

ET 90-07

METALLOGENESE DES GISEMENTS HORNE ET QUEMONT (REGION DE ROUYN-NORANDA)

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.

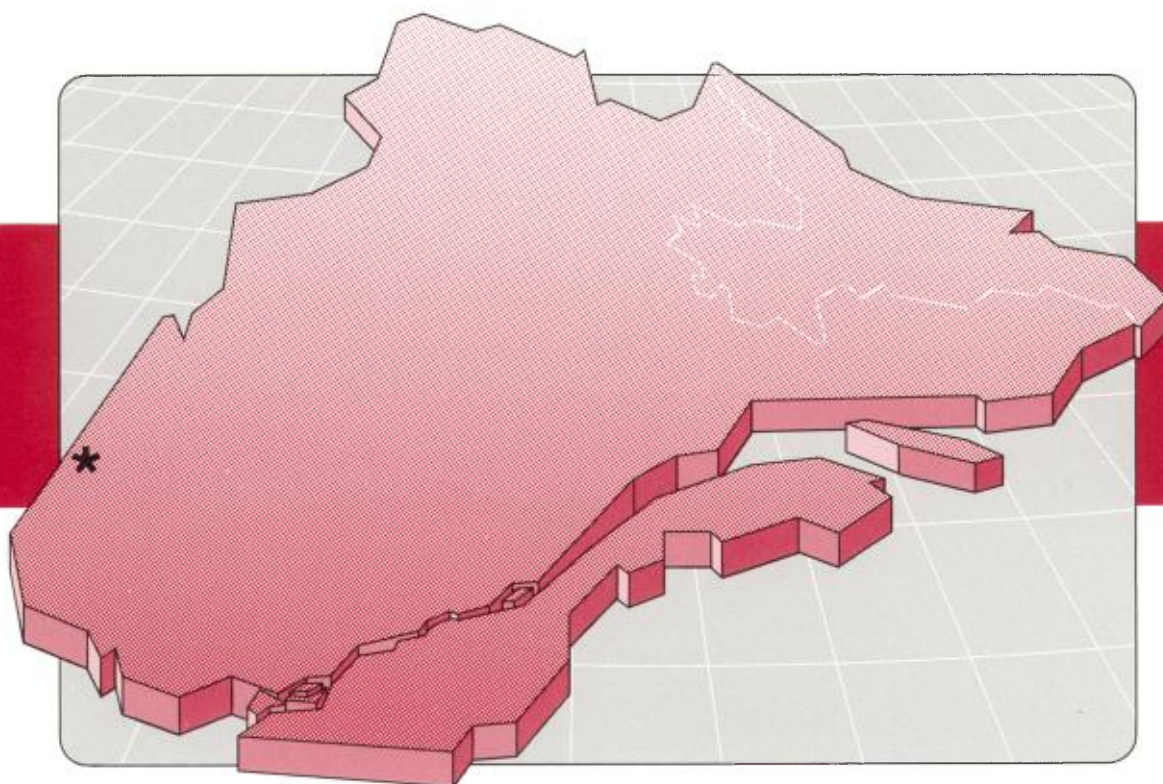
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Métallogenèse des gisements Horne et Quemont (région de Rouyn-Noranda)

Sergio Cattalani, Timothy J. Barrett
Wallace H. MacLean, Lawrence Hoy
Claude Hubert, Joseph S. Fox

ET 90-07



Métallogenèse des gisements Horne et Quemont

(région de Rouyn-Noranda)

**Sergio Cattalani, Timothy J. Barrett
Wallace H. MacLean, Lawrence Hoy
Claude Hubert, Joseph S. Fox**

ET 90-07

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE

Sous-ministre adjoint : R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur : A. Simard (par intérim)

SERVICE GÉOLOGIQUE DU NORD-OUEST

Chef : F. Chartrand (par intérim)

Manuscrit soumis le 90-02-15

Accepté pour publication le 91-08-19

Lecteurs critiques

F. Chartrand

P. Verpaelst

Édition

F. Dompierre

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

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

RÉSUMÉ

Les gisements de Horne et de Quemont se situent dans des roches appartenant au Groupe de Blake River, un des complexes volcaniques de caractère bimodal qui comprend des séries calco-alcalines et tholéitiques. Le Groupe de Blake River fait partie de la zone de roches vertes de l'Abitibi, une Sous-province de la Province du Supérieur du Bouclier canadien. La mine Horne se situe entre les failles d'Andésite au sud et de Horne Creek au nord, tandis que la mine Quemont est localisée au nord de la faille de Horne Creek. Ces gisements occupent des blocs losangés qui isolent des assemblages plissés, délimités par deux familles principales de failles régionales, orientées E-W et ENE-WSW. Les gisements sont contenus dans une épaisse masse de coulées de rhyodacites et de rhyolites aphyriques et porphyriques auxquelles s'ajoutent des brèches pyroclastiques et des tufs. La présente étude montre que ces volcanites étaient, avant leur altération, des tholéiites felsiques à faible teneur en K.

La mine Horne comprend une vingtaine d'amas de sulfures qui s'échelonnent irrégulièrement à travers plus de 330 m de volcanites. Au moins quatre types différents de minerais s'y distinguent : sulfures massifs en amas podiformes cuprifères (p. ex. les amas H); lentilles de minéralisation disséminée à massive, pyriteuse et zincifère (la zone n° 5); minerai de fondant siliceux riche en Cu-Au et en Au; gisements filoniens aurifères de Remnor. On n'observe pas de minerais de type distaux, ni de sédiments chimiques (exhalites) associés aux amas H. À la mine Quemont, le minerai se présente sous forme d'amas de sulfures massifs ainsi qu'en minerai de fondant siliceux qui correspond à des zones de sulfures disséminés.

Les amas de minerai de la mine Quemont se situaient dans la partie supérieure d'un horizon de brèche rhyolitique, sous une coulée de rhyolite massive. Ils consistaient en chalcopryrite et pyrrhotite en dessous et, en pyrite et en sphalérite au-dessus. Un halo de chalcopryrite massive, plus épais à la base, entourait les amas. Les teneurs en Au et Ag étaient généralement plus fortes là où le halo s'épaississait. D'importantes concentrations de sulfures disséminés, dans les zones hautement chloritisées, s'étalaient sous les amas. La forte teneur en Zn à la mine Quemont par rapport à celle des amas H, et son altération chloriteuse généralisée forte en sulfures disséminés, font de Quemont un gisement distinct de celui de Horne.

À l'intérieur du biseau de volcanites limité par les failles de Horne Creek et d'Andésite, l'altération hydrothermale a entraîné une séricitisation et une silicification intenses et généralisées ainsi qu'une chloritisation localisée. Le volume de roches altérées au voisinage de la mine Horne est considérable ($> 5 \text{ km}^3$), ce qui peut signifier l'existence d'un système hydrothermal de grande extension latérale, de longue durée et de température relativement basse précédant la mise en place du minerai. À la mine Horne, l'absence d'une cheminée d'altération chloritisée et distincte est à noter, bien que des zones de tailles restreintes, fortement chloritisées, se retrouvent le long des murs et de tailles plus importantes aux limites latérales des amas H. Ces zones pourraient représenter une altération de plus haute température superposée à une altération en silice et en séricite plus généralisée. La forte teneur en Fe des chlorites de ces zones par rapport à l'altération en silice et en séricite suggère qu'un fluide hydrothermal riche en Fe fait partie du processus de mise en place du minerai. Il semble évident que l'altération en séricite a causé un accroissement de la composition isotopique de l'oxygène dans les volcanites à partir de valeurs initiales de $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 8 ‰ jusqu'à environ 9-12 ‰. Cela s'applique même aux échantillons séricitisés provenant des murs des amas H. Les roches affectées par une altération en chlorite et en chlorite-séricite montrent une diminution de $\delta^{18}\text{O}$ allant jusqu'à des valeurs aussi faibles qu'environ 4 ‰. Les données suggèrent que l'altération s'est produite dans des conditions de fluide abondant (ratio eau/roche > 2) à des températures allant de 250 °C (séricitisation) à 350 °C (chloritisation), en supposant une valeur de $\delta^{18}\text{O}$ de 3 ‰ pour le fluide.

La séquence volcanique redressée de la mine Horne montre à la base, au sud, une prédominance de la rhyolite massive suivie par une zone bréchique et, au-dessus, plus au nord, une abondance de tufs. Cela correspond à une variation d'un environnement proximal à un environnement latéral comme elle aurait pu se produire sur la pente d'un édifice volcanique. La structure de graben plus au moins continue pourrait être attribuée à une tension induite par le bombement de l'édifice volcanique sous pression magmatique. La mise en place du minerai aurait pu être associée à un édifice volcanique sous-marin peu profond. Des grabens se sont formés haut sur cet édifice où dominait la rhyolite massive. Leurs planchers, inclinés vers le nord, sont devenus les sites de l'accumulation des amas H enrichis en Cu. Cette accumulation s'est surtout concentrée près des limites latérales nord des grabens. Plus bas, dans les brèches, les grabens sont restés imprécis, peu profonds et plus larges, là se trouvent les sites de la minéralisation de la zone n° 5. Un glissement de matériel volcanoclastique vers le bas de la pente a entraîné la formation d'une série de lentilles sulfurées pyriteuses relativement minces et latéralement discontinues qui alternent avec des brèches et des tufs. Ces lentilles de sulfures auraient pu provenir du voisinage des amas H (Fisher, 1970), ou des marges du bassin d'accumulation de la zone n° 5. On considère que les épaisses lentilles de sulfures de la zone n° 5 se sont formées «in situ» par des solutions hydrothermales de température relativement basse. Cette séquence a été éventuellement recouverte par une épaisse couche de tufs distaux, dépourvus de minéralisation métallique et précédant le déclin du volcanisme.

AVANT-PROPOS

Les mines Quemont et Horne ont cessé leur exploitation en 1971 et 1976 respectivement. La totalité des documents d'archive utilisés et qui constitue une part importante de la documentation textuelle et graphique de ce volume était présentée dans le système anglais. La conversion de cette masse d'information au système métrique aurait été extrêmement onéreuse et aurait inévitablement engendré des erreurs. Il a été conséquemment décidé d'utiliser le système de mesure d'origine.

Le lecteur devrait aussi savoir que les documents cartographiques inclus dans ce volume sont tirés de reproductions de cartes originales et peuvent, de ce fait, présenter une certaine distorsion.

Table des matières

	Page
INTRODUCTION	1
Généralités	1
Cadre de l'étude	1
Objectifs de l'étude	1
Localisation et accès	3
Remerciements	3
HISTORIQUE ET TRAVAUX ANTÉRIEURS	5
La mine Horne	5
Historique et production	5
Développement de la mine Horne	5
Travaux géologiques antérieurs	8
La mine Quemont	9
Historique et production	9
Travaux antérieurs	9
STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE	11
Contexte régional	11
Le Groupe de Blake River	11
Généralités	11
Chimiostratigraphie	11
Stratigraphie locale	13
Position stratigraphique des gisements de sulfures	15
Structure régionale	15
Structure locale	15
LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA MINE HORNE	21
Introduction	21
L'amas H supérieur	21
L'amas H inférieur	23
Zone n° 5	23
Zone ouest de Remnor	27
Coupe depuis la surface	27
Sondages au 9 ^e niveau	27
Discussion	34
Amas de minerai H	34
Zone n° 5	34

PÉTROGRAPHIE	35
La mine Horne	35
Roches encaissantes	35
Basalte et andésite basaltique	35
Tuf rhyolitique	35
Brèche rhyolitique	35
Tuf à blocs de ponce	35
Porphyre quartzo-feldspathique	35
Métadiabase	36
Porphyre syénitique	37
Diabase tardive	38
Minerais	38
Sulfures massifs	38
Minerais disséminés de la zone n° 5	41
Minéralisation aurifère	41
Généralités	41
L'or dans le minerais de fondant	41
L'or dans les veines de Remnor	41
La mine Queumont	41
Roches encaissantes	43
Rhyolite massive	43
Brèche rhyolitique	43
Porphyre quartzo-feldspathique	43
Dykes de rhyolite	43
Minerais	43
Inclusions fluides	44
Pétrographie des inclusions fluides	44
Microthermométrie	44
 ALTÉRATION DES ROCHES ENCAISSANTES	45
Généralités	45
Roches les moins altérées	45
Roches altérées	47
Séricitisation	47
Indice de séricitisation	52
Silicification	52
Chloritisation	52
Géothermométrie de la chlorite	54
Distribution des ETR	54
Discussion	55
 GÉOCHIMIE DU MINERAI	61
Introduction	61
Profils Au-Cu dans les amas de minerais	61
Amas H	61

9 ^e niveau	61
21 ^e niveau	61
Variations le long de la direction originelle de l'amas H inférieur	61
Zone n° 5	65
Relation Au-Cu	65
Contours en trois dimensions de Au-Cu à des niveaux choisis	67
Amas H	68
Métaux et éléments en traces des amas de minerais	70
Éléments de terres rares	73
Discussion	74
GÉOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES DE L'O ET DU S	77
Objectifs de l'étude	77
Études antérieures	77
Méthodes d'échantillonnage et d'analyse	77
Pétrographie des échantillons	78
Résultats des analyses	78
Isotopes de l'oxygène	78
Isotopes du soufre	79
Discussion	80
Isotopes de l'oxygène	80
Origine de fluides isotopiquement lourds	81
Isotopes du soufre	81
MODÈLE PRÉLIMINAIRE ET IMPLICATIONS	83
Modèle préliminaire de la mise en place du minerai	83
Implications pour l'exploration	87
RÉFÉRENCES	89
ANNEXES	
Annexe 1 - Mine Horne : production et réserves	97
Annexe 2 - Mine Horne : détails des réserves publiées	99
Annexe 3 - Composition des roches volcaniques à proximité de la mine Horne	101
Annexe 4 - Résultats d'analyses de chlorite par microsonde. Roches volcaniques de la mine Horne	107
Annexe 5 - Résultats d'analyses par microsonde des minéraux associés à la chlorite; roches volcaniques de la mine Horne	109
Annexe 6 - Compositions des sulfures massifs des amas H; mine Horne	111
Annexe 7 - Compositions des sulfures massifs de la zone n° 5; mine Horne	113
Annexe 8 - Teneurs d'éléments de terres rares dans les sulfures massifs et disséminés de la mine Horne	115
Annexe 9 - Résultats d'analyses d'isotopes d'oxygène; mine Horne	117

Annexe 10 - Résultats d'analyses d'isotopes du soufre ($\delta^{34}\text{S}$) selon la température T (°C); échantillons provenant de la mine Horne	121
---	-----

HORS-TEXTE

- Carte n° 2166A - Coupe composée N-S des gisements Horne et Quemont à l'échelle
approximative de 1 pouce = 400 pieds
- Carte n° 2166B - Carte géologique de la région des mines Horne et Quemont à l'échelle
approximative de 1 : 7 500
- Carte n° 2166C - Carte des affleurements de la mine Horne, à l'échelle approximative
de 1 pouce = 250 pieds
- Figure 4 - Coupe géologique 3D de la mine Quemont. Tirée de Weeks (1963)
- Figure 11 - Coupe géologique de la mine Horne, section 17120 E. Tirée des documents
internes de la société Noranda

Introduction

Généralités

L'exploration pour les gisements de sulfures massifs dans le Bouclier canadien au cours des trois dernières décennies a été fortement influencée par le modèle d'exhalation volcanogène. Il est basé sur les gisements japonais de type Kuroko et sur un bon nombre de gisements similaires localisés dans la région de Rouyn-Noranda. Suivant ce modèle, les gisements de sulfures massifs associés aux lithologies dominées par des volcanites felsiques sont contemporains et partie intégrante des séquences volcaniques. Dans ces séquences, les gisements de minerai résulteraient de la circulation par convection de solutions hydrothermales s'élevant à travers l'empilement volcanique le long de zones particulièrement perméables. Du mélange éventuel de ces solutions avec l'eau de mer ambiante résulterait une précipitation de minerai métallifère et de gangue à l'interface eau de mer - fonds marins volcaniques (résumés dans Sangster et Scott, 1976; Franklin *et al.*, 1981). L'élaboration et la compréhension des divers aspects de ce modèle ont contribué à la découverte de nombreux gisements de sulfures massifs dans le district minier de Rouyn-Noranda au cours des années 60 et le début des années 70. Depuis, et en dépit d'efforts et de dépenses considérables en exploration, le taux de découverte a fortement décliné.

Quoique le modèle volcanogène exhalatif ait, dans le passé, contribué à délimiter de nouvelles cibles d'exploration, il est maintenant évident qu'il ne convient pas à toute la variété de gisements de métaux précieux et usuels. Il apparaît clairement qu'il existe des gisements reliés à des contextes géologiques autres que ceux prévus par ce modèle. Par exemple, il a été démontré que le gisement de Louvem est le produit d'un remplacement hydrothermal d'unités perméables métallifères sur un fond océanique (Spitz et Darling, 1978). Un processus similaire a été proposé pour le gîte de Moberly (Fox, 1984) expliquant la texture inhabituelle de ce minerai. La genèse du gisement de Detour de la société Selbaie est attribuée à un système de veines minéralisées relié principalement à une ébullition souterraine (Deptuck *et al.*, 1982). En outre, plusieurs gisements dont ceux de Moberly (Fox, 1984) et de Corbet (Knuckey et Watkins, 1982) sont intimement associés à des coulées basaltiques, ce qui diffère du modèle traditionnel.

Le gisement de Mattagami Lake, caractérisé par de fortes anomalies à la fois magnétiques et électromagnétiques, a longtemps servi de modèle à l'exploration géophysique dans la zone minière de l'Abitibi. Cependant, il existe d'autres modèles : par exemple, les gisements de Normetal et de Barvue montrent des conducteurs stratigraphiques reliés à des formations ferrifères pour le premier et des argilites graphitiques pour le second. Le gisement de Kidd Creek, l'un des plus grands gisements

de sulfures massifs au monde, est aussi un conducteur stratigraphique. Le gisement découvert par Northern Exploration à Joutel et les gisements sulfurés récemment mis à jour dans le canton d'Estrades (une entreprise conjointe de Teck et Golden Hope) sont des conducteurs extrêmement faibles ou non magnétiques.

Il est donc évident que toutes nouvelles stratégies d'exploration devront s'inspirer de modèles géologiques basés sur des études stratigraphiques et géochimiques de plusieurs types de gisements, incluant les producteurs vedettes, de même que ceux à leur début. Ces études conduiront à une meilleure compréhension de la métallogénèse des gisements de sulfures massifs et entraîneront des nouvelles règles d'exploration mieux adaptées aux cas spécifiques.

Cadre de l'étude

Cette étude a été financée par le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (MER). Elle présente les résultats de la première année de la réalisation d'un projet qui s'est poursuivi au cours des années subséquentes. Elle porte sur les gisements de Horne et de Quemont. À ceux-ci s'ajouteront d'autres gisements de sulfures massifs porteurs de métaux de base et de métaux précieux dans la zone minière de l'Abitibi, au Québec.

Le but principal des projets est de présenter en détail plusieurs cas-types de tels gisements en vue d'arriver à une meilleure compréhension de leur métallogénèse. Les contributions spécifiques de chacun des auteurs s'établissent comme suit : Cattalani, l'introduction et les chapitres sur l'historique et la pétrographie; Barrett, chapitres sur la lithostratigraphie de la mine Horne et la géochimie du minerai, et la majeure partie de la section sur le modèle préliminaire de la mise en place du minerai; MacLean, chapitre sur l'altération des roches encaissantes; Hoy, chapitre sur la géochimie des isotopes stables de l'oxygène et du soufre; Hubert, sections sur les structures régionales et locale; tous ont contribué au chapitre sur le modèle préliminaire de la mise en place du minerai; Barrett et Cattalani ont fait une révision finale du manuscrit.

Objectifs de l'étude

Le district de Rouyn-Noranda, le premier des districts miniers de métaux de base au Québec, contient plusieurs grands gisements de sulfures massifs dont quelques-uns sont aussi d'importants producteurs d'or et d'argent (Cooke *et al.*, 1931; Wilson, 1941; Gilmour, 1965; Roscoe, 1965; Dugas, 1966; Spence, 1967, Spence et de Rosen-Spence, 1975). Parmi ces gisements ceux de Horne et de Quemont situés tout juste au nord de Rouyn-Noranda (figure 1) sont les deux plus importants producteurs de

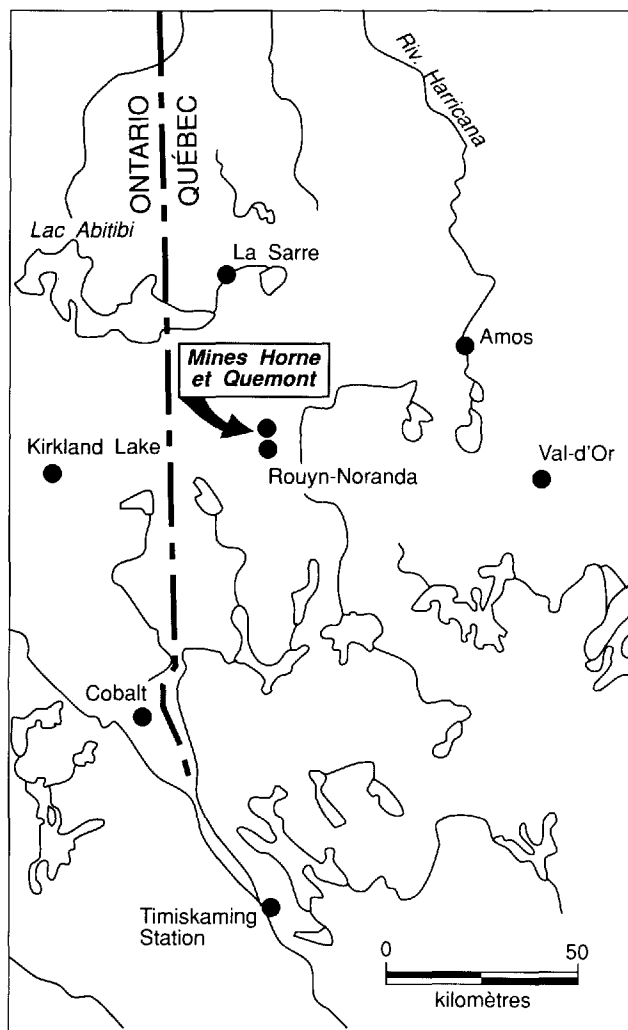


FIGURE 1 — Carte de localisation des gisements de Horne et de Quemont, d'après Wilson (1962).

Cu et d'Au. Leur production combinée s'élève à 1.48 Mt de Cu, 12.3 millions d'onces d'Au, 30.7 millions d'onces de Ag et 284 000 t de Zn (Van de Walle, 1972; Spence et de Rosen-Spence, 1975; Gibson *et al.*, 1984). En dépit de problèmes d'accessibilité, ces mines offrent un excellent point de départ pour l'étude des gisements de sulfures massifs de métaux de base. Un premier objectif de la présente étude est de préciser la distribution de l'Au et du Cu dans des niveaux choisis de la mine Horne et aussi celle du Zn dans la zone n° 5. Ces répartitions constituent une information-clé en ce qui concerne la détermination du contrôle syngénétique ou épigénétique de la mise en place du minerai et de sa relation par rapport à la formation de zones de cisaillement ou de dykes. L'information existante sur le zonage des minéraux et des teneurs d'Au se limite au 20^e niveau (Price, 1934). En plus du tracé de contours que permettent les analyses existantes, nous disposons des résultats d'analyse de 100 nouveaux échantillons pour les éléments suivants : Zn, Pb, Ag, As, Sb, Se et W, en plus de déterminations des éléments de terres rares pour un plus petit lot. Mis à part le fait connu que la zone n° 5 était plus riche en Zn et plus pauvre en

Cu et Au que les amas H, la distribution des métaux à la mine Horne n'a, jusqu'à maintenant, jamais fait l'objet de recherche.

La question de l'enrichissement en Au dans les anciens gisements de métaux de base, à savoir si cet enrichissement est primaire ou relié à la tectonisation, reste à élucider. Des études par Kerrich et Fryer (1981), Kerrich et Hodder (1982) et Fyfe et Kerrich (1984) ont fait ressortir l'incompatibilité apparente de l'or et des métaux de base dans les gisements de sulfures massifs archéens. De plus, les expériences de Wood (1987) ont fourni une explication de la rareté des métaux de base dans les gisements d'or filoniens archéens. Par ailleurs, Bonnavia et MacLean (1986) ont présenté une démonstration de l'association métal-Au dans des sulfures archéens et Hannington *et al.* (1986) rapportent des enrichissements en Au dans des gisements de sulfures massifs formés sur les lieux de «black smokers» s'échappant de fonds océaniques actuels. Les observations antérieures à la présente étude suggèrent qu'une répartition plus ou moins aléatoire de l'or de la mine Horne est superposée à une minéralisation de sulfures grossièrement zonée (Price, 1933; W. Bancroft, comm. pers., 1987). Il semble y avoir aussi un enrichissement d'or secondaire par la superposition d'un réseau de veines de sulfures contenues dans une rhyolite et présentement exploitées (gisement de Remnor). Il importe donc d'établir le lien entre les amas de sulfures massifs aurifères, la minéralisation d'or dans les veines et la tectonisation locale.

En vue de reconstituer le contexte de la mise en place du minerai, nous avons entrepris une compilation détaillée de la lithostratigraphie des principaux amas de sulfures et des volcanites qui les contiennent. Les amas H supérieur et inférieur semblent le résultat d'une précipitation continue de sulfures en grandes lentilles individualisées, dans un bassin restreint et allongé. Leur zonage interne constitué d'une base riche en chalcopryrite, de niveaux médians riches en pyrrhotite et d'un sommet riche en pyrite, est typique de plusieurs gisements de l'Abitibi et de Kuroko (Knuckey et Watkins, 1982; Eldridge *et al.*, 1983) et pourrait correspondre à un déclin de l'activité hydrothermale avec le temps. En contraste, les lentilles de minerai de la zone n° 5 pourraient représenter des gisements hydrothermaux distaux et diffus, en partie résédimentés (Fisher, 1970). Le type et l'étendue de l'altération reliée aux amas de la mine Horne et des veines de Remnor ont fait l'objet d'un examen détaillé. La composition isotopique du soufre et de l'oxygène, tant des minerais que des roches encaissantes, a été déterminée en vue d'établir la nature du fluide minéralisateur et les conditions physico-chimiques qui prévalaient lors de la mise en place du minerai et de l'altération de l'encaissant. Ces études, sans précédent à la mine Horne, visent à évaluer si les signatures de l'altération et des changements isotopiques dans les roches encaissantes pourraient servir d'indicateurs de la proximité de gisements de sulfures massifs.

Un accord entre l'Institut de recherche en exploration minérale et les Mines Noranda ltée garantit un accès illimité à tous les journaux miniers et les échantillons de

carottes ainsi qu'à tous les nouveaux travaux de dégagement à la mine Horne. Cet accord rend possible une mise à jour complète de la géologie, de la géochimie, de la lithostratigraphie et de la métallogenèse de la mine Horne. Cette approche multidisciplinaire sera réutilisée, au cours des prochaines années, pour d'autres gisements de sulfures massifs enrichis de métaux précieux de la région de Noranda.

Localisation et accès

Les mines Horne et Quemont sont situées dans le canton de Rouyn dans le NW du Québec à environ 600 km au NW de Montréal, tout juste au nord des villes de Rouyn et de Noranda (figure 1). Elles sont séparées par la faille de Horne Creek: la mine Horne se situe au sud de la faille tandis que la mine Quemont est au nord.

L'accès à ces mines est assuré par la route 117 qui relie Val-d'Or à Kirkland Lake (Ontario) suivant un axe E-W et par la route 101 qui joint Ville-Marie à La Sarre suivant un axe N-S. À la mine Horne, les visites souterraines n'ont pu couvrir que les douze niveaux supérieurs des 65 niveaux existants. En ce qui concerne la mine Quemont, la disparition des carottes de sondages de

même que la fermeture des puits d'accès il y a déjà plusieurs années rendent impossible tout échantillonnage.

Remerciements

Les auteurs remercient Denis Francoeur et Claude Britt de Mines Noranda Ltée pour l'appui qu'ils ont accordé à ce projet dès le début. Nous nous devons de souligner aussi la coopération généreuse reçue du personnel du Groupe Remnor et, à cet égard, des remerciements particuliers vont à Guy Laperle, Paul Cregheur et Chris Kloeren. Les cartes et les figures ont été produites par Thomas Bencsics de Geo-Graphix et les plaques, par Richard Yates. La traduction de l'anglais a été faite par Monsieur Jacques Béland, ancien directeur de l'IREM, et la correction finale de l'épreuve a été faite par Anne Bertrand. Un remerciement spécial est décerné à W.L. Bancroft à qui nous dédions cette étude. Monsieur Bancroft a eu l'amabilité de partager ses connaissances de la mine Horne, acquises au cours d'une cinquantaine d'années. Nous lui devons de nombreux détails techniques importants de même que l'inspiration qu'il nous a communiquée durant nos nombreux entretiens. Bref, nous admirons la contribution exceptionnelle qu'il a apportée à l'industrie minière.

Historique et travaux antérieurs

La mine Horne

HISTORIQUE ET PRODUCTION

Le gisement Horne a été découvert par Edmund Horne après neuf années de travaux d'exploration entre 1911 et 1920 dans la région du lac Osisko (Tremoy). Des affleurements de roches altérées et rouillées, quoiqu'en quantité insuffisante pour susciter un grand intérêt, ont quand même fait l'objet du jalonnement d'un claim en 1920. Ce premier claim enregistré au nom de Tremoy Lake Prospecting Syndicate contenait 95 % de tout le minerai qui sera exploité à la mine Horne (W. Bancroft, communication personnelle, 1987). D'autres claims seront par la suite jalonnés sur des terrains avoisinants au nom du même syndicat pendant les deux années qui suivent. En 1922, S.C. Thompson et H.W. Chadbourne créent un syndicat qui se porte acquéreur de plusieurs propriétés minières dans le nord de l'Ontario et du Québec, y compris les claims Horne. Plus tard dans la même année, Noranda (Northern Canada) Mines Limited est créée en vue de développer les propriétés acquises par le syndicat. En plus des droits sur les découvertes de Chadbourne et de Powell, Noranda Mines obtient tôt en 1923 une option sur le groupe Horne. Les forages débutent en août de cette même année et en octobre, le deuxième sondage traverse une section de 131 pieds de minerai contenant 5.61 % Cu, 0.29 oz/t Au et 0.94 oz/t Ag (Price, 1948). Au moment de sa fermeture, en juillet 1976, la mine Horne avait produit 59 200 000 t de minerai d'une teneur moyenne de 2.2 % Cu, 0.177 oz/t Au et 0.38 oz/t Ag (Gibson *et al.* 1984).

Le détail de la production apparaît au tableau 1 et celui de la production et des réserves est présenté à l'annexe 1.

DÉVELOPPEMENT DE LA MINE HORNE

Nous ne présentons ici que quelques faits saillants du développement de la mine Horne. Pour de plus amples détails techniques, le lecteur est prié de se référer à Hall (1937) ou encore, aux nombreux rapports annuels et rapports d'évaluation de réserves de Mines Noranda. La projection isométrique de la figure 2 est reproduite de Price (1933). Elle montre la répartition et les dimensions des amas de minerai telles qu'elles étaient connues à

l'époque. La nomenclature des amas est tirée de Price (1934). Une esquisse simplifiée des amas H et de la zone n° 5 est présentée à la figure 3.

1925 : L'exploration comprend la cartographie de surface, des tranchées et un levé électrique de toute la propriété. Le développement minier consiste au fonçage des puits n° 1 et 2 à des profondeurs de 328 pieds et 158 pieds, respectivement, ceux-ci étant reliés par une galerie au niveau 100 pieds. Les forages se font depuis la surface et les niveaux établis pour les amas B et H, les seuls connus à ce moment. Ces derniers sont délimités jusqu'au niveau 300 pieds.

1927 : La découverte des amas C, D, E et K au niveau 300 pieds incite à effectuer des forages plus profonds. Conséquemment on approfondit le puits n° 3 jusqu'à 591 pieds et on aménage des stations à cinq niveaux. En décembre, la nouvelle fonderie est terminée et entre en opération; c'est le début de la production à la mine Horne. Les réserves à la fin de l'année sont évaluées à 1 198 375 t de teneur moyenne de 0.27 oz/t Au et 6.73 % Cu.

1928 : Le puits n° 3 est approfondi à 1 040 pieds et de nouvelles stations sont aménagées aux niveaux 600, 725, 850 et 975 pieds. À ce dernier niveau, le puits n° 3 pénètre un renflement de l'amas H dans une zone de haute teneur de Cu et Au d'une dimension de 100 x 500 pieds. Des forages souterrains, à partir de galeries supérieures, délimitent un minerai de haute teneur dans l'amas H jusqu'au niveau 1 300 pieds. Un nouveau puits, n° 4 est foncé jusqu'à la profondeur de 268 pieds et il est relié par une galerie au puits n° 3, au niveau 100 pieds.

1930 : Les puits n° 3 et 4 sont approfondis approximativement jusqu'au niveau 1 550 pieds. Plusieurs découvertes s'ajoutent à ce moment, y compris l'amas de fondant siliceux n° 20 et une forte épaisseur de minerai de haute teneur aux niveaux 1 475 et 1625 pieds. Cette dernière découverte s'avérera par la suite la plus importante de toutes : c'était l'amas H inférieur ou n° 21.

1932 : Le puits n° 4 est approfondi à 2 560 pieds. Galeries et sondages ajoutent un tonnage considérable aux réserves déjà établies. Celles-ci, au dessus du niveau 2 475 pieds, atteignent alors 5 750 000 t de minerai directement acceptable par la fonderie et de teneur de 0.16 oz/t Au et 7.6 % Cu. À cela s'ajoutent 15.8 Mt de minerai

TABLEAU 1 — Production de la mine Horne

Période	Minerai (t)	Cu (%)	Teneurs Zn (%)	Au (oz/t)	Références
1927 - 1937	10 916 565	2.56	0.18	0.42	Bell (1937)
- 1947	28 337 729	2.11	0.15	0.32	Price (1948)
- 1967	52 664 000	2.18	0.15		Hodge (1967)
- 1970	56 264 700	2.18	0.15		Spence et de Rosen-Spence (1975)
- 1976	59 200 000	2.20	0.17	0.38	Gibson et Watkinson (1979)

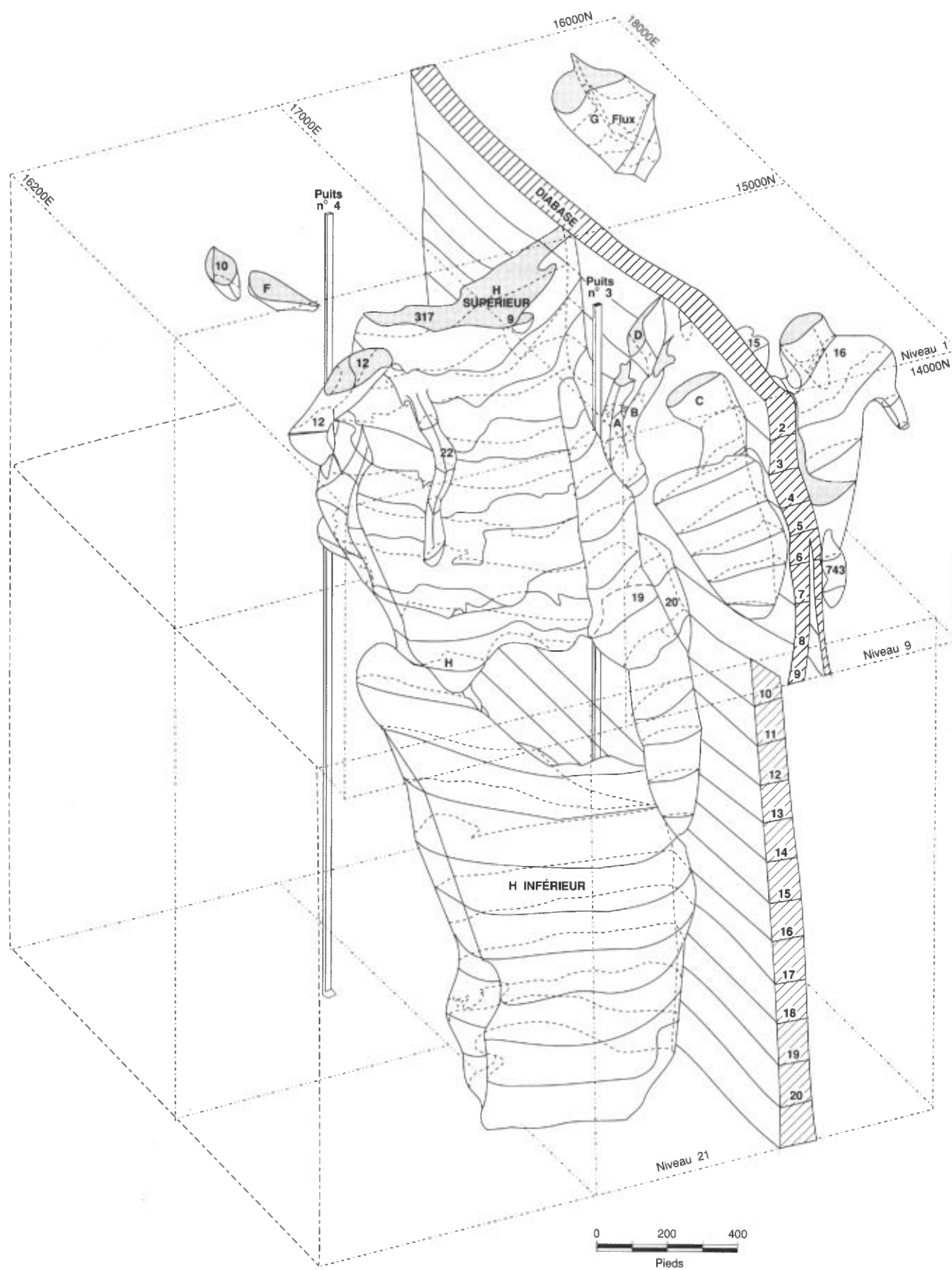


FIGURE 2 — Projection isométrique des amas de sulfures massifs de la mine Horne. Tirée des documents internes de la société Noranda.

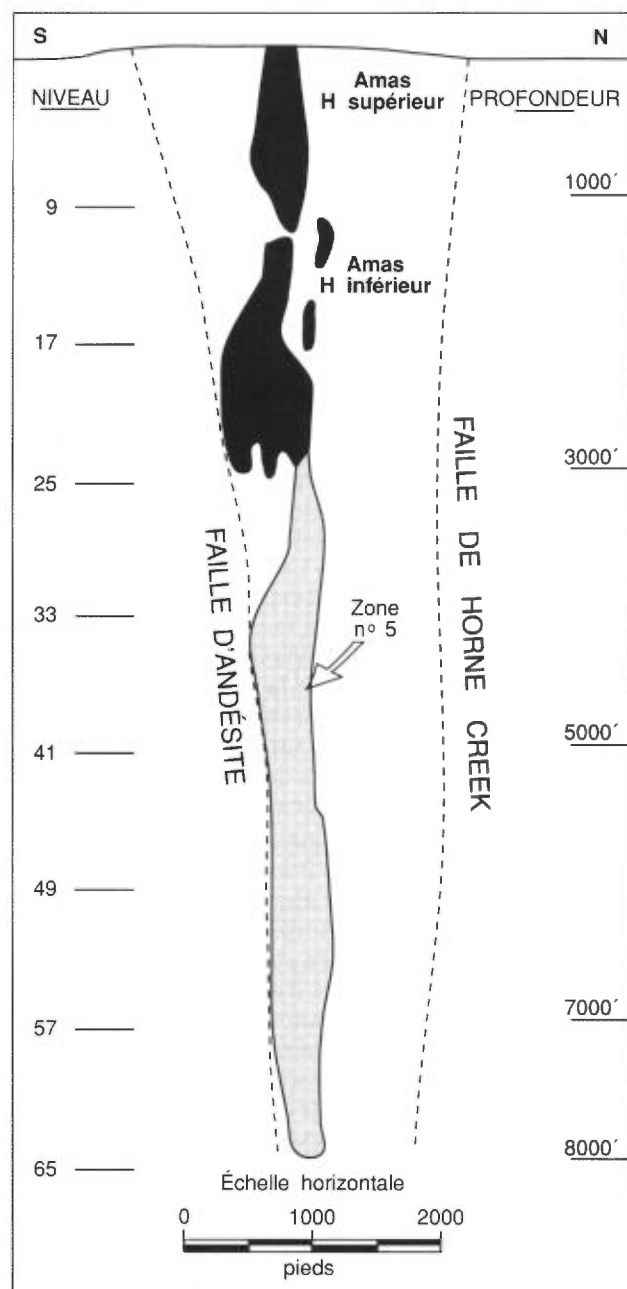


FIGURE 3 — Coupe N-S très simplifiée de la mine Horne montrant la localisation des amas de minerai H et, de ceux de la zone n° 5.

nécessitant une concentration, à 0.20 oz/t Au et 1.16 % Cu et 900 000 t de fondant siliceux contenant 0.21 oz/t Au et 0.28 % Cu. Une galerie d'exploration vers la mine Chadbourne, depuis le niveau 975 pieds, est en voie de creusage. La chute du prix du cuivre et l'épuisement imminent des réserves de haute teneur incitent à une intensification de l'exploration, une amélioration des méthodes d'exploitation, une augmentation de la capacité du concentrateur et de la fonderie et une récupération plus efficace (Hall, 1937).

1934 : Le puits n° 4 est approfondi à 3 094 pieds. Le gros des travaux d'exploration, tout comme au cours des deux années précédentes, vise à délimiter et à développer

l'amas H inférieur sous le niveau 2 475 pieds et aussi à explorer une zone à l'ouest du puits n° 4 où l'on envisage d'installer le puits n° 5. Il s'avère que l'amas H inférieur s'étend plus en profondeur qu'on avait d'abord cru; au niveau 2 725 pieds, sa largeur et son épaisseur atteignent 500 et 100 pieds respectivement avec une teneur moyenne de 6.11 % Cu et 0.38 oz/t Au.

1935 : Le puits n° 5, commencé en surface, est complété jusqu'au niveau 2 614 pieds.

1936 : Un ambitieux programme d'exploration s'adresse à la zone limitée par les niveaux 2 975 et 4 000 pieds. C'est la zone correspondant à la partie supérieure de la zone n° 5. On projette d'y faire des galeries à des intervalles de 250 pieds pour huit niveaux espacés de 125 pieds.

1938 : Les niveaux 3 475, 3 725 et 3 975 pieds dans la zone n° 5 sont étendus jusqu'à plus de 1 900 pieds à l'est du puits n° 5. Un amas de minéralisation variable de 250 pieds sur au moins 2 000 pieds est reconnu au niveau 3 975 pieds.

1939 : Le fonçage d'un nouveau puits intérieur, le n° 6, commence au niveau 2 975 pieds; à la fin de l'année il atteint le niveau 3 975 pieds. L'exploration de la zone minéralisée découverte au niveau 3 975 pieds en 1938, se poursuit. Un forage dans cette zone intersecte 45 pieds d'une teneur moyenne de 0.34 oz/t Au et, dans un autre sondage, une intersection de 165 pieds donne une teneur moyenne de 0.21 oz/t Au.

1942 : Des galeries d'exploration sont percées à l'ouest du puits n° 6 aux niveaux 4 475, 4 975, 5 475 pieds. Des filons minéralisés sont identifiés entre le plus haut et le plus bas de ces niveaux. Les réserves de minerai d'or et de cuivre des amas reconnus au-dessus du niveau 2 975 pieds sont estimées suffisantes pour soutenir la production au cours des 15 années suivantes.

1944 : La pénurie de mineurs ainsi que la rareté de matériaux entraînent une diminution considérable de l'exploration pendant les six premiers mois de l'année et cesse complètement au cours des six autres. Un bon nombre de filons minéralisés de teneurs exploitables sont localisés dans la zone n° 5. L'un d'eux, de direction est et situé à 60 pieds au nord du puits n° 5, au niveau 5 975 pieds, mesure 400 x 70 pieds et donne une teneur de 0.84 % Cu et 0.12 oz/t Au.

1951 : Le fonçage du puits n° 7 est commencé pour accommoder l'abattage en cours de l'amas H inférieur. Des monteries et des galeries sont percées en préparation de l'abattage prévu dans un certain nombre de chantiers. Des sondages d'exploration depuis la surface ne donnent aucun résultat positif. Les sondages souterrains effectués pour un total de 56 551 pieds ne servent qu'à préciser la morphologie des amas déjà connus.

1959 : L'exploration souterraine vise à localiser de nouveaux amas au-dessus du niveau 6 000 pieds. Quelques petits filons aurifères mis à part, il semble que la zone n° 5, entre les niveaux 3 000 et 6 000 pieds, est essentiellement de valeur marginale. Les réserves de cette zone consistent en 320 000 t de teneur à 0.23 oz/t Au et 1.5 million de tonnes à 0.12 oz/t Au et 0.7 % Cu. Un nouveau programme d'exploration axé sur le secteur situé entre

les niveaux 6 000 et 8 000 pieds est proposé. Il est prévu pour les années 1961-1965.

1960 : Le fonçage d'un nouveau puits, n° 8, débute à la profondeur de 6 000 pieds et atteint le niveau 7 150 pieds à la fin de l'année. Des stations sont installées aux niveaux 6 500 et 7 000 pieds.

1967 : Aucun nouveau minerai n'est localisé dans les niveaux 7 000 et 8 000 pieds ce qui entraîne un abandon de ce secteur de la zone n° 5.

1968-76 : Aucun détail ne subsiste pour cette période. Il semble que les travaux entrepris à la mine Horne se soient limités à récupérer les 2 776 000 tonnes de minerai estimées comme réserves en 1968.

Bien que la zone n° 5 contienne un bon nombre de petits secteurs riches en or, ils sont restés inexploités jusqu'à ce jour. Ces zones contiennent des concentrations appréciables de métaux qui, ensemble, totalisent 683 874 t de minerai de teneur moyenne de 0.18 oz/t Au, 0.47 % Cu et 0.48 oz/t Ag (Bancroft, 1980).

Présentement, le Groupe Remnor exploite plusieurs petits amas de minerai dans les 12 niveaux supérieurs de la mine Horne. Ces amas sont apparemment des zones de recoupement aurifères et tardives qui se présentent sous forme de veines de pyrite massive dont l'épaisseur atteint plusieurs centimètres, ou encore, en zones plus épaisses riches en pyrite et en séricite (D. Kerr, communication personnelle, 1987). Les réserves de minerai des amas de Remnor ont été estimées, en janvier 1988, à 933 000 t de teneur moyenne de 0.167 oz/t Au. De récents estimés de la minéralisation de la zone ouest indiquent 291 473 t de minerai de teneur de 0.138 oz/t Au.

TRAVAUX GÉOLOGIQUES ANTÉRIEURS

Une grande partie des premiers travaux d'exploration et de reconnaissance de la région relevait de l'initiative de la Commission géologique du Canada. Un des premiers artisans fut M.E. Wilson qui parcourt, entre 1908 et 1911, le territoire s'étendant entre la frontière Ontario-Québec et le lac Kewagama (Wilson, 1913, 1918). Un examen plus détaillé de la région de Noranda par H.C. Cooke suit en 1922. Les résultats de ces derniers travaux sont consignés dans la publication de Cooke *et al.* (1931). La première étude de la mine Horne a eu lieu entre 1923 et 1927 (Cooke *et al.*, 1931). Cette publication décrit la plupart des lithologies qui avaient été reconnues en surface et présente la première carte géologique de surface de la mine de Noranda.

Le travail a été repris en 1931 par Wilson (1941) qui cartographie en détail le secteur compris entre la rive sud du lac Osisko et une ligne tout juste au nord de la mine Waite. Au cours des étés 1928 et 1929, L.C.G. Graton exécute des travaux parallèles pour le compte de Mines Noranda ltée. Il est le premier à utiliser le terme de métadiabase pour désigner l'amas de roche mafique plissée occupant l'angle NE de la propriété de Noranda (Price, 1934). L'année suivante, un des assistants de Graton soumet une thèse de doctorat à l'Université Harvard décrivant la géologie des mines Horne et Waite (Peale, 1930). L'exploration initiale dirigée par L.K. Fletcher de Mines

Noranda indique une métallogenèse difficile à appréhender à cause de l'enchevêtrement apparent du minerai et des dykes de métadiabase (Hall, 1937). Afin de mener un programme d'exploration rationnel, il devenait nécessaire de déchiffrer ces relations.

Peter Price s'attaque au problème en 1932 et en fait l'objet d'une thèse de doctorat à l'Université McGill (Price, 1933). Il montre dans cette étude, résumée dans Price (1934) et révisée dans Price (1948 et 1953), que :

- 1) Les amas de minerai résultent du remplacement de volcanites rhyolitiques par des fluides acheminés le long de zones faillées et cisailées, abruptes et conjuguées, comprenant une zone orientée NW-SE située au-dessous de 9^e niveau et une deuxième zone, de direction NE-SW, localisée au-dessus du 9^e niveau;
- 2) La source des métaux se situe apparemment directement sous l'amas de minerai H inférieur, tout comme on la situe maintenant;
- 3) Le minerai de sulfures massifs est la dernière roche mise en place à la mine Horne; et
- 4) La minéralisation aurifère remplace et conséquemment est postérieure à la pyrite, la magnétite, la pyrrhotite et la chalcopryrite. Quoique l'étude de Price demeure la plus complète et présente la description la plus concise de la lithologie, de la structure et de la minéralogie des gisements de la mine Horne, ses principales conclusions sur la genèse du minerai reflètent les dogmes courants de l'époque et pour cette raison ne sont plus entièrement valides.

D'autres descriptions des gisements de la mine Horne qui diffèrent peu de celle de Price ont été présentées par Dresser et Denis (1944) et Hodge (1967). L'âge de la minéralisation de la mine Horne est resté pendant longtemps controversé. Le débat a porté, d'une part, sur l'âge relatif des sulfures massifs et, d'autre part, sur l'âge de la plus tardive des deux générations de dykes de diabase. Au début, les relations de terrain ont été la cause de beaucoup de confusion et de fausses interprétations (Cooke *et al.*, 1931; Price, 1934) et cette controverse s'est poursuivie pendant quatre décennies (Suffel, 1935; Price, 1934; Campbell, 1962; Mookherjee et Suffel, 1968; Darling et Suffel, 1969). Cooke *et al.* (1931) ont suggéré que les dykes de diabase précoces plissés étaient antérieurs à la minéralisation. Suffel (1935) a conclu que les dykes de diabase tardifs étaient indiscutablement plus anciens que la minéralisation de pyrite, de pyrrhotite ou de chalcopryrite. L'opinion courante alors veut que les dykes de diabase tardifs soient hautement réfractaires au remplacement par les sulfures. À l'appui de cette thèse on emploie nombre d'arguments (Suffel, 1935) qu'on remettra plus tard en doute. Par exemple, Mookherjee et Suffel (1968) ont montré des évidences de métamorphisme thermique des sulfures qu'ils ont attribué à la mise en place des dykes de diabase après la minéralisation. Pour expliquer les amas de minerai de grandes dimensions bien enclavés dans le corps des dykes, ils ont invoqué une migration tardive de la chalcopryrite après la mise en place des dykes. Darling et Suffel (1969), de leur côté, vont jusqu'à proposer que la minéralisation des principaux amas de sulfures aurait été mise en place avant les dykes de diabase les plus anciens.

La zone n° 5 de la mine Horne, à cause de son statut de minerai marginal, n'a reçu que peu d'attention avant la

fin des années 1950. Constituée principalement de grandes lentilles épaisses de pyrite massive et de sulfures disséminés dans des brèches et des tufs de rhyolite, elle diffère grandement, par sa morphologie et sa minéralogie des amas de minerai H supérieur et inférieur. La zone n° 5 a fait l'objet de recherches par Fisher (1970) et Sinclair (1971) qui sont arrivés aux mêmes conclusions : 1) Les sulfures de la zone n° 5 faisaient partie originellement d'un ou de plusieurs amas pyriteux surplombant les amas H et formés à la surface d'un empilement de volcanites sous-marines; 2) La répartition actuelle des sulfures en lentilles isolées provient d'un morcellement et glissement après la mise en place des sulfures en lahars composés en partie de tufs et de brèches rhyolitiques; les sulfures furent intercalés dans ces mêmes lithologies. Quoique Fisher (1970) et Sinclair (1971) invoquent des indices à l'appui d'une mise en place des sulfures par glissement, il n'est pas certain que toutes les caractéristiques des amas de sulfures de la zone n° 5 pointent dans cette direction comme, par exemple, le zonage des métaux dans certaines lentilles de minerai et la fine lamination dans d'autres. Plusieurs traits restent inexplicables dont : 1) la relation génétique entre la minéralisation de la zone n° 5 et celle des amas H; 2) la faible concentration en Au et Cu dans la zone n° 5 par rapport aux amas H et la plus forte teneur en Zn de la zone n° 5.

Une étude de Webber (1975) comporte une analyse statistique des composants géochimiques de l'encaissant des gisements de la mine Horne. Malgré certaines réserves sur les méthodes d'échantillonnage et d'analyse, plusieurs conclusions de cette étude méritent d'être soulignées : 1) les analyses des échantillons non minéralisés reflètent la proximité du minerai quant à leurs teneurs de Ag, As, Bi, Co, Cu, F, Mn, Pb, et S, les meilleurs indicateurs en ce sens étant As et Cu; 2) Ag, As, Bi, Cu, F et Pb sont concentrés près des amas H et dans la zone n° 5; 3) Co a plus d'affinité avec les amas H alors que P, Sn et Zn montrent une tendance à voisiner les lentilles de la zone n° 5.

La mine Quemont

HISTORIQUE ET PRODUCTION

La concession minière de Quemont, d'une superficie de 640 acres, borne au nord la propriété de la mine Horne. Une grande partie du sud de la concession est couverte par le bras nord du lac Osisko. Au moment de son jalonnement en 1922 la propriété est connue sous le nom de claims Murray. À cause du proche voisinage des gisements de Noranda, ces claims attirent la convoitise de plusieurs sociétés d'exploration. Le Victoria Syndicate qui avait acquis un droit d'option sur la propriété en 1926 y fait des travaux élaborés de tranchées et de forage (Ingham *et al.*, 1949). La même année, un nouveau droit d'option est acquis par United Verde Extension Company of Arizona qui s'empresse de foncer, tout juste au nord de la limite des terrains de Noranda, le puits n° 1 d'une profondeur de 235 pieds. Une galerie de 300 pieds, au niveau 215 pieds, ainsi que 6 000 pieds de forage

constituent les premiers travaux d'exploration. Comme la seule découverte consiste en un petit amas de minerai siliceux aurifère, United Verde abandonne son option. En 1928, Mining Corporation of Canada se porte acquéreur de 90 % des droits sur la propriété. Une société chargée des travaux est créée qui, par la suite, prend le nom de Quemont Mining Corporation. Suite à un levé électrique d'une portion de la propriété, le puits n° 1 est approfondi à 922 pieds; des stations sont aménagées aux niveaux 500 et 900 pieds d'où 800 pieds de galerie et plus de 3 000 pieds de forage sont exécutés. Les travaux ont été arrêtés en septembre 1930, ce qui met fin à toute activité pour les prochaines quatorze années.

Ce n'est qu'en mars 1944 qu'un levé magnétométrique conduit dans la partie sud de la propriété, décèle plusieurs anomalies intéressantes qui font aussitôt l'objet d'une cartographie géologique détaillée, accompagnée d'une campagne de forage élaborée. Le sondage n° 10, percé pour explorer une anomalie magnétique située à l'intersection des failles de Horne Creek et de Donald, traverse 141 pieds de minerai de sulfures massifs tout juste au nord de la faille de Horne Creek (Ingham *et al.*, 1949). En février 1945, un forage depuis la surface gelée du lac Osisko recoupe un amas de pyrrhotite massive minéralisée en Cu, Zn et Au récupérables. Le forage continue pendant les deux années suivantes depuis la surface et les niveaux 200 et 900 pi du puits n° 1. En mai 1946, on avait délimité plus de 6.0 Mt de minerai à 1.55 % Cu, 0.18 oz/t Au et un minimum de 3 % Zn (Ballachey *et al.*, 1952) et, en avril 1947, le tonnage établi s'élevait à plus de 9 millions de t à 1.52 % Cu, 0.17 oz/t Au, 0.92 oz/t Ag et 2.69 % Zn (Taylor, 1957).

Le puits principal a été foncé entre 1947 et 1949 et la production commence en 1949. En 1955, le tonnage journalier extrait s'élève à 2 300 t et ce taux d'extraction dure jusqu'en 1970. La production totale atteinte, à la fermeture de la mine s'élevait à 15 013 000 t à une teneur moyenne de 1.22 % Cu, 1.89 % Zn, 0.13 oz/t Au et 0.55 oz/t Ag (Spence et de Rosen-Spence, 1975). Le détail de la production est présenté au tableau 2.

Pour fin de comparaison, le tableau 3 montre les performances des principaux producteurs de la région de Rouyn-Noranda pour les années 1927-1976.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

L'exploration dans le secteur de la mine Quemont a commencé en 1908 avec M.E. Wilson qui, en 1911, avait complété, pour la Commission géologique du Canada, une reconnaissance de la région (Wilson, 1913, 1918). À cause de la proximité des gisements de Noranda les claims Quemont suscitent, en 1926, un intérêt considérable. Toutefois, les résultats peu encourageants obtenus par United Verde Extension Company of Arizona entraînent un abandon de l'option prise par cette société. Une deuxième tentative, en 1928, par Quemont Mining Corporation n'a pas plus de succès. Les travaux exécutés apportent, cependant, un renseignement géologique important : l'existence de la faille de Horne Creek (Cooke *et al.*, 1931). L'intérêt sera renouvelé en 1943 à la suite

TABLEAU 2 — Production de la mine Quemont

Période	Minerai (t)	Teneurs				Références
		Cu (%)	Zn (%)	Au (oz/t)	Ag (oz/t)	
1949 - 1955	4 000 000	1.48	1.61	0.13	0.53	Taylor (1957)
- 1961	9 090 830	1.35	1.93	0.13	0.53	Weeks (1963)
- 1967	13 508 906	1.27	1.86	0.13	0.52	Weeks (1967)
- 1971	15 013 000	1.22	1.89	0.13	0.55	Spence & de Rosen-Spence (1975)

TABLEAU 3 — Production des principales mines d'or et de métaux usuels de la région de Rouyn-Noranda

Mine	Année	(t)	Cu (%)	Zn (%)	Au (oz/t)	Ag (oz/t)	Py (t)
Aldermac	1932-43	2 091 571	1.47	0.005	0.005	0.186	557 440
Ansil	1989-	1 520 000	7.20	0.80	0.05	0.766	
Corbet	1976-84	3 060 000	3.00	1.96	0.03	0.600	
Eldona	1951-52	86 481	0.02	5.27	0.15	0.798	
Delbridge	1969-71	321 000	1.01	11.66	0.08	2.393	
Don Rouyn	1956-76	5 248 928	0.10				
Horne	1927-76	59 201 221	2.11		0.177	9.70	5 600 900
Joliet	1951-73	1 615 659	0.75				
Lake Dufault	1964-76	4 608 098	2.61	3.88	0.02	1.277	
Millenbach	1971-76	2 102 087	3.47	3.71	0.02	1.241	
Newbec	1930	278	6.83				
New Inesco	1975-77	1 705 000	2.11				
Quemont	1949-71	15 013 000	1.22	1.89	0.13	0.55	3 625 100
Vauze	1961-65	385 000	2.90	0.94	0.02		
Waite Amulet	1930-62	9 693 597	0.13	3.61	0.03	0.813	966 230
Mines Gallen	1955-59	1 045 753	4.23	3.45	0.002	0.048	732 314
Robb Montbray	1935 (?)	1 256	0.64				

d'un forage conduit sur la propriété de Donalda, contiguë à l'est à celle de Quemont. Une minéralisation d'or avait été reconnue à l'intersection des failles de Donalda et de Horne Creek. Après un relevé magnétométrique sur la propriété de Quemont en mars 1944, on arrive à délimiter plusieurs gisements substantiels. En septembre 1946, on commence le fonçage d'un nouveau puits (n° 2) à cinq compartiments et la production débute en juin 1949. Des études descriptives de la mine Quemont ont été produites par Scott (1948), Ballachey *et al.* (1952), Taylor (1953 et 1957), Ingham et Ross (1947), Ingham *et al.* (1949) et Weeks (1967).

Riddel (1952) identifie deux périodes distinctes d'altération : l'une précoce et généralisée, affectant tout le secteur, et l'autre, postérieure et plus localisée, caractérisée par une chloritisation étroitement liée à l'enrichissement en pyrrhotite des amas individuels. Campbell (1962), par une datation K/Ar, indique que les dykes de diabase sont postérieurs à la minéralisation, ce qui va à l'encontre des interprétations antérieures. Weeks (1963) étudie

les âges relatifs des dykes de rhyolite et de la minéralisation de chalcopryrite et conclut que cette minéralisation, et vraisemblablement tous les sulfures, sont postérieurs aux dykes de rhyolite. Une deuxième étude de Campbell (1963) indique que la sphalérite et la pyrrhotite des amas de Quemont ont cristallisé dans des conditions d'équilibre à partir du même matériel en fusion mais qu'un métamorphisme postérieur, causé par l'intrusion du granite de Powell, a occasionné une rééquilibration du doublet pyrite-pyrrhotite. Par contre, Campbell et Williams (1968), à partir d'une étude des relations minéralogiques, concluent que les sulfures de Quemont ne s'identifient pas à une séquence formée dans des conditions d'équilibre sauf à l'échelle microscopique. Finalement, une étude des isotopes du soufre des minerais amènent Ryznar *et al.* (1967) à conclure que les sulfures ont précipité dans des conditions d'équilibre et que l'intrusion du granite de Powell aurait pu être responsable d'une disposition en zones des taux de S^{32}/S^{34} , selon la profondeur. La géologie de la mine Quemont est illustrée par la carte n° 2166A et la figure 4 (hors texte).

Stratigraphie et structure

Contexte régional

Les gisements de Horne et de Quemont se situent dans les roches du Groupe de Blake River, un des complexes de volcanites mafiques à felsiques d'âge archéen (Krough et Davis, 1971) constituant la zone de roches vertes de l'Abitibi, une Sous-province de la Province de Supérieur du Bouclier canadien. La zone d'Abitibi, constituée de roches supracrustales de faible métamorphisme est limitée à l'est et à l'ouest par des terrains à métamorphisme élevé : à l'ouest, par la zone structurale de Kapuskasing et à l'est, par le Grenville (figure 5). La zone abitibienne comprend deux sous-zones de volcanites, l'une au nord et l'autre au sud, séparées par une troisième sous-zone où dominent des gneiss granitiques et des formations métasédimentaires (Ludden *et al.*, 1986). La sous-zone nord inclut les complexes volcaniques de Chibougamau, de Chapais et de Matagami, et la sous-zone sud comprend ceux de Val-d'Or, de Rouyn-Noranda, de Porcupine et de Timmins.

La sous-zone sud, caractérisée par des plateaux de komatiite-tholéiite et des volcanites d'affinités tholéiitique et andésitique-rhyolitique (Ludden et Hubert, 1986), peut se diviser en six blocs structuraux (groupes de Languedoc, de Lac Abitibi, de Kinojévis, de Malartic, de Blake River et de Pontiac); chacun possède une stratigraphie et un style structural propres. Ces blocs sont délimités par deux familles de zones de failles ductiles d'orientation WNW-ESE et E-W respectivement (Ludden et Hubert, 1986; Ludden *et al.*, 1986). Le Groupe de Pontiac est un prisme de grande étendue constitué de roches sédimentaires, alors que les autres groupes, composés de volcanites, comprennent des komatiites (Malartic) ou des tholéiites magnésiennes (Kinojévis) ou encore des complexes bimodaux tholéiitique et andésitique-rhyolitique (groupes de Languedoc, de Lac Abitibi et de Blake River).

Les zones de faille qui limitent les blocs de volcanites sont accompagnées d'un certain nombre d'étroites bandes rectilignes de roches sédimentaires archéennes (Lac Castagnier, Duparquet, Kewagama et Témiscamingue). Les régions-sources de ces formations sédimentaires seraient vraisemblablement les terrains volcaniques adjacents (Dimroth, 1975; Goodwin, 1979). Finalement, une séquence sédimentaire protérozoïque, le Groupe de Cobalt, repose en discordance sur les formations archéennes de la zone abitibienne.

Groupe de Blake River

GÉNÉRALITÉS

Le Groupe de Blake River qui contient les gisements métallifères de Noranda a fait l'objet de plusieurs études

élaborées. Mentionnons celles de Goodwin *et al.* (1972), de Gélinas *et al.* (1977, 1984), de Rosen-Spence (1976), de Goodwin (1977, 1979), de Jolly (1975, 1980), de Dimroth *et al.* (1982, 1983 a et b), de Gélinas et Ludden (1984), d'Hubert *et al.* (1984) et d'Ujike et Goodwin (1987). Limité au nord par la faille de Porcupine-Destor et, au sud, par celle de Larder Lake-Cadillac, le Groupe de Blake River occupe un losange allongé E-W qui s'étend de Timmins, Ontario, à un point situé un peu à l'ouest de Val-d'Or, Québec. Il comprend surtout des basaltes sous-marins, des andésites, des dacites et des rhyolites. Le degré de métamorphisme va de celui caractérisé par la présence de pumpellyite au faciès des schistes verts inférieur (Baragar, 1968).

Le Groupe de Blake River est un complexe volcanique bimodal contenant des séries tholéitiques et des séries calco-alcalines (Gélinas *et al.*, 1977, 1984; Thurston *et al.*, 1985). Les séries calco-alcalines prédominent dans le Groupe de Blake River; elles comprennent des andésites et, en moindre quantité, des basaltes et aussi des rhyolites sous forme de pyroclastites, de coulées et d'intrusions. La série tholéiitique est surtout basaltique, évoluant vers des andésites tholéitiques et, en moindre quantité vers des rhyolites (Gélinas et Ludden, 1984). Les unités tholéitiques du Groupe de Blake River sont consanguines, leur composition chimique évoluant de la base au sommet (Gélinas *et al.*, 1984). Des variolites felsiques de composition géochimique semblable à celle de laves de rhyolite constituent des horizons distincts dans la série tholéiitique (Gélinas *et al.*, 1976).

Les roches plutoniques du Groupe de Blake River sont surtout des trondhjémites paraconcordantes dans l'empilement stratigraphique (Gélinas et Ludden, 1984; Paradis *et al.*, 1988). Une intrusion, cependant, fait exception : l'amas de tonalite-granodiorite du Lac Dufault qui est non métamorphique et nettement discordant; on ne le considère pas comme faisant partie de l'ensemble évolutif du Groupe de Blake River (Gélinas et Ludden, 1984). On rencontre aussi de nombreux filons-couches, des dykes ainsi que des amas irréguliers de roches mafiques. Ils sont particulièrement abondants dans les portions mafiques de la séquence volcanique mais on les retrouve aussi dans les membres felsiques (Goodwin, 1972).

