

MB 2000-09

GEOLOGIE DE LA REGION DE VAL-D'OR, SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI - VOLCANOLOGIE PHYSIQUE ET EVOLUTION METALLOGENIQUE

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 

Géologie de la région de Val d'Or, Sous-province de l'Abitibi - Volcanologie physique et évolution métallogénique

**Éditeur:
Pierre Pilote**

Contributions de:

Georges Beaudoin, François Chabot, Michel Crevier, Jean-Philippe Desrochers,
Danielle Giovenazzo, Sébastien Lavoie, James Moorhead, Wulf Mueller, Petr Pelz,
Pierre Pilote, François Robert, Craig Scott, Alain Tremblay, Lev Vorobiev

MB 2000-09



2000

Québec 
Ministère des
Ressources naturelles

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC



Direction

Alain Simard

Service géologique du Nord-Ouest

Robert Marquis

Responsable du processus des études

Pierre Verpaelst

Manuscrit accepté pour publication le 00/06/15

Affiliation des auteurs

Georges Beaudoin (Université Laval)
François Chabot (Mines Aurizon)
Michel Crevier (Les Mines McWatters inc.)
Jean-Philippe Desrochers (Les Mines Aur inc.)
Danielle Giovenazzo (Falconbridge ltée)
Sébastien Lavoie (Université du Québec à Chicoutimi)
James Moorhead (Géologie Québec, MRN)
Wulf Mueller (Université du Québec à Chicoutimi)
Petr Pelz (Mine Louvicourt)
Pierre Pilote (Géologie Québec, MRN)
François Robert (Barrick Gold Corporation)
Craig Scott (Université du Québec à Chicoutimi)
Alain Tremblay (INRS Géoressources)
Lev Vorobiev (École Polytechnique de Montréal)

Lecture critique

Claude Dion

Édition

Pierre Pilote

NOTE

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

AVANT-PROPOS

Ce livret-guide présente la géologie et les divers styles de minéralisations rencontrés dans la région de Val-d'Or. Cette région se situe dans la partie sud-est de la ceinture de roches vertes constituant la sous-Province de l'Abitibi, Province du Supérieur. La région de Val-d'Or, un district minier de classe mondiale qui a produit plus de 400 tonnes d'or, est mieux connue pour ses gisements filoniens aurifères. Ces gisements sont caractérisés par des veines de quartz-carbonate et des zones de remplacement encaissées dans des zones de cisaillement prenant place dans des roches mafiques et, localement, dans des intrusions felsiques. Ce district contient aussi plusieurs gîtes de sulfures massifs volcanogènes (SMV), le plus important étant celui de Louvicourt. La plupart des indices de pegmatites granitiques minéralisées en Li, Be et Ta de la sous-Province de l'Abitibi se retrouvent dans la partie nord de cette région, dans et autour du Batholite de Preissac-La Corne.

Le but de ce livret-guide, qui s'inspire des excursions et réunions antérieures de Latulippe (1966; 1976a), Imreh et al. (1979), Germain (1982), Hubert et Robert (1986), Simard et Chartrand (1989), Rive et al. (1990), Sullivan et al. (1990), Robert et al.

(1990b), Chartrand (1991), Tourigny (1995b) et Pilote et al. (1998a), est de familiariser les participants avec la géologie de la partie centrale de la région de Val-d'Or, plus spécifiquement avec la Formation de Val-d'Or (Imreh, 1984). Il s'agit d'une séquence de volcanites effusives et explosives de composition mafique à felsique (Sharpe, 1968) qui représente l'unité-hôte de la plupart des gîtes de SMV de cette région. Cette ceinture est devenue au cours des dernières années un terrain privilégié pour l'exploration en métaux usuels, suite à la découverte en 1989 du gisement Louvicourt. Cette excursion consiste en des visites d'affleurements et d'indices minéralisés, ainsi qu'en des visites de mines.

REMERCIEMENTS

La préparation de ce livret-guide a requis la contribution et les efforts de nombreuses organisations et compagnies. Nous aimerions remercier les Ressources Aur Inc., Mines Aurizon, Mines McWatters, Falconbridge Ltée, Cambior, le Département des Sciences Appliquées de l'Université du Québec à Chicoutimi et le Ministère des Ressources naturelles du Québec.

L'éditeur: Pierre Pilote

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	iii
REMERCIEMENTS	iii
TABLE DES MATIÈRES	v
PARTIE A - DÉVELOPPEMENT D'UN ARC VOLCANIQUE, LA RÉGION DE VAL-D'OR, CEINTURE DE L'ABITIBI - VOLCANOLOGIE PHYSIQUE ET ÉVOLUTION MÉTALLOGÉNIQUE	1
INTRODUCTION	1
HISTORIQUE DES TRAVAUX DANS LA RÉGION DE VAL-D'OR	2
PROBLÉMATIQUE DE LA RÉGION DE VAL-D'OR	8
SÉQUENCE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE	8
ROCHES PLUTONIQUES	13
ZONE TECTONIQUE DE CADILLAC	14
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	15
PARTIE B - EXCURSION	21
SECTION 1A - VOLCANOLOGIE DE LA FORMATION VAL-D'OR	21
SECTION 1B - MINÉRALISATION AURIFÈRE À LA MINE KIENA	39
SECTION 2 - GÉOLOGIE DE LA MINE LOUVICOURT	47
SECTION 3A - MINÉRALISATION AURIFÈRE DANS LE PLUTON DE BOURLAMAQUE : LA MINE BEAUFOR	65
SECTION 3B - MINÉRALISATION NICKELIFÈRES DANS LE SECTEUR LA MOTTE- VASSAN: LA MINE MARBRIDGE	73
SECTION 4A - STRUCTURE INTERNE DE LA ZONE TECTONIQUE DE CADILLAC: LA PROPRIÉTÉ ORENADA ZONE 2	81
SECTION 4B - SECTION 4B - MINÉRALISATION DE TYPE SKARN DANS LE SECTEUR D'AKASABA	87
RÉFÉRENCES	97

PARTIE A - DÉVELOPPEMENT D'UN ARC VOLCANIQUE, LA RÉGION DE VAL-D'OR, CEINTURE DE L'ABITIBI : VOLCANOLOGIE PHYSIQUE ET ÉVOLUTION MÉTALLOGÉNIQUE

Pierre Pilote

Ministère des Ressources naturelles du Québec,
545 boul. Crémazie Est, bur. 1110, Montréal, H2M 2V1

James Moorhead

Ministère des Ressources naturelles du Québec / Service Géologique du Nord-Ouest,
400 boul. Lamaque, Val-d'Or, J9P 3L4

et Wulf Mueller

Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi,
555 boul. Université, Chicoutimi, G7H 2B1

INTRODUCTION

La région de Val-d'Or est située dans la Zone Volcanique Sud (Chown et al., 1992) de la sous-Province géologique de l'Abitibi (Goodwin et Riddler, 1970) dans le nord-ouest québécois (Figures A1 et A2). Les roches supracrustales de la région de Val-d'Or consistent en un assemblage volcano-sédimentaire d'âge Archéen composé de roches volcaniques et volcanoclastiques ultramafiques, mafiques et felsiques (2714 ± 2 Ma à 2704 ± 2 Ma; Wong et al., 1991; Pilote et al., 1997, 1998a, b et c, 1999; Scott et al., 1998 et 1999) séparées par d'étroites bandes de roches sédimentaires épicastrales (plus jeunes que 2691, 2688 et 2687 Ma; Davis, 1991; Mortensen et Card, 1993).

Toutes ces lithologies, métamorphisées au faciès des schistes verts, s'orientent est-ouest et sont inclinées fortement vers le nord. Ce grain structural leur est conféré par une schistosité de flux pénétrante orientée subparallèlement à la surface enveloppante des grandes unités lithologiques. De nombreux plutons et dykes d'âge Archéen et de composition dioritique-tonalitique à monzonitique recoupent la séquence volcanique.

L'une des principales caractéristiques structurales de la région est la Zone Tectonique de Cadillac-Larder Lake (Figure A2). Pour alléger le texte, le terme "Zone Tectonique de Cadillac" (ZTC) sera plutôt utilisé dans ce document. Celle-ci traverse d'est en ouest toute la portion sud de la région (Figures A2 et A3). Cette zone de faille et ses nombreuses cassures subsidiaires ont été actives durant une longue période de temps. Celle-ci s'étend depuis la collision entre les roches de la sous-

Province de l'Abitibi avec les roches du Groupe de Pontiac, jusqu'à l'accumulation et la déformation des roches sédimentaires d'âge Témiscamingue (i.e. 2676-2681 Ma; Corfu, 1993). La ZTC présente également une géométrie complexe, en partie illustrée par la coexistence d'indicateurs de mouvements subverticaux et subhorizontaux (Robert, 1989b).

La description de la géologie de la région de Val-d'Or est tirée en grande partie des travaux de synthèse de Sharpe (1968), d'Imreh (1974a, 1974b, 1978, 1979, 1980, 1984, 1987, 1990), d'Imreh et Trudel (1987, 1990), de Desrochers et al. (1991a, 1991b,



Figure A1: Géologie de la Province du Supérieur (Card et Ciesielski, 1986).

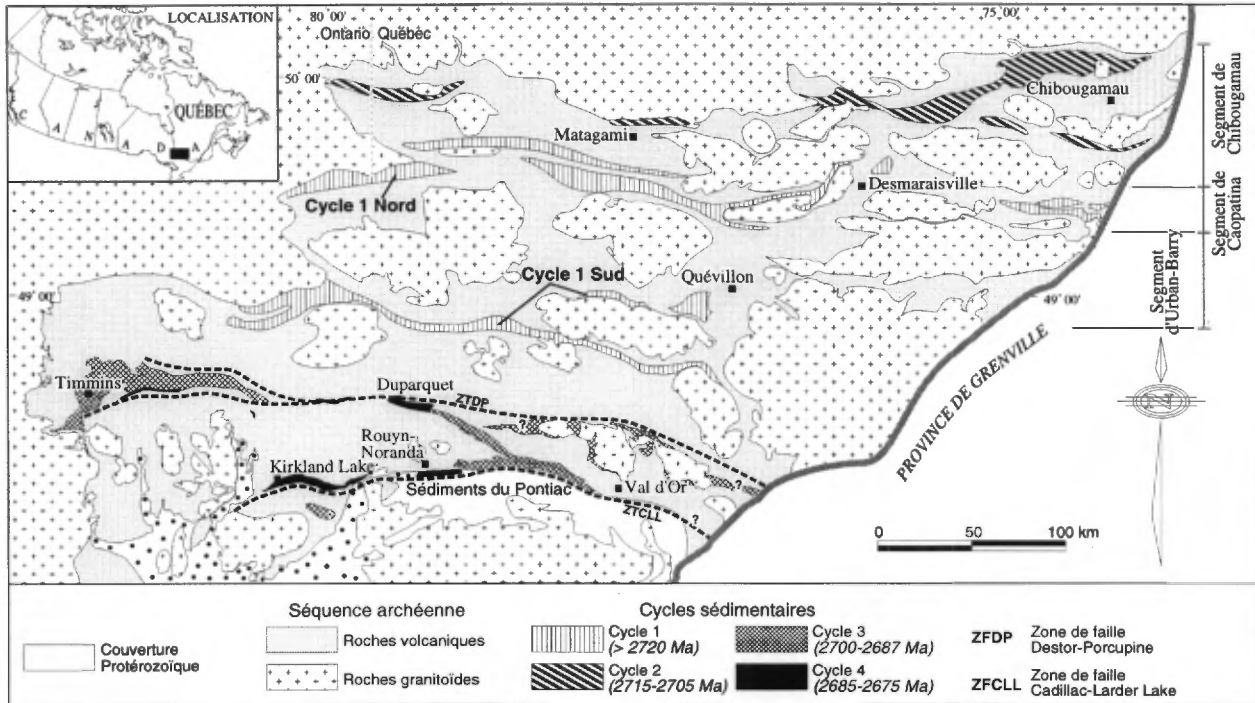


Figure A2: Géologie simplifiée de la sous-Province de l'Abitibi et localisation de la région de Val-d'Or (modifiée de Mueller et Donaldson, 1992). ZTCLL = Zone Tectonique de Cadillac-Larder Lake; ZTDP = Zone Tectonique de Destor-Porcupine.

1993a, 1996a et 1996b) et de Tourigny et al. (1998), et de l'intégration des nombreux travaux régionaux réalisés depuis le début des années '40 jusqu'à nos jours (Norman, 1941 à 1948; Germain, 1972; Latulippe, 1966, 1976a, b et c, 1982; Alsac et Latulippe, 1977 et 1979; Babineau, 1983, 1985; Imreh, 1984; Girault, 1984 et 1986; Rocheleau et al., 1986, 1997). Pour une description détaillée des unités géologiques et de l'historique des travaux géologiques de la région de Val-d'Or, le lecteur est invité à consulter Imreh (1984), Chartrand (1991), Desrochers et al. (1996a, 1996b), Tourigny et al. (1998) et Jenkins et Brown (1999).

HISTORIQUE DES TRAVAUX DANS LA RÉGION DE VAL-D'OR

L'intérêt des prospecteurs pour la région de Val-d'Or a été encouragé par la découverte de filons aurifères à l'extrémité ouest du Batholite de Bourlamaque en 1911 (Tardif, 1989). Cette découverte amena de nombreux prospecteurs dans la région et ceux-ci trouvèrent rapidement plusieurs autres indices d'or. Au milieu des années '20, James et Mawsley (1925), qui cartographiaient dans le secteur de Malartic, ont fourni les premières cartes géologiques sommaires des cantons La Motte, Malartic et Fournière. Ils ont conclu que toutes les

strates possédaient des sommets stratigraphiques dirigés vers le sud; ces auteurs ont également décrit les différentes phases intrusives rencontrées. À la fin des années '30, H.C. Gunning et J.W. Ambrose (1939, 1940) ont refait la cartographie de la région qui avait été couverte par James et Mawsley et ont mis en évidence des inversions de polarité qui les ont conduits à proposer que la région était affectée par un synclinal important, nommé le "synclinal de Malartic". Leurs travaux ont été publiés sous forme de rapports et de cartes géologiques à l'échelle de 1:12 000 (Gunning, 1936; Gunning et Ambrose, 1939, 1940). Les résultats de leurs travaux les ont menés à diviser l'empilement stratigraphique en deux séquences sédimentaires et deux séquences volcaniques, soit les groupes de Kewagama et de Cadillac ainsi que les groupes de Malartic et de Blake River respectivement. À cette époque le Groupe de Kewagama comprenait les groupes de Kewagama et de Pontiac actuels; le Groupe de Blake River incluait pour sa part les groupes de Blake River et de Piché actuels. Presque tout de suite après ces travaux, Norman a poursuivi la cartographie plus à l'est et au nord dans les cantons de Vassan et de Dubuisson (Norman, 1941, 1942 a,b), de Bourlamaque (Norman, 1943 a,b), ainsi que dans le canton de La Motte (Norman, 1944). Cet auteur a continué à utiliser les divisions proposées par

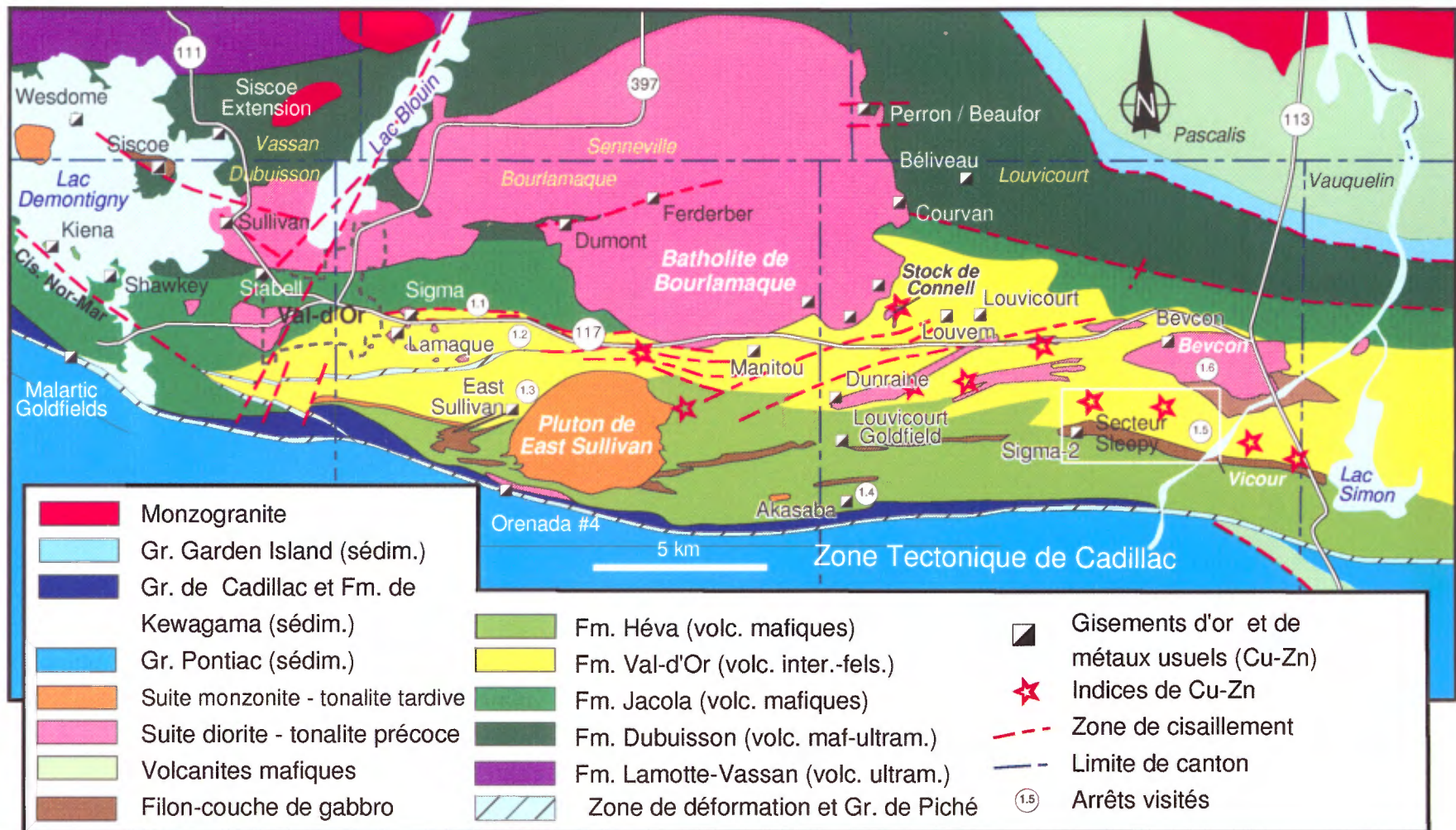


Figure A3: Géologie simplifiée de la région de Val-d'Or (modifiée de Imreh, 1984; Robert, 1989b; Desrochers et al., 1996a; Pilote et al., 1997, 1998a, b et c, 1999). Cis. Nor-Mar = cisaillement Norbenite-Marbenite.

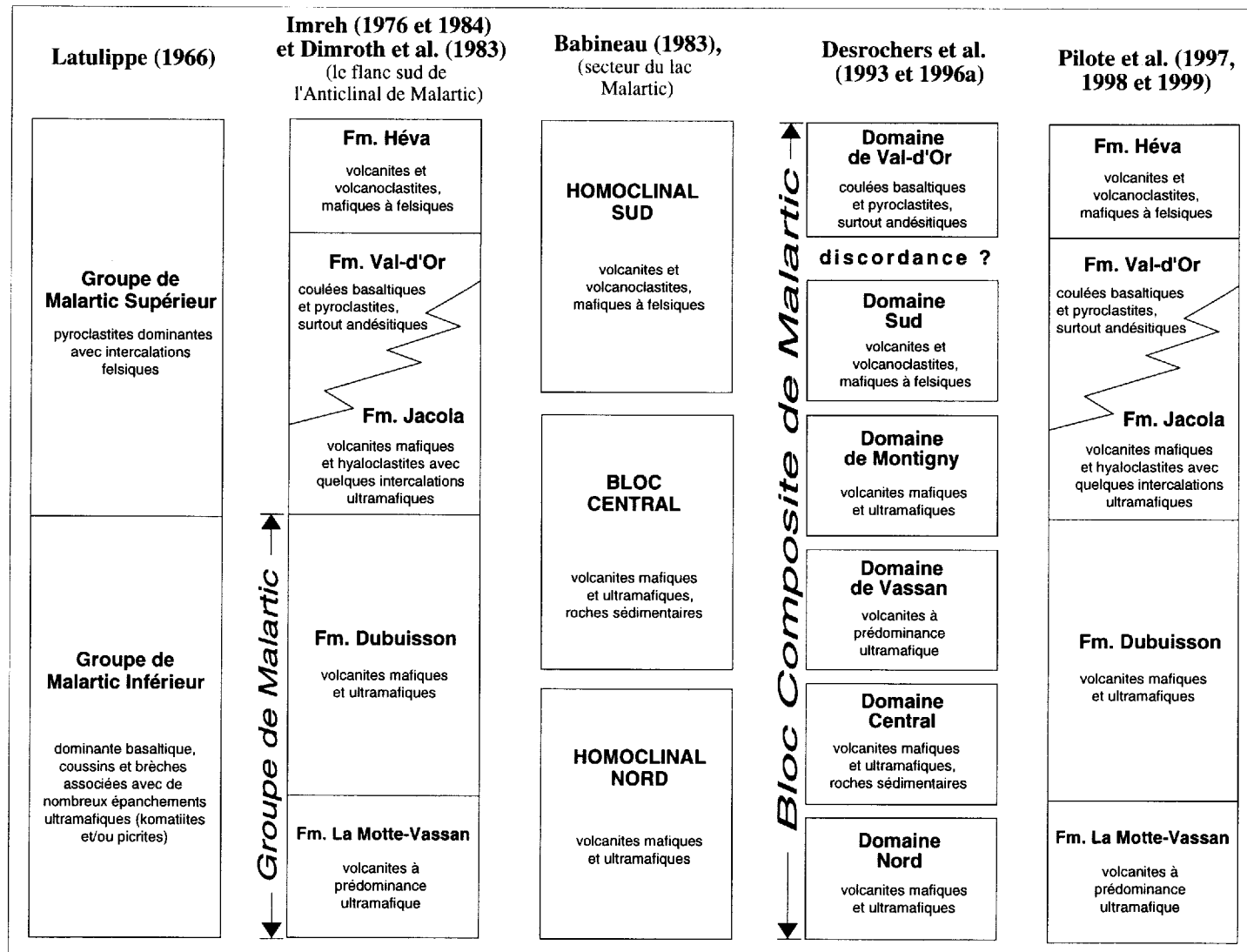


Figure A4: Interprétations stratigraphiques historiques du Groupe de Malartic dans la région de Val-d'Or selon différents auteurs. Il est à noter que pour Imreh (1976, 1984), le Groupe de Malartic ne se compose que des formations La Motte-Vassan et Dubuisson, la Formation de Caste était restreinte au flanc nord de l'Anticlinal de Malartic. Les formations Jacola, Val-d'Or et Héva constituaient des entités plus jeunes, qui se sont développées sur le Groupe de Malartic. La coupe examinée par Babineau (1983) était située dans la région du lac Malartic. Les travaux plus récents de Pilote et al. (1997, 1998, 1999) tendent à confirmer les grands traits des interprétations d'Imreh (1984).

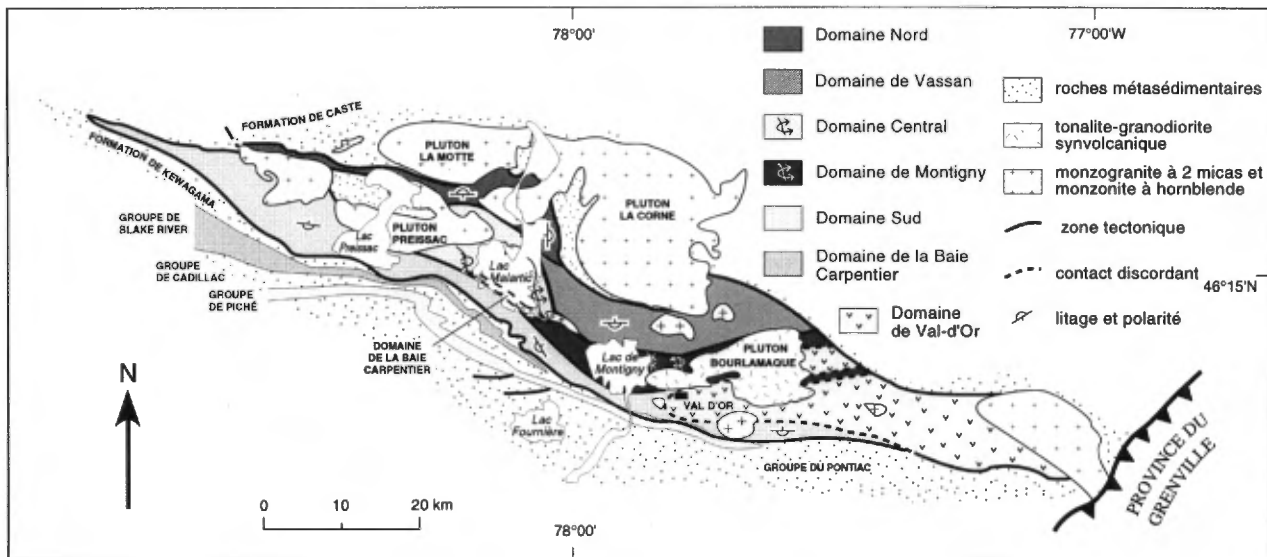


Figure A5: Carte géologique du Bloc Composite de Malartic (BCM) et des groupes géologiques adjacents, modifiée de Desrochers et al. (1996a).

Gunning et Ambrose (1939) en émettant toutefois certaines réserves sur les corrélations stratigraphiques que proposaient ces derniers.

Au milieu des années '60, M. Maurice Latulippe, alors géologue-résident au Ministère des Richesses naturelles du Québec pour le secteur de Val-d'Or, a effectué une synthèse des mines de la région. Il a établi des corrélations entre les minéralisations et leur position stratigraphique. Il a de plus proposé que le Groupe de Malartic soit divisé en deux parties (Figure A4), le Malartic inférieur pour la partie la plus au nord et le Malartic supérieur pour la partie la plus au sud (Latulippe, 1966).

Alors que le caractère effusif des roches komatiitiques était identifié avec les travaux de Viljoen et Viljoen (1969) en Afrique du Sud, Imreh (1974a et 1974b) a tôt fait de reconnaître que les masses ultramafiques présentes dans la portion nord de la région étaient des coulées volcaniques komatiitiques et non pas des grandes masses intrusives de composition péridotitique telles qu'elles étaient interprétées jusqu'alors (Latulippe, 1966). En se basant sur des inversions de polarités dans les coulées volcaniques, Imreh a proposé que le Groupe de Malartic soit traversé d'est en ouest par un anticlinal qu'il nomma alors "Anticlinal de La Motte-Vassan". En 1984, il publia une carte synthèse couleur à l'échelle de 1: 250 000 qui résultait de nombreuses années (1972-1981) de cartographie faite par lui-même et ses assistants. Le flanc sud de cet anticlinal est plus volumineux et forme la structure dominante de la région (Imreh, 1984). Selon cette interprétation les roches volcaniques forment une séquence concordante, subverticale,

orientée E-W à polarité vers le sud. Au nord, la partie inférieure de la séquence débute par des laves komatiitiques (la Formation de La Motte-Vassan) surmontées par un empilement de basaltes tholéiitiques, la Formation de Dubuisson (Figure A4). Un tuf felsique intercalé dans les komatiites de la Formation de La Motte-Vassan a livré un âge de 2714 ± 2 Ma (Pilote et al., 1997; 1998b et 1998c), ceci établissant l'âge des premières unités volcaniques situées à la base du Groupe de Malartic. Le volcanisme de ces deux dernières formations est interprété comme étant caractéristique des plaines sous-marines hypabyssales.

