

MB 2000-11

ETUDES PETROLOGIQUES ET METALLOGENIQUES DE LA REGION DE JOUTEL, SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI

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 

Études pétrologique et métallogénique de la région de Joutel, Sous-province de l'Abitibi

Michel Jébrak
Michel Gauthier
Marie Auclair
François Baillargeon
Marc Legault

MB 2000-11



2000

Québec 
Ministère des
Ressources naturelles

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC



Direction

Alain Simard

Service géologique du Nord-Ouest

Robert Marquis

Responsable du processus des études

Pierre Verpaelst

Manuscrit accepté pour publication le 00/06/28

Affiliation des auteurs

Michel Jébrak (Université du Québec à Montréal)

Michel Gauthier (Université du Québec à Montréal)

Marie Auclair (Université du Québec à Montréal)

François Baillargeon (Université du Québec à Montréal)

Marc Legault (Géologie Québec, MRN)

Lecture critique

Claude Dion

Édition

Jean-Pierre Lalonde

NOTE

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

RÉSUMÉ

Ce rapport présente les résultats des travaux pétrographiques et métallogéniques effectués dans la région de Joutel de la Sous-province de l'Abitibi. L'étude pétrographique a été réalisée sur le pluton de Joutel et suggère que ce dernier est plutôt un ensemble composite d'intrusions de composition granodioritique à tonalitique. La bordure sud-est du pluton s'enfonce régulièrement de 30° vers le sud et recoupe ainsi le gisement de Joutel Copper.

Plusieurs faciès sont présents à l'intérieur du pluton et ceux-ci sont associés à des altérations distincts et à une variation de granulométrie. En général les roches du pluton ont une composition méta-alumineuse et pauvre en potassium. Les spectres de terres rares montrent un fractionnement faible.

Le pluton est postérieur à la pile volcanique de laquelle il est inséré et il apparaît donc comme une intrusion résurgente. Une modélisation de l'évolution des éléments traces indique que le pluton de Joutel ne peut être issu de la simple cristallisation fractionnée du Complexe de Valrennes.

De nombreuses altérations post-solidus conduisent à des faciès de couleur contrastée. Les deux premiers processus sont des phases pervasives, et ils sont l'albitisation et la silicification. L'altération discrète est associée, en ordre chronologique, à des veinules de chlorite-sulfures, épidote-calcite et quartz-carbonates. Aucune tendance porphyrique classique n'a été mise en évidence lors de cette étude. Les altérations sodiques et calciques du pluton suggèrent que l'intrusion a été affectée par des circulations fluides salines. Ces fluides sont soit d'origine endogène ou soit d'origine marine.

Le gisement d'Eagle-Telbel a fait l'objet de plusieurs études scientifiques. Barnett et al. (1982) y voient une formation de fer dans laquelle l'or est amené de manière syngénétique. Wyman et al. (1986) concluent plutôt que l'or est introduit subséquemment le long d'une zone de cisaillement majeure qui recoupe cette formation de fer. Enfin, Dubé et al. (1991) envisagent une introduction de l'or au cours de la diagenèse. Nos propres études sur le sujet suggèrent que l'activité hydrothermale aurifère est contemporaine du dépôt des sédiments du Bassin de l'Harricana. Les relations texturales montrent, tout d'abord, un remplacement des roches préexistantes par la sidérose, ce qui leur donne localement l'aspect de conglomérats et de brèches à matrice de sidérose. Cette première phase de substitution est stérile en or. La roche à sidérose subit une fracturation hydraulique. Une première

génération de pyrite se dépose dans les fractures. Elle semble stérile en or. Une deuxième phase hydrothermale amène la formation d'une deuxième génération de pyrite. Celle-ci est aurifère. Puis de la dolomite ferrifère se dépose. Elle remplace localement la sidérose préexistante. Dans d'autres cas, elle tapisse des cavités drusiques. Enfin de la calcite et de la calcédoine colloforme comblent les cavités restantes. Une dernière phase aurifère est associée à ce dernier stade hydrothermale. Après sa formation, l'amas de substitution aurifère d'Eagle-Telbel est plissé et transposé par une deuxième phase de déformation.

Cette réinterprétation préliminaire du gisement d'Eagle-Telbel suggère deux pistes pour l'exploration minière dans la région. 1) Que le gisement d'Eagle-Telbel ait un certain lien avec celui d'Estrades situé à 25 km à l'Ouest le long de la Faille Harricana. Ce lien suggérerait la possibilité de trouver d'autres gisements aurifères volcanogènes le long de cette structure. 2) Que l'axe de plongée du gisement d'Eagle-Telbel corresponde à celui d'une faille syn-sédimentaire et que la mise en plan de courbes isopaques des conglomérats et des brèches sédimentaires puisse servir de guide pour l'exploration minière à la base du Bassin de l'Harricana.

TABLE DES MATIÈRES

PRÉFACE	1
PARTIE I – LE PLUTON DE JOUDEL	3
INTRODUCTION	3
LE PLUTON DE JOUDEL	4
<i>La granodiorite</i>	4
Pétrographie	4
Géochimie	4
<i>La leucotonalite</i>	6
Pétrographie	6
Géochimie	6
<i>Les faciès de bordure</i>	7
Pétrographie	7
RELATIONS AVEC LE COMPLEXE DE VALRENNES	7
ÉVOLUTION HYDROTHERMALE	7
<i>Chlorite – Sulfures</i>	8
Contexte structural	9
Minéralogie	9
Géochimie	10
<i>Épidote – calcite</i>	11
Contexte structural	11
Minéralogie	14
Géochimie	14
Conclusions	14
<i>Quartz – Carbonates</i>	14
Contexte structural	14
Minéralogie et géochimie	14
Conclusions	15
CONCLUSIONS	15
RÉFÉRENCES	16
PARTIE II – ÉTUDE MÉTALLOGÉNIQUE DU GISEMENT D'OR D'EAGLE-TELBEL	18
INTRODUCTION	18
TRAVAUX ANTÉRIEURS	18
MÉTHODE DE TRAVAIL	20
DESCRIPTION DU GISEMENT D'OR D'EAGLE-TELBEL	20
<i>Position structurale du gisement d'Eagle-Telbel par rapport à la faille Harricana</i>	20
<i>Unités lithostratigraphiques du gisement d'Eagle-Telbel et de ses épones</i>	23
<i>Mur de la séquence stratigraphique de l'horizon des mines Eagle et Telbel</i>	23
<i>Séquence stratigraphique de l'horizon des mines Eagle et Telbel</i>	23
<i>Brèches sédimentaires, conglomérats, wackes lithiques et siltstones noirs</i>	23
<i>Gisement d'Eagle-Telbel: roche à sidérose-pyrite-dolomite ferrifère-calcédoine</i>	23
<i>Siltstones carbonatés et siltstones graphiteux à nodules de pyrite</i>	26
<i>Séquence sédimentaire susjacente du Bassin de l'Harricana</i>	26
<i>Minéralogie, textures, structures et succession paragénétique du minerai d'or</i>	27
<i>Effet du métamorphisme de contact des dykes de diabase protérozoïques sur le minerai d'or</i>	27
<i>Chronologie relative de la minéralisation par rapport à la déformation</i>	27
a) <i>Interprétation antérieure aux présents travaux</i>	27
b) <i>Nouvelles observations</i>	34
<i>Textures, structures et succession paragénétique du minerai d'or d'Eagle-Telbel</i>	34
I) <i>Remplacement par imprégnation diffuse en sidérose des roches encaissantes</i>	34
II) <i>Fragmentation de la roche à sidérose massive et introduction de la pyrite</i>	35
III) <i>Apparition de la ferro-dolomite</i>	35
IV) <i>Développement de la texture en alvéole</i>	35
V) <i>Succession paragénétique du minerai primaire</i>	35
VI) <i>Position de l'or dans la succession paragénétique du minerai primaire</i>	35

DISCUSSION.....	36
IMPLICATIONS POUR L'EXPLORATION MINIÈRE.....	37
CONCLUSIONS.....	37
RÉFÉRENCES.....	38

LISTE DES FIGURES

Préface – Figure 1. Localisation de la région de Joutel.....	2
Partie I – Figure 1. Géologie de la région de Joutel.....	3
Partie I – Figure 2. Cartographie du toit du pluton de Joutel.....	4
Partie I – Figure 3. Coupe schématique de la mine Poirier.....	5
Partie I – Figure 4. Caractère méta-alumineux du pluton de Joutel.....	5
Partie I – Figure 5. Classification du pluton de Joutel.....	5
Partie I – Figure 6. Spectres des terres rares du pluton de Joutel.....	6
Partie I – Figure 7. Diagramme isocone comparant granodiorite et leucotonalite.....	6
Partie I – Figure 8. Association de pyrite et pyrrhotine dans un filonnet de chlorite.....	7
Partie I – Figure 9. Géochimie comparée du pluton de Joutel et du Complexe de Valrennes.....	8
Partie I – Figure 10. Modélisation de la cristallisation pour le pluton de Joutel.....	8
Partie I – Figure 11. Cartographie structurale de la carrière Poirier.....	9
Partie I – Figure 12. Structure pseudo-tuffacée de la granodiorite.....	9
Partie I – Figure 13. Stéréogrammes des failles et des stries de la carrière Poirier.....	10
Partie I – Figure 14. Veine à chlorite et sulfures.....	10
Partie I – Figure 15. Chalcopyrite en inclusion et en bordure des grains de pyrite.....	10
Partie I – Figure 16. Cristallisation de gerbes de quartz sous abri de pyrite.....	10
Partie I – Figure 17. Diagrammes isocones entre granite sain et roches enrichies en cuivre.....	12
Partie I – Figure 18. Distribution des alcalins.....	13
Partie I – Figure 20. Inclusion fluide aqueuse à cube de sel.....	13
Partie I – Figure 19. Corrélations cuivre et cobalt dans le pluton de Joutel.....	13
Partie I – Figure 21. Ensemble d'inclusions secondaires dans du quartz.....	13
Partie I – Figure 22. Stéréogramme des veines d'épidote.....	14
Partie I – Figure 23. Veines de tension en échelon à épidote et calcite.....	14
Partie I – Figure 24. Veine de quartz aurifère à l'indice Gagné.....	15
Partie I – Figure 25. Faille tardive affectant les filons de quartz.....	15
Partie II – Figure 1. Section longitudinale des chantiers exploités des mines Eagle et Telbel.....	19
Partie II – Figure 2. Vue isométrique d'une géode de la carotte de forage T-17 à 450'.....	20
Partie II - Figure 3. Coupe géologique du gisement d'or Eagle-Telbel.....	21
Partie II – Figure 4. Plan de la géologie du gisement d'Eagle-Telbel au niveau 2550'.....	22

LISTE DES TABLEAUX

Partie I - Tableau 1. Analyses des chlorites du pluton de Joutel.....	11
Partie I - Tableau 2. Rapports des éléments d'une tonalite et d'une granodiorite.....	13
Partie I - Tableau 3. Analyses des épidotes du pluton de Joutel.....	15

LISTE DES PLANCHES

Partie II - Planche I. Photographies et photomicrographies montrant des brèches fortement altérées.....	24
Partie II – Planche II. Photomicrographies illustrant la carbonatation et la pyritisation des brèches.....	28
Partie II – Planche III. Photomicrographies montrant la présence de calcédoine dans des géodes.....	30
Partie II – Planche IV. Photomicrographies montrant les divers types de pyrite.....	32

PRÉFACE

Le Ministère des Ressources naturelles du Québec a débuté en 1999 un projet visant à définir les éléments lithologiques, volcanologiques, structuraux et métallogéniques du camp minier de Joutel situé à 200 km au nord-nord-est de la ville de Rouyn-Noranda. Le camp minier de Joutel est situé dans la partie occidentale de la zone volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi, telle que définie par Chown et al. (1992; Fig. 1). Le secteur se situe entre le pluton synvolcanique de Mistaouac et le pluton syntectonique de Marest. Il est divisé en domaines lithotectoniques variant d'ultramafique à felsique (Lacroix et al., 1990). Seulement trois domaines sont présents dans la région de Joutel. Le domaine de Cartwright présente des laves basaltiques à komatiitiques, et le domaine de Poirier est constitué de laves basaltiques à andésitiques, et de filons-couches gabbroïques. Le domaine de Joutel-Raymond, qui est l'hôte des gisements du camp minier de Joutel, montre une variation de basalte à rhyolite. Généralement les roches du secteur sont peu déformées. Cependant, le couloir de l'Harricana, d'orientation NW-SE, recoupe la séquence stratigraphique et représente une zone de déformation d'envergure régionale. Ce secteur est hôte d'anciens producteurs de métaux de base (mines de Poirier et Joutel Copper) et d'or (mines Eagle et Telbel) qui furent actifs de 1966 à 1993.

Cette étude en partenariat avec l'UQAC, l'UQAM et les diverses compagnies d'exploration actives dans le secteur vise principalement à améliorer la compréhension du secteur et à développer de nouveaux outils d'exploration. Ce rapport fournit des éclaircissements à deux problématiques distinctes associées à la métallogénie du secteur. La première partie rédigée par Michel Jébrak (UQAM) examine l'association possible entre la Tonalite de Joutel et les minéralisations de type SMV. La deuxième partie rédigée par Michel Gauthier (UQAM) présente une étude métallogénique du gisement Eagle-Telbel.

Les travaux de Jébrak et Gauthier sont complémentaires aux études de Legault, Piché, Daigneault et Mueller sur le camp minier de Joutel. Ces travaux incluent une cartographie à l'échelle 1:20000 du quart nord-ouest du feuillet SNRC 32E/08 (Legault et al., 2000), une compilation géochimique et une quantification de l'altération hydrothermale (Piché, 2000), ainsi que des études structurale et volcanologique (Daigneault, 2000; Mueller, 2000) regroupées dans une autre publication.

Références

- Chown, E.H. – Daigneault, R. – Mueller, W. – Mortensen, J.K., 1992 – Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2211-2225.
- Daigneault, R., 2000 – Rapport des travaux d'analyse structurale, projet Joutel. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 2000-**, 23 pages.
- Lacroix, S. – Simard, A. – Pilote, P. – Dubé, L.-M., 1990 – Regional geologic elements and mineral resources of the Harricana-Turgeon belt, Abitibi of NW Quebec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*; special volume 43, pages 313-326.
- Legault, M. – Daigneault, R. – Mueller, W. – Piché, M. – Jébrak, M. – Gauthier, M., 2000 – Contexte géologique du camp minier de Joutel, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 2000-**, 25 pages.
- Mueller, W., 2000 – Volcanologie physique des unités felsiques et sédimentologie des dépôts volcanoclastiques de la région de Joutel. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 2000-**, 18 pages.
- Piché, M., 2000 – Quantification de l'altération hydrothermale des roches du camp minier de Joutel à partir des analyses des éléments majeurs. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 2000-**, 27 pages.

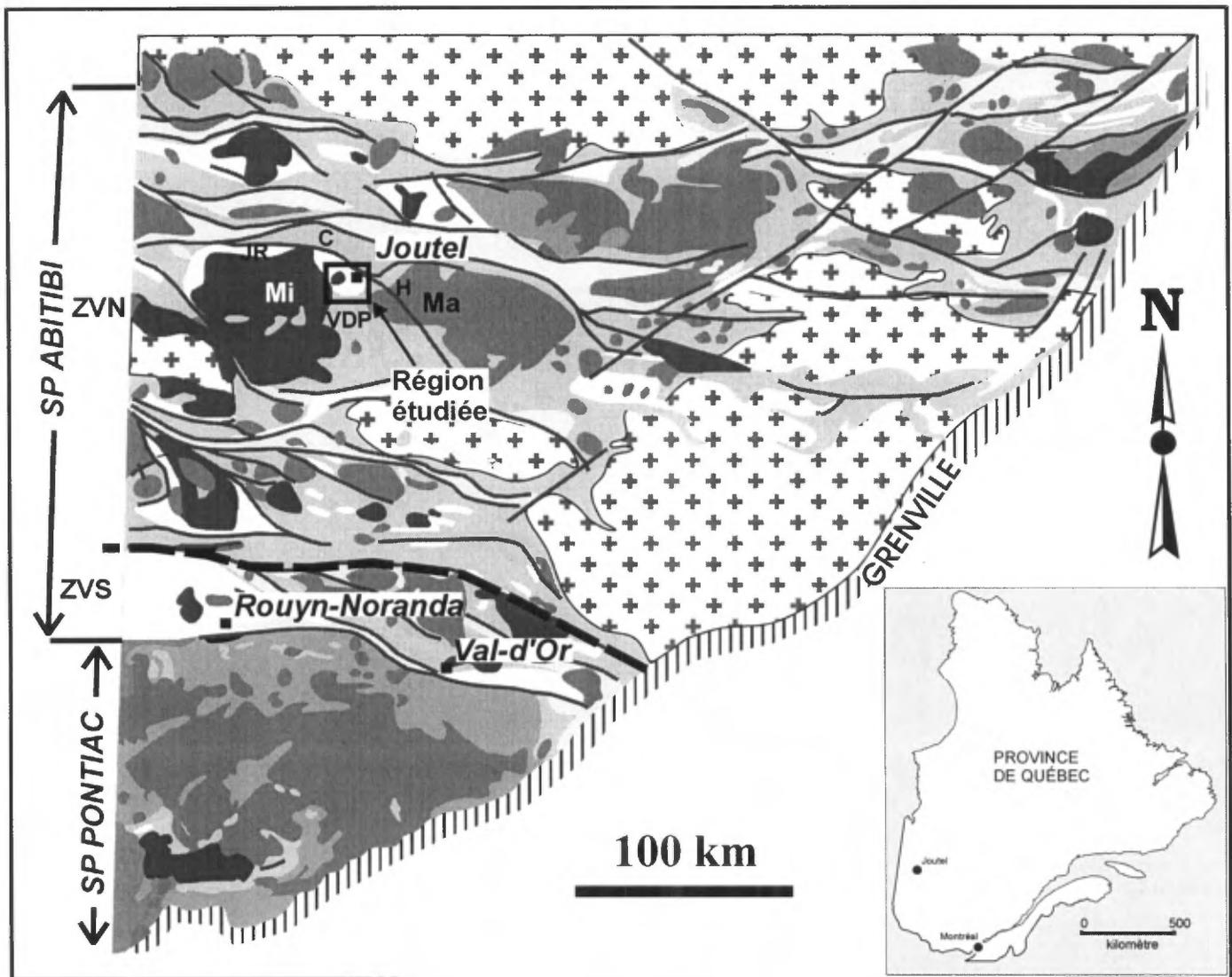


Figure 1. Géologie générale de la partie québécoise de la Sous-province de l'Abitibi avec la région à l'étude indiquée. Ma – pluton de Marest; Mi – pluton de Mistauac; C – domaine de Cartwright; JR – domaine de Joutel-Raymond; P – domaine de Poirier; H – couloir de déformation d'Harricana.

PARTIE I – LE PLUTON DE JOUTEL

Introduction

Le district de Joutel est situé au Nord de l'Abitibi. Il s'agit d'un ensemble plutono-volcanique à dominante felsique d'âge Archéen (2728 ± 2 Ma; Mortensen, 1993), comprenant le complexe mafique de Valrennes à l'Ouest, le pluton de Joutel au centre, et une vaste zone de rhyolites à l'Est, au sein de deux unités basaltiques (Figure 1).

Dans les rhyolites, en bordure du pluton, deux amas de sulfures massifs volcanogènes à Cu-Zn ont été découverts en 1959 par géophysique aéroportée puis au sol (électromagnétisme, magnétisme et gravimétrie); ils ont fait l'objet d'exploitations entre 1967 et 1975. Les gisements de Poirier (production 4,7 Mt à 2,2 % cuivre, avec zinc et or) et de Joutel Copper (1,2 Mt à 2,2% cuivre) sont constitués de lentilles de sulfures massifs encaissées dans des rhyolites vitreuses à fragmentaires, des niveaux

d'exhalites à talc-chlorite et des tufs et agglomérats felsiques.

Le Ministère des Ressources Naturelles a entrepris une étude sur ce district. La première année visait notamment la cartographie du secteur et en particulier la caractérisation de la géométrie de l'empilement felsique. Un des éléments ayant conduit les compagnies d'exploration à réduire leur investissement dans le secteur est la proximité entre les amas sulfurés et le pluton de Joutel. Une étude de ce pluton apparaissait donc nécessaire et fait l'objet de ce rapport.

Les travaux ont été effectués au département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère de l'UQAM. Les analyses de roches ont été fournies par le Ministère des Ressources Naturelles; les analyses minéralogiques ont été réalisées par diffractométrie de RX et au microscope électronique à balayage (MEB). La modélisation pétrologique des éléments traces a été réalisée en collaboration avec L. Harnois.

