

MB 96-06

METALLOGENIE ET EVOLUTION TECTONIQUE DE LA REGION DE ROUYN-NORANDA

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Métallogénie et évolution tectonique de la région de Rouyn-Noranda

Réalisé en collaboration avec l'Institut Canadien des Mines, de la Métallurgie et du Pétrole, section de Rouyn-Noranda

Édité par : Jean-François Couture et Jean Goutier

Livret-guide d'excursion



Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires à l'auteur de la part de Pierre Verpaelst, Alice Shirley Péloquin, Jean-François Couture et Jean Goutier avant la remise de la version finale au ministère.

MB 96-06

1996



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines

Avant-propos

La région de Rouyn-Noranda est extrêmement riche en gisements métalliques formés par au moins quatre régimes hydrothermaux différents. Il y a des minéralisations Cu-Zn-Au-Ag volcanogènes; des systèmes magmatiques à Cu-Mo-Au associées à deux types différents d'intrusions felsiques (sodique synvolcanique et alcaline tardi-tectonique) et une famille de minéralisations Au-Ag de type mésothermal de typologie variée. Ces minéralisations se sont développées en réponse aux processus tectoniques qui ont affecté la région durant l'Archéen entre 2,7 et 2,6 Ga.

Le but de cette excursion est de reconstruire l'évolution métallogénique et tectonique de la région de Rouyn-Noranda depuis: 1) l'épanchement des coulées volcaniques et la mise en place des minéralisations volcanogènes; suivi de 2) l'érosion de l'édifice volcanique lors de la mise en place des intrusions subvolcaniques et leurs minéralisations magmatiques Cu-Au associées et caractérisées par la sédimentation dans des bassins marginaux; puis par 3) l'orogénèse culminée par la production de bassins sédimentaires en transtension, l'intrusion de stocks alcalins tardi-tectoniques et leurs minéralisations magmatiques Cu-Mo-Au; et finalement 4) la formation d'une grande variété de minéralisations Au-Ag mésothermales.

Au moyen de visites de mines et d'affleurements clés, cette excursion a pour objectif d'illustrer le contexte stratigraphique, structural et tectonique de l'empilement volcano-sédimentaire et la nature des minéralisations associées. Un accent particulier sera consacré à la superposition des systèmes hydrothermaux dans l'espace et dans le temps comme moyen de redistribution et de reconcentration des métaux pour produire des gisements économiques.

La réalisation de ce livret-guide n'aurait pas été possible sans la précieuse collaboration des auteurs de chaque chapitre. Nous les en remercions sincèrement. Merci également à Mario Melançon pour son aide logistique durant l'excursion ainsi que pour la préparation de plusieurs figures du guide.

Jean-François Couture
Jean Goutier
Shirley Péloquin
Pierre Verpaelst
et tous les guides-associés

août 1995

Cette version du livret-guide a été légèrement révisée afin de corriger quelques petites erreurs présentes dans la version originale.

Table des matières

Géologie de la région de Rouyn-Noranda, Québec	1
Géologie de la Province du Supérieur	1
La sous-province de l'Abitibi	2
La sous-province de Pontiac	2
Structure et style tectonique	3
Géologie de la région de Rouyn-Noranda	4
Les roches volcaniques	4
Les roches sédimentaires	4
Les roches intrusives	4
Structure	6
Métamorphisme	8
Stratigraphie du Groupe de Blake River	8
Les gisements métalliques du district de Rouyn-Noranda.	11
Introduction	11
Gisements volcanogènes de sulfures massifs (Cu-Zn-Au-Ag)	11
Les gisements épigénétiques mésothermaux à Au-Ag	14
Les gisements magmatiques-hydrothermaux à Ni-Cu-EGP	16
Les gisements magmatiques-hydrothermaux à Cu-Mo-Au	17
Conclusion	18
Itinéraire de l'excursion.	19
Introduction	19
Première journée	19
Deuxième journée	19
Troisième journée	19
Quatrième journée	19
Cinquième journée	21
Sixième journée	22
Fin de l'excursion	22
Le volcanisme du Groupe de Blake River	23
Introduction	23
Arrêt 1: Les volcanites mafiques variolitiques	23
Arrêt 2: La rhyolite de Fish-roe dans le sous-groupe de Rouyn-Pelletier	26
Arrêt 3: Les coulées basaltiques et andésitiques sous-marines	27
Arrêt 4: La zone ouest de Remnor	27
Arrêt 5: La séquence des Mines, secteur de l'excavation Upper A	28
Arrêt 6: L'andésite d'Amulet dans la région de D'Alembert (séquence volcanique centrale)	29
Arrêt 7: La rhyolite de Fish-roe au nord de la faille Hunter Creek	30
Arrêt 8: Les coulées pyroclastiques sous-marines	30
Arrêt 9: Les rhyolites de Cléricy	31
Géologie de la mine Mobrun.	33
Introduction	33
Historique	33
Géologie	33

Description physique du gisement	34
Développement	34
Abattage	36
Usinage	36
Remblai en pâte	36
Géologie de la brèche de St-Jude.	37
Introduction	37
Géologie du complexe de brèche de St-Jude	37
L'indice Sylvie	38
Géologie de la région de Duparquet.	41
Introduction	41
Arrêt 1: Zone de faille Porcupine-Destor et de Parfouru	42
Arrêt 2: Contact sud de la Formation de Duparquet	42
Arrêt 3: Formation de Duparquet	43
Arrêt 4: Discordance entre la syénite et la Formation de Duparquet	43
Arrêt 5: Central Duparquet	44
Arrêt 6: Sédiments déformés de la Formation de Duparquet	44
Introduction	45
Coupe à travers la Faille de Cadillac, du Groupe de Pontiac au Groupe de Blake River.	45
Arrêt 1: Zone interne du Groupe de Pontiac	45
Arrêt 2: Bordure nord du Groupe de Pontiac	45
Arrêt 3: Zone de contact entre les Groupes de Pontiac et de Timiskaming	46
Arrêt 4: Groupe de Timiskaming	47
Arrêt 5: Limite sud du Groupe de Blake River	47
Arrêt 6: Zone de contact entre les Groupes de Blake River et de Timiskaming	47
Géologie du gisement Francoeur #3.	49
Introduction	49
Géologie du gisement Francoeur #3	50
Description des arrêts	53
Géologie du gisement Donalda.	55
Introduction	55
Historique de la mine	56
Géologie locale	56
Géologie structurale	57
La veine Donalda	57
Conclusion	57
Le gisement filonien Silidor.	59
Introduction	59
Géologie du gisement Silidor	59
Évolution structurale	62
Conclusion	65
Géologie du gisement Chadbourne.	67
Introduction	67
Géologie de la mine Chadbourne.	68

La zone tectonique de Cadillac-Larder lake.	69
Introduction	69
Géologie régionale	69
Géologie de la propriété Astoria	70
Description des arrêts	71
Remerciements	71
Géologie du gisement Granada.	77
Introduction	77
Géologie de la propriété	78
La minéralisation aurifère	79
Description des arrêts	80
La mine d'or D.J. LaRonde, district de Bousquet.	81
Introduction	81
Description de la visite souterraine.	82
Arrêt 1: Contact entre le Groupe de Cadillac et le Groupe de Blake River.	83
Arrêt 2: Métafelsites peu altérées.	83
Arrêt 3: La zone à séricite.	83
Arrêt 4: La zone à andalousite.	83
Arrêt 5: Les roches métavolcaniques mafiques grenatifères du mur structural.	83
Arrêt 6: Section à travers la zone principale.	83
Le porphyre à Cu-Au de Don Rouyn.	85
Introduction	85
Le pluton de Powell	86
Géologie du porphyre de Don Rouyn	86
Altérations et minéralisations	87
Conclusions	89
Description des arrêts (Fig. 5)	89
Introduction	91
Les minéralisations en Mo-Cu-Au associées aux intrusions alcalines tardi-tectoniques, secteur de la baie Renault.	91
Géologie locale	91
Arrêt 1. Environs du puits Gollaway	93
Arrêt 2. L'indice Pitchvein (32D/03-004). Relation entre des veines de quartz à molybdénite et une zone de cisaillement fortement altérée en séricite, Tranchée "C"	93
Arrêt 3. L'indice Hurd (32D/03-005), tranchée "Snowy Trench"	94
Références.	95

Géologie de la région de Rouyn-Noranda, Québec.

Jean-François Couture,

(Division des gîtes minéraux, Ministère des Ressources naturelles, Val-d'Or, Qc)

Jean Goutier

(Service géologique du N-O, Ministère des Ressources naturelles, Rouyn-Noranda, Qc)

et Alice Shirley Péloquin

(Département de Géologie, Université de Montréal Montréal, Qc)

Géologie de la Province du Supérieur

La province de Québec est située dans la partie nord-est de la plaque continentale nord-américaine. Elle est constituée (en excluant le Labrador) à 10 % de roches phanérozoïques et à 90 % de roches précambriennes dont la moitié sont archéennes. Les roches archéennes forment le coeur du Bouclier canadien (2,9 à 2,5 Ga). Elles sont bordées par des zones orogéniques protérozoïques (2,2 à 1,8 Ga) et une zone de croûte imbriquée (1,3 à 1,0 Ga), la Province de Grenville (Fig. 1). La géologie de la Province de Québec a été récemment décrite par Hocq *et al.* (1994).

La région de Rouyn-Noranda est située dans la partie centre-sud de la Province du Supérieur, le plus grand craton archéen du monde (Card, 1990), également unique de part son exceptionnelle richesse minérale. La Province du Supérieur (Fig. 1) a été subdivisée en quatre types de domaines lithotectoniques (volcano-plutonique, métasédimentaire, plutonique et métamorphique) qui diffèrent par leur âge et leurs caractéristiques géologiques. Chaque domaine forme des sous-provinces distinctes séparées par des discontinuités structurales et métamorphiques. Ces sous-provinces ont été juxtaposées de manière diachrone durant l'orogénèse kénoréenne entre 2,75 Ga au nord, 2,72 Ga dans la partie centrale et 2,69 Ga au sud.

La région de Rouyn-Noranda se retrouve le long de l'une de ces discontinuités, où les sous-provinces de l'Abitibi et de Pontiac sont juxtaposées (Fig. 2). Cette discontinuité structurale est la zone tectonique de Cadillac, une zone de déformation complexe orientée E-O et qui s'étend depuis le front de Grenville, à l'est, jusqu'à la structure de Kapuskasing à l'ouest. Au nord, la sous-province de l'Abitibi est tectoniquement juxtaposée contre les gneiss plutoniques de la sous-province d'Opatca

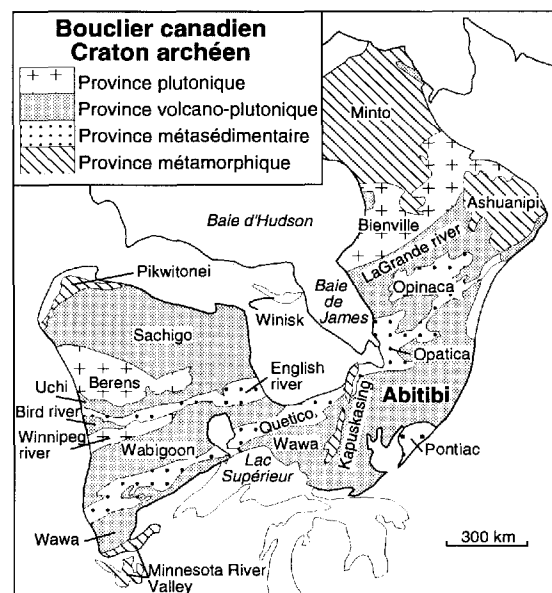


Figure 1. Géologie de la Province du Supérieur.

de manière similaire à la collision entre les domaines externe et interne des orogénèses phanérozoïques (Sawyer et Benn, 1993). À l'ouest, la zone de faille du lac Ivanhoe limite l'Abitibi de la structure de Kapuskasing, un soulèvement intracratonique relié à la collision protérozoïque hudsonienne (Percival et West, 1994). Au sud, le Pontiac et l'Abitibi sont partiellement recouverts, en discordance d'érosion, par les sédiments clastiques protérozoïques, peu déformés, du Groupe de Cobalt. Ces sédiments et leur socle archéen sont injectés par plusieurs essaims de dykes de diabases protérozoïques. Vers l'est, les sous-provinces de l'Abitibi et de Pontiac sont tronquées par le front de Grenville, une zone tectonique protérozoïque s'étendant sur plus de 1200 km et remobilisant en partie les roches archéennes. Le long d'aulacogènes phanérozoïque se retrouve,

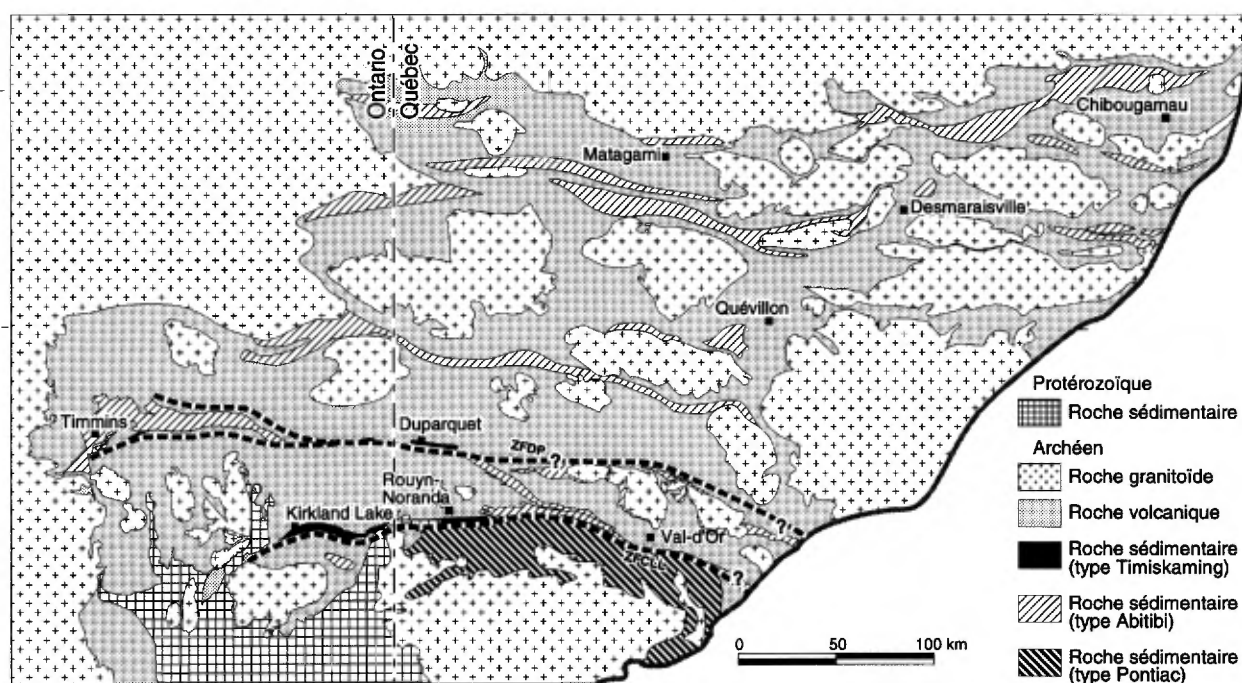


Figure 2. Géologie de la ceinture de l'Abitibi et localisation de la région de Rouyn-Noranda. CFZ= Zone de faille de Cadillac, DPFZ= Zone de faille Porcupine-Destor.

très localement, des lambeaux de sédiments clastiques ordoviciens et des champs de kimberlites.

La sous-province de l'Abitibi

La sous-province de l'Abitibi (Fig. 2) est constituée de granitoïdes (50 %), de roches volcaniques (40 %) et de roches sédimentaires (10 %). En général, ces roches sont métamorphosées au faciès des schistes verts, mais localement, le faciès de prehnite-pumpellyite est préservé au cœur de secteurs moins déformés. Le métamorphisme atteint le faciès des amphibolites autour de certaines intrusions (Jolly, 1978; Dimroth *et al.*, 1983; Powell, 1994). La sous-province de l'Abitibi a été subdivisée en grands groupes tectono-stratigraphiques bordés par des failles au travers desquelles les corrélations ne sont pas encore très bien établies. Au cours des dix dernières années, la venue de datations isotopiques précises a permis de réinterpréter la géologie de cette sous-province (Chown *et al.*, 1992; Corfu, 1993). Ainsi, entre 2759 à 2698 Ma (Goutier *et al.*, 1994), la sous-province de l'Abitibi a été caractérisée par un volcanisme sub-alkalin, souvent bimodal et principalement sous-marin. Cette période a été suivie d'un épisode de volcanisme et de magmatisme alcalin localisé surtout dans la partie sud de la sous-province (entre 2679 Ma et 2677 Ma; Corfu *et al.*, 1991).

En Abitibi, les roches sédimentaires se retrouvent le long de bandes étroites (Fig. 2) qui

séparent les domaines volcaniques et qui représentent d'anciens bassins d'eau profonde (type Abitibi). De plus, dans la partie sud de la sous-province, le long des failles majeures, se retrouve de plus petits bassins d'eau de faible profondeur (type Timiskaming).

Plusieurs variétés de roches plutoniques se sont mises en place au cours de l'évolution géologique de la sous-province de l'Abitibi. Ces roches ont été subdivisées en huit suites magmatiques principales, en fonction de leur composition et de leur structure (Rive *et al.*, 1990). La suite prédominante forme de larges batholites de composition tonalite-granodiorite.

La sous-province de Pontiac

La sous-province de Pontiac est constituée à 55 % d'orthogneiss et de granitoïdes, à 40 % de roches sédimentaires et de paragneiss et à 5 % de roches volcaniques. Généralement ces roches sont métamorphosées au faciès des amphibolites et localement au faciès des schistes verts. Les roches sédimentaires du Pontiac (type Pontiac) sont contemporaines de celles de l'Abitibi, tandis que certaines volcanites felsiques sont plus jeunes (Mortensen et Card, 1993) que leurs cousines de l'Abitibi. Dans l'ensemble, les intrusions de la sous-province de Pontiac sont plus jeunes et plus potassiques que celles de l'Abitibi.

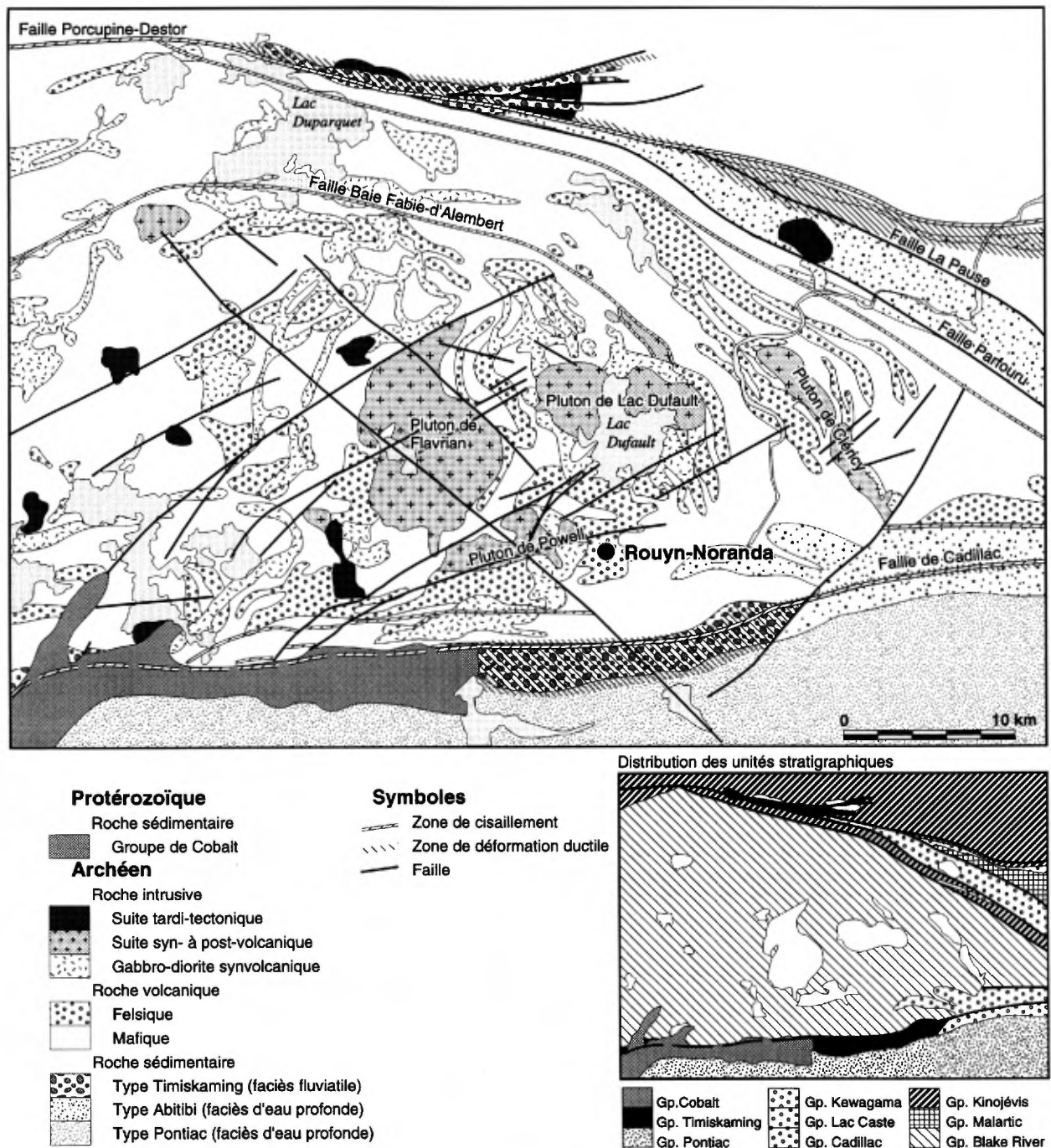


Figure 3. Géologie de la région de Rouyn-Noranda. Encart: distribution des unités stratigraphiques.

Structure et style tectonique

La patron structural de l'Abitibi résulte d'au moins deux épisodes de compression plus ou moins N-S (Ludden *et al.*, 1986; Dimroth *et al.*, 1982 et 1983b; Hubert *et al.*, 1984; Daigneault et Archambault, 1990). La sous-province de l'Abitibi est découpée par des failles E-O inverses ou

normales ainsi que des failles NE senestres et SE dextres qui découpent l'Abitibi en régions losangées (Hubert *et al.*, 1984) au coeur intrusif (Rive *et al.*, 1990) moins déformé. Ce style structural contraste fortement avec celui de la sous-province de Pontiac qui forme un grand dôme au coeur intrusif, bordé de roches supracrustales dont le degré de métamorphisme augmente vers le coeur du dôme

(Camiré et Burg, 1993; Benn *et al.*, 1994). Sur les flancs de ce dôme, la structure est complexe et les imbrications polyphasées sont importantes (Goutier et Tourigny, 1994; Sawyer et Barnes, 1994; Benn *et al.*, 1994).

Géologie de la région de Rouyn-Noranda

La région de Rouyn-Noranda est un lieu privilégié où plusieurs groupes archéens, volcaniques et sédimentaires (flysch et molasse) sont en contact. Les roches volcaniques les plus jeunes sont situées au centre d'une bande E-O (région de Kirkland Lake - Val-d'Or). L'âge du volcanisme augmente vers le nord, vers l'ouest et vers le sud (en Ontario). Trois blocs volcaniques différents se retrouvent dans cette région: Kinojévis, Blake River et Malartic (Fig. 3). Ces blocs sont juxtaposés le long des failles Porcupine-Destor, Cadillac, Parfouru et La Pause. À l'intérieur de chacun de ces blocs les subdivisions stratigraphiques sont possibles alors que les corrélations entre les blocs sont plus délicates.

Les roches volcaniques

Au nord de la faille Porcupine-Destor, le bloc de Kinojévis se compose des Groupes de Hunter, de Stoughton-Roquemaure et de Kinojévis. La plus vieille unité de la région, le Groupe de Hunter (2730 ±1,4 Ma; Mortensen, 1993), est un complexe felsique sous-marin d'affinité calco-alkaline (Dimroth *et al.*, 1974; Boivin, 1974; Gagnon, 1981; Jensen, 1985; Verpaelst et Hocq, 1987 et 1991; Mueller et White, 1992). Ce groupe est surmonté, dans la partie ouest, par les coulées komatiitiques et tholéitiques du Stoughton-Roquemaure (Eakins, 1972; Jensen, 1978, 1981 et 1985). Le Kinojévis, concordant au Stoughton-Roquemaure, est en partie chevauché sur le Hunter dans la partie est. Le Kinojévis est composé d'une séquence basale monotone de tholéites surmontée d'une séquence interstratifiée de rhyolite (2718 ±2 Ma; Zhang *et al.*, 1993), de basalte et de gabbro, se terminant par des komatiites.

Les blocs de Blake River et de Malartic sont situés au sud de la faille Porcupine-Destor. Ils sont séparés par les failles de Parfouru et de La Pause. Le bloc de Blake River se compose d'une ceinture tholéitique (2701 ±3 Ma; Corfu et Noble, 1992), en partie assignée au Groupe de Kinojévis et d'un centre bimodal calco-alkalin et tholéitique (Groupe de Blake River: 2703- 2698 Ma; Nunes et Jensen, 1980; Mortensen, 1993). Cet ensemble est recoupé par des intrusions pré- à post -tectoniques. Le bloc de Malartic est composé de komatiites et de

tholéites (Groupe de Malartic, Formations d'Héva et de Jacola) et d'une séquence volcanoclastique calco-alkaline (Ambrose, 1941; MacIntosh, 1977; Dimroth *et al.*, 1982; Imreh, 1984; Formation de Val-d'Or: 2706 ±3 Ma, Pilote *et al.*, 1993). La limite sud de ces blocs est marquée par la faille de Cadillac qui correspond aussi à la limite entre les sous-provinces de l'Abitibi et de Pontiac.

Les roches sédimentaires

Dans la portion méridionale de la sous-province de l'Abitibi, les unités sédimentaires correspondent à deux types d'environnement de déposition. Le premier et aussi le plus ancien est associé à des bassins profonds turbiditiques (mudstone, grès et conglomérat) provenant principalement de l'érosion des complexes volcaniques adjacents. Les roches sédimentaires des Groupes de Porcupine, de Caste, de Kewagama, de Cadillac et de Pontiac se sont formées dans cet environnement et ont probablement été déposées contemporanément entre 2686 Ma et 2682 Ma (Davis, 1991). Ces groupes se retrouvent en bordure des complexes volcaniques et sont délimités, dans la plupart des cas, par des failles. Les contacts normaux avec les roches volcaniques sont plutôt rares.

Les conglomérats et les grès polymictiques du Groupe de Timiskaming sont associés à un environnement fluvial, probablement molassique, que certains associent à des bassins successeurs en bordure de failles en décrochement (Mueller *et al.*, 1991; Mueller et Donaldson, 1992). Ces sédiments se retrouvent en bordure des failles Porcupine-Destor et Larder Lake-Cadillac. Ils se démarquent par leur composition polymictique et la présence de fragments plutoniques variés et de jaspe. Dans la région de Kirkland Lake (Fig. 2), les roches sédimentaires du Timiskaming sont interstratifiées avec des tephrites à leucite et des trachytes représentant l'un des rares exemples de volcanisme alcalin archéen daté à 2679-2677 Ma (Cooke et Moorhouse, 1969; Capviella *et al.*, 1982; Basu *et al.*, 1984; Ujike, 1985; Ben Othman *et al.*, 1990; Corfu *et al.*, 1991). À plusieurs endroits, il y a une discordance entre le Groupe de Timiskaming d'âge Archéen tardif et les roches archéennes plus vieilles.

Les roches intrusives

Les roches volcaniques et sédimentaires de la région de Rouyn-Noranda ont été injectées par plusieurs types de roches intrusives pré- à tardi-tectoniques. Quatre suites différentes ont été

reconnues. Ce sont les dykes et les filons-couches de gabbro-diorite synvolcaniques interprétés comme comagmatiques aux roches volcaniques mafiques; les plutons felsiques syn- à post-volcaniques; les stocks et les dykes felsiques syn- à post- tectoniques et les dykes de diabase protérozoïques.

Gabbro-diorite

Les filons-couches et les dykes de gabbro-diorite sont abondants. En surface, ils constituent jusqu'à 20 % du volume du Groupe de Blake River (Fig. 3) et contribuent ainsi à épaissir la stratigraphie. Leur géologie n'est pas bien connue même si leur association spatiale avec les gisements de sulfures massifs volcanogènes et d'or filonien est connue depuis très longtemps. Lagraa (1994) a démontré l'existence de 5 suites géochimiques différentes. Il y a des suites tholéitiques, calco-alkalines et transitionnelles lesquelles peuvent être redivisées sur la base de leur signature en éléments du groupe des terres rares. Par ailleurs, les données lithogéochimiques obtenues par Lagraa (1994) indiquent que les différentes suites de gabbro-diorite proviennent d'une combinaison de plusieurs processus magmatiques incluant la cristallisation fractionnée, la fusion partielle, la contamination et le mélange de magmas. Ce comportement géochimique est similaire à celui des roches volcaniques du Groupe de Blake River, ce qui suggère que les gabbros-diorites puissent leur être comagmatiques.

Intrusions felsiques syn- à post- volcaniques.

Dans la partie sud de la sous-province de l'Abitibi, les domaines lithotectoniques volcaniques comprennent communément un noyau intrusif constitué de plutons felsiques sub-volcaniques (Rive *et al.*, 1990). Dans la région de Rouyn-Noranda (Fig. 3) en plus des plutons sub-volcaniques (Flavrian et Powell), le noyau intrusif comprend également plusieurs stocks synvolcaniques (Cléricy et D'Alembert) et un pluton post-volcanique (Lac Dufault). Ces plutons ne sont pas homogènes et sont composés de plusieurs phases intrusives syn- à post-volcaniques et pré-tectoniques.

Les données séismiques ont révélé que le pluton de Flavrian forme un filon-couche sub-concordant légèrement incliné vers l'est qui s'est introduit dans les unités calco-alkalines du Groupe de Blake River. Kennedy (1984) a démontré que le pluton de Flavrian est une intrusion composite et complexe comprenant au moins 5 phases intrusives successives: un filon-couche de tonalite-diorite précoce, une trondhjémite polyphasée (granite à albite), des dykes de diorite, les plagiogranites du

Lac Flavrian et de St-Jude et des dykes tardifs de diorite. Selon Paradis *et al.* (1988), les phases trondhjémiques sont géochimiquement identiques aux rhyolites du Groupe de Blake River et les phases gabbroïques et dioritiques sont identiques aux andésites, suggérant que le pluton de Flavrian est affilié aux roches volcaniques bimodales sus-jacentes. Les phases de plagiogranite (tonalite) n'ont pas d'équivalent extrusif (Paradis *et al.*, 1988). Kennedy (1984) a suggéré que les tonalites du Lac Flavrian et de St-Jude soient contemporaines au pluton du lac Dufault.

La géologie du pluton du lac Dufault n'est pas bien connue. Contrairement aux plutons de Flavrian et de Powell, celui-ci recoupe la stratigraphie volcanique. Webber (1962) a étudié la distribution des éléments mineurs et traces et a démontré que ce pluton peut être subdivisé en deux lobes, un lobe ouest constitué d'un noyau potassique ceinturé par une frange plus calcique; et un lobe est plutôt hétérogène et renfermant de nombreuses enclaves de roches volcaniques. Le gisement Gallen (West Macdonald) est localisé à l'intérieur du lobe est. L'auréole thermique du pluton du lac Dufault métamorphise l'encaissant volcanique ainsi que les pipes d'altération hydrothermales synvolcaniques. En conséquence, ce pluton est post-volcanique en accord avec l'âge U-Pb sur zircon de 2690 ± 2 Ma du lobe ouest déterminé par Mortensen (1993).

Plutons syn- à post-tectoniques (orogéniques)

Ce groupe d'intrusions forme habituellement de petits stocks et des dykes associés, qui recoupent toutes les lithologies du bloc de Blake River ainsi que celles des ceintures sédimentaires adjacentes. Selon leur distribution et leur âge relatif au métamorphisme régional, Rive *et al.* (1990) ont reconnu deux sous-types. La première suite d'intrusions, composées principalement de syénite spatialement localisées le long des failles majeures bordant le bloc de Blake River et communément associées avec des gisements d'or mésothermaux. Le second sous-type comprend des petits stocks et des dykes qui possèdent une auréole thermique distincte laquelle se superpose au métamorphisme régional (Rive *et al.*, 1990). Ces intrusions sont également restreintes au bloc de Blake River mais ne sont pas nécessairement localisées près d'une faille régionale majeure. Powell (1994) a mis en doute leur relation avec le métamorphisme régional et a plutôt suggéré que l'auréole thermique de ces plutons est recoupée par les isogrades et les bathogrades du métamorphisme régional. Dans tous les cas, ces intrusions sont jeunes comme le témoigne les données isotopiques U-Pb. Ces plutons se sont

mis en place entre 2682 ± 2 Ma et 2673 ± 3 Ma (Goutier *et al.*, 1994).

Un troisième groupe d'intrusions est peut-être temporellement relié à la suite magmatique alcaline. Il s'agit de dykes et de petits stocks de porphyres à quartz et feldspath dont la distribution n'est pas bien documentée. Ces intrusions sont abondantes dans l'environnement de la faille Porcupine-Destor, principalement près du gisement Duquesne. Dans cette région, un petit stock est surmonté en discordance angulaire par les roches sédimentaires de la Formation de Duparquet. Cette intrusion est datée à 2689 ± 3 Ma, ce qui est légèrement plus vieux que la suite alcaline (Mueller *et al.*, 1994).

Finalement, des dykes tardi-archéen de lamprophyre sont abondants à proximité des failles majeures régionales. Les études lithogéochimiques de Wyman et Kerrich (1988; 1989a,b; 1993) et de Kerrich et Wyman (1993) ont suggéré que ces lamprophyres sont comagmatiques aux intrusions alcalines et sont spatialement associées aux mêmes zones de failles. Toutefois, les intrusions alcalines renferment fréquemment des minéralisations mésothermales d'or (Beattie et Granada) indiquant que ces intrusions se sont mises en place avant l'avènement de l'hydrothermalisme mésothermal. Par ailleurs, les dykes de lamprophyre sont fréquents dans les gisements mésothermaux de Rouyn-Noranda. Dans tous les cas connus, ils recourent nettement la minéralisation aurifère et, de ce fait, sont certainement plus jeunes. Si, comme le suggère Wyman et Kerrich (1993), les lamprophyres et les syénites sont comagmatiques, il s'en suit que cet événement magmatique conscrit l'âge relatif des minéralisations mésothermales dans la région de Rouyn-Noranda.

Structure

En général, dans la région de Rouyn-Noranda, les strates et les structures souples sont orientées E-O. Ce grain structural résulte de la juxtaposition (à la manière d'un accordéon) de panneaux monoclinaux et de séquences plissées imbriquées. Ces séquences rocheuses ont été par la suite chevauchées sur le Groupe de Pontiac qui est caractérisé par une série de plissements à vergence sud ainsi que par des failles de chevauchement (Camiré et Burg, 1993; Benn *et al.*, 1994). La région de Rouyn-Noranda a été affectée par au moins deux épisodes de plissement et d'imbrications lesquels sont mieux documentés dans les roches sédimentaires du Groupe de Timiskaming.

Le bloc de Blake River est aussi affecté par une famille de failles fragiles orientées ENE et ONO (Fig.

3), ainsi que, dans une moindre mesure, par des failles orientées NE et SO. Quelques unes de ces failles représentent d'anciennes structures synvolcaniques réactivées, mais la plupart sont tardives car elles traversent la région de manière rectiligne. Certaines de ces failles ont joué durant le Protérozoïque puisque la couverture sédimentaire protérozoïque a été préservée de l'érosion le long de certaines d'entre elles au sud-ouest de Rouyn-Noranda (Fig. 3).

Les failles ductiles comme Cadillac et Porcupine-Destor sont des structures d'étendue régionale dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs centaines de mètres. Ces zones de failles sont habituellement entourées d'une enveloppe kilométrique où la déformation est intense. Ces zones de déformation sont complexes et montrent des évidences d'une superposition de plusieurs failles ayant jouées en des temps différents.

La distribution de la déformation est également hétérogène à travers tout le bloc de Blake River. Dans les endroits où les roches ont été basculées verticalement, la structure est fort complexe, mais en général, dans la portion centrale du bloc, la déformation est faible et les strates ne sont que faiblement inclinées vers l'est.

Par leur caractère plus compétent et leur granulométrie fine, les roches volcaniques constituent de mauvais marqueurs cynématiques. De plus, l'étendue des unités marqueurs est limitée par la faible étendue typique des coulées volcaniques. Les corrélations stratigraphiques ont donc été grandement facilitées par la venue des données géochronologiques U-Pb précises.

Au nord de la faille Porcupine-Destor, les roches volcaniques du Groupe de Kinojévis sont plissées en un couple synforme-antiforme d'échelle kilométrique, orienté E-O, déversé vers le sud et plongeant modérément vers l'ouest. Aucune schistosité ne s'est développée lors de cet épisode de plissement. Près de la faille Porcupine-Destor, les roches de la charnière du synclinal sont découpées par une série de faille à rejet-pendage et sont injectées par des intrusions porphyriques syntectoniques. Les roches sédimentaires du type Timiskaming (Formation de Duparquet) reposent en discordance sur cette séquence plissée et faillée (Fig. 4). L'orientation subverticale des strates sous la Formation de Duparquet indique que celles-ci ont été redressées avant la déposition des sédiments de Duparquet. Compte tenu que les roches de la Formation de Duparquet sont également plissées et faillées, un second épisode de déformation doit être mis en cause, ou du moins, la continuation du premier épisode, et ce, après la consolidation et le

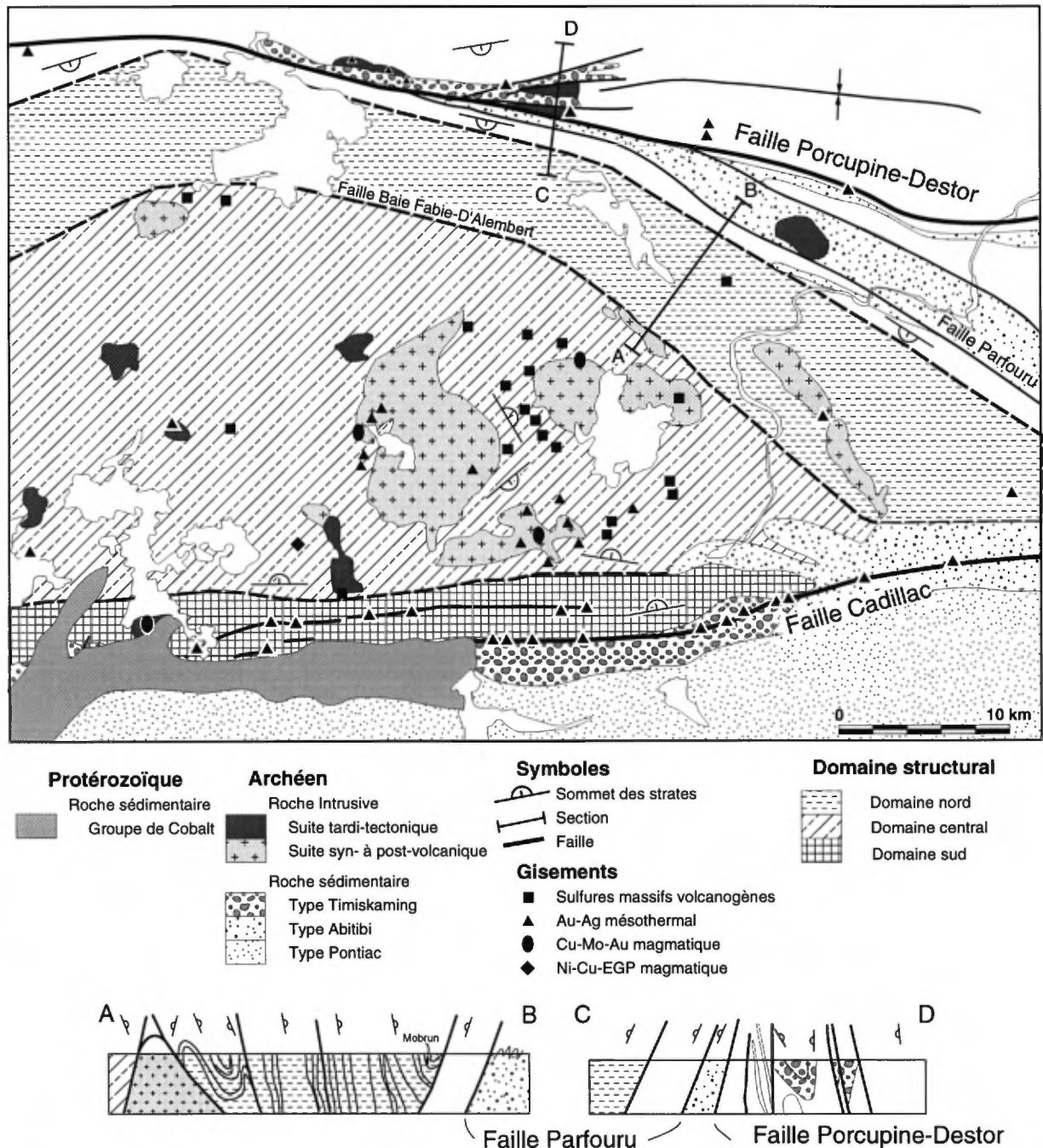


Figure 4. Limites des domaines structuraux et sections verticales à travers la portion nord du bloc de Blake River.

redressement des lithologies sous-jacentes. Une relation stratigraphique et structurale similaire a été proposée pour le Groupe de Timiskaming au sud de Rouyn-Noranda (Goulet, 1978). Dans la région de Duparquet, la schistosité dominante, qui est orientée ENE, est une fabrique tardive puisqu'elle recoupe les traces axiales du synclinal d'Abijévis (pli de phase D1, dans les volcanites) et le synclinal

de Lanaudière (pli de phase D2, dans les sédiments de Duparquet).

La structure du bloc de Malartic est complexe. Anciennement, le bloc de Malartic était perçu comme une large structure antiforme (Dimroth *et al.*, 1982, Imreh, 1984). Toutefois, Babineau (1985) et plus récemment Desrochers *et al.* (1993) ont proposé que le bloc de Malartic résulte d'un collage complexe de terranes variés.

Dans le bloc de Blake River la déformation et le métamorphisme sont généralement faibles. Les études volcanologiques et stratigraphiques ont permis de préciser la stratigraphie de l'empilement volcanique, en particulier à l'intérieur du camp minier central. Ces études stratigraphiques détaillées se sont avérées fortes utiles pour la prospection de gisements volcanogènes profonds (par exemple : la découverte du gisement d'Ansil).

Le bloc de Blake River peut être subdivisé en trois domaines structuraux basés sur la disposition des unités volcaniques (Fig. 4). Le domaine nord couvre la région des lacs Duparquet et Dufresnoy et est limité au nord par la Faille Porcupine-Destor et au sud par la Faille baie Fabie-D'Alembert. Ce domaine est caractérisé par des plis et des imbrications serrés. Les limites nord et sud ont des pendages opposés. Les plis sont droits ou légèrement déversés et leur plongement est faible, de sorte que leurs flancs peuvent être tracés sur de longues distances. La partie centrale du bloc constitue un large anticlinorium ouvert dont le flanc est plonge faiblement à modérément vers l'est. Cet anticlinorium possède un noyau constitué des plutons syn- à post-volcaniques. Dans la partie ouest de l'anticlinorium, le grain structural est mal développé. Les strates sont plus ou moins horizontales. Le troisième domaine est localisé au sud subparallèlement à l'orientation de la trace de la Faille de Cadillac. Il consiste en plusieurs panneaux monoclinaux séparés par des failles de chevauchement à pendage modéré (40-70°) vers le nord. La limite sud de ce domaine est définie par la zone de faille Cadillac qui marque également la limite entre les sous-province de l'Abitibi et de Pontiac.

Métamorphisme

Dans la région de Rouyn-Noranda, les roches supracrustales archéennes sont faiblement métamorphisées (Joly, 1978, 1980; Dimroth *et al.*, 1983c; Powell, 1994). À l'intérieur du bloc de Blake River, le faciès métamorphique augmente de prehnite-pumpellyite au nord à celui des schistes verts-amphibolites au sud. Au sud de la Faille de Cadillac, le gradient métamorphique des roches du Groupe de Pontiac augmente rapidement et le faciès atteint celui des amphibolites supérieures.

Les isogrades du métamorphisme régional se superposent à l'auréole thermique du pluton du lac Dufault ainsi qu'à celle du stock de syénite post-tectonique d'Aldermac (Powell, 1994). Par contre, l'auréole thermique associée aux intrusions post-tectoniques du batholite de Pressiac-Lacorne ne

montre pas d'évidence de rétrogression, ce qui permet de supposer que l'âge du métamorphisme régional est compris entre 2677 Ma et 2645 Ma, soit respectivement l'âge de la syénite d'Aldermac et du batholite de Preissac-Lacorne (Powell, 1994).

Stratigraphie du Groupe de Blake River

Le modèle stratigraphique proposé pour le groupe de Blake River (Péloquin *et al.*, 1994) diffère en plusieurs points de ceux historiquement proposés. Il incorpore néanmoins plusieurs aspects de ces anciens modèles et conserve autant que possible la même nomenclature. Nous présentons la nomenclature dans son volet original avant de discuter du modèle courant.

Le Groupe de Blake River a été subdivisé en quatre sous-groupes par Goodwin (1977): les sous-groupes de Bowman, Garrison, Misema and Noranda. Les deux premiers sous-groupes n'affleurent qu'en Ontario et, de plus, sont maintenant assignés au Groupe de Kinojévis et de Stoughton-Roquemaure (voir Jackson et Fyon, 1991). Le sous-groupe Misema se retrouve au Québec et en Ontario alors que le sous-groupe Noranda n'apparaît qu'au Québec. Selon Goodwin (1977), ces deux sous-groupes sont d'affinité calco-alcaline. Le sous-groupe Misema, de composition intermédiaire (andésitique), est surmonté par le sous-groupe Noranda de composition bimodal (andésitique et rhyolitique). Nous avons retenu la nomenclature de Goodwin (1977) mais en modifiant légèrement l'étendue des unités (Péloquin *et al.*, 1994).

Gélinas *et al.*, (1984) ont proposé, pour la portion québécoise, une subdivision chimico-stratigraphique basée sur une compilation des analyses lithogéochimiques disponibles à l'époque. Leur section stratigraphique comprend de la base au sommet: l'unité de Rouyn-Noranda (tholéiitique); l'unité Duprat-Montbray (tholéiitique et calco-alcaline); l'unité de Pelletier (tholéiitique); l'unité de Dufault (calco-alcaline); l'unité de Trémoy (tholéiitique); l'unité de Cléricy (calco-alcaline); l'unité de Destor (tholéiitique); l'unité de Reneault (calco-alcaline) et l'unité de Dufresnoy (tholéiitique). La correspondance entre cette subdivision et celle de Goodwin (1977) est cependant faible. Nous avons regroupé en une seule unité, le sous-groupe de Rouyn-Pelletier (Péloquin *et al.*, 1994), les unités localisés au sud de Rouyn-Noranda soit: l'unité de Rouyn-Noranda, une partie de l'unité Duprat-Montbray et l'unité de Pelletier. Ce sous-groupe est largement mafique et d'affinité tholéiitique.

Goodwin (1977) a proposé que la progression stratigraphique du Groupe de Blake River, du plus

vieux au plus jeune, est de l'ouest vers l'est. Gélinas *et al.*, (1984) ont, quant à eux, proposé que la base du Groupe de Blake River soit plutôt au sud. Malgré tout, il existe une progression d'âge de l'ouest vers l'est, l'unité Duprat-Montbray étant plus vieille que les unités localisées plus à l'est. Spence et de Rosen-Spence (1975) ont proposé une séquence de cinq cycles volcaniques bimodaux progressivement plus jeune vers l'est. Dans le modèle général, proposé par Péroquin *et al.*, (1994), il n'y a pas de progression d'âge entre l'unité méridionale du Groupe de Blake River (le sous-groupe de Rouyn-Pelletier), l'unité occidentale (le sous-groupe de Misema) et l'unité centrale (le sous-groupe de Noranda). La présence de la rhyolite Fish-roe (dont deux affleurements sont à visiter; jour 1 arrêt 2 et 7) dans chacun de ces sous-groupes indique qu'ils sont contemporains. En général, le Groupe de Blake River peut donc être considéré comme un vaste bassin volcanique à l'intérieur duquel se produisait simultanément trois types de volcanisme: le Rouyn-Pelletier essentiellement de composition mafique et d'affinité tholéiitique; le Misema de composition intermédiaire avec des unités tholéiitiques et calco-alkalines interstratifiées; et le Noranda dont les unités intermédiaires ont essentiellement la même composition que celle du sous-groupe Misema, mais comprenant une plus grande proportion de rhyolites.

La stratigraphie du sous-groupe de Noranda a été l'objet de nombreuses études détaillées, en particulier dans la région du camp minier central. De Rosen-Spence (1976) interprète le camp de Noranda comme une vaste dépression volcanique. Cette hypothèse fut supportée par Dimroth *et al.* (1982) et plus récemment par Gibson (1989). Cette dépression volcanique, ou chaudron, renferme la

plupart des gisements volcanogènes connus dans le Groupe de Blake River. Elle est caractérisée par une alternance d'unités d'andésite et de rhyolite. Le pluton synvolcanique de Flavrian constitue la base de cette séquence, aussi appelée série du camp central ou séquence des mines. La stratigraphie, de la base au sommet, est (Fig. 5; de Rosen-Spence, 1976): l'Andésite de Flavrian, la Rhyolite Northwest, l'Andésite Rusty Ridge, les Rhyolites Bedford et Amulet, l'Andésite Waite, les Rhyolites Waite et Millenbach, les Andésites Despina et Amulet, la Rhyolite Insko, l'Andésite Newbec, la Rhyolite Héré Creek, les Rhyolites Fish-roe et Norque, l'Andésite de D'Alembert (membre inférieur), l'Andésite de D'Alembert (membre supérieur), la Dacite/Andésite Cyprus, la Rhyolite Cyprus et finalement des andésites à Fe-Ti. Le plus important hiatus volcanique est apparu après l'épanchement des Rhyolites Waite et Millenbach. Le plus grand nombre de gisements volcanogènes est localisé près de ce niveau stratigraphique (voir entres autres, Gibson et Watkinson, 1990).

Le Groupe de Blake River peut donc être perçu comme un vaste bassin volcanique dans un secteur où s'est développé un large volcan bimodal andésite-rhyolite sur un plancher volcanique mafique montrant lui-même des évidences de deux processus magmatiques (Péroquin *et al.*, 1994). Le sous-groupe de Rouyn-Pelletier n'apparaît pas génétiquement relié aux sous-groupe de Misema et de Noranda. Il pourrait représenter la poursuite du volcanisme original du bassin volcanique. Le sous-groupe de Misema est affilié au sous-groupe de Noranda. Le premier pourrait représenter la "trailing-end" de l'ouverture du bassin; et le second serait alors le "leading edge" ou "propagating end".

Les gisements métalliques du district de Rouyn-Noranda.

Jean-François Couture

(Division des gîtes minéraux, Ministère des Ressources naturelles, Val-d'Or, Qc)

Introduction

Le district de Rouyn-Noranda est exceptionnellement riche en gisements métalliques. Depuis l'ouverture de la mine Horne en 1927, qui a constitué l'actif de fondation de la compagnie Noranda inc., des ressources minérales ont été extraites de plus de 42 mines, la plupart petites, mais certaines très grosses. Les gisements métalliques du district de Rouyn-Noranda se répartissent en quatre catégories sur la base des principales minéralisations extraites ainsi que par la genèse. Ces catégories sont: les gisements volcanogènes de sulfures massifs (Cu-Zn-Au-Ag); les gisements épigénétiques mésothermaux à Au-Ag, les gisements hydrothermaux-magmatiques à Ni-Cu-EGP et les gisements magmatiques-hydrothermaux à Cu-Mo-Au. Dans ce chapitre, nous décrivons brièvement chaque catégorie de gisement.

Il existe aussi dans la région de Rouyn-Noranda plusieurs gisements polymétalliques qui ne peuvent pas être assignés facilement à l'une ou l'autre de ces catégories parce que la minéralisation provient d'évidences suggérant une genèse polyphasée complexe. Il s'agit notamment des gisements du district de Bousquet (Doyon, Bousquet, D.J. LaRonde). Dans ces gisements, la minéralisation présente des évidences indiquant la présence de plusieurs systèmes hydrothermaux différents, de sorte qu'il est possible que ces gisements résultent d'un télescopage de plusieurs systèmes hydrothermaux. Considérant que dans la région de Rouyn-Noranda des systèmes hydrothermaux concentrateurs de métaux ont été actifs pendant au moins 25 millions d'années, il est concevable de penser que les métaux ont pu être remobilisés par des systèmes hydrothermaux développés par dessus de plus anciens.

Gisements volcanogènes de sulfures massifs (Cu-Zn-Au-Ag)

Les gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) ont longtemps constitué la principale ressource minérale du district de Rouyn-Noranda et de la province de Québec en entier. Depuis 1927, 18 mines différentes (Tableau 1) ont produit plus de 2 millions de tonnes de cuivre, près d'un million de tonnes de zinc et plus de 450 tonnes d'or. Parmi tous ces gisements, les gisements Horne et Quemont se démarquent par leur grosseur mais surtout par leur forte teneur en or. En fait, le mine Horne, à elle

seule, a produit plus d'or que toutes les autres mines du Québec, et ce, incluant le gros gisement Sigma-Lamaque de Val-d'Or. La teneur moyenne en or récupérée des mines Horne et Quemont est près de dix fois supérieure à celle des gisements SMV typiques (Franklin, 1992). La plupart des gisements SMV ont été découverts dans le Camp Minier Central délimité par les plutons de Flavrian, de lac Dufault et de Powell (Fig. 3).

Les gisements de ce groupe appartiennent à la classe des sulfures massifs en domaine volcanique (volcanic-associated massive sulphide deposits; Franklin *et al.*, 1981), reconnue mondialement dans des roches de tous âges. Ces gisements sont invariablement associés à des séquences volcaniques sous-marines. Les principaux contrôles de la minéralisation sont d'ordre stratigraphique et structural.