Selon la nomenclature d'Imreh (1984), le terme Groupe de Malartic est limité aux formations de La Motte-Vassan et de Dubuisson. Les laves basaltiques-komatiitiques sont surmontées par un assemblage volcanique interprété comme des complexes centraux reliés à un volcanisme d'arc insulaire. La base et les flancs des complexes centraux sont formés par une unité de transition, la Formation de Jacola, composée de laves et de brèches de composition komatiitique à basaltique (Figure A4). Cette unité est surmontée par la Formation Val-d'Or, laquelle se compose de laves et de volcanoclastites intermédiaires à felsiques d'affinité transitionnelle à calco-alcaline. Cette affinité transitionnelle s'avère communément un trait caractéristique des édifices volcaniques felsiques fertiles en gisements de type sulfures massifs volcanogènes ou "SMV" (Leshner et al., 1986; Barrie et al., 1993). La Formation Val-d'Or a été datée à 2704 ± 1 Ma dans le secteur de la mine Lamaque (Machado et Gariépy 1994), à 2705 ± 1 Ma près du

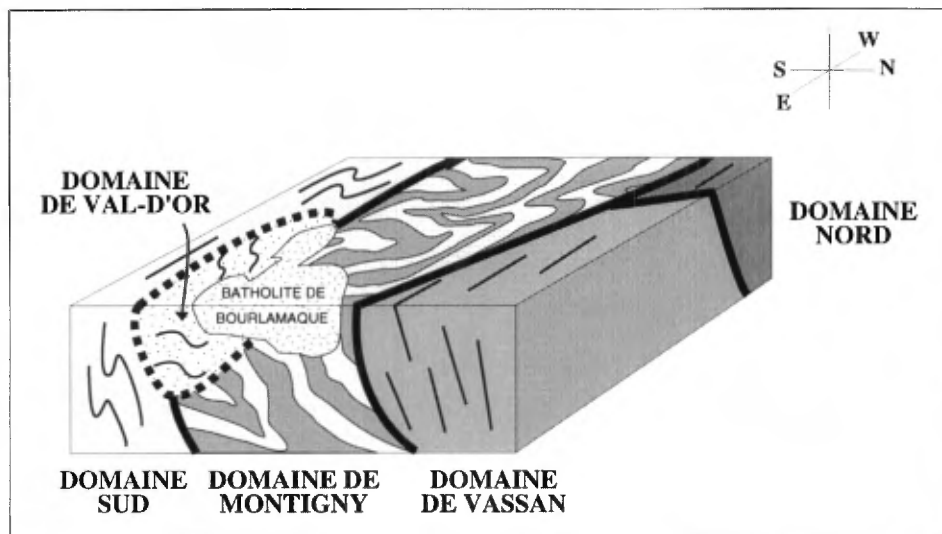


Figure A6: Représentation schématique du Bloc Composite de Malartic, tel qu'interprété par Desrochers et al. (1996a).

village de Colombière (Wong et al., 1991), et à 2704 ± 2 Ma à la mine Louvicourt (Pilote et al., 1998a et c).

Au sud la Formation Héva, l'unité volcanique située au sommet du Groupe de Malartic, est composée principalement de basaltes tholéiitiques et d'andésites. Au contact nord de la Formation d'Héva avec la Formation Val-d'Or, le Filon-couche de Vicour, une intrusion gabbroïque différenciée, a livré un âge de 2706 ± 1 Ma (Machado et Gariépy, 1994). Plus au sud, au sommet de la Formation Héva, un tuf felsique a livré un âge de 2702 ± 1 Ma (Pilote et al., 1998b et c).

Parallèlement aux travaux d'Imreh, Babineau (1983, 1985) a cartographié la région au nord de Malartic, dans la région de La Motte et du lac Malartic. Ses travaux l'ont amené à proposer une nouvelle division du "Groupe de Malartic" (Figure A4) basée sur des divisions tectono-stratigraphiques. Cet auteur a proposé que le secteur de la mine Marbridge et du lac Malartic soit divisé en 3 entités tectono-stratigraphiques distinctes qu'il nomma l'Homocline Nord, le Bloc Central et l'Homocline Sud.

D'autres travaux, effectués sensiblement à la même période (Babineau, 1982; Parent, 1985) dans les groupes de Malartic et de Blake River, ont permis de définir la géochimie de ces roches ainsi que de préciser leur environnement tectonique. Des études axées principalement sur la géologie structurale dans les groupes sédimentaires adjacents (Tourigny, 1984; Bouchard, 1979, 1980; Sansfaçon et Hubert, 1990) ont montré que ces roches sédimentaires ont des contacts faillés avec les roches volcaniques et

ne peuvent pas être en continuité stratigraphique simple avec ces dernières.

Plusieurs études sur les mines ont été effectuées lors de travaux de maîtrises et de doctorats dans diverses universités ainsi que par l'équipe de P. Trudel et P. Sauvé. On peut retrouver la synthèse et les références propres à chacun des gîtes dans Imreh et Trudel (1990), Sauvé et al. (1993a) et Jenkins et Brown (1999). Une étude sur les zones de cisaillement ainsi que sur la minéralisation en or a été produite par Robert (1990a et c; 1991; 1996a) pour le secteur de Val-d'Or.

Au début des années '90, la région de Val-d'Or - Malartic a fait l'objet de travaux de cartographie détaillés par Desrochers et son équipe (voir Desrochers et al., 1991a et b, 1993a, 1996a, 1996b). Ces auteurs (Figure A4) ont subdivisé l'assemblage volcanique limité au nord par les sédiments du Groupe de Caste et au sud par les sédiments du Groupe de Kewagama, correspondant au Groupe de Malartic de Latulippe (1966), en 7 domaines tectono-stratigraphiques. Ces domaines, délimités par des failles importantes, sont collectivement désignés comme le Bloc Composite de Malartic ou "BCM" (Figures A5 et A6). Cette subdivision est basée sur les caractéristiques lithologiques, géochimiques et structurales propres à chaque domaine. Cette interprétation considère le BCM comme un collage d'ensembles lithotectoniques allochtones. Une des interprétations importantes de ce modèle est que le domaine de Val-d'Or, qui correspond à la Formation Val-d'Or d'Imreh (1984), reposerait en discordance sur un collage tectonique de volcanites mafiques déjà déformés (Figure A5). Une première phase de déformation aurait produit,

dans les domaines mafiques et ultramafiques, des failles de chevauchement ductiles, la rotation des strates en position renversée et des plis serrés à isoclinaux avec une schistosité faiblement développée. Cette phase de déformation serait responsable de la juxtaposition tectonique des différents domaines. Une deuxième phase de déformation, divisée en trois incréments, a produit une schistosité pénétrative régionale, orientée E-W, qui est parallèle aux plans axiaux de plis E-W à plongée abrupte. Dans les interprétations formulées par Desrochers et al. (1996a, 1996b), le synclinal de Malartic (Gunning et Ambrose, 1939, 1940) et l'anticlinal de La Motte-Vassan (Imreh, 1984), de même que les subdivisions et les corrélations stratigraphiques d'Imreh (1984) et de Dimroth et al. (1982), sont abandonnées (Figure A4).

PROBLÉMATIQUE DE LA RÉGION DE VAL-D'OR

Dans la partie sud de l'Abitibi et, par incidence, dans le secteur de Val-d'Or - Malartic, deux modèles géologiques fondamentalement distincts sont proposés pour expliquer l'agencement géométrique des groupes lithologiques (Figure A4).

Un premier modèle, d'ordre stratigraphique, proposé par Gunning et Ambrose (1940) et soutenu par Imreh (1984), suppose que les groupes présentent des contacts stratigraphiques simples et que l'ensemble est affecté de plis et/ou failles qui permettent la répétition des groupes sédimentaires et volcaniques.

Un deuxième modèle, préconisé par Norman (1942a, 1942b), Babineau (1983, 1985), Babineau et al. (1983), Tourigny (1984), Ludden et Hubert (1986), Ludden et al. (1986), Tourigny et al. (1988), Hubert (1990), Sansfaçon et Hubert (1990) et Desrochers et al. (1996a et 1996b), implique que les contacts entre les différents groupes lithologiques sont faillés et qu'aucune corrélation simple ne peut être établie entre ceux-ci en utilisant le principe de superposition.

Dans l'esprit du premier modèle, l'agencement des coulées de lave de la partie centrale du "Groupe de Malartic" a été interprété comme étant le résultat d'un empilement d'unités volcaniques qui se répète de part et d'autre d'un anticlinal déjeté traversant la région d'est en ouest (Imreh, 1984). Dans la région du lac Malartic, les travaux de Babineau (1983, 1985) et Babineau et al. (1983) ont amené l'interprétation que le Groupe de Malartic était plutôt divisé en trois domaines tectonostratigraphiques distincts, sans corrélations stratigraphiques simples entre eux. S'appuyant sur ces derniers travaux, Desrochers et

al. (1993b, 1996a, 1996b) proposent que la géométrie actuelle des différentes unités géologiques de la région de Val-d'Or est le résultat de l'accilage de différents plateaux océaniques (voir Kimura et al., 1993) sur une marge préexistante. Il propose donc d'utiliser l'expression "Bloc Composite de Malartic", plutôt que Groupe de Malartic tel que défini historiquement par Latulippe (1966). Les divers schémas stratigraphiques historiquement développés sont présentés à la Figure A4.

La datation de zircons par le méthode U-Pb a permis d'établir certaines balises dans l'interprétation de la région de Val-d'Or (Tableaux A1 et A2). Les grandes unités sédimentaires de ce secteur sont plus jeunes d'au moins 10 Ma que les roches volcaniques les plus jeunes (Feng et Kerrich, 1991; Davis, 1991). Ainsi, l'interprétation qui place ces sédiments comme des intercalations dans l'empilement volcanique (voir Imreh, 1984; et Dimroth et al., 1982) n'est pas valable. Les récentes datations réalisées dans les unités volcaniques (Pilote et al., 1998b) indiquent toutefois que l'empilement s'est déposé durant une période maximale de 10 à 12 Ma, soit de la base de la Formation de La Motte-Vassan (le secteur Marbridge) jusqu'aux formations Val-d'Or et Héva (Tableau A2). Ces nouveaux âges sont en accord avec le modèle stratigraphique d'Imreh (1984).

Le débat entre ces deux interprétations, soit le modèle stratigraphique et le modèle structural, n'est toujours non-résolu pour la partie SE de la sous-Province de l'Abitibi. Toutefois, les récents travaux géologiques et géochronologiques réalisés par le MRN (Pilote et al., 1997, 1998a et c, 1999; Scott et al., 1998 et 1999; Mueller et Pilote, 1999) tendent à montrer que certaines composantes de l'assemblage volcanique sont solidaires les unes des autres. Un projet du MRN comprenant des travaux de géochronologie, de volcanologie et de géochimie est présentement en cours et permettra d'amener de nouveaux éléments à ce débat.

SÉQUENCE VOLCANO-SÉDIMENTAIRE

Cadre général

Du sud au nord se retrouve le Groupe de Pontiac, le Groupe de Piché, le Groupe de Cadillac, le Groupe de Blake River, le Groupe de Kewagama, le Groupe de Malartic ainsi que le Groupe du lac Caste (Figures A3 et A5). Cet assemblage volcano-sédimentaire est recoupé de dykes et de plutons pré- à post-tectoniques, dont les compositions varient de tonalitique à granitique. Toutes ces roches sont elles-

mêmes traversées par des dykes de diabase d'âge protérozoïque d'orientation NE-SW.

Toutes les roches du secteur ont été métamorphisées au faciès des schistes verts lors de l'orogénèse kénoréenne, à l'exception des dykes de diabase et des masses granitiques tardives. Des auréoles de métamorphisme de contact ayant atteint le faciès amphibolite sont observées au pourtour des plutons tardi-tectoniques. L'âge du métamorphisme régional dans la région de Val-d'Or est moins bien défini. Hanes et al. (1992 et 1994) ont rapporté un âge Ar/Ar provenant d'amphiboles à la mine Sigma indiquant que le métamorphisme s'est produit entre 2690 et 2675 Ma (Tableaux A1 et A2). Ces données sont en accord avec l'âge de 2684 ± 7 obtenu par Wong et al. (1991) par la méthode U-Pb sur des cristaux de rutile métamorphique provenant de la rhyolite de Colombière, située à environ 15 km à l'est de Val-d'Or.

Les roches des unités volcaniques et sédimentaires ont subi deux phases de déformation majeures. La première phase (D₁) fait l'objet d'une controverse et elle est interprétée variablement comme ayant produit des plis sans schistosité orientés E-W à localement NW-SE (Dimroth et al., 1983a) ou essentiellement des plis NW-SE (Babineau, 1983, 1985). La seconde phase de déformation (D₂) est représentée généralement par une schistosité E-W et elle est interprétée de façon unanime par les auteurs comme la résultante d'une compression N-S (Dimroth et al., 1983a; Robert, 1989b, 1990a et c; Hubert, 1990; Desrochers et al., 1996a).

Les descriptions des groupes volcano-sédimentaires seront présentées dans un ordre chronologique, c'est-à-dire en commençant par les roches les plus vieilles en allant vers les roches les plus jeunes.

Le Groupe de Malartic

Les roches volcaniques seront décrites avec la nomenclature d'Imreh (1984; Figure A4). Des descriptions détaillées des faciès volcaniques des formations et/ou de chaque unité stratigraphique sont présentées dans Imreh (1984), Desrochers et al. (1996a) et Rocheleau et al. (1997) et ne seront pas répétées ici.

Les roches volcaniques du Groupe de Malartic représentent les roches les plus vieilles à s'être mises en place dans le secteur (âge minimum de 2714 ± 2 Ma pour les volcanites komatiitiques à la base du Groupe de Malartic; Pilote et al., 1997 et 1998a et c). Les âges de roches volcaniques les plus récents proviennent des rhyolites de la Formation Val-d'Or (2705 ± 1 Ma (Wong et al., 1991); 2704 ± 1 Ma

(Machado et Gariépy, 1994) et 2704 ± 2 Ma (Pilote et al., 1998a et c). Postérieurement à la mise en place des roches volcaniques se sont déposés les sédiments qui forment maintenant les groupes du lac Caste (2691 ± 8 Ma; Feng et Kerrich, 1991), de Kewagama (2687 Ma; Davis, 1991), de Cadillac (2688 Ma; Davis, 1991), et du Pontiac (2683 ± 1 Ma; Mortensen et Card, 1993). L'âge des volcanites du Groupe de Blake River, établi entre 2703 Ma et 2698 Ma dans le secteur de Rouyn-Noranda (Nunes et Jensen, 1980; Mortensen, 1993) est comparable à celui de la Formation Val-d'Or (FVO). Toutefois, les relations stratigraphiques entre les roches du Groupe de Malartic, d'une part, et les volcanites des groupes de Piché et de Blake River, d'autre part, ne sont pas clairement établies en raison d'un manque de datation pour les roches du Piché et également du caractère faillé des contacts entre ces grands ensembles lithologiques. Certaines données géochronologiques permettent toutefois d'affirmer que les roches de tous les groupes sédimentaires sont plus jeunes que les roches volcaniques du Groupe de Malartic.

Le Groupe de Piché

Les roches du Groupe de Piché affleurent peu dans la région étudiée. Historiquement, l'emplacement des roches de ce groupe coïncide avec la localisation de la Zone Tectonique de Cadillac (ZTC). Cette zone est identifiée comme étant une bande de schistes à talc-chlorite ou à talc-chlorite-carbonate (Gunning et Ambrose, 1940). Toutefois, les roches de cette zone tectonique n'ont pas toutes été affectées au même degré, à cause de l'hétérogénéité de la distribution de la déformation. Dans les secteurs où la déformation est moins importante, les roches protégées ont conservé leur texture primaire alors qu'ailleurs, les roches ont été transformées en schistes. Ces schistes se présentent sous forme de bandes de quelques centimètres à plusieurs mètres de largeur qui convergent et divergent les unes des autres pour former un système anastomosé. Les roches peu déformées se retrouvent alors englobées par ces bandes de schistes et sont typiquement discontinues. Les types de roches rencontrées sous terre et en forage sont de composition basaltique à komatiitique (Sansfaçon et Hubert, 1990). Cependant en surface, dans les secteurs peu déformés, les roches rencontrées sont essentiellement de composition ultramafique et montrent des textures de cumulat à olivine. Des spinifex sont alors localement préservés. Avec l'augmentation de l'altération dans les régions peu

déformées, la proportion de trémolite et de carbonate augmente proportionnellement.

Roches sédimentaires

Formation de Caste

Les roches de la Formation de Caste (Imreh, 1984) sont situées immédiatement au pourtour du pluton de La Corne et sont coincées entre celui-ci et les roches volcaniques de la Formation de La Motte-Vassan (Figure A2). La bande de roches sédimentaires attribuées à ce groupe semble se poursuivre vers l'ouest, au-delà de la limite où se pince le Groupe de Malartic. Les roches sédimentaires sont essentiellement représentées par une alternance de wackes et de pélites intensément déformés. De rares textures primaires peuvent encore être identifiées dans ces roches. Le rubanement minéralogique est subparallèle à la schistosité principale et montre des évidences d'aplatissement intense et de forte transposition. Ce rubanement ou litage tectonique est aussi parallèle au contact des roches sédimentaires avec les volcanites.

Formation de Kewagama

La Formation de Kewagama (Imreh, 1984) s'étend depuis la faille Porcupine-Destor dans la région de Rouyn-Noranda jusqu'au sud de la mine Camflo. Dans la région de Malartic, cette formation est essentiellement constituée de bancs de grès d'une épaisseur moyenne de 15 cm, de lits de pélites de 5 cm d'épaisseur, d'un horizon de grès conglomératique d'un maximum de 20 m d'épaisseur et d'horizons de formations de fer de quelques mètres de large. La plupart des lits de grès sont bien granoclassés. En affleurement, les lits de grès présentent une couleur d'altération beige, alors que ceux de pélite sont plutôt brunâtres.

Groupe de Cadillac

Le Groupe de Cadillac est limité au sud par la ZTC et au nord par les roches du Groupe de Blake River. Il affleure dans la partie ouest de la région étudiée et semble se poursuivre à l'est le long de la Zone Tectonique de Cadillac (Robert, 1989b et 1990a). Le Groupe de Cadillac comprend des wackes quartzitiques, des wackes feldspathiques contenant une forte quantité de quartz, des pélites ainsi que des conglomérats polymictes. Les formations de fer rencontrées dans la région de Malartic (Bouchard, 1979) semblent absentes dans la région de Val-d'Or. Cependant, une unité conglomératique affleurant à l'entrée du chemin de la mine Camflo, près de la

route 117, renferme des fragments de formation de fer.

Les conglomérats sont de nature polymicte avec des fragments de roches porphyriques à feldspath et/ou à quartz, de roches sédimentaires (grès, pélites, formation de fer) ainsi que de roches volcaniques mafiques. Ces fragments peuvent atteindre occasionnellement jusqu'à 50 cm de longueur, mais généralement leur grand axe fait moins environ 6 cm. Les fragments de roches porphyriques étant plus résistants à la déformation, ils se présentent sous une forme assez arrondie alors que les fragments de roches sédimentaires et volcaniques sont plus aplatis et étirés. La matrice de ces conglomérats est constituée d'une fraction gréseuse composée de quartz et de feldspath.

Des analyses radiométriques effectuées sur des zircons détritiques prélevés dans les roches de ce groupe ont donné un âge maximum de 2688 Ma (Davis, 1991). L'observation ponctuelle d'une surface d'érosion entre les roches des groupes de Piché et de Cadillac (Gorman, 1986a et 1986b), utilisée en conjonction avec la datation des roches du Groupe de Cadillac, permet de suggérer que ces dernières se sont déposées après l'activité volcanique du Groupe de Piché et environ 12 millions d'années après la mise en place de la Formation Val-d'Or.

Groupe de Pontiac

Dans la région de Val-d'Or, le Groupe de Pontiac couvre toute la partie située au sud de la ZTC. Les lithologies y sont homogènes et représentées par des grès (60%) et des pélites (40%). Quelques petites bandes de tuf de composition mafique sont aussi observées; ces tufs constituent moins de 1% des lithologies. En affleurement, les roches du Groupe de Pontiac présentent une couleur d'altération brun pâle pour les grès allant jusqu'au brun foncé pour les pélites. Les tufs se démarquent des autres lithologies par leur couleur verdâtre et leur aspect poreux.

Le niveau de déformation est variable. Au sud de la ZTC, le litage et les textures primaires sont communément préservées. Ailleurs dans des régions plus déformées, ces roches sédimentaires présentent un rubanement tectonique qui se superpose sur des segments plus ou moins longs du véritable plan stratigraphique. À l'intérieur de ces rubans tectoniques, les roches sont en de rares endroits peu déformées, la recristallisation métamorphique moins développée et les textures clastiques primaires peuvent être alors localement conservées. Ces dernières indiquent un protolite de wacke feldspathique très riche en quartz. Elles sont surtout constituées de grains de quartz et de feldspath sub-

ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES	DATATION	MÉTHODE	LOCALISATION DE L'ÉCHANTILLON	RÉFÉRENCE
<u>Volcanisme transitionnel à calco-alcalin</u>				
komatiite	2714 ± 2 Ma	U/Pb zircon	mine Marbridge	Pilote et al. (1998)
rhyolite (Fmt. Val-d'Or)	2705 ± 1 Ma	U/Pb zircon	village Colombière	Wong et al. (1991)
dacite (Fmt. Val-d'Or)	2704 ± 1 Ma	U/Pb zircon	mine Lamaque	Machado et al. (1992)
dacite (Fmt Val-d'Or)	2704 ± 2 Ma	U/Pb zircon	mine Louvicourt	Pilote et al. (1998)
<u>Plutons syn-volcaniques</u>				
filon-couche Vicour	2706 ± 1 Ma	U/Pb zircon	mine Sigma II	Machado et al. (1994)
diorite à qtz (Bourlamaque)	2700 ± 1 Ma	U/Pb zircon	nord de Val-d'Or	Wong et al. (1991)
diorite (Bourlamaque)	2711 ± 12 Ma	U/Pb zircon (SHRIMP)	300 m sud mine Pascalis	Claoué-Long et al. (1990)
xénolite dans le Bourlamaque	2710 ± 5/-4 Ma	U/Pb zircon	nord de Val-d'Or	Taner et Trudel (1989)
diorite porphyrique	2704 ± 3 Ma	U/Pb zircon	mine Sigma	Wong et al. (1991)
<u>Plutons syn- à tardi-tectoniques</u>				
dyke de porphyre feldspathique	2694 ± 2 Ma	U/Pb zircon	mine Sigma	Wong et al. (1991)
tonalite	2680 ± 5 Ma	U/Pb zircon	pluton Bevcon	Pilote et al. (1998)
monzonite quartzifère	2680 ± 4 Ma	U/Pb titanite	mine Camflo	Jamielita et al. (1990)
monzonite porphyrique	2685 ± 10 Ma	U/Pb zircon	mine Camflo	Zweng et al. (1993)
tonalite centrale	2692 ± 2 Ma	U/Pb zircon	mine Norlartic	Pilote et al. (1993)
stock de Snowshoe	2694 ± 3 Ma	U/Pb zircon	nord de la mine Kiena	Morassee et al. (1993)
<u>Métamorphisme régional</u>				
rutile métamorphique	2684 ± 7 Ma	U/Pb rutile	village Colombière	Wong et al. (1991)
hornblende magnésienne	2693 ± 13 Ma	Ar/Ar hornblende	mine Sigma	Hanes et al. (1992)
amphibolite	2677 ± 6 Ma	Ar/Ar amphibole	nord du pluton La Motte	Feng et al. (1992)
<u>Sédimentation</u>				
Groupe de Pontiac	< 2683 ± 1 Ma	U/Pb zircon	village de Winneway	Mortensen et Card (1993)
Groupe de Cadillac	< 2688 Ma	U/Pb zircon	sud de mine LaRonde	Davis (1991)
Groupe de Kewagama	< 2687 Ma	U/Pb zircon	nord de la mine LaRonde	Davis (1991)
Groupe du lac Caste	2691 ± 8 Ma	U/Pb zircon	nord du pluton La Motte	Feng et Kerrich (1991)
<u>Minéralisation aurifère précoce</u>				
dyke recoupant minéralisation	2692 ± 2 Ma	U/Pb zircon	mine Norlartic	Pilote et al. (1993)
dyke recoupant minéralisation	2686 ± 2 Ma	U/Pb zircon	mine Kiena	Morassee et al. (1993)
<u>Minéralisation aurifère tardive</u>				
zircon hydrothermal	2697 ± 17 Ma	U/Pb zircon (SHRIMP)	mine Pascalis Nord	Claoué-Long et al. (1990)
zircon hydrothermal	2682 ± 8 Ma	U/Pb zircon (SHRIMP)	mine Sigma	Claoué-Long et al. (1990)
zircon hydrothermal	2693 ± 2 Ma	U/Pb zircon (SHRIMP)	mine Bras d'Or	Kerrich et Kyser (1994)
rutile hydrothermal	2599 ± 9 Ma	U/Pb rutile	mine Sigma	Wong et al. (1991)
muscovite hydrothermale	2579 ± 2 Ma	Ar/Ar muscovite	mine Sigma	Hanes et al. (1992)
scheelite dans veine	2602 ± 20 Ma	Sm/Nd scheelite	mine Sigma	Anglin (1990)
titanite dans minéralisation	2625 ± 7 Ma	U/Pb titanite	mine Camflo	Jamielita et al. (1990)
titanite dans minéralisation	2621 ± 4 Ma	U/Pb titanite	mine Camflo	Zweng et al. (1993)
<u>Plutonisme tardif</u>				
granodiorite La Corne	2681 ± 4 Ma	Ar/Ar amphibole	sud du pluton La Corne	Feng et al. (1992)
granodiorite La Corne	2675 ± 24 Ma	U/Pb zircon (SHRIMP)	sud du pluton La Corne	Feng et al. (1992)
monzogranite	2690 ± 40 Ma	Pb/Pb feldspath	pluton La Corne	Gariépy et al. (1984)
monzogranite	2647 ± 84 Ma	Sm/Nd	pluton La Corne	Boily (1991)
pegmatite La Corne	2632 ± 4 Ma	U/Pb zircon	nord pluton La Corne	Machado et al. (1991)
aplite d'un monzogranite à biotite musc.	2681 ± 3Ma	U/Pb monazite-titanite	pluton Preissac	Ducharme et al. (1997)
monzogranite à grenay-musc.	2660 ± 2 Ma	U/Pb monazite-titanite	pluton Preissac	Ducharme et al. (1997)
monzogranite à biotite-musc.	2641 ± 2 Ma	U/Pb zircon	pluton La Motte	Machado et al. (1991)
monzogranite à biotite-musc.	2647 ± 2 Ma	U/Pb monazite-titanite	pluton La Motte	Ducharme et al. (1997)

Tableau A1: Compilation des données géochronologiques portant sur la région de Val-d'Or.

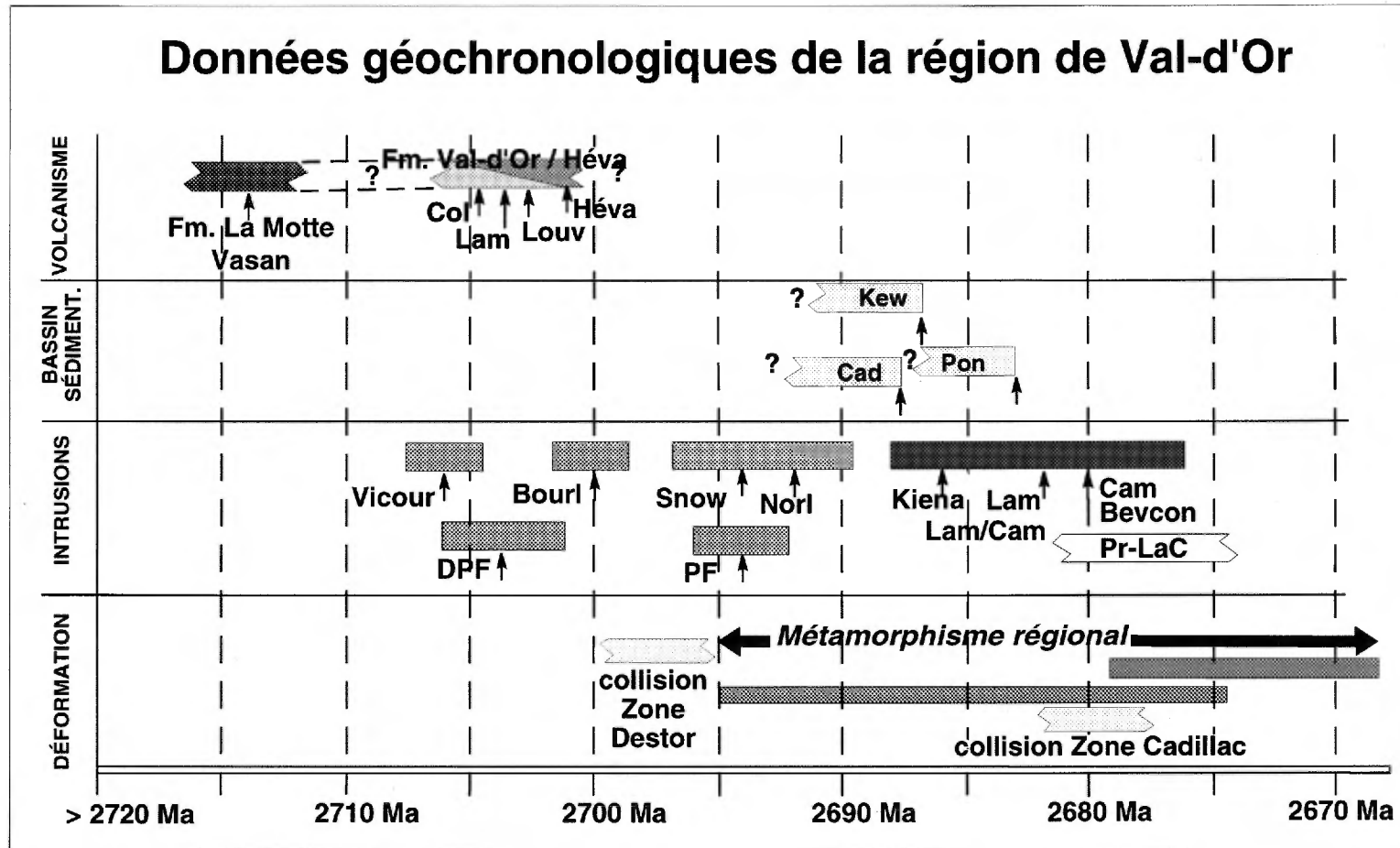


Tableau A2: Représentation schématique des données géochronologiques portant sur la région de Val-d'Or avec subdivisions entre les grands champs d'activités géologiques. Volcanisme: Col = rhyolite de Colombière, Lam = dacite de Lamaque, Louv = dacite de Louvicourt, Héva = tuf à fragments de la Fm. Héva. Bassin sédimentaire: Cad = Gr. de Cadillac, Kew = Gr. de Kewagama, Pon = Gr. de Pontiac. Intrusions: Vicour = filon-couche de Vicour, DPF = dyke porphyrique à feldspath (*diorite porphyrique*) de la mine Sigma, Bourl. = Batholite de Bourlamaque, Snow = stock de Snowshoe, PF = dyke porphyrique feldspathique de la mine Sigma, Norl = tonalite de Norlartic; Kiena = *granodiorite* de la mine Kiena, Lam = intrusion tonalitique centrale ("*main plug*") de la mine Lamaque, Cam = monzonite de la mine Camflo, Bevcon = Pluton de Bevcon, Pr-LaC = Batholite de Preissac-La Corne. Le moment où le métamorphisme régional s'établit demeure imprécis. La période où la partie sud de la sous-Province de l'Abitibi entre en collision avec la partie nord de cette sous-province est indiquée par la faille Destor-Procupine (Mueller et al., 1996). La période où se réalise le collage entre la partie sud de cette sous-province et le Groupe de Pontiac est illustrée par la faille de Cadillac (Feng et Kerrich, 1991; Feng et al., 1992; Kerrich et Feng, 1992).

arrondis avec une faible quantité de tourmaline, de zircon, d'apatite et de pyrite (Desrochers et al., 1996a).