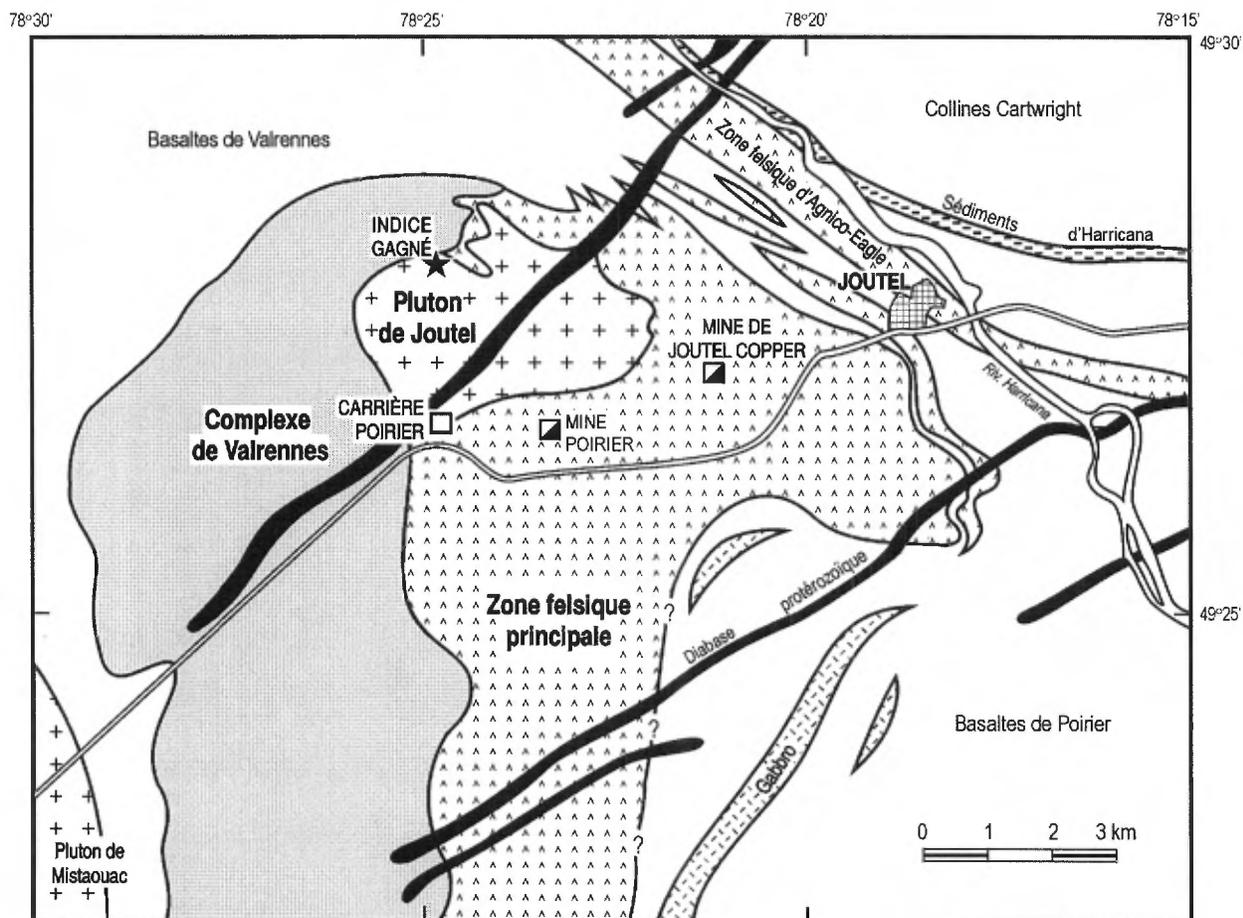


Figure 1. Géologie de la région de Joutel (d'après Legault *et al.*, 1999)

Le Pluton de Joutel

Le pluton de Joutel affleure très peu. Sa bordure ouest semble parfois progressive. La bordure sud-est du pluton de Joutel s'enfonce régulièrement de 30° vers le Sud (Figure 2). Cette limite est souvent faillée (cataclase). Elle est parallèle au contact des amas sulfurés de la mine Poirier (Figure 3).

Plusieurs faciès peuvent être distingués: des faciès granodioritiques riches en enclaves, en particulier à l'ouest, des faciès différenciés, siliceux, des faciès albitisés... Les variations internes de la granulométrie de ce pluton laissent penser qu'il s'agit d'un ensemble de sills/dykes et qu'il s'agit donc d'une intrusion composite.

Le pluton est recoupé par deux générations de dykes chloriteux E-W subverticaux, puis par des systèmes de fissures qui permettent d'en retracer l'évolution hydrothermale.

La granodiorite

Pétrographie

La granodiorite comprend principalement du quartz (50%), des plagioclases (40%) altérés en épidote (donc vraisemblablement calciques initialement), et une amphibole ferrifère. De rares feldspaths potassiques (microcline) sont observés et peuvent atteindre 15% en volume de la roche. La titanite, la monazite et le zircon sont accessoires. Une texture granophyrique y est localement observée.

La couleur rouge est due à de fines particules d'hématite liées à l'altération des feldspaths.

Géochimie

On dispose de 15 analyses du pluton de Joutel pour les éléments majeurs, dont seulement quatre complètes pour les terres rares.

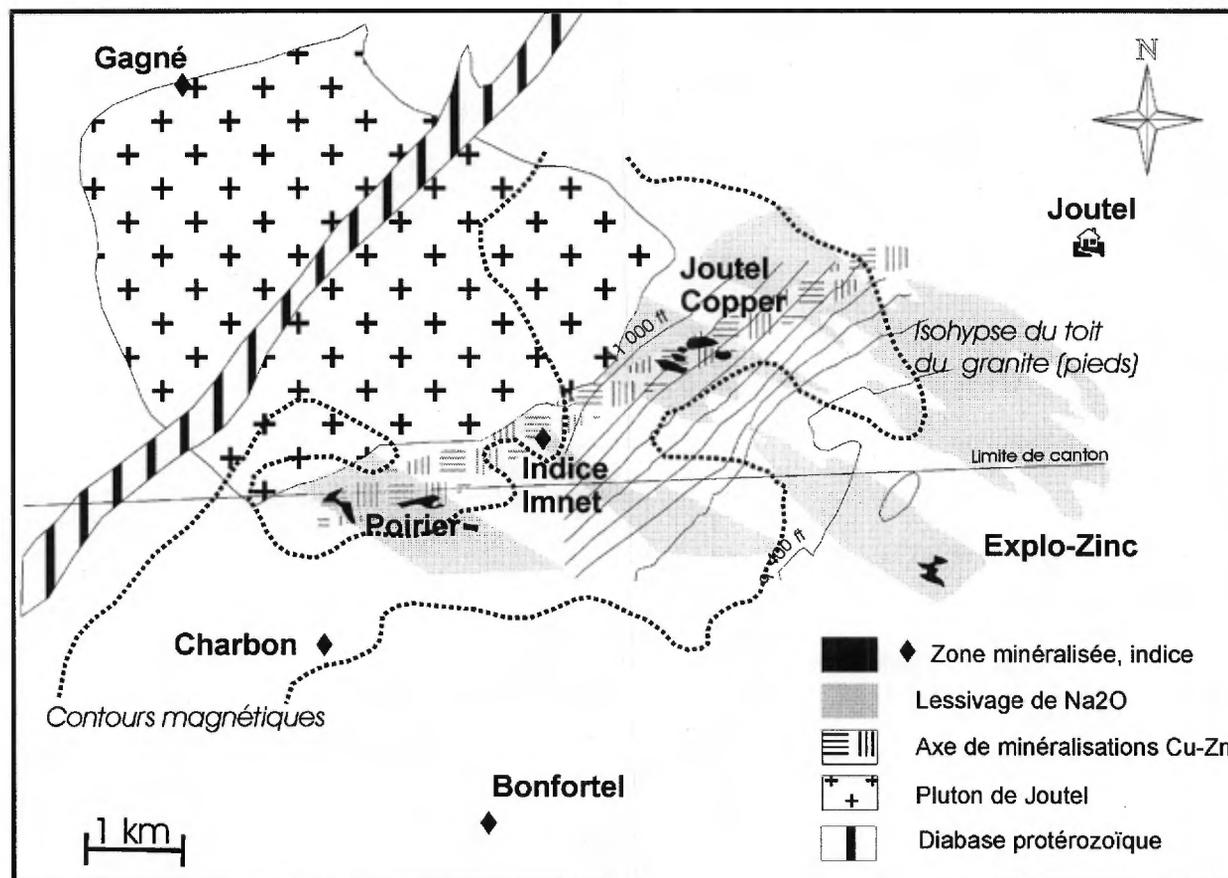


Figure 2. Cartographie du toit du pluton de Joutel et localisation des zones minéralisées, des anomalies géochimiques et des contours magnétiques (d'après archives de Globex Mining Enterprises Inc.)

On observe de très fortes variations de la composition chimique, avec quelques faciès à caractère mafique ($\text{SiO}_2 < 60\%$) et des faciès hypersiliceux ($\text{SiO}_2 > 70\%$) plus abondants. Il s'agit d'un granite méta-alumineux (Figure 4), pauvre en potassium.

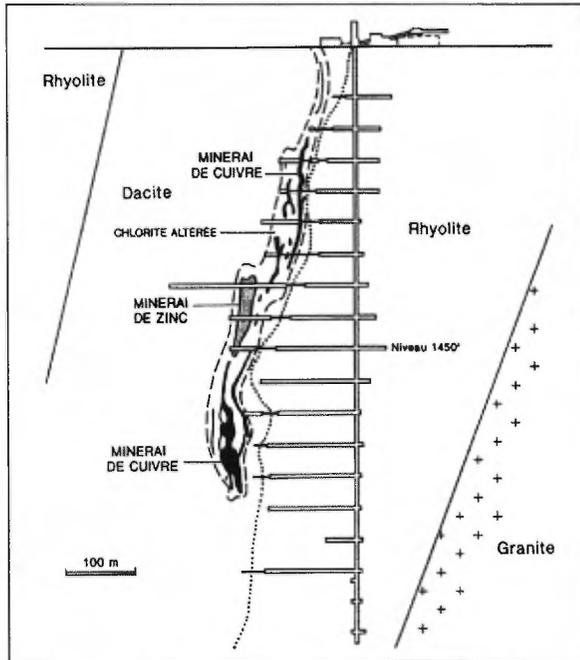


Figure 3. Coupe schématique de la mine Poirier (d'après archives de Globex Mining Enterprises Inc.)

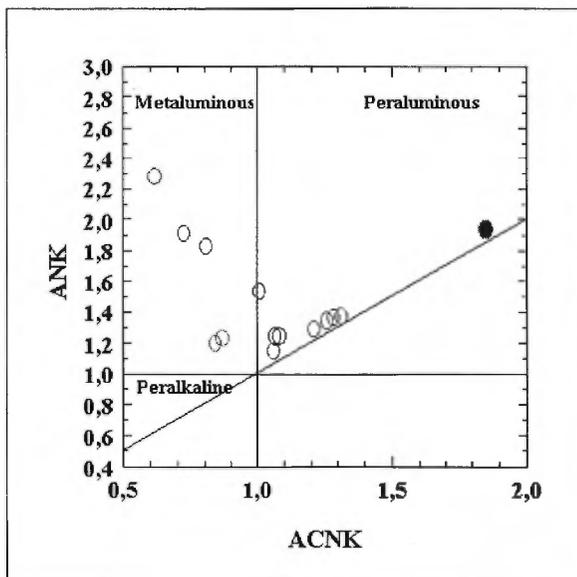


Figure 4. Caractère méta-alumineux du pluton de Joutel. Le symbole plein correspond à un échantillon minéralisé en cuivre.

Les éléments traces confirment la nature de cette roche, occupant le champ des rhyolites dans les diagrammes de Winchester et Floyd (1977, Figure 5). Le spectre normalisé des terres rares montre un fractionnement faible (Figure 6). On notera toutefois une grande variabilité des éléments traces en relation avec les processus d'altération post-solidus présentés ci-après.

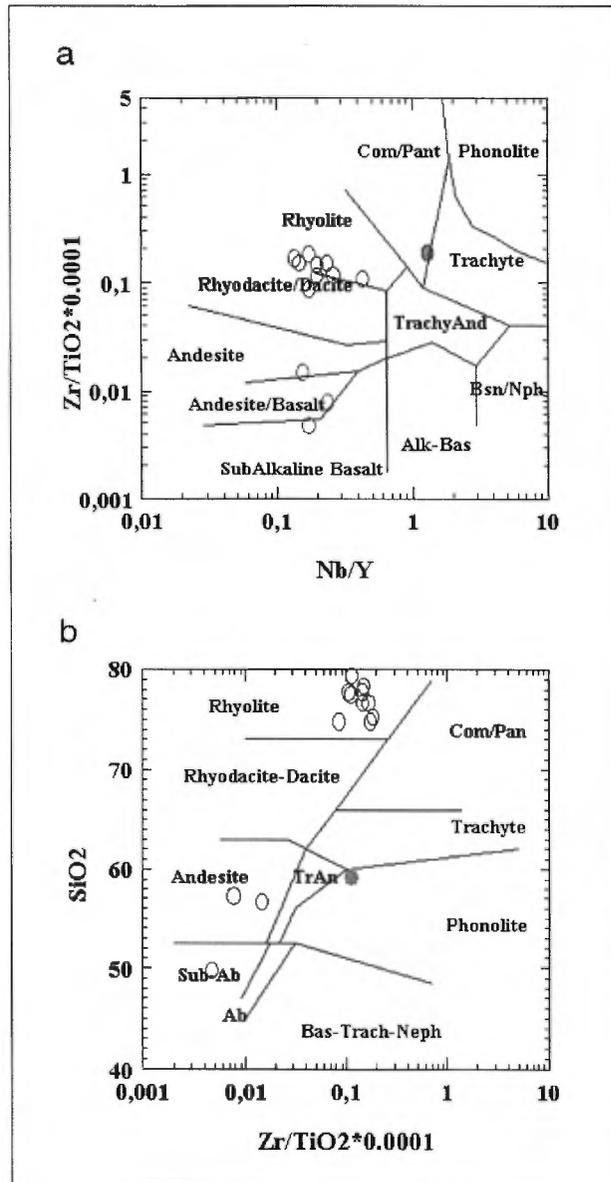


Figure 5. Classification du pluton de Joutel dans les diagrammes de Winchester et Floyd (1977). a) Dans l'espace Zr/TiO_2 vs Nb/Y , b) dans l'espace SiO_2 vs Zr/TiO_2 . Le symbole plein représente un échantillon minéralisé en cuivre.

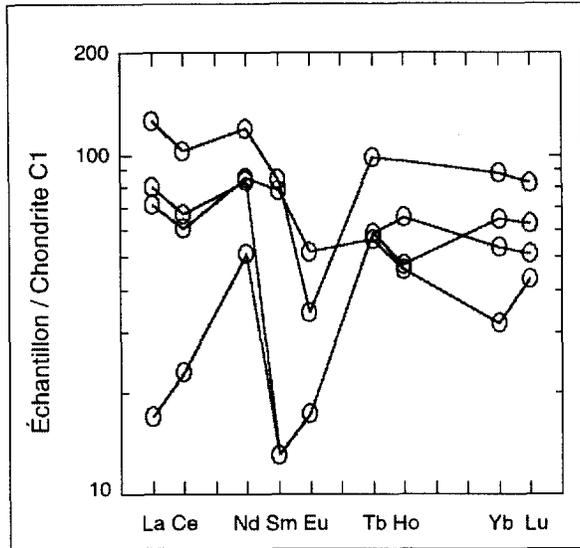


Figure 6. Spectres des terres rares du pluton de Joutel normalisés par rapport aux chondrites (Evenson *et al.*, 1978).

La leucotonalite

Pétrographie

La leucotonalite est caractérisée par une association à albite très abondante avec chlorite et épidote secondaires. Il apparaît localement un peu de séricite.

Géochimie

La leucotonalite est issue de la transformation post-solidus de la granodiorite; les relations entre les deux faciès sont progressives.

Le diagramme isocone (Figure 7) montre que la leucotonalite résulte

- D'un départ de CaO, Ba, PAF, TiO₂, Fe₂O₃
- D'un apport de Na₂O, Sr

Les terres rares sont relativement peu affectées par cette transformation. Le couple d'échantillon montre en outre un apport de Zn, Pb et As d'origine hydrothermale.

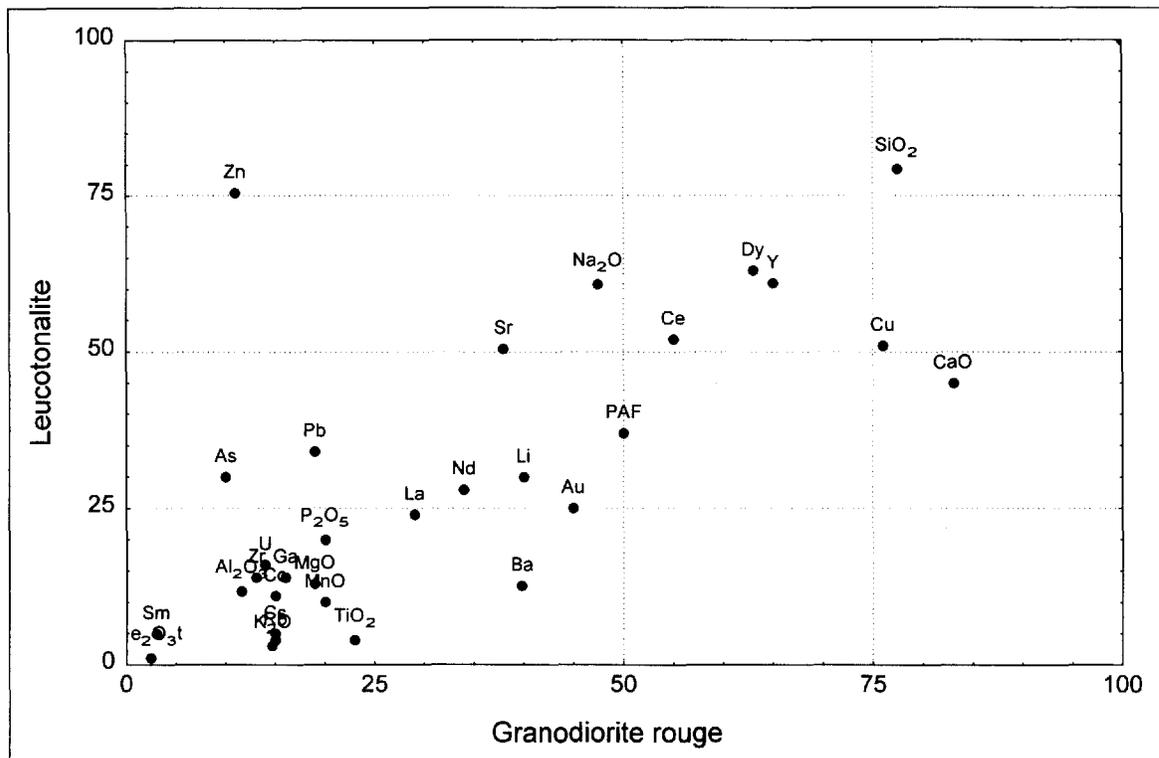


Figure 7. Diagramme isocone comparant la granodiorite rouge et la leucotonalite du pluton de Joutel.

Les faciès de bordure

Le pluton de Joutel comprend généralement une zone de bordure puissante de quelques mètres au contact avec les volcanites felsiques. Ce faciès de bordure peut être observé en affleurement (sur la route, à environ 4 km au sud-ouest de la mine Poirier) et dans les forages de Joutel Copper, jusqu'à une profondeur de 500 m.

Pétrographie

Le granite est fortement silicifié en bordure, au contact avec les rhyolites. Le quartz microcristallin forme l'essentiel de la roche (80%), avec de la chlorite (7%) et des traces de plagioclase et d'épidote. Il existe de nombreux sulfures disséminés: pyrite et pyrrhotine, toujours associés à la chlorite et parfois un peu de mica blanc (Figure 8). La pyrite forme des amas xéno- et hypidiomorphes.

Ces faciès silicifiés à pyrite fine abondante en limite du granite pourraient traduire de la richesse en soufre du magma.

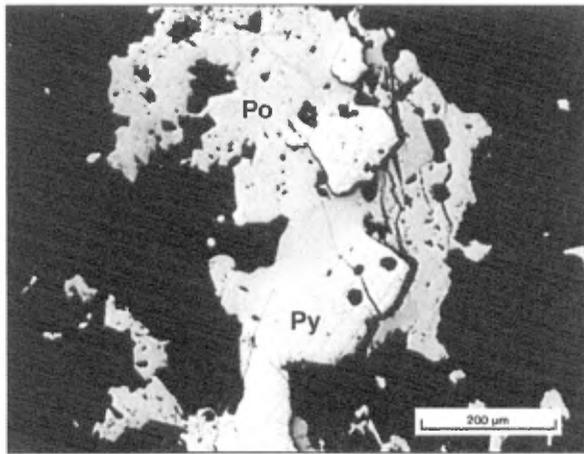


Figure 8. Association de pyrite (Py) et pyrrhotine (Po) dans un filonnet de chlorite recoupant le faciès de bordure.

Relations avec le Complexe de Valrennes

Les relations entre le complexe de Valrennes et le pluton de Joutel ont été discutées. Dubé (1993) considère que le pluton est antérieur au complexe. Cependant, les observations de terrain réalisées à l'été 1999 montrent qu'il existe des enclaves de roches mafiques dans le pluton de Joutel, ce qui démontre la postériorité du pluton de Joutel par rapport aux roches mafiques du complexe de Valrennes.

La différence sur le terrain entre ces deux unités n'est pas toujours évidente. Dans un diagramme TiO_2 - Zr (Figure 9a), on observe clairement un chevauchement des faciès rapportés au pluton de Joutel et au complexe de Valrennes. Il apparaît cependant une rupture assez nette autour de 200 ppm Zr, indice d'une non continuité entre les deux intrusifs.

Dans un espace $MgO-Na_2O$ ou $MgO-CaO$, la rupture est beaucoup moins évidente (Figures 9b et 9c). Cela pourrait être dû en grande partie à une mobilité secondaire des éléments alcalins.

Une modélisation de l'évolution des éléments traces a été entreprise afin d'examiner par quels mécanismes il était possible de passer du complexe mafique de Valrennes au pluton de Joutel. Nous avons utilisé le programme TEA (Harnois, 1991) qui calcule le comportement des éléments traces (terres rares, Ti, Zr) lors de l'évolution d'un magma basique par cristallisation fractionnée ou par assimilation crustale. Ce programme a été validé sur le complexe de tonalite-granodiorite de Taschereau-Launay (Jébrak et Harnois, 1991).

La figure 10 montre les résultats de cette modélisation. On a considéré deux processus: une cristallisation fractionnée simple, et une cristallisation fractionnée accompagnée d'un mélange avec une croûte ayant la composition moyenne du bouclier canadien (Shaw *et al.*, 1976). Dans le premier cas, les résultats ne sont pas du tout compatibles; on ne peut faire dériver le pluton de Joutel du complexe de Valrennes. Dans le deuxième cas, il est difficile de produire la composition du pluton de Joutel par mélange avec une croûte standard. On peut toutefois imaginer que le mélange du magma de Valrennes avec des roches relativement mafiques pourrait conduire à un magma comparable à celui du pluton de Joutel.

Évolution hydrothermale

Le pluton de Joutel est affecté par au moins trois phases de circulations hydrothermales qui sont représentées par:

- Un système de veines à chlorite, très largement répandu dans le pluton et parfois associé à des sulfures;
- Un système de veines à épidote;
- Des filons à quartz-carbonates aurifères.

Les deux premiers systèmes ont été étudiés à la carrière Poirier (Figure 11), le troisième à l'indice Gagné.