CHIMIOSTRATIGRAPHIE

Parmi les études importantes sur la géochimie des empilements volcaniques de la partie méridionale de la zone abitibienne, il faut citer celles de Baragar (1968), de Jolly (1975, 1977, 1980), de Gélinas *et al.* (1977, 1984) et de Goodwin (1979). Traditionnellement, la classification des volcanites des diverses subdivisions du Groupe de Blake River a été basée sur la géochimie des éléments

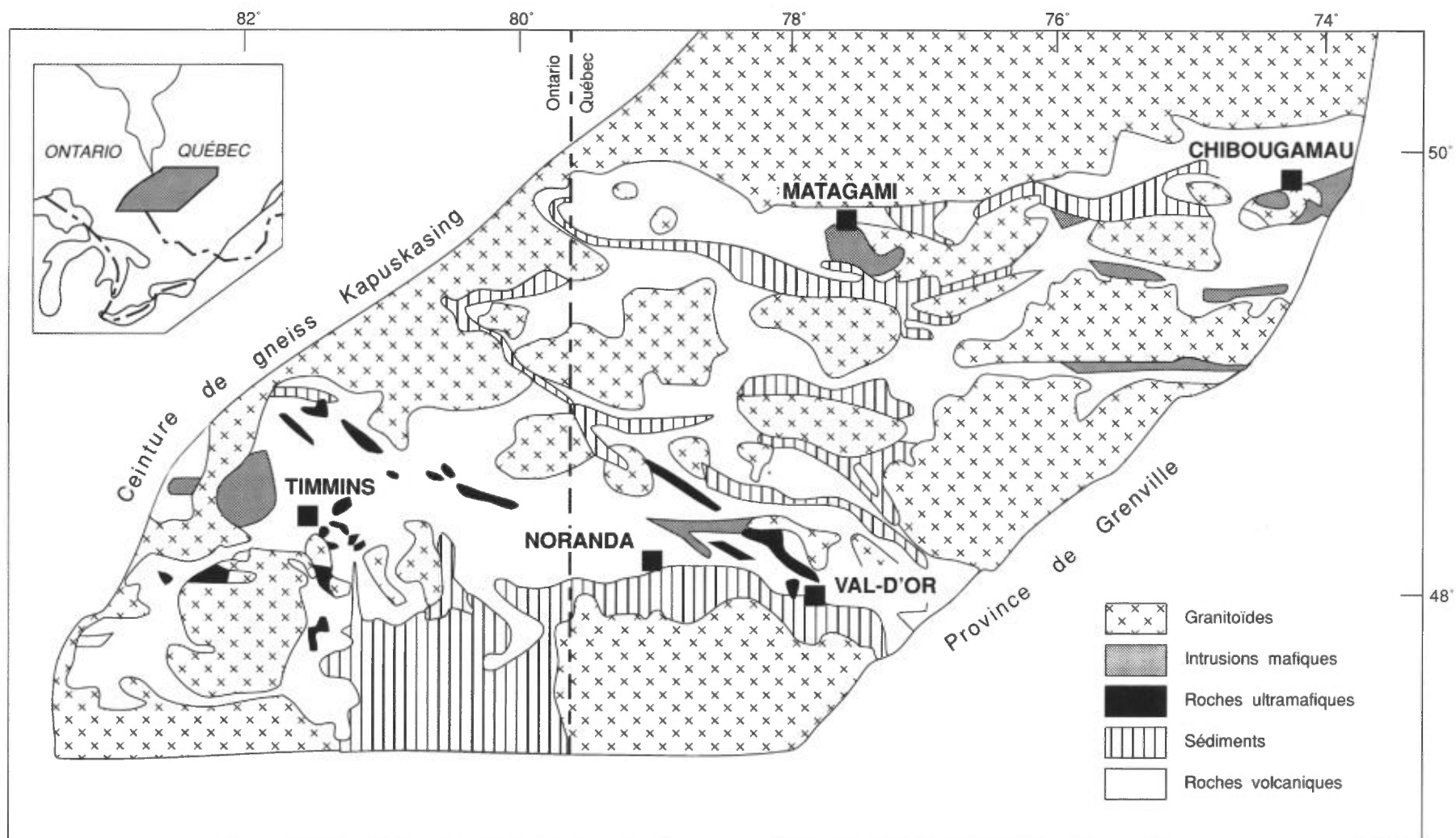


FIGURE 5 — Carte géologique généralisée de la zone de roches vertes de l'Abitibi. Modifiée d'après Goodwin et Ridler (1970).

majeurs. En général, cette classification permet de séparer les affinités tholéiitique et calco-alcaline selon la division proposée par Irvine et Baragar (1971). Plus récemment, l'utilisation des éléments-traces et des ETR ont contribué à confirmer la chemostratigraphie déjà proposée et aussi ont permis de «voir à travers» les effets de l'altération (Gélinas *et al.*, 1984; Ujike et Goodwin, 1987). Les principaux résultats de ces études sont résumés au tableau 4.

STRATIGRAPHIE LOCALE

En 1920, après la découverte par Edmund Horne du gisement de cuivre et d'or qui allait devenir par la suite la mine Horne, le développement et l'exploration dans la région de Rouyn-Noranda ont suscité plusieurs études géologiques classiques (p. ex. Cooke *et al.*, 1931; Wilson, 1962; Ambrose, 1941a, 1944). Celles-ci établissent le caractère extrusif sous-marin des volcanites de la région et leur arrangement stratigraphique en formations et en groupes. Les cartographies cantonales systématiques entreprises comprennent celles de James (1926), de Bannerman (1940), de Kindle (1941), d'Ambrose et Ferguson (1945), d'Auger (1947), de Stockwell (1949 a et b), de Dawson (1941), de l'Espérance (1950, 1952, a et b), de MacLaren (1952), de Graham (1954), de Johnston (1954), de Hogg (1959, 1963), de Thibault (1961), d'Arbout (1964) et de Hogg et Dugas (1965).

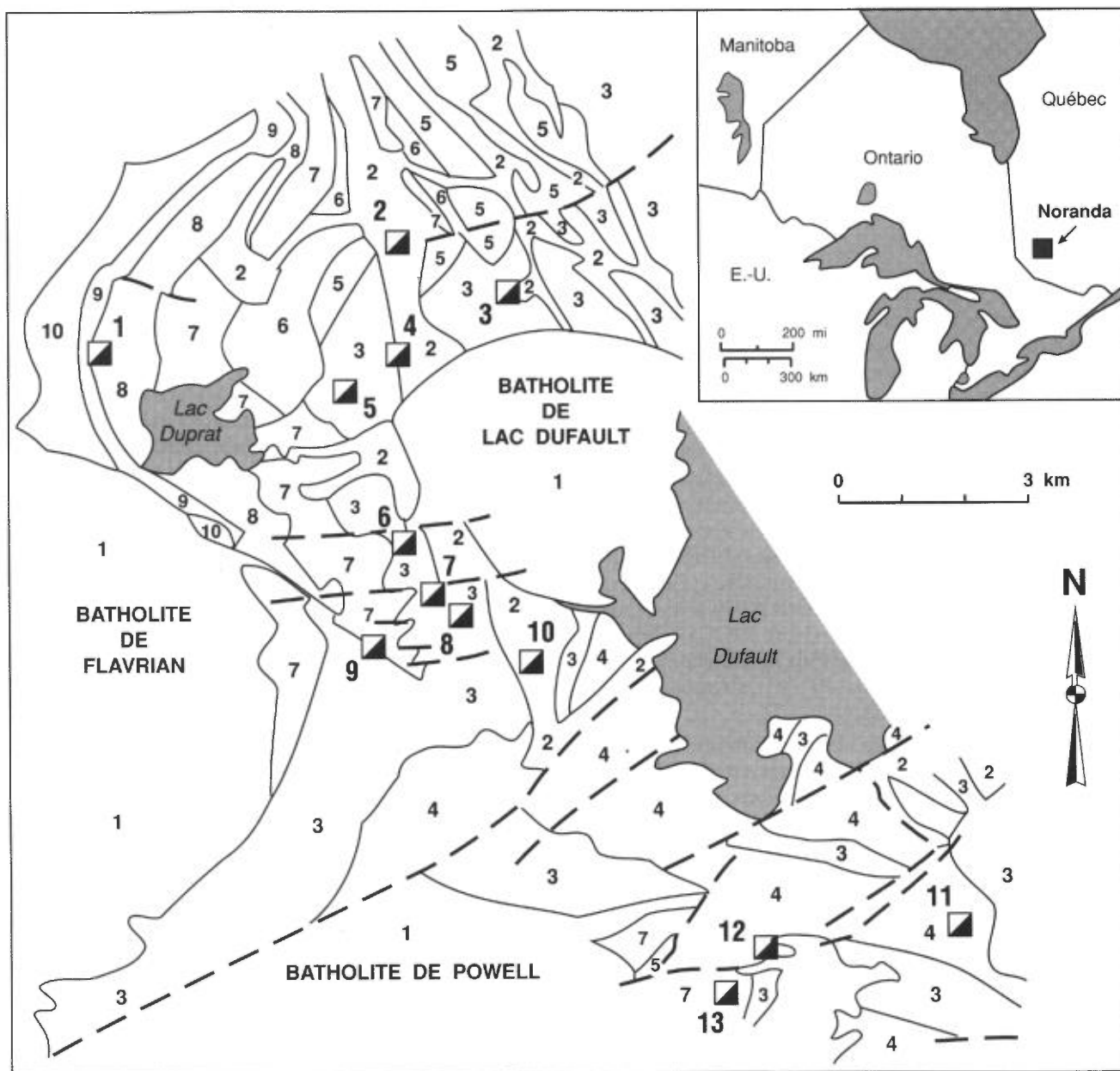
Quoique Dugas et Hogg (1962), Gilmour (1965) et Dugas (1966) aient proposé certaines corrélations de part et d'autre des failles et des intrusions qui occupent les secteurs NW et W de la région de Noranda, il a fallu attendre Spence (1967) pour obtenir une stratigraphie régionale concise. Le secteur central de Noranda tel qu'il a été défini par Spence (1967) inclut les cantons de Duprat, de Dufresnoy, de Beauchastel et de Rouyn. Il s'identifie au Sous-groupe de Noranda de Goodwin (1979) et est caractérisé par l'abondance de volcanites felsiques, incluant coulées et brèches rhyolitiques, dans un empilement de laves, de brèches et de tufs de composition intermédiaire. Dans la région de Noranda, la séquence stratigraphique consiste en une alternance de roches andésitiques et rhyolitiques dans laquelle on a reconnu cinq principales zones de rhyolites (Spence, 1967). Celles-ci révèlent des périodes successives de vol-

canisme acide au cours du développement progressif de l'édifice. Ce sont, en ordre chronologique ascendant, les séries de Montbray, de Quesabe et des Mines, la série porphyrique et la série rhyolitique de Cléricy. Ensemble, elles forment un empilement de 5 000 m d'épaisseur (de Rosen-Spence, 1976). Des descriptions détaillées de chacune des unités stratigraphiques de la partie centrale de la région de Noranda sont présentées dans le travail de de Rosen-Spence (1976). Une carte géologique du coeur du complexe volcanique du secteur central de la région de Noranda est présentée à la figure 6, modifiée de Spence et de Rosen-Spence (1975).

Une nouvelle subdivision des roches volcaniques de la région de Rouyn-Noranda proposée récemment par Gibson *et al.* (1984) comprend trois blocs limités par des failles majeures et comportant chacun une géologie différente. Ce sont : 1) la *séquence stratigraphique des Mines septentrionale*, qui comprend les volcanites situées au nord de la faille de Hunter Creek; 2) la *séquence stratigraphique des Mines centrale* comprenant les volcanites au sud de la faille de Hunter Creek et au nord de la faille de Horne Creek; 3) la *séquence stratigraphique des Mines méridionale* constituée des volcanites au sud de la faille de Horne Creek et au nord de la faille de Larder Lake - Cadillac. La région centrale de Noranda (figure 6), telle que reconnue par Spence (1967), correspond aux blocs central et méridional de Gibson *et al.* (1984). La séquence stratigraphique des Mines centrale est une alternance de coulées sous-marines andésitiques et rhyolitiques auxquelles s'ajoutent quelques éléments pyroclastiques et épiciastiques. Les formations, de direction NNE, sont en plis ouverts, de traces axiales E-W et inclinées de 5 à 55° vers l'est (Gibson *et al.*, 1984). La séquence stratigraphique représentée correspondrait au remplissage d'une dépression volcano-tectonique ou d'une caldera (de Rosen-Spence, 1976; Dimroth *et al.*, 1982). Les événements hydrothermaux et volcaniques coïncident et s'échelonnent le long de failles contemporaines du volcanisme et de l'effondrement graduel de la caldera de Noranda (Gibson *et al.*, 1984). On considère que la séquence stratigraphique des Mines méridionale située au sud de la faille de Horne Creek, est l'équivalent latéral des volcanites de la partie sud de la séquence des Mines centrale (Gibson *et al.*, 1984) quoique aucune corrélation certaine n'ait encore été produite.

TABLÉAU 4 — Résumé des études portant sur la chemostratigraphie du Groupe de Blake River

Étude	Résultats
Baragar (1968)	identifie dans le Groupe de Blake River une trajectoire ascendante de différenciation vers des roches plus felsiques.
Jolly (1975, 1977, 1980)	identifie la présence de séries tholéiitiques et calco-alcalines dans le Groupe de Blake River.
Gélinas <i>et al.</i> (1977)	reconnaissent dans le Groupe de Blake River les unités tholéiitiques de Duparquet-Destor, de Rouyn-Noranda et de Dufresnoy et les unités calco-alcalines de Reneault et de Dufault.
Goodwin (1979)	subdivise le Groupe de Blake River entre quatre sous-groupes tholéiitiques et calco-alcalins : Bowman, Garrison, Misema et Noranda.
Gélinas <i>et al.</i> (1984)	subdivisent davantage le Sous-groupe de Noranda de Goodwin (1979) en unités tholéiitiques : Rouyn-Noranda, Pelletier, Tremoy, Destor et Dufresnoy et en unités calco-alcalines : Duprat-Montbray, Dufault, Cléricy et Reneault.



		■ GISEMENTS DE SULFURES MASSIFS	
1	Tonalite	1	Ansil
2	Diorite	2	Vauze
3	Andésite*	3	Norbec
4	Rhyolite*	4	East Waite
— — —	Faïlle	5	Old Waite
* Non différenciée		6	Amulet "F"
5	Rhyolite de Waite	7	Amulet "C"
6	Andésite de Waite	8	Amulet "A"
7	Rhyolite d'Amulet Rhyolite de Brownlee	9	Corbet
8	Andésite de Rusty Ridge	10	Millenbach
9	Rhyolite de Northwest	11	Delbridge
10	Andésite de Flavrian	12	Quemont
		13	Horne

FIGURE 6 — Carte géologique du secteur central du Groupe de Blake River, région de Rouyn-Noranda. Modifiée de Spence et de Rosen-Spence (1975).

POSITION STRATIGRAPHIQUE DES GISEMENTS DE SULFURES

La relation de la stratigraphie volcanique aux nombreux gisements de sulfures qu'elle contient dans la région de Rouyn-Noranda est depuis toujours énigmatique. Moorhouse (1965) a été le premier à remarquer que la plupart des gisements de pyrite et de pyrrhotite archéens se trouvent dans des empilements volcaniques et plus particulièrement dans des minces interlits sédimentaires alors que les séquences sédimentaires épaisses sont généralement pauvres en sulfures. Dugas (1966) a mis en relief les traits les plus typiques des principaux gisements de sulfures de la région de Rouyn-Noranda. Il note que les gisements se trouvent dans ou à proximité d'un seul et même horizon stratigraphique de la séquence de la mine centrale. Spence (1967) établit plus nettement que la majorité des gisements de sulfures de Noranda se situent dans deux des cinq séquences de rhyolites de la séquence des Mines centrale de Gibson *et al.* (1984). C'est la séquence des Mines (Vauze, Norbec, Amulet, Millenbach, Horne et Quemont) et la séquence porphyrique (Delbridge et Mines Gallen). Il avance que la plupart des gisements de la séquence des Mines n'étaient stratigraphiquement associés qu'à deux unités rhyolitiques, celles d'Amulet et de Waite (Spence, 1967). Plus récemment, la découverte des gisements de Corbet, de Mobrun et d'Ansil démontre que cela n'est pas strictement vrai. En général, à l'intérieur d'un intervalle stratigraphique favorable, les gisements de sulfures massifs connus se trouvent dans plusieurs horizons distincts (figure 7).

Gélinas *et al.* (1977) ont montré que la minéralisation est plus communément reliée aux unités stratigraphiques d'affinité calco-alcaline qu'à celles d'affinité tholéiitique. Quoique des études chiostratigraphiques aient démontré que les gisements de sulfures se situaient de préférence dans la série calco-alcaline de Dufault, les caractéristiques géochimiques de cette série ne sont pas différentes de celles des autres séries similaires du Groupe de Blake River (Gélinas et Ludden, 1984; Gélinas *et al.*, 1984). Les andésites calco-alcalines, quelle que soit leur série d'appartenance, montrent les mêmes profils de concentration pour les terres rares et les éléments immobiles Ti, Zr et Y (Gélinas *et al.*, 1984).

Structure régionale

La structure régionale du Groupe de Blake River (GBR) dans la région de Rouyn-Noranda a été controversée pendant les vingt dernières années. Deux interprétations différentes ont été proposées, chacune conditionnée par l'approche particulière utilisée par les auteurs pour expliquer la répartition des diverses lithologies du GBR et l'évolution stratigraphique et tectonique qu'elles ont subie à l'intérieur de la zone abitibienne. La séquence des Mines centrale a été située, par les uns, en position médiane dans l'empilement volcanique du GBR (voir Spence, 1967; Hubert *et al.*, 1984; Gélinas *et al.*, 1984) et, par les autres, au sommet de l'empilement, dans

la séquence de caldera du complexe de Noranda (Dimroth *et al.*, 1982, 1983 a et b).

Du fait que l'on observe deux unités variolitiques, localisées respectivement des deux côtés, nord et sud du GBR, Dimroth et associés (Dimroth *et al.*, 1973, 1974, 1975, 1976, 1977; Dimroth et Rocheleau, 1979; Dimroth *et al.*, 1982, 1983, a et b) ont déduit que la structure régionale était celle d'un grand synclinorium et que, par conséquent, les unités stratigraphiques les plus jeunes devaient occuper le coeur de la structure. De leur côté, Gélinas *et al.* (1984) et Hubert *et al.* (1984), ont montré que la répartition des unités lithologiques dans la région de Rouyn-Noranda indiquait une structure en grands plis dont les traces axiales sinueuses séparaient des aires de polarités stratigraphiques de sens opposés. Selon ces auteurs, il n'y aurait pas que deux unités variolitiques dans l'empilement volcanique du GBR mais quatre unités qu'on ne peut en réalité corrélérer de part et d'autre de la région; les deux unités dans la partie sud du GBR sont associées à des tholéiites situées, respectivement, à la base et en position médiane dans la séquence volcanique, alors que les deux autres unités, dans la partie nord du GBR, sont au sommet ou près du sommet de l'empilement volcanique et ces dernières sont associées à des séries d'affinité calco-alcaline. En outre, plusieurs systèmes de failles qui localement dérangent beaucoup la séquence stratigraphique sont identifiés dans la région.

Une analyse structurale des volcanites du GBR révèle de grandes structures en Z, résultat de l'interférence de deux systèmes de plis précoces orientés ESE-WNW et E-W respectivement (synthèses in Gélinas *et al.*, 1984; Hubert *et al.*, 1984). Tout ce domaine plissé du GBR est bordé de part et d'autre par des cassures majeures orientées E-W; ce sont les failles de Porcupine-Destor, au nord, et de Larder Lake - Cadillac, au sud. Ces failles résultent d'une tectonique de décrochement senestre, précoce, d'orientation ENE-WSW et suivie par une compression tardive suivant un axe N-S (Ludden et Hubert, 1986). Deux familles de failles mineures sont bien en évidence dans le GBR de Rouyn-Noranda : l'une, orientée E-W et l'autre, ENE-WSW. Ensemble, elles délimitent des blocs losangés et elles recoupent les flancs de grands plis majeurs.

Structure locale

Les relations entre les roches encaissantes felsiques, les intrusions et les amas minéralisés de Horne et de Quemont ont été étudiées pour la première fois, par Cooke *et al.* (1931). Plus tard, Wilson (1962) établissait des cartes et des coupes détaillées du district minier de Noranda. Pour cet auteur, les roches encaissantes des amas minéralisés de Horne et de Quemont constituaient un segment d'un anticlinal (appelé l'anticlinal de Noranda) recoupé de part et d'autre par deux failles : la faille de Horne Creek, au nord, et celle d'Andésite, au sud. Ces deux failles, convergentes vers l'ouest, formaient à leur point de rencontre, tout juste à l'ouest du site d'empilement des rejets, un motif anastomosé. La carte n° 2166B, montre la configuration des familles de failles

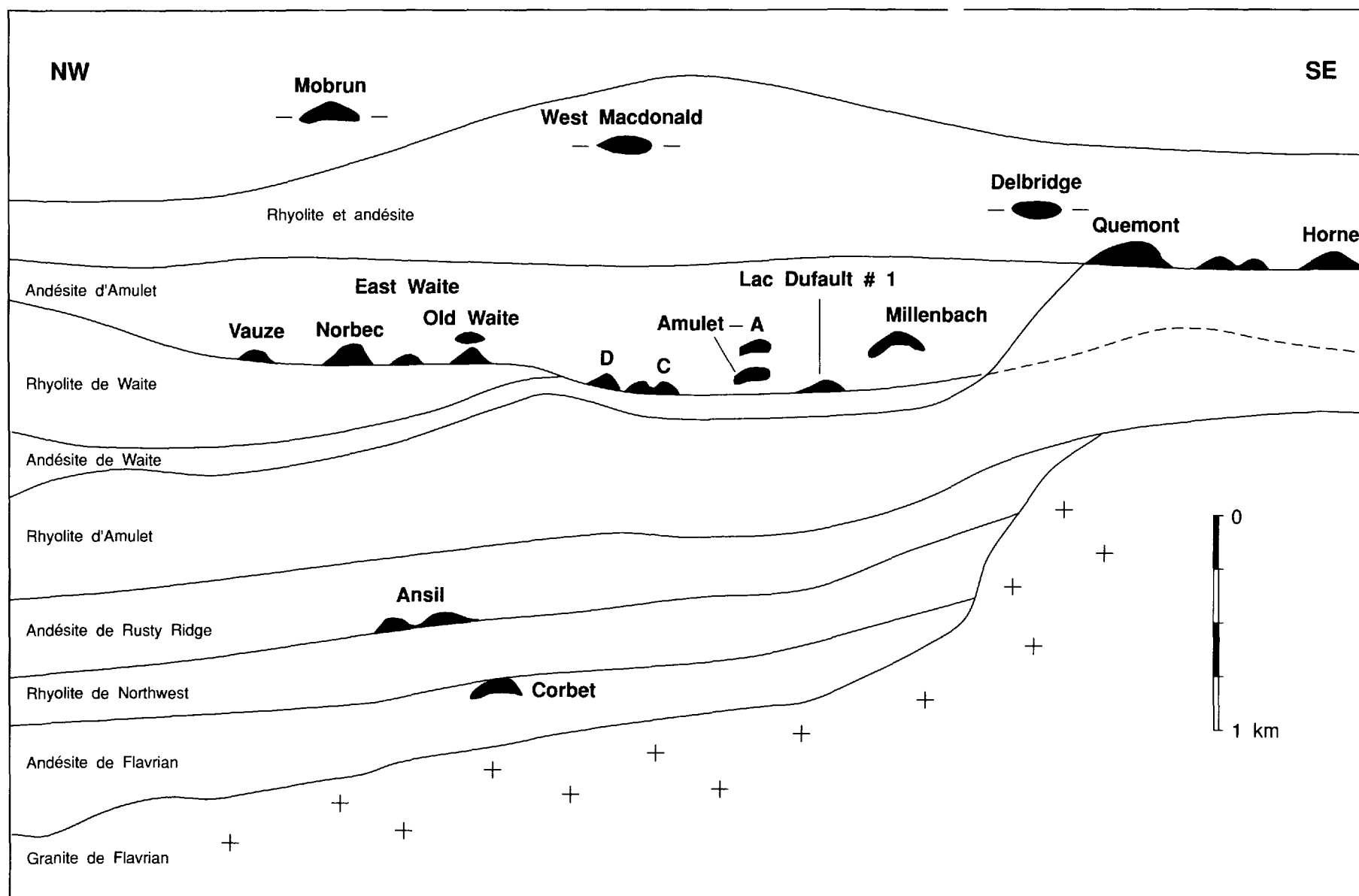


FIGURE 7 — Coupe schématique stratigraphique à travers la caldera de Noranda. Modifiée d'après Spence et de Rosen-Spence (1975).

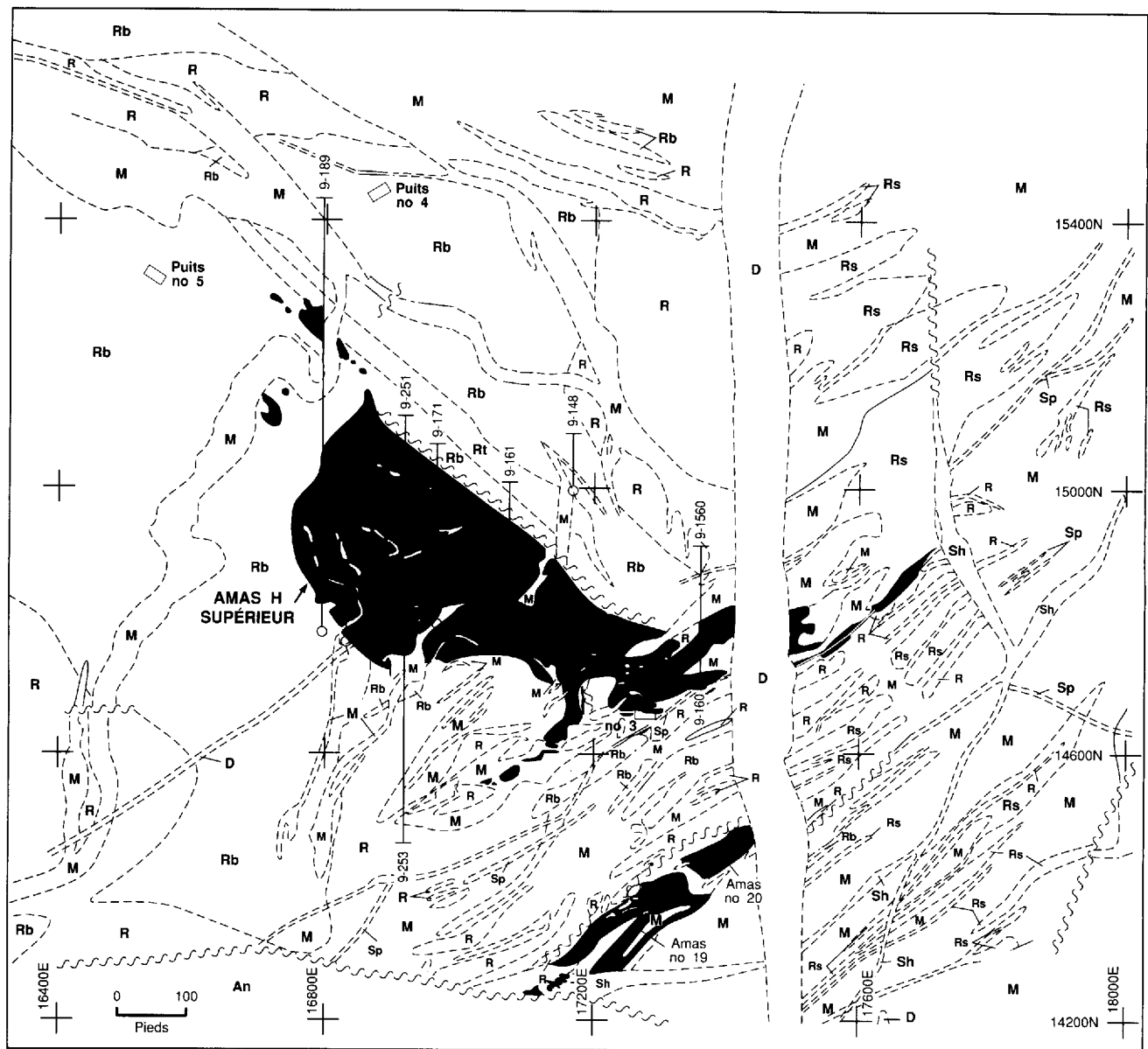
dans la région des gisements de sulfures massifs de Horne et de Quemont. La principale famille comprend la faille d'Andésite et une série de failles sans nom orientées E-W. Ces failles s'inclinent de 80° vers le nord. L'orientation de la deuxième famille, qui comprend la faille de Horne Creek, varie entre 050° et 070° mais ces failles, à leurs extrémités, s'incurvent rapidement vers l'orientation E-W. Ensemble, ces deux familles délimitent des blocs losangés dont les limites sont marquées par des zones linéaires ou curvilinéaires de schistes à quartz et séricite et (ou) de schistes à chlorite et carbonates recoupant la brèche felsique et les intrusions du district minier de Noranda. La schistosité, orientée E-W, est verticale ou inclinée à 85° N. Près des zones de failles, des fragments de brèche sont étirés dans le plan de la schistosité et l'axe d'allongement est vertical près de la faille d'Andésite et incliné à 80° E, près de celle de Horne Creek. L'agencement des deux familles de failles, la schistosité et l'attitude de l'allongement des fragments suggèrent essentiellement un mouvement de faille inverse qui suit la ligne de pendage jusqu'à la faille de Horne Creek, où s'ajoute une faible composante de décrochement senestre.

Dans le secteur est de la carte (carte n° 2166B; hors texte) le principal contact entre l'andésite et la rhyolite est orienté environ N-S et le pendage est vertical entre la faille de Horne Creek et celle d'Andésite. À l'ouest du dyke de diabase (carte n° 2166C, hors texte), plusieurs autres contacts entre la brèche de rhyolite et les tufs sont N-S ou WNW-ESE et leurs pendages vont de 75° à 85° , E ou NE selon le cas. Une orientation ESE-WNW de la stratification prédomine aussi, selon les plans du 9^e niveau de la mine (figure 8). Cela est corroboré par des mesures effectuées au contact brèche-tuf aux 1^{er}, 3^e et 9^e niveaux. Généralement, l'allongement des amas H plonge subparallèlement à la stratigraphie des roches encaissantes felsiques. Au 9^e niveau, les amas de sulfures sont subverticaux alors que la stratification s'incline de 75° à

85° SW suggérant ici une légère discordance des amas de sulfures avec la stratification.

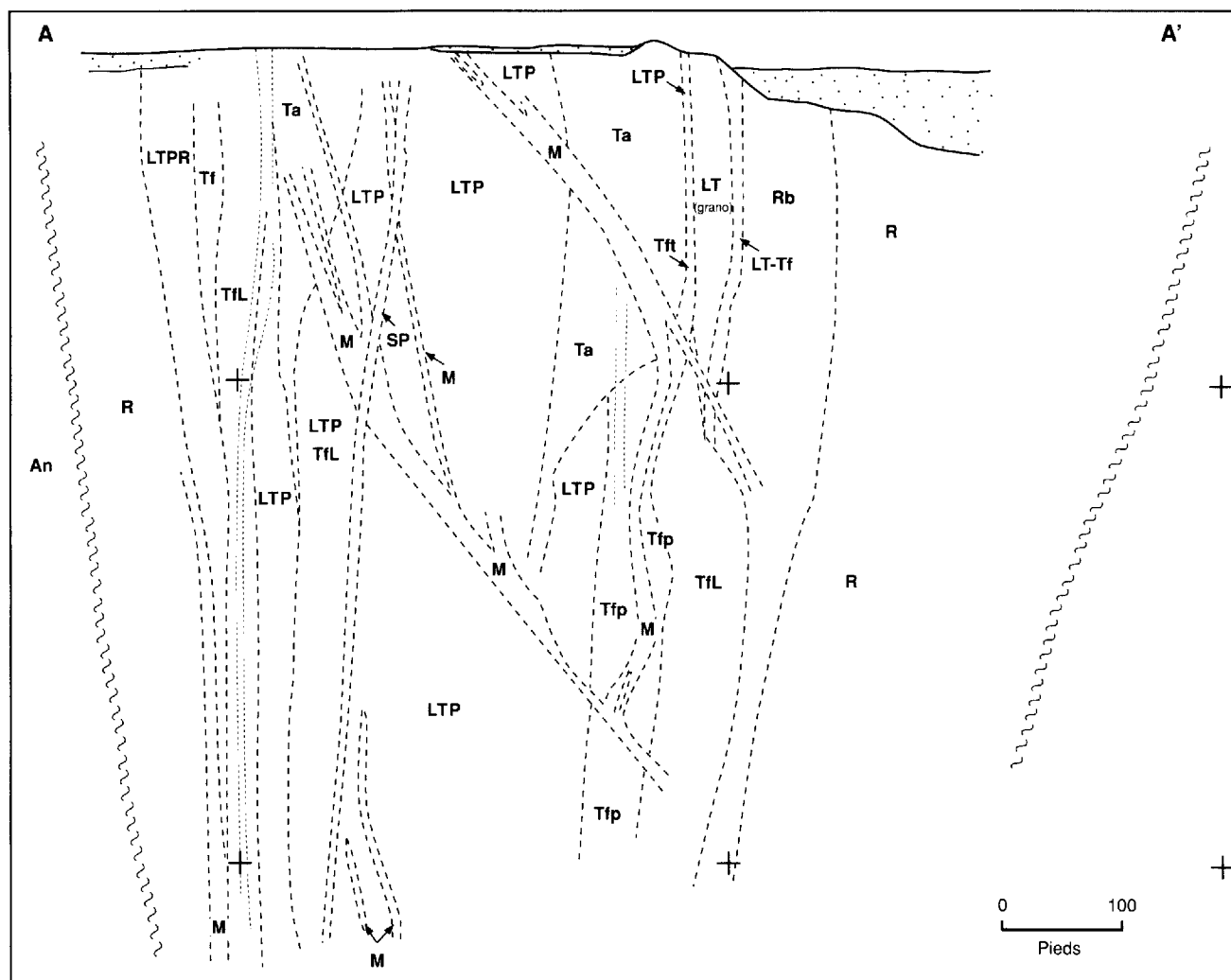
Les failles de Horne Creek et d'Andésite, qui limitent la stratigraphie de la mine, convergent en profondeur. La présence d'une faille abrupte, entre le 9^e et le 12^e niveau, suggère que les amas H supérieur et inférieur pourraient avoir été, à l'origine, plus près l'un de l'autre. Dans la partie est de la propriété de la mine Horne, la brèche, les tufs et la métadiabase apparaissent en grandes traces arquées dans les coupes. Il est probable que «l'anticlinal de Noranda» ait été postulé à partir de ces traces courbes. Cette structure n'est toutefois pas reconnue dans la partie ouest. La stratification dans la partie ouest a une orientation ESE-WNW; elle est recoupée par une foliation de direction E-W et les traces axiales sont également E-W et parallèles à la foliation. Les fragments de la brèche sont occasionnellement aplatis dans le plan de la foliation et le grand axe de ces clastes aplatis fait un angle assez élevé (45° à 90°) avec le plan de la stratification. Les axes de plis plongent à 80° E subparallèlement à la linéation d'étirement des clastes de la brèche. Les relations observées à l'échelle de l'affleurement dans la zone ouest sont donc conformes à la géométrie d'une déformation en losanges sigmoïdes et, par conséquent, reflètent la déformation régionale à plus grande échelle.

Une coupe verticale dans la zone ouest (figure 9) montre plusieurs dykes de métadiabase syncinématiques, parallèles à la foliation. Les intrusions sont, elles aussi, déformées et fracturées et donc mises en place avant les derniers incréments de la déformation ductile. Cette constatation vaut aussi pour de nombreuses veinules minces de pyrite qui sont généralement étroitement plissées et (ou) transposées par la foliation. D'autres veinules, par contre, à fort angle avec la foliation, sont droites, non déformées ou faiblement plissées. Les zones pyriteuses, en profondeur, qui contiennent la minéralisation aurifère, sont orientées E-W parallèlement à la foliation, et ont été mises en place tardivement dans l'évolution tectonique de ces roches.



An	Andésite	R	Rhyolite massive	Rt	Tufs rhyolitiques	■	Sulfures massifs
D	Diabase	Rb	Rhyolite bréchique	Sh	Zone de cisaillement		
M	Métadiabase	Rs	Rhyolite séricitisée	Sp	Porphyre syénitique		

FIGURE 8 — Plan géologique du 9^e niveau, mine Horne.



An	Andésite	Tb	Tufs à blocs	Tf	Tufs fins
LT	Tufs à lapillis	R	Rhyolite massive	TfL	Tufs fins à lapillis
LTP	Tufs à lapillis et ponces mafiques	Rb	Rhyolite bréchique	Tft	Tufs très fins
LTPR	Tufs à lapillis et ponces felsiques	Sp	Porphyre syénitique	Tfp	Tufs fins et ponces
M	Métadiabase	Ta	Tufs aphanitiques		

FIGURE 9 — Coupe longitudinale N-S à 13 200 E, zone ouest, mine Horne. Voir la carte 2166C pour la localisation de cette coupe.

Lithostratigraphie de la mine Horne

Introduction

Aucune étude systématique des relations stratigraphiques de la mine Horne n'a été présentée jusqu'à maintenant et cela malgré l'information considérable contenue dans les journaux de milliers de sondages. Pour pallier cette lacune, nous avons entrepris une compilation à partir des journaux appropriés et construit des coupes traversant le mur, l'amas de minerai et le toit, et cela pour chacun des principaux niveaux examinés (2^e, 6^e, 9^e, 13^e, 17^e, 21^e, 27^e, 49^e et 65^e). En outre, nous avons explicité les relations stratigraphiques pour la partie occidentale des zones aurifères de Remnor, en utilisant les affleurements de surface et les données des sondages du 9^e niveau (le développement de Remnor s'étendait, au moment de cette étude, jusqu'au 12^e niveau).

Toutes les figures représentent des compilations à partir de sondages orientés N-S. Du fait que la stratigraphie est de direction générale E-W à N60°E, la plupart des journaux de sondage fournissent une colonne stratigraphique approximative dont la base est au sud et le sommet, au nord. Toutefois, deux avertissements s'imposent : 1) les sondages situés près des marges E et W des amas H où le mur s'incurve rapidement pour adopter une attitude verticale, font un angle faible avec les contacts mur-minerai et de ce fait ne représentent pas des colonnes stratigraphiques mais montrent simplement la géologie des marges des amas de minerai; 2) tous les contacts lithologiques montrés dans les figures sont, pour raison de clarté, projetés à l'horizontale alors que, comme nous l'avons fait observer ci-haut, les lithologies primaires peuvent avoir des directions qui font des angles allant jusqu'à 30° avec le plan du sondage; les dykes de diabase recoupent la stratigraphie avec des angles variant de presque 0° à 90°.

Les journaux de sondage reproduits dans les figures incluses dans ce chapitre sont par eux-mêmes explicites. Les principaux symboles lithologiques utilisés et les abréviations des figures sont ceux qu'utilisaient les géologues de la mine Horne et ce sont les mêmes qui apparaissent dans les cartes géologiques de chacun des niveaux. Les coupes à travers les amas H sont à l'échelle 1 pouce = 50 pieds ou 1 pouce = 100 pieds suivant la longueur des sondages et le degré de variation de la stratigraphie des roches encaissantes volcaniques et de celle des amas de minerai. Toutes les unités lithologiques épaisses de plus d'environ 2 pieds et 4 pieds respectivement, sont montrées à ces deux échelles. Étant donné que les journaux de sondage indiquent au pouce près la position des contacts et que les changements lithologiques sont précisés pour la plupart des sondages, nous pensons que l'information qui suit correspond étroitement à la variation lithologique réelle, tant dans les roches encaissantes volcaniques que dans les amas minéralisés.

La coupe de la figure 10 est montrée sur deux colonnes adjacentes (mesures continuées) jointes par une diagonale. Les numéros des sondages apparaissent au bas des colonnes avec dans certains cas l'année du forage. Plusieurs coupes sont constituées d'une paire de sondages forés vers le nord et vers le sud respectivement, depuis un même point d'une galerie E-W. Pour quelques coupes, les sondages arrangés par paires sont distancés par un écart qui peut aller jusqu'à 50 pieds (indiqué sur les figures). Les galeries pour lesquelles l'information stratigraphique manque sont mentionnées dans les colonnes.

Aux endroits où la coupe traverse une zone minéralisée, les teneurs moyennes en Au et Cu sont montrées (aussi les teneurs en Zn pour la zone n° 5). Ces teneurs sont calculées à partir des analyses par intervalles de 5 pieds tel qu'il a été consigné dans les journaux de sondage. L'épaisseur de la zone échantillonnée correspond à celle des traits noirs verticaux en marge des colonnes.

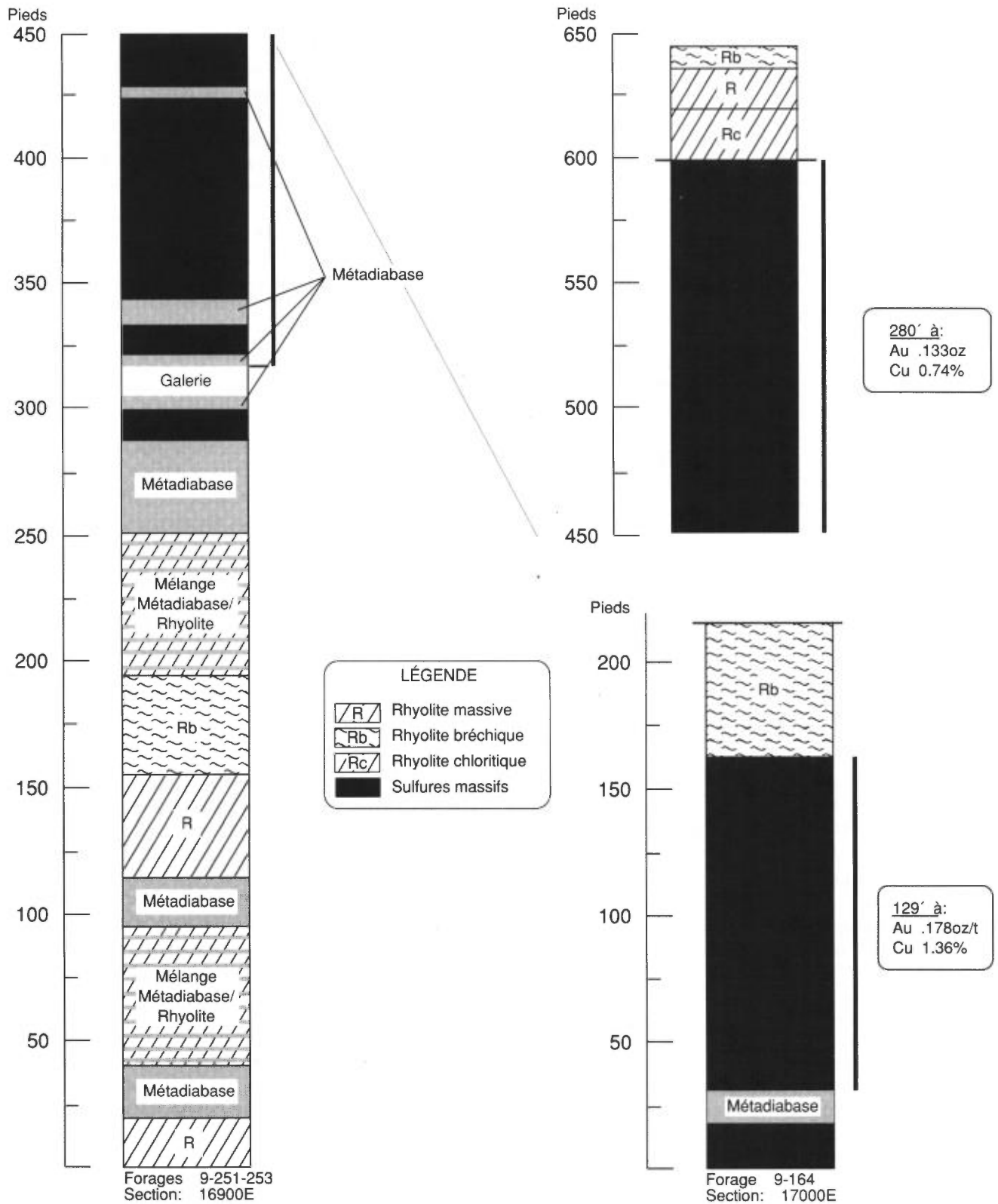
On trouvera plus bas un résumé des principaux traits de la stratigraphie de chacun des niveaux de la mine et une brève description de la zone ouest de Remnor, le tout complété par un aperçu des relations mur-sulfures massifs pour les amas H et la zone n° 5.

Amas H supérieur

L'amas H supérieur s'étend de la surface jusqu'au 10^e niveau; il possède au 8^e niveau une épaisseur maximale d'environ 300 pieds. Entre la surface et le 10^e niveau, on observe plusieurs autres amas de sulfures massifs plus petits ainsi que plusieurs grandes zones de minerai de fondant (rhyolite contenant de l'Au et [ou] du Cu récupérables). Le plus grand de ces amas de sulfures massifs, le n° 19, se situe à 200-250 pieds au sud de l'amas supérieur entre le 6^e et le 13^e niveau (figure 8). La principale zone de minerai de fondant est en diagonale entre le sommet du n° 19 et la base de l'amas H supérieur : elle s'aboute au nord contre une faille majeure. Nous avons examiné en détail les 2^e, 6^e et 9^e niveaux de l'amas H supérieur. La roche au mur et au toit est communément une rhyolite massive traversée par des dykes de métadiabase d'épaisseurs variant de quelques pieds à 100 pieds. Il importe ici de mentionner que la plupart des dykes de métadiabase de la mine, ne contiennent que de 0 à 0.02 oz/t Au et < 0.1 % Cu. Le 9^e niveau sera présenté comme niveau-type pour l'amas H supérieur.

9^e niveau. Le mur à ce niveau (figure 10, forages 241 et 253) est une séquence hétérogène de rhyolite massive, de brèche rhyolitique et de dykes de métadiabase. Les dykes ont des épaisseurs de 20 à 35 pieds ou sont en minces filonnets dans des rhyolites (cotes 35-90 pieds et 190-250 pieds). Au nord de la galerie principale, dans le milieu de l'amas, environ 250 pieds de sulfures massifs titrent 0.74 %

Niveau 9 - Amas H supérieur

FIGURE 10 — Colonne stratigraphique horizontale recoupant l'amas H au 9^e niveau. Les forages 9-251 et 9-253 sont localisés sur la figure 8.

Cu et 0.13 oz/t Au; le sommet de l'amas est faillé. Au forage 164, 100 pieds à l'est, au moins 150 pieds de sulfures massifs ont des teneurs en Au et Cu plus élevées (le sommet de l'amas est faillé). L'amas semble avoir une base à peu près E-W quoique la géométrie soit obscurcie près du mur par de gros dykes de métadiabase. Une dépression est apparente au mur de la marge E où les teneurs en Cu et en Au sont très élevées ($> 5\%$ Cu et > 0.20 oz/t Au). À l'est du dyke de diabase N-S principal, une mince lentille de sulfures massifs riche en Cu, qui constitue l'extension la plus à l'est de l'amas, prend en ce lieu une direction NE parallèlement à l'essaim de dykes de métadiabase qui l'enveloppe.

Amas H inférieur

L'amas H inférieur s'étend principalement entre le 15^e et le 23^e niveau avec une mince extension (environ 50 pieds) de sulfures massifs vers le haut jusqu'au 13^e niveau et une autre extension plus épaisse (environ 150 pieds) de minerai de fondant siliceux de Au-Cu, vers le bas, jusqu'au 25^e niveau. En comparaison de l'amas H supérieur, l'amas H inférieur est moins déformé et moins recoupé d'intrusions de métadiabase. À la section 17 120 E (figure 11 hors texte), le mur est un tuf rhyolitique alors qu'à 17 320 E (carte 2166A hors texte) c'est une rhyolite massive, ou bréchique; ce dernier faciès prédomine au-dessus du 21^e niveau. Le toit, au-dessus d'une grande partie de l'amas (15^e au 21^e niveau), est un tuf rhyolitique dont l'épaisseur va jusqu'à 300 pieds. Nous avons examiné en détail les 13^e, 17^e et 21^e niveaux : les deux derniers montrent les plus épaisses séquences (environ 300 et 500 pieds) de sulfures massifs de toute la mine Horne. Le 21^e niveau sera présenté comme niveau-type pour l'amas H inférieur (figure 12).

21^e niveau. Tout comme au 17^e niveau l'amas H inférieur est ici très épais et presque dépourvu de dykes de métadiabase. Le mur est, ici aussi, une rhyolite massive chloritisée à divers degrés. Le toit, au-dessus de la lentille principale de minerai, est une mince couche de tuf rhyolitique suivie par une épaisse brèche de rhyolite qui se confond, vers le haut et latéralement (vers l'W et l'E), avec la zone n° 5, c'est-à-dire une brèche et un tuf rhyolitiques portant une minéralisation pyriteuse variant de disséminée à massive. La plus forte épaisseur de la zone n° 5 se présente à 100 à 300 pieds au WNW de la marge W supérieure de l'amas H inférieur. Les unités stratigraphiques constituées de brèches et de tufs sont lenticulaires et interdigitées; leur direction générale est W à NW. Les coupes traversant les parties centrale et occidentale de la zone n° 5 sont fournies par les forages 1291 et 7716; une autre coupe, à travers la partie la plus épaisse de l'amas H inférieur, est donnée par les forages 586 et 588 (figure 13). Au 21^e niveau il semble que l'amas H inférieur est l'équivalent latéral des épaisses brèches de rhyolite et des minces rhyolites massives qui sous-tendent la zone n° 5. La coupe des forages 586 et 588 montre que l'amas H inférieur est riche en Cu dans ses 220 pieds inférieurs. Cette épaisseur remarquable qu'on pourrait mettre en relation avec un mur sous-jacent fortement minéralisé (minerai de fondant de la figure 11 hors texte) est de nouveau

abordée au chapitre sur la géochimie du minerai. La moitié supérieure de la coupe des forages 586 et 588 montre un teneur moyenne qui n'est que de 0.8 % Cu alors que l'ensemble de la coupe donne une moyenne d'au moins 0.4 oz/t Au. Au-dessus de l'amas H inférieur, on trouve environ 30 pieds de rhyolite suivis par environ 50 pieds de pyrite massive et de tuf corrélables avec les lentilles de sulfures de la zone n° 5, situées à environ 100 pieds à l'ESE et 300 pieds à l'WNW.

La marge ouest de l'amas H inférieur est caractérisée par des interdigitations de lentilles de brèche rhyolitique; une grande masse de cette brèche vue en plan (figure 12) est entièrement enclavée dans les sulfures. La rhyolite massive sous-jacente à la partie la plus épaisse de l'amas, oblique vers le NE pour environ 150 pieds puis s'aplatit brusquement pour environ 300 pieds. La coupe des forages 608/609/8453 (figure 14) est localisée tout juste à l'W de la flexure du mur. À cet endroit l'amas est épais d'environ 150 pieds dont les 120 pieds inférieurs titrent 4.7 % Cu. Cette intersection, inhabituellement épaisse et riche en Cu, recouvre aussi le mur minéralisé (minerai de fondant). À la coupe des forages 1549/1655, environ 100 pieds à l'E, la lentille de sulfures massifs est réduite à une épaisseur d'environ 80 pieds comprenant trois lentilles distinctes alternant avec du minerai de fondant. À la coupe des forages 1435/1467, 150 pieds plus à l'E, l'épaisseur des sulfures massifs n'est plus que de 15 pieds. Dans les trois colonnes, le mur est constitué de 100 à 200 pieds de rhyolite surtout massive tandis que le toit est représenté par 200 à 250 pieds de tuf rhyolitique. Immédiatement au-dessus de ce tuf reposent 100 pieds de brèche rhyolitique qui montre par endroits la minéralisation de la zone n° 5.

Zone n° 5

Quoique la zone n° 5 s'étende jusqu'au-dessus du 21^e niveau, elle n'atteint une épaisseur et une largeur appréciables qu'en dessous du 23^e niveau, ce qui correspond aussi à la profondeur maximale de l'amas H inférieur. Au-dessous de 23^e niveau, la zone n° 5 est épaisse de 50 à 400 pieds et contient, intercalées, plusieurs lentilles de pyrite massive, épaisses de 10 à 100 pieds. Les sulfures massifs apparaissent en force surtout entre le 31^e et le 41^e niveau. Entre le 41^e et le 65^e niveau une mince couche de rhyolite massive sous-tend une mince lentille de minerai massif d'environ 25 à 35 pieds d'épaisseur (carte n° 2166A, hors texte). Sur ce minerai on trouve environ 100 pieds de brèche porteuse d'une minéralisation disséminée (rattachée à la zone n° 5). Depuis le 21^e jusqu'au 57^e niveau, la zone n° 5 est recouverte par une brèche rhyolitique non minéralisée dont l'épaisseur peut atteindre 200 pieds; la brèche, à son tour, est recouverte par un tuf rhyolitique de quelques centaines de pieds d'épaisseur (l'épaisseur est moindre aux niveaux supérieurs à cause d'un épais filon de métadiabase discordant). Sous le 57^e niveau le tuf épais recouvre directement la zone n° 5. Globalement, la zone n° 5 s'étend verticalement sur plus de 5,500 pieds. Nous avons examiné en détail les 27^e, 49^e et 65^e niveaux. Le 27^e niveau servira de niveau-type pour la zone n° 5.

Niveau 21 - Amas H inférieur

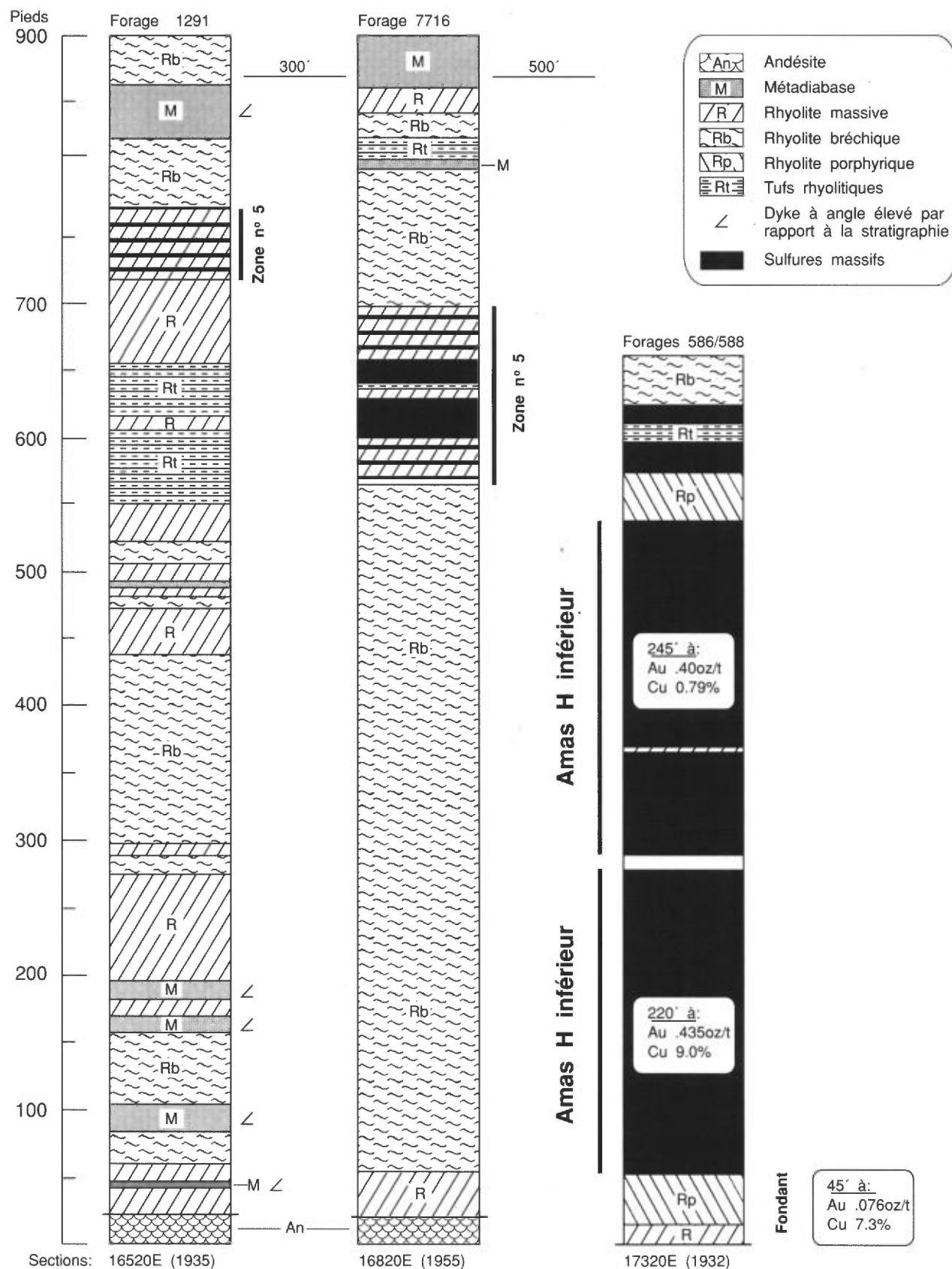


FIGURE 13 — Colonnes stratigraphiques horizontales recoupant le 21^e niveau et l'amas H inférieur. Les forages 7716 et 586 sont localisés sur la figure 12. Mine Horne.

Niveau 21 - Amas H inférieur

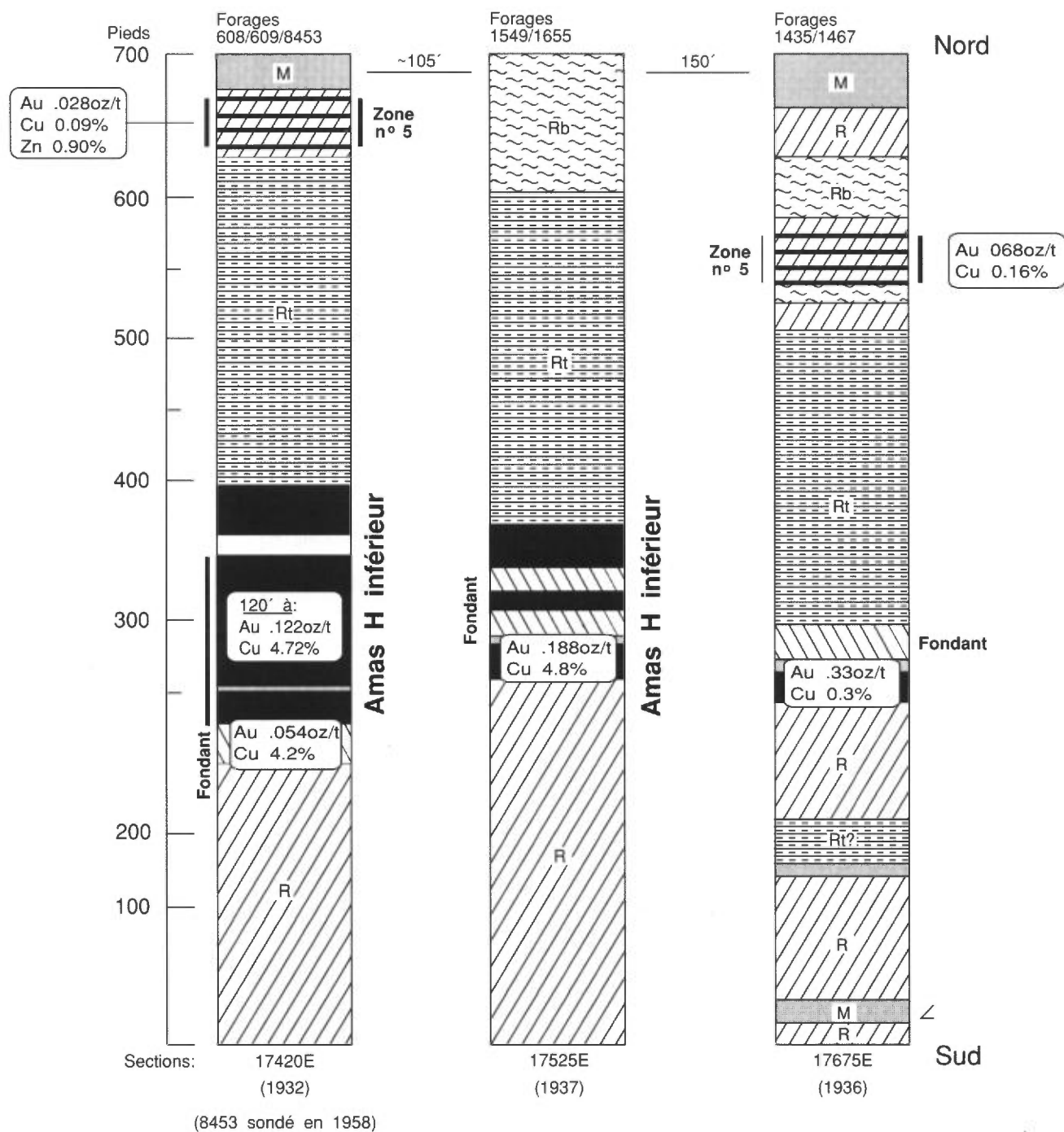


FIGURE 14 — Colonnes stratigraphiques horizontales recoupant le 21^e niveau et l'amas H inférieur. Les forages 608, 8453, 1549, 1435 et 1467 sont localisés sur la figure 12. Mine Horne.

27^e niveau. À ce niveau la zone n° 5 prend la forme d'une lentille aplatie, longue d'environ 500 pieds et épaisse de 100 à 200 pieds (figure 15). Elle compte environ huit lentilles de sulfures massifs; la plus large a une épaisseur de 10 à 40 pieds et une longueur de 450 pieds. Les sulfures massifs les plus épais, situés vers les extrémités E et W de la zone n° 5, atteignent jusqu'à 100 pieds d'épaisseur. Le mur de l'épaisse lentille à l'E est un tuf rhyolitique (figure 16). Près de la principale lentille, dans les tufs et les brèches intercalés, apparaît une minéralisation disséminée, tel qu'il est montré à la coupe des forages 6555 et 6559. Quoique l'épaisseur des sulfures massifs ne soit à cet endroit que de 20 pieds, cette épaisseur atteint 100 pieds à 200 pieds à l'E, selon la direction envisagée, à la coupe des forages 6637 et 6645; cela en fait l'amas principal des «sulfures de l'est». Tant dans le minerai disséminé que dans le massif, au 27^e niveau, les teneurs en Au et Cu sont uniformes : 0.02 à 0.05 oz/t Au et 0.1 à 0.3 % Cu. La teneur en Zn cependant est généralement plus élevée dans les sulfures massifs.

Les variations latérales d'épaisseur et de contenu métallique sur de courtes distances, tel qu'il a été observé dans la zone n° 5, se reproduisent aussi verticalement à l'intérieur d'une intersection de 100 pieds. Par exemple, près de la lentille de sulfures massifs de l'W, dans la coupe des sondages 6391/6397, deux lentilles principales de sulfures massifs épaisses chacune d'environ 30 pieds sont séparées par un intervalle de 100 pieds (figure 16); la lentille inférieure est bordée au-dessus et au-dessous par une forte minéralisation disséminée, épaisse de 10 à 50 pieds, tandis que la lentille supérieure montre des contacts nets avec, au-dessous, un tuf et, au-dessus, une brèche, les deux non minéralisés. En contraste, à seulement 200 pieds à l'E, dans la coupe des forages 6461/6466, on ne retrouve qu'une mince lentille de sulfures, épaisse d'environ 15 pieds, et plusieurs minces horizons de sulfures, le tout contenu dans une épaisse (> 250 pi.) séquence de tufs rhyolitiques. Cette coupe montre aussi un trait particulier à la zone n° 5 : teneurs modérées d'Au (0.05-0.07 oz/t) dans les tufs et brèches et une teneur de Zn allant jusqu'à 1 %. Les deux zones minéralisées de la coupe à l'W ont des teneurs plus faibles en Au, semblables en Cu, et plus élevées en Zn (2,4 %).

Zone ouest de Remnor

COUPE DEPUIS LA SURFACE

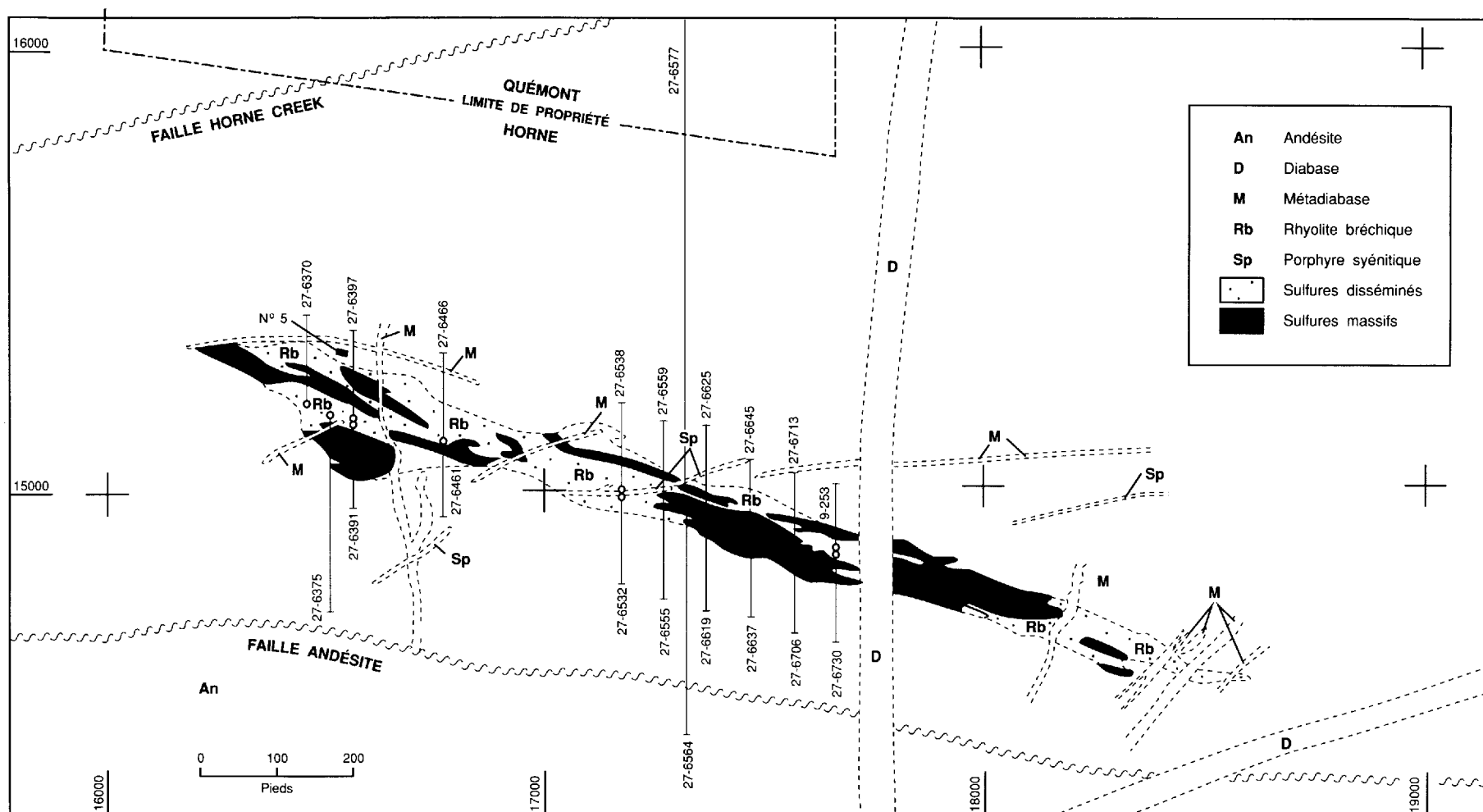
Une coupe détaillée de la zone ouest (carte 2166C, hors texte) a été construite à partir des affleurements récemment dégagés. Une version simplifiée de la séquence, surtout volcanoclastique, est montrée à la figure 17. Les affleurements montrent une grande variété de lits et de structures sédimentaires (figure 18) dont certains sont difficiles à reconnaître dans des carottes de sondage. Une telle diversité lithologique est probablement aussi répétée dans les roches encaissantes des amas H et de la zone n° 5 qui sont à quelque 2.000 pieds à l'E mais dans le même biseau de volcanites coïncé entre deux failles majeures. Dans la zone ouest, le granoclassement observé

dans des lits dont la texture va de celle de l'agglomérat à fragments métriques à celle de tufs à grain millimétrique, indique une polarité sédimentaire vers le N. À la limite N de la coupe, affleurent deux lits d'agglomérat inhabituels; ce sont probablement des écoulements de débris tirant leur origine de glissements amorcés près de la source du matériel volcanoclastique. Le lit inférieur, épais d'environ cinq pieds, contient des blocs rouillés pyriteux confinés à la base du lit (figure 18). Cela indique que des sulfures massifs, localement soumis à l'érosion et l'altération de surface, ont été incorporés dans le matériel entraîné par le glissement. On observe aussi des lits d'agglomérat à fragments grossiers (figure 15). La base des lits sédimentaires les plus grossiers montre clairement une érosion des lits inférieurs. Les lits les plus fins et les plus minces montrent, en plus du granoclassement, une lamination parallèle; cette lamination pourrait être attribuée cependant à la déformation (figure 18). Une unité plutôt massive et épaisse de plus de 100 pieds est aussi d'un intérêt particulier en ce qu'elle contient des blocs de ponce tabulaires et foncés, insérés dans une matrice felsique laminée; cette unité ressemble à un tuf vaguement stratifié (figure 18); elle apparaît aussi dans des sondages de Remnor effectués au 9^e niveau de la zone ouest.