À partir d'analyses des terres rares et d'un examen pétrographique réalisés sur les parties pélitiques du Groupe de Pontiac dans la région de Rouyn, Lajoie et Ludden (1984) ont suggéré que ces roches pourraient provenir de trois sources distinctes: 1- un craton; 2- des roches ignées fractionnées de composition probable tonalitique; et 3- des roches volcaniques mafiques à ultramafiques.

Dans le secteur de Val-d'Or, des zircons détritiques de Groupe de Pontiac datés par la méthode U-Pb ont donné un âge maximum de mise en place de 2686 Ma (Davis, 1991) et de 2683 ± 1 Ma (Mortensen et Card, 1993), soit plusieurs millions d'années après le volcanisme caractérisant la Formation Val-d'Or (Tableaux A1 et A2).

LES ROCHES PLUTONIQUES

Les principales masses intrusives de la région de Val-d'Or sont représentées par le Batholite de Bourlamaque et les plutons de East Sullivan et de Bevcon. On retrouve également de nombreux filons-couches de diorite, dont celui de Dunraine, ainsi que des dykes feldspathiques (Figure A3).

Le Batholite de Bourlamaque

Le Batholite de Bourlamaque, une intrusion homogène occupant une surface d'environ 170 km², est de composition dioritique à diorite quartzifère. La roche est massive, phanéritique et présente une teinte gris moyen en patine d'altération et rosâtre en cassure fraîche. Sa texture varie de massive à foliée. La roche fraîche montre des assemblages de quartz, plagioclase, hornblende et biotite. Dans les zones les plus intensément foliées, la roche est légèrement altérée en chlorite-carbonates. Les travaux effectués par Campiglio (1977) montrent que ce pluton ne représente pas une masse intrusive uniforme, mais qu'il est plutôt le résultat de plusieurs phases intrusives différentes.

Le Batholite de Bourlamaque, qui est daté à 2699 ± 1 Ma (Wong et al., 1991), 2710 $+5/-4$ Ma (Tanner et Trudel, 1989), 2711 ± 12 Ma (Claoué-Long et al., 1990) est considéré depuis plusieurs années comme étant comagmatique aux roches de la Formation Val-d'Or (Campiglio, 1977; Imreh, 1984; Tessier et al., 1990), décrites par Imreh (1984). L'âge de 2700 ± 1 Ma (Wong et al., 1991) provient d'un échantillon de diorite prélevé près du village de Sullivan, alors que l'âge de 2710 $+5/-4$ Ma (Tanner et Trudel, 1989)

a été obtenu à partir de zircons provenant d'une auréole riche en ce minéral autour d'une enclave ultramafique dans la partie orientale du pluton. L'âge de 2700 Ma est considéré comme étant le plus représentatif du pluton (Tableau A1). Cependant, en raison de la nature hétérogène de cette intrusion, il est possible que seule la partie du pluton qui a été datée soit réellement comagmatique au matériel effusif de la Formation Val-d'Or. D'autres travaux de cartographie combinés à une étude géochronologique aideraient à mieux comprendre cette masse intrusive.

Une intrusion de composition dioritique, le pluton de Connell est située au sud-est du pluton Batholite de Bourlamaque. Cette intrusion, de composition semblable à ce batholite, pourrait en constituer un stock-satellite qui lui serait génétiquement reliée. Cette intrusion est recoupée par de nombreuses veinules de quartz-chlorite-magnétite-sulfures, d'orientation est-nord-est. Ces veinules sont la cause d'une importante anomalie magnétique située dans les parties est et nord-est de cette intrusion.

Quelques dykes de porphyres feldspathiques, de 20 cm à 1,5 m d'épaisseur, sont présents en bordures des plutons et à l'intérieur même des métavolcanites. Ces roches possèdent une teinte d'altération beige et une cassure fraîche de couleur rose. Elles se composent principalement de cristaux subidiomorphes à idiomorphes de plagioclase (20-50%) contenus dans une mésostase quartzo-feldspathique.

Le filon-couche de Dunraine

Le filon-couche de Dunraine, de direction ENE, occupe la partie centrale de la région, à l'est de l'ancienne mine Dunraine. Il s'étend latéralement sur plus de 4 kilomètres et montre une épaisseur apparente de près de 200 m. Il s'agit d'une diorite homogène et isotrope de teinte gris verdâtre en surface altérée et gris foncé en cassure fraîche. Ce filon-couche, géochimiquement très semblable au Batholite de Bourlamaque, possède une texture typiquement porphyrique qui se transforme en texture nématoblastique dans les zones de cisaillement développées le long des épontes nord et sud. Cette roche contient de 25 à 50% d'amphibole formant des phénocristaux enchevêtrés dans une matrice composée de plages de plagioclase partiellement altérés. Plusieurs autres filons-couches dioritiques s'intercalent dans la FVD et montrent les mêmes caractéristiques pétrographiques et texturales que le filon-couche de Dunraine.

Le filon-couche de Vicour

Ce filon-couche, d'une épaisseur totale d'environ 235 m, est intrusif dans la partie sommitale de la Fm. Val-d'Or. Il est d'orientation ESE-WNW, à pendage abrupt vers le nord et est l'hôte de la mine d'or Sigma-2. Il est différencié et cinq faciès y ont été identifiés (Hébert et al., 1991). De la base au sommet (du nord au sud) prennent place les faciès suivants: un gabbro (45 m d'épaisseur), un gabbro à hornblende (environ 100 m), une diorite quartzifère (35 m d'épaisseur), un granophyre tonalitique à magnétite (environ 45 m) et une diorite quartzifère (10 m d'épaisseur). Cette dernière diorite est semblable pétrographiquement à celle décrite plus tôt. Cette séquence suggère une polarité vers le sud, en accord avec les observations faites sur les unités volcaniques situées du côté sud du filon-couche. Les unités volcaniques situées du côté nord présentent par contre une polarité nord dans le secteur Sleepy (voir arrêt 1.5, Figures 1.8 et 1.9). Ces faciès intrusifs sont métamorphisés au faciès des schistes verts (Giguère, 1989; Hébert et al., 1991).

L'évolution magmatique de ce filon-couche définit une suite tholéiitique, très comparable à celle présentée par les laves mafiques de la Fm. Héva (Hébert et al., 1991). Les rapports Zr/Y sont également très comparables (variant entre 1,2 et 3,1), ce qui accentue la consanguinité probable entre les différents faciès du filon-couche de Vicour et les unités volcaniques de la Fm. Héva. Cette observation est de plus appuyée chez la Fm. Héva par un profil de terres rares et des rapports chondritiques ($La/Yb = 1,2$ à $1,4$) semblables à ceux du filon-couche de Vicour (Hébert et al., 1991). Machado et al. (1994) ont obtenu un âge U-Pb sur zircons de 2706 ± 1 Ma, provenant du granophyre tonalitique, ce qui confirme le caractère synvolcanique de ce filon-couche avec les volcanites avoisinantes.

Le Pluton de Bevcon

Ce pluton se compose d'au moins deux faciès. Le plus important est représenté par une tonalite équi-granulaire variablement chloritisée. Un faciès plus marginal est représenté par une diorite qui se situe essentiellement aux bordures est et sud de cette intrusion (Figure A3). La susceptibilité magnétique de cette dernière phase est beaucoup plus accentuée que la phase tonalitique (Les Relevés Géophysiques, 1985; C.G.C., 1981; Dion, 1997). Pilote et al. (1998a et c) ont daté la phase tonalitique et celle-ci a livré un âge de 2680 ± 5 Ma (Tableaux A1

et A2). Cet âge, syn-Témiscamingue, la classe dans la même famille d'intrusion que celle de Camflo (Chainey, 1983; Sauvé et Makila, 1987; Zweng et al., 1993) et du stock principal ("Main Plug") de Lamaque (Jemielita et al., 1989). Une zone d'altération en aluminosilicate (dumortierite) est localisée en bordure sud de cette intrusion et indique la présence à cet endroit d'une zone d'altération alumineuse pré-métamorphique (Taner et Martin, 1993).

Le Pluton de East Sullivan

Ce pluton appartient à une suite calco-alcaline et se démarque nettement, de par sa composition potassique, de toutes les autres intrusions de la région de Val-d'Or. Ce pluton est multi-phasé, jusqu'à quatre différents faciès ont pu être reconnus (Taner, 1996a), les plus précoces ayant la plus forte susceptibilité magnétique (Les Relevés Géophysiques, 1985; C.G.C., 1981; Dion, 1997). Des indices minéralisés de type Cu-Mo porphyrique y ont été identifiés, de même que de nombreux cisaillements aurifères d'orientation est-ouest (Taner, 1996a). Des comparaisons avec des intrusions semblables, situées du côté ontarien, suggèrent que ce pluton devrait être d'âge Témiscamingue (i.e. âgé de 2680 à 2685 Ma).

ZONE TECTONIQUE DE CADILLAC

Historiquement, la ZTC a été décrite comme une mince bande de schiste à talc-carbonate-chlorite dérivée principalement des roches ultramafiques du Groupe de Piché. On y réfère en tant que "cassure de Cadillac" ("Cadillac Break", Gunning et Ambrose, 1940). Norman (1943b), Sansfaçon (1986), Sansfaçon et Hubert (1990), Robert (1989b), Gauthier et al. (1990a et 1990b) et Morin et al. (1993) ont décrit la ZTC comme une zone de 200 à 1000 m de largeur constituée d'un enchevêtrement de plusieurs failles convergentes et divergentes les unes par rapport aux autres qui isolent des copeaux lithologiques distincts plus ou moins déformés (voir la SECTION 4A pour plus de détails).

Son extension vers l'ouest est bien connue jusqu'en Ontario, dans la région de Larder Lake (Figure A2). Norman (1943b) poursuit cette "cassure" pour au moins 22 km à l'est de la rivière Thompson (lac Lemoine) où se poursuivrait, au contact entre les groupes de Pontiac au sud et de Malartic au nord, le Groupe de Piché et des unités sédimentaires. Toutefois, Imreh (1984) abandonne cette interprétation et met les roches du Groupe de Malartic en contact stratigraphique avec celles du

construits sur des plaines sousmarines de grande étendue, composées de laves d'affinité tholéiitique à komatiitique et d'intrusions de composition mafique à ultramafique. Les complexes volcaniques se composent communément de plusieurs cycles qui peuvent être bimodaux (ex: andésite-rhyolite) ou montrant une évolution continue (la suite andésite - dacite - rhyodacite - rhyolite). Les principaux constituants des séquences volcaniques sont les dômes felsiques sousmarins et les volcanoclastites qui leurs sont associées, les gisements de SMV et les roches sédimentaires d'origine chimique.

Les gîtes de SMV se forment généralement durant une période de tranquillité relative ou d'accalmie du volcanisme, dans des contextes peu énergiques sur et/ou immédiatement au-dessous du niveau du fond marin. La topographie sousmarine (Lydon, 1988) et la présence d'intrusions synvolcaniques (Galley, 1995) exercent des contrôles importants sur la localisation des gisements; ceux-ci peuvent se former dans des dépressions situées entre les dômes rhyolitiques, au sommet ou encore sur les flancs de ces dômes.

Gisements aurifères

La région de Val-d'Or représente un district minier aurifère important de la ceinture de l'Abitibi. À lui seul, ce district a produit 450 tonnes d'or qui proviennent de 27 mines. Les gisements présents dans ce secteur sont de type veines de quartz (Robert, 1990a et c, 1996a; Jenkins et Brown, 1999). Toutefois, comme le suggèrent Robert (1990a), Sauvé et al. (1993a) et Couture et al. (1994), au moins deux grands types de minéralisation aurifère sont reconnus dans la région de Val-d'Or: (1) les veines déformées et les brèches à matrice de quartz, plus vieilles que 2690 Ma, encaissées apparemment dans des zones de cisaillement et; (2) les réseaux relativement peu déformés de veines, postérieures à 2680 Ma, encaissées dans des zones de cisaillement auxquelles sont associées des veines d'extensions. Ces deux types prennent place dans des contextes géologiques différents, montrent des relations de recoupement différentes avec les roches intrusives mafiques et felsiques et présentent des caractéristiques morphologiques distinctes. Dans quelques gisements toutefois, les deux types de minéralisation coexistent.

Les relations de terrain observées dans bon nombre de gîtes du deuxième type dans la région de Val-d'Or indiquent clairement que dans ces gisements, le dépôt de l'or est survenu tardivement, puisque la minéralisation aurifère est relativement non déformée, recoupe tous les types de roches à

l'exception des dykes de diabase protérozoïques et est postérieure au plissement régional et au métamorphisme (Robert, 1990a, 1996a et b; Boullier et Robert, 1992; Jenkins et Brown, 1999).

Minéralisation précoce

L'épisode de minéralisation précoce est caractérisé par des structures aurifères qui ont été subséquemment déformées et qui sont communément recoupées par des dykes de composition variée. Les gîtes appartenant à ce premier épisode sont localisés à l'intérieur ou à proximité des zones tectoniques de Marban-Norbenite et de Montigny. Il s'agit des mines Kierens, Norlartic, Siscoe, la zone Orion no.8 du gisement Malartic Hygrade (Sauvé, 1987; Trudeau et Raymond, 1992), du gîte Callahan (Jenkins, 1988) et la zone S-50 du gisement Kiena (voir la SECTION 1B pour plus de détails). Ces zones de déformation pourraient représenter des conduits précoces importants qui auraient focalisé les fluides minéralisateurs. L'âge exact de cet épisode de minéralisation précoce demeure imprécis mais il est antérieur à l'intervalle 2686-2692 Ma. Cette limite est imposée par deux contraintes: soit (1) l'âge de la tonalite centrale qui recoupe la minéralisation aurifère et la Zone Tectonique Marban-Norbenite à la mine Norlartic (2692 ± 2 Ma; Pilote et al., 1993; Couture et al., 1994), et (2) l'âge des dykes de granodiorite (2686 ± 2 Ma, Morasse et al., 1993, 1995 et 1998) qui recoupent les zones minéralisées aurifères à la mine Kiena.

La minéralisation de type précoce peut prendre plusieurs aspects. Elle est ainsi comprise dans des zones bréchiques, dans des schistes ou encore dans des veines de quartz et de carbonate. Couture et al. (1994) font une revue exhaustive des gisements qui pourraient appartenir à cet épisode.

À la mine Siscoe (Figure A3), la minéralisation précoce est incluse dans des veines de quartz-carbonate en échelon localisées dans le gabbro du stock de Siscoe, ainsi que dans des zones à sulfures disséminés et à veines déformées contenues dans une zone de faille importante nommée "Zone K" (Trudel, 1985a; Sauvé et al., 1993a). Le recoupement de la zone minéralisée principale, de la veine Siscoe et de certaines autres structures par des dykes de diorite indique qu'une partie de la minéralisation aurifère est antérieure à la mise en place de ces intrusions (Backman, 1936; Moss, 1939; James, 1948). Certains dykes recoupaient même la "Zone K" (Dresser et Denis, 1951). Par contre, ces dykes étaient recoupés par la veine "C" (Figure A7; Backman, 1936), laquelle montrait une paragenèse d'altération distincte (ankérite-albite-tourmaline) par rapport

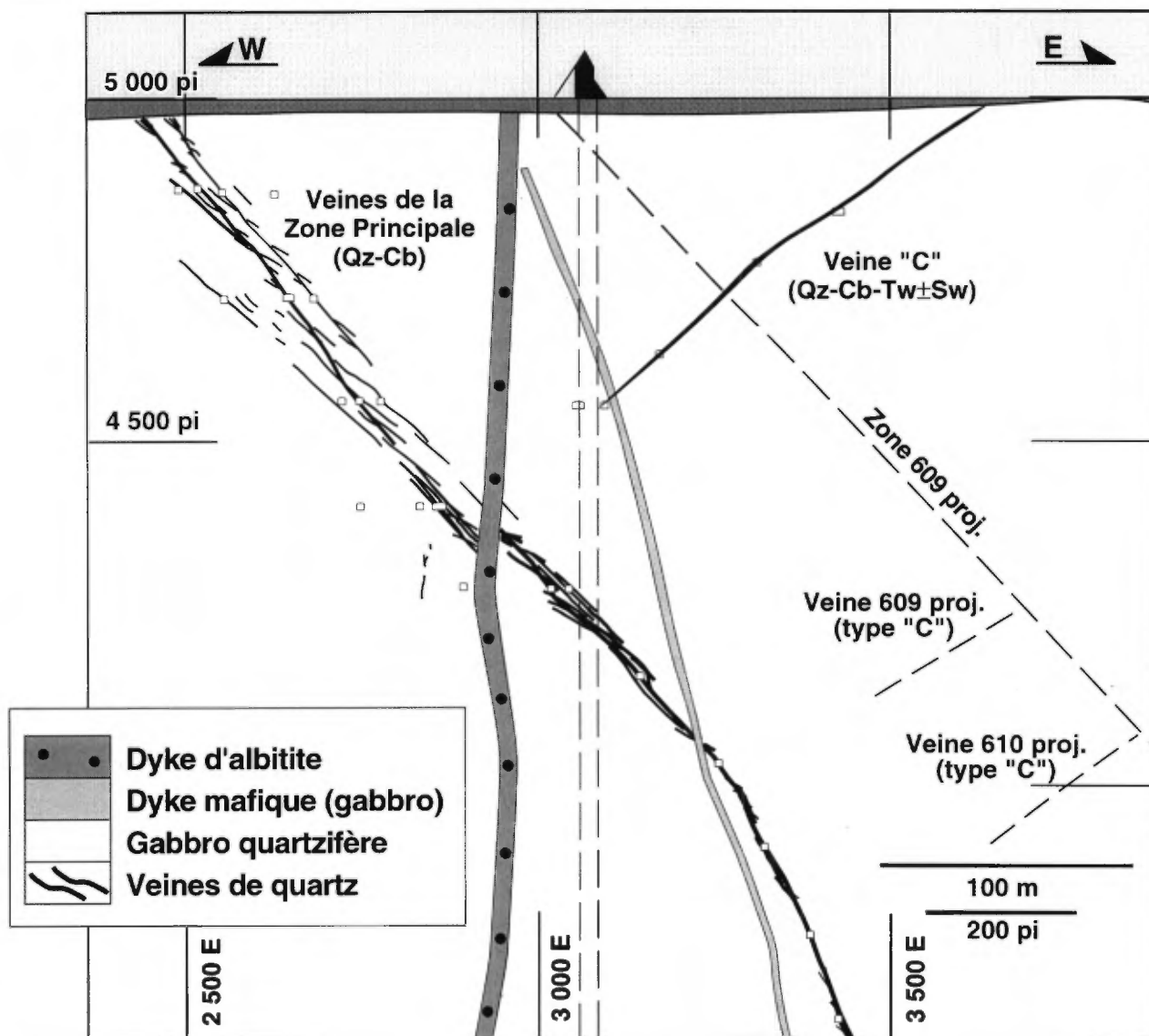


Figure A7: A) Section schématique illustrant les deux types de minéralisation aurifères observées à la mine Siscoe (Backman, 1936). Les veines de quartz précoces de la Zone Principale sont recoupées par un dyke d'albite et un dyke mafique (gabbro). Les veines de quartz-carbonate-tourmaline-scheelite (Qz-Cb-Tl-Sw) de la Zone C, appartenant au deuxième type, recoupe le dyke mafique.

aux structures minéralisées précoces. Ces observations tendent à supporter l'existence de deux épisodes minéralisateurs aurifères (Sauvé et al., 1993a; Pilote et al., 1993; Couture et al., 1994; Robert, 1994).

À la mine Kierens (Figure A8a), la minéralisation se situe à l'intérieur même de la Zone Tectonique de Marban-Norbenite et elle est incluse dans des veines et des veinules de quartz et carbonate boudinées et plissées lors de mouvements le long de cette zone tectonique. Le recoupement de veines aurifères par des dykes dioritiques (Robert, 1994) suggère que la minéralisation est précoce.

À la zone Orion no.8 de la mine Malartic Hygrade, la minéralisation est incluse dans des

brèches de faille, des brèches de quartz ainsi que des veines de quartz orientées NW-SE situées en bordure de la Zone Tectonique de Marban-Norbenite. Des dykes mafiques recourent les brèches minéralisées (Sauvé et al., 1993a; Trudeau et Raymond, 1992). Une schistosité de première phase, interprétée comme part intégrante du développement de la Zone Tectonique de Marban-Norbenite (Figure A8a), est aussi orientée NW-SE et affecte la minéralisation.

La zone S-50 de la mine Kiena (Figure A3, voir aussi la Section 1A), située immédiatement au nord de la Zone Tectonique de Marban-Norbenite, est logée dans la charnière d'un pli asymétrique en Z. Selon Morasse et al. (1993, 1995 et 1998), la

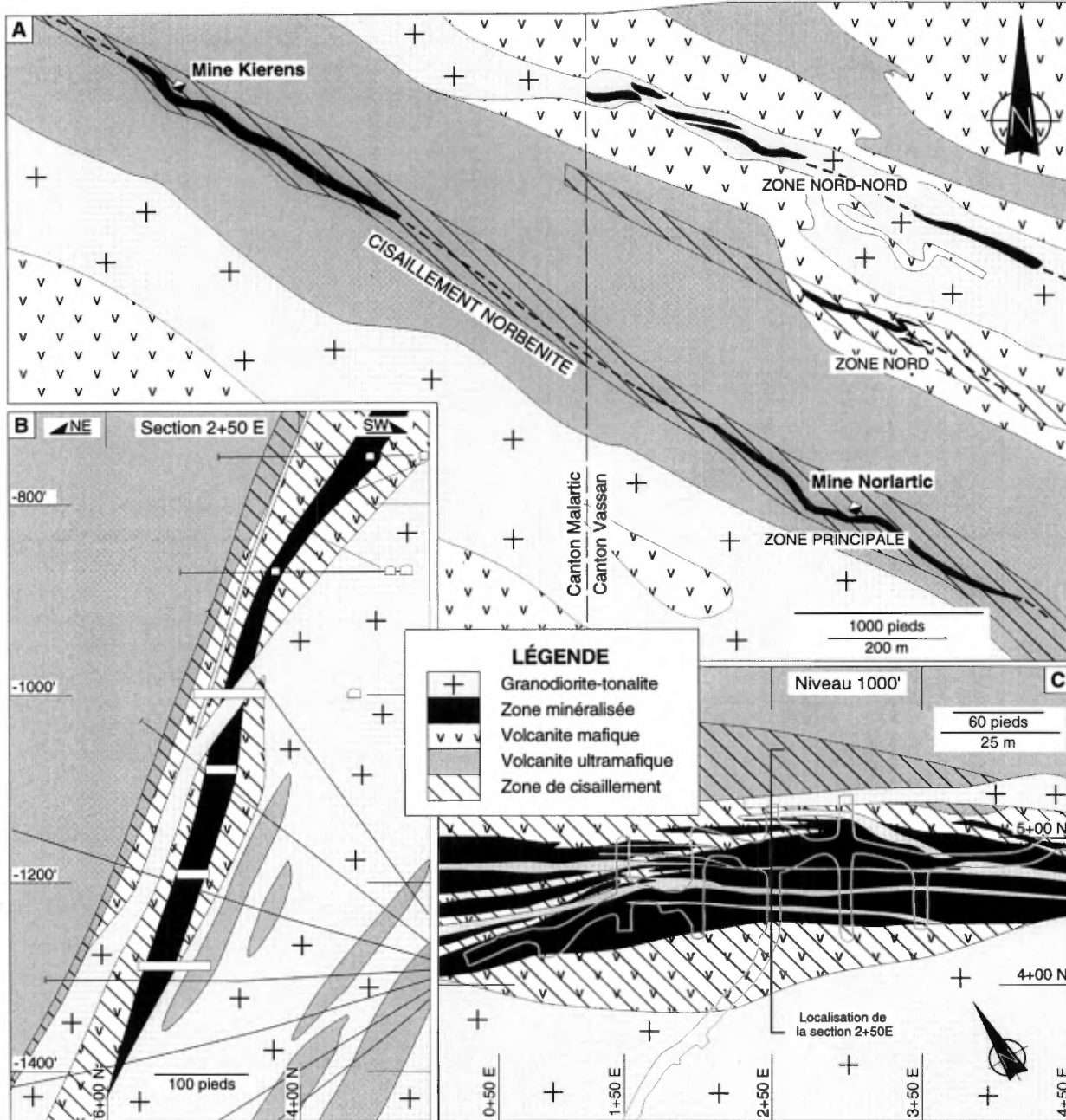


Figure A8: A) Géologie simplifiée des secteurs environnant les mines Norlartic et Kierens (First Canadian). La Zone Principale est logée dans un dyke de microdiorite encaissé dans la zone de cisaillement Norbenite. B) Géologie simplifiée de la section 2+50 W, illustrant la relation de recoupement entre la granodiorite-tonalite de Norlartic et la Zone minéralisée Principale. C) Géologie simplifiée du niveau 1000' de la mine Norlartic montrant le relation de recoupement entre la Zone Principale et plusieurs petits dykes tonalitiques qui se rattachent à la granodiorite-tonalite de Norlartic (modifiée de Pilote et al., 1993 et de Couture et al., 1994).

chronologie de la minéralisation aurifère peut s'établir ainsi: 1) des veines d'ankérite/dolomie-quartz-albite-Au composant un stockwerk développé dans un dyke dioritique (Roy, 1983; Quirion, 1987; Morasse et al., 1993, 1995; Sauvé et al., 1993c); 2) des veines de remplacement à ankérite-

pyrite-Au et; 3) un réseau de veines en stockwerk et de brèches à albite-pyrite-chalcopryrite-scheelite-Au. La zone minéralisée est recoupée par des dykes de granodiorite et des dykes porphyriques (Cormier, 1986; Quirion, 1987; Morasse et al., 1993, 1995; Sauvé et al., 1993c). Le dyke de granodiorite a livré un âge

de 2686 ± 2 Ma selon les travaux de Morasse et al. (1993, 1995). Ces auteurs proposent donc que le type de minéralisation recoupé par ce dyke doit être précoce et antérieur à 2686 ± 2 Ma.