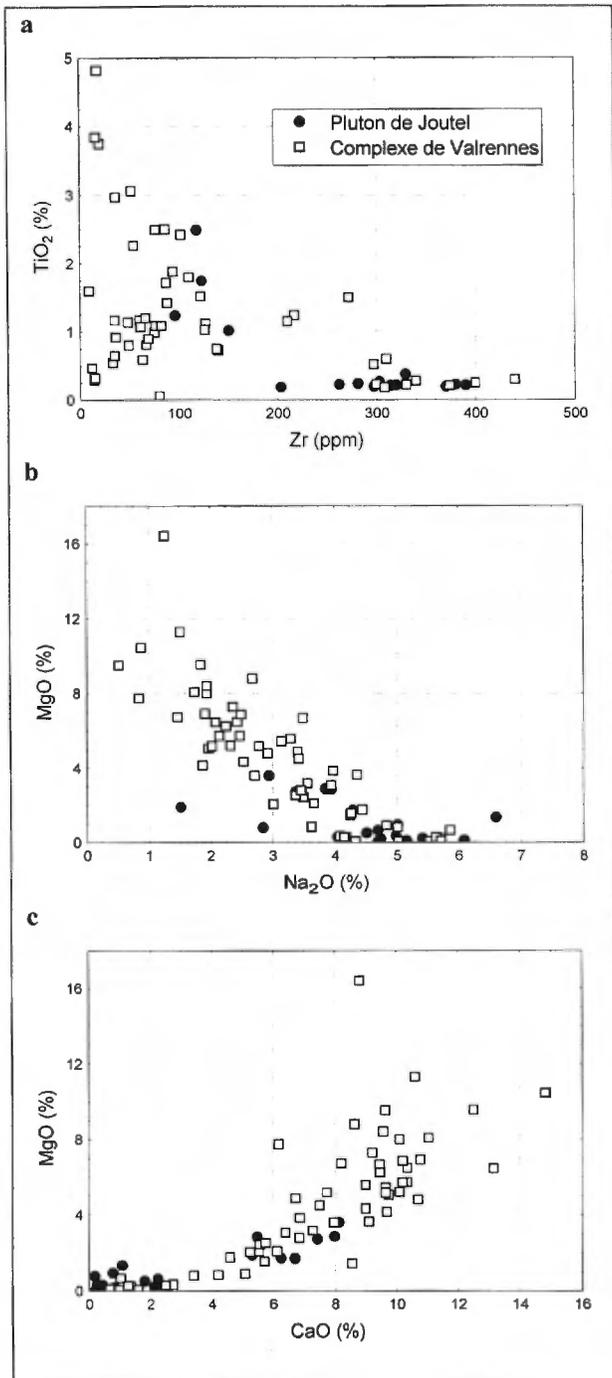


Figure 9. Géochimie comparée du pluton de Joutel et du Complexe de Valrennes, dans les espaces a) TiO₂-Zr, b) MgO-Na₂O et c) MgO-CaO.

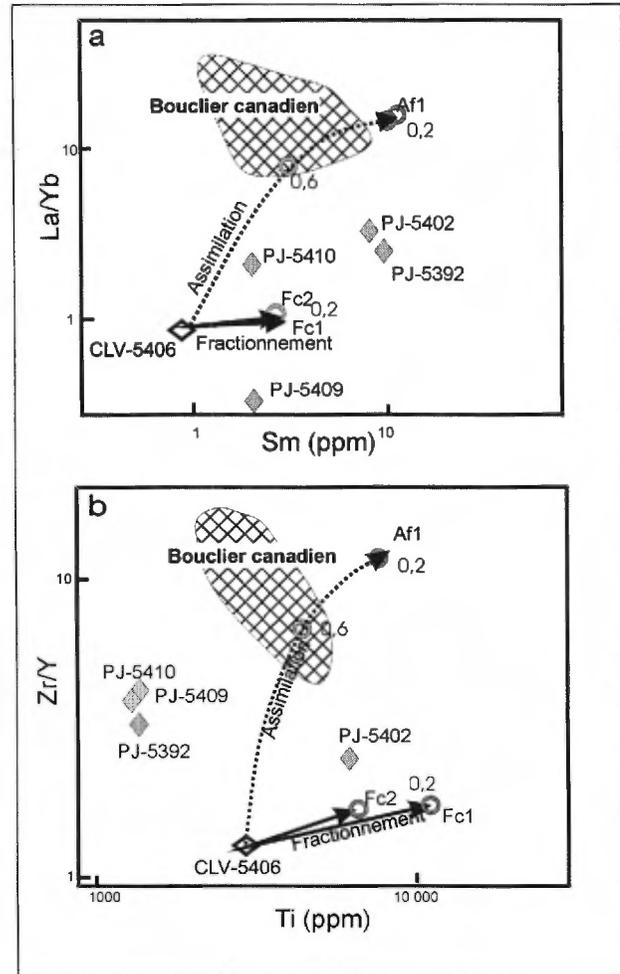


Figure 10. Modélisation de la cristallisation à partir d'un échantillon du Complexe de Valrennes (CLV) par cristallisation fractionnée (Fc) et par cristallisation fractionnée et assimilation d'une croûte continentale (Af) a) dans l'espace La/Yb versus Sm et b) dans l'espace Zr/Y versus Ti. (PJ: Pluton de Joutel).

Chlorite - Sulfures

L'altération la plus répandue dans le pluton de Joutel est la chloritisation. Celle-ci peut être très intense et affecte particulièrement les dykes d'apparence mafique. Certains faciès prennent l'allure de tuf felsique avec des fragments de leucotonalite en voie de digestion par la chlorite (Figure 12).

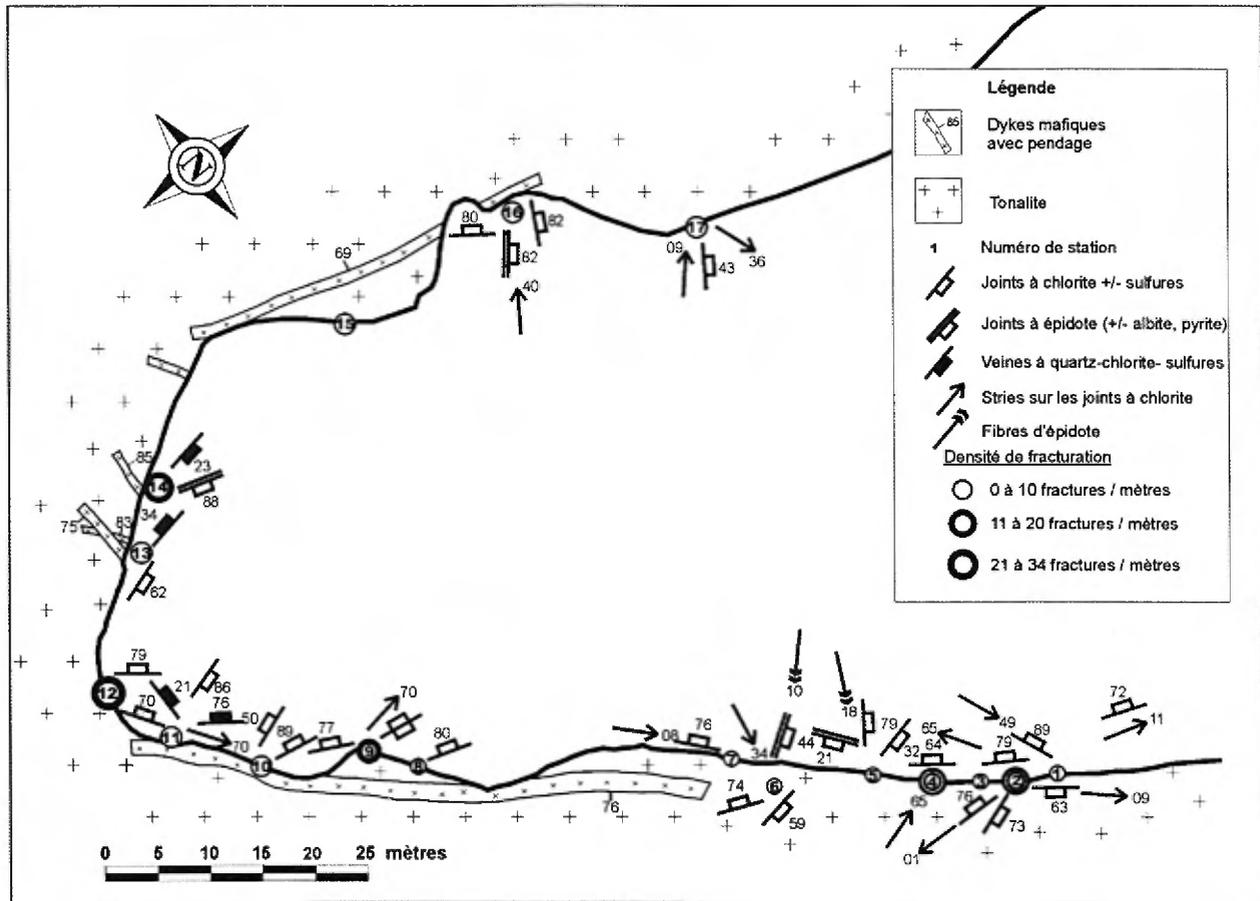


Figure 11. Cartographie structurale des parements de la carrière Poirier.

Contexte structural

L'étude des stries à la carrière Poirier montre que les veines à chlorite se mettent en place lors d'une phase extensive, avec σ_3 orienté NW-SE (Figure 13). Compte tenu de l'orientation du tenseur des contraintes, il est peu probable que le système de fracturation a été basculé depuis sa formation.

Minéralogie

La chlorite est finement disséminée dans la roche et se présente également sous forme de veinules millimétriques associée à du quartz. Les veines à chlorite se chargent en sulfures dans la carrière Poirier (Figure 14). On observe de la pyrite et de la chalcoppyrite, au voisinage des amas de sulfures massifs. La pyrite apparaît en bague de pseudomorphoses (rutile ?), et/ou sous forme de pyrite grossière hypidiomorphe.

La chalcoppyrite se trouve en inclusions ou en bordure des grains de pyrite (Figure 15). Le quartz montre des cristallisations fibreuses autour des sulfures (Figure 16). La matrice est hématisée.

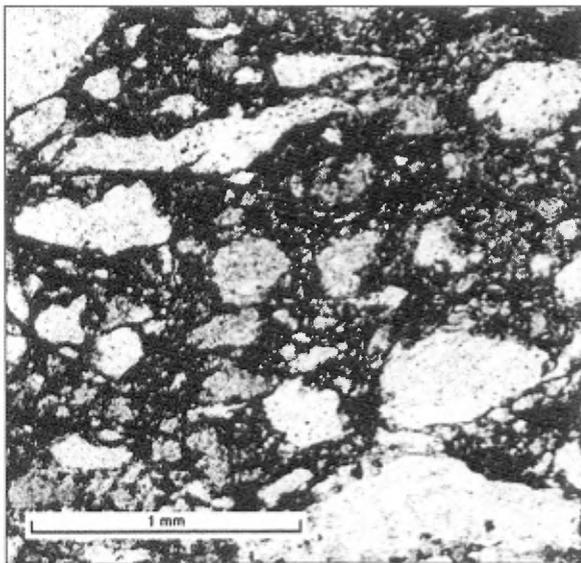


Figure 12. Structure pseudo-tufacée correspondant à l'altération de la granodiorite par de la chlorite. Carrière Poirier.

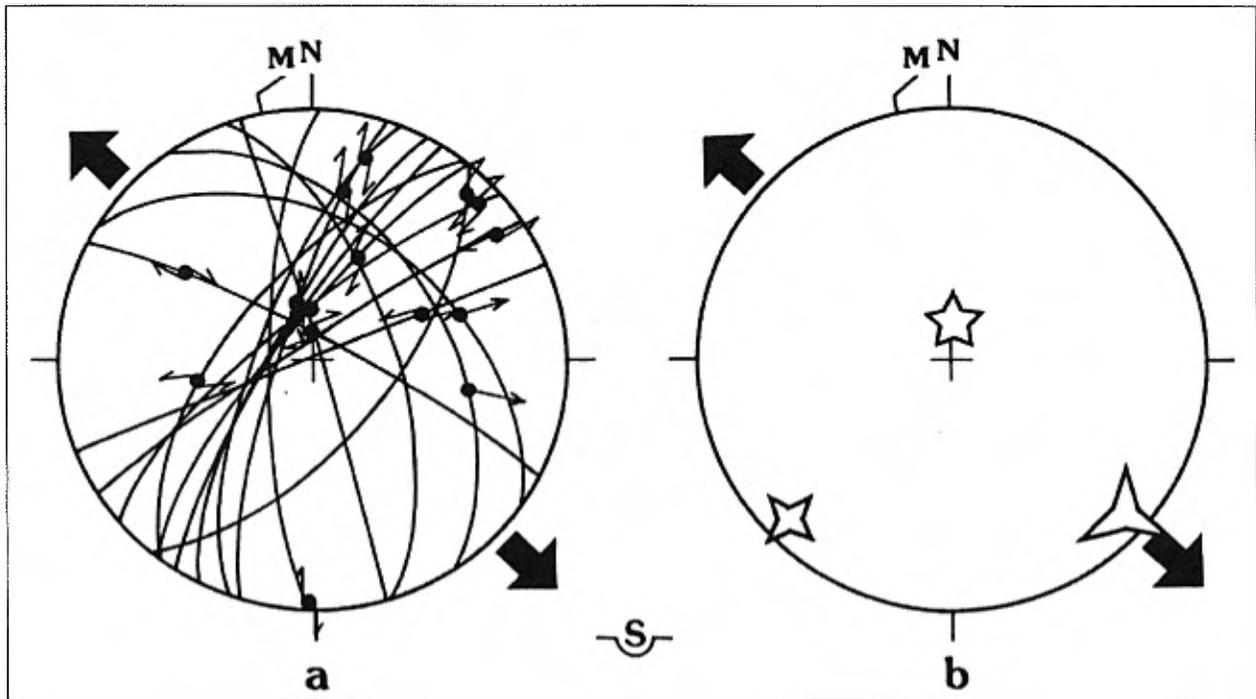


Figure 13. a) Stéréogramme des failles et des stries de la carrière Poirier, b) Direction des contraintes principales par la méthode inverse d'Angelier (1990). σ_1 est vertical, σ_2 NE-SW et σ_3 , en extension, est NW-SE.

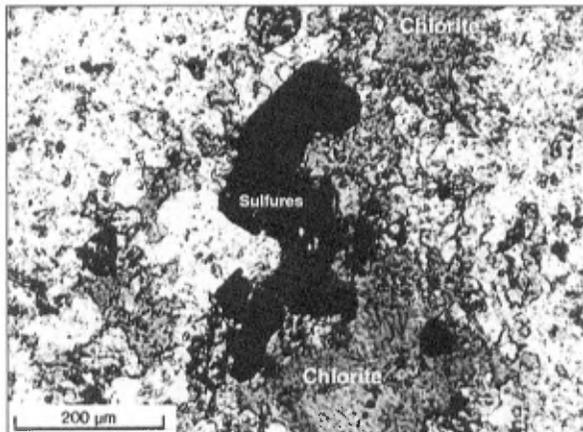


Figure 14. Veine à chlorite et sulfures dans le pluton de Joutel.

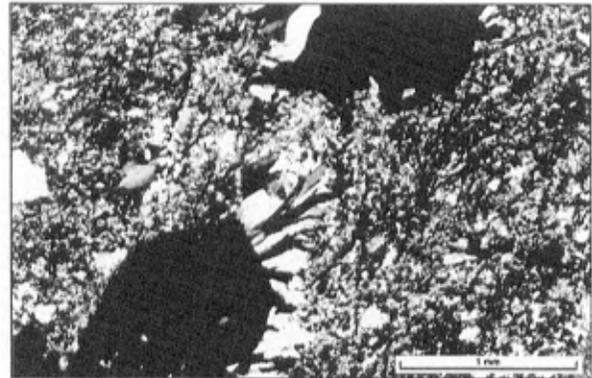


Figure 16. Crystallisation de gerbes de quartz sous abri de pyrite (noir) dans une veine de chlorite.

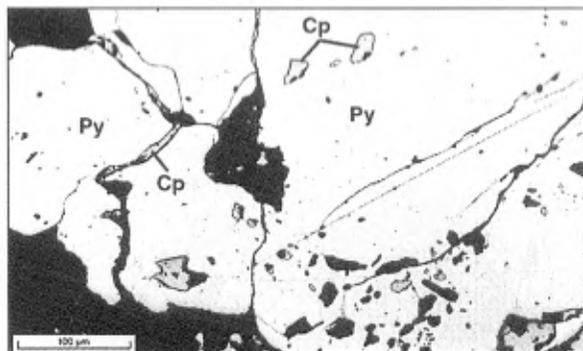


Figure 15. Chalcopyrite (Cp) en inclusion et en bordure des grains de pyrite (Py), carrière Poirier.

Les chlorites ont fait l'objet d'une étude minéralogique plus détaillée. Les analyses au MEB montrent un excès de fer et un déficit en silice (Tableau 1). Il s'agit de clinocllore 1MI1b ou 1MIb, ferrifère. Les incertitudes analytiques rendent impossible l'utilisation du géothermomètre.

Géochimie

Les roches fortement chloritisées et minéralisées en cuivre montrent des différences géochimiques marquées par rapport aux roches saines.

Tableau 1: Analyses au microscope électronique à balayage des chlorites du Pluton de Joutel.

Échantillon	Type	Al ₂ O ₃	MgO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃
1174 (3)	Fine dans la matrice	17,80	2,60	22,09	57,51
1174 (3)	Fine dans la matrice	17,77	2,96	21,74	57,52
1174 (3)	Fine dans la matrice	18,15	2,99	22,19	56,66
1174 (3)	Grossière avec sulfures	19,31	6,44	23,48	50,78
1174 (3)	Grossière avec sulfures	19,99	7,91	23,80	48,30

Échantillon	Type	Al ₂ O ₃	MgO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃
JOU-2	Fine dans la matrice	18,65	2,08	23,77	55,27
JOU-2	Fine dans la matrice	18,59	2,54	21,13	57,73
JOU-2	Fine dans la matrice	17,66	4,43	22,27	55,64
JOU-2	Grossière avec sulfures	17,06	3,14	21,41	58,16
JOU-2	Grossière avec sulfures	18,63	1,27	21,48	58,04
JOU-2	Grossière avec sulfures	16,68	3,17	21,85	58,07
JOU-2	Grossière avec sulfures	17,44	3,48	21,31	57,52
JOU-2	Grossière avec sulfures	17,61	3,04	21,94	57,41
JOU-2	Grossière avec sulfures	18,42	3,22	21,80	56,55

Concentrations en pd%

Deux comparaisons ont été entreprises: d'une part entre un granite sain et un granite faiblement minéralisé, et d'autre part entre un granite sain et un faciès de roche complètement chloritisé, interprété comme un dyke sur le terrain, minéralisé en chalcoppyrite. Les diagrammes isocones (Grant, 1987; Figure 17) montrent des associations géochimiques qui sont représentées par les quatre groupes d'éléments suivants (Tableau 2) :

- Ceux montrant un lessivage: CaO, Na₂O, P₂O₅, terres rares, Nb; cet assemblage traduit la destruction des feldspaths plagioclases. Le lessivage peut être très intense, et la combinaison perte de silice - apport de magnésium fait apparemment passer ces roches dans le domaine des roches mafiques. L'intensité de la perte de masse est de l'ordre de 10%;
- Ceux qui ne bougent pas: Al₂O₃, TiO₂, Au, Ga, Zn, Zr;
- Ceux montrant un enrichissement: Fe₂O₃, K₂O, PAF, Li, Rb, caractéristiques des micas blancs et sans doute des chlorites (Figure 18)
- Ceux montrant un fort enrichissement: Cu, As, Co, S, indicateurs d'une paragenèse à chalcoppyrite et arsénopyrite.

L'association géochimique traduit donc une paragenèse à caractère mafique, sans enrichissement en or. Il ne s'agit pas d'un système porphyrique classique, mais d'une association de type de cellerencontrée au cœur du pipe d'alimentation des amas sulfurés archéens (Skirrow et Franklin, 1994).

Une telle association de type propylitique riche en cobalt (Figure 19) rappelle les stockwerks sous les amas sulfurés tels que décrit dans la ceinture sud-ibérique (Leistel *et al.*, 1998).

Les quartz de ces veines à chlorite-sulfures montrent des inclusions fluides mono-, bi- et triphasées. On observe des fluides à CO₂ et des fluides hypersalins (à cubes de sel) qui évoquent un ébullition au voisinage de la surface. L'abondance des cubes de sels dans ces inclusions est relativement exceptionnelle en Abitibi (Figures 20 et 21). L'âge de ces fluides reste cependant inconnu.

Épidote - calcite

Dans la carrière Poirier, des veines fibreuses d'épidote sont observées; elles recoupent clairement le système à chlorite.

Contexte structural

Peu de veines d'épidote ont été mesurées en place. On les observe selon des directions NW-SE et NE-SW dans la carrière Poirier (Figure 22); les grandes fibres d'épidote observées témoignent du caractère syntectonique de ces remplissages. Ces veines se sont mises en place en contexte compressif, comme en témoignent les systèmes de veines de tension en échelon observés à la carrière Poirier (Figure 23).