Les gisements archéens de Rouyn-Noranda ont été les premiers gisements de cette classe à être découverts dans la partie est du Canada durant les années 20. Ils forment un sous-type défini par leur contexte stratigraphique et leur pipe d'altération distinctive. Plusieurs études conduites autant par les géologues de l'industrie que ceux des universités durant les années 1950 et 1960 (voir une revue par Franklin *et al.*, 1981) ont grandement contribué à formuler le modèle sédimentaire-exhalatif pour expliquer la genèse de cette importante classe de gisements. L'étude des gisements de type Noranda a permis la rédaction d'articles scientifiques ayant fait école (entres autres : Sangster, 1972; Franklin *et al.*, 1981; Hutchinson, 1965) et qui ont grandement influencés l'exploration minérale durant les années 1970 et 1980 (voir la discussion à cette effet dans Hodgson, 1990). Une revue exhaustive de ce type de gisement peut être consultée dans Gibson et Watkinson (1990), Chartrand et Cattalani (1990), et Barrett et MacLean (1994a). Nous en présentons qu'un résumé.

Les gisements de SMV de type Noranda se retrouvent à l'intérieur du Groupe de Blake River lequel, au Québec, est caractérisé par un complexe volcanique central comprenant un volcan bimodal (andésite-rhyolite). Ce complexe volcanique est lui-même précédé et succédé par du volcanisme mafique-intermédiaire périphérique (Péloquin *et al.*, 1994). À Rouyn-Noranda, le Groupe de Blake River a été subdivisé en 5 cycles volcaniques (Spence, 1967; Gibson, 1989) dont chaque cycle est constitué d'une

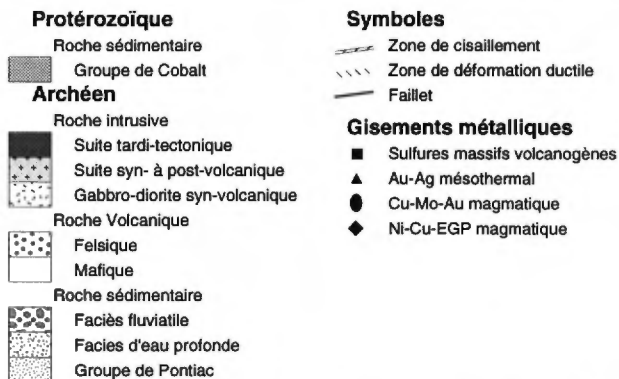
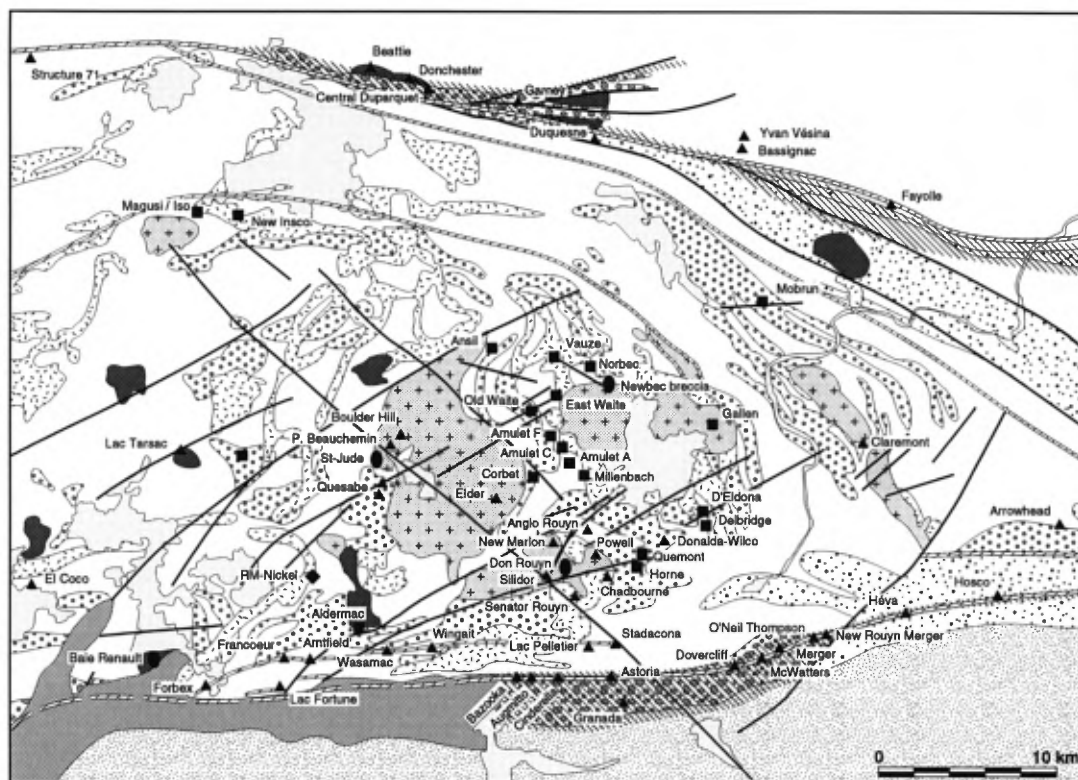


Figure 5. Géologie de la région de Rouyn-Noranda et localisation des gisements des tableaux 1 et 2.

unité basale d'andésite surmontée d'une unité mixte de rhyolite-andésite (Fig. 5). Les travaux détaillés de de Rosen-Spence (1976) et de Gibson (1989) ont permis de reconnaître que le complexe volcanique central forme un vaste chaudron rempli d'unités bimodales andésite-rhyolite (la séquence des mines). Les roches volcaniques sous-jacentes et sus-jacentes au complexe volcanique central se seraient épanchées avant et après l'effondrement du complexe volcanique causant le chaudron. Pélouquin *et al.*, (1994) considèrent que les cycles volcaniques sont en partie contemporains de sorte que les cycles II et IV se seraient déposés, en même temps, dans des parties différentes du bassin volcanique de Blake River.

La séquence du chaudron aussi appelée la

séquence des mines renferme la plupart des principaux gisements de SMV du district de Rouyn-Noranda (Fig. 5). Seulement trois gisements non économiques de SMV ont été découverts à l'extérieur du chaudron (4-coins, Inmont, Yanex; Gibson et Watkinson, 1990). Six gisements (zone principale et lentille 1100 de Mobrun, Gallen, Deldona et Delbridge) sont localisés à l'intérieur des unités post-chaudron. Ces gisements sont caractérisés par un ratio Zn/Cu plus élevé et sont plus pyriteux que ceux rencontrés dans les cycles inférieurs (Franklin, 1992). La position stratigraphique de quatre gisements (zones 5 et H de la mine Horne, New Inscoc et Iso-Magusi) demeure incertaine. Le gisement géant de Horne est localisé dans un bloc faillé qui ne peut pas être

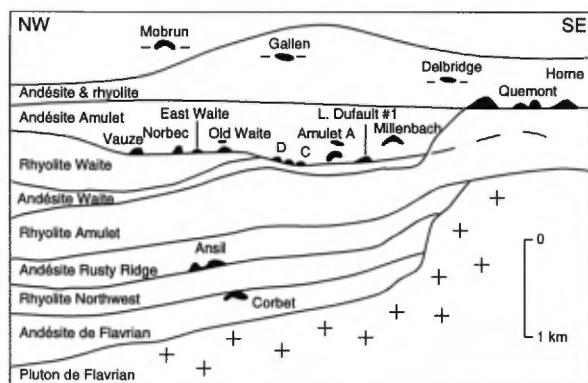


Figure 6. Position stratigraphique des gisements volcanogènes de sulfures massifs de la région de Rouyn-Noranda, d'après Spence et de Rosen-Spence (1975).

corrélé facilement avec la séquence du chaudron. Quant aux gisements New Inco et Iso-Magusi, ils sont localisés à l'extérieur du chaudron, approximativement 40 km au nord-ouest de Rouyn-Noranda, là où la continuité des unités stratigraphiques est incertaine.

Les gisements de SMV dans la séquence des mines sont considérés comme des gisements proximaux (Gibson et Wakinson, 1990). Ils sont typiquement constitués de deux parties; une lentille concordante de sulfures massifs surmontant un stockwerk discordant de sulfures compris dans une pipe d'altération chlorite-séricite (Fig. 6; Chartrand et Cattalani, 1990). En général, la minéralisation forme une seule lentille de sulfures massifs, mais certains gisements, comme Millenbach, sont constitués de plusieurs lentilles satellites. La lentille

concordante de sulfures massifs montre typiquement une zonalité métallique comprenant un noyau riche en cuivre et une frange plus riche en zinc. Les métaux précieux ne semblent pas systématiquement suivre cette zonalité car l'or et l'argent se retrouvent à la fois dans les zones riches en cuivre (Millenbach) et les zones plutôt riches en zinc (Corbet; Gibson et Watkinson, 1990).

Dans les gisements de SMV de type Noranda, une pipe d'altération discordante comprenant une zone de stockwerk de sulfures est habituellement développée sous la lentille de sulfures massifs (Fig. 6; Chartrand et Cattalani, 1990). Cette pipe, qui est communément localisée dans une faille synvolcanique, montre une bonne zonalité minéralogique et chimique. Le coeur, intensément chloritisé, passe graduellement à une enveloppe extérieure séricitisée. Ce patron d'altération correspond à un lessivage du Ca, Na et Si et à un enrichissement en Fe et Mg au centre de la pipe et en K en périphérie.

Les gisements localisés à l'intérieur du lac Dufault sont métamorphisés. La minéralogie de leur pipe d'altération est transformée en un assemblage à cordiérite-anthophyllite distinctif connu sous le nom de "dalmatianite" en raison de la texture porphyrique tacheté de la roche (Walker, 1930; de Rosen-Spence, 1969; Riverin and Hodgson, 1980).

Les gisements épigénétiques mésothermaux à Au-Ag

Plus de 125 tonnes (4 millions d'onces) d'or ont été récupérées de 25 gisements où l'or

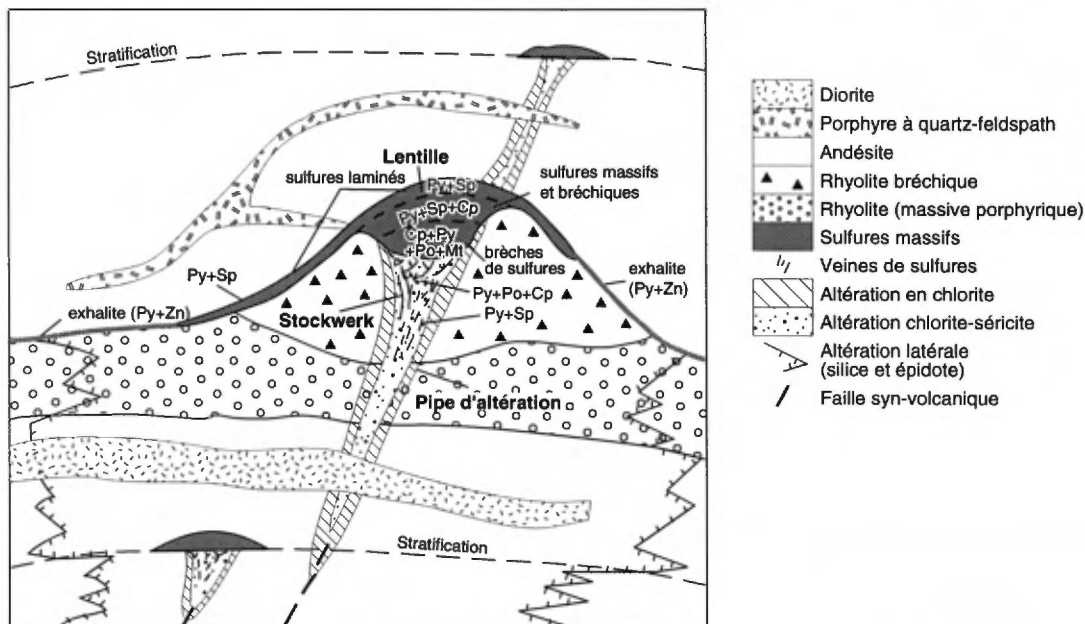


Figure 7. Section schématisée idéale à travers un gisement volcanogène de sulfures massifs de type Noranda, d'après Chartrand et Cattalani (1990). Voir tableau 1 pour la signification des abréviations.

Tableau 1: Caractéristiques géologiques des gisements de sulfures massifs de la région de Rouyn-Noranda (d'après Chartrand et Cattalani, 1990 et mis à jour avec les données du MRN).

Nom	Size (Mt)	Cu (%)	Zn (%)	Au (g/t)	Ag (g/t)	Lithologie hôte	Forme et constitution	Minéralogie et zonalité	Altération
1 Horne	54	2.2	-	6.1	13	Rhyolite aphyrique et porphyrique, Rhyolite tufacée bréchifiée; et QFP associés.	20 lentilles, les lentilles principales sont Upper et Lower H.	Cp massive»Po rubanée± Cp»Po massive± Cp»Py; Au natif tellurures.	Silicification et séricitisation, Chloritisation dans les épontes.
2 Horne N° 5	22 (150)	0.1	1.2	1.4	-	Tuf rhyolitique et brèche.	Corps tabulaire ceinturant la portion supérieure de la zone Lower-H.	Mélange de Py et Sp massive, fragmentaire et disséminée.	Silicification et séricitisation.
3 Quemont	15	1.2	1.9	4.9	19	Rhyolite massive porphyrique et aphyrique, brèche rhyolitique, QFP.	Plusieurs lentilles de sulfures massifs et disséminés.	Cp+Po massive» Py+Sp massive; Py,Cp disséminée dans le mur.	Chloritisation dans le mur et en périphérie du minéral, séricitisation latérale et silicification.
4 Ansil	1.5	7.2	0.8	1.7	26	Rhyolite massive, rubanée, sphérulitique et bréchifiée, tuf rhyolitique.	Lentille ellipsoïdale avec deux dômes, zones de stockwerk associées.	Mt massive, Po+Cp massive, Sp mineure; exhalite latérale.	Chloritisation, silicification, séricitisation; altération dans le toit étendue.
5 Moberun Principale Lentille 1100	1.5 9.8	0.85 0.8	2.42 4.3	2.4 1.2	27 34	Brèche pyroclastique et tuf, lave mafique et felsique rubanée.	Lentilles en échelon, fortement tectonisées, sulfures massifs et rubanés, stockwerk.	Lentille principale à cœur de Py±Cp et périphérie de Sp±Py.	Silicification et séricitisation, chloritisation mineure.
6 Norbec	4.3	2.8	4.7	0.9	43	Brèche pyroclastique felsique et tufs, rhyolite.	Lentille principale avec une zone de stockwerk bien développée.	Lentille principale avec Py, Sp, Cp, Po & Mt; Cp concentrée à la base près du stockwerk.	Intense chloritisation.
7 Delbridge	0.4	0.6	8.6	2.1	62	Rhyolite aphyrique et porphyrique, pyroclastite felsique à intermédiaire.	Lentille recoupée par une faille, zone de stockwerk, exhalite latérale.	Cp dans la partie supérieur du stockwerk, Py+Sp en périphérie de la lentille et ds le stockwerk.	Pipe d'altération en chlorite bien développée.
8 Millenbach	3.5	3.5	4.5	0.9	48	Andésite fortement silicifiée, dôme de QFP, rhyolite.	15 lentilles coniques surmontant des zones de stockwerk, exhalite latérale.	Cp massive» Cp+Sp+Py+Po; brèche» Py+Sp±Cp rubanée, zonalité Cu/Zn dans le stockwerk.	Pipe d'altération à cœur de chlorite et périphérie de séricite, métamorphisé en cornéennes.
9 Waite Amulet	9.7	4.2	3.6	0.9	28	Andésite fortement silicifiée, rhyolite massive et bréchifiée, andésite.	Plusieurs lentilles et zones de stockwerk associées, exhalite latérale.	Similaire à Millenbach.	Mur et toit chloritisés et séricitisés, métamorphisé en conrénées.
10 Vauze	0.4	2.9	1.4	0.8	25	Rhyolite massive et rubanée, brèche rhyolitique.	Lentilles massives et zones de stockwerk, exhalite cherteuse latérale.	Mt massive, Po, Cp, Py and Sp massive et bréchifiée, Py+Sp laminée en périphérie.	Pipe d'altération à cœur de chlorite et périphérie de séricite.
11 Aldermac	2 (1.2)	1.65 (1.6)	- (4)	- (0.3)	- (34)	Rhyolite massive et rubanée, brèche rhyolitique et tuf, QFP.	Plusieurs lentilles surmontant des zones de stockwerk, au dessus d'une exhalite cherteuse.	Po+Cp massive surmontée de Py+Sp±Cp massive et rubanée.	Altération latérale en silice, pipes d'altération en chlorite et séricite.
12 Corbet	2.7	2.9	2	0.9	20	Volcanite mafique massive et coussinée, brèche volcanoclastique.	Plusieurs lentilles satellites avec zone de stockwerk.	Cœur de Po+Cp massive, Périphérie de Py+Sp massive; zonalité Cu/Zn dans le stockwerk.	Pipe d'altération à cœur de chlorite et périphérie de séricite.
13 New Insko	1	2.5	-	0.9	15	Basalte massif, coussiné, volcanoclastites, QFP, rhyolite.	Lentille tabulaire dans une zone de schistes, Zone de stockwerk latérale ?	Po, Py, Cp, massive rubanement mineur; surmonté de minéral siliceux (Qtz-Py-Cp-Po).	chloritisation séricitisation, enveloppant les sulfures massifs.
14 Iso / Magusi	5.8	1.1	2.7	0.8	28	identique à New Insko	Lentille tabulaire avec une portion centrale épaissie, pas de zone de stockwerk.	Py, Sp,Cp massive; Gn abondante; zonalité Cu/Zn latérale, Py, Sp massive.	Enveloppe de schistes à carbonate, séricite et chlorite.
15 Gallen (West McDonald)	3.2	0	4.7	0.6	19	Enclave volcanique dans la granodiorite.	Amas lobulaire.	Py, Po, Sp massive.	Séricitisation.

Abréviations: Cp= chalcopryrite, Sp= sphalérite, Py= pyrite, Po= pyrrotite, Mt= magnétite, Gn= galène, »» signifie passage graduel latéral et vers le haut, QFP= porphyre à quartz-feldspath, Qz= quartz.

représentait la principale substance extraite (Tableau 2; Couture, 1991). En excluant les gisements du secteur de Bousquet, la production et les réserves sont estimées à plus de 300 tonnes d'or (approximativement 10 millions d'onces) dans plus ou moins 40 gisements. Seulement 10 gisements renferment plus de 10 tonnes d'or (production et réserves) et seulement trois (Silidor, Beattie et Elder)

contiennent plus d'un million d'onces d'or. Présentement, mise à part la mine Moberun, toutes les mines actives appartiennent à cette classe de gisement. Au moment d'écrire ces lignes, les mines en opérations sont: Silidor, Francoeur, Donalda et Astoria. La mine Granada a opérée sporadiquement au cours des deux dernières années.

La teneur moyenne récupérée varie de 3,16 à

10,44 g/t Au, mais la plupart des mines ont opérées à une teneur moyenne inférieure à 6 g/t Au. Il est frappant de remarquer comment cette teneur moyenne est faible comparativement à celle des gisements des districts de Kirkland Lake et Virginiatown en Ontario qui sont localisés à moins de 60 km à l'ouest. La teneur moyenne récupérée varie de 10 à 17 g/t Au dans les gisements de Kirkland Lake (Bertoni, 1983) et est approximativement de 9,6 g/t Au dans la mine Kerr Addison. La raison de cette différence de teneur n'est pas connue. Toutefois, les gisements de SMV de la région de Rouyn-Noranda sont plus riches en or que la moyenne des gisements de SMV archéens. En fait, la teneur moyenne du gisement Horne était de 6,4 g/t Au, ce qui est plus élevé que la plupart des gisements d'or de la région.

Tous les gisements d'or du district de Rouyn-Noranda sont regroupés dans cette classe dont la principale caractéristique est la grande diversité des contextes géologiques minéralisés (Fig. 4). Ceci s'explique peut-être par l'importance des contrôles géologiques locaux sur la distribution et la nature des minéralisations aurifères. Tous les gisements sont épigénétiques et ont une origine hydrothermale. De plus, les minéraux hydrothermaux remplacent invariablement les minéraux métamorphiques de sorte que ces minéralisations sont postérieures ou du moins tardimétamorphiques. Mis à part les lamprophyres archéens et les diabases protérozoïques, toutes les lithologies sont minéralisées (Fig. 4; Tableau 2). Des gisements sont encaissés dans les roches volcaniques ultramafiques, mafiques et felsiques des Groupes de Blake River, Kinojévis et Timiskaming; dans les filons-couches synvolcaniques de gabbro-diorite; dans les intrusions felsiques synvolcaniques à tarditectoniques; ainsi que dans les roches sédimentaires des Groupes de Kewagama, Cadillac et Timiskaming. Seul le pluton du lac Dufault ne semble pas contenir de minéralisations en or de cette classe.

Dans ces gisements hydrothermaux le contexte structural est un important facteur contrôlant la localisation des zones minéralisées. De manière générale, le système de plomberie, à travers duquel ont circulé les fluides hydrothermaux, est créé structurellement (Tableau 2). À cet égard également, les gisements d'or de Rouyn-Noranda montrent une grande diversité de contextes structuraux. La minéralisation aurifère peut se retrouver à l'intérieur de structures de premier ordre comme les failles de Cadillac et Porcupine-Destor (Astoria, Bazooka, Augmitto, McWatters); dans des structures de second ordre (Francoeur, Arntfield, Wasamac,

Beattie-Donchester); dans des failles secondaires reliées aux structures de premier ordre (Duquesne); dans des petites zones de cisaillements NE ou NO à l'intérieur de roches intrusives mafiques ou felsiques (Elder, Silidor, P. Beauchemin, Powell, Senator Rouyn); ou encore dans des failles synvolcaniques réactivées (Quesabe). Il y a même des gisements où il ne semble pas y avoir de contrôle structural spécifique (Chadbourne).

Par ailleurs, il y a une grande diversité des styles de minéralisation (Tableau 2). Les gisements sont principalement constitués de veines ou de réseaux de veines de quartz-carbonates, mais les zones de brèche sont communes. En fonction du contrôle structural spécifique, la minéralisation aurifère peut prendre la forme de veines, de disséminations et d'imprégnations, de zones de remplacement ou de zones de brèche. Plus spécifiquement, il y a une grande variété de types de veines minéralisées. Il y a des veines ou des systèmes de veines encaissés dans des zones de cisaillement ductiles (Lac Fortune, Claremont). Dans les gisements constitués d'une seule veine ou de quelques veines, la veine à pendage modéré ou faible est inscrite dans une zone de cisaillement comme dans les mines Silidor, Elder, P. Beauchemin, Powell-Rouyn, New Marlon, Anglo-Rouyn, Stadacona et Senator Rouyn, ou encore, ce sont des veines de tension à faible pendage et très étendues (Donalda; Riverin *et al.*, 1990). Au Lac Pelletier, le système de veines comprend une série de fractures d'extension à faible pendage faisant relais entre deux zones de cisaillement abruptes et subparallèles. Dans la mine Chadbourne, tout l'or était contenu dans une pipe de brèche non déformée ne montrant aucun contrôle structural externe apparent (Walker et Cregheur, 1982).

Dans plusieurs gisements, les veines de quartz sont, soit absentes ou peu abondantes. À la mine Duquesne par exemple, le minerai aurifère est constitué de disséminations et de poches de pyrite et de veinules de quartz localisées le long des contacts cisailés de dykes de porphyre tarditectoniques. À l'intérieur de la zone de cisaillement Francoeur-Wasa, de l'or disséminé et des imprégnations de pyrite ont été exploités dans au moins huit zones minéralisées différentes (Francoeur, Arntfield, Wasamac, Wingait; Couture et Pilote, 1993).

Les gisements magmatiques-hydrothermaux à Ni-Cu-EGP

L'importance de cette classe de gisement n'est pas bien connue parce qu'elle ne regroupe qu'un seul petit gisement. Il s'agit du petit gîte de RM-

Tableau 2: Caractéristiques géologiques des gisements d'or mésothermaux de la région de Rouyn-Noranda (d'après Couture, 1991 et mis à jour avec les données du MRN jusqu'en 1994).

Gisement	Date déc.	Période de production	Prod. (t Au)	Total (t Au)	Type de minéralisation	Lithologie encaissante	Structure hôte	Altération
1 Beattie / Donchester	1923	1933-1956	34.74	34.74	Stockwerk à Qz- carb. et brèche + Py-AsPy	Syénite porphyrique et volcanites	Faïlle E-ESE/80° reliée à la faille Destor	Silice, Carbonate, Muscovite
2 Elder	1933	1946-1966	10.81	27.72	Veines Qz-carbonate	Dyke mafique dans le pluton de Flavrian	Zone de cisaillement inverse NE/30°SE	Carbonate, Albite
3 Silidor	1985	1989-	10.97	22.99	Veines Qz-carbonate	Dyke mafique dans le pluton de Powell	Zone de cisaillement inverse 324°/60°SE	Carbonate, Hématite
4 Francoeur	1932	1938-1947, 1968-1971, 88-	5.8	20.52	Remplacement, Py + Au dissémination	Andésite et gabbro du Blake River	Zone de cisaillement inverse 273°/47°N	Carbonate, Muscovite, Albite, Hématite, Pyrite
5 Wasamac	1936	1965-1971	8.05	17.11	Remplacement, Py + Au dissémination	Andésite et rhyolite du Blake River	Zone de cisaillement inverse 270°/45°N	Carbonate, Hématite
6 Stadacona	1923	1936-1958	15	15.63	Veines Qz-carb. -tourm. + Py-AsPy ± Cp-Gn	Andésite, diorite et rhyolite du Blake River	Zone de cisaillement inverse NE-ESE/80°SE	Carbonate, Chlorite
7 Powell-Rouyn	1922	1937-1956	11.94	12.41	Veines Qz-carbonate + Py ± Hm	Dyke mafique dans le pluton de Powell	Zone de cisaillement 330°/65°	Carbonate, Hématite
8 P. Beauchemin	1927	1955-1962, 1988-1993	7.9	11.26	Veines Qz-carbonate	Dyke mafique dans le pluton de Flavrian	Zone de cisaillement inverse 030°/25°SE	Carbonate, Albite, Hématite
9 Augmitto	1922	None		9.92	Veines Qz-carbon. -tourm. + Py-AsPy-Cp	Schiste ultramafique et sédiments de Timiskaming	Zone de faille Cadillac, Pli en asymétrique en Z	Carbonate
10 Donald-Kerrald / Wilco	1943	1948-1956, 1970-71, 1994-	4.2	9.73	Veines Qz-carbonate + Py	Andésite et rhyolite du Blake River	Zone de cisaillement inverse (?) 090°/30°S	
11 Senator-Rouyn	1936	1940-1955	7.35	8.16	Veines Qz-carbonate -tourmaline + Py	Diorite du Blake River	Zone de cisaillement inverse 304°/54°NE	Carbonate, Chlorite, Cr-muscovite
12 Astoria	1927	1993-	0.4	7.79	Veines Qz-carb. -tourm. + stockwerk + Py-AsPy	Schiste ultramafique et sédiments de Timiskaming	Zone de faille Cadillac, Pli en asymétrique en Z	Carbonate, Cr-muscovite, albite
13 Russian Kid (El Coco)	1924	1981-1982	0.07	7.43	Veines Qz-carbonate -sheelite + Py	Gabbro du Blake River	Zone de cisaillement inverse 075°/60°S	Carbonate
14 Hosco	1944	1948-1949	0.23	7.39	Veines Qz-carbonate + Py-AsPy ± Cp-Sp-Gn	Sédiments du Cadillac	Zone de faille Cadillac	Silice
15 Duquesne	1923	1947-1952, 1991	1.2	6.67	Py disséminée et Veines Qz-carbonate	Porphyre à Qtz-felds., volcanites ultramafiques	Cisaillement W/70°N relié à la faille Destor	Carbonate, Pyrite, Silice
16 Lac Pelletier	1922	None		6.06	Veines Qz-carbonate + 1-3% Py	Andésite du Blake River	Cisaillement inverse NE/30°-40°SE	Carbonate
17 McWatters	1932	1934-1944, 1995-	3.37	5.96	Remplacement + Veines Qtz-carbon.-tourm. + Py	Sédiments et volcanites du Timiskaming	Zone de faille de Cadillac	Carbonate
18 Chadbourne	1922	1979-1986	5.6	5.8	Brèche à Qz-carbonate + Py	Andésite du Blake River		
19 Granada	1923	1930-1947, 1993	1.9	5.4	Veines Qz-carbonate + Py-AsPy	Syénite porphyrique et sédiments de Timiskaming	Zone de cisaillement W/50°-70°	Carbonate
20 Arntfield	1923	1935-1942	1.74	5.11	Remplacement, Py + Au dissémination	Andésite, rhyolite, dyke felsique du Blake River	Zone de cisaillement inverse 270°/45°N	Carbonate, Pyrite, Silice
21 Central Duparquet #1	1924	None		4.48		Syénite porphyrique et andésite		
22 Yvan Vésina	1938	1983-1988	3.86	3.86	Veines Qz-carbonate	Basalte du Kinojévis	Faïlle NNW et zone de brèche 165°/50°W	Hématite, Carbonate, Silice
23 Forbex	1943	None		3.6	Veines Qz-carbonate	Andésite et diorite du Blake River	Zone de cisaillement	Carbonate

Abreviations: carbon.= carbonate, tourm.=tourmaline, Qtz= quartz, AsPy= arsenopyrite, Cp= chalcopryrite, Ga= galena, Hm= hematite, Po= pyrrhotite, Py= pyrite, Sp= sphalerite, felds= feldspar, Cr= chrome.

Nickel localisé environ 20 km au sud-ouest de Rouyn-Noranda (Fig. 4). Ce gisement renferme des sulfures massifs et disséminés qui sont localisés au contact d'un dyke de gabbro grenu et d'une andésite du Groupe de Blake River. Environ 90 000 tonnes titrant en moyenne 0,74% Cu et 0,51% Ni ont été définies par sondage de surface. Ce gîte renferme aussi des teneurs significatives en EGP (1 à 6 g/t EGP; Barnes *et al.*, 1993).

Selon Gaudreault (1990), la minéralisation en Ni-Cu se présente sous trois habitus distincts: 1- des sulfures disséminés dans le gabbro; 2- des sulfures disséminés dans une phase pegmatitique du gabbro; 3- des veines et des lentilles de sulfures massifs dans des roches volcaniques encaissantes. Les principaux sulfures sont : pyrite, chalcopryrite,

millerite, pentlandite et violarite. La distribution de métaux nobles dans chacun de ces types de minéralisation a suggéré à Barnes *et al.*, (1993) qu'une partie des sulfures est d'origine magmatique mais que la remobilisation hydrothermale a été importante. La minéralisation sulfurée principale provient probablement de la cristallisation de l'intrusion de gabbro mais les fluides magmatiques tardifs riches en volatiles ont partiellement remobilisé ces sulfures magmatiques pour produire les veines enrichies en Cu-Pt-Pd-Au retrouvées dans l'andésite encaissante (Barnes *et al.*, 1993).

Bien que cette classe de gisement n'est peut-être pas importante du point de vue du volume, elle n'en est pas moins intéressante. Elle témoigne de la présence de systèmes concentrateurs de

Tableau 2 (suite): Caractéristiques géologiques des gisements d'or mésothermaux de la région de Rouyn-Noranda (d'après Couture, 1991 et mis à jour avec les données du MRN jusqu'en 1994).

Gisement	Date déc.	Période de production	Prod. (t Au)	Total (t Au)	Type de minéralisation	Lithologie encaissante	Structure hôte	Altération
24 Héva	1944	1951-1953	0.27	3.07	Veines de Qz + Py ± AsPy-Cp-Sp	Schistes et sédiments du Cadillac	Zone de faille Cadillac	?
25 Quesabe	1929	1949-1952	0.89	2.99	Veines Qz-carbonate	Andésite et rhyolite du Blake River	Faille Quesabe 065°/N + et autres 075°/N	Silice
26 Stadacona-est		cf. Stadacona	0.03	2.93	Veines Qz et Au disséminé	Diorite du Blake River	Zone de cisaillement 060°/90°	Chlorite, Carbonate
27 Anglo-Rouyn	1923	1948-1951	1.03	2.74	Veines Qz-carb.-tourm. + Py	Dyke mafique dans le pluton de Powell, andésite du Blake River	Zone de cisaillement 334°/60°	Carbonate
28 Garney	1938	None		0.6	Veines Qz-carbonate-chlorite + Py	Porphyre felsique et basalte komatiitique	Zone de cisaillement 240°/75°	Carbonate, Chlorite
29 O'Neil Thompson	1932	1936	0	2.4	Veines Qz-carbonate-tourm. + Py-Po-AsPy-W	Sédiments et volcanites du Timiskaming	Faille associée à la faille de Cadillac	Carbonate
30 Dovercliff	1923	None		2.01	Veines Qz-carbonate-tourm. + Py-Cp	Sédiments et volcanites du Timiskaming	Zone de faille de Cadillac	?
31 Merger (Rouyn-Merger)	1938	None		1.99	Veines Qz-carbonate	Sédiments et volcanites du Timiskaming	Zone de faille de Cadillac	Carbonate
32 Bassignac	1987	1986-87	0.13	1.69	Veines Qz-carbonate-tourm.	Basalte du Kinojévis	Zone de cisaillement ENE	Carbonate, Silice
33 Lac Fortune	1906	None		1.59	Veines Qz-carbonate + Au + tellurures	Andésite et gabbro du Blake River	Zone de cisaillement inverse N270°E/45°N	Carbonate
34 Boulder Hill	1927	None		1.49	Veines Qz épointées altérées+ Py-Cp-Ga-Hm	Dyke mafique dans le pluton de Flavrian	Zone de cisaillement 025°/20-25°	Silice
35 Fayolle	1986	None		1.42	Veines Qz sigmoïdales et zones de brèche	Volcanite mafique-ultrama., dyke felsique	Zone de cisaillement NS et NE/SO	Carbonate, Muscovite
36 Wingait	1943	None		1.09	Remplacement hydrothermal et Py disséminée	Andésite et rhyolite du Blake River	Zone de cisaillement inverse 270°/45°N	Carbonate, Silice, Hématite
37 Structure 71	1987	None		1.02	Veines Qz-carbonate + Py, AsPy	Volcanites mafiques du Kinojévis	Faille E-W à pendage S.	Carbonate, Muscovite, Fuchsite
38 New-Marlon	1934	1947-1949	0.6	0.98	Veines Qz-carbonate + Py	Dyke mafique dans le pluton de Powell	Zone de cisaillement 345°/70°E	
39 Wilco	1923	None		0.91	Veines Qz-chlorite+ Py-Cp	Andésite du Blake River	Zone de cisaillement (?) E/50°-60°S	
40 New Rouyn Merger	1932	1948-1949	0.12	0.88	Veines Qz-carb.-tourm. +stockwerk + Py-Cp-W	Sédiments et volcanites du Timiskaming	Zone de faille de Cadillac, pli en Z.	Carbonate, Cr-muscovite
41 Claremont	1935	None		0.75	Veines Qz + Py-Cp	Pluton de Cléricy	Zone de cisaillement 244°/45°N	Épidote, Amphibole, Carbonate
42 Arrowhead	1923	None		0.09	Veines Qz-carbonate	Andésite et rhyolite du Blake River	Zone de cisaillement E ?	
43 Bazooka	1935	None			Veines Qz-carb.-tourm. dissémination + AsPy-Py	Sédiments et volcanites du Timiskaming	Zone de faille de Cadillac, pli en Z.	Carbonate
44 Cinderella	1923	None			Veines Qz-carbonate-tourm. + Py-Po	Sédiments et volcanites du Timiskaming	Zone de faille de Cadillac	Carbonate, Cr-muscovite
45 Lac Tarsac	1939	None			Veines de Qz	Syénite et andésite du Blake River	?	?

métaux associés aux intrusions synvolcaniques de gabbro-diorite qui représentent au moins 20% du volume du Groupe de Blake River.

Les gisements magmatiques-hydrothermaux à Cu-Mo-Au

Cette classe de gisements regroupe plusieurs petits gîtes et gisements à basse teneur qui peuvent être séparés en deux sous-types selon la nature des intrusions felsiques associées. Il y a des gisements associés aux intrusions vieilles (2700-2690 Ma) de la suite trondhjémite-tonalite-granodiorite et ceux associés aux intrusions de syénite tardi-tectoniques (2680-2670 Ma). Cette classe de gisement n'a pas contribué grandement à la production totale de métaux du camp minier. Néanmoins, leur existence suggère que deux systèmes hydrothermaux

d'origine magmatique ont été actifs durant l'évolution géologique du camp minier de Rouyn-Noranda.

Les gisements associés aux intrusions de la suite trondhjémite-tonalite-granodiorite.

Ce sous-type regroupe essentiellement deux gisements. Le plus important est le gisement Don Rouyn localisé environ 2 km à l'ouest de Rouyn-Noranda à l'intérieur du pluton de Powell (Fig. 4). C'est une intrusion polyphasée interprétée comme synvolcanique et partiellement comagmatique aux roches volcaniques du Groupe de Blake River. Goldie *et al.*, (1979) ont décrit brièvement la géologie de ce gisement duquel environ 5,5 millions de tonnes de minerai faiblement minéralisé en cuivre (≈0,15% Cu) ont été traitées à la fonderie de Noranda

comme fondant. La minéralisation couvre une plus large section que celle exploitée en surface. La ressource minérale totale était estimée à près de 40 Mt titrant approximativement 0,15% Cu. Le second exemple de ce groupe de minéralisation est localisé environ 20 km au nord-ouest de Rouyn-Noranda (Fig. 4). Il s'agit de la brèche de St-Jude et des veines polymétalliques qui lui sont associées. Ce complexe de brèche est associé à une petite intrusion circulaire de tonalite injectée le long de la bordure ouest du pluton de Flavrian. Une description plus détaillée de ces deux exemples est donnée plus loin dans ce guide.

Au nord-est de Rouyn-Noranda, près de la mine Newbec, il y a un autre complexe de brèche similaire à celui de St-Jude (Fig. 4). Cette brèche de Newbec n'est pas très bien documentée mais, selon Wilson (1941), elle semblerait reliée au pluton du lac Dufault. De la minéralisation en cuivre-molybdène serait associée à cette brèche (Wilson, 1941).

Les gisements associés aux intrusions de syénite tarditectoniques.

Un seul gisement de ce type est présentement connu dans la région. Il s'agit de plusieurs petits indices de dimensions inconnues localisés dans le canton de Dasserat environ 40 km à l'ouest de Rouyn-Noranda (Fig. 4). Ces indices de Cu-Mo-Au sont localisés dans une région constituée de roches volcaniques très fortement altérées en séricite et injectées de plusieurs générations de syénite. La minéralisation en Cu-Mo-Au se présente sous forme de dissémination dans les roches volcaniques et les intrusions porphyriques, mais aussi sous forme de stockwerk à quartz-sulfures et de veines de quartz-sulfures décimétriques. La zone d'altération couvre une région d'au moins 1 km² et pourrait être même plus importante considérant qu'elle se poursuit sous les eaux du lac Dasserat au nord et que la partie sud est recouverte par les roches sédimentaires protérozoïques. L'intense altération en séricite, la nature de la minéralisation en Cu-Mo-Au, sa forme et son association avec des intrusions porphyriques épizonales nous indiquent qu'il s'agit vraisemblablement des minéralisations hydrothermales d'origine magmatique.

Conclusion

Dans la région de Rouyn-Noranda, les métaux ont été concentrés par les processus hydrothermaux pendant plus de 25 millions d'années durant l'évolution tectonique de la région. Chaque système hydrothermal s'est développé à un moment précis de cette évolution et par conséquent témoigne d'une

partie de l'histoire géologique de la région permettant ainsi de mieux la déchiffrer.

Les gisements de SMV sont associés à l'éruption des roches volcaniques du Groupe de Blake River. L'âge de ces systèmes hydrothermaux de fonds marins est compris entre l'âge du pluton de Flavrian (2701 Ma; Mortensen, 1993), qui est sous-jacent à la série des mines, et la plus jeune unité de rhyolite encaissant des minéralisations de SMV (2698 Ma; Mortensen, 1993). Dans la genèse des gisements de SMV de la séquence des mines, le Pluton de Flavrian a joué un rôle important comme source de chaleur nécessaire pour maintenir la convection hydrothermale (Gibson, 1989). Les plutons de Flavrian et de Powell renferment des minéralisations magmatiques hydrothermales formées près de la paléosurface durant leur mise en place. Ces intrusions ont pu fournir des métaux aux systèmes hydrothermaux volcanogènes. Dans tous les cas, ces deux types de systèmes hydrothermaux sont co-spatiaux et contemporains. Le pluton du lac Dufault ne renferme pas de minéralisation significative. Son auréole thermique métamorphise les gisements de SMV et son âge de 2690 Ma (Mortensen, 1993) confirme sa mise en place post-volcanique.

Le système hydrothermal suivant à se développer est associé à l'intrusion des porphyres alcalins de haut niveau. Ces intrusions se retrouvent dans tout le district mais sont préférentiellement localisées le long des marges du Groupe de Blake River, près des failles de Cadillac et de Porcupine-Destor. Ces intrusions alcalines sont âgées de 2680 (syénites de Beattie et de Cléricky; Mortensen, 1993; Mueller *et al.*, 1994) à 2673 Ma (syénite de Granada; Davis, 1991). Des systèmes hydrothermaux magmatiques sont associés avec ce magmatisme alcalin comme en témoigne les minéralisations à Cu-Mo-Au du canton de Dasserat. Environ 10 à 20 millions d'années séparent les deux types de systèmes hydrothermaux magmatiques.

Finalement, des gisements mésothermaux d'or ont été produit au cours d'une vaste période d'hydrothermalisme qui a suivi la mise en place des intrusions alcalines et le métamorphisme régional. Les dykes de lamprophyre, lesquels sont interprétés comme affiliés au magmatisme alcalin (Wyman et Kerrich, 1989b), se sont mis en place après l'hydrothermalisme mésothermal puisque, dans la région de Rouyn-Noranda, ces dykes recourent nettement la minéralisation aurifère.

Itinéraire de l'excursion.

Introduction

L'itinéraire de l'excursion a été construit de manière à naviguer dans l'histoire géologique de la région de Rouyn-Noranda afin de reconstruire l'évolution archéenne de cette partie de la sous-province de l'Abitibi.

Première journée

Nous commençons notre périple avec le volcanisme du Groupe de Blake River. Nous consacrerons la première journée de l'excursion à étudier avec Shirley Péloquin, Pierre Verpaelt et Jean Goutier, la stratigraphie de l'empilement volcanique dans la région du camp central où se retrouve la plupart des gisements volcanogènes de sulfures massifs. Les roches du camp central sont peu déformées, de sorte que les textures primaires sont remarquablement bien préservées. Nous examinerons, entre autres, les différents morphofaciès des coulées volcaniques ainsi que les relations stratigraphiques entre l'empilement volcanique et les minéralisations volcanogènes associées.

Deuxième journée

Le lendemain, Marc Ruel de Ressources Audrey nous accueillera à la mine Mobrun (nouvellement nommée mine Bouchard-Hébert), le seul gisement volcanogène présentement en exploitation dans la région. Ce gisement est localisé à environ 30 km au nord-est de Rouyn-Noranda dans des roches volcaniques légèrement plus jeunes que celles du camp central (2696 Ma vs. 2701 Ma). Bien que différent de ceux du camp central, le gisement Mobrun est quant même typique de cette importante classe de gisement.

Au coeur du Groupe de Blake River, se retrouve trois importantes masses intrusives. Il s'agit des plutons de Flavrian, Powell et Lac Dufault. Ce sont des intrusions de la suite tonalite-trondjémite-granodiorite. Les deux premières sont perçues comme synvolcaniques et comagmatiques à une

partie des laves du Groupe de Blake River (Paradis et Ludden, 1988). Le pluton du Lac Dufault, une granodiorite, est tardi-volcanique (2689 Ma). Son auréole thermique métamorphise les roches du Groupe de Blake River et de manière assez caractéristique, les enveloppes d'altération des gisements volcanogènes. Ce sont les fameuses "dalmatianites". Il n'y a pas de minéralisation connue associées au pluton de Lac Dufault, mis à part peut être les minéralisations énigmatiques de cuivre-molybdène de la mine Newbec le long de la bordure nord de l'intrusion.

Après notre visite de la mine Mobrun, nous consacrerons l'après-midi à étudier des minéralisations magmatiques associées à une intrusion satellite du pluton Flavrian. Carl Pelletier de Barrick Gold nous guidera sur des affleurements de la brèche de St-Jude où nous pourrons observer des minéralisations en Cu-Mo-Au-±Pb-±Zn d'origine magmatique associées à un complexe annulaire de brèche autour d'une petite intrusion de trondjémite plus jeune que la masse principale du pluton de Flavrian.

Troisième journée

La troisième journée de l'excursion sera entièrement consacré à étudier la structure, le tectonisme et la sédimentation en bordure de l'empilement volcanique du Groupe de Blake River. Pour ce faire nous réaliserons deux coupes nord-sud afin d'étudier les relations entre le Groupe de Blake River et les formations adjacentes, au nord et au sud de Rouyn-Noranda.

En avant-midi, Jean Goutier nous guidera dans la région de Duparquet pour présenter les relations structurales et stratigraphiques entre la Formation de Duparquet d'une part et les Groupes de Blake River, Kinojévis et Kewagama d'autre part. Les sites visités nous permettront de discuter de la formation de ce petit bassin sédimentaire tardi-tectonique en relation avec la Faille de Porcupine-Destor.

Après le lunch, nous nous déplacerons au sud de Rouyn-Noranda pour réaliser une coupe de la partie nord du groupe de Pontiac, où les roches

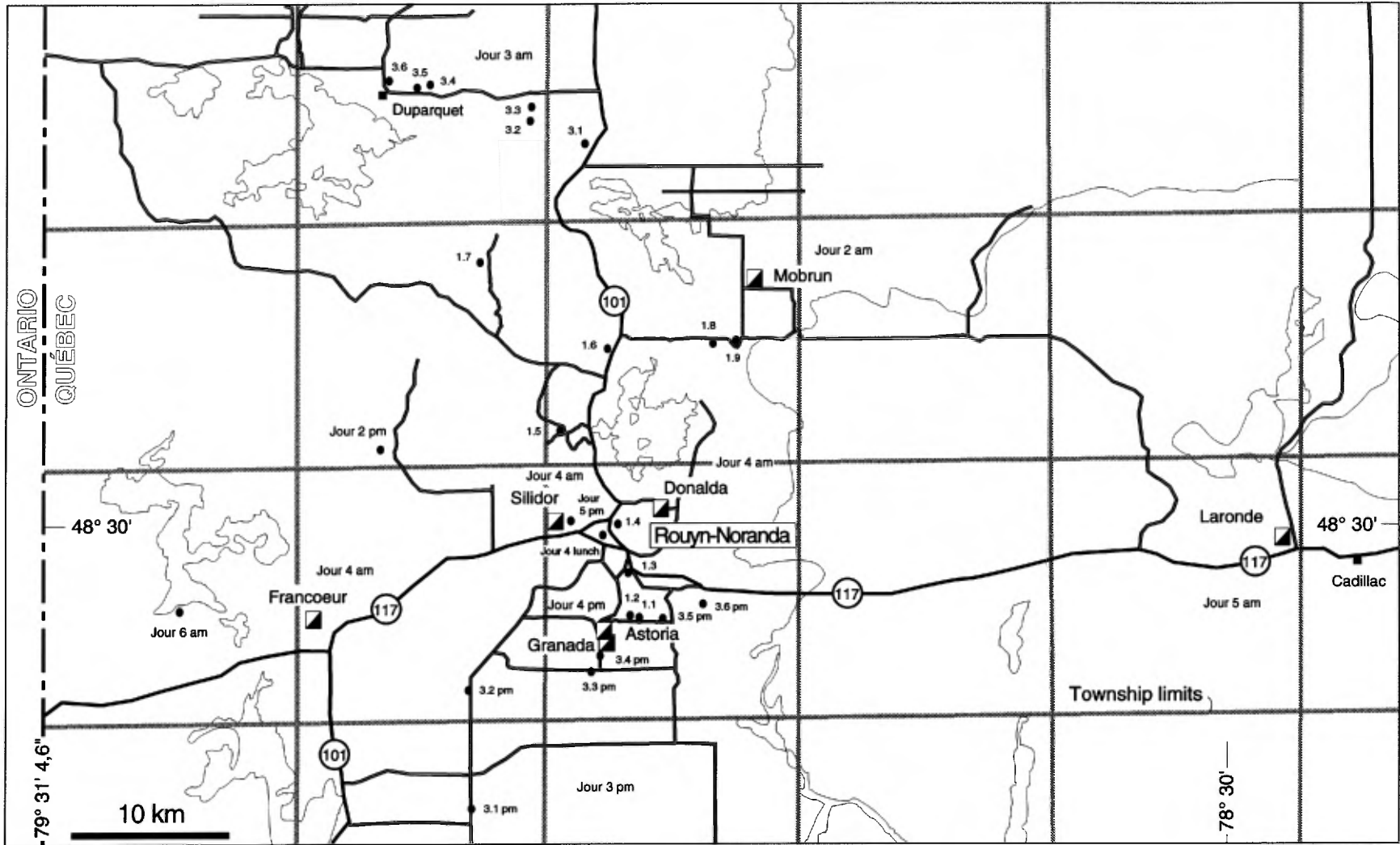


Figure 1. Localisation des arrêts de l'excursion et des mines visitées.

sédimentaires sont assez fortement métamorphisées; à travers la Formation de Granada (Groupe de Timiskaming) et la Faille de Cadillac; jusque dans la partie sud du Groupe de Blake River. Jean-Yves Labbé nous guidera le long de cette section pour nous faire observer comment les roches de la partie nord du Groupe de Pontiac, celles du Groupe de Timiskaming et celles de la partie Sud du Groupe de Blake River sont co-structurées.

Quatrième journée

Toute la journée sera consacrée à étudier les minéralisations en or de type mésothermal qui se sont mises en place tard dans l'histoire tectonique de Rouyn-Noranda car leurs enveloppes d'altération remplace les minéraux métamorphiques.

Pour l'avant midi, nous nous séparerons en trois groupes pour visiter l'un des trois gisements: Francoeur, Silidor ou Donalda. Chacune de ces mines expose un aspect particulier de la géologie très variée de ce type de minéralisation.

Ceux qui iront à la mine Donalda seront guidés par Daniel Turcotte et pourront observer un gisement d'or formé d'un filon de quartz principal dont le pendage est assez faible. La visite permettra d'étudier les mécanismes de mise en place de ce filon de quartz ainsi que d'observer la relation entre ce filon tardi-métamorphique et la faille Horne Creek, une faille importante à Rouyn-Noranda puisqu'interprétée comme synvolcanique et délimitant le "chaudron" de Gibson *et al.*, (1990). La veine Donalda est recoupée par un dyke de diabase protérozoïque. Des changements minéralogiques sont observés dans la veine et les roches encaissantes à l'approche du dyke de diabase.

À la mine Francoeur, Jacques Daignault nous fera visiter un type de gisement d'or différent du type "veine de quartz" classique. Le minerai aurifère est constitué de zones de remplacement hydrothermal localisées dans une faille inverse ductile au sud-ouest de Rouyn-Noranda. Les veines de quartz sont rares et généralement stériles. Couture et Pilote (1993) ont démontré que la déposition de l'or a été provoqué par des changements chimiques engendrés par l'altération progressive des schistes par des solutions hydrothermales circulant dans la zone de cisaillement.

En outre, la venue de l'or est indirectement associée à des dykes alcalins d'albite dont la mise en place, antérieure à la minéralisation, a modifié le potentiel chimique de la zone de faille. Cette visite permettra d'observer les relations structurales entre la minéralisation et la zone de cisaillement ainsi

que les changements minéralogiques à l'approche du minerai aurifère.

Le gisement Silidor est un gisement de type "veine de quartz". Toutefois le contrôle structural du filon est différent de celui de la mine Donalda. La visite sera guidée par Christof Kloeren et Alain Carrier. De manière générale, le filon de quartz principal est associé à un dyke mafique localisé dans une zone de cisaillement inverse-dextre à l'intérieur du pluton de Powell, une intrusion synvolcanique apparentée au pluton de Flavrian. Le gisement Silidor est semblable à plusieurs autres gisements encaissés dans des roches intrusives synvolcaniques (Powell-Rouyn, Stadacona, Senator-Rouyn, New-Marlon, Anglo-Rouyn, Elder, et P. Beauchemin). Dans tous ces gisements, les filons de quartz aurifères se sont développés en périphérie de dykes mafiques dont la mise en place a créé une anisotropie favorisant la formation d'une zone de cisaillement et la circulation des fluides minéralisateurs. À la mine Silidor, il sera possible d'observer que ce scénario est toutefois grandement simplifié. La géométrie et la nature de la minéralisation sont bien plus complexes.

Le groupe se retrouvera pour le lunch sur le site de l'ancienne mine Chadbourne restauré en parc par la compagnie Noranda qui y a également installé une station météorologique.

La mine Chadbourne a exploitée une pipe de brèche hydrothermale faiblement minéralisée en or. Cette brèche à fragments polymictes est de forme conique et recoupe les volcanites du Groupe de Blake River près de petites intrusions de syénite tardi-tectoniques. Nous examinerons des affleurements autour du parc aménagé par Noranda.

En après-midi, nous nous déplacerons sur le site de la mine Astoria, au sud de Rouyn-Noranda, pour examiner de plus près la nature de la Faille de Cadillac. Ce sont des affleurements exceptionnels. Nicole Gauthier et Daniel Kelly nous montreront les relations structurales complexes à travers le couloir de la faille et des minéralisations en or associées. Nous pourrions constater la signature structurale de la Faille de Cadillac *sensus stricto* avec celle le long de la coupe que nous avons effectué hier.

Cinquième journée

Pour terminer l'excursion, nous vous proposons de mettre en perspective les divers éléments de l'évolution géologique de Rouyn-Noranda en examinant des systèmes hydrothermaux complexes.