À la mine Norlartic, la minéralisation se présente dans une brèche ainsi que dans des veines de quartz et carbonate orientées dans plusieurs directions à l'intérieur d'une intrusion de composition dioritique (Figure A8; Pilote et al., 1993; Sauvé et al., 1993a). Le recoupement des zones minéralisées au niveau -1000' par des apophyses de la "granodiorite centrale" datée à 2692 ± 2 Ma (voir Pilote et al., 1993; Couture et al., 1994) ainsi que la présence de veines de quartz-tourmaline aurifères dans cette granodiorite indiquent qu'au moins deux épisodes de minéralisations ont pris place à cet endroit (Figures A8b et A8c). Le premier est antérieur à 2692 Ma tandis que le second, d'une importance économique plus restreinte à la mine Norlartic, lui est postérieur (Tableaux A1 et A2). Robert (1994 et 1996b) a suggéré que ce deuxième épisode pourrait être responsable de la création de certains gisements importants, aux caractéristiques nettement distinctes dans la région de Val-d'Or, l'exemple le mieux document   étant les mines Sigma (Robert et al., 1983, 1986a, 1986b; Robert et Kelly, 1987) et Lamaque (Daigneault, 1983).

Il est probable que d'autres gîtes fassent partie de l'épisode de minéralisation précoce ou encore qu'ils représentent la combinaison d'une minéralisation précoce sur laquelle se superpose une minéralisation tardive (voir Couture et al., 1994; Robert, 1994). Tous les gisements décrits ci-dessus sont situés à l'intérieur ou à proximité de zones tectoniques importantes ou de failles.

Minéralisation tardive

La deuxième période de minéralisation aurifère correspond à un événement que l'on peut caractériser comme étant plus jeune que 2685 Ma, basé sur l'âge de la tonalite minéralisée à la mine Lamaque (Jemielita et al., 1990) de même que sur les données et les discussions provenant de Claoué-Long et al. (1990, 1992), Robert (1990b), Wong et al. (1991), Corfu et Davis (1991), Hanes et al. (1992, 1994), Kerrich (1994), Kerrich et King (1993), et Kerrich et Kyser (1994). La minéralisation est présente dans des zones de cisaillement inverses fortement pentées et dans des veines d'extension horizontales dont le recoupement de l'une par l'autre suggère que leur formation est synchrone (Robert et Brown, 1986; Boullier et Robert, 1992). Les veines de quartz et carbonate contiennent aussi des sulfures mais leur principale caractéristique est la présence de tourmaline. La carbonatation, la

pyritisation ainsi que le m  t  sotatisme potassique associé à la mise en place de ces veines ont crée des enveloppes d'altération en carbonate ainsi qu'en séricite en bordure des veines (Robert et Brown, 1986).

Les structures minéralisées dans ces cas-ci ne sont pas déformées et elles recoupent toutes les structures plissées et leur événement d'altération se superpose sur des minéraux métamorphiques (Robert et Brown, 1986) qui ont été datés à 2671 ± 17 Ma (Hanes et al., 1992). Les exemples de ce type de gisement sont représentés par les mines situées dans le Batholite de Bourlamaque (Darling et al., 1985; Gaumod, 1986; Vu et al., 1987; Jébrak et al., 1991; Jébrak, 1992; Sauvé et al., 1993a; Belkibir et al., 1993; voir la SECTION 3A pour plus de détails) ainsi que par les mines Sigma (Robert et Brown, 1986; Grant, 1986; Taner et al., 1986; Perrault, 1987a; Taner et Trudel, 1989; Robert, 1994), Lamaque (Daigneault, 1983; Burrows et Spooner, 1989) et Sigma-2 (Hébert et al., 1988 et 1991; Giguère, 1989; Giguère et Béland, 1990).

Discussion

Les résultats de nos travaux appuyés par une compilation des données disponibles démontrent que, dans le camp de Val-d'Or, il y a eu au moins deux phases distinctes de mise en place de l'or. La première représente une minéralisation aurifère précoce (>2692 Ma), déformée et qui semble pour le moment encaissée préférentiellement dans ou à proximité de la zone de cisaillement de Norbenite. Elle est illustrée, entre autres, par les mines Orion, Kiena, Siscoe, Callahan et Norlartic. La seconde phase est constituée de réseaux de veines aurifères jeunes (<2682 Ma) et relativement non-déformées (e.g. les mines Sigma, Lamaque et Camflo) beaucoup mieux répartis régionalement (Tableau A1).

Les relations observées au gîte Norlartic (Figure A8) indiquent que la plus grande partie de la minéralisation aurifère précoce s'est mise en place avant l'intrusion de la "granodiorite centrale" ou tonalite de Norlartic, laquelle a livrée un âge de 2692 ± 2 Ma. L'âge de cette tonalite est identique, compte tenu de la marge d'erreur, à celui des dykes porphyriques encaissant les veines aurifères à la mine Sigma (2694 ± 2 Ma; Wong et al., 1991). D'autre part, l'intrusion tonalitique de Norlartic est nettement plus vieille que la monzonite quartzifère de la mine Camflo (2680 ± 4 Ma, Jemielita et al., 1990), le stock tonalitique ("Main Plug") de Lamaque (2682 ± 2 Ma; Jemielita et al., 1989) et l'intrusion de Bevcon (2680 ± 5 Ma; Pilote et al., 1998a et c), lesquels sont recoupés par des veines aurifères (Sauvé, 1985a). De plus, le stock de

Lamaque recoupe des dykes “porphyriques feldspathiques” semblables à ceux rencontrés à la mine Sigma. Ces données indiquent aussi qu’un événement magmatique d’envergure régionale s’est produit après le premier épisode de mise en place de l’or. Les dykes associés à cet événement ont à leur tour été fracturés et minéralisés par le deuxième type de minéralisation aurifère.

Selon Robert (1994 et 1996a), les gisements tardifs représenteraient un champ de veines d’envergure régionale, d’une dimension de 15 par 40 km², qui aurait été créé par un même système hydrothermal. Cet auteur fait l’analogie entre ce champ de veines et les secteurs affectés par des séismes mineurs associées à des mouvements le long de failles majeures. Il suggère que les paléo-mouvements séismiques archéens le long de la Zone Tectonique de Cadillac pourraient avoir été responsables de la mise en place de ce deuxième type minéralisation.

Sans égards à la controverse touchant l’âge de la minéralisation aurifère dans la région de Val-d’Or, les données géochronologiques disponibles indiquent ainsi un écart d’au moins 10 Ma à plus de 55 Ma entre ces deux types de minéralisation. Ces observations indiquent clairement que les deux grands types de minéralisation observés dans la région de Val-d’Or se sont formés à des périodes différentes. Ces types présentent des caractéristiques morphologiques distinctes et des relations de

recoupement caractéristiques à la fois avec la déformation D₂ et les différentes suites de dykes. Nous ne pouvons préciser à ce stade-ci en quoi diffèrent les processus hydrothermaux qui ont opéré lors de ces deux phases de minéralisation.

Un réexamen des minéralisations aurifères est requis pour mieux comprendre la distribution spatiale de l’or dans la région de Val-d’Or. Les principaux points à considérer seraient alors: (1) la variabilité des paragenèses minérales et des enveloppes d’altération associées aux différents gisements; (2) l’étendue régionale de certaines familles d’intrusions et de dykes employées comme marqueurs temporels; et (3) la nature et l’évolution géodynamique de cassures précoces, telles la faille de Norbenite

Les minéralisations en métaux rares et en Mo

Les minéralisations en métaux rares ou de haute technologie (tels Li, Be, Nb, Ta) et en molybdène sont contenues dans des pegmatites associées aux phases évoluées de certains plutons d’âges tardi- à post-tectoniques du secteur Preissac- La Corne (voir Leduc, 1980; Boily et al., 1990; Boily, 1992, 1995, et références citées; Mulja et al., 1995a et b; Ducharme et al., 1997; Taner et al., 1998). Ces styles de minéralisations ne seront pas examinés dans le cadre de cette excursion.

PARTIE B - EXCURSION

SECTION 1A - VOLCANOLOGIE DE LA FORMATION VAL-D'OR

Craig Scott

*Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi,
555 boul. Université, Chicoutimi, G7H 2B1*

Pierre Pilote

*Ministère des Ressources naturelles du Québec,
545 boul. Crémazie Est, bur. 1110, Montréal, H2M 2V1*

Wulf Mueller et Sébastien Lavoie

*Département des Sciences Appliquées, Université du Québec à Chicoutimi,
555 boul. Université, Chicoutimi, G7H 2B1*

INTRODUCTION

Cette partie de l'excursion est consacrée à la volcanologie des formations de Val-d'Or et de Héva et, plus particulièrement, aux processus de transport et l'interaction entre des sédiments et un magma. Les affleurements qui seront visités présentent des exemples de textures volcaniques primaires bien préservées dans des roches archéennes. Le but des visites sera de présenter des critères de terrain pour distinguer les processus autoclastiques des processus pyroclastiques dans les unités volcanoclastiques. Les dépôts volcanoclastiques peuvent fournir des éléments qui, lorsque combinés à la géochimie, permettent d'élaborer des modèles de reconstructions paléogéographiques (Scott et al., 1998 et 1999; Mueller et Pilote, 1999). Ces modèles peuvent aider les géologues d'exploration dans la reconnaissance des dépôts proximaux et distaux et dans la recherche de centres volcaniques. Tous les arrêts visités ont été décapés lors de récents travaux d'exploration et permettent d'effectuer une cartographie détaillée.

La Formation Val-d'Or (FVD) a une épaisseur de 1 à 3 km et comprend des dépôts volcanoclastiques sousmarins formés par des mécanismes autoclastiques et/ou pyroclastiques. Ces dépôts comprennent des coulées d'andésites bréchiques et coussinées, de 1 à 20 m d'épaisseur, porphyriques à feldspath et hornblende. Ces coulées sont intercalées avec des lits amalgamés de volcanoclastites de 5 à 40 m d'épaisseur. Les coussins ont des formes variant de fortement amiboïdales à lobées. Les coussins lobés ont de 1 à 10 m de longueur, de 0,5 à 1,5 m de hauteur et possèdent un indice de vésicularité variant de 5 à

40 %. Les lits de volcanoclastites sont formés de tufs à lapilli, de tufs à lapilli et à blocs et, dans une moindre mesure, de tufs fins à grossiers.

La Formation de Héva (FH) varie entre 2 et 5 km d'épaisseur. Elle est située entre la FVD et la faille de Cadillac (Figure A3, Partie A). La FH représente un cycle volcanique distinct de celui de la FVD, comprenant des volcanoclastites, des pyroclastites, ainsi que des dykes et filons-couches, localement pépéritiques de composition gabbroïque à dacitique. Les volcanoclastites sont caractérisées par des niveaux de tufs grossiers et fins, avec des laminations d'échelle millimétrique, perturbées par l'injection de gabbros/dacites. La perturbation des lits de volcanoclastites et les textures de pépérites indiquent que les dykes et les filons-couches ont été injectés dans des sédiments non-consolidés. Dans la plupart des cas, l'interaction entre le magma et les sédiments a formé des structures complexes de pseudo-coussins dans le magma plutôt que de véritables pépérites. Le volume et les styles d'intrusion des gabbros/dacites suggèrent une position proximale par rapport au centre volcanique.

Les caractéristiques de terrain des tufs à lapilli, tels que les textures, les types de fragments et la nature de la matrice, permettent de les classer comme des pyroclastites. Les fragments sont polygéniques et comprennent des fragments épidotisés et des reliques de ponces et de scories. Des fragments présentent communément des bordures figées. La matrice est formée par des échardes de verre en forme de croissant et des cristaux, ce qui indique un processus de fragmentation éruptif. Les caractéristiques d'une mise en place à chaud, tels que l'aplatissement à chaud ("welding"), les joints colonnaires,

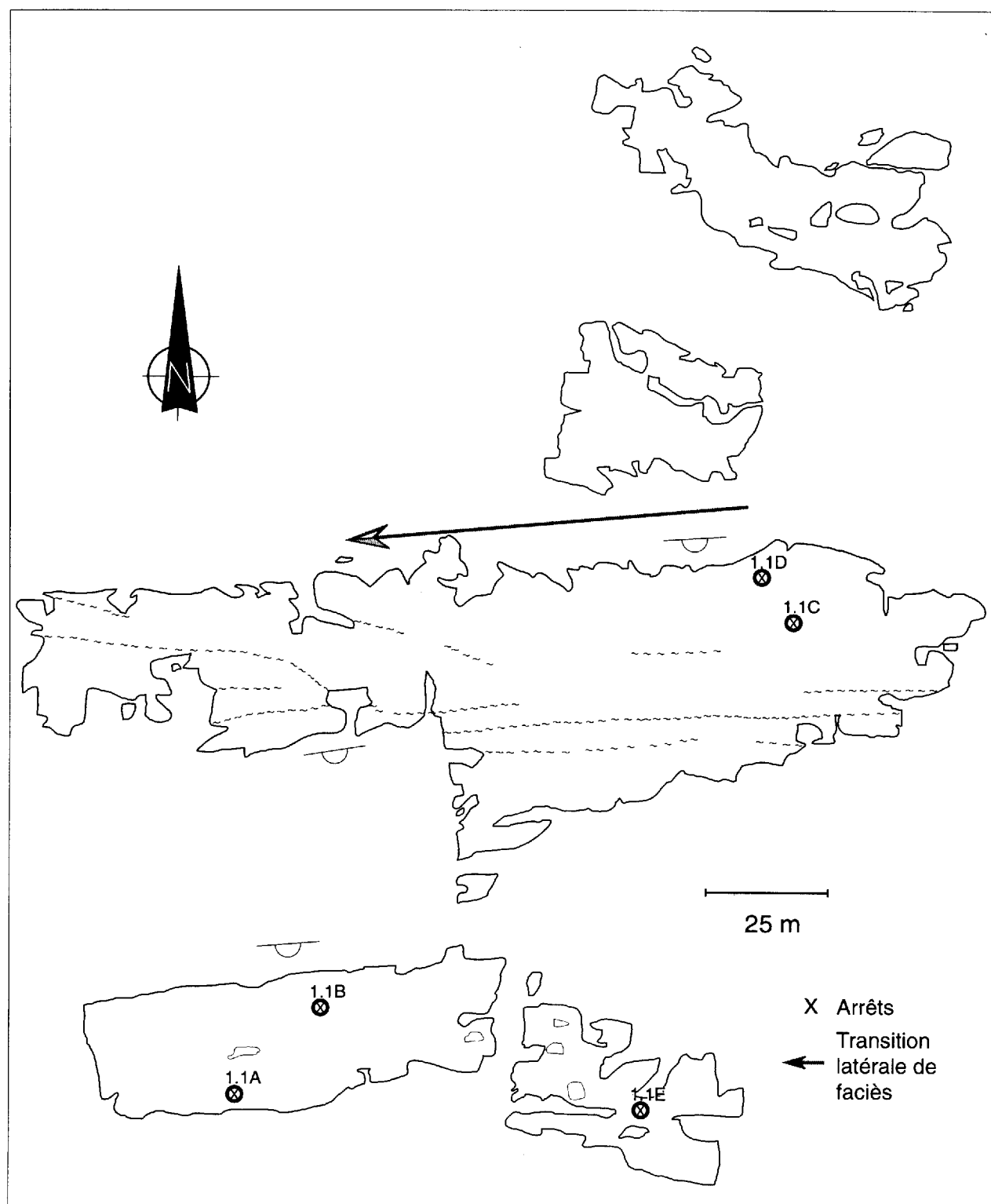


Figure 1.1: Localisation des différents sites d'intérêts de l'arrêt 1.1, affleurement "Placer Dome", partie Nord.

“elutriation pipes”, etc., ne sont pas présents. Il est donc possible que cette unité soit resédimentée.

La description des dépôts volcanoclastiques est basée sur la granulométrie des fragments volcaniques, avec les blocs (> 64 mm), les lapillis (2-64 mm), et les tufs (< 2 mm), et l'abondance relative des trois grosseurs de fragments; tuf (> 75% de tuf), tuf à lapilli (> 25% de lapilli, > 25% de tuf et < 25% de blocs) et de tufs à blocs et à lapilli (> 25% de blocs et > 25% de tufs ± lapilli).

EXCURSION

Arrêt 1.1 - Affleurement “Placer Dome” Nord (FVD)

L'affleurement “Placer Dome” Nord est situé à 3 km à l'est de la ville de Val-d'Or, en face de la ligne de transmission électrique d'Hydro-Québec et approximativement à 400 m au nord de la route 117 (Figure 1.1, position dans le système UTM NAD83: 297200 E - 5331200 N). Cet arrêt contient 5 décapages et mesure environ 170 m par 160 m. Trois des décapages présentent des intrusions de lamprophyres caractérisées par une mise en place multiphasée, soit celui au sud-est et les deux plus au nord.

Les trois autres décapages exposent une séquence volcanique, orientée est-ouest, composée de coulées d'andésites et de lits de volcanoclastites, recoupée par plusieurs types de dykes. Les coussins ont des formes amyboïdales, elliptiques et tubulaires. Les coussins tubulaires ont des rapports largeur/longueur de 0,1 (ex: 1 m/10 m). Un ratio aussi faible témoigne de laves de faible viscosité et suggère la proximité d'une fissure nourricière qui aurait alimentée ce volcanisme. Les lits de volcanoclastites, de 5 et 20 m d'épaisseur, sont massifs à normalement granoclassés avec des intercalations (de 3 à 5 m d'épaisseur) de brèches de coussins massives. Dans les tufs à lapilli, la stratification est modérément bien développée mais tend à s'estomper latéralement.

Les cinq types de dykes sont, du plus vieux au plus jeune, d'après les relations de recoupement:

- 1) des basaltes aphyriques;
- 2) des dykes pyriteux porphyriques en feldspath;
- 3) des dykes de lamprophyre mélanocrate;
- 4) des dykes porphyriques en feldspath; et
- 5) des dykes monzonitiques.

Arrêt 1.1A

Des coussins tubulaires de composition andésitique passent latéralement et verticalement à des brèches de coussins, suggérant une origine

autoclastique pour ces lits de volcanoclastites (Figure 1.1).

Arrêt 1.1B

Ce décapage comprend des exemples de coussins tubulaires, témoignant de la faible vésicularité du magma. Certains coussins ont des pédoncules bien développés, indiquant un sommet vers le sud (Figure 1.1).

Arrêt 1.1C

À cet arrêt (Figures 1.1 et 1.2), on peut observer le changement latéral d'une coulée coussinée, fortement amygdalaire, vers une coulée bréchique, ce qui suggère une fragmentation autoclastique. Cette transformation s'effectue sur une distance de 20 m, où les coussins se fragmentent pour former des tufs à blocs et des tufs à lapilli monogéniques fortement vésiculaires.

Arrêt 1.1D

Dans une coulée coussinée de 30 m d'épaisseur, la forme des coussins progresse de fortement amiboïdale à elliptique sur une distance latérale de 120 m (Figures 1.1 et 1.2). Une telle transformation suggère un changement d'un magma faiblement visqueux à un magma plus visqueux.

Arrêt 1.1E

Sur cet affleurement (Figures 1.1 et 1.3), une intrusion subcirculaire lamprophyrique recoupe les volcanites mafiques encaissantes. Cette intrusion présente différents faciès lamprophyriques intrusifs les uns dans les autres. Certains faciès renferment des fragments qui proviennent fort probablement du Batholite de Bourlamaque, situé à 1,5 km plus au nord.

L'épisode intrusif le plus jeune est représenté par des dykes de monzonite de couleur rosé qui recouperont tous les autres types de dykes. Les dykes de monzonite sont par contre recoupés par les cisaillements est-ouest. Ces cisaillements contiennent de plus des veines de quartz-tourmaline interprétées appartenir au second épisode aurifère identifié dans la région de Val-d'Or (Pilote et al., 1993; Robert, 1994 et 1996a; voir Partie A).

Arrêt 1.2 - Secteur “Val-d'Or Mineral Holding”, partie Sud (côtés est et ouest)

Les affleurements de ce secteur sont situés à 3,5 km à l'est de Val-d'Or, au sud de la route 117, sur le chemin reliant la route à l'ancienne mine East Sullivan. Les deux affleurements sont situés à 150 m au sud de la route 117, à 20 m à l'est et à l'ouest du

chemin de la mine East Sullivan (Figure A3). Les deux décapages (Figures 1.4 et 1.5) ont été faits par Placer Dome Inc. dans le cadre d'un projet d'exploration pour des veines de quartz-tourmaline aurifères.

Les volcanoclastites forment la lithologie dominante, elles sont intercalées avec quelques coulées d'andésites coussinées et recoupées par des dykes et des veines. Les lits de volcanoclastites comprennent des horizons amalgamés, de 4 à 12 m d'épaisseur, de tufs à blocs et à lapilli qui sont intercalés avec des lits, de 1 à 2 m d'épaisseur, de tufs à lapilli et des lits, de moins de 50 cm d'épaisseur, de tufs. Plusieurs dykes à phénocristaux de feldspath, orientés est-ouest, semblables à ceux de l'arrêt précédent, s'injectent dans les unités de tufs à blocs et à lapilli chloriteux. Un de ces dykes comprend des fragments s'emboîtant parfaitement, ce qui indique que le dyke a été autobréchifié. Les affleurements du côté ouest de la route sont faiblement minéralisés.

Arrêt 1.2A

Cet arrêt est situé du côté Est du chemin gravelé (Figure 1.4, position dans le système UTM NAD83: 298040 E - 5330600 N). Les fragments provenant des horizons de volcanoclastites sont soutenus par la matrice ou localement par d'autres fragments. Une unité montre un granoclassement inverse. Les fragments sont monogéniques, subarrondis à subangulaires, avec un indice de vésicularité de 35-45%. La coulée d'andésite coussinée est fortement amygdalaire, elle présente une base érosive avec un lit de tuf à lapilli sus-jacent, ce qui indique une polarité normale vers le sud. La présence locale de fragments s'emboîtant parfaitement suggèrent une déformation plastique de fragments chauds. Cette texture et l'observation que certains fragments ont des bordures figées indiquent que la mise en place des volcanoclastites est le résultat d'une activité pyroclastique sousmarine ou de la bréchification autoclastique de coulées de débris à haute densité plutôt qu'un épisode épicyclastique, telle la resédimentation de coulées de débris composées de fragments froids. Une analyse préliminaire de faciès indique que les dépôts volcaniques proviennent d'une combinaison de ces trois processus.

Arrêt 1.2B

Les trois prochains arrêts sont situés du côté Ouest du chemin (Figure 1.5, position dans le système UTM NAD83: 297800 E - 5330640 N) conduisant à l'ancienne mine East Sullivan. Les volcanoclastites sont semblables à celles du côté Est, mais sont plus abondantes et se situent plus bas

dans la séquence. Le principal intérêt de cet affleurement est la présence de lits, de moins de 50 cm d'épaisseur, de tufs grossiers et fins composés de plus de 90% de cristaux automorphes de feldspath. La présence d'autant de cristaux n'est possible que par une fragmentation explosive. Ce lit de tuf à cristaux est d'origine pyroclastique et résulte probablement d'une éruption phréatomagmatique. Le tuf à cristaux est en contact graduel avec un tuf à lapilli, de 1,6 m d'épaisseur, sus-jacent. La présence de fragments de couleur crème est caractéristique de ce tuf à lapilli.

Arrêt 1.2C

À cet arrêt on peut observer un exemple d'autobréchification dans les jonctions entre des coussins d'andésite (Figure 1.5).

Arrêt 1.2D

Cet arrêt a un intérêt économique de par la présence d'une zone d'altération composée de magnétite-chloritoïde. Cette zone d'altération borde une veine de quartz et semble substratiforme. Elle résulte probablement de la circulation de fluides hydrothermaux de faible température qui ont percolé à travers un tuf à lapilli perméable (Figure 1.5). Ce tuf à lapilli est altéré en chlorite et en fuschite et est surmonté par un horizon moins altéré d'andésite coussinée qui a probablement agi comme un niveau imperméable. Il y a plusieurs exemples d'altération en chloritoïde le long de plans de fracturation. L'altération en chlorite-magnétite est peut être le produit d'un système hydrothermal de basse température ou représente un faciès distal de basse température d'un système hydrothermal de plus haute température localisée à proximité.

Arrêt 1.3 - Secteur de la mine East Sullivan (FVO)

Le gîte de SMV de East Sullivan (16,8 Mt @ 1,023 % Cu, 0,695 % Zn et 0,329 g/t Au), situé près du sommet présumé de la FVO (Figure A3, PartieA), comprenait une vingtaine de lentilles de Cu-Zn de teneurs variables (Figure 1.6, position du puits dans le système UTM NAD83: 298060 E - 5327760 N). Les lithologies encaissantes sont constituées du nord au sud, dans l'ordre stratigraphique, de séquences de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur de tufs à lapilli et à blocs de composition mafique à intermédiaire, de rhyolites massives à bréchiques et d'horizons volcanoclastiques allant de tufs fins, à lapilli et/ou à blocs partiellement silicifiés (voir aussi Assad, 1958). Ces derniers horizons semblent contenir la plus grande part de la minéralisation. Le gisement est recoupé par 2 failles importantes

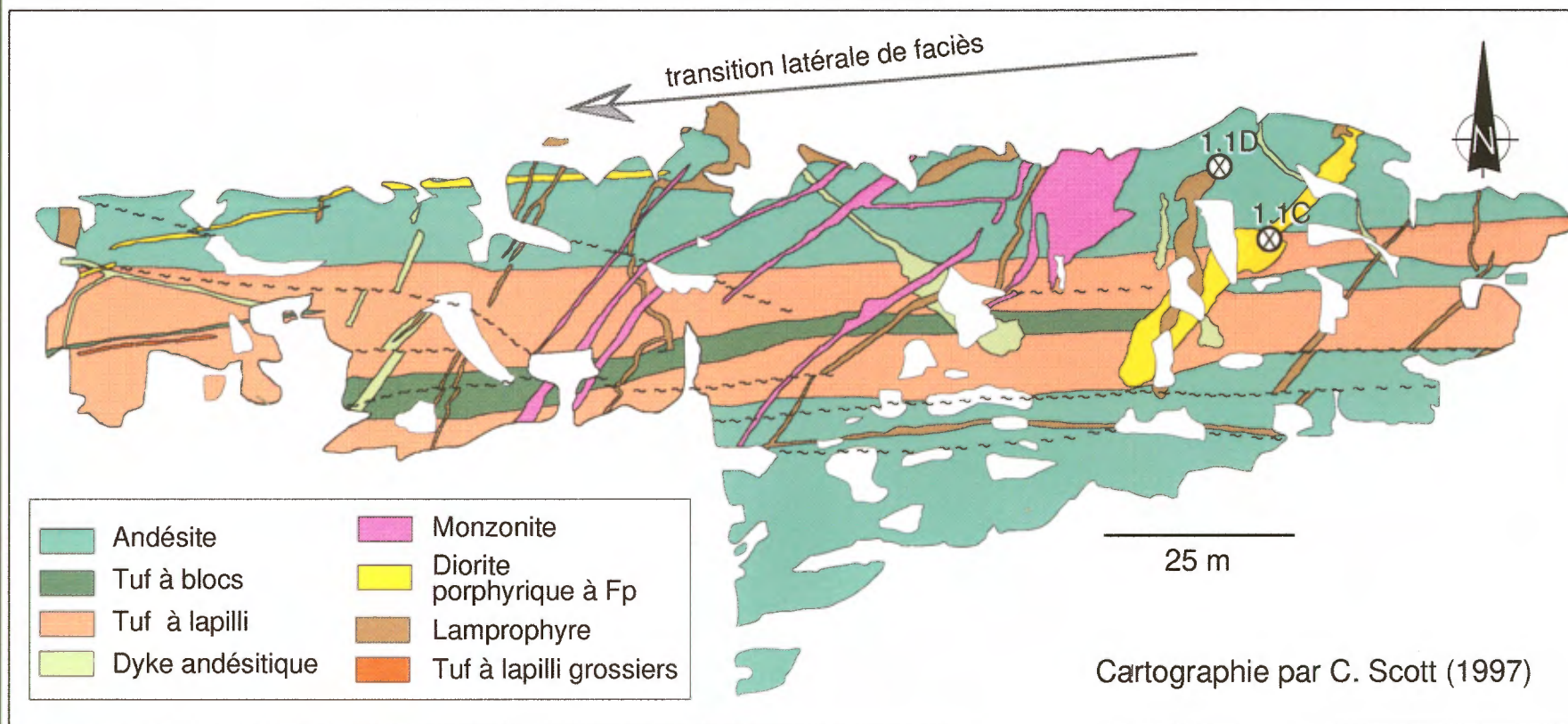


Figure 1.2: Géologie de la partie centrale de l'affleurement "Placer Dome" Nord. Les positions des arrêts sont indiquées. Se référer à la Figure 1.4 pour la localisation générale.