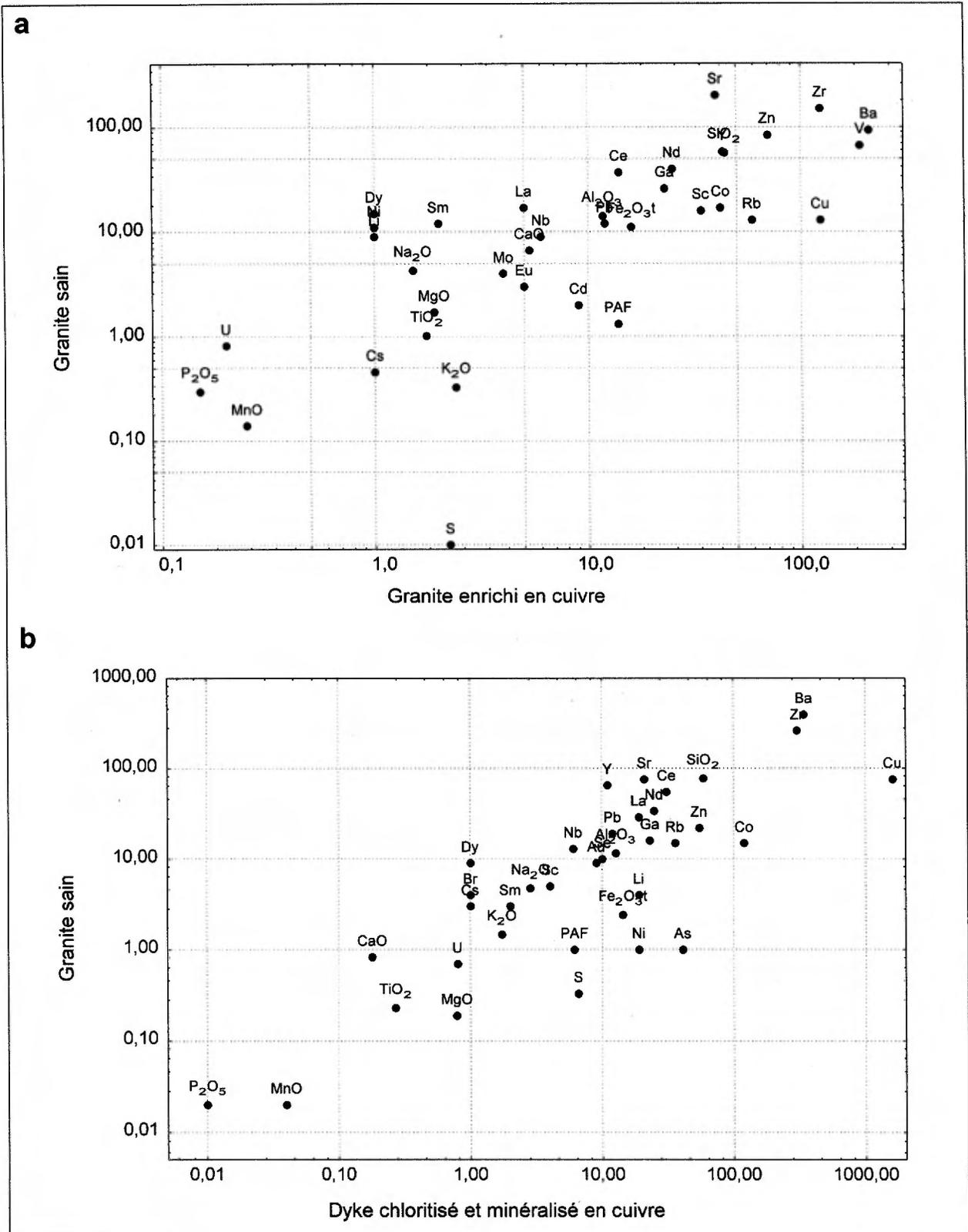


Figure 17. Diagrammes isocones montrant la relation entre a) un granite sain et un granite enrichi en cuivre et b) entre un granite sain et un dyke chloritisé et minéralisé en cuivre (0.16%).

Tableau 2: Rapports entre éléments lessivés ($R < 1$), stables ($1 < R < 2$), enrichis ($R > 2$) et très enrichis ($R > 10$) calculés sur un échantillon minéralisé en cuivre comparé à une moyenne de l'encaissant.

SiO ₂	0,8	Al ₂ O ₃	1,1	Fe ₂ O _{3t}	9,1	S	336,9
CaO	0,3	TiO ₂	1,1	MgO	5,1	As	27,3
Na ₂ O	0,5	Au	1,4	K ₂ O	3,5	Cu	26,2
P ₂ O ₅	0,5	Ba	1,8	MnO	3,0	Ni	14,3
Ce	0,6	Ga	1,5	PAF	7,2		
Cs	0,7	U	1,1	Co	9,5		
Dy	0,1	Zn	1,4	Li	5,5		
La	0,7	Zr	1,1	Rb	5,7		
Nb	0,4						
Nd	0,8						
Pb	0,5						
Sc	0,8						
Se	0,8						
Sm	0,5						
Sr	0,2						
Y	0,2						

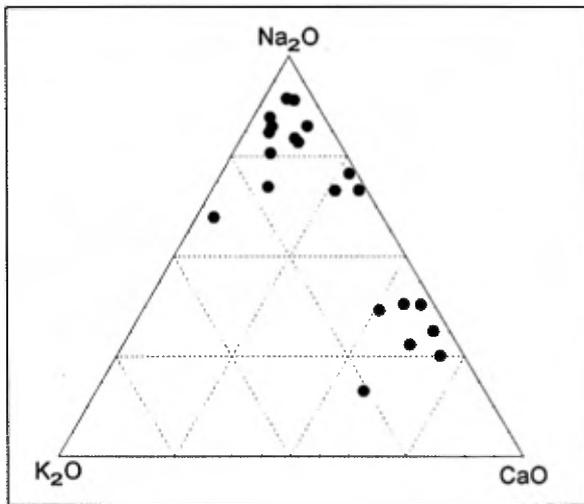


Figure 18. Distribution des alcalins dans le pluton de Joutel. Les deux plus potassiques sont les plus riches en cuivre.

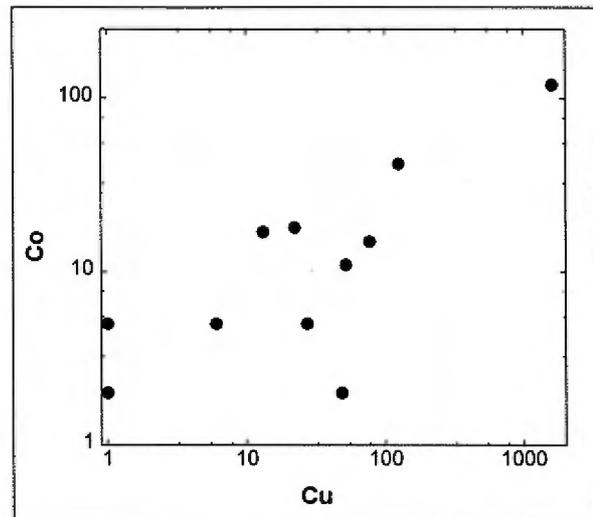


Figure 19. Corrélation cuivre et cobalt dans le pluton de Joutel.

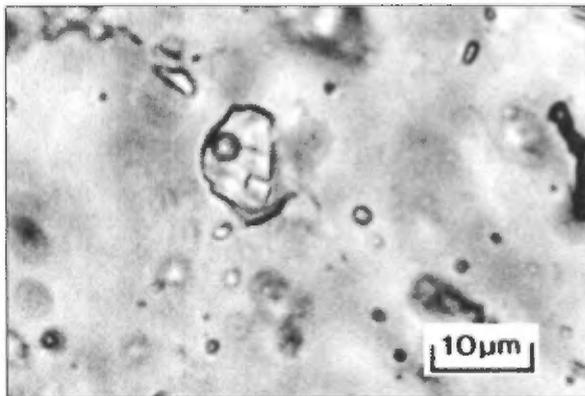


Figure 20. Inclusion fluide aqueuse à cube de sel.

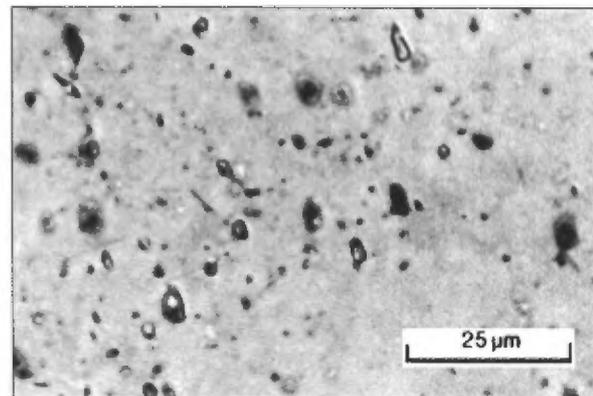


Figure 21. Ensemble d'inclusions fluides secondaires dans le quartz associé aux veines de chlorite recoupant le pluton de Joutel.

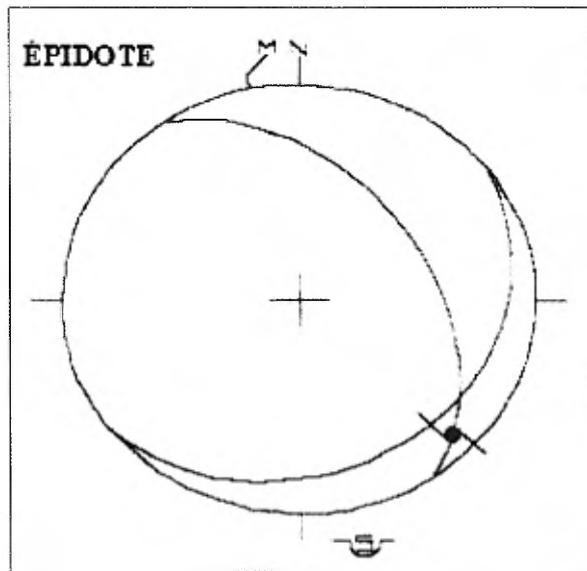


Figure 22. Stéréogramme des veines d'épidote dans la carrière Poirier.

Minéralogie

Les veines montrent un assemblage à épidote, piémontite, calcite, quartz et pyrite. La pyrite est oxydée en un assemblage d'hématite, de lépidocrocite et de goéthite. On observe également des résidus titanés (rutile, leucoxène).

Géochimie

Les épidotes ont fait l'objet d'analyses au microscope électronique à balayage (Tableau 3). Aucune différence significative n'apparaît entre les épidotes fines, dans la matrice, vraisemblablement précoces, et les épidotes tardives, plus grossières dans les veines. La comparaison de ces analyses avec les travaux de Bird *et al.* (1988) montre des compositions caractéristiques d'épidote hydro-thermale dans la zone à calcite, donc pour une température autour de 350°C.

Conclusions

Les veines à épidote rencontrées dans le district de Joutel rappelle l'altération à zoïsite - épidote observée dans la croûte océanique. Ces altérations témoignent de la convection d'eaux marines après la formation des chambres magmatiques (Erzinger, 1989).

Quartz - Carbonates

Il existe plusieurs petits indices de minéralisations de type mésothermal (orogenic gold deposit) dans le pluton de Joutel. Le plus important connu à ce jour est l'indice Gagné, situé en bordure occidentale du

pluton, au voisinage des roches du complexe de Valrennes (Figure 1).

Contexte structural

Les veines recoupent un dyke mafique fortement schistosé et complètement lessivé.

La minéralisation est portée par des veines à quartz, carbonates, pyrite de puissance millimétrique à décimétrique. Ces veines, continues sur une dizaine de mètres, montrent de très rapides variations de puissance, en relation avec leur mise en place et à des fractures en sifflet reprenant la bordure des veines (Figure 24). Les filons sont orientés N340/75° à N190/60°. Ils sont repris par de nombreuses failles cassantes à faible rejet sénestre (Figure 25). Des fentes de tension à quartz-carbonate-pyrite leur sont associées, et montrent une disposition subhorizontale (N194/24°, N326/26°). Un tel dispositif structural évoque celui de la mine Sigma, avec des failles inverses très redressées et des fentes de tension subhorizontales.



Figure 23. Veines de tension en échelon, à épidote et calcite, recoupant un faciès chloriteux dans la carrière Poirier.

L'analyse structurale de ces veines montre une mise en place en contexte compressif avec σ_1 orientée NE-SW et σ_3 subverticale. Cette minéralisation est postérieure aux veines de chlorite qu'elle recoupe. Elle est vraisemblablement postérieure aux veines à épidote bien que des relations de recoupement n'aient pu être observées.

Minéralogie et géochimie

L'assemblage minéralogique de l'indice Gagné comporte pyrite, ankérite et or. Aucun enrichissement en cuivre, ou autre métaux de base n'est observé. Une forte carbonatation et une pyritisation disséminée affectent les épontes.

Tableau 3: Analyse des épidotes du pluton de Joutel au microscope électronique à balayage.

Échantillon	Type	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃
JOU-1	Fine dans la matrice	21,24	37,33	26,65	14,78
JOU-1	Fine dans la matrice	18,67	36,30	26,51	18,52
JOU-1	Grossière dans filon	19,16	34,71	27,89	18,24
JOU-1	Grossière dans filon	19,28	35,30	27,49	17,93
JOU-1	Grossière dans filon	18,67	35,99	26,08	19,26
JOU-2	Fine avec chlorite grossière	20,26	35,49	27,24	16,52



Figure 24. Veine de quartz aurifère sub-verticale à l'indice Gagné. Largeur maximum de la veine 50 cm.



Figure 25. Faille tardive affectant les filons de quartz à l'indice Gagné.

Conclusions

Ces minéralisations en or sont en tous points semblables à celles exploitées dans les plutons de Flavrian et de Bourlamaque (Jébrak, 1992). Leur association à carbonate abondant rappelle en particulier l'indice Cresus, Duvernoy, au Nord-Est d'Amos (Jébrak *et al.*, 1990). Leur mise en place pourrait être associée à la déformation D2 observée à l'échelle régionale (Legault *et al.*, 1999)

Conclusions

Le pluton de Joutel est un ensemble composite d'intrusions de composition granodioritique. Il s'enfonce avec un pendage de 30° vers le sud, en laissant apparaître une gouttière plongeant vers le Sud-Est. L'âge du granite semble postérieur à la pile volcanique bi-modale au sein de laquelle il est inséré. Si cet âge était confirmé, le pluton de Joutel pourrait apparaître comme un pluton résurgent avec la mise en place des volcanites. Les roches ont une composition méta-alumineuse, pauvre en potassium. Elles pourraient être issues de la fusion de roches appartenant au pluton de Valrennes, sous-jacentes, avec des intrusions relativement mafiques.

De nombreuses altérations post-solidus conduisent à des faciès de couleur contrastée. Ces altérations mobilisent des éléments traces habituellement immobiles. Les premiers processus correspondent à une albitisation intense du granite. Un tel métasomatisme s'accompagne d'une oxydation qui fait varier la couleur du granite en fonction de la quantité d'oxydes (Williams, 1984). Le pluton a également subi une forte silicification, en tout point comparable à celle qui affecte la rhyolite d'Amulet, dans le district de Rouyn-Noranda (Péloquin *et al.*, 1990).

Après ces phases pervasives, des veinules à chlorite et sulfures pourraient constituer la racine du système hydrothermal ayant conduit à la formation des gisements exhalatifs. Il y aurait cependant contradiction avec l'âge du granite. Aucune tendance porphyrique classique (avec enrichissement en Mo-Au) n'a été mise en évidence bien que le style d'altération présente des similitudes avec celui observé dans le porphyre avorté de Don Rouyn, sous la mine Horne, à Rouyn-Noranda (Goldie *et al.*, 1979; Jébrak *et al.*, 1996).

Les dernières phases d'altération correspondent à la mise en place de minéralisations aurifères; elles utilisent des fractures précoces marquées par des dykes mafiques et montrent une association à quartz,

carbonates et pyrite, dans un contexte de compression NE-SW.

L'abondance du métasomatisme alcalin doit être souligné dans le district de Joutel: les altérations sodiques du pluton (présence d'albite; saumures hypersalines associées aux inclusions fluides dans les veines à chlorite) et calciques (épidote, carbonates) indiquent que l'ensemble de la masse plutonique a été affecté par des circulations fluides salines. Ces fluides peuvent avoir différentes origines, endogène ou marine. Des travaux complémentaires précisant l'âge du granite et la chimie des altérations permettront une meilleure compréhension du processus. S'il pouvait être démontré que certaines de ces altérations sont en relation avec la mise en place des amas sulfurés de la pile volcanique sus-jacente, on pourrait alors les utiliser en terme de prospection.

Références

- ANGELIER, J., 1990 - Inversion of field data in fault tectonic to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*; volume 103, pages 363-376.
- BIRD, D.K. - CHO, M. - JANIK, C.J. - LIOU, J.G. - CARUSO, L.J., 1988 - Compositional, order/disorder, and stable isotope characteristics of Al-Fe epidote, state 2-14 drill hole, Salton Sea geothermal system. *Journal of Geophysical Research*; volume 93, pages 13135-13144.
- DUBÉ, L.M., 1993 - Géologie de la région de Joutel (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. ET 90-12, 61 pages.
- ERZINGER M., 1989 - Chemical alteration of the oceanic crust. *Geologische Rundschau*; volume 78 (3), pages 731-740.
- EVENSON, N.M. - HAMILTON, P.J. - O'NIONS, R.K., 1978 - Rare earth element abundance in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 42, pages 1199-1212.
- GOLDIE, R.J. - KOTILA, B. - SEWARD, D., 1979 - The Don Rouyn Mine: an Archean porphyry copper deposit near Noranda, Quebec. *Economic Geology*; volume 74, pages 1680-1684.
- GRANT, J.A., 1986 - The Isocon diagram - A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*; volume 81, pages 1976-1982.
- HARNOIS, L., 1991 - TEA: a computer program in basic to calculate trace-element abundances in silicate rocks and magmas during melting and crystallization processes. *Computer and Geosciences*; volume 17, pages 641-653.
- JÉBRAK, M., 1992 - Les gisements d'or des tonalites archéennes (Abitibi, Québec). *Mineralium Deposita*; volume 27, pages 1-9.
- JÉBRAK M. - HARNOIS, L., 1991 - Two stage evolution in an Archean tonalite suite: the Taschereau stock, Abitibi (Quebec, Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 28, pages 172-183.
- JÉBRAK M. - MORITZ R. - GIGUÈRE C., 1990 - Structural controls of Archean lode gold mineralization at Duvernay, Abitibi greenstone belt, Québec. GAC-MAC, Vancouver, Program with abstracts, pages A65.
- JÉBRAK, M. - HARNOIS, L. - CARRIER A. - LAFRANCE, J., 1996 - Le porphyre à Cu-Au de Don Rouyn. Dans: *Métallogénie et évolution tectonique de la région de Rouyn-Noranda*, J.F. Couture et J. Goutier, éditeur. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 96-06, pages 85-89.
- LEGAULT, M. - PICHÉ, M. - BAILLARGEON, F. - GAUTHIER, M. - JÉBRAK, M. - DAIGNEAULT, R. - MUELLER, W., 1999 - Volcanologie et métallogénie du district de Joutel, Abitibi. *Séminaire d'information sur la recherche géologique*, page 56.
- LEISTEL, J.M. - MARCOUX, E. - THIÉBLEMONT, D. - QUESADA, B. - SÁNCHEZ, A. - ALMODÓVAR, G.R. - PASCUAL, E. - SÁEZ, R., 1998 - The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*; volume 33, pages 2-30.
- MORTENSEN, J.K., 1993 - U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Suprovince. Part 1: Chibougamau - Matagami - Joutel region. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 11-28.
- PÉLOQUIN, S. - POTVIN, R. - PARADIS, S. - LAFLÈCHE, M.R. - VERPAELST, P. - GIBSON, H.L., 1990 - The Blake River Group, Rouyn-Noranda Area, Quebec: A stratigraphic synthesis. Dans: *The Northwestern Quebec Polymetallic Belt*, M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard, éditeurs. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43, pages 107-118.
- SHAW, D.M. - DOSTAL, J. - REID, R.K., 1976 - Additional estimates of continental surface

Precambrian shield composition in Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 40, pages 73-83.

SKIRROW, R.G. - FRANKLIN, J.M., 1994 - Silicification and metal leaching in semiconformable alteration beneath the Chissel Lake massive sulfide deposit, Snow Lake, Manitoba. *Economic Geology*; volume 89, pages 31-50.

WILLIAMS, M., 1984 - Diverse nature of hematization («Red Rock Alteration») in the Cloncurry district, northwest Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences*; volume 41, pages 381-382.

WINCHESTER, J.A. - FLOYD, P.A., 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-343.

PARTIE II – ÉTUDE MÉTALLOGÉNIQUE DU GISEMENT D'OR D'EAGLE-TELBEL

Introduction

Le gisement des mines Eagle et Telbel se trouve dans le canton de Joutel, à 127 kilomètres au Nord d'Amos en Abitibi. Il est situé sur le flanc sud du bassin sédimentaire de la rivière Harricana. Ce bassin sédimentaire est séparé du Complexe volcanique de Joutel par la Faille Harricana. Selon Dubé *et al.* (1991) et Dubé (1993), cette zone tectonique a eu un mouvement pré-sédimentaire et le Bassin d'Harricana repose en discordance sur le Complexe volcanique de Joutel, hôte des anciennes mines polymétalliques de la région.

Le gisement de la mine Eagle fût découvert en 1962 par la compagnie 'Equity Explorations Limited'. Cette compagnie était à la recherche d'amas sulfurés comme ceux de Joutel Copper et de Poirier découverts trois ans auparavant. C'est en forant une anomalie magnétique et électromagnétique qu'Equity Explorations fit cette découverte. Plus tard, on devait se rendre compte que cette anomalie, attenante à un dyke de diabase, était due au métamorphisme de contact du minerai aurifère et à sa transformation en un assemblage à pyrrhotite, magnétite et silicates (Wyman *et al.*, 1986). En 1974, la compagnie 'Les mines Agnico-Eagle limitée' débutait l'exploitation du gisement à partir du puits Eagle. À la fin des années 1980, le puits Telbel prenait le relais pour permettre l'exploitation de la partie profonde du gisement (Fig. 1). De 1974 au milieu des années 1990, on a extrait plus d'un million d'onces d'or de ce gisement. Le minerai extrait avait une teneur en or d'environ 6,6 g/t. Le gisement Eagle-Telbel a une longueur d'environ 3 000 m suivant sa plongée de 55° vers le Sud-Est, depuis la surface jusqu'à une profondeur de 1 200 m. Le gisement a une épaisseur moyenne de 2 à 5m et il est subconcordant aux lithologies encaissantes (Simard et Genest, 1990).

Travaux antérieurs

Au cours de son exploitation, le gisement d'or des mines Eagle et Telbel a fait l'objet de plusieurs études métallogéniques. Loin d'éclaircir l'origine de ce gisement important, ces travaux de recherche ont plutôt démontré l'éventail des modèles génétiques plausibles.