En premier lieu, nous visiterons la mine LaRonde en compagnie de Pascal Marquis et Alain Blackburn. La mine LaRonde est localisée à environ 40 km à l'est de Rouyn-Noranda dans le principal district aurifère du Québec qui regroupe les mines Doyon, Bousquet 1, Bousquet 2 et LaRonde. En 1994, ces quatre mines ont produit 19,3 tonnes métriques d'or (Gaudreau et Goutier, 1995). La mine LaRonde exploite plusieurs gisements d'or, d'argent, et de cuivre dans des volcanites très déformées du Groupe Blake River, à l'endroit où celui-ci est coincé entre les roches sédimentaires des Groupes de Kewagama, au nord et de Cadillac au sud. Dans ce secteur, la déformation tectonique est très forte de sorte que les relations stratigraphiques sont habituellement oblitérées par des structures tectoniques rendant les interprétations géologiques difficiles. Le minerai de la mine LaRonde est constitué de sulfures disséminés à massifs formant des lentilles très déformées. L'interprétation génétique de ces minéralisations est controversée. Mais comme nous le verrons lors de la visite, ces gisements ont vraisemblablement une origine multiphasée comprenant une accumulation de sulfures d'origine volcanique et une minéralisation en or syntectonique.

En après-midi, nous irons visiter le site de l'ancienne mine Don-Rouyn qui a exploité, à partir d'une fosse à ciel ouvert, un gisement à faible teneur de Cu-Au de type porphyre. De la fosse, nous pouvons apercevoir, vers l'ouest, le chevalement de la mine Silidor. Avec Michel Jébrak nous discuterons de la relation spatiale inusitée qui existe entre le gisement Don-Rouyn et quatre ou cinq filons de quartz exploités pour l'or (Silidor, Powell-Rouyn, Anglo-Rouyn, New Marlon, Senator-Rouyn), d'une part, un gisement d'origine magmatique dans une intrusion synvolcanique et d'autre part, des filons mésothermaux aurifères tardi-tectoniques. Nous examinerons des affleurements situés autour de la fosse.

Pour terminer la journée et préparer celle de demain, Ressources KWG nous accueillera sur le

site de la mine Granada. Cette mine a exploité de manière sporadique plusieurs filons de quartz très riches en or. Au cours des dernières années, la compagnie a exploité les extensions en surface des veines minées au cours des années 30. Tout l'or se retrouve dans deux réseaux de veines de quartz qui recoupent les roches sédimentaires du Groupe de Timiskaming, ainsi que des intrusions tardi-tectoniques de syénite porphyrique (2673 Ma) faisant parties du plus jeune épisode magmatique felsique de la région de Rouyn-Noranda.

Sixième journée

À la mine Granada, la minéralisation est constituée de filons de quartz aurifères mésothermaux qui sont plus jeunes que les intrusions alcalines qu'ils altèrent. Ce matin, nous irons observer des minéralisations en Mo-Cu-Au d'origine magmatique associées à des intrusions alcalines de la même famille que celles de la mine Granada. Ces minéralisations sont situées environ 30 km au sud-ouest de Rouyn-Noranda, dans le secteur de la Baie Renault. Les affleurements que nous visiterons en compagnie de Pascal Marquis nous permettront d'observer l'intense altération en séricite associée à ce système hydrothermal ainsi que les différentes formes que prennent la minéralisation en Mo-Cu-Au (disséminée, en stockwerk et en filonets). Par ailleurs, certains affleurements montrent des relations énigmatiques entre l'altération en séricite, la minéralisation en molybdène et des zones de cisaillement ductiles. De plus, le secteur, fortement altéré en séricite, est recoupé par des zones de cisaillement altérées en carbonate et pyrite. Ces contradictions alimenteront certainement d'intéressantes discussions concernant les processus de mise en place de ces minéralisations notamment en regard de la profondeur de mise en place de la minéralisation.

Fin de l'excursion

Le volcanisme du Groupe de Blake River

Alice Shirley Péloquin

(Département de Géologie, Université de Montréal, Qc)

Pierre Verpaelst

(Service géologique de Québec, Ministère des Ressources naturelles, Charlesbourg, Qc)

et Jean Goutier

(Service géologique du NO, Ministère des Ressources naturelles, Rouyn-Noranda, Qc)

Introduction

Au Québec, le Groupe de Blake River, de la partie sud de la sous-province de l'Abitibi, comprend trois sous-groupes aux caractéristiques lithologiques différentes (Fig. 1). Il s'agit des sous-groupes: Rouyn-Pelletier de composition principalement basaltique; Misema de composition principalement andésitique; et Noranda essentiellement bimodal andésitique et rhyolitique. Historiquement, les âges relatifs assignés à ces sous-groupes dans la région étaient, du plus vieux au plus jeune: Rouyn-Pelletier, Misema et Noranda. Nous croyons maintenant qu'au lieu d'être une progression temporelle, ces trois sous-groupes représentent des types différents de volcanisme au sein d'un même bassin volcanique. Les données géochimiques indiquent qu'il s'agit d'un bassin d'arrière-arc.

Les roches du Groupe de Blake River sont remarquablement bien préservées et leur grand intérêt économique ont fait qu'elles ont été l'objet de nombreuses études. La majorité des gisements de SMV se retrouvent à l'intérieur du sous-groupe de Noranda. Les principaux critères d'exploration dans un camp minier comme Noranda sont de deux types. D'abord, la présence de grands plutons synvolcaniques qui ont fourni la chaleur aux systèmes hydrothermaux, mais aussi la présence de rhyolites montrant un haut degré de différenciation ce qui suggère qu'elles proviennent d'une chambre magmatique (voir un pluton) localisée près de la paléosurface. Comme plusieurs gisements de SMV du district de Noranda ne sont pas associés aux rhyolites, mais plutôt aux séquences d'andésite, les régions à fortes densités de rhyolite ne sont importantes que parce qu'elles expriment la source de chaleur.

Durant cette excursion, nous ne visiterons que

les sous-groupes de Rouyn-Pelletier et de Noranda. L'accès aux unités du sous-groupe de Misema est difficile et les textures sur ces affleurements ne sont pas aussi bien préservées.

Arrêt 1: Les volcanites mafiques variolitiques

Introduction

La texture variolitique est commune aux volcanites mafiques archéennes et aux roches encaissantes des gisements d'or des régions de Timmins et de Matheson. Elle se présente sous la forme de petites sphères blanchâtres d'un diamètre de 1 mm à 5 cm (\emptyset moyen de 4-10 mm), en relief positif. Les varioles sont bien développées dans les bordures et sont souvent coalescentes vers le coeur des coussins. Elles s'observent plus rarement dans les coulées massives. La texture variolitique est commune dans les gros coussins (> 70 cm de diamètre) aux bordures épaisses des roches des Groupes de Stoughton-Roquemaure, de Kinojévis et de Blake River. Dans la région de Rouyn-Noranda, certaines volcanites variolitiques ont été utilisées comme un marqueur stratigraphique à la base du Blake River (Dimroth *et al.*, 1982; Gélinas *et al.*, 1984) puisqu'elles peuvent former des horizons concordants ayant une épaisseur de 300 m et une longueur de 8 km.

Le groupe d'affleurements visités est situé à 5 km au sud-est de Rouyn-Noranda. On y accède par le chemin de Bellecombe ou le chemin du rang 4-5 de Granada (Fig. 2). On y observe trois bandes variolitiques ENE, à pendage de 60° vers le nord (polarité normale) à l'intérieur de l'ensemble tholéiitique (ferrifère et magnésien) de Rouyn-Pelletier du Groupe de Blake River. Le modèle controversé d'immiscibilité de magmas de Gélinas

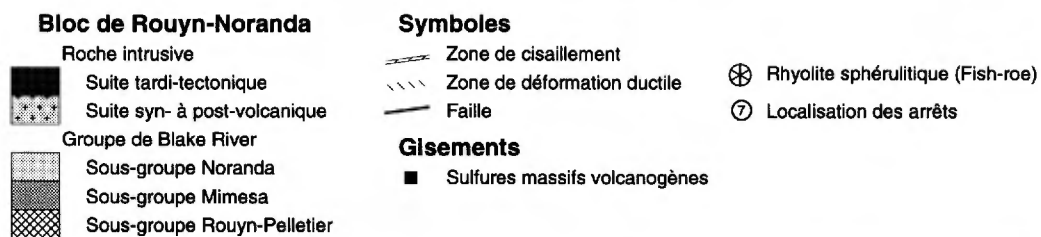
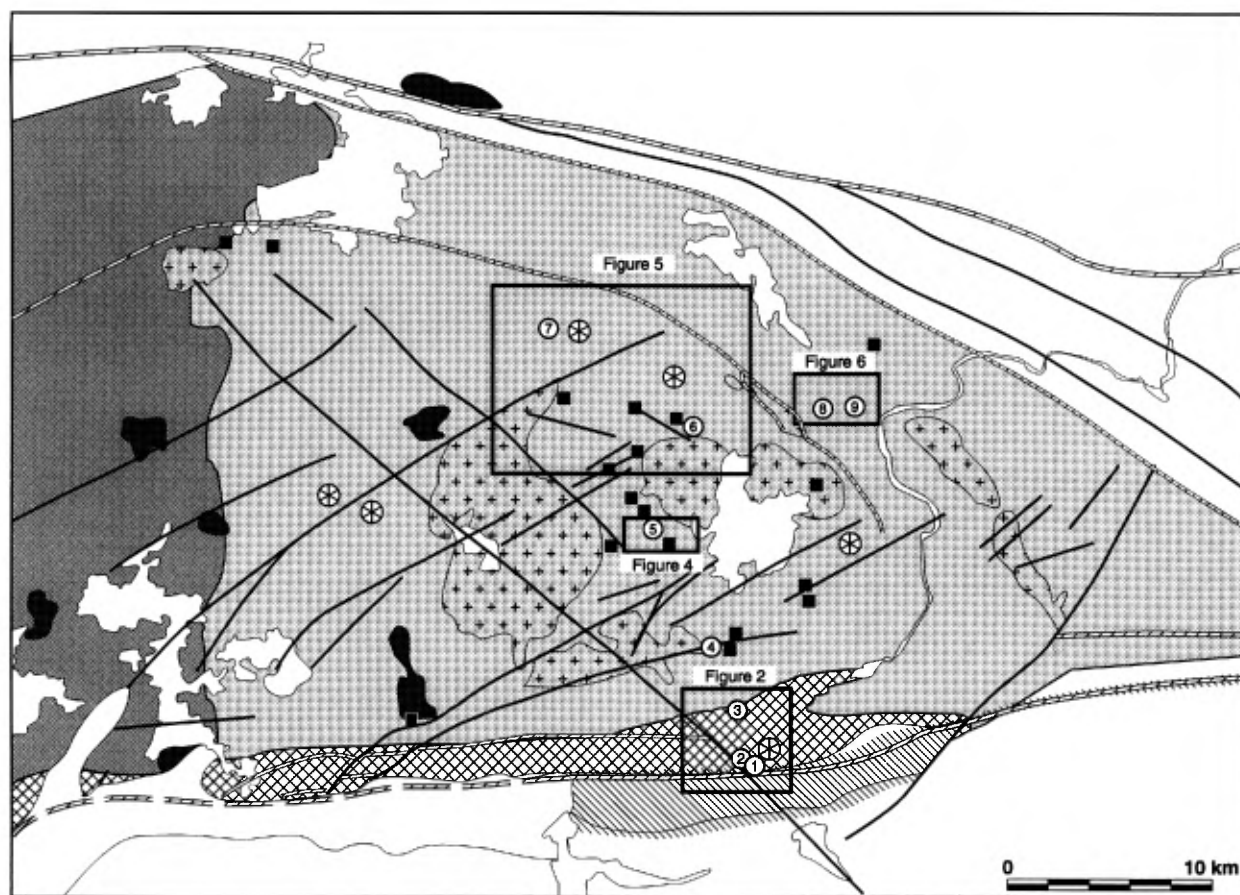


Figure 1. Subdivision stratigraphique du Groupe de Blake River et localisation des arrêts.

et al. (1976) a été établi à partir d'observations de terrain et d'échantillons de ce secteur.

Pétrographie et géochimie

Bien que la texture variolitique soit similaire d'un affleurement à l'autre, elle ne l'est pas au microscope. En général, les varioles sont composées d'agrégats souvent fibroradiés de plagioclase, de zoïsite et de quartz. Lorsque la déformation et le métamorphisme sont peu élevés, la texture dendritique est commune. Dans plusieurs cas, la texture variolitique n'est qu'un changement de teinte se superposant à la texture primaire. C'est particulièrement évident dans les basaltes komatiitiques du Stoughton-Roquemaure, là où la déformation et le métamorphisme sont très faibles.

Dans d'autres cas, la texture variolitique résulte de la formation de sphérolites ou de dévitrification oblitérant la texture primaire. Parfois la texture variolitique est produite par une chloritisation hétérogène des bordures de coussins et les varioles sont alors les portions les moins altérés.

Les roches variolitiques ont généralement une affinité tholéiitique (ferrifère ou magnésienne), mais elles peuvent être aussi calco-alkalines ou komatiitiques (Fig. 3). Les varioles sont plus felsiques que leur matrice dans un même échantillon, mais leur pourcentage en SiO₂ est variable d'un échantillon à l'autre.

Différents modèles de formation ont été proposés pour expliquer la formation de varioles dans les volcanites archéennes. Avec les

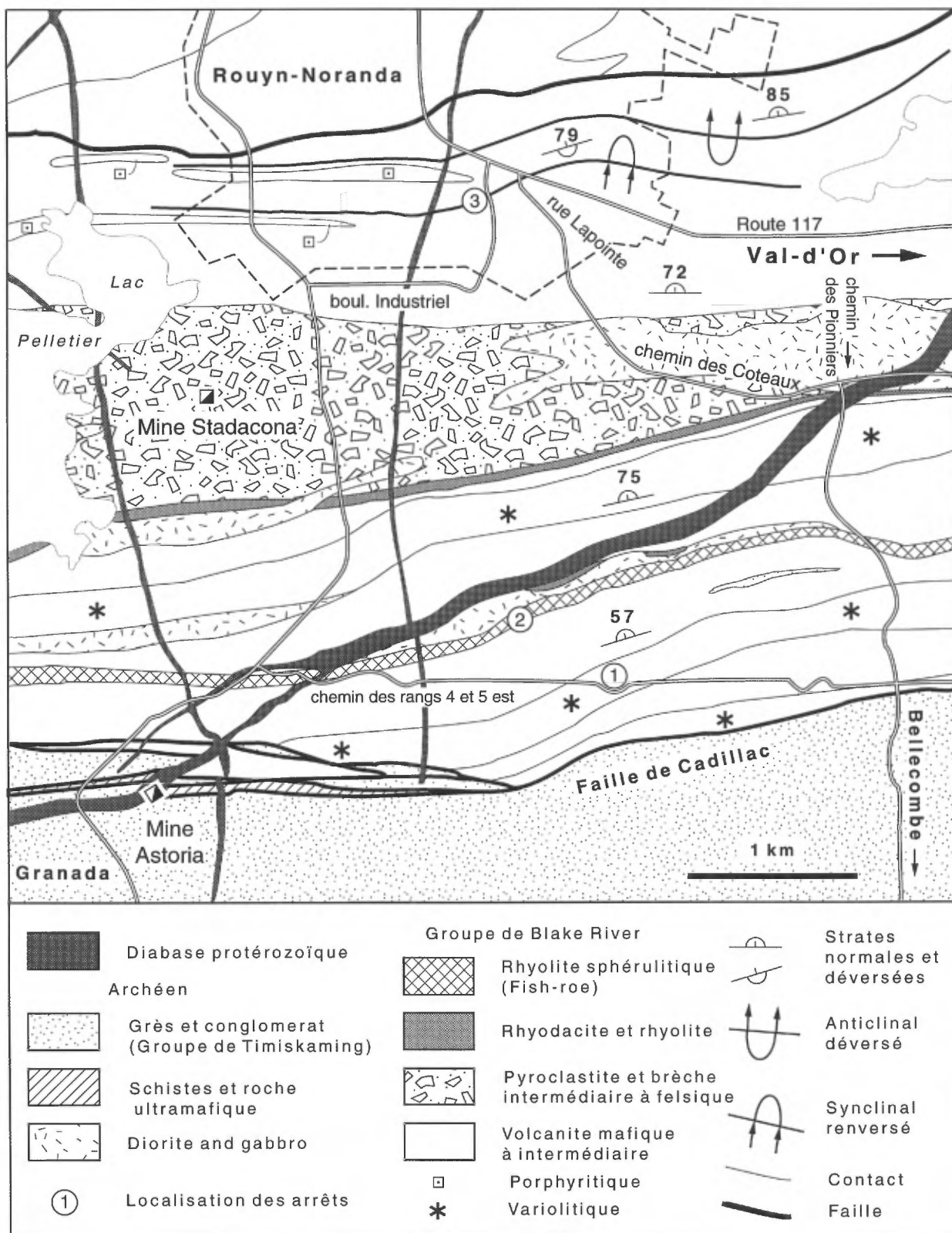


Figure 2. Localisation des arrêts situés au sud de Rouyn-Noranda (1, 2 and 3). Voir figure 1 pour la localisation de la carte. Adaptée de Dimroth *et al.* (1974) et des cartes de compilations du MRNQ.

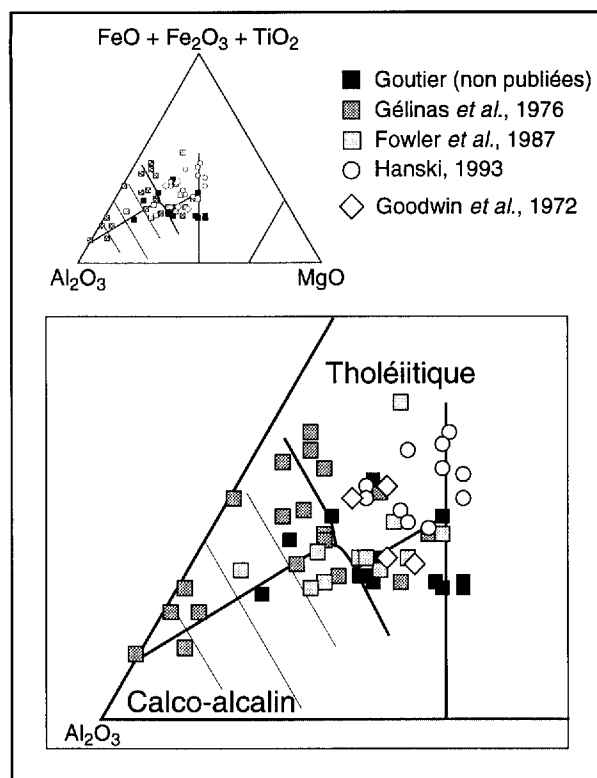


Figure 3. Graphique cationique de Jensen (1976) pour les roches variolitiques de la partie sud de l'Abitibi et pour les roches protérozoïques (Hanski, 1993).

observations pétrographiques et géochimiques, il est difficile de concevoir que les varioles proviennent uniquement d'un phénomène d'immiscibilité de deux magmas (Gélinas *et al.*, 1976). Dans bien des cas, elles résultent de cristallisation sphérolitique (Philpotts, 1977; Fowler *et al.*, 1987), de processus secondaire de sphérolitisation (Dimroth et Lichtblau, 1979), d'une altération secondaire (Hughes, 1977; Hanski, 1993) ou d'une contamination (Barrie, comm. pers. 1994). Il s'agirait plutôt d'un phénomène secondaire précoce car les varioles sont déformées. L'utilisation d'unités variolitiques comme repère stratigraphique devient alors contestable. Il n'en reste pas moins que certaines bandes volcaniques, concordantes et franchement variolitiques, se reconnaissent facilement sur le terrain et facilitent la cartographie.

Éléments de mesures de la déformation

Dans les secteurs peu déformés, les varioles sont sphériques. Leur forme et leur taille moyenne (ϕ moyen de 4-10 mm) en font d'excellents objets pour quantifier la déformation finie. La mesure de leur forme (x/y et y/z) permet de faire ressortir les zones d'aplatissement et d'étirement. Les travaux de Côté (non publiés, 1975) ont montré une

augmentation substantielle de l'étirement des varioles en s'approchant de la faille de Larder Lake-Cadillac dans cette région. L'application de cette méthode sur les roches variolitiques bordant la faille de Porcupine-Destor donne des résultats similaires.

Arrêt 2: La rhyolite de Fish-roe dans le sous-groupe de Rouyn-Pelletier

Cet arrêt est l'un des deux sites visités de la rhyolite de Fish-roe du Groupe de Blake River. On accède à cette série d'affleurements par le chemin des rangs 4 et 5 est, reliant Granada et Bellecombe au sud de Rouyn-Noranda (Fig. 2). À 50m au nord de la gravière, à l'est du chemin de fer, un sentier de 150m allant vers l'est, permet de se rendre aux affleurements qui sont juste d'arrière un petit chalet. Ces affleurements en question peuvent être aussi localisées sur la carte géologique de R. Côté (DP-300, Dimroth *et al.* 1974).

Bien que l'ensemble du Groupe de Blake River soit bien préservé, particulièrement dans la partie centrale, peu de volcanites ont une composition particulière permettant des corrélations stratigraphiques sur de grandes distances. À l'intérieur de la séquence des Mines où les forages abondent, la stratigraphie est très bien connue. Notre mandat a été d'essayer de corréliser la séquence volcanique "externe" avec celle du complexe volcanique central. La rhyolite de Fish-roe a été définie par Spence et de Rosen-Spence (1975) et par de Rosen-Spence (1976). À cette époque, on connaissait deux localisations de la rhyolite de Fish-roe: l'une dans le complexe volcanique central et l'autre au nord de la faille de Hunter Creek (arrêt 6). Par la suite, d'autres affleurements de la rhyolite de Fish-roe ont été observés dans la partie ouest du Blake River lors d'un programme de cartographie effectué pour le MERQ (Péloquin and Verpaelst, 1989; Péloquin *et al.*, 1989; Péloquin *et al.*, 1990a; Péloquin *et al.*, 1990b). La rhyolite de l'arrêt 2 vient récemment d'être reconnue comme faisant partie du volcanisme particulier relié à la rhyolite de Fish-roe (Péloquin *et al.*, soumis à Economic Geology).

Les traits distinctifs de la rhyolite de Fish-roe qui permettent de la distinguer facilement des autres rhyolites du Blake River sont: une texture sphérolitique très prononcée (bien que la texture sphérolitique soit commune dans les rhyolites du Blake River, celle-ci montre une morphologie très différente); la présence de gloméronephocristaux à lattes parallèles de plagioclase dans le faciès de coulée (les unités minces de Fish-roe les plus occidentales sont interprétées comme des pyroclastites et n'ont pas les mêmes pourcentages

de phénocristaux); et un pourcentage plus élevé en TiO_2 , P_2O_5 , Y, Zr, Nb et terres rares lourdes que les autres rhyolites du Blake River.

Le fait d'interpréter la rhyolite de Fish-roe comme un événement éruptif unique implique que les sous-groupes Rouyn-Pelletier, Misema et Noranda sont contemporains et se sont formés dans différents endroits d'un même bassin volcanique puisqu'on y retrouve dans tous au moins une occurrence de rhyolite de Fish-roe.

Dans le secteur de l'arrêt 2, situé dans le sous-groupe de Rouyn-Pelletier, les strates sont E-O, inclinées à 60° vers le nord et la polarité est normale. L'affleurement est dominé par un basalte massif et coussiné avec de la brèche de coulée et avec un tuf cherteux (exhalite) logé entre deux coulées. La rhyolite de Fish-roe fortement sphérolitique apparaît au nord, au-dessus du basalte. On y observe un faciès de lobes et brèches et les sphérolites sont visibles en affleurement. Le sommet de la rhyolite est coupé par un large dyke mafique.

Arrêt 3: Les coulées basaltiques et andésitiques sous-marines

Cette grande surface d'affleurement présente une séquence épaisse et ininterrompue de coulées basaltiques et andésitiques sous-marines. Les coulées, faiblement ou pas amygdalaires, d'une épaisseur 10 à 30 m, montrent une extension latérale importante et un changement rapide vers le haut de massif ou coussiné à brèche de coussins. L'imbrication locale des coussins et des fragments de coussins avec la matrice hyaloclastique permet de déterminer la direction d'écoulement. L'altération météorique préférentielle des échardes chloritisées et des fins fragments de laves fait ressortir le remarquable état de préservation des textures volcaniques archéennes de la région.

Arrêt 4: La zone ouest de Remnor

Le décapage de la zone ouest de Remnor montre une séquence peu déformée et interstratifiée de volcanites felsiques appartenant à la séquence méridionale des Mines (Southern Mine Sequence, Gibson *et al.*, 1984). Les unités extrusives exposées ici comprennent des faciès massif, tufacé et bréchique de composition felsique. Ces roches sont recoupées par un essaim de dykes diabasiques (gabbro à diorite quartzifère) et de quelques dykes de syénite porphyrique. Il y a deux zones aurifères: la zone ouest au nord et la zone nouvelle au sud. L'une d'elles affleure en surface et correspond à une zone rouillée, riche en pyrite, juste au nord de la barrière

de la fonderie. Le tonnage et les teneurs sont respectivement pour la zone ouest et la zone nouvelle de: 165 900 t à 4,53 g/t Au et 98 500 t à 5,1 g/t Au.

Bien que la majorité des rhyolites de la mine soit massive, on observe des rhyolites porphyriques à quartz et feldspath. Certains tufs ressemblent au faciès massif, mais généralement ils présentent un litage bien défini. L'épaisseur des bandes dans les tufs varie de 0,2 à 0,5 cm et la couleur varie de verdâtre à blanc. Les lits montrent aussi un granoclassement normal et quelques chenaux d'érosion. La polarité stratigraphique est vers le nord. La rhyolite bréchique prédomine comme lithologie à la mine et présente une grande variété de textures. La brèche est souvent monomictite et mal trié. Les fragments, supérieurs à 20 cm, sont anguleux à arrondis ou elliptiques et généralement très siliceux, de couleur pâle et cherteux. Ils présentent parfois une couronne d'altération laiteuse. Des fantômes de laminations apparaissent dans certains fragments.

Stratigraphie

Une section détaillée a été mesurée à travers l'affleurement. Une grande variété de lits et de structures sédimentaires sont présentes, mais sont très difficiles à reconnaître dans les carottes de forage. Une telle variété de lithologie est probablement caractéristique des volcanoclastites encaissantes du gisement H et de la zone No. 5 qui sont à 600 m à l'est et à l'intérieur du même coin bordé de failles.

L'un des points d'intérêt est une unité felsique de 30 m d'épaisseur montrant peu de structure, située dans la partie nord de l'affleurement. Elle contient des fragments décimétriques, tabulaires, ponceux ou vésiculaires, d'une couleur foncée. La texture ressemble vaguement à un tuf laminé, mais pourrait plutôt correspondre à des structures d'écoulement fluidale. Cette unité a aussi été reconnue au niveau 976' à partir des forages horizontaux de Remnor.

À l'extrémité nord de l'affleurement, deux brèches inhabituelles sont présentes. La brèche inférieure, d'une épaisseur de 1,5 m, contient des blocs de pyrite massive, concentrés à la base du lit. Ceci suggère l'érosion de sulfures massifs et son incorporation au matériel de débris. Cette brèche provient probablement d'un écoulement de masse généré par un glissement dans un environnement proximal d'un gisement de sulfures massifs.

Géologie structurale

L'affleurement de Remnor est situé dans la partie ouest du bloc tectonique bordé de failles qui

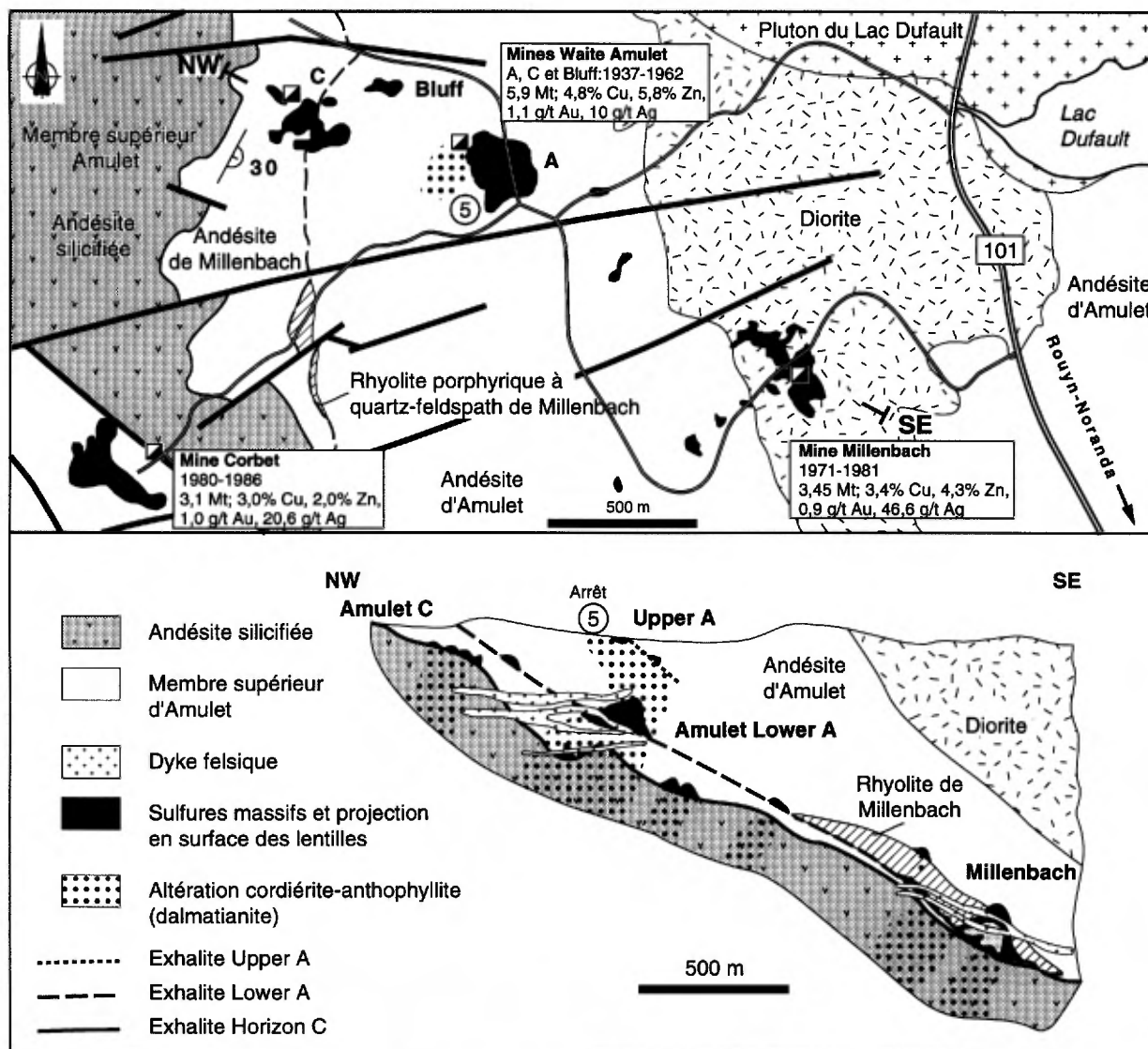


Figure 4. Géologie simplifiée de la région des mines Amulet, Corbet et Millenbach et localisation de l'arrêt 5. Section NO-SE à travers les gisements Amulet et Millenbach. Adaptée de Knuckey *et al.* (1982), Gibson (1989) et Bertrand (1990).

contient entre autre le gisement de sulfures massifs Horne. Ce bloc est bordé au sud par la faille Andésite, orientée E-O avec un pendage de 80° vers le nord, au nord par la faille Horne Creek, orientée de 050° à 070° avec un pendage quasi vertical et à l'est par la faille Glenwood orientée NE. Les failles Horne Creek et Andésite convergent vers l'ouest avec un angle de 15° et forment un patron anastomosé juste à l'ouest de la route 101.

La schistosité est E-O avec un pendage vertical ou incliné à 85° au nord. Près des zones de faille, les fragments des brèches sont étirés dans le plan de schistosité. La linéation plonge à 80° vers l'est dans le plan de la faille Horne Creek alors qu'elle est verticale dans la faille Andésite. La relation entre les éléments structuraux et les failles Horne

Creek et Andésite suggère un mouvement essentiellement inverse avec une petite composante senestre.

Arrêt 5: La séquence des Mines, secteur de l'excavation Upper A

La stratigraphie de la séquence des Mines est vue comme le remplissage d'une dépression primaire volcano-tectonique, soit une caldera (Dimroth *et al.*, 1982) ou d'un *cauldron* (Gibson, 1990). Les conduits hydrothermaux coïncident avec les conduits volcaniques et les deux montrent une forte relation spatiale avec les failles synvolcaniques qui étaient actives durant les différents stades d'effondrement de la caldera Noranda.

Les gisements volcanogènes de sulfures massifs (SMV), principalement associés au sommet de la rhyolite d'Amulet, se retrouvent aussi à travers la séquence stratigraphique sur plus de 2000 m. Dans certains cas, les lentilles peuvent s'empiler sur une section verticale de 300 m (Amulet Upper A et Lower A, Fig. 4).

Les gisements SMV de la région sont proximaux et sont localisés près des conduits rhyolitiques et andésitiques et des failles synvolcaniques. Les patrons d'altération et la distribution des métaux de ces gisements sont similaires d'un gisement à l'autre. Les produits de l'altération régionale tel qu'une altération en quartz-épidote et la silicification pourront être observées lors de l'excursion.

Les participants qui aimeraient revisiter les arrêts décrits dans ce livret-guide doivent obtenir une autorisation des géologues de district de Mines et Exploration Noranda et corporation minière Inmet.

Description du site

Les gisements Amulet Upper A et Lower A sont deux lentilles superposées de sulfures massifs. Elles sont enveloppées par une pipe d'altération extensive et plongeant à 60°-70° vers l'ouest. Le gisement Upper A a été découvert en 1927 alors que le gisement Lower A a été trouvé en 1938 lors de forages testant la présence de minéralisation dans la pipe d'altération sous la lentille Lower A.

L'altération autour des lentilles d'Amulet est distinctive. Sous les sulfures massifs, la pipe d'altération est constituée de chlorite, grenat et magnétite. Les filonets de sulfures dans cette pipe se trouve à l'intérieur d'une zone à chlorite, anthophyllite et cordiérite, caractérisée par des porphyroblastes de cordiérite dans une matrice de chlorite, biotite, cordiérite et anthophyllite. En s'éloignant de la pipe, une transition graduelle peut être observée par une augmentation de la cordiérite dans la matrice de chlorite et de biotite. Un halo diffus d'altération en quartz, épidote et pyrite s'étend à travers les roches encaissantes.

La texture tachetée de ces roches volcaniques est appelée *dalmatianite* ou *spotted dog*. Dans la terminologie de la mine, les roches fortement altérées avec beaucoup de sulfures correspondent aux zones "*all dogged up*". Lorsque l'altération tachetée est très bien développée, les textures primaires sont méconnaissables.

Cette texture particulière résulte du métamorphisme de contact des zones d'altération en chlorite et séricite, communes à tous les gisements SMV de la région de Waite-Amulet-Millenbach. Elle

permet de reconnaître des zones d'altération associées à ces gisements même s'il n'y a pas de présence de sulfures.

Trois points importants sont à observer près de l'excavation de la lentille Upper A.

1) Un tuf d'exhalite est exposé dans une tranchée en bordure de la route de la mine Corbet et situé dans le même plan que la lentille Upper A. Ce tuf est un horizon pyriteux situé entre des coulées coussinées de l'Andésite d'Amulet.

2) Le sommet de la colline permet une excellente vue au sud de la fonderie Horne à Rouyn-Noranda et au nord-est du moulin Norbec d'Inmet. La dépression à l'est où se trouve le lac Dufault correspond aussi au secteur de la granodiorite du lac Dufault. En bordure de l'excavation, on peut aussi voir une texture bien développée de dalmatianite ainsi qu'une coupe en plan d'une coulée coussinée. Les porphyroblastes sont maintenant rétrogradés en un assemblage de chlorite et de biotite à l'intérieur d'une cornéenne à grain fin de biotite, séricite, anthophyllite et talc.

3) Les coulées massives et coussinées de l'Andésite d'Amulet en périphérie de l'excavation sont rouillées et contiennent jusqu'à 10% de pyrite disséminée, localement concentrée dans les bordures de coussins. La chlorite et du quartz recristallisé sont aussi présentes dans ces bordures.

Arrêt 6: L'andésite d'Amulet dans la région de D'Alembert (séquence volcanique centrale)

Les affleurements de cet arrêt sont situés à l'ouest de la route 101, à environ 1 km au sud de D'Alembert (Fig. 5). Ils ont été cartographiés en détail par Cousineau (1980a, 1980b) et une interprétation de ce secteur est aussi disponible dans Dimroth et Rocheleau (1979).

Ces affleurements correspondent au sommet de l'andésite d'Amulet dont les strates du secteur sont orientées N-S avec un pendage de 40° vers l'est. La préservation des textures et des morphologies des coulées est excellente et elle est caractéristique de la séquence volcanique centrale du Blake River. On y observe des tubes de laves et des lits frontaux deltaïques de brèche de coussins. Le diamètre des tubes de laves peut atteindre 50 cm. Les lits frontaux deltaïques sont composés de brèche de coussins interlités avec des bandes andésitiques, massives et discontinues qui définissent ensembles une structure d'avalanche au front d'une coulée.

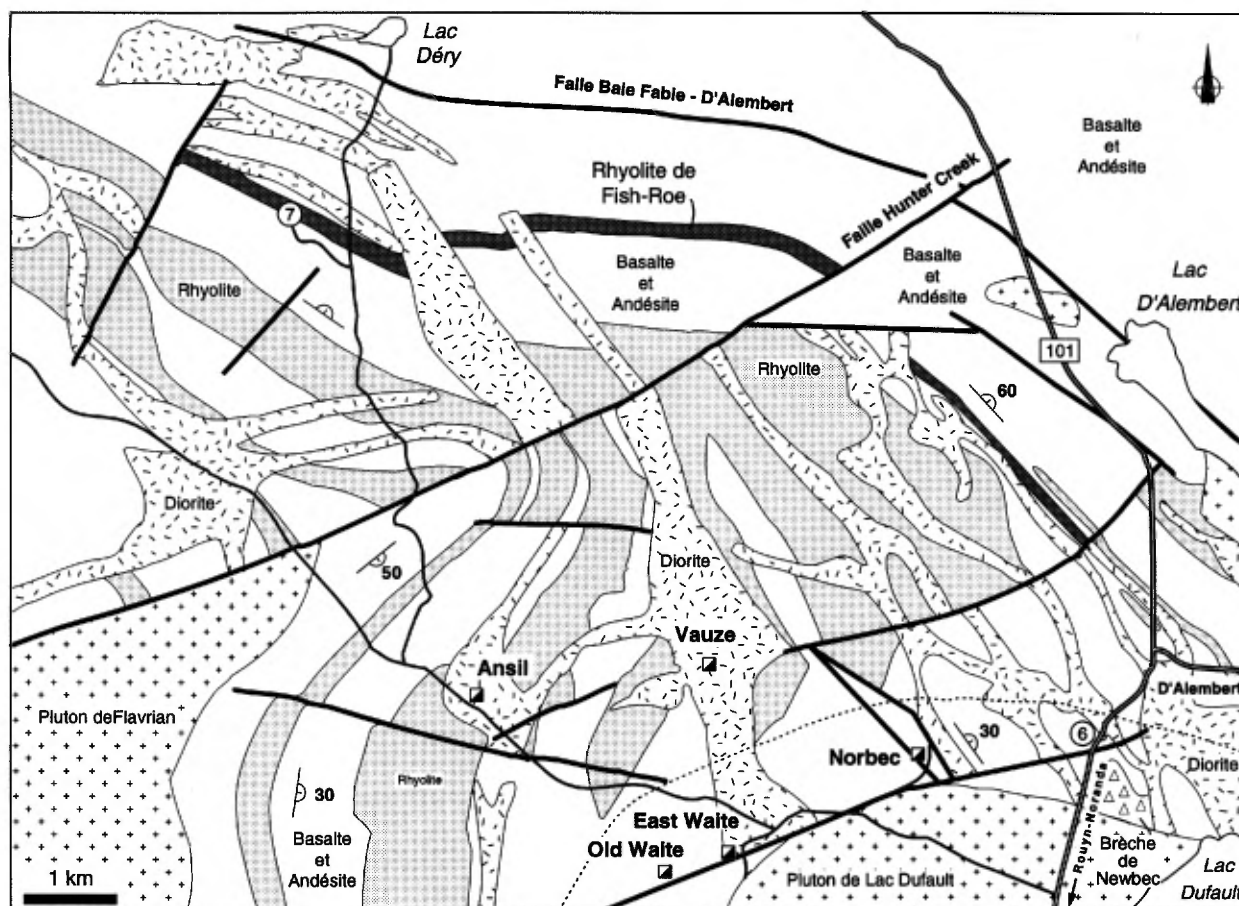


Figure 5. Géologie de la partie nord de la séquence des mines dans la région de D'Alembert. Localisation des arrêts 6 et 7. Le pointillé correspond à la limite externe de l'auréole métamorphique du pluton du lac Dufault. Adaptée de Spence (1975) et Péroquin *et al.* (1989).

Arrêt 7: La rhyolite de Fish-roe au nord de la faille Hunter Creek

On accède à cet affleurement en prenant le chemin de la mine Ansil (juste au nord de l'ancien chemin de fer) et en continuant le long du chemin du lac Déry (Fig. 5). Si vous arrivez au lac, vous êtes trop loin. Le sentier pour se rendre à l'affleurement est situé à l'ouest du chemin du lac Déry, à 4,6 km du début du chemin. Vous continuez jusqu'au bout du sentier dans une petite clairière. L'affleurement est situé dans le bois au nord. Sa localisation précise est peut être trouver sur la carte de Péroquin *et al.* (1989).

Cet affleurement présente les textures les mieux préservées de toutes les occurrences de rhyolite de Fish-roe. Ici la rhyolite montre encore une texture de lobes et de brèches. L'autobrêchification locale et de belles structures d'écoulement fluidal peuvent aussi y être observées. Les glomérôphénocristaux de plagioclase et les sphérolites sont visibles à oeil nu.

À la localité-type dans la séquence volcanique

centrale, la rhyolite de Fish-roe est massive, fortement carbonatée et elle est surmontée par un tuf à lapilli à cristaux de quartz. L'autre occurrence de coulée de Fish-roe dans le sous-groupe de Noranda est située au sud du mont Oeil du Nord, le long d'un chemin forestier N-S. Les autres affleurements de Fish-roe sont difficiles d'accès. Ce sont des unités minces, généralement isolées et correspondant aux uniques rhyolites dans une séquence andésitique. Elles sont interprétées comme étant des pyroclastites et les fragments sont parfois observables en affleurement.

Arrêt 8: Les coulées pyroclastiques sous-marines

Les affleurements visités sont situés à 5,7 km à l'ouest du village de D'Alembert, au sud de la route reliant D'Alembert à Cléricy (Fig. 6). Il s'agit de coulées pyroclastiques sous-marines que l'on retrouve plus fréquemment dans la bande volcanique située au nord et à l'est du cisaillement de D'Alembert. Ces coulées sont intercalées entre des andésites porphyriques et aphyriques.

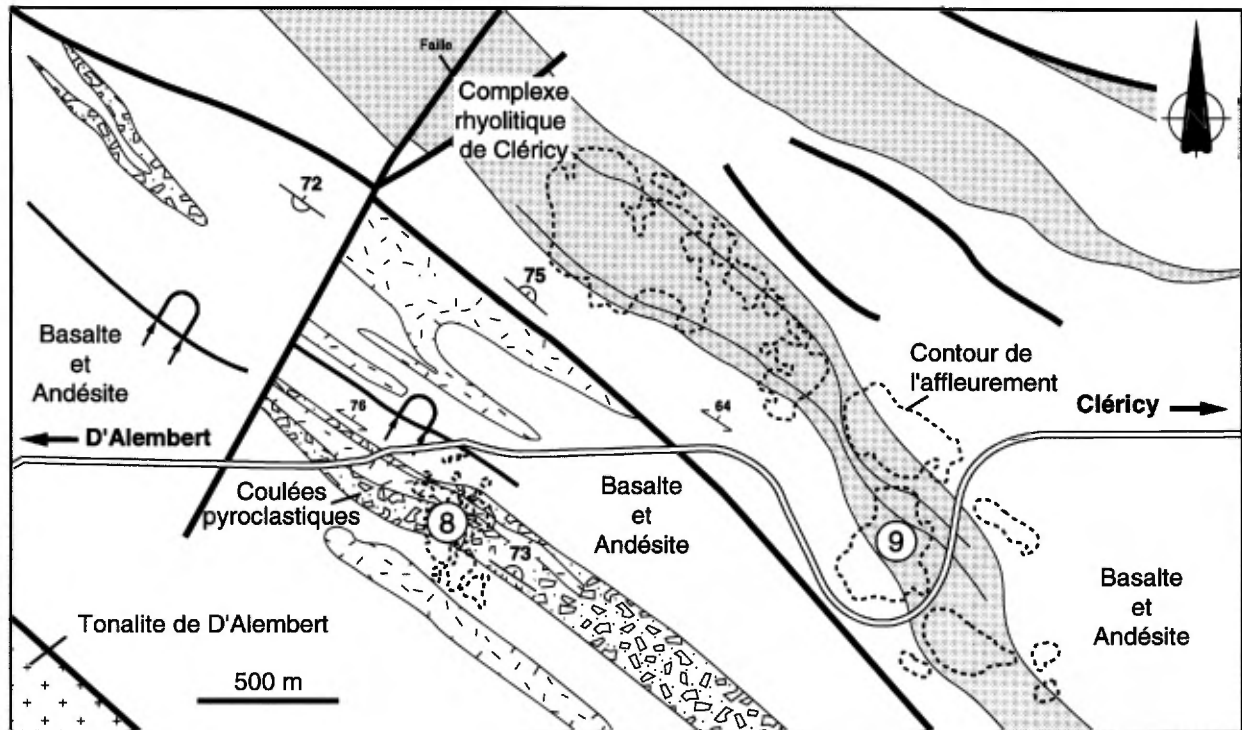


Figure 6. Géologie dans la région de la route D'Alembert-Cléricy et localisation des arrêts. Adaptée de Bouchard et al. (1982) et de données inédites.

L'ensemble est plissé selon des plis NO, déversés vers le SO.

La séquence observée est monoclinale, orientée NO, avec un pendage de 70° vers le NE. La polarité est normale. Ces affleurements ont été décrits pour la première fois par Goodwin *et al.* (1972) et ont fait l'objet d'une section mesurée et détaillée par Trudel (1978, 1979). La visite de l'affleurement débutera par la portion la plus au sud, pour traverser la séquence de la base au sommet. Les premiers affleurements sont constitués d'andésites coussinées, porphyriques et aphyriques, typiques des volcanites du Blake River situées dans l'axe des lacs Duparquet et Dufresnoy. Les andésites sont surmontées par un mélange désordonné de lobes et de brèches rhyolitiques (bandes d'altération siliceuses?) et d'andésite coussinée. L'ensemble est injecté de nombreux dykes mafiques synvolcaniques, montrant des formes complexes et irrégulières.

La base de la séquence pyroclastique est constituée d'une brèche pyroclastique polygénique à fragment anguleux de rhyolite siliceuse. Elle est suivie de lapillistone, de tuf à lapilli et de tuf fin. Les fragments, de composition andésitique, présentent des textures variées (porphyrique, fluidale, vitreuse). Les ponces sont abondantes. Elles constituent la matrice et sont souvent soudées (Trudel, 1978 et 1979). Certains fragments sont fortement vésiculaires. La séquence peut être

séparée en trois parties. La première partie montre une diminution de la granulométrie vers le sommet de la séquence. Elle est constituée de lapillistone et de tuf à lapilli, aux lits épais avec un granoclassement normal. La deuxième partie représente une séquence de 6 m de lits plus fins montrant des granoclassements normaux, des laminations obliques et parallèles. La troisième partie de la séquence est désordonnée. Les lits de tufs à lapilli sont d'une épaisseur variable et montrent des granoclassements inverses suivis de granoclassements normaux. La présence d'andésites coussinées, à la base et au sommet de la séquence, indique un milieu de formation sous-marin. L'agencement de cette séquence est similaire à celui décrit par Tassé *et al.* (1978) pour les pyroclastites de Renault situées entre les lacs Duparquet et Dufresnoy qui sont interprétées comme une série d'épanchements turbiditiques et d'écoulements laminaires en milieu sous-marin.

Arrêt 9: Les rhyolites de Cléricy

Le complexe rhyolitiques de Cléricy, situé à 25 km au NNE de Rouyn-Noranda, est une succession de coulées épaisses de rhyolite présentant différents faciès (Fig. 6). Il fait partie de l'unité calco-alcaline de Renault de Gélinas *et al.* (1984) et il intercalé entre des coulées coussinées andésitiques.

L'ensemble est orienté NO-SE, quasi vertical et la polarité est vers le NE.

Trois unités rhyolitiques peuvent y être observées dont l'épaisseur varie de 50 à 300 m. Deux faciès sont présents dans ces unités. Le faciès dominant, nommé lobes et volcanoclastites, est un assemblage de lobes massifs et rubanés de couleur pâle flottant dans une matrice fine, plus foncée, chloriteuse et moins felsique. Cette matrice contient des grains de quartz et de plagioclase avec en quantité mineure de chlorite, de séricite, d'épidote, de leucoxène, de minéraux opaques et de calcite. Elle comprend aussi des fragments de rhyolite massive, des ponces, des fragments de volcanoclastites dévitrifiées, des fragments rubanés, des échardes et des fragments de phénocristaux de quartz et de plagioclase. Certains fragments de ponce sont plus ou moins aplatis avec les parois des bulles encore visible et certains fragments ont une composition chimique intermédiaire. Les lobes, métriques à décamétriques, sont allongés et localement plissés. Le coeur est massif et la bordure montre un rubanement concentrique et centimétrique. Localement, la bordure des lobes est désagrégée en une matrice clastique. Il est possible qu'une partie des bordures brisées soit la source de fragments rubanés observés dans la matrice.

Le second faciès est essentiellement volcanoclastique. Il est fait de fragments anguleux, massifs ou rubanés dont la taille varie de moyen à grossier. La matrice ou la fraction principale des

volcanoclastites est composée d'une mésostase chloriteuse, de moyenne à fine, similaire à celle du faciès à lobes et volcanoclastites. Ces faciès sont lités et présentent des textures primaires de sédimentation. La mesure de l'épaisseur des lits et de la granulométrie maximale montre des variations à l'intérieur des unités tel que des granoclasses normaux et inverses. L'ensemble des observations suggère une mise en place en suspension de matériel volcanoclastique par des courants de fortes densités. Des structures en traction sont rares mais peuvent être observées localement.

La nature polygénique, le soudage locale et la présence de ponces aplaties sont toutes des évidences indiquant que les volcanoclastites étaient chaudes lors de leur mise en place. Une fraction importante des volcanoclastites du complexe de Cléricy sont des **pyroclastites**. D'un autre côté, la présence de lobes aux bordures brisées qui se désintègrent dans la matrice constitue un apport important de fragments **autoclastiques** dans les horizons de volcanoclastites.

Des coulées rhyolitiques ayant des lobes flottant dans des volcanoclastites ont été observées en Islande, dans un environnement de glacier (Furnes *et al.*, 1980). La mise en place des rhyolites sous-marines du Blake River serait similaire à celle des rhyolites sous-glaciaires d'Islande. Un tel processus pourrait expliquer le mélange de pyroclastites et d'autoclastites du complexe de Cléricy et aussi d'une bonne partie d'unités semblables du Blake River.

Géologie de la mine Mobrun.

Marc Ruel

(Projet Lentille 1100, Ressources Audrey inc., Cléricy, Qc)

Introduction

La Mine Mobrun est située dans le canton de Dufresnoy, à 30 kilomètres au nord-est de la ville de Rouyn-Noranda (Fig. 1). On y accède par la route 101 en direction nord jusqu'à D'Alembert, puis vers l'est, en direction de Cléricy. Une route de gravier conduit au projet depuis la route principale.

Historique

Rio Algom a découvert la lentille supérieure du gisement Mobrun en 1955, à la suite d'un relevé électromagnétique sur route; le nom Mobrun est d'ailleurs le sigle de «Mobile Road Unit» (unité mobile de route).

Après avoir changé de propriétaires de nombreuses fois, la propriété est acquise par la Corporation Falconbridge Copper en 1984. Celle-ci signe une entente de coparticipation avec Ressources Audrey inc. le 16 octobre 1985 qui permet à cette dernière d'acquérir 70 % de la propriété et de devenir l'opérateur du projet.

Les résultats des travaux d'exploration ont conduit à une décision de mise en production en juin 1987. Le minerai extrait de la mine à ciel ouvert et par la suite de la mine souterraine au rythme de 1 000 tonnes par jour était traité à l'usine Norbec appartenant à Corporation Falconbridge Copper.

En 1988, des forages ont révélé une anomalie géophysique (PEM) à 250 mètres au sud de la lentille supérieure. En avril 1988, le trou AU-88-42 intersectait la Lentille 1100 sur un nouvel horizon stratigraphique, au sud-est de la lentille supérieure. Cette découverte et la non-disponibilité de l'usine Norbec ont incité Ressources Audrey inc. à construire un concentrateur de 1100 tonnes par jour sur le site Mobrun.

L'extraction des réserves minières de la lentille supérieure et l'exploration de la Lentille 1100 se sont poursuivies jusqu'en 1992. Les opérations ont

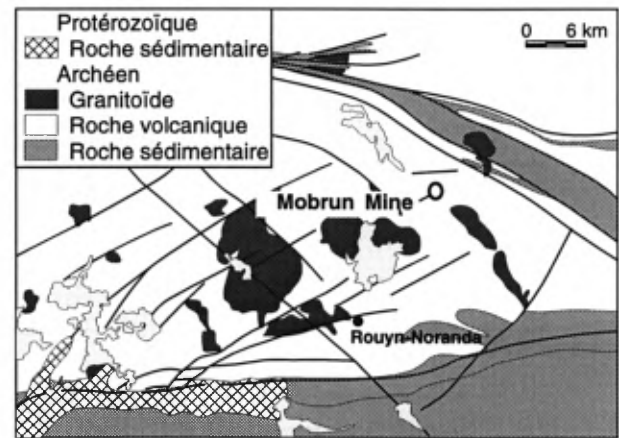


Figure 1. Localisation de la mine Mobrun.

alors été interrompues dû à l'épuisement des réserves minières de la lentille supérieure. Au total, à la fin des opérations de la lentille supérieure, 1 535 650 tonnes métriques de minerai furent extraites à une teneur de 0,85 % Cu, 2,42 % Zn, 27,1 g/t Ag et 2,4 g/t Au.