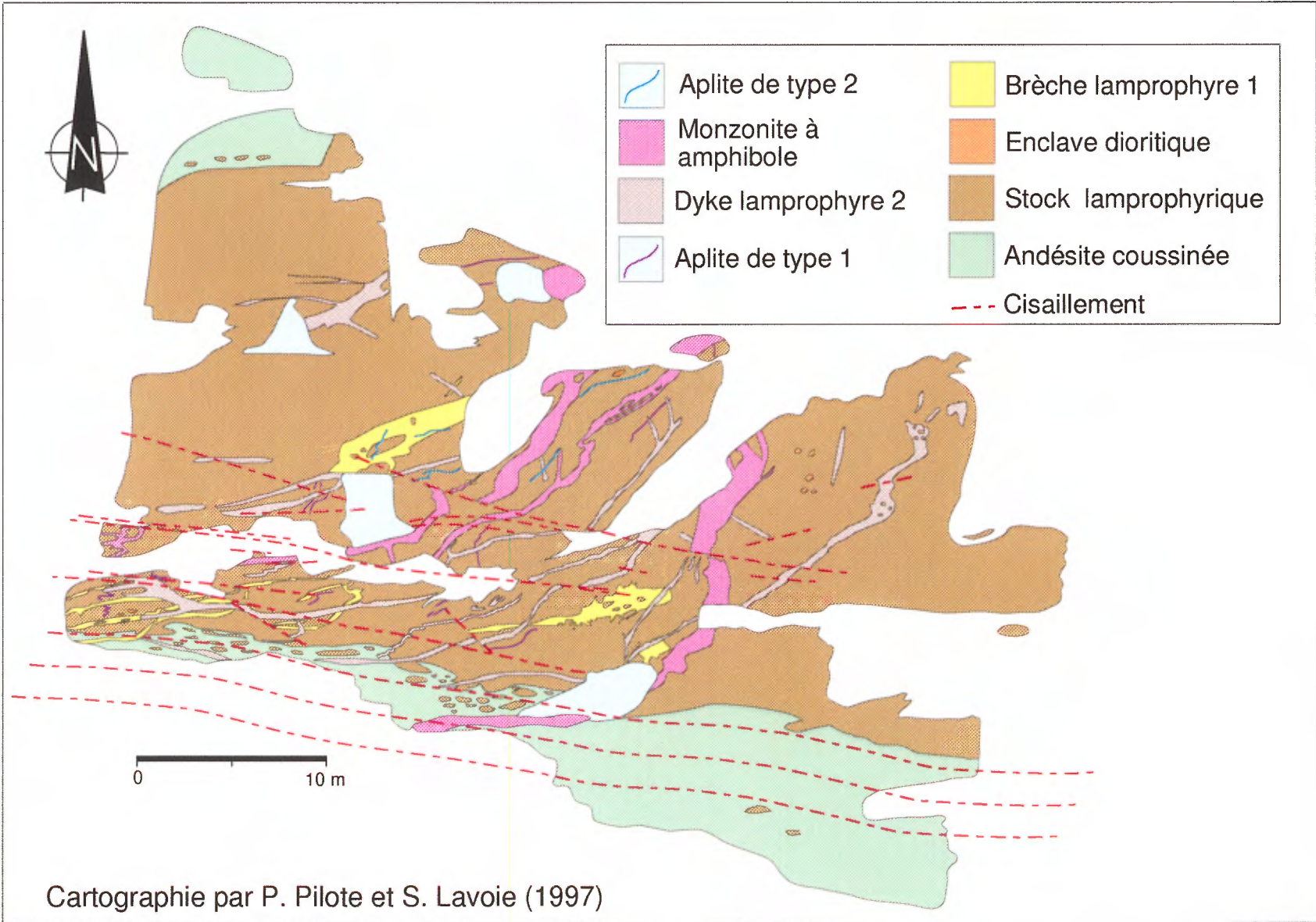


Figure 1.3: Géologie détaillée du stock lamprophyrique situé dans la partie est de l'affleurement "Placer Dome" Nord. Se référer à la Figure 1.4 pour la localisation générale.

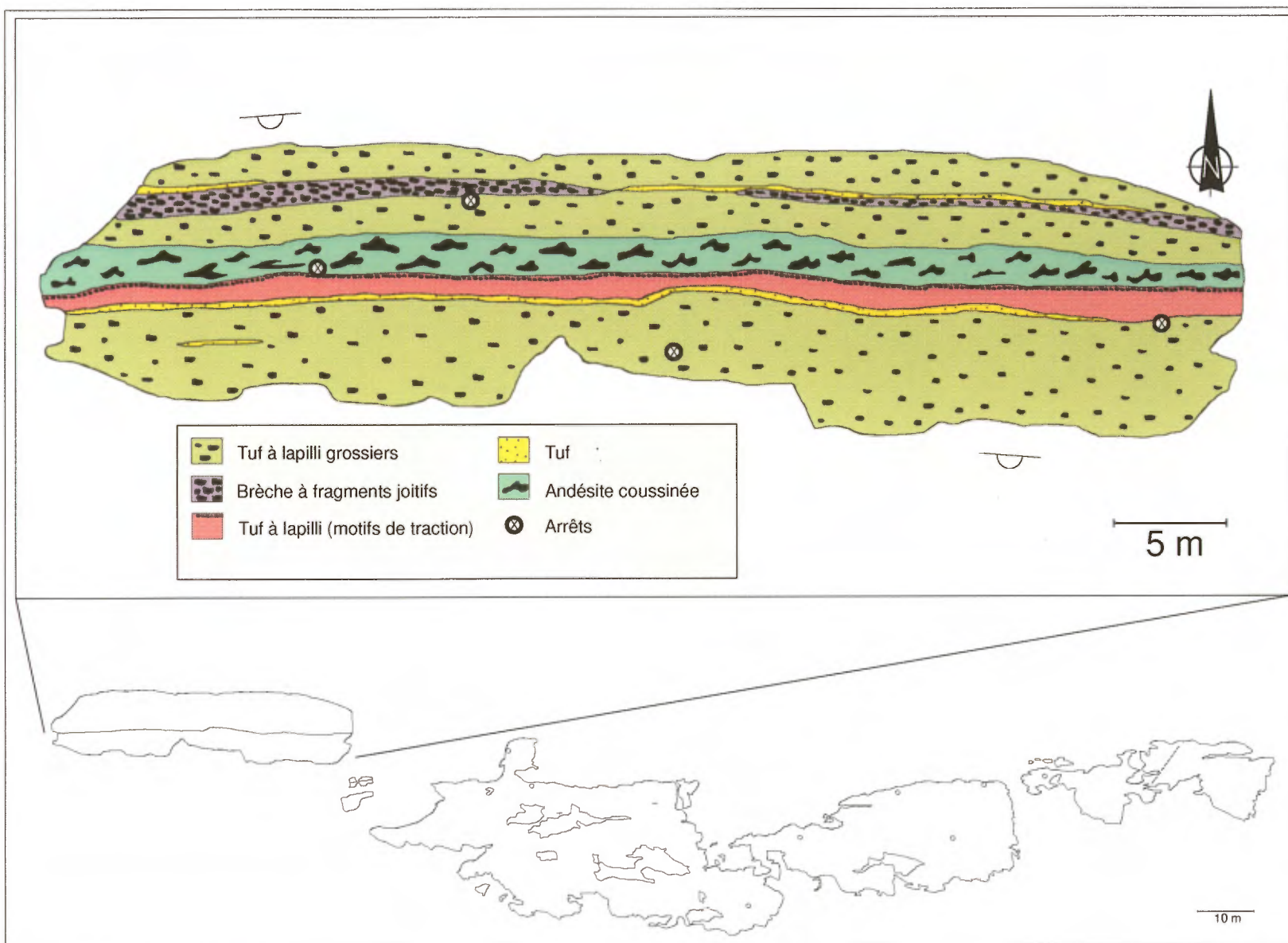


Figure 1.4: Arrêt 1.2A, géologie détaillée de la partie est de la propriété "Val-d'Or Mineral Holding". Les positions des arrêts sont indiquées. Se référer à la Figure A3 pour la localisation générale.

d'orientation N060°/80°, subparallèles à la stratigraphie, et est aussi tronqué par de nombreux filons-couches et dykes d'âges synvolcaniques à tarditectoniques, ces derniers pouvant être rattachés au pluton monzonitique de East Sullivan. De nombreuses failles d'orientation NW de faible extension recoupent aussi le gisement.

Parmi les sites visités, une attention particulière sera apportée aux phénomènes d'altération et de fracturation dans les volcanites felsiques et intermédiaires. Il est à noter que les rhyolites constituant l'éponte inférieure du gîte de East Sullivan appartiennent à une suite calco-alcaline (Pilote et al., 1997; Lavoie et al., 1998 et 1999) semblable à celle des dykes de dacite/diorite ("cap rock") qui recoupent les séquences volcano-sédimentaires à la mine Louvicourt.

Ces observations indiquent la présence d'au moins deux suites magmatiques dans la Formation Val-d'Or, soit le cycle "Louvicourt" de nature tholéiitique à transitionnel, et le cycle "East Sullivan" de nature calco-alcaline. Ceci implique que cette formation se compose de complexes volcaniques mafiques-felsiques plus ou moins synchrones mais géochimiquement distincts et cartographiables régionalement. Ces complexes offrent un potentiel minéral variable, selon la volcanologie physique locale et les altérations développées. Ces éléments témoignent finalement du fait que les gisements de SMV de cette région n'occupent pas un même niveau stratigraphique. Ces gîtes doivent plutôt leur existence à la juxtaposition locale d'un ensemble de conditions favorables.

Arrêt 1.4 - Secteur Akasaba (Formation Héva)

Cet arrêt comprend deux affleurements décapés (Figure 1.10) dans la Formation d'Héva (FH). Les affleurements sont situés le long d'une route nord-sud à 5 km au sud du village de Colombière. Ce village est situé sur la route 117 à 15 km à l'est de Val-d'Or, pratiquement sur la ligne N-S séparant les cantons de Bourlamaque et de Louvicourt (Figure A3). Les deux affleurements ont été décapés par la société Cambior dans le cadre d'un programme d'exploration pour des métaux usuels (Gilbert, 1996a). Un des affleurements comprend un chapeau de fer (Figure 1.7). L'historique entourant l'exploitation du gisement d'Akasaba et les grands traits de la géologie de ce secteur sont relatés par Sauvé (1985b) et Vorobiev (1998) et décrits dans la Section 4B.

Arrêt 1.4A

À cet arrêt (Figure 1.7, position dans le système

UTM NAD83: 309000 E - 5324860 N), des observations de terrain indiquant une origine pyroclastique pour une unité de tuf à lapilli seront examinées. Des reliques de ponces sont dispersées sur l'affleurement et peuvent être reconnues par leur altération en relief négatif. Les présences d'échardes de verres en forme de croissant et de fragments avec des bordures figées indiquent une origine explosive probable pour ces volcanoclastites. On peut également observer une abondance de cristaux dans la matrice.

Arrêt 1.4B

À cet arrêt, on peut observer des textures pépéritiques résultant de l'interaction entre un magma et des sédiments non-consolidés (Figure 1.7). Il reste à déterminer si les textures pépéritiques représentent des amas de lave dans des sédiments ou seulement des zones de trempe en bordure des laves elles-mêmes. Le litage dans les sédiments est fortement bouleversé et contorsionné, en raison de l'injection du magma gabbroïque.

Arrêt 1.4C

Cet arrêt comprend d'autres exemples d'interaction entre un magma et des sédiments non-consolidés, telles la formation de structures en pseudo-coussins dans le magma (Figure 1.7). Ces textures illustrent la complexité des interactions entre le magma et les sédiments.

Arrêt 1.4D

Sur ce site, l'intrusion de gabbro/dacite semble présenter plusieurs fronts de refroidissement. Ceux-ci confèrent à la roche un aspect chagriné ou ondulé, qui peut être est confondu avec un pseudo-clivage (Figure 1.7).

Arrêt 1.5 - Secteur Sleepy (FVO)

Cet arrêt comprend deux larges zones d'affleurements (Figures 1.8 et 1.9) décapés dans le cadre d'un programme d'exploration pour des métaux usuels. Des décapages ont été réalisés en 1992 et 1993 (Simoneau, 1992; Laplante, 1994) sur la partie Est de la propriété Sigma-2, laquelle appartenait à cette époque à la compagnie Placer Dome Inc. L'arrêt est situé en bordure du lac Endormi ("Sleepy Lake"), à 1 km au SW du village de Louvicourt (Figure A3, Partie A).

La partie nord de la propriété comprend la partie supérieure de la Formation Val-d'Or (Figure A3), formée principalement de roches volcanoclastiques de composition intermédiaire. Cet assemblage est localisé au sud du Pluton de Bevcon. Plus au sud,

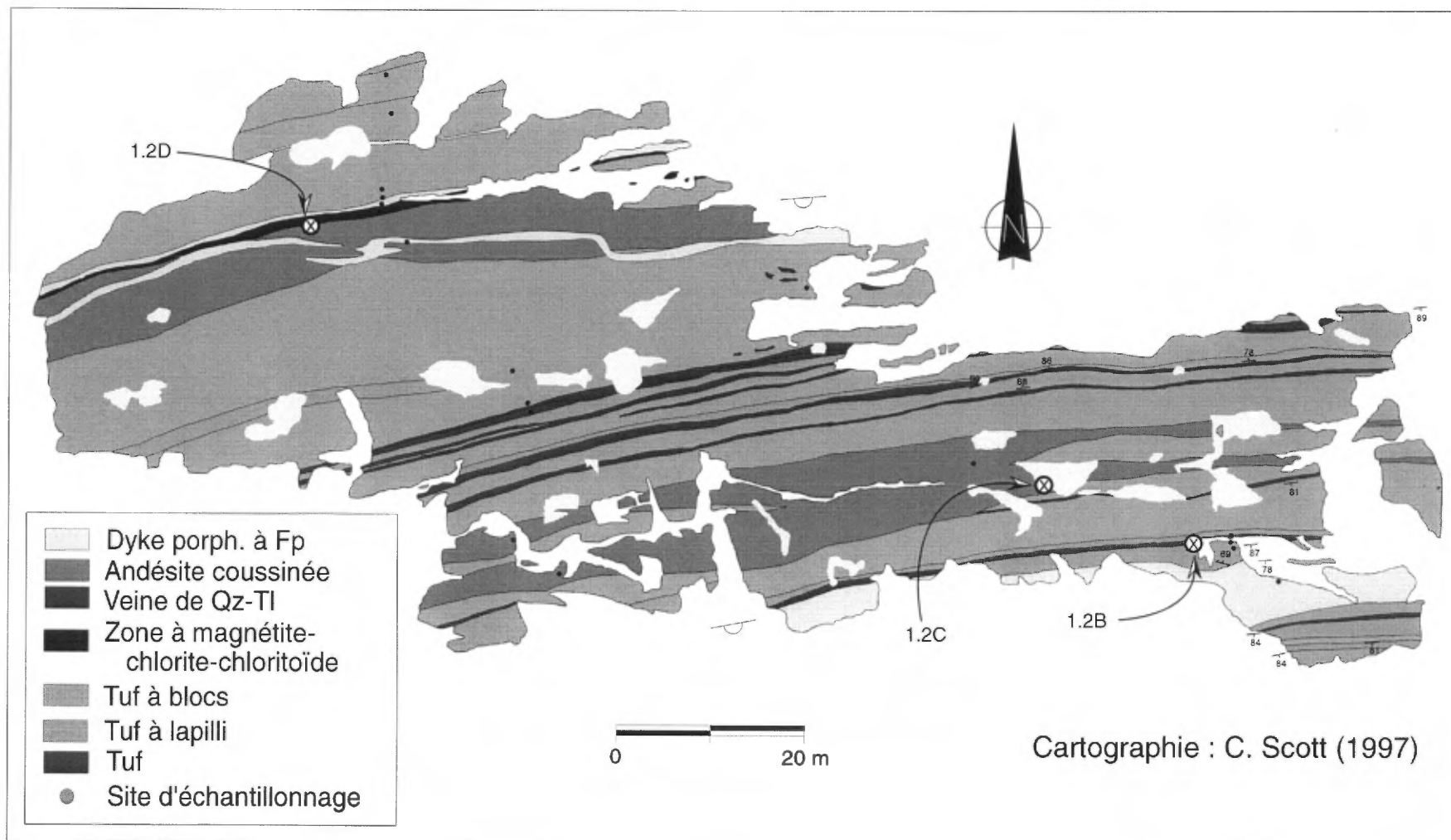


Figure 1.5: arrêt 1.2B, géologie de la partie ouest de la propriété "Val-d'Or Mineral Holding". Les positions des arrêts sont indiquées. Se référer à la Figure A3 pour la localisation générale.

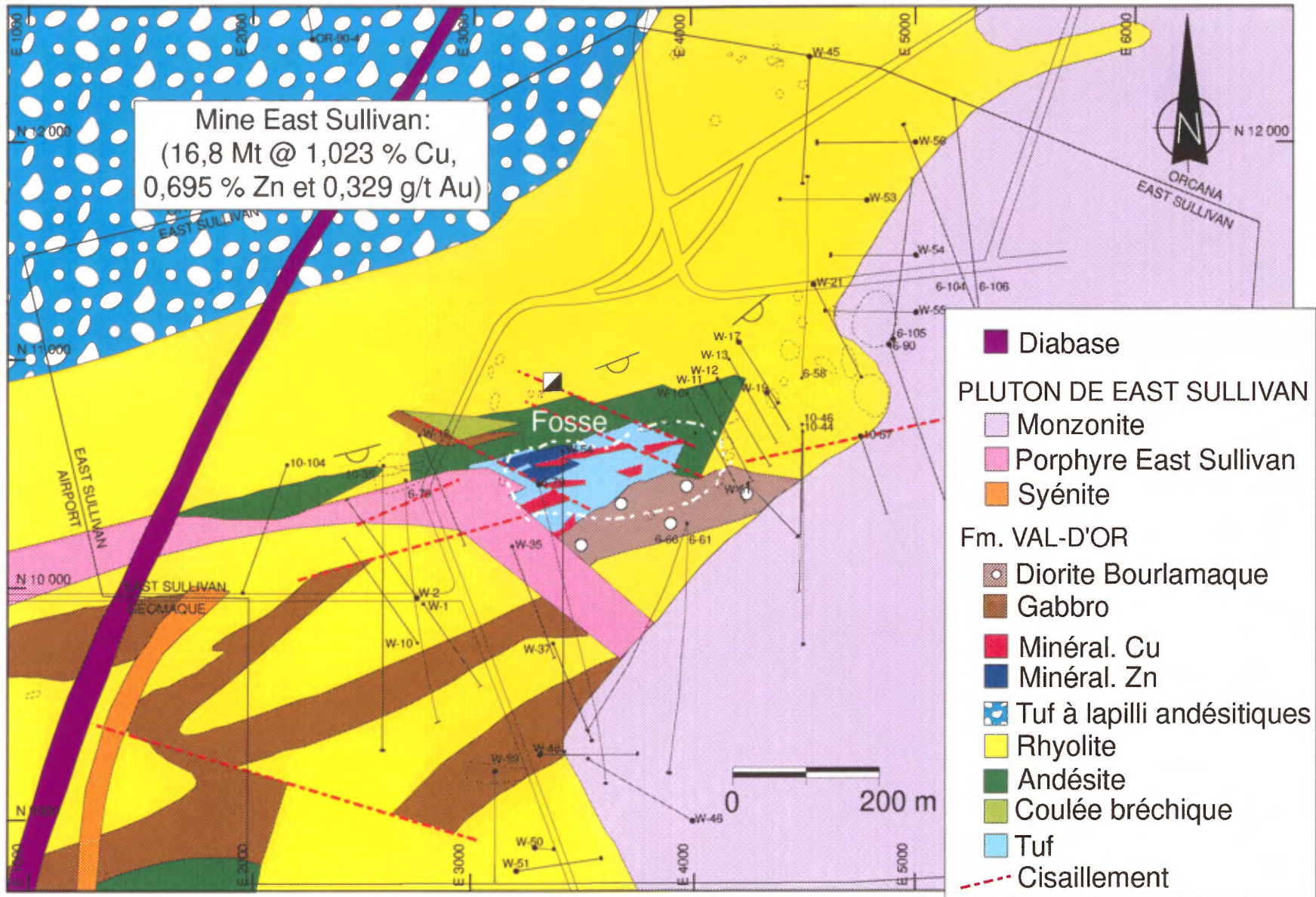


Figure 1.6: Géologie du secteur de la mine East Sullivan. Cartographie et compilation par Lavoie (1997, 1998 et 1999).

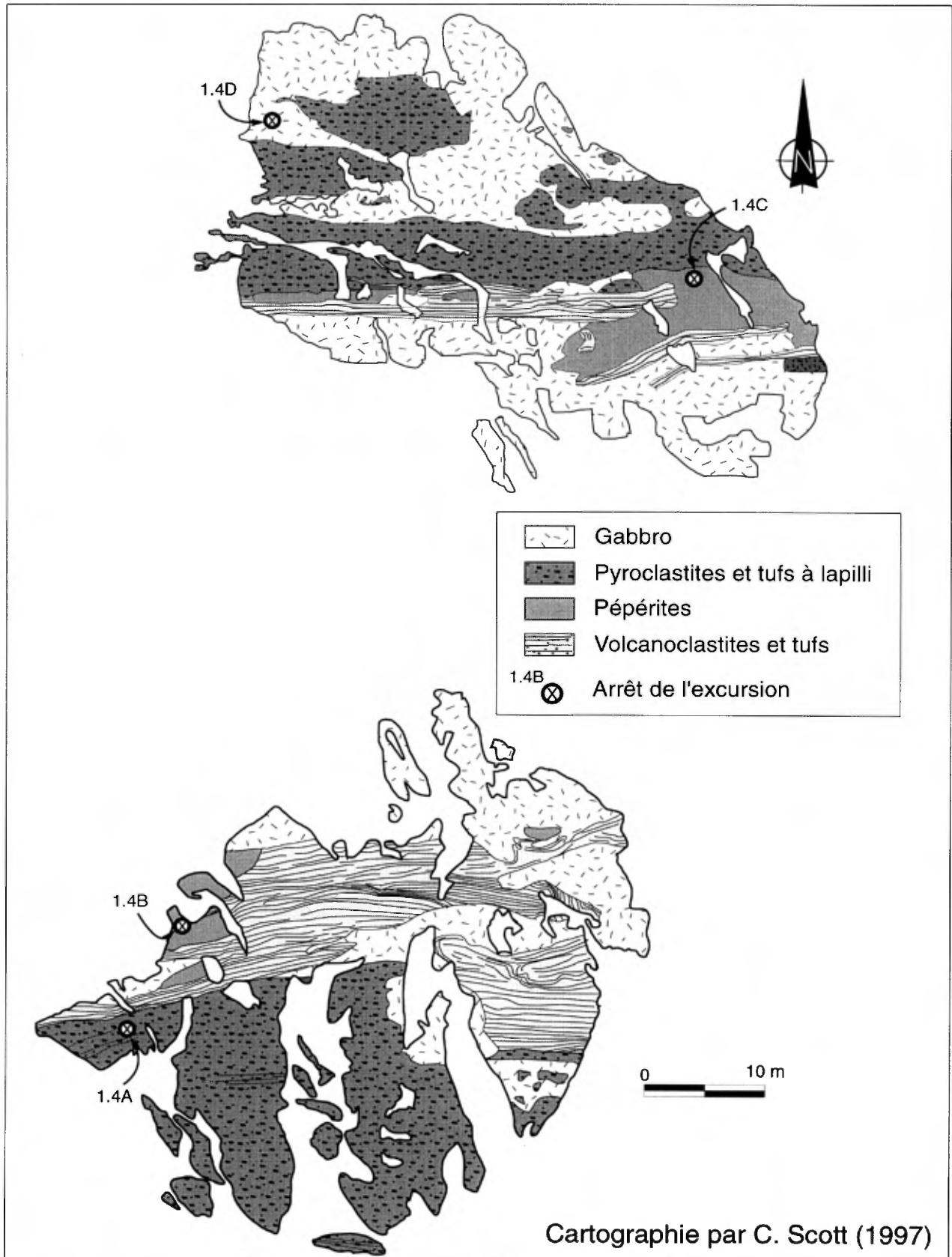


Figure 1.7: Arrêt 1.4, géologie détaillée d'affleurements situés dans le secteur Akasaba.

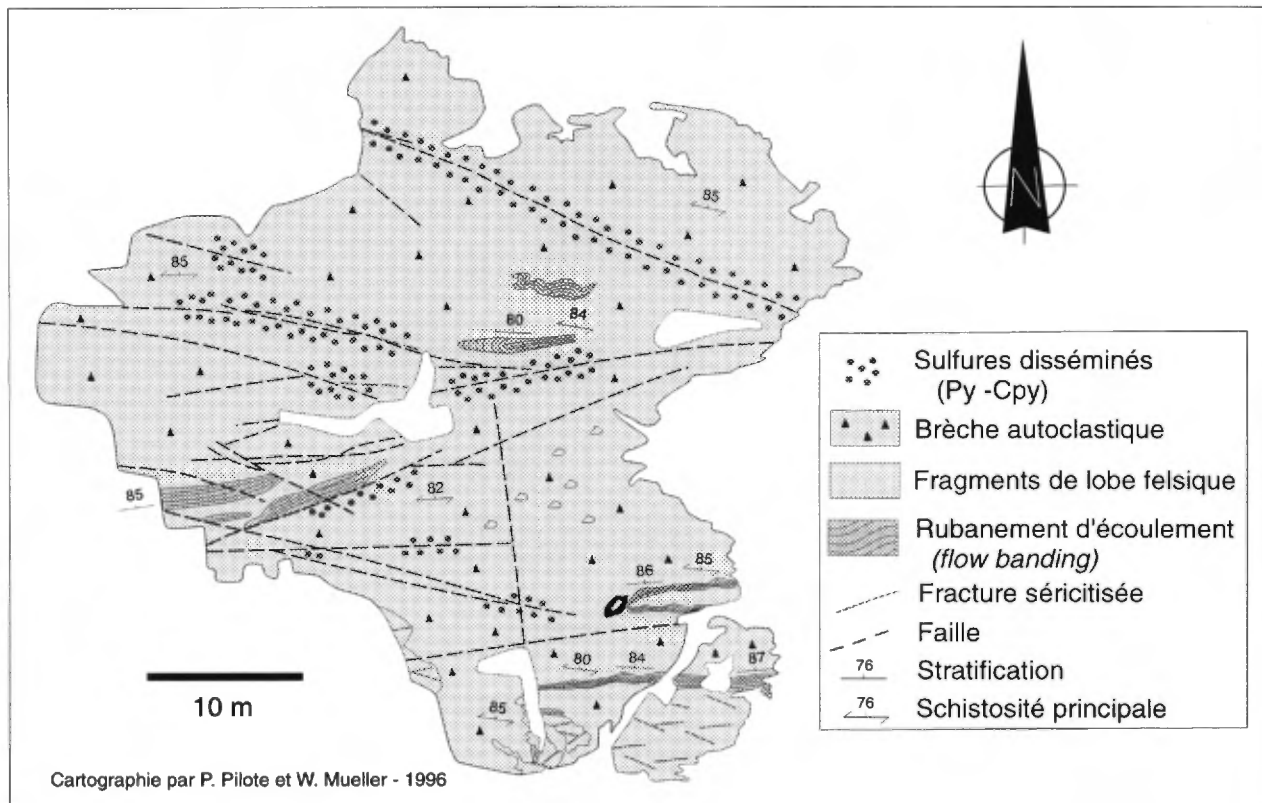


Figure 1.8: Morphologie d'une brèche autoclastique composée de fragments de lobe rhyolitique, secteur du lac Sleepy. Voir la Figure A.3 pour la localisation générale.

le Filon-couche de Vicour traverse la propriété d'E en W et est subvertical. Celui-ci est différencié et montre une polarité vers le sud, avec une partie inférieure composée de gabbro ferrifère et un sommet riche en quartz, localement granophyrique. La partie granophyrique du filon-couche est l'hôte d'une minéralisation aurifère disséminée et filonienne exploitée par une fosse à ciel ouvert, la mine Sigma-2 (Hébert et al., 1988 et 1991; Giguère, 1989; Giguère et Béland, 1990). Au sud du filon-couche, la propriété renferme un assemblage de basaltes coussinés et massifs d'affinité tholéitique à calco-alkaline (Laplante, 1994) assigné selon Imreh (1984) à la Formation d'Héva.

La zone décapée la plus au nord (Figure 1.8) est principalement constituée de tufs à blocs, lesquels sont majoritairement de nature felsiques (position dans le système UTM NAD83: 321190 E - 5326480 N). Des fragments plus importants montrant des textures d'écoulement laminaire ("flow banding") sont préservés en plusieurs endroits et avec des orientations variées dans ces tufs. Malgré la nature très variable de l'altération, celle-ci passant d'une intensité nulle à une très forte séricitisation ou chloritisation, le protolite des fragments est dans la plupart des cas de nature felsique et semble fort probablement provenir d'une

même source. Cette observation nous conduit à interpréter ces lithologies comme des brèches de carapace provenant de la fragmentation et de l'altération de lobes felsiques. La présence très commune de fragment rhyolitique de dimension métrique présentant un minimum d'altération, vraisemblablement des lobes rhyolitique brisés, appuie cette idée.

