,60	3,35	2,63	2,61	5,84	3,41	2,86	4,07	3,72
Na2O	5,59	5,14	7,32	4,32	3,91	4,64	4,72	5,14	3,41	4,87	7,33	1,07	3,54	5,15	4,10	4,09
K2O	1,54	2,33	0,25	1,98	2,40	1,92	1,85	1,84	2,21	1,80	0,09	2,58	1,74	1,66	1,32	1,63
TiO2	0,26	0,31	0,59	0,42	0,06	0,25	0,28	0,27	0,30	0,26	0,36	0,36	0,31	0,35	0,37	0,35
MnO	0,03	0,03	0,04	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,05	0,04	0,03	0,04	0,06
P2O5	0,06	0,10	0,17	0,19	0,02	0,06	0,06	0,06	0,11	0,08	0,09	0,12	0,09	0,09	0,08	0,07
P.A.F.	1,39	0,97	1,57	2,50	1,53	2,83	2,99	3,29	4,45	3,29	2,00	7,20	4,74	3,38	0,68	0,85
<b>A03</b>																
Ba (ppm)	436	571	57	641	373	528	528	425	365	476	195	974	363	471	265	320
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ce	11	22	5	29	5	10	18	22	20	17	19	51	17	20	<5	19
Co	6	7	8	15	<3	5	3	5	6	4	8	9	7	7	8	9
Cu	20	13	24	27	<1	10	10	8	10	16	27	6	9	23	19	17
Dy	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	3	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1
Eu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
La	4	11	2	16	2	5	9	10	12	10	11	26	8	10	<2	11
Li	8	12	4	11	2	6	5	4	10	6	3	10	12	7	35	58
Mo	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	6	7	32	31	<1	3	<1	3	20	2	29	9	8	27	9	8
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Pr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sc	1	2	3	6	<1	1	1	1	3	1	3	3	3	3	3	3
Sm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
V	27	25	44	52	<2	12	11	14	28	11	31	31	29	30	39	39
Zn	13	29	32	63	17	28	54	67	71	25	42	21	46	64	63	63
<b>A04</b>																
Ga	20	23	21	23	20	24	21	24	19	24	23	22	20	21	21	20
Nb	3	<3	7	4	12	<3	4	4	5	<3	3	8	4	3	5	6
Rb	31	54	7	56	57	54	51	49	50	44	<3	73	43	51	39	52
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	340	640	130	210	76	320	220	380	250	410	270	290	240	210	240	210
Ta	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Te	<10	12	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	14
Th	<3	<3	<3	3	<3	<3	<3	3	<3	<3	3	8	4	3	<3	3
Y	6	4	8	10	9	3	4	4	9	4	5	10	7	5	6	8
Zr	120	170	150	160	67	130	130	140	130	130	160	170	120	150	140	120
<b>A06</b>																
As	<1	<1	<1	10	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	9	1	<1	<1
Au (ppb)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	15	240	<5	<5
Br	<1	1	1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cs	<1	2	<1	1	<1	2	3	2	2	2	<1	3	<1	3	<1	3
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,4	<0,1	<0,1	<0,1
Se	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Tm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	<2	<2	<2
U	0,5	1,0	0,6	0,8	0,4	0,6	0,9	1,0	1,0	0,8	0,8	1,2	0,5	1,1	0,3	0,5
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<b>A08</b>																
S (% pd.)	<0,01	0,02	<0,01	0,60	<0,01	<0,01	0,01	0,09	<0,01	0,03	0,03	<0,01	0,26	0,10	<0,01	<0,01
<b>B13</b>																
CO2 (% pd.)	0,37	0,11	0,07	0,15	0,73	1,36	1,72	2,49	2,88	2,20	1,02	4,91	2,91	2,02	0,07	0,07
<b>B14</b>																
Cr (ppm)	<20	<20	44	53	<20	45	<20	<20	25	33	59	<20	<20	<20	64	41

Número	94195	94210	94211	94212	94033	94037	94113	94122	94133	94152	94164	94165	94249	94181	94131	94213	94214	94215
Type	La Dv	Musc	Musc	Musc	Tuf	V1	Vern	Vern	Vern	Vern								
Profondeur (m)																		
<b>A01</b>																		
SiO2 (% pd.)	68,8	66,4	65,3	69,9	60,3	61,7	58,9	70,1	66,8	72,8	60,0	73,9	62,1	69,1	67,3	69,1	68,9	69,1
Al2O3	15,2	15,7	15,7	15,3	15,1	15,2	16,0	12,6	14,5	16,0	14,3	13,1	16,1	15,7	15,7	15,4	15,2	15,3
FeO	1,51	1,35	1,55	0,96	7,53	3,72	3,98	3,32	1,18	1,04	4,88	1,55	3,36	1,28	1,32	1,22	0,67	0,77
Fe2O3	1,49	1,53	1,73	0,87	1,63	0,73	1,37	1,37	1,26	0,64	0,97	0,79	1,87	1,24	1,73	0,94	1,70	1,50