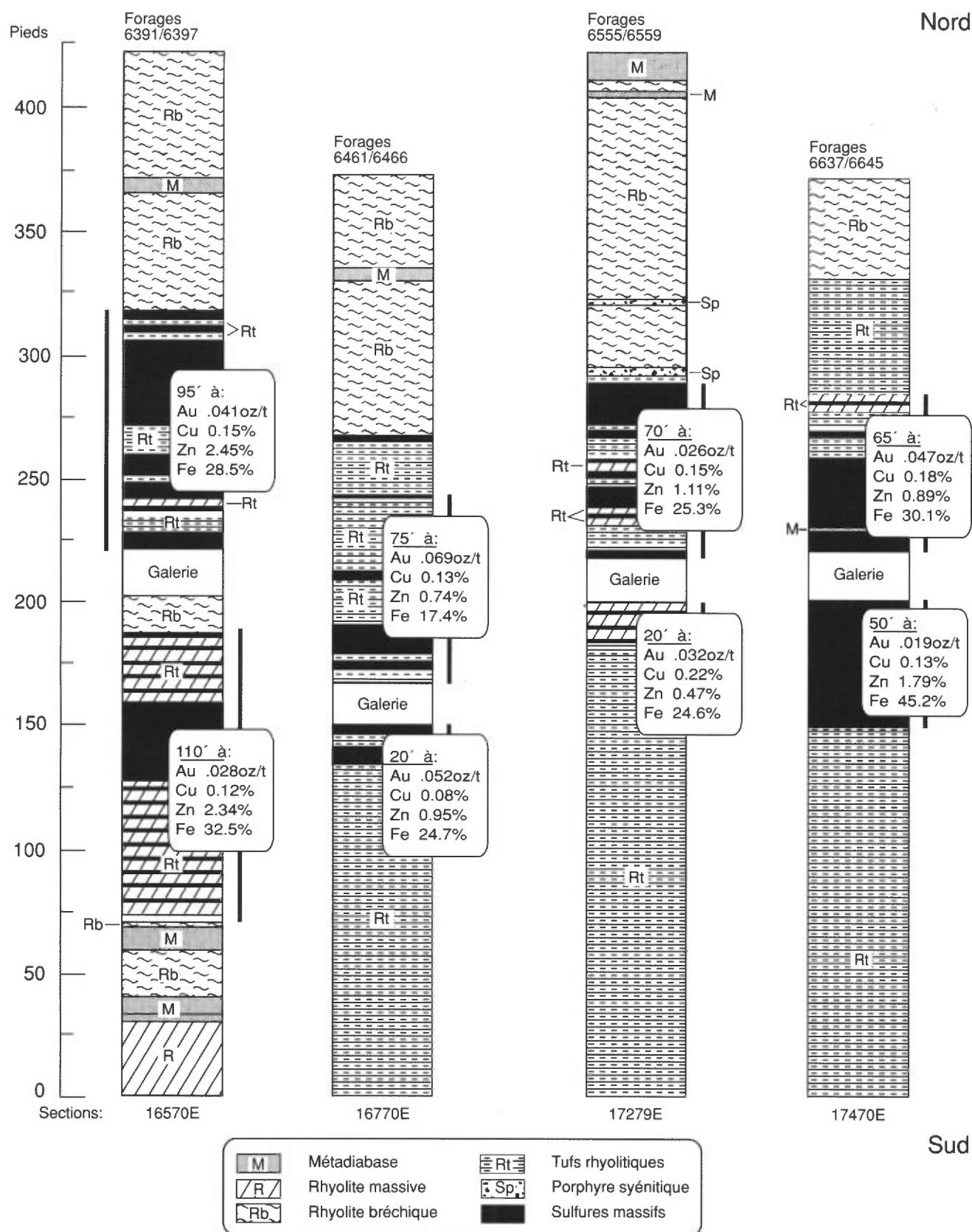
La coupe, montrée au côté gauche de la figure 17, est basée sur un ancien document décrivant sommairement la géologie d'une tranchée, maintenant comblée, qui traversait la zone ouest (2-2', carte 2166C, hors texte). L'affleurement, long de 900 pieds, montrait des unités épaisses de 20 à 80 pieds constituées de rhyolite massive, de porphyre quartzique, de brèche et de tuf rhyolitiques, le tout recoupé par des dykes de métadiabase et de syénite porphyrique.

SONDAGES AU 9^e NIVEAU

Remnor a effectué, dans la zone ouest, de nombreux sondages, à divers angles, à partir de la surface et du 9^e niveau. Un profil vertical préparé par Remnor, le long de la section 13 400 E, allant de la surface au 9^e niveau, est reproduit à la figure 19. Des coupes stratigraphiques représentatives du 9^e niveau, basées sur des sondages horizontaux à intervalles de 500 pieds sont montrées à la figure 20. La faille d'Andésite, apparemment parallèle à la stratification orientée E-W, tronque la base des deux coupes. La rhyolite massive, à la base de chacune des coupes, est corrélable, de même que le niveau de tufs aphanitiques commençant environ à la cote 60 pieds. Dans les quelques centaines de pieds de coupe qui suivent, quelques unités seulement peuvent être raisonnablement corrélées, étant donné l'interdigitation accentuée, le caractère lenticulaire et la minceur des unités. La principale lithologie dans la partie centrale de la colonne W est, d'après les géologues de Remnor, un tuf à lapillis contenant des blocs de ponce (épaisseur d'environ 300 pieds, intrusions de diabase comprises); cette lithologie semble analogue à la roche felsique à blocs de ponce visible dans l'affleurement de la zone ouest. Le tuf à blocs de ponce est beaucoup plus mince dans la co-

FIGURE 15 — Plan géologique du 27^e niveau, mine Horne.

Niveau 27 - Zone n° 5

FIGURE 16 — Colonnes stratigraphiques horizontales recoupant le 27^e niveau et la zone n° 5. Les forages sont localisés sur la figure 15.

Zone ouest - sections de surface

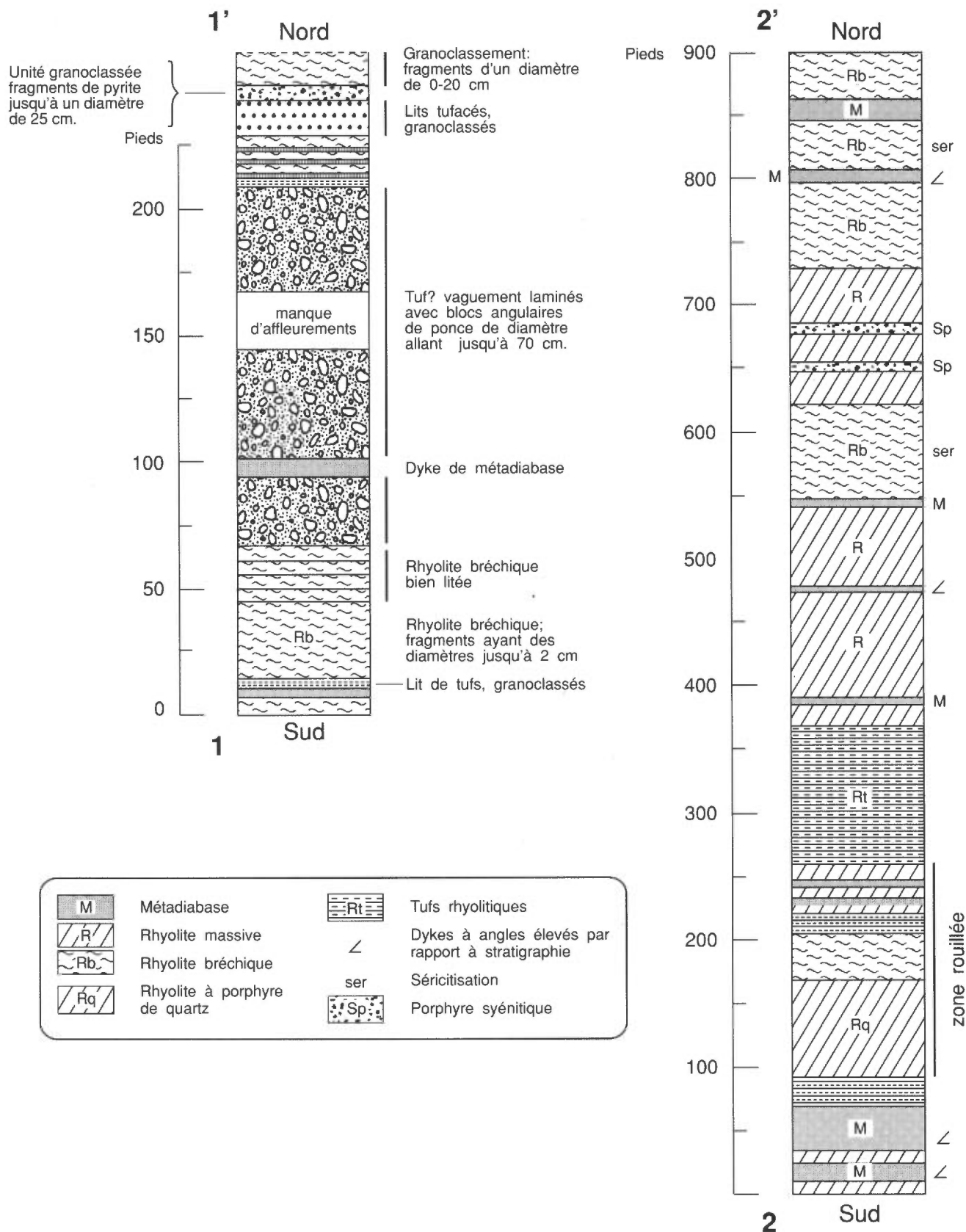


FIGURE 17 — Colonnes stratigraphiques recoupant la zone ouest (Remnor). Les deux colonnes sont localisées sur la carte hors texte 2166C. La colonne 1-1' représente une version simplifiée de la séquence en surface. La colonne 2-2' représente la séquence recoupée par un forage horizontal au 9^e niveau.

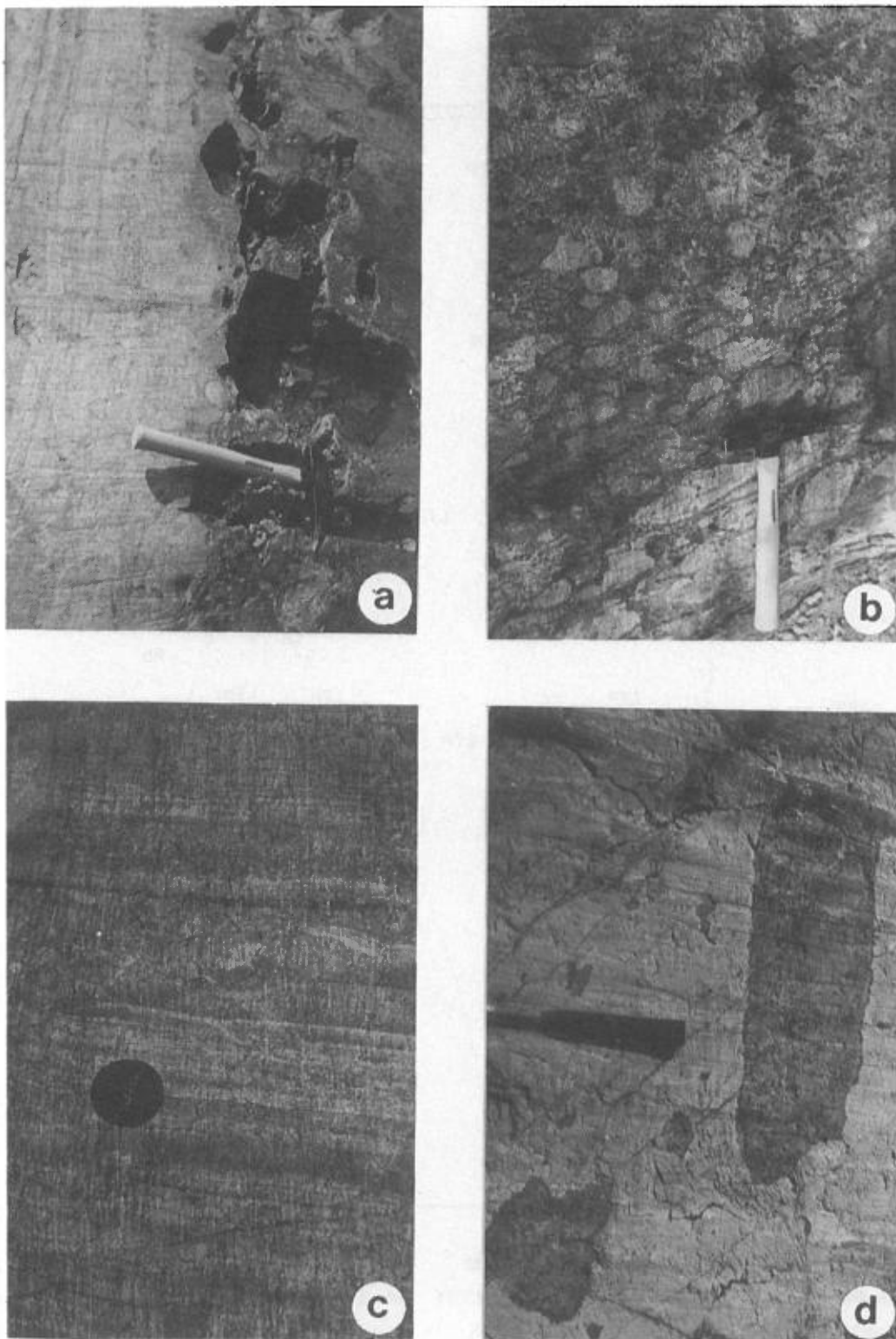
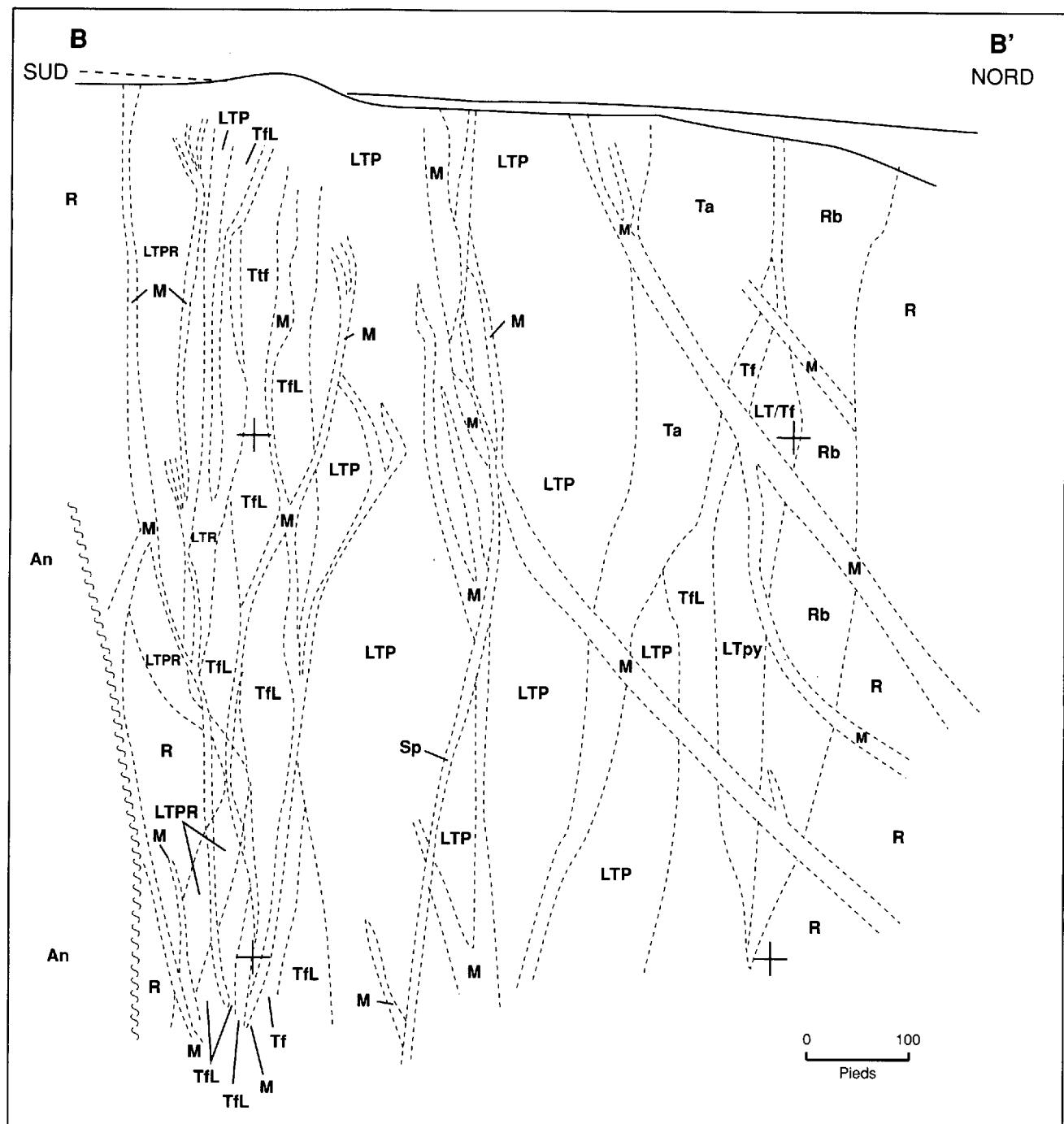


FIGURE 18 — Zone ouest de Remnor. Photographies d'affleurements : a) Horizon de brèche à blocs de sulfures avec une unité tufacée sous-jacente. Le sommet stratigraphique est vers la droite. b) Unité de brèche rhyolitique grossière. Le sommet stratigraphique est vers le bas. c) Unité de tufs rhyolitiques lités. Le sommet stratigraphique est vers le haut. d) Unité de tufs fins à blocs de ponce. Le sommet stratigraphique est vers la gauche.

lonne E; il est surmonté par une séquence de tufs à lapillis généralement fins à aphanitiques dont l'épaisseur, par compensation, atteint, vers l'E, de 80 à 250 pieds. Une brèche rhyolitique suivie par une rhyolite massive couronne la séquence. Des intersections de 24 et 23 pieds,

près du contact tuf-brèche, donnent des teneurs d'Au de 0.03 oz/t et 0.05 oz/t respectivement; on note aussi une intersection de 26 pieds à 3 % Cu près du même contact. Au 9^e niveau, les meilleurs teneurs d'Au (jusqu'à environ 0.20 oz/t) se situent dans une série de tufs de grain fin à



An	Andésite	M	Métadiabase	Ta	Tufs aphanitiques
LTP	Tufs à lapillis et ponces mafiques	LT/Tf	Tufs à lapillis et tufs fins	Tf	Tufs fins
LTPR	Tufs à lapillis et ponces felsiques	R	Rhyolite massive	Tfl	Tufs fins à lapillis
LTPy	Tufs à lapillis et pyrite	Rb	Rhyolite bréchique	Ttf	Tufs très fins
LTR	Tufs à lapillis rhyolitiques	Sp	Porphyre syénitique		

FIGURE 19 — Coupe géologique transversale (13400E) de la zone ouest (Remnor), allant de la surface au 9^e niveau. Sa localisation est indiquée sur la carte 2166C.

lapillis sise au-dessus des tufs à blocs de ponce, les plus hauts dans la séquence mais à moins d'environ 100 pieds de la base de la rhyolite massive sommitale. Ces zones

aurifères sont communément enrichies en Cu; à environ 80 pieds à l'E de la colonne E, une intersection de 41 pieds titrait 0.7 % Cu.

Discussion

AMAS DE MINÉRAI H

Les amas H vus en plan aux 6^e, 9^e, 17^e et 21^e niveaux ont la forme d'un graben; le centre est plat et les côtés W et E sont modérément inclinés à verticaux. La portion des amas de sulfures massifs riche en Cu se situe habituellement dans les premiers 20 à 40 pieds au-dessus du mur, même quand les marges sont très abruptes (chapitre sur la géochimie du minerai et Price, 1948). Quoique cette enveloppe riche en Cu pourrait s'expliquer par un plissement des marges, la stratigraphie du mur, où elle n'est pas obscurcie par des dykes, ne montre aucune géométrie qui pourrait convenir à un plissement. Près des sommets des amas, les contacts mur-sulfures pourraient peut-être être déversés (p. ex. marge W près du 9^e niveau et marge E au 21^e niveau). Toutefois, il est difficile de relier cette attitude à un plissement car les couches volcanoclastiques susjacentes recouvrent à la fois les amas et l'encaissant des marges abruptes E et W (cela est nettement visible au 21^e niveau; au 9^e niveau, la stratigraphie n'est pas visible au-dessus de l'amas).

Les journaux de sondage et les anciennes cartes montrent que des zones erratiques de chloritisation intense (et localement de séricitisation) furent intersectées dans le mur. Toutefois ces zones ne peuvent être généralement assimilées à une altération de mur minéralisé ou sillonné de veinules. Au contraire, où les données existent au 17^e et 21^e niveaux, dans plusieurs des zones chloritisées des plus hauts niveaux du mur, de même que dans les zones de chloritisation moins intense des niveaux intermédiaires, on n'observe pratiquement aucun enrichissement en Cu et Au. Le fait que le mur directement au-dessous de l'enveloppe riche en Cu de l'amas, ne soit pas minéralisé, particulièrement sous la partie centrale de l'amas est pour nous de grande importance quant à la genèse des amas H inférieur et supérieur; nous y reviendrons au chapitre sur la géochimie des isotopes stables. Il est aussi important de noter que les zones de minéralisation du mur sont de préférence confinées aux marges W et E des amas, sous les segments fortement et faiblement inclinés du contact mur-sulfures. La plus grande zone de mur minéralisée en Cu-Au (pourrait s'appeler mur latéral) se situe structuralement sous l'amas H inférieur; une zone de plus petite dimension occupe une position similaire sous l'amas H supérieur (zone de minerai de fondant, carte 2166A). Si on effectue une rotation des amas pour les rendre horizontaux, les murs latéraux minéralisés se retrouvent aux extrémités N de dépressions en forme de graben où les amas semblent se loger.

Un trait intéressant de la marge E de l'amas du 9^e niveau est la lentille périphérique de sulfures massifs riche en Cu. D'une épaisseur allant jusqu'à 15 pieds, elle s'étend d'environ 200 pieds en direction ENE depuis un point situé près de la base de l'amas de minerai principal. Une telle frange riche en Cu est absente au 17^e niveau qui occupe une position intermédiaire.

ZONE N° 5

Dans la zone n° 5 on observe une variation complète entre une minéralisation pyriteuse disséminée dans une brèche et un tuf rhyolitique, et une minéralisation de lentilles pyriteuses massives à presque massives, zincifères et d'épaisseurs allant jusqu'à environ 150 pieds. La zone n° 5 contient peut être une douzaine de grandes lentilles pyriteuses massives (épaisseurs de 50 à 100 pieds) et un grand nombre de lentilles plus petites. Étant donné que la zone montre, dans une même coupe, au moins deux lentilles pyriteuses rapprochées, il est préférable de ne caractériser que le mur ou le toit des lentilles plus grandes et plus isolées. Ces dernières débutent parfois plutôt abruptement au-dessus d'un mur presque dépourvu de minéralisation mais, plus souvent, le degré de minéralisation en sulfures augmente irrégulièrement vers le haut pour quelques dizaines de pieds. Le toit de ces lentilles est aussi communément minéralisé mais de façon décroissante.

La répartition générale des amas de la zone n° 5 ressemble à une imbrication de crêpes en décalage partiel dans une zone minéralisée de façon non uniforme mais grossièrement concordante avec la stratigraphie; la zone n° 5 s'étend sur 2 500 pieds en largeur et 100 à 300 pieds en hauteur. Remise en position horizontale, la zone n° 5 s'étendrait principalement au N de l'amas H inférieur; ce dernier se situerait au N de l'amas H supérieur. Les relations géométriques au 21^e niveau montrent que la zone n° 5 aurait recouvert partiellement le sommet originel de l'amas H inférieur à l'extrémité N de ce dernier et se serait étendue plus loin vers le N sur une distance de presque 2 km. Par conséquent, les unités stratigraphiques inférieures de la zone n° 5 seraient en partie contemporaines du développement des amas H. Cela est confirmé par l'observation que l'extrémité N de l'amas H inférieur et l'extrémité S de la zone n° 5 partagent la même brèche rhyolitique basale. Les unités stratigraphiques supérieures de la zone n° 5 pourraient correspondre à l'épaisse séquence de tufs qui recouvre l'amas H inférieur (carte 2166A) étant donné que ces deux lithologies, en positions équivalentes, sont toutes deux recouvertes par un horizon de brèche rhyolitique de grande extension latérale (épaisseur de plus de 100 pieds). Les corrélations chronostratigraphiques d'unités volcanoclastiques sont toutefois sujettes à caution à cause des taux d'accumulation très variables de ces lithologies. Les sulfures de la zone n° 5 semblent s'être déposés dans une dépression originellement orientée N-S ayant sa profondeur maximale entre les 37^e et le 41^e niveau où se retrouve la plus grande masse de sulfures de toute la zone (carte n° 2166A, hors-texte). Cette dépression tronquait faiblement, dans sa partie sud originelle, des brèches rhyolitiques et, dans sa partie nord, une rhyolite massive.

Les sulfures massifs de la zone n° 5 pourraient avoir été formés *in situ* ou avoir été transportés par glissements et coulées de débris (Fisher, 1970) à partir d'une source située en amont près des amas H. Une origine semblable est envisagée pour les sulfures résédimentés en raison du chimisme des amas, sujet qui sera de nouveau abordé au dernier chapitre.

La mine Horne

ROCHES ENCAISSANTES

Basalte et andésite basaltique

Les rhyolites de la mine Horne sont en contact de faille au sud avec des volcanites mafiques (variant de basalte à andésite basaltique) et à l'est, elles sont probablement en concordance avec les mêmes volcanites (carte 2166B, hors texte). Au sud, les volcanites mafiques sont généralement à grain fin, gris verdâtre à noires et de fracture subconchoïdale. À l'est, et à quelques affleurements au sud du biseau de la mine, les laves mafiques sont coussinées; les coussins, bien formés, sont moyens à grands, et clairement délimités par des bordures de refroidissement dévitrifiées et beiges.

La variété massive est, par endroits, chloritisée avec des vestiges de phénocristaux de plagioclase et des plages à grain fin constituées de quartz, d'épidote et de calcite disposés en mosaïque. Les minéraux d'altération sont surtout la chlorite, la séricite, l'épidote, le quartz et les carbonates; ces deux derniers sont secondaires. La roche est parsemée de petits cristaux de pyrite et sillonnée de veines tardives de quartz, de carbonates et d'un peu de chlorite.

La rhyolite massive, de grain très fin, est siliceuse, variant de beige pâle à gris verdâtre et à noir verdâtre; la fracture varie de conchoïdale à subconchoïdale. Un rubanement ondulant d'écoulement est rarement perceptible. Localement la roche montre des plages de quartz et d'épidote dont la taille varie de 0,5 à 8 cm (Price, 1933). Le faciès massif, en lame mince, montre une mosaïque quartzo-feldspathique formant une pâte dans laquelle sont dispersés de petits cristaux hétéromorphes de quartz (figure 21). Quoique la rhyolite massive soit généralement aphyrique, quelques coulées de la séquence stratigraphique des Mines sont porphyriques, porteuses de phénocristaux de quartz ou de quartz et de feldspath. Toute la rhyolite est altérée en séricite, chlorite et pyrite disséminée. Elle est en plus sillonnée par plusieurs générations de réseaux orthogonaux de veines contenant quartz, chlorite, épidote et pyrite (figure 18).

Tuf rhyolitique

Le tuf rhyolitique ressemble en couleur et en composition, à la rhyolite massive, mais, en plus, il exhibe généralement un rubanement flou (figure 21). Les rubans d'une largeur de 0,3 à 1,0 cm varient de vert grisâtre pâle à blanc. Habituellement, le rubanement s'accompagne d'un faible granoclassement normal. On voit peu ou pas d'indications de plissement ou glissement synsédimentaires. Dans certains tufs le rubanement est accentué par une répartition différentielle de petits grains de pyrite et

de chlorite. En lame mince, le tuf est constitué de clastes volcaniques de la grosseur du silt à celle de lapillis, de cristaux de quartz et de feldspath, le tout dans une pâte à grain fin (figure 21). Une orientation préférentielle et une concentration des grains de quartz en bandes distinctes sont parfois visibles. Aussi, de petits grains de pyrite, associés à la chlorite et à la séricite fines, accentuent parfois le rubanement. On trouve aussi des réseaux de veinules de quartz-carbonates et des concentrations de quartz grossier.

Brèche rhyolitique

La brèche rhyolitique, abondante dans le biseau de la mine, montre une grande variété de textures. Elle est habituellement monomictite et la taille des fragments, non classés, va jusqu'à 60 cm (figure 22). Ces derniers sont anguleux à arrondis ou elliptiques, généralement très siliceux, leucocrates, siliceux et, occasionnellement, ils montrent un liseré d'altération blanc laiteux. La couleur va du noir au beige pâle en passant par diverses teintes de vert. Un faible rubanement est perceptible dans certains fragments. En lames minces, les fragments de la brèche montrent les mêmes textures aphyrique à porphyrique que l'on observe dans la rhyolite massive et dans les fragments de tufs à lapillis. La variété porphyrique est la plus commune. Des plages rondes de quartz accompagnées de séricite, de pyrite, d'épidote et de chlorite sont typiques. La pâte, fortement altérée, est une mosaïque de grains de quartz fins, dentelés et parsemés de séricite, de pyrite, de chlorite et d'épidote.

Tuf à blocs de ponce

Le tuf à blocs de ponce, jusqu'ici inconnu à la mine, a été récemment mis à jour dans un décapage effectué par le Groupe Remnor à quelque 2 km à l'W des principaux travaux de la mine Horne (carte 2166C, hors texte). C'est un tuf fin, gris brunâtre, sans litage ni rubanement; les blocs de ponce sont tabulaires (jusqu'à 1 m x 40 cm) foncés et semblent répartis au hasard; ils sont orientés parallèlement au litage visible dans le tuf rubané adjacent. Une fine lamination visible près des blocs est dérangée et érodée en dessous des blocs mais, au-dessus, elle suit le contour des blocs suggérant ainsi que ceux-ci d'abord flottants, se sont chargés d'eau pour s'enfoncer dans le tuf en voie d'accumulation (Clough *et al.*, 1981).

Porphyre quartzo-feldspathique

À la mine Horne, le porphyre quartzo-feldspathique se présente en grands amas informes surtout au 2^e niveau (figure 22). Le grain est fin à moyen et les phénocristaux de quartz et de plagioclase sont globuleux; ceux de quartz ont une mince et nette bordure de néo-cristallisation du même minéral alors que ceux de feldspath sont altérés

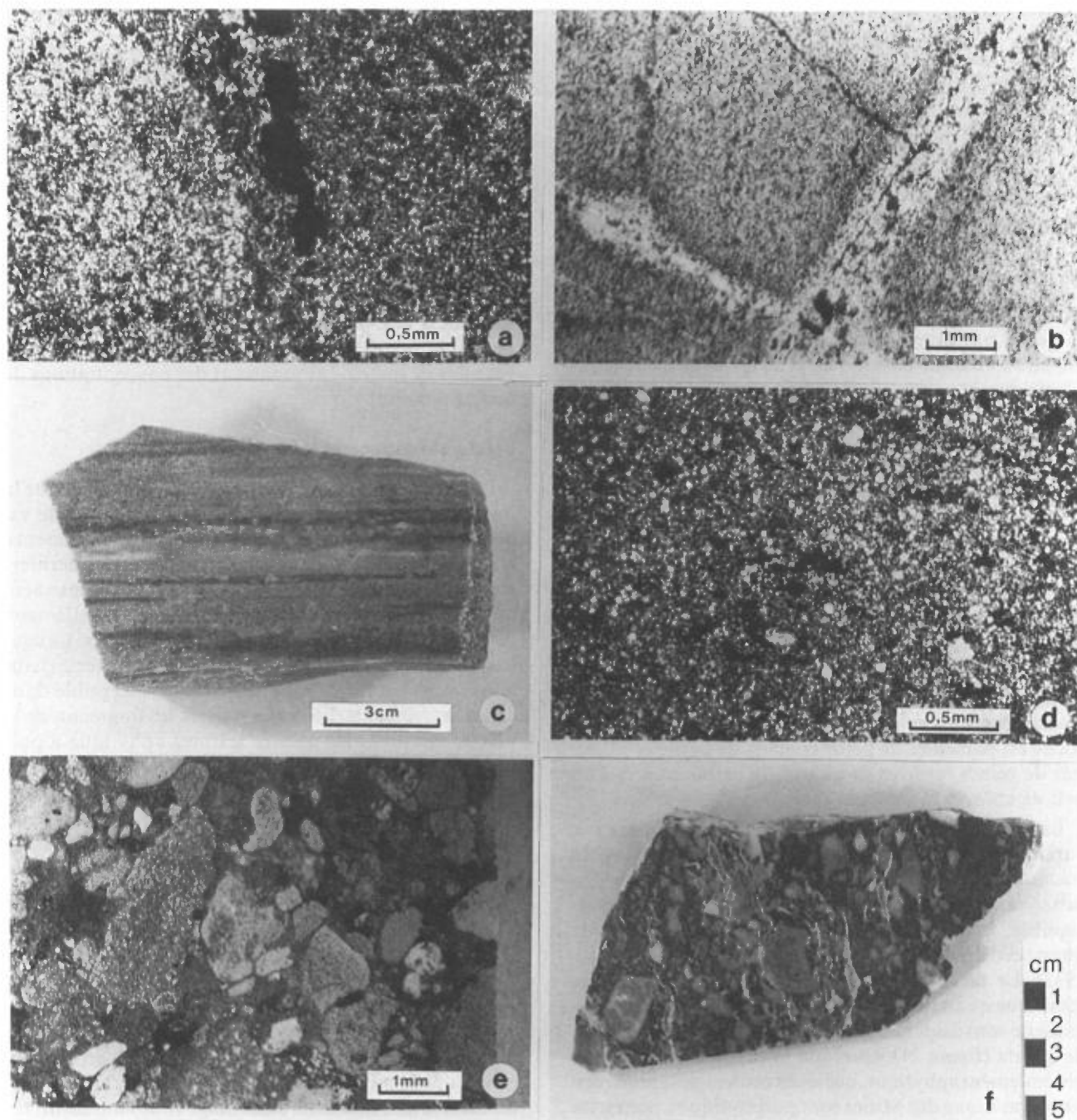


FIGURE 21 — Photomicrographies de : a) Rhyolite aphyrique; roche à grain fin massive de quartz-albite-épidote-séricite-chlorite recoupée par une veine de pyrite-Fe chlorite-épidote-calcite. Chantier d'abattage dans une zone aurifère de Remnor (nicols croisés). b) Rhyolite aphyrique; semblable à la mais recoupée par des veinules pâles de séricite-quartz (lumière naturelle). c) Échantillon de tuf rhyolitique. Photomicrographies de : d) Tuf rhyolitique, fragments de rhyolite non triés, grosseur silt (nicols croisés). e) Tuf rhyolitique à lapilli; fragments de rhyolite et de cristaux de quartz dans une matrice fortement séricitisée et tachetée de grains de pyrite. Chantier d'abattage dans la zone aurifère de Remnor (lumière naturelle). f) Échantillon de brèche de rhyolite

en séricite et en épidote. La pâte est une fine mosaïque de quartz, de plagioclase, de séricite, de chlorite et d'un peu de pyrite et de carbonates. On ignore si ce porphyre représente une coulée extrusive ou une intrusion hypabyssale. On ne trouve pas dans les documents de la mine Horne de description de ce porphyre et ce qui est actuellement visible ne permet pas de préciser la nature du contact. Toutefois un faciès analogue affleure dans la propriété de Quemont et, dans ce cas, le contact et la texture sont ceux d'une intrusion.

Métadiabase

La métadiabase, ainsi nommée en 1928 par L.C. Gratton, désigne à la mine une lithologie intrusive dont la composition va du gabbro à la diorite quartzique (Price, 1933). Elle est de grain fin à moyen et constituée de phénocristaux de plagioclase très saussuritisés et de phénocristaux d'amphibole calcique, grossière et habituellement aciculaire, le tout dans une pâte quartzofeldspathique chloritisée (figure 22b). La texture varie de subophitique

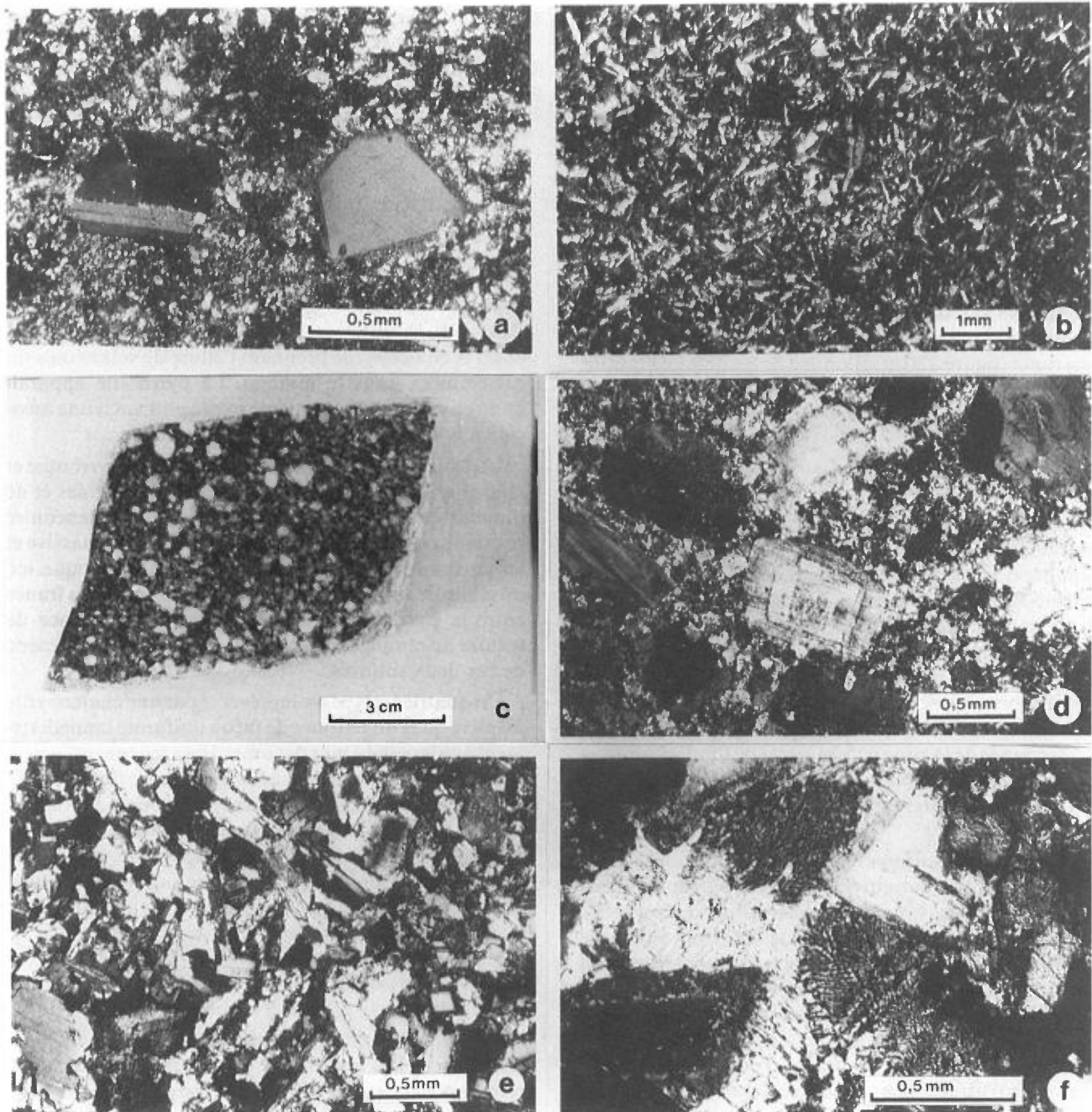


FIGURE 22 — Photomicrographies de : a) Porphyre rhyolitique quartzo-feldspathique; un phénocrystal idiomorphe de quartz est légèrement corrodé et bordé par une frange dendroïde de quartz en continuité optique. Le phénocrystal de plagioclase est de l'albite. La matrice est de quartz-albite-épidote-séricite-chlorite (nicols croisés). b) Métadiabase à grain fin avec dendrites de plagioclase dans une matrice riche en pyroxène et amphibole secondaire (nicols croisés). c) Échantillon de porphyre syénitique. Photomicrographies de : d) Porphyre syénitique; phénocristaux de plagioclase zoné et de microcline dans une matrice à grain fin (nicols croisés). e) Dyke de diabase N-S; plagioclase et pyroxène de texture subophitique, quartz mineur (nicols croisés). f) Dyke de diabase N-S; partie différenciée du dyke riche en granophyre. À noter les bordures zonées des grains de plagioclase (nicols croisés).

à grenue, à plus ou moins sphérulitique. La pâte et les phénocristaux sont très altérés en chlorite, en épidote, en séricite et un peu en calcite et en oxyde de fer. Des plages granophyriques sont communes. La roche est sillonnée de nombreuses veinules de quartz, d'épidote et de chlorite.

Porphyre syénitique

Le porphyre syénitique est en dykes dont l'épaisseur atteint jusqu'à 8 m; leur direction est généralement NE et

le pendage, subvertical. La roche va de rose rougeâtre à noir grisâtre et le grain, de moyen à grossier (figure 22c). La lame mince montre des phénocristaux de quartz, de plagioclase et de microcline dont les tailles vont de 1 à 5 mm, le tout dans une pâte quartzo-feldspathique de grain fin à moyen. Le plagioclase est visiblement maclé et exhibe aussi, très couramment, un zonage oscillatoire (figure 22d). Les minéraux accessoires sont le sphène et l'épidote. Une faible altération se manifeste par un rem-

placement du feldspath par la séricite et la chlorite à grain fin.

Diabase tardive

Deux dykes majeurs de diabase de pendage subvertical et orientés approximativement E-W et N-S respectivement représentent les intrusions les plus tardives dans le biseau de la mine; ce sont des roches cristallines, verdâtres, de grain fin à grossier et de texture ophitique à subophitique (figure 22e). Le plagioclase, qui varie de l'andésine à la labradorite, montre une saussuritisation d'intensité variable. L'augite est localement altérée en hornblende et un peu en biotite. La matrice est granophyrique (figure 22f) et sillonnée de veinules de quartz, de chlorite, de séricite et d'épidote.

MINERAIS

Sulfures massifs

Les mines Horne et Quemont ont produit environ 74 millions de tonnes de minerai provenant d'un grand nombre d'amas de minerai distincts. Quoique la minéralogie soit la même pour les deux gisements, ils se distinguent par la répartition des minéraux, leur zonage et leur concentration en métaux. D'après leur minéralogie, les minerais de Horne peuvent être groupés en quatre catégories principales : sulfures massifs des amas H et de leurs lentilles satellites plus petites; sulfures massifs à disséminés de la zone n° 5; minerai de fondant siliceux aurifère dans la rhyolite; et, finalement, réseaux de veines de Remnor, présentement en voie d'exploitation et de développement.

Les amas H de sulfures massifs et leurs lentilles satellites sont constitués surtout de pyrite et de pyrrhotite (environ 85 % des amas principaux de sulfures) auxquelles s'ajoutent un peu de chalcoppyrite (environ 10 %), de magnétite (environ 5 %) et des traces de sphalérite. Bien que non identifiées dans cette étude, de petites quantités de molybdénite, de galène et de tetrahédrite ont été reconnues (Price, 1933). La répartition des minéraux, leurs textures et leurs contextes d'occurrence varient beaucoup d'un gisement à l'autre. Il serait naturel de s'attendre à ce que les textures originelles des minerais aient subi des modifications localement, soit lors d'une diagenèse suivant leur mise en place, soit, plus tard, par le métamorphisme régional au faciès des schistes verts et finalement par les effets d'un métamorphisme thermique causé par les intrusions postminerais (Mookherjee et Suffel, 1968). Il s'ensuit donc que toute généralisation sur la séquence paragenétique primaire des minerais de Horne ne pourrait être, au mieux, que spéculative. Les grands traits des genèses successives des minéraux dans ces gisements peuvent être plus facilement identifiés à partir de la répartition générale du Cu à chaque niveau (chapitre sur la géochimie du minerai) et le zonage des métaux dans les amas H (Price, 1934).

Cinq types principaux de minerai massif sont reconnus dans les amas cuprifères. Le premier, particulier aux portions médianes et supérieures des amas massifs,

consiste en pyrite cristalline, massive, fine à grossière (0,01 à 10 mm) et à texture de mosaïque. Dans ce type de minerai, la chalcoppyrite et/ou la pyrrhotite apparaissent en amas discordants à la manière de veines ou, encore, en agrégats ou ségrégations lamellaires. La pyrite massive est aussi largement remplacée par la magnétite (figure 23a).

Un deuxième type de minerai, propre surtout aux portions médianes des amas, consiste en pyrrhotite à grain moyen uniforme d'un diamètre d'environ 2 mm (figure 23b). Des porphyroblastes de pyrite idiomorphe de dimensions allant jusqu'à 10 mm se retrouvent aussi dans ce minerai; la pyrrhotite y est massive, la magnétite et/ou la chalcoppyrite prennent l'allure de veines ou sont disséminées dans le minerai. La pyrrhotite apparaît aussi en veines recoupant une pyrite plus ancienne associée à la chalcoppyrite et/ou à la magnétite.

Un troisième type de minerai consiste en pyrrhotite et chalcoppyrite en bandes distinctes non uniformes et de dimension centimétrique (figure 24b). On le rencontre communément sous la pyrrhotite ou la pyrite massive et au-dessus de la chalcoppyrite massive, ce qui évoque, ici, un contrôle stratigraphique originel. Les contacts francs entre la pyrrhotite et la chalcoppyrite et l'absence de texture de remplacement suggèrent la contemporanéité de ces deux sulfures.

Un quatrième type est représenté par une chalcoppyrite massive que l'on retrouve de façon uniforme immédiatement au-dessus du mur des amas H; sa teneur en Cu peut dépasser 20 % (chapitre sur la géochimie du minerai). Malheureusement nous n'avons pu disposer d'échantillon de chalcoppyrite pure. Sous les amas de sulfures massifs, un enrichissement en chalcoppyrite, sous forme de réseaux de veines, est particulier au mur de rhyolite des amas H et ceci est plus marqué à l'est qu'à l'ouest. À ce contact, la chalcoppyrite, la pyrrhotite et un peu de pyrite remplissent des veinules qui sillonnent la rhyolite. La gangue associée comprend de la chlorite (abondante), du quartz et/ou des carbonates (Price, 1933).

Le cinquième et dernier type de minerai est une magnétite massive. Peu importante en volume, on la trouve en minces couches (d'environ 50 cm.) discontinues, ici et là, dans les amas de sulfures massifs (Price, 1933). La plus importante couche, d'une épaisseur maximale de 1,75 m, se situe à la base même des amas H supérieur et inférieur. Elle montre une magnétite très fine, massive et communément parsemée de petits grains de pyrite et de pyrrhotite.

À travers les parties médianes et supérieures des amas H, un peu de chalcoppyrite (< 1 %) remplace tous les autres sulfures (figure 23c). Elle est en veinules discordantes et étroitement associée à la chlorite, le quartz et/ou les carbonates (figure 23d). On la trouve aussi fréquemment comme matériel de remplissage de fractures tardives dans la pyrite (figure 24a), la pyrrhotite et la magnétite. Les sulfures massifs de Fe ne contiennent que peu de gangue sous la forme habituelle de veines ou de plages informes. Le matériel le plus commun des veines est le quartz, la chlorite et un peu de chalcoppyrite. Il

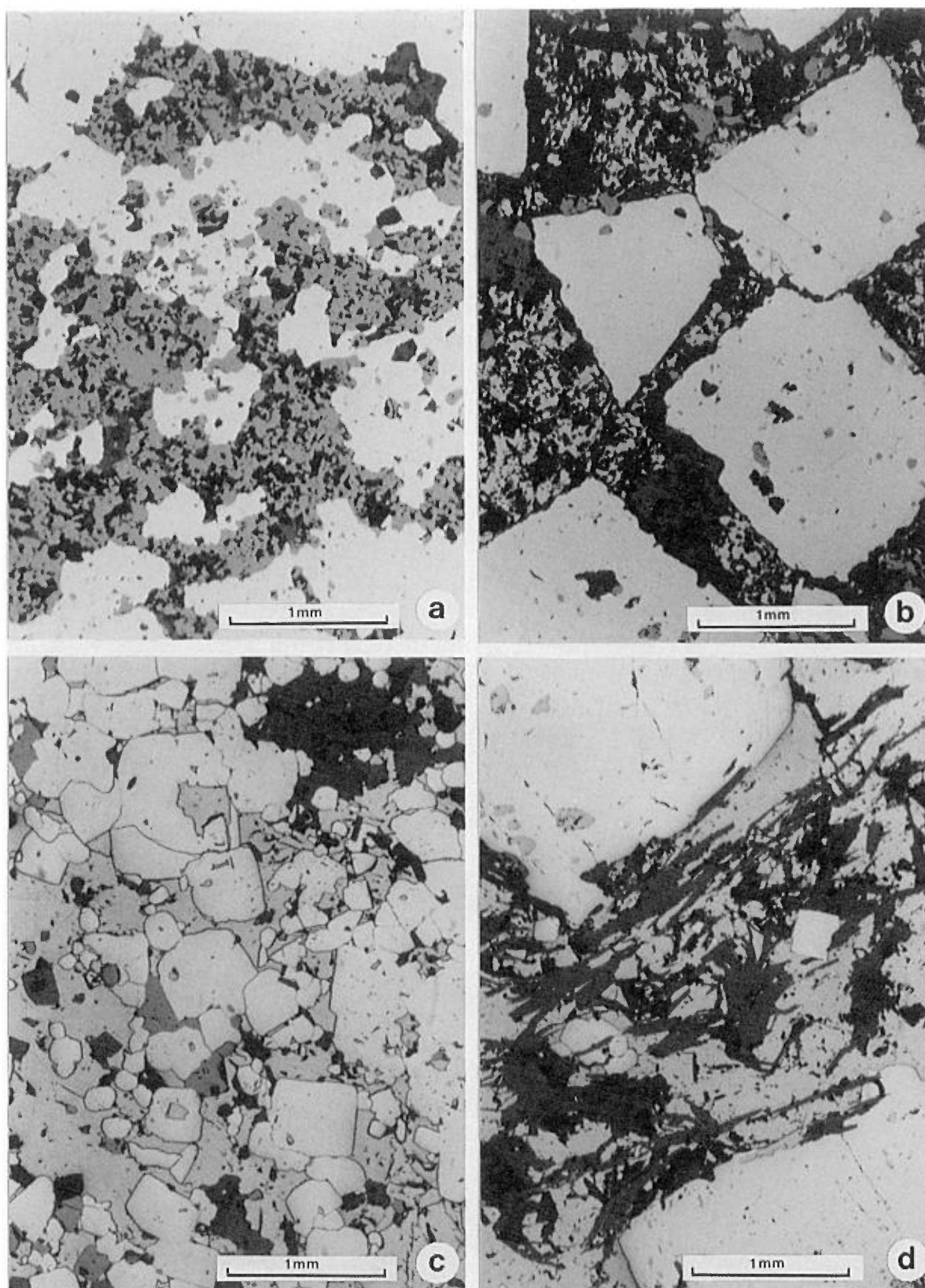


FIGURE 23 — Photomicrographies de : a) Sulfures massifs : remplacement de la pyrite par la magnétite; b) Sulfures massifs : porphyroblastes de pyrite dans la pyrrhotite massive; c) Sulfures massifs : remplacement de la pyrite et de la magnétite par de la chalcopyrite. d) Sulfures massifs : veineule de chalcopyrite associée avec de la chlorite.

arrive rarement que des veines contiennent aussi de la séricite, de la calcite et des petits grains de sphalérite. À l'occasion, une néo-cristallisation de quartz se greffe sur

la pyrite massive. Les relations microtexturales des minéraux du minerai et de la gangue sont similaires pour la pyrite ou la pyrrhotite massive. Les minéraux de gangue

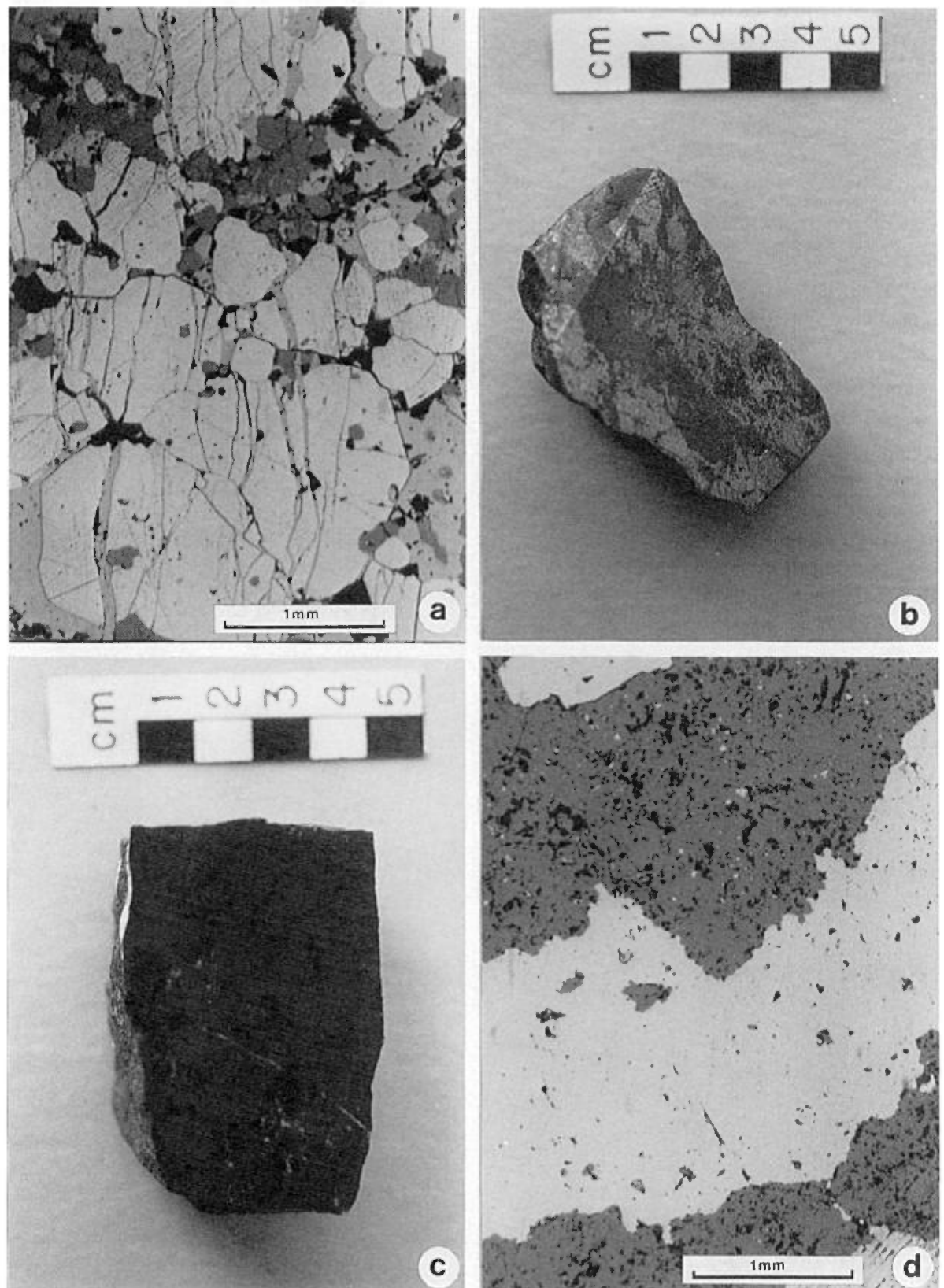


FIGURE 24 — Photomicrographies de : a) Sulfures massifs : chalcoppyrite qui recoupe et remplace des cubes de pyrite. Échantillons de : b) Sulfures massifs : rubannement irrégulier dans les sulfures massifs produit par l'alternance de pyrrhotite et chalcoppyrite. c) Magnétite massive : plages et veinules de quartz-calcite qui recourent la magnétite massive. Échantillon de : d) Sulfures massifs : veinules ou zones de magnétite qui remplacent les sulfures.

associés à la magnétite massive sont, à plusieurs égards, inhabituels (figure 24c); on les trouve dans des cavités irrégulières tapissées de calcite, de quartz et de chlorite et, par endroits, de cristaux de magnétite allongés et squelettiques. Les propriétés optiques de la chlorite sont nettement différentes de celles de la chlorite associée au minerai de sulfures de Fe massifs; le pléochroïsme est plus marqué et la biréfringence, plus élevée. La magnétite, avec ou sans chalcopryrite et pyrrhotite, est sous forme de veines grossières qui remplacent la pyrite (figure 24d).

Dans les amas de sulfures massifs, l'or se présente en petites inclusions ou petites plages dans la chalcopryrite, la pyrrhotite et la pyrite; on le trouve aussi dans des microveinules recoupant les sulfures (Price, 1933). Le contrôle minéralogique de la répartition de l'or ne peut être cependant bien établi, comme l'avait noté Price (1933): pour une vingtaine de sections polies provenant d'une intersection de cinq pieds de sulfures massifs à haute teneur en or, une seule montre un grain microscopique d'or ou de tellurures d'or. Plusieurs des échantillons contenant des grains d'or de bonne taille qu'avait utilisés Price pour documenter les associations minéralogiques de la mine provenaient de zones chloritisées hors des amas de sulfures massifs; ces zones sont maintenant complètement extraites.

MINÉRAIS DISSÉMINÉS DE LA ZONE N° 5

La minéralisation de sulfures dans la zone n° 5 se présente de diverses façons. Les variétés plus massives, généralement en grandes lentilles, sont constituées surtout de pyrite fine, monotone, avec de la sphalérite interstitielle à laquelle s'ajoute un peu de chalcopryrite. Les lentilles contiennent aussi ce qui semble être des blocs de sulfures pyriteux provenant de glissements contemporains du gisement mais, peut-être par la suite, modifiés par déformation plastique (Fisher, 1970). Une deuxième variété de minerai typique de la zone n° 5 consiste en sulfures disséminés dans une brèche rhyolitique. Les sulfures semblent combler une porosité primaire de la matrice de la brèche et remplacer le matériel volcanoclastique de la matrice et aussi, partiellement, les fragments. Même dans le minerai provenant de lentilles de sulfures massifs, on retrouve des vestiges d'une fraction volcanoclastique.

La pyrite montre habituellement une texture cataclastique; elle est souvent recristallisée (figure 22a). La sphalérite se retrouve soit dans les interstices de la gangue, soit combinée avec une quantité mineure de chalcopryrite. Elle forme aussi dans les zones de pyrite massive ou semi-massive de fines bandes subparallèles, ondulantes, millimétriques à centimétriques. Elle contient souvent de fines larmes de chalcopryrite formées par exsolution.

MINÉRALISATION AURIFÈRE

Généralités

La minéralisation aurifère à la mine Horne est toujours restée énigmatique quant à sa répartition et son

mode d'occurrence. La détermination des métallogènes est devenue difficile à cause d'un accès très restreint aux galeries de la mine et du peu de carottes disponibles, car on n'a conservé que deux pouces de carotte pour chaque intervalle de cinq pieds. La principale source d'information est fournie par les travaux de Price (1933, 1948). On trouvera plus bas une brève revue des divers modes d'occurrence déjà décrits, complétée par des observations faites à partir de nouveaux échantillons.

L'or natif à la mine Horne se retrouve dans plusieurs des constituants du minerai dont la pyrite (figure 22b), la magnétite, la pyrrhotite, la chalcopryrite (figure 25c), la chlorite et le quartz. Il est en veinules ou en grains de forme quelconque associés aux sulfures, aux tellurures et au quartz (Price, 1933). Les tellurures observés avec l'or natif sont la hessite Ag_2Te , la petzite Ag_3AuTe_2 , la sylvanite $(\text{Au}, \text{Ag})\text{Te}_4$, la krennerite $(\text{Au}, \text{Ag})\text{Te}_2$, la calavérite AuTe_2 , l'altaïte PbTe , la tétradymite $(\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S})$ et la rickardite Cu_4Te_3 . Quoique la plus grande quantité d'or récupérée provenait des amas de sulfures massifs, les plus fortes concentrations se situaient quand même dans les roches chloritisées du mur où l'or et les tellurures aurifères étaient étroitement associés à une chlorite abondante. D'autres concentrations importantes ont été retrouvées aux ou près des contacts de dykes de porphyre syénitique. À ces endroits, l'or natif et les tellurures en gros grains étaient distribués dans des veinules de quartz contenant aussi un peu de chalcopryrite, de magnétite, de sphalérite et de pyrite. En plus, quelques veinules de quartz-carbonates dans les dykes de métadiabase précoce ou tardive contenaient une minéralisation d'or appréciable.

L'or dans le minerai de fondant

La rhyolite encaissante des amas de sulfures massifs contient occasionnellement des zones aurifères très siliceuses qui ont été exploitées et utilisées comme fondant au moment de l'exploitation des niveaux supérieurs de la mine. Ce fondant contient des sulfures, soit disséminés, soit en veinules. Ces zones de fondant aurifère contenaient aussi du Cu récupérable. Il sied ici d'ajouter que la plupart des zones de fondant de la zone n° 5 n'ont jamais été exploitées.

L'or dans les veines de Remnor

Un certain nombre d'amas de minerai ont été récemment délimités près de la surface par Remnor; certains sont présentement exploités pour la silice et l'or. La minéralisation est en veines et veinules tardives de sulfures associées à une intense chloritisation et (ou) séricitisation. Elle est constituée surtout de pyrite et d'un peu de pyrrhotite, de chalcopryrite et de magnétite. L'or, associé à des tellurures, se présente en petites plages ou en veinules dans les sulfures (figure 25d) ou dans la gangue de quartz-carbonates.

La mine Quemont

L'échantillonnage souterrain à la mine Quemont n'était pas possible et aucune carotte de sondages n'a pu être

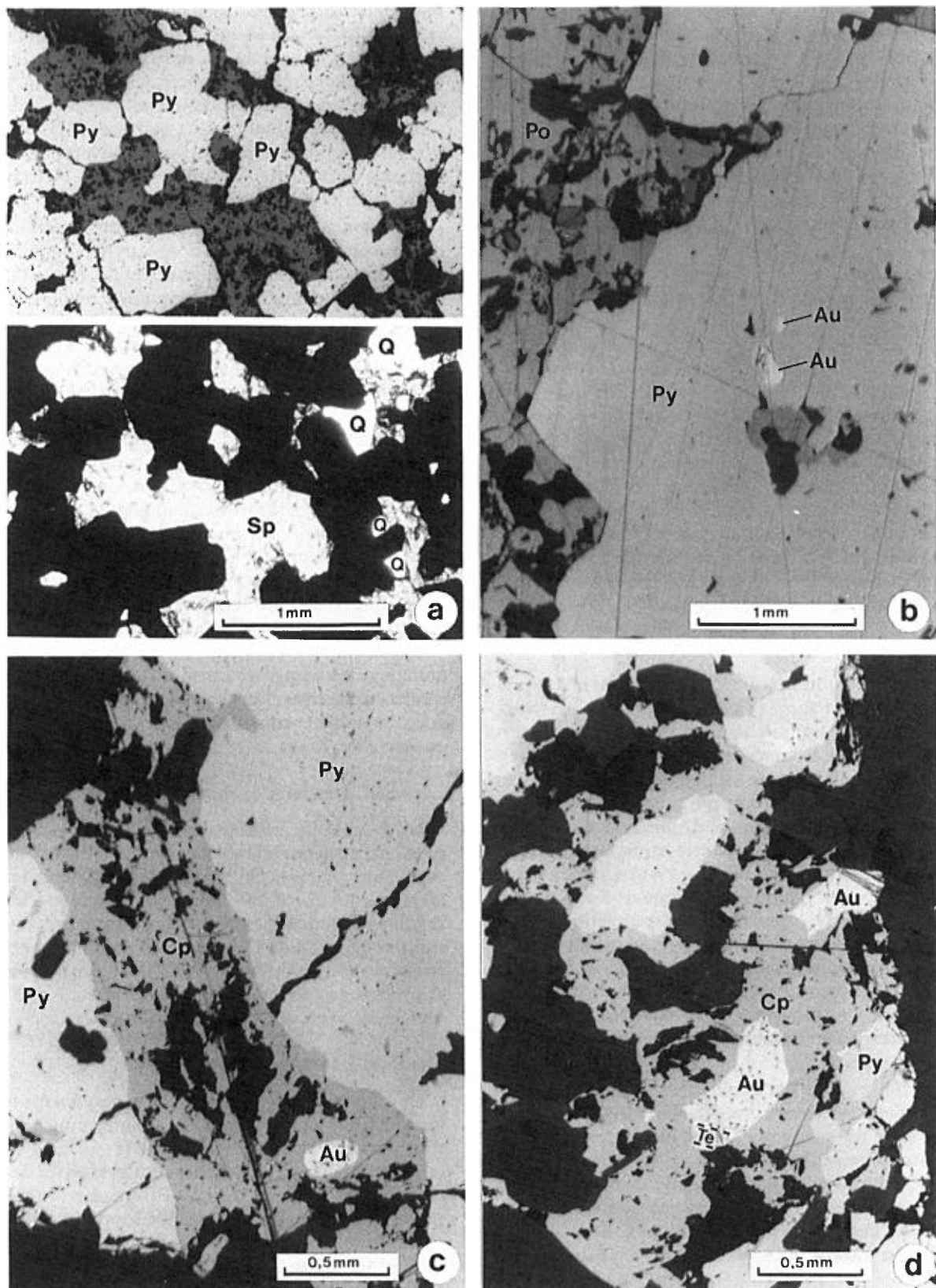


FIGURE 25 — Photomicrographies : a) Sulfures semi-massifs, zone n° 5 : minéral de pyrite (Py) et sphalérite (Sp) avec un peu de gangue (quartz, Q). Photo supérieure prise en lumière réfléchie; photo inférieure prise en lumière transmise. b) Veinule de sulfures aurifère : or natif (Au) dans la pyrite (Py). c) Veinule de sulfures aurifère : or natif (Au) dans une veinule de chalcoppyrite (Cp) qui recoupe la pyrite (Py). d) Veinule de sulfures aurifère : or natif (Au) et tellures (Te) dans la chalcoppyrite (Cp).

retracée jusqu'à maintenant. Les descriptions sommaires des roches encaissantes et des minerais de la mine qui suivent sont tirées de Riddell (1952), Taylor (1953, 1957), Campbell (1963), Ryznar *et al.*, (1967) et Weeks (1963, 1967).

ROCHES ENCAISSANTES

Rhyolite massive

Des coulées de rhyolite porphyrique ou aphyrique sont associées au gisement de Quemont. La rhyolite porphyrique, localement appelée P1, remplit souvent des fissures formées dans les brèches sous-jacentes de sorte qu'elle semble intrusive dans la brèche (Weeks, 1967). Des phénocristaux de quartz, idiomorphes à globuleux, constituent habituellement de 3 à 5 % de la roche (mode) et localement de 10 à 15 %. Le feldspath montre une altération généralisée en séricite. On trouve aussi, comme minéraux secondaires, la chlorite et les carbonates (Weeks, 1963). La rhyolite aphyrique est surtout le fait de la portion centrale de la mine, loin des zones minéralisées; c'est une roche monotone, gris foncé, à grain fin et à cassure franchement conchoïdale. L'altération est modérée; la roche est parsemée de taches blanchâtres, qui ont jusqu'à un pouce de diamètre, et ces taches sont souvent développées autour de petits grains de pyrite.

Brèche rhyolitique

La brèche rhyolitique, d'une épaisseur d'environ 60 m, repose directement sur la rhyolite aphyrique et sous-tend des coulées de rhyolite porphyrique. La dimension des fragments varie de grains microscopiques à des blocs, anguleux à subanguleux, de 0,7 à 1,0 m de diamètre (2 à 5 cm en moyenne). Vers le haut, la grosseur des fragments augmente et la brèche devient de plus en plus polygénique (Weeks, 1963). Les fragments sont à grain fin, siliceux, de blanchâtres à beiges, à gris très foncé et bordés d'un liseré de refroidissement blanchâtre. La pâte varie d'une rhyolite siliceuse non altérée à un agrégat de chlorite presque massif. La chloritisation de la pâte s'accroît graduellement vers le sommet de la brèche.

Porphyre quartzo-feldspathique

L'amas principal de porphyre quartzo-feldspathique forme, au centre de la mine, un large cône inversé. La roche est à grain fin à grossier, rosée à grise, et constituée de bâtonnets de feldspath et de globules de quartz dans une pâte quartzo-feldspathique (Weeks, 1963). Une texture granophyrique est souvent visible. L'altération en chlorite, en séricite et en carbonates varie de faible à modérée. Dans les niveaux profonds de la mine, le porphyre quartzo-feldspathique est sillonné de nombreuses veinules (< 3 cm) de quartz-carbonates minéralisées en pyrite, en chalcopryrite et en un peu de molybdénite et de sélénite. Le porphyre est aussi, par endroits, parsemé de chalcopryrite qui fait jusqu'à 1 % de la roche (mode) et localement la teneur en cuivre s'élève jusqu'à 2 % (Weeks, 1963).