La matrice est communément beaucoup plus altérée (chloritisée, carbonatée et \pm séricitisée) que les fragments. La carbonatation est omniprésente sur cet affleurement. Des failles, apparemment disposées à angle faible par rapport à la stratification présumée dans ce secteur (cette surface étant estimée d'après la faible obliquité entre les fragments à texture d'écoulement laminaire les plus imposants et les failles), contiennent la plus grande part de la minéralisation en sulfures ($Py \pm Cp$) sur cet affleurement.

Un décapage plus au sud (Figure 1.9, position dans le système UTM NAD83: 320900 E - 5326370 N) expose une séquence de tufs fins à grossiers, lités à massifs, qui montre des caractéristiques des séquences turbiditiques, principalement les divisions Tab et, plus rarement Tc et Te, de la séquence de Bouma (1962). Cette séquence montre une diminution de la

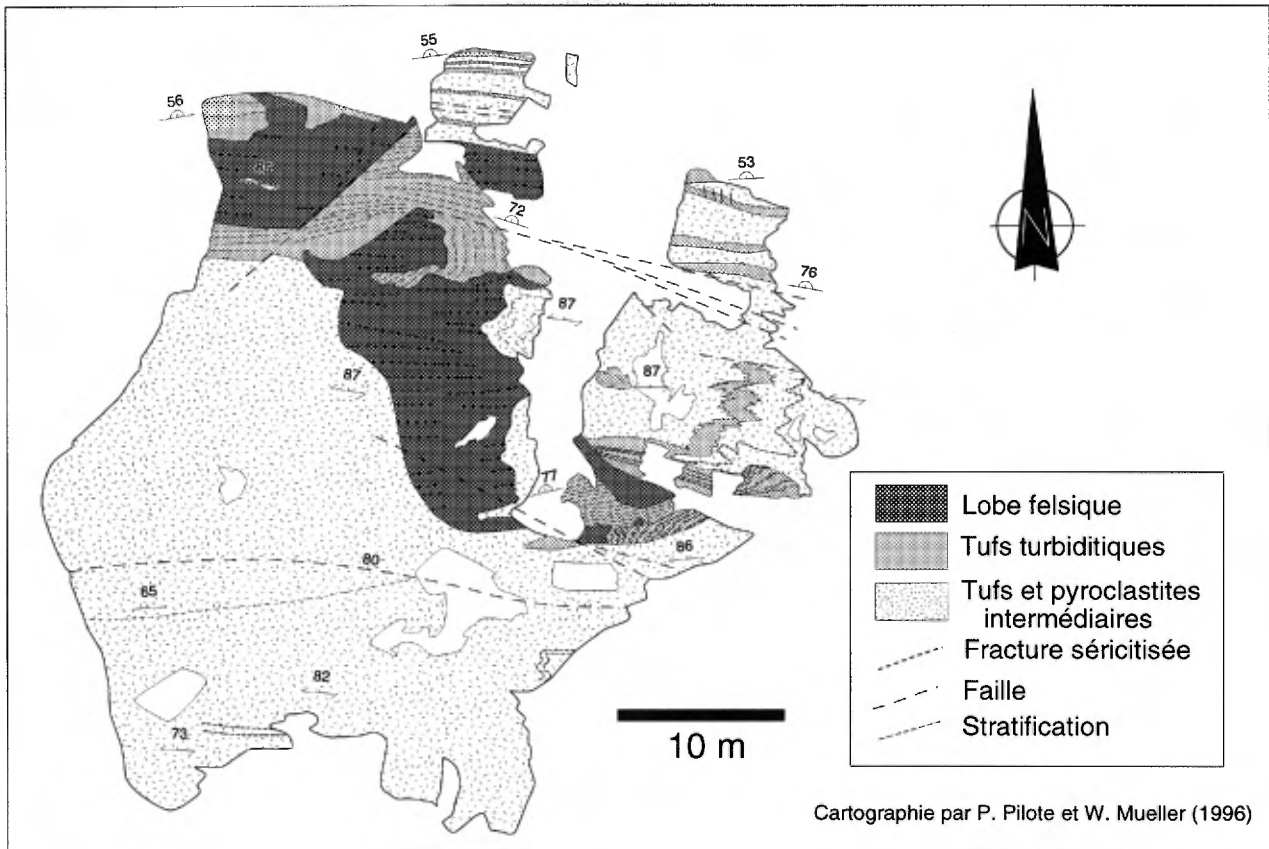


Figure 1.9: Morphologie d'un lobe rhyolitique qui est intrusif dans un empilement volcano-sédimentaire, secteur du lac Sleepy. Voir la Figure A.3 pour la localisation générale.

granulométrie des fragments et de l'épaisseur des lits vers le sommet (nord). La partie centrale-ouest de l'affleurement contient un lobe de rhyolite bordé de tufs grossiers et à lapilli et d'hyaloclastites. Une cartographie détaillée a démontré la nature intrusive de ce lobe dans une enveloppe d'hyaloclastites, les lits avoisinants étant tronqués par celui-ci et/ou parallélisés à sa surface.

Dans ce secteur, la séquence de tufs turbiditiques peut être décrite comme homoclinale à polarité normale vers le nord. Les lits s'orientent généralement E-W avec un pendage variant entre 30° et 75° avec une moyenne entre 50° et 60°. Le litage (S_0) se caractérise par l'alternance de lits de tufs fins et grossiers ainsi que par les laminations dans les tufs fins. Les tufs grossiers présentent généralement une couleur gris à gris-vert pâle. Les tufs fins sont généralement de couleur légèrement plus foncée. Localement, la silicification produit une couleur rougeâtre à mauve caractéristique des unités fines. Le litage est recoupé par une schistosité subverticale (S_1) orientée à 280°. Son orientation montre peu de variation sur le décapage. Cette schistosité se caractérise par des plans espacés de 3

à 30 mm dans les zones les moins déformées et montre des évidences de pression-dissolution. Des zones de cisaillements subparallèles au plan S_1 se développent à plusieurs endroits sur le décapage.

La relation entre les plans S_0 et S_1 est relativement constante (Figure 1.9). La schistosité montre une relation horaire avec le litage qui présente un sommet normal vers le nord. Cette relation indique que le décapage se situe sur le flanc d'un pli majeur P_1 avec une fermeture synclinale vers le nord.

Arrêt 1.6 - Pluton de Bevcon

Ce pluton se compose d'au moins deux faciès. Le plus important est représenté par une tonalite équi-granulaire variablement chloritisée. Un faciès plus marginal est représenté par une diorite, qui se situe essentiellement aux bordures est et sud de cette intrusion (Figure A3, Partie A). La susceptibilité magnétique de cette dernière phase (Les Relevés Géophysiques, 1985; C.G.C., 1981; Dion, 1997) est beaucoup plus accentuée que la phase tonalitique. Pilote et al. (1998a et c) ont daté la phase tonalitique

et celle-ci a donné un âge de 2680 ± 5 Ma (voir Tableau A1, Partie A). Cet âge, syn-Témiscamingue, la classe dans la même famille d'intrusion que celle de Camflo (Chainey, 1983; Sauvé et Makila, 1987; Zweng et al., 1993) et du stock principal ("Main Plug") de Lamaque (Wong et al., 1991). Dans la région de Val-d'Or, toutes ces intrusions contiennent des exemples du second type de minéralisation aurifère à quartz-tourmaline (voir Partie A). Le Pluton de Bevcon contient deux anciens gisements d'or qui tombent dans cette catégorie, il s'agit des mines Buffadison et Bevcon (Sauvé, 1985a).

Cet arrêt a pour but d'examiner la phase tonalitique de ce pluton, ainsi qu'une zone présentant des minéraux métamorphiques nettement anomaux pour cette partie de la région de Val-d'Or, notamment de la dumortiérite. Cette zone est située dans la partie centre-sud de cette intrusion (position dans le système UTM NAD83: 320480 E - 5328480 N). Ces minéraux signalent la présence probable à cet endroit d'une zone d'altération alumineuse prémétamorphique (Taner, 1983; Taner et Martin, 1993).

SECTION 1B - MINÉRALISATION AURIFÈRE À LA MINE KIENA

Michel Crevier

*Les Mines McWatters Inc., Opérations Val-d'Or
1281, 7e Rue - 2e étage, Val-d'Or, J9P 3S1*

LOCALISATION

La mine Kiena se situe à 12 km à l'est de la ville de Val-d'Or dans le canton Dubuisson, sur l'île Parker du lac De Montigny (voir Figure A1, Partie A; Figure 1.1). Le gisement est compris dans la concession minière no° 494, entourée de claims appartenant à Les Mines McWatters Inc.

HISTORIQUE

La prospection initiale sur le site de la mine débuta un peu avant la première guerre mondiale en 1911 et se poursuivit jusqu'en 1919. L'île sur laquelle est située les installations de surface de la mine fut nommée en l'honneur de Barney Parker, qui découvrit les premières veines aurifères.

Un consortium d'investisseurs de New-York et de Montréal tenta de mettre en exploitation la propriété durant les années 1920. Cependant, le fonçage du puits Parker ne s'effectua qu'en 1936 quand la compagnie Kiena Gold Mines fut incorporée. De 1936 à 1939, la plupart des capitaux provenaient de Thayer Lindsley, le fondateur de Ventures Limited et de la compagnie Falconbridge. Les opérations cessèrent en 1939 avec le début de la seconde guerre mondiale, en raison d'une pénurie de main d'oeuvre et de capitaux.

Au début des années soixante, une campagne d'exploration menée par Ventures Limited et Falconbridge (l'actionnaire principal de Kiena Gold Mines) a mis en évidence en forage, à une profondeur d'environ 250 m, une intersection de 16 m avec une teneur de 7,7 g/t Au. Cette découverte, désignée sous le nom de "Zone S-50" (le numéro du trou de forage original), désigne encore aujourd'hui la lentille principale du gisement (Figure 1.10).

En 1979, la montée du prix de l'or et les progrès

technologiques ont rendu économiquement viable la reprise des opérations minières. Plusieurs millions de dollars furent investis et, à l'été 1981, plus de 1 000 tonnes de minerai par jour étaient produites et traitées à un prix fixe à l'usine de la mine Lamaque à Val-d'Or. La construction en 1984 d'un moulin permettant de récupérer l'or au moyen du traitement de charbon en pulpe, sur le site de la mine, a complété le développement de ce site minier.

En 1986, le Groupe Dome est devenu l'actionnaire majoritaire de Kiena Gold Mines, en acquérant toutes les actions (56,7%) détenues par Falconbridge. L'année suivante, Placer Development fusionna avec Domes Mines Limited et Campbell Red Lake Mines Limited pour devenir Placer Dome Inc. En 1997, Les Mines McWatters acheta de Placer Dome les mines Sigma et Kiena ainsi qu'un portefeuille de propriétés situées dans le camp minier de Val-d'Or.

En 1997, la mine Kiena a extrait 630 000 tonnes de minerai à une teneur moyenne de 4,81 g/t Au. La récupération était de 96,3%, ce qui a permis de produire 93 169 onces d'or. La production minière provient principalement de chantiers à longs trous. La production totale, depuis 1981, est de 7 573 000 tonnes de minerai et de 1 184 692 onces d'or (36 848 kg Au).

GÉOLOGIE LOCALE ET MINÉRALISATION

Le gisement Kiena est d'âge archéen et se situe dans la ceinture aurifère de Malartic - Val-d'Or dans la partie sud de la sous-Province de l'Abitibi. Les roches encaissantes du gisement appartiennent à la Formation de Jacola, laquelle se compose d'une alternance de coulées komatiitiques (ultramafiques à basaltiques) et de tholéiites magnésiennes et ferrifères. En englobant les corps minéralisés avoisinants et la lentille principale, ce gisement

contient de 1,5 à 2 millions d'onces d'or. La marque historique de la millionième once produite a été atteinte au mois de novembre 1995. Plusieurs études ont été réalisées à la mine Kiena au cours des dernières années et ont abordées différents aspects, dont la lithogéochimie des roches encaissantes et minéralisées (Muir, 1979 et 1981; Roy, 1983), la distribution de l'or et des métaux-traces en halos à l'échelle du gîte (Bourget, 1986; Perrault, 1987b), les caractéristiques de la minéralisation aurifère et les relations structurales propres au gisement (Cormier, 1986, Quirion, 1987; Sauvé et al., 1993c; Morasse et al., 1993 et 1996).

La lentille principale du gisement Kiena, la zone S-50, revêt la forme d'un mince entonnoir renversé, plissé en forme de Z. Le gisement Kiena se compose d'une brèche carbonatée polyphasée et d'un système de veines de type remplacement. Le gisement comprend la lentille principale, nommée Zone S-50, et les zones Nord, VI et 388, distribuées selon un axe orienté nord-sud, la Zone Nord-Ouest localisée sur le flanc ouest d'un pli régional en Z, et quelques autres lentilles situées vers le sud-est (Figure 1.10). La lentille principale est à peu près concordante avec la partie supérieure d'une coulée de basalte tholéiitique localisée dans une séquence de coulées mafiques à ultramafiques, modérément à fortement pentée vers l'ouest. Un dyke d'albite a été injecté après le basculement de la séquence volcanique mais avant la mise en place de la minéralisation. Les basaltes tholéiitiques ferrifères et le dyke d'albite constituent les roches hôtes de la minéralisation. Trois événements minéralisateurs distincts, soulignés par des assemblages minéralogiques caractéristiques, se sont successivement mis en place (du plus vieux au plus jeune):

- 1) un stockwerk de veines d'ankérite/dolomie-quartz-pyrite-albite-Au;
- 2) des veines d'ankérite-pyrite-Au de type remplacement; et
- 3) un stockwerk de veines et des brèches d'albite-pyrite-chalcopryrite-scheelite-Au.

Les lentilles minéralisées sont recoupées par un dyke de granodiorite renfermant des enclaves de minerai aurifère et par un dyke de porphyre feldspathique qui semble être plus tardif que le dyke de granodiorite (Cormier, 1986; Sauvé et al., 1993c; Morasse et al., 1993). Ces deux dykes, qui sont faiblement minéralisés et recoupés par des veinules de quartz-carbonate-pyrite, sont interprétés comme étant des dykes interminéralisation, i.e. synchrones à la minéralisation aurifère. La déformation du

cortège de dykes et des structures aurifères a formé un pli en Z d'échelle régionale et une fabrique planaire pénétrante. Celle-ci se manifeste par un clivage espacé dans les niveaux supérieurs de la mine et par une schistosité dans les niveaux les plus profonds. Les relations de recoupement entre la séquence volcanique basculée, la minéralisation aurifère et la fabrique planaire suggèrent que la minéralisation est postérieure au basculement de la stratigraphie mais antérieur au développement de la zone de déformation Norlartic (Figure 1.10). Le grade métamorphique varie du faciès des schistes verts, dans la partie supérieur du gisement, au faciès des amphibolites dans la partie inférieure.

Dans le cadre d'une thèse de doctorat, Suzanne Morasse (1998) a réalisé des datations U-Pb sur des zircons provenant des dykes interminéralisation du gisement de Kiena (Morasse et al., 1993 et 1996). Selon ces travaux, le dyke de granodiorite a livré un âge concordant de 2686 ± 2 Ma. Les zircons du dyke de porphyre feldspathique interminéralisation sont xénomorphes ou en forme de dents de chien, ces derniers représentent clairement des xénoctaux résorbés magmatiquement. Un âge concordant de 2696 ± 3 Ma pour un zircon suggère qu'il a été assimilé par le porphyre feldspathique. La source de ces zircons hérités pourrait être des apophyses du stock de Snowshoe, un pluton monzogranitique localisé à environ 3 km au nord, ou une autre intrusion comparable située plus profondément. Des zircons magmatiques du stock de Snowshoe ont livré un âge de 2694 ± 3 Ma. Comme le dyke de porphyre feldspathique riches en xénoctaux de zircons semble être plus jeune que le dyke de granodiorite, l'âge de la granodiorite (2686 ± 2 Ma) représenterait l'âge minimum de la minéralisation aurifère. La formation de la minéralisation aurifère du gisement de Kiena est donc antérieure à l'épisode de déformation régionale (D₂) et au métamorphisme associé à l'orogénie kénoréenne estimée prendre place entre 2677 à 2645 Ma (Wong et al., 1991; Hanes et al., 1992). L'épisode de déformation D₂ a produit une fabrique planaire bien développée qui recoupe la minéralisation. Cette fabrique a été plissée et recoupée par un clivage de crénulation et une linéation d'étirement développée à un grade métamorphique évaluée entre le faciès des schistes verts et celui des amphibolites. La déformation D₂ est postérieure de plus de 20 Ma à la mise en place du Batholite de Bourlamaque, datée à 2700 ± 1 Ma (Wong et al., 1991). Ce pluton se compose probablement d'une suite de filons-couches de diorite différenciés et métamorphisés (Campiglio et Darling, 1976; Jébrak et al., 1991).

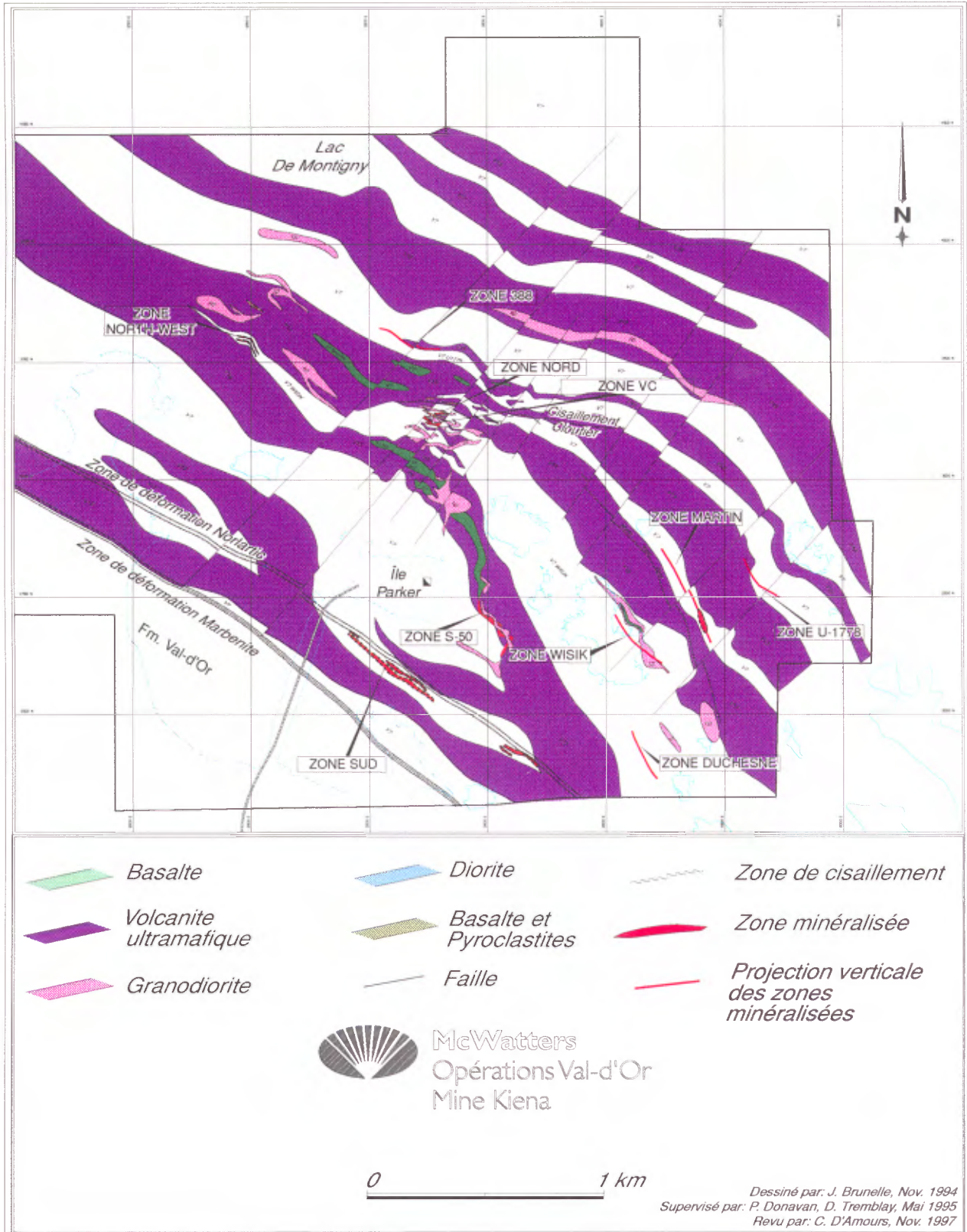


Figure 1.10: Géologie simplifiée du secteur de la mine Kiena. Les positions des différentes zones minéralisées sont indiquées.

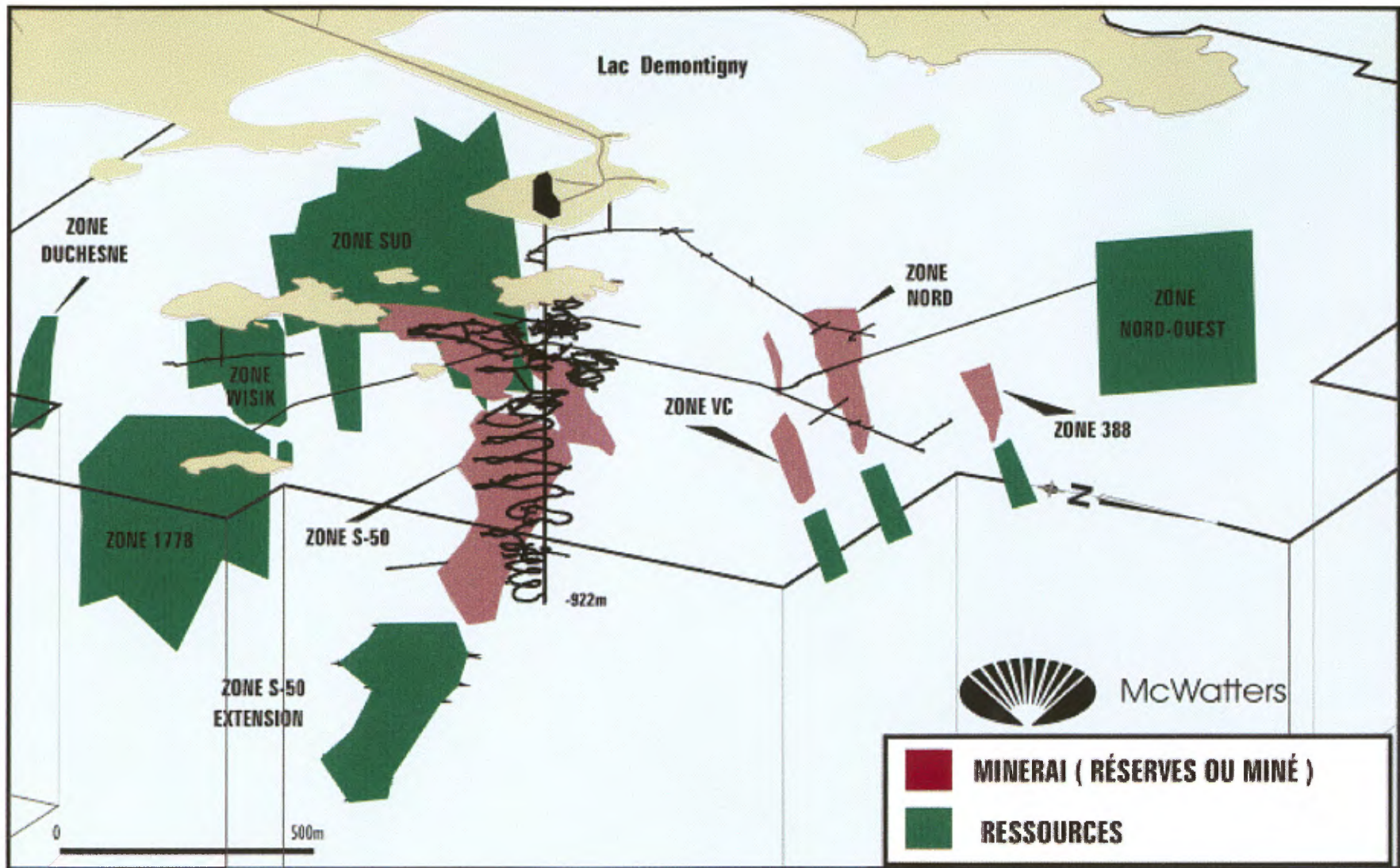


Figure 1.11: Vue isométrique de la mine Kiena. Les positions des différentes zones minéralisées sont indiquées.

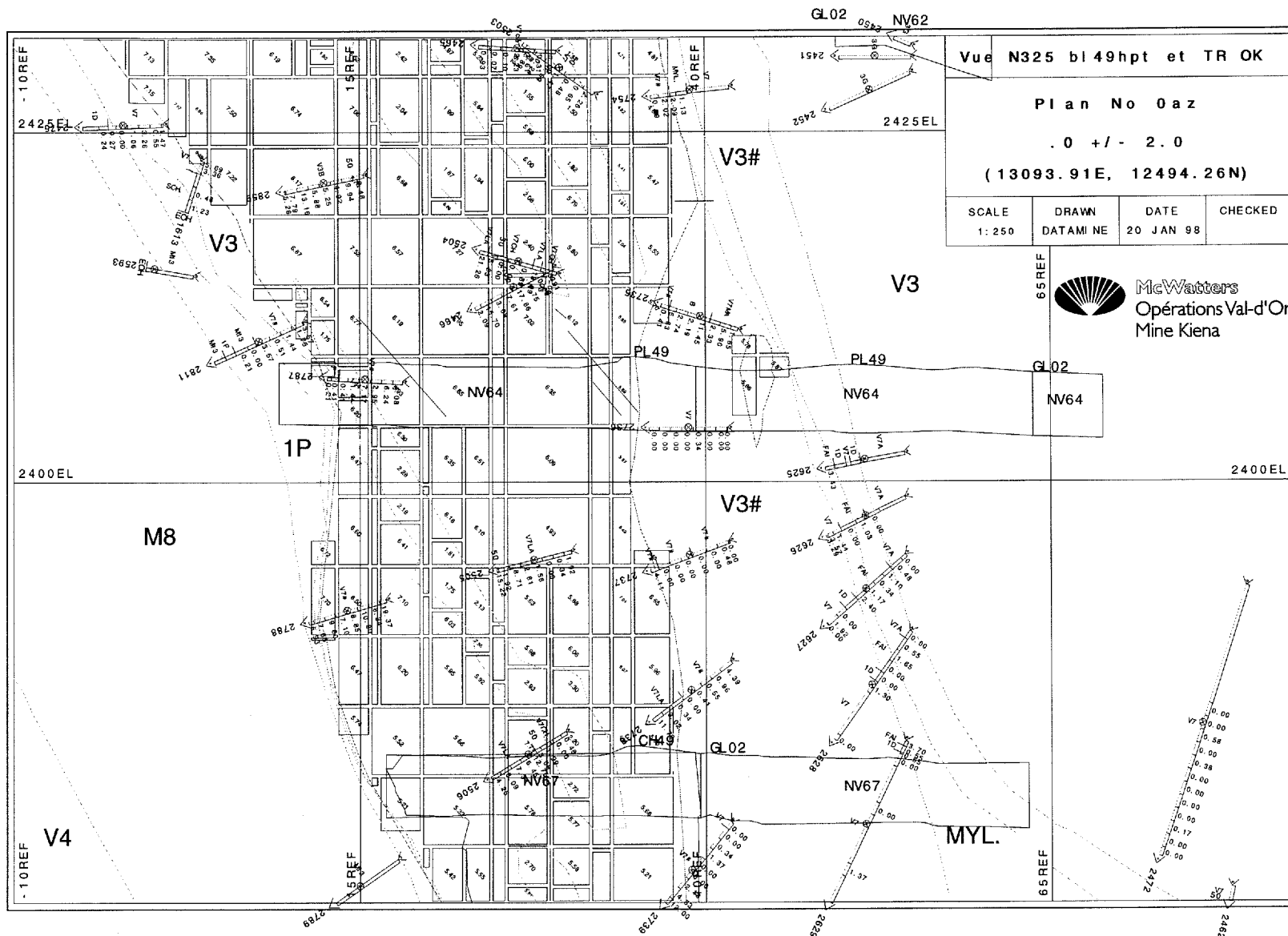


Figure 1.12: Coupe au travers le gisement Kiena, avec la position des blocs miniers et leur teneur. La trace des forages qui recoupent la zone, avec les teneurs aurifères et la géologie interprétée sont indiquées.