MgO	0,92	1,87	1,99	1,23	4,29	3,59	5,48	2,10	0,97	0,57	6,46	0,30	3,50	1,30	1,61	1,25	1,18	1,19
CaO	3,47	3,53	3,92	2,88	2,78	3,37	4,27	2,40	5,85	0,20	4,47	1,32	4,07	2,45	2,48	3,07	3,14	2,76
Na2O	4,10	5,31	4,95	5,11	3,74	3,09	4,07	3,60	3,22	4,56	3,42	4,37	3,65	6,09	4,74	4,61	5,01	4,13
K2O	1,53	2,56	2,26	2,72	0,61	1,79	1,52	1,60	2,37	2,31	0,97	2,77	1,69	0,82	2,27	2,52	2,16	4,26
TiO2	0,37	0,38	0,41	0,29	0,61	0,70	0,51	0,37	0,41	0,26	0,46	0,34	0,56	0,40	0,36	0,31	0,31	0,56
MnO	0,05	0,06	0,06	0,04	0,11	0,07	0,09	0,09	0,04	0,01	0,10	0,04	0,08	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04
P2O5	0,08	0,15	0,16	0,09	0,15	0,28	0,08	0,09	0,11	0,08	0,10	0,03	0,10	0,11	0,13	0,11	0,11	0,09
P.A.F.	1,24	1,07	0,89	0,92	2,88	5,16	2,74	2,40	3,79	1,52	3,71	1,36	2,44	1,33	2,74	0,56	1,04	0,76
<b>A03</b>																		
Ba (ppm)	279	616	554	614	109	307	285	316	580	597	241	494	377	215	311	674	596	1300
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ce	36	35	33	21	20	27	12	41	14	10	11	46	20	19	11	22	18	15
Co	10	11	12	8	36	21	29	4	6	6	34	<3	20	7	8	8	7	7
Cu	18	15	13	10	26	10	26	10	22	20	24	10	25	11	20	11	8	15
Dy	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	11	<1	<1	<1
Eu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
La	13	18	16	12	10	13	5	23	8	4	5	33	11	9	4	13	10	9
Li	26	21	29	22	11	16	14	14	11	2	22	12	22	6	11	33	34	31
Mo	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	8	32	32	21	91	76	189	6	16	2	213	1	73	17	29	18	16	17
Pb	23	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Pr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sc	3	5	5	3	7	7	9	5	4	<1	8	3	9	3	3	3	4	4
Sm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	<2	4	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
V	37	49	50	31	82	74	93	14	46	17	88	3	88	42	46	33	31	27
Zn	213	54	57	48	80	95	88	27	29	9	75	25	59	20	26	57	60	50
<b>A04</b>																		
Ga	21	22	24	21	20	23	18	15	22	21	19	15	21	21	22	25	22	17
Nb	6	5	5	<3	5	5	3	12	3	7	4	13	7	5	5	<3	3	3
Rb	43	89	60	74	10	43	34	56	69	59	27	64	48	21	59	68	58	91
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	210	770	870	700	340	160	320	110	140	62	190	96	230	200	560	790	770	690
Ta	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Te	<10	<10	<10	11	<10	11	11	<10	<10	<10	<10	<10	11	12	<10	11	<10	<10
Th	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	7	<3	<3	<3	10	3	5	3	<3	<3	<3
Y	8	8	9	4	12	12	10	38	6	8	9	35	16	9	10	7	5	6
Zr	130	160	160	140	140	170	120	240	110	150	100	330	170	140	140	140	160	130
<b>A06</b>																		
As	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Au (ppb)	<5	<5	<5	<5	6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Br	1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1
Cs	<1	1	<1	2	<1	<1	<1	<1	2	1	<1	<1	<1	<1	2	2	2	<1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Tm	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2	3	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
U	0.4	0.9	0.7	0.7	0.8	0.8	0.3	1.2	0.2	0.5	0.3	1.4	0.9	0.4	0.7	0.6	1.1	0.3
W	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1
<b>A09</b>																		
S (% pd.)	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.04	<0.01	<0.01	<0.01	<0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.08	<0.01	0.01	0.02
<b>B13</b>																		
CO2 (% pd.)	0,11	0,04	0,07	0,04	0,07	2,52	0,11	0,73	2,56	0,15	1,03	0,66	0,07	0,07	1,21	<0,04	0,11	0,07
<b>B14</b>																		
Cr (ppm)	32	53	53	37	163	142	257	33	73	<20	350	<20	133	31	105	33	48	66

Tableau 2. Résultats des analyses géochimiques des échantillons provenant des différentes minéralisations.