Géologie

La propriété Mobrun est traversée par quatre zones de cisaillement subverticales majeures orientées à 110°. Nous retrouvons, du nord au sud, le cisaillement de Mobrun, de North Briar et de Copper Hill. La lentille supérieure et la Lentille 1100 se retrouvent respectivement à l'intérieur du cisaillement de Mobrun et de North Briar.

Les quatre zones de cisaillement sont caractérisées par une augmentation progressive de l'intensité de la déformation qui s'exprime par une schistosité pénétrative parallèle à la stratigraphie. Les linéations d'étirement ont une orientation moyenne de 125° et une plongée de 70° vers le SE qui correspondent à l'axe de plongée des lentilles de sulfures massifs. Cette corrélation met en évidence la possibilité d'un certain contrôle structural des lentilles de sulfures massifs.

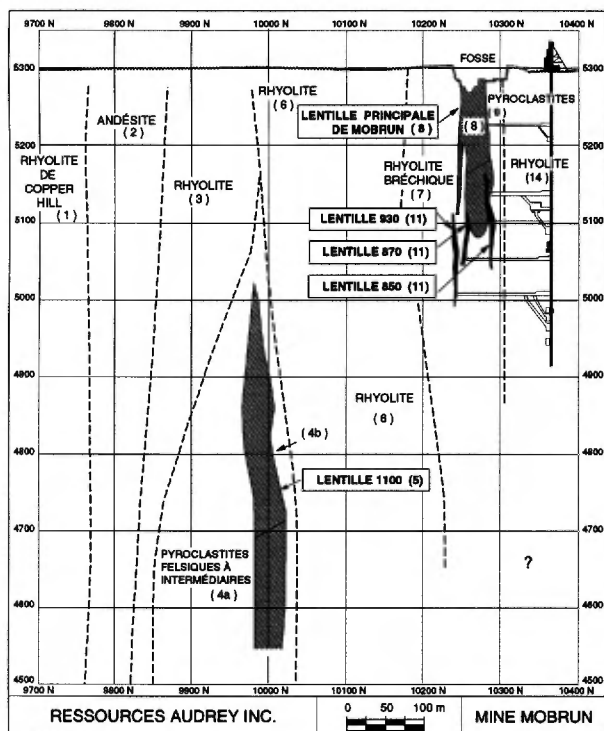


Figure 2. Section verticale NE-SO à travers la mine Mobrun et localisation des unités stratigraphiques et des lentilles Principale et 1100.

La Lentille 1100 et les unités adjacentes ont une orientation de 110° à 120° avec un pendage subvertical vers le sud (Figs. 2 et 3). Nous pouvons reconnaître six unités lithologiques dans un intervalle de 250 mètres de part et d'autre de la Lentille 1100 (Fig. 2). Du sud au nord, c'est-à-dire en partant de l'unité la plus vieille en allant vers l'unité la plus jeune, nous retrouvons les unités suivantes:

1) Rhyolite de Copper Hill

Cette unité est fortement altérée et cisailée et se situe à la base du complexe lithologique de la Lentille 1100. Cette unité est l'hôte de l'indice de Copper Hill situé à l'est de la propriété Mobrun et qui présente une minéralisation disséminée en chalcopryrite.

2) Coulées andésitiques :

Cette unité est composée de laves intermédiaires à basiques ayant une épaisseur de 80 à 100 mètres.

3) Coulées rhyolitiques :

Cette unité recouvre l'andésite, mais s'amincit considérablement en profondeur. Le flanc nord de cette rhyolite a un pendage variable due à la présence d'une épaisse unité pyroclastique qui est l'hôte de la Lentille 1100.

4) Pyroclastite intermédiaire à felsique

Cette unité hétérogène est composée de

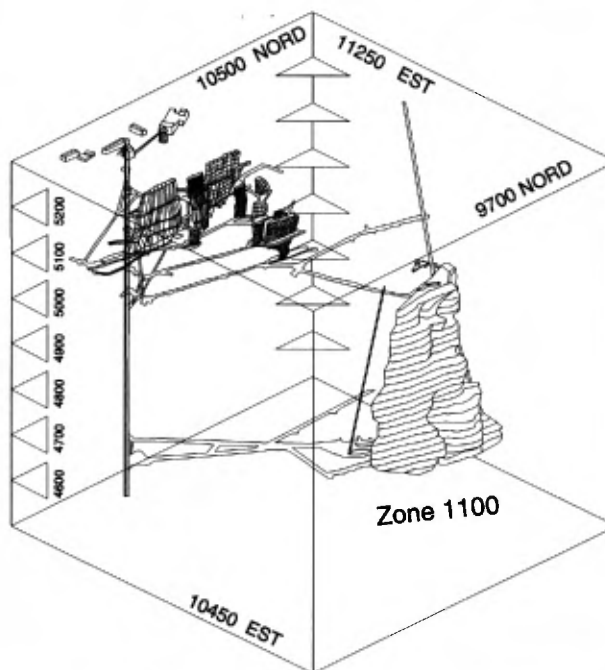


Figure 3. Projection isométrique illustrant la géométrie des lentilles de sulfures massifs de la mine Mobrun.

différentes coulées pyroclastiques et de petites unités rhyolitiques.

5) Sulfures massifs

Les sulfures sont constitués de 85 % de pyrite à grains fins à moyens contenant de 5 à 15 % de sphalérite et de 1 à 5 % de chalcopryrite à grains fins.

6) Rhyolite massive

Cette unité de 250 mètres d'épaisseur recouvre la Lentille 1100 et constitue l'éponte inférieure de la zone minéralisée.

Description physique du gisement

La Lentille 1100 est une lentille polymétallique contenant du cuivre, du zinc, de l'argent et de l'or. La zone économique est comprise entre les élévations 4590 et 4990, soit 400 mètres de hauteur (Fig. 3), de 10915E à 11215E, soit 300 mètres de largeur (Fig. 4), et d'épaisseur variant de 3,2 mètres à 55,0 mètres, pour une moyenne de 28,3 mètres.

La Lentille 1100 est composée d'une zone principale appelée «B» qui se scinde en deux en profondeur à partir de l'élévation 4710. Ces deux zones sont en continuité avec la zone «B» et portent les noms de «BE» et «BO».

On observe une zonalité des divers métaux de la Lentille 1100. L'extrémité Ouest est enrichie en zinc, argent, or et le sommet du gisement est plus riche en zinc. Le secteur Est présente les plus

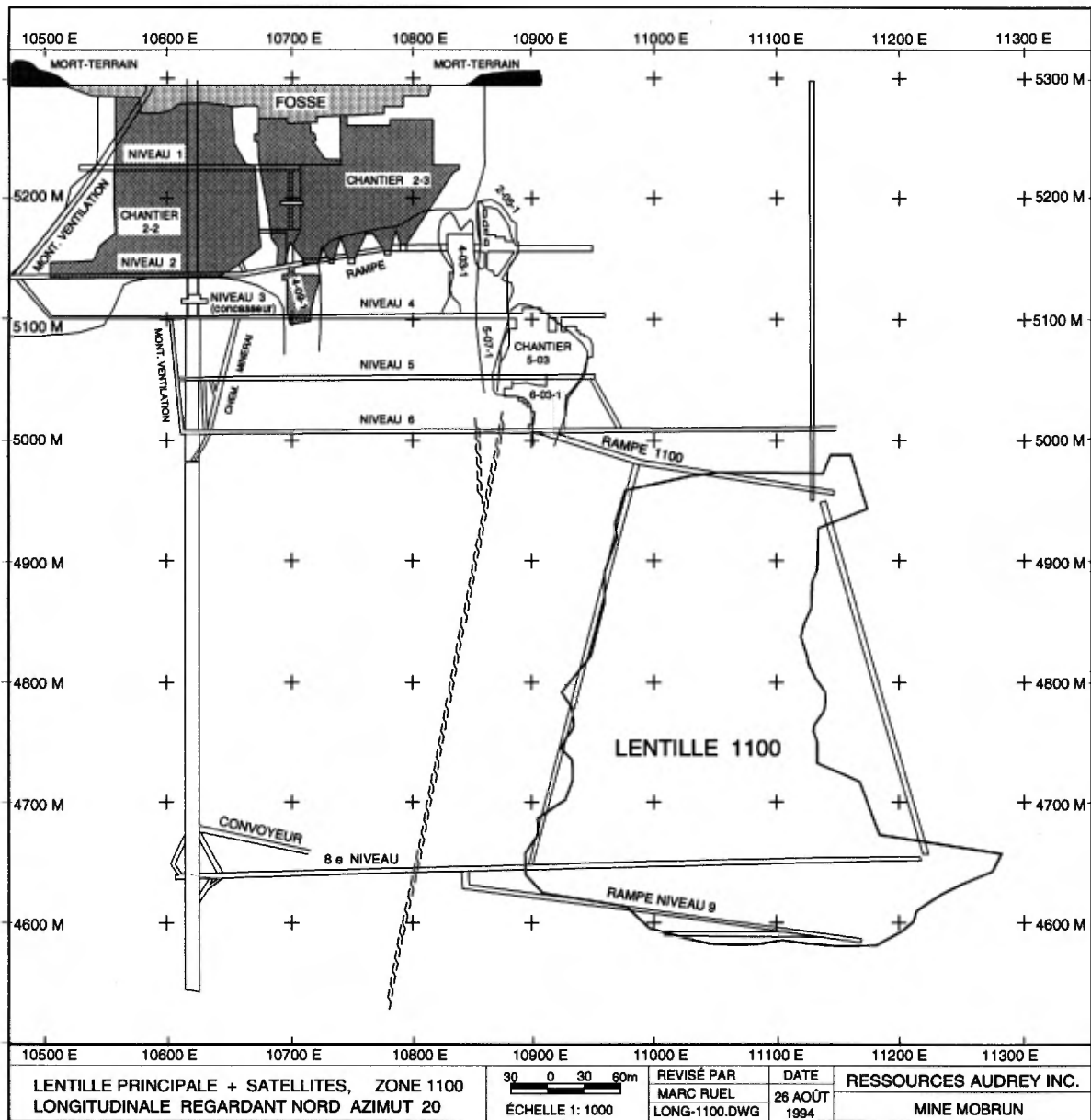


Figure 4. Section longitudinale avec vue vers le nord de la mine Mobrun.

grandes épaisseurs à l'intérieur duquel les fluides minéralisateurs se sont dispersés créant ainsi une dépression des teneurs.

Développement

L'excavation des galeries et la préparation de chantiers sont exécutés à l'aide de foreuses Jumbo hydrauliques-électriques et de chargeuses-navettes. La dimension moyenne des galeries est de 3,7 m x 4,3 m.

Le développement d'infrastructures est principalement constitué de sept niveaux de minage espacés aux 60 mètres. Un réseau de cheminées à minerai et stérile est implanté pour alimenter une

station de concassage située sous le dernier niveau de la mine. Un convoyeur aménagé dans une rampe reliera le concasseur avec un réseau de cheminées à minerai et stérile à proximité du puits. La capacité d'emmagasinement au puits est de 3 000 tonnes pour le minerai.

Le niveau à l'élévation 4 650 mètres constitue le niveau principal de la mine avec les excavations auxiliaires telles que le garage, la salle à manger, la station de pompage, les stations pour le carburant et les graisses ainsi que la poudrière principale.

Le réseau de ventilation est composé d'une monterie d'air frais de trois mètres de diamètre à l'extrémité Est, ainsi que d'une monterie de retour d'air vicié de 2,4 mètres de diamètre du côté ouest.

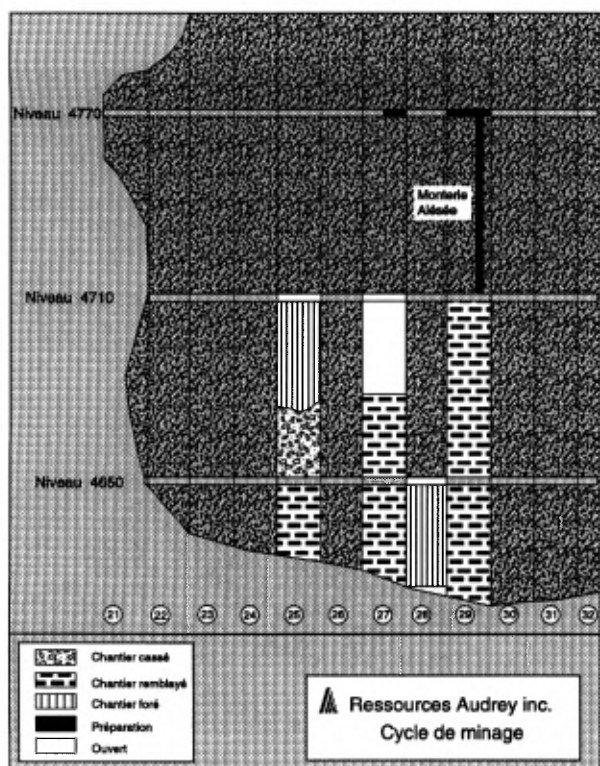


Figure 5. Section longitudinale illustrant le cycle de minage utilisé à la mine Mobrùn.

Une partie de la monterie d'air frais est aménagée pour servir de sortie d'urgence à partir du niveau 4650 jusqu'à la partie supérieure de la Lentille 1100. De là, la monterie de ventilation actuelle sera utilisée pour atteindre la surface.

Abattage

Étant donné la géométrie avantageuse du gisement ainsi que la compétence du terrain dans les épontes et dans la minéralisation, la méthode d'extraction par chantiers longs trous de 165 mm de diamètre a été retenue.

La figure 5 présente une longitudinale typique d'extraction avec des chantiers à différentes phases d'abattage. Une séquence d'extraction avec des chantiers primaires de 15 mètres et secondaires de 20 mètres de largeur permettra une récupération complète des réserves. Les chantiers contiendront entre 30 000 et 150 000 tonnes métriques. On prévoit avoir cinq chantiers en activité continuellement pour permettre les différentes phases d'extraction et une séquence d'extraction ascendante. Le forage sera effectué avec deux foreuses I.T.H.. Le chargement et le transport du minerai nécessitera deux chargeuses-navettes de sept verges cubes.

La préparation des chantiers consistera à ouvrir les horizons minéralisés sur toute leur longueur afin de permettre le forage et le soutirage. Des câbles d'ancrage seront, par la suite, installés au toit et au mur de l'éponte supérieure et une monterie alésée de 1,07 mètre sera utilisée comme monterie d'ouverture.

Usinage

L'usine d'Audrey utilise le procédé conventionnel de broyage semi-autogène, de flottation séquentielle et de filtration sous pression pour produire un concentré de cuivre et un concentré de zinc. Le circuit de broyage comprend un broyeur semi-autogène et deux broyeurs à boulets secondaires en circuit fermé avec des hydrocyclones. La surverse des cyclones est acheminée au circuit de flottation de cuivre qui comprend les étapes standards de dégrossissage, d'épuisage, de rebroyage et de nettoyage. Des cellules unitaires en circuit fermé avec des broyeurs secondaires produisent un concentré de cuivre incluant l'or qui peut être directement acheminé au rebroyage du cuivre ou au concentré final selon sa qualité. Cette façon de procéder maximise la récupération de l'or dans le circuit. Les rejets du

Géologie de la brèche de St-Jude.

Carl Pelletier*

(Université du Québec à Montréal, Département de Sciences de la Terre
CP 88888, succ. Centre Ville, Montréal, Qc, H3C 3P8)

et Jean-François Couture,

(Division des gîtes minéraux, Ministère des Ressources naturelles, Val-d'Or, Qc)

Introduction

Dans la région de Rouyn-Noranda, il y a des minéralisations magmatiques associées aux plutons synvolcaniques. Le pluton de Powell renferme le plus gros gisement connu. Il s'agit du gisement Don-Rouyn (voir le chapitre à ce sujet p. 85) dont le minerai a été exploité pour servir de fondant à l'usine de Noranda. Dans le pluton de Flavrian, il existe plusieurs indices polymétalliques associés à un complexe de brèche annulaire ceinturant la trondhjémite de St-Jude, une intrusion satellite du pluton de Flavrian. Les études de terrain et géochimiques indiquent que ces minéralisations sont associées à un petit système hydrothermal de type porphyrique qui s'est développé le long de structures NE-SO durant l'emplacement du pluton de Flavrian. Au cours de cette partie de l'excursion, nous examinerons les principales caractéristiques du complexe de brèche qui sont bien exposées à l'indice Sylvie, une veine de quartz polymétallique (Cu-Mo-Au) recoupant le complexe de la brèche de St-Jude.

Géologie du complexe de brèche de St-Jude

La brèche de St-Jude est localisée dans le canton de Duprat, environ 15 km au nord-ouest de Rouyn-Noranda (Fig. 1). Elle est accessible via la route gravellée qui relie la mine P. Beauchemin à Évain. Ce complexe de brèche comprend trois faciès différents de brèche caractérisés par une matrice de composition différente (Kennedy, 1984). Il s'agit d'une brèche massive (sans matrice); d'une brèche à matrice intrusive et d'une brèche à matrice de quartz. Le noyau du complexe de brèche est constitué de la trondhjémite de St-Jude, un stock subcirculaire de 300 m de diamètre qui s'est mis en place le long de la bordure ouest du pluton de

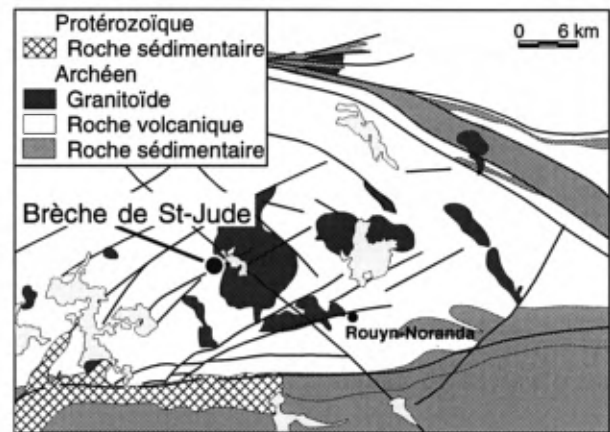


Figure 1. Localisation de la brèche de St-Jude.

Flavrian (Fig. 2). La trondhjémite de St-Jude est géochimiquement similaire à la trondhjémite (plagiogranite) de Flavrian mais semble moins évoluée. Bien qu'elle recoupe la tonalite (granite à albite) de Flavrian, ce contact n'affleure pas. La trondhjémite de St-Jude est composée de quartz, plagioclase et de quantités mineures de biotite et de mica blanc.

La brèche massive constitue le faciès de brèche le plus abondant. C'est une brèche polygénique qui renferme peu ou pas de matrice. Les fragments de roches sont de grosseur et de composition variables incluant des fragments d'andésite, de rhyolite, de diorite et de granite. La brèche intrusive est semblable à la brèche massive sauf que la matrice est plus abondante et est constituée d'une trondhjémite à grain fin similaire à la trondhjémite de St-Jude. Cette brèche renferme également des fragments d'un épisode de brèche antérieur.

La brèche hydraulique (brèche à matrice de quartz) est principalement localisée à l'ouest de la trondhjémite de St-Jude ainsi que dans un corps de brèche isolé et situé 200 m au sud du complexe

* Présentement chez Corporation Barrick, Preissac, Qc, JOY 2E0.

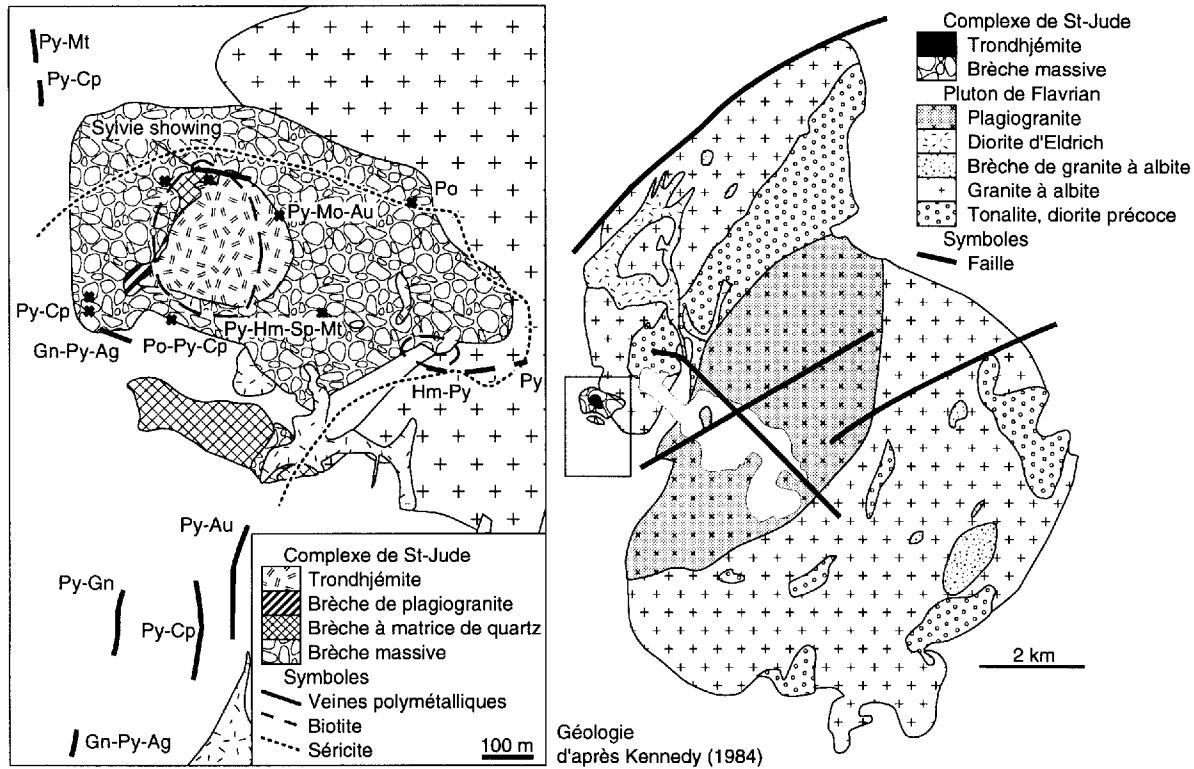


Figure 2. Géologie du pluton de Flavrian et du complexe de brèche de St-Jude. Voir le tableau 2 pour la signification de Py, Po, Au, Hm, Mo, Cp et Gn.

principal. Cette brèche est peut-être la plus intéressante puisqu'elle est communément minéralisée. Elle renferme des fragments anguleux et arrondis de roches volcaniques, de granite et brèche baignant dans une matrice de quartz et renfermant localement de la pyrite, de la chalcopryrite, de la molybdénite (jusqu'à 0,90% Mo) ainsi que des valeurs anormales en or. Les veines de quartz sont aussi communes.

Kennedy (1982) a décrit l'emplacement de la brèche de St-Jude comme suit: "The distinct breccia facies and different fragment types indicate multiple phases of brecciation. The inclusion of fragments of quartz-magnetite and blocks of earlier-formed breccia in the granitic matrix breccia illustrates a process of granitic intrusion followed by brecciation, veining and continued intrusion. In short, the breccia was emplaced during the intrusion and cooling of the granitic plug."

Kennedy (1982) a, de plus, suggéré que l'emplacement de cette pipe de brèche a été contrôlée par deux directions structurales (N-S et ONO-ESE) qui sont marquées par l'orientation des veines de quartz et des contacts de la brèche (Fig. 2).

La brèche de St-Jude est aussi affectée par une altération hydrothermale (biotite, séricite, magnétite et quartz). Cette altération montre une distribution

grossièrement concentrique autour du complexe de brèche. La distribution de la séricite et de la biotite définit un patron concentrique plus ou moins centré sur le complexe de brèche (Kennedy, 1984).

L'indice Sylvie

L'indice Sylvie est localisé dans la brèche à matrice de quartz, près de la limite nord de la trondhjémite de St-Jude (Fig. 2). Cet indice a été découvert par Gulf Bay Mines durant les années 1960 et fut l'objet d'une intense exploration par Cambior, incluant le creusage de tranchées, le forage et le décapage de l'indice principal (Carrier, 1992). En surface, la zone décapée expose une veine de quartz orientée E-W et qui renferme des sulfures disséminés (pyrite, chalcopryrite, sphalérite, molybdénite, galène et localement or natif). Cette veine de quartz est principalement encaissée dans la brèche à matrice de quartz, mais plusieurs des faciès de la brèche de St-Jude y sont aussi présents. La nature complexe du système de brèche est très bien exposée sur cet affleurement.

La zone de décapage permet d'observer les relations entre plusieurs faciès. Au nord de la veine de quartz polymétallique, la brèche est surtout massive avec peu ou pas de matrice entre les fragments. Dans la portion ouest de l'affleurement,

un petit dyke felsique à phénocristaux de quartz recoupe la brèche massive (matrice de farine de roche). Près de ce dyke, la brèche renferme aussi des fragments felsiques qui contiennent les mêmes phénocristaux de quartz bleu. La partie sud de la zone décapée est principalement occupée par la brèche à matrice de quartz. Dans ce secteur, la nature polygénique des fragments est

particulièrement bien exposée. Les fragments sont anguleux à arrondis et plusieurs fragments mafiques ont une épaisse couronne d'altération. La matrice de quartz contient des sulfures disséminés (pyrite et chalcopyrite). Localement, la matrice de quartz passe graduellement à une matrice grenue composée de quartz et de feldspath suggérant qu'elle peut être en partie intrusive.

Géologie de la région de Duparquet.

Jean Goutier

(Service géologique du NO, Ministère des Ressources naturelles, Rouyn-Noranda, Qc)

Introduction

La région de Duparquet est un lieu privilégié où plusieurs groupes archéens, volcaniques et sédimentaires (flysch et molasse), sont en contact (Fig. 1). La limite principale est la zone de faille Porcupine-Destor, l'un des corridors majeurs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. Dans la région, la trace de cette zone est orientée à 110° et elle correspond à la superposition de plusieurs failles ayant une chronologie et des déplacements différents. L'une des particularités de la région est la faible degré de métamorphisme (préhnite-

pumpellyite et schistes verts) et la très bonne préservation des structures primaires.

La zone de faille Porcupine-Destor sépare les Groupes de Blake River et de Kewagama, au sud, du Groupe de Kinojévis et de la Formation de Duparquet, au nord. Vers l'est, la zone se divise en deux branches, l'une E-O et l'autre ESE, à pendage et vergence opposés, formant une structure triangulaire. Au centre de ce coin se trouve les Groupes de Malartic (volcanites), de Val-d'or (volcanites) et de Caste (turbidites) formant le troisième bloc. La région au nord de la faille Porcupine-Destor est aussi caractérisée par la présence d'intrusions syntectoniques. Le secteur

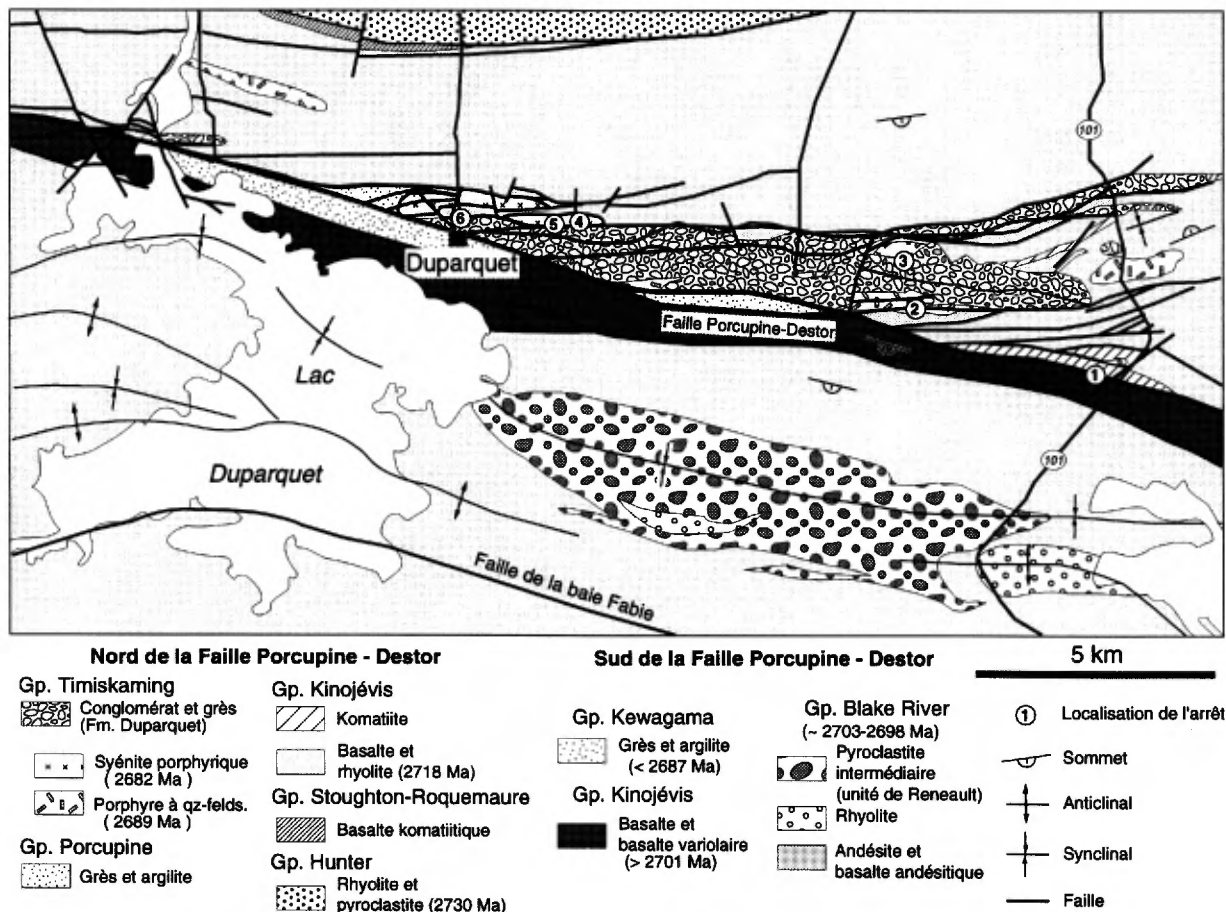


Figure 1. Géologie de la région de Duparquet et localisation des arrêts.

oriental est dominé par des porphyres quartzofeldspathiques (2689 ± 3 Ma, Mueller *et al.*, 1994) alors que dans le secteur occidental des syénites porphyriques prédominent (2682 ± 1 Ma, Mueller *et al.*, 1994). Ces intrusions se sont mises en place, en partie, dans une écaïlle de roches sédiments fines, équivalent au Groupe de Porcupine abondant dans la région de Timmins.

La Formation de Duparquet, composée principalement de conglomérats polygéniques d'origine fluviale et de dérivation locale, appartient au Groupe de Timiskaming. Cette formation repose en discordance sur les volcanites du Kinojévis et les intrusions porphyriques (Rocheleau, 1980; Mueller *et al.*, 1991; Goutier et Lacroix, 1992). La discordance affleure des deux côtés du bassin. La datation des intrusions porphyriques est importantes puisqu'elle indique un âge maximum à la sédimentation de la Formation de Duparquet. Cette formation est aussi plissée selon un synclinal ESE et recoupée par des failles dextres, orientées E-O et inclinées vers le nord.

Les roches mafiques au sud de la faille de Porcupine-Destor sont chevauchées sur les sédiments turbiditiques du Groupe de Kewagama. Ils forment une structure monoclinale inclinée vers le sud et parallèle à la faille. Ces volcanites sont caractérisées par de nombreux horizons variolitiques. L'étirement abrupt des varioles augmente vers la zone de faille.

Le panneau monoclinale ainsi que les écaïlles de turbidites (Kewagama) recoupe le synclinal d'Abijévis et la Formation de Duparquet le long d'un plan de faille (en partie la faille de Porcupine-Destor) produit par un mouvement oblique, dextre et inverse.

Les différents arrêts proposés lors de cette excursion se veulent des exemples représentatifs des assemblages lithologiques, un aperçu du degré de déformation et de l'agencement des unités.

Arrêt 1: Zone de faille Porcupine-Destor et de Parfouru

Le premier arrêt est situé sous la ligne électrique à haute tension à 250 m à l'ouest du poste Renault d'Hydro-Québec, près de la route 101 à Renault (Fig. 1). La série d'affleurements permet une coupe du sud au nord de la zone de contact entre les volcanites mafiques de Kinojévis au sud de la faille Porcupine-Destor et les turbidites du Kewagama. Les premiers affleurements sont composés de basaltes massifs et coussinés formant une séquence monoclinale à polarité vers le sud. Ils montrent localement une texture variolitique avec un étirement abrupt. Le contact n'affleure pas

comme tel. Les basaltes les plus proches du contact sont plus aplatis et étirés que ceux observés précédemment et sont recoupés par plusieurs veines de quartz et d'épidote. Les affleurements suivants, composés de turbidites fines, montrent une déformation hétérogène marquée par des plissements mésoscopiques et de minces cisaillements montrant un mouvement apparent dextre. Le contact entre les volcanites et les sédiments correspond à la faille de Parfouru, tandis que le contact (qui n'affleure pas) entre les sédiments et les komatiites, plus au nord, correspond en partie à la faille Porcupine-Destor qui est orientée à 110° avec un pendage variant de 50° à 80° vers le sud. Cette zone mince est celle qui vient en dernier recouper le Kinojévis et le Duparquet.

Arrêt 2: Contact sud de la Formation de Duparquet

Le deuxième arrêt est un décapage est situé à 1,6 km au sud de la route 393 et à 50 m à l'est du chemin forestier. Ce chemin est situé à 4,4 km à l'ouest de l'intersection des routes 393 et 101. Le décapage met en relief la relation du conglomérat de Duparquet avec le porphyre quartzo-

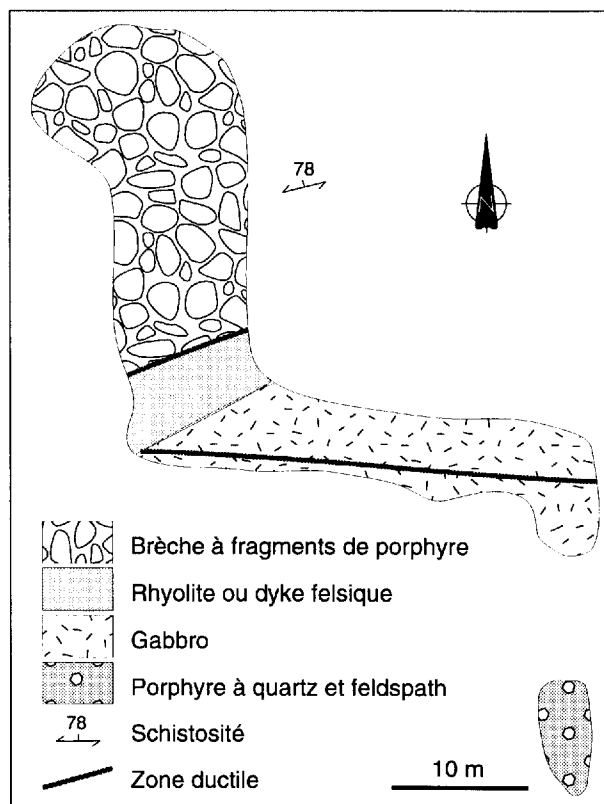


Figure 2. Brèche à la base de la Formation de Duparquet, composée de fragments anguleux de porphyre à quartz et feldspath.

feldspathique typique de la région (Fig. 2). La portion sud de l'affleurement est composée d'un porphyre quartzo-feldspathique similaire à celui qui a été daté à 2689 ± 3 Ma (Mueller *et al.*, 1994). Il est suivi de gabbro et d'une rhyolite ou d'une intrusion felsique. La portion nord de l'affleurement est composée d'une brèche à fragments anguleux de porphyre quartzo-feldspathique similaire à celui de la portion sud du décapage. Cette brèche, située à la base du conglomérat, est interprétée comme une brèche de talus sur la bordure sud du bassin.

Arrêt 3: Formation de Duparquet

Le troisième arrêt est situé en bordure du ruisseau et du chemin forestier, à 700 m au sud de

la route 393. Les affleurements exposent un conglomérat polygénique contenant des fragments arrondis granitiques (différents des porphyres). À 200 m au NNE dans le bois, il est possible d'observer le même type de brèche qu'à l'arrêt 2. Cette brèche est située sur la bordure nord du bassin.

Arrêt 4: Discordance entre la syénite et la Formation de Duparquet

Le quatrième arrêt est situé sur un grand affleurement de 200 x 400 m, à 400 m au nord de la route 393 et à 2,2 km à l'est de Duparquet (Fig. 3). On y observe les relations entre 1) la syénite porphyrique et des enclaves de schistes; 2) un conglomérat de Duparquet et la syénite

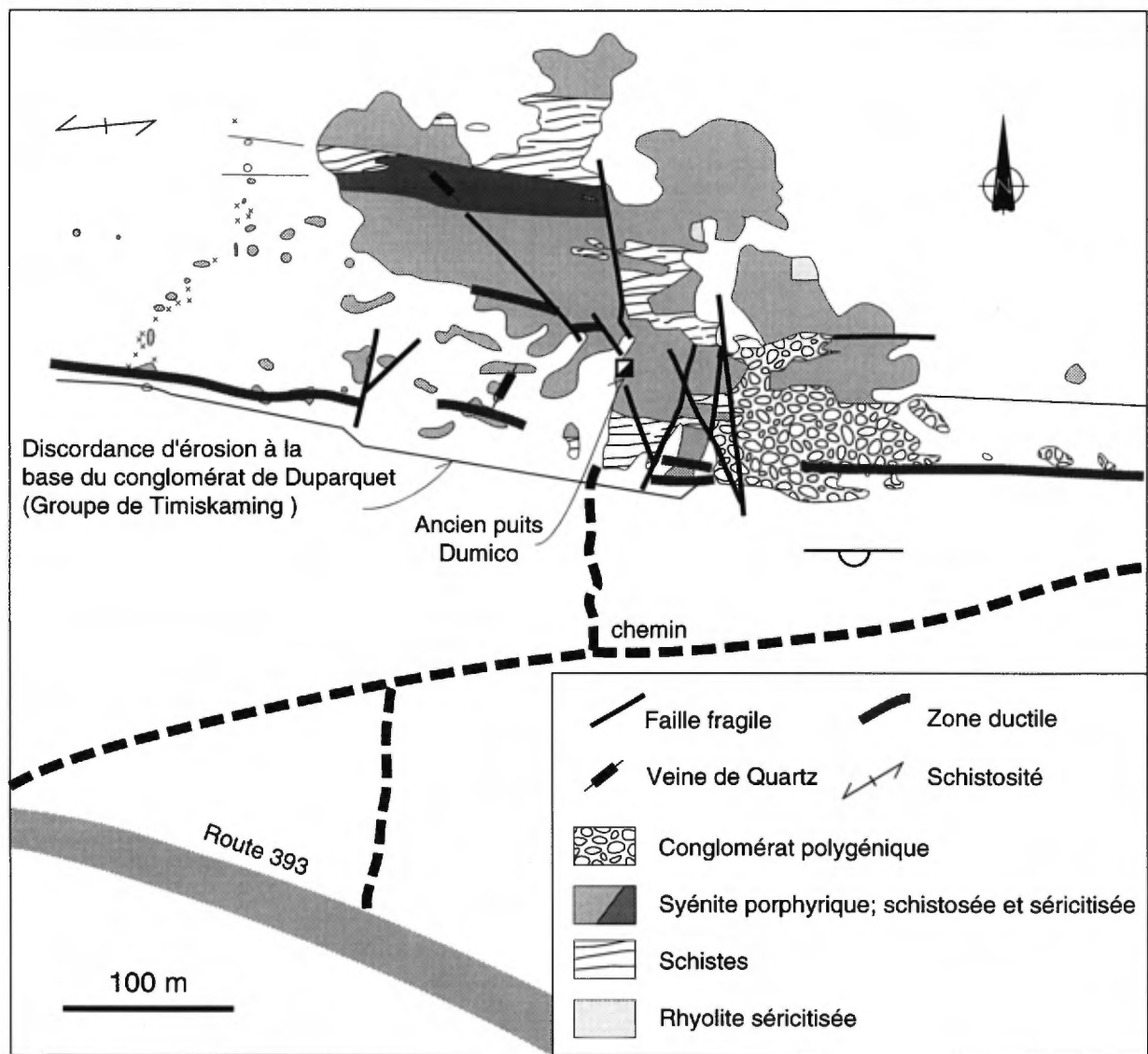


Figure 3. Relations géologiques entre les enclaves tectonisées et la syénite porphyrique syntectonique peu déformée, et la position du conglomérat polymictique qui renferme de gros cailloux de la syénite porphyrique.

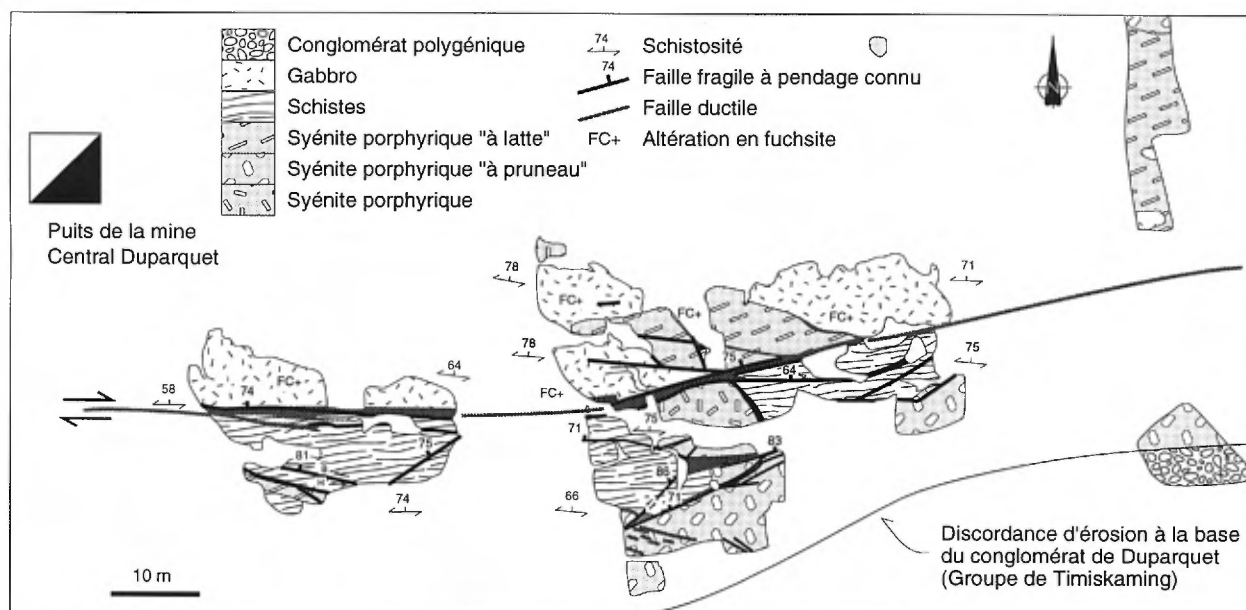


Figure 4. Géologie de surface du gisement d'or Central Duparquet (arrêt 5) où sont bien exposés trois faciès de la syénite porphyrique et des relations de failles complexes.

porphyrique. La syénite occupe plus de 60% de la surface. Elle contient des enclaves de schistes provenant de volcanites et de sédiments. Les relations de terrain au centre de l'affleurement montrent que la syénite s'est mise en place dans une zone de roches déjà déformées, appuyant la nature syntectonique de l'intrusion. Un conglomérat polygénique à fragments de syénite porphyrique affleure dans la portion est de l'affleurement et repose en discordance sur la syénite. Près du contact, la taille des fragments varie de 1 cm à 1 m. Comme observé par Mueller *et al.* (1991; section A), la taille des clastes diminue du nord au sud en allant vers le sommet de la séquence. Une partie de l'or sur cet affleurement est associée à des veines de quartz, de chalcopryrite, de pyrite et de tétrahédrite, tardives et orientées NE et NO.

Arrêt 5: Central Duparquet

Le cinquième arrêt est situé à 400 m à l'ouest de l'arrêt 4, à peu près à la même position stratigraphique. On y accède par un chemin forestier N-S sur une distance de 400 m à partir de la route 393. La série de décapage permet d'observer trois phases de la syénite porphyrique, le jeu complexe des failles et les altérations hydrothermales. La phase la plus ancienne est composée de 5 à 15 % de phénocristaux de plagioclase automorphe blanc de 5 à 10 mm dans une matrice potassique, fine et rouge brique. La seconde phase a été appelée "à pruneaux" (Graham, 1954) à cause de la forme et de la grosseur des

phénocristaux de feldspath. La troisième phase, dite "à latte", est plus souvent sous forme de dyke. Elle est composée de 10 à 20 % de phénocristaux tabulaires de feldspath (5-12 mm) montrant une texture trachytique dans une matrice grise à brune. Ces différentes variétés de syénite sont injectées dans un gabbro et dans un schiste provenant probablement de sédiments. L'ensemble est recoupé par un jeu complexe de zones ductiles et de failles fragiles orientées E-O et ENE, à pendage au nord, associé à une composante dextre et inverse. L'altération hydrothermale est marquée par la présence d'ankérite, de séricite, de fuchsite et de quartz le long de ces cassures et au contact des phases de la syénite. La zone aurifère est développée en bordure du cisaillement principal où la pyrite est plus abondante.

Arrêt 6: Sédiments déformés de la Formation de Duparquet

Le sixième arrêt est situé directement dans le village de Duparquet sur le bord est de la route 393, à 100 m au nord de l'intersection principale. L'affleurement est composé de conglomérat et de grès de Duparquet fortement cisailés sur plus de 50 m et montrant un étirement oblique. Cette zone de cisaillement large est recoupée à l'ouest par la zone mince de cisaillement limitant le contact inférieur du Kewagama.

Coupe à travers la Faille de Cadillac, du Groupe de Pontiac au Groupe de Blake River.

Jean-Yves Labbé

(Service géologique du N-O, Ministère des Ressources naturelles, Val-d'Or, Qc)

Introduction

Cette demi-journée d'excursion portera sur l'évolution des fabriques structurales à travers la zone de contact entre les sous-provinces de Pontiac et de l'Abitibi. Nous discuterons aussi de la problématique entourant la relation entre les sédiments du Groupe de Timiskaming et les unités adjacentes du Pontiac et du Blake River.

Six arrêts sont prévus dont deux dans les métasédiments du Groupe de Pontiac, un dans les sédiments du Timiskaming, à la jonction des deux sous-provinces, et un dans les volcanites du Groupe de Blake River, juste au nord de la zone tectonique de Cadillac. Deux autres arrêts seront effectués aux contacts entre le Groupe de Timiskaming et les Groupes de Pontiac et de Blake River, respectivement au sud et au nord.

Le contact entre le Blake River et le Timiskaming est interprété comme une discordance angulaire (Wilson, 1962; Goulet, 1978; Dimroth *et al.*, 1982; Hubert, 1990). Cependant, l'interprétation du contact sud du Timiskaming avec le Pontiac ne fait pas l'unanimité. Selon Goulet (1978), ce contact est concordant tandis que Hubert (1990) l'interprète comme une discordance angulaire. La disparité entre ces deux interprétations provient de la nature d'un conglomérat monomictique qui, dans un cas (Goulet 1978), est interprété comme un horizon chenalisé à l'intérieur du Groupe de Pontiac et qui, dans l'autre cas (Hubert 1990), constitue la base du Groupe de Timiskaming en discordance sur le Pontiac. L'arrêt 3 présentera les relations entre ce conglomérat monomictique et les grès du Groupe de Pontiac.

Les éléments structuraux mésoscopiques observés le long de la section visitée montrent peu de variations d'un domaine lithostratigraphique à l'autre, ce qui laisse supposer une évolution

structurale relativement cohérente. L'attitude des fabriques planaires et linéaires est relativement homogène et les unités visitées sont plissées par une même phase de déformation. Les roches du Pontiac et du Blake River sont toutefois affectées par des plissements précoces qui ne sont pas observés à l'intérieur du Timiskaming.

Arrêt 1: Zone interne du Groupe de Pontiac

Cet affleurement est représentatif du caractère subhorizontal du domaine de nappes du Groupe de Pontiac. On y observe un grès métamorphisé au faciès des amphibolites et constitué principalement de quartz et de hornblende, avec quelques rares traces de grenat. Le litage primaire n'est pas observable dans ces roches. Cependant, une forte fabrique structurale d'attitude subhorizontale (pendage $\sim 25^\circ$) est observée; elle est accompagnée d'une linéation minérale (étirement) dans le sens du pendage.

Arrêt 2: Bordure nord du Groupe de Pontiac

Ce métasédiment présente un degré de métamorphisme moindre que l'affleurement précédent; la roche y est constituée principalement de quartz et de biotite. La fabrique principale est légèrement pentée vers le nord ($\sim 35^\circ$) et associée à une linéation minérale "down dip". Sur l'affleurement situé à l'ouest de la route, on peut y observer une petite faille isolée à pendage nord qui se superpose à la schistosité et qui est un peu plus abrupte (pendage $\sim 50^\circ$). L'entraînement de la schistosité le long de cette structure suggère un mouvement relatif normal.

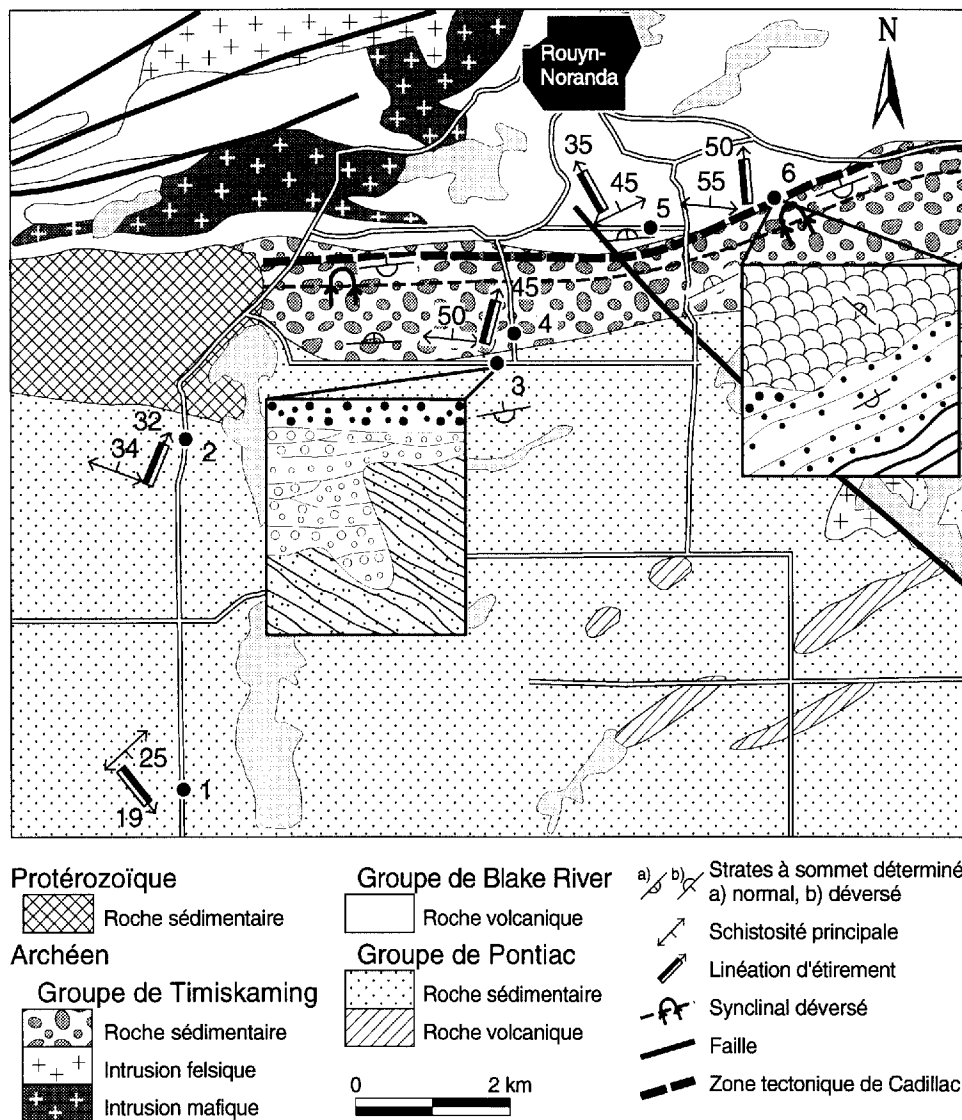


Figure 1. Géologie de la portion sud du district de Rouyn-Noranda et localisation des arrêts. Encarts, relations stratigraphiques entre les Groupes de Timiskaming, de Blake River et de Pontiac, d'après Hubert (1990).

Arrêt 3: Zone de contact entre les Groupes de Pontiac et de Timiskaming

Cet arrêt illustre la controverse sur la nature du contact entre le Pontiac et le Timiskaming. On y observe le recoupement d'un conglomérat monomictite à cailloux de grès sur une séquence litée de wackes. Les polarités stratigraphiques dans les wackes sont vers le sud (Goulet 1978) tandis que le conglomérat ne présente aucun indice pouvant témoigner d'une polarité.

Goulet (1978) interprète ce conglomérat comme un horizon lenticulaire à l'intérieur des grès du Pontiac. Le recoupement des grès par le

conglomérat est interprété comme le produit d'une chenalisation. Le contact avec le Timiskaming est situé plus au nord, à l'apparition des premiers horizons de conglomérat polymictite.

Par contre, Hubert (1990) situe le contact du Timiskaming à l'apparition de ce conglomérat monomictite qui représente la base de la séquence sédimentaire en discordance angulaire sur le Pontiac. Dans ce cas, la polarité dans le conglomérat est interprétée vers le nord et contraste avec la polarité sud dans les wackes. Cette discordance angulaire nécessite le plissement des unités du Pontiac antérieurement à la déposition du Timiskaming. Des plis N-S associés à une première

phase de déformation dans le Pontiac sont observés un peu plus au sud.