Barnett *et al.* (1982) y voient une formation de fer des faciès des sulfures, des carbonates et des silicates dans laquelle l'or est amené de manière syngénétique. Leur interprétation est basée essentiellement sur

l'examen de galeries à mi-profondeur de la mine Eagle (niveaux 900 et 1050, cf. Fig. 1).

Wyman *et al.* (1986) reprennent l'étude des échantillons de leurs prédécesseurs et en ajoutent d'autres provenant de niveaux plus profonds (1800 et 1950, cf. Fig. 1) de la mine Eagle. Wyman *et al.* (1986) démontrent, tout d'abord, que le faciès des silicates de Barnett *et al.* (1982) est en fait le produit du métamorphisme de contact d'un dyke de diabase qui recoupe le gisement. Sans rejeter l'hypothèse que les roches hôtes du gisement soient des formations de fer, ils concluent que l'or y est introduit subséquemment, en même temps que se développe un stockwerk de filonets de dolomite ferrifère.

Simard et Genest (1990), géologues de la mine, endossent le modèle de Wyman *et al.* (1986) du fait de la présence de la minéralisation dans les zones cisailées à carbonates secondaires et pyrite cataclastiques.

Dubé *et al.* (1991) proposent enfin un modèle qui cherche à concilier ceux de leurs prédécesseurs: l'or est introduit de manière épigénétique dans le gisement, à proximité du corridor tectonique Harricana. Cependant, au sommet stratigraphique du gisement se situe un horizon-repère de siltstone graphiteux à pyrite nodulaire stérile en or. Ce niveau-repère n'est pas recoupé par le stockwerk à dolomite ferrifère, quartz, calcite et ankérite. Sur la base de cette observation, Dubé *et al.* (1991) concluent que l'introduction de l'or dans le gisement est bel et bien épigénétique, mais précoce, contemporaine de la diagenèse des sédiments du toit du gisement.

La minéralogie fine du minerai d'or a également fait l'objet de plusieurs études (Barnett *et al.* 1982, Springer 1983, Wyman *et al.* 1986, Wilhelmy 1985 et 1986, Lacoste et Wilhelmy 1991, Dubé *et al.* 1991). Tout ces auteurs ont remarqué 1) que l'or était étroitement relié à la pyrite, 2) que la pyrite se présentait sous au moins trois morphologies différentes et 3) que le contenu en or de la pyrite et la granulométrie des grains d'or étaient directement fonction de ces variations morphologiques. Outre l'intérêt minéralurgique de ces habitus de la pyrite aurifère ou stérile, ces caractéristiques ont servi de preuve pour le modèle syngénétique de Barnett *et al.* (1982), pour le modèle épigénétique de Wyman *et al.* (1986) et pour le modèle diagénétique de Dubé *et al.* (1991).

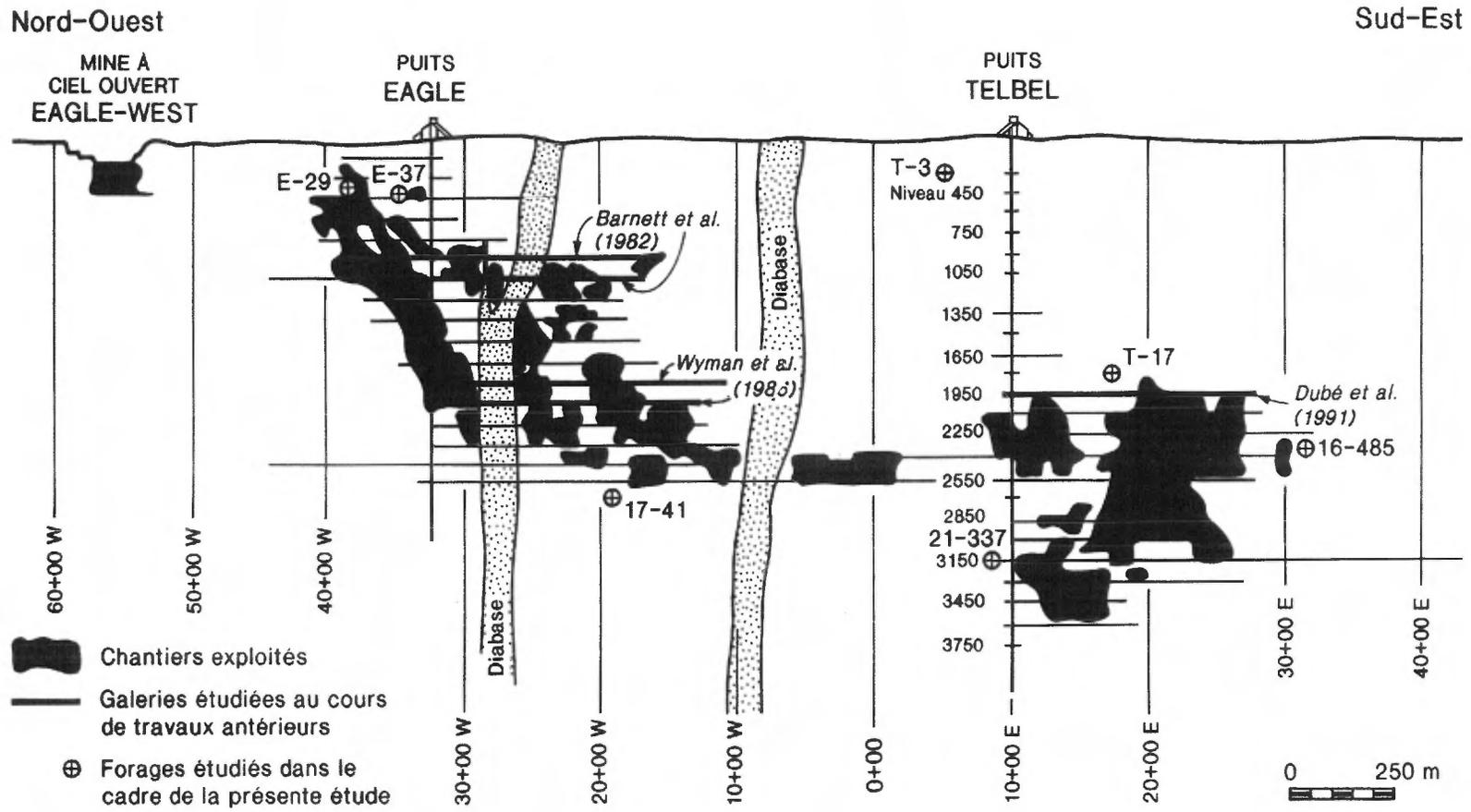


Figure 1 : Section longitudinale des chantiers exploités des mines d'or Eagle et Telbel. Les forages que nous avons étudiés en 1999 et le site des travaux de recherche métallogénique antérieurs au notre sont également reportés.

Méthode de travail

Quoique beaucoup de carottes de forage sont encore disponibles pour étude aux carothèques des mines Eagle et Telbel, très peu de sections minéralisées y sont encore présentes. De plus, l'accès aux chantiers souterrains est impossible et le gisement n'affleure pas. Malgré ces difficultés techniques, plusieurs sondages ont été réexaminés (Fig. 1) et des échantillons ont été prélevés pour fins d'études métallogéniques. Une attention particulière fut accordée à la représentativité de ces sondages. Ils proviennent autant des secteurs Eagle que Telbel du gisement, de la surface comme de la profondeur, et ils recourent, sur de grandes distances, le toit et le mur du gisement. Par contre, les sondages implantés dans l'auréole de métamorphisme de contact des dykes de diabase furent laissés de côté car nous

voulions étudier spécifiquement les caractéristiques du minerai primaire.

Description du gisement d'or d'Eagle-Telbel

Position structurale du gisement d'Eagle-Telbel par rapport à la faille Harricana

En forage, nous avons observé que la zone de déformation la plus intense de la Faille Harricana se situait à quelques dizaines de mètres dans le mur stratigraphique du gisement comme l'avait observé Dubé *et al.* (1991). Donc, contrairement à ce qu'affirmaient Wyman *et al.* (1986), le gisement ne correspond pas à la zone la plus déformée de ce corridor. En fait, des textures et des structures primaires anté-tectoniques y sont localement très bien préservées (Fig. 2).

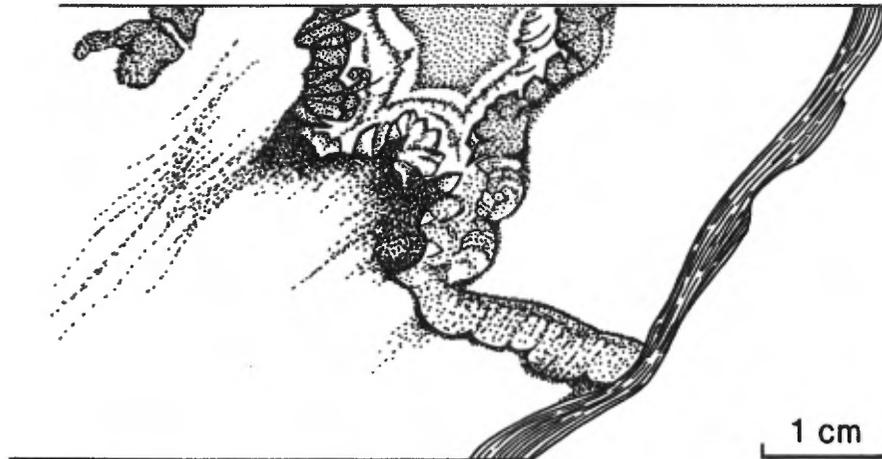


Figure 2: Vue isométrique de la carotte du forage T-17 à 450'. Sur cet échantillon, on peut observer une veine à dolomite ferrifère et quartz recoupée, transposée et plissée selon une schistosité pénétrative. Le haut de la figure montre l'aspect de cette veine après une rotation de 90° de la carotte de forage. Vu de cet angle, perpendiculaire à la linéation d'étirement, on peut reconnaître la préservation locale des structures et des textures de cette veine. Il s'agit d'une géode tapissée de cristaux de dolomite ferrifère sur lesquels vient s'encroûter du quartz microcristallin à texture colloforme. Le nom de cette variété de quartz est 'calcédoine'.

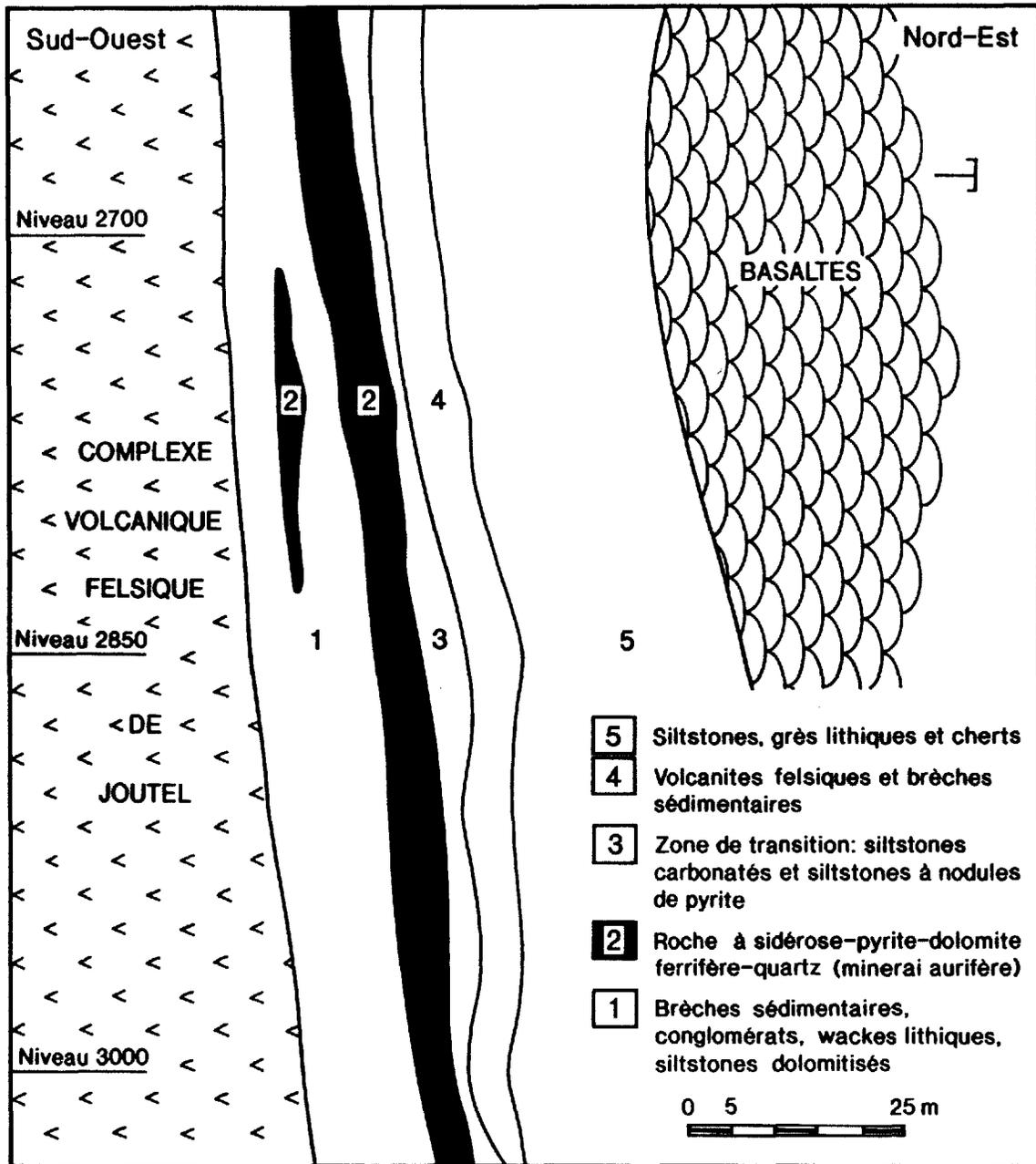


Figure 3 : Coupe géologique du gisement d'or Eagle-Telbel suivant la section transversale 23+00 E (modifié de Simard et Genest, 1990).

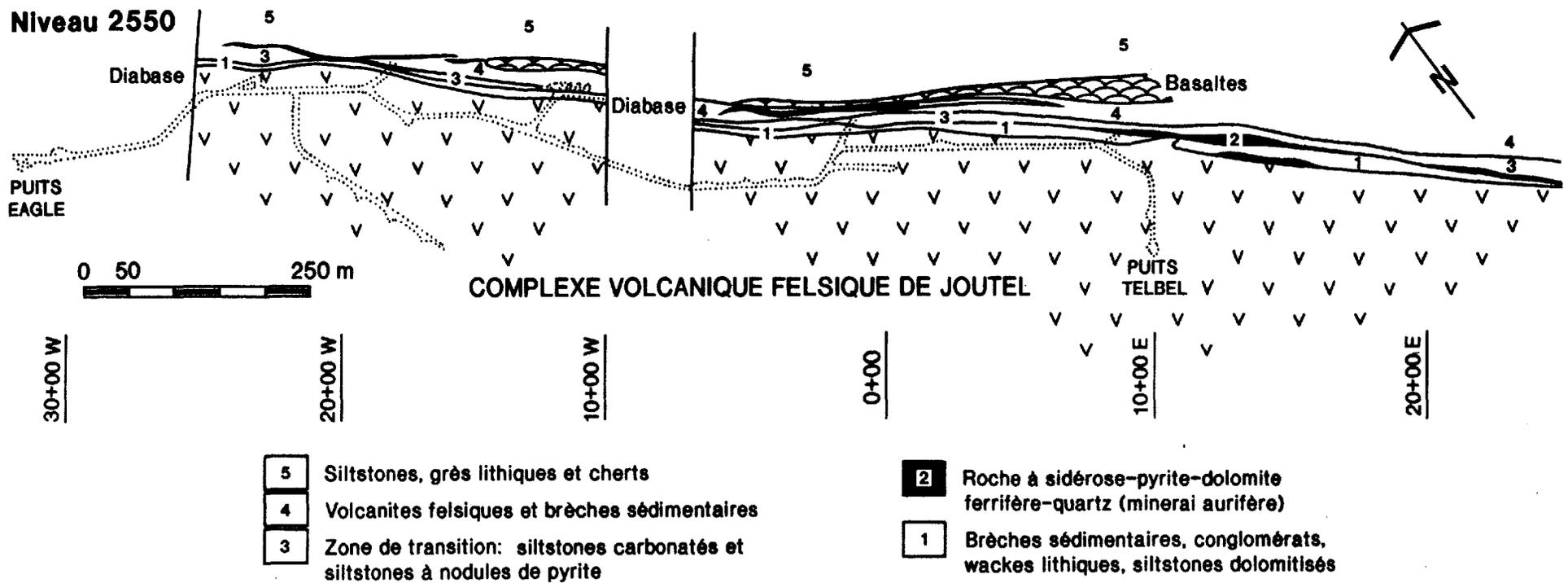


Figure 4 : Plan de la géologie du gisement d'or Eagle-Telbel au niveau d'exploitation 2550' (modifié de Simard et Genest, 1990).

Unités lithostratigraphiques du gisement d'Eagle-Telbel et de ses épontes

Mur de la séquence stratigraphique de l'horizon des mines Eagle et Telbel

Le mur stratigraphique de la séquence des mines est constitué de tufs à lapilli et à cristaux felsiques appartenant au Complexe volcanique felsique de Joutel (Figs. 3 et 4). La paragenèse minérale de ces roches comprend, pour l'essentiel, le quartz, le feldspath, la séricite et les carbonates (surtout de l'ankérite). Selon Simard et Genest (1990), la séricite et l'hématite marquent principalement l'altération de ces roches mais on note également l'apparition de chlorite en approchant du gisement d'or et ce jusqu'à plus de 100 m de celui-ci. Au moins deux schistosités affectent ces roches et des clivages de crénulation y sont localement observés. C'est principalement la texture lépidoblastique de la séricite qui les soulignent. L'une de ces schistosités est antérieure à celle qu'on retrouve dans les roches sédimentaires susjacentes. En effet, dans les cailloux de volcanoclastiques felsiques qui se trouvent dans les conglomérats polygéniques susjacentes, nous avons observé la présence d'une schistosité antérieure à celle qui affecte la matrice de cette roche sédimentaire (Planche I-1). Dubé (comm. pers. 1999) a fait la même observation sur des blocs présents dans les brèches sédimentaires minéralisées des chantiers de la mine Telbel. Dubé et al. (1991) se servent de cette observation pour conclure que les rhyolites du Complexe de Joutel ont été cisailées, déformées et soulevées avant leur érosion et leur incorporation sous forme de lithoclastes dans les conglomérats et les brèches sédimentaires du Bassin de l'Harricana.

Séquence stratigraphique de l'horizon des mines Eagle et Telbel

(faciès de la base du Bassin de l'Harricana)

Brèches sédimentaires, conglomérats, wackes lithiques (grès volcaniques) et siltstones noirs immédiatement sous-jacents au gisement (unité 1 de Dubé et al., 1991)

Selon Simard et Genest (1990), la séquence des mines débute par des roches volcanoclastiques et des siltstones (argilites). L'épaisseur moyenne de cette unité est de 6 m (Fig. 3). Elle varie de nulle dans les niveaux supérieurs de l'exploitation (secteur Eagle) à plus de 15 m à la base du gisement (secteur Telbel).

Dans le secteur Telbel du gisement, Dubé et al. (1991) décrivent cette unité comme étant un assemblage d'argilites (siltstones) noires, de grès

volcaniques (wackes lithiques) et de conglomérats. Ils observent que le contact entre cette unité et les roches volcaniques sous-jacentes en est un de faille. De plus, ils notent de très grande variation de puissance de cette unité, qui peut varier de 0 à 20 mètres. De cette observation, ils estiment qu'un paléo-relief important existait au moment du dépôt de ces sédiments.

Dubé et al. (1991) mentionnent que les clastes des conglomérats se supportent entre eux ("clast-supported conglomerates"). Leur taille varie de celle de cailloux à celle de blocs. Il s'agit essentiellement de fragments de roches volcaniques felsiques préalablement foliées et cisailées. Pour notre part, nous avons observé que le contour de ces fragments est anguleux. Pour cette raison, le terme de "brèche sédimentaire" nous semble plus approprié pour décrire ce faciès.

Simard et Genest (1990) mentionnent que les roches de cette unité ont une composition calcaireuse et dolomitique. Dubé et al. (1991) notent de leur côté que ces roches ont fait l'objet d'une intense carbonatation. Quoique globalement stratoïde ("stratabound"), ces auteurs soulignent que, dans le détail, cette altération recoupe le litage des sédiments. Pour notre part, nous avons remarqué qu'il s'agissait en fait d'un front de carbonatation en stockwerk qui peut débiter à plus de 15 m stratigraphiquement sous le gisement d'or. La densité du stockwerk augmente progressivement en approchant de la zone aurifère. A titre d'exemple, dans le forage AE-90-30, à 16 m sous la zone de sidérose du gisement, on ne compte qu'un filonnet au 20 cm. A 8 m, la fréquence des filonnets passe à 1 au 2 cm. A 1 m sous le gisement, on arrive à une fréquence d'un filonnet par centimètre. La dolomite ferrifère est le principal carbonate des filonnets centimétriques (Planche I-2). L'ankérite et la calcite sont localement abondante. La sidérose est absente. Le quartz accompagne ces carbonates en quantité variable. Au fur et à mesure de l'intensification de ce stockwerk, les roches situées entre les filonnets s'imprègnent graduellement de dolomite ferrifère. De ce processus métasomatique résultent les roches calcaireuse et dolomitique (Planche I-3) auxquelles faisaient référence Simard et Genest (1990).