Numéro	94128	94129	94145	94167	94203	94204	94221	94223	94238	94239	94248	DB-70-11	DB-70-12	DB-70-15
Type	Alb	MinMB	MinLB	MinRO	MinES	V1	MinMC	Alb	MinWS	MinWS	MinLP	Tuf	Tuf	Tuf
Profondeur (m)												291,7	321,0	360,0
<b>A01</b>														
SiO <sub>2</sub> (% pd.)	67,5	21,9	83,8	37,0	48,9	62,8	60,0	58,8	41,7	38,6	33,7	66,3	67,5	64,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,4	12,5	5,04	13,1	14,4	15,4	19,5	15,4	14,4	15,2	15,4	14,4	16,0	15,4
FeO	---	---	---	---	3,26	4,23	---	---	8,42	9,96	---	---	---	---
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,93	17,3	4,79	11,3	1,69	0,77	5,51	3,54	0,47	0,33	22,2	2,86	3,79	3,23
MgO	1,68	5,33	1,37	5,41	3,52	3,98	1,26	0,13	4,43	5,16	5,13	0,68	3,19	3,32
CaO	1,32	14,6	0,44	9,73	9,04	1,72	1,44	5,55	9,44	9,11	2,72	4,82	1,12	2,14
Na <sub>2</sub> O	2,01	0,87	0,78	2,11	0,81	5,55	3,52	5,81	5,14	1,06	0,95	2,14	1,07	3,04
K <sub>2</sub> O	3,12	2,72	1,00	0,39	3,06	0,16	4,74	3,91	0,15	1,79	2,84	0,95	2,32	1,64
TiO <sub>2</sub>	0,50	1,49	0,53	1,10	0,90	0,86	0,54	0,51	1,14	1,22	2,17	0,26	0,34	0,34
MnO	0,04	0,60	0,04	0,19	0,11	0,05	0,04	0,03	0,17	0,18	0,09	0,02	0,02	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,11	0,05	0,05	0,30	0,02	0,20	0,30	0,06	0,07	0,08	0,08	0,12	0,13
P.A.F.	4,32	23,1	1,85	19,70	13,4	4,49	3,38	5,02	13,2	16,0	13,9	7,29	5,40	6,22
<b>A03</b>														
Ba (ppm)	465	332	175	63	493	26	543	591	29	180	369	181	380	287
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	4	<2	<2	<2
Ce	26	11	7	6	31	<5	9	7	6	7	6	13	14	21
Co	20	87	22	43	12	18	21	90	36	45	73	6	9	11
Cu	40	235	22	47	17	13	16	19	85	72	85	13	16	15
Dy	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	4	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Eu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
La	12	4	2	<2	14	<2	4	3	4	2	<2	8	6	11
Li	13	9	10	6	5	11	22	2	10	12	18	30	29	23
Mo	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	39	157	12	68	29	30	4	8	76	97	55	11	24	23
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Pr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sc	9	50	8	22	9	4	4	2	23	18	41	2	3	4
Sm	<2	<2	2	<2	5	<2	3	7	<2	3	<2	4	2	2
V	75	304	84	225	100	32	47	12	218	255	586	26	34	36
Zn	74	125	24	61	16	50	33	<2	50	39	35	7	68	53
<b>A04</b>														
Ga	19	27	9	19	22	19	25	10	19	21	28	23	21	21
Nb	10	6	4	6	8	5	5	5	5	4	5	<3	4	4
Rb	78	77	30	12	81	5	150	48	5	44	62	21	54	40
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	63	250	11	190	130	62	60	140	71	71	13	480	210	220
Ta	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Te	11	12	10	14	<10	11	<10	10	10	10	10	<10	12	<10
Th	6	<3	<3	4	4	<3	<3	<3	5	<3	<3	<3	<3	5
Y	23	30	9	23	15	5	19	23	31	25	36	5	8	6
Zr	140	110	50	75	150	160	130	160	93	82	100	110	120	120
<b>A06</b>														
As	<1	2	4	3	1	<1	<1	3	7	17	360	2	2	4
Au (ppb)	13	11000	10	6	<5	<5	91	280	65	5	1800	40	21	47