Arrêt 4: Groupe de Timiskaming

Cette série d'affleurements est constituée d'un conglomérat polymicté à blocs dont la matrice est composée de grès fin et de siltstone. Contrairement aux arrêts précédents, dans le Pontiac, le métamorphisme est relativement bas. Une forte schistosité pentée vers le nord (à $\sim 50^\circ$) est accompagnée d'une linéation d'étirement "down dip". Cette déformation est enregistrée surtout par la matrice plus fine. Les fragments de roches moins compétents (volcanites, tufs, sédiments) sont fortement étirés dans le plan de schistosité. Par contre, les fragments plus durs (granitoïdes), toujours bien arrondis, présentent généralement un moulage asymétrique de la schistosité proposant une composante de mouvement normal. Il est donc probable que ces structures associées à un régime d'extension, se soient superposées sur une fabrique précoce associée plutôt à un régime de chevauchement. Cette relation de recoupement a été observée, de façon discrète, sur l'affleurement du deuxième arrêt. Cette composante tardive d'extension pourrait expliquer la présence d'unités plus fortement métamorphisées au sud.

Arrêt 5: Limite sud du Groupe de Blake River

Cet arrêt illustre la déformation des basaltes du Groupe de Blake River en marge de la zone tectonique de Cadillac. Près du contact, le basalte

présente une forte schistosité relativement abrupte vers le nord ($\sim 55^\circ$), associée à une linéation d'étirement "down dip" mise en évidence par l'allongement des varioles. Cette schistosité diminue rapidement en intensité à mesure que l'on s'éloigne de la zone de Cadillac qui est située juste au sud. Sur cet affleurement, le basalte y est toutefois moins schisteux et il est relativement aisé de déterminer une polarité stratigraphique vers le nord à partir de la forme des coussins. La déformation se manifeste surtout par l'étirement marqué des varioles qui sont généralement très grosses. L'attitude de cette linéation d'étirement est semblable à celles des affleurements précédents. L'influence de la zone tectonique de Cadillac, à mesure que l'on progresse dans le Groupe de Blake River, se manifeste plutôt par des tectonites de type "L" où la schistosité ne se développe que localement.

Arrêt 6: Zone de contact entre les Groupes de Blake River et de Timiskaming

Cet arrêt présente la discordance entre les Groupes de Timiskaming et de Blake River. Le Blake River est représenté par des basaltes coussinés montrant une polarité stratigraphique vers le NE. Ces basaltes sont recoupés par les sédiments du Timiskaming qui présentent une attitude NE-SW avec des polarités vers le SE. La relation angulaire entre les deux unités lithostratigraphiques nécessite le plissement préalable du Blake River (Hubert, 1990). Des plis de première phase, antérieurs au Timiskaming, sont interprétés à l'intérieur du Groupe de Blake River.

Géologie du gisement Francoeur #3.

Jean-François Couture

(Division des gîtes minéraux, Ministère des Ressources naturelles, Val-d'Or, Qc)

et Jacques Daigneault

(Mines Richmond inc., Division Francoeur, Arntfield, Qc)

Introduction

Les gisements d'or mésothermaux d'âge Archéen sont typiquement constitués de réseaux de veines de quartz-carbonate et d'enveloppes d'altération associées. L'exemple classique est la mine Sigma, à Val-d'Or (Robert et Brown, 1986). Le gisement Francoeur diffère du type veine de quartz parce que la minéralisation est de type remplacement et qu'il n'y a pas de veine minéralisée.

Le gisement Francoeur #3 est situé à Arntfield, approximativement à 25 km au sud-ouest de Rouyn-Noranda (Fig. 1). Il est localisé dans une zone de cisaillement inverse qui recoupe les roches volcaniques mafiques de la partie sud du Groupe de Blake River. Dans la région de Arntfield (Fig. 1), les roches volcaniques qui font face au nord, sont orientées ouest à ouest-nord-ouest et leur pendage est fort vers le nord. Les roches volcaniques sont recoupées par des filons-couches et des stocks

synvolcaniques de gabbro-diorite; des dykes de porphyres feldspathiques d'âge indéterminé; et par des dykes et des stocks de syénite tardi-tectonique. Toutes les lithologies ont été déformées et métamorphosées au faciès des schistes verts durant l'orogénèse Kénoréenne. Au sud de Arntfield, les roches archéennes sont recouvertes par des roches sédimentaires protérozoïques du Groupe de Cobalt. Sous cette couverture et à environ 3 km au sud de la mine Francoeur, la faille de Cadillac sépare les roches archéennes du Groupe de Blake River de celles du Groupe de Timiskaming.

Au nord de cette structure majeure, les roches du Groupe de Blake River sont affectées par deux types de failles (Fig. 1). Le premier type comprend les zones de cisaillement ductiles Francoeur-Wasa et Lac Fortune. Ce sont de larges corridors de schistes à mica altérés dont l'orientation moyenne est ouest à ouest-sud-ouest et leur pendage est modéré vers le nord. Ces zones de cisaillement

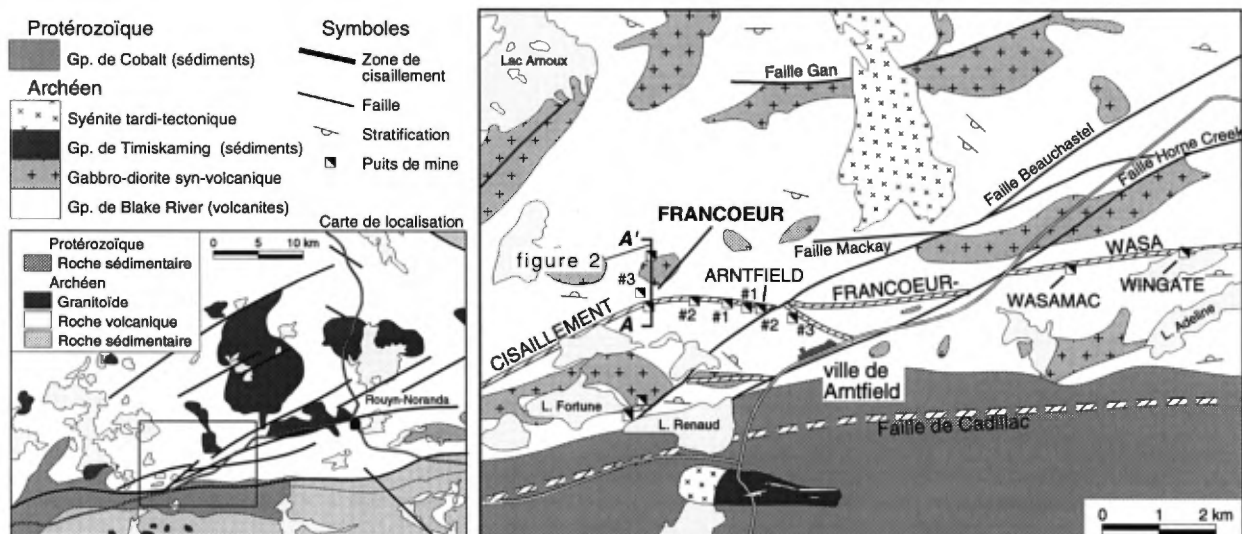


Figure 1. Géologie de la région de Arntfield et localisation de la section illustrée à la figure 2.

ductile sont le site d'une intense altération hydrothermale qui détruit et remplace les assemblages métamorphiques. Toutefois, les minéraux hydrothermaux définissent la fabrique tectonique et de ce fait enregistrent partiellement la déformation suggérant un âge relatif syncynématique pour l'activité hydrothermale. Le second type de faille (Fig. 1) est constitué de failles fragiles orientées nord-est (e.g. les failles Beauchastel et Horne Creek). Ces failles appartiennent à une famille de failles nord-est interprétées comme des failles synvolcaniques mais qui auraient été réactivées puisqu'elles recoupent et déplacent les zones de cisaillement ductiles (Fig. 1). Ces failles sont généralement stériles et non altérées.

Géologie du gisement Francoeur #3

Le gisement Francoeur #3 est le plus gros parmi une série de gisements similaires tous localisés dans la zone de cisaillement Francoeur-Wasa (Fig. 1). De l'ouest vers l'est, ces gisements sont: la zone Cutting, et les gisements Francoeur #3, #2, et #1 (20,5 t Au); les gisements Arntfield #1, #2, et #3 (5,1 t Au); les

gisements Wasamac Principal, #1 et #2 (17,1 t Au) et le gisement Wingait (1,1 t Au). Collectivement ces gisements renferment près de 45 tonnes métriques d'or. Bien que la lithologie hôte varie d'un gisement à l'autre, la minéralisation aurifère est très similaire. Il s'agit d'une fine dissémination de pyrite et d'or qui forment des zones tabulaires de remplacement hydrothermal localisées dans les parties les plus intensément déformées et altérées de la zone de cisaillement Francoeur-Wasa. Les veines de quartz-carbonate sont rares et généralement stériles.

À la mine Francoeur, il y a trois types de roches (Fig. 2). Le mur de la zone de cisaillement est constitué d'une épaisse séquence d'andésite. Dans le toit se trouve une petite intrusion elliptique de gabbro-diorite synvolcanique. La troisième lithologie d'importance est constituée d'étroits dykes (1 cm à 2 m d'épaisseur) d'albitite d'une couleur rouge-brique. Dans la partie inférieure de la mine, les albitites sont injectées dans l'andésite du mur et leur pendage est fort vers le sud. Ces dykes se poursuivent dans la zone de cisaillement mais leur pendage devient modéré vers le nord. Ces dykes

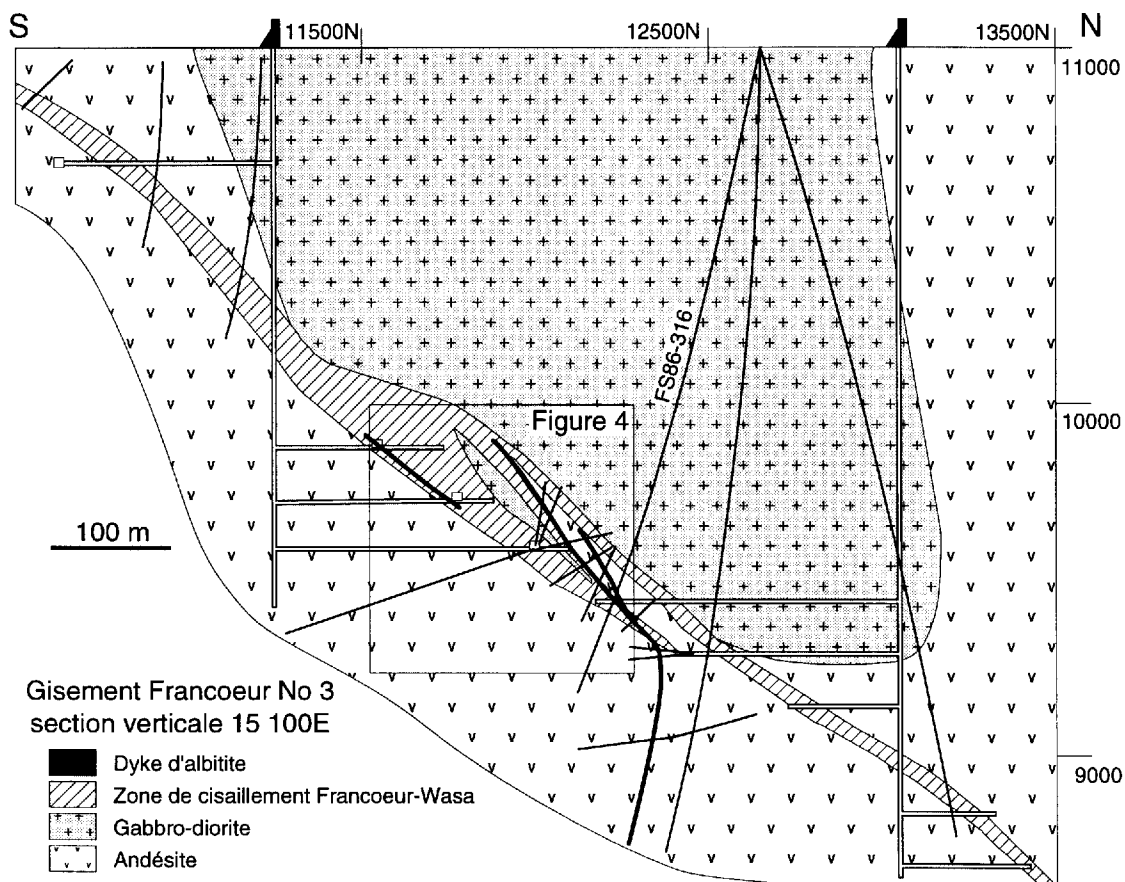


Figure 2. Section verticale à travers le gisement Francoeur #3, voir figure 1 pour sa localisation.

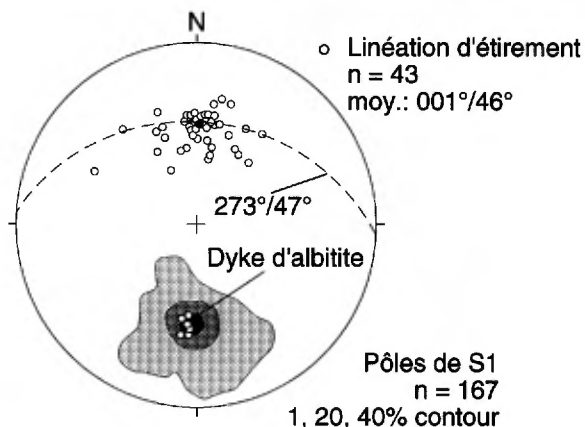


Figure 3. Compilation des données structurales sur la zone de cisaillement Francoeur-Wasa mesurées dans le gisement Francoeur #3.

sont syn- à tardi-cynématiques parce qu'ils sont droits et relativement peu déformés et qu'ils recourent la foliation tectonique. Ils sont antérieurs

à la minéralisation parce que localement ils sont altérés et minéralisés.

Dans la mine Francoeur, la zone de cisaillement Francoeur-Wasa varie en épaisseur de 20 à 80 mètres. Elle est caractérisée par une forte fabrique mylonitique et une intense altération hydrothermale qui détruit toutes les textures et structures primaires. Cette zone de schistes est aussi hétérogène car elle renferme de nombreux copeaux moins altérés et moins déformés des lithologies encaissantes. Ces zones moins déformées sont séparées par des zones de très forte déformation qui sont connectées en un motif anastomosé. C'est dans ces endroits très déformés que la minéralisation aurifère est préférentiellement développée. La fabrique mylonitique est orientée vers l'ouest et son pendage est modéré (47°) vers le nord (Fig. 3). Elle contient une linéation minérale et d'étirement plongeant uniformément vers le nord. Les indicateurs de mouvements sont variés et nombreux. Ils suggèrent tous des mouvements de type rejet-pendage en jeu inverse (Couture et Pilote, 1993).

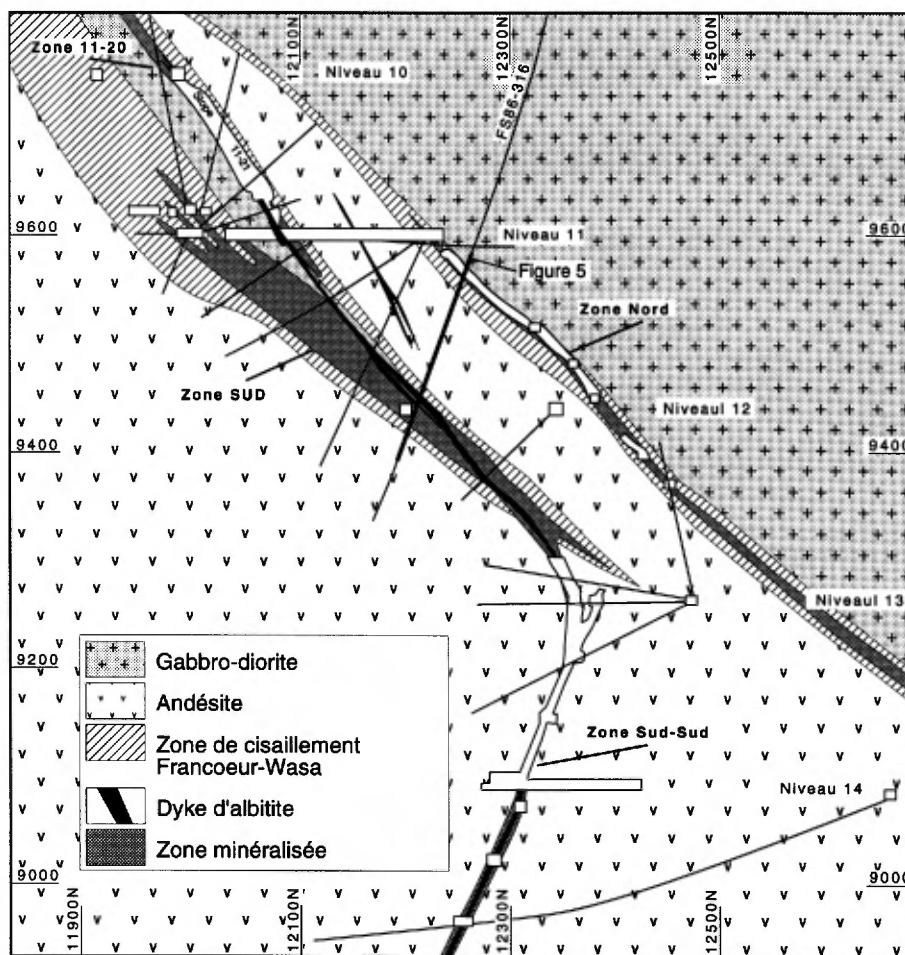


Figure 4. Section verticale détaillée illustrant la relation entre les dykes d'albite et la zone de cisaillement Francoeur-Wasa, voir figure 2 pour sa localisation.

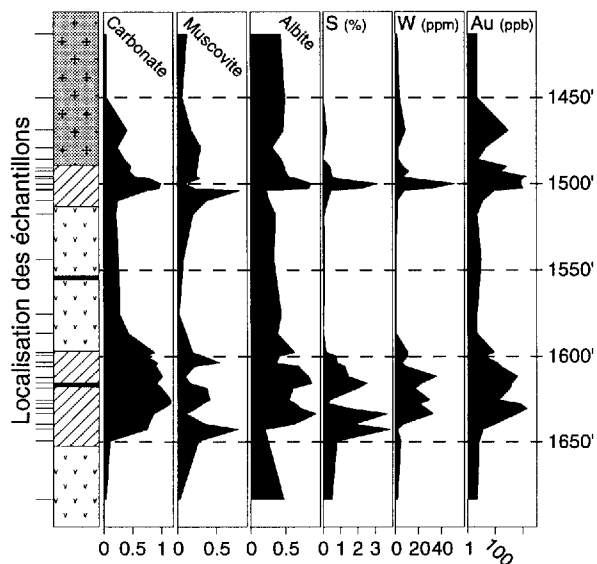


Figure 5. Profils lithogéochimiques le long du forage FS86-316 à travers la zone de cisaillement Francoeur-Wasa. Les indices d'altération sont: carbonate = $[CO_2 / (Ca+Fe+Mg)]_{molaire}$; muscovite = $[2.5K / Al]_{molaire}$; et Albite = $[Na / Al]_{molaire}$. Voir figure 4 pour la localisation du forage.

La minéralisation en or se retrouve dans cinq zones distinctes dont quatre sont localisées dans la zone de cisaillement (les zones sud, nord, ouest, et 1120) et une (zone sud-sud) qui est localisée le long des contacts d'un dyke d'albitite dans l'andésite du mur (Fig. 4). Dans toutes ces zones, la minéralisation aurifère est semblable. L'or est très finement disséminé ($< 30\mu m$) dans une roche de couleur beige constituée de carbonate, d'albite, de 5 à 20% de pyrite et de quantités mineures de quartz, rutilite et muscovite. Cette roche forme des corps tabulaires allongés (1 cm à 1 mètre d'épaisseur) qui remplacent le schiste mylonitique ou, dans le cas de la zone sud-sud, qui remplacent l'albitite et l'andésite le long des contacts d'un dyke d'albitite. La teneur de ces corps de remplacement est typiquement uniforme et varie entre 20 à 40 g/t Au. À l'intérieur de la zone de cisaillement, les corps aurifères sont colinéaires à la linéation d'étirement et le fait qu'ils remplacent la fabrique tectonique suggère qu'ils se sont formés durant la déformation.

L'étude des altérations (Couture et Pilote, 1993) a révélé une zonalité des altérations autour des zones aurifères. Trois faciès d'altération ont été reconnus. Une altération précoce en carbonate-muscovite-hématite qui détruit les assemblages métamorphiques; une altération en carbonate-albite-pyrite associée à la venue de l'or et une altération

post-minéralisation constituée de veinules de carbonate-sulfate-hématite qui recoupent toutes les lithologies incluant la minéralisation aurifère. Ces faciès d'altération sont organisés d'une manière à enregistrer l'altération continue et progressive de la zone de cisaillement par les fluides minéralisateurs. Les patrons d'altération sont bien illustrés par la variation d'indices d'altération en carbonate, muscovite et albite (Fig. 5). Sur les profils de ces indices, les zones aurifères, qui correspondent à des endroits fortement enrichis en W et en S, sont précisément délimitées par l'indice en albite. Les calculs de bilan de masse (Fig. 6) indiquent que la

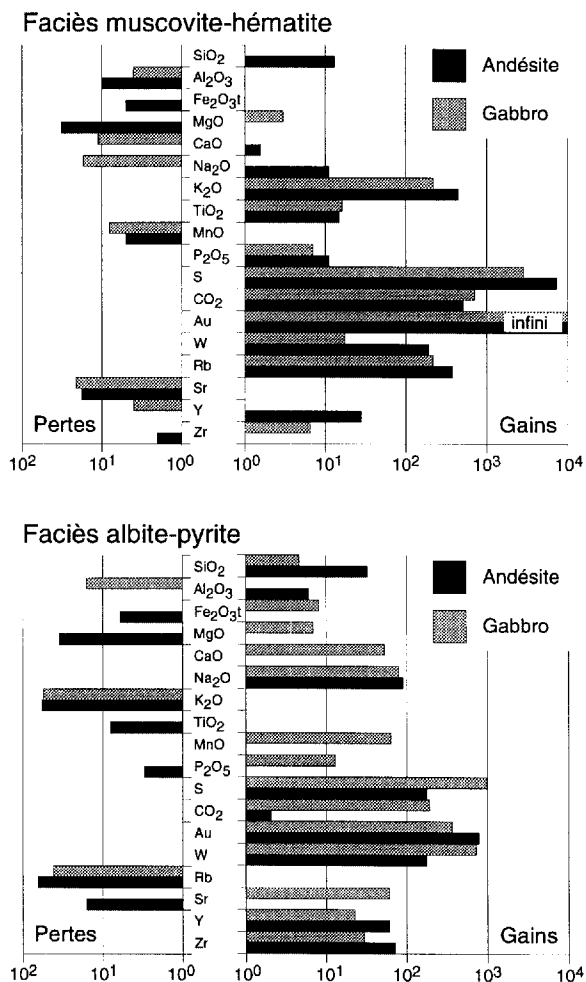


Figure 6. Pertes et gains de composants chimiques lors de l'altération dans le gisement Francoeur #3, tel que calculés avec les données des profils montrés à la figure 5. Exprimés en pourcentage relatif à l'abondance dans la roche parente moins altérée. A. Altération muscovite-hématite comparée à l'andésite et le gabbro non altérés; B. Altération albite-pyrite comparée à l'altération muscovite-hématite.

séquence d'altération implique premièrement l'hydrolyse des silicates métamorphiques, laquelle est caractérisée par des ajouts importants de CO_2 , Rb, et K_2O (altération précoce en carbonate-muscovite-hématite) sans apport significatif d'aluminium ou de fer. Deuxièmement, le dépôt de l'or est associé à un lessivage poussé du K_2O accompagné d'un enrichissement important en Na_2O , Sr, S, W et Au (altération en carbonate-albite-pyrite), toujours sans mouvement important de l'aluminium et du fer. Bien que lors des réactions d'altération le fer soit demeuré relativement immobile, son état d'oxydation a changé comme l'indique la formation de l'hématite par la destruction des silicates et des oxydes métamorphiques et le remplacement de l'hématite par la pyrite dans les zones aurifères.

Cette séquence d'altération a résulté en un léger gain de volume (15-20%) et en des changements importants de $f\text{O}_2$, $f\text{S}_2$ et de $a(\text{Na}^+/\text{K}^+)$. Les effets combinés des réactions de formation de la muscovite et de l'albite ont été d'abaisser le pH des fluides au site de la minéralisation. Si l'or a été transporté sous forme de complexe bi-sulfuré, une telle réduction du pH aurait favorisé sa précipitation (Romberger, 1990). Le remplacement de l'hématite par la pyrite lors du deuxième épisode d'altération a impliqué une réduction de l'activité du soufre et un accroissement de $f\text{O}_2$ des fluides. L'oxydation des fluides est aussi indiquée par les données isotopiques du soufre qui montrent que la pyrite co-existant avec l'or est isotopiquement plus légère ($-10.5 \pm 0.8\%$) que celle observée ailleurs dans la zone de cisaillement (environ 0%; Couture et Pilote, 1993). La réduction de l'activité du H_2S et l'oxydation sont des mécanismes très efficaces pour précipiter l'or si l'or a été transporté sous forme de thio-complexes (Shenberger et Barnes, 1989). Ces

changements chimiques, se produisant au site où la minéralisation s'est mise en place, ont pu contribuer à réduire de manière significative la solubilité de l'or et causer sa précipitation avec celle de la pyrite.

Couture et Pilote (1993) ont suggéré que c'est l'effet combiné de l'oxydation du fluide, de l'augmentation de $a(\text{Na}^+/\text{K}^+)$, et de la réduction de $f\text{S}_2$ et du pH provoquée par l'altération hydrothermale qui a forcé la précipitation de l'or dans la roche à carbonate-albite-pyrite. Dans ce scénario, l'oxydation précoce du schiste mylonitique a été critique. Cette oxydation a pu être provoquée par la mise en place des albitites, elles-mêmes fortement oxydées. Leur mise en place a contribué à modifier le comportement des fluides favorisant ainsi l'altération extensive des roches encaissantes, sans complètement colmater le conduit hydrothermal. Ceci aurait empêché l'accumulation de la pression des fluides et la formation de veines minéralisées tel que proposé pour expliquer la genèse des gisements de type veine de quartz (Sibson *et al.*, 1988). Le dépôt de l'or est survenu en réponse aux changements chimiques provoqués par la précipitation des minéraux hydrothermaux auquel il est associé. Ces changements ont été lents et progressifs, ce qui pourrait expliquer, du moins en partie, la nature finement disséminée de l'or et sa distribution plus ou moins uniforme dans les zones de remplacement.

Description des arrêts

Des changements fréquents d'accès aux ouvertures souterraines nous empêchent de donner, à l'avance, l'itinéraire de la visite. Une description des arrêts souterrains sera fournie au moment de la visite.

Géologie du gisement Donalda.

Daniel Turcotte

et Jeannot Théberge

(Ressources Minorca inc., Rouyn-Noranda, Qc)

Introduction

La mine Donalda est située au sud du camp minier de Rouyn-Noranda, sur la rive nord du lac Osisko, moins de 3 km à l'est de la ville de Rouyn-Noranda. Le gisement Donalda est constitué de deux

veines de quartz aurifères principales: les veines N°1 (Donalda) et N°2 (Wilco) (Fig. 1). Ces deux veines ont de 10 à 90 cm d'épaisseur, sont orientées E-O et leur pendage varie entre 20° et 50° vers le sud. En mars 1994, la mine Donalda a été remise en production à un rythme de 350 tonnes métriques

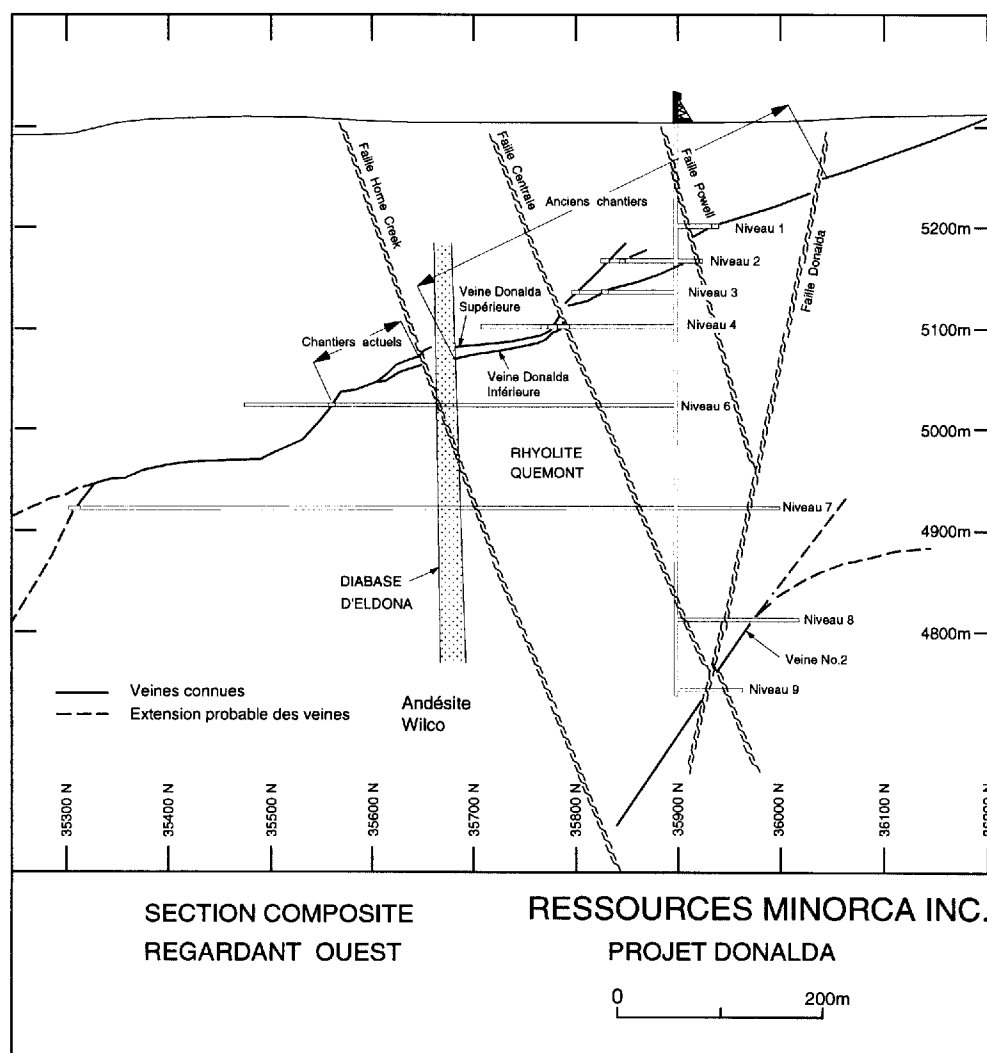


Figure 1. Section composite vue vers l'ouest de la mine Donalda.

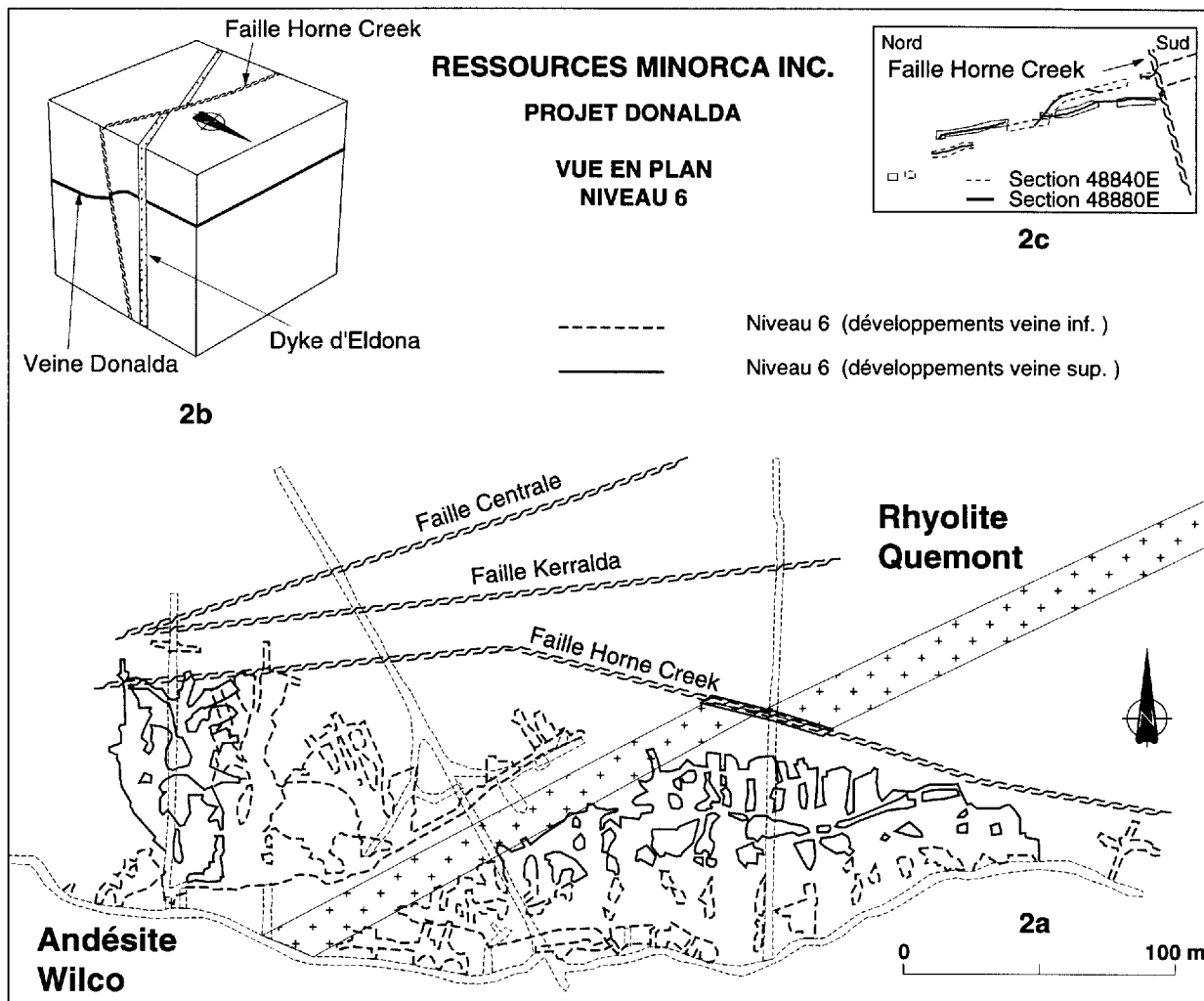


Figure 2. A. Géologie du niveau 6 et contour des chantiers minés. B. Diagramme illustrant la relation spatiale entre la faille Horne Creek (HCF), la veine Donaldal N°1 et le dyke de diabase. C. Section composite montrant le déplacement des veines inférieure et supérieure de part et d'autre de la faille Horne Creek.

par jour. Les réserves totales de la mine Donaldal sont estimées à 1,2 million de tonnes métriques titrant 6,1 g/t Au.

Historique de la mine

Le gisement Donaldal a été découvert en 1943 par la compagnie Donaldal Copper Mines. En 1946, un puits vertical a été excavé et la production a débuté en 1948. Entre 1948 et 1956, la Donaldal Mines Ltd a miné approximativement 740 000 tonnes de minerai titrant en moyenne 5,3 g/t Au, principalement de la veine N°1. Durant cette période, l'exploration de la propriété adjacente a conduit à la découverte de la veine N°2, localisée à environ 300m sous la veine N°1. Environ 32 000 tonnes titrant 6,3 g/t Au ont été extraites par Kerr

Addison Mines Ltd à partir des installations de la mine Quemont, située à l'ouest de la mine Donaldal.

Minnova inc. reprends les travaux d'exploration en 1986 et prélève 16 412 tonnes titrant 2,5 g/t Au, provenant principalement du développement des galeries et monteries d'exploration sur les niveaux 6 et 7. À la suite de ces résultats, Corporation Metall (anciennement Minnova), a signé une entente avec Ressource Orco inc. (maintenant Ressources Minorca), habilitant cette dernière à poursuivre l'exploration souterraine dans le but de prélever un échantillon en vrac. Entre juillet et novembre 1993, 19 148 tonnes titrant 7,63 g/t Au ont été extraites de la veine Donaldal.

Géologie locale

La géologie de la mine a été décrite par Riverin *et al.* (1990). Deux formations principales sont présentes sur la propriété Donalda, ce sont: l'andésite de Wilco et la rhyolite de Quemont. Ces unités sont juxtaposées par la faille Horne Creek qui est orientée E-W et sépare les rhyolites, au nord, des andésites et des gabbros au sud. Un dyke de diabase orienté NE-SO traverse la propriété. Ce dyke, connu sous l'appellation de diabase d'Eldona, appartient à une famille régionale de dykes d'âge Protérozoïque (Wilson, 1941).

Géologie structurale

Il y a deux systèmes de faille dans la mine Donalda. Le premier système est composé des failles Centrale, Powell et Horne Creek, lesquelles sont communément spatialement associées aux gisements volcanogènes de sulfures massifs (e.g. Horne) et d'or filonien comme Donalda. Ces failles sont orientées NE-ENE, sont inclinées fortement vers le nord et montrent communément des mouvements inverses. La relation spatiale entre ces trois structures et la veine N°1 est clairement illustrée sur les figures 1 et 2c. La veine N°1 montre un déplacement (5-6m de rejet net) à travers la faille Horne Creek qui déplace également la diabase d'Eldona mais selon un jeu dextre apparent (Fig. 2a). Ce dyke recoupe la veine Donalda avec un léger déplacement apparent dextre, sans rejet vertical (Fig. 2a). Le second système de faille comprend des failles à mouvement normal, orientées E-NE et inclinées modérément vers le S. Leur rejet (e.g. faille Donalda) peut atteindre plusieurs mètres. Ces failles recoupent le premier système de failles.

Il y a aussi plusieurs failles mineures dont les plus importantes sont orientées O-SO. Ces fractures semblent avoir une incidence sur la minéralisation. On note la présence d'or visible et de très hautes teneurs (>150 à 350 g/t Au) dans un corridor de quelques mètres de chaque côté de ces structures.

La veine Donalda

D'une puissance variant de 0,1 à 1 mètre, la veine Donalda N°1 est subdivisée en deux veines

subparallèles (supérieure et inférieure; Fig. 2c), généralement orientées E-O et inclinées à 20° en moyenne avec des sections plus abruptes pouvant atteindre jusqu'à 50°. Elles présentent les mêmes caractéristiques minéralogiques et pétrographiques, cependant, la teneur en or est généralement plus élevée dans la veine supérieure. Localement les veines sont irrégulières, boudinées et montrent des variations abruptes de pendage qui ont pour effet d'augmenter l'épaisseur et la teneur en or.

La minéralisation en or est intimement associée aux veines de quartz. La teneur des épontes non déformées et non altérées excède rarement 1 g/t Au. Les veines de quartz renferment jusqu'à 3% de pyrite et des traces de chalcopryrite. L'or se retrouve sous la forme de petits grains dans le quartz ainsi qu'autour des cristaux de pyrite. De par le passé, une relation empirique avait été établie entre la teneur en or et la quantité de pyrite. Cette relation ne semble pas s'appliquer à l'ouest de la diabase d'Eldona, où l'hématite est abondante ce qui pourrait indiquer que l'or a pu être lessivé de la veine. Généralement, la teneur moyenne de la veine Donalda (veines supérieure et inférieure) est de 47 g/t Au sur une épaisseur moyenne de 27 cm. Les teneurs observées dans la veine inférieure sont généralement moindres que 25 g/t Au (pendage de 20°) alors que les teneurs en or de la veine supérieure sont généralement plus élevées que 35 g/t Au (pendage variant de 25 à 50°).

Conclusion

Le gisement Donalda est localisé de part et d'autre de la faille Horne Creek. Cette structure affecte les veines Donalda ainsi que le dyke de diabase d'Eldona d'âge Protérozoïque. La veine Donalda est subdivisée en deux veines (supérieure et inférieure). Leur minéralogie est identique, mais la teneur en or est généralement plus élevée dans la veine supérieure. La teneur en or est aussi influencée par des flexures de la veine d'amplitude métrique, ainsi que par des changements abrupts du pendage. Des teneurs en or élevées sont aussi rencontrées dans des failles O-SO secondaires. Finalement, la pyrite n'est pas un bon indicateur de teneur au NO du dyke de diabase où l'altération en hématite est plus développée.

Le gisement filonien Silidor.

Alain Carrier

(Institut national de la recherche scientifique-Géoressources, Sainte-Foy, Qc)

Michel Jébrak

(Sciences de la Terre-Géotérap, Université du Québec à Montréal, Montréal, Qc)

Christoph J. Kloeren et Guy Laperle

(Mines Silidor inc., Rouyn-Noranda, Qc)

Introduction

Le gisement filonien Silidor est situé à 5 km à l'ouest de la ville de Rouyn-Noranda (Québec). Le gisement fut découvert par Exploration Noranda en 1985 et son exploitation débuta en 1990. Après 4 ans de production (janvier 1994), la mine Silidor a produit 1 630 000 tonnes de minerai à une teneur de 5,3 g/t Au soit 8044 kg d'or. Les réserves sont de 2 020 000 tonnes de minerai à une teneur de 5,1 g/t Au. Le producteur aurifère Mines Silidor inc. est une coparticipation de Hemlo Gold Mines (46 % Noranda) pour 55 % des parts et de Cambior inc. pour 45 % des parts. Le nom de la mine, Silidor, provient de la contraction des mots "silice" et "or" (Picard, 1990).

Le filon mésothermal Silidor est situé à 8 km au nord de la zone tectonique de Cadillac, près de la jonction entre les failles de la rivière Mouilleuse et du ruisseau Horne. Le gisement Silidor est, avec les gîtes Powell-Rouyn, Anglo-Rouyn, New Marlon et Senator-Rouyn, l'un des cinq gisements d'or du

filon-couche tonalitique de Powell (Fig. 1). Ces filons NO-SE possèdent plusieurs caractéristiques similaires (Tableau 1). Le pluton de Powell est également l'encaissant du porphyre à Cu de Don Rouyn (Goldie *et al.*, 1979) qui est situé à moins de 400 m à l'est du gisement Silidor.

Géologie du gisement Silidor

La région de la mine Silidor est constituée de trondhémite et d'une quantité mineure de tonalite et de roches hybrides (Fig. 2). De nombreux dykes dioritique et rhyolitique, d'orientation E-O, ENE-OSO et NO-SE, sont sécants sur les unités tonalitiques. À l'extérieur du gisement Silidor, la trondhémite est d'apparence verdâtre ayant été métamorphisée au faciès des schistes verts. La trondhémite devient hématitisée en s'approchant de la zone minéralisée. La zone minéralisée inclut des remplissages filoniens de quartz, la trondhémite minéralisée et la brèche à carbonates-muscovite-séricite-fuchsite. Elle est d'une longueur de près de

Tableau 1. Les gisements d'or filoniens du pluton tonalitique de Powell.

Mine	Découverte	Production	Métaux	Orientation	Minéralogie	Altération
Powell-Rouyn	1922 (Affleurement)	1937-1956 (19 ans)	11 477 kg Au 643 kg Ag	330°/65° E	Qtz-Cb-Py-Cp- Au-Ag	Carb-Sil-Hem
Anglo-Rouyn	1923 (Affleurement)	1948-1951 (3 ans)	1103 kg Au 626 kg Ag	345°/60° E	Qtz-Cb-Py-Cp- Au-Ag	Carb-Sil-Hem
New Marlon	1934 (Affleurement)	1947-1949 (2 ans)	630 kg Au 130 kg Ag	345°/70° E	Qtz-Cb-Py-Cp- Fu-Au-Ag	Carb-Sil-Hem
Senator-Rouyn	1936 (Affleurement)	1940-1955 (15 ans)	7340 kg Au 1601 kg Ag	325°/50° E	Qtz-Cb-Py-Cp-Fu- Tm-Gr-Au-Ag	Carb-Chl-Ser
Silidor	1985 (forage)	1990- ? (5 ans)	10970 kg Au ? kg Ag	330°/55° E	Qtz-Cb-Py-Cp- Fu-Gr-Au-Ag	Carb-Sil-Hem

Minéralogie: Qtz= quartz, Cb= carbonate, Cp= chalcopyrite, Fu= fuchsite, Tm= tourmaline, Gr= graphite, Au= or, Ag= Argent; Altération: Carb= carbonate, Sil= silice, Hem= hématite, Chl= chlorite, Ser= séricite.
D'après McMurchy (1948), Wilson (1962) et Cousineau (1981).

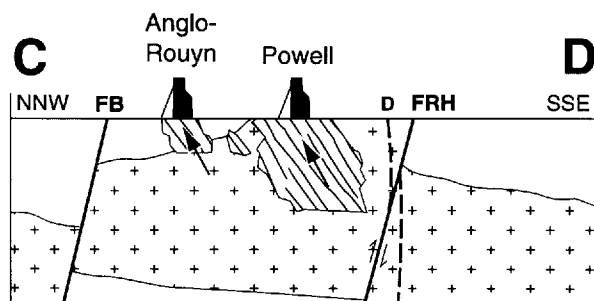
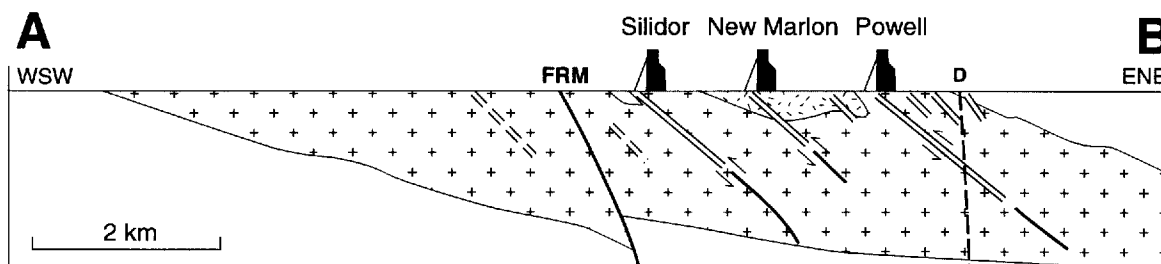
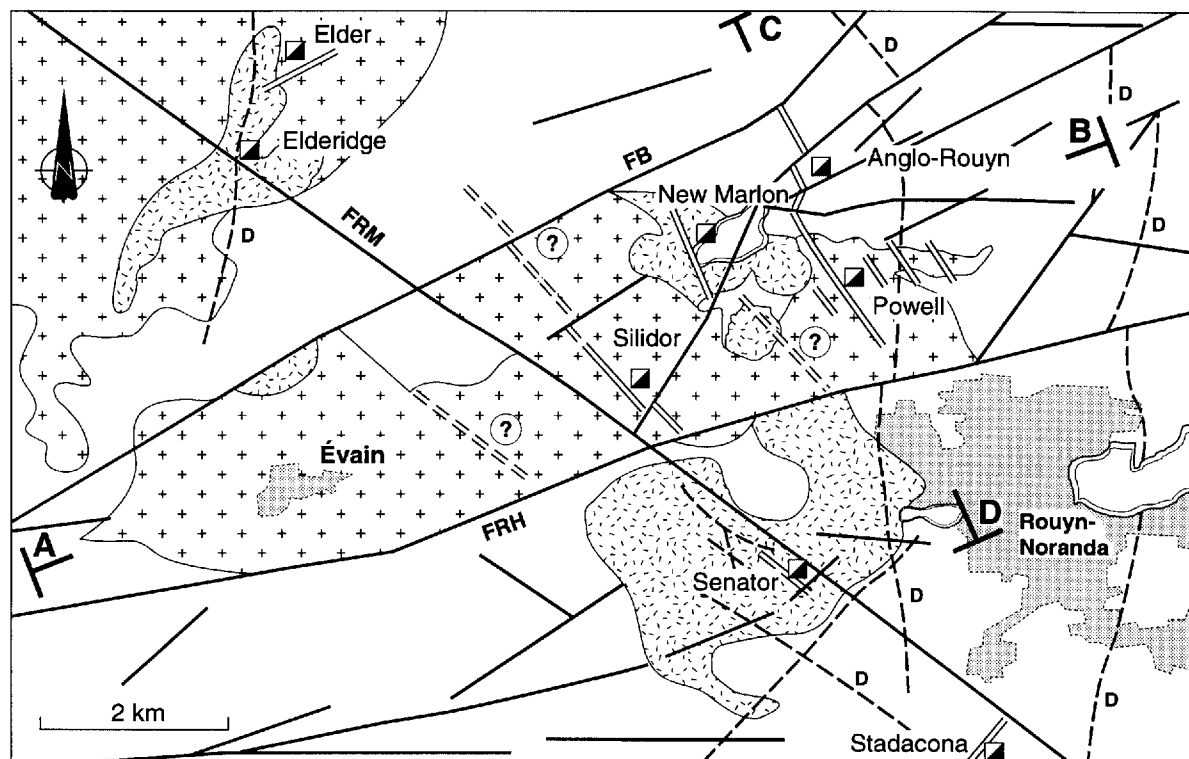


Figure 1. Géologie du pluton de Powell et localisation des gisements d'or filoniens. Section A-B: Section longitudinale; section C-D: Section transversale. FRM= Faille Rivière Mouilleuse; FB= Faille Beauchastel; FRH= Faille Horne Creek; D= Dyke de Diabase.

900 m, d'une profondeur verticale de 900 m et d'une épaisseur moyenne de 3,5 m. Son orientation est NO-SE et son pendage varie entre 50° et 70° vers le NE.

La trondhémite hématitisée

L'hématitisation forme une enveloppe de l'ordre de 30 m d'épaisseur de part et d'autre de la zone minéralisée. Cette altération donne une teinte rouge caractéristique à la trondhémite. Les dykes

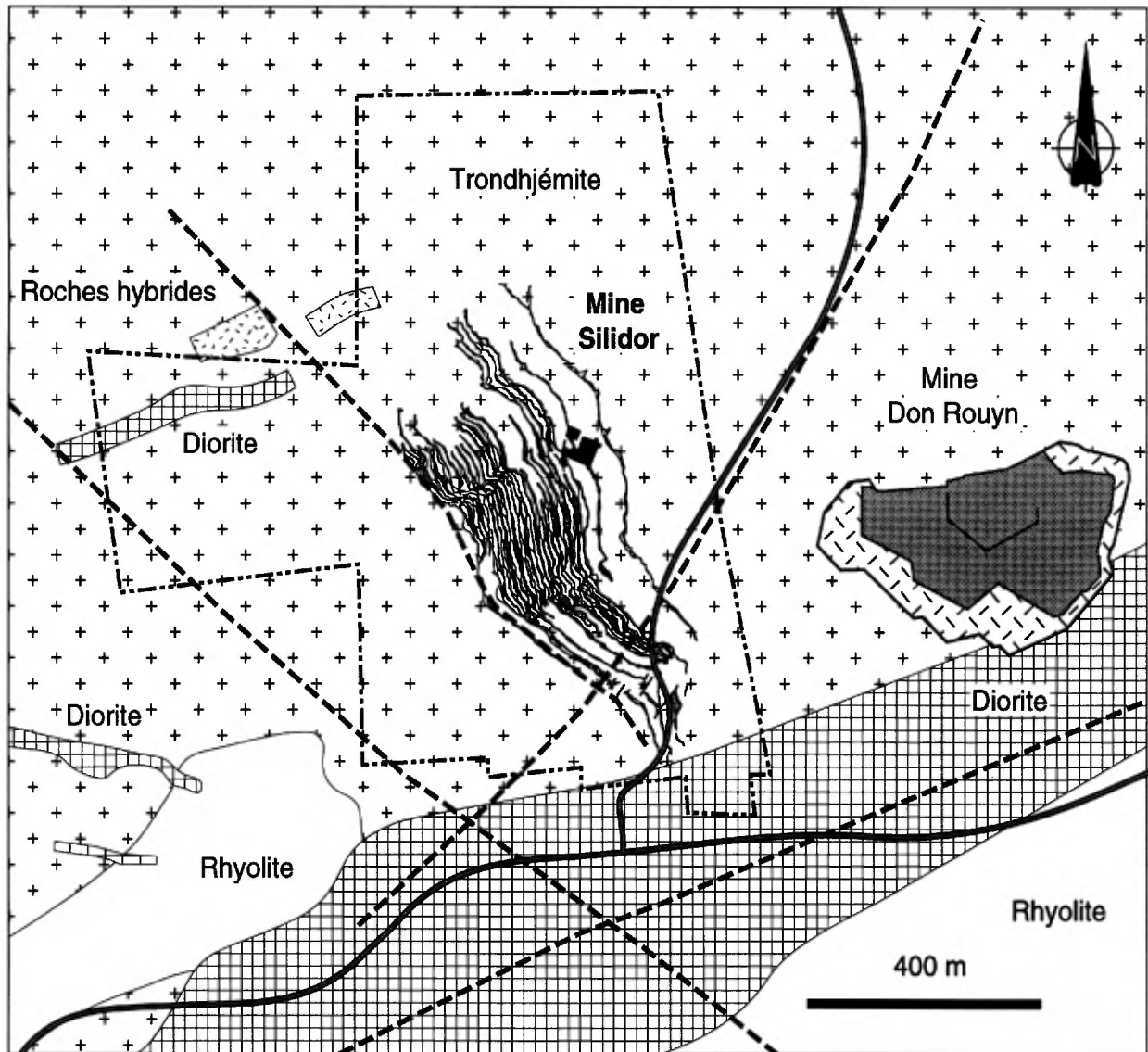


Figure 2. Géologie simplifiée de la propriété Silidor et plan niveau composite de la zone minéralisée qui comprend une veine de quartz, la trondhjémite minéralisée et la brèche à carbonate-séricite-muscovite-fuchsite (teneur de coupure: 3 g/t Au).

felsiques qui ont été recoupés par la zone filonienne sont également hématitisés. L'hématitisation de la trondhjémite se superpose au métamorphisme mais sa décoloration à proximité de veinules minéralisées indique qu'elle précède la minéralisation.