Dykes de rhyolite

Des dykes de rhyolite massive à grain fin constituent les intrusions les plus communes et les plus répandues dans la mine. Les dykes sont parallèles et rapprochés dans des zones épaisses de 45 à 60 m. Ils s'étendent vers l'W depuis le porphyre quartzo-feldspathique et traversent les brèches et la rhyolite porphyrique. On en reconnaît deux générations : les plus anciens montrent à leurs marges une alternance de bandes claires et foncées et, entre les marges, une texture sphérulitique bien développée (Weeks, 1963); les plus jeunes montrent une alternance de fines bandes (< 1 mm) rougeâtres et grisâtres parallèles aux contacts (Weeks, 1963). En lame mince, ces bandes ont l'apparence de grappes de globules de quartz finement étirés, dans une pâte quartzo-feldspathique.

Parmi les autres intrusions de la mine, on compte des dykes de diorite équivalents à la métadiabase de la mine Horne et des dykes de diabase qui pourraient correspondre aux dykes N-S et E-W qui recoupent les gisements de la mine Horne.

MINERAIS

Les amas de minerai de Quemont se situent dans la partie supérieure de la brèche rhyolitique au contact de la coulée de rhyolite porphyrique (figure 4, hors texte). Les principaux types de minerai vont de sulfures massifs à sulfures disséminés dans des zones fortement chloritisées (Campbell, 1962). La pyrite et la pyrrhotite constituent environ 87 % en poids du minerai et le 13 % restant est constitué de sphalérite et de chalcopryrite (McLachlan *et al.*, 1954).

L'or et l'argent étaient en quantités récupérables. Riddell (1952) a proposé une paragenèse comprenant trois périodes principales de minéralisation : une première mise en place de pyrite accompagnée de presque toute la sphalérite aurait été suivie par une mise en place de pyrite, de pyrrhotite, de magnétite, de sphalérite et de chalcopryrite; la troisième et dernière phase aurait été la mise en place de minéralisation aurifère.

Les sulfures massifs constituent plus de la moitié du minerai récupéré à la Quemont (les sulfures disséminés ont aussi été une importante source de Cu et de Zn). Le zonage dans les amas de sulfures massifs consiste en une zone basale de chalcopryrite et de pyrrhotite et une zone sommitale où prédominent la pyrite et la sphalérite (Taylor, 1957). La sphalérite recoupe la pyrrhotite et la pyrite (Campbell, 1963). Malgré que la pyrrhotite et la pyrite étaient les principaux sulfures dans une grande portion de la mine, une partie du minerai était un mélange de sphalérite de pyrite fine et de pyrrhotite ou un mélange de chalcopryrite et de pyrite fine (Ryznar *et al.*, 1967). Par endroits, des porphyroblastes de pyrite idiomorphes, ayant jusqu'à deux pouces de diamètre, étaient dispersés dans la pyrrhotite. La magnétite se présentait en fines bandes parallèles au contact minerai-mur. La chalcopryrite formait souvent un halo autour des amas de sulfures et devenait plus épaisse le long du mur (Weeks, 1963, 1967); les plus hautes teneurs en or et en argent étaient souvent dans ces épaississements de chalcopryrite massive.

Les amas de sulfures disséminés se situaient surtout dans la brèche rhyolitique formant le mur (Weeks, 1963). Les principaux sulfures dans le mur étaient la pyrite et/ou la chalcopryrite accompagnées d'un peu de sphalérite. La minéralisation était sous la forme de veinules, de larmes et de petits renflements discontinus de sulfures massifs dans des brèches fortement chloritisées et souvent très cisailées (Weeks, 1967).

Inclusions fluides

PÉTROGRAPHIE DES INCLUSIONS FLUIDES

L'étude des inclusions fluides du gisement Horne n'a pas été sans problème. À cause du faible échantillonnage, le matériel approprié à l'étude des inclusions était plutôt rare. Seulement quelques veines de quartz et/ou de carbonates ont pu être repérées dans les carottes. En outre, l'état fragmentaire des carottes conservées ne permettait pas de spéculer sur la relation de temps entre les veines et la minéralisation. En tout, nous avons préparé pour l'analyse microthermométrie que sept lames minces/polies. Cinq de ces lames ont dû être rejetées pour une ou plusieurs des raisons suivantes : la relation de la veine à la minéralisation ne pouvait être assurée; le quartz était en grande partie recristallisé; la calcite était assombrie ou opaque; ou encore, les inclusions étaient extrêmement petites (< 5 mm). Les deux lames dans lesquelles des inclusions fluides ont pu être étudiées incluent un échantillon de magnétite massive avec des petites plages de quartz-carbonates, et un échantillon de sulfures disséminés provenant de la zone n° 5.

MICROTHERMOMÉTRIE

L'analyse microthermométrie des inclusions s'est faite avec une platine chauffante-refroidissante SGE Modèle III basée sur une conception du United States Geological Survey (Werre *et al.*, 1979; Hollister *et al.*, 1981). Les températures des divers changements de phases ont été mesurées à l'aide d'un thermocouple chrome-

alumel et enregistrées sur un indicateur de trajectoires digital. Le taux de chauffage a été maintenu sous la barre de $1^{\circ}\text{C}/\text{minute}$.

À partir de ces deux échantillons, 36 inclusions ont été analysées, toutes dans le quartz. Des températures d'homogénéisation reproductibles ont été établies pour douze inclusions aqueuses, variant de primaires à pseudo-secondaires, et à deux phases. Toutes ces inclusions sont devenues homogènes, avant la décrépitation, à l'intérieur d'une fourchette de température de 80°C à 296.5°C ; la moyenne s'établit à 168°C . La plupart sont devenues homogènes entre 120°C et 175°C . La quantité d'inclusions étudiées était toutefois insuffisante pour séparer des populations distinctes.

Les températures de fusion mesurées pour les inclusions aqueuses incluent la température du début de la fusion (température eutectique) et celle de la fusion finale de H_2O glacé. Les températures eutectiques ont été généralement difficiles à établir à cause de la petite taille des inclusions. Toutefois plusieurs lectures indiquent des températures eutectiques entre -22°C et -10°C et la moyenne s'établit à -19°C . Cette fourchette de température est sensiblement au-dessus du point eutectique stable (-20°C) et bien au-dessus du point eutectique instable (-28°C) pour une solution H_2O -NaCl. Elle convient mieux à une solution sans soluté dans la fraction liquide. La température de fusion finale de H_2O glacé varie de -9.3°C à $< 1^{\circ}\text{C}$; la moyenne s'établit à -2.7°C .

Nous avons établi les salinités des inclusions aqueuses à partir des températures de fusion finale de H_2O glace (T_m/glace) en utilisant l'équation de Potter *et al.* (1978) dans laquelle la concentration des sels dissous est donnée en % poids-équivalent NaCl. La fourchette de salinité mesurée pour les inclusions aqueuses va de 1,8 à 19,7 % poids-équivalent NaCl et la moyenne est de 5,2 % poids-équivalent NaCl. Nous n'avons pas suffisamment de données pour établir une corrélation entre la salinité et la température d'homogénéisation.

Altération des roches encaissantes

Généralités

Les roches encaissantes de la mine Horne dans le biseau structural qui les contient montrent une altération hydrothermale généralisée. Toutefois, quelques échantillons moins altérés ont pu être récupérés des carottes de sondage; ils ont servi à établir les trajectoires de fractionnement primaire et à montrer les relations des roches minéralisées à celles qui constituent la stratigraphie reconnue à l'extérieur du biseau. La reconstitution des trajectoires de fractionnement primaire permet, en outre, une évaluation plus précise de l'envergure des changements subis par les roches soumises à l'altération hydrothermale. Les roches minéralisées sont, en effet, extrêmement silicifiées et séricitisées mais la chloritisation est plus locale et son intensité, plus variable.

Un coefficient est attribué à la séricitisation de façon à pouvoir quantifier cette forme d'altération et aussi la corréler aux autres paramètres contrôlant l'altération et la minéralisation. Le degré de silicification des volcanites de la mine est établi sur une base chimique; les changements pour d'autres composantes de la roche (Ca, Na, K, Ba et Rb) sont aussi substantiels et utiles pour qualifier le degré d'altération.

Les types de chlorite dans les zones d'altération des mines Horne et Quemont ont toujours retenu l'attention des géologues miniers. Des chlorites vert foncé montrant une biréfringence anormale au «bleu de Berlin» abondent en bordure des amas de sulfures massifs. Les chlorites sont aussi utiles comme géothermomètres du processus d'altération (Cathelineau et Nieva, 1985; Kranidiotis et MacLean, 1987).

Roches les moins altérées

Les volcanites felsiques du secteur de la mine Horne comprennent des coulées aphyriques ou porphyriques (phénocristaux de quartz et de feldspath), des brèches et des tufs. La matrice des brèches montre peu de stratification et est partout altérée. Le matériel des unités tufacées varie de fragments volcaniques de dimension lapilli à des particules de cristaux de quartz et de feldspath (figure 26a); la matrice est une fine mosaïque de séricite et de quartz.

Les phénocristaux de quartz dans le faciès porphyrique sont fortement corrodés (figure 26b); ceux de feldspath sont des plagioclases albitiques, idiomorphes et partiellement ou entièrement remplacés par la séricite (figure 26c). Les coulées aphyriques et la matrice des unités porphyriques sont constituées d'un matériel très fin produit de la dévitrification du verre rhyolitique originel (figure 26d). Ce matériel trouvé dans les échantillons les moins altérés, comprend du quartz, de l'albite, de l'épidote et en quantité moindre, de la chlorite et du leuco-

xène. Dans les échantillons plus altérés, il comprend du quartz, de la séricite, et en quantité moindre, de la chlorite, de la calcite et du rutile; dans les plus altérés, la séricite devient presque l'unique constituant.

Pétrographiquement, les roches de la mine Horne sont des unités felsiques aphyriques ou porphyriques. Du point de vue chimique, leur composition primaire varie systématiquement et cette variation est appréciable malgré l'altération surimposée. Toutes les analyses chimiques des roches de la mine figurent à l'annexe 3 et les analyses d'un groupe représentatif des échantillons les moins altérés et d'échantillons plus altérés sont présentées au tableau 5. Les moins altérés se distinguent par leur teneur en Na_2O = 3 à 5 %, leur faible indice de séricitisation ($\text{K}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$), une perte au feu (LOI) de <3 % et aussi par leur composition d'éléments immobiles (c.-à-d. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Zr}$, TiO_2/Zr).

Le registre de composition des roches de la mine (diabase exclue) est illustré par des diagrammes de Harker (figure 27). La plupart des échantillons se situent dans le domaine felsique, c.-à-d. de 68 à 85 % SiO_2 . De ce groupe, les échantillons les moins ou modérément altérés se retrouvent dans un registre encore plus étroit, entre 68 et 79 % SiO_2 , indiquant ainsi une série magmatique continue allant de la rhyodacite à la rhyolite. Ces échantillons, combinés avec les quelques rares exemples disponibles de compositions intermédiaire et mafique indiquent de vagues trajectoires de fractionnement. Les éléments Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, P et Sr montrent des trajectoires normales d'appauvrissement parallèlement à l'accroissement de SiO_2 tandis que les éléments moins compatibles K, Rb, Ba, Y, Zr et Nb montrent des enrichissements modérés à forts. Il faut ici noter le pourcentage de K_2O des échantillons les moins altérés se situe en deçà de 0,5 %.

L'altération a occasionné dans les volcanites de la mine Horne une dispersion de la plupart des éléments, soit un enrichissement en Si, Fe, K, Rb et Ba dans certains échantillons, soit un appauvrissement en Ca, Na et Si dans d'autres. Na et Ca ont été totalement lessivés dans les roches très altérées tandis que K a été introduit en grande quantité entraînant de ce fait une séricitisation généralisée. Une quantité significative de Si a aussi été ajoutée (figure 27). Nous avons dû compléter les analyses de quelques échantillons les moins altérés par d'autres analyses provenant de volcanites relativement fraîches échantillonnées ailleurs dans la zone abitibienne centrale et aussi par les données de Ujike et Goodwin (1987). Comme il a été déjà mentionné au chapitre sur la stratigraphie et la structure, les séries volcaniques de la région comptent deux suites: tholéiitique et calco-alcaline. En se basant sur la géochimie des basaltes situés au N de la faille de Horne Creek, Gélinas *et al.* (1984) ont inclus les volcanites de Horne et Quemont dans la série calco-

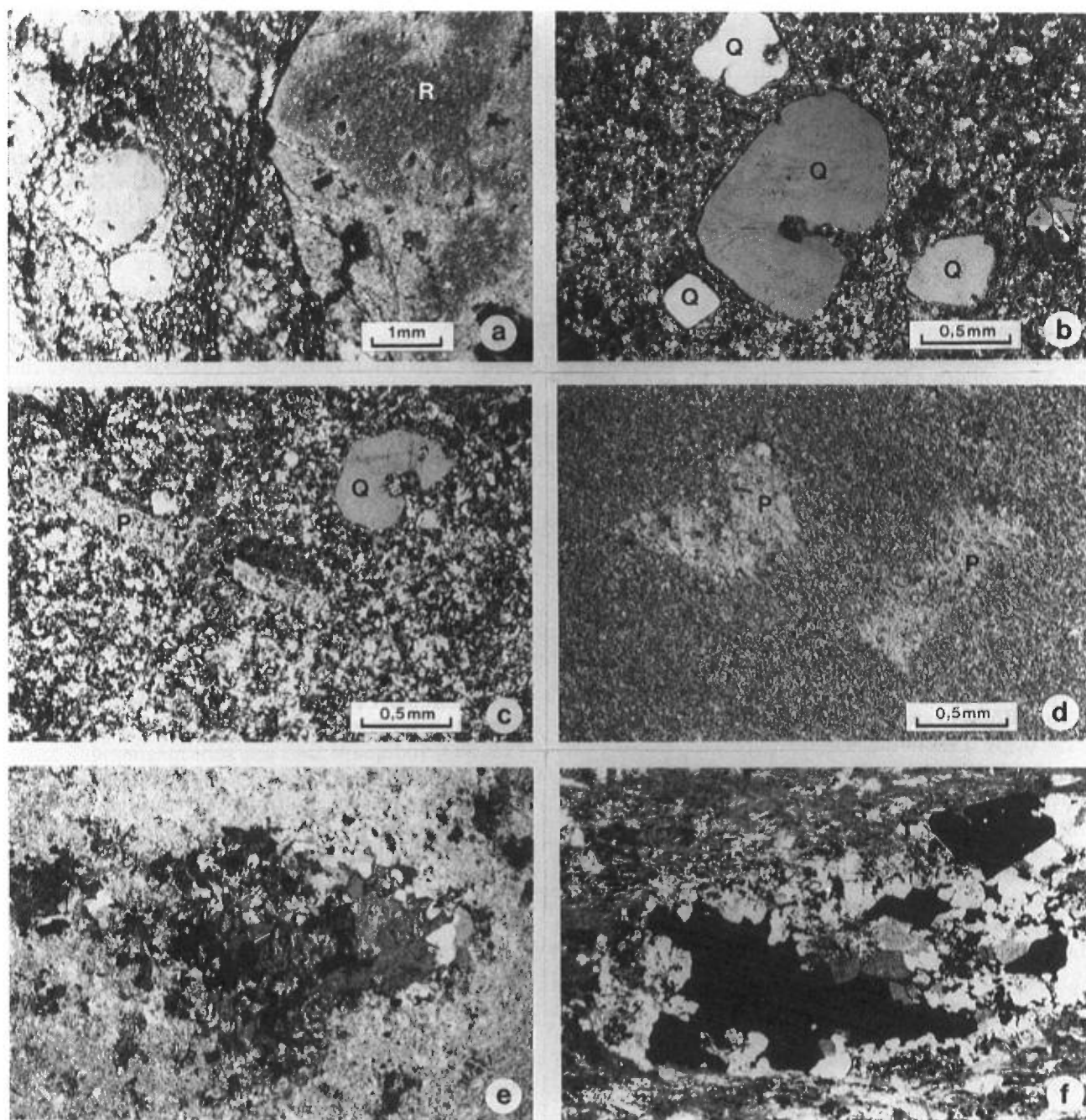


FIGURE 26 — Photomicrographies : a) Tuf à lapillis : fragments de rhyolite (R) et de cristaux de quartz et de plagioclase dans une matrice sériciteuse à grain fin (lumière naturelle). b) Rhyolite porphyrique (la moins altérée); phénocristaux de quartz corrodé (Q) dans une matrice de quartz, d'albite, d'épidote de séricite et de chlorite (nicols croisés). c) Rhyolite porphyrique quartzo-feldspathique (la moins altérée); phénocristaux de quartz corrodés (Q) et de plagioclase (P) partiellement séricitisés dans une matrice à grain fin (nicols croisés). d) Rhyolite porphyrique altérée; phénocristaux de plagioclase (P) totalement séricitisés dans une matrice de rhyolite séricitisée (nicols croisés).

alcaline de Dufault. Toutefois, Ujike et Goodwin (1987) ont subdivisé les roches felsiques de la série de Dufault en groupes calco-alcalins et tholéitiques à partir de diagrammes AFM et de Jensen, et des rapports $(La/Yb)_n$.

Comme certains constituants reportés dans les diagrammes AFM et ceux de Jensen sont mobiles au cours de l'altération et que les rapports $(La/Yb)_n$ ne montrent que des registres étroits se recouvrant partiellement, un recours à d'autres discriminants s'impose pour caracté-

riser la séquence de roches altérées de la mine. À cet effet, nous avons utilisé les relations TiO_2-Zr et Al_2O_3-Zr (figure 28). Ces constituants reconnus pour leur grande immobilité au cours des échanges roches-fluides (MacLean et Kranidiotis, 1987) ont l'avantage de montrer des trajectoires de fractionnement igné distinctes. Dans les deux diagrammes binaires, suivant les données de Ujike et Goodwin (1987) et les nôtres, deux trajectoires de fractionnement désignées «tholéitique» et «calco-alcaline»

TABLEAU 5 — Résultats d'analyses chimiques représentatives de volcanites peu à très altérées de la mine Horne

Échantillon	N87-8 FA	N9747 MO	N9763 MO	N9728 MO	N87-2 FO	N87-5 FO	N87-12 FO	N87-28 FO
(% du poids)								
SiO ₂	75,39	79,30	76,09	68,72	71,58	78,80	78,79	75,09
TiO ₂	0,25	0,15	0,29	0,26	0,31	0,33	0,32	0,26
Al ₂ O ₃	11,57	10,15	13,06	17,60	12,48	12,07	12,32	11,05
Fe ₂ O ₃	6,49	4,85	2,44	3,96	12,03	4,89	4,47	8,77
MnO	0,17	0,08	0,03	0,04	0,02	0,00	0,09	0,03
MgO	1,34	0,79	0,50	1,23	0,36	0,15	0,15	2,93
CaO	0,24	0,76	1,59	0,76	0,00	0,06	0,26	0,03
Na ₂ O	4,39	3,25	4,12	4,82	0,31	0,13	0,26	0,00
K ₂ O	0,11	0,65	1,86	2,57	2,89	3,54	3,29	1,81
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,06	0,03
Total	99,99	100,00	100,02	99,99	100,00	99,99	100,01	100,00
(ppm)								
Ba	46				630		487	406
Rb	5	16	51	62	55	63	63	41
Sr	58	51	34	99	46	41	39	15
Y	56	27	48	45	31	29	22	34
Zr	216	154	301	263	161	163	161	186
Nb	15	6	9	30	13	12	13	17
K ₂ O/(Na ₂ O + K ₂ O)	0,02	0,17	0,31	0,35	0,90	0,96	0,93	1,00

FA = altération faible; MO = altération modérée; FO = altération forte.

N87-8 : rhyolite, affleurement de Quemont.

N9747 : rhyolite, carotte de sondage.

N9763 : rhyolite, carotte de sondage.

N9728 : rhyodacite, carotte de sondage.

N87-2 : tuf à lapillis rhyolitique, zone aurifère de Remnor.

N87-5 : rhyolite aphanitique, zone aurifère de Remnor.

N87-12 : rhyolite aphanitique, affleurement de Remnor.

N87-28 : rhyolite chloritisée, carotte de sondage, zone sous-jacente à l'amas H.

Dosages par SRX (Spectrométrie des rayons X).

apparaissent. La dernière, similaire à celle d'à peu près toutes les roches calco-alcalines, provient des échantillons plus riches en Al₂O₃; les échantillons des deux trajectoires montrent des signes d'enrichissement en TiO₂ et Fe (non montrés). Les trajectoires du diagramme TiO₂/Zr (figure 28A) sont plus clairement séparées et les données moins éparées que pour le diagramme Al₂O₃/Zr; nous attribuons cela aux phénocristaux de plagioclase des faciès porphyriques. Les échantillons les moins altérés de la mine sont ceux des trajectoires «tholéiitiques» des deux diagrammes; la plupart des échantillons altérés se situent près de ces trajectoires dans le diagramme TiO₂/Zr.

Les diagrammes ETR (éléments de terres rares) pour les échantillons les moins à modérément altérés montrent des valeurs (La/Yb)_n se situant entre 1,3 et 2,8 (figure 29; tableau 6) c'est-à-dire, un registre typique des volcanites felsiques tholéiitiques. La rhyolite de Quemont Hill est plus différenciée; elle contient plus de ETR et autres éléments incompatibles. La plupart des échantillons exhibent une anomalie Eu négative prononcée, typique des roches felsiques, ce qui implique un fractionnement du plagioclase. Les registres de concentration des ETR et les rapports (La/Yb)_n des échantillons de la mine sont semblables à ceux rapportés par Ujike et Goodwin (1987; figure 29). Pour les échantillons «tholéiitiques» et «calco-alcalins» de Ujike et Goodwin, la presque coïncidence des ratios (La/Yb)_n suggère que les ETR des deux groupes sont peut-être génétiquement reliés.

Dans l'ensemble, les résultats analytiques provenant des échantillons les moins altérés suggèrent que les volcanites du biseau des mines Horne et Quemont représentent une série tholéiitique à faible teneur en K. Les roches felsiques de ces mines constituent, avec les rhyolites de Quemont Hill et d'ailleurs, une série continue chimiquement. Les unités felsiques calco-alcalines de ces secteurs indiquent un lien génétique étroit avec les suites tholéiitiques.

Roches altérées

La dispersion visible à la figure 27 relève des effets combinés de l'abondance de phénocristaux, de la mobilité des éléments et des échanges de masse résultant de l'altération. Les diagrammes permettent de qualifier l'envergure des changements reliés à l'altération. L'enrichissement en SiO₂ de plusieurs échantillons altérés provient de la silicification; l'enrichissement en Fe dépend de la pyritisation et celui en K, Rb et Ba doit être attribué à la séricitisation; l'appauvrissement marqué en Na et Ca est probablement le résultat de la séricitisation du plagioclase ou d'un constituant équivalent appartenant au verre rhyolitique originel; l'appauvrissement en Mg, Mn et Sr est resté modéré au cours de l'altération.

SÉRICITISATION

La séricite est présente partout dans les roches altérées. De fines mosaïques de séricite - quartz - albite - épidote - chlorite ou séricite - quartz - albite, ou séricite -

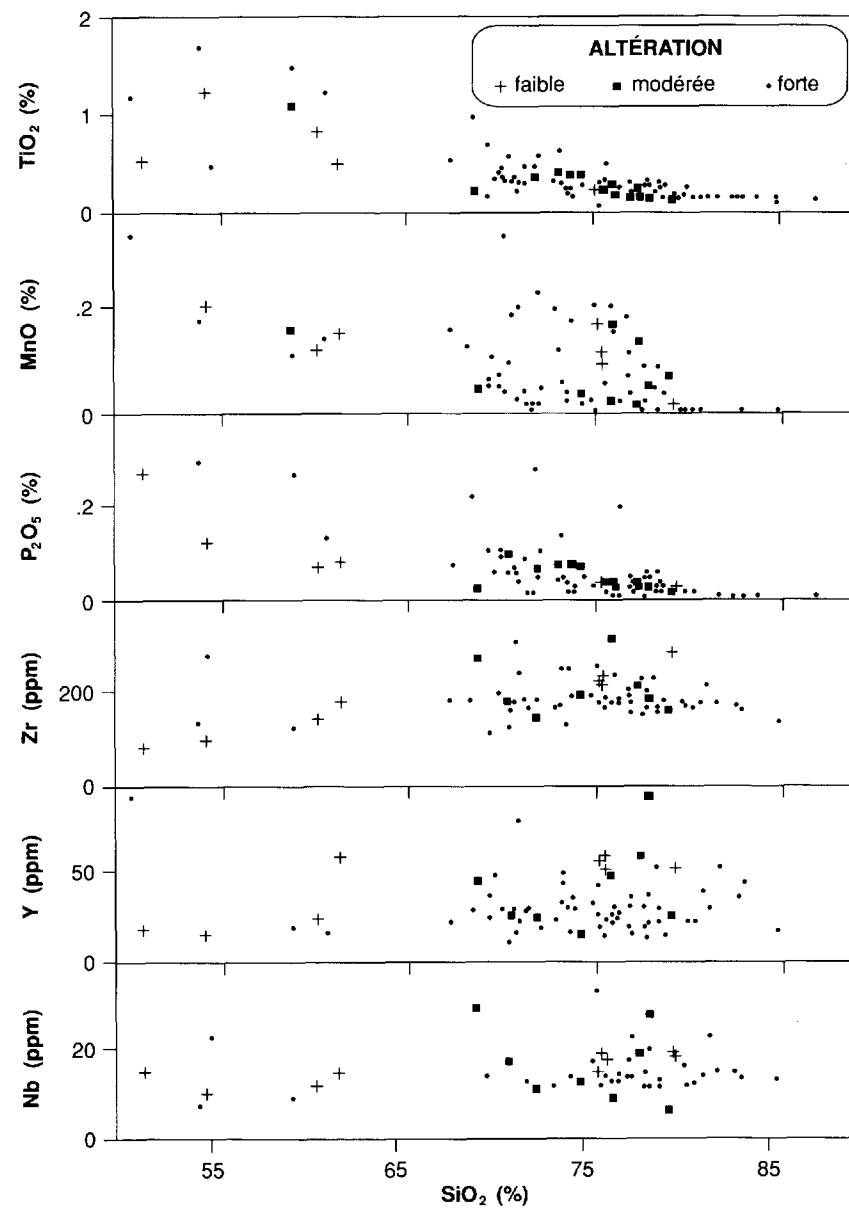
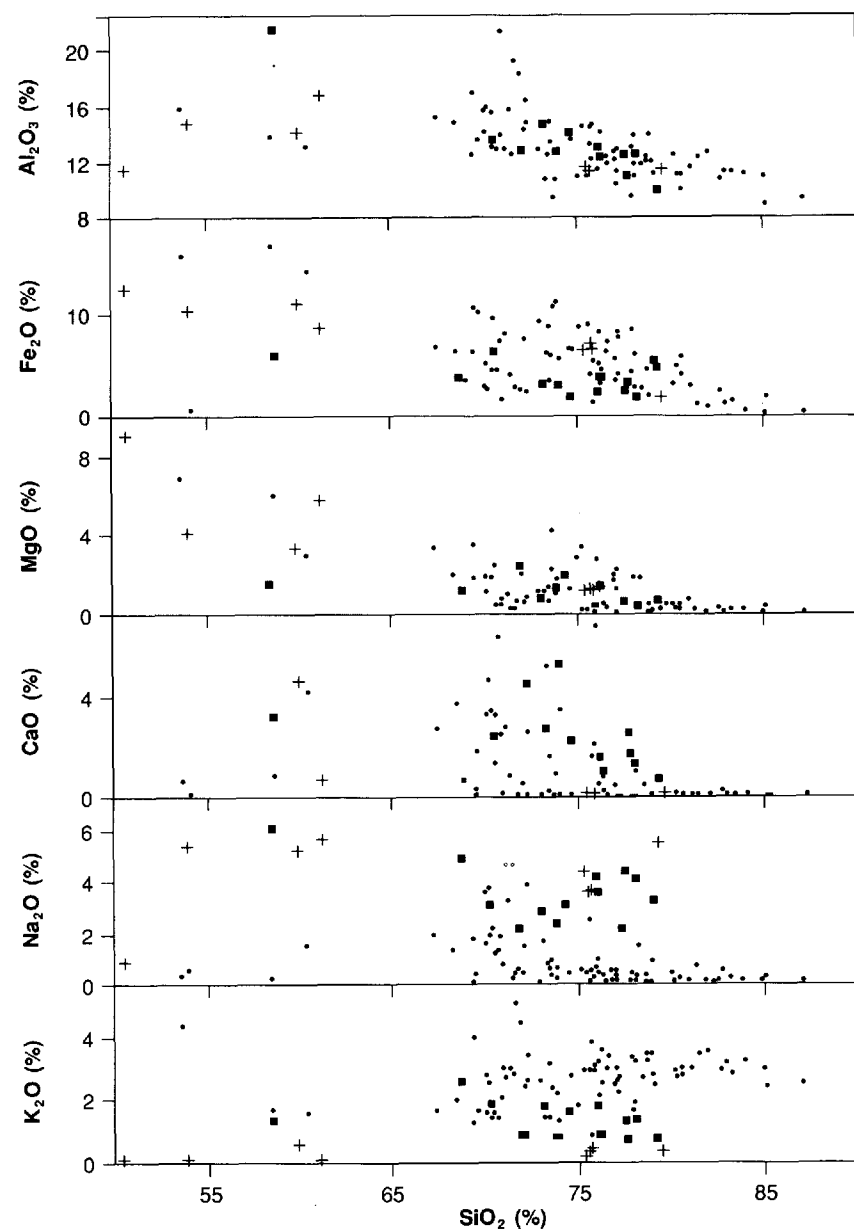


FIGURE 27 — Diagrammes de type Harker pour les volcanites de la mine Horne.

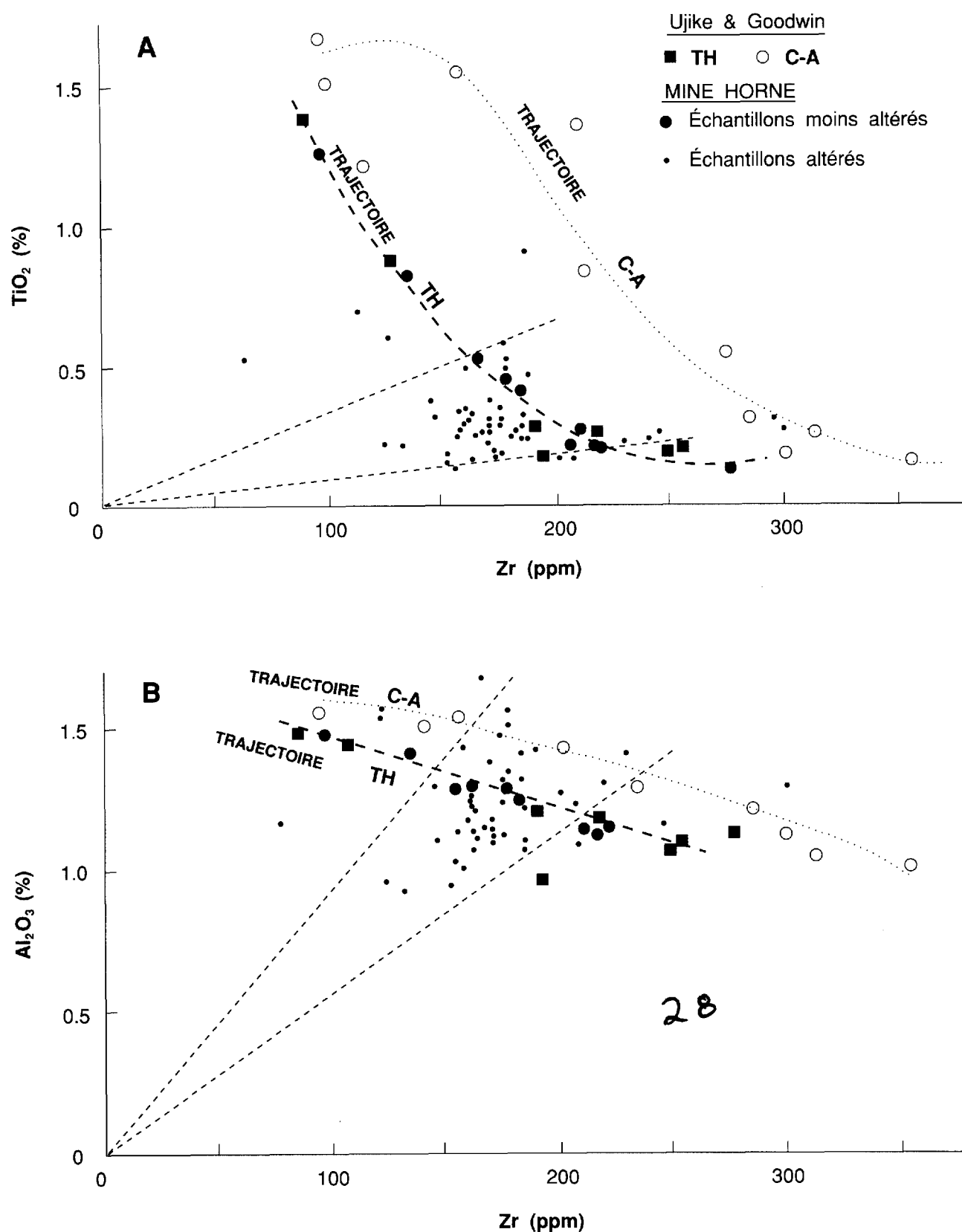


FIGURE 28 — Diagrammes d'éléments immobiles : A) TiO_2 c. Zr; B) Al_2O_3 c. Zr. Les trajectoires tholéiitique (TH) et calco-alcaline (C-A) sont tirées des échantillons les moins altérés. Les deux lignes finement pointillées déterminent les limites pour la plupart des échantillons altérés. Les éléments immobiles sont dilués dans les échantillons ayant subi une addition de masse, comme dans la silicification, et ils se situent plus près de l'origine du diagramme. Dans les échantillons qui ont subi une perte de masse, les éléments immobiles sont concentrés et ils se retrouvent au-delà des roches les moins altérées.

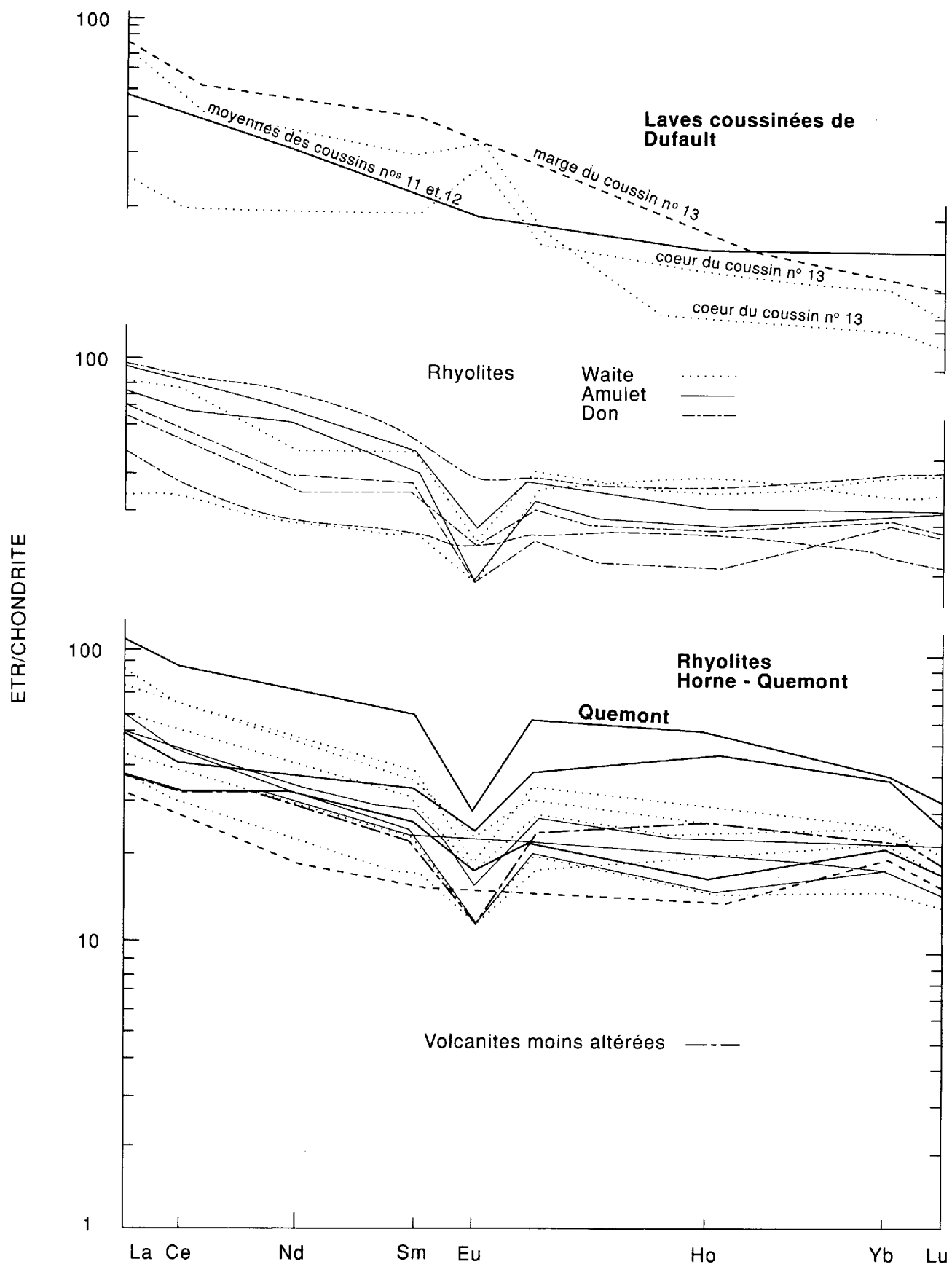


FIGURE 29 — Profils des éléments de terres rares (ETR) dans les volcanites de la région de Noranda. Dans le diagramme du bas, les trois lignes pleines représentent les roches les moins altérées; les autres profils concernent les roches altérées de la mine Horne (le seul échantillon de la mine Quemont est représenté dans le profil le plus haut du diagramme). Les profils pour les rhyolites de Waite (C-A) d'Amulet (C-A) et de Don (TH) proviennent de Ujike et Goodwin (1987) et ceux pour les laves coussinées de Dufault (C-A) sont tirés de Ludden *et al.* (1982). Les laves tholéitiques et calco-alcalines de la région de Noranda ne montrent pas de distinction claire par leur ETR.

TABEAU 6 — Résultats d'analyses de volcanites pour les éléments de terres rares et en traces près de la mine Horne

	5702	5704	5707	5708	5709	5710	5713	5714	5716	5719	5725	5734	5737	5738	5773	5775	Limites
	(ppm)																
La	25,8	7,8	14,6	14,6	13,5	13,5	12,4	8,8	13,5	19,1	10,8	10,9	21,3	8,9	11,2	11	0,5
Ce	55	17	28	31	29	28	26	21	30	40	24	22	41	18	26	24	2
Nd	34	9	15	19	16	16	17	15	18	24	15	14	22	10	16	14	2
Sm	9,1	2,5	3,7	4,7	4,4	4	5,2	4	4,7	6	3,6	3,4	5,7	2,7	4,6	3,5	0,05
Eu	1,7	0,89	0,65	1	0,92	1,1	1,4	1	1	1,1	1,3	0,71	1,3	0,71	0,86	0,66	0,1
Tb	1,7	0,5	0,64	0,74	0,87	0,73	1,7	0,7	0,87	0,99	0,63	0,84	0,92	0,58	0,78	0,63	0,1
Ho	3	0,8	0,9	1,3	1,3	1	2,6	1	1,3	1,7	1,1	1,5	1,5	1,1	1,2	0,9	0,5
Tm	1,9	1	0,9	1,2	1,2	1,1	1,8	1,2	1,2	1,3	1,2	1,2	1,2	1,1	1,2	1	0,2
Yb	6,2	3,3	3	4,2	3,9	3,6	6,2	3,5	4,4	4,4	3,1	4	3,7	3,7	3,4	2,7	0,2
Lu	0,78	0,43	0,39	0,48	0,56	0,47	0,64	0,46	0,54	0,55	0,39	0,53	0,44	0,44	0,47	0,37	0,05
La/Yb	4,16	2,36	4,87	3,48	3,46	3,75	2,00	2,51	3,07	4,34	3,48	2,73	5,76	2,41	3,29	4,07	2,50
Cs	< 0,2	1,1	1,2	1	0,6	0,7	< 0,2	1,1	1,4	0,8	1,1	1	1,2	1,2	0,9	0,9	0,2
Hf	5,9	4,1	3,7	4,2	4,6	4,2	4,3	3,3	4,9	4,4	3,6	4,6	3,9	4,4	3,8	3,3	0,2
Sc	13	11	9,6	10	7,7	10	17	35	13	8,8	9,8	9,1	7,9	13	8,8	10	0,05
Ta	2,6	1,9	1,6	2	2,9	1,9	1,4	1,3	2	1,3	2,5	3,5	4,4	2,2	4,3	6,1	0,1
Th	2,6	2,2	1,9	2,2	2,6	2,3	2,5	1,3	2,8	2,4	2	2,4	2,1	2,2	1,8	1,7	0,2
U	< 0,5	0,6	< 0,5	< 0,5	1,2	< 0,5	1,7	< 0,5	0,7	< 0,5	0,7	< 0,5	0,8	0,7	< 0,5	1	0,5

Éléments des terres rares normalisés au niveau de la chondrite

	5702	5704	5707	5708	5709	5710	5713	5714	5716	5719	5725	5734	5737	5738	5773	5775
La	105,0	31,8	59,6	59,6	55,1	55,1	50,6	5,9	55,1	78,0	44,1	44,5	86,9	36,3	45,7	44,9
Ce	3	26,6	43,9	48,6	45,5	43,9	40,8	32,9	47,0	62,7	37,6	34,5	64,3	28,2	40,8	37,6
Nd	86,2	19,0	31,6	40,1	33,8	33,8	35,9	31,6	38,0	50,6	31,6	29,5	46,4	21,1	33,8	29,5
Sm	71,7	16,2	24,0	30,5	28,6	26,0	33,8	26,0	30,5	39,0	23,4	22,1	37,0	17,5	29,9	22,7
Eu	59,1	15,3	11,2	17,2	15,9	19,0	24,1	17,2	17,2	19,0	22,4	12,2	22,4	12,2	14,8	11,4
Tb	29,3	2,0	2,5	2,9	3,4	2,9	6,7	2,8	3,4	3,9	2,5	3,3	3,6	2,3	3,1	2,5
Ho	6,7	14,1	15,9	22,9	22,9	17,6	45,9	17,6	22,9	30,0	19,4	26,5	26,5	19,4	21,2	15,9
Tm	52,9	39,1	35,2	46,9	46,9	43,0	70,3	46,9	46,9	50,8	46,9	46,9	46,9	43,0	46,9	39,1
Yb	74,2	20,0	18,2	25,5	23,6	21,8	37,6	21,2	26,7	26,7	18,8	24,2	22,4	22,4	20,6	16,4
Lu	37,6	16,9	15,4	18,9	22,0	18,5	25,2	18,1	21,3	21,7	15,4	20,9	17,3	17,3	18,5	14,6

quartz caractérisent la rhyolite aphyrique ou la matrice des porphyres felsiques. Dans cette dernière, la séricite remplace les phénocristaux de plagioclase (figure 26d). La séricite est aussi très abondante dans les unités tufières et dans la matrice de la plupart des brèches pyroclastiques; elle apparaît aussi en gros grains dans les veinules et les amygdales, accompagnée de quartz, d'épidote, de sulfures et de chlorite (figure 26e). Les roches séricitisées contiennent généralement de la pyrite en veinules ou finement disséminée. La séricitisation comporte un accroissement de K_2O de 0,5 à 4 %, contrebalancé par une réduction de Na_2O et CaO ; Rb et Ba augmentent aussi tandis que Sr décroît conformément à leurs affinités géochimiques respectives avec K et Ca.

INDICE DE SÉRICITISATION

Nous considérons que le paramètre $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ utilisé par Hughes (1972) pour détecter la spilitisation dans les laves basaltiques est un indice valable de la séricitisation (SI) étant donné que c'est une mesure du remplacement de Na par K dans le constituant plagioclase. Pour les roches de la mine Horne les valeurs de SI varient de presque nulles, pour les moins altérées, à 1,0 pour les plus altérées.

La figure 30 montre la répartition de Ba, Rb, CaO, Sr, SiO_2 et MgO en fonction de SI; Ba s'accroît constamment de 50 à 600 ppm alors que Rb augmente au début jusqu'à 60 ppm (SI=0,35), pour se stabiliser malgré la séricitisation progressive. La figure 31 montre l'enrichissement en Ba et Rb avec K_2O et le changement du taux d'enrichissement de Rb. CaO s'accroît faiblement mais constamment avec SI dans les échantillons les moins à modérément altérés et ceci correspond à un accroissement parallèle de la quantité d'épidote et de calcite. Cependant, dans les faciès très altérés, CaO disparaît complètement (figure 27). La répartition de Sr suit celle de Ca mais de façon moins évidente. Les constituants du plagioclase sont totalement séricitisés quand SI atteint environ 0,9 et le Na restant est incorporé à la séricite.

Plusieurs échantillons très séricitisés sont fortement appauvris en MgO. L'appauvrissement en FeO est graduel jusqu'à SI = 0,4 (non montré) après quoi survient un faible enrichissement probablement attribuable à la pyritisation; MgO et FeO s'incorporent plus ou moins isochimiquement dans la chlorite pendant une hydratation initiale. La séricitisation du plagioclase semble se produire plus lentement suivant la teneur en K du fluide et le rapport eau/roche. Dans les faciès très altérés, cette chlorite précoce est transformée en séricite.

SILICIFICATION

L'enrichissement en silice se manifeste par la formation de veinules de quartz à grain fin, le remplissage des amygdales et autre ouvertures et la production de couches cherteuses dans le tuf et la brèche. Certaines veinules pyriteuses du minerai aurifère de Remnor et d'autres veinules, situées sous les amas de sulfures massifs, contiennent aussi du quartz. D'autres veines, par contre,

n'en contiennent pas. Le quartz, en réalité, n'apparaît ni en veines épaisses, stockwerks ou remplacements ni en amas de formes quelconques, malgré une silicification généralisée des roches de la mine. D'après Price (1933, p. 127) la silicification est aussi prononcée à 600 m de distance des amas que dans leur voisinage immédiat. Il mentionne que l'altération la plus poussée se situait entre les amas H supérieur et inférieur où les brèches et les tufs rhyolitiques étaient presque complètement blanchis et les fragments presque entièrement oblitérés (Price 1933, p. 167).

Les échantillons d'indices SI élevés sont légèrement enrichis en SiO_2 (figure 30), ce qu'on peut attribuer principalement à une silicification accompagnant la séricitisation. L'excès de SiO_2 montré par ces échantillons comparativement à leurs précurseurs peu altérés est bien mis en évidence dans le diagramme SiO_2 -Zr (figure 32). Nous présumons que les phénocristaux de quartz n'interviennent pas dans cette relation.

CHLORITISATION

Les volcanites des mines Horne et Quemont ne sont généralement que faiblement chloritisées. Les grandes zones ou cheminées d'altération typiques de plusieurs gisements de sulfures massifs sont ici absentes malgré que l'on observe plusieurs secteurs de chloritisation intense (Price, 1948; Hodge, 1967). Une rhyolite fortement chloritisée est sillonnée de veinules riches en chlorite et chalcopryrite au mur de l'amas H. La chlorite des veinules est d'un vert sombre et la rhyolite du mur est grise et séricitisée. Price (1933, p. 138) avait noté que la chloritisation était particulièrement poussée au contact sud de l'amas H supérieur où les fragments de la brèche rhyolitique étaient entièrement remplacés par des amas de chlorite. De petits amas de formes quelconques ont été observés aussi à plusieurs endroits du mur le plus élevé, au 17^e niveau, immédiatement sous le mince horizon de magnétite qui souligne, ici et là, la base des amas de sulfures massifs.

Dans les faciès les moins à modérément altérés, la chlorite n'est qu'un constituant mineur de la séquence quartz-albite-épidote-séricite-chlorite. Dans les veinules des minerais de sulfures massifs et de ceux de Remnor, la chlorite s'intègre aux séquences quartz-chlorite-séricite-épidote, quartz-chlorite-séricite-pyrite, quartz-chlorite-pyrite et finalement chlorite-pyrite. À Remnor, la séquence chlorite-pyrite des veines est aussi aurifère; on trouve aussi de la magnétite et, en traces, de la chalcopryrite et de la sphalérite pauvre en Fe (< 1 % mole FeS).

Plusieurs minéraux d'altération ont été analysés au microscope électronique (annexes 4 et 5) en vue de déceler des changements de composition propres à une séquence particulière ou reliés à la proximité du minerai. Un diagramme Hey de la composition des chlorites (figure 33) montre une grande variation de Mg et Fe à l'intérieur des domaines de la ripidolite, de la pycnochlorite, de la brunsvigite et de la daphnite. La même variation est aussi apparente à la figure 34 qui relie la composition de la chlorite à la proximité du minerai. La chlorite magné-

Alcalis des volcanites de la mine Horne, Noranda

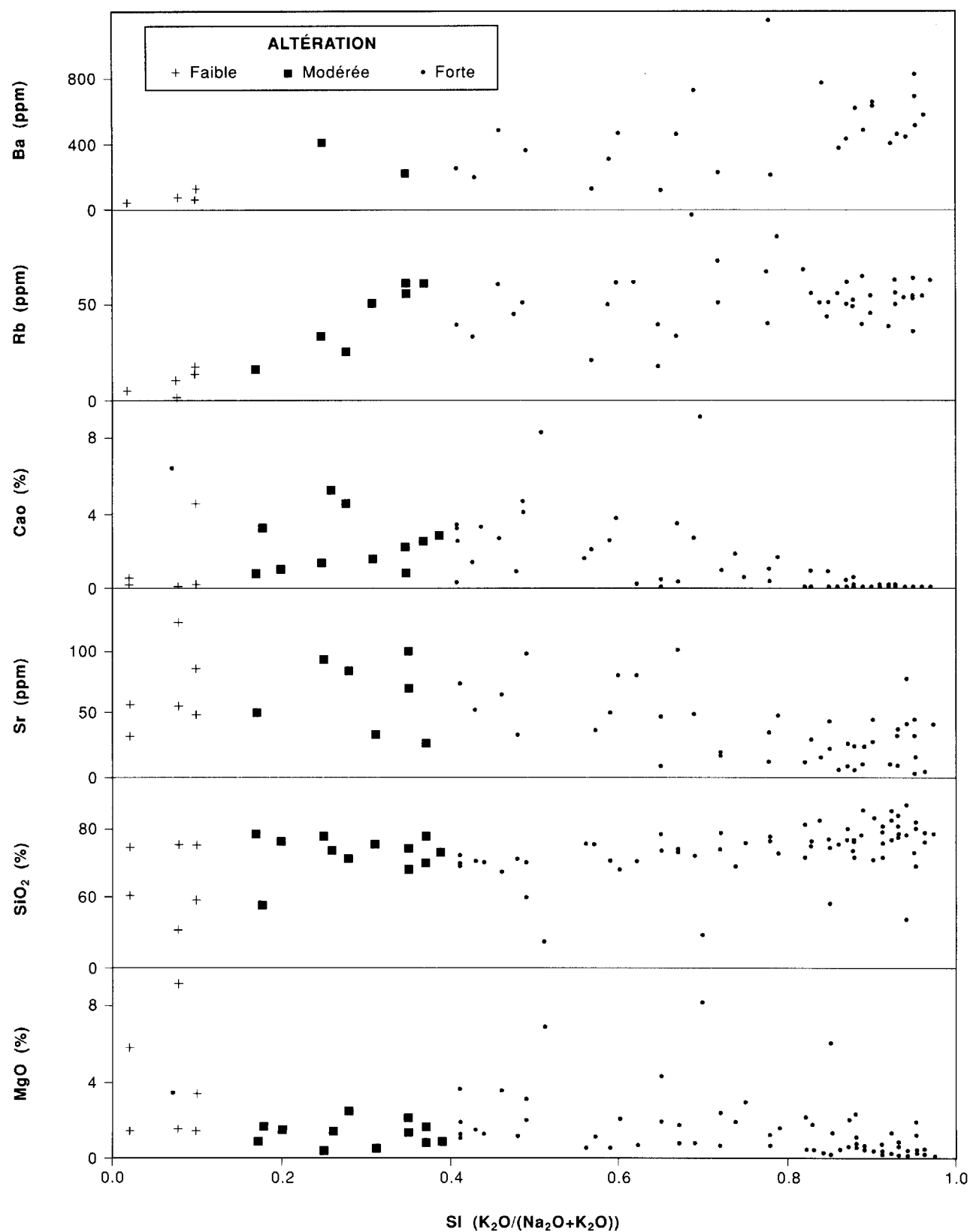


FIGURE 30 — Diagrammes montrant les résultats d'analyse d'éléments choisis contre l'indice de séricitisation SI.

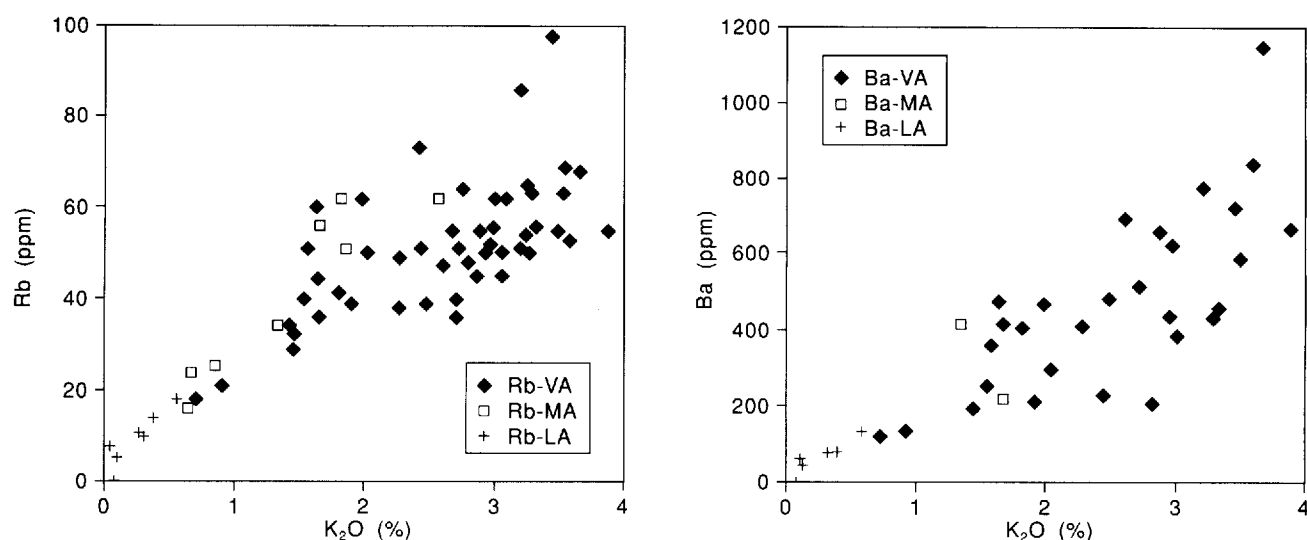


FIGURE 31 — Diagrammes binaires de Rb et Ba c. K_2O . L'enrichissement de ces éléments est fonction de l'altération. À noter l'aplatissement de la pente de Rb- K_2O à K_2O à environ 1,5 % K_2O . LA = le moins altéré, MA = modérément altéré, VA = bien altéré.

sienne est propre aux roches les moins ou modérément altérées situées sous ou au voisinage immédiat de la zone n° 5. En contraste, la chlorite ferrifère qui montre la biréfringence anormale au «bleu de Berlin» est associée aux amas H et aux zones sulfurées de Remnor. Cependant, aucune différence de composition de la chlorite ne distingue les amas H des zones de Remnor.

Les séquences chloriteuses de minéraux d'altération sont montrées aux figures 34 et 35; toutes ces séquences contiennent des minéraux alumineux, comme la séricite, l'albite et l'épidote. Ces chlorites se situent donc à la limite de saturation en Al du domaine de la solution solide de la chlorite (Kranidiotis et MacLean, 1987). Les lignes relient la chlorite et la séricite phengitique avec des valeurs de $Fe/(Fe + Mg)$ similaires (figure 31). L'association de chlorites et de séricites toutes les deux riches en Fe démontre une intercroissance de ces minéraux en condition d'équilibre. La faible corrélation entre le Fe de la chlorite et celui de l'épidote indique que d'autres facteurs, dont l'état d'oxydation de Fe (Fe^{+3} dans l'épidote et Fe^{+2} surtout dans la chlorite), sont intervenus. Certaines chlorites contiennent beaucoup de Mn et Zn (jusqu'à 2,46 % poids MnO et 0,20 % poids ZnO, dans l'échantillon N87-12, annexe 4).

GÉOTHERMOMÉTRIE DE LA CHLORITE

L'étendue du registre des valeurs de Si-Al^{IV} aux figures 33 et 34 est remarquable et pourrait signifier un registre de substitution Al-Si dans les chlorites saturées en Al. Ce registre, illustré dans le diagramme Si-Al-(Mg, Fe) de la figure 36, est projeté sur la ligne de composition de la chlorite pour montrer la similarité des échanges Si-Al^{IV} dans les chlorites et les séricites. Une partie du registre Si-Al^{IV} de la chlorite, à la figure 33, est une fonction de la solution Fe-Mg, étant donné que la limite du domaine de la chlorite s'incline vers des valeurs de Al^{IV} plus faibles pour les chlorites magnésiennes (Kranidiotis et MacLean, 1987).

Les changements nets en Si-Al aux figures 33 à 35 dépendent de la température alors que les changements en Mg-Fe sont essentiellement fonction de la composition globale (Cathelineau et Nieva 1985; Kranidiotis et MacLean, 1987). Les contenus nets de Al^{IV} s'obtiennent en corrigeant les analyses pour leurs faible dépendance de Fe-Mg le long de la pente du domaine de la chlorite, en utilisant la valeur $Fe/(Fe + Mg) = 0,3$ dans la fonction suivante :

$$Al^{IV}(\text{corrigé}) = Al^{IV}(\text{échantillon}) + /- 0,7 Fe/(Fe + Mg)$$

Les températures de formation de la chlorite sont estimées à partir de l'équation d'étalonnage (Kranidiotis et MacLean, 1987) suivante :

$$T\text{ }^{\circ}C = 106 Al^{IV}(\text{corrigé}) + 18$$

On obtient ainsi pour les roches chloriteuses de Horne des températures variant de 230 à 290 °C. Il s'agit de valeurs approximatives qui requièrent un meilleur étalonnage et une vérification pour les effets de pression.

DISTRIBUTION DES ETR

Les profils des ETR (éléments des terres rares) des roches altérées de la mine Horne (figure 29) sont en moyenne similaires, sans égard au degré d'altération. Toutefois certains échantillons de roches altérées montrent des profils avec des valeurs de $(La/Yb)_n$ nettement plus élevées ou plus basses. En vue d'établir si cette variation était reliée au degré d'altération, les ETR ont été mis en relation avec Hf (figure 36) qui, comme Zr, est un élément incompatible (la corrélation étroite entre Hf et Zr résulte de leur affinité chimique et de leur immobilité relative au cours de l'altération hydrothermale). La et Yb montrent une bonne corrélation avec Hf indiquant que ces éléments sont aussi très immobiles pendant l'altération; de Ho à La, la dispersion est beaucoup plus marquée, ce qui signifie que ces éléments sont au moins localement mobilisés. Deux échantillons de la mine, choisis parmi les moins altérés, servent de points de

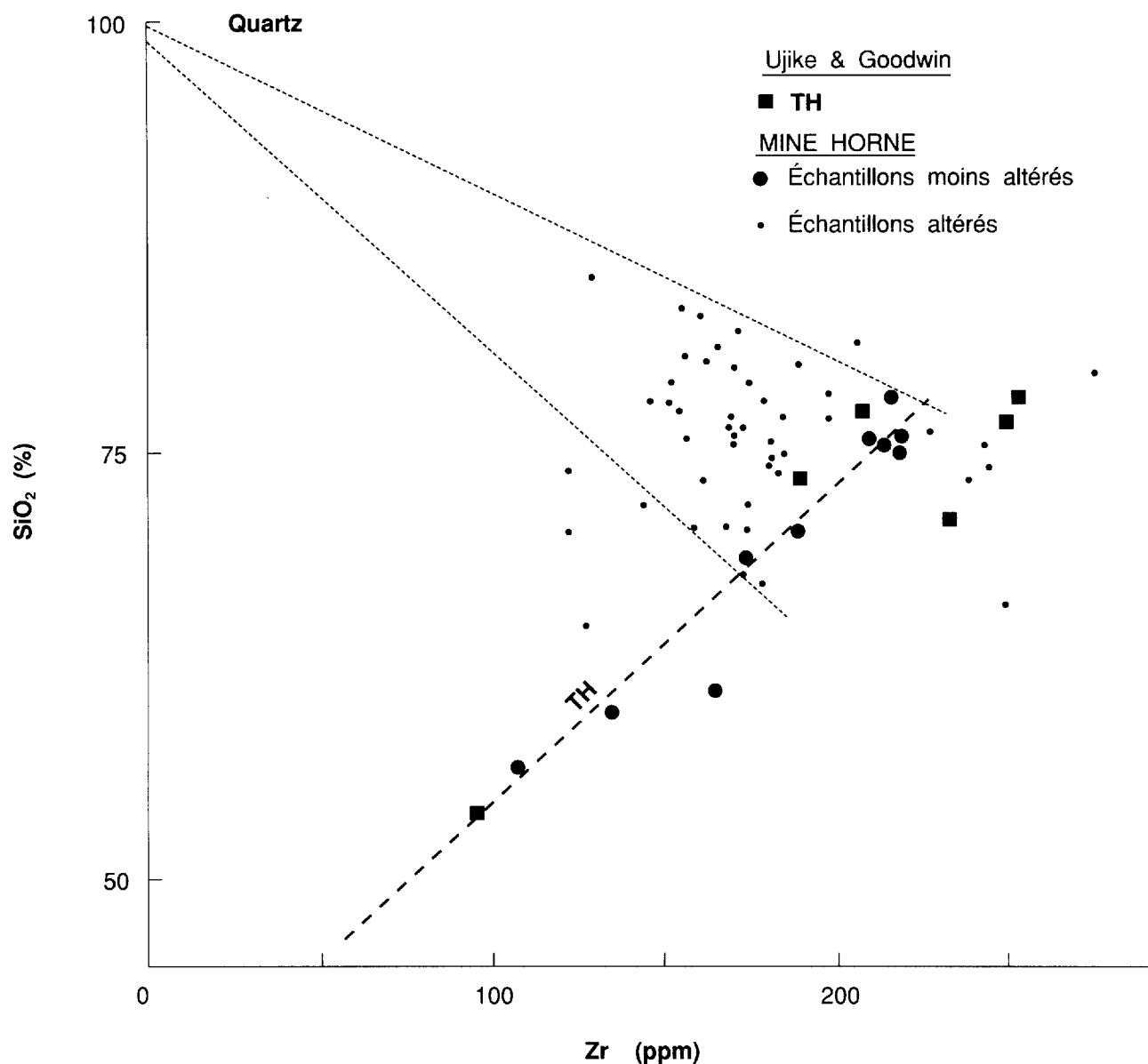


FIGURE 32 — Diagramme de SiO_2 -Zr. Ce diagramme est similaire à ceux de la figure 28 sauf que SiO_2 est le composant mobile. La trajectoire pour les tholéiites (TH) les moins altérées est grossièrement linéaire. La silicification est clairement révélée par le groupement des données près du sommet quartz.

comparaison. Au cours de l'altération, certains échantillons ont été enrichis alors que d'autres manifestent un appauvrissement en ETR légers et en Ho.

Discussion

Ujike et Goodwin (1987) ont montré qu'il y avait deux séries de volcanites felsiques distinctes dans le secteur des mines Horne et Quemont, ce qui est confirmé par les données de Al_2O_3 -Zr et TiO_2 -Zr de la présente étude (figure 28). Toutefois, les étroites relations chimiques et spatiales suggèrent qu'il existait une relation génétique entre les séries, comme il a été déjà observé entre les séries volcaniques tholéiitiques et calco-alcalines des îles en arc et des marges continentales actuelles (p. ex.

Miyashiro, 1974). La série «calco-alcaline» située au N de Quemont montre un Al_2O_3 élevé typique, mais les deux séries manifestent un enrichissement en Fe et Ti et des profils de ETR similaires. Nos données montrent que les volcanites sises entre les failles de Horne Creek et d'Andésite ont la composition de tholéiites felsiques typiques, faibles en K. Descarreaux (1973) et d'autres ont laissé entendre que les gisements de sulfures massifs sont normalement confinés aux séries calco-alcalines. Notre étude des mines Horne et Quemont indique que les volcanites tholéiitiques peuvent aussi contenir de tels gisements.

Les gisements de Horne et de Quemont sont contenus dans d'épaisses séquences de coulées de rhyolite et de rhyodacite aphyriques et porphyriques (phénocristaux

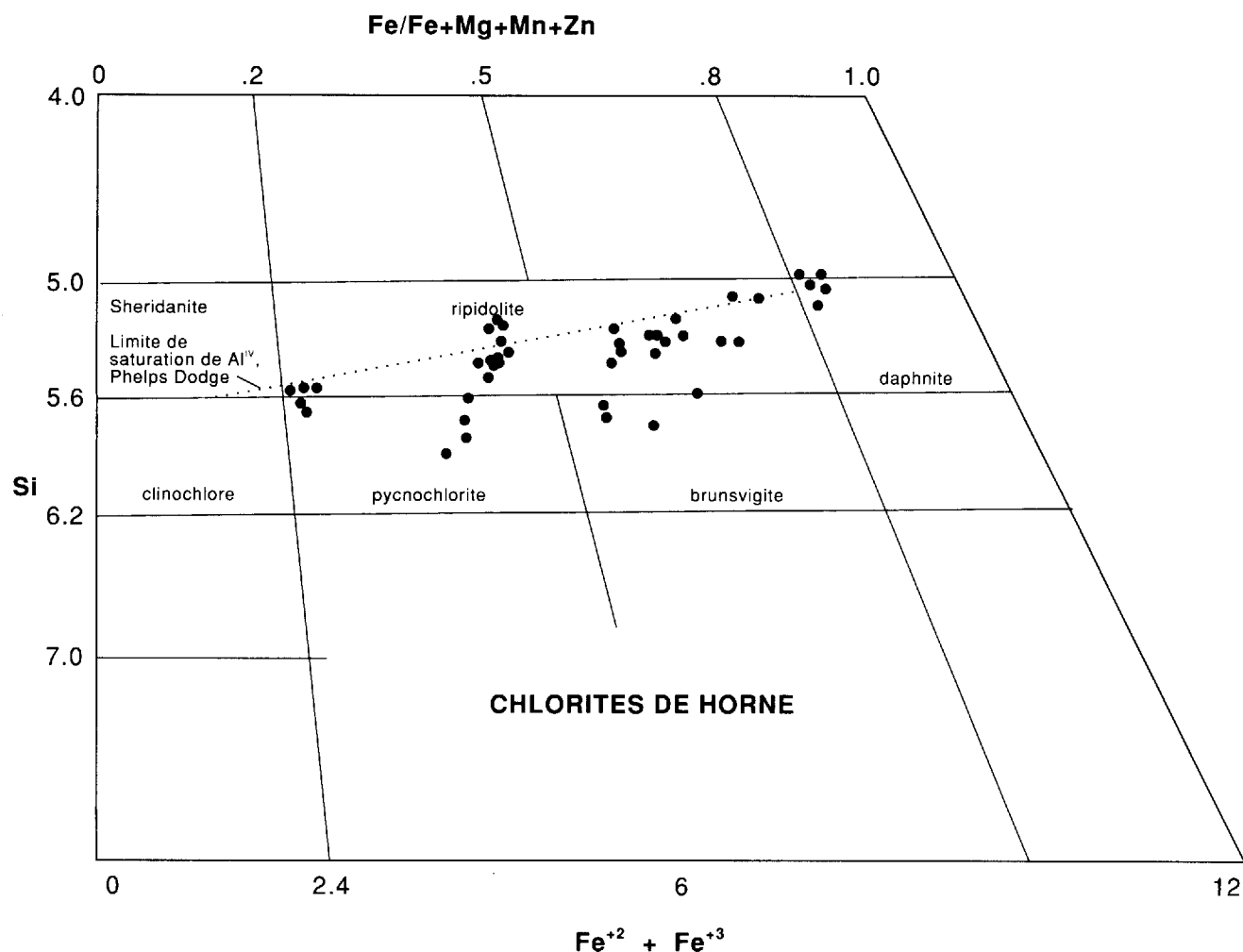


FIGURE 33 — Diagramme des chlorites de la mine Horne dans la classification de Hey (1954). La limite de saturation en Al^{IV} est tirée des chlorites de la zone d'altération du gisement de Phelps Dodge à Matagami, Québec (Kranidiotis et MacLean, 1987).

de quartz et de feldspath), de brèches et de tufs pyroclastiques. D'autres auteurs (p. ex. Gibson *et al.*, 1984) ont observé que les volcanites de la séquence des Mines méridionale qui contiennent les gisements possèdent plus de matériel pyroclastique que partout ailleurs dans la région. On n'observe aucune extrusion mafique au voisinage des gisements; les quelques exemples de lithologies mafiques à intermédiaires sont des dykes et des filons-couches synvolcaniques.