Les observations géologiques et les dates obtenues pour les dykes interminéralisation suggèrent une origine magmatique pour les fluides minéralisateurs du gisement de Kiena (Morasse et al., 1993; 1995). Ces éléments réfutent le modèle épigénétique relié au développement d'une zone de cisaillement proposé antérieurement pour ce gisement ou encore un modèle métamorphogénique. Ces observations s'avèrent également pertinentes pour la recherche de gisements filoniens aurifères comparables ailleurs en territoires archéens.

EXPLOITATION

À la mine Kiena, l'informatique est utilisée pour la plupart des étapes de travail dans les services techniques.

Un modèle tridimensionnel (3D), incluant les contacts lithologiques, les enveloppes économiques définies selon la teneur de coupure choisie, ainsi que les éléments structuraux est mis à jour régulièrement par l'ajout des données provenant des sondages et de la cartographie souterraine (Figure 1.11). La conception et la mise à jour routinière du modèle 3D s'effectue sur un écran d'ordinateur en utilisant la position exacte tridimensionnelle de chaque élément d'information (tels que les contacts géologiques, les analyses, etc.), plutôt que par l'utilisation de plans dessinés à la main. Ainsi, par exemple, un trou de forage qui dévie de sa trajectoire n'induit pas une distorsion excessive dans le modèle géologique, peu importe l'angle de vision (Figure 1.12).

De façon simultanée, l'équipe d'arpentage fait une mise à jour régulière d'un modèle 3D de toutes les ouvertures souterraines, incluant les chantiers excavés (DIOR ou CMS).

Ces deux banques de données peuvent être utilisées ensemble ou séparément. Elles peuvent être utilisées dans la production de sections et de plans ainsi que pour la visualisation tridimensionnelle.

Les plans et les sections sont transférés électroniquement vers les logiciels d'ingénierie pour la conception et la production de plans de soutien du massif rocheux et de plans de forages de production. La conception des modèles géologiques et miniers, tout comme le calcul des réserves (modèle de blocs) et la planification des trous de forages, se fait directement à l'écran avec des modèles tridimensionnels (Figure 1.12). Il est possible d'extraire une portion représentant un secteur particulier en 3D de la banque de données principale pour la traiter séparément.

L'estimation des réserves se fait avec un modèle de blocs. Un treillis 3D représentant le minerai exploitable économiquement est extrait du modèle géologique. Ce treillis 3D est ensuite rempli avec une série de blocs (ou cellules). Un modèle statistique basé sur l'inverse du carré de la distance permet d'assigner une teneur à chacune de ces cellules. Plusieurs paramètres, tels que la dimension et l'orientation des cellules, la géométrie et le nombre minimum d'échantillons compris dans l'ellipsoïde de recherche, permettent d'optimiser les résultats. Pour la zone principale, nous utilisons des cellules cubiques de 5 m d'arête qui peuvent être subdivisées en cellules de 2,5 m d'arête, ce qui permet une corrélation plus étroite avec la forme du modèle 3D estimé. L'ellipsoïde de recherche est représentée par une sphère de 30 m de diamètre qui doit contenir au moins 3 échantillons à l'intérieur du volume défini.

Les principaux logiciels utilisés sur des ordinateurs personnels récents sont: PROLOG, DATAMINE et PROMINE.

VISITE SOUS TERRE

On raison du caractère continu des opérations minières, il est impossible à ce stade de préciser les endroits qui seront visités lors de cette excursion. Un programme détaillé sera remis sur place aux participants au moment de la visite à la mine Kiena.

SECTION 2 - GÉOLOGIE DE LA MINE LOUVICOURT

James Moorhead

Ministère des Ressources Naturelles / Service Géologique du Nord-Ouest,
400 boul. Lamaque, Val-d'Or, J9P 3L4

Alain Tremblay

INRS-Géoressources, 2535 boul. Laurier, C.P. 7500, Sainte-Foy, G1V 4C7

P. Pelz

Mine Louvicourt, 5999, 3e ave. Est, C.P. 2117, Val-d'Or, J9P 6V2

et G. Beaudoin

Département de génie et de génie géologique, Université Laval, Québec, G1K 7P4

INTRODUCTION

La mine Louvicourt est située à 25 km à l'est de la ville de Val-d'Or, dans la portion sud-est de la sous-Province de l'Abitibi. La mine est détenue par Novicourt (45%), Aur Resources (30%) et Teck Corporation (25%), Aur Resources est le gestionnaire de l'exploitation. C'est un gisement polymétallique à Cu-Zn-Au-Ag de type sulfures massifs volcanogènes (SMV). En date du 1er janvier 1997, les réserves minières étaient de 12,5 millions de tonnes à une teneur de 3,6% Cu, 1,7%, Zn, 0,8 g/t Au et 28 g/t Ag. La mine a été découverte en juin 1989 à la suite d'un programme de forages profonds (Whiteway, 1995) sous les lentilles de sulfures massifs exploitées au cours des années 1970 par Louvem. La partie économiquement exploitable de la minéralisation se situe entre 450 et 860 m de profondeur. Un mince horizon de sulfures massifs, connu comme la lentille Louvem no° 6, s'étend depuis cette lentille vers la surface (Whiteway, 1995). Le gisement n'est pas identifiable par les méthodes géophysiques utilisées à la surface. La mine a été inaugurée au mois d'avril 1995, avec une cadence de production journalière de 4 500 tonnes.

GÉOLOGIE DE LA MINE

Introduction

La Formation Val-d'Or, qui renferme les gisements de SMV de Louvicourt, de Louvem (Spitz et Darling, 1975 et 1978), de Manitou et de East Sullivan (Assad, 1958; Lavoie et al., 1998 et 1999) forme une bande orientée est-ouest de 1,5 à 5 km

de largeur s'étendant sur plus de 40 km. Les strates sont subverticales avec généralement des polarités vers le sud (Figure A3, Partie A). Les principales lithologies qui la composent sont des volcanoclastites intermédiaires et felsiques, intercalées de coulées d'andésites et de dômes rhyolitiques (Sharpe, 1968; Imreh, 1984). Des filons-couches syn-volcaniques de diorite et des plutons de tonalite recoupent les volcanites. Les roches volcaniques ont une affinité géochimique transitionnelle à calco-alcaline (Imreh, 1984; Desrochers et Hubert, 1996; Pilote et al., 1997; Scott et al., 1998 et 1999). Trois horizons de laves felsiques ont été datés dans la Formation Val-d'Or par la méthode U-Pb sur des zircons. Une coulée de rhyodacite massive localisée à la base de la formation, dans la partie est près de la mine Lamaque, a été datée à 2704 ± 1 Ma (Machado et Gariépy, 1994). Une coulée de rhyolite massive dans la partie centrale de la formation, au sud du village de Colombière, a été datée à 2705 ± 1 Ma (Wong et al., 1991). Dans le gisement Louvicourt, une lentille de rhyolite intrusive a été datée à 2704 ± 2 Ma (Pilote et al., 1998). Le gisement de Louvicourt se situe près du contact nord de la Formation Val-d'Or, à la base de la séquence de volcanites felsiques. La séquence volcanique locale est renversée avec une orientation est-ouest, un pendage de 70° vers le nord et une polarité vers le sud (Figures 2.1 et 2.2). Le métamorphisme se situe au faciès des schistes verts, en dessous ou sur l'isograde de la biotite.

Cadre lithostratigraphique

Le cadre lithostratigraphique a été établi par Tourigny et Stuart (1994), Pelz (1995), Tourigny et

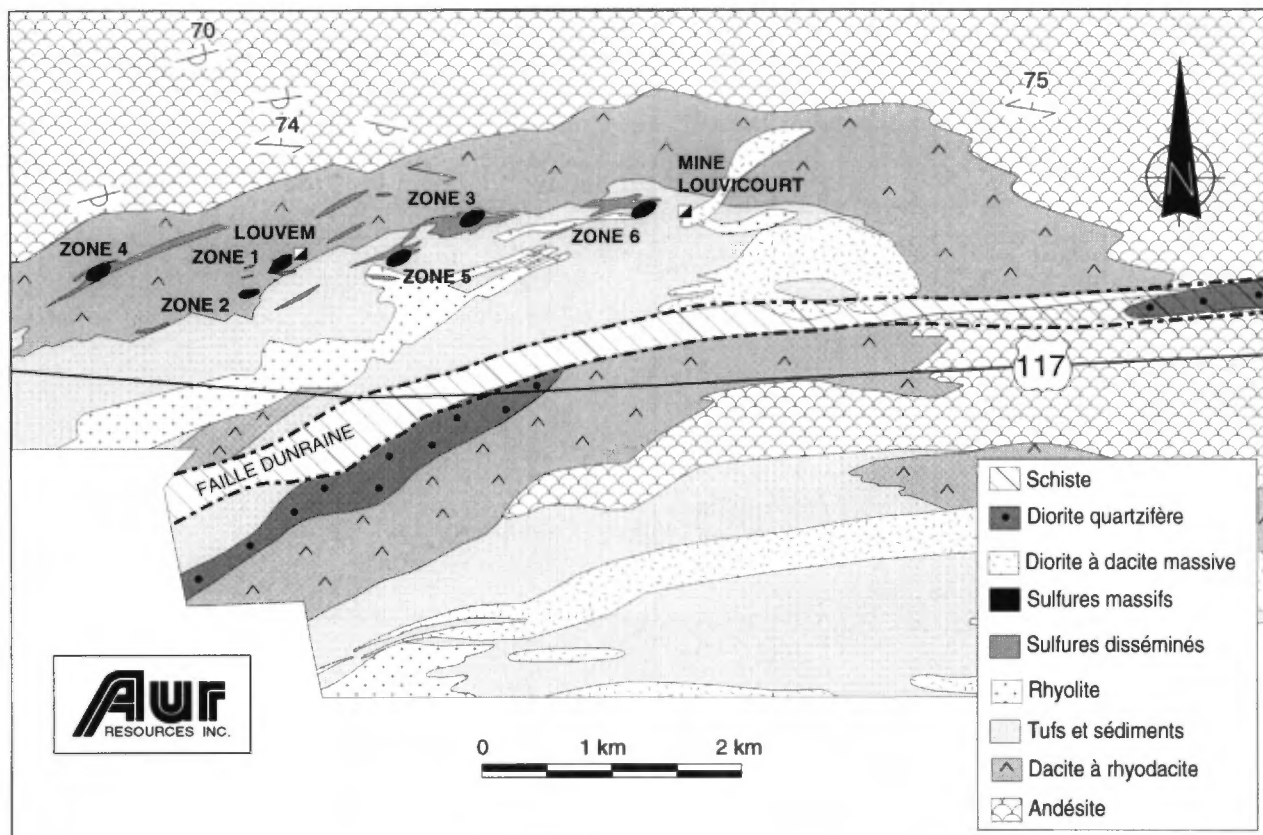


Figure 2.1. Géologie simplifiée de la partie nord de la Formation de Val-d'Or dans le secteur du gisement de Louvicourt et des gisements de Louvem, tirée de Desrochers et Duquette (1996). La légende lithologique est donnée à la Figure 2.4.

al. (1995), Moorhead (1996) et Moorhead et al. (1996b, 1998). Au nord, la première unité stratigraphique (unité 1) est composée de coulées massives et coussinées d'andésites vert foncé, interlitées de minces lits de tufs lités et de tufs à lapilli de 1 à 2 m d'épaisseur (Figure 2.2). À l'ouest du gisement de Louvicourt, les andésites sont surmontées par un ensemble de coulées dacitiques massives (unité 2) de 1 km de longueur par 160 m d'épaisseur (Figure 2.2). L'unité 3, qui surmonte généralement les andésites, est composée d'une séquence de coulées massives et bréchiques de rhyodacite de couleur gris à vert pâle, désignée comme les "footwall rhyodacitic flows (FRD)" (Pelz, 1995). Les rhyodacites sont surmontées par une séquence, de 60-80 m d'épaisseur, de volcanoclastites litées, gris pâle, de composition intermédiaire (unité 4). Cette unité a été désignée comme la "volcanosedimentary (VSED) sequence" par Pelz (1995). Les volcanoclastites renferment la plus grande partie de la minéralisation, les coulées de rhyodacites sous-jacentes contiennent moins de 15% de la minéralisation, laquelle est composée surtout de stockwerk des veinules de Cp-Py. Les

tufs lités forment le lithofaciès dominant dans la séquence volcanoclastique (unité 4). Ils comprennent, par ordre d'abondance, des tufs grossiers, des tufs à lapilli et des tufs fins. Les lits de tufs, de 1-50 cm d'épaisseur, comprennent des bases massives à grain grossier, localement granoclassées, et des sommets stratifiés à laminés à grain plus fin. Localement, les tufs lités renferment des rides et les laminations contournées, parfois asymétriques, indiquant une direction de transport vers l'ouest. Les lits granoclassés à grain plus grossier sont composés de tufs à lapilli et de tufs grossiers. Les lits ont de 10 cm à 3 m d'épaisseur avec des bases massives bien granoclassées et des sommets massifs à faiblement stratifiés. Les caractéristiques des lits de tufs fins et des lits de tufs à lapilli et de tufs grossiers sont compatibles avec les divisions a et b (Tab) de la séquence de turbidites de Bouma (1962). Des horizons de 10 cm à 1 m d'épaisseur de tufs fins laminés comprenant des laminations de pyrite fine massive et de mudstone pyriteux sont interlités dans les tufs grossiers et les tufs à lapilli. Ces intercalations de matériel fin sont probablement le produit de la

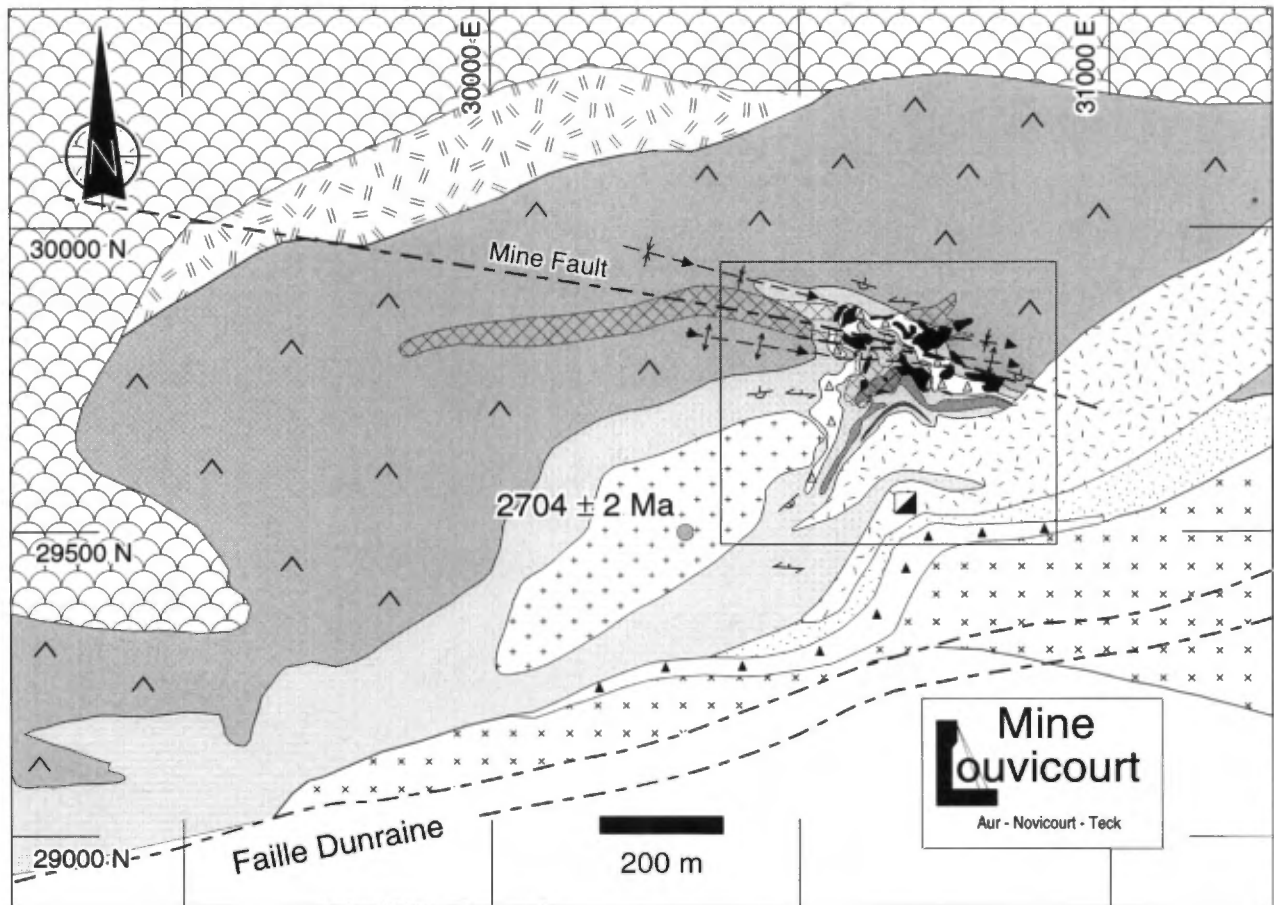


Figure 2.2. Géologie détaillées du niveau 770, tirée des plans de la mine Louvicourt. Le site de la datation U/Pb sur zircons est indiqué. L'encadré correspond au secteur du gisement cartographié en détail. La légende lithologique est donnée à la Figure 2.4.

sédimentation pélagique ambiante ou les retombées à grain fin de courants turbiditiques de faible densité. Dans son ensemble, l'unité volcanoclastique peut être décrite comme une séquence turbiditique montrant une décroissance vers le sommet de la granulométrie et de l'épaisseur des lits, formant ainsi une séquence positive ("upward finning and thinning").

Trois horizons de brèche sont intercalés dans les tufs lités (Figures 2.3 et 2.4). Généralement, ils montrent une décroissance de l'épaisseur des lits et de la taille des fragments vers l'ouest. À l'ouest des excavations de la mine, les forages n'ont pas recoupé les unités bréchiques. La diminution de la taille des fragments rend ces brèches indifférenciables des lits de tufs à lapilli et les tufs grossiers de l'unité 4. La brèche inférieure (unité 4a) est composée d'horizons de brèches monogéniques et de coulées massives de rhyolite. Elle est désignée comme l'unité de "rhyolite flows (FRY)" (Pelz, 1995). Cette unité diminue en épaisseur vers l'ouest, passant d'une épaisseur d'environ 30 m dans la partie est de la

mine à une épaisseur de 11 m dans la rampe de service dans la partie ouest de la mine. L'unité bréchique médiane (unité 4b) est une brèche polygénique, de 8 à 17 m d'épaisseur, faiblement triée, avec des fragments angulaires ("clast supported") de rhyodacite, de rhyolite, de sulfures massifs et de tufs lités ("rip-up clasts") et de rares fragments felsiques séricitisés. Cette unité a été désignée comme la première brèche de composition rhyodacitique-rhyolitique (FRDY-1) (Pelz, 1995). Les fragments de sulfures massifs sont composés de Py, Sp et Py-Sp, il n'y a pas de fragments riches en Cp ou de fragments intensément chloritisés. La composition géochimique, établie dans les faciès à grain plus fin, est intermédiaire entre les rhyodacites de l'unité 3 et les rhyolites de l'unité 4a. À la base de l'unité bréchique 4b, une diminution de la taille des fragments vers l'ouest a été notée, la taille maximale des fragments passe de 1,0 m à l'est à 6 cm plus à l'ouest. L'unité bréchique sommitale (unité 4c) de la séquence volcanoclastique (unité 4) est semblable à la brèche médiane, mais avec des

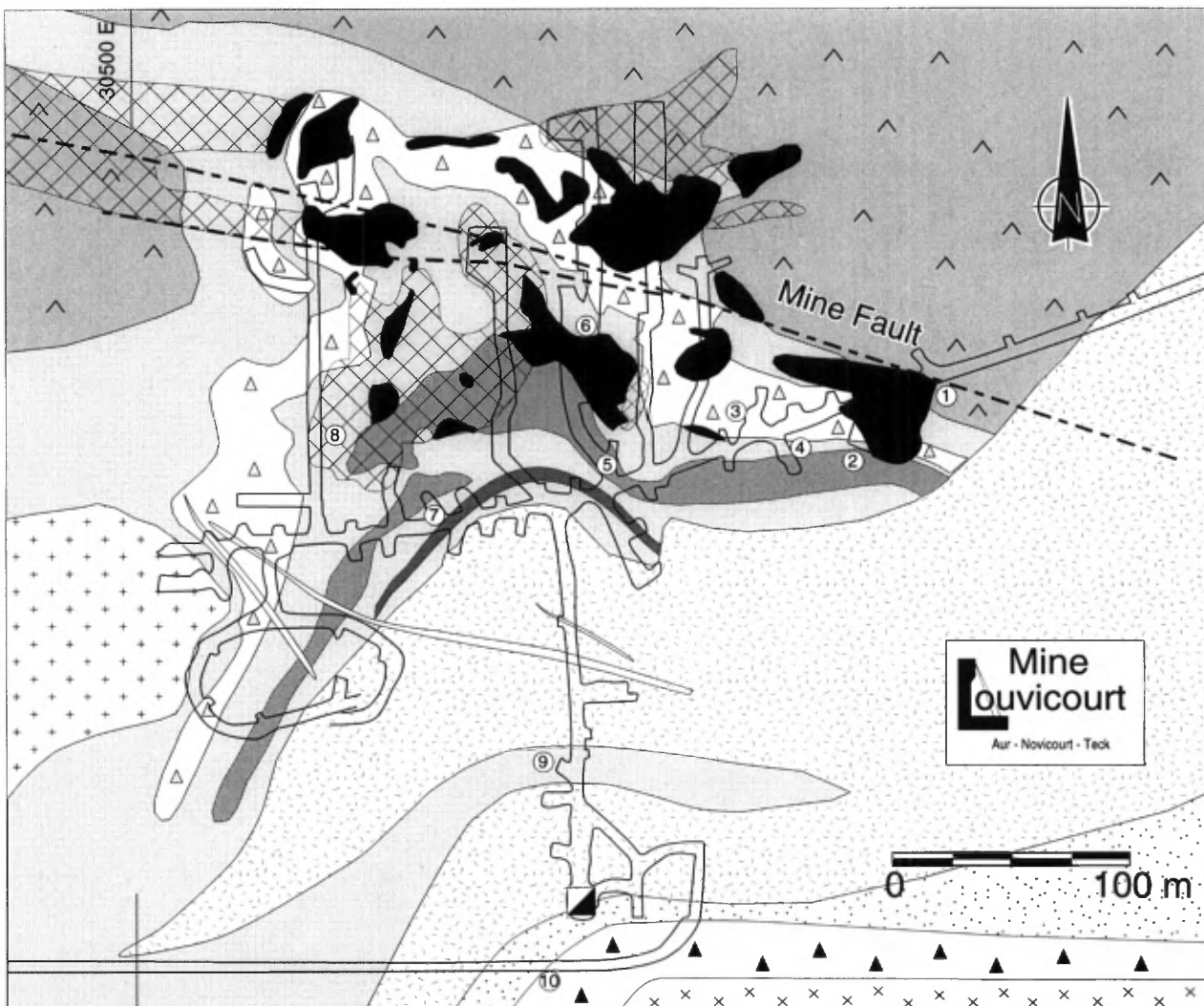


Figure 2.3. Géologie détaillée du niveau 770 m du gisement, avec la localisation des coupes stratigraphiques et des arrêts de l'excursion, tirée des plans de la mine Louvicourt. La légende lithologique est donnée à la Figure 2.4.

fragments plus arrondis et plus petits, la taille maximum des fragments varie de 3 à 10 cm. Cette unité est désignée comme la deuxième brèche de composition rhyodacitique-rhyolitique (FRDY-2) (Pelz, 1995). La partie sommitale de la séquence volcanoclastique comprend généralement un horizon de 1 à 3 m d'épaisseur, composée de mudstone pyriteux brun foncé interlités de laminations et minces lits de tufs fins grisâtre (unité 4e). La minéralisation n'est pas présente dans les unités situées stratigraphiquement plus haut que l'unité 4.

Une unité de forme elliptique, de 1 km de longueur par 150 m d'épaisseur, de rhyolite massive (unité 5) est intercalée dans la séquence de tufs lités (unité 4) dans la partie ouest du gisement (Figure

2.2). La rhyolite est massive, brun pâle, faiblement porphyrique en feldspath et contient localement un litage de flux ("flow banding"). Le contact avec les tufs lités encaissants est franc et subconcordant. À certains endroits le long du contact, un mince horizon, de 1 m ou moins d'épaisseur, de brèche a été notée. Cette brèche passe progressivement à une rhyolite fracturée in-situ et ensuite à une rhyolite massive sur une distance de 1 à 3 m. L'absence d'une brèche de carapace continue et plus épaisse est compatible avec une origine intrusive plutôt qu'extrusive pour cette unité de rhyolite. Dans la galerie d'exploration au niveau 770 m, un échantillon a été prélevé près du centre de la lentille pour fins de datations U-Pb sur des zircons. L'âge obtenu est de 2704 ± 2 Ma (Pilote et al., 1998a et c).

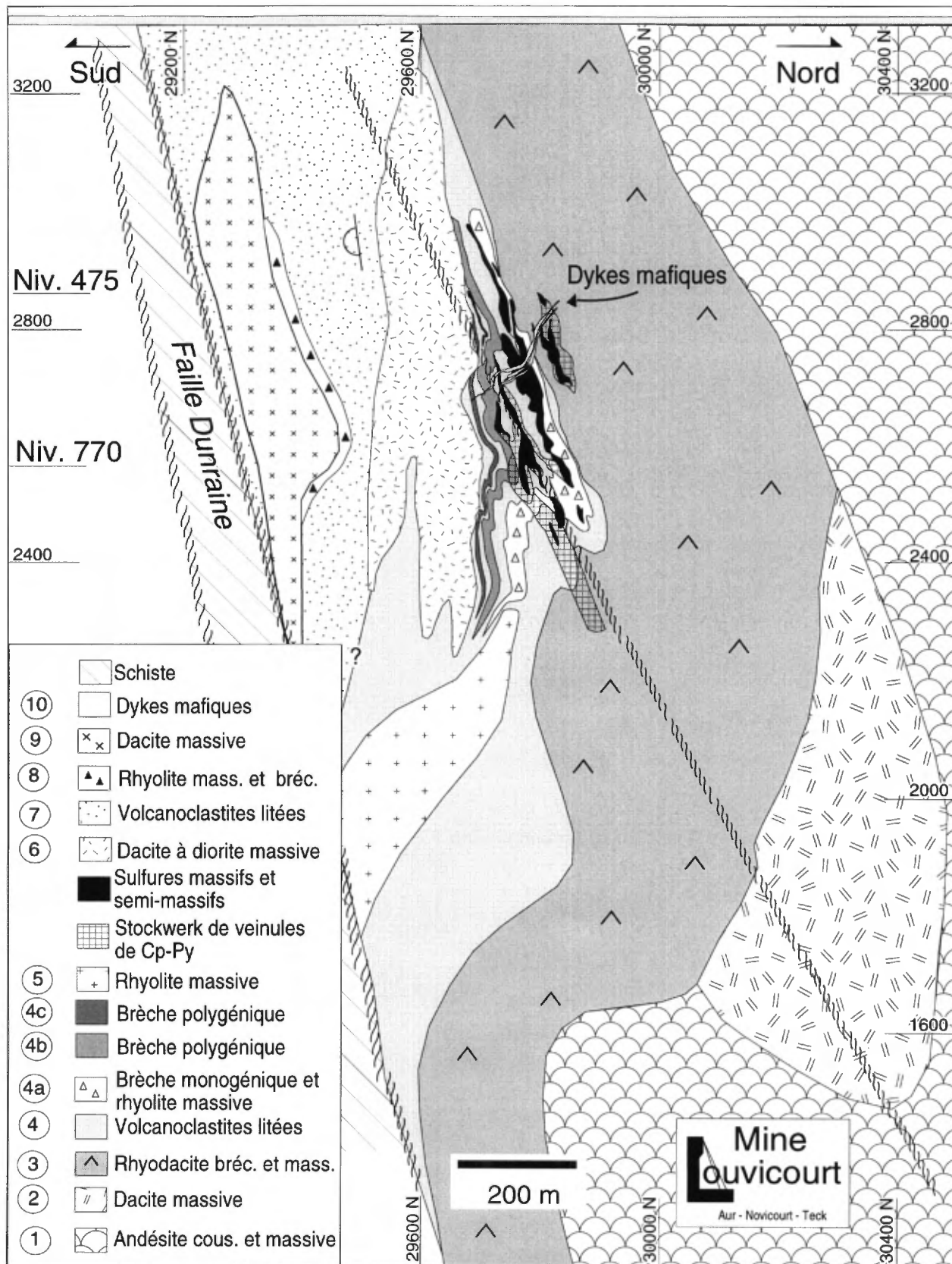


Figure 2.4. Section verticale nord-sud à travers la partie centrale du gisement, tirée des plans de la mine Louvicourt. La section se situe aux coordonnées 30 670 et forme le panneau no. 24.