La trondhjémite minéralisée

Au contact avec le filon de quartz, la trondhjémite hématitisée disparaît et laisse place à la trondhjémite minéralisée. La trondhjémite minéralisée, d'une couleur beige caractéristique, a été pyritisée, carbonatisée et séricitisée. Des solutions riches en SO_2 et en CO_2 seraient responsables de sa minéralisation et de son altération (Gaulin, 1992).

Comparativement à la trondhjémite hématitisée, la trondhjémite minéralisée est caractérisée par une augmentation en CaO et Na_2O et une diminution en Al_2O_3 et K_2O .

Dyke de diorite et brèche à carbonates-séricite-muscovite et fuchsite

Des segments de dyke de diorite sont présents dans la zone filonienne. Ces segments correspondent au dyke NO-SE qui a agi comme une zone d'anisotropie lors de la déformation. Dans les zones où la déformation et l'altération hydrothermale ont été les plus intenses, le dyke de diorite a été métasomatisé et minéralisé. Ce faciès métasomatisé

et minéralisé, de couleur vert pomme, correspond à la brèche à carbonates-séricite-muscovite et fuchsite.

Les filons de quartz

Les veines de quartz sont situées au cœur de la zone de déformation et elles constituent le principal minerai du gisement. La zone filonienne est constituée de plusieurs générations de quartz, minéralisé et non-minéralisé. Ces remplissages filoniens comprennent des veines rubanées et bréchiques avec principalement du quartz blanc, du quartz grisâtre, du quartz fumé et du quartz noir. Le remplissage de quartz fumé, de faible épaisseur (30 cm), possède les teneurs en or les plus élevées (20 g/t Au). Le remplissage de quartz blanc, de faible teneur (0,3 g/t Au), forme une brèche à clastes de quartz fumé, de trondhémite hématitisée et minéralisée et de brèche à carbonates-séricite-muscovite-fuchsite. Ces zones de brèche atteignent généralement des teneurs de 3 à 5 g/t Au à cause de leur contenu en fragments minéralisés.

Distribution de l'or

Les grains d'or sont principalement associés à la pyrite (77 % des cas). Ils sont soit accolés aux grains de pyrite ou ils y forment des inclusions (Gaulin, 1992). Des grains d'or sont également retrouvés accolés aux silicates et aux carbonates de la gangue. L'analyse de l'or donne des valeurs élevées en argent soit entre 7 % et 8 % et jusqu'à 16 % Ag (Carson, 1986). La pyrite, la chalcopryrite, le rutile et l'hématite cristalline montrent des relations spatiales et génétiques avec l'or.

Évolution structurale

Une étude détaillée des éléments structuraux en relation avec la minéralisation a permis de reconstituer l'évolution du champ des

paléocontraintes à la mine Silidor (Carrier, 1994). Lors de cette étude, une attention particulière a été portée sur les relations de chronologie relative.

Méthodologie

La méthode inverse d'Angelier (1989) a été utilisée pour le calcul des tenseurs moyens des contraintes à partir des données de la tectonique cassante. Cette méthode quantitative repose sur les glissements enregistrés sur les plans de failles préexistants et elle permet de calculer le tenseur moyen des contraintes pour une population homogène de failles.

Résultats

Les failles striées, mesurées à la mine Silidor, correspondent en tout à 8 états de contraintes (Tableau 2 et Fig. 5). L'analyse de la chronologie relative de la tectonique ductile et de la tectonique cassante a permis de distinguer, en sus de l'extension synvolcanique, 6 régimes de déformations (Fig. 6). Cette succession d'épisodes tectoniques pré-, syn- et post-minéralisation mésothermale sont ici résumés.

Déformations pré-minéralisation mésothermale

Un régime compressif ductile N-S correspond aux premières déformations et est interprété comme la déformation D1 de l'orogène Kénoréen. Cette compression est suivie d'un régime compressif ductile et cassant NO-SE (Fig. 5a et b) qui est interprété comme étant la déformation D2 de l'orogène Kénoréen. La compression NO-SE est accompagnée de la minéralisation en Cu-Mo-Ag-(Au) des cisaillements ductiles E-O et ENE-OSO. Cette minéralisation correspond à un événement hydrothermal minéralisé ou à la remobilisation du Cu-Mo-(Au) des systèmes porphyriques précoces (mine Don Rouyn). Le régime compressif NO-SE

Tableau 2. États de contraintes déterminés à la mine Silidor.

Phase	Nombre de failles	Variation moyenne*	σ_1	σ_2	σ_3	$\Phi\#$
A	20	28°	299°/19°	124°/71°	030°/01°	0.43
B	135	10°	307°/02°	217°/09°	048°/81°	0.56
C	15	14°	077°/12°	253°/78°	346°/01°	0.18
D	49	11°	229°/06°	139°/02°	033°/84°	0.68
E	15	14°	246°/79°	108°/08°	017°/07°	0.26
F	38	16°	356°/05°	250°/71°	088°/18°	0.26
G	58	9°	349°/06°	259°/01°	155°/84°	0.68
H	19	13°	023°/80°	223°/10°	132°/03°	0.34

σ_1 = Contrainte maximale, σ_2 = contrainte intermédiaire, σ_3 = contrainte minimale

* Écarts moyens entre la strie théorique et la strie mesurée.

$\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$

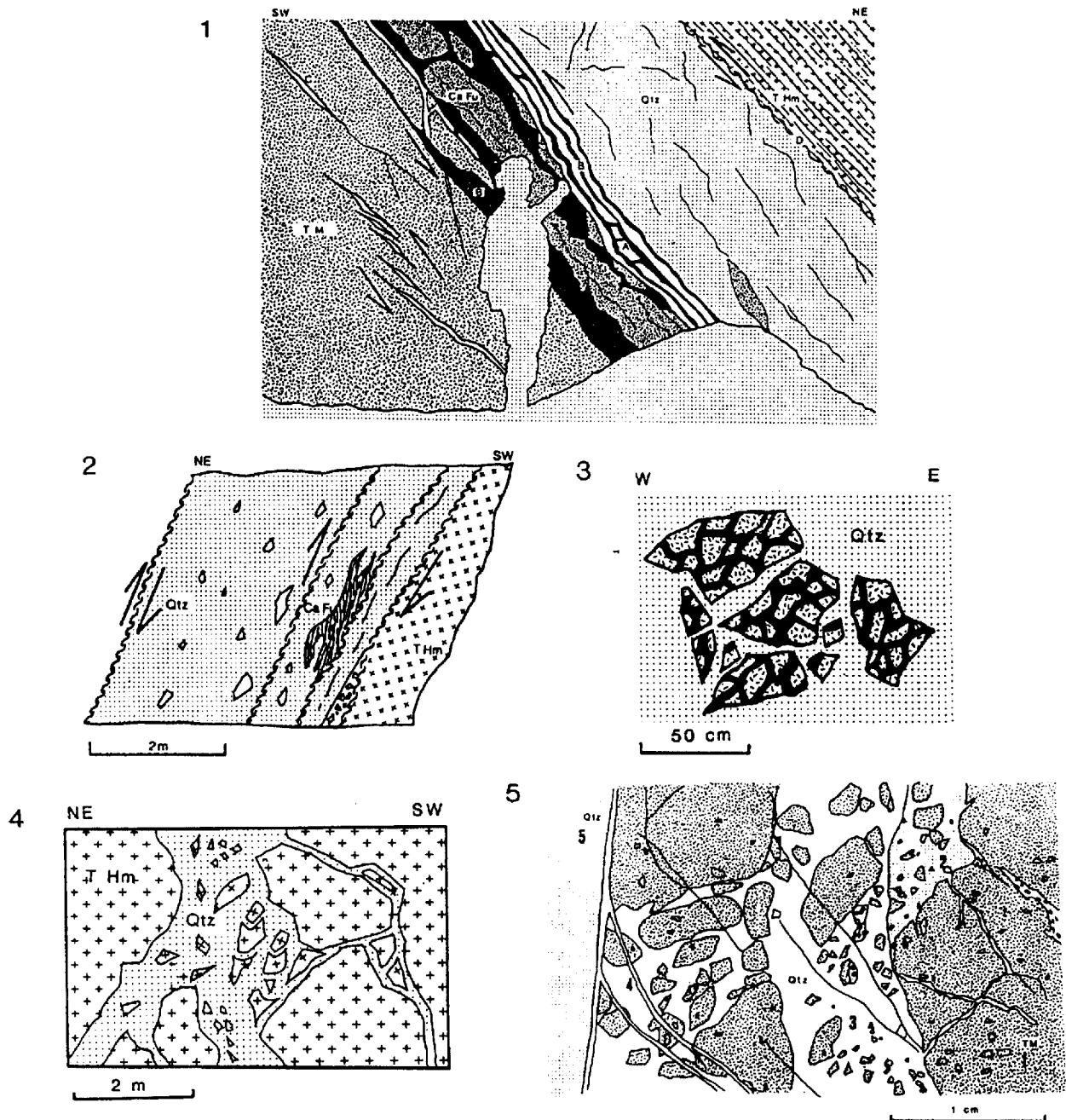


Figure 3. Chronologie relative du remplissage des veines. 1) Quartz fumé "B" recoupant le quartz blanc "A" et la brèche à carbonate-séricite-muscovite-fuchsite "CaFu"; Remplissage de quartz "C" dans la trondhjemite minéralisée; Faille longitudinale Silidor à salbande argileuse "D" (niveau 260m nord). 2) Foliation et structures de déformation dans la brèche à carbonate-séricite-muscovite-fuchsite (niveau 460m sud). 3) Bréchification de la trondhjemite altérée en hématite (niveau 233m nord). 4. Brèche minéralisée renfermant des fragments de trondhjemite minéralisée et cimentée par du quartz noir. Cette brèche est elle-même bréchifiée et cimentée par du quartz blanc. 5) Relation chronologique relative entre: 1- la trondhjemite minéralisée, 2- la brèche cimentée par du quartz, 3- la brèche à matrice de quartz noir, 4- les veinules de quartz, et 5- une veine tardive de quartz blanc (Section mince du niveau 313m nord). Légende: TM= trondhjemite minéralisée, T Hm= trondhjemite altérée en hématite, Qtz= quartz, CaFu= brèche à carbonate-séricite-muscovite-fuchsite.

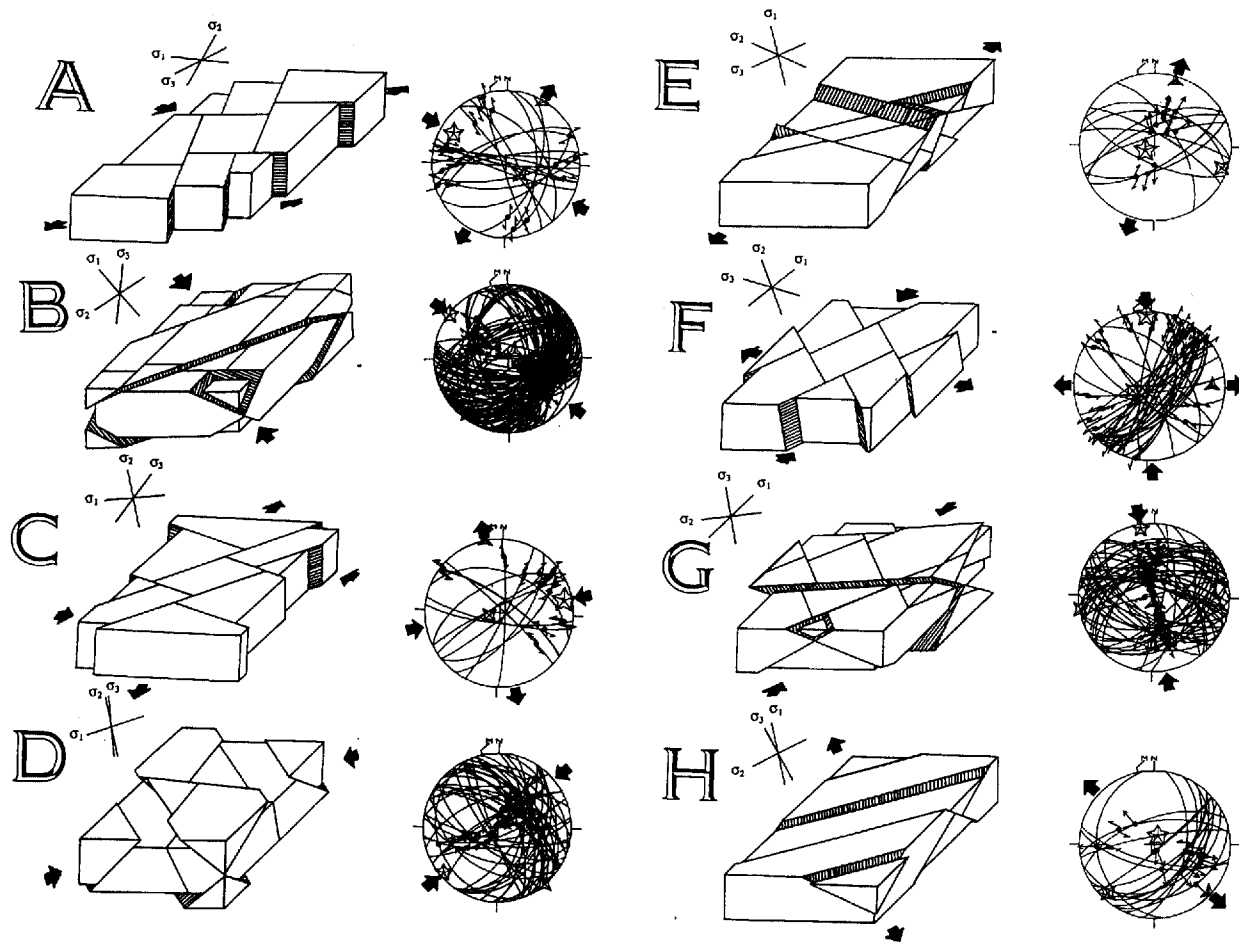


Figure 4. Blocs diagrammes de la succession chronologique des états de contraintes. Stéréogrammes de failles et des stries avec les axes de contraintes principales obtenus par la méthode d'Angelier. Canvas de Schimdt avec projection dans l'hémisphère inférieur. Les flèches indiquent les directions d'extension et de compression. Les étoiles à cinq, quatre et trois branches correspondent respectivement à sigma 1, sigma 2 et sigma 3.

est contemporain d'une première fracturation sur la structure Silidor, de la formation de l'hématitisation et de la bréchification de la trondhémite hématitisée.

Déformations synminéralisation mésothermale

La formation du filon Silidor est contemporaine de la réactivation en faille inverse du dyke de diorite NO-SE lors d'un régime compressif ductile et cassant NE-SO (Fig. 5c et d). Les remplissages filoniens ont été formés en plusieurs épisodes. La déformation du dyke de diorite, sa transformation en brèche à carbonates-muscovite-séricite-fuchsite, la formation de brèches hydrothermales et la minéralisation de la trondhémite ont été produites au cours d'un premier épisode (1). Par la suite (2), la trondhémite minéralisée a été bréchifiée par le quartz noir et (3) la veine rubanée à quartz fumé et

quartz blanc grisâtre a été formée. Puis, (4) les brèches à matrice de quartz blanc ont été formées dans des ouvertures en transtension. Les derniers épisodes sont caractérisés par: (5) des fentes de tension subhorizontales à quartz blanc, (6) la fracturation du quartz blanc par de la barytine, (7) des fentes de tension subhorizontales et veines en cisaillement à quartz, carbonates et chlorite puis (8) à quartz, calcite rose, pyrite et chalcoppyrite. Le filon Silidor est recoupé par des veines minéralisées en tension qui sont transverses et subverticales. Ces veines sont associées à des failles normales et elles correspondent à un régime extensif cassant NNE-SSO (Fig. 5e). Le relâchement des contraintes compressives a probablement provoqué cette remobilisation de l'or dans les veines transverses.

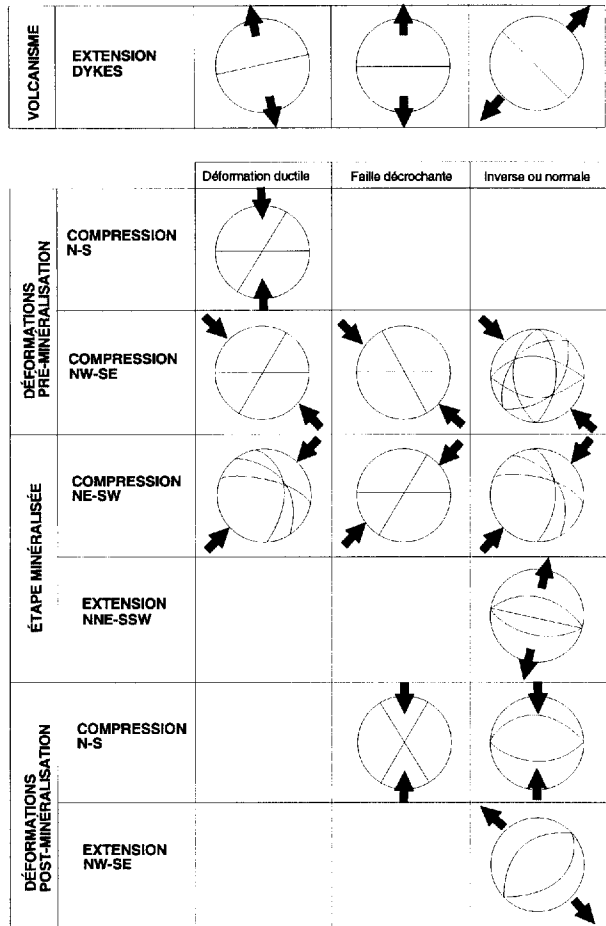


Figure 5. Résumé de l'évolution tectonique à la mine Silidor.

Déformations post-minéralisation

L'orogène Grenvillien semble être responsable du régime compressif cassant N-S tardif (Fig. 5f et g) caractérisé par les failles à salbande argileuse

Silidor et Héré. La faille longitudinale Silidor recoupe et longe la zone minéralisée et cette dernière sert de guide pour le minage. La faille Héré recoupe et déplace la partie sud du gisement. Finalement, un régime extensif cassant NO-SE (Fig. 5h) peut témoigner d'un aulacogène tardif.

Conclusion

La distribution régulière des filons aurifères du pluton de Powell est le reflet de discontinuités préexistantes (dykes dioritiques NO-SE). L'orientation subparallèle de ces filons, leurs natures minéralogiques analogues et leurs altérations associées permettent d'envisager qu'ils sont contemporains entre eux. L'étude du gisement Silidor, indique que ces systèmes filoniens ne sont pas le résultat d'un événement unique mais plutôt le résultat d'une évolution complexe. Plusieurs observations démontrent le caractère pulsatif du filon Silidor avec des alternances entre des déformations ductiles et cassantes, le remplissage et la déformation du filon et plusieurs étapes de minéralisations.

Géologie du gisement Chadbourne.

Jean-François Couture

(Division des gîtes minéraux, Ministère des Ressources naturelles, Val-d'Or, Qc)

Introduction

La mine Chadbourne est localisée à l'intérieur de la ville de Rouyn-Noranda (Fig. 1). Les Mines Noranda Ltée y ont exploité un petit gisement de brèche faiblement minéralisé en or. Au moment de

la mise en production de la mine en 1979, les réserves étaient estimées à 1,1 million de tonnes titrant 4,52 g/t Au. À sa fermeture, en février 1986, cette mine aura produit 5,5 tonnes d'or d'environ 1,7 millions de tonnes de minerai (Couture, 1991).

Après sa fermeture, le site de la mine fut

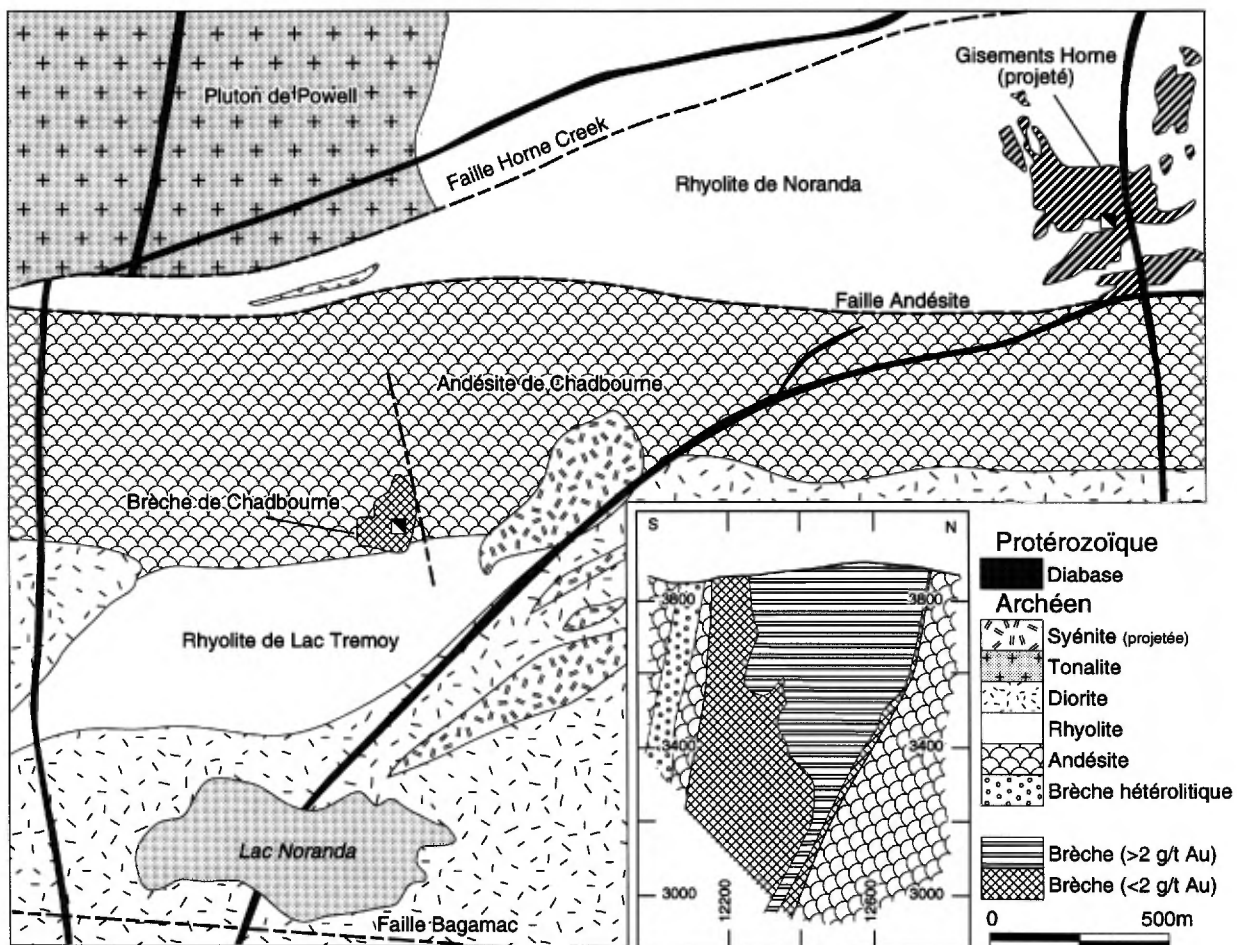


Figure 1. Géologie de la brèche de Charbourne et section verticale N-S composite à travers le gisement Chadbourne (d'après Wakler, 1981).

restauré et un parc a été aménagé autour du portail de l'ancienne rampe. La Compagnie Noranda y a installé une station météorologique pour observer les changements climatiques affectant l'opération de la fonderie de la mine Horne. Les affleurements dispersés sur le site du parc et autour du portail illustrent partiellement certaines caractéristiques de la brèche.

Géologie de la mine Chadbourne.

La géologie de ce gisement a été décrite par Walker (1981) et Walker et Cregheur (1982). Le résumé qui suit provient de ces publications.

La mine Chadbourne a exploité la partie nord d'une cheminée de brèche qui affecte les roches volcaniques mafiques et felsiques du Groupe de Blake River. En surface, la cheminée a une section elliptique de 300 X 120 mètres dont le grand axe est orienté nord-sud (Fig. 1). Elle plonge à environ 80° vers le sud-est et se poursuit en profondeur sur plus de 750 mètres (Fig. 2). Les contacts de la brèche avec son encaissant volcanique sont progressifs. Dans l'andésite, à l'approche de la brèche, on observe l'apparition de veines de quartz-carbonate qui deviennent de plus en plus abondantes près de la brèche. Ces veines vont jusqu'à complètement découper des fragments de l'encaissant pour former le corps de la brèche.

La matrice de la brèche est hydrothermale et est constituée de quartz, plagioclase, carbonate et de quantités mineures de pyrite, hématite, et tourmaline. Elle contient des fragments subanguleux d'andésite, rhyolite et de volcanoclastites dont la taille varie de centimétrique à métrique. Les fragments sont généralement plus volumineux en périphérie de la brèche et au nord. Les fragments d'andésite prédominent et ils ont une couronne d'altération visible composée de séricite, carbonate, zoïsite et pyrite. Dans les 2/3 nord de la brèche, les fragments baignent dans la matrice qui est plus riche

en quartz que dans le tiers sud, où elle ne supporte pas complètement les fragments.

La minéralisation aurifère est localisée dans les 2/3 nord de la brèche où la matrice est plus riche en quartz. La zone minéralisée a une forme conique dont la section en surface a un diamètre d'environ 120 mètres. Son diamètre n'est que de 25 mètres à 240 mètres sous la surface (Fig. 2). L'or est apparemment concentré dans des corps cylindriques, subparallèles à la plongée de la brèche, qui ont jusqu'à 40 mètres de section. Les limites du minerai sont graduelles et étaient déterminées par une teneur de coupure de 2,0 g/t Au. Celui-ci contient aussi de faibles quantités d'argent, de cuivre et de zinc.

L'or est natif et se présente sous forme de fines inclusions dans les cristaux de pyrite disséminés dans la matrice hydrothermale ainsi que dans les fragments altérés. Les teneurs en or les plus fortes ont été rencontrées là où le contenu en pyrite était supérieur à 10%. L'or est aussi présent dans des veinules de quartz qui recoupent les plus gros fragments d'andésite.

La pipe de brèche est entourée d'une auréole d'altération en séricite qui s'étend jusqu'à 35 mètres dans les roches encaissantes. Le quartz et la pyrite accompagnent la séricite jusqu'à 10 mètres de la brèche. Cette altération hydrothermale remplace l'assemblage métamorphique chlorite-actinolite des andésites encaissantes suggérant ainsi que l'altération hydrothermale est tardi-métamorphique.

Walker (1981) a suggéré que la brèche de Chadbourne s'est formée par la fracturation hydraulique des roches volcaniques induite par les mouvements le long de deux failles régionales subparallèles. Le mouvement le long de ces deux failles aurait créé entre celles-ci une zone d'extension favorisant la circulation de fluides hydrothermaux pressurisés et la formation de la brèche minéralisée en or.

La zone tectonique de Cadillac-Larder lake.

Nicole Gauthier
(SOQUEM, Sainte-Foy, Qc)

Introduction

Le but de cette excursion est d'examiner les caractéristiques structurales à l'intérieur d'une large zone de déformation: la Zone tectonique de Cadillac-Larder Lake (ZTCLL). Les affleurements les plus spectaculaires à l'intérieur de celle-ci sont localisés à 7 km au sud de la ville de Rouyn-Noranda, sur la propriété "Astoria".

Géologie régionale

La ZTCLL orientée E-O, s'étend sur plus de 250 km de Larder Lake au front du Grenville. Cette zone tectonique juxtapose deux sous-provinces archéennes: la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et la ceinture métasédimentaire du Pontiac. Dans le district de Rouyn-Noranda, les sédiments du Timiskaming, une ceinture étroite orientée E-O,

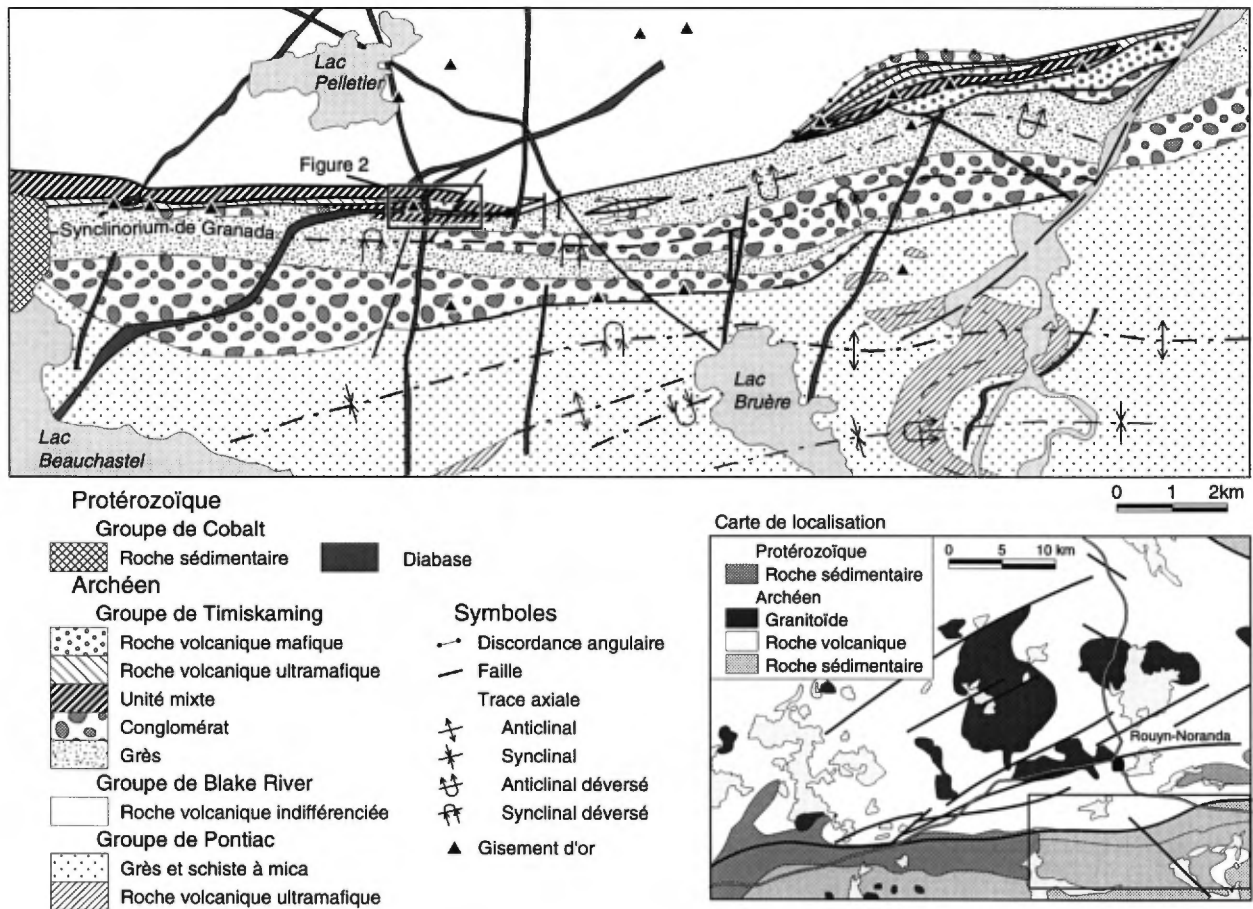


Figure 1. Géologie de la zone tectonique de Cadillac-Larder Lake.

recouvre, en discordance, les volcanites du Groupe de Blake River de la ceinture de l'Abitibi (domaine nord) et les sédiments de la sous-province du Pontiac (domaine sud) (Fig. 1). Toutes les roches sont métamorphisées au faciès des schistes verts et atteignent l'isograde de la chlorite et de la biotite.

La ZTCLL chevauche le contact entre les sédiments du Timiskaming et les volcanites du Blake River (Fig. 1). Cette large zone de déformation se caractérise par plusieurs unités lenticulaires bordées par des failles E-O.

Les unités lithologiques sont de quatre types:

- 1) Les lentilles ultramafiques: komatiites, basaltes komatiitiques, lamprophyre, dykes mafiques et felsiques
- 2) Les lentilles mafiques: basaltes, andésites et volcanoclastites associées, filons-couches de diorite-gabbro
- 3) Schistes mafiques et ultramafiques d'origine extrusive et probablement intrusive intercalés à des conglomérats pétromictes et des horizons de grès et mudstone
- 4) Lentilles sédimentaires: conglomérat pétromicte et/ou grès et pélite.

La déformation est hétérogène à l'intérieur de la ZTCLL; elle se concentre le long des zones de failles E-O. En s'éloignant de ces zones, la déformation décroît: le centre des lentilles est généralement peu ou pas déformé.

Régionalement, plusieurs gisements aurifères le long de la ZTCLL sont spatialement associés soit à des méga-plis asymétriques en Z qui remplissent les failles E-O et/ou avec l'intersection des failles E-O avec plusieurs systèmes de failles transversales (Gauthier *et al.*, 1990).

Géologie de la propriété Astoria

Sur la propriété Astoria, du nord au sud, on observe les lithologies suivantes (Fig. 2):

Les volcanites du Groupe de Blake River: laves massives et coussinées, localement bréchiques, brèches et tuf recoupés par des dykes mafiques et felsiques.

L'assemblage mixte: horizons de laves et schistes ultramafiques à mafiques intercalés à des conglomérats et grès (ceux-ci prédominant).

L'assemblage ultramafique: schistes à TC-CL-CB, komatiites et basaltes komatiitiques fortement altérés, recoupés par des lamprophyres et des dykes felsiques.

L'assemblage sédimentaire: schistes à séricite-muscovite-chlorite, grès, siltstone, pélite.

Le dépôt aurifère d'Astoria est caractérisé par la distribution de ces zones minéralisées à proximité de la charnière d'un méga-pli asymétrique en Z. Elles tendent à diminuer en quantité et en épaisseur en s'éloignant de la charnière. La plupart des zones

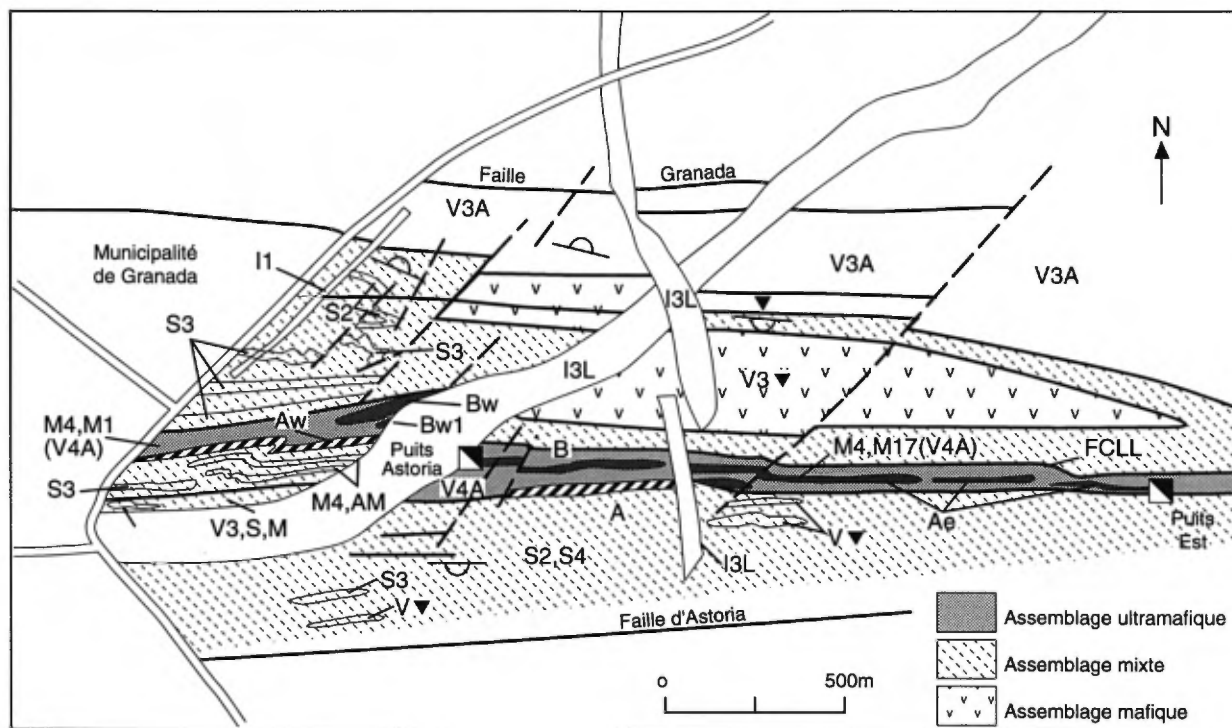


Figure 2. Géologie simplifiée de la mine Astoria (modifiée de Gauthier, 1986). FCLL= Faille de Cadillac-Larder Lake.

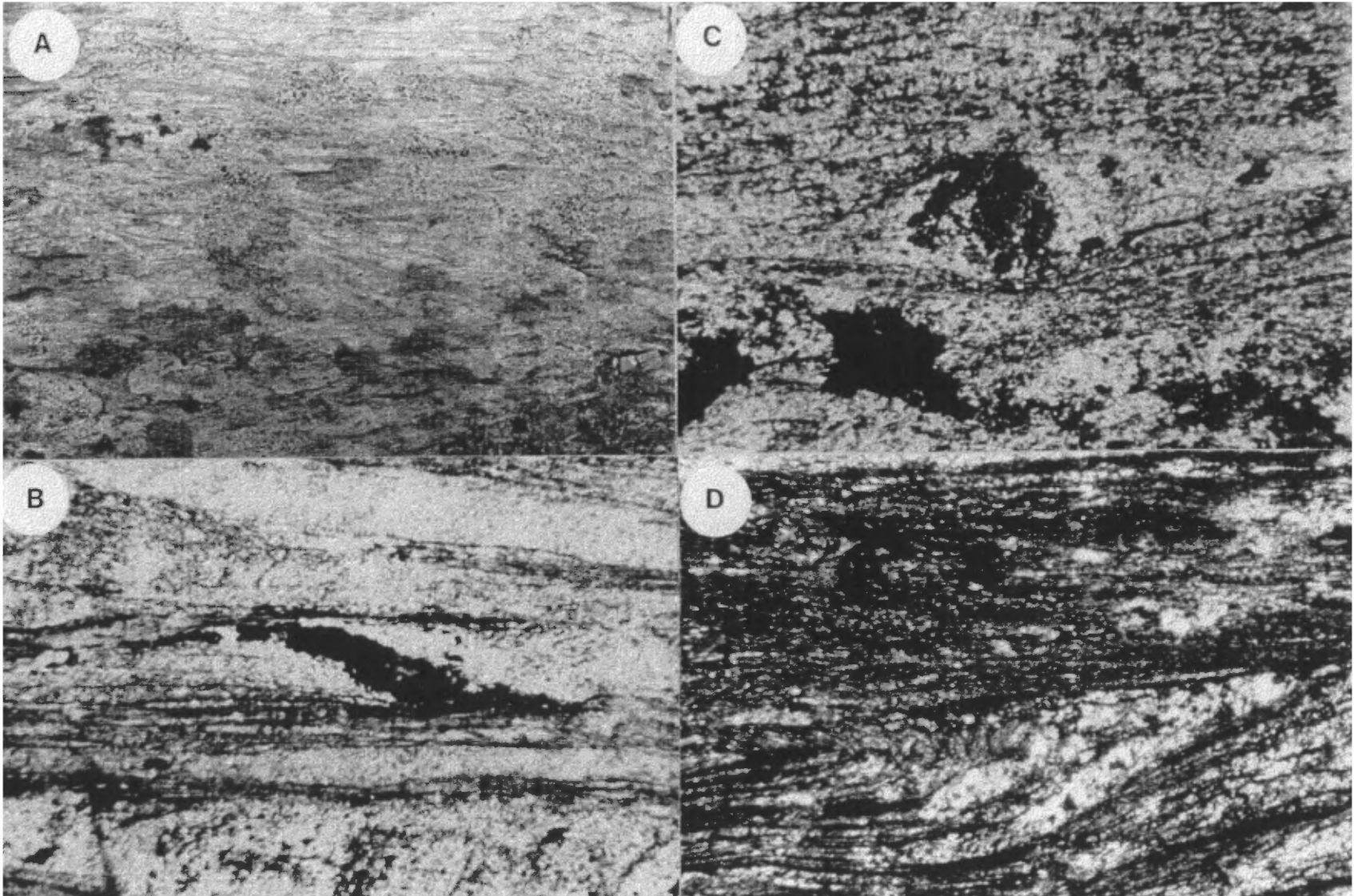


Figure 3. Photographie mésoscopique (A) et microscopique (C,D,E) du clivage de pression-solution A). Le clivage de pression-solution est réfracté par un clivage de crénulation en extension. B). Clivage de pression-solution: alternance de minces films de phyllosilicates et de microlithons quartzo-feldspathiques. C) À l'intérieur des minces films de phyllosilicates, rotation de porphyroblastes de chlorite. D) Délaminage du microlithon quartzo-felsapathique.

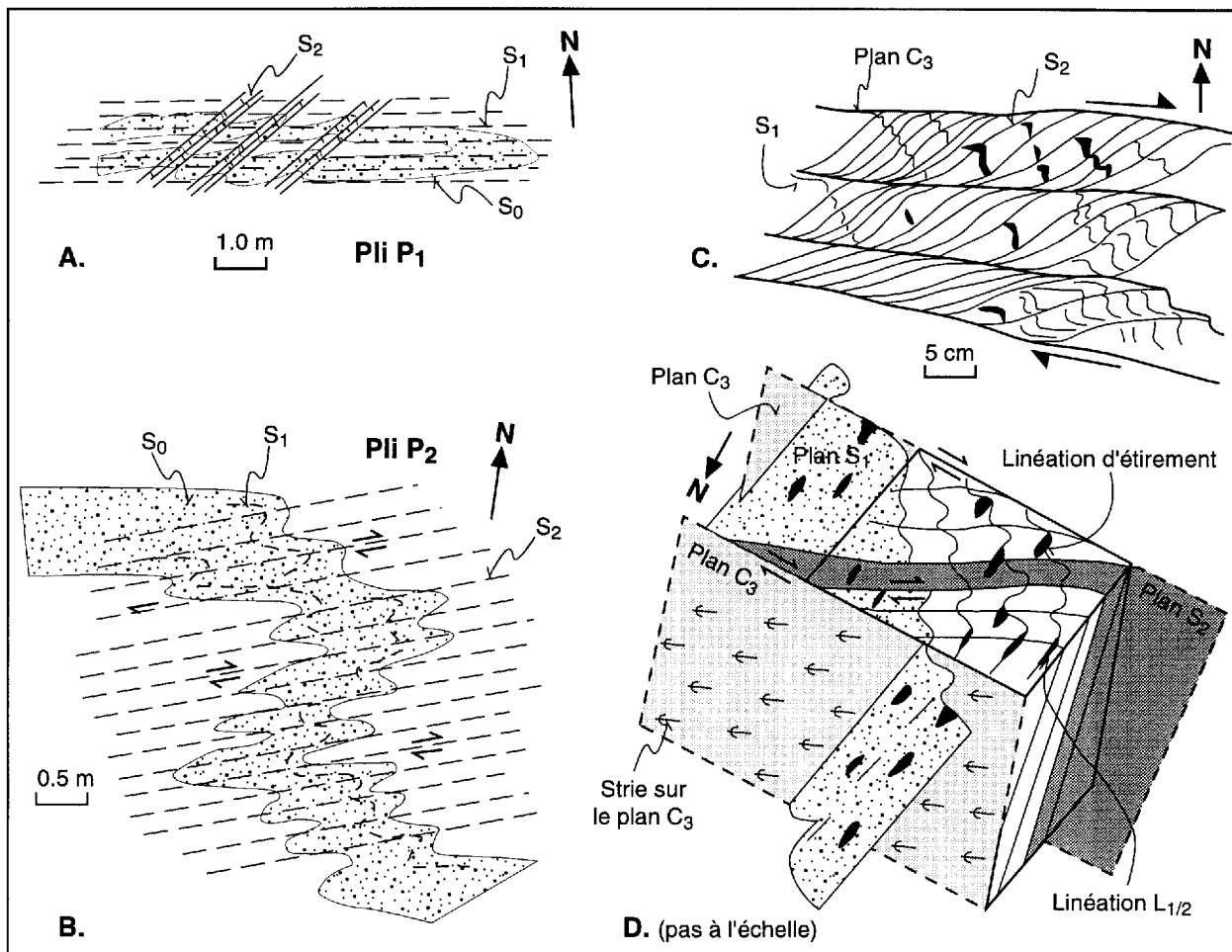


Figure 4. Dessin de photographies illustrant les fabriques structurales observées sur la propriété Astotia. A. Schistosité pénétrative de plan axial à des plis isoclinaux P₁; B. Pli P₂ d'asymétrie en z plissant un horizon plus compétant; C. Clivage de pression-solution S₂ réfracté par le clivage de crénelation C₃. La schistosité S₁ (minces rubans chloriteux) est crénelée par le clivage S₂, le clivage de pression-solution S₂ est formé de microlithons enveloppés par de minces films de phyllosilicates; D. Représentation schématique de la géométrie des fabriques structurales: la linéation d'étirement est contenue dans le plan S₁, les stries le sont dans le plan du clivage de crénelation C₃ et la linéation L_{1/2} est formée par l'intersection des plans S₁ et S₂.

minéralisées sont associées aux roches komatiitiques fortement carbonatées ou localisées le long du contact entre les schistes ultramafiques et les schistes adjacents séricitisés et carbonatisés d'origine sédimentaire.

Deux types distincts de minéralisation sont présents (Kelly, 1988); le type veine (VT) et le type veine-altération (VAT). Ces deux types VT et VAT sont comparés respectivement au "Carbonate Ore" et "Flow Ore" de la mine Kerr Addison.

Description des arrêts

Cette excursion permettra surtout d'observer les éléments structuraux le long d'une section N-S à l'intérieur de la ZTCLL (Fig. 2). Les deux types de

minéralisation aurifère discutés ci-haut seront brièvement examinés.

Arrêt 1. Une zone de faille E-O qui recoupe les volcanites du Blake River

Les volcanites du Blake River observées ici font partie de l'unité de basaltes tholéiitiques de Rouyn-Noranda (Gélinas *et al.*, 1984). Cette unité comprend des laves coussinées, massives, bréchiques et de minces horizons de volcanoclastites. Dans les secteurs moins déformés, la stratification indiquée par les contacts de coulée est E-O et à pendage > 60° vers le nord.

Vers le centre de la zone de faille E-O, les coussins deviennent plus aplatis et les vésicules sont étirées dans le sens du pendage. Au centre de la

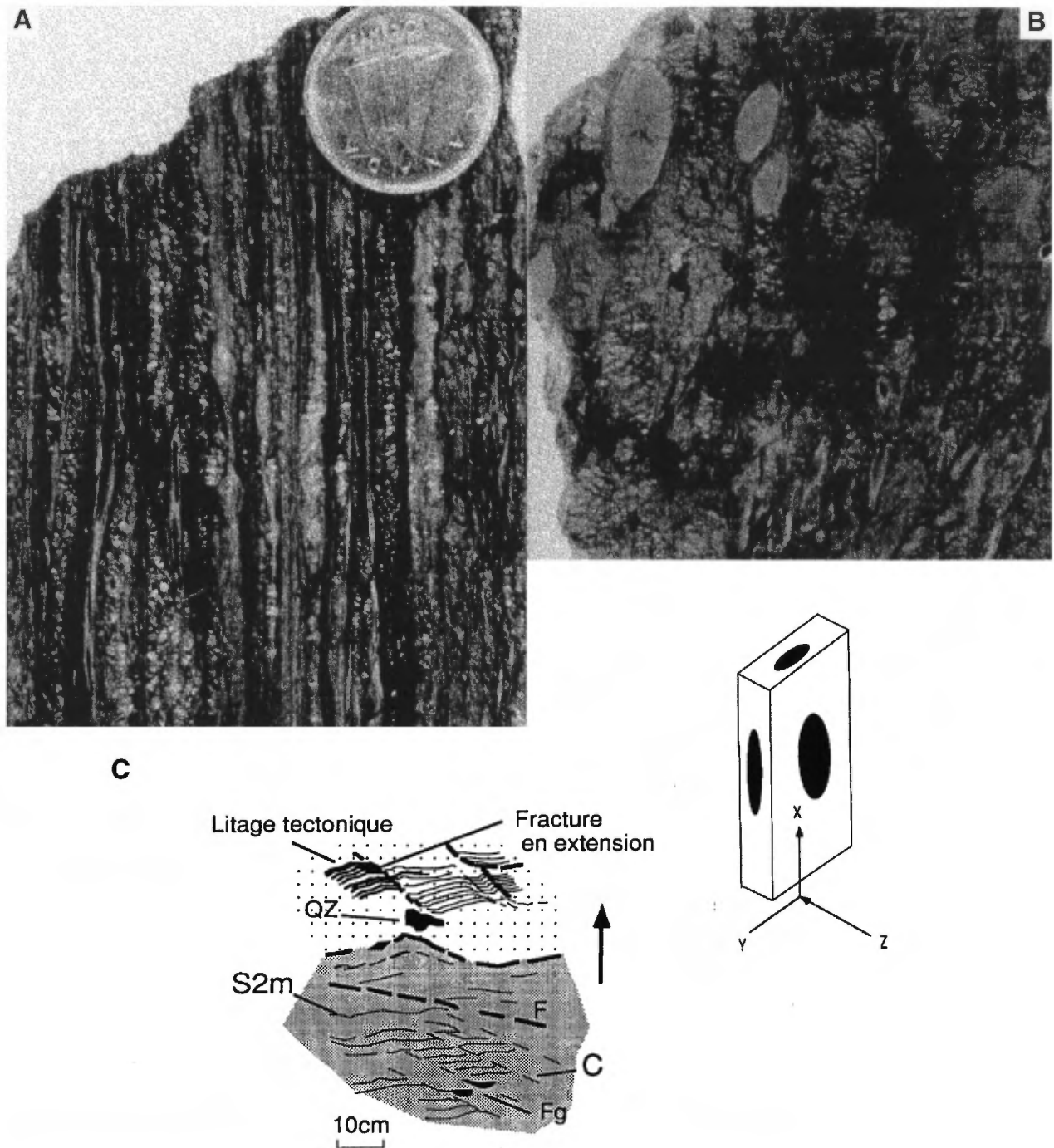


Figure 5. Schéma (A et B) illustrant la déformation des varioles dans le plan d'aplatissement XY. C. Structures observées dans une zone mylonitique de la faille de Cadillac-Larder Lake.

zone déformée, les bordures de coussins sont moins visibles et forment des bandes étroites blanches qui sont crénelées par un clivage de crénelation ou pression-solution.

Arrêt 2. Le contact Blake River-Timiskaming

Le contact entre le BRG et le Groupe de

Timiskaming (TG) est bien exposé ici. Toutefois, la nature de ce contact ne peut être définie. Les éléments à noter sur ces affleurements sont:

- 1) un clivage de pression-solution qui traverse le contact BRG-TG et orienté NE-SO
- 2) une schistosité pénétrative visible en s'éloignant du contact BRG-TG

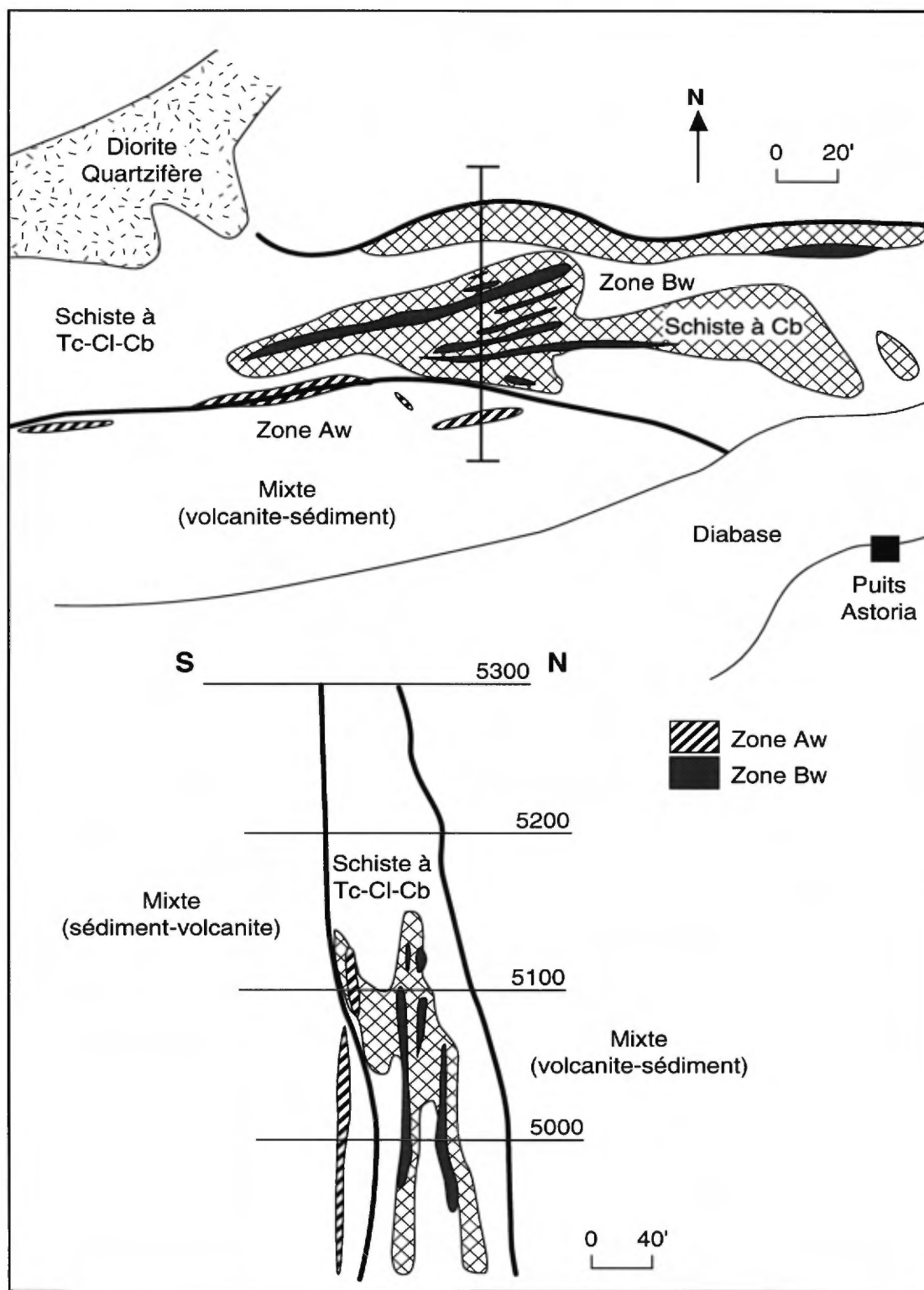


Figure 6. Vue en plan (niveau 5000) et en section des zones minéralisées dans le secteur ouest du site Astoria. À noter, l'orientation NE-SO des zones minéralisées parallèlement au plan axial des plis asymétriques.