L'altération hydrothermale généralisée a occasionné des mises en place dans les volcanites comprises dans le biseau limité par les failles de Horne Creek et d'Andésite, d'une séricitisation et d'une silicification intenses et d'une chloritisation localisée. Cette altération ne s'étend pas au-delà du biseau. Quoique la séricitisation soit communément associée aux sulfures massifs dans le Bouclier, le volume de roches ainsi altérées autour de la mine Horne (75 km^3) est inhabituel et suggère le développement d'un système hydrothermal d'une envergure peu commune lors de la mise en place du minerai. L'indice de séricitisation SI indique que, quoique l'altération se soit manifestée de façon très variable, les valeurs de SI

les plus élevées se rencontrent au voisinage du gisement de métaux de base de Horne et des gisements de Remnor.

Même si la séricitisation et la silicification sont très répandues, la «cheminée d'altération» hautement chloritisée, caractéristique de plusieurs gisements de sulfures massifs (p. ex. Sangster, 1972) n'est pas reconnue ici. Des amas chloriteux minéralisés et d'autres non minéralisés se retrouvent toutefois dans les rhyolites du mur et autour des veinules de chalcopryrite. D'une part, l'intensité de la séricitisation et de la silicification et, d'autre part, l'absence de chloritisation marquée, suggèrent que le gisement de Horne ne se situe pas au-dessus d'une cheminée nourricière mais, plus probablement, que la décharge hydrothermale s'est produite dans un large volume sans s'être focalisée de façon précise.

Une chlorite pauvre en Fe constitue un minéral accessoire dans la rhyolite la moins altérée; elle pourrait provenir de la dévitrification et de l'hydratation du verre rhyolitique originel. Le quartz et la séricite ont pu apparaître pendant cette hydratation et continuer à se produire par le lessivage hydrothermal de Na et Ca du plagioclase et le remplacement par K. Une génération

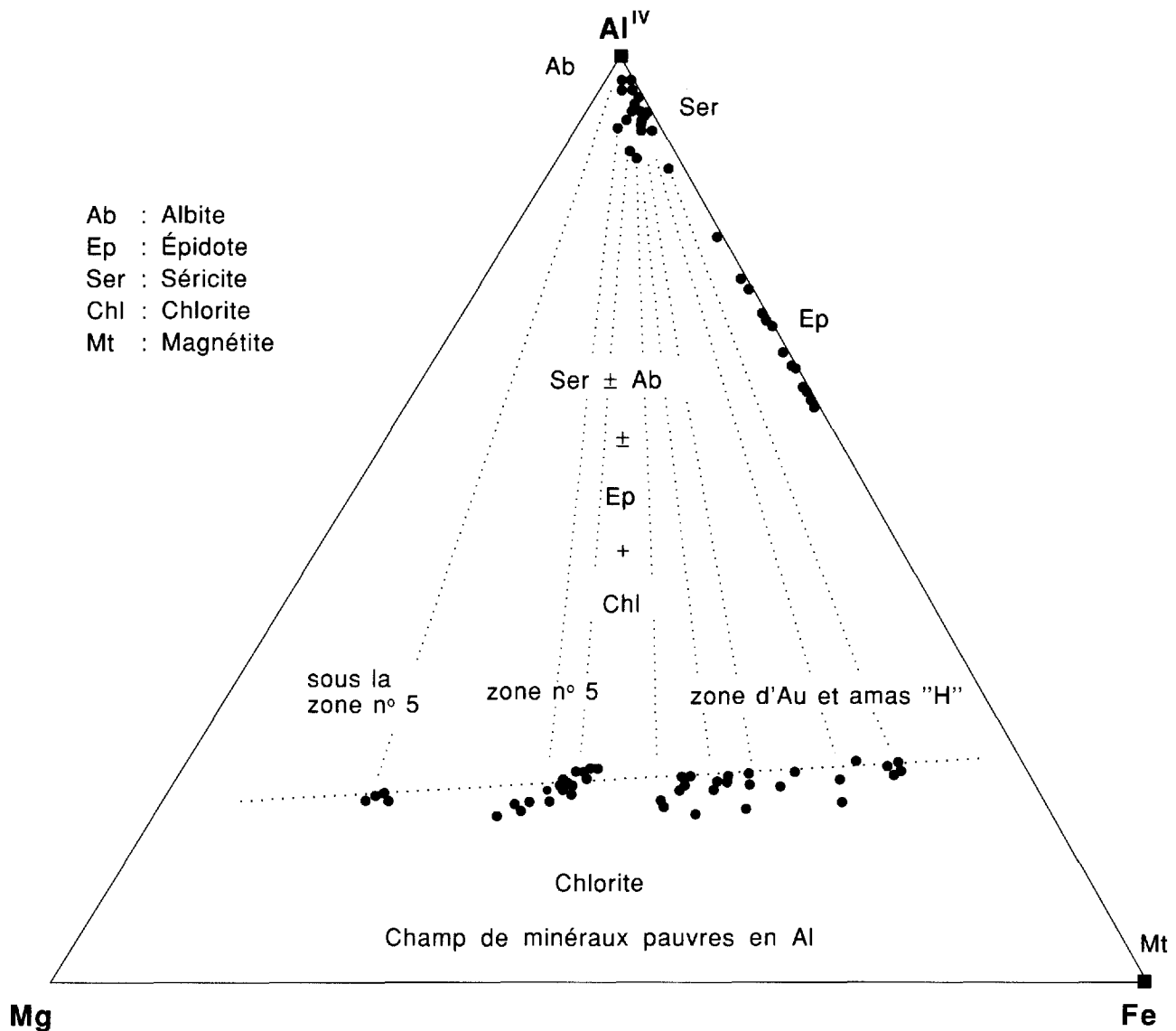


FIGURE 34 — Diagramme de variation de composition des minéraux d'altération de la mine Horne. Les zones mentionnées dans le diagramme se réfèrent au minéral et aux zones altérées de la mine Horne. Les séricites sont phengitiques et les lignes de raccord joignent les chlorites et les séricites de valeurs de $Fe/(Fe + Mg)$ similaires. Aucun minéral ferromagnésien pauvre en Al (p. ex. actinolite, talc, serpentine, stilpnomélane) n'a été repéré dans la mine Horne.

ultérieure de chlorite ferrifère semble se localiser de préférence au voisinage du minéral. Des veinules de cette chlorite, à proximité du minéral, recoupent des faciès séricitisés et silicifiés. L'absence de séricite dans les veinules démontre un remplacement total du K des structures aluminosilicatées par le Fe et partiellement, par le Mg. La composition de la chlorite signifie que le fluide hydrothermal était riche en Fe comme l'on avait déjà supposé pour d'autres amas de sulfures massifs de l'Abitibi (p. ex. MacLean et Kranidiotis, 1987). Généralement, les chlorites riches en Mg se retrouvent au cœur des cheminées d'altération, sous les amas de sulfures massifs volcanogènes, et elles passent graduellement vers l'extérieur à des chlorites riches en Fe particulières au mur du gisement (Urabe *et al.*, 1983). Les chlorites ferrifères autour des amas de minéral cuprifère de Horne et

des zones aurifères de Remnor sont similaires quant à leur chimisme et la séquence minéralogique qui les accompagne, ce qui suggère que les solutions chloritisantes étaient de compositions comparables pour ces deux types de gisements.

Les données ETR montrent que les ETR légers et intermédiaires étaient faiblement mobiles lors de l'altération. Toutefois, leur mobilité n'est pas clairement reliée, ni au type d'altération, ni à son intensité. La dispersion dans les données des ETR se compare à ce que nous avons observé lors de l'étude du gisement de Phelps Dodge (MacLean, 1988) où les éléments lessivés dans les secteurs plus chauds du système d'altération se sont déposés dans les parties les plus froides et les moins altérées du même système.

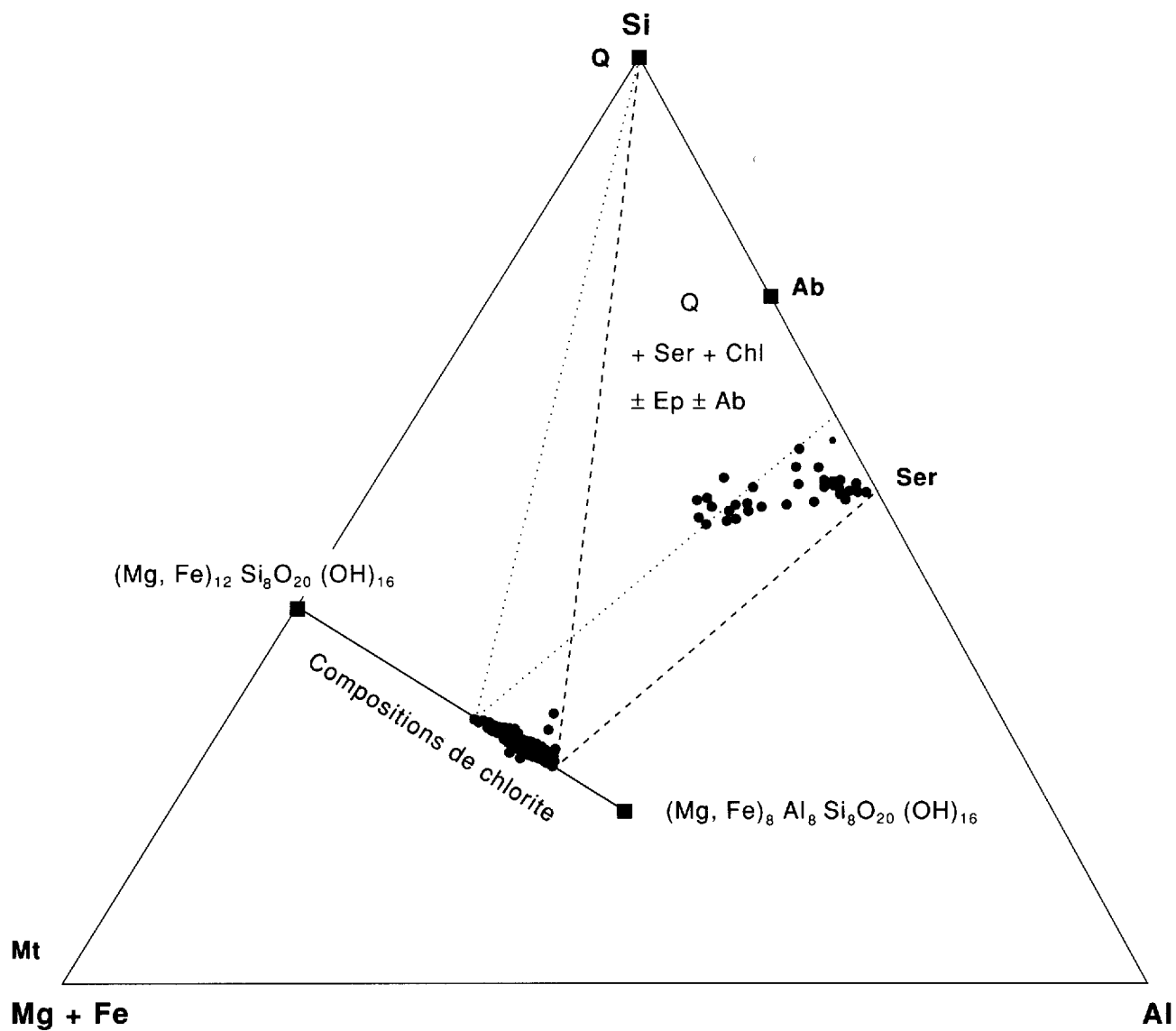


FIGURE 35 — Diagramme Si, Al, Mg + Fe montrant les minéraux d'altération projetés sur la ligne de composition de la chlorite. Les substitutions Al^{IV} sont semblables pour les chlorites et les séricites phengitiques. Les chlorites qui coexistent en équilibre avec la séricite, l'albite ou l'épidote sont toutes saturées en Al et peuvent servir à la géothermométrie. Abréviations : Mt (magnétite); Q (quartz); Ser (séricite); chl (chlorite); Ep (épidote); Ab (albite).

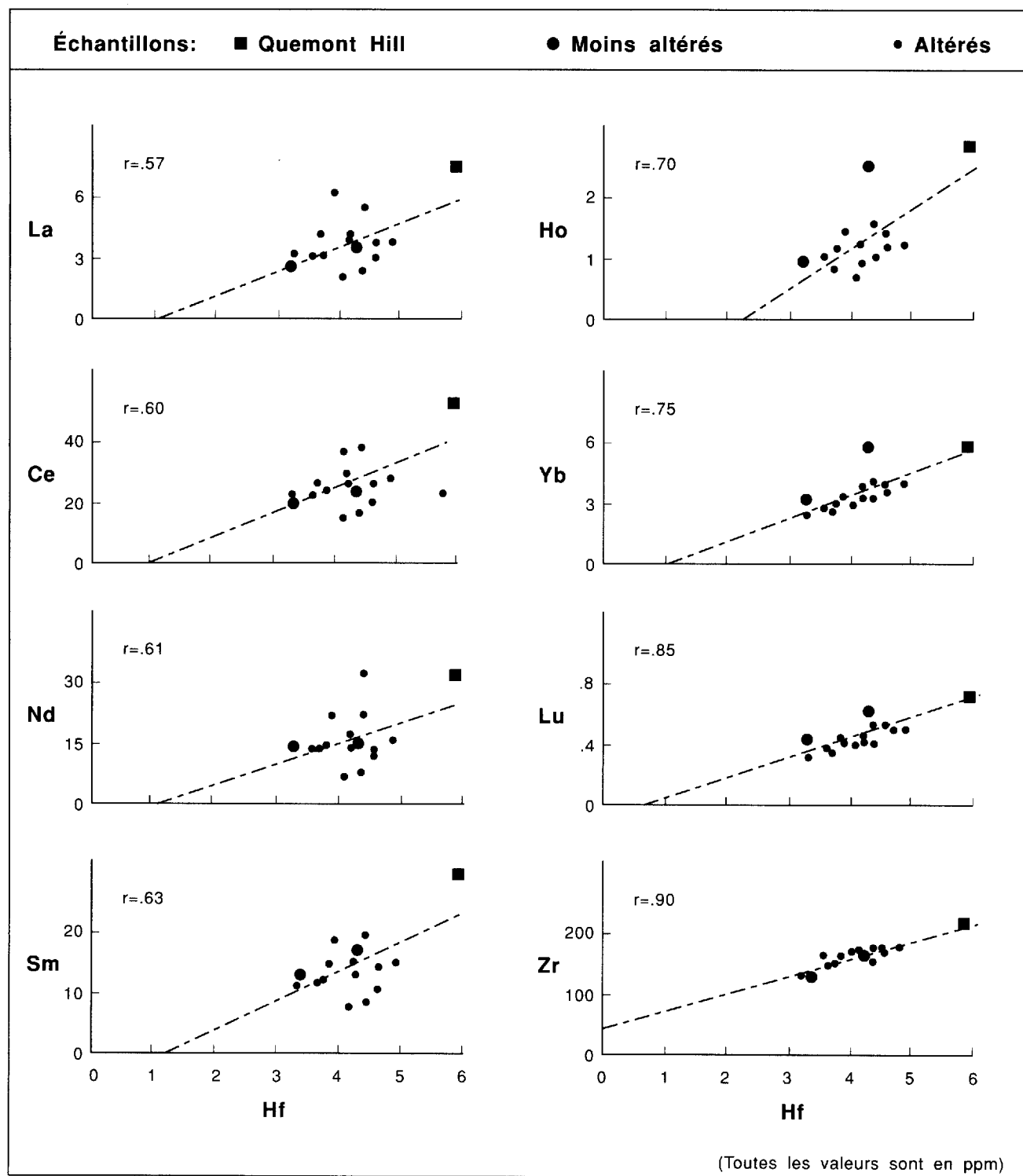


FIGURE 36 — Diagrammes des ETR c. Hf. Les éléments immobiles ont des lignes régressives passant près de l'origine. Zr, Hf, Lu et Yb exhibent une grande immobilité. Ho et les ETR légers montrent une certaine mobilité. Le symbole r représente le coefficient de corrélation.

Géochimie du minerai

Introduction

Ce chapitre présente des informations tirées de deux sources. La première est l'ensemble des analyses originales des carottes de sondage de neuf niveaux et des analyses provenant des galeries des 2^e, 6^e, 9^e, 13^e et 65^e niveaux (il n'existait pas d'analyses pour les galeries des autres niveaux). Les analyses des carottes correspondent à des intersections continues de cinq pieds. Cette première source d'information comprend plus de 3 000 analyses de sulfures massifs, pour l'or et le cuivre, provenant des amas H et environ 1 600 analyses de sulfures massifs ou disséminés, pour les mêmes métaux, provenant de la zone n° 5 (plusieurs des analyses provenant de cette zone incluaient aussi le Zn et, pour celles du 65^e niveau, l'Ag en plus du Zn). Les données tirées de ces analyses sont présentées ci-après de deux façons : 1) par profils de concentration dans des coupes N-S construites à l'aide des sondages traversant les amas de minerai; les profils sont accompagnés de colonnes stratigraphiques montrant les contacts au toit et au mur et aussi les couches de volcanoclastites et les dykes traversés par sondages; 2) par diagrammes de concentration illustrés par des contours pour chacun des niveaux en utilisant de 500 à 1 000 analyses par niveau; le tracé des contours est produit à partir d'une donnée spatiale x et une autre donnée y, pour chacune des analyses, à chacun des niveaux; un calcul permet d'établir les valeurs de x et de y pour les sondages qui, occasionnellement, ne sont pas orientés N-S (tous les sondages utilisés étaient subhorizontaux à quelques degrés près). Les contours mettent en relief les répartitions de Au et de Cu à l'échelle du niveau traité pour chacune des coupes traversant les amas de minerai. Comme pour le chapitre sur la lithostratigraphie de la mine Horne, nous ne présenterons ici que les niveaux 9, 21 et 27 correspondant aux trois zones de minéralisation principales, soit les amas H supérieur et inférieur, et la zone n° 5 respectivement.

La deuxième source d'information consiste en 126 analyses d'échantillons de sulfures massifs ou disséminés, de certains métaux usuels et d'autres, en traces, en plus du cuivre et de l'or (annexes 6 et 7). À cause de la grande quantité de carottes disponibles, nous avons limité l'échantillonnage à un ou deux sondages pour chacun des sept niveaux choisis, à raison de 5 à 10 échantillons par coupe traversant les amas. Cet échantillonnage est donc beaucoup plus clairsemé que celui utilisé pour les analyses de cuivre et d'or qui ont été effectuées à des intervalles de cinq pieds. Toutefois, les résultats d'analyses utilisés permettent d'établir et de comparer les teneurs en éléments traces des amas H et de ceux de la zone n° 5. En plus, un sous-lot d'échantillons a été analysé pour les éléments de terres rares (annexe 8).

Profils Au-Cu dans les amas de minerai

Les profils Au-Cu établis représentent des coupes où se situent les intersections de minerai les plus épaisses de chacun des niveaux. En vue d'assurer une représentativité valable de la séquence stratigraphique initiale, les coupes couvrent les portions centrales des amas et non les marges fortement inclinées où les sondages deviennent subparallèles au contact sulfures-mur.

AMAS H

9^e niveau

Une des plus épaisses intersections de sulfures massifs de la mine est fournie par la coupe des forages 251 et 253 de l'amas H supérieur (figure 37). L'enrichissement en Cu (2 à 5 %) apparaît dans les 15 pieds inférieurs de l'amas où, par contre, les valeurs d'or sont à leur plus bas. Les teneurs en Cu, en général, sont < 1 %; celles d'or varient erratiquement jusqu'à 0.20 oz/t en excluant les pics aux cotes d'environ 100 et 220 pieds.

21^e niveau

La coupe des sondages 586 et 588 dans l'amas H inférieur comporte l'intersection la plus épaisse de sulfures riches en Cu de tous les niveaux examinés (figure 38). Des teneurs en Cu de plus de 5 % se maintiennent pour un total de 180 pieds, y compris 40 pieds de mur minéralisé. Ces derniers pieds sont importants parce qu'ils représentent une zone ou un stockwerk de veines. Mises à part les deux basses teneurs en Cu dans les 20 pieds inférieurs de l'amas, les teneurs en Cu dans les sulfures massifs passent vers le haut, dans un intervalle de 160 pieds, d'environ 10 % à < 1 %. Les teneurs en Au se maintiennent au-dessus de 0.1 oz/t dans tout l'amas, montrant un accroissement graduel jusqu'à la teneur de 0.5 oz/t qui se maintient dans les 100 pieds supérieurs (la teneur en Cu augmente aussi modérément dans cet intervalle). Les deux pics rapprochés de l'or à la cote d'environ 380 pieds bordent un dyke de porphyre syénitique. Il semble que les enrichissements en Au, souvent sous forme de tellurures (Price 1934; W.L. Bancroft, 1987, communication personnelle), étaient communs en bordure de ces porphyres. Par contre, les dykes de métadiabase dans les sulfures n'avaient, à cet égard, qu'un effet négligeable ou causaient même un appauvrissement en Au.

Variations le long de la direction originelle de l'amas H inférieur

En 1931, un sondage exploratoire comprenant trois forages inclinés à 80°, depuis le 13^e niveau, traversait plus de 1 000 pieds de sulfures massifs. Les 400 pieds inférieurs du forage 13-476 donnaient en moyenne 0.5 oz/t

Niveau 9 - Forages 251/253; amas H supérieur

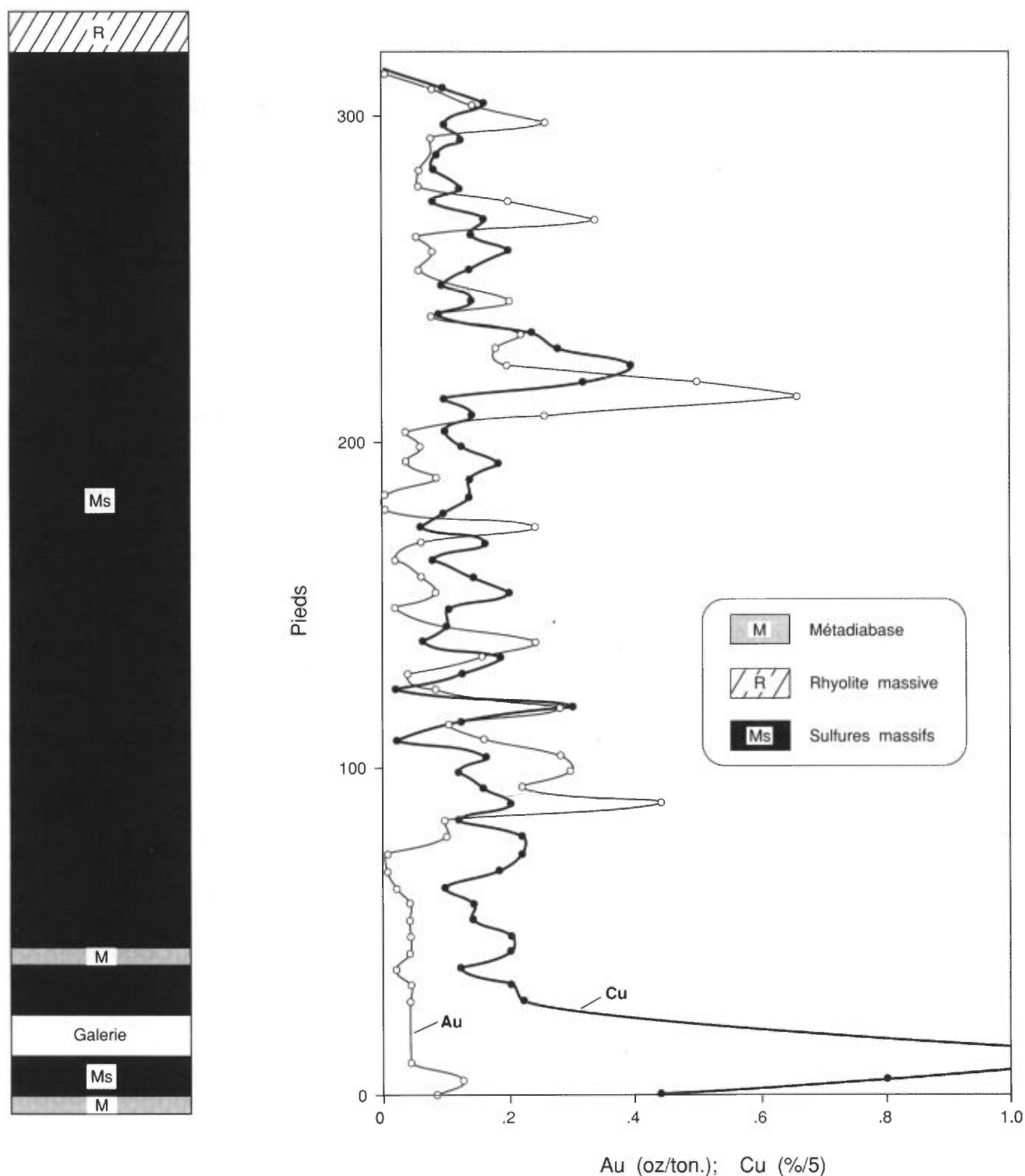


FIGURE 37 — Coupe stratigraphique de l'amas H supérieur au 9^e niveau montrant les teneurs en Cu et Au. Le sommet stratigraphique de l'amas est vers le haut.

Au; les 200 pieds inférieurs atteignaient presque 10 % Cu (figure 39). Dans le mur, en dedans de 30 pieds, les teneurs en or et en cuivre diminuaient graduellement jusqu'à presque nulles. L'or et le cuivre montraient une

corrélation positive raisonnable dans les sulfures riches en Cu (dans les 233 pieds inférieurs du forage et les 50 pieds supérieurs du mur; figure 39). Le reste du forage, cependant, ne montrait aucune corrélation entre l'or et

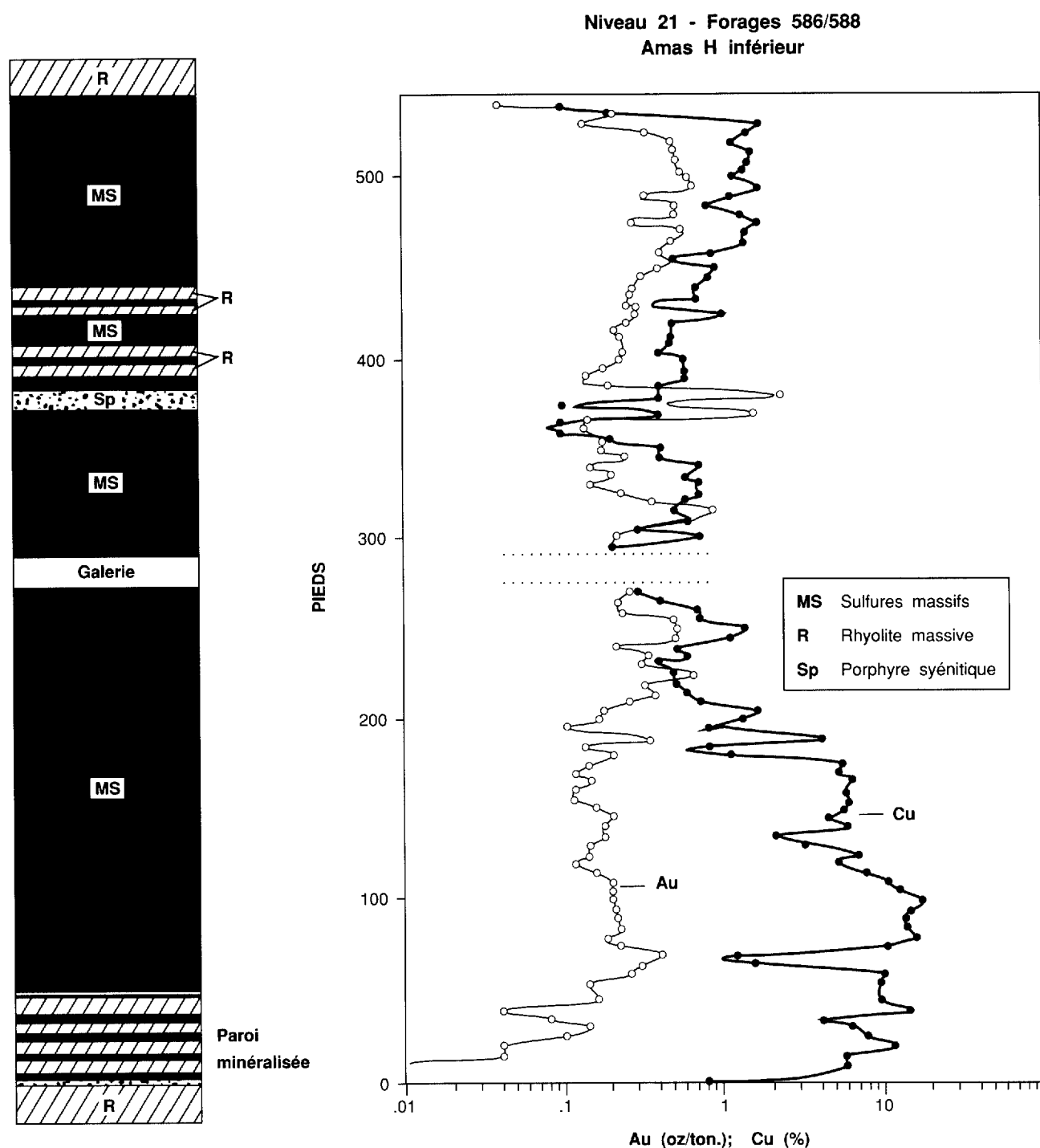


FIGURE 38 — Coupe stratigraphique de l'amas H inférieur au 21^e niveau montrant les teneurs en Cu et Au. Le sommet stratigraphique de l'amas est vers le haut.

le cuivre. Les deux principaux pics d'or (possiblement trois si le dyke est enlevé), aux cotes d'environ 500 et 900 pieds, ne correspondraient seulement qu'à des intersections d'environ 10 à 20 pieds si les veines minéralisées sont subverticales. Dans le forage 13-487, 300 pieds de rhyolite transformée en minerai de fondant, structuralement sous les sulfures massifs, montrent des teneurs de 0.05 à 0.50 oz/t Au et 0.5 à 3.0 % Cu. Si l'amas H inférieur est remis en position horizontale, cette zone de minerai de

fondant devient le mur latéral nord de l'amas. Les trois traits importants de la portion structuralement inférieure de l'amas H inférieur sont donc : 1) un fort enrichissement en Cu sur des distances exceptionnelles (actuellement verticales); 2) un enrichissement en Au dans les sulfures près de la base structurale, ce qui est aussi une caractéristique de l'amas H supérieur (Price, 1934); 3) le fait que les sulfures massifs structuralement inférieurs sont bordés sur 2 ou 3 côtés, mais jamais du

Niveau 13 - Forage 476

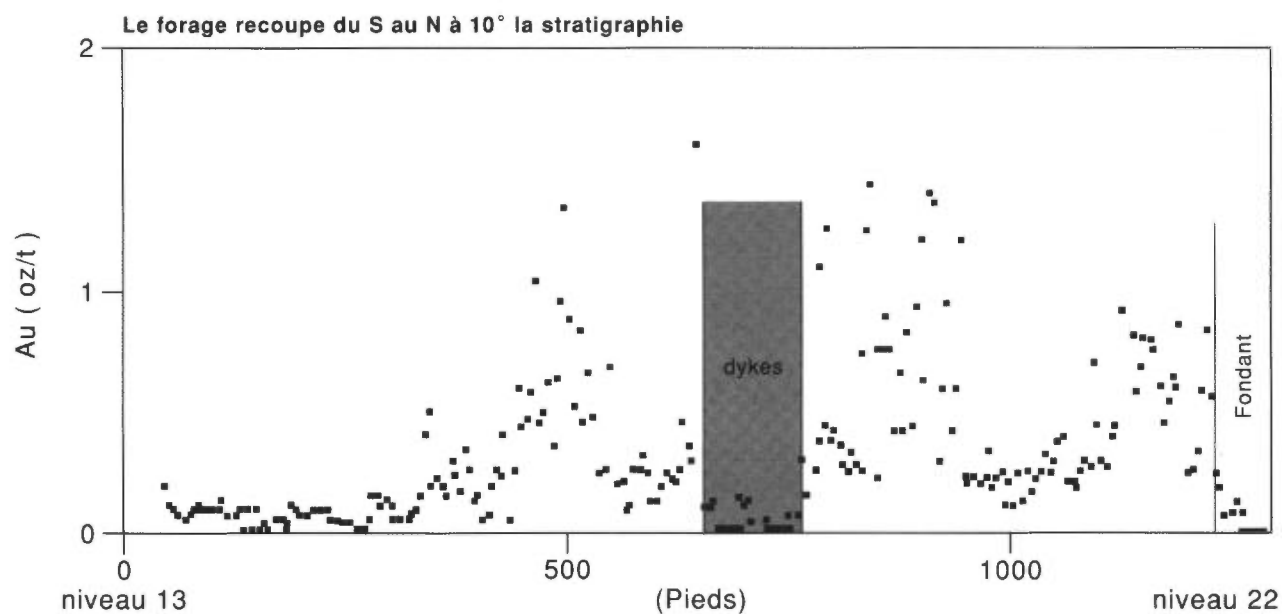
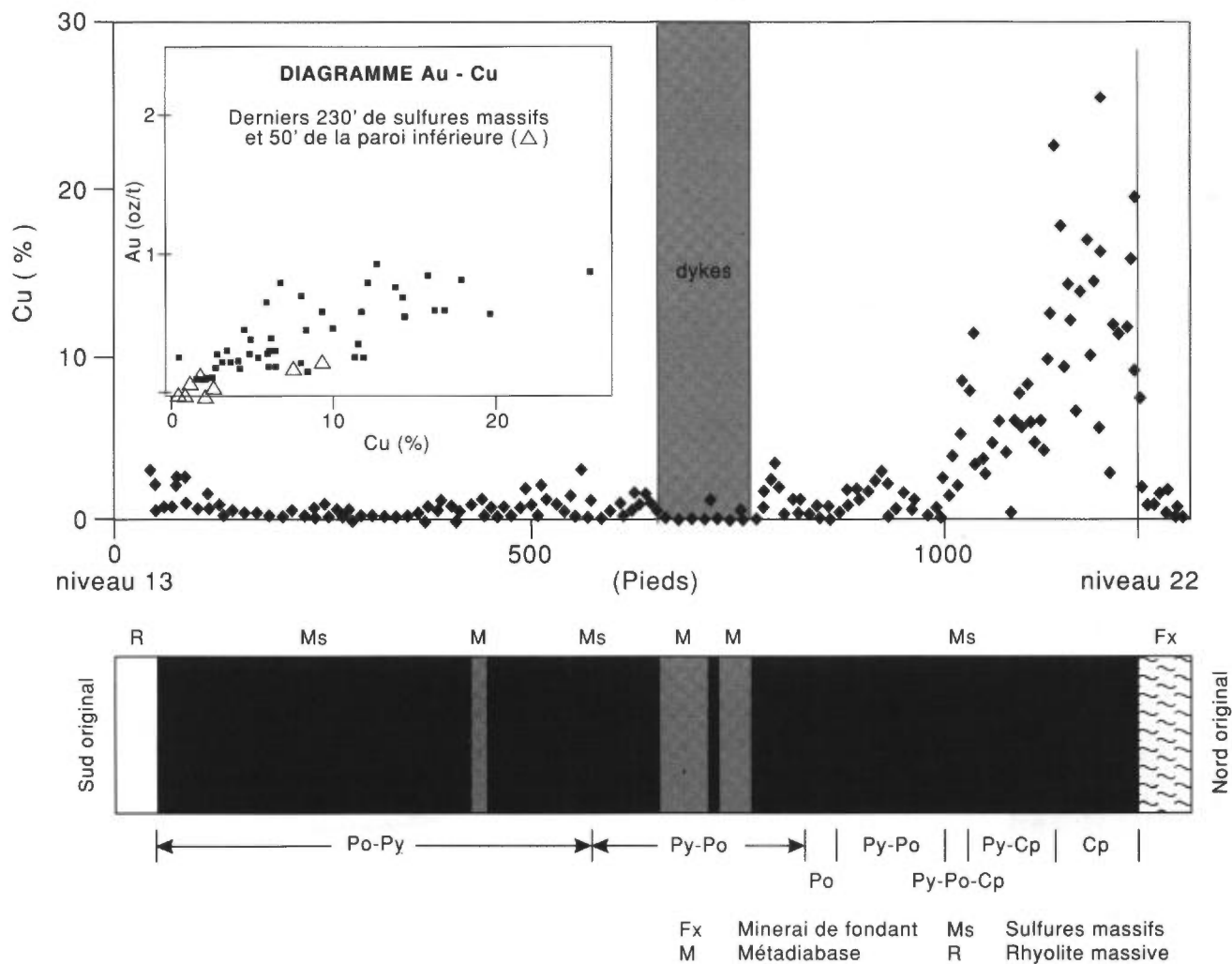


FIGURE 39 — Coupe le long de l'axe longitudinal original de l'amas H inférieur du 13^e au 21^e niveau, montrant les teneurs en cuivre et en or. L'information provient du forage 476 localisé sur la carte hors texte 2166A.

côté N, par une zone de rhyolite minéralisée exploitée comme minerai de fondant cuprifère et aurifère (carte 2166A, hors-texte et la figure 11, hors-texte).

L'amas H inférieur exhibe, du moins à son extrémité N originelle (20^e niveau), une nette progression stratigraphique ascendante qui commence par une base riche en chalcoppyrite suivie par des niveaux intermédiaires riches en pyrrhotite et, au sommet, une zone riche en pyrite, laquelle occupe la majeure partie des portions médiane et supérieure de l'amas (Price, 1934). Les concentrations en Au au 20^e niveau ne montrent pas de corrélation avec celles de Cu mais se situent dans trois lentilles principales, orientées E-NE, dont deux appartiennent à la zone pyriteuse (figure 10 dans Price, 1934). Toutefois, cette zone contient aussi de grands secteurs où les teneurs en Au sont très faibles. L'orientation des lentilles aurifères qui est aussi presque celle des cisaillements et des intrusions de métadiabase au voisinage de l'amas H inférieur (voir figure 12), et le fait que la 3^e lentille aurifère recoupe le zonage des sulfures, suggèrent que la répartition de l'or, à ce niveau, est assujettie à un contrôle structural. Il sied ici de noter qu'une des lentilles aurifères, étroitement associée à un dyke de syénite, est quasi plate et s'étend parallèlement à sa direction, depuis le dyke; cela pourrait s'expliquer par une mise en place de l'or dans une zone de cisaillement, avant l'intrusion du dyke, lui-même contrôlé par le cisaillement.

Le zonage minéralogique suivant la longueur de l'amas H inférieur est illustré à la figure 39. Quand l'amas est tourné, la disposition des zones, du N au S, montre une progression presque uniforme et assez conforme à la stratigraphie, comme suit : chalcoppyrite massive; pyrite-chalcoppyrite; pyrite-chalcoppyrite-pyrrhotite; pyrite-pyrrhotite (avec une sous-zone de pyrrhotite massive); pyrrhotite-pyrite. La zone pyriteuse, qui constitue la majeure partie des portions médiane et supérieure de l'amas tourné, est ainsi remplacée, à l'extrémité sud de l'amas, par une séquence de pyrrhotite-pyrite. On considère que l'épais dyke de métadiabase près de la cote de 700 pieds (figure 39) s'est introduit dans une zone de cisaillement, déjà très enrichie en Au, comme le suggèrent les fortes concentrations aurifères dans les sulfures qui bordent le dyke. Cette interprétation va à l'encontre de celle de Price (1934) qui reliait les fortes teneurs en or observées près des dykes de métadiabase et de syénite aux intrusions elles-mêmes.

ZONE N° 5

Comme il a été décrit au chapitre sur la lithostratigraphie de la mine Horne, la minéralisation de la zone n° 5, au 21^e niveau, s'ajoute aux épais sulfures massifs de l'amas H inférieur. Des coupes typiques de cette zone sont illustrées à la figure 40. Une lentille de sulfures pyriteux, d'environ 20 pieds d'épaisseur, est insérée dans une brèche rhyolitique, recouverte par environ 100 pieds d'un mélange de sulfures et de tuf rhyolitique, suivis par au moins 50 pieds de tuf peu minéralisé. La teneur en Cu, dont le maximum (0.15 %) est confiné aux sulfures massifs, est beaucoup plus faible que dans la majeure partie

des deux amas H. Les teneurs en or sont presque partout faibles (< 0.03 oz/t) à l'exception des analyses isolées de 0.06 oz/t dans les sulfures massifs et de 0.15 oz/t dans la brèche sous-jacente faiblement minéralisée. Vues globalement, les valeurs de l'or, du cuivre et du zinc montrent peu de correspondance avec l'intensité de la minéralisation pyriteuse; elles ne suivent aucun système évident. Les plus basses teneurs en zinc sont dans les lentilles de pyrite massive.

La coupe des forages 6637 et 6645 traverse la plus épaisse lentille de sulfures de toute la zone n° 5 (figure 40). En approchant la lentille de sulfures par le dessous, la teneur en Cu, presque nulle de l'arrière-plan jusqu'à environ 50 pieds de la lentille, s'accroît ensuite irrégulièrement jusqu'à 0.2 % Cu, à la base de la lentille. Au-dessus de celle-ci, les teneurs en Cu déclinent irrégulièrement sur une distance d'environ 80 pieds. La teneur en or, nulle sous la lentille, augmente jusqu'à 0.10 oz/t à l'intérieur et dans les 80 pieds de couches faiblement minéralisées qui suivent au-dessus. Les hautes teneurs en Zn, variant de 1 à 3 % (trois valeurs tombent à l'extérieur du diagramme) sont restreintes à la partie centrale de la lentille de sulfures. Ce comportement du Zn est à l'opposé de celui observé au 21^e niveau dans la même zone n° 5.

Dans la coupe des forages 6370 et 6375 située presque 1000 pieds à l'W et qui traverse, au 27^e niveau, les autres lentilles pyriteuses majeures, les répartitions de l'or et du cuivre accusent une grande différence (figure 40). Un pic de Cu, qui atteint 1 %, apparaît au milieu de la lentille, puis les valeurs déclinent vers les marges. Les valeurs de l'Au montrent une trajectoire semblable avec un maximum de 0.15 oz/t. Le Zn atteint des valeurs jusqu'à 1 % dans la lentille de sulfures et aussi au voisinage de deux horizons de sulfures, près de la cote de 200 pieds.

Relation Au-Cu

La relation Au-Cu est établie en utilisant toutes les données disponibles sur les sulfures massifs rencontrés à chacun des niveaux. Des exemples tirés des amas H sont illustrés à la figure 41. La répartition Au-Cu au 6^e niveau montre une dispersion généralisée (comme pour les 9^e et 21^e niveaux), alors qu'au 13^e niveau une trajectoire à deux branches se dessine. La raison de ces disparités d'un niveau à l'autre devient apparente à l'examen de coupes traversant un même niveau. Les coupes situées dans la portion centrale de l'amas H inférieur, aux 17^e et 21^e niveaux, montrent cette répartition à deux branches (figure 42a et c), tandis que les coupes longeant les marges E et W de l'amas montrent beaucoup plus de dispersion (figure 42b et d). La répartition en deux branches coïncide avec des teneurs en Cu élevées et des teneurs en Au relativement faibles près de la base de l'amas (branche de l'axe x) et des valeurs en or élevées et celles en cuivre faibles, dispersées à travers les portions élevées et internes de l'amas (branche de l'axe y). Les répartitions de Au-Cu près des marges de l'amas sont affectées par la couche basale hautement cuprifère

Niveau 27 - Zone n° 5

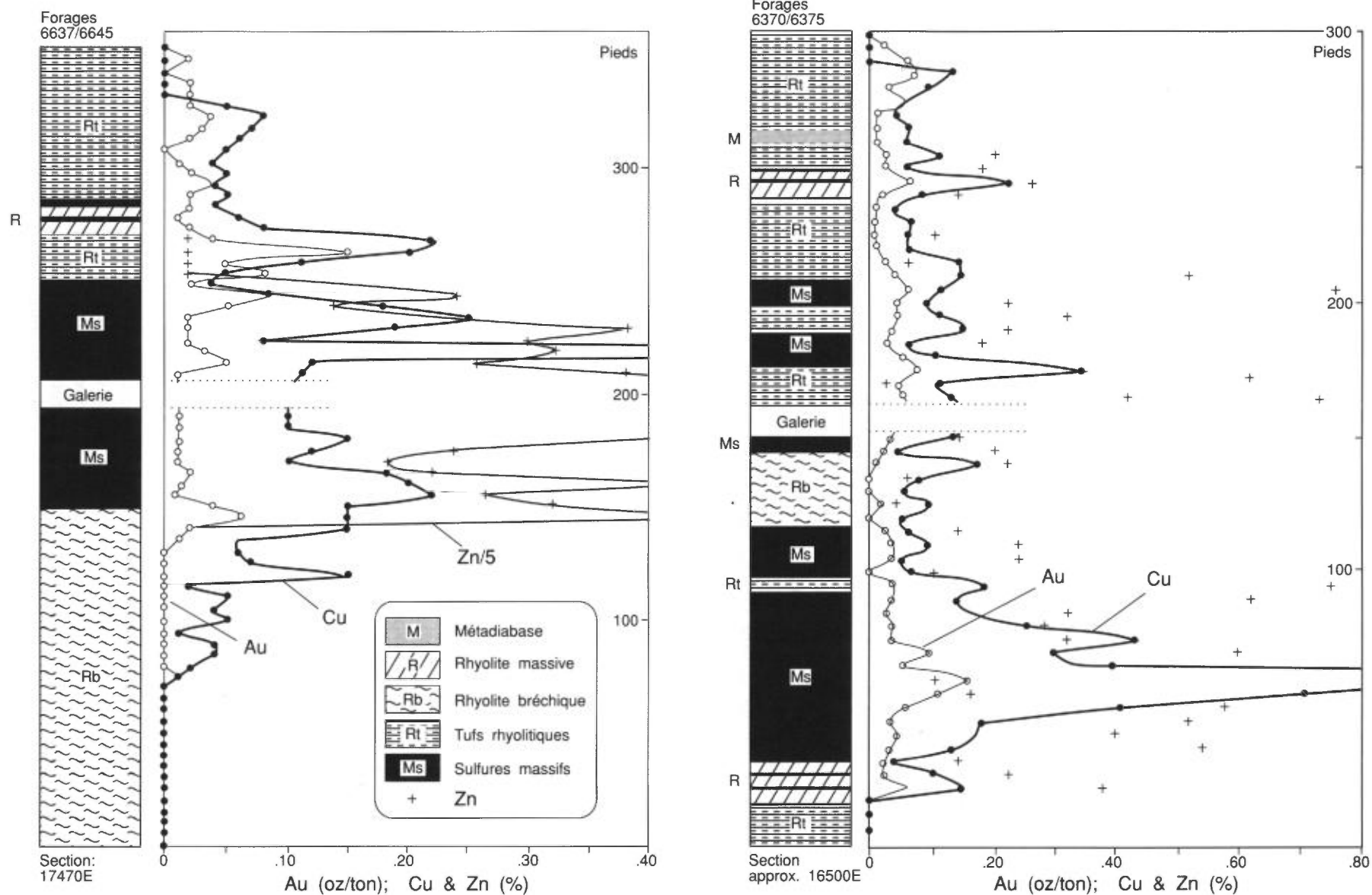


FIGURE 40 — Coupes stratigraphiques de la zone n° 5 au 27^e niveau montrant les teneurs en Cu, Au et Zn. Le sommet stratigraphique est vers le haut. Les forages sont localisés sur figure 15.

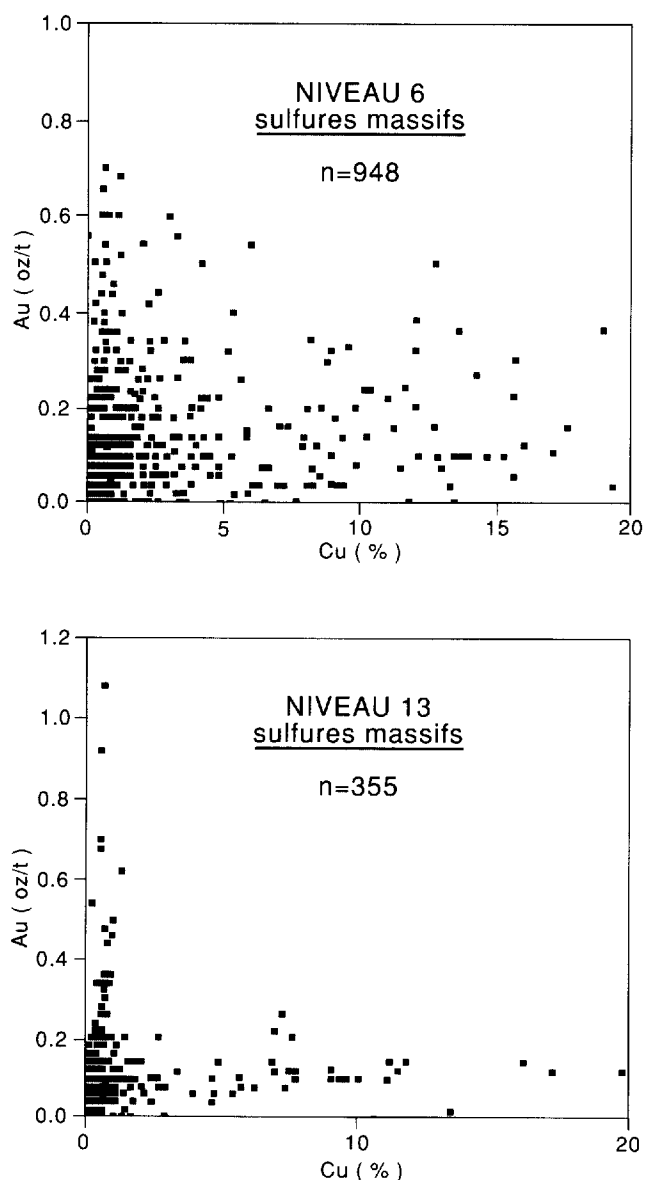


FIGURE 41 — Diagramme montrant la relation Au-Cu pour les 6^e et 13^e niveaux, amas H supérieur.

qui enrobe l'amas et devient abrupte à plusieurs endroits. En présumant que l'or dans l'amas a été remobilisé jusqu'à un certain point, des valeurs élevées en or ont pu localement se superposer à des valeurs élevées en Cu le long des marges de l'amas, ce qui correspondrait aux points situés entre les deux branches.

Le 13^e niveau montre une répartition à deux branches à cause de l'absence de la couche riche en Cu dans la partie centrale de l'amas ou à sa marge W. Les sulfures riches en Cu (valeurs modestes en Au) sont restreints au coin SE de l'amas.

La complexité de la relation Au-Cu est davantage mise en relief par la figure 43 qui montre, pour l'amas H inférieur, des coupes de 60 à 120 pieds situées à quatre localités du 17^e niveau. La figure 43a montre une corrélation exceptionnelle Au-Cu dans le coin SW de l'amas, le long d'une coupe orientée N60° E, commençant à envi-

ron 14 pieds au-dessus du mur. Il est intéressant de noter ici que ce n'est qu'à cette localité, au 17^e niveau, que le mur est dépourvu de minéralisation. Cela suggère que l'or et le cuivre ont pu provenir de solutions émergeant du mur SW. À quelque 350 pieds à l'E, dans les sulfures massifs de la base, l'or et le cuivre ont des comportements opposés (figure 43b). Les trajectoires de Au-Cu, le long de la base et du sommet de la marge la plus à l'E, sont illustrées aux figures 43c et d. À la figure 43c, un pic étroit de Au recouvre en partie le plateau central de Cu; les deux principaux plateaux de cuivre, localisés immédiatement au-dessus du mur et à une hauteur d'environ 100 pieds, ne montrent aucune corrélation avec l'or. À la coupe de la figure 43d, qui débute dans l'enveloppe cuprifère supérieure, les valeurs de cuivre diminuent graduellement vers le toit tandis que celles de l'or s'accroissent à un taux uniforme. Ainsi la relation passe de covariante à diamétralement opposée dans une même coupe transversale de l'amas.

Une trajectoire inhabituelle (non illustrée) de la répartition de l'or est observée aux 8^e et 9^e niveaux dans l'amas H supérieur. Nos observations proviennent de deux forages qui se recouvrent exactement en termes de location et de pénétration N-S. Les deux forages, distants verticalement de 125 pieds, intersectent des sulfures de façon presque continue. Une étroite correspondance se manifeste entre les deux forages par les deux pics principaux des valeurs de l'or, lesquels sont dessinés par plusieurs points, près des cotes de 100 et 220 pieds. Il n'apparaît aucune correspondance entre ces forages pour les valeurs de Cu. Si les pics de Au s'étendent réellement entre les 8^e et 9^e niveaux, il faut conclure à l'existence, à l'intérieur des sulfures massifs, de zones verticales. L'examen d'un autre forage, aussi en recouvrement et localisé au 7^e niveau, ne révèle aucun pic d'Au correspondant (toutes les valeurs sont < 0.20 oz/t). Il n'y a pas de données provenant du 10^e niveau, mais un forage oblique, percé depuis le 9^e niveau (à 50 pieds à l'E), intersecte, pour une localité équivalente, à 88 pieds le long du 10^e niveau, une valeur de 0.40 oz/t Au; celle-ci pourrait correspondre au pic inférieur reconnu aux 8^e et 9^e niveaux.

Dans la zone n° 5, on observe une tendance vers une coïncidence des valeurs élevées en Au et en Cu (figure 44, diagramme supérieur). L'association serait plus évidente si seulement les données provenant des sulfures massifs étaient utilisées comme le montrent les profils Cu-Au de la figure 40. Les concentrations de Zn vont jusqu'à 3 % sans augmentation correspondante des valeurs de Cu (figure 44, diagramme inférieur). Le comportement erratique des hautes teneurs en Cu-Au à l'intérieur et l'extérieur des amas de sulfures massifs suggère qu'une phase de minéralisation en Cu-Au s'est superposée, tant aux sulfures massifs pyriteux et zincifères, qu'aux volcanites encaissantes.

Contours en trois dimensions de Au-Cu à des niveaux choisis

À l'aide du programme *MacGridzo*^{MD} nous avons établi des contours pour toutes les analyses disponibles

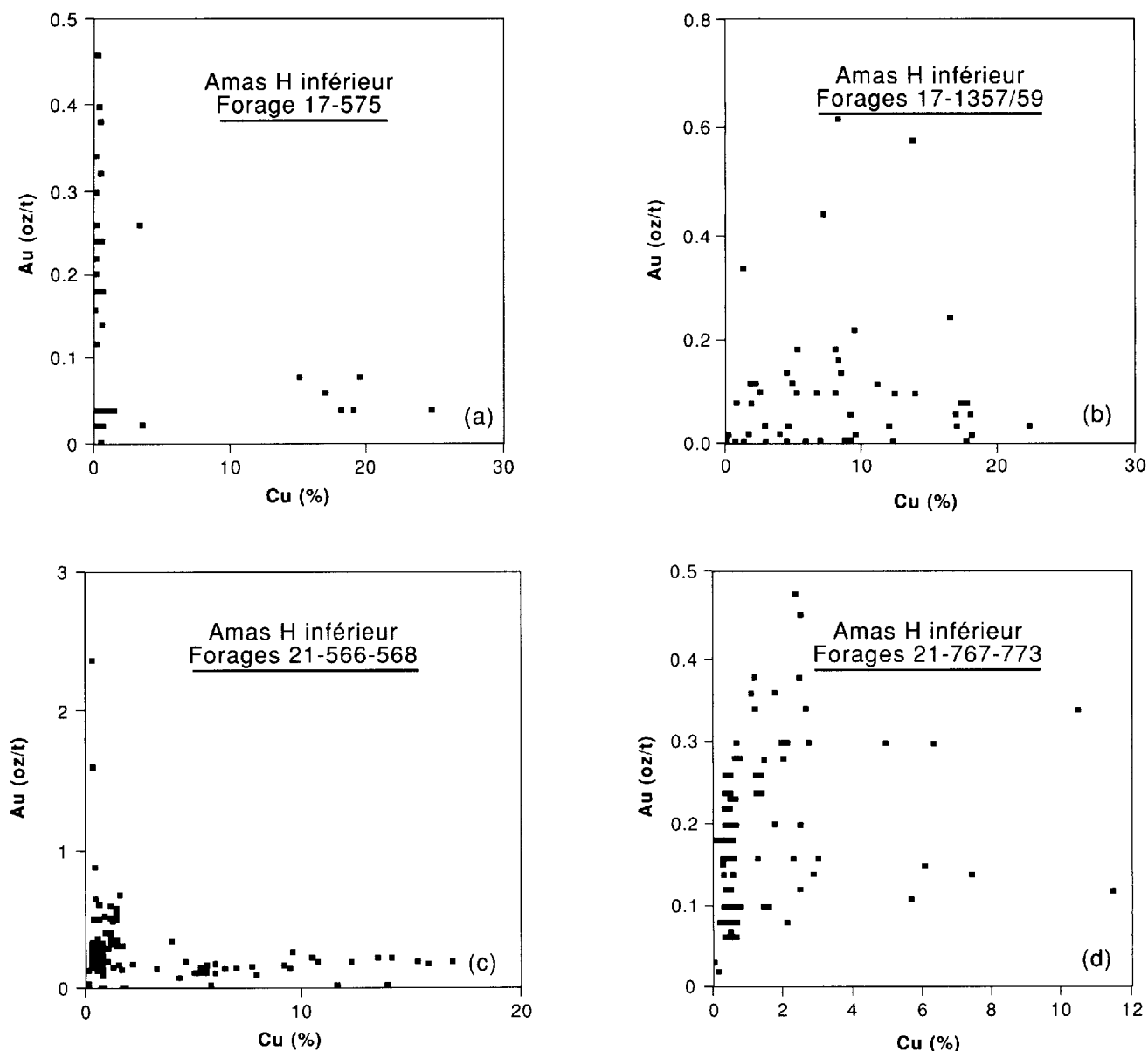


FIGURE 42 — Diagrammes montrant la relation Au-Cu pour les 17^e et 21^e niveaux, amas H inférieur.

provenant des galeries et des carottes. Le programme permet de traiter les données par la méthode «*inverse distance gridding*» par laquelle la valeur attribuée à une cellule du quadrillage est la moyenne pondérée d'un certain nombre de points voisins, avec une pondération fonction de l'inverse de la distance des points à la cellule et à une certaine puissance. Nous avons utilisé six points et un exposant de deux. Une variation de ces paramètres d'une unité, dans un sens ou dans l'autre, ne produit pas de changements significatifs des contours. Les résultats provenant du programme *MacGridzo*^{MD} sont similaires à ceux d'un autre programme pour les contours montrés en trois dimensions pour les niveaux 9, 21 et 27 (figure 45).

Amas H

De façon générale, les enrichissements en Cu sont les plus marqués au voisinage du mur, même où celui-ci est

redressé à la verticale. À cette enveloppe basale se superposent des valeurs très élevées particulières aux coins SW et (ou) SE de l'amas. En outre, une seconde zone riche en Cu se situe près du sommet de l'amas à certains niveaux. La répartition de Au ne suit pas généralement celle de Cu à l'exception importante des coins SW et SE de l'amas. Dans les portions médiane et supérieure, l'enrichissement en or se concentre dans les lentilles grossièrement E-W ou dans de petits amas discontinus et plus ou moins isolés.

Au 2^e niveau, de hautes valeurs de cuivre et d'or se situent au coin SW de l'amas H supérieur et la concentration d'or suit une direction E-W dans les horizons stratigraphiques médians. Au 6^e niveau, les hautes teneurs en cuivre se présentent dans les coins SW et NE et aussi, plus haut dans l'amas, le long de la marge E (les données pour le centre droit de l'amas sont limitées). En

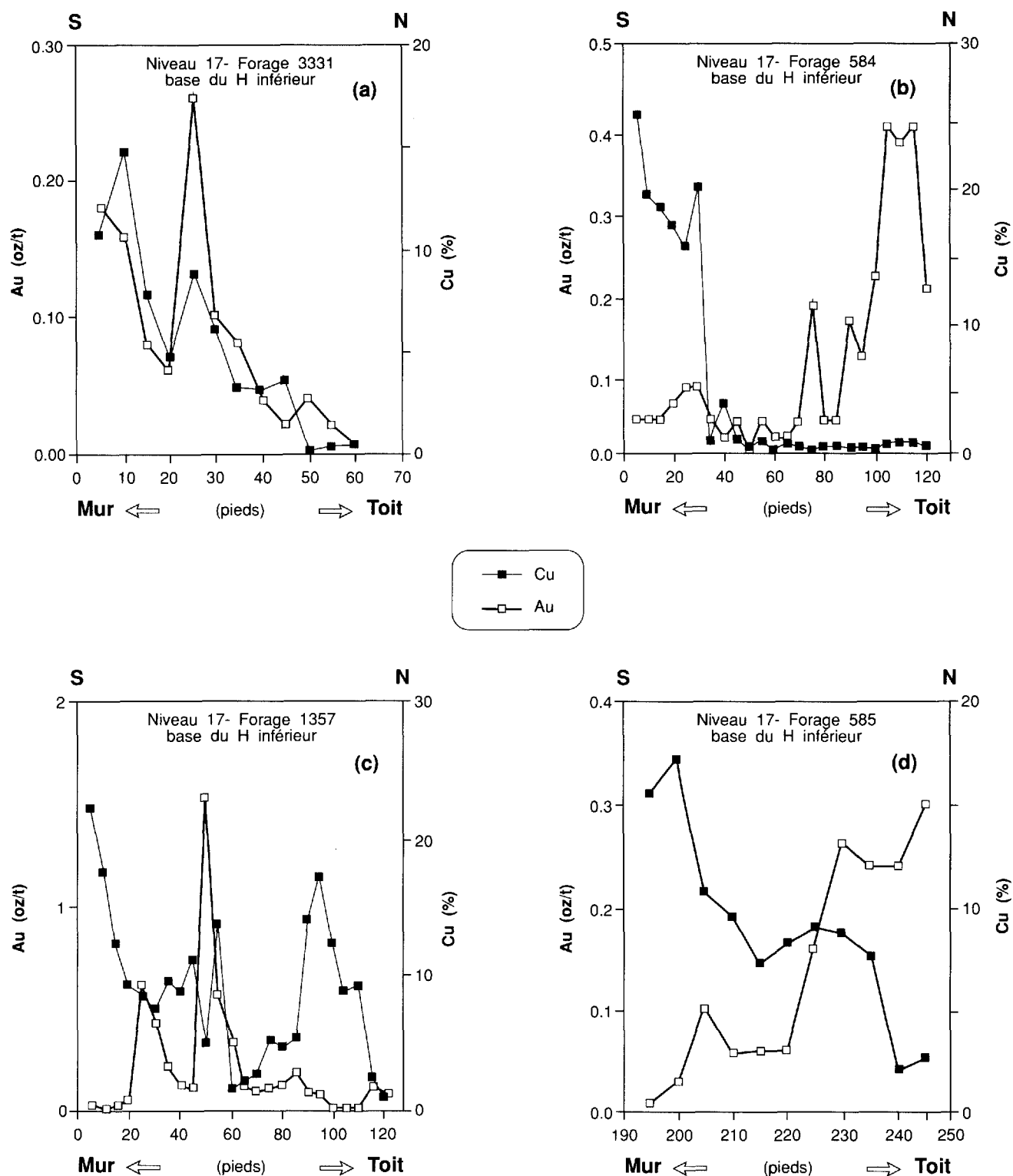


FIGURE 43 — Diagrammes, basés sur des forages horizontaux, montrant les variations de l'or et du cuivre dans quatre différentes parties de l'amas H inférieur, au 17^e niveau.

contrast, les plus hautes teneurs en or se situent entre les hautes valeurs de cuivre. Le 9^e niveau montre une couche riche en cuivre, plus ou moins continue au-dessus du mur, où celui-ci devient abrupt; une deuxième zone riche en cuivre est coupée par une faille près de la portion médiane de l'amas. Les enrichissements en or

coïncident avec ceux en cuivre, près de la base et aussi près de la lentille centrale riche en cuivre. Au 13^e niveau, qui recoupe la bordure de l'amas H inférieur, l'enrichissement en cuivre est limité au coin SE, tandis que l'enrichissement en or s'est produit au coin NW. L'inclinaison des contours d'or s'accorde avec la position des

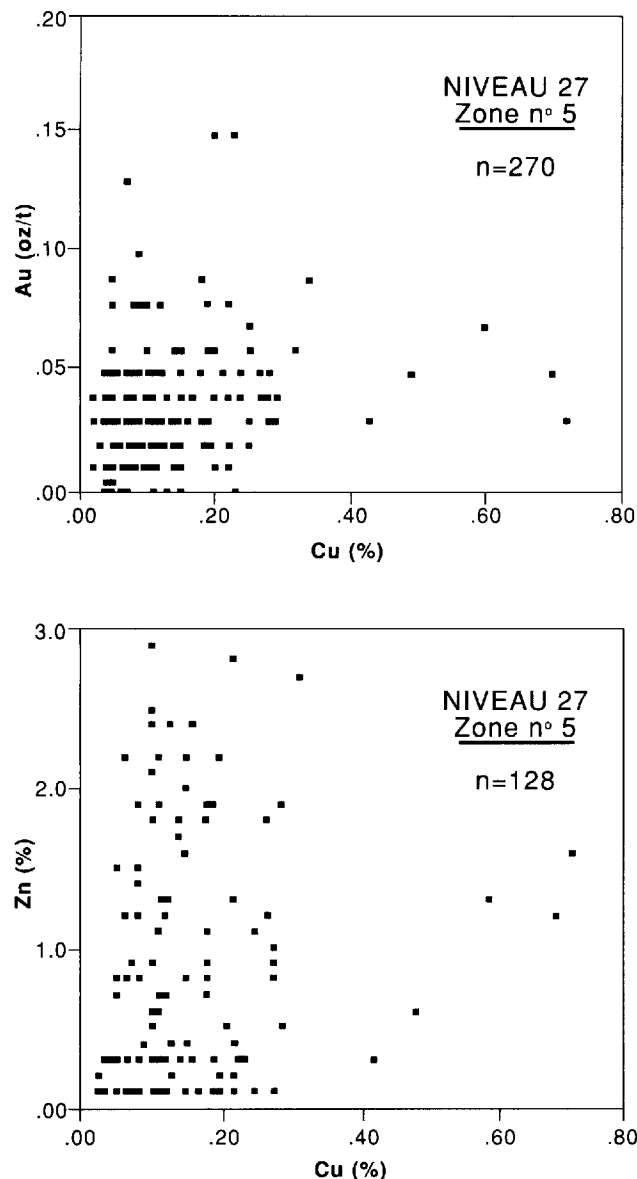


FIGURE 44 — Diagrammes montrant la relation Au-Cu au 27^e niveau, zone n° 5.

riches lentilles aurifères des volcanites encaissantes, de chaque côté de l'amas. Le 17^e niveau montre une couche basale riche en cuivre dont le sommet est plat; une deuxième zone riche en cuivre se situe à la marge E supérieure de l'amas. Les concentrations d'or, à ce niveau, s'étalent en direction E-W sans relation aux riches valeurs d'or dont la plupart ne coïncident pas avec la couche riche en cuivre. La zone n° 5, au 21^e niveau, est tout juste à la limite supérieure de l'amas H inférieur. Des enrichissements en cuivre et en or se situent près de l'extrémité N; ailleurs, les répartitions de cuivre et d'or sont désordonnées et sans concordance (un enrichissement en Cu, dans la zone, serait normalement un peu supérieur à environ 0.3 %). Au 27^e niveau (extrémité W), une concentration de Cu longe la direction générale de la stratification. Les contours de l'or semblent suivre la même direction, à l'exception de la partie centrale, qui

montre, en outre, une orientation N-S. Les contours de Zn, au 27^e niveau, sont plutôt désordonnés, quoiqu'un contour inférieur, de 0.5 %, suive à peu près la stratigraphie. Les teneurs en Zn de plus de 1.5 % montrent une étroite correspondance avec la lentille principale de pyrite massive. Au 65^e niveau, où la minéralisation est disséminée de façon variable, sans lentilles de sulfures massifs, les hautes valeurs de Cu et Au s'alignent parallèlement à la direction générale de la stratification. Des valeurs de Zn > 1 % se situent dans une lentille centrale et dans le coin NW de la zone. Les valeurs de Ag sont nettement plus élevées dans la moitié W de la zone; les plus élevées (> 1.00 oz/t) sont dans le coin NW, accompagnées de hautes valeurs d'or (> 0.04 oz/t).