Br	<1	1	3	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1
Cs	1	<1	<1	<1	1	1	2	<1	<1	<1	1	2	3	<1
Sb	0,4	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2	<0,1	0,2	0,1	0,1	1,8	0,2	0,3	0,1
Se	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Tm	<2	2	<2	<2	<2	3	4	2	<2	3	9	<2	<2	<2
U	1,1	0,3	<0,2	<0,2	0,4	0,2	0,5	0,5	<0,2	<0,2	<0,2	0,6	0,8	0,7
W	2	5	<1	4	7	<1	2	<1	7	8	84	1	<1	1
<b>A09</b>														
S (% pd.)	0,97	2,56	0,99	0,20	<0,01	0,04	1,13	2,73	0,04	0,08	15,0	1,76	1,79	2,09
<b>B02</b>														
Ag (ppm)	<0,5	0,8	<0,5	n.d.	<0,5	n.d.	<0,5	n.d.	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
<b>B13</b>														
CO <sub>2</sub> (% pd.)	2,3	21,7	<0,04	19,90	10,4	2,60	0,33	3,51	11,0	13,3	0,84	4,6	0,84	1,6
<b>B14</b>														
Cr (ppm)	44	326	32	178	97	62	<20	<20	179	203	60	<20	45	53

Numéro	DB-70-17	DB-70-19	DB-70-8	DB-73-10	DB-73-12	DB-73-13	DB-73-14	DB-73-15	DB-73-16	DB-73-17	DB-73-19	DB-73-9
Type	Tuf	Tuf	Tuf	DF	Tuf	Tuf	Tuf	DF	Tuf	V3B	DF	Tuf
Profondeur	382,6	400,7	212,8	336,2	360,9	479,5	513,0	543,6	588,7	611,0	669,8	331,8
<b>A01</b>												
SiO2 (% pd.)	66,6	65,4	67,2	69,6	66,5	62,6	62,4	68,9	65,1	45,9	68,5	66,4
Al2O3	15,5	16,1	15,5	15,3	15,2	15,7	15,8	15,5	14,6	13,7	15,9	16,0
FeO	---	---	0,71	0,96	---	---	---	---	---	---	---	---
Fe2O3	3,60	4,17	0,33	0,50	2,72	2,51	3,43	2,17	2,62	10,2	2,16	1,90
MgO	4,13	1,84	1,92	0,52	1,75	2,12	2,48	1,00	1,53	7,69	0,67	1,28
CaO	0,40	2,73	3,43	2,60	3,25	3,70	3,29	2,16	4,67	6,74	2,09	2,44
Na2O	0,37	1,60	2,14	5,14	2,34	2,80	1,10	3,19	2,02	0,24	7,44	3,51
K2O	2,90	2,38	1,17	1,84	1,90	1,02	2,38	1,61	1,40	1,27	0,38	2,35
TiO2	0,34	0,34	0,29	0,27	0,33	0,34	0,38	0,28	0,34	0,71	0,32	0,34
MnO	0,06	0,07	0,02	0,02	0,07	0,02	0,05	0,03	0,04	0,17	0,03	0,02
P2O5	0,12	0,10	0,09	0,06	0,09	0,12	0,15	0,08	0,12	0,04	0,12	0,10
P.A.F.	4,73	5,86	7,16	3,29	6,79	8,05	7,17	4,24	7,67	12,3	1,58	5,27
<b>A03</b>												
Ba (ppm)	359	417	242	425	373	243	702	553	445	184	129	341
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	31	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3	<2	<2
Ce	13	15	20	22	12	24	32	16	22	<5	70	15
Co	11	7	<3	5	10	14	12	8	11	67	5	11
Cu	105	41	11	8	25	9	68	46	12	62	11	24
Dy	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Eu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
La	5	7	10	10	7	11	14	9	11	<2	33	8
Li	23	15	33	4	17	31	24	18	24	44	2	6
Mo	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	27	13	11	3	18	15	31	9	24	168	2	20
Pb	13	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Pr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sc	3	3	2	1	3	3	3	2	4	33	1	2
Sm	<2	4	5	<2	<2	2	3	<2	7	<2	<2	<2
V	37	28	32	14	42	35	43	25	37	224	11	39
Zn	2500	78	15	67	55	14	45	18	21	196	29	19
<b>A04</b>												
Ga	21	23	23	24	22	23	25	22	23	20	22	23