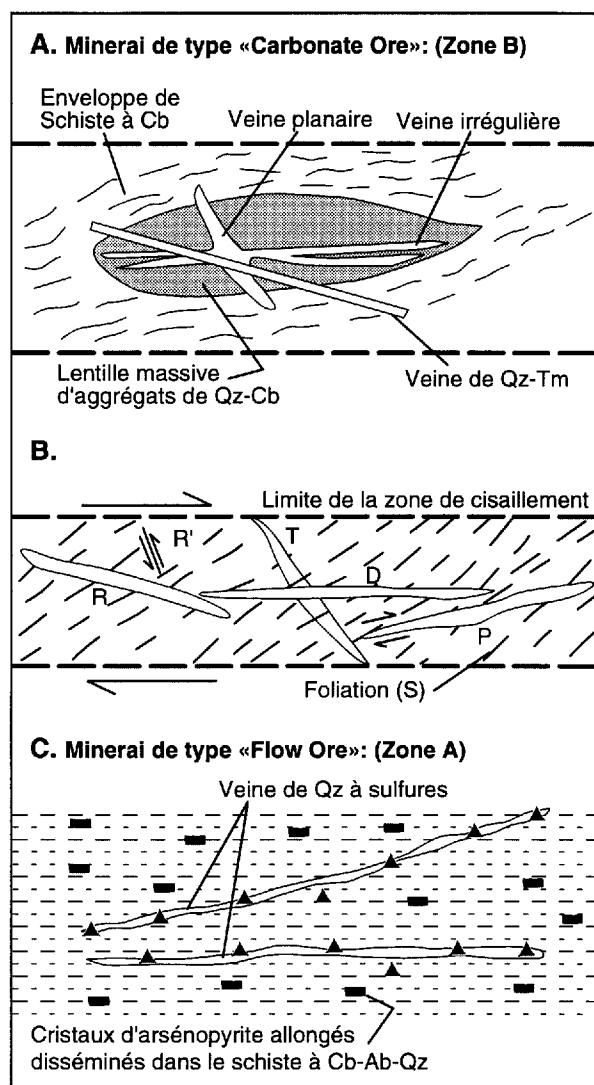


Figure 7. Représentation schématique de la géométrie en plan du minerai de type «Carbonate Ore» (A) et de type «Flow Ore» (C). Les veines du minerai de type «Carbonate Ore» (A) ont des orientations similaires à celles des fractures de cisaillement et d'extension théorique (B) d'une zone de cisaillement fragile-ductile (Roberts, 1987). Les croquis A et B sont à l'échelle de l'affleurement, le croquis C est à l'échelle de l'affleurement et à l'échelle microscopique.

- 3) la rotation du clivage de pression-solution vers l'est
 - 4) un clivage de crénulation en extension (ECC) associé au clivage de pression-solution
- La figure 3 présente ce clivage à l'échelle mégascopique et microscopique.

Arrêt 3. La zone de faille de Cadillac

Cet arrêt permet d'observer la déformation à l'intérieur de la zone de faille de Cadillac qui

chevauche le contact entre l'assemblage mixte (au nord) et l'assemblage ultramafique (au sud). L'intensité de la déformation augmente progressivement du sommet de la colline jusqu'au site du chevalement où des mylonites sont observées.

Arrêt 3a. (Fig. 4)

Au sommet de la colline, des plis isoclinaux sont présents. Un clivage de pression-solution recoupe (?) la charnière du pli. À quelques mètres de ce pli, les ECC s'observent à plusieurs endroits.

Arrêt 3b. (Fig.5)

Sur cette zone décapée, les éléments structuraux suivants peuvent être observés:

- une foliation mylonitique
- des contacts lithologiques transposés
- des fractures ou cisaillements ductiles
- la rotation de fragments
- un clivage de crénulation en extension
- les fragments dans le conglomérat ont la forme de crêpe allongée dans le sens du pendage
- des stries subhorizontales sur la foliation mylonitique.

Arrêt 4. La minéralisation "Type Veine" (Figs. 6 et 7 A, B)

La minéralisation type veine consiste en des lentilles de schiste à CB-QZ injectées de "stockworks" de QZ-CB-TO. Deux principaux systèmes de veines sont définis: un système N-S sygmoïdal en tension et un système E-O parallèle à la foliation dominante.

Arrêt 5. La minéralisation de "Type Veine-altération"

Ce type se retrouve à l'intérieur des secteurs de déformation intense. L'albitilisation et la pyritisation y sont caractéristiques. Les veines sont généralement boudinées, tronquées et occuperaient la trace axiale de plis serrés (Kelly, 1986).

Remerciements

Ce projet a été financé par le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Ces travaux ont été supervisés par le professeur Michel Rocheleau de l'Université Laval. Messieurs Marcel Richard, Yves Gagnon et Daniel Kelly de Ressources Yorbeau sont remerciés pour leur collaboration et l'accès aux documents.

Géologie du gisement Granada.

Jean-François Couture

(Division des gîtes minéraux, Ministère des Ressources naturelles, Val-d'Or, Qc)

et Neil O. Willoughby

(NR&J Resource Associates Ltd., Toronto, On)

Introduction

Le gisement Granada est un gisement d'or mésothermal de type veine de quartz. Il est localisé dans des roches sédimentaires du Groupe de Timiskaming et des dykes de syénite porphyrique âgés de 2673 ± 3 Ma (Davis, 1991). Ces dykes

appartiennent à une suite magmatique alcaline tardi-tectonique qui renferme des minéralisations aurifères à Kirkland Lake (e.g. Macassa, Kirkland Lake Gold, Lake Shore, Sylvanite, Wright Hargreaves, Teck Hughes et Toburn) ainsi qu'à Timmins en Ontario et à Duparquet (Beattie) au nord de Rouyn-Noranda. La syénite porphyrique

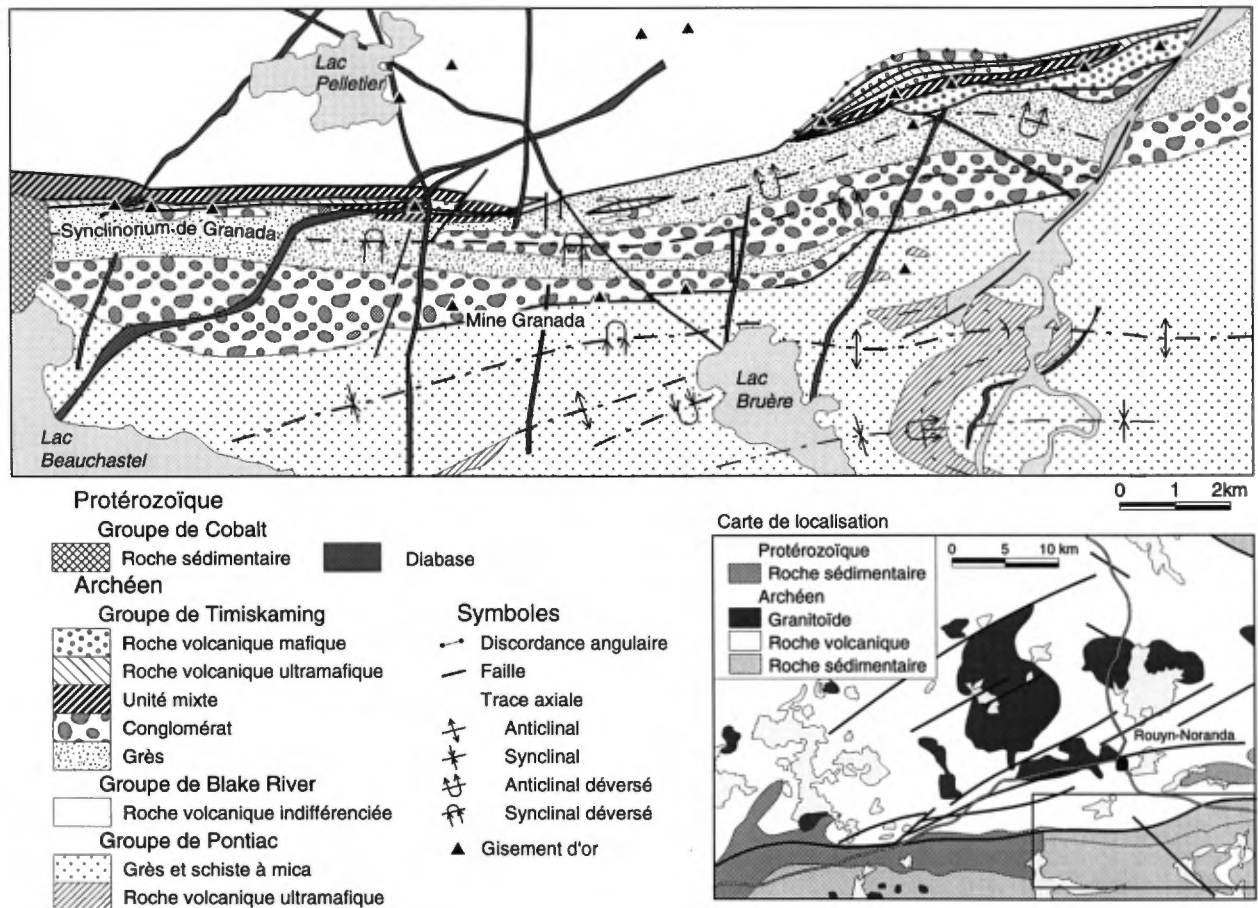


Figure 1. Géologie du groupe de Timiskaming au sud de la ville de Rouyn-Noranda et localisation du gisement Granada (modifiée de Goulet, 1978).

de Granada est la plus jeune des intrusions de cette suite datée à Rouyn-Noranda et témoigne que la minéralisation en or mésothermal est plus jeune que son intrusion.

La mine Granada est localisée dans la partie centrale du canton de Rouyn, environ 6 km au sud de Rouyn-Noranda. Les premières veines de quartz aurifères ont été découvertes par W.A. et R.C Gamble en 1923. Entre juin 1930 et octobre 1935, la compagnie Granada Gold Mines Ltd. a récupéré environ 1,6 tonnes d'or de 165 000 tonnes de minerai (Couture, 1991). Cette mine était desservie par deux puits, un puits vertical (puits N°1) jusqu'à une profondeur de 625 pieds sur la veine N°1, et un puits incliné à 48° (puits N°2) qui a suivi la veine N°2 jusqu'à une profondeur verticale de 1695 pieds. Entre 1992 et 1994, Ressources KWG inc. ont entrepris d'exploiter les extensions supérieures des veines N°1 et N°2 à partir de deux petites fosses à ciel ouvert. Environ 355 kg d'or ont ainsi été récupéré.

Géologie de la propriété

La propriété Granada est localisée dans les roches du Groupe de Timiskaming, sur le flanc sud du synclinorium de Granada qui est orienté E-O (Fig. 1). Cette propriété renferme principalement des conglomérats polymictes interstratifiés avec des grès, des siltstones et des mudstones de la Formation de Granada. Wilson (1962) a noté que les conglomérats situés de part et d'autre de l'axe du synclinorium de Granada n'ont pas la même composition de fragments. Le conglomérat sur le flanc nord est caractérisé par des fragments de jaspe (Wilson, 1962; Dimroth *et al.*, 1982) lesquels sont absents des conglomérats sur le flanc sud. Dimroth *et al.*, (1982) ont assigné les unités au nord à la Formation de La Bruère; alors que le conglomérat du flanc sud, qui renferme des cailloux de magnétite (formation de fer), a été inclus dans la Formation de Granada. Dans les environs de la mine Granada, le conglomérat polymicte renferme de 35 à 65% de fragments arrondis à subarrondis et aplatis de granodiorite, granite et de syénite. La proportion de fragments mafiques-intermédiaires est habituellement moins importante et ceux-ci sont généralement de plus petite dimension (Willoughby, 1993). Localement, des fragments anguleux de magnétite et de schistes à biotite sont aussi présents. Les unités de grès comprennent des lits d'argillite interstratifiés avec des grès lithiques et feldspathiques. Les structures sédimentaires sont communes (lits entrecroisés, lamination rythmique, granoclassement). Les roches sédimentaires du

Groupe de Pontiac affleurent approximativement à 200 m au sud de la propriété. Le contact entre celles-ci et le Groupe de Timiskaming affleure sporadiquement sur une distance de plus de 400 m. Il consiste habituellement en une zone de déformation de 10 à 75 m d'épaisseur intensément altérée en séricite (Willoughby, 1994a). La nature de ce contact est controversée (voir Labbé, ce volume).

Les roches sédimentaires de la Formation de Granada sont injectées par des dykes, filons-couches et des stocks felsiques ainsi que par des dykes de diabase protérozoïques. Les roches intrusives felsiques, qui abondent dans les environs de la mine sont aphyriques à porphyriques avec jusqu'à 10% de phénocristaux tabulaires de feldspath centimétriques dans une matrice granulaire aphanitique ou légèrement porphyrique. Près de la mine, les dykes de syénite porphyriques sont légèrement à angle avec l'attitude de la foliation régionale et de la stratification. Ils sont habituellement bien foliés. Sur un diagramme des alcalis en fonction de la silice (Middlemost, 1985) les syénites porphyriques de Granada montrent quatre champs de composition: monzonite, syénite, monzonite quartzifère et granite, ce qui est similaire aux compositions des roches intrusives du Groupe de Timiskaming en Ontario (Siriunas, 1994).

Dans la région, le principal trait structural est une schistosité pénétrative qui affecte toutes les lithologies. Cette fabrique, selon laquelle les fragments de conglomérat sont aplatis, est subparallèle à la stratification. L'intensité de l'aplatissement des fragments s'accroît du sud vers le nord à l'approche de la Faille de Cadillac (Willoughby, 1993). Localement, l'intensité de la fabrique régionale augmente jusqu'à former des petites zones de cisaillement qui sont mises en évidence par une forte altération hydrothermale. Dans la portion sud de la propriété Granada, dans le secteur de la mine, il y a une importante zone de déformation et d'altération renfermant des veines de quartz (la zone de cisaillement Granada) et qui s'étend sur plus de 5 km d'est en ouest.

Un clivage de crénulation espacé est fortement développé localement. Ce clivage définit de faibles plis d'asymétrie dextre (Z). Des failles fragiles tardives, également orientées nord-est, sont probablement associées à ce clivage de crénulation. Ces failles recoupent et déplacent les zones de déformation altérées orientées E-O ainsi que les veines de quartz aurifères.

L'analyse des fabriques structurales (Willoughby, 1993 et 1994b) suggère que les roches sédimentaires du Groupe de Timiskaming sont

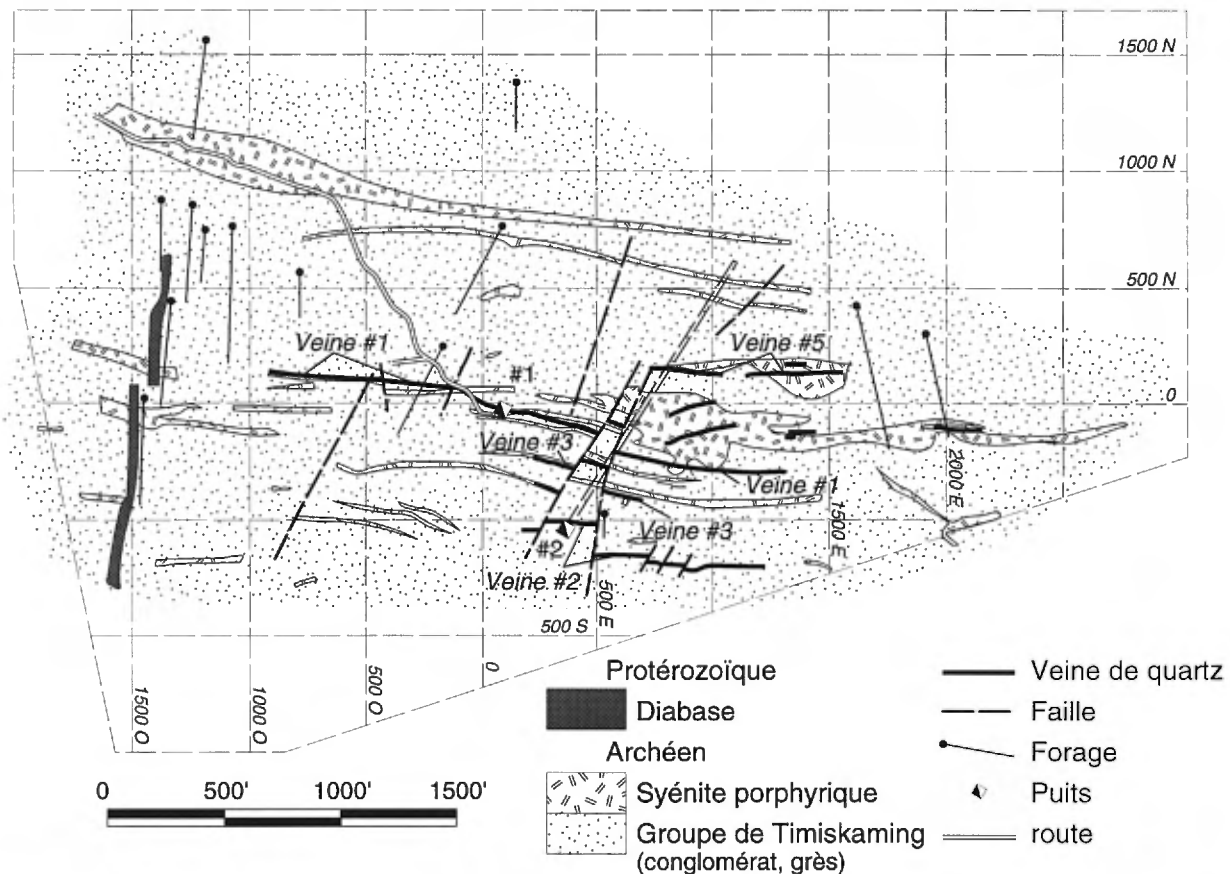


Figure 2. Géologie de la propriété de la mine Granada et localisation des veines de quartz aurifères exploitées au cours de la première période de production.

plissées selon des plis isoclinaux de plan axial E-O et de faible plongée. Ces plis de seconde génération replissent des plis antérieurs dont le plan est orienté NO et l'axe plonge vers le NO.

La minéralisation aurifère

Pendant la période de production de 1930-35, les activités souterraines se sont concentrées sur 6 étroites veines de quartz aurifères localisées principalement dans le conglomérat près d'une masse lenticulaire de syénite porphyrique (Fig. 2). Plus de 80% de l'or récupéré provient de la veine N°2. Cinq plus petites veines (N°1, 1 Est, 2A, 3 et 5) ont aussi été partiellement exploitées au cours des dernières années de production (Wilson, 1962).

Selon Hawley (1932), les veines se présentent à l'intérieur de petites zones de cisaillement subparallèles à la schistosité régionale. Elles sont typiquement lenticulaires, leur épaisseur varie de quelques centimètres à plus d'un mètre localement. Ces veines sont principalement composées de quartz bleuté à gris et blanc avec des quantités mineures de carbonate, chlorite, muscovite, albite et

tourmaline. Les principaux minéraux métalliques sont: arsénopyrite, chalcopryrite, sphalérite, galène, molybdénite et or. L'or est habituellement grossier et se présente le long du contact des veines ou dans les fractures du quartz. Les sulfures sont généralement confinés aux épontes altérées, mais peuvent être aussi présents dans les veines à l'occasion.

Au cours des dernières années, les travaux d'exploration de Ressources KWG inc. ont permis d'identifier que la minéralisation aurifère est également présente dans des zones d'altération diffuses qui ne sont pas nécessairement visibles en affleurement. Ces zones d'altération sont subparallèles à la schistosité régionale et définissent de larges zones de cisaillement. Dans les roches sédimentaires, les limites de ces zones de déformation et d'altération sont difficiles à tracer parce que les fabriques sont subparallèles à la stratification et au débit planaire. À l'intérieur des intrusions porphyriques celles-ci sont plus visibles car les phénocristaux de feldspath sont complètement détruits par la déformation et l'altération. Ces zones d'altération sont caractérisées

par une forte altération en arsénopyrite-pyrite-muscovite-carbonate dans les grès, le conglomérat et les porphyres. Dans ces zones d'altération, le contenu en sulfures (principalement arsénopyrite) et en or est fortement corrélé et généralement supérieur au fond régional. Toutefois, les teneurs économiques en or se retrouvent uniquement à l'intérieur des veines de quartz.

La zone d'altération N°1 renferme de nombreuses veines de quartz aurifères. Ces veines sont étroites, faiblement inclinées vers le nord (30-45°N) et disposées en échelon à travers la zone d'altération. Bien que relativement étroites (0,5 à 30 cm), ces veines fibreuses sont droites, recoupent la foliation et sont interconnectées suggérant qu'elles se sont formées à partir de fractures d'extension. Bien que le contenu en or soit erratique, la densité des veines et leur distribution a permis leur récupération à partir de la surface. En 1992 et 1993, la fosse N°1 a testé un corps minéralisé oblong à la zone d'altération N°1, délimité par des failles NE. Cette zone d'altération s'étend de manière discontinue sur plus de 1000 m. Cette section

minéralisée de 150 m de long plonge à 55° vers le nord-est, de manière subparallèle aux failles NE qui délimitent la zone minéralisée.

La zone d'altération N°2, qui a aussi été suivie sur plus de 1000 m d'extension latérale, renferme une veine de quartz continue dont l'enveloppe d'altération fait de 2 à 5 m d'épaisseur. Cette veine de cisaillement est inclinée plus fortement vers le nord, proche de l'inclinaison de la schistosité pénétrative. Les teneurs en or sont élevées près des failles NE qui la recoupent. Des forages de surface récents, dans la partie est de la propriété, ont révélé des veines aurifères dans des dykes porphyriques orientés NE, ce qui renforce l'importance des structures NE.

Description des arrêts

Au moment d'écrire ce texte, il n'est pas possible de présenter une description détaillée des arrêts. Des carottes de forage et des échantillons seront disponibles. Nous visiterons des affleurements localisés autour des deux fosses.

La mine d'or D.J. LaRonde, district de Bousquet.

Pascal Marquis

(Groupe Agnico-Eagle, Division Exploration, Val-d'Or, Qc)

Alain Blackburn et Tracy Amstrong

(Mines Agnico-Eagle, Division D.J. LaRonde, Preissac, Qc)

Introduction

La mine D.J. LaRonde est localisée environ 6 km au nord-ouest de la ville de Cadillac (Fig. 1). Cette mine d'or est en opération depuis 1988 et a produit plus de 23 tonnes d'or ($> 0,75 \times 10^6$ oz), plus de 41 tonnes d'argent ($> 1,3 \times 10^6$ oz) et plus de 15 000 tonnes de cuivres ($> 34,6 \times 10^6$ livres). Les réserves actuelles sont estimées à plus de 27 tonnes d'or. Les gisements d'or sur la propriété minière et ceux du district de Bousquet sont encaissés dans des lithologies fortement

métasomatisées du Groupe de Blake River. Les roches encaissantes principales sont des schistes à quartz-séricite-andalousite et à chlorite-carbonate, des lentilles de sulfures massifs ainsi que des métadiorites veinées.

La découverte de plusieurs gisements polymétalliques (Au-Ag-Cu-Pb-Zn), à l'est de la zone minéralisée principale, a forcé l'excavation de deux nouveaux puits sur la propriété. Le style de cette minéralisation aurifère est très différent de celui de la zone principale et demeure encore relativement peu connu, malgré que l'exploitation

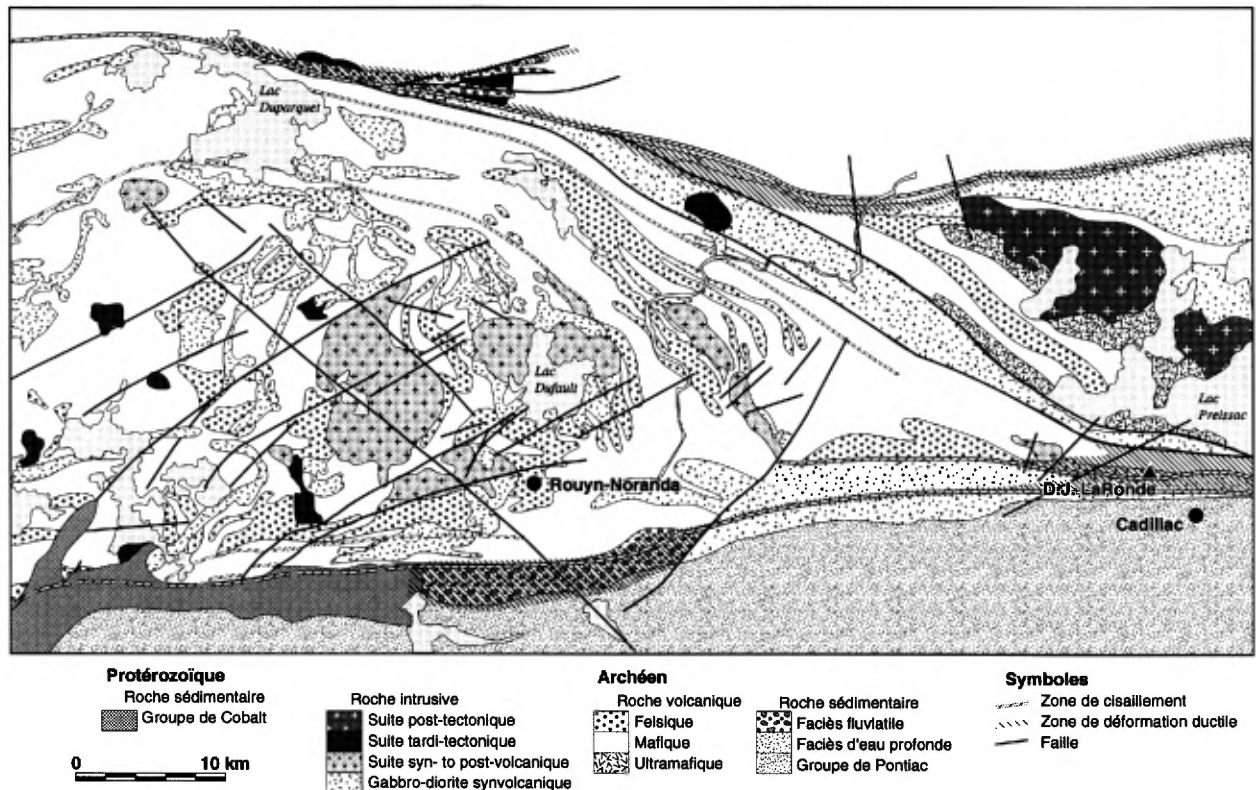


Figure 1. Géologie de la région de Rouyn-Noranda-Cadillac et localisation de la mine D.J. LaRonde.

de ces lentilles (zone 6) devrait débuter cette année. Il n'en sera donc pas question plus avant.

Les métafelsiques altérées qui enveloppent les lentilles de pyrite±sphalérite massives résultent d'un métasomatisme précoce pré-métamorphique. Les lentilles de pyrite massive et le stockwerk de pyrite qui les entourent sont directement associés à des zones d'altération argileuses avancées (quartz-séricite-andalousite). Celles-ci sont elles-mêmes encaissées dans une vaste zone d'altération en séricite±grenat (spessartite). Le métamorphisme dynamothermique régional a atteint la transition entre les faciès des schistes verts et des amphibolites et a formé des structures et des textures qui témoignent du comportement ductile des lentilles de sulfures massifs. Durant cet épisode, les roches

altérées ont été foliées et plissées. Par la suite, une déformation fragile a contrôlé l'altération rétrograde auquel est directement associée la minéralisation en Au-Ag-Cu.

Description de la visite souterraine.

La visite souterraine de la mine D.J. LaRonde a pour objectif:

1. d'examiner la lithostratigraphie de la mine; et
2. d'examiner la minéralisation aurifère en exploitation.

Une description détaillée de la géologie de la mine peut être retrouvée dans Marquis (1990) et Marquis *et al.*, (1990a, b, c; 1992).

Les lithologies altérées et déformées du Groupe

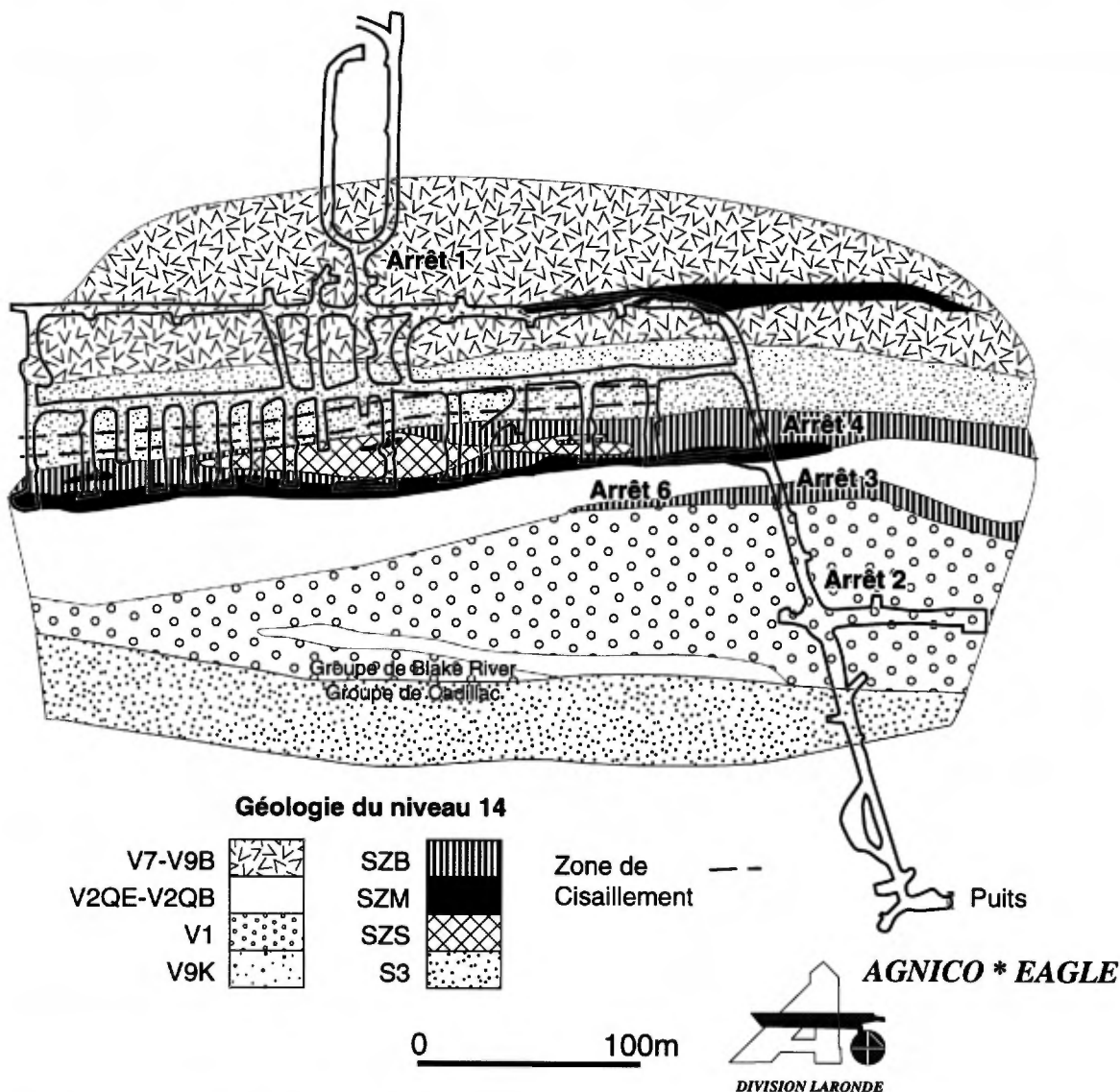


Figure 2. Géologie du niveau 14 de la mine LaRonde et localisation des arrêts.

de Blake River (GBR) qui contiennent les zones aurifères dans le district de Bousquet sont coincées entre, au nord, une séquence monoclinale de basaltes tholéiitiques du GBR faisant face au sud, et les roches métasédimentaires du Groupe de Cadillac, au sud. Le puits no. 1, sur la propriété LaRonde, a été excavé dans les métasédiments du Groupe de Cadillac. Il traverse le contact avec le GBR juste au-dessus du niveau 20. L'accès à la zone minéralisée principale sous le niveau 8 se fait vers le nord (mur structural de la zone). Nous visiterons le niveau 14 (± 600 m sous la surface) qui offre une section lithostratigraphique de la mine du sud vers le nord.

Arrêt 1: Contact entre le Groupe de Cadillac et le Groupe de Blake River.

Ici, des strates de métagrès et de phyllonites inclinées vers le sud sont en contact avec des métafelsites du GBR. Ce contact est marqué par une étroite (< 30 cm) lentille de sulfures massifs (pyrrhotite \pm pyrite \pm sphalérite). De petites failles à salbande argileuse sont aussi caractéristiques de la zone de contact. Notez l'abondance de biotite dans les grès et les métafelsites. Cette biotite, accompagnée d'ilménite, est métamorphique et elle est présente dans toutes les lithologies pauvres en sulfures.

Arrêt 2: Métafelsites peu altérées.

Les métafelsites les moins altérées sont caractérisées par la présence de phénocristaux de quartz bleu. La biotite et l'ilménite sont aussi typiques de ce faciès d'altération. On retrouve aussi dans cette unité des schistes rubanés, des intrusifs massifs hypabyssaux ou des dômes et quelques rares brèches pyroclastiques, tous dérivés de protolites chimiquement semblables.

Arrêt 3: La zone à séricite.

La zone à séricite est délimitée par le remplacement du feldspath albite par la séricite (muscovite \pm paragonite \pm margarite) dans les roches felsiques altérées (caractérisées par des phénocristaux de quartz bleu). Dans celle-ci se retrouve des lentilles de roche à chlorite-grenat spessartite. L'unité est entièrement recristallisée de sorte que son protolithe ne peut qu'être caractérisé géochimiquement. Son contenu en Ti, Y et Zr suggère une composition andésitique. Les lentilles représentent probablement des unités démembrées. Un halo de grenat \pm andésine est habituellement

présent autour des lentilles contenues dans la zone à séricite. Les zones grenatifères sont typiquement enrichies en Zn (sphalérite) et en Pb (galène). Néanmoins, elles sont généralement caractérisées par des minéraux non sulfureux riches en fer tel que la chlorite ferrifère et l'ilménite. Les roches felsiques altérées, dont leur contenu en fer original est plus faible, sont fortement sulfurées et la chlorite ferrifère, la biotite et l'ilménite sont habituellement remplacées par l'assemblage pyrite-rutile \pm clinocllore (chlorite magnésienne). L'ajout des sulfures est particulièrement évident là où des veinules de quartz-pyrite sont présentes. La brèche pyroclastique est le protolithe dominant dans cette zone d'altération.

Arrêt 4: La zone à andalousite.

Des roches à andalousite-pyrite se retrouvent au coeur de la zone d'altération. Cette unité est typiquement de couleur foncée et renferme de la pyrite sous forme disséminée, massive ou en veinules. La zone à andalousite est plus compétente que les roches séricitisées adjacentes, de sorte que des brèches cataclastiques et des failles à salbande argileuses sont fréquentes près des contacts de cette unité, lesquels sont essentiellement métasomatiques. Ils démarquent la destruction de la séricite et l'apparition des minéraux aluminosilicatés tel que la kaolinite et/ou la pyrophyllite durant un épisode d'altération précoce. Les phénocristaux de quartz bleu et la géochimie des éléments immobiles indiquent que ces roches à andalousite dérivent d'un protolithe felsique.

Arrêt 5: Les roches métavolcaniques mafiques grenatifères du mur structural.

Des roches chloritisées à grenat se retrouvent dans le mur structural. Ces roches sont très similaires à celles des lentilles isolées dans la zone à séricite dans le toit structural de la zone principale. Cette unité est aussi caractérisée par une altération en séricite hétérogène ainsi que par une minéralisation en pyrite \pm sphalérite.

Arrêt 6: Section à travers la zone principale.

La zone à andalousite est hétérogène. Une roche très siliceuse à quartz gris-rutile-pyrite \pm andalousite est présente au nord. À l'intérieur de ce faciès se retrouvent des lentilles de pyrite de dimension métrique. Elles sont entourées d'un halo millimétrique à centimétrique de veinules de pyrite massive. Cette unité montre des évidences d'une

fracturation répétée et d'une cimentation par du quartz et de la pyrite. Les roches à andalousite, localisées au sud du corps de pyrite le plus méridional, sont typiquement de couleur noir, schisteuses, séricitisées, minéralisées en sphalérite et sont localement graphiteuses. Une zonalité similaire fut observée parallèlement à l'attitude de ces roches siliceuses à andalousite. En dépit de l'apparent parallélisme entre les corps de pyrite massive, les contacts métasomatiques et les contacts lithologiques, à plusieurs endroits dans la partie supérieure de la mine, des relations angulaires ont été observées. Ces relations indiquent une relation antihoraire entre les contacts métasomatiques et les corps de pyrite. Le métamorphisme dynamothermique a été accompagné d'un important aplatissement des roches altérées, ce qui a conduit à la rotation et à la parallélisation des fabriques structurales pré-existantes selon la foliation régionale.

La minéralisation en or se présente i) en inclusions dans les sulfures de cuivre (chalcopyrite, bornite, chalcocite et digénite), ii) sous forme d'électrum remplissant des fractures et iii) en inclusions dans la pyrite. Bien qu'une génération de chalcopyrite soit certainement pré-métamorphique puisque elle se présente sous forme d'inclusions dans la pyrite, la plupart de la minéralisation cuprifère se présente sous la forme de microfractures tardives et de fractures N-S ou selon le plan de foliation. L'or n'a pas été observé dans la chalcopyrite pré-métamorphique. L'altération rétrograde des minéraux synmétamorphiques en un assemblage quartz-±kaolinite-±pyrophyllite-±diaspore-±calcite-±sulfures de Cu -±arsénopyrite est limitée aux zones aurifères. Les roches à pyrite-andalousite ne présentent pas ce type de déformation fragile, ni cette altération rétrograde et ne sont pas aurifères.

Le porphyre à Cu-Au de Don Rouyn.

Michel Jébrak, Luc Harnois, Alain Carrier et Jean Lafrance
 (Université du Québec à Montréal, Département des Sciences de la Terre
 CP 8888, succ. Centre-Ville, Montréal, Qc H3C 3P8)

Introduction

Les porphyres à or sont des cibles d'exploration minière importantes dans les arcs insulaires cénozoïques (Sillitoe, 1988) et dans leurs équivalents d'âge archéen (Roth *et al.*, 1993; Fraser, 1993). Ces gisements sont généralement associés à des diorites, des diorites quartzifères ou des syénites. Le porphyre de Don Rouyn a d'abord été reconnu comme un prospect aurifère (1925-1929). Son fort contenu en silice associé à une faible concentration en cuivre et or d'une part, et sa proximité de la

fonderie de Noranda d'autre part, ont justifié son exploitation en carrière comme fondant métallurgique entre 1957 et 1980, à la cadence annuelle de 145 000 t/an. Les réserves totales étaient estimées à 36 millions de tonnes, à une teneur de 0,15 % Cu (Goldie, 1976). Ce gîte est l'un des premiers exemples de porphyres archéens décrit dans la littérature (Kirkham, 1972). Les études en cours permettent une meilleure compréhension de l'évolution de ce système magmatique hydrothermal.

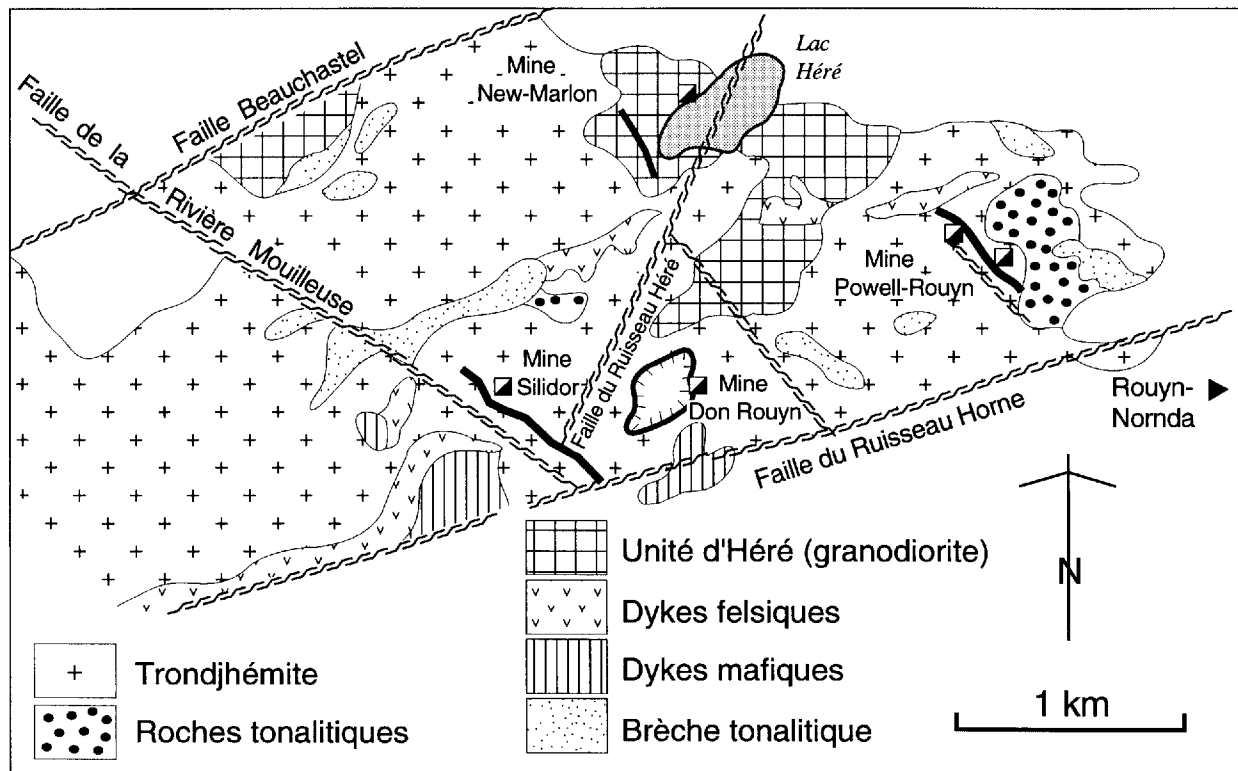


Figure 1. Géologie de la partie est du pluton de Powell et la localisation des gisements d'or dans les environs de la mine Don Rouyn.

Le pluton de Powell

Le pluton de Powell est situé dans le Groupe de Blake River. Dans ce secteur, cet ensemble volcanique est marqué par l'abondance des rhyolites, ce qui pourrait témoigner de la limite paléovolcanique du chaudron de Noranda (Kerr et Gibson, 1993). Le pluton de Powell forme un sill subhorizontal, intrusif et subconcordant avec les volcanites qui présentent un léger pendage vers l'est. Son épaisseur a été estimée à un kilomètre par gravimétrie (Keating, 1992). Cette intrusion est considérée comme l'extension méridionale du pluton de Flavrian, daté à 2700 Ma (Mortensen, 1993). Ces plutons se sont mis en place de manière synvolcanique, en même temps que les effusions de la partie supérieure du Groupe de Blake River. Les données géochimiques confirment par ailleurs que les roches plutoniques et volcaniques sont co-génétiques (Paradis *et al.*, 1988).

Deux types de gisement sont connus dans le pluton de Powell (Fig. 1): (i) un porphyre à Au-Cu-Mo, tel celui de Don Rouyn; (ii) des veines de quartz aurifères, telles les gisements de Powell-Rouyn ou de Silidor (voir Carrier *et al.*, ce volume). Le pluton constitue le soubassement des amas sulfurés volcanogènes à Cu-Zn-Au-Ag de Horne et de Quemont, et a été largement percolé par des fluides hydrothermaux en relation avec ces systèmes exhalatifs (Cathles, 1993).

Géologie du porphyre de Don Rouyn

Toutes les roches plutoniques sont extrêmement riches en SiO₂ (>68 %) et pauvres en Al₂O₃ <15%. Elles peuvent être classées dans le groupe des trondhjémites peu potassiques. Le quartz apparaît en reliques ou en porphyroblastes recoupant une chloritisation précoces des minéraux ferromagnésiens. Ces trondhjémites sont peralumineuses, ce qui se reflète par la présence de corindon dans la norme. Les terres rares montrent un fractionnement faible et une anomalie négative en europium (Fig. 2). Ces caractères géochimiques suggèrent un contexte géotectonique de type arc insulaire immature. La cartographie géologique détaillée permet de distinguer trois faciès de trondhjémite suivant leur couleur, blanche, grise et rose, recoupés par plusieurs générations de dykes mafiques et felsiques, orientés N60°, N90° et N140°. Toutes les roches montrent une faible foliation E-W, associée à un premier épisode de déformation en compression D1 reporté à l'orogène Kénoréenne. De très nombreuses failles cassantes sont dues à la

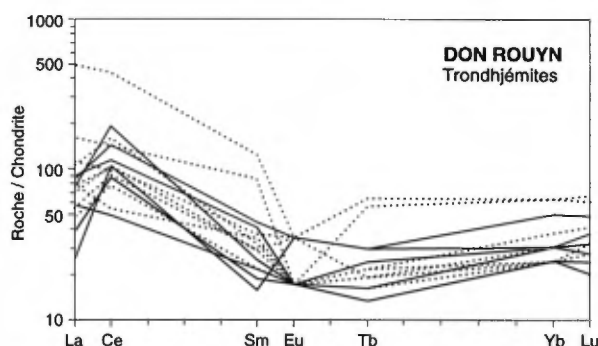


Figure 2. Profil des éléments du groupe des terres rares de la trondhjémite de Don Rouyn illustrant son affinité avec celles des îles en arc.

succession de cinq épisodes de déformations plus récents (Carrier, 1993).

Roches intrusives

La trondhjémite blanche est riche en feldspaths et apparaît principalement dans les zones non minéralisées. Elle est principalement composée de quartz et oligoclase, sans feldspath potassique et avec très peu de minéraux mafiques.

La trondhjémite noir à vert foncé est la roche dominante sur le mur est de la carrière, dans la zone minéralisée. C'est une roche à grains grossiers, riche en chlorite. Cependant, la somme de FeO et MgO est de l'ordre de 3 à 4 %. La teneur en MgO est supérieure à celle de la trondhjémite blanche. On observe un déficit en Ta, Na, et Co dans les diagrammes normalisés. Les trondhjémites blanches et grise contiennent du clinopyroxène dans la norme.

La trondhjémite rose forme des masses allongées sur le mur oriental de la carrière. C'est

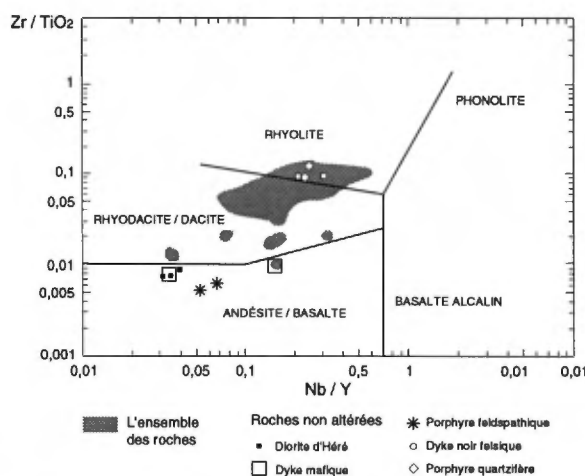


Figure 3. Diagramme Zr/TiO₂ en fonction de Nb/Y des trondhjémites et des dykes dans le secteur de la mine Don Rouyn

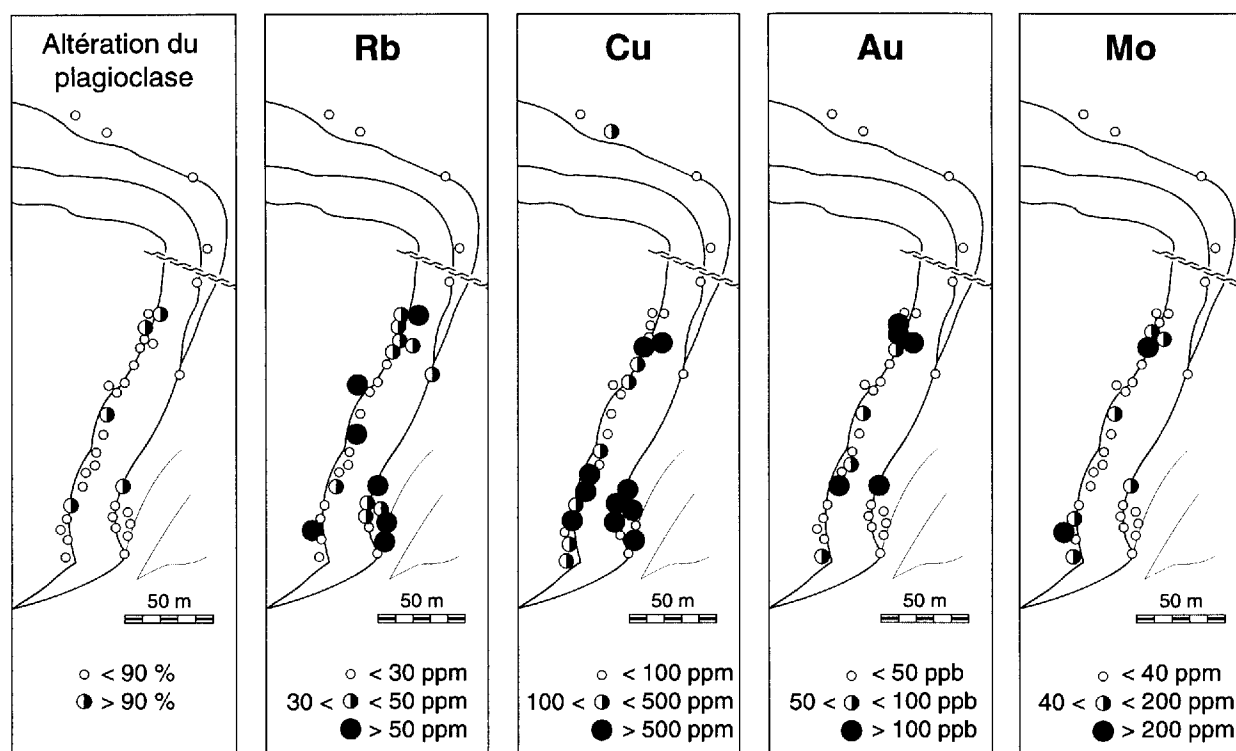


Figure 4. Profil du Cu, Au, Mo, Rb, et de l'altération en plagioclase dans la fosse Don Rouyn.

une roche issue de l'altération des trondhémites blanches et grises, riche en sodium (>4%), mais aussi en Ca, Sr, U, Th, Ba, K. On observe un lessivage de Fe, Mg, Zn, Ni ce qui correspond à une altération des minéraux ferromagnésiens.

Dykes

Plusieurs générations de dykes peuvent être distinguées (Fig. 3). Les dykes les plus précoces sont des diorites-gabbros, atteignant jusqu'à 60 m de puissance. Ce sont probablement les dykes d'alimentation des volcanites sus-jacentes. Ils présentent une composition tholéiitique, pauvre en éléments alcalins et en silice (49-53 % SiO₂). Des dykes mafiques orientés NO-SE sont moins abondants. Ils sont fortement déformés dans la zone de cisaillement qui contient le gisement de Silidor. Les dykes felsiques sont aphanitiques, avec un matrice sombre, une puissance de l'ordre de quelques mètres. Ils marquent des zones de failles synvolcaniques orientées N60° à N 80°.

Altérations et minéralisations

Altérations

Trois grands épisodes d'altération peuvent être observés dans la carrière de Don Rouyn (i) une altération à chlorite noire et carbonates; (ii) une

altération à carbonate-épidote, et (iii) une altération à micas blancs.

L'assemblage à chlorite noire et carbonate est bien développé dans la trondhémite grise. Il est associé à des failles et des fentes de tension provoquées par une compression orientée N-S, et à de grands volumes de roches métasomatiques associés à une bréchification hydraulique. De grands cristaux de pyrite, des carbonates et de rares tourmalines sont associés à des chlorites magnésiennes. Les échantillons altérés sont enrichis en CaO, et fortement lessivés Na₂O (<1%), Sm et en terres rares lourdes. Cette altération affecte les dykes dioritiques et une séricitisation précoce des plagioclases.

L'assemblage à épidote-carbonate est surtout présent dans les dykes mafiques et dans la trondhémite, surimposé à l'altération à chlorite. Cet assemblage suit des failles précoces et des fentes à carbonates ferrifères et sulfures disposées *en échelon*, en relation avec le même épisode compressif orienté N-S.

L'assemblage à mica blanc est marqué par la cristallisation de petits cristaux de séricite dans des veines ou en altération des plagioclases. Cet assemblage recoupe toujours l'altération à chlorite. L'altération des plagioclases varie en intensité, augmentant dans la partie orientale de la carrière.

Tableau 1. Comparaison entre le porphyre de Don Rouyn et d'autres porphyres archéens tel Boddington, Australie de l'Ouest (Hollister, 1978; Symons *et al.*, 1990; Roth *et al.*, 1991).