Métaux et éléments en traces des amas de minerai

Le tableau 7 illustre la composition moyenne, en éléments en traces, des amas de sulfures massifs pour cinq niveaux des amas H et deux niveaux de la zone n° 5 (basée sur 10 à 20 échantillons par niveau). Deux traits sont à signaler : d'abord les très basses teneurs en Cu, Au et Ag du 13^e niveau qui intersecte la bordure structurale la plus élevée de l'amas H inférieur et, ensuite, les teneurs élevées en cuivre au 21^e niveau situé dans le tiers inférieur du même amas. Considérant que les moyennes de niveau montreraient des changements si la base des calculs était élargie, nous ne comparerons que les moyennes des amas H et de la zone n° 5 (figure 46). Ces zones majeures de minerai sont nettement de composition différente. Les amas H contiennent 20 fois plus de Cu que ceux de la zone n° 5 mais seulement 1,7 % du contenu de Zn de cette dernière. Les amas H, en outre, sont environ 5 fois plus riches en Au, Se, V et Bi. Toutefois, leurs teneurs en Pb, Sb et As sont au moins 5 fois plus petites et celle de Cd environ 30 fois plus petites que les teneurs pour les mêmes métaux dans la zone n° 5. Les amas H n'ont qu'environ la moitié de la teneur en Ag de la zone n° 5. Les enrichissements en métaux en traces dans la zone n° 5, comparativement aux amas H, sont probablement reliés à l'abondance de la sphalérite (jusqu'à 5 % dans les analyses à intervalles de cinq pieds). Oudin (1987) a montré que des échantillons riches en Zn, prélevés à la crête du Pacifique-Est, contenaient de fortes teneurs en Cd, Sb, As et Ag dans la sphalérite et autres minéraux, tels la tennantite et la jordanite. Par contre, les sulfures riches en Cu (température plus élevée) étaient enrichis en Se.

Des profils de concentrations d'éléments choisis dans une coupe traversant l'amas H supérieur, au 6^e niveau, sont illustrés à la figure 47a. Ag, Pb et Au ont des profils similaires, particulièrement dans les 120 pieds inférieurs des forages. Les deux pics d'or, à environ 80 et 140 pieds, le long de la coupe qui commence à environ 35 pieds au-dessus de la base de l'amas, correspondent probablement aux parties inférieure et supérieure de la large zone d'enrichissement en or aussi indiquée par les analyses de la production de la mine. Le Cu et le Se (figure 47b) atteignent leurs plus hautes valeurs dans les parties infé-

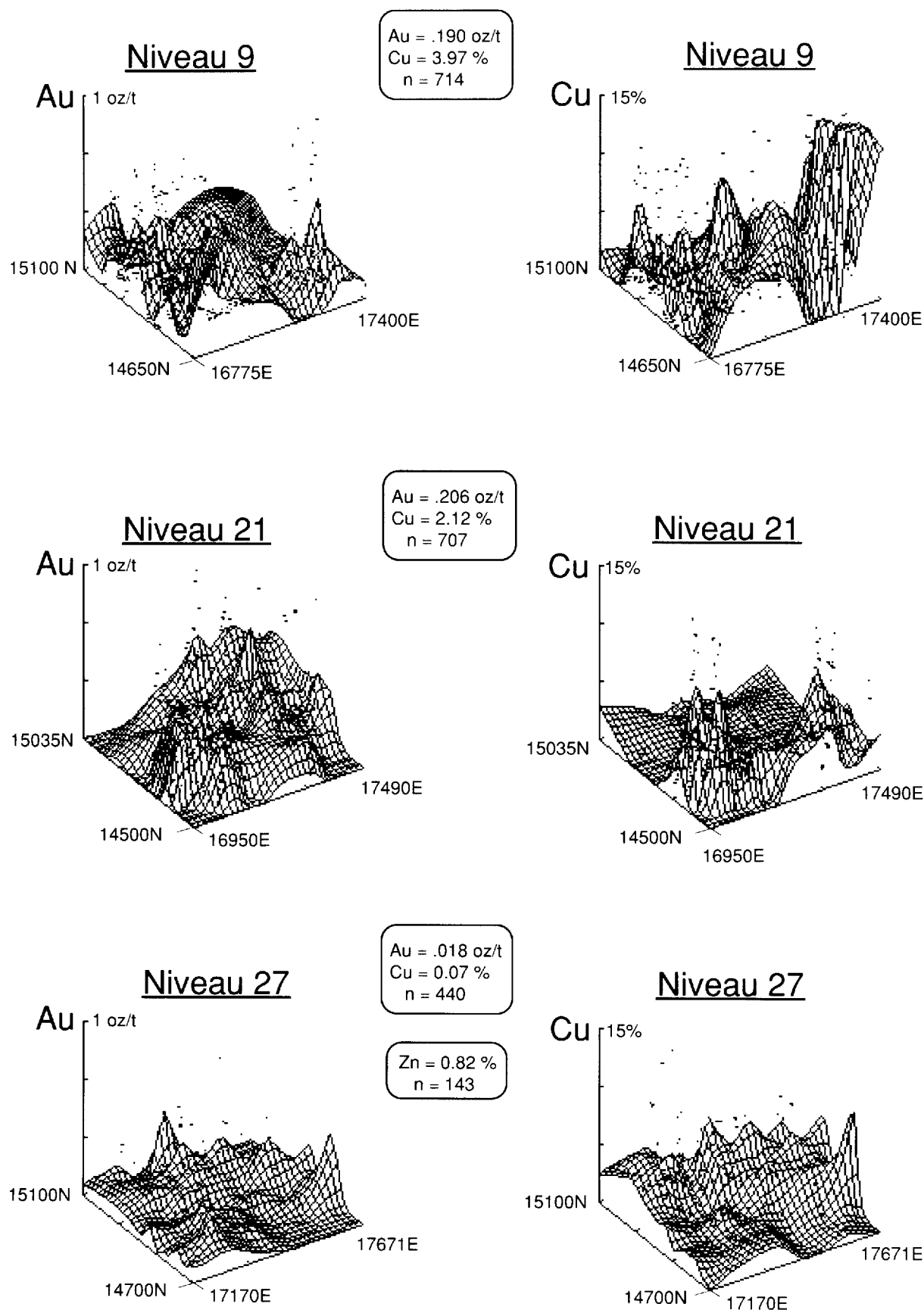


FIGURE 45 — Contours en trois dimensions pour l'Au et le Cu sur les 9^e, 21^e et 27^e niveaux.

TABLEAU 7 — Composition moyenne des sulfures massifs de la mine Horne

Amas H	Cu (%)	Au (ppm)	Zn (%)	Ag (ppm)	Pb (ppm)	As (ppm)	Sb (ppm)	Se (ppm)	U (ppm)	W (ppm)	Co (ppm)	Cd (ppm)	Bi (ppm)	As (ppm)	V (ppm)	B (ppm)
Niveau 2	2,44	18,7	0,02	23,7	17	25	1,2	419	0,6	8,1						
Niveau 6	0,55	8,1	0,01	6,4	30	8	0,5	291	0,6	2,0						
Niveau 9	2,58	5,2	0,04	12,2	16	17	1,1	409	0,7	2,6						
Niveau 13	0,27	0,4	0,03	4,0	25	16	1,2	284	0,4	3,1						
Niveau 21	5,2	4,7	0,00	16,3	5	12	0,9	635	0,5	3,2						
Moyenne	2,41	6,80	0,03	12,1	18	15	1,0	420	0,6	3	162	3	9	8	14	63
	n = 80					n = 66					n = 14					

Zone n° 5	Cu (%)	Au (ppm)	Zn (%)	Ag (ppm)	Pb (ppm)	As (ppm)	Sb (ppm)	Se (ppm)	U (ppm)	W (ppm)	Co (ppm)	Cd (ppm)	Bi (ppm)	As (ppm)	V (ppm)	B (ppm)
Niveau 27	0,1	1,7	2,2	29,2	184	238	7,4	57	0,5	8,7						
Niveau 49	0,1	1,1	1,4	23,7	197	201	3,7	92	0,6	13,9						
Moyenne	0,12	1,42	1,81	26,6	190	219	5,6	74	0,5	11,3	8	74	2	79	3	51
	n = 25					n = 18					n = 7					

rieure et supérieure du profil, quoique pas toujours en concordance. Une coupe traversant la zone n° 5, au 27^e niveau, est illustrée à la figure 48. La principale lentille de sulfures massifs s'étend de 30 à 120 pieds le long de la coupe mais seulement le Pb montre ici un net enrichissement. Les hautes valeurs de Zn et Pb, de 170 à 220 pieds environ, proviennent d'une zone minéralisée qui contient deux lentilles de sulfures d'une épaisseur de 10 pieds chacune.

Éléments de terres rares

Des diagrammes de répartition des éléments de terres rares (ETR), normalisés à la chondrite et provenant d'échantillons prélevés dans des amas de sulfures massifs ou disséminés, sont montrés aux figures 49 et 50. D'autres échantillons ont aussi été analysés mais les teneurs se sont avérées au-dessous de la limite de détection de la méthode utilisée (activation neutronique). En outre, les valeurs de Tm sont considérées douteuses. Néanmoins, nous croyons que les résultats obtenus se prêtent à quelques généralisations utiles.

Les sulfures massifs riches en Cu du 9^e niveau montrent des patrons de répartition qui ressemblent à ceux de la rhyolite non altérée (figure 49a) mais avec une plus forte proportion d'éléments légers comparativement aux lourds. Ces échantillons contiennent plus de ETR que la rhyolite. La rhyolite pyriteuse exhibe un patron de répartition incliné qui ressemble à celui de la rhyolite altérée (figure 49b). Au 13^e niveau, les sulfures massifs pyriteux montrent un enrichissement en ETR légers (figure 49c). La rhyolite pyriteuse de ce niveau montre, encore une fois, le motif de la rhyolite altérée (figure 49d). Trois échantillons de sulfures massifs riches en Cu de l'amas H inférieur, au 17^e niveau, montrent des patrons semblables avec de nets enrichissements en ETR légers (figure 50a).

Un autre de sulfures massifs riches en Cu, avec une gangue rhyolitique, montre, par contre, un motif tout à fait différent, semblable à celui de la rhyolite altérée (figure 50b). Dans la zone n° 5, le patron de la pyrite massive du 27^e niveau se rapproche beaucoup de celui de la rhyolite non altérée; le patron du même matériel, au 49^e niveau, est légèrement appauvri en ETR lourds (figure 50c).

Ces observations suggèrent que les sulfures massifs pyriteux contiennent souvent des détritiques rhyolitiques qui contrôlent le patron général des ETR. Quelques pour cent seulement de ce matériel suffisent à exercer ce contrôle, si les sulfures sont incapables d'accommoder plus que quelques ppm de chacun des ETR; c'est ce qui se produit pour les sulfures hydrothermaux des fonds marins actuels (T.J. Barrett et I. Jarvis, manuscrit soumis; J.Ludden, non publié). Toutefois le fait que certains des sulfures massifs ont des contenus de ETR équivalents à ceux des volcanites pourrait signifier que les ETR sont concentrés dans les sulfures ou leur gangue, peut-être par le remplacement du matériel volcanique, combiné à une extraction par des solutions de passage.

Les sulfures massifs riches en Cu exhibent un enrichissement en ETR légers comparativement à la rhyolite non altérée et, dans deux cas, s'ajoute un contenu total de ETR plus lourd. Cela pourrait s'expliquer si les solutions qui ont déposé les sulfures étaient enrichies en ETR légers comparativement aux solutions responsables de la mise en place de la pyrite. Il se peut que les solutions de température plus élevée aient lessivé de préférence les ETR légers de la rhyolite sous-jacente, étant donné que la rhyolite altérée montre un certain appauvrissement en ETR légers relativement à la rhyolite non altérée (chapitre sur l'altération des roches encaissantes). Cet appauvrissement est semblable à celui qui a été rapporté pour des volcanites felsiques minéralisées typiques (ré-

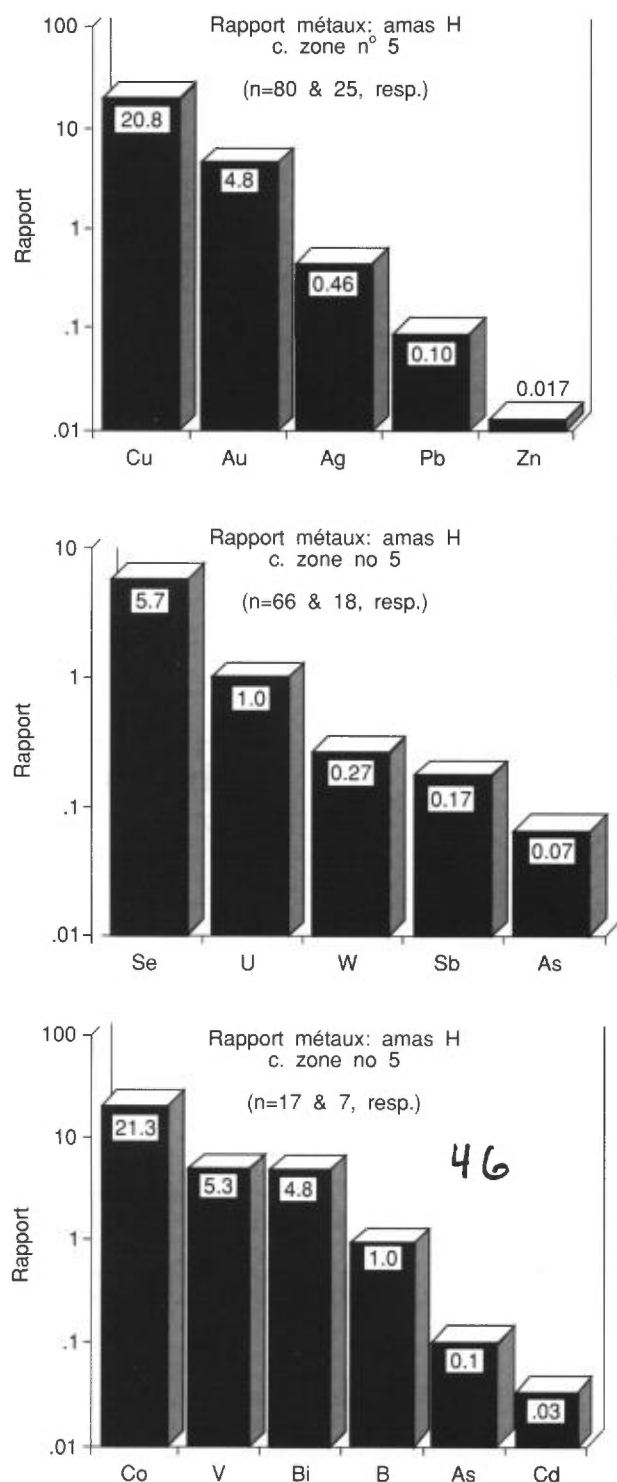


FIGURE 46 — Histogrammes montrant les rapports de concentrations d'éléments choisis pour les amas H et la zone n° 5.

sumé in Campbell *et al.*, 1982). Le fait que le contenu de ETR dans les sulfures exhibe une certaine corrélation avec les teneurs en Cu et en Se ($r = 0,64$ et $0,48$, respectivement) suggère que les ETR sont en réalité associés à la chalcopysite dans les sulfures riches en Cu. Il est intéressant de mentionner que les patrons des ETR de tous les sulfures massifs de la mine Horne diffèrent considé-

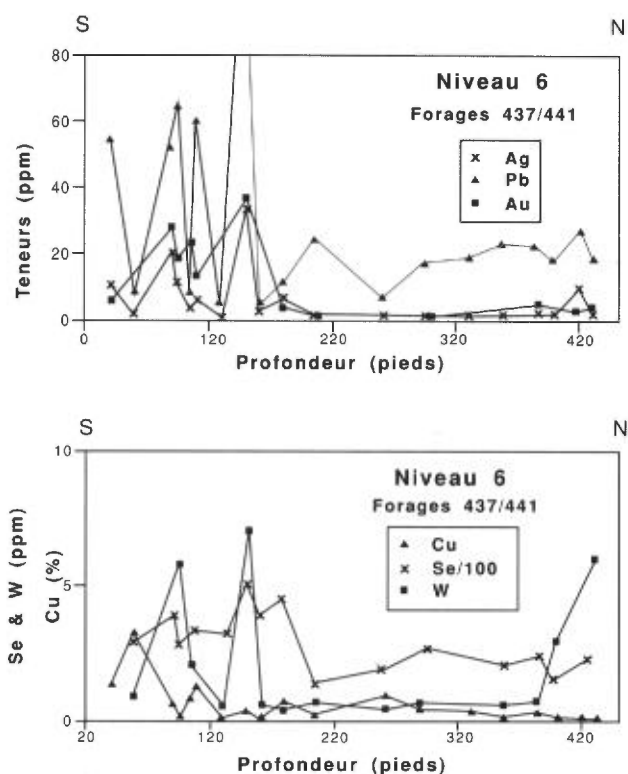


FIGURE 47 — Profils de variation des teneurs en Au, Ag, Pb en A et Cu, Se, et W en B le long d'une coupe traversant l'amas H supérieur au 6^e niveau. Les informations proviennent des analyses de la carotte des forages 437 et 441.

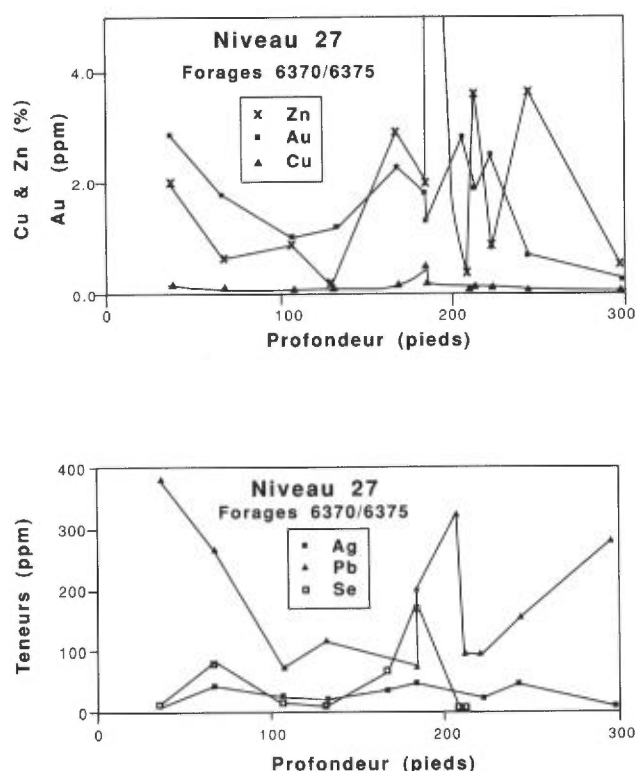


FIGURE 48 — Profils de variation des teneurs en Au, Cu, Zn en A et Ag, Se, et Pb en B le long d'une coupe traversant la zone n° 5 au 27^e niveau. Les informations proviennent des analyses de la carotte des forages 6370 et 6375 localisés sur la figure 12.

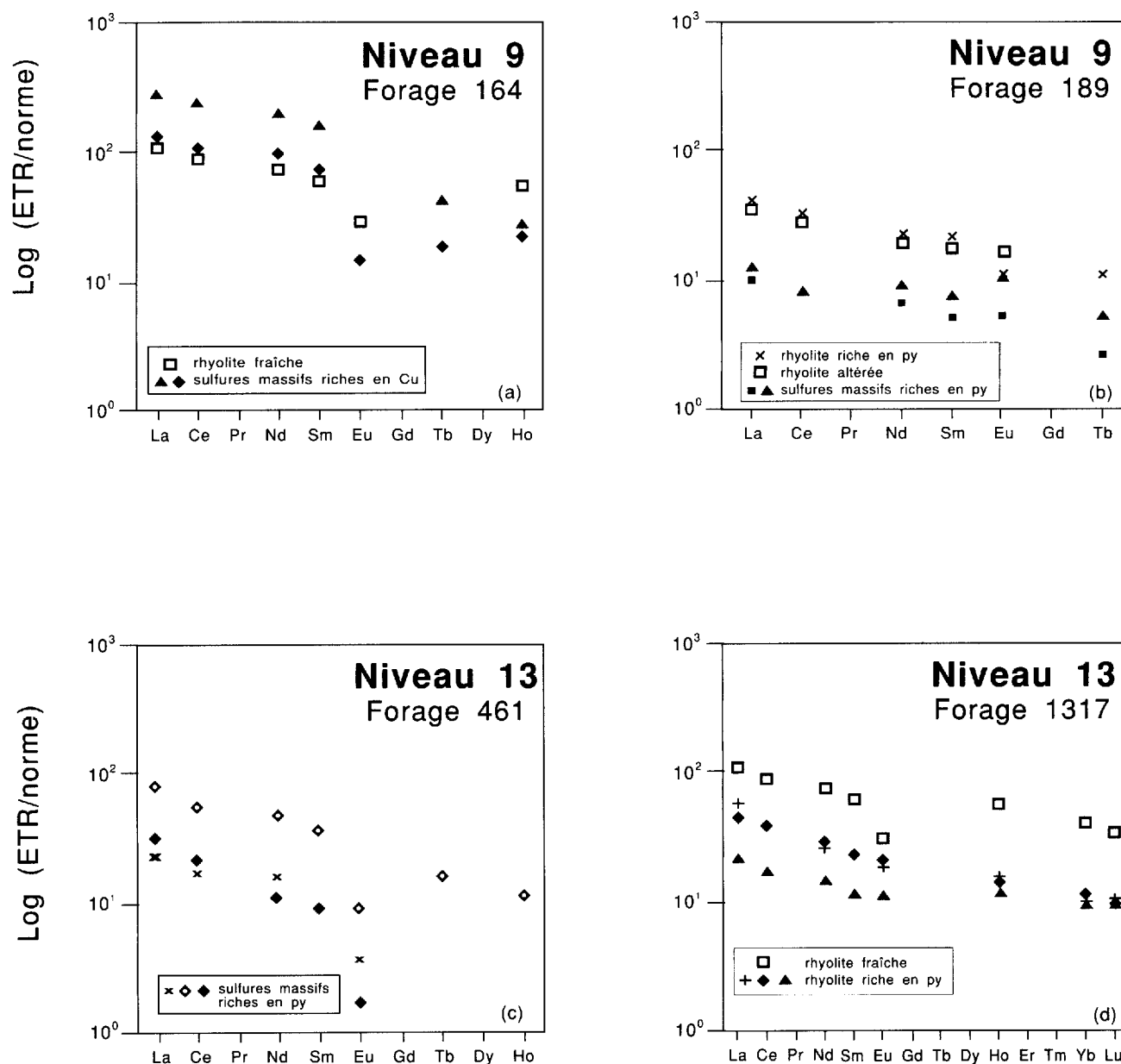


FIGURE 49 — Diagrammes de répartition des éléments des terres rares, normalisés à la chondrite et provenant d'échantillons de sulfures massifs ou disséminés des 9^e et 13^e niveaux. Les différents symboles correspondent à des échantillons distincts. Le forage 164 est localisé sur la figure 8.

blement de ceux des sulfures hydrothermaux d'un centre d'expansion océanique moderne, particulièrement, par l'absence d'une forte anomalie positive de Eu (figure 50d). On trouve des anomalies positives de Eu dans les sulfures massifs du gisement de Brunswick d'âge ordovicien (Graf, 1977).

Discussion

Les amas H semblent occuper des structures qui ressemblent à des grabens développés dans une séquence hétérogène de rhyolite massive, de rhyolite «pulvérisée» et de brèche rhyolitique; l'amas H supérieur est entouré principalement par les deux premières lithologies et l'amas H inférieur, par les deux dernières. Les sulfures

massifs riches en Cu longent plus ou moins le mur des amas H et même sont présents au voisinage du mur latéral vertical. Sous les portions plus ou moins plates E-W du mur, les valeurs de cuivre (et d'or) sont typiquement très basses, même où les sulfures reposent directement sur le mur. À ces endroits, il semble y avoir un problème quant à l'arrivée des solutions minéralisantes par le dessous. Les valeurs de Cu dans le mur n'augmentent à un niveau significatif (0,5 à 5 %) qu'aux endroits où le mur change d'inclinaison. L'enrichissement en Cu devient le plus prononcé sous la marge E de l'amas H inférieur et se maintient même où le mur s'aplatit de nouveau vers l'E (21^e niveau). L'or est aussi élevé dans le mur minéralisé; à certains endroits, les teneurs en Au et aussi celles en Cu décroissent dans les premiers 25 à

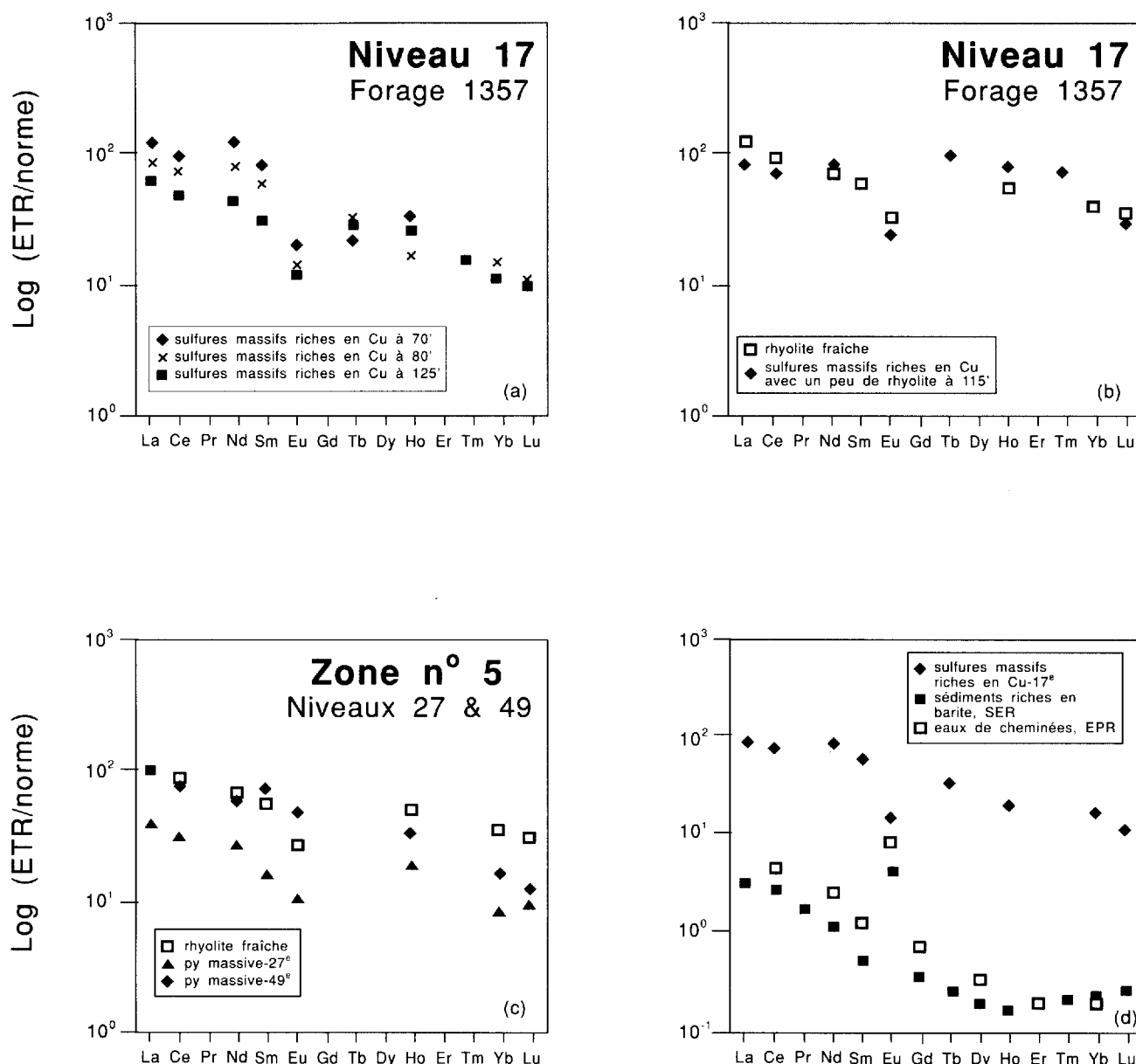


FIGURE 50 — Diagrammes de répartition des éléments de terres rares (a, b, c), normalisés à la chondrite et provenant d'échantillons de sulfures massifs ou disséminés, 17°, 27° et 49° niveaux. Diagramme d) distribution des ETR des sulfures massifs du 17° niveau et de ceux des sulfures hydrothermaux provenant de centres d'expansion océanique modernes. EPR = East Pacific Rise; SER = Southern Explorer Ridge.

50 pieds du mur. Tous ces faits s'accordent avec une introduction de solutions minéralisantes le long de zones surplombant plus ou moins des failles dans la pile volcanique sous-jacente. Ces failles sont peut-être même à l'origine des grabens. Cette interprétation permet d'envisager qu'une partie de l'or soit syngénétique avec les sulfures. Si les secteurs de dégorgeement des sulfures hydrothermaux, dans les grabens, étaient principalement restreints à une zone étroite à la marge W et une zone plus large, à la marge E, la mise en place des sulfures riches en Cu a pu se restreindre à ces zones. Un glissement, sur une pente, d'une partie de ce matériel, expliquerait les segments de l'enveloppe basale riche en Cu qui reposent sur le mur dépourvu de Cu. Il se peut aussi que cette partie du mur ait reçu des solutions de haute

température qui n'ont déposé des sulfures riches en Cu qu'au-dessus du mur.

La présence de lentilles riches en Cu, au-dessus de la couche basale, mais à faible distance du mur abrupt, peut être attribuée à une décharge persistante de solutions de haute température combinée avec l'émergence de solutions dans les eaux de fond, à des niveaux plus élevés par rapport aux murs des grabens. Cela est requis pour un remplissage graduel du graben par les sulfures. Ces lentilles enrichies en Cu ne se prolongent pas plus qu'environ 50 pieds dans l'amas principal, à partir des marges abruptes. À la marge E de l'amas H inférieur, la minéralisation intensive du mur pourrait signifier une zone d'activité hydrothermale majeure et soutenue. Une rotation à l'horizontale de l'amas donne une zone miné-

ralisée qui s'étend vers le bas jusqu'à 50 pieds sous l'amas mais, ce qui est plus important, ajoute, au mur latéral, une extension d'au moins 150 pieds (vers le N de

l'amas après rotation). Un mur latéral minéralisé se retrouve aussi au N de l'amas H supérieur (tourné) quoique de dimension plus modeste.

Géochimie des isotopes stables de l'O et du S

Objectifs de l'étude

Le but de cette étude des isotopes stables est de préciser les conditions physico-chimiques qui ont prévalu lors de la mise en place du minerai de la mine Horne par des fluides hydrothermaux. De plus, la comparaison des données isotopiques de l'oxygène de ce gisement avec celles d'autres gisements de sulfures massifs contenus dans des volcanites similaires, favoriserait une meilleure compréhension de l'origine des gisements du type Horne et, de ce fait, en faciliterait l'exploration. Beaty et Taylor (1988) sont d'avis que les grands gisements de sulfures massifs, comme celui de Kidd Creek, peuvent provenir de fluides aqueux isotopiquement inhabituels. Le gisement de la mine Horne fournit, à notre avis, l'occasion de vérifier cette hypothèse.

Études antérieures

Les études qui ont eu cours sur les isotopes stables, en relation avec les gisements de sulfures massifs contenus dans des séries volcaniques, sont résumées dans Franklin *et al.* (1981), Ohmoto et Skinner (1983). Les études sur les isotopes de l'oxygène ont généralement montré que les gisements de sulfures massifs étaient entourés d'un halo d'altération isotopique et que les processus à l'origine de ce halo étaient essentiellement hydrothermaux, se produisant à des températures situées entre 200 et 350 °C. On a communément assimilé le fluide minéralisateur à de l'eau de mer réchauffée, quoique des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ positives (par rapport à une valeur de 0,0 ‰ pour l'eau de mer) de certains fluides minéralisateurs suggèrent qu'une petite contribution de fluides magmatiques, ou isotopiquement évolués, soit nécessaire (p. ex. Costa *et al.*, 1983). Toutefois, Pisutha-Arnold et Ohmoto (1983) considèrent que ces petites différences positives peuvent être attribuées à une réaction entre la roche de basse température et le fluide avant la mise en place du minerai. Les gisements de l'Abitibi étudiés comprennent ceux des mines Amulet et de Kidd Creek (Beaty et Taylor, 1980, 1982) et celui de la mine Matagami (Costa *et al.*, 1983).

Les déterminations isotopiques du soufre ont servi à estimer les températures des sulfures, les conditions chimiques dans lesquelles les gisements se sont formés et les sources possibles du soufre. On observe des différences considérables entre les gisements phanérozoïques et ceux d'âge précambrien dans la répartition des isotopes du soufre. De façon générale, les gisements plus récents, comparativement aux gisements précambriens, montrent de plus grandes variations de composition isotopique du soufre et aussi des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ plus positives. On attribue généralement les étroits registres de $\delta^{34}\text{S}$ de 0 à 2 ‰ dans les gisements précambriens, au lessivage des sulfures magmatiques primaires logés dans les roches du mur, ou à une contribution de sulfures dans les eaux

magmatiques. Toutefois, il se peut que le sulfate de l'eau de mer précambrienne ait eu une valeur de $\delta^{34}\text{S}$ plus près de celle du magma que de l'eau de mer actuelle (p. ex. Ohmoto et Felder, 1987) ce qui rendrait plus difficile la reconnaissance d'une contribution de soufre par l'eau de mer. Des données sur les isotopes du soufre pour les gisements de l'Abitibi ont été fournies pour les mines de Quemont (Ryznar *et al.*, 1967; Lusk *et al.*, 1975) et de Milenbach (Coomer et Schwarcz, 1974).

Méthodes d'échantillonnage et d'analyse

Les échantillons recueillis proviennent en partie d'affleurements de surface des mines Horne et Quemont et de leurs environs; ils proviennent aussi des galeries des 5^e et 9^e niveaux exploités par Remnor et, en plus, de carottes de sondage des 9^e, 15^e, 27^e, 49^e, 57^e et 65^e niveaux de la mine Horne. Nous avons effectué 55 déterminations des isotopes de l'oxygène, pour la roche entière ou pour des minéraux séparés, à partir d'échantillons provenant surtout des roches du mur des gisements de la mine Horne. À ceci s'ajoutent 30 déterminations pour les isotopes du soufre effectuées sur des minéraux séparés comprenant la pyrite, la pyrrhotite et la chalcoppyrite. Nous avons aussi compilé les données déjà publiées sur les isotopes du soufre de la mine Quemont.

Le traitement des échantillons a consisté d'abord à éliminer le matériel d'altération de surface lorsque nécessaire, suivi, pour les analyses de roches entières, d'un broyage à < 50 mailles. Les carottes de sondages ont été sectionnées en moitiés avant de procéder au broyage. Le triage des minéraux séparés s'est fait d'abord à la main après un broyage grossier et, après un broyage plus fin, la fraction de 50 à 150 mailles a été soumise à une séparation par liquides lourds et au séparateur électromagnétique Frantz. Les concentrés de magnétite ont été obtenus, pour un premier triage, par un aimant de poche, puis ensuite, par l'élimination, à la main, des contaminants, tels les silicates et les sulfures. Un test par diffraction X a permis de contrôler la pureté des échantillons de minéraux.

Les analyses pour les isotopes du soufre ont eu lieu à l'université McMaster sous la supervision de C.C. McMullen. L'extraction du soufre des minéraux séparés a été faite par une technique semblable à celle décrite par Fritz *et al.* (1974); une réaction à l'oxyde cuprique, à 1000 °C, produit du SO_2 qui sert à l'analyse spectrométrique. Toutes les valeurs pour les sulfures sont rapportées à l'échelle CDT (Canon Diablo Troilite; Thode *et al.*, 1961). La précision analytique escomptée est de 0,4 ‰ (C.C. McMullen, communication personnelle, 1988); la duplication des résultats cependant semble indiquer une précision de 0,2 ‰.

L'extraction de l'oxygène des silicates et des oxydes a été faite par la méthode de la réaction au BrF_5 préco-

nisée par Clayton et Mayeda (1963); l'oxygène obtenu est ensuite converti en CO_2 par réaction avec du graphite chauffé. Les analyses de spectrométrie de masse ont été faites avec un spectromètre à collecteur triple, Nuclide 6-60 RMS, et corrigées pour les erreurs instrumentales (Craig, 1957; Deines, 1970). Tous les résultats pour l'oxygène sont rapportés par rapport au standard «Mean Ocean Water» (Baertschi, 1976). La précision pour la plupart des silicates et des oxydes analysés est de 0,1 ‰ et celle pour les minéraux réfractaires, comme la magnétite, est de 0,2 ‰.

Pétrographie des échantillons

La roche des échantillons traités pour l'analyse isotopique varie de la coulée de rhyolite essentiellement fraîche des affleurements situés loin des gisements (p. ex. Quemont Hill et la coupe du chemin de fer près de la zone ouest) à une roche très séricitisée et (ou) chloritisée, presque dépourvue des ses minéraux primaires, comme le sont les échantillons prélevés près des amas de minerai (échantillons 8928-252 et 6577-188, annexe 9). Les sulfures analysés proviennent de veines ou de minerai disséminé (de la pyrite, surtout dans les roches chloritisées). Plusieurs échantillons sont veinés de quartz et de quartz-séricite. On trouve aussi des veines de quartz-chlorite-pyrite et, occasionnellement, de quartz-carbonates. Bien que la séricitisation semble généralisée dans un échantillon donné, on observe aussi une chloritisation en bordure des veines pyriteuses.

Les échantillons qui ont servi à l'étude des isotopes du soufre provenaient exclusivement de sulfures massifs et, à l'exception de deux échantillons, ils provenaient des amas H; l'un de ces deux échantillons (8928-111) a été recueilli dans la zone n° 5 et l'autre (HM-7) durant l'exploitation de Remnor, tout juste au N de l'amas H, au 6^e niveau. De brèves descriptions des échantillons de sulfures sont fournies à l'annexe 9 et les relations texturales des sulfures aux minéraux de gangue sont décrites en détail au chapitre sur la pétrographie.

De façon générale, les observations pétrographiques suggèrent que les sulfures massifs riches en Fe, analysés pour les isotopes du soufre, s'inscrivent dans la séquence paragenétique suivante : la pyrite se forme d'abord, souvent dans une matrice de quartz microcristallin; la magnétite remplace la pyrite précoce et est suivie par la pyrrhotite; la chalcopryrite remplace et enveloppe les minéraux antérieurs, suite à une remobilisation de la couche cuprifère sous-jacente; une mise en place de quartz-chlorite-séricite et, rarement, de calcite est contemporaine de la chalcopryrite et lui succède.

Résultats des analyses

ISOTOPES DE L'OXYGÈNE

Les résultats des analyses isotopiques de l'oxygène sont consignés à l'annexe 9. La plupart des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de roche totale se situent entre 6,6 et 11,6 ‰ et montrent une répartition unimodale. Pour le quartz, les valeurs

varient de 9,5 à 12,1 ‰; pour trois chlorites, elles sont de 2,3 à 6,6 ‰ et pour deux magnétites, elles s'étalent de 0,1 à 1,3 ‰. On peut grouper ces résultats en trois catégories suivant la composition de la roche et son degré d'altération. Les échantillons à cet égard peuvent être ainsi classés : roches les moins altérées, roches séricitisées (et silicifiées) et roches chloritisées. Les échantillons les moins altérés proviennent de coulées de rhyolite massive peu altérées et veinées; ils proviennent de la zone ouest et de Quemont Hill (HM-4, 5, 10, 11 et 14). Une séricitisation modérée est visible en lame mince. Le registre des valeurs mesurées pour ces échantillons, de 7,8 à 9,0 ‰, est typique des roches volcaniques rhyolitiques (Taylor, 1968). Un dyke de granophyre à Quemont Hill montre un $\delta^{18}\text{O}$ de 8,6 ‰ (HM-12); cet échantillon exhibe une texture primaire et une faible séricitisation du feldspath. Les observations de terrain indiquent qu'il s'agit d'une intrusion contemporaine des coulées de rhyolite, suggérant ainsi que le registre de 7,8 à 9,0 ‰ pour les rhyolites est primaire et non affecté par l'altération. Finalement, des phénocristaux de quartz (que l'on suppose magmatiques et primaires) de l'échantillon HM-9 ont une composition isotopique de 9,5 ‰, conforme à une dérivation du quartz d'un magma qui devait posséder un $\delta^{18}\text{O}$ initial de roche totale d'environ 7 à 8 ‰, c'est-à-dire, de 1,5 à 2,5 ‰ moins élevé que celui du quartz (Taylor, 1968). Vues globalement, ces données suggèrent une composition isotopique primaire de $8,0 \pm 0,5$ ‰ pour les volcanites.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$, roche totale, des échantillons séricitisés varient de 6,6 à 11,6 ‰. Deux échantillons chloritisés ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de 7,2 et 4,2 ‰ respectivement. La répartition des $\delta^{18}\text{O}$ pour les roches altérées est asymétrique, étirée vers les plus basses valeurs; la composition modale est ≈ 10 ‰. L'examen d'une lame mince suggère que les faibles valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ coïncident avec une plus forte proportion de chlorite par rapport à la séricite. La chlorite est appauvrie en $\delta^{18}\text{O}$ relativement à la séricite (muscovite) et au quartz (Wenner et Taylor, 1971; Friedman et O'Neil, 1977). Il semble que la valeur modale de $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 10 ‰ représente la composition isotopique de la roche totale, en condition d'équilibre, avant qu'une chloritisation appréciable se soit produite. La majorité des échantillons qui donnent des valeurs en deçà de 1 ‰ de la valeur modale, est constituée de quartz-séricite-sulfures avec ou sans chlorite et présente un ratio de séricite/quartz d'environ 1 : 1.

Deux échantillons ont donné des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de roche totale difficiles à expliquer par rapport à la séricitisation et la chloritisation. L'échantillon HM-9 qui provient du toit de l'amas H a un $\delta^{18}\text{O}$ de 6,6 ‰ mais ne contient pas de chlorite. L'échantillon HM-7a, provenant d'une veine de quartz-séricite de la zone aurifère de Remnor, possède un $\delta^{18}\text{O}$ de 7,1 ‰ avec un ratio séricite/quartz d'environ 3 : 1.

Une chlorite extraite de l'échantillon 164-60, qui provient d'un minerai massif de pyrite-pyrrhotite-chalcopryrite, est probablement contemporaine du minerai sulfuré; une autre chlorite de l'échantillon 1322-460 provient d'une veine logée dans le mur chloriteux sous l'amas H;

ces deux chlorites ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de 2,3 et 2,4 ‰ respectivement. Deux échantillons de magnétite massive ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de 0,1 ‰ (les réanalyses montrent 0,7 ‰ et 1,3 ‰ respectivement). Un quartz grossier cristallin de l'échantillon HM-16 donne une valeur de $\delta^{18}\text{O}$ de 11,8 ‰ et trois échantillons de quartz provenant de veines ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ étalées entre 10,2 et 12,1 ‰.

Aucune variation verticale ou latérale de la composition isotopique de la roche totale, n'est ici apparente, contrairement aux études antérieures qui montrent des appauvrissements ou des enrichissements de $\delta^{18}\text{O}$ à mesure que la zone de minerai se rapproche (p. ex. Addy et Ypma, 1977; Beatty et Taylor, 1982). Cela pourrait être dû à un nombre insuffisant d'échantillons le long d'une coupe stratigraphique donnée. On peut cependant entrevoir l'ébauche d'une trajectoire. Dans les forages 1322 et 1282, situés au 15^e niveau, de fortes valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de $10,5 \pm 0,4$ ‰ se retrouvent immédiatement en dessous du minerai massif et aussi pour 100 à 200 pieds dans le mur, quoique cette constatation ne soit basée que sur deux et trois échantillons respectivement. L'échantillon suivant, le plus bas dans le mur, et l'échantillon au mur même, dans chacun des deux forages, sont de 1 à 2 ‰ plus bas en $\delta^{18}\text{O}$.

Dans la zone n° 5, les échantillons provenant de forages traversant les lentilles minéralisées et leur toit ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ qui se situent entre 9,4 et 11,6 ‰. Dans deux forages, des échantillons, prélevés à environ 200 pieds sous les lentilles minéralisées, donnent dans un cas (57-8955) des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ légèrement plus basses à 8,7 ‰ et, dans l'autre cas (65-8928), une valeur considérablement plus basse à 4,2 ‰, ce qui dans ce cas pourrait résulter, en partie, d'une chloritisation de la roche.

ISOTOPES DU SOUFRE

Les résultats pour les analyses isotopiques pour le soufre, à la mine Horne, sont donnés à l'annexe 10. Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ pour tous les sulfures se situent entre -0,1 et +1,9 ‰, à l'exception d'un échantillon de pyrite à -2,1 ‰. La plupart des valeurs pour la pyrite tombent entre 0,3 et 1,5 ‰. Le registre de variation pour la pyrrhotite est plus étroit, entre -0,1 et 1,0 ‰ et la répartition, pour ce minéral, est centrée à environ 0,6 ‰; le registre de la chalcopyrite s'étale entre 0,8 et 1,0 ‰ avec une valeur hors de ce registre à 0,3 ‰; ainsi la chalcopyrite montre un registre semblable à celui de la pyrrhotite, compte tenu de la précision des analyses.

Plusieurs aspects de ces données méritent d'être soulignés. D'abord la plupart des sulfures montrent un registre de composition isotopique très étroit qui évoque celui des sulfures magmatiques (0 ± 2 ‰; Ohmoto et Rye 1979). Des répartitions étroites de ce type, centrées à ou près de 0 ‰, sont courantes dans les gisements de sulfures précambriens (Franklin *et al.*, 1981); important aussi, le registre relativement large de $\delta^{34}\text{S}$ de la pyrite, comparativement aux autres sulfures, et la composition isotopique de déséquilibre de la pyrite et de la chalcopyrite (en condition d'équilibre, la pyrrhotite devrait exhiber des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ plus positives que celles de la chalcopyrite).

À signaler aussi la valeur anormalement négative de $\delta^{34}\text{S}$ pour la pyrite insérée dans la magnétite massive (échantillon 1322-293). Cette pyrite appartient à un système de veines tardives et elle est associée à des minéraux de gangue inhabituels pour ce genre de gisement, telle l'hématite.

D'autres gisements en Abitibi montrent également de larges registres de valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ pour la pyrite et des compositions isotopiques de déséquilibre pour les autres sulfures. On a attribué ces particularités à des processus ayant eu cours en condition de déséquilibre causé par une précipitation rapide des sulfures, lors de l'arrivée des solutions hydrothermales dans l'eau de mer (Coomer et Schwarcz, 1974). Toutefois, cette vue n'explique pas pourquoi la pyrite seule montre ces larges registres de valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ et aussi pourquoi on observe des relations d'équilibre dans plusieurs des gisements de sulfures massifs paléozoïques (Franklin *et al.*, 1981), lesquels, par supposition, sont formés par des processus similaires.

Il ne semble pas y avoir de trajectoires spatiales particulières dans les compositions isotopiques reliées au $\delta^{34}\text{S}$ des sulfures étudiés comme on en a rapportées pour d'autres gisements, soit un accroissement vers le haut (p. ex. Seccombe et Clark, 1981) ou un infléchissement vers le bas (Kajiwar, 1971). Coomer et Schwarcz (1974) ont noté, pour le gisement de Millenbach, un accroissement dans les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ des sulfures qui coïncidait avec la teneur en Zn. Pareillement, Ryznar *et al.* (1967) ont rapporté, pour la mine Quemont, un accroissement de $\delta^{34}\text{S}$ relié à la profondeur, bien que cette conclusion ait été, par la suite, mise en doute par Lusk *et al.* (1975).

Des températures basées sur la géothermométrie des isotopes du soufre sont consignées à l'annexe 10. Les températures déterminées par une séquence de pyrite-chalcopyrite et trois séquences de pyrrhotite-chalcopyrite s'étalent entre 250 et 350 °C. Deux séquences de pyrite-chalcopyrite donnent des températures au-delà de 900 °C et une autre donne 600 °C. Toutes les relations de $\delta^{34}\text{S}$ tirées des doublets pyrrhotite-chalcopyrite sont inversées (F1) et quatre autres paires de minéraux des systèmes pyrite-chalcopyrite et pyrite-pyrrhotite sont aussi inversées. Les registres d'étalages extrêmes de température et les indices de relation isotopique en condition de déséquilibre restent ici énigmatiques. Les quatre valeurs qui se groupent dans le registre de 250 à 350 °C sont comparables à celles des gisements de sulfures massifs volcanogènes (environ 300 à 350 °C; Ohmoto *et al.*, 1983; Beatty et Taylor, 1988). Toutefois, plusieurs des températures calculées sont beaucoup trop élevées pour les séquences minéralogiques impliquées. Une explication possible serait que tous les sulfures se sont déposés en condition de déséquilibre mais, lors de l'activité hydrothermale, des conditions d'équilibre se sont presque rétablies. Une activité hydrothermale prolongée pourrait maintenir une température élevée, dans l'accumulation de sulfures, pour une période de milliers d'années (p. ex. Cathles, 1983). Le fait qu'aucun fractionnement des séquences minéralogiques ne dépasse les limites escomptées pour une température d'environ 300 °C supporte cette hypothèse.

Deux échantillons de la mine Quemont ont fait l'objet d'études isotopiques du soufre (Ryznar *et al.*, 1967; Lusk *et al.*, 1975). La répartition des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ est essentiellement la même que pour la mine Horne. Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ pour la pyrite du gisement de Quemont montrent aussi la plus grande variation de tous les sulfures. Cependant on n'observe pas de valeurs inversées de déséquilibre dans les minéraux séparés, ni de valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ négatives.

Quoique Lusk *et al.* (1975) aient conclu que les relations isotopiques du soufre du gisement de Quemont, signifiaient une ré-équilibration par le métamorphisme, les températures calculées, en utilisant leurs données pour des paires de minéraux, diffèrent grandement entre elles (jusqu'à des centaines de degrés). Ce n'est d'ailleurs qu'à proximité des intrusions, à l'intérieur des gisements de sulfures de la mine Horne, que l'on peut observer une réaction métamorphique (Mookherjee et Suffel, 1968). Une explication possible de l'apparente absence d'événements métamorphiques serait que la roche du mur aurait été soumise, au préalable, à une altération hydrothermale de haute température.

Discussion

Quatre méthodes peuvent servir à déterminer la température des fluides : la géothermométrie isotopique de l'oxygène, la géothermométrie du soufre, la relation des phases minéralogiques et la systématique de l'altération isotopique de l'oxygène (Criss et Taylor, 1986). Isolées, ces méthodes ne permettent pas une détermination de température sûre. Pour le gisement de Horne, une synthèse des données obtenues par toutes les méthodes ne fait que poser des limites aux registres probables de températures des fluides hydrothermaux associés à la mise en place des sulfures. Comme nous l'avons mentionné plus haut, les données isotopiques du soufre indiquent un registre de température étalé entre 250 et 350 °C. Une détermination isotopique et thermométrique de l'oxygène, pour une séquence quartz-magnétite de l'échantillon HM-16, donne une température d'environ 400 °C (annexe 9). Si cette température est légèrement plus élevée que celle obtenue pour le soufre, il faut mentionner que l'erreur possible de calcul dans cette donnée est de 50 °C. Un estimé de la température est aussi possible à partir de la pyrrhotite hexagonale et monoclinique, parfois en intercroissance polycristalline. Si cette texture provient d'une exsolution, elle indique que la pyrrhotite s'est formée à plus de 300 °C (Craig et Scott, 1976) malgré que l'effet de trempe sur les phases cristallines peut affecter l'exactitude d'une détermination de température faite de cette façon. Finalement la température des fluides peut se calculer à partir de l'altération isotopique de l'oxygène, résultat de l'interaction eau-roche (figure 51). Suivant ce calcul, l'altération observée exigerait une température entre 250 et 350 °C. Une synthèse de toutes ces indications permet de conclure que les fluides minéralisateurs devaient avoir une température qui se situait entre 250 et 350 °C.

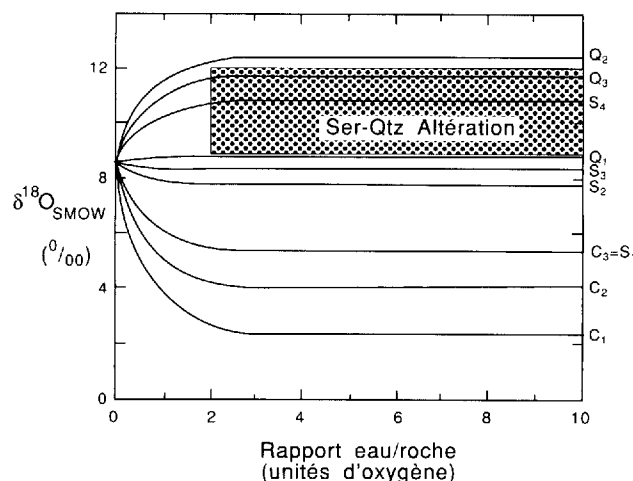


FIGURE 51 — Calculs des relations de compositions isotopiques dans les minéraux résultant de l'interaction eau-roche, d'après l'équation de Criss et Taylor (1986) et un $\delta^{18}\text{O}$ roche de 8,5 ‰. Le registre des compositions des roches altérées quartzo-séricitiques est montré dans le rectangle ombré identifié par Ser-Qtz Altération. Les calculs sont faits à partir des équations de fractionnement de Wenner et Taylor (1971) pour chlorite-eau, celles d'O'Neil et Taylor (1969) pour muscovite-(séricite)-eau et celles de Friedman et O'Neil (1977) pour quartz-eau. C = chlorite, S = séricite, Q = quartz. Les courbes sont assujetties aux conditions suivantes : pour C_1 et Q_1 , $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3$ ‰ et $T = 350$ °C; C_2, S_2 et Q_2 : $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3$ ‰, $T = 250$ °C; pour C_3, S_3 et Q_3 : $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 6$ ‰, $T = 350$ °C; $S_4 = 6$ ‰, $T = 250$ °C. SMOW : Standard Mean Ocean Water

ISOTOPES DE L'OXYGÈNE

Le calcul de la composition isotopique des fluides hydrothermaux est basé sur les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de minéraux séparés et une température présumée de 350 °C. Les résultats apparaissent à l'annexe 9. Le calcul de la composition isotopique des fluides en condition d'équilibre, basé sur les valeurs du quartz et de la magnétite, est en accord avec la formation de ces minéraux par des fluides ayant un $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 6 ‰. Toutefois, un calcul basé sur les compositions isotopiques de la chlorite donne un fluide avec un $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 3 ‰. En présumant que la chlorite s'est formée avec un $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 6 ‰, il faut, pour un $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 3 ‰, une température excédant 700 °C. Il s'agit donc de deux fluides (environ 3 ‰ et environ 6 ‰) à une température uniforme de 350 °C ou d'un seul fluide de $\delta^{18}\text{O} \approx 3$ ‰, à une température qui a évolué de 250 °C vers une température plus élevée, assez élevée pour permettre l'altération chloriteuse. Il est peu probable que les valeurs observées de $\delta^{18}\text{O}$ pour le quartz, la magnétite et la chlorite aient résulté d'une rééquilibration isotopique lors du refroidissement, étant donné que les deux premiers minéraux (quartz et magnétite) sont restés stables et que des réactions de métamorphisme rétrograde auraient entraîné, pour la chlorite, des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ plus élevées et non plus basses (Wenner et Taylor, 1971).

Des trajectoires calculées d'évolution isotopique de roches du mur, par une interaction eaux-roches, sont présentées à la figure 51. Le calcul est basé sur l'équation en système ouvert de Criss et Taylor (1986) et une valeur initiale de $\delta^{18}\text{O}$ de la roche du mur de 8,5 ‰. En outre, ce

calcul utilise trois relations de fractionnement minéral-eau (quartz-eau; séricite-eau; chlorite-eau). Le diagramme indique, pour les roches sériciteuses, le registre isotopique qui convient le mieux à une altération s'effectuant selon le ratio eau/roche > 2 , une température d'environ 250 °C et un $\delta^{18}\text{O}$ de 3 ‰ ou une température de 350 °C et un $\delta^{18}\text{O}$ de 6 ‰.

Quelques échantillons sériciteux (HM-7a et 9) ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et des compositions minéralogiques qui conviennent peu aux conditions ci-haut élaborées. Il se peut cependant que la majorité des roches sériciteuses proviennent d'un fluide à 250 °C et un $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 3 ‰ si on exclut les deux échantillons dont l'altération exige une température voisine de 350 °C (comparez à la figure 51 les courbes pour 250 °C et 350 °C et un fluide à valeur de $\delta^{18}\text{O}$ de 3 ‰). Il se peut aussi que le comportement de ces deux échantillons implique une réaction avec un fluide plus appauvri en $\delta^{18}\text{O}$. Des variations de la composition de fluides avec le temps sont plausibles étant donné que les minerais de la mine Horne représentent plusieurs phases d'activités hydrothermales (Sinclair, 1971; chapitres sur la pétrographie et la géochimie du minerai).

D'autres gisements de sulfures massifs en Abitibi exhibent une évolution isotopique de l'oxygène indiquant une origine à partir de fluides dérivés d'une eau de mer ayant une valeur de $\delta^{18}\text{O}$ voisine de 0 ‰ (p. ex. Franklin *et al.*, 1981; Beatty et Taylor, 1982; Casey et Taylor, 1982; Costa *et al.*, 1983). Toutefois, les études de Ripley et Ohmoto (1979) à la mine de Raul et de Beatty et Taylor (1988) à celle de Kidd Creek indiquent que des fluides enrichis en $\delta^{18}\text{O}$ faisaient partie du processus de formation de minerai. La valeur de $\delta^{18}\text{O}$ du fluide de la mine Raul est estimée à ≈ 10 ‰ et, pour Kidd Creek, elle aurait été de 6 à 9 ‰.

Pour la mine Horne nous envisagerons le modèle génétique caractérisé par le système hydrothermal suivant : le fluide initial avait un $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 3 ‰, généré par une réaction à basse température de l'eau de mer avec une grande masse de roches volcaniques dans une recharge ou une zone d'écoulement vers le bas. Une décharge diffuse, à grande échelle, de fluide à travers une séquence perméable de brèches et de tufs, appartenant en partie aux volcanites sous-jacentes, à des températures au-dessus de 250 °C, entraîne une séricitisation et une silicification généralisées et des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de la roche entière, d'environ 10 à 11 ‰ (les valeurs se situent entre les courbes S_2 et Q_2 de la figure 51 suivant la proportion de séricite et de quartz dans la roche). De l'augmentation de la température du fluide, peut-être due à des intrusions hypabyssales, résulte une série de décharges à une température d'environ 350 °C. Le fluide occasionne une chloritisation en zones irrégulières, surtout au mur des amas H, avec des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de la chlorite et de la roche entière, aussi faibles que 2 ‰ (courbe C_1) et 6 ‰ respectivement. Considérant que les teneurs en Cu et Au dans les zones chloriteuses varient de fortes à faibles, il semblerait, soit que le contenu métallique des solutions ait été variable, soit que les solutions aient été assez chaudes pour que la mise en place des métaux se

fasse au-delà du mur. Nous considérons que le minerai de base, riche en magnétite et qui indique une température d'environ 400 °C, pourrait représenter une mise en place précoce, au moment où les solutions étaient à température élevée.

Origine de fluides isotopiquement lourds

Les compositions isotopiques des fluides hydrothermaux suggérées ($\delta^{18}\text{O} = 3\text{--}4$ ‰, ou $\delta^{18}\text{O} = 3\text{--}7$ ‰ pour les séquences contenant de la magnétite) diffèrent suffisamment de celle de l'eau de mer pour nécessiter une origine distincte de celle normalement proposée pour ce type de gisement (p. ex. Ohmoto, 1986). On peut proposer plusieurs façons d'obtenir des fluides isotopiquement lourds. Le modèle d'enrichissement par évaporation (Beatty et Taylor, 1988) a l'avantage d'introduire une source susceptible de fournir de grandes quantités de fluides enrichis en $\delta^{18}\text{O}$; ces fluides sont, en outre, de puissants moyens de transport de métaux à cause de leur salinité élevée. Toutefois il ne survit aucun indice géologique de l'existence de tels bassins dans le milieu considéré ici.

Une source magmatique pourrait aussi fournir un fluide précoce de valeur isotopique élevée (Taylor, 1979) et une solution de salinité élevée pour le transport des métaux (p. ex. Roeder, 1979). À cause de l'exigence de l'équilibre des masses, il faudrait une quantité énorme de magma pour fournir ce fluide, au moins 50 fois la masse de roche altérée (estimation obtenue à partir d'une teneur de 4 ‰ d'eau en poids dans le magma et un ratio eau/roche de 2). En outre, les gisements de minerai les plus rapprochés du granite de Flavrian (la source de magma présentement la plus proche) ne montrent aucune évidence d'interaction par ce type de fluide (Beatty et Taylor, 1982). On peut aussi envisager un fluide enrichi de $\delta^{18}\text{O}$ par interaction avec de grandes masses de sédiments ou de volcanites isotopiquement lourds mais cette possibilité est difficilement vérifiable. L'origine du fluide lourd par métamorphisme est aussi improbable à cause du caractère syngénétique du minerai. Pour le moment, aucun des processus ci-haut mentionnés ne semble adéquat pour expliquer le fluide lourd et l'altération du minerai à la mine Horne. Vu que les données isotopiques du soufre impliquent un fluide de composition uniforme pendant la mise en place du minerai, nous favorisons un modèle qui fait appel à un seul fluide de valeur $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 3 ‰ mais dans des conditions permettant une variation de la température.

ISOTOPES DU SOUFRE

Les données isotopiques pour le soufre indiquent que ce dernier provenait en fin de compte d'une source magmatique. Le mécanisme le plus probable d'incorporation de sulfures dans le fluide minéralisateur est par un lessivage sélectif de sulfures disponibles dans les volcanites (Ohmoto et Rye, 1979). Le registre étroit des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$, tant pour le minerai de Horne que pour celui de Quemont, suggère une mise en place à partir d'un fluide qui est demeuré isotopiquement homogène

pour la durée de la mise en place. Les basses valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ pourraient indiquer un transport de constituants du minerai dans un fluide réducteur ($f\text{O}_2 \ll$ tampon sulfates-sulfures) dans lequel les sulfures étaient dissous sous forme de H_2S ou HS . Le registre plus élargi des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ pour la pyrite, comparativement aux autres sulfures, s'explique par une mise en place dans un registre de température également élargi, quoique la possibilité d'effets cinétiques causés par un refroidissement soudain du fluide hydrothermal au contact de l'eau de mer ne puisse être écartée. Cependant, aucune de ces hypothèses n'explique adéquatement les relations des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ observées pour les autres sulfures.

La pyrite anormale de l'échantillon de magnétite massive donne une valeur négative de $\delta^{34}\text{S}$ ($-2,1\text{‰}$). Une oxydation partielle du sulfure au sulfate peut facilement entraîner une diminution de la valeur de $\delta^{34}\text{S}$ de H_2S en solution, sans pour autant que la quantité de H_2S diminue de façon appréciable. Par exemple, à 300 °C , l'oxydation de 20 % du sulfure au sulfate, dans une solution, ne diminue $\delta^{34}\text{S}$ du sulfure restant que par environ 5 ‰. L'hématite tardive dans les veines suggère des solutions relativement oxydantes.

Nous interprétons comme suit (d'autres interprétations restent possibles) les histogrammes des composi-

tions isotopiques de $\delta^{34}\text{S}$ des minéraux répartis, entre les niveaux médian et supérieur, dans la stratigraphie des amas de minerai. Si la mise en place de la pyrite, un minéral relativement précoce, s'est effectuée à diverses températures, sa composition isotopique serait forcément variable. La pyrrhotite accompagne la pyrite puis lui succède dans un registre étroit de température. La chalcoppyrite succède aux deux sulfures précédents avec lesquels elle réagit, les remplaçant partiellement. Si l'on présume que la composition isotopique du fluide minéralisateur à son arrivée était relativement uniforme, les valeurs plus lourdes de $\delta^{34}\text{S}$ de la chalcoppyrite exigent l'apport d'un composant extrait de sulfures antérieurs à la solution minéralisante. Cela est requis parce que les compositions isotopiques de la chalcoppyrite devraient être égales ou légèrement plus négatives que celles du fluide alors que celles de la pyrite et de la pyrrhotite sont généralement plus positives. Donc, dans ce modèle, le soufre lourd, provenant de la dissolution de la pyrite et de la pyrrhotite antérieures, enrichit le contenu de ^{34}S du fluide minéralisateur, d'où la mise en place de la chalcoppyrite de valeur de $\delta^{34}\text{S}$ plus élevée. De plus, le fractionnement qui a cours entre le soufre du fluide et la séquence pyrite-pyrrhotite entraîne un enrichissement en ^{34}S dans ce qui reste de la séquence pyrite-pyrrhotite.

Modèle préliminaire et implications

Les gisements de Cu-Zn de la région de Noranda sont depuis longtemps considérés comme des exemples typiques de minéralisation de sulfures massifs dans des séries volcaniques felsiques caractéristiques du Bouclier canadien (p. ex. Sangster, 1972). Les gisements de Horne et de Quemont, en particulier, illustrent bien le modèle idéal de gisements volcanogènes: ils sont contenus dans des complexes volcaniques felsiques où abonde un matériel pyroclastique grossier. Par contre, le gisement de Horne s'écarte de la norme, d'abord, par sa très grande dimension et aussi par l'absence de minerai zincifère au-dessus et en bordure des amas cuprifères — en l'occurrence les amas H: il est aussi inhabituel en raison de sa forte teneur en Au. En outre, le gisement de Horne n'a pas de cheminée d'altération sous-jacente telle que l'on en trouve dans plusieurs autres gisements volcanogènes semblables (p. ex. Millenbach et Amulet).

Après avoir présenté en détail, dans les chapitres précédents, des exemples de gisements de sulfures massifs et plus particulièrement celui de Horne, nous tenterons de proposer un modèle préliminaire de la genèse des minerais cuprifères et aurifères contenus dans cette mine, en mettant en relief les particularités métallogéniques insolites. Nous terminerons en montrant les conséquences de la détermination de ces caractéristiques pour l'exploration de ce type de gîte.

Modèle préliminaire de la mise en place du minerai

La répartition générale des faciès rhyolitiques à l'intérieur de la séquence des Mines, après sa rotation, donne au sud, une prédominance de rhyolite massive suivie, vers le nord, par une prédominance d'abord de brèches (du 25^e au 40^e niveau) puis de tufs; cet arrangement évoque une variation qui va de proximale à latérale, développée sur le flanc nord d'un édifice volcanique (figure 52). Un système de grabens plus ou moins continus est attribué à une tension créée par la poussée magmatique tendant à soulever l'édifice (cf. Neall, 1971 et Newhall, 1987 pour des exemples de fracturation au flanc d'une caldera). Nous considérons que la mise en place du minerai s'est produite sur un édifice volcanique sous-marin et peu profond sur lequel, à mi-pente, se sont accumulées d'abondantes brèches volcanoclastiques. Plus haut sur l'édifice, dans la rhyolite massive, se sont formés des grabens bien délimités dont les planchers s'inclinent vers le nord (sites des amas H). Plus bas, dans les brèches, les grabens sont moins profonds et s'élargissent vers le bas de l'édifice (sites de la zone minéralisée n° 5). D'un glissement du matériel volcanoclastique vers le bas de la pente et vers le secteur de la zone n° 5, résulte la séquence de lentilles de sulfures, minces, discontinues et intercalées dans des brèches. Par la suite, un

épais manteau de tufs plus distaux et non minéralisés recouvrent toute la séquence. Cette disposition du S au N est semblable à l'arrangement central à distal de faciès volcaniques du Protérozoïque supérieur reconnu dans le Bouclier d'Arabie (Roobol et Hackett, 1987).

Antérieurement à la mise en place des amas H et de la zone n° 5, l'édifice volcanique sous-jacent a été soumis à une silicification et à une séricitisation de basse température. Il semble que des fluides enrichis en $\delta^{18}\text{O}$ auraient fait partie du processus, ce qui conviendrait à une eau de mer déjà modifiée par sa réaction avec un grand volume de roche. Nous pensons que l'eau de mer s'est infiltrée dans l'édifice volcanique dans des secteurs de recharge, en particulier dans les zones de brèche volcanoclastique et que cette eau a été modérément réchauffée par les intrusions mises en place au coeur de l'édifice. Ces solutions ont imprégné l'empilement volcanique, peut-être pendant une longue durée, causant ainsi une altération généralisée de la séquence de volcanites. Éventuellement, un graben de tension s'est formé et si cette ouverture était accompagnée d'intrusions hypabyssales, en profondeur, le long de la zone axiale du graben, une décharge hydrothermale de haute température aurait pu se produire le long ou près des murs du graben.