Nb	5	4	<3	4	3	<3	5	3	4	5	5	3
Rb	68	60	26	49	45	25	61	33	36	43	13	53
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	70	260	550	380	340	460	310	350	400	67	400	370
Ta	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Te	<10	11	<10	<10	<10	15	<10	11	14	17	<10	12
Th	5	<3	<3	3	<3	<3	4	3	<3	<3	5	<3
Y	5	7	5	4	7	7	9	6	7	18	8	5
Zr	120	130	130	140	110	130	140	120	140	59	210	130
<b>A06</b>												
As	21	3	2	<1	10	3	10	3	13	23	2	5
Au (ppb)	350	1000	32	<5	8	17	100	190	1400	300	35	<5
Br	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	3	<1
Cs	3	3	1	2	2	3	4	3	1	2	1	2
Sb	1,1	0,2	0,1	<0,1	0,1	0,2	0,5	0,2	0,2	0,8	0,3	0,1
Se	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Tm	5	<2	<2	<2	3	3	<2	<2	<2	3	<2	<2
U	0,7	0,5	0,5	1,0	0,6	0,6	0,8	0,7	0,8	<0,2	1,1	0,7
W	<1	<1	<1	<1	<1	1	1	<1	2	2	1	<1
<b>A09</b>												
S (% pd.)	2,18	2,74	0,16	0,09	0,73	2,24	<0,01	1,08	1,28	3,23	0,32	1,00
<b>B02</b>												
Ag (ppm)	2,3	2,5	<0,5	n.d.	<0,5	<0,5	47	n.d.	<0,5	n.d.	n.d.	<0,5
<b>B13</b>												
CO2 (% pd.)	0,11	1,9	5,5	2,49	5,6	4,6	1,14	1,83	0,18	4,73	0,73	2,9
<b>B14</b>												
Cr (ppm)	43	<20	<20	<20	33	48	3,6	<20	43	191	<20	48

Numéro	DO-31-10	DO-31-11	DO-31-13	DO-31-14	DO-31-15	DO-31-16	DO-31-6	DO-31-7	DO-31-8	DO-31-9
Type	I3A	I3A	I3A	I3A	I3A	I3A	DF	DF	DF	I3A
Profondeur	381,9	392,6	402,3	406,4	419,8	442,1	323,5	354,0	364,9	372,8
<b>A01</b>										
SiO2 (% pd.)	36,0	40,8	41,9	42,5	47,2	47,1	67,2	61,2	65,0	28,5
Al2O3	15,6	13,3	12,5	12,8	14,8	13,8	14,7	14,7	15,5	12,3
FeO	---	10,2	10,2	10,2	11,5	9,90	1,70	2,44	1,68	---
Fe2O3	12,2	0,66	<0,01	<0,01	1,03	1,60	0,22	0,42	0,08	12,4
MgO	4,80	6,33	5,09	5,29	5,70	6,25	1,51	2,41	1,30	3,55
CaO	8,55	9,39	9,99	10,4	6,29	8,28	2,90	5,34	3,80	14,3
Na2O	2,03	1,38	1,16	1,55	2,46	2,22	3,45	1,65	1,50	1,86
K2O	0,86	0,23	0,42	0,58	<0,01	<0,01	1,97	1,86	2,22	0,84
TiO2	1,22	0,84	0,86	0,88	1,01	0,99	0,27	0,29	0,30	0,87
MnO	0,14	0,18	0,17	0,19	0,16	0,17	0,04	0,05	0,04	0,14
P2O5	0,05	0,03	0,05	0,06	0,07	0,06	0,08	0,08	0,08	0,03
P.A.F.	18,1	15,9	15,5	13,5	8,10	8,98	5,58	9,42	7,08	22,1
<b>A03</b>										
Ba (ppm)	107	26	61	80	8	5	335	434	542	167
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	<2	2	<2	<2	3	<2	<2	<2	<2	3
Ce	7	<5	7	<5	7	7	11	19	19	28
Co	53	41	37	45	47	37	6	8	4	55
Cu	227	137	77	101	29	153	6	10	24	75
Dy	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Eu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
La	3	<2	2	3	3	<2	6	9	9	15
Li	26	28	24	25	30	23	8	22	21	19
Mo	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Nd	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni	70	72	50	50	57	57	11	11	8	116
Pb	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12	<12
Pr	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sc	45	34	35	34	38	39	2	3	3	33
Sm	3	<2	3	2	3	<2	<2	4	3	4