Gisement d'Eagle-Telbel: roche à sidérose-pyrite-dolomite ferrifère-calcédoine (quartz microcristallin) (unité 2 de Dubé et al., 1991)

Simard et Genest (1990) décrivent le gisement d'or d'Eagle-Telbel comme un niveau de carbonates de fer de 2 à 5m d'épaisseur qui peut localement atteindre une puissance de 30 mètres. C'est cet



Stockwerk et imprégnation diffuse de dolomite ferrifère

siltstone dolomitique

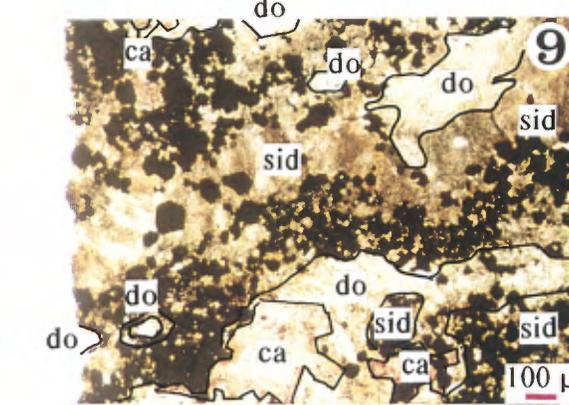
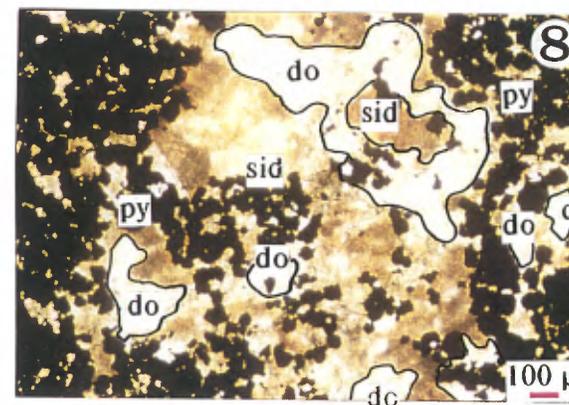
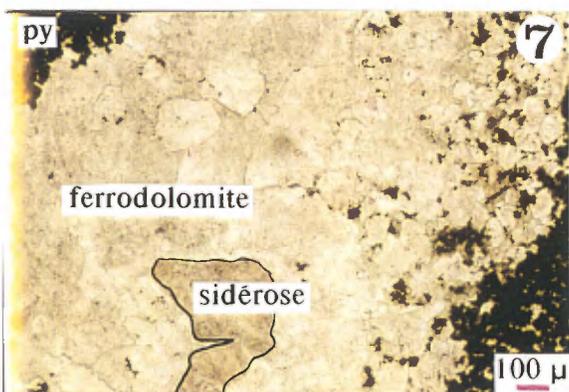
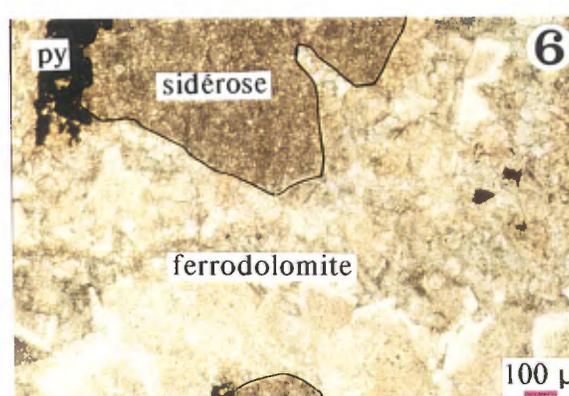
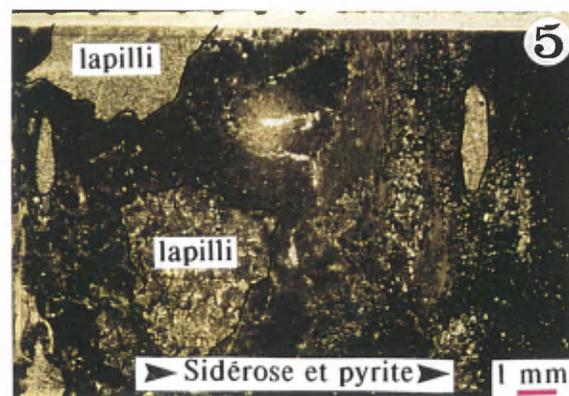
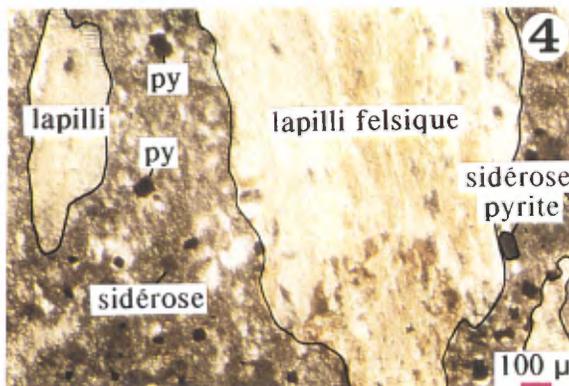


Planche I

- 1- Brèche sédimentaire à cailloux anguleux pluricentimétriques constitués essentiellement de volcanites felsiques du Complexe de Joutel. Certains de ces clastes semblent montrer une schistosité antérieure à leur incorporation dans la brèche sédimentaire. Mine Telbel, forage 21-337 à 467'.
- 2- Front graduel de carbonatation dans le mur stratigraphique immédiat du gisement d'Eagle-Telbel: filonnets centimétriques de dolomite ferrifère (colorée en bleu pâle) et de pyrite recoupant des volcanoclastites felsiques. Notez également la teinte bleu pâle de l'ensemble de la roche ce qui indique également une altération par imprégnation diffuse. Mine Telbel, forage 21-337 à 350'.
- 3- Front graduel de carbonatation dans le mur stratigraphique immédiat du gisement d'Eagle-Telbel. Vue d'ensemble du stockwerk à filonnets centimétriques de dolomite ferrifère (colorée en bleu pâle). La section de carotte située au bas de la boîte montre un siltstone à lamines de dolomite ferrifère (colorée en bleu pâle) et à lamines d'argilite noire. Secteur de la mine à ciel-ouvert Eagle West, forage AE-90-30 vers 1370'.
- 4- Vue au microscope, en lumière transmise, du remplacement d'un tuf à lapilli felsique par de la sidérose (couleur brune diffuse) et de la pyrite (noire opaque). Mine Telbel, forage 21-337 à 391'.
- 5- Vue au projecteur à lame mince, en lumière transmise, du remplacement progressif d'un tuf à lapilli felsique par de la sidérose (couleur brune diffuse) et de la pyrite (noire opaque). Notez qu'en allant vers la droite, la proportion de sidérose et de pyrite augmente et que les contours des lapillis disparaissent. Mine Telbel, forage 21-337 à 391'.
- 6- Vue au microscope, en lumière transmise, d'un fragment de sidérose (couleur brune diffuse) dans une matrice de dolomite ferrifère. Au coeur de la matrice de dolomite ferrifère, on remarque des géodes à dolomite ferrifère bien cristallisée et à coeur de calcédoine. Mine Eagle, forage E-37 à 638'. Teneur en or de 605' à 653.7': 0,01 oz/t sur 48.7' (0,34 g/t Au/14,8m).
- 7- Vue au microscope, en lumière transmise, d'un noyau de sidérose (couleur brune diffuse) pratiquement complètement remplacé par la dolomite ferrifère. Le minéral noir est de la pyrite fine automorphe. Mine Eagle, forage E-37 à 600.5'. Teneur en or de ce minerai: 18 g/t Au.
- 8- Même phénomène que dans la photographie précédente. Ici, la proportion de sidérose est beaucoup plus grande. Cette plage de sidérose se situe à l'intérieur de bandes de pyrite semi-massive tandis que dans la photographie précédente la sidérose se situait plutôt en périphérie de bandes de pyrite. Mine Eagle, forage E-37 à 600.5'. Minerai d'or (18 g/t).
- 9- Vue au microscope, en lumière transmise, après coloration pour les carbonates. Belle succession paragéométrique depuis 1) sidérose brune → 2) pyrite + dolomite ferrifère → 3) dolomite ferrifère drusique → 4) calcite (ici, rose par coloration) occupant le centre des cavités. Mine Eagle, forage E-37 à 603.2'. Minerai d'or (teneur en or moyenne de 599.5' à 605': 0,57 oz/t (19,54 g/t Au)).

Signification des abréviations utilisées: Do (dolomite ferrifère), sid (sidérose), ca (calcite), Q (calcédoine), py (pyrite).

Test de coloration des carbonates utilisé: 5g de ferricyanure de potassium + 1g d'alizarine S rouge + 2ml de HCl (36%) + 1l d'eau (M. Piché, comm. pers. 1999)

Résultats obtenus par coloration sur échantillon mégascopique et sur lame mince polie: Calcite (rouge), calcite ferrifère (mauve à pourpre), ankérite (bleu foncé), dolomite ferrifère (bleu pâle), dolomite pure (nil), magnésite (nil), sidérose (nil).

horizon qui a été interprété comme étant une formation de fer du faciès des carbonates par Barnett et al. (1982). Son métamorphisme de contact par les dykes de diabase produit un assemblage de skarn à pyrrhotite-magnétite-pyrite que décrivent Wyman et al. (1986).

Ce niveau de carbonates de fer a un aspect massif. Il est de couleur gris moyen à brun pâle et s'altère en brun-rouge brique dans les carottes de forage exposées aux intempéries. Il se compose principalement de sidérose, de pyrite, de dolomite ferrifère et de quartz microcristallin (variété calcédoine). La proportion de pyrite est variable. Elle se situe généralement entre 10% et 20%, mais peut localement atteindre 70%. Simard et Genest (1990) rapportent que ces zones de pyrite semi-massive ont de 15 à 60 cm d'épaisseur et 3 m de longueur en moyenne.

De leur côté, Dubé et al. (1991) décrivent cette roche comme une 'sidérose conglomératique' ("conglomeratic siderite"). Cette unité comprend de 2 à 5 lits de 'sidérose conglomératique' interstratifiés entre de minces lits d'argilites et de grès.

À l'intérieur de l'ensemble lithostratigraphique dont nous traitons ici, les conglomérats et les brèches sédimentaires se présentent en bancs de 1 à 3 m de puissance. Ils sont peu triés et le granoclassement y est donc faible. La taille des lithoclastes varie de 1 cm à 5 m. Il s'agit essentiellement de roches volcaniques du Complexe de Joutel, mais on retrouve également des cailloux des roches sédimentaires sous-jacentes. Alors que les lithoclastes se supportaient mutuellement dans les conglomérats sous-jacents au gisement, ici, une matrice de wacke lithique les supporte. Cette matrice semble avoir été plus sujette au remplacement par les carbonates que les lithoclastes. C'est pour cette raison que Dubé et al. (1991) décrivent ces roches comme des conglomérats à matrice de sidérose ("conglomeratic siderite"). Les grès et les argilites alternent avec ces roches. Leur proportion augmente graduellement en allant vers le sommet stratigraphique.

Dubé et al. (1991) font également état de la présence de minces lits de chert et de formation de fer à l'intérieur de l'horizon du gisement. Pour notre part, bien que nous ayons porté une attention toute particulière à ce sujet, jusqu'à maintenant nous n'avons pas reconnu de formations de fer rubanées, ni à ce niveau-ci de la séquence sédimentaire du Bassin d'Harricana ni dans les niveaux susjacentes. Comme nous le verrons dans la section traitant en détail de la minéralisation, les roches à sidérose et pyrite, qui constitue le minerai, proviennent très

largement d'une substitution métasomatique. Leur origine ne peut être attribuée à la précipitation chimique en milieu calme qui est généralement la norme pour les formations de fer (Gross, 1993).

Siltstones carbonatés et siltstones graphiteux à nodules de pyrite (aussi appelés 'zone de transition' à la mine)
(Simard et Genest, 1990; unité 3 de Dubé et al., 1991)

Cette unité est un niveau-repère important pour l'ensemble du gisement d'Eagle-Telbel. Son épaisseur varie de 1,5 m à 3 m. Il s'agit d'une alternance décimétrique de grès volcaniques et d'argilites noirâtres à nodules centimétriques de pyrite cryptocristalline à structure colloforme et fibroradiée. La proportion des nodules de pyrite peut atteindre 60% dans cette roche. Comme le suggèrent Dubé et al. (1991), la formation de cette pyrite est très certainement liée à la diagenèse des sédiments du Bassin de l'Harricana.

Cette unité est stérile en or, même si la pyrite nodulaire est très abondante. Dubé et al. (1991) se sont servi de la présence de cette pyrite nodulaire stérile en or dans le toit stratigraphique du gisement pour démontrer que la mise en place de l'or était antérieure à la diagenèse des sédiments du Bassin de l'Harricana.

Séquence sédimentaire susjacent de Bassin de l'Harricana
(unités 4 et 5 de Dubé et al., 1991)

Au-dessus de l'horizon-repère à nodules de pyrite, on retrouve tout d'abord des roches volcanoclastiques et des brèches sédimentaires, puis des niveaux de siltstones (argilites) plus ou moins chertueux. Les roches volcanoclastiques se caractérisent par l'abondance de phénocristaux de quartz. Les brèches sédimentaires sont pour leur part constituées de clastes qui varient de la taille de granules à celle de blocs. Il s'agit essentiellement de roches volcaniques felsiques (Planche I-1). Ces clastes se supportent entre eux sans l'aide de matrice.

Depuis le contact basal avec le Complexe felsique de Joutel, toute la séquence volcano-sédimentaire, décrite précédemment, correspond aux faciès inférieurs du Bassin de l'Harricana (Dubé et al., 1991). Selon ces auteurs, plus de 100 m de roches sédimentaires reposent en concordance sur ce cycle inférieur. Il s'agit tout d'abord de grès lithiques, puis d'argilites noires intercalées de siltstones.

Minéralogie, textures, structures et succession paragenétique du minerai d'or d'Eagle-Telbel

Effet du métamorphisme de contact des dykes de diabase protérozoïques sur le minerai d'or

Wyman et al. (1986) ont étudié en détail le faciès silicaté du minerai aurifère qui borde les dykes de diabase qui recoupent le gisement. L'intérêt de ce sujet tenait au fait que Barnett et al. (1982) considéraient ce faciès comme primaire, c'est-à-dire une formation de fer du faciès des silicates. Ces auteurs suggéraient également que le faciès à sidérose-dolomite ferrifère, dominant dans la mine, soit l'équivalent distal de la formation de fer du faciès des silicates. Comme ces deux faciès sont aurifères, Barnett et al. (1982) en concluaient que l'or était syngénétique par rapport aux formations de fer. Ils concluaient également que le dyke de diabase s'était mis en place subséquemment en recoupant le coeur du système exhalatif.

Wyman et al. (1986) décrivent ce faciès silicaté comme un assemblage de pyroxène calcique et d'amphibole manganésifère en deça de 1,5 m du contact avec les dykes de diabase. En s'éloignant de ce contact, les pyroxènes disparaissent rapidement et l'amphibole devient une hornblende non manganésifère. Puis l'actinote apparaît en rosettes dans l'amphibole et la chlorite remplace le pyroxène et l'amphibole. Enfin, à plus de 60 m du contact des dykes, la chlorite devient quasi-absente.

Pour ce qui est de la paragenèse prograde des carbonates, des sulfures et des oxydes, depuis les épontes non métamorphosées en allant vers les dykes, ces auteurs notent qu'à 35 m du contact des diabases, l'assemblage de sidérose-dolomite ferrifère-pyrite, prédominant dans le reste du gisement, cède le pas à un assemblage à calcite-pyrite. En approchant des dykes de diabase, la magnétite et la pyrrhotite sont abondantes alors qu'elles sont absentes du minerai à sidérose-dolomite ferrifère-pyrite typique. À 6 m du contact des diabases, la pyrite ne subsiste que sous forme d'inclusions arrondies dans la pyrrhotite. La calcite est le seul carbonate qui accompagne la pyrite à cette distance des dykes de diabase. Wyman et al. (1986) interprètent ce changement d'assemblage minéralogique comme le fruit de la déstabilisation thermique de la sidérose et de la dolomite ferrifère en calcite et pyrrhotite. Le fer, ainsi libéré par la sidérose et la dolomite ferrifère, se recombine avec le soufre de la pyrite pour former de la pyrrhotite.

Sur la base de toutes ces observations, Wyman et al. (1986) concluent que l'assemblage aurifère voisin des dykes de diabase est en fait un faciès de skarn formé

lors de l'intrusion de ces dykes protérozoïques. Pour notre part, comme ce point nous semblait bien démontré par Wyman et al. (1986), nous avons choisi d'étudier des sections minéralisées situées le plus loin possible des dykes de diabase afin de pouvoir concentrer nos travaux de recherche sur les mécanismes minéralisateurs antérieurs à l'intrusion de ces dykes.

Chronologie relative de la minéralisation par rapport à la déformation

a) Interprétation antérieure aux présents travaux

Cet aspect est central pour l'interprétation de la genèse du gisement de Wyman et al. (1986) et Simard et Genest (1990).

Wyman et al. (1986) reconnaissent que l'hôte du gisement est une roche à sidérose quasi-massive qui peut bien être une formation de fer du faciès des carbonates comme l'ont proposé Barnett et al. (1982). Cependant, Wyman et al. (1986) mettent en lumière que l'or est associé à l'arrivée d'un stockwerk de filonnets à ferro-dolomite dans la roche à sidérose. L'or semble préférentiellement associé aux lisérés ("selvage") de pyrite automorphe qui borde les filonnets de ferro-dolomite (Planche III-3). La pyrite fine, en agrégats xénomorphes, qui forme localement des agrégats filandreux dans la sidérose ("lacy-textured, poikilitic pyrite" de Barnett et al., 1982; planches II-3, IV-1 et IV-2), est stérile.

Wyman et al. (1986) remarquent que la pyrite disséminée dans le minerai montre des ombres de pression ("pressure shadows") importantes, ce qui témoigne d'une extension suivant le rubanement compositionnel. D'autre part, la pyrite du minerai est généralement cataclasée. Par ailleurs, ces auteurs notent que la taille des yeux de quartz des tufs augmente depuis la zone minéralisée vers le sommet stratigraphique du gisement. Pour eux, ce phénomène est le témoin d'une déformation plus poussée au niveau du gisement car les yeux de quartz les plus petits correspondent à une cataclase *in situ* plus intense. À partir de ces évidences, Wyman et al. (1986) concluent que le gisement d'or correspond à la zone de déformation la plus intense de l'empilement sédimentaire. Pour eux, la mise en place du stockwerk de dolomite ferrifère est contemporain de cette cataclase et cette déformation est directement reliée au corridor tectonique Harricana. Le gisement d'or d'Eagle-Telbel est donc un autre exemple de gisement orogénique mésothermal associé à une zone de cisaillement:

"Irrespective of primary features reflecting a seafloor environment,

Planche II

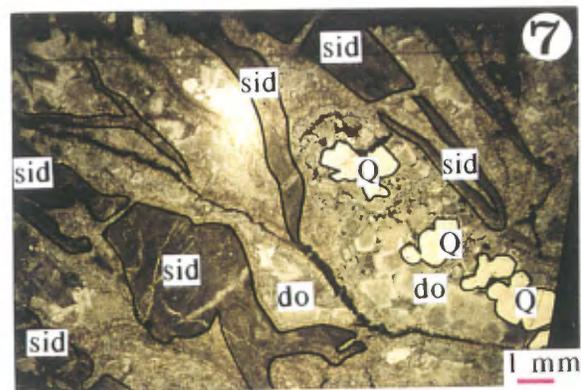
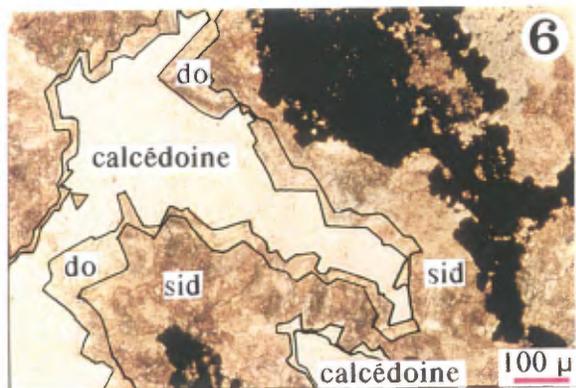
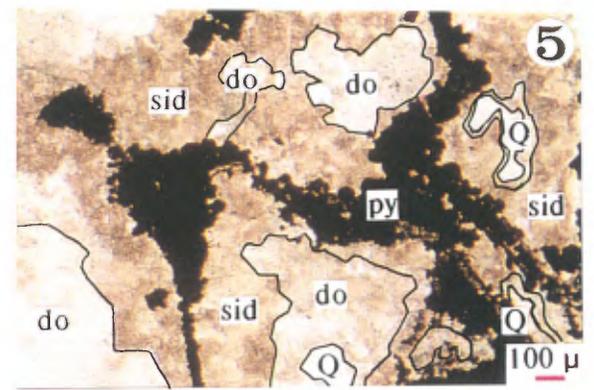
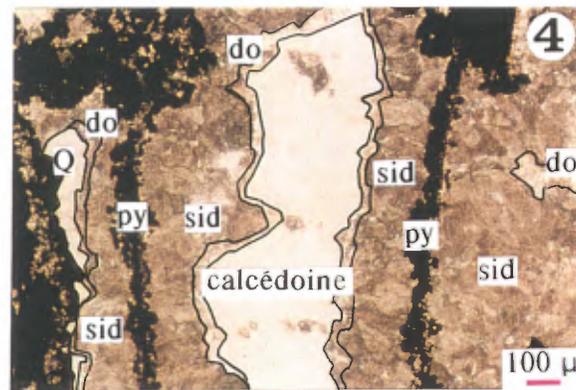
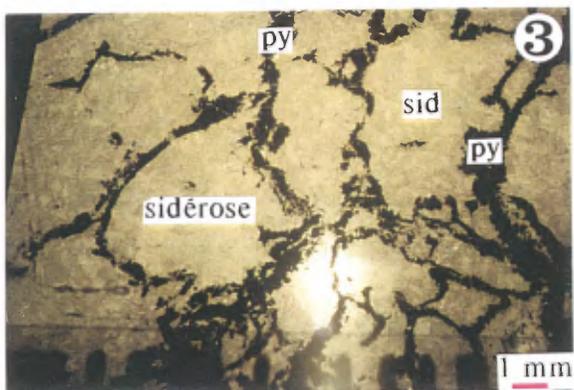
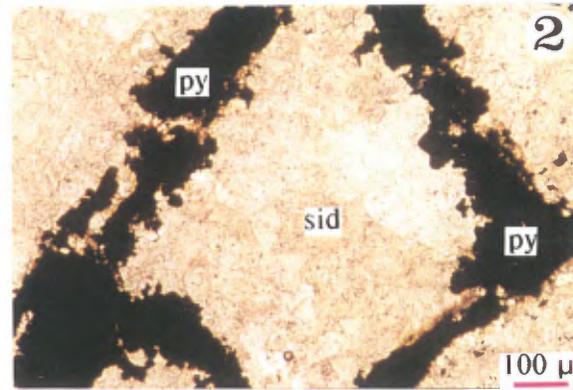
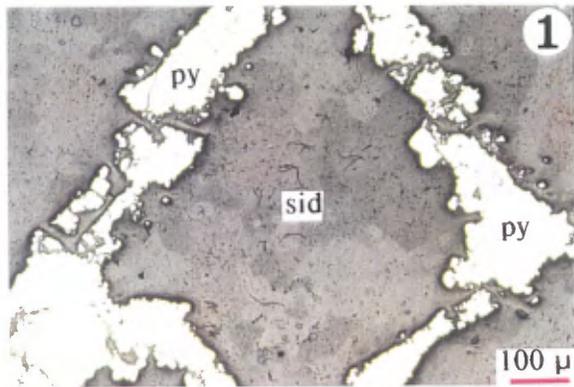