Les relations entre la minéralisation des amas H et la morphologie du graben, présentées au chapitre sur la géochimie du minerai, s'accordent avec la venue de solutions minéralisatrices issues des marges des grabens. Le long de chacun des grabens, la décharge hydrothermale, venant du dessous, se confine à une zone étroite à la marge ouest mais occupe une zone plus large à la marge est (figure 53a). On a pu identifier, aux murs latéraux N des grabens originels, d'importantes zones de décharge souvent fortement chloritisées, mais pas nécessairement minéralisées. Si le fluide à l'origine de la chloritisation était de l'eau de mer, celle-ci était pauvre en Mg. Un tel appauvrissement en Mg est typique des décharges de solutions de haute température observées le long des axes d'expansion océanique modernes et s'explique par l'abondante formation de silicates magnésiens lors de l'altération de basse température dans les zones de recharge (Von Damm *et al.*, 1985). Dans ces mêmes zones, des solutions de haute température donnaient lieu à la mise en place de sulfures riches en Cu, disposés en lentilles allongées plus ou moins discontinues, immédiatement au-dessus des murs des fractures bordant les grabens. Pour expliquer les portions de la couche basale cuprifère qui surplombent un mur dénué de minéralisation de cuivre, on peut invoquer le glissement des sulfures sur une pente inclinée vers les zones axiales des grabens. Il se peut que la décharge des solutions ait pu se produire le long de certains murs plus appropriés à cette activité et que la masse principale de sulfures ait continué de grossir, même après que le graben ait été partielle-

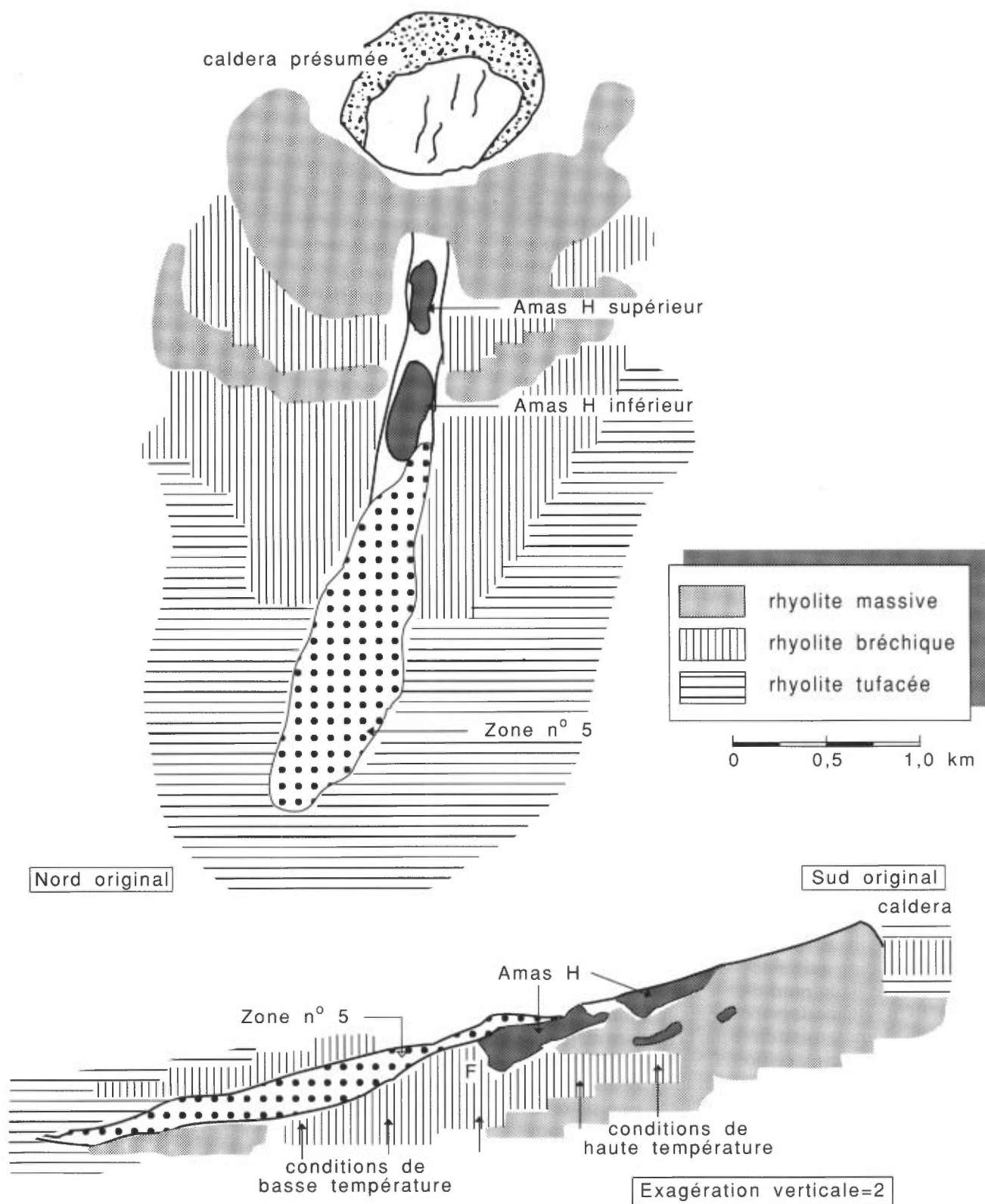


FIGURE 52 — Figure schématique montrant le modèle suggéré de mise en place des gisements de Horne le long d'une structure formée sur le flanc d'un édifice volcanique. F : fondant aurifère.

ment rempli de sulfures. Cela a pu causer une remobilisation de cuivre et d'or, dans les portions inférieures des amas, suivie par une migration vers les parties supérieures (figure 53b). Un tel processus convient aux occurren-

ces fréquentes de cuivre et d'or en veinules comme on les observe dans plusieurs échantillons de sulfures massifs (on les trouve aussi en plages; Price, 1933). Étant donné que la couche basale cuprifère contient jusqu'à 20 % de

Ouest

Est

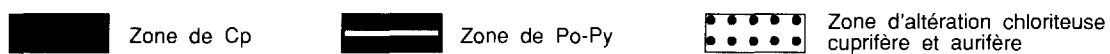
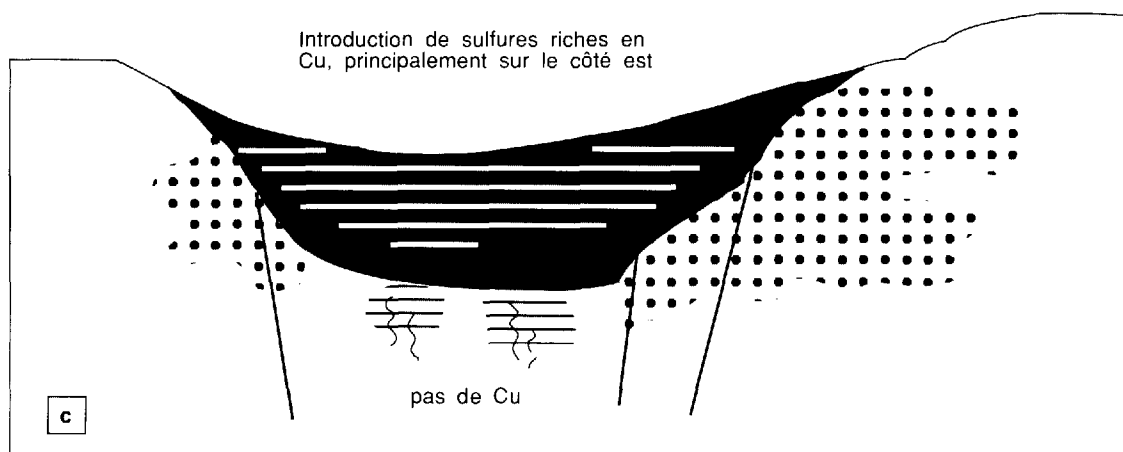
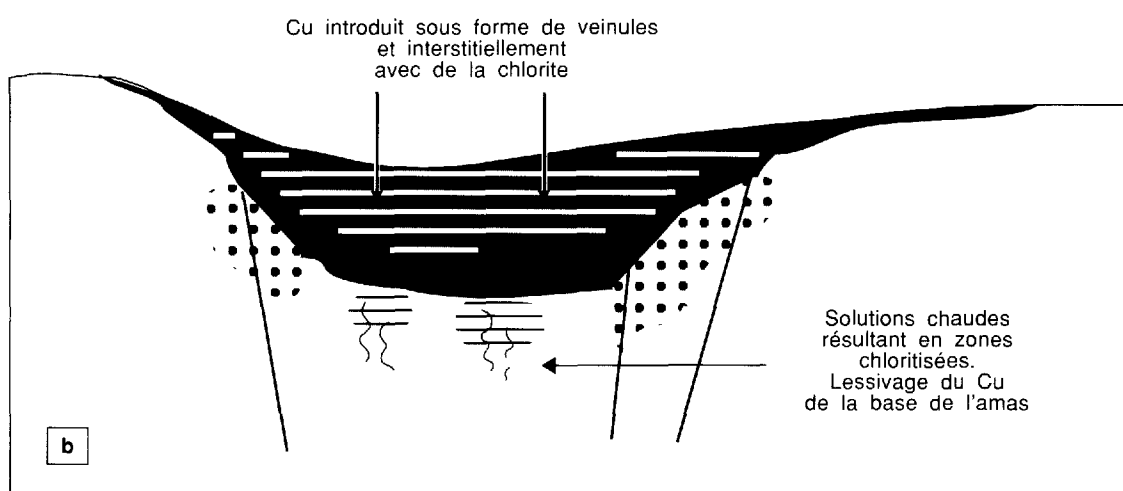
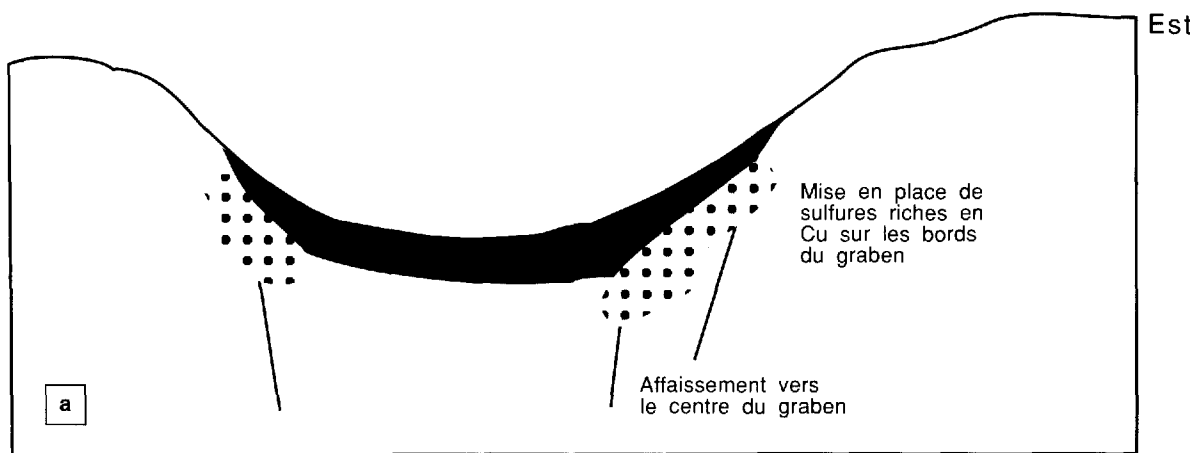


FIGURE 53 — Figure schématique du modèle suggéré de mise en place des sulfures dans un bassin ou une dépression formé par un graben. Le remplissage progressif (de a à c) du bassin et l'altération associée avec les diverses phases de mise en place sont montrés ici. Tirée des documents internes de la société Noranda.

de cuivre, alors qu'une bonne partie des deux tiers supérieurs des amas n'en contient que < 1 %, il suffit d'une faible remobilisation, au moins de cuivre, pour expliquer les veinules tardives.

À mesure que le graben se remplissait de sulfures, des solutions auraient pu émerger dans les eaux de fond, à des niveaux plus élevés le long des parois du graben, ce qui expliquerait la présence de zones cuprifères sises bien au-dessus de la couche basale mais près du mur latéral abrupt, à l'est; cette minéralisation latérale, à son tour, aurait continué de s'accroître (figure 50c). D'autres sulfures cuprifères se sont aussi accumulés près des extrémités N des grabens, particulièrement dans l'amas H inférieur. Des solutions de haute température ont formé, dans la partie N du graben, un épais tablier de sulfures cuprifères qui s'amincit vers l'axe du graben au S. Cette géométrie est en accord avec une surface inclinée vers le N par un basculement tectonique. Les sulfures cuprifères ont d'abord rempli la portion la plus profonde de la dépression inclinée puis, graduellement, se sont étendus vers le S pour recouvrir le mur peu minéralisé en cuivre le long de l'axe du graben. Les solutions ont aussi pénétré la brèche et les tufs formant la zone étendue de minerai de fondant aurifère (F à la figure 53). Puis les sulfures de Fe ont recouvert une grande partie du graben. Les amas H semblent correspondre à une activité hydrothermale soutenue et de haute température, sans phases évidentes de basse température. La localisation persistante des épais sulfures massifs cuprifères à la couche basale et en petits amas ovoïdes à la marge E des grabens nous incite à favoriser une origine par précipitation directe à l'interface roche-eau de mer plutôt que par le remplacement subséquent de sulfures précoces de basse température comme dans les modèles de Kuroko (Eldridge *et al.*, 1983). La teneur en Zn des amas H est extrêmement faible même aux marges et aux sommets des amas. Les minces couches de sulfures massifs qui s'étendent jusqu'à 60 m à l'E des principales lentilles, aux 9^e, 13^e et 21^e niveaux, conservent leur haute teneur en Cu sans passage graduel aux sulfures zincifères comme on l'observe habituellement aux minces franges des gisements de sulfures massifs volcanogènes ou de ceux contenus dans des sédiments. La haute teneur cuprifère de ces couches est probablement le fait de leur localisation au-dessus de la zone principale de décharge à l'E et leur minceur pourrait être la conséquence d'une mise en place sur une partie élevée du plancher du graben comme le laisse supposer le relèvement du mur vers le NE et le plat qui suit.

Les contours des diagrammes de concentration de l'or dans les amas H indiquent une répartition grossièrement lenticulaire à ovoïde, quoique cette répartition pourrait être un effet du mode de prélèvement des données de base; les données proviennent, en effet, de forages verticaux très espacés comparativement aux intervalles réduits qui séparent les échantillons d'un même forage. Toutefois, les teneurs en Cu, compilées à partir du même mode d'échantillonnage, ne montrent pas la même distribution. On remarque dans plusieurs amas de minerai que plusieurs des principaux enrichissements en Au

sont de forme lenticulaire ou ovoïde et que certains d'entre eux se situent nettement dans des portions riches en Cu des amas de sulfures massifs; ce sont les portions les plus inférieures. De plus, puisque ces zones correspondent étroitement au mur minéralisé en Au et en Cu, il s'en suit que la concentration aurifère est syngénétique. Si un cisaillement subséquent a causé une remobilisation de l'or primaire dans les amas de sulfures, il n'a pas oblitéré ces zones aurifères primaires et locales. Une introduction d'or syngénétique, au cours de la mise en place de sulfures métalliques, semble se produire près d'événements hydrothermaux formés dans les sédiments métallifères modernes dans la fosse Atlantis II comme l'indique l'étroite corrélation entre Au (1-4 g/t), les métaux de base et le soufre (Oudin, 1987).

Nous sommes d'avis que les enrichissements locaux en Cu-Au dans et près des murs résultent d'une mise en place de haute température (environ 350 °C) à partir de solutions transportant ces deux métaux sous forme de complexes chlorurés. Les solutions hydrothermales, de salinité semblable à celle de l'eau de mer (environ 0,5 m NaCl) observées à la crête du Pacifique-Est, ont la capacité de transporter au moins 100 ppb d'or sous forme de complexes chlorurés (Hannington et Scott, 1988), ce qui conviendrait à des solutions associées à la formation de veines aurifères (Kerrick et Fryer, 1981). Une quantité suffisante de métaux de base pour former un gisement de sulfures massifs peut être transportée si les salinités sont d'environ 1 m NaCl (Wood, 1987). Il est intéressant de noter à cet égard que les inclusions fluides des gisements de sulfures massifs de Matagami (Costa *et al.*, 1983) et de Millenbach (Kheang, 1984) ont des salinités de > 2 m NaCl. Malheureusement les sulfures massifs de Horne sont presque dépourvus d'inclusions fluides; quelques maigres données, cependant, suggèrent que des fluides de salinité élevée sont à l'origine d'un minerai riche en magnétite.

Si on accepte que les sulfures massifs comportaient localement des enrichissements en Au primaire, il s'en suit que les lentilles de minerai de fondant aurifère (non soumises à l'échantillonnage) dans des rhyolites voisines pourraient résulter d'une remobilisation de l'or par des zones de cisaillement ou de fracturation dans les amas sulfurés; ou, peut-être, que ces lentilles se rattachent aux phases les plus tardives d'une activité hydrothermale prolongée qui aurait affecté même le toit des amas de sulfures massifs. On pourrait envisager une origine semblable pour les veines des zones aurifères de Remnor dont la totalité se situent dans des rhyolites. Ces veines dont la pyrite est le principal sulfure (> 98 % pyrite) pourraient provenir de fluides de basse température qui ont précipité les métaux de base et une partie du contenu aurifère. L'or des veines introduites dans l'enceignant de volcanites, comme l'or des veinules sillonnant les amas de sulfures massifs, a pu être transporté sous forme de complexes bisulfurés, lors des dernières phases de l'activité hydrothermale. La présence de sphalérite pauvre en Fe dans les veines, indiquant une forte activité du soufre, milite en faveur de complexes bisulfurés (Hannington et Scott; manuscrit non publié). Des

solutions hydrothermales de basse température n'auraient pu effectuer le transport de Cu en quantités appréciables (contrairement aux solutions responsables du minerai de Cu-Au déposé aux murs inférieur et latéral). Il est possible aussi que la formation de complexes bisulfurés ait été importante, lors des dernières phases de la mise en place de sulfures massifs. Hannington et Scott mentionnent que dans la région de Noranda on observe une augmentation de la concentration d'or dans les amas de minerai de pyrite, comparativement à ceux de pyrite et de pyrrhotite. À cause du peu de Fe dans la sphalérite associée à l'or, ces mêmes auteurs pensent que les hautes teneurs en Au sont la conséquence d'une forte activité du soufre dans les fluides.

L'origine des lentilles de sulfures massifs zincifères de la zone n° 5 qui, après rotation, se situeraient au N des amas H reste problématique. Les sulfures de la zone n° 5 pourraient s'être formés *in situ* ou représenter des sulfures remobilisés, transportés par glissements ou coulées de débris, depuis des sites qui étaient plus élevés sur la pente, c'est-à-dire, au voisinage des amas H (Fisher, 1970). Si ce sont des gisements formés *in situ*, il faut envisager qu'ils découlent d'un système de fluides hydrothermaux de composition différente de ceux qui ont donné les amas H. Il y aurait dans ce cas deux explications possibles : 1) un système principal de décharge subvertical s'étend sur toute la longueur de l'axe du graben et incorpore les amas H et la zone n° 5 (figure 52). Une décharge de plus haute température et plus focalisée a lieu dans le secteur où les grabens sont plus près de la caldera; c'est le site des amas H, mais, dans un secteur plus distal, la température est plus basse et la focalisation plus floue. 2) des zones distinctes de décharge subverticale existent, dont deux de haute température, pour les amas H inférieur et supérieur et une troisième, de basse température, pour la zone n° 5. Malheureusement il n'est pas possible de déterminer les sites exacts de ces principales zones de décharge subverticale car la faille d'Andésite a déplacé les secteurs critiques du mur.

Si les sulfures massifs de la zone n° 5 sont en grande partie des sulfures remobilisés, transportés depuis les amas H, un seul système hydrothermal alors suffirait et, dans ce cas, les sulfures massifs de la zone n° 5 pourraient représenter les niveaux stratigraphiques supérieurs des amas H, érodés et entraînés vers le bas de la pente par un transport en masse. Cela expliquerait l'absence de sulfures zincifères au sommet des amas H. Cette explication soulève toutefois quelques difficultés. D'abord l'érosion doit être très sélective et n'emporter que la partie pyriteuse zincifère des amas H. Certaines des épaisses lentilles de sulfures massifs de la zone n° 5 montrent par leur chimisme des trajectoires qui auraient pu difficilement se conserver dans un glissement de sulfures à l'état fluant. Il y a de bons indices de la présence de grands blocs de sulfures déformés dans la zone n° 5 (Fisher, 1970) mais nous pensons que ces blocs sont «intraformationnels» c'est-à-dire qu'ils appartiennent à la zone n° 5 plutôt qu'aux amas H. Cette opinion s'appuie sur l'apparente absence de blocs de sulfures cuprifères dans la zone n° 5 (Fisher, 1970) alors que la partie

sommitale des amas H (p. ex. 6^e, 9^e et 21^e niveaux) contient localement plusieurs lentilles de ce type de minerai. Nous sommes d'avis que les lentilles de sulfures massifs de la zone n° 5, dont certaines constituées presque uniquement de pyrite et mesurant plus de 50 pieds, se sont formées directement sur le plancher de l'océan. Les sulfures remplissent aussi les pores des brèches et des tufs ou remplacent partiellement les clastes rhyolitiques ou des couches de tufs rubanés; on les retrouve aussi disséminés dans ces roches. Suivant les données que nous avons recueillies, la composition chimique des sulfures massifs de la zone n° 5 diffère de celle des amas H, ce qui laisse supposer un système hydrothermal distinct. Les sulfures massifs de la zone n° 5 sont plus riches en Pb, en Sb, en As et en Cd et beaucoup plus pauvres en Cu et en Au que ceux des amas H. La répartition des zones minéralisées, que la minéralisation soit massive ou disséminée, reflète fidèlement l'attitude générale de la stratigraphie même si la concentration de certains éléments peut dévier de cette attitude (chapitre sur la géochimie du minerai). Étant donné qu'il y a plusieurs niveaux (stratigraphiques) de minéralisation dans plusieurs portions de la zone n° 5, il se peut que des solutions tardives recoupant et réagissant avec les séquences multiples déjà en place, aient en quelque sorte modifié la répartition générale des métaux (p. ex. les concentrations de Zn et de Au sont parfois aussi élevées dans les minéralisations disséminées que dans les lentilles de sulfures massifs).

Implications pour l'exploration

Il existe encore d'importantes ressources à la mine Horne dont 1.68 Mt de minerai à 0.177 oz/t Au et 0.485 oz/t Ag réparties dans plusieurs secteurs de la zone n° 5 enrichis de métaux précieux. Des rapports rédigés au milieu des années 50 mentionnent des réserves d'environ 24 Mt de minerai de teneurs 1.21 % Zn, 0.15 % Cu et 0.04 oz/t Au dans la zone n° 5 entre le 21^e et le 39^e niveau; ces réserves sont restées en grande partie inexploitées. Le tonnage des minerais de Remnor, en zones de veines réparties à travers toute la propriété, s'élève à 0.93 Mt de teneurs moyennes de 0.19 oz/t Au au-dessus du 12^e niveau. L'existence de ces ressources, le besoin de maintenir l'alimentation de la fonderie de Noranda et la hausse des prix des métaux de base ne peuvent qu'entraîner une poursuite de l'exploration dans la région. À cet égard, notre étude a fait ressortir plusieurs points susceptibles de faciliter le travail d'exploration tant dans cette région que dans d'autres; les voici en résumé :

- 1) Les gisements de Horne diffèrent du modèle classique de gisements de sulfures massifs par l'absence du zonage habituel de Cu à Zn. Absents aussi, sont les équivalents latéraux du minerai habituellement reconnus, comme la tuffite-repère du gisement de Lake Matagami. Ainsi les complexes de volcanites felsiques dépourvus de ces repères ne sont pas nécessairement dépourvus aussi de zones minéralisées importantes. La morphologie ovoïde sans grande extension latérale des lentilles minéralisées de pyrrhotite

magnétique et d'un peu de magnétite, constituant les amas H supérieur et inférieur, font de ces amas des cibles géophysiques bien focalisées et de haute conductivité.

- 2) Une variation globale, de proximale à distale, est manifeste dans la séquence de volcanites felsiques qui va de rhyolites massives à bréchiques, suivies de tufs rhyolitiques; on se déplace ainsi vers le bas de la pente de ce qui semble un bouclier volcanique. La source du minerai est un système allongé qui originellement s'étendait sur plus de deux milles en travers de cet édifice volcanique. Les amas H cuprifères se sont accumulés dans des grabens étroits (< 180 m) bien délimités et découpés sur les hauteurs de l'édifice, alors que les sulfures pyriteux de la zone n° 5 se seraient déposés plus bas sur la pente, en de larges (> 750 m) lentilles moins bien délimitées et incorporées dans une séquence de brèches. Étant donné que les sulfures remplissant les grabens sont nettement délimités en comparaison des lentilles dans les brèches, l'exploration dans d'autres secteurs contenant une minéralisation associée à des brèches, comme dans la zone n° 5, serait de beaucoup facilitée par une localisation préalable des rhyolites massives associées, plus haut sur la pente, aux intrusions typiques du col de l'édifice (les systèmes hydrothermaux de haute température devraient aussi s'y retrouver).
- 3) Auparavant, dans l'exploration pour les sulfures massifs, la présence de séries volcaniques felsiques d'affinité calco-alcaline servait couramment de guide. Les discriminants géochimiques ($\text{TiO}_2\text{-Zr}$ et $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Zr}$) que nous avons utilisés pour établir les trajectoires magmatiques primaires, en dépit de l'altération subséquente, indiquent que les volcanites encaissantes des gisements de sulfures massifs sont d'affinité tholéitique. Donc, on ne peut prétendre que ce type de gisements soit restreint aux séries calco-alcalines.
- 4) L'étude de l'altération reste un élément important dans tout programme d'exploration pour les sulfures massifs. Celle que nous avons effectuée suggère qu'il y a peut-être une relation entre la dimension d'un amas de minerai et le volume d'encaissant altéré, en particulier s'il s'agit de silicification et de séricitisation. L'indice de séricitisation que nous avons établi s'est avéré un moyen efficace d'établir la proximité du minerai dans le biseau volcanique limité par les failles de Horne Creek et d'An désite; il pourrait sûrement être utile dans d'autres secteurs. Comparativement, la chloritisation se développe en zones de petits volumes et de morphologie irrégulière; elle se situe toutefois immédiatement sous ou près des marges des amas H et, de ce fait, indique la proximité du minerai cuprifère (les zones très chloritisées sont absentes de la zone n° 5). La teneur en Fe de la chlorite est importante à cet égard car la chlorite riche en Fe ne se retrouve qu'à proximité des minerais de sulfures massifs (ou aux bordures des zones de veines aurifères de Remnor).
- 5) Les trajectoires distinctives des concentrations en Au et en Cu, dans les murs des amas H et immédiatement au-dessus des sulfures massifs, démontrent que l'or et le cuivre sont syngénétiques. À ces endroits, les zones enrichies en Au et en Cu dans les volcanites conduisent vers les sulfures massifs enrichis en Au et en Cu et la distance à ces derniers est inférieure à 15 m. Un cisaillement tardif subvertical de directions E-W et NE-SW semble avoir occasionné une remobilisation en Au dans les sulfures massifs, car des concentrations en Au sont disposées en veines abruptes suivant les directions du cisaillement. Un transport de l'Au à partir des amas de sulfures est peut-être impliqué dans les lentilles aurifères observées dans les volcanites encaissantes, près des amas (à moins de 30 m) et aussi, dans les zones de veines aurifères de Remnor (jusqu'à 600 m plus loin). Deux caractéristiques des veines aurifères : une sphalérite pauvre en Fe (indiquant une forte activité du soufre) et une chlorite riche en Fe semblent indiquer la proximité de sulfures massifs (fournisseurs de soufre aux complexes bisulfurés aurifères).
- 6) Les gisements de sulfures massifs enrichis d'or constituent des cibles attrayantes d'exploration. Il sied ici de noter que certains des autres gisements de sulfures massifs de l'Abitibi semblent voisiner des zones de cisaillement (p. ex. la faille de Casa Berardi pour le gisement d'Estrades, la zone tectonisée de Clérick près du gisement de Mobrun et la faille de Donalda près du gisement d'Eldona). Nous tenterons dans des études subséquentes de déterminer si un enrichissement plus ou moins primaire en Au existait dans ces gisements, comme il nous est apparu dans le cas des sulfures massifs de Horne ou si la minéralisation de Au dans les gisements ci-haut mentionnés est plutôt attribuable à la tectonisation.

Références

- ADDY, S.K. — YPMA, P.J.M., 1977 — Origin of massive sulfide deposits at Ducktown, Tennessee : An oxygen, carbon, and hydrogen isotope study. *Economic Geology*; volume 72, pages 1245-1268.
- AMBROSE, J.W. 1941a — Cléricy and La Pause map-areas, Quebec. Geological Survey of Canada; Memoir 233.
- 1941b — Lake Dufault, Dufresnoy Township, Abitibi County, Quebec. Geological Survey of Canada; Map 626A.
- 1944 — Duparquet - Larder Lake - Rouyn region, Ontario and Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 44-29.
- AMBROSE, J.W. — FERGUSON, S.A., 1945 — Geology and mining properties of part of the west half of Beauchastel Township, Temiscamingue County, Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 45-17.
- ARBOUR, R., 1964 — Geology of the southeast quarter of Cléricy Township; Quebec Departmental Natural Resources; PR-516.
- AUGER, P.E., 1947 — Desvaux Lake area, Dasserat Township, Rouyn-Noranda County. Quebec Department of Mines; GR-27, 32 pages.
- BAERTSCH, P., 1976 — Absolute ^{18}O content of Standard Mean Ocean Water. *Earth and Planetary Science Letters*, volume 31, page 341.
- BALLACHEY, A.G. — JAMIESON, W.D. — HAMBLETON, J.R., 1952 — Mining at Quemont. *Transactions of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy*; volume 55, page 58.
- BANCROFT, W.L., 1980 — No. 5 Zone, Au, Ag and pyrite ore stopes and low grade bodies, production and reserves. Noranda Mines Ltd; Internal Report, revised March 31, 1980.
- BANCROFT, W.L. — ATKINSON, I., 1983 — Generalized geological section through the Horne and Quemont mines. Noranda Mines Ltd; unpublished company report.
- BANNERMAN, H.M., 1940 — Lepine Lake area, Destor Township. Quebec Department of Mines; GR-4, 35 pages.
- BARAGAR, W.R.A., 1968 — Major-element geochemistry of the Noranda volcanic belt, Quebec-Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 5, pages 773-790.
- BEATY, D.W. — TAYLOR, H.P., Jr., 1980 — The oxygen isotope geochemistry of the Kidd Creek mine : Evidence for a high ^{18}O ore-forming solution and implications regarding the genesis of volcanogenic massive sulfide deposits. *Geological Society of America; Abstracts with programs*, volume 12, pages 384.
- 1982 — Some petrologic and oxygen isotope relationships in the Amulet mine, Noranda, Quebec, and their bearing on the origin of Archean massive sulfide deposits. *Economic Geology*; volume 77, pages 95-108.
- 1988 — An oxygen isotope study of the Kidd Creek, Ontario, volcanogenic massive sulfide deposit : Evidence for a high ^{18}O ore fluid. *Economic Geology*; volume 83, pages 1-17.
- BELL, L.V., 1937 — Mining properties and development in the Rouyn-Bell River district during 1936. Quebec Bureau of Mines; Preliminary Report No. 116, pages 15-18.
- BONNAVIA, F.F. — MACLEAN, W.H., 1986 — Geology and ore enrichment factors at the Radiore mine, Quebec. *Mineralium Deposita*, volume 21, No. 2, pages 137-146.
- BURRUSS, R.C., 1981 — Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusions. *In* : Short course in fluid inclusions : Applications to petrology; *textes réunis par L.S. Hollister et M.L. Crawford*. Mineralogical Association of Canada, pages 39-74.
- CAMERON, E.M. — HATTORI, K., 1987 — Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Economic Geology*; volume 82, pages 1177-1191.
- CAMPBELL, F.A., 1962 — Age of mineralization at Quemont and Horne mines. *Transactions of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy*; volume 65, pages 293-296.
- 1963 — Sphalerite - pyrrhotite relationships at Quemont mine. *Canadian Mineralogy*; volume 7, Part 3, pages 367-374.
- CAMPBELL, F.A. — WILLIAMS, K.L., 1968 — Composition of sphalerite from Quemont mine, Quebec. *Economic Geology*; volume 63, pages 824-831.
- CAMPBELL, I.H. — COAD, P. — FRANKLIN, J.M. — GORTON, M.P. — SCOTT, S.D. — SOWA, J. — THURSTON, P.C., 1982 — Rare earth elements in volcanic rocks associated with Cu-Zn massive sulphide mineralization : a preliminary report. *Canadian Journal of Earth Sciences (Journal Canadien des Sciences de la Terre)*; volume 19, n° 3, pages 619-623.
- CASEY, W.H. — TAYLOR, B.E., 1982 — Oxygen, hydrogen, and sulfur isotope geochemistry of a portion of the West Shasta Cu-Zn District, California. *Economic Geology*; volume 77, pages 38-49.
- CATHELIN, M. — NIEVA, D., 1985 — A chlorite solid solution geothermometer: the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 91, pages 235-244.
- CATHLES, L.M., 1983 — An analysis of the hydrothermal system responsible for massive sulfide deposition in the Hokuroku Basin of Japan. *In* : The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits; *textes réunis par H. Ohmoto et B.J. Skinner*. *Economic Geology; Monograph 5*, pages 439-487.

- CATTALANI, S., 1987 — A fluid inclusion and stable isotopic study of the St. Robert, W-Ag-Bi vein deposit, Eastern Townships, Quebec. McGill University, unpublished M.Sc. thesis, 112 pages.
- CLAYTON, R.N. — MAYEDA, T.K., 1963 — The use of Bromine Pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 27, pages 43-52.
- CLOUGH, B.J. — WRIGHT, J.V. — WALKER, G.P.L., 1981 — An unusual bed of giant pumice in Mexico; *Nature*, volume 289, pages 49-50.
- COAD, P.R., 1985 — Rhyolite geology at Kidd Creek — a progress report. *Canadian Mining and Metallurgical Bulletin*; volume 78, No. 874, pages 70-83.
- COOKE, H.C. — JAMES, W.F. — MAWDSLEY, J.B., 1931 — Geology and ore deposits of the Rouyn-Harricaw region, Quebec. Geological Survey of Canada; Memoir 166, 314 pages.
- COOMER, P.G. — SCHWARCZ, H.P., 1974 — Sulfur isotopic study of a massive, volcanogenic Archean sulfide ore deposit. *Geological Society of America; Abstracts with Programs*, volume 6, pages 693-694.
- COSTA, U.R. — BARNETT, R.L. — KERRICH, R., 1983 — The Mattagami Lake mine Archean Zn-Cu sulfide deposit, Quebec : Hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in a sea-floor brine pool-Evidence from geochemistry; $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, and mineral chemistry. *Economic Geology*; volume 78, pages 1144-1203.
- COUSINEAU, P. — DIMROTH, E., 1982 — Interpretation of relations between massive, pillowed and brecciated facies in an Archean andesite volcano : Amulet andesite, Rouyn-Noranda, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Resources*; volume 13, pages 82-102.
- CRAIG, H., 1957 — Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 12, pages 133-149.
- CRAIG, J.R. — SCOTT, S.D., 1976 — Sulfide phase equilibria. In : *Sulfide Mineralogy; textes réunis par P.H. Ribbe*. Mineralogical Society of America; Reviews in Mineralogy; volume 1, pages CS1-CS110.
- CRISS, R.E. — TAYLOR, H.P., Jr., 1986 — Meteoric-hydrothermal systems. In : *Stable isotopes in high temperature geologic processes; textes réunis par J.W. Valley, H.P. Taylor (fils) et J.R. O'Neil*. Mineralogical Society of America; Reviews in Mineralogy; volume 16, pages 373-424.
- DARLING, R. — SUFFEL, G.G., 1969 — Evidence for post-ore metadiabase at the Horne mine, Noranda, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 6, page 781.
- DAWSON, K.R., 1941 — Northwest Dasserat Township. Geological Survey of Canada; Paper 50-3.
- DEINES, P., 1970 — Mass spectrometer correction factors for the determination of small isotopic composition variations of carbon and oxygen. *International Journal of Mass Spectrometry, Ion Physics*; volume 4, pages 283-295.
- DESCARREAU, J., 1973 — A petrochemical study of the Abitibi volcanic belt and its bearing on the occurrences of massive sulphide ores. *Canadian Mining Metallurgical Bulletin*; volume 66, pages 61-69.
- DEPTUCK, R. — SQUAIR, H. — WIERZBICKI, V., 1982 — Geology of the Detour zinc-copper deposits, Brouillan Township, Quebec. In : *Precambrian Sulphide Deposits, H.S. Robinson Memorial Volume; textes réunis par R.W. Hutchinson, C.D. Spence et J.M. Franklin*. Geological Association of Canada; Special Paper 25, pages 319-342.
- DEROSEN-SPENCE, A.F., 1976 — Stratigraphy, development and petrogenesis of the central Noranda volcanic pile, Noranda, Quebec. University of Toronto; Ph.D. thesis, 166 pages.
- DIMROTH, E., 1975 — Guidebook field trip and field conference on the volcanology and sedimentology of the Rouyn-Noranda area, August 4-7, 1975. Quebec Department of Natural Resources.
- DIMROTH, E. — ROCHELEAU, M., 1979 — Volcanology and sedimentology of Rouyn-Noranda, Quebec. Geological Association of Canada — Mineralogical Association of Canada; Quebec meeting, May 1979, Field Trip A-1.
- DIMROTH, E. — BOIVIN, P. — GOULET, N. — LAROUCHE, M., 1973 — Tectonic and volcanological studies in the Rouyn-Noranda area. Department of Natural Resources of Quebec; GM-28491.
- DIMROTH, E. — ROCHELEAU, M. — BOIVIN, P. — LAROUCHE, M. — CÔTÉ, R., 1974 — Stratigraphic and tectonic work in the Rouyn-Noranda area, counties of Rouyn-Noranda, Abitibi-West and Témiscamingue. Department of Natural Resources of Quebec, P.Q.; DP-246.
- DIMROTH, E. — CÔTÉ, R. — PROVOST, G. — ROCHELEAU, M. — TASSÉ, N. — TRUDEL, P., 1975 — Third progress report on the stratigraphy, volcanology, sedimentology and structure of Rouyn-Noranda area, counties of Rouyn-Noranda, Abitibi-West and Témiscamingue. Department of Natural Resources of Quebec; DP-300.
- DIMROTH, E. — LAROUCHE, C. — PROVOST, G. — ROCHELEAU, M. — TASSÉ, N. — TRUDEL, P., 1976 — Fourth progress report on the stratigraphy, volcanology and tectonics of Rouyn-Noranda area, Quebec. Department of Natural Resources of Quebec; DP-353.
- DIMROTH, E. — LAROUCHE, C. — TRUDEL, P., 1977 — Fifth progress report on volcanological and sedimentological work in Rouyn-Noranda area. Department of Natural Resources of Quebec; DP-500.
- DIMROTH, E. — IMREH, L. — ROCHELEAU, M. — GOULET, N., 1982 — Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 1729-1758.

- DIMROTH, E. — IMREH, L. — GOULET, N. — ROCHELEAU, M., 1983a — Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geochemical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 20, pages 1355-1373.
- 1983b — Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 20, pages 1374-1388.
- DRESSER, J.A. — DENNIS, T.C., 1944 — Geology of Quebec, volume II, Descriptive Geology. Quebec Department of Mines; RG 20-II, 544 pages.
- 1949 — Geology of Quebec, vol. III, Economic Geology; Quebec Department of Mines; RG 20-III, 562 pages.
- DUGAS, J., 1964 — Geological compilation, Rouyn-Noranda area, east sheet. Quebec Department of Natural Resources, Preliminary map, unpublished.
- 1966 — Relationship of mineralization to Precambrian stratigraphy in the Rouyn-Noranda area, Quebec. *In*: Precambrian Symposium. Geological Association of Canada; Special Paper 3, pages 43-55.
- DUGAS, J. — HOGG, W.A., 1962 — Geological compilation, Rouyn-Noranda area; Ontario Department of Mines, Preliminary Map M-265.
- ELDRIDGE, C.S. — BARTON, P.B. — JR. OHMOTO, H., 1983 — Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies. *In*: The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits; *textes réunis par* H. Ohmoto et B.J. Skinner. *Economic Geology*; Monograph No. 5, pages 241-281.
- FISHER, D.F., 1970 — The origin of the Number Five Zone, Horne mine, Noranda, Quebec. University of Western Ontario, unpublished M.Sc. thesis, 114 pages.
- FOX, J.S., 1984 — «Corbet-type» deposits and their metallogenic relationships to other mafic volcanic-hosted ores. Paper presented at the 86th Annual General Meeting of the C.I.M.M.
- FRANKLIN, J.M., 1986 — Volcanic-associated massive sulphide deposits — an update. *Irish Association of Economic Geology*; Special Publication 4, pages 49-69.
- FRANKLIN, J.M. — LYDON, J.W. — SANGSTER, D.M., 1981 — Volcanic-associated massive sulphide deposits; *Economic Geology*; 75th Anniversary Volume, pages 485-627.
- FRANKLIN, J.M. — SANGSTER, D.M. — LYDON, J.W., 1981 — Volcanic associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*; 75th Anniversary Volume, pages 485-627.
- FRIEDMAN, I. — O'NEIL, J.R., 1977 — Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. United States Geological Survey; Professional, Paper 440-KK.
- FRITZ, P. — DRIMMIE, R.J. — NOWICKI, V.K., 1974 — Preparation of sulfur dioxide for mass spectrometric analyses by combustion of sulfides with copper oxide. *Analytica Chimica Acta*; volume 46, pages 164-166.
- FYFFE, W.S. — KERRICH, R., 1984 — Gold: Natural concentration process. *In*: Gold '82: Rotterdam; *textes réunis par* R.P. Foster. Balkema A.A. Publishers, pages 99-127.
- GÉLINAS, L. — LUDDEN, J.N., 1984 — Rhyolitic volcanism and the geochemical evolution of an Archean central ring complex: the Blake River Group volcanics of the southern Abitibi belt, Superior province. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*; volume 35, pages 77-88.
- GÉLINAS, L. — BROOKS, C. — TRZCIENSKI, W., 1976 — Archean variolites quenched immiscible liquids. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 13, pages 210-230.
- GÉLINAS, L. — BROOKS, C. — PERRAULT, G. — CARIGNAN, J. — TRUDEL, P. — GRASSO, F., 1977 — Chemostratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda, Quebec. *In*: Volcanic Regimes in Canada; *textes réunis par* W.R.A. Baragar, L.C. Coleman et J.H. Hall. Geological Association of Canada; Special Publication 16, pages 265-295.
- GÉLINAS, L. — TRUDEL, P. — HUBERT, C., 1984 — Chemostratigraphic divisions of the Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Abitibi, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 21, pages 220-231.
- GIBSON, H.L. — WATKINSON, D.H., 1979 — Silicification in the Amulet «rhyolite» formation, Turcotte Lake section, Noranda area, Quebec. *In*: Current Research, part B. Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, pages 111-120.
- GIBSON, H.L. — WALKER, S.D. — COAD, P.R., 1984 — Surface geology and volcanogenic base metal massive sulphide deposits and gold deposits of Noranda and Timmins. Geological Association of Canada — Mineralogical Association of Canada; Guidebook to Field Trip No. 14, 124 pages.
- GILMOUR, P.C., 1965 — The origin of massive sulphide mineralization in the Noranda district, north-western Quebec. Geological Association of Canada; Proceedings No. 16, pages 63-81.
- GOODWIN, A.M., 1977 — Archean volcanism in Superior Province, Canadian Shield. Geological Association of Canada; Special Paper No. 16, pages 205-241.
- 1979 — Archean volcanic studies in the Timmins - Kirkland Lake - Noranda region of Ontario and Quebec. *Bulletin of the Geological Survey of Canada*; No. 278, 51 pages.
- GOODWIN, A.M. — RIDLER, R.H., 1970 — The Abitibi orogenic belt. *In*: Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield. Geological Survey of Canada; Paper 70-40, pages 1-24.
- GOODWIN, A.M. — RIDLER, R.H. — ANNELS, R.N., 1972 — Precambrian volcanism of the Noranda-Kirkland Lake-Timmins, Michipicoten and Mamainse

- Point areas, Quebec and Ontario. XXIV International Geological Congress, Montreal, Quebec; Guidebook to Field Excursion A40-C40, 94 pages.
- GOODWIN, A.M. — AMBROSE, J.W. — AYRES, L.D. — CLIFFORD, P.M. — CURRIE, K.L. — ERMANOVICS, I.M. — FAHRIG, W.F. — GIBB, R.A. — HALL, D.H. — INNES, M.J.S. — IRVINE, T.N. — MCLAREN, A.S. — NORRIS, A.W. — PETTITJOHN, J.F. — RIDLER, R.H., 1972 — The Superior Province. Geological Association of Canada; Special Paper 11, pages 527-624.
- GRAF, J.L., 1977 — Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks. *Economic Geology*; volume 72, pages 527-548.
- GRAHAM, R.B., 1954 — Parts of Hébécourt, Duparquet and Destor Townships. Quebec Department of Mines; GR-61.
- GREEN, G.R. — OHMOTO, H. — DATE, J. — TAKAHASHI, T., 1983 — Whole-rock oxygen isotope distribution in the Fukazawa-Kosaka area, Hokuroku District, Japan, and its potential to mineral exploration. *In* : The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits; *textes réunis par* H. Ohmoto et B.J. Skinner. *Economic Geology*; Monograph 5, pages 395-411.
- GUNNING, H.C. — AMBROSE, J.W., 1939 — The Temiskaming-Keewatin problem in the Rouyn-Harricana region, northwestern Quebec. *Royal Society of Canada; Transactions*; volume 33, section IV, pages 19-47.
- HALL, O., 1937 — Mining at Noranda. *Transactions of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy*; volume 40, pages 141-164.
- HANNINGTON, M.D. — PETER, J.M. — SCOTT, S.D., 1986 — Gold in seafloor polymetallic sulfide deposits. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, volume 81, pages 1867-1883.
- HANNINGTON, M.D. — SCOTT, S.D., 1988 — Sulfidation equilibria as guides to gold mineralization in volcanogenic massive sulfides. Submitted to *Economic Geology*.
- 1988 — Gold mineralization in volcanogenic massive sulfides : Modern and ancient. *Bicentennial Gold 88*; Melbourne, May, 1988.
- HEY, M.H., 1954 — A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*; volume 30, pages 277-292.
- HODGE, H.J., 1967 — Horne Mine. *In* : Centennial Field Excursion Guidebook, Northwestern Quebec and Northern Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; pages 40-45.
- HOGG, W.A., 1959 — Northeast quarter of Montbray Township. Quebec Department of Natural Resources; PR-389.
- 1963 — Southeast quarter of Cléricky Township. Quebec Department of Natural Resources; PR-490.
- HOGG, W.A. — DUGAS, J., 1965 — East half of Montbray Township, Rouyn-Noranda County. Quebec Department of Natural Resources; GR-516.
- HOLLISTER, L.S. — CRAWFORD, M.L. — ROEDDER, E. — BURRUSS, R.C. — SPOONER, E.T.C. — TOURET, J., 1981 — Practical aspects of microthermometry. *In* : Short course in fluid inclusions : Applications to petrology; *textes réunis par* L.S. Hollister et M.L. Crawford. Mineralogical Association of Canada; pages 278-304.
- HUBERT, C. — TRUDEL, P. — GÉLINAS, L., 1984 — Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 21, pages 1024-1032.
- HUGHES, C.J., 1972 — Spilites, keratophyres and the igneous spectrum. *Geological Magazine*; volume 109, pages 513-527.
- HUTCHINSON, R.W., 1973 — Volcanogenic sulphide deposits and their metallogenic significance. *Economic Geology*; volume 68, pages 1223-1246.
- INGHAM, W.N. — ROSS, S.H., 1947 — Mining properties and development in Abitibi and Temiscamingue Counties during 1945. Quebec Department of Mines; PR-205, Part III, pages 29-31.
- INGHAM, W.N. — ROBINSON, W.G. — ROSS, S.H., 1949 — Mining properties and development in Abitibi and Temiscamingue Counties during 1946 and 1947. Quebec Department of Mines, PR-227, pages 131-133.
- IRVINE, T.N. — BARAGAR, W.R.A., 1971 — A guide to the classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 523-548.
- JAMES, W.F., 1925 — Rouyn map area, Timiskaming County, Quebec. Geological Survey of Canada; Summary Report, 1923, part C, pages 99-125.
- 1926 — Cléricky and Kinojevis map area, Temiskaming and Abitibi Counties, Quebec. Geological Survey of Canada; Summary Report, part C, pages 90-126.
- JOHNSTON, W.G.Q., 1954 — Geology of the northeast quarter of Dasserat Township, Temiscamingue County. Geological Survey of Canada; Paper 53-8.
- JOLLY, W.T., 1975 — Subdivisions of the Archean lavas of the Abitibi area, Canada, from Fe-Mg-Ni-Cr relations. *Earth and Planetary and Science Letters*; volume 27, pages 200-210.
- 1977 — Relations between Archean lavas and intrusive rocks of the Abitibi area, Canada. Geological Association of Canada; Special Paper No. 16, pages 311-330.
- 1980 — Development and degradation of Archean lavas, Abitibi area, Canada, in light of major element geochemistry. *Journal of Petrology*; volume 21, pages 323-363.
- KAJIWARA, Y., 1971 — Sulfur isotope study of the Kuroko-ores of Shakanai No. 1 deposits, Akita Prefec-

- ture, Japan. *Geochemical Journal*; volume 4, pages 157-181.
- KANEHIRA, K. — TATSUMI, T., 1970 — Bedded cupriferous iron sulphide deposits in Japan, a review. *In* : *Volcanism and Ore Genesis; textes réunis par T. Tatsumi*. University of Tokyo Press, pages 51-76.
- KERRICH, R., 1987 — The stable isotope geochemistry of Au-Ag vein deposits in metamorphic rocks. *In* : *Stable isotope geochemistry of low temperature fluids; textes réunis par T.K. Kyser*. Mineralogical Association of Canada Short Course; volume 13, pages 287-336.
- KERRICH, R. — FRYER, B.J., 1981 — The separation of rare elements from abundant base metals in Archean lode gold deposits. Implications of low water/rock source regions. *Economic Geology*; volume 76, pages 160-166.
- KERRICH, R. — HODDER, R.W., 1982 — Archean lode gold and base metal deposits: Evidence for metal separation into independent hydrothermal systems. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 24*, pages 144-160.
- KHEANG, L., 1984 — Magmatic water/sea water mixing in an Archean hydrothermal system related to the formation of Millenbach Cu-Zn deposit, Rouyn-Noranda, Quebec. Program with abstracts. Geological Association of Canada — Mineralogical Association of Canada; volume 9, page 78.
- KINDLE, E.D., 1941 — Northeast part, Beauchastel Township, Temiscamingue County, Quebec, Canada. Geological Survey of Canada; Paper 41-7.
- KNUCKEY, M.J. — WATKINS, D., 1982 — The geology of the Corbet massive sulphide deposit, Noranda district, Quebec, Canada. *In* : *Precambrian Sulphide Deposits, H.S. Robinson Memorial Volume; textes réunis par R.W. Hutchinson, C.D. Spence et J.M. Franklin*. Geological Association of Canada; Special Paper 25, pages 297-317.
- KRANIDIOTIS, P. — MACLEAN, W.H., 1987 — Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*; volume 82, pages 1898-1911.
- KROUGH, T.E. — DAVIS, G.L., 1971 — Zircon U-Pb ages of Archean metavolcanic rocks in the Canadian Shield. Carnegie Institute. Washington Geophysical Laboratory; Annual Report 1970-1971, pages 241-270.
- KYSER, T.K., 1987 — Equilibrium fractionation factors for stable isotopes. *In* : *Stable isotope geochemistry of low temperature fluids; textes réunis par T.K. Kyser*. Mineralogical Association of Canada; Short Course, volume 13, pages 1-84.
- L'ESPÉRANCE, R.L., 1950 — Northeast part of Duprat Township. Quebec Department of Mines, PR-241.
- 1952a — Southeast part of Duprat Township. Quebec Department of Mines, PR-273.
- 1952b — Dalember River-Dufresnoy Lake area. Quebec Department of Mines, PR-275.
- LICHTBLAU, A.P. — DIMROTH, E., 1980 — Stratigraphy and facies at the south margin of the Archean Noranda caldera. *In* : *Current Research, part A, Geological Survey of Canada; Paper 80-1A*, pages 69-76.
- LUDDEN, J. — GÉLINAS, L. — TRUDEL, P., 1982 — Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. II : Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 2276-2287.
- LUDDEN, J.N. — HUBERT, C., 1986 — Geologic evolution of the Late Archean Abitibi Greenstone Belt of Canada. *Geology*, volume 14, pages 707-711.
- LUDDEN, J.N. — HUBERT, C. — GARIÉPY, C., 1986 — The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*; volume 123, part 2, pages 153-166.
- LUSK, J. — CAMPBELL, F.A. — KROUSE, H.R., 1975 — Application of sphalerite geobarometry and sulfur isotope geothermometry to ores of the Quemont mine, Noranda, Quebec. *Economic Geology*; volume 70, pages 1070-1083.
- MACGEEHAN, P.J. — MACLEAN, W.H. — BONENFANT, A.J., 1981 — Exploration significance of the emplacement and genesis of massive sulphides in the Main Zone at the Norita Mine, Matagami, Quebec. *Canadian Institute of Mining; Bulletin volume 74*, No. 828, pages 59-75.
- MACLAREN, A.S., 1952 — Preliminary map, Kinojevis, Temiscamingue County, Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 52-6.
- MACLEAN, W.H., 1988 — Rare earth element mobility at constant inter-REE ratios in the alteration zone at the Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. *Mineralium Deposita* (sous presse).
- MACLEAN, W.H. — KRANIDIOTIS, P., 1987 — Immobile elements as monitors of mass transport in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*; volume 82, pages 951-962.
- MCLACHLAN, C.G. — BENNET, M.J.S. — COLEMAN, R.L., 1954 — The Quemont milling operation: Transactions of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy; volume 57, pages 230-24.
- MOOKHERJEE, A. — SUFFEL, G.G., 1968 — Massive sulphide — late diabase relationships, Horne mine, Quebec: genetic and chronologic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 5, pages 421-432.
- MOOREHOUSE, W.W., 1965 — Stratigraphic position of sulphides in the Archean. *Canadian Mining Metallurgy Transactions*; volume 68, pages 261-264.
- MYASHIRO, A., 1974 — Volcanic rock series in island arc and active continental margins. *American Journal of Earth Sciences*; volume 274, pages 321-355.
- NEALL, V.E., 1971 — Volcanic domes and lineations in Egmont National Park; New Zealand Journal of Geology and Geophysics; volume 14, No. 1, pages 71-81.

- NEWHALL, C.G., 1987 — Geology of the Lake Atitlan region, western Guatemala. *In* : Richard E. Stoiber 75th Birthday Volume; *textes réunis par* S.N. Williams et M.J. Carr. Journal of Volcanology and Geothermal Research; volume 33, pages 81-107.
- O'NEIL, J.R., 1986 — Theoretical and experimental aspects of isotope fractionation. *In* : Stable isotopes in high temperature geologic processes; *textes réunis par* J.W. Valley, H.P. Taylor (fils) et J.R. O'Neil. Mineralogical Society of America; Reviews in Mineralogy; volume 16, pages 1-40.
- O'NEIL, J.R. — TAYLOR, H.P., 1969 — Oxygen isotope equilibrium between muscovite and water. Journal of Geophysical Research; volume 74, pages 6012-6022.
- OHMOTO, H., 1972 — Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Economic Geology; volume 67, pages 551-578.
- 1986 — Stable isotope geochemistry of ore deposits. *In* : Stable isotopes in high temperature geologic processes; *textes réunis par* J.W. Valley, H.P. Taylor (fils) et J.R. O'Neil. Mineralogical Society of America; Reviews in Mineralogy; volume 16, pages 491-560.
- OHMOTO, H. — FELDER, R.P., 1987 — Bacterial activity in the warmer, sulphate bearing, Archaean oceans. Nature; volume 328, pages 244-246.
- OHMOTO, H. — RYE, R.O., 1979 — Isotopes of sulfur and carbon. *In* : Geochemistry of hydrothermal ore deposits; *textes réunis par* H.L. Barnes. 2nd edition. Wiley, New York, pages 509-567.
- OHMOTO, H. — SKINNER, B.J., 1983 — The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits; Introduction and summary of new findings. *In* : The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits; *textes réunis par* H. Ohmoto et B.J. Skinner. Economic Geology; Monograph 5, pages 1-8.
- OHMOTO, H. — MIZUKAMI, M. — DRUMMOND, S.E. — ELDRIDGE, C.S. — PISUTHA-ARNOLD, V. — LENAGH, T.C., 1983 — Chemical processes of Kuroko formation. *In* : The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits; *textes réunis par* H. Ohmoto et B.J. Skinner. Economic Geology; Monograph 5, pages 570-604.
- OSTERBERG, S.A. — MORTON, R.L. — FRANKLIN, J.M., 1987 — Hydrothermal alteration and physical volcanology of Archean rocks in the vicinity of the Headway-Coulée massive sulfide occurrence, Onaman area, northwestern Ontario. Economic Geology; volume 82, pages 1505-1520.
- ODIN, E., 1987 — Trace element and precious metal concentrations in East Pacific Rise, Cyprus and Red Sea submarine sulfide deposits. *In* : Marine Minerals; *textes réunis par* P.G. Teleki et al., pages 349-362.
- PARADIS, S. — LUDDEN, J.N. — GÉLINAS, L., 1988 — Evidence for contrasting compositional spectra in comagmatic intrusive and extrusive rocks of the Blake River Group, Abitibi, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 25, pages 134-144.
- PEALE, R.W., 1930 — Some ore deposits of the Rouyn district of northwestern Quebec, Canada. Unpublished Ph. D. thesis; Harvard University.
- PISUTHA-ARNOLD, V. — OHMOTO, H., 1983 — Thermal history, and chemical and isotopic compositions of ore-forming fluids responsible for the Kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroku District, Japan. *In* : The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits; *textes réunis par* H. Ohmoto et B.J. Skinner. Economic Geology; Monograph 5, pages 523-558.
- POTTER, R.W. — CLYNNE, M.A. — BROWN, D.L., 1978 — Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. Economic Geology; volume 73, pages 284-285.
- PRICE, P., 1933 — The geology and ore deposits of the Horne mine, Noranda, Quebec. Unpublished Ph. D. thesis, McGill University, 288 pages.
- 1934 — The geology and ore deposits of the Horne mine, Noranda, Quebec. Transactions of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy; volume 37, pages 108-140.
- 1948 — Horne Mine. *In* : Structural Geology of Canadian Ore Deposits. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Jubilee Volume I; pages 763-772.
- 1953 — Noranda Mines Ltd. (Horne Mine). *In* : Geology and Mineral Deposits of Northwestern Quebec. Geological Society of America and Geological Association of Canada. Guidebook for Field Trip No. 10; pages 13-14.
- RIDDELL, J.E., 1952 — Wall rock alteration around base metal sulphide deposits of Northwestern Quebec. McGill University, unpublished Ph. D. thesis; 220 pages.
- RIPLEY, E.M. — OHMOTO, H., 1979 — Oxygen and hydrogen isotopic studies of ore deposition and metamorphism at the Raul mine, Peru. Geochimica Cosmochimica Acta; volume 43, pages 1633-1643.
- ROEDDER, E., 1979 — Fluid inclusions as samples of ore fluids. *In* : Geochemistry of hydrothermal ore deposits; *textes réunis par* H.L. Barnes. 2nd edition; Wiley, New York, pages 684-73.
- 1981 — Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. *In* : Short course in fluid inclusions : Applications to petrology; *textes réunis par* L.S. Hollister et M.L. Crawford. Mineralogical Association of Canada, pages 101-137.
- ROOBOL, M.J. — HACKETT, D., 1987 — Paleovolcanic facies and exhalite geochemistry : Guides for selecting exploration areas in volcano-sedimentary complexes. Economic Geology; volume 82, pages 691-705.
- ROSCOE, S.M., 1965 — Geochemical and isotopic studies, Noranda and Matagami areas. Bulletin of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy; volume 58, No. 641, pages 965-971.
- RYE, R.O. — OHMOTO, H., 1974 — Sulfur and carbon isotopes and ore genesis : A review. Economic Geology; volume 69, pages 826-842.

- RYZNAR, G. — CAMPBELL, F.A. — KROUSE, H.R., 1967 — Sulphur isotopes and the origin of the Quemont orebody. *Economic Geology*; volume 62, pages 664-678.
- SANGSTER, D.F., 1972 — Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada : a review. *Geological Survey of Canada*; Paper 72-22, 44 pages.
- SANGSTER, D.F. — SCOTT, S.D., 1976 — Precambrian stratabound massive Cu-Zn-Pb sulphide ores of North America. In : *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits; textes réunis par K.H. Wolf*. Amsterdam, Elsevier, volume 6, pages 129-222.
- SATO, T., 1974 — Distribution and geologic setting of the Kuroko deposits. *Society of Mining Geologists of Japan*; Special Issue 6, pages 1-9.
- SCOTT, J.S., 1948 — Quemont mine. In : *Structural Geology of Canadian Ore Deposits; Jubilee Volume I*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; page 778.
- SECCOMBE, P.K. — CLARK, G.S., 1981 — Sulfur isotope and element variations in the South Bay mine, Northwestern Ontario. *Economic Geology*; volume 76, pages 621-636.
- SHARPE, J.I., 1968 — Geology and sulphide deposits of the Matagami area. *Quebec Department of Natural Resources*; RG-137, 122 pages.
- SINCLAIR, W.D., 1971 — A volcanic origin for the No. 5 Zone of the Horne mine, Noranda, Quebec. *Economic Geology*; volume 66, pages 1225-1231.
- SPENCE, C.D., 1967 — The Noranda area. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Centennial Field Excursion, Northwestern Quebec — Northern Ontario*, pages 36-39.
- SPENCE, C.D. — DE ROSEN-SPENCE, A.F., 1975 — The place of sulphide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec. *Economic Geology*; volume 70, pages 90-101.
- SPITZ, G. — DARLING, R., 1978a — Major and minor element lithogeochemical study of the Louvem deposit, Val-d'Or, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 15, pages 1161-1169.
- 1978b — Pétrographie des roches encaissantes du gisement cuprifère de Louvem. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 10, pages 760-776.
- STOCKWELL, C.H., 1949a — Southwest Dasserat, Temiscamingue County, Quebec. *Geological Survey of Canada*; Paper 49-23.
- 1949b — Southeast Dasserat, Temiscamingue County, Quebec. *Geological Survey of Canada*; Paper 49-25.
- SUFFEL, G.G., 1935 — Relations of later gabbro to sulphides at the Horne mine, Noranda. *Economic Geology*; volume 30, pages 905-915.
- TAYLOR, B., 1953 — Geology of the Quemont Mining Corporation, Limited. In : *Geology and Mineral Deposits of Northwestern Quebec, Guidebook for Field Trip No. 10*. Geological Society of America and Geological Association of Canada, page 15.
- 1957 — Quemont Mine. In : *Structural Geology of Canadian Ore Deposits*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Congress Volume II, pages 405-413.
- TAYLOR, H.P., Jr., 1968 — The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 19, pages 1-71.
- 1979 — Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In : *Geochemistry of hydrothermal ore deposits; textes réunis par H.L. Barnes*. 2nd edition; Wiley, New York, pages 236-277.
- 1974 — The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*; volume 69, pages 843-883.
- THIBAUT, C., 1961 — West half of Montbray Township. *Quebec Department of Natural Resources*; PR-466.
- THODE, H.G. — MONSTER, J. — DUNFORD, H.B., 1961 — Sulphur isotope geochemistry. *Geochimica Cosmochimica Acta*; volume 25, pages 150-174.
- THURSTON, P.C. — AYRES, L.D. — EDWARDS, G.R. — GÉLINAS, L. — LUDDEN, J.N. — VERPAELST, P., 1985 — Archean bimodal volcanism. In : *Evolution of Archean Supracrustal Sequences; textes réunis par L.D. Ayres, P.C. Thurston, K.D. Card et W. Weber*. Geological Association of Canada; Special Paper 28, pages 7-21.
- UJIKI, O. — GOODWIN, A.M., 1987 — Geochemistry and origin of Archean felsic metavolcanic rocks, central Noranda area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 24, pages 2551-2567.
- URABE, T. — SCOTT, S.D. — HATTORI, K., 1983 — A comparison of footwall-rock alteration and geochemical systems beneath some Japanese and Canadian volcanogenic massive sulfide deposits. In : *The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits; textes réunis par H. Ohmoto et B.J. Skinner*. *Economic Geology*; Monograph 5, pages 345-364.
- VAN DE WALLE, M., 1972 — The Rouyn-Noranda area. In : *Precambrian Geology and Mineral Deposits of the Noranda - Val-d'Or and Matagami - Chibougamau Greenstone Belts, Quebec; textes réunis par D.J. Glass*. 24th International Geological Congress, Montréal, 1972; Excursion Guide, pages 41-51.
- VON DAMM, K.L. — EDMOND, J.M. — MEASURES, C.I. — GRANT, B., 1985 — Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 49, pages 2221-2237.
- WEBBER, G.R., 1975 — Statistical analysis of lithogeochemical variations in proximity to the Horne mine, Noranda, Quebec. *Ministère des Richesses naturelles*; DPV 424, 40 pages.
- WEEKS, R.H., 1963 — The relative ages of the chalcopyrite and the rhyolite dykes in the rhyolite dyke zone orebodies at Quemont mine, Quebec; Dalhousie University unpublished M.Sc. thesis, 143 pages.

- _____. 1967 — Quemont Mining Corporation Limited. *In* : Centennial Field Excursion Guidebook, Northwestern Quebec and Northern Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; pages 46-51.
- WENNER, D.R. — TAYLOR, H.P., Jr., 1971 — Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 32, pages 165-185.
- WERRE, R.W., Jr. — BODNAR, R.J. — BETHKE, P.M. — BARTON, P.B., Jr., 1979 — A novel gas-flow fluid inclusion heating/freezing stage; *Geological Society of America program with Abstracts*; volume 11, page 539.
- WILSON, M.E., 1913 — Kewagama Lake map area. Geological Survey of Canada, Memoir 39.
- _____. 1918 — Timiskaming County, Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 103.
- _____. 1939 — Dufault area, Dufresnoy and Rouyn Townships, Abitibi and Temiscamingue Counties, Quebec. Geological Survey of Canada, Map 457A.
- _____. 1941 — Noranda district, Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 229, 162 pages.
- _____. 1962 — Rouyn-Beauchastel map-areas, Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 315.
- WOOD, S.A., 1987 — Application of a multiphase ore mineral solubility experiment to the separation of base metal and gold mineralization in Archean greenstone terrains. *Economic Geology*; volume 82, pages 1044-1048.

Annexe 1

Mine Horne : production et réserves

Année	Tonnes	Réserves totales Au (oz/t)	Cu (%)	Tonnes	Production totale Au (oz/t)	Cu (%)
1924	375000			—	—	—
1925	994525	0.28	6.70	—	—	—
1926	—	—	—	—	—	—
1927	1198375	0.27	6.73	10740	0.07	2.57
1928	3097000	0.18	7.31	265970	0.18	6.52
1929	6664000	0.16	4.80	323316	0.17	5.73
1930	8175000	0.17	4.00	849303	0.15	3.46
1931	10960000	0.18	3.24	1012005	0.26	3.40
1932	22450000	0.19	2.77	1218295	0.36	2.77
1933	23345000	0.18	2.64	1541524	0.21	2.31
1934	28305000	0.18	2.50	1777021	0.15	2.12
1935	31029000	0.18	2.51	1906661	0.16	2.15
1936	30379000	0.18	2.59	2011730	0.19	1.77
1937	30901000	0.17	2.53	2024468	0.15	2.23
1938	30001000	0.17	2.47	1996485	0.17	2.08
1939	29513000	0.17	2.32	1926902	0.19	2.65
1940	—	—	—	1970957	0.19	2.41
1941	—	—	—	1956866	0.21	1.49
1942	—	—	—	1862966	0.19	1.94
1943	23402500	0.18	2.22	1844692	0.22	2.57
1944	22154000	0.18	2.21	1553857	0.15	2.46
1945	21208000	0.18	2.20	1330534	0.15	2.89
1946	20490000	0.18	2.21	953437	0.21	1.38
1947	20118000	0.18	2.18	516705	0.17	2.98
1948	19485900	0.18	2.14	977403	0.16	2.41
1949	18464900	0.18	2.13	1257202	0.17	2.27
1950	17547900	0.18	2.11	1349369	0.18	2.09
1951	16581899	0.18	2.10	1328368	0.16	2.08
1952	15579933	0.18	2.12	1399665	0.15	1.93
1953	14856000	0.18	2.14	890488	0.16	1.80
1954	14035000	0.18	2.14	1155941	0.15	1.98
1955	13194000	1.83	2.15	1357020	0.16	2.08
1956	12507000	0.18	2.12	1320222	0.15	2.07
1957	11698000	0.18	2.08	1336434	0.16	2.08
1958	10940000	0.18	2.03	1334947	0.16	2.28
1959	10230000	0.18	2.09	1381192	0.15	1.98
1960	9445000	0.18	2.14	1330686	0.16	1.97
1961	8563996	0.18	2.18	1339916	0.16	1.92
1962	7499364	0.19	2.19	1281090	0.18	1.98
1963	6466762	0.19	2.29	2135775	0.18	1.82
1964	5487521	0.19	2.37	1250659	0.19	2.01
1965	4786355	0.19	2.33	1147758	0.18	2.08
1966	4038547	0.19	2.34	1092432	0.18	2.04
1967	3461082	0.19	2.32	978333	0.17	1.99
1968	670731*	0.19	2.54	918310	0.16	1.92
1969	2225211	0.19	2.29	899458	0.17	2.34
1970	1741881	0.19	2.26	833932	0.17	2.10
1971	1378769	0.18	2.06	728605	0.17	2.21
1972	1058112	0.16	2.10	686253	0.16	2.23
1973	699557	0.15	1.98	555446	0.14	2.40
1974	399258	0.15	1.74	477391	0.15	2.57
1975	230791	0.16	1.05	344300	0.14	2.10
1976	—	—	—	158192	0.13	1.38
Total				59201221	0.177	2.22

* Minerai de fondant non inclus.