V	300	191	245	247	278	273	31	31	28	229
Zn	67	121	73	77	96	60	74	58	39	24
<b>A04</b>										
Ga	23	16	18	20	17	18	23	23	23	18
Nb	4	3	3	<3	4	3	4	3	<3	<3
Rb	22	7	12	14	3	<3	58	53	62	25
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sr	270	150	110	83	55	81	320	460	440	400
Ta	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Te	18	11	18	18	<10	14	13	13	<10	12
Th	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Y	25	19	21	18	24	21	6	7	5	21
Zr	83	59	63	58	67	62	120	120	110	81
<b>A06</b>										
As	56	<1	1	2	<1	<1	<1	<1	<1	66
Au (ppb)	260	49	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	4500
Br	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2
Cs	1	<1	<1	1	<1	<1	2	1	3	1
Sb	0,4	0,2	0,2	<0,1	0,1	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,3
Se	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Tm	4	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	4
U	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,5	0,5	0,5	<0,2
W	27	2	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	33
<b>A09</b>										
S (% pd.)	6,15	0,01	0,05	0,09	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	8,41
<b>B02</b>										
Ag (ppm)	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	n.d.	<0,5	<0,5	<0,5
<b>B13</b>										
CO2 (% pd.)	13,4	13,7	11,5	10,0	4,1	5,1	4,52	6,3	5,3	17,1
<b>B14</b>										
Cr (ppm)	94	101	40	81	49	85	33	37	61	135

Tableau 3. Compilation préliminaire du type de minéralisation, des sulphures associés, de l'altération associée, de la déformation subie par la minéralisation, des types majeurs d'encaissants et de la présence d'intrusion felsique pour les 12 indices examinés. À noter que les minéraux et les encaissants pour chaque indice sont en ordre décroissants d'abondance.

Indices	Type	Minéralisation	Altération	Déformation subie	Encaissant	Dyke felsique
East Showing	Filonien	Py	Cb-Chl-Ser	Précoce-tardive	I3A-V3B	Oui
West Showing	Filonien	Py-Cpy	Cb-Ser-Chl-Lx-Fu	Précoce	I3A-V3B	Non
RO Showing	Disséminé	Py	Cb-Ser-Chl	Précoce	I3A	Non
Lipsett	Disséminé	Py	Ser-Cb-Cc-Chl-Lx	Tardive	I3A	Non
Coyote	Filonien	Py	Cb-Cc	Précoce-Tardive	V3B	Non
des Tranchées	Disséminé	Py	Cb	Précoce?-Tardive	I3A	Oui
Chevrier	Disséminé	Py-Cpy-Po	Cb-Ser-Fu-Chl-Cc-Lx	Précoce?-Tardive	I3A	Oui
Chevrier Sud	Disséminé	Py-Cpy-Sph	Cb-Ser-Cc-Lx-Chl	Précoce?-Tardive	V1/V2-I1-V3B	Oui
Murgor B	Filonien	Py-Cpy	Cb-Ser-Chl-Alb	Tardive	V3B-I3A	Oui
Murgor C	Disséminé	Py	Alb-Ser-Chl	Précoce-tardive	V2	Oui
Murgor C	Filonien	Py	Cb-Ser-Chl	Tardive	V2	Oui
Lac Baker	Filonien	Py	Cb-Chl	Tardive	V3B	Oui

Py-Pyrite; Cpy-Chalcopyrite; Po-Pyrrhotine; Sph-Sphalérite

Cb-Carbonate de fer; Ser-Séricite; Chl-Chlorite; Lx-Leucoxène; Cc-Calcite; Fu-Fuchsite; Alb-Albite

I3A-Gabbro; V3B-Basalte; V1-Volcanoclastite felsique; V2-Volcanoclastite intermédiaire; I1-Intrusion felsique