Planche II

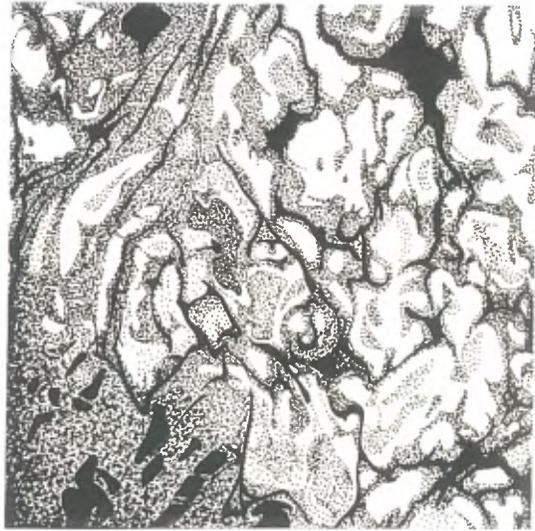
- 1- Vue au microscope, en lumière réfléchie, d'un lacin de pyrite qui segmente la sidérose massive. Stade de remplacement intermédiaire précoce. Mine Eagle, forage E-37 à 647.5'. Teneur en or de 605' à 653.7': 0,01 oz/t sur 48.7' (0,34 g/t Au /14,8 m).
- 2- Vue au microscope, en lumière transmise, d'un lacin de pyrite qui segmente la sidérose massive. Stade de remplacement intermédiaire précoce. Mine Eagle, forage E-37 à 647.5'. Teneur en or de 605' à 653.7': 0.01 oz/t sur 48.7' (0,34 g/t Au /14,8 m).
- 3- Vue au projecteur à lame mince en lumière transmise du lacin de pyrite qui segmente la sidérose massive. Stade de remplacement intermédiaire précoce. Mine Eagle, forage E-37 à 647.5'. Teneur en or de 605' à 653.7': 0.01 oz/t sur 48.7' (0,34 g/t Au /14,8 m).
- 4- Brèche de dissolution plus poussée que dans les trois photographies précédentes. Ici, la texture alvéolaire montre 1) des cloisons à sidérose et pyrite, 2) un encroûtement par de la dolomite ferrifère puis 3) le coeur des micro-géodes occupé par la calcédoine. Le remplacement s'est donc fait, tout d'abord, suivant un réseau de fractures avec remplacement par sidérose et pyrite, puis le coeur des fragments ainsi cloisonnés a été lessivé et la dolomite ferrifère et la calcédoine sont venus combler ces cavités ouvertes. Mine Eagle, forage E-37 à 623.5'. Teneur en or de 605' à 653.7': 0.01 oz/t sur 48.7' (0,34 g/t Au /14,8 m).
- 5- Même phénomène que dans la photographie précédente (Planche II-4). Mine Eagle, forage E-37 à 623.5'. Teneur en or de 605' à 653.7': 0.01 oz/t sur 48.7' (0,34 g/t Au /14,8 m).
- 6- Même phénomène que dans la photographie précédente (Planche II-4). Mine Eagle, forage E-37 à 623.5'. Teneur en or de 605' à 653.7': 0.01 oz/t sur 48.7' (0,34 g/t Au /14,8 m).
- 7- Vue au projecteur à lame mince en lumière transmise du développement du remplacement alvéolaire à un stade moins avancé qu'à 623.5' dans le forage E-37. Ici, on peut observer la sidérose (brune) avec la pyrite (noire) en fragments de taille encore significative dans une matrice de dolomite ferrifère. À l'intérieur de la matrice de dolomite ferrifère, on remarquera les micro-géodes tapissées de dolomite ferrifère puis comblées par de la calcédoine colloforme. Mine Eagle, forage E-37 à 638'. Teneur en or de 605' à 653.7': 0.01 oz/t sur 48.7' (0,34 g/t Au /14,8 m).

Signification des abréviations utilisées: Do (dolomite ferrifère), sid (sidérose), ca (calcite), Q (calcédoine), py (pyrite).

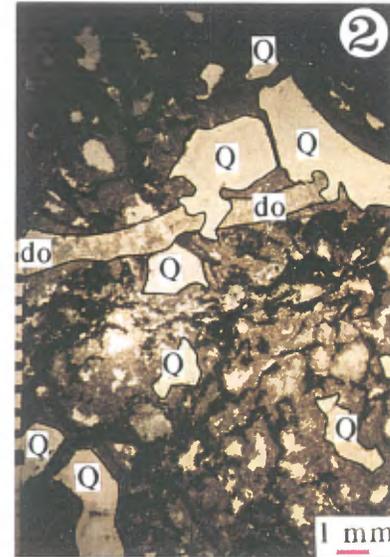
Test de coloration des carbonates utilisé: 5g de ferricyanure de potassium + 1g d'alizarine S rouge + 2ml de HCl (36%) + 1l d'eau (M. Piché, comm. pers. 1999)

Résultats obtenus par coloration sur échantillon mégascopique et sur lame mince polie: Calcite (rouge), calcite ferrifère (mauve à pourpre), ankérite (bleu foncé), dolomite ferrifère (bleu pâle), dolomite pure (nil), magnésite (nil), sidérose (nil).

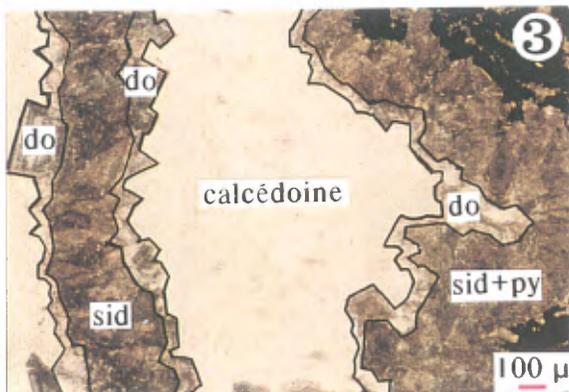
Planche III



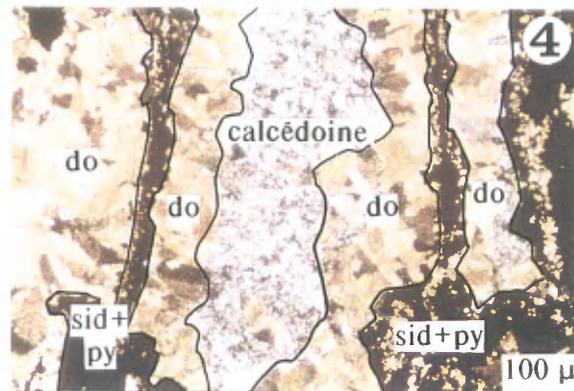
1 cm



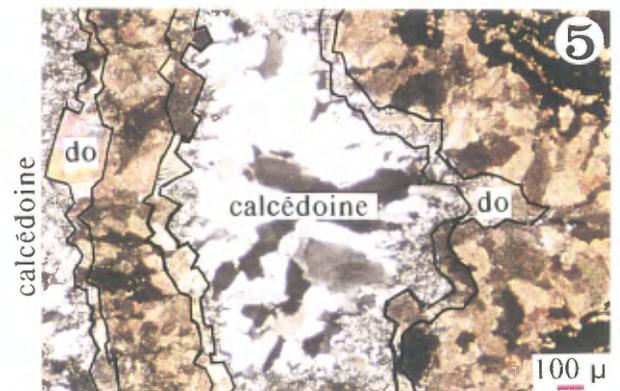
1 mm



100 μ



100 μ



100 μ

Planche III

- 1- Dessin d'une carotte de forage montrant une brèche de dissolution typique à cloisons de sidérose-pyrite et à remplissage zoné de micro-géodes par de la dolomite ferrifère puis de la calcédoine. Auparavant, le remplissage de calcédoine des micro-géodes était interprété comme représentant des fragments de chert dans une matrice de carbonate. On voit que l'ordre de formation des éléments de cette brèche, alors proposé, était diamétralement opposé à celui que nous déduisons de nos observations. Mine à ciel-ouvert Eagle-West, forage 90-2134B à 198'.
- 2- Brèche de dissolution typique à cloisons de sidérose-pyrite et à remplissage zoné de micro-géodes par de la dolomite ferrifère puis de la calcédoine tel que vu au projecteur à lame mince polie en lumière transmise. Forage E-37 à 623.5'. Teneur en or de 605' à 653.7': 0.01 oz/t sur 48.7'.
- 3- Détails de la texture alvéolaire de l'échantillon précédent tel que vu au microscope en lumière transmise: 1) cloisons à sidérose et pyrite, 2) encroûtement par de la dolomite ferrifère puis 3) coeur des micro-géodes occupé par la calcédoine. Mine Eagle, forage E-37 à 623.5'. Teneur en or de 605' à 653.7': 0.01 oz/t sur 48.7'
- 4- Vue en lumière transmise, en nicols croisés, de la planche II-4 faisant ressortir la recristallisation du quartz dans les cavités de calcédoine colloforme à l'intérieur des minces cloisons de dolomite ferrifère et de pyrite. Mine Eagle, forage E-37 à 623.5'.
- 5- Vue en lumière transmise doublement polarisée de la planche III-3 faisant ressortir la recristallisation du quartz dans les cavités de calcédoine colloforme à l'intérieur des minces cloisons de dolomite ferrifère et de pyrite. Mine Eagle, forage E-37 à 623.5'.

Signification des abréviations utilisées: Do (dolomite ferrifère), sid (sidérose), ca (calcite), Q (calcédoine), py (pyrite).

Test de coloration des carbonates utilisé: 5g de ferricyanure de potassium + 1g d'alizarine S rouge + 2ml de HCl (36%) + 1l d'eau (M. Piché, comm. pers. 1999)

Résultats obtenus par coloration sur échantillon mégascopique et sur lame mince polie: Calcite (rouge), calcite ferrifère (mauve à pourpre), ankérite (bleu foncé), dolomite ferrifère (bleu pâle), dolomite pure (nil), magnésite (nil), sidérose (nil).

Planche IV

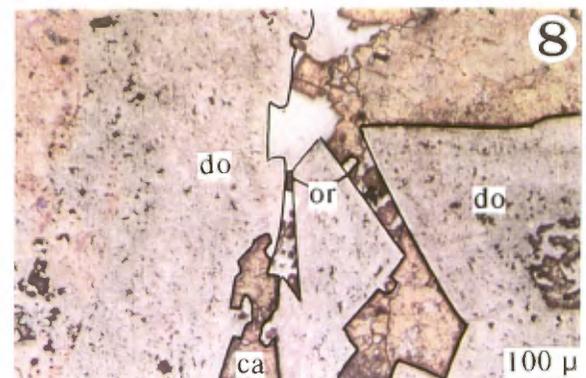
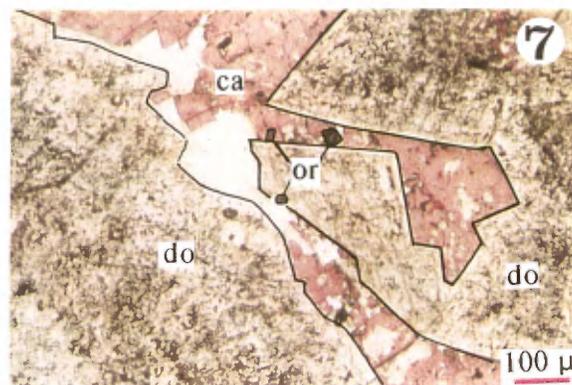
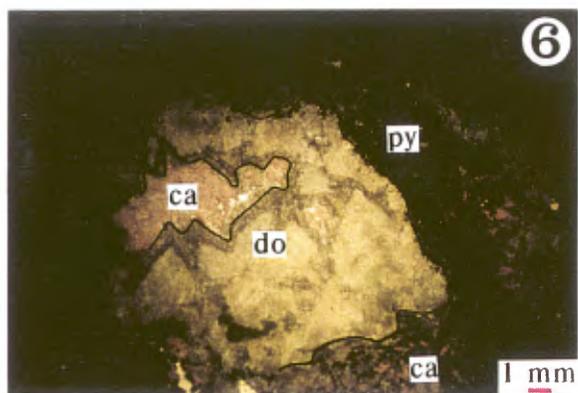
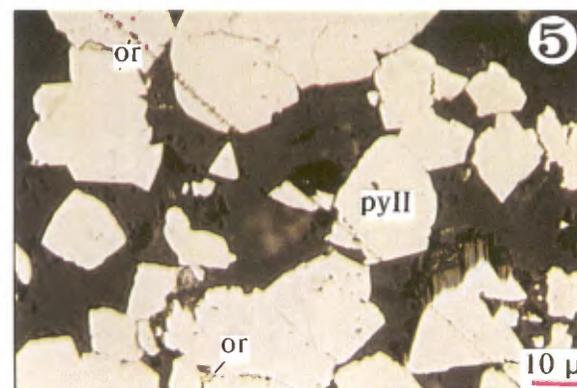
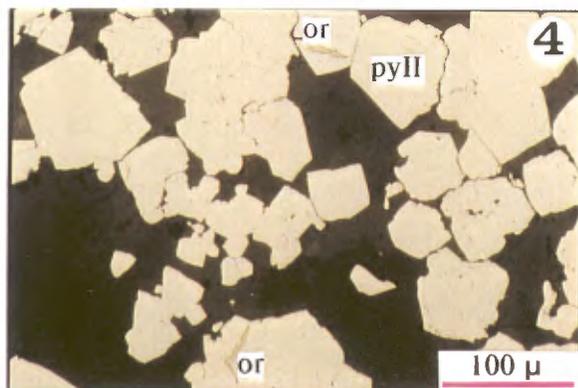
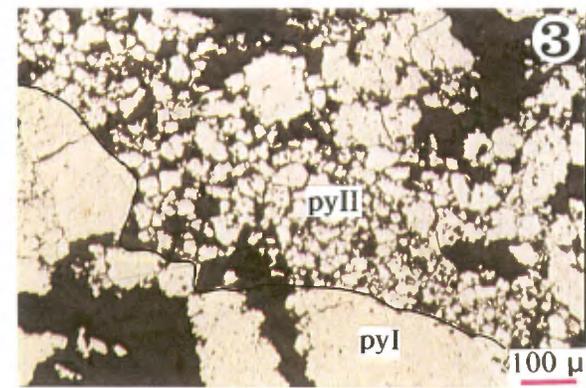
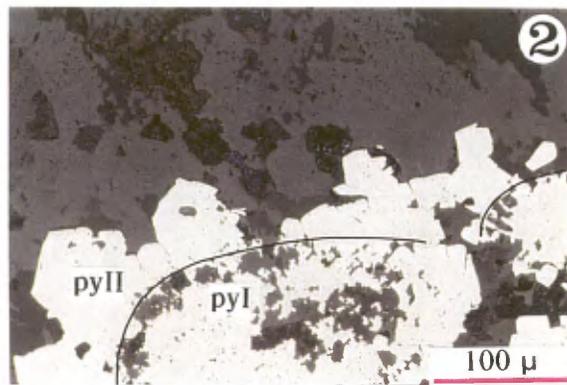
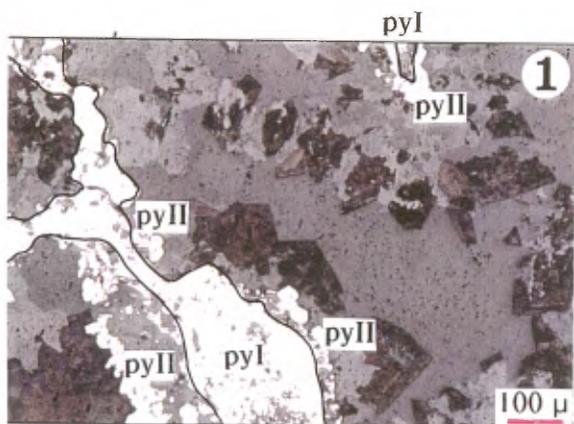


Planche IV

- 1- Vue en lumière réfléchie montrant la texture délicate de la pyrite autour des alvéoles (micro-géodes) à dolomite ferrifère et calcédoine. Mine Eagle, forage E-37 à 623.5'. Teneur en or de 605' à 653.7': 0.01 oz/t sur 48.7'
- 2- Détail en lumière réfléchie et à plus fort grossissement de la texture délicate de la pyrite autour des alvéoles à dolomite ferrifère et calcédoine. Notez que la pyrite passe de massive et colloforme (Pyrite I) au coeur des bandes à de petits cristaux automorphes (Pyrite II) vers la périphérie. Mine Eagle, forage E-37 à 623.5'. Teneur en or de 605' à 653.7': 0.01 oz/t sur 48.7'
- 3- Photographie au microscope sous lumière réfléchie montrant les deux types de pyrite mentionnés précédemment dans un minerai à pyrite semi-massive. Mine Eagle, forage E-37 à 600.5'. Teneur en or de ce minerai: 18g/t.
- 4- Or natif entre les grains de fines pyrites automorphes. Mine Eagle, forage E-37 à 602.3'.
- 5- Or natif entre les grains de fines pyrites automorphes. Mine Eagle, forage E-37 à 602.3'.
- 6- Vue au projecteur à lame mince en lumière transmise montrant une micro-géode remplie de calcite (ici, teintée en rose) entourée par de la dolomite ferrifère puis une cloison à pyrite disséminée et dolomite ferrifère. Les deux photographies qui suivent montrent que de l'or se situe également le long d'une contact calcite-dolomite ferrifère dans ces micro-géodes. Mine Eagle, forage E-37 à 603.2. Minerai d'or (teneur en or moyenne de 599.5' à 605': 0,57 oz/t (19,54 g/t Au)).
- 7- Vue au microscope en lumière transmise du contact entre la calcite (teintée en rose) située au coeur de la cavité drusique et la dolomite ferrifère en cristaux qui tapissent cette micro-géode. Notez la position des grains d'or natif (noir opaque). Mine Eagle, forage E-37 à 603.2. Minerai d'or (teneur en or moyenne de 599.5' à 605': 0.57 oz/t (19,54 g/t Au)).
- 8- Vue au microscope en lumière réfléchie du contact entre la calcite (teintée en rose) située au coeur de la cavité drusique et la dolomite ferrifère en cristaux qui tapissent cette micro-géode. Notez la position des grains d'or natif dans la calcite, juste au-dessus de la dolomite ferrifère. Mine Eagle, forage E-37 à 603.2. Minerai d'or (teneur en or moyenne de 599.5' à 605': 0.57 oz/t (19,54 g/t Au)).

Signification des abréviations utilisées: Do (dolomite ferrifère), sid (sidérose), ca (calcite), Q (calcédoine), py (pyrite).

Test de coloration des carbonates utilisé: 5g de ferricyanure de potassium + 1g d'alizarine S rouge + 2ml de HCl (36%) + 1l d'eau (M. Piché, comm. pers. 1999)

Résultats obtenus par coloration sur échantillon mégascopique et sur lame mince polie: Calcite (rouge), calcite ferrifère (mauve à pourpre), ankérite (bleu foncé), dolomite ferrifère (bleu pâle), dolomite pure (nil), magnésite (nil), sidérose (nil).

the Agnico-Eagle deposit constitutes another example of major gold deposit located in the vicinity of a "break" (Wyman et al., 1986, p. 122).

b) Nouvelles observations

Tout comme Dubé et al. (1991), nous avons remarqué que les conglomérats et les brèches sédimentaires, présents sous le gisement, sont constitués principalement de lithoclastes de volcanoclastites du Complexe de Joutel et que ces lithoclastes présentent une schistosité antérieure à leur incorporation dans les conglomérats et les brèches du Bassin de l'Harricana.

À l'instar de ces auteurs, nous avons également noté qu'une schistosité pénétrante affectait les conglomérats et les brèches du Bassin de l'Harricana. C'est donc dire que le dépôt des sédiments hôtes du gisement d'or d'Eagle-Telbel est postérieur à la première phase de déformation qui a affecté le Complexe de Joutel, mais antérieure à la deuxième phase qui affecte également le Bassin de l'Harricana.

L'argumentation de Wyman et al. (1986) amène à conclure que la mise en place du stockwerk de filonnets à dolomite ferrifère aurifères est synchrone de la schistosité pénétrante qui affecte les roches du Bassin de l'Harricana. Cependant, la figure 2 montre clairement un tel filonnet de dolomite ferrifère et de quartz aurifère plissé et transposé suivant la schistosité S_2 . Cependant, cette seule observation n'est pas suffisante pour conclure que la mise des filonnets de dolomite ferrifère aurifères est nettement antérieure au développement de cette schistosité. En effet, dans une zone où le cisaillement se fait de manière progressive, comme ce fut le cas à la mine Sigma par exemple (Robert et Brown, 1986), on peut voir se former des filons en extension qui vont graduellement être plissés et déformés lors de la déformation subséquente. Cependant, à la figure 2 (perpendiculairement à la linéation d'étirement), on doit remarquer la texture délicate de la partie non déformée du filonnet. On y remarquera un tapissage de la cavité géodique par des cristaux de dolomite ferrifère, puis sont comblément délicat par des bandes colloformes de calcédoine, c'est-à-dire une variété micro-cristalline de quartz. Ce type de texture se forme en espace ouvert et est typique d'un niveau de la croûte terrestre peu profond, bien au-dessus du front des schistosités (cf. Notion de niveau structural, Foucault et Raoult, 1995, p. 205-206). Il a donc fallu que le stockwerk à ferro-dolomite et calcédoine aurifère se forme dans l'épizone (niveau structural supérieur) avant d'être déformé dans la mésozone

(niveau structural inférieur). Ce processus interdit donc l'hypothèse de la formation du stockwerk à ferro-dolomite aurifère dans une zone de cisaillement mésozonale comme le proposait Wyman et al. (1986). La minéralisation aurifère d'Eagle-Telbel s'est donc mise en place dans l'épizone, après que le Complexe volcanique de Joutel ait été enfoui et déformé dans la mésozone, remonté à la surface et érodé pour former les sédiments du Bassin de l'Harricana. Cependant, après sa formation dans l'épizone, le gisement d'Eagle-Telbel, tout comme les sédiments du Bassin de l'Harricana, a été enfoui dans la mésozone et affecté par une schistosité pénétrante.