Annexe 2

Mine Horne : détails des réserves publiées

Année	Plus de 4 % Cu			Moins de 4 % Cu			Minerai de fondant		
	Tonnes	Au (oz/t)	Cu (%)	Tonnes	Au (oz/t)	Cu (%)	Tonnes	Au (oz/t)	Cu (%)
1924	375000	—	—	—	—	—	—	—	—
1925	994525	0.28	6.70	—	—	—	—	—	—
1926	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1927	1198375	0.27	6.73	—	—	—	—	—	—
1928	3097000	0.18	7.31	—	—	—	—	—	—
1929	3426000	0.16	7.53	3000000	0.15	2.00	238000	—	—
1930	3433000	0.15	7.02	4448000	0.18	1.83	294000	—	—
1931	3580000	0.17	7.10	6350000	0.18	1.54	1030000	—	—
1932	5750000	0.16	7.60	15800000	0.20	1.16	900000	0.12	1.00
1933	5875000	0.14	7.34	16580000	0.20	1.12	890000	0.29	0.80
1934	6826000	0.17	7.25	20497000	0.19	1.04	982000	0.22	0.32
1935	7333000	0.17	7.54	20457000	0.19	0.99	3239000	0.21	0.28
1936	7817000	0.17	7.33	19530000	0.19	0.97	3032000	0.13	0.15
1937	7693000	0.17	7.36	19699000	0.19	0.95	3509000	0.14	0.15
1938	7305000	0.15	7.07	18825000	0.19	0.93	3871000	0.14	0.73
1939	6948000	0.15	6.96	18886000	0.19	0.81	3679000	0.13	0.88
1940	—	—	—	—	—	—	—	0.12	0.83
1941	—	—	—	—	—	—	—	0.14	1.29
1942	—	—	—	—	—	—	—	0.14	1.31
1943	5174000	0.16	7.03	17460000	0.19	0.90	768500	—	—
1944	5266000	0.15	6.88	15997000	0.19	0.80	891000	—	—
1945	5127000	0.15	7.08	15228000	0.20	0.68	853000	—	—
1946	4960000	0.16	7.14	14692000	0.20	0.67	838000	0.08	0.11
1947	4800000	0.16	7.15	14480000	0.20	0.66	838000	0.10	0.10
1948	4528000	0.16	7.16	14000000	0.20	0.67	957900	0.11	0.10
1949	4290000	0.16	7.13	13217000	0.20	0.66	957900	0.11	0.11
1950	4031000	0.16	7.05	12559000	0.20	0.68	957900	0.11	0.11
1951	3860622	0.16	7.06	11765518	0.20	0.65	955759	0.12	0.09
1952	3632330	0.16	7.08	10999450	0.20	0.66	948153	0.12	0.09
1953	3480000	0.16	7.12	10428000	0.20	0.67	948000	0.12	0.09
1954	3221000	0.16	7.20	9866000	0.20	0.69	948000	0.12	0.08
1955	3065000	0.16	7.15	9189000	0.20	0.69	940000	0.12	0.09
1956	2853000	0.16	7.15	8714000	0.20	0.70	940000	0.12	0.09
1957	2603000	0.16	7.14	8155000	0.20	0.70	940000	0.12	0.09
1958	2382000	0.16	7.10	7628000	0.20	0.68	930000	0.12	0.15
1959	2315000	0.16	7.11	6988000	0.20	0.69	927000	0.12	0.15
1960	2183000	0.16	7.07	6512000	0.20	0.74	750000	0.12	0.15
1961	2023098	0.16	7.11	5983998	0.20	0.72	556900	0.12	0.13
1962	1744739	0.16	7.12	5320898	0.19	0.75	433727	0.12	0.13
1963	1588522	0.16	7.10	4607035	0.19	0.76	271205	0.14	Tr
1964	1391708	0.17	7.20	3843165	0.19	0.77	252648	0.16	Tr
1965	1231303	0.16	7.19	3310246	0.19	0.70	244806	0.18	Tr
1966	1035948	0.16	7.08	2795647	0.20	0.75	206952	0.24	Tr
1967	898287	0.17	7.00	2378074	0.19	0.72	184721	0.24	Tr
1968	754325	0.17	7.01	1916406	0.19	0.78	104586	0.24	Tr
1969	557044	0.17	6.93	1566931	0.19	0.80	101236	0.24	Tr
1970	420262	0.16	7.06	1228029	0.19	0.78	93590	0.24	Tr
1971	340136	0.14	5.95	1001579	0.19	0.81	37054	0.26	Tr
1972	145824	0.18	8.20	912288	0.15	1.13	—	0.28	Tr
1973	86239	0.17	8.58	613318	0.15	1.05	—	0.28	Tr
1974	45047	0.15	8.50	354211	0.15	0.88	—	0.28	Tr

Annexe 3

Composition des roches volcaniques à proximité de la mine Horne (début)

Échantillon	N87-14 FO	N87-15 FO	N87-16 FO	N87-17 FO	N87-18 FO	N87-19 FO	N87-90 FO	N87-21 FO	N87-22 FA
	(%)								
SiO ₂	83,00	77,97	77,22	80,17	75,88	70,46	70,49	67,38	61,33
TiO ₂	0,17	0,16	0,19	0,20	0,27	0,36	0,61	0,54	0,53
Al ₂ O ₃	11,35	9,44	10,35	12,47	13,14	13,08	15,44	15,12	16,81
Fe ₂ O ₃	1,33	8,67	8,28	3,21	5,46	9,53	4,42	6,95	8,87
MnO	0,00	0,03	0,04	0,01	0,48	0,34	0,10	0,16	0,15
MgO	0,25	2,00	1,31	0,54	1,06	1,45	1,83	3,53	5,86
CaO	0,05	0,06	0,12	0,00	2,10	1,39	3,27	2,68	0,63
Na ₂ O	0,62	0,00	0,21	0,44	0,67	1,90	2,20	1,94	5,64
K ₂ O	3,21	1,66	2,27	2,94	0,90	1,43	1,54	1,63	0,09
P ₂ O ₅	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,06	0,10	0,08	0,08
Total	99,98	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	99,99
PAF	1,86	3,12	3,21	2,86	2,35	4,00	2,24	3,21	3,55
	(ppm)								
Ba	775	415	409	434	136	192	248	471	59
Rb	51	36	38	50	21	34	40	60	5
Sr	15	9	10	26	37	53	73	65	31
Y	36	20	17	22	25	25	12	24	57
Zr	162	153	152	172	182	175	122	177	166
Nb	15	15	14	16	13	13	11	15	15
K ₂ O/Na ₂ O+K ₂ O	0,84	1,00	0,92	0,87	0,57	0,43	0,41	0,46	0,02

FA = altération faible, MO = altération modérée, FO = altération forte.

Composition des roches volcaniques à proximité de la mine Horne (suite)

Échantillon	N87-23 FA	N87-24 FO	N87-25 FO	N87-26 FO	N87-27 MO	N87-28 FO	N87-29 FO	N87-30 FO	N5722 FO
	(%)								
SiO ₂	60,13	72,24	70,10	68,44	74,50	75,09	82,08	73,77	77,87
TiO ₂	0,84	0,59	0,48	0,99	0,41	0,26	0,19	0,23	0,29
Al ₂ O ₃	14,05	16,27	14,17	14,76	14,03	11,05	12,64	9,56	13,07
Fe ₂ O ₃	11,16	2,46	5,28	6,43	1,94	8,77	1,05	10,91	4,53
MnO	0,12	0,02	0,05	0,13	0,04	0,03	0,00	0,03	0,01
MgO	3,36	0,73	1,92	1,97	2,07	2,93	0,22	4,34	0,56
CaO	4,53	2,64	4,68	3,75	2,19	0,03	0,00	0,03	0,05
Na ₂ O	5,19	1,54	1,66	1,34	3,10	0,00	0,21	0,39	0,25
K ₂ O	0,56	3,45	1,57	1,97	1,66	1,81	3,58	0,71	3,32
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,09	0,22	0,07	0,03	0,01	0,02	0,05
Total	100,01	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	99,98	99,99	100,00
PAF	4,18	2,21	2,57	2,46	1,75	3,18	2,08	3,20	3,33
	(ppm)								
Ba	135	720	360	468	219	406	837	118	458
Rb	18	98	51	62	56	41	53	18	56
Sr	86	49	97	81	69	15	18	9	34
Y	24	20	29	30	17	34	53	18	31
Zr	134	176	188	175	183	186	173	125	218
Nb	12	12	15	15	13	17	15	11	15
K ₂ O/Na ₂ O+K ₂ O	0,10	0,69	0,49	0,60	0,35	1,00	0,94	0,65	0,93

FA = altération faible, MO = altération modérée, FO = altération forte.

Composition des roches volcaniques à proximité de la mine Horne (suite)

Échantillon	N5723 FO	N5725 FO	N5727 FO	N5728 FO	N5733 FO	N5734 FO	N5735 FO	N5736 FO	N5737 FO
(%)									
SiO ₂	78,05	70,78	79,05	77,11	76,57	76,50	80,27	76,12	76,56
TiO ₂	0,33	0,38	0,30	0,33	0,27	0,32	0,27	0,30	0,31
Al ₂ O ₃	11,04	13,84	11,16	12,24	11,70	12,34	11,07	11,42	11,05
Fe ₂ O ₃	6,36	7,35	5,43	5,72	7,30	6,57	5,15	8,33	9,10
MnO	0,09	1,15	0,04	0,07	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00
MgO	0,53	0,49	0,58	1,85	0,46	0,62	0,39	0,30	0,36
CaO	1,09	2,55	0,05	0,03	0,05	0,26	0,00	0,23	0,10
Na ₂ O	0,54	1,38	0,93	0,00	0,15	0,39	0,14	0,00	0,50
K ₂ O	1,90	2,02	2,43	2,60	3,49	2,97	2,71	3,28	3,00
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,03	0,05	0,20	0,01	0,00	0,02	0,03
Total	99,99	100,00	100,00	100,00	100,19	100,01	100,01	100,00	100,01
PAF	4,29	4,43	2,80	3,14	4,94	2,87	2,49	4,73	5,14
(ppm)									
Ba	212	297	229	693	585	622	513	432	386
Rb	39	50	51	47	55	52	36	50	56
Sr	35	51	19	13	6	5	4	5	6
Y	16	18	17	20	28	26	23	22	20
Zr	147	169	176	185	170	175	164	171	170
Nb	12	15	134	14	14	13	12	13	12
K ₂ O/Na ₂ O+K ₂ O	0,78	0,59	0,72	1,00	0,96	0,88	0,95	1,00	0,86

FA = altération faible, MO = altération modérée, FO = altération forte.

Composition des roches volcaniques à proximité de la mine Horne (suite)

Échantillon	N5738 FO	N5772 FO	N5773 FO	N5774 FO	N5775 FO	N5779 FO	N5787 FO	N5790 FO	N9717 FO
(%)									
SiO ₂	75,84	83,35	80,66	76,28	85,28	71,68	75,95	47,42	81,13
TiO ₂	0,35	0,16	0,18	0,24	0,13	0,32	0,52	0,66	0,17
Al ₂ O ₃	14,33	11,24	10,06	14,13	9,08	19,13	12,13	21,18	11,51
Fe ₂ O ₃	4,34	1,70	5,91	3,18	2,10	2,88	7,76	12,35	3,06
MnO	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,33	0,01
MgO	1,17	0,33	0,39	1,14	0,44	0,27	0,23	6,90	0,81
CaO	0,05	0,00	0,00	0,30	0,17	0,00	0,00	8,29	0,02
Na ₂ O	0,00	0,33	0,00	1,03	0,30	0,53	0,32	1,36	0,24
K ₂ O	3,88	2,87	2,80	3,67	2,48	5,16	3,09	1,43	3,06
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00
Total	100,00	100,00	100,01	99,99	99,99	100,00	100,00	99,99	100,01
PAF	2,71	1,17	3,33	2,49	2,04	3,34	4,78	7,79	
(ppm)									
Ba	664	661	208	1143	485	NA	NA	NA	
Rb	55	45	48	68	39	NA	NA	NA	50
Sr	9	28	13	12	11	NA	NA	NA	10
Y	17	45	23	32	18	NA	NA	NA	39
Zr	157	156	157	229	132	NA	NA	NA	167
Nb	14	14	13	18	13	NA	NA	NA	14
K ₂ O/Na ₂ O+K ₂ O	1,00	0,90	1,00	0,78	0,89	0,91	0,91	0,51	0,93

FA = altération faible, MO = altération modérée, FO = altération forte.

Composition des roches volcaniques à proximité de la mine Horne (suite)

Échantillon	N9721 FO	N9722 FO	N9724 FA	N9725 MO	N9727 FO	N9728 MO	N9729 FO	N9730 FO
(%)								
SiO ₂	73,92	75,25	50,56	72,00	81,49	68,72	73,48	54,19
TiO ₂	0,25	0,28	0,54	0,38	0,19	0,26	0,65	0,51
Al ₂ O ₃	10,73	14,45	11,40	12,84	12,32	17,60	14,76	34,11
Fe ₂ O ₃	11,24	5,89	12,74	4,61	1,33	3,96	3,76	0,62
MnO	0,05	0,01	0,41	0,09	0,00	0,04	0,06	0,00
MgO	1,08	0,36	9,19	2,43	0,32	1,23	1,49	0,37
CaO	0,11	0,10	13,88	4,50	0,05	0,76	1,60	0,05
Na ₂ O	0,32	0,60	0,92	2,21	0,76	4,82	0,86	0,66
K ₂ O	2,27	3,00	0,08	0,86	3,55	2,57	3,20	9,47
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,27	0,07	0,00	0,03	0,14	0,03
Total	99,99	100,00	99,99	99,99	100,01	99,99	100,00	100,01
(ppm)								
Rb	49	56	1	25	69	62	86	181
Sr	24	29	124	83	13	99	48	78
Y	36	43	19	26	30	45	49	159
Zr	184	246	77	144	207	263	241	266
Nb	14	34	15	11	23	30	17	23
K ₂ O/Na ₂ O+K ₂ O	0,88	0,83	0,08	0,28	0,82	0,35	0,79	0,93

FA = altération faible, MO = altération modérée, FO = altération forte.

Composition des roches volcaniques à proximité de la mine Horne (suite)

Échantillon	N9747 MO	N9753 FO	N9754 FO	N9755 FO	N9758 FO	N9763 MO	N9764 MO	N9765 FO	N9771 FO
(%)									
SiO ₂	79,30	73,70	78,16	77,16	77,04	76,09	70,41	71,38	70,90
TiO ₂	0,15	0,26	0,29	0,24	0,19	0,29	0,47	0,51	0,33
Al ₂ O ₃	10,15	13,30	13,95	11,25	12,68	13,06	13,54	15,65	21,65
Fe ₂ O ₃	4,85	6,01	3,09	7,90	3,86	2,44	6,38	4,07	1,61
MnO	0,08	0,04	0,06	0,00	0,19	0,03	0,07	0,04	0,03
MgO	0,79	2,36	0,58	0,13	2,02	0,50	1,62	1,02	0,54
CaO	0,76	0,94	0,14	0,06	0,50	1,59	2,48	0,88	0,28
Na ₂ O	3,25	0,93	0,40	0,48	0,47	4,12	3,12	3,29	1,92
K ₂ O	0,65	2,42	3,27	2,73	3,01	1,86	1,82	3,06	3,10
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,10	0,09	0,04
Total	100,00	100,00	99,99	99,99	99,99	100,02	100,01	99,99	100,00
(ppm)									
Rb	16	73	65	51	62	51	62	45	62
Sr	51	18	25	23	8	34	27	33	81
Y	27	31	38	36	31	48	27	30	22
Zr	154	241	199	171	199	301	178	177	295
Nb	6	18	20	23	17	9	17	15	37
K ₂ O/Na ₂ O+K ₂ O	0,17	0,72	0,89	0,85	0,86	0,31	0,37	0,48	0,62

FA = altération faible, MO = altération modérée, FO = altération forte.

Composition des roches volcaniques à proximité de la mine Horne (suite)

Échantillon	N9772 FO	N87-2 FO	N87-5 FO	N87-6 FO	N87-7 FO	N87-8 FA	N87-9 MO	N87-10 FA	N87-11 FA
(%)									
SiO ₂	73,98	71,58	78,30	69,45	78,10	75,39	78,21	75,65	75,79
TiO ₂	0,19	0,31	0,33	0,70	0,30	0,25	0,16	0,26	0,23
Al ₂ O ₃	12,50	12,48	12,07	16,92	11,75	11,57	12,47	11,29	11,29
Fe ₂ O ₃	5,79	12,03	4,89	6,50	6,31	6,49	1,84	7,10	6,82
MnO	0,18	0,02	0,00	0,05	0,00	0,17	0,06	0,10	0,12
MgO	1,77	0,36	0,15	1,84	0,05	1,34	0,40	1,47	1,45
CaO	3,49	0,00	0,06	0,12	0,02	0,24	1,36	0,17	0,21
Na ₂ O	0,68	0,31	0,13	0,23	0,20	4,39	4,13	3,61	3,66
K ₂ O	1,37	2,89	3,54	4,07	3,25	0,11	1,34	0,31	0,39
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,02	0,11	0,02	0,04	0,03	0,04	0,04
Total	99,98	100,00	99,99	99,99	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00
(ppm)									
Ba	467	630		694	454	46	415	79	76
Rb	34	55	63	64	54	5	34	10	14
Sr	102	46	41	45	42	58	93	55	49
Y	29	31	29	37	22	56	91	57	51
Zr	184	161	163	113	159	216	179	210	218
Nb	15	13	12	14	12	15	28	19	18
K ₂ O/Na ₂ O+K ₂ O	0,67	0,90	0,96	0,95	0,94	0,02	0,24	0,08	0,10

FA = altération faible, MO = altération modérée, FO = altération forte.

Composition des roches volcaniques à proximité de la mine Horne (suite)

Échantillon	N87-12 FO	N87-13 FO	E-8492 FO	E-8493 FO	E-8494 FA	E-8495A MO	E-8496A FO	E-8497 FO	E-8498 FO
(%)									
SiO ₂	78,79	72,98	73,28	70,66	54,04	77,70	71,04	53,69	58,79
TiO ₂	0,32	0,35	0,28	0,36	1,25	0,22	0,25	1,68	1,49
Al ₂ O ₃	12,32	12,82	10,63	12,76	14,63	10,97	12,98	15,71	13,68
Fe ₂ O ₃	4,47	9,44	6,10	4,45	10,65	3,40	8,18	15,95	16,79
MnO	0,09	0,20	0,12	0,19	0,21	0,14	0,20	0,17	0,11
MgO	0,15	1,18	1,13	2,46	4,21	0,75	0,89	6,98	6,05
CaO	0,26	0,14	5,19	6,34	9,56	1,75	2,79	0,73	0,90
Na ₂ O	0,26	0,13	1,77	1,24	5,38	4,35	0,88	0,40	0,29
K ₂ O	3,29	2,68	1,45	1,45	0,04	0,68	2,76	4,40	1,64
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,05	0,07	0,12	0,03	0,04	0,29	0,26
Total	100,01	99,99	100,00	99,98	100,09	99,99	100,01	100,00	100,00
(ppm)									
Ba	487	594							
Rb	63	55	29	32	8	24	64	87	44
Sr	39	34	76	101	84	78	68	55	44
Y	22	25	34	29	15	58	78	17	19
Zr	161	161	162	154	96	208	234	131	114
Nb	13	12	15	14	10	19	18	7	9
K ₂ O/Na ₂ O+K ₂ O	0,93	0,95	0,45	0,54	0,01	0,14	0,76	0,92	0,85

FA = altération faible, MO = altération modérée, FO = altération forte.

Composition des roches volcaniques à proximité de la mine Horne (suite)

Échantillon	E-8500 FA	E-8502 FO	9704 FO	9705 FO	9709 MO	9710 FO	9716 FO	9723 FO	9726 MO
(%)									
SiO ₂	79,60	78,50	87,33	74,59	77,58	78,89	84,08	72,13	73,92
TiO ₂	0,16	0,23	0,14	0,29	0,25	0,28	0,19	0,31	0,41
Al ₂ O ₃	11,42	11,70	9,31	13,53	12,52	13,82	11,11	14,25	12,61
Fe ₂ O ₃	2,08	2,95	0,35	6,83	2,66	2,24	0,74	7,77	3,10
MnO	0,02	0,05	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,23	0,06
MgO	0,63	1,82	0,10	1,29	0,78	0,67	0,27	2,15	1,35
CaO	0,26	0,51	0,02	0,09	2,59	0,18	0,12	0,13	5,26
Na ₂ O	5,52	1,49	0,16	0,51	2,24	0,36	0,24	0,54	2,36
K ₂ O	0,27	2,71	2,57	2,80	1,32	3,52	3,24	2,44	0,83
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,01	0,05	0,04	0,04	0,01	0,05	0,08
Total	99,99	99,99	99,99	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	99,98
PAF			1,50	4,48	2,19	2,85	1,75	4,82	2,07
(ppm)									
Rb	11	40							
Sr	44	47							
Y	52	53							
Zr	277	218							
Nb	19	16							
K ₂ O/Na ₂ O+K ₂ O	0,05	0,65	0,94	0,85	0,37	0,91	0,93	0,82	0,26

FA = altération faible, MO = altération modérée, FO = altération forte.

Composition des roches volcaniques à proximité de la mine Horne (suite)

Échantillon	9731 FO	9739 FO	9740 FO	9741 FO	9742 FO	9746 FO	9756 MO	9757 FO	9759 FO
(%)									
SiO ₂	60,60	69,44	80,65	85,14	82,81	73,46	76,25	76,28	76,09
TiO ₂	1,23	0,19	0,18	0,18	0,16	0,29	0,20	0,21	0,18
Al ₂ O ₃	12,99	12,47	11,08	10,86	10,67	12,44	12,28	12,81	11,91
Fe ₂ O ₃	14,52	10,78	4,37	0,37	2,59	8,85	3,99	4,78	5,34
MnO	0,14	0,06	0,00	0,00	0,00	1,78	0,17	0,16	0,21
MgO	3,06	3,59	0,30	0,16	0,28	0,73	1,53	1,70	2,85
CaO	4,12	0,40	0,02	0,02	0,29	0,30	1,09	0,90	0,57
Na ₂ O	1,63	1,81	0,30	0,27	0,27	0,70	3,58	0,52	0,71
K ₂ O	1,57	1,26	3,08	2,99	2,92	1,40	0,89	2,62	2,14
P ₂ O ₅	0,13	0,00	0,02	0,00	0,01	0,05	0,03	0,02	0,01
Total	99,99	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,01	100,00	100,01
PAF	2,37	4,00	3,15	1,85	2,59	3,42	1,78	1,49	4,08
K ₂ O/Na ₂ O+K ₂ O	0,49	0,41	0,91	0,92	0,92	0,67	0,20	0,83	0,75

FA = altération faible, MO = altération modérée, FO = altération forte.

Composition des roches volcaniques à proximité de la mine Horne (suite)

Échantillon	9760 FO	9762 FO	9766 FO	9775 MO	9779 FO	9781 FO	9782 MO	9791 FO	9792 FO
	(%)								
SiO ₂	77,20	79,01	71,89	58,70	69,60	75,27	73,17	49,81	75,86
TiO ₂	0,19	0,19	0,50	1,09	0,37	0,11	0,42	1,19	0,17
Al ₂ O ₃	12,73	12,02	18,21	21,45	13,45	6,60	14,57	15,79	14,52
Fe ₂ O ₃	4,33	5,49	2,62	6,15	10,47	7,28	3,27	8,96	1,67
MnO	0,12	0,00	0,02	0,16	0,11	0,21	0,09	0,34	0,06
MgO	2,30	0,25	0,71	1,64	1,82	3,37	0,86	8,09	0,45
CaO	0,04	0,11	0,59	3,25	1,88	6,43	2,78	9,12	1,64
Na ₂ O	0,38	0,13	0,65	6,06	0,58	0,65	2,90	1,86	2,43
K ₂ O	2,69	2,79	4,54	1,34	1,67	0,05	1,85	4,25	3,14
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,28	0,16	0,06	0,03	0,08	0,60	0,05
Total	100,00	100,01	100,01	100,00	100,01	100,00	99,99	100,01	99,99
PAF	3,63	4,39	4,01	2,26	5,56	6,48	2,14	16,60	3,44
K ₂ O/Na ₂ O+K ₂ O	0,88	0,96	0,87	0,18	0,74	0,07	0,39	0,70	0,56

FA = altération faible, MO = altération modérée, FO = altération forte.

Composition des roches volcaniques à proximité de la mine Horne (suite et fin)

Échantillon	9793 FO	9794 FO	9795 FO
	(%)		
SiO ₂	70,27	70,07	72,27
TiO ₂	0,40	0,42	0,34
Al ₂ O ₃	15,83	15,61	14,75
Fe ₂ O ₃	2,59	2,94	2,42
MnO	0,04	0,07	0,05
MgO	1,12	1,19	0,95
CaO	3,36	3,24	2,60
Na ₂ O	3,71	3,56	3,87
K ₂ O	2,58	2,79	2,64
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,11
Total	100,01	100,00	100,00
PAF	5,09	5,15	4,24
K ₂ O/Na ₂ O+K ₂ O	0,41	0,44	0,41

FA = altération faible, MO = altération modérée, FO = altération forte.

Annexe 4

Résultats d'analyses de chlorite par microsonde. Roches volcaniques de la mine Horne (début)

Échantillon	N87-2						N87-11				
Analyse	1	3	4	6	9	11	1a	2	4	6	9
	(%)										
SiO ₂	23,14	22,48	22,33	22,37	23,08	22,79	24,47	24,47	25,11	24,57	23,93
TiO ₂	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,03	0,05	0,00	0,31	0,00
Al ₂ O ₃	22,91	23,40	23,54	23,47	22,99	23,50	22,20	22,07	21,94	22,20	22,60
FeO	35,03	39,23	39,07	39,31	39,01	39,18	31,28	31,54	30,59	30,98	32,14
MnO	0,20	0,20	0,16	0,21	0,25	0,18	0,53	0,53	0,49	0,52	0,48
ZnO	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,11	0,11	0,08	0,07	0,06	0,05
MgO	7,37	4,20	4,24	4,36	4,26	4,14	9,98	10,23	10,16	9,89	9,33
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,13	0,01	0,00
Na ₂ O	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,04	0,01	0,03
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00
OH	10,90	10,76	10,74	10,77	10,79	10,82	11,11	11,14	11,16	11,13	11,05
Total	99,60	100,41	100,17	100,55	100,48	100,80	99,76	100,13	99,72	99,68	99,61
Autres phases	ser	ser	ser	ser	ser	ser	ab	ab	ser	ab ser	ser

Abréviations : ab = albite, ep = épidote, ser = séricite, spn = sphène, rt = rutile, calc = calcite, sph = sphalérite, py = pyrite.

N.B. : OH a été calculé à partir de la formule chimique de la chlorite. Analyses par W.H. MacLean sur le CAMEBAX Microsystem de l'université McGill.

Résultats d'analyses de chlorite par microsonde. Roches volcaniques de la mine Horne (suite)

Échantillon	N87-3				N87-12		N87-20				
Analyse	2	5	8	11	1	4	2	7	12	13	14
	(%)										
SiO ₂	26,72	24,27	24,04	25,53	24,43	23,01	25,58	25,20	25,20	25,33	24,89
TiO ₂	0,03	0,08	0,01	0,01	0,08	0,04	0,03	0,07	0,09	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	18,51	20,57	21,06	18,38	22,17	23,48	23,26	23,52	23,21	23,44	23,11
FeO	31,31	35,32	33,12	33,32	34,44	34,85	23,34	23,40	22,91	22,63	23,06
MnO	0,21	0,28	0,20	0,16	2,46	2,29	0,61	0,64	0,59	0,54	0,56
ZnO	0,02	0,05	0,00	0,02	0,20	0,15	0,14	0,06	0,20	0,15	0,23
MgO	12,05	8,27	9,51	9,91	6,08	5,20	15,40	15,13	15,46	15,57	15,13
CaO	0,00	0,16	0,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,04	0,00
Na ₂ O	0,01	0,04	0,02	0,08	0,05	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
OH	11,17	10,90	10,91	10,82	10,98	10,83	11,59	11,54	11,51	11,55	11,40
Total	100,03	99,96	98,92	98,26	100,92	99,91	99,97	99,58	99,28	99,29	98,44
Autres phases	ab ep	ab	ab ep	ab	ser	ser ep	ep sph	ep ab	ser	ep	ep

Abréviations : ab = albite, ep = épidote, ser = séricite, spn = sphène, rt = rutile, calc = calcite, sph = sphalérite, py = pyrite.

N.B. : OH a été calculé à partir de la formule chimique de la chlorite. Analyses par W.H. MacLean sur le CAMEBAX Microsystem de l'université McGill.

Résultats d'analyses de chlorite par microsonde. Roches volcaniques de la mine Horne (suite)

Échantillon	N87-25						N87-22				
Analyse	1	3	5	6	8	9	1	5	7	9	10
	(%)										
SiO ₂	26,12	26,31	26,10	26,38	26,02	27,03	26,69	28,62	27,43	28,80	27,71
TiO ₂	0,03	0,02	0,06	0,00	0,05	0,04	0,05	0,07	0,01	0,06	0,03
Al ₂ O ₃	21,75	21,98	21,02	21,73	22,12	21,69	20,84	18,71	19,58	18,06	19,21
FeO	24,05	23,48	23,13	23,67	22,64	22,58	23,38	21,57	22,15	20,97	21,66
MnO	0,27	0,27	0,25	0,30	0,22	0,19	0,48	0,48	0,41	0,35	0,41
ZnO	0,09	0,13	0,07	0,21	0,13	0,05	0,07	0,13	0,01	0,14	0,13
MgO	16,24	16,29	16,50	16,13	16,27	17,14	17,37	19,19	18,53	20,15	18,92
CaO	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	0,03	0,01	0,05	0,00	0,02	0,00
Na ₂ O	0,01	0,02	0,05	0,05	0,05	0,07	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03
K ₂ O	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
OH	11,59	11,62	11,45	11,60	11,53	11,75	11,66	11,78	11,64	11,78	11,66
Total	100,18	100,13	98,69	100,08	99,05	100,59	100,55	100,61	99,77	100,34	99,77
Autres phases	ep	ep	ep	ep ab	ab ser	ep ab	ab ep	spn rt calc	ab spn	ab spn	ab spn

Abréviations : ab = albite, ep = épidote, ser = séricite, spn = sphène, rt = rutile, calc = calcite, sph = sphalérite, py = pyrite.

N.B. : OH a été calculé à partir de la formule chimique de la chlorite. Analyses par W.H. MacLean sur le CAMEBAX Microsystem de l'université McGill.

Résultats d'analyses de chlorite par microsonde. Roches volcaniques de la mine Horne (suite et fin)

Échantillon	N87-26						N87-27				
Analyse	2	4	7	9	12	14	2a	5a	7a	1	3
	(%)										
SiO ₂	25,48	24,72	27,84	26,21	24,80	24,97	28,09	27,95	28,12	28,68	28,48
TiO ₂	0,10	0,09	0,03	0,01	0,02	0,06	0,04	0,05	0,03	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	21,75	22,06	21,26	20,22	22,00	21,68	21,50	21,57	20,45	21,42	21,82
FeO	29,69	29,46	26,91	28,44	29,32	29,33	12,10	12,93	12,67	12,71	13,27
MnO	0,62	0,53	0,54	0,61	0,63	0,52	0,29	0,34	0,35	0,28	0,40
ZnO	0,03	0,06	0,05	0,01	0,06	0,02	0,00	0,07	0,05	0,09	0,00
MgO	12,15	11,77	12,24	12,99	11,65	11,63	24,36	23,64	25,59	24,58	24,07
CaO	0,03	0,02	0,01	0,00	0,06	0,00	0,01	0,06	0,00	0,01	0,00
Na ₂ O	0,00	0,07	0,00	0,01	0,03	0,04	0,03	0,00	0,05	0,00	0,01
K ₂ O	0,01	0,01	0,52	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03
OH	11,39	11,24	11,54	11,29	11,22	11,19	12,07	12,03	11,99	12,23	12,23
Total	101,25	100,03	100,94	99,79	99,80	99,45	98,51	98,65	99,32	100,03	100,34
Autres phases	ser	ep ab	ser ep	aucune	ser ep	ser ep	ab spn	ep ser	ep	ep	ep ab

Abréviations : ab = albite, ep = épidote, ser = séricite, spn = sphène, rt = rutile, calc = calcite, sph = sphalérite, py = pyrite.

N.B. : OH a été calculé à partir de la formule chimique de la chlorite. Analyses par W.H. MacLean sur le CAMEBAX Microsystem de l'université McGill.

Annexe 5

Résultats d'analyses par microsonde des minéraux associés à la chlorite; roches volcaniques de la mine Horne (début)

Échantillon Analyse	N87-2 5	N87-2 7	N87-2 10	N87-2 12	N87-7 1	N87-11 4	N87-11 7	N87-11 8
(%)								
Séricite (début)								
SiO ₂	47,93	46,72	45,98	46,74	45,32	45,68	46,85	46,23
TiO ₂	0,14	0,23	0,22	0,21	0,57	0,45	0,15	0,21
Al ₂ O ₃	37,14	35,23	34,81	36,61	35,66	36,51	34,49	34,20
Fe ₂ O ₃	1,72	2,30	2,54	1,91	0,95	1,14	2,18	2,92
MnO	0,05	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,01	0,04
ZnO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,07
MgO	0,40	0,63	0,57	0,50	0,59	0,40	0,31	0,44
CaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na ₂ O	1,09	0,99	1,41	1,09	0,78	0,75	1,06	0,81
K ₂ O	8,60	8,63	9,74	9,10	10,41	9,56	9,99	10,33
OH	4,64	4,50	4,48	4,57	4,46	4,49	4,48	4,46
Total	101,71	99,27	99,83	100,73	98,77	98,98	99,58	99,71

N.B. : OH a été calculé à partir des formules chimiques des minéraux.

Analyses par W.H. MacLean sur le CAMEBAX Microsystem de l'Université McGill.

Résultats d'analyses par microsonde des minéraux associés à la chlorite; roches volcaniques de la mine Horne (suite)

Échantillon Analyse	N87-12 1	N87-12 5	N87-12 7	N87-20 10	N87-25 7	N87-26 3	N87-26 8	N87-26 10	N87-26 13
(%)									
Séricite (suite et fin)									
SiO ₂	45,85	48,49	52,08	45,98	49,77	47,12	49,37	45,79	47,24
TiO ₂	0,15	0,06	0,17	0,00	0,32	0,32	0,30	0,04	0,32
Al ₂ O ₃	33,58	37,66	32,78	33,25	29,68	31,97	33,06	32,99	30,04
Fe ₂ O ₃	4,54	0,94	1,39	3,04	2,70	4,25	2,59	2,73	3,57
MnO	0,11	0,03	0,04	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00
ZnO	0,04	0,02	0,07	0,04	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00
MgO	0,65	0,17	0,18	0,90	1,43	1,61	1,07	0,69	1,59
CaO	0,01	0,06	1,40	0,00	0,58	0,08	0,01	0,05	0,03
Na ₂ O	0,36	0,60	0,69	1,04	1,53	0,53	0,29	0,32	0,25
K ₂ O	9,48	8,86	8,14	10,26	9,42	9,53	9,72	11,39	11,52
OH	4,43	4,66	4,66	4,42	4,49	4,46	4,57	4,38	4,39
Total	99,20	101,55	101,60	98,93	99,94	99,91	100,98	98,45	98,35

N.B. : OH a été calculé à partir des formules chimiques des minéraux.

Analyses par W.H. MacLean sur le CAMEBAX Microsystem de l'Université McGill.

Résultats d'analyses par microsonde des minéraux associés à la chlorite; roches volcaniques de la mine Horne (suite)

Échantillon Analyse	N87-3 3	N87-3 4	N87-3 9	N87-3 10	N87-11 3	N87-11 1a	N87 2	N87-26 6	N87-26 3
(%)									
Plagioclase (albite)									
SiO ₂	66,86	67,37	67,53	67,04	66,84	69,04	68,27	61,64	68,31
TiO ₂	0,01	0,03	0,02	0,00	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	20,64	20,06	19,69	20,04	19,56	19,45	19,51	24,34	20,64
Fe ₂ O ₃	0,12	0,31	0,11	0,52	0,11	0,17	0,21	0,16	0,23
MnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00
ZnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,06	0,11
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
CaO	0,79	0,58	0,39	0,45	0,16	0,05	0,14	6,07	1,15
Na ₂ O	10,69	11,29	11,40	11,37	11,50	11,54	11,32	8,21	8,28
K ₂ O	0,28	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,04	0,05	0,14
Total	99,40	99,67	99,16	99,45	98,28	100,29	99,57	100,60	98,93

Analyses par W.H. MacLean sur le CAMEBAX Microsystem de l'Université McGill.

Résultats d'analyses par microsonde des minéraux associés à la chlorite; roches volcaniques de la mine Horne (suite)

Échantillon	N87-3	N87-3	N87-7	N87-12	N87-12	N87-20	N87-20	N87-25	N-8725	N-8726
Analyse	6	7	3	3	8	3	15	2	4	5
(%)										
Épidote (début)										
SiO ₂	37,85	38,16	38,22	38,98	38,51	38,14	38,18	37,55	41,67	46,22
TiO ₂	0,04	0,01	0,01	0,00	0,06	0,11	0,06	0,04	0,06	0,20
Al ₂ O ₃	23,27	22,83	26,10	26,42	25,73	23,23	25,10	24,20	23,00	22,58
Fe ₂ O ₃	12,93	12,79	8,76	8,27	9,33	11,35	9,63	10,80	10,16	7,11
MnO	0,07	0,05	0,03	0,61	0,79	0,25	0,36	0,10	0,16	0,14
ZnO	0,00	0,07	0,03	0,04	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
CaO	23,26	23,32	23,72	23,29	23,12	23,24	23,02	22,95	21,76	20,12
Na ₂ O	0,03	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,04	0,03
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
OH	3,52	3,51	3,58	3,62	3,59	3,51	3,55	3,50	3,60	3,69
Total	100,98	100,74	100,47	101,26	101,20	99,91	99,95	99,17	100,46	100,09

N.B. : OH a été calculé à partir des formules chimiques des minéraux.

Analyses par W.H. MacLean sur le CAMEBAX Microsystem de l'Université McGill.

Résultats d'analyses par microsonde des minéraux associés à la chlorite; roches volcaniques de la mine Horne (suite)

Échantillon	N87-26	N87-27	N87-27	N87-27
Analyse	11	1	6	2a
(%)				
Épidote (suite et fin)				
SiO ₂	39,34	38,92	38,46	38,69
TiO ₂	0,01	0,03	0,22	0,04
Al ₂ O ₃	27,70	25,15	22,73	25,32
Fe ₂ O ₃	6,47	9,22	11,61	9,41
MnO	0,31	0,32	0,05	0,19
ZnO	0,00	0,08	0,01	0,00
MgO	0,00	0,02	0,02	0,04
CaO	23,62	23,12	23,39	23,11
Na ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,02	0,00	0,00
OH	3,66	3,58	3,51	3,57
Total	101,12	100,48	100,00	100,37

N.B. : OH a été calculé à partir des formules chimiques des minéraux.

Analyses par W.H. MacLean sur le CAMEBAX Microsystem de l'Université McGill.

Résultats d'analyses par microsonde des minéraux associés à la chlorite; roches volcaniques de la mine Horne (suite)

Échantillon	N87-22	N87-27
Analyse	8	4
(%)		
Sphène		
SiO ₂	30,57	31,10
TiO ₂	36,61	37,26
Al ₂ O ₃	2,12	1,88
Fe ₂ O ₃	1,54	0,34
MnO	0,00	0,00
ZnO	0,06	0,09
MgO	0,05	0,00
CaO	27,80	28,50
Na ₂ O	0,01	0,00
K ₂ O	0,05	0,00
Total	98,51	99,17

Analyses par W.H. MacLean sur le CAMEBAX Microsystem de l'Université McGill.

Résultats d'analyses par microsonde des minéraux associés à la chlorite; roches volcaniques de la mine Horne (suite et fin)

Échantillon	N87-20	N87-22
Analyse	4	6
(%)		
Rutile		
SiO ₂	0,05	0,07
TiO ₂	98,74	99,86
Al ₂ O ₃	0,00	0,01
Fe ₂ O ₃	0,36	0,28
MnO	0,00	0,00
ZnO	0,11	0,02
MgO	0,00	0,07
CaO	0,28	0,25
Na ₂ O	0,03	0,00
K ₂ O	0,02	0,00
Total	99,59	100,56

Analyses par W.H. MacLean sur le CAMEBAX Microsystem de l'Université McGill.

Annexe 6

Composition des sulfures massifs des amas H; mine Horne (début)

Échantillon/ Forage (profondeur)	Cu (%)	Au (ppm)	Zn (%)	Ag (ppm)	Pb (ppm)	As (ppm)	Sb (ppm)	Se (ppm)	U (ppm)	W (ppm)
2-1833 (≈ 70)	0,17	4,9	0,00	6,1	60	160	3,3	200	0,1	0,5
2-1833 (≈ 75)	0,52	7,9	0,00	4,9	24	64	2	240	0,1	3
2-1833 (≈ 85)	0,10	13,0	0,00	1,9	18	0,5	0,9	70	0,1	6
2-1833 (≈ 105)	0,24	0,2	0,02	1,4	0,5	6	4,8	5	1,4	43
2-387 (46)	5,79	11,0	0,03	86,0	20	9	0,4	540	1,7	3
2-387 (70)	0,62	37,0	0,02	29,0	7	1	0,1	1100	1,2	4
2-387 (80)	0,38	29,0	0,01	70,0	10	5	0,3	400	1	17
2-387 (92)	16,3	80,0	0,07	35,0	10	4	0,2	1100	0,4	0,5
2-387 (112)	0,08	3,7	0,00	2,1	10	0,5	0,2	270	0,1	0,5
2-387 (162)	0,19	0,2	0,01	0,3	7	0,5	0,05	260	0,1	3
6-437 (125)	1,23	13,0	0,02	5,3	60					
6-437 (200)	1,28	6,0	0,03	10,8	55					
6-441 (180)	0,09	3,1	0,01	10,4	26					
6-437 (53)	0,72	3,7	0,01	7,2	11	11	0,3	450	1,6	0,5
6-437 (35)	0,04	1,4	0,00	2,1	24	0,5	0,5	150	0,1	0,5
6-437 (≈ 80)	0,06	2,9	0,00	1,0	4	4	0,4	390	0,9	0,5
6-437 (≈ 90)	0,20	37,0	0,01	33,0	129	1	0,7	500	2	7
6-437 (≈ 105)	0,14	1,5	0,01	1,0	4	4	0,1	320	0,7	0,5
6-437 (≈ 135)	0,71	23,0	0,00	4,5	9	6	0,9	330	0,1	2
6-437 (≈ 145)	0,11	19,0	0,00	12,0	65	37	0,6	280	0,1	6
6-437 (≈ 150)	0,49	29,0	0,00	20,0	52	20	0,3	390	0,4	0,5
6-437 (≈ 190)	3,06	1,1	0,02	2,0	7	6	0,05	290	0,7	1
6-441 (6)	0,90	1,5	0,02	1,2	7	3	0,3	200	0,4	0,5
6-441 (40)	0,39	1,4	0,01	1,7	17	3	0,2	270	0,7	0,5
6-441 (85)	0,38	0,3	0,01	1,4	19	5	0,3	240	0,1	2
6-441 (102)	0,10	1,4	0,00	1,5	23	3	0,4	210	0,5	0,5
6-441 (130)	0,24	4,2	0,00	2,0	22	4	0,7	240	0,3	0,5
6-441 (143)	0,12	1,3	0,06	1,9	18	13	1,9	150	0,1	3
6-441 (175)	0,10	4,0	0,00	1,9	18	11	1,1	240	0,1	6
9-189 (63)	4,85	6,4	0,06	36,3	3					
9-164 (10)	4,74	4,3	0,27	34,9	2					
9-164 (≈ 15)	1,17	0,7	0,01	2,5	10	0,5	0,3	400	0,8	4
9-164 (≈ 25)	0,84	16,0	0,01	1,7	11	27	0,5	500	0,1	0,5
9-164 (≈ 100)	0,35	4,6	0,01	1,5	8	8	0,8	300	0,4	3
9-164 (≈ 102)	0,64	2,8	0,01	0,9	24	11	1,2	330	0,7	6
9-164 (≈ 105)	0,63	0,5	0,01	0,5	2	21	1,5	270	0,1	0,5
9-164 (≈ 110)	0,13	4,1	0,00	0,7	8	35	0,2	220	0,3	0,5
9-164 (≈ 145)	7,49	5,7	0,06	52,0	43	16	1,4	610	0,5	0,5
9-164 (≈ 160)	5,66	5,4	0,08	26,0	38	13	1	570	1,2	5
9-253 (7)	0,20	0,2	0,00	3,5	1	20	0,7	530	0,8	0,5
9-148 (≈ 5)	0,04	0,9	0,03	0,3	25	14	1,3	420	0,6	5
9-148 (≈ 45)	2,21	1,9	0,01	3,4	9	2	0,7	270	0,8	0,5
9-148 (≈ 55)	0,40	7,0	0,15	4,5	88	44	5,5	310	0,1	0,5
9-189 (≈ 70)	10,2	13,0	0,06	34,0	3	0,5	0,9	500	1,1	5
9-189 (≈ 75)	6,94	8,3	0,02	15,0	14	79	1,9	450	1,8	7
9-189 (≈ 90)	0,48	6,6	0,01	5,6	5	0,5	0,7	470	1,6	0,5
9-189 (≈ 120)	2,01	9,1	0,01	7,3	7	2	0,4	360	1,9	6
9-189 (≈ 150)	1,18	3,5	0,01	7,3	2	0,5	0,6	300	0,1	0,5
9-189 (≈ 210)	1,35	2,1	0,01	6,4	23	20	1	560	0,1	0,5
13-461 (100)	0,17	0,4	0,07	3,3	60					
13-461 (150)	0,11	0,2	0,05	3,7	19					
13-461 (170)	0,41	0,2	0,05	3,8	18					
13-461 (225)	0,32	0,4	0,01	4,6	36					
13-461 (≈ 105)	0,08	0,2	0,03	0,3	27	28	2,5	370	0,4	0,5
13-461 (≈ 110)	0,07	0,2	0,03	0,3	16	7	1,2	190	0,1	0,5
13-461 (≈ 145)	0,18	0,2	0,04	0,3	20	12	1	220	0,8	0,5
13-461 (≈ 165)	1,32	0,8	0,04	17,0	38	15	1,6	330	0,1	7
13-461 (≈ 200)	0,07	0,1	0,00	2,2	0,5	11	0,2	330	0,4	6
13-461 (≈ 215)	0,15	0,1	0,00	4,5	4	6	0,5	310	0,3	7
13-461 (≈ 230)	0,14	1,3	0,01	4,5	4,5	32	1,5	240	0,6	0,5

Composition des sulfures massifs des amas H; mine Horne (suite)

Échantillon/ Forage (profondeur)	Cu (%)	Au (ppm)	Zn (%)	Ag (ppm)	Pb (ppm)	As (ppm)	Sb (ppm)	Se (ppm)	U (ppm)	W (ppm)
17-575 (75)	0,40	2,8	0,01	1,4	23					
17-575 (≈ 220)	0,17	1,1	0,01	0,6	12					
17-575 (312)	3,93	2,4	0,01	13,4	6					
17-1357 (80)	2,45	3,3	0,03	43,1	21					
17-1357 (125)	4,54	0,1	0,11	9,8	2					
17-575 (≈ 80)	0,18	10,0	0,01	4,3	21	6	0,3	160	0,1	3
17-575 (≈ 100)	0,50	1,4	0,01	1,5	0,5	11	0,5	240	0,2	2
17-575 (≈ 170)	0,13	4,3	0,00	6,8	0,5	0,5	0,05	230	0,1	0,5
17-575 (≈ 250)	1,73	49,0	0,01	7,2	0,5	52	0,5	250	0,1	0,5
17-575 (≈ 290)	0,47	2,1	0,00	2,0	0,5	3	0,05	310	0,6	7
17-575 (≈ 300)	0,55	0,5	0,00	1,3	0,5	16	0,9	280	0,1	0,5
17-575 (≈ 315)	15,7	2,4	0,02	35,0	0,5	3	0,4	230	0,1	2
17-575 (≈ 320)	0,79	0,4	0,00	4,3	0,5	3	0,05	370	0,6	4
17-1357 (≈ 25)	2,17	0,1	0,00	4,5	0,5	1	0,3	210	0,6	0,5
17-1357 (≈ 55)	12,3	4,5	0,02	42,0	0,5	9	1,4	370	0,1	4
17-1357 (≈ 70)	4,83	1,2	0,01	17,0	0,5	7	0,6	670	1,6	7
17-1357 (≈ 80)	4,18	4,4	0,03	43,0	5	12	2,3	1700	0,9	9
17-1357 (≈ 95)	7,86	4,4	0,06	48,0	5	13	2	1400	0,5	5
17-1357 (≈ 115)	11,8	0,2	0,06	12,0	5	48	3,3	1800	0,6	0,5
17-1357 (≈ 120)	28,7	0,3	0,11	28,0	0,5	2	1,2	1300	0,8	2
Moyenne	2,41	6,8	0,03	12,1	18	15	1,0	420	0,6	3,4

Composition des sulfures massifs des amas H; mine Horne (suite et fin)

Échantillon/ Forage (profondeur)	Co (ppm)	Cd (ppm)	Bi (ppm)	As (ppm)	V (ppm)	B (ppm)
6-437 (125)	505	1	16	25	3	36
6-437 (200)	291	2	20	11	2	94
6-441 (180)	105	1	6	4	2	189
9-189 (63)	50	8	2	9	8	184
9-164 (15)	116	15	2	8	1	98
13-461 (100)	114	1	4	5	2	56
13-461 (150)	7	1	5	2	55	42
13-461 (170)	174	2	12	2	90	54
13-461 (225)	120	1	3	12	3	36
17-575 (75)	95	1	2	11	3	2
17-575	180	1	2	2	3	14
17-575 (312)	128	1	2	2	1	28
17-1357 (80)	215	2	49	11	1	24
17-1357 (125)	161	2	2	2	20	19
Moyenne	162	3	9	8	14	63

Annexe 7

Composition des sulfures massifs de la zone n° 5; mine Horne (début)

Échantillon/ Forage (profondeur)	Cu (%)	Au (ppm)	Zn (%)	Ag (ppm)	Pb (ppm)	As (ppm)	Sb (ppm)	Se (ppm)	U (ppm)	W (ppm)
370 (≈ 4)	0,14	1,30	10,50	46	194	250	8,9	170	0,1	8
27-6370 (≈ 28)	0,08	2,70	0,38	35	327	190	6,8	5	0,6	9
27-6370 (≈ 43)	0,10	1,90	3,64	31	95	390	6,1	5	0,7	11
27-6375 (≈ 3)	0,17	2,30	2,91	33	68	330	6,5	60	0,6	10
27-6375 (≈ 38)	0,04	1,20	0,04	16	118	150	7,8	5	0,1	2
27-6375 (≈ 63)	0,06	1,00	0,89	22	70	230	8,7	10	0,1	5
27-6375 (≈ 103)	0,07	1,80	0,57	42	271	250	12	80	0,5	0,5
27-6375 (≈ 133)	0,15	2,90	2,03	7	380	140	4,8	5	0,1	8
27-6564 (3)	0,08	1,70	0,07	34	266	210	4,7	170	1,8	25
27-6370 (13)	0,51	1,82	1,97	44,2	71					
27-6370 (53)	0,11	2,43	0,88	18,5	94					
27-6375 (73)	0,09	0,69	3,65	43,1	156					
27-6375 (128)	0,03	0,28	0,51	8,4	282					
49-3584 (63)	0,26	0,53	5,05	25,2	238					
49-3671 (143)	0,06	0,57	1,41	16,7	498					
49-3673 (138)	0,49	3,71	0,41	65,3	130					
49-3584 (≈ 38)	0,07	0,63	0,01	10	63	79	1	280	0,9	14
49-3584 (≈ 53)	0,06	1,90	1,28	14	121	250	6,1	80	0,1	10
49-3584 (≈ 83)	0,18	1,50	0,43	12	64	310	3,7	150	1	22
49-3671 (≈ 33)	0,01	0,37	1,42	9,8	600	150	4,8	10	0,4	17
49-3671 (≈ 133)	0,02	0,17	1,29	12	84	300	2,3	30	0,1	0,5
49-3671 (≈ 153)	0,02	0,60	0,45	18	263	220	2	10	0,1	24
49-3673 (≈ 45)	0,02	0,69	3,97	23	53	110	3,1	10	1,1	29
49-3673 (≈ 59)	0,05	1,60	0,17	60	163	230	6,2	80	0,3	6
49-3673 (≈ 123)	0,04	1,20	1,40	18	87	160	4,5	180	1	3
Moyenne	0,12	1,42	1,81	26,6	190	219	5,6	74	1	11

Composition des sulfures massifs de la zone n° 5; mine Horne (suite et fin)

Échantillon/ Forage (profondeur)	Co (ppm)	Cd (ppm)	Bi (ppm)	As (ppm)	V (ppm)	B (ppm)
27-6370-13	6	70	2	87	3	12
27-6370-53	18	30	2	90	5	12
27-6375-73	3	128	2	68	2	9
27-6375-128	6	16	2	49	2	2
49-3584-63	10	219	2	84	3	109
49-3671-143	3	40	2	103	2	96
49-3673-138	10	14	2	74	2	119
Moyenne	8	74	2	79	3	51

Annexe 8

Teneurs d'éléments de terres rares dans les sulfures massifs et disséminés de la mine Horne (début)

Échantillon/ Forage (profondeur)	Description	La (ppm)	Ce (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Tb (ppm)	Ho (ppm)
9-164(145)	Po+Py+Cp mass.	68	148	88	24	1,8	1,6	1,6
9-164(160)	Po+Py+Cp mass.	31	65	45	11	0,8	0,7	1,3
9-189(≈280)	Rhy.+Py diss.	8,3	19	10	3,1	0,6		
9-189(≈375)	Py mass.	2,9	5	4	1,1	0,6	0,2	
9-189(≈390)	Py mass.	2,3	5	3	0,78	0,3	0,1	
13-461(≈105)	Py+Po mass.	17	32	20	4,9	0,5	0,6	0,6
13-461(≈165)	Py+Po mass.	6,9	12	5	1,3	0,1		
13-461(≈215)	Py+Po mass.	8,1	14	4	2,2	0,2		
13-1317(285)	Rhy.+Py diss.	5,5	11	7	1,8	0,7	0,4	0,7
13-1317(290)	Rhy.+Py diss.	11	24	14	3,6	1,2		
13-1317(335)	Rhy.+Py diss.	14	24	13	13	1,1		
17-1357(≈70)	Po+Py+Cp mass.	15	30	21	4,5	0,7	1,0	1,4
17-1357(≈80)	Py+Cp+Po mass.	27	63	55	12	1,2	0,8	1,7
17-1357(≈115)	Py+Cp+Po mass.	19	42	39	8,9	1,2	3,3	4,1
17-1357(≈125)	Cp mass.	21	48	39	9,4	0,8	1,2	1,0
27-6564(3)	Py mass.	11	22	14	2,7	0,7		1,2
49-3673(123)	Py mass.	3,3	6	7	0,64	0,1		

Teneurs d'éléments de terres rares dans les sulfures massifs et disséminés de la mine Horne (suite et fin)

Échantillon/ Forage (profondeur)	Description	Yb (ppm)	Lu (ppm)	ΣREE (ppm)	Cu (%)	Au (ppm)	Se (ppm)
9-164(145)	Po+Py+Cp mass.			333	7,49	5,7	610
9-164(160)	Po+Py+Cp mass.			155	5,66	5,4	570
9-189(≈280)	Rhy.+Py diss.			41	0,30	4,2	110
9-189(≈375)	Py mass.			14	0,03	6,3	50
9-189(≈390)	Py mass.			11	0,07	2,1	20
13-461(≈105)	Py+Po mass.			76	0,08	0,22	370
13-461(≈165)	Py+Po mass.			25	1,32	0,84	330
13-461(≈215)	Py+Po mass.			29	0,15	0,13	310
13-1317(285)	Rhy.+Py diss.			27	0,06	1,4	10
13-1317(290)	Rhy.+Py diss.			54	0,07	0,57	10
13-1317(335)	Rhy.+Py diss.			65	0,29	0,39	20
17-1357(≈70)	Po+Py+Cp mass.	1,9	0,24	76	4,83	1,2	670
17-1357(≈80)	Py+Cp+Po mass.			161	4,18	4,4	1700
17-1357(≈115)	Py+Cp+Po mass.	6,7	0,71	125	11,8	0,22	1800
17-1357(≈125)	Cp mass.	2,5	0,26	123	28,7	0,26	1300
27-6564(3)	Py mass.	1,5	0,26	53	0,08	2,3	170
49-3673(123)	Py mass.	0,1	0,05	17	0,04	1,2	180

Annexe 9

Résultats des analyses d'isotopes d'oxygène; mine Horne (début)

Échantillon	RT (‰)	Qtz (‰)	Chl (‰)	Mt (‰)	T ⁽¹⁾ (°C)	δ ¹⁸ O fluide ⁽²⁾ (‰)	Description
Zone ouest							
HM 3		11,0				6,4	Veine de quartz; E-W, subverticale
HM 4	8,3 8,3 8,2 8,2						
HM 5	7,8						Porphyre de quartz et feldspath; veines de pyrite
Niveau 5, Zone 32 (Au)							
HM 7a	7,1						Veine séricite-quartz
HM 7c	8,7						Tuf rhyolitique; pyrite disséminée et veines
Zone 57							
HM 8	10,4						Tuf rhyolitique; veines de pyrite (zone Au)
HM 9	6,6	9,5					Tuf avec yeux de quartz; pyrite disséminée
Quemont Hill							
HM 10	9,0						Rhyolite à phénocristaux de quartz et feldspath; «non altérée»
HM 11	8,4						Rhyolite à phénocristaux de quartz et feldspath; pyrite disséminée
HM 12	8,6						Dyke granophyrique
HM 13	10,9						Tuf siliceux
HM 14	8,3						Rhyolite à phénocristaux de quartz et feldspath; pyrite disséminée
Localisation inconnue							
HM 16		11,8		0,1; 0,7	406 ⁽³⁾ 433 ⁽⁴⁾	6,0 7,2 ⁽⁵⁾	Magnétite massive avec quartz

N.B. Toutes valeurs corrigées en fonction de SMOW (Standard Mean Ocean Water), RT = roche totale, Qtz = quartz, Chl = chlorite, Mt = magnétite, rhy = rhyolite, py = pyrite.

1. Températures basées sur les équations quartz-magnétite et quartz-chlorite de Wenner et Taylor (1971).

2. Les valeurs de δ¹⁸O fluide ont été calculées à partir des résultats mesurés pour le quartz, selon l'équation quartz-eau dans Friedman et O'Neil.

3. Températures calculées selon δ¹⁸O_{magnétite} = 0,1 ‰.

4. δ¹⁸O_{magnétite} = 0,7 ‰.

5. δ¹⁸O_{fluide} calculé à 400 °C.

Résultats des analyses d'isotopes d'oxygène; mine Horne (suite)

Échantillon	RT (‰)	Qtz (‰)	Chl (‰)	Mt (‰)	T ⁽¹⁾ (°C)	δ ¹⁸ O fluide ⁽²⁾ (‰)	Description
Niveau 9							
Forage 1619 au SW de l'amas H; zone chloriteuse							
1619-6	7,2						Tuf; séricite; taches chlorite; pyrite
Forage 253 au S de l'amas H; zone chloriteuse sous-jacente							
253-65	10,2						Rhyolite bréchique; siliceuse; séricite; pyrite disséminée; veines de pyrite (bordures de chlorite)
Forage 164 de l'amas H; tufs/brèches sus-jacents							
164-190	9,9						Tuf à lapillis; yeux quartz; siliceux; sériciteux
	9,7						pyrite disséminée
164-160	8,7						Tuf/brèche rhyolitique; pyrite disséminée
164-60		2,3				3,0	Pyrrhotite; pyrite et chalcoppyrite; massives avec rhyolite
Forage 517 à l'W-NW de l'amas H							
517-14	9,8						Coulée rhyolitique; sériciteuse; pyrite
	9,8						
517-80	11,2						Coulée rhyolitique; sériciteuse; pyrite
517-180	9,3						Coulée rhyolitique; sériciteuse; peu de pyrite
517-270	9,7						Tuf; siliceux; sériciteux; veines de pyrite
Niveau 15							
Forages 1322 recoupant les tufs sus-jacents, l'amas H, et les zones de chlorite et séricite sous-jacentes							
1322-50	7,9						Rhyolite massive à grain fin; siliceuse; sériciteuse; pyrite disséminée
1322-293				1,3		8,0	Magnétite massive - chalcoppyrite - pyrite
1322-350	10,2						Tuf rhyolitique; siliceux; sériciteux

N.B. Toutes valeurs corrigées en fonction de SMOW (Standard Mean Ocean Water), RT = roche totale, Qtz = quartz, Chl = chlorite, Mt = magnétite, rhy = rhyolite, py = pyrite.

1. Températures basées sur les équations quartz-magnétite et quartz-chlorite de Wenner et Taylor (1971).

2. Les valeurs de δ¹⁸O fluide ont été calculées à partir des résultats mesurés pour le quartz, selon l'équation quartz-eau dans Friedman et O'Neil.

Résultats des analyses d'isotopes d'oxygène; mine Horne (suite)

Échantillon	RT (‰)	Qtz (‰)	Chl (‰)	Mt (‰)	T ⁽¹⁾ (°C)	δ ¹⁸ O fluide ⁽²⁾ (‰)	Description
1322-450	10,3						Tuf rhyolitique; siliceux; veines de pyrite et chlorite
3122-460	8,2		2,4			3,1	Coulée rhyolitique; veines de chlorite
1322-476		10,2				4,4	Veines de quartz
1282-16	9,2						Pyrite massive et brèche rhyolitique
1282-385	10,6						Coulée rhyolitique; minéralisation disséminée et en veines; pyrite-chalcoppyrite; séricite avec veines
1282-464		12,1				6,3	Veines de quartz - chalcoppyrite et pyrite
1282-482	10,9		6,6			7,3	Brèche rhyolitique; siliceuse; chloriteuse; faible pyrite
1282-570	10,3						Tuf/brèche; siliceux; sériciteux
1282-653	8,3						Andésite; minéralisation disséminée; magnétite; faible séricite; pyrite
Niveau 27							
Forage 6370 recoupant la partie W de la zone n° 5 et le mur supérieur							
6370-143	8,9						Brèche rhyolitique; quartzifère; altération en K
6370-93	10,6						Brèche rhyolitique; quartzifère (zone n° 5); siliceux; sériciteux; pyrite disséminée
6370-33	11,6						Tuf rhyolitique (zone n° 5); pyrite disséminée
Forage 6577 recoupant la partie E de la zone n° 5 et le mur sus-jacent							
6577-188	10,2						Tuf rhyolitique; veines de séricite-feldspath potassique
Niveau 49							
Forage 3655 recoupant la partie centrale de la zone n° 5 et le mur sus-jacent							
3655-273	9,9						Tuf rhyolitique; siliceux; pyrite
3655-177	10,1						Tuf rhyolitique; siliceux; sériciteux

N.B. Toutes valeurs corrigées en fonction de SMOW (Standard Mean Ocean Water), RT = roche totale, Qtz = quartz, Chl = chlorite, Mt = magnétite, rhy = rhyolite, py = pyrite.

1. Températures basées sur les équations quartz-magnétite et quartz-chlorite de Wenner et Taylor (1971).

2. Les valeurs de δ¹⁸O fluide ont été calculées à partir des résultats mesurés pour le quartz, selon l'équation quartz-eau dans Friedman et O'Neil.

Résultats des analyses d'isotopes d'oxygène; mine Horne (suite et fin)

Échantillon	RT (‰)	Qtz (‰)	Chl (‰)	Mt (‰)	T ⁽¹⁾ (°C)	δ ¹⁸ O fluide ⁽²⁾ (‰)	Description
Niveau 57							
Forages 8955 recoupant la partie centrale de la zone n° 5 et le mur sous-jacent							
8955-35	9,6						Tuf/brèche rhyolitique (zone n° 5)
8955-263	8,7						Rhyolite massive; veines de quartz-carbonates tardives
Niveau 65							
Forage 8928 recoupant la partie W de la zone n° 5 et le mur sous-jacent							
8928-58	9,4						Brèche rhyolitique (zone n° 5); pyrite
8928-252	4,2						Brèche rhyolitique; chloriteuse

N.B. Toutes valeurs corrigées en fonction de SMOW (Standard Mean Ocean Water), RT = roche totale, Qtz = quartz, Chl = chlorite, Mt = magnétite, rhy = rhyolite, py = pyrite.

1. Températures basées sur les équations quartz-magnétite et quartz-chlorite de Wenner et Taylor (1971).

2. Les valeurs de δ¹⁸O fluide ont été calculées à partir des résultats mesurés pour le quartz, selon l'équation quartz-eau dans Friedman et O'Neil.

Annexe 10

Résultats d'analyses d'isotopes du soufre ($\delta^{34}\text{S}$) selon la température T ($^{\circ}\text{C}$)⁽¹⁾; échantillons provenant de la mine Horne

Échantillon	Py (‰)	Po (‰)	Cp (‰)	Py - Cp ($^{\circ}\text{C}$)	Py - Po ($^{\circ}\text{C}$)	Po - Cp ($^{\circ}\text{C}$)	Description
HM 7b	1,5		0,3	338 (± 80)			Cp-Py massive
HM 7d	0,9						Py massive
Niveau 9							
164-145	1,1	0,1	0,9	1230(± 500)	277(± 80)	FI	Py-Po-Mt-(Cp) massive, rubanée
164-60	1,4	0,6			342(± 100)		Po massive, Py en atolls et en palettes, Cp disséminée
164-3		0,5 0,7	0,8			FI	Po-Cp massive rubanée, peu de Py
517-43	0,8 0,4	0,8	0,9	FI	FI	FI	Veines de Cp dans tuf bordé par Po massive
Niveau 15							
1322-73	0,5 0,3	0,3			960(± 420)		Po massive, Py grossière généralement renfermée par Cp
1322-140	0,4	0,6			FI		Py grossière dans Po (Cp) massive
1322-225	0,9	0,5		600(± 210)			Po massive; rubans de Cp, (Py), Sp ?
1322-293	-2,1						Mt massive, peu de Py, Cp; hématite
1282-16	1,9						Py massive, fragments de rhy
1282-120	0,7	-0,1			340(± 100)		Cp massive, «veine» de Po
1282-140	1,3 0,9	1,02 ⁽²⁾	1,0	950(± 330)	FI	FI	Py massive, veinules de Cp-Po, quartz
Niveau 65							
8928-11	0,5						Brèche siliceuse dans Py massive

N.B. Toutes valeurs reportées selon l'échelle Canon Diablo Troilite (CDT). FI = fractionnement inversé, Py = pyrite; Po = pyrrhotite; Cp = chalcopyrite; rhy = rhyolite; Mt = magnétite; Sp = sphalérite.

1. Températures calculées selon l'équation pour le fractionnement des isotopes de soufre dans Ohmoto and Rye (1979).

2. Valeurs corrigées pour la contamination par la chalcopyrite.



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'exploration géologique et minérale