	Porphyre aurifère	Don Rouyn
Altération propylitique	**	**
Altération potassique	** (biotite)	-
Altération phyllique	*	*
Rapport Na ₂ O-K ₂ O	élevé	élevé
Minéraux du fer	magnétite	hématite
Or	Zone potassique avec bornite	bornite et veines avec chalcopyrite

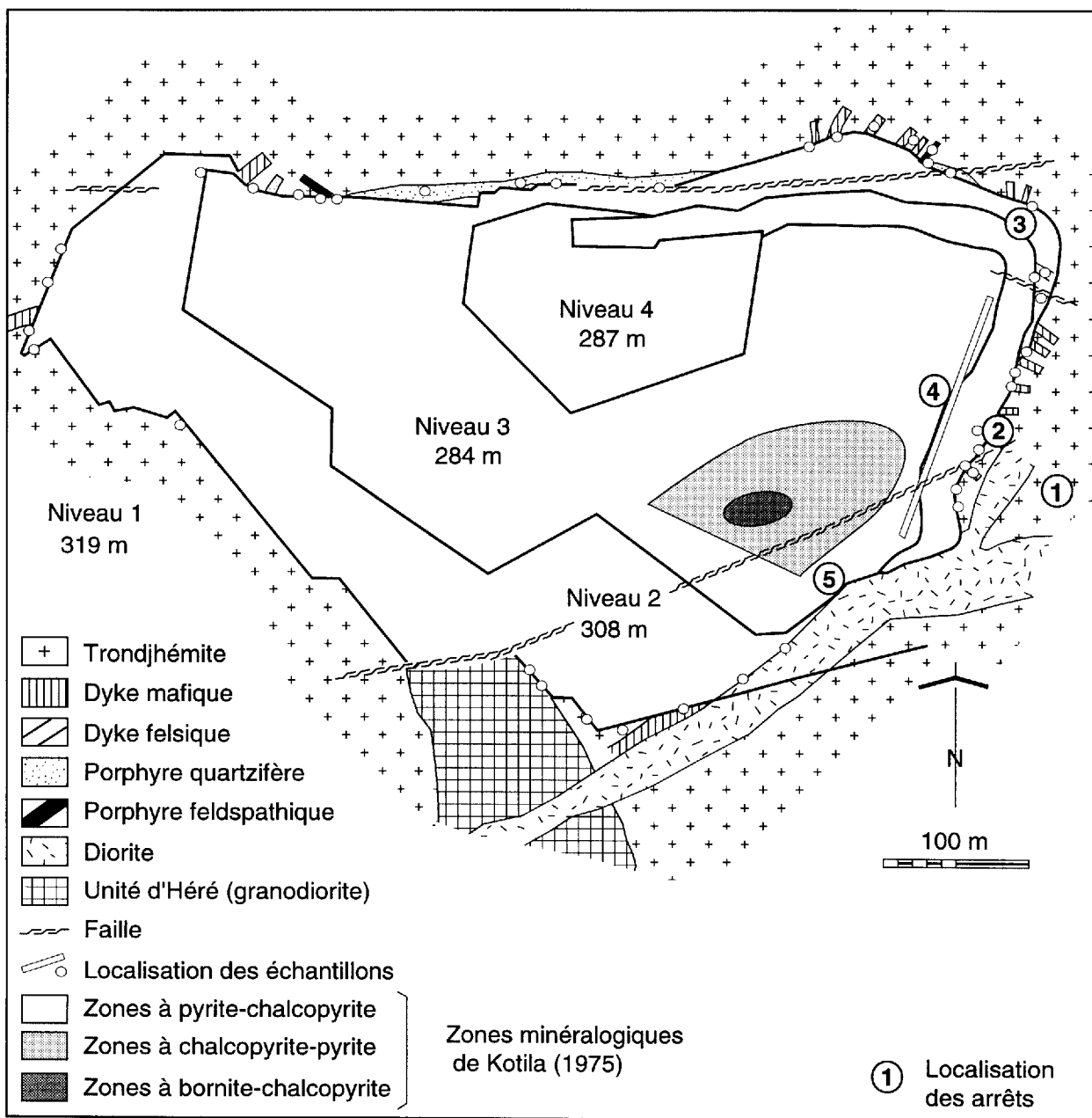


Figure 5. Géologie de la fosse à ciel ouvert de Don Rouyn et distribution des sulfures dans le gisement Don Rouyn. Les arrêts sont aussi localisés sur la figure (modifiée de Goldie *et al.*, 1979).

Les zones intensément altérées sont marquées par un enrichissement sensible en Rb (Fig. 4).

Minéralisations

Les minéralisations se rencontrent soit sous forme disséminée, en position intergranulaire (chalcopirite, bornite) soit selon des veines de quartz orientées ENE-WSW à E-W. Trois zones minéralogiques ont été distinguées antérieurement (Goldie et al., 1979; Fig. 5): une zone interne, avec un assemblage à bornite-chalcopirite et pyrite, riche en Au (1g/t), W (4 g/t) et Mo (360 ppm); une zone intermédiaire, avec chalcopirite et pyrite; et une zone externe, avec des veines à chalcopirite et hématite, sans pyrite.

Seules les deux zones les plus externes sont accessibles aujourd'hui. Les valeurs en or les plus fortes (>100 ppb) sont associées à des zones fortement chloritisées. La chalcopirite et la molybdénite semblent principalement associées aux veines à chlorite. Cependant, ces sulfures sont également associés aux micas blancs. La molybdénite forme de petites fentes de tension isolées.

Les calculs des pertes et des gains en masse des roches stériles et minéralisées montrent (i) un apport de Mo, Ni, Zn, U, et un lessivage de terres rares légères dans la trondhjémite blanche; (ii) un apport de Mo, Au, Ni, Zn, K, Ca, Mn, Y, et un lessivage du sodium dans la tonalite grise; (iii) un apport de Mo et Cu dans la trondhjémite rose. Le Mo est généralement étroitement associé aux roches fortement silifiées (>74 % SiO₂), et anormales en Au et Cu.

Conclusions

Le porphyre de Don Rouyn montre une histoire complexe d'intrusions et d'altérations hydrothermales. L'altération à chlorite et sulfures est associée à un événement compressif précoce orienté N-S, syn- ou post-volcanique. L'essentiel de la minéralisation en Cu-Au semble associée à une altération à micas blancs plus tardif. Goldie *et al.* (1979) ont comparé le gîte de Don Rouyn avec les porphyres de type plutonique mis en place à moyenne profondeur du fait de l'absence de brèches intrusives (Sutherland-Brown, 1976). Toutefois, il

existe un grand nombre de différences entre les gisements aurifères porphyriques classiques et Don Rouyn (Tableau 1). L'association de la minéralisation avec une altération de type phyllique est par contre un indice de mise en place relativement superficiel avec une ébullition des fluides pouvant conduire à un milieu acide au voisinage de la surface (Berger et Bethke 1985). La présence de la tourmaline et de petites concentrations en tungstène suggèrent une contribution de fluides salins, et une liaison possible avec les gisements filoniens aurifères encaissés dans les sédiments (Robert, 1991).

Compte tenu de la position du gîte situés géologiquement sous les amas sulfurés, on pourrait considérer qu'il représente la racine profonde de ces systèmes exhalatifs. Cependant, la zonalité dans le gisement de Don Rouyn est l'inverse de celle observée dans les pipes d'altération sous les amas sulfurés (Barrett et MacLean, 1994). Par ailleurs, le porphyre de Don Rouyn présente plusieurs éléments semblables au le porphyre archéen de Pearl Lake (Davies et Luthua, 1978; Burrows et Spooner, 1986) où une minéralisation en Cu-Au-Ag-Mo se met en place en limite d'une zone interne à séricite et albite grise, et une zone externe à chlorite-anhydrite-albite.

La minéralisation en Au-Cu de Don Rouyn s'est sans doute mise en place avant ou pendant la première déformation D1 de l'orogénèse Kénoréen, et donc entre 2700 et 2688. Un deuxième événement métallogénique est responsable de la formation du gisement Silidor, et serait associé à la déformation D2, après 2665± 4 Ma.

Description des arrêts (Fig. 5)

Arrêt 1: Panorama de la carrière du porphyre de Don Rouyn et de la veine de quartz aurifère de Silidor.

Arrêt 2: Trondhjémite blanche de Powell, avec des xénolithes métriques de dykes de composition rhyolitique

Arrêt 3: Dykes dioritiques fortement déformés

Arrêt 4: Trondhjémite rose et grise: un exemple de métasomatisme à chlorite et de veines de molybdénite

Arrêt 5: Diorite avec une forte altération fissurale à chlorite et à épidote.

Les minéralisations en Mo-Cu-Au associées aux intrusions alcalines tardi-tectoniques, secteur de la baie Renault.

Jean-François Couture

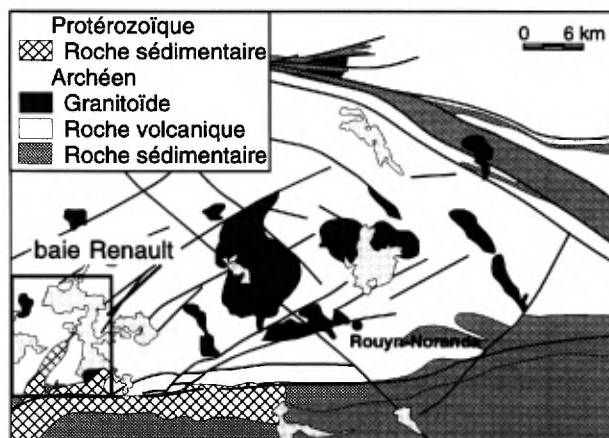
(Division des gîtes minéraux, Ministère des Ressources naturelles, Val-d'Or, Qc)

et Pascal Marquis

(Division Exploration, Mines Agnico-Eagle, Val-d'Or, Qc)

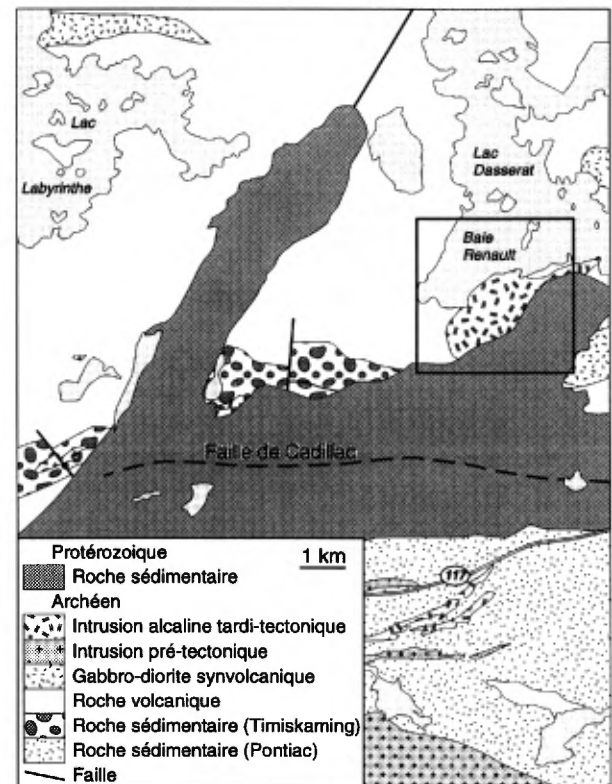
Introduction

Cette demie journée d'excursion est consacrée à l'étude de minéralisations en Mo-Cu-Au associées à des intrusions felsiques alcalines dans le secteur de la baie Renault localisé à environ 30 km au sud-ouest de Rouyn-Noranda (Fig. 1). Ce sont des minéralisations qui présentent certaines caractéristiques rencontrées dans les gisements magmatiques de type porphyre à Cu-Mo. Cette visite a pour objectif d'étudier la nature de ces minéralisations en relation avec la très forte altération hydrothermale qui affectent les lithologies archéennes dans un rayon de plus d'un kilomètre autour d'intrusions tardi-tectoniques de syénite. En fait, l'étendue de ce système hydrothermal n'est pas entièrement délimitée parce que; vers l'ouest, les affleurements sont rares, la partie sud-est est recouverte par les roches sédimentaires du Groupe de Cobalt et parce que la partie nord se prolonge sous les eaux du lac Dasserat.



Géologie locale

Dans le secteur de la baie Renault, les roches archéennes sont recouvertes par un épais lambeau de roches protérozoïques dont la géométrie est contrôlée par la position de certaines failles archéennes (Fig. 1). Cette couverture protérozoïque cache la Faille de Cadillac et masque le contact entre les roches archéennes des Groupes de Blake River et de Pontiac. À l'ouest de la baie Renault et au nord de ce lambeau, des roches sédimentaires et volcanoclastiques du Groupe de Timiskaming ont



été reconnues. Dans l'ensemble, il apparaît que le secteur de la baie Renault se trouve à proximité de la Faille de Cadillac et des petits bassins sédimentaires tardi-tectoniques qui lui sont associés. Ce contexte géologique offre d'excellentes opportunités pour l'exploration considérant que c'est dans un environnement géotectonique semblable que se trouvent deux des plus gros gisements d'or archéens: ceux de Kirkland Lake et de Kerr Addison respectivement situés à 50 et à 20 km à l'ouest. Malgré ce fait, la géologie du secteur de la baie Renault demeure relativement méconnue.

Les intrusions felsiques du secteur de la baie Renault appartiennent à la suite des intrusions alcalines spatialement et temporellement associées aux roches du Groupe de Timiskaming. Ce sont des intrusions jeunes (2680-2670 Ma) qui forment de petits stocks, lesquels sont communément associés aux zones de faille qui bordent le Groupe de Blake River, au nord et au sud. Toutefois, certaines intrusions de cette suite se retrouvent au coeur du Blake River. Les intrusions du secteur de la baie Renault regroupent plusieurs faciès qui se

distinguent par leur granulométrie, leur texture et leur composition chimique. Elles forment des corps irréguliers, des dykes ou des filons-couches qui recoupent des roches volcaniques fragmentaires appartenant probablement au Groupe de Timiskaming.

L'intense fracturation des roches s'accompagne d'une très forte altération ce qui rend difficile l'identification des protolites. L'altération la plus visible est la séricitisation. Elle s'accompagne d'une altération en magnétite, pyrite et silice. Cette altération s'attaque à tous les types lithologiques et ne semble pas montrer de contrôle structural net. Localement, des zones à carbonates sont aussi présentes. Ces dernières semblent reliées à des couloirs de cisaillement ductiles.

Les minéralisations en Mo-Cu-Au associées à ces intrusions témoignent d'un hydrothermalisme magmatique qui s'est développé durant la mise en place des intrusions alcalines. À notre connaissance, dans le secteur de Rouyn-Noranda, c'est le seul cas documenté de ce type de minéralisation associé à cette suite d'intrusions. En Ontario, Sinclair (1982)

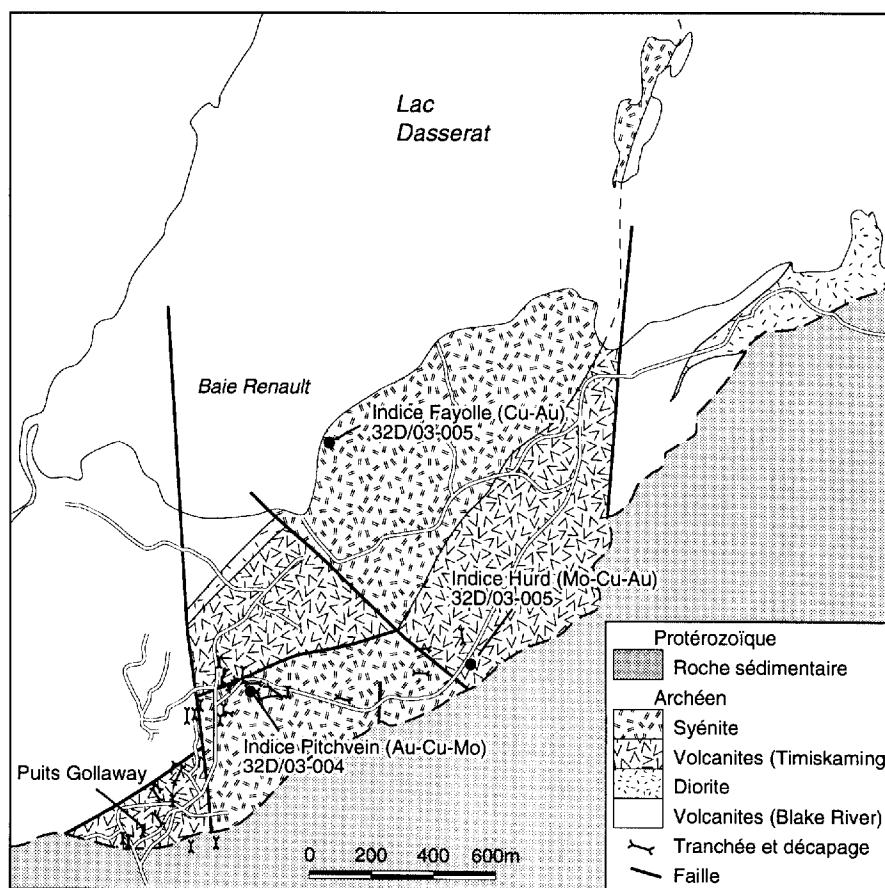


Figure 3. Géologie de la syénite de la baie Renault et localisation des sites visités (simplifiée de cartes inédites).

a décrit des minéralisations semblables dans la région de Matachewan, localisée le long du prolongement de la faille de Cadillac à environ 100 kilomètres vers l'ouest.

Par ailleurs, des minéralisations en or sont associées aux zones de cisaillement ductiles altérées en carbonate et en pyrite. Il est difficile de les distinguer des minéralisations en Mo-Cu-Au. Néanmoins, leur association avec des zones de déformation ductiles rend incertaine leur filiation avec le système hydrothermal magmatique épizonal puisque dans cet environnement, le régime de déformation ne permet pas le développement de zones de déformation ductiles. Ces zones de cisaillement se seraient donc formées après le système magmatique et, de ce fait, témoignent probablement d'une activité hydrothermale distincte. Ainsi, les métaux initialement déposés durant l'activité hydrothermal magmatique auraient pu être remobilisés à l'intérieur des zones de cisaillement ductiles.

Arrêt 1. Environs du puits Gollaway

Cette série d'affleurements est localisée près du puits Gollaway excavé pour explorer une veine de quartz minéralisée en Mo et en Au (Fig. 3). Outre la veine de quartz, qui affleure aux abords de l'ancien puits, les volcanites fragmentaires affleurants dans le secteur sont intensément fracturées. Certaines fractures sont remplies de matériel hydrothermal, notamment de quartz, de sulfures et de magnétite. Il n'est pas rare d'observer de la molybdénite dans ces fractures. Sur un affleurement en falaise, localisé en travers du chemin d'accès, la nature fragmentaire de la roche est bien visible. Plusieurs fragments sont fortement magnétiques. Sur ce même affleurement, de part et d'autre du chemin, on peut observer plusieurs générations de veines et fractures. Certaines veines sont fortement plissées alors que d'autres sont droites. À quelques endroits, il est possible d'observer que certaines veines ont une mince enveloppe d'altération distincte.

Arrêt 2. L'indice Pitchvein (32D/03-004). Relation entre des veines de quartz à molybdénite et une zone de cisaillement fortement altérée en séricite, Tranchée "C"

Sur l'affleurement localisé en bordure du chemin d'accès (Fig. 3), il est possible d'observer des relations énigmatiques. Il s'agit d'une veine de quartz subverticale orientée NE dont les épontes schisteuses sont fortement altérées en séricite. La

veine principale est rubanée. En bordure de cette veine, il y a des petites veinules de quartz à texture fibreuse qui s'étendent en dehors de la roche schisteuse et qui contiennent de la molybdénite. Ces veines sont orientées de manière orthogonale à la veine principale et leur texture fibreuse perpendiculaire aux épontes indique que ce sont des veines d'extension. La fabrique schisteuse des épontes de la veine principale contient une linéation à forte plongée, parallèle aux fibres des veines d'extension. Ces observations sont compatibles avec l'interprétation que la veine principale est une veine de cisaillement développée dans une zone de cisaillement ductile avec des fentes d'extensions associées. Or, le système hydrothermal responsable de la minéralisation en Mo-Au et de la forte altération en séricite est de type magmatique et s'est développé près de la paléosurface où les conditions rhéologiques proscrivent le développement de zones de cisaillement ductiles. Comment alors réconcilier les observations contradictoires sur cet affleurement?

Plus loin, vers le sud, sur le même affleurement, il est possible d'observer la texture de l'une des phases intrusive felsique grenue. La roche est massive et fortement altérée en séricite.

Plus loin, dans le prolongement est de la tranchée ("Blood trench"), il est possible d'observer la nature hétérogène de la fracturation et de l'altération en séricite. L'affleurement présente des motifs géométriques résultant d'une altération hétérogène en séricite délimitée par un réseau de fractures. Quelques-unes de ces fractures renferment une veine de quartz blanc mais, dans la plupart des cas, l'altération en séricite n'est pas symétrique autour de la veine. Il est possible que l'altération en séricite soit précoce par rapport à la mise en place des veines. Par ailleurs, il y a plusieurs générations de veines. Des veines droites recoupent des veines fortement plissées.

Plus vers l'est, il y a une zone tabulaire fortement fracturée et altérée. Il faut se pencher pour apprécier l'intensité de la fracturation et de la silicification. À l'est de cette zone tabulaire, il y a une plus grande concentration de veines de quartz qui renferment localement des amas de chalcopyrite. Dans ce secteur, il est possible d'observer des petites zones de brèche subtiles dans une roche autrement homogène et fortement altérée en séricite. Ce sont des brèches "in situ" en ce sens que les fragments sont de même composition et ne semblent pas avoir bougés.

Arrêt 3. L'indice Hurd (32D/03-005), tranchée "Snowy Trench"

En 1966, la compagnie Bracemac Mines Ltd. a prélevé un échantillon en vrac d'environ 2500 pi³ pour tester la minéralisation en Mo de cet indice. Cet échantillon a été traité à la fonderie de Noranda. Les résultats d'analyse indiquent qu'une très faible

teneur en MoS₂ (0,04% MoS₂, traces Au, 0,04 oz/t Ag, 0,06% Cu sur un échantillon de 47,7 tonnes).

La minéralisation se présente sous forme d'un stockwerk de veinules de quartz-molybdénite encaissées dans un faciès équi-granulaire de la syénite. Sur les affleurements, il est possible d'observer la nature de cette minéralisation.

Références.

- Ambrose, J.W., 1941. Cléricy and La Pause Map-Areas, Quebec. Commission géologique du Canada, mémoire 233, 88 pages.
- Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, v. 11, pp. 37-50
- Babineau, J., 1985. Géologie de la région de La Motte, Abitibi, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, ET 84-03, 17 pages.
- Barnes, S.-J., Couture, J.-F., Poitras, A., et Tremblay, C., 1993. Les éléments du groupe du Platine dans la partie québécoise de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. ET 91-04, 100 pages.
- Barrett, T.J. et MacLean, W.H., 1994a. Gisements de sulfures massifs de la région de Rouyn-Noranda. Ministère des Ressources naturelles du Québec. ET 93-01, 115 pages.
- Barrett, T.J. et MacLean, W.H., 1994b. Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area. *Exploration and Mining Geology*, v. 3, pp. 131-160.
- Basu, A. R., Goodwin, A. M. et Tatsumoto, M., 1984. Sm-Nd study of Archean alkalic rocks from the Superior Province of the Canadian Shield. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 21, pp. 40-46.
- Ben Othman, D., Arndt, N.T., White, W. M. et Jochum, K. P., 1990. Geochemistry and age of Timiskaming alkali volcanics and the Otto syenite, Abitibi, Ontario. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 27, pp. 1304-1311.
- Benn, K., Miles, W., Ghassemi, M. R. et Gillett, J., 1994. Crustal structure and kinematic framework of the northwestern Pontiac Subprovince, Quebec: an integrated structural and geophysical study. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 31, pp. 271-281.
- Berger, B.R. et Bethke, P.M. éditeurs, 1985. *Geology and geochemistry of epithermal systems. Reviews in Economic Geology*, volume 2.
- Bertoni, C.H., 1983. Gold production in the Superior Province of the Canadian Shield. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Bulletin, v. 76, no. 857, pp. 62-69.
- Bertrand, P., 1990. Central Mine Sequence Stratigraphy Field Trip. *dans: Sullivan, J.R., Côté, R. et al.*, éditeurs, *The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: Excursion Guidebook, Rouyn-Noranda*, The Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, pp. 27-39.
- Boivin, P., 1974. Pétrographie, stratigraphie et structure de la ceinture de schistes verts de Noranda, dans les cantons de Hébecourt, de Duparquet et de Destor, Québec, Canada. Thèse de PhD. non publiée, Université de Clermont (France) 133 pages.
- Bouchard, M. F., Gauthier, N., Gélinas, L., Lajoie, J., Tassé, N., Verpaest, P. et Simard, A., 1982. Les complexes rhyolitiques de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources, DPV 847, 48 pages.
- Burrows, D.R. et Spooner, E.T.C., 1986. The McIntyre Cu-Au deposit, Timmins, Ontario, Canada. *in MacDonald A.J.*, éditeurs, *Gold'86 Konsult International*, Toronto, pp. 23-39
- Camiré, G. et Burg, J.-P., 1993. Archean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian shield. *Precambrian Research*, v. 61, pp. 51-66.
- Capdevila, R., Goodwin, A. M., Ujike, O. et Gorton, M. P., 1982. Trace-element geochemistry of Archean volcanic rocks and crustal growth in the southwestern Abitibi belt, Canada. *Geology*, v. 10, pp. 418-422.
- Card, K.D., 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*; v. 48, pp. 5-13.
- Carrier, A., 1992. Le porphyre à Au-Mo de St-Jude. *Projet de fin d'étude*, Université du Québec à Montréal, 43 pages.
- Carrier, A., 1994. Évolution structurale et métallogénique du gisement aurifère Silidor, Abitibi, Québec. *Mémoire de maîtrise*. Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, 272 pages.
- Carson, D.J. 1986. Mineralogy and occurrence of gold at the Silidor property. *Rapport non publié*, Mines Silidor Inc., 35 pages.
- Cathles, L.M., 1993. Oxygen Isotope alteration in the Noranda mining district, Abitibi greenstone belt, Québec. *Economic Geology*, v. 88, pp. 1483-1511.
- Chartrand, F. et Cattalani, D., 1990. Massive sulfide deposits in Northwestern Québec. *dans: Rive et al.*, éditeurs, *La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois*. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume spécial 43, pp. 77-92.
- Chown, E. H., Daigneault, R., Mueller, W., 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 29, pp. 2211-2225.
- Cooke, D. L. et Moorhouse, W. W., 1969. Timiskaming volcanism in the Kirkland Lake area, Ontario, Canada. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 6, pp. 117-132.

- Corfu, F. et Noble, S., 1992. Genesis of the Southern Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada: Evidence from zircon Hf isotope analyses using a single filament technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, pp. 2081-2097.
- Corfu, F., 1993. The evolution of the Southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb geochronology. *Economic Geology*, v. 88, pp. 1323-1340.
- Corfu, F., Jackson, S. L. et Sutcliffe, R. H., 1991. U-Pb ages and tectonic significance of late Archean alkalic magmatism and nonmarine sedimentation: Timiskaming Group, southern Abitibi belt, Ontario. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 28, pp. 489-503.
- Cousineau, P. A., 1980b. Stratigraphie et faciès des andésites Amulet, près de la mine Norbec, Rouyn-Noranda, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec.
- Cousineau, P. A., 1980a. Organisation des coulées de la Formation andésitique d'Amulet (partie nord). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, report DPV-731, 45 pages.
- Cousineau, P.A. 1981. Compilation de la mine Anglo-Rouyn, Projet Héré (98-446). Rapport non publié, SOQUEM, 29 pages.
- Couture, J.-F. 1991. Carte géologique des gîtes métallifères des districts de Rouyn-Noranda et de Val-d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DV 90-11.
- Couture, J.-F., et Pilote, P., 1993. The geology and alteration patterns of a disseminated, shear zone-hosted mesothermal gold deposit: the Francoeur 3 deposit, Rouyn-Noranda, Québec. *Economic Geology*, v. 88, pp. 1664-1684.
- Daigneault, R. et Archambault, G., 1990. Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. *dans: Rive et al.*, éditeurs. La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. L'Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43, pp. 43-64.
- Davies, J.F. et Lutha, L.E., 1978. An Archean Davis, D.W., 1991. Age constraints on deposition and provenance of Archean sediments in the southern Abitibi and Pontiac subprovinces from U-Pb analyses of detrital zircons. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada joint annual meeting, Toronto, program with abstract, v. 16, p. A29.
- de Rosen-Spence, A.F., 1969. Genèse des roches à cordiérite-anthophyllite des gisements cupro-zincifères de la région de Rouyn-Noranda, Québec, Canada. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, v. 6, pp. 1339-1345.
- de Rosen-Spence, A.F., 1976. Stratigraphy, development and petrogenesis of the central Noranda volcanic pile, Noranda, Québec. Thèse de doctorat non publiée, University of Toronto, Ontario, 166 pages.
- Desrochers, J.-P., Hubert, C., Ludden, J. N. et Pilote, P., 1993. Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Geology*, v. 21, pp. 451-454.
- Dimroth, E. et Lichtblau, A. P., 1979. Metamorphic evolution of Archean hyaloclastites, Noranda area, Quebec, Canada. Part I: Comparaison of Archean and Cenozoic sea-floor metamorphism. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 16, pp.1315-1340.
- Dimroth, E., et Rocheleau, M., 1979. Volcanology and Sedimentology of Rouyn-Noranda Area, Québec. Québec: Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Livret-guide A1.
- Dimroth, E., Côté, R., Provost, G., Rocheleau, M., Tassé, N. et Trudel, P., 1974. Third progress report on the stratigraphy, volcanology, sedimentology and structure of Rouyn-Noranda area, counties of Rouyn-Noranda, Abitibi-West and Témiscamingue. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP-300, 66 pages.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. et Rocheleau, M., 1983 a- Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 20, pp. 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. et Rocheleau, M., 1983 b- Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 20, pp. 1374-1388.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N., 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Québec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v.19, pp. 1729-1758.
- Dimroth, E., Larouche, M., Rocheleau, M., Côté, R. et Boivin, P., 1974. Stratigraphic and tectonic work on the Rouyn-Noranda area, counties of Rouyn-Noranda, Abitibi-West and Temiscamingue. Ministère des richesses naturelles, Québec, DP- 246, 46 pages.
- Eakins, P.R., 1972. Canton de Roquemaure - comté d'Abitibi-Ouest. Ministère des richesses naturelles, Québec; RG-150, 72 pages.
- Fowler, A. D., Jensen, L. S. et Péroquin, S. A., 1987. Varioles in Archean basalts: Products of spherulitic crystallization. *Canadian Mineralogist*, v. 25, pp. 275-289.
- Franklin, J., 1992. Volcanic-associated massive sulphide deposits. *dans: Gold and base metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with the emphasis on the Québec segment* Short course notes compiled by S.E. Ho, F. Robert and D.I. Groves. The University of Western Australia, Publication N° 24, pp. 211-241
- Franklin, J., Sangster, D.M., et Lydon, J.W., 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, pp. 485-627.
- Furnes, H., Fridleifsson, I.B. et Atkins, F.B., 1980. Subglacial volcanics - on the formation of acid hyaloclastites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 8, pp. 95-110.
- Gagnon, Y., 1981. Lithogéochimie de la partie orientale du complexe rhyolitique de mine Hunter, Abitibi-Ouest. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-826, 30 pages.

- Gaudreau, R. et Goutier, J., 1995. Rapport des géologues résidents sur l'activité minière régionale 1994. District minier de Rouyn-Noranda. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 95-01, p. 2-25.
- Gaudreault, M., 1990 Étude pétrographique et géochimique de l'indice RM-Nickel, Rouyn-Noranda. Projet de fin d'étude, Université du Québec, Chicoutimi, Québec, 36 pages.
- Gaulin, R. 1992. Métallogénie de la mine Silidor, Abitibi, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 92-17, 58 pages.
- Gauthier, N., 1986. Géologie du site minier Astoria. Ministère de l'Énergie et des Ressources, DP 86-14, carte annotée.
- Gauthier, N., Rocheleau, M., Kelly, D., et Gagnon, Y., 1990. Control on the distribution of gold mineralization within the Cadillac Tectonic Zone, Rouyn-Beauchastel segment, Abitibi, Belt, Québec. *dans: Rive et al.*, éditeurs, La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume spécial 43, pp. 185-198.
- Gélinas, L., Brooks, C. et Trzcienski, W. E., 1976. Archean variolites-quenched immiscible liquids. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 13, pp. 210-230.
- Gélinas, L., Trudel, P. et Hubert, C., 1984. Chimico-stratigraphie et tectonique du Groupe de Blake River. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 83-01, 41 pages.
- Gélinas, L., Trudel, P., et Hubert, C. 1984. Chemostratigraphic division of the Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Abitibi, Québec. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 21, pp. 220-231.
- Gibson, H.L., 1989. The mine sequence of the central Noranda volcanic complex: geology, alteration, massive sulphide deposits and volcanological reconstruction. Thèse de doctorat non publiée, Carleton University, Ottawa, Ontario, 715 pages.
- Gibson, H.L., et Watkinson, D.H., 1990. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Noranda chauldron and shield volcano, Québec. *dans: Rive et al.*, éditeurs, La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume spécial 43, pp. 119-132.
- Gibson, H.L., Walker, S.D. et Coad, P.R., 1984. Surface geology and volcanogenic base metals massive sulphide deposits and gold deposits of Noranda and Timmins. Association Géologique du Canada, Association Minéralogique du Canada, congrès annuel conjoint, Livret-guide de l'excursion No. 14, 124 pages.
- Goldie, R.J., 1976. The Flavrian and Powell plutons, Noranda area, Québec. Ph.D. Thèse, Queen's University, Kingston.
- Goldie, R.J., Kotila, B. et Seward, D., 1979. The Don Rouyn Mine: an Archean porphyry copper deposit near Noranda, Québec. *Economic Geology*, v. 74, pp. 1680-1684
- Goodwin, A. M., Ridler, R. H., Annells, R. N., Briggs, D. N., Naldrett, A. J., Spence, A. et Spence, C. D., 1972. Volcanisme précambrien des régions de Noranda-Kirkland Lake-Timmins-Michipicoten et Mamainse Point, provinces de Québec et d'Ontario. Excursion A40-C40, XXIVième congrès géologique international, Montréal, Québec, Canada. (also english version)
- Goodwin, A.M., 1977. Archean volcanism in the Superior Province, Canadian Shield. *dans: Baragar et al.*, éditeurs, Association Géologique du Canada publication spéciale 16, pp. 205-241.
- Goulet, N. 1978. Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac-Larder Lake Fault, Rouyn-Beauchastel area, Québec. Ph. D. Thèse, Queen's University, Kingston, Ontario. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DP-602, 141 pages.
- Goutier, J. et Lacroix, S., 1992. Géologie du secteur de la faille de Porcupine-Destor dans les cantons de Destor et Duparquet. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 92-06, 62 pages.
- Goutier, J., Melançon, M., Dion, C., Verpaelst, P., et Rive, M., 1994. Compilation des datations isotopiques des sous-provinces de l'Abitibi et de quelques unités adjacentes (Québec et Ontario). Ministère des ressources naturelles du Québec, MB 94-55, 40 pages.
- Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, v. 2, pp. 47-55.
- Hanski, E. J., 1993. Globular ferropicritic rocks at Pechenga, Kola Peninsula (Russia): Liquid immiscibility versus alteration. *Lithos*, v. 29, pp. 197-216.
- Hawley, J.E., 1932. The Granada gold mine and vicinity, Rouyn Township. Québec Bureau of Mines annual report Part B, pp. 3-57.
- Hocq, M. et collaborateurs, 1994. Géologie du Québec. Les publications du Québec, Gouvernement du Québec, pp. 1-37.
- Hodgson, C.J., 1990. Uses (and abuses) of ore deposit models in mineral exploration. *Geoscience Canada*, v. 17, no. 2, pp. 79-89.
- Hollister, V.F., 1978. Geology of porphyry copper deposits of the Western hemisphere. *Am. Ins. Min. Metall Pet Eng*, 219 pages.
- Hubert, C. 1990. Geologic framework, evolution and structural setting of gold and base metal deposits of the Abitibi Greenstone Belt, Canada. *dans: Ho et al.*, éditeurs, Gold and base-metal mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Québec segment Short Course Notes, Geology Key Centre and University Extension, The University of Western Australia, Publication No. 24, 53-62.
- Hubert, C., Trudel, P., Gélinas, L., 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 28, pp. 1024-1032.
- Hughes, C. J., 1977. Archean variolites-quenched immiscible liquids: Discussion. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 14, pp. 137-139.

- Hutchinson, R.W. 1965 Genesis of Canadian massive sulphides reconsidered by comparison to Cyprus deposits. *Transactions de Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie*, v. 68, pp. 286-300.
- Imreh, L., 1984. Sillon de La Motte-Vassan et son arrière-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 82-04, 72 pages.
- Jackson, S. L. et Fyon, J. A., 1991. The Western Abitibi Subprovince in Ontario. *dans: Thurston et al.*, éditeurs, *Geology of Ontario*, Ontario Geological Survey, Volume spécial 4, part 1, pp. 405-484.
- Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ministry of natural resources, Ontario; Miscellaneous paper 66, 22 pages.
- Jensen, L.S., 1978. Geology of Stoughton and Marriott Townships, District of Cochrane. Ontario Geological Survey, report 173, 73 pages.
- Jensen, L.S., 1981. A Petrogenic Model for the Archean Abitibi Belt in the Kirkland Lake Area, Ontario. University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan, Thèse de Doctorat non publiée, 520 pages.
- Jensen, L.S., 1985. Stratigraphy and petrogenesis of Archean metavolcanic sequences, Southwestern Abitibi Subprovince, Ontario. *dans: Ayres et al.*, éditeurs, *Evolution of Archean Supracrustal Sequences*. Association Géologique du Canada, publication spéciale 28, pp. 65-87.
- Jolly, W.T., 1978. Metamorphic history of the Archean Abitibi belt. *dans: Fraser, A. et Heywood, W. H.* Heywood, éditeurs, *Metamorphism in the Canadian Shield*. Commission géologique du Canada, paper 78-10, pp.63-78.
- Jolly, W.T., 1980. Development and degradation of Archean Lavas, Abitibi area, Canada, in Light of Major Element Geochemistry. *Journal of Petrology*, v. 21, pp. 323-363.
- Keating, P., 1992. Interpretation of the gravity anomaly field in the Noranda-Val-d'Or region, Abitibi Greenstone belt, Canadian shield. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 25, pp. 962-971
- Kelly, D. 1986, Cartographie détaillée des galeries de la mine Astoria. Les Ressources Yorbeau Inc, Rapport interne non publié.
- Kelly, D. 1988, Recents developments in Yorbeau's Astoria Property, Rouyn-Noranda area, Québec. *Gold Mining* 88, pp. 468-481.
- Kennedy, L.P. 1982. The Flavrian Project, SOQUEM. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Dossier public d'exploration minière, GM-39681, 21 pages.
- Kennedy, L.P. 1984. The geology and geochemistry of the Archean Flavrian pluton, Noranda, Québec. Thèse de PhD. non publiée, University of Western Ontario, London, Ontario.
- Kerr, D. J. et Gibson, H. L., 1993. A Comparison of the Horne Volcanogenic Massive Sulfide Deposit and Intracauldron Deposits of the Mine Sequence, Noranda, Quebec. *Economic Geology*, v. 88, pp. 1419-1442.
- Kerrich, R., et Wyman, D.A., 1993. The mesothermal gold-lamprophyre association: Significance for an accretionary geodynamic setting, supercontinent cycles, and metallogenic processes. *Mineralogy and Petrology*, v.
- Kirkham R.V., 1972. Geology of copper and molybdenum deposits. Geological Survey of Canada, Paper 72-1A, pp. 82-97.
- Kishida, A., 1984. Hydrothermal zoning and gold concentration at the Kerr-Addison mine, Ontario, Canada. Thèse de PhD. non publiée, The University of Western Ontario.
- Knuckey, M.J., Comba, C.D.A. et Riverin, G., 1982. Structure, metal zoning and alteration at the Millenbach Deposit, Noranda, Quebec. *dans: Precambrian Sulphide Deposits*, H. S. Robinson Memorial Volume, edited by R.W. Hutchison, C.D. Spence and J.M. Franklin, Association Géologique du Canada, publication spéciale 25, pp. 255-295.
- Lagraa, K., 1994. Pétrographie et géochimie des dykes de diorites du Groupe de Blake River, Abitibi, P.Q. Mémoire de maîtrise, Université de Montréal, Montréal, Québec, 81 pages.
- Ludden, J. N., Hubert, C. et Gariépy, C., 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, v. 123, pp. 153-166.
- MacIntosh, J.A., 1977. Canton de Cléricy (1/2 N). Ministère des richesses naturelles, Québec, RG-180, 97 pages.
- Marquis, P. et Hubert, C., 1989. The Dumagami structural zone: its evolution and features for the Doyon, Bousquet nos. 1 and 2, and Donald J. LaRonde gold mines of southwestern Abitibi, Québec. *dans: Bursnell J.T.*, éditeurs, *Mineralization and Shear Zones*, Geological Association of Canada Short Course Notes, v. 6, pp. 226-238.
- Marquis, P., 1990. Métallogénie des gisements archéens d'Au-Ag-Cu de la mine Donald J. LaRonde (Dumagami), Cadillac, Abitibi, Québec. Thèse de Ph.D. non publiée, Université de Montréal, Montréal, Québec.
- Marquis, P., Brown, A.C., Hubert, C. et Rigg, D.M., 1990a. Progressive alteration associated with auriferous massive sulfide bodies at the Dumagami mine, Abitibi Greenstone Belt, Québec. *Economic Geology*, v. 85, pp. 746-764.
- Marquis, P., Hubert, C., Brown, A.C. et Rigg, D.M., 1990b. An evaluation of genetic models for gold deposits of the Bousquet district, Québec, based on their mineralogic, geochemical, and structural characteristics. *dans: Rive et al.*, éditeurs, *La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois*. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume spécial 43, pp. 183-199.
- Marquis, P., Hubert, C., Brown, A.C. et Rigg, D.M., 1990c. Overprinting of early, redistributed Fe and Pb-Zn mineralization by late-stage Au-Ag-Cu deposition at the Dumagami mine, Bousquet district, Abitibi, Québec. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 27, pp. 1651-1671.

- Marquis, P., Hubert, C., Brown, A.C., Scherkus, E., Trudel, P. et Hoy, L., 1992. Géologie de la mine Donald J. LaRonde (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 89-06, 106 pages.
- McMurchy, R.C. 1948. Powell-Rouyn Mine. *dans*: Structural Geology of Canadian Ore Deposits, Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, pp. 581-589.
- Mortensen, J. K. et Card, K. D., 1993. U-Pb age constraints for the magmatic and tectonic evolution of the Pontiac Subprovince, Quebec. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 30, pp. 1970-1980.
- Mortensen, J.K., 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 2: Noranda - Kirkland Lake region. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 30, pp. 29-41.
- Mueller, W., Mortensen, J.K., Daigneault, R. et Chown, E.H., 1994. Docking of Archean terranes: Evidence from the Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. Program and Abstract, Seattle, Geological Society of America.
- Mueller, W. et Donaldson, J.A., 1992. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 29, pp. 2249-2265.
- Mueller, W. et White, J. D. L., 1992. Felsic fire-fountaining beneath Archean seas: pyroclastic deposits of the 2730 Ma Hunter Mine Group, Quebec, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 54, pp. 117-134.
- Mueller, W., Donaldson, J.A., Dufresne, D et Rocheleau, M., 1991. The Duparquet Formation: sedimentation in a late Archean successor basin, Abitibi Greenstone Belt, Québec, Canada. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 28, pp. 1394-1406.
- Mueller, W., Mortensen, J.K., Daigneault, R. et Chown, E.H., 1994. Docking of Archean terranes: Evidence from the Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. Résumé de conférence, Seattle, Geological Society of America.
- Nunes, P.D. et Jensen, L.S., 1980. Geochronology of the Abitibi metavolcanic belt, Kirkland Lake area - progress report. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 92, pp. 40-45.
- Paradis, S., Ludden, J. et Gélinas, L., 1988. Evidence for contrasting compositional spectra in comagmatic intrusive and extrusive rocks of late Archean Blake River Group, Abitibi, Québec. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 25, pp. 134-144
- Péloquin, A. S., et Verpaelst, P., 1989. Groupe de Blake River, région de Rouyn-Noranda, Québec: Correlation au nord et au sud de la faille de Hunter Creek. In Geological Association of Canada, congrès annuel conjoint., v. 14, p. A37.
- Péloquin, A. S., Verpaelst, P., et Gaulin, R., 1990a. Le Blake River dans les cantons de Duprat, de Montbray, de Beauchastel et de Dasserat, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, report MB 89-64.
- Péloquin, A. S., Verpaelst, P., Paradis, S., Gaulin, R., et Cousineau, P., 1989. Projet Blake River Ouest Cantons de Duprat et de Dufresnoy, SNRC 32D/06, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, report MB 89-02.
- Péloquin, A.S., Potvin, R., Paradis, S., Laflèche, M.R., Verpaelst, P., et Gibson, H.L., 1990b. The Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Québec: a stratigraphic synThèse. *dans*: Rive et al., éditeurs, La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume spécial 43, pp. 107-118.
- Péloquin, A.S., Verpaelst, P. et Ludden, J.N., soumis. Spherulitic Rhyolites of the Archean Blake River Group, Canada: Implications for Stratigraphic Correlation and VMS Exploration. *Economic Geology*.
- Péloquin, S., Ludden, J. N. et Hubert, C., 1994. Magmatic systems in the late Archean volcanic basins: implications for Noranda-type VMS. Program with Abstracts, Association Géologique du Canada, Association Minéralogique du Canada, congrès annuel conjoint, Waterloo, v. 19, p. A87.
- Percival, J. A. et West, G. F., 1994. The Kapuskasing uplift: a geological and geophysical synThèse. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 31, pp. 1256-1286.
- Philpotts, A. R., 1977. Archean variolites-quenched immiscible liquids: Discussion. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 14, pp. 139-144.
- Picard, S. 1990. Le gisement Silidor. *dans*: Rive et al., éditeurs, La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume spécial 43, pp. 175-183
- Pilote, P., Couture, J.-F., Desrochers, J.-P., Machado, N. et Pelz, P., 1993. Minéralisations aurifères multiphasées dans la région de Val-d'Or: l'exemple de la mine Norlantic. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 93-03, pp. 61-66.
- Powell, W. G., 1994. A petrological and geochronological study of the metamorphic history of the Rouyn-Noranda area, Quebec. Thèse de PhD. non publiée, Queen's University, Kingston, Ontario, 102 pages.
- Rive, M., Pintson, H., et Ludden, J. N., 1990. Characteristics of late archaean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior province, Canada. *dans*: Rive et al., éditeurs, La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume spécial 43, pp. 65-76.
- Riverin, G., et Hodgson, C. J., 1980. Wall-rock alteration at the Millenbach Cu-Zn mine, Noranda, Québec. *Economic Geology*, v. 75, pp. 424-444.
- Riverin, G., Bernard, D., et Boily, B., 1990. The Donald gold deposit, Rouyn-Noranda, Québec. *dans*: Rive et al., éditeurs, La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume spécial 43, pp. 199-209.
- Robert, F. et Brown, A.C., 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Québec. Part 1. Geologic relations and formation of the vein system. *Economic Geology*, v. 81, pp. 578-592.
- Rocheleau, M., 1980. Stratigraphie et sédimentologie de l'Archéen dans la région de Rouyn, Abitibi, Québec. Thèse de PhD. non publiée, Université de Montréal, 313 pages.

- Romberger, S. B., 1990, Transport and deposition of gold in hydrothermal systems, *dans: Robert, F. et al., éditeurs., Greenstone Gold and Crustal Evolution, Conférence NUNA, Val-d'Or, Association Géologique du Canada, pp. 61-66.*
- Roth, E., Groves, D., Anderson, G., Daley, L. et Staley, R., 1991. Primary mineralization at the Boddington gold mine, Western Australia: an archaean porphyry Cu-Au-Mo deposit. *Brazil'Gold 91, The economics, geology, geochemistry and genesis of gold deposits. E.A. Ladeira, Balkema, Rotterdam, pp. 481-488*
- Sangster, D.F., 1972. Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: a review. *Geological Survey of Canada Paper 72-22, 44 pages.*
- Sawyer, E. W. et Barnes, S.-J., 1994. Thrusting, magmatic intraplate, and metamorphic core complex development in the Archaean Belleterre-Angliers Greenstone Belt, Superior Province, Quebec, Canada. *Precambrian Research, v. 68, pp. 183-200.*
- Sawyer, E. W. et Benn, K., 1993. Structure of the high-grade Opatoca belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince: An Archaean mountain front. *Journal of Structural Geology, v. 15, pp. 1443-1458.*
- Shenberger, D. M., et Barnes, H. L., 1989, Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 350°C. *Geochimica Cosmochimica Acta, v. 53, pp. 269-278.*
- Sibson, R.H., Robert, F., et Poulsen, H.K., 1988. High angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology, v. 16, pp. 551-555.*
- Sillitoe, R.H., 1988. Gold and silver deposits in porphyry systems, *dans: Schafer, R.W., Cooper, J.J., et Vikre, P.G., éditeurs, Geol. Soc. Nevada Symposium, Reno, Proc., pp. 233-257*
- Siriunas, J.M. 1994. A litho-geochemical study of the Granada Mine property, Granada, Québec. *Minroc Management Ltd on behalf of KWG Resources Inc.; NR&J Resource Associates Ltd. unpublished company report*
- Spence, C.D. 1967. The Noranda area. *Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie. Centennial Field Excursion, Northwestern Québec - Northeastern Ontario, pp. 36-39.*
- Spence, C.D. et de Rosen-Spence, A.F., 1975. The place of massive sulphide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Québec. *Economic Geology, v. 70, pp. 90-101.*
- Spence, C.D., 1975. Volcanogenic features of the Vauze sulphide deposit, Noranda, Quebec. *Economic Geology, v. 70, pp. 90-101.*
- Symons, P.M., Anderson, G., Beard, T.J., Hamilton, L.M., Reynolds, G.D., Robinson, J.M., Staley, R.W. et Thompson, C.M., 1990. Boddington gold deposit, *in F.W. Hughes ed. Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea. The Australian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne. pp. 165-169.*
- Tassé, N., Lajoie, J. et Dimroth, E., 1978. The anatomy and interpretation of an archaean volcanoclastic sequence, Noranda region, Quebec. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre, v. 15, pp. 874-888.*
- Tourigny, G. et Goutier, J., 1994. Géologie du secteur du lac Soufflot, région de Témiscamingue. *Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 94-02, 12 pages.*
- Trudel, P., 1978. Géologie de la région de Cléricy (comté d'Abitibi-Ouest). *Ministère de l'Énergie et des Ressources, DP 598, 152 pages.*
- Trudel, P., 1979. Le volcanisme archéen et la géologie structurale de la région de Cléricy. *D. Sc. A. Thèse, École Polytechnique, Montréal, Québec.*
- Ujike, O., 1985. Geochemistry of Archean alkalic volcanic rocks from the Crystal Lake area, east of Kirkland Lake, Ontario, Canada. *Earth and Planetary Science Letters, v. 73, pp. 333-344.*
- Verpaelst, P et Hocq, M., 1987. Géologie du Groupe de Hunter Mine, cantons de Poularies et de Privat. *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 87-06, carte annotée.*
- Verpaelst, P et Hocq, M., 1991. Géologie du Groupe de Hunter Mine dans les cantons de Poularies et de Privat. *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; ET 89-01, 30 pages.*
- Walker, S.D., 1981. Geology of the auriferous Chadbourne breccia, Noranda, Québec. *Mémoire de maîtrise. The University of Western Ontario, 96 pages.*
- Walker, S.D., et Cregheur, P., 1982. The Chadbourne Mine, Noranda Québec: a gold-bearing breccia. *in: Walker, T.L., 1930. Dalmatianite, the spotted greenstone from Amulet mine, Noranda, Québec. University of Toronto Studies, Geol. Ser. 29, pp. 9-12.*
- Webber, G.R., 1962. Variation in the composition of the Lac Dufault granodiorite. *Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie Bulletin, v. 55, no. 598, pp. 84-91.*
- Willoughby, N.O., 1993. Geology and structural interpretation of the Granada gold mine property, Rouyn Township, Québec. *Minroc Management Ltd on behalf of KWG Resources Inc.; NR&J Resource Associates Ltd. Rapport interne non publié.*
- Willoughby, N.O., 1994a. Geology, structure and gold mineralization on the Granada Extension property, Granada, Québec: documentation of exploration results from a program of 1993 geological mapping and 1994 diamond drilling, *Minroc Management Ltd on behalf of KWG Resources Inc.; NR&J Resource Associates Ltd. Rapport interne non publié.*
- Willoughby, N.O., 1994b. Report on reconnaissance diamond drilling on the Granada Mine Property, Granada, Québec: discussion of exploration results on 1994 (winter) drilling in the area of the No. 1 and No. 2 gold structures and the Cadillac zone. *Minroc Management Ltd on behalf of KWG Resources Inc.; NR&J Resource Associates Ltd. Rapport interne non publié.*
- Wilson, M.E., 1941. Noranda District, Québec. *Geological Survey of Canada, Memoir 229, 162 pages.*
- Wilson, M.E., 1962. Rouyn-Beauchastle map-areas, Québec. *Geological Survey of Canada. Memoir 315, 130 pages.*
- Wyman, D.A., et Kerrich, R., 1988. Alkaline magmatism, major structures, and gold deposits: implications for greenstone belt gold metallogeny. *Economic Geology, v. 83, pp. 454-461.*

- Wyman, D.A., et Kerrich, R., 1989a. Archean lamprophyre dykes of the Superior Province, Canada: distribution, petrology, and geochemical characteristics. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, pp. 4667-4697.
- Wyman, D.A., et Kerrich, R., 1989b. Archean shoshonitic lamprophyres associated with Superior Province gold deposits: Distribution tectonic setting, noble metal abundance and significance for gold mineralization. *Economic Geology Monograph* 6, pp. 651-667.
- Wyman, D.A., et Kerrich, R., 1993. Archean shoshonitic lamprophyres of the Abitibi Subprovince, Canada: Petrogenesis, age, and tectonic setting. *Journal of Petrology*, v. p.
- Zhang, P.L., Machado, N., Ludden, J. et Moore, D., 1993. Geotectonics constraints from U-Pb ages for the Blake River Group, the Kinojévis Group and the Normétal mine Area, Abitibi, Quebec. *Association Géologique du Canada-Association Minéralogique du Canada, congrès annuel conjoint*, Edmonton, programme et résumé, v. 18, pp. A114.