La reconnaissance de textures épithermales est nouvelle à Eagle-Telbel. Cependant, à Red Lake en Ontario, Penzak et Mason (1997) viennent récemment de mettre en lumière l'existence de telles textures dans le minerai du gisement d'or de Campbell-Red Lake. Ces auteurs ont ainsi démontré le caractère primaire épithermal de ce gisement. Les textures drusiques et colloformes observées à Red Lake et que nous retrouvons à Eagle-Telbel, sont typiques de certains gisements épithermaux récents, en particulier ceux d'Hishikari au Japon et de McLaughlin en Californie (Hedenquist et al., 1996). Dans la section qui suit, nous allons décrire en détail les textures et les structures épithermales primaires que nous avons observées dans le minerai d'Eagle-Telbel.

Textures, structures et succession paragénetique du minerai d'or d'Eagle-Telbel avant sa reprise par la schistosité pénétrante S_2 et le métamorphisme de contact des dykes de diabase

Précédemment (section B- Gisement d'Eagle-Telbel: roche à sidérose-pyrite-dolomite ferrifère-quartz (calcédoine)) nous avons décrit les caractéristiques globales du minerai aurifère et nous l'avons positionné dans la colonne stratigraphique. Nous allons maintenant décrire ce minerai en fonction de sa succession paragénetique.

1) Remplacement par imprégnation diffuse en sidérose des volcanoclastites felsiques, des brèches sédimentaires, des conglomérats, des wackes lithiques (grès volcaniques) et des siltstones

Le premier stade de formation du minerai est le remplacement graduel et sur de courtes distances (de l'ordre de quelques centimètres) des roches volcanoclastiques et sédimentaires par la sidérose. Comme le montre la planche I-4, c'est tout d'abord la matrice des volcanoclastites et des sédiments qui est remplacée par la sidérose (ici, on peut encore

observer les fragments du tuf alors que la matrice est oblitérée par un assemblage à sidérose et pyrite). En quelques millimètres ou centimètres, les lithoclastes disparaissent à leur tour pour donner une roche à sidérose d'aspect massif. Il n'y a que les lithoclastes de grande taille (cailloux et blocs) qui sont encore être préservés. La préservation des plus gros lithoclastes donne à la roche, ainsi métasomatisée, l'aspect d'une 'sidérose conglomératique' ("conglomeratic siderite") comme la nomme Dubé et al. (1991).

II) Fragmentation de la roche à sidérose massive et introduction de la pyrite

L'angularité de certains fragments de sidérose (Planches I-6 et I-7) compris dans des brèches à dolomite ferrifère, calcédoine et calcite non déformées, nous suggère qu'une phase de bréchification hydraulique a suivi localement le remplacement par la sidérose.

La substitution par la sidérose est généralement accompagnée par l'apparition d'une fine pyrite disséminée dont la proportion peut atteindre 20% (Planche I-8). Dans d'autres cas, la pyrite apparaît sous forme d'un mince lacis qui segmente la sidérose massive en compartiments millimétriques à centimétriques (Planches II-1, II-2 et II-3). Lorsque la sidérose se présente en lambeaux subanguleux dans la dolomite ferrifère (Planche I-7) ou en clastes anguleux cimentés par les autres carbonates ou la calcédoine (Planches I-6 et II-4), elle semble avoir pour caractéristique d'être dépourvue de pyrite disséminée ou en veinules. Suivant ces observations, nous interprétons que la pyrite est arrivée après le remplacement par la sidérose. La pyrite fut introduite dans la sidérose soit par imprégnation diffuse (Planches I-8 et I-9) ou soit à la faveur d'un réseau de fractures (Planches II-1, II-2 et II-3).

III) Apparition de la ferro-dolomite

Au sein de la roche à sidérose massive, la ferro-dolomite fait son apparition sous forme de délicats cristaux zonés qui viennent soit 1) encroûter des fragments anguleux de sidérose (Planche I-6), soit 2) tapisser des cavités à l'intérieur de la sidérose massive (Planches II-4 et II-5). Dans d'autres cas, des agrégats polycristallins de dolomite ferrifère englobent des lambeaux subarrondis de sidérose (Planche II-7). Dans ce cas, il y a clairement substitution de la sidérose par la dolomite ferrifère.

IV) Développement de la texture en alvéole

Dans beaucoup d'échantillons, le minerai prend une texture alvéolaire très caractéristique (Fig. 2 et planches II-1 et III-2). Dans ce cas, la sidérose et la pyrite forme les parois des alvéoles (Planches III-2 et III-3). Dans certains cas, la sidérose a complètement disparu de la cloison des alvéoles (Planches III-4 et III-5).

La pyrite se présente sous deux formes dans les alvéoles géodiques: a) une précoce, en lacis de pyrite xénomorphe et poecilitique (Planches II-3, IV-1 et IV-2), et b) en petits cristaux automorphes qui sont enchassés dans les cloisons de pyrite en lacis (Planches IV-1 et IV-2). Barnett et al. (1982) ont donné le nom de "lacy-textured, poikilitic microscopically barren pyrite" au premier type de pyrite, tandis que le second est qualifié de "fine-grained, subhedral auriferous pyrite". Même dans le minerai où la pyrite est semi-massive, on peut encore distinguer ces deux variétés de pyrite (Planche IV-3).

La dolomite ferrifère tapisse d'un liséré de cristaux les cloisons des deux types de pyrite précédentes (Planches II-6, II-7, III-4 et IV-6). Le coeur des alvéoles géodiques est finalement rempli soit par de la calcite (Planche IV-6), soit par de la calcédoine colloforme (Planche II-7, III-2 et III-3). Lorsque la calcite et la calcédoine sont présentes dans une même micro-géode, la calcite tapisse en un fait liséré la cavité que comble finalement la calcédoine.

V) Succession paragénétique du minerai primaire

L'ensemble de ces relations texturales et structurales nous donne la succession paragénétique suivante pour le minerai aurifère primaire d'Eagle-Telbel:

**Sidérose ⇒ pyrite en lacet ⇒ pyrite automorphe
⇒ dolomite ferrifère ⇒ calcite ⇒ calcédoine**

VI) Position de l'or dans la succession paragénétique du minerai primaire

Comme Barnett et al. (1982) le rapportait, le premier type de pyrite, celui qui est poecilitique et en lacets est, semble-t-il, stérile. Le deuxième type, la fine pyrite automorphe, est aurifère. De fait, Wyman et al. (1986) ont montré que les lisérés ("selvage") de pyrite de ce type qui bordent les venues de dolomite ferrifère sont particulièrement aurifères. L'or s'y présente essentiellement en bordure des grains de fines pyrites automorphes (Planches IV-4 et IV-5).

Nous avons découvert que l'or apparaissait également plus tard dans la succession paragénétique, c'est-à-

dire après le dépôt de la dolomite ferrifère, dans la calcite au coeur des cavités drusiques. Dans ce cas, l'or est seul, libre dans la gangue, non accompagné par de la pyrite (Planches IV-6, IV-7 et IV-8).

Discussion

Le modèle génétique de Barnett *et al.* (1982) selon lequel le gisement d'Eagle-Telbel est une formation de fer des faciès des sulfures, des carbonates et des silicates dans laquelle l'or arrive de manière syngénétique, a déjà été remis en question par Wyman *et al.* (1986). Ces auteurs ont démontré que le faciès des silicates de Barnett *et al.* (1982) était en fait le résultat du métamorphisme de contact associé aux dykes de diabase. Quant au faciès des carbonates, Wyman *et al.* (1986) s'accordent avec Barnett *et al.* (1982) pour conclure que la roche à sidérose est une formation de fer. Cependant, nos propres observations montrent que l'essentiel de la mise en place de la sidérose se fait par substitution métasomatique des roches préexistantes plutôt que par précipitation chimique directe à partir de l'eau de mer. Le niveau de sidérose d'Eagle-Telbel n'est donc pas, pour l'essentiel, une formation de fer du faciès des carbonates, mais plutôt un amas de substitution stratoïde dans un empilement de roches volcanosédimentaires. Par contre, comme le suggère Dubé *et al.* (1991) en se basant sur la présence de pyrite diagénétique stérile dans le toit stratigraphique immédiat du gisement, ce remplacement métasomatique est très précoce, c'est-à-dire, au plus tard, au moment de la diagenèse des sédiments du Bassin de l'Harricana. Cette relation stratigraphique suggère que ce niveau d'argilite ait pu jouer le rôle de barrière imperméable ("cap rock") ayant favorisé le confinement des fluides hydrothermaux.

Alors que Wyman *et al.* (1986) acceptent l'hypothèse d'une formation de fer du faciès des carbonates comme protolite du gisement d'Eagle-Telbel, ils associent l'introduction de l'or, dans ce protolite, à la mise en place d'un stockwerk de dolomite ferrifère épigénétique. Sur la base d'observations structurales, ils concluent que ce réseau de filonnets à dolomite ferrifère et pyrite aurifère se met en place au même moment que se développe la fabrique S_2 dans le minerai. Cette fabrique est associée au mouvement le long de la Faille Harricana et le corps minéralisé correspond au niveau de cataclase le plus poussé de la pyrite selon ces auteurs. Pour notre part, nous constatons qu'il y a développement d'une fabrique S_2 dans le minerai et que les ombres de pression et autres phénomènes d'extension parallèles au litage sont contemporains du développement de cette fabrique tectonique. Cependant, nous observons que le stockwerk de filonnets de dolomite ferrifère est

plissé et transposé suivant cette fabrique. Par ailleurs, les textures et les structures primaires de ces concentrations de dolomite ferrifère sont typiques de la croûte supérieure, ce qui est incompatible avec une mise en place contemporaine d'une zone de cisaillement laquelle serait associée la schistosité pénétrante observée. Somme toute, nous sommes d'accord avec Wyman *et al.* (1986) pour conclure que l'or est épigénétique et qu'il a été introduit durant le même épisode que la dolomite ferrifère. Cependant, nous différons d'opinion sur la chronologie de cet événement par rapport à la fabrique S_2 : la minéralisation d'Eagle-Telbel est antérieure au développement de la schistosité S_2 . D'autre part, la formation de sidérose et celle de dolomite ferrifère ne sont pas aussi éloignées dans le temps que le suggéraient Wyman *et al.* (1986). Elles font partie d'un même processus métasomatique graduel.

Dubé *et al.* (1991) concluent que l'introduction de l'or dans le gisement est bel et bien épigénétique, mais précoce, contemporaine de la diagenèse des sédiments du toit du gisement. Nous abondons dans le même sens que ces auteurs. Cependant, ceux-ci ne proposaient pas un mode de minéralisation précis pour le gisement d'Eagle-Telbel. Sur la base des relations de remplacement et des textures en espace ouvert que nous observons, nous concluons que cette minéralisation est de type épithermal, en ce sens qu'elle est contemporaine du dépôt des roches sédimentaires et de l'activité volcanique et qu'elle se met en place tout près de la surface. L'abondance de carbonates et la présence de quartz microcristallin (calcédoine) à texture colloforme sont typiques des minéralisations épithermales neutres ("low sulfidation deposits", Hedenquist *et al.*, 1996). La richesse en arsenic et en antimoine que notent Wyman *et al.* (1986) est également compatible avec ce type de minéralisation. À première vue, la paragenèse carbonatée d'Eagle-Telbel semble particulière du fait de l'abondance en fer et en magnésium (sidérose et dolomite ferrifère). Cependant, mentionnons qu'à McLaughlin, un gisement épithermal neutre de Californie, les carbonates de la gangue sont la calcite, la dolomite, la sidérose et la magnésite (Hedenquist *et al.*, 1996). La présence d'adulaire, un feldspath potassique est typique des gisements épithermaux neutres. Nous n'avons pas encore eu le temps d'en vérifier la présence dans le minerai d'Eagle-Telbel.

Si le gisement d'Eagle-Telbel est épithermal, ceci n'enlève rien à l'importance de la Faille Harricana pour son contrôle. Comme le mentionne Dubé *et al.* (1991), le caractère bréchique des sédiments de la base du Bassin de l'Harricana et la taille, pouvant atteindre 5 m de diamètre, des blocs anguleux dans la

'sidérose conglomératique' sont des évidences d'un jeu tectonique important lors de la sédimentation. Comme le Bassin de l'Harricana est confiné à une mince bande le long de la Faille Harricana on est en droit de considérer cette structure comme le site de cette activité tectonique synsédimentaire. Cependant, son rejeu subséquent et la schistosité pénétrante qui l'accompagne auront largement oblitéré ce contrôle. De ce point de vue, il sera important de vérifier si l'axe de plongée du gisement d'Eagle-Telbel ne correspond pas à une structure syn-sédimentaire. La manière de vérifier ceci serait de faire une section longitudinale isopaque des faciès sédimentaires de la base du Bassin de l'Harricana, en particulier des faciès de brèches sédimentaire et de conglomérats.

Implications pour l'exploration minière

Nous n'avons pas eu le temps de bien mûrir les résultats de nos observations pour en reconnaître les incidences sur l'orientation des campagnes de prospection futures. Les lignes qui suivent doivent donc être considérées comme des recommandations préliminaires.

1)- Si on accepte que le gisement d'or d'Eagle-Telbel s'est formé par substitution épithermale à la base du Bassin de l'Harricana, on peut penser que latéralement des phénomènes hydrothermaux semblables aient formé des gisements d'or sous des présentations différentes. Nous pensons ici en particulier à des amas sulfurés aurifères si, au contraire de la situation d'Eagle-Telbel, les solutions hydrothermales se sont épanchées loin des talus de brèches synsédimentaires causées par le jeu de la faille. De ce point de vue, on remarquera sur la figure 1 de Dubé *et al.* (1991) que l'amas sulfuré d'Estrades se situe le long du corridor tectonique de l'Harricana, à 25 kilomètres à l'Ouest du gisement d'Eagle-Telbel. Sur la figure 1 de Hannington *et al.* (1999), on remarquera également qu'à plus de 5 g/t Au, le minerai d'Estrades se situe dans la même catégorie que celui d'Eagle-Telbel. La parenté entre les gisements d'Eagle-Telbel et d'Estrades mériterait donc d'être étudiée afin de pouvoir éventuellement définir des guides de prospection à l'échelle régionale.

2)- Si la mise en section longitudinale des courbes isopaques des brèches et des conglomérats de la base du bassin de l'Harricana révèle des axes de failles syn-sédimentaires et que l'axe de plongée du gisement d'Eagle-Telbel y est parallèle, on pourra utiliser cet outil comme guide de prospection à l'échelle locale. L'approche pourra se faire un peu de la même manière qu'à Matagami où la reconnaissance des structures synvolcaniques,

perpendiculaire à l'horizon de la 'Tuffite-clé' a permis d'établir une nouvelle stratégie de forage et de découvrir quelques nouveaux gisements (Lavallière, *com. pers.*, 1999).

Conclusions

Le gisement d'or d'Eagle-Telbel est encaissé dans une séquence de brèches sédimentaires, de conglomérats, de grès volcaniques, de volcanoclastites et de siltstones déposés à la base du Bassin de la rivière Harricana. Ces sédiments se situent au pied d'un escarpement de faille qui fait face au Nord, celui de la Faille Harricana. Sur le flanc sud de cette faille, les roches du Complexe volcanique de Joutel sont en relief positif et elles présentent déjà une schistosité pénétrante.

L'activité hydrothermale qui engendre le gisement d'Eagle-Telbel se produit au moment de l'accumulation des talus de brèche au bas de l'escarpement de la Faille Harricana. Ces solutions hydrothermales sont épithermales neutres. Elles causent, tout d'abord, un remplacement des roches préexistantes par la sidérose, ce qui leur donne localement l'aspect de conglomérats et de brèches à matrice de sidérose. Cette première phase de substitution est stérile en or. La roche à sidérose subit une fracturation hydraulique. Une première génération de pyrite se dépose dans les fractures. Elle semble également stérile en or. Une deuxième phase hydrothermale amène la formation d'une deuxième génération de pyrite. Celle-ci est aurifère. Puis de la dolomite ferrifère se dépose. Elle remplace localement la sidérose préexistante. Dans d'autres cas, elle tapisse des cavités drusiques. Enfin de la calcite et de la calcédoine colloforme comblent les cavités restantes. Une dernière phase aurifère est associée à ce dernier stade hydrothermal.

Après sa formation, l'amas de substitution épithermal aurifère d'Eagle-Telbel est plissé et transposé par une deuxième phase de déformation.

Ce scénario est tiré de nos observations sur les carottes de forages et sur les lames minces polies que nous avons examinées. Il est différent du modèle syngénétique proposé par Barnett *et al.* (1982) et il est plus précoce que le modèle épigénétique associé à des zones de cisaillement proposé par Wyman *et al.* (1986). Il corrobore la principale conclusion de Dubé *et al.* (1991), à savoir que la minéralisation estépigénétique et contemporaine de la diagenèse des sédiments du Bassin de l'Harricana. Le gisement d'or d'Eagle-Telbel (auparavant connu sous le nom d'Agnico-Eagle) apparaît dans la littérature comme un exemple-type d'amas sulfuré volcanogène aurifère

(Hannington et al., 1999) et de formation de fer aurifère (Kerswill, 1993). Les observations que nous avons faites sur le gisement montrent que ces rapprochements doivent être envisagés avec certaines nuances.

Références

Barnett E.S. - Hutchinson R.W. - Adamcik A. - Barnett R., 1982 - Geology of the Agnico-Eagle deposit, Quebec. Dans: Precambrian sulphide deposits, R.W. Hutchinson, C.D. Spence et J.M. Franklin, éditeurs, H.S. Robinson memorial volume. Geological Association of Canada, special paper 25, pages 403-426.

Dubé L.-M. - Hubert C. - Brown A.C. - Simard J.-M., 1991 - The Telbel orebody of the Agnico-Eagle mine in the Joutel area of the Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada: A stratabound, gold-bearing massive siderite deposit with early diagenetic pyritization. Dans: Proceedings of the symposium Brazil gold'91 (Belo Horizonte), E.A. Ladeira, éditeur. A.A. Balkema (Rotterdam), pages 493-498.

Dubé L.-M., 1993. Géologie de la région de Joutel (Abitibi). Ministère de l'énergie et des ressources du Québec; ET 90-12, 61 pages et 2 cartes.

Foucault A. - Raoult J.-F., 1995 - Dictionnaire de géologie. Masson (Paris), 324 pages.

Gross G.A., 1993 - Industrial and genetic models for iron ore in iron-formations. Dans: Mineral deposit modeling, R.V. Kirkham, R.V. Sinclair, R.I Thorpe et J.M. Duke, éditeurs. Geological Association of Canada, special paper 40, pages 151-170.

Hannington M.D. - Poulsen K.H. - Thompson J.F.H. - Sillitoe R.H., 1999 - Volcanogenic gold in massive sulfide environment. Dans: Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings, T.C. Barrie et M.D. Hannington, éditeurs. Reviews in economic geology; volume 8, pages 325-356.

Hedenquist J.W. - Izawa E. - Arribas A. - White N.C., 1996 - Epithermal gold deposits: styles, characteristics, and exploration. Resource Geology (Japan), Special publication number 1, 17 pages.

Kerswill J.A., 1993 - Models for iron-formation-hosted gold deposits. Dans: Mineral deposit modeling, R.V. Kirkham, R.V. Sinclair, R.I Thorpe et J.M. Duke, éditeurs. Geological Association of Canada, special paper 40, pages 171-199.

Lacoste P. - Wilhelmy J.-F., 1991 - Étude comparative de deux nouvelles zones aurifères d'Agnico-Eagle. Centre de recherche minérale du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Projet 7212 k 001, 16 pages.

Penzack R.S. - Mason R., 1997. Metamorphosed Archean epithermal Au-As-Sb-Zn-(Hg) vein mineralization at the Campbell mine, Northwestern Ontario. Economic Geology; volume 92, pages 696-719.

Poulsen K.H. - Hannington M.D., 1995 - Volcanic-associated massive sulfide gold. Dans: Geology of Canadian Mineral Deposit types, R.O. Eckstrand, W. Sinclair et R.I. Thorpe, éditeurs. Geological Society of America, DNAG Vol. P-1, Geology of Canada, No. 8, pages 183-196.

Robert F. - Brown A.C., 1986 - Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part 1. Geologic relations and formation of the vein system. Economic Geology; volume 81, pages 578-592.

Simard J.-M. - Genest R., 1990 - Géologie de la mine Agnico-Eagle, Joutel (Québec). Dans: The Northwest Polymetallic Belt: A summary of 60 years of mining exploration. C.I.M.M. special volume 43, pages 373-382.

Springer J., 1983 - Invisible gold. Dans: The geology of gold in Ontario, A.C. Colvine, éditeur. Ontario Geological Survey, miscellaneous paper 110, pages 240-250.

Wilhelmy J.-F., 1985 - Mineralogical characteristics of the Telbel Mine pyrite. Centre de recherche minérale du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Projet 85-M1-018, 8 pages.

Wilhelmy J.-F., 1986 - Mineralogical characteristics of the Telbel Mine host rocks. Centre de recherche minérale du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Projet 85-M1-034, 7 pages.

Wyman D.A. - Kerrich R. - Fryer B.J., 1986 - Gold mineralization overprinting iron formation at the Agnico-Eagle deposit, Quebec, Canada: microstructural and geochemical evidence. Dans: Proceedings of Gold '86 symposium (Toronto), A.J. Macdonald, éditeur. pages 108-123.