L'unité qui surmonte la séquence de tufs lités (unité 4) est composée de dacite massive, vert foncé, amygdalaire (unité 6) qui ne renferme pas de minéralisation. Cette unité est désignée comme le "Cap Rock" dans la stratigraphie des géologues de la mine (Pelz, 1995). La plupart des contacts observés sont francs et concordants avec le litage des tufs encaissants. Localement le long du contact, de minces filonets de dacite s'injectent dans les tufs lités sous-jacents. Il y a également des amas d'échelle centimétrique de dacite complètement entourés par les tufs. Ces textures d'aspect pépéritique (McPhie et al., 1993), ainsi que l'absence d'une brèche autoclastique au contact, sont plus compatibles avec une origine intrusive qu'une origine extrusive pour la dacite. Dans la partie ouest du gisement, l'unité de dacite se subdivise en 2 filons-couches, orientés est-ouest, séparés par un horizon de 13 m d'épaisseur de tufs fins lités et de mudstones pyriteux (Figure 2.2). Vers l'est, l'intercalation de tufs disparaît et l'unité de dacite s'incurve progressivement, de manière anti-horaire, vers le nord-est (Figure 2.2), recoupant la séquence volcanoclastique (unité 4) et les coulées rhyodacitiques (unité 3), pour se terminer dans les coulées d'andésites (unité 1) à la base de la séquence volcanique. La dacite passe ainsi d'un filon-couche dans la partie ouest du gisement à un dyke dans la partie est. En section, l'unité de dacite recoupe à un angle faible la séquence volcanoclastique (unité 4), diminuant l'épaisseur de l'unité 4 vers la surface (Figure 2.4).

Une séquence d'environ 70 m d'épaisseur composée de tufs lités de composition intermédiaire (unité 7), semblable à l'unité 4a, comprenant un niveau de brèche rhyolitique (unité 8), surmontent l'unité de dacite (Figure 2.2). Seulement une petite partie de cette séquence peut être directement observée dans la galerie d'exploration localisée au niveau 770 m. À cet endroit, une séquence de 10 m de tufs fins à grossiers, finement lités, intercalés avec de minces lits de mudstones pyriteux, surmonte la dacite. Ces tufs sont suivis par un horizon exposé sur 12 m de rhyolite bréchique (unité 8; "clast supported"). La base de la brèche est caractérisée par la présence de fragments angulaires de rhyolite aphyrique vert foncé (50%), qui montrent un agencement de type "jig-saw fit". Les autres types de fragments sont des rhyolites aphyriques à amygdalaires, de couleur variant de blanc à beige (10%), des fragments de tufs lités, de formes irrégulières renfermant un litage interne plissé (3%) et de rares fragments de pyrite. Les fragments de tufs et de pyrite n'ont été observés qu'à la base de la brèche. À cet endroit, la matrice est composée

de tufs fins identiques à ceux des tufs sous-jacents. Quatre mètres plus haut, la matrice devient progressivement plus foncée, les fragments se distinguent de moins en moins bien de la matrice. Il y a des segments d'échelle métrique dans la partie supérieure de la brèche où les contours de fragments sont flous et peu nombreux. Ces segments peuvent représenter des parties massives d'un dôme rhyolitique ayant subi un début de bréchification *in situ*. Cette unité de rhyolite bréchique est interprétée comme la partie inférieure d'un dôme de rhyolite bréchique qui s'est injecté dans des tufs fins non-consolidés. Des tufs fins lités ont été liquéfiés et absorbés par la coulée bréchique pour former la matrice autour des fragments felsiques. La présence de fragments amiboïdes de tufs lités dans la brèche indique qu'une portion des tufs ont été arrachés et ingérés sous la forme de fragments possédant une certaine cohésion.

L'unité rhyolitique (8) est surmontée par un autre horizon de dacite massive (unité 9) identique à l'unité 6. Cet horizon n'est pas accessible à partir des ouvertures souterraines et a été tracé grâce aux forages. Dans le secteur du gisement de Louvicourt, la faille Dunraine marque la limite sud de l'horizon de dacite (Figure 2.2). Généralement, dans cette partie de la Formation Val-d'Or, la faille Dunraine est caractérisée par des volcanoclastites fortement déformées et localement hématisées. Il marque le contact entre les volcanoclastites, hôtes des gisements de Louvicourt et de Louvem, et d'autres unités de volcanoclastites et dacites massives (Figure 2.1). La faille Dunraine affleure à 3 km au sud-ouest de la mine, il est caractérisé par une linéation d'étirement sub-horizontale et des indicateurs de cisaillement dextre (Tourigny, 1995a; Tourigny et Mueller, 1995; Tourigny et al., 1998).

Des dykes mafiques pré-tectoniques (unité 10), de 10 cm à 3 m d'épaisseur, recoupent toutes les lithologies. Ils sont plissés, la schistosité principale est-ouest est parallèle aux plans axiaux de ces plis. Les dykes ne sont pas distribués aléatoirement, ils forment un essaim de 100 m de large dont l'enveloppe est orientée à 055°/66°. Cet essaim recoupe le centre géométrique du gisement situé à 655 m de profondeur (Figure 2.4). Au niveau 770 m, les dykes sont peu nombreux et ils sont localisés au sud et à l'ouest des lentilles minéralisées avec une orientation ouest-nord-ouest.

Minéralisation

Le gisement de Louvicourt est formé de plusieurs lentilles distinctes de sulfures massifs, de stockwerks et de veinules (Figures 2.3 et 2.5) concentrés surtout

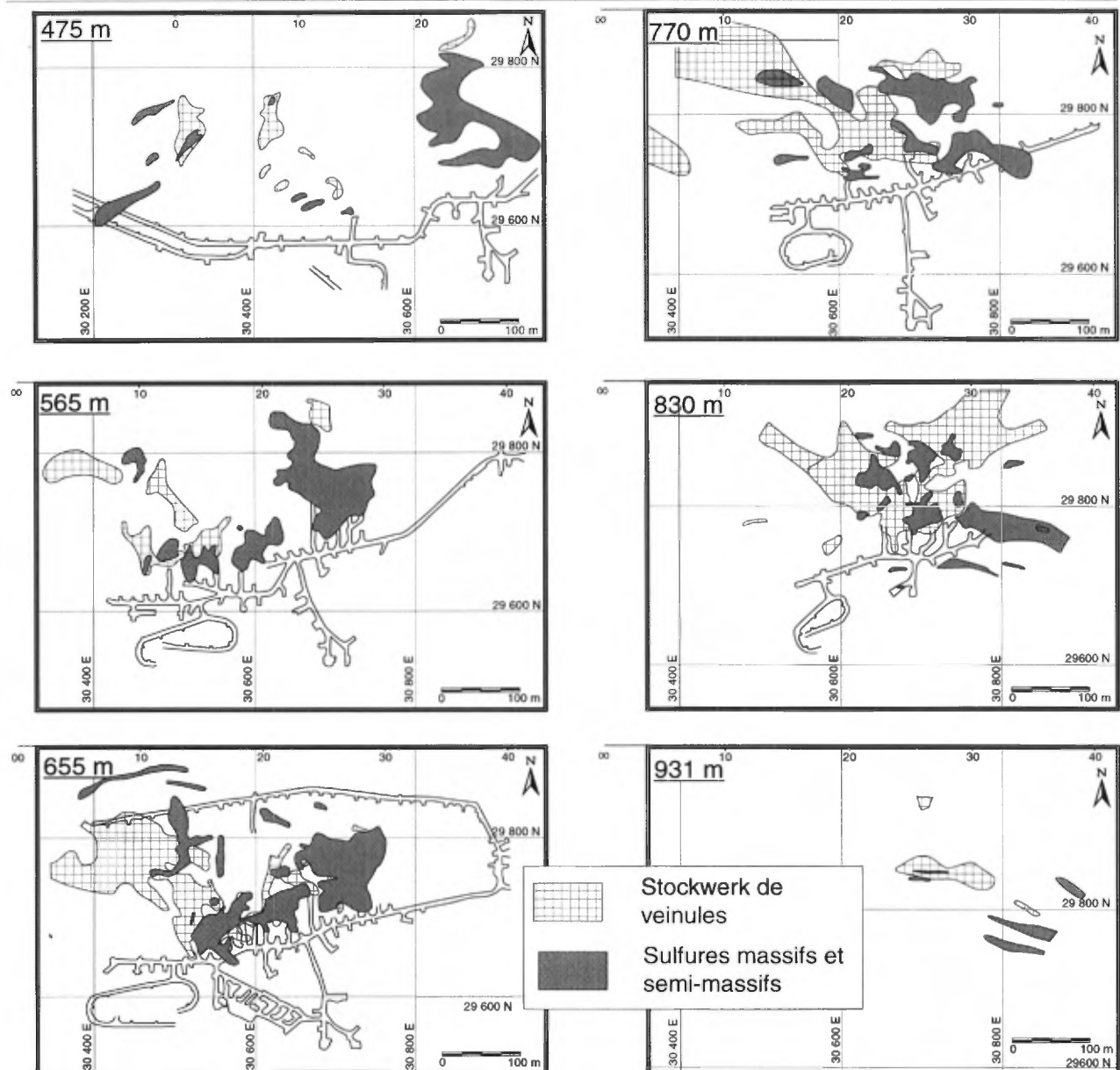


Figure 2.5. Plans des deux types de minéralisations, stockwerks de veinules de Cp-Py et les lentilles de sulfures massifs à semi-massifs, à différentes profondeurs dans la mine. Le puits est localisé au sud des galeries. Les faciès de sulfures massifs et semi-massifs dominent largement le faciès de stockwerk dans la partie supérieure du gisement (475 m). Dans les niveaux de la partie centrale du gisement, les zones de stockwerk se concentrent à l'est, stratigraphiquement plus bas que les lentilles de sulfures massifs. Dans la partie la plus profonde du gisement (830-860 m), les zones de stockwerks forment deux biseaux orientés à 295° pour celui dans la partie ouest du gisement et à 055° pour celui dans la partie est du gisement. Les numéros le long de la limite supérieure des figures correspondent aux numéros des panneaux verticaux.

à l'intérieur de la séquence volcanoclastique (unité 4) et, dans une moindre proportion, dans les coulées rhyodacitiques sous-jacentes (unité 3) (Pelz, 1995; Tourigny et al., 1995). La partie économique de la minéralisation débute à 450 m et prend fin à 860 m de profondeur (Figure 2.4). Une lentille connue sous le nom de la zone Louvem no° 6, comprenant 2

minces horizons de sulfures massifs (Raymond, 1983), s'étend du gisement vers la surface. La minéralisation peut être divisée en 2 types; 1) le minerai composé d'un stockwerk de veinules de Cp-Py et 2) le minerai composé de sulfures semi-massifs et massifs (Stuart et al., 1994; Pelz, 1995; Tourigny et al., 1995)

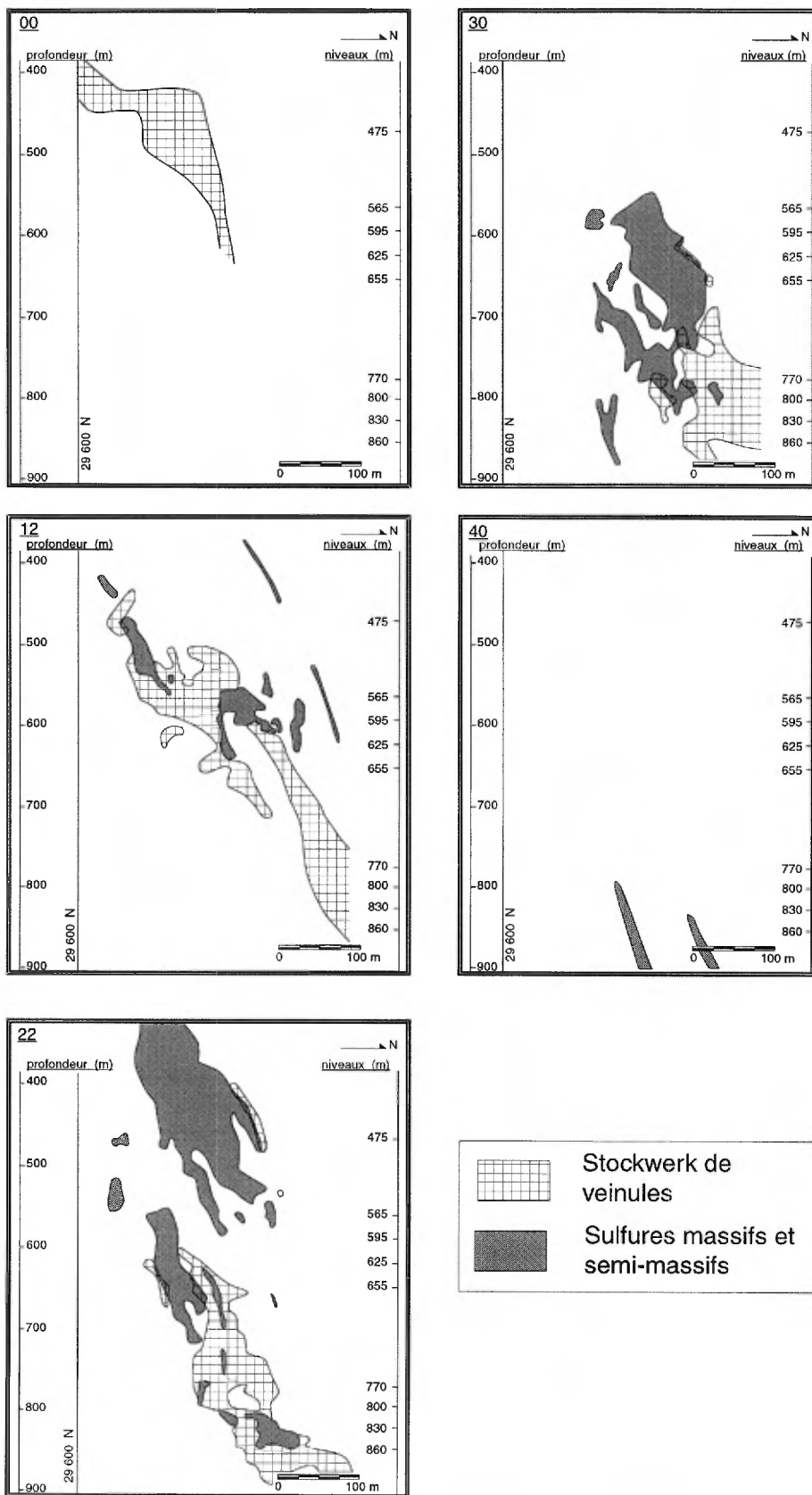


Figure 2.6. Sections verticales nord-sud dans le secteur du gisement. Les localisations des sections sont indiquées sur les plans des différents niveaux (voir la Figure 2.5).

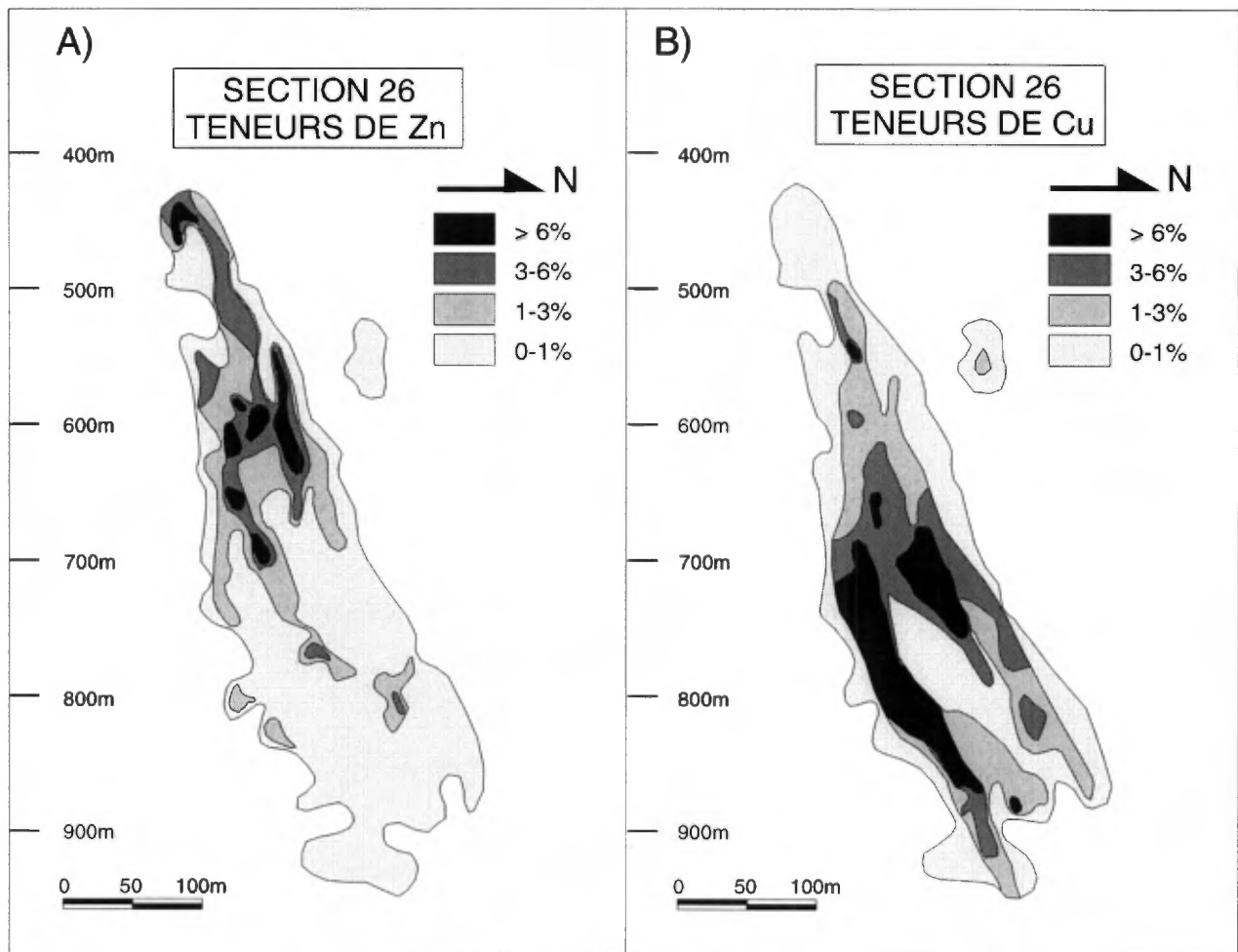


Figure 2.7. Sections verticales nord-sud le long de la section 26, avec courbes des isoteneurs en Zn et en Cu.

Les niveaux les plus profonds de la mine (800-860 m) et la partie ouest des niveaux sus-jacents sont riches en lentilles renfermant un stockwerk de veinules de Cp-Py entouré d'une matrice riche en chlorite (Figure 2.5). Les concentrations de veinules forment environ 20% du minerai exploitable (Stuart et al., 1994; Tourigny et al., 1995). Le stockwerk renferme de 10 à 35% de veinules centimétriques et de veines jusqu'à 50 cm de largeur (Tourigny et al., 1995). Dans les coulées de rhyodacite, les veinules forment un réseau anastomosé sub-parallèle à la schistosité est-ouest subverticale. Elles entourent des lentilles d'épaisseur centimétrique chloritisées et pyritisées. Dans les tufs lités, les veines et les veinules sont parallèles ou perpendiculaires au litage. Les lentilles de veinules les moins déformées sont localisées dans la partie ouest de la mine. À cet endroit, le litage a un faible pendage vers l'est et le sud et présente des plis ondulants plongeant modérément vers l'est avec un plan axial parallèle à la schistosité est-ouest. Les veinules de Cp-Py

subverticales alimentent et se terminent dans des veinules parallèles au litage. Les veinules ont communément des épontes chloritisées et, plus rarement, des épontes silicifiées. La majorité des lentilles de veinules sont déformées et les veinules ont été transposées dans le plan de la schistosité. Par contre, à quelques endroits, la schistosité est-ouest recoupe clairement les veinules de Cp-Py. Les stockwerks de veinules sont en contact graduel avec des lentilles de sulfures semi-massifs. Dans la partie profonde de la mine, aux niveaux 830 et 860 m, il y a deux lentilles de veinules de Cp-Py formant des biseaux dont la partie fine se termine dans les coulées de rhyodacite (Figure 2.5). Ces biseaux subverticaux sont orientés à 295° pour celui de la partie ouest du gisement et à 055° dans la partie est du gisement. Ce dernier n'est pas aussi étendu que celui de la partie ouest. Le flanc nord du gisement est fortement déformé, la zone de stockwerk orientée à 055° est transposée parallèlement au grain tectonique D₂ dans les niveaux les plus hauts

(niveau 770 m; Figure 2.5). La zone de stockwerk dans la partie est du gisement est complètement absente dans les niveaux supérieurs (Figure 2.5). Aux niveaux 830-860 m, les lits sont généralement transposés dans le plan S₂ mais les enveloppes lithologiques sont faiblement pentées et forment le coeur du pli parasite P₂ (Figure 2.4). La partie profonde du gisement, avec ses unités lithologiques faiblement pentées, comprend la meilleure représentation pré-déformation de la géométrie du gisement. Ainsi le plan du niveau 830 m (Figure 2.5) montrerait la géométrie des faciès minéralisés sur le fond marin. Les deux lentilles de stockwerk de veinules sont interprétées comme deux réseaux de failles syn-volcaniques conjuguées dans lesquelles ont circulé les fluides hydrothermaux minéralisateurs.

Il y a deux sous-types de minerai de sulfures massifs: 1) les sulfures monométalliques (Cu) à grain grossier, composé de Py-Cp et 2) les sulfures rubanés polymétalliques à grain plus fin (Zn, Cu, Ag ± Au), composés surtout de Py-Sp-Cp. Le minerai de Py-Cp massive, concentré dans les niveaux inférieurs de la mine, est contenu dans des lentilles ellipsoïdales irrégulières, de 10 à 80 m de large, allongées parallèlement à la linéation d'étirement. Les contacts entre les sulfures de Py-Cp avec les roches encaissantes sont francs et généralement cisailés.

Les sulfures rubanés polymétalliques sont concentrés dans les parties supérieures et est du gisement. La plus grande partie de ce rubanement est probablement d'origine tectonique. Les sulfures rubanés forment des lentilles tabulaires à ellipsoïdales, de 10 à 100 m de large. Le rubanement dans les sulfures est formé par l'alternance de bandes centimétriques riches en sphalérite, brunâtre à rougeâtre, et de bandes riches en pyrite et chalcoppyrite. Généralement, le rubanement est sub-parallèle au litage et à la schistosité principale. Ce rubanement représente donc une fabrique composite ou transposée. Des plis isoclinaux déracinés et démembrés, définis par les bandes riches en Sp, sont communs. Les lentilles de sulfures rubanés sont entourées et enracinées dans des lentilles de veinules de Cp-Py. Quelques zones de sulfures (Py-Sp-Cp) rubanés sont enracinées dans des zones de sulfures massifs à Py-Cp. Dans les chantiers renfermant les deux sous-types de sulfures massifs, les sulfures rubanés de Py-Sp-Cp sont clairement remplacés par les sulfures massifs de Py-Cp. Le contact entre les deux types est graduel sur une distance de 1 à 3 m. De petites bandes de Sp recristallisée, à grain plus grossier, complètement entourées de Py-Cp à grain grossier peuvent être observées près du contact.

Cette relation entre les 2 types de sulfures massifs est identique à celle décrite pour les sulfures massifs de Kuroko par Ohmoto (1996).

La distribution asymétrique des différents types de minerai (Figure 2.6) et la zonation métallique du gisement dans son ensemble (Figure 2.7) est compatible avec la géométrie classique des gîtes de sulfures massifs volcanogènes où une partie sommitale riche en Zn surmonte une racine riche en Cu (Sangster, 1972). La polarité stratigraphique indiquée par la zonation Cu/Zn est identique à celle observée dans les volcanoclastites encaissantes (Figure 2.4).

Faciès d'altération

Six faciès d'altération, basés sur des assemblages minéralogiques distincts, ont été reconnus à la mine Louvicourt (Figures 2.8 et 2.9; Stuart et al., 1994; Tourigny et al., 1995). De la base de la stratigraphie vers son sommet, ces faciès comprennent: une zone de chlorite noire, une zone de séricite ± chloritoïde, une zone silicifiée, une zone de chlorite verte, une zone de carbonate, et une zone de chlorite-grenat-magnétite±chloritoïde.

La zone de chlorite noire est située autour et à l'intérieur des stockwerk de veinules de Cp-Py. La zone de séricite est développée latéralement aux zones de chlorite noire et est concentrée dans les coulées de rhyodacite (unité 3). La zone de chlorite verte est localisée au-dessus de la zone de chlorite noire, plus près des lentilles de sulfures massifs. Généralement, les lentilles de sulfures massifs sont entourées d'une bordure de chlorite verte. L'altération en chlorite noire et en chlorite verte se superpose à une silicification précoce. La distribution de la silicification intense correspond approximativement aux zones de chloritisation. La silicification masque presque entièrement les textures primaires des tufs, tels que le litage et les contours des fragments, transformant les volcanoclastites en une roche massive de couleur gris pâle à grain très fin.

Une altération tardive en carbonate riche en magnésium se superpose aux deux types d'altération chloritique. L'altération carbonatée est développée de manière spectaculaire dans le faciès de chlorite noire, où elle se présente sous forme de veinules de forme irrégulière, de porphyroblastes et d'amas de 1 cm de diamètre qui peuvent constituer jusqu'à 60 % de la roche. Ce faciès d'altération fortement carbonaté est désigné comme l'altération "spot and spaghetti carbonate altération" par les géologues de la mine.

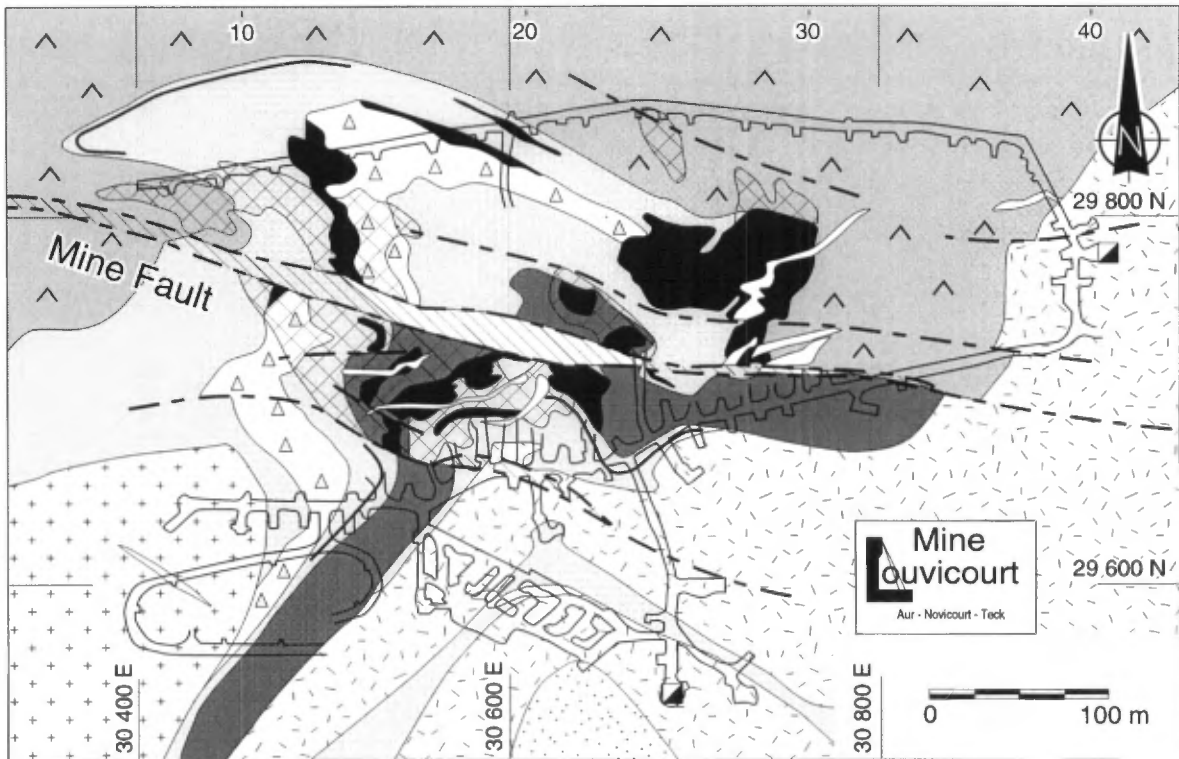


Figure 2.8. Géologie du niveau 655 m, mine Louvicourt. La légende est indiquée à la Figure 2.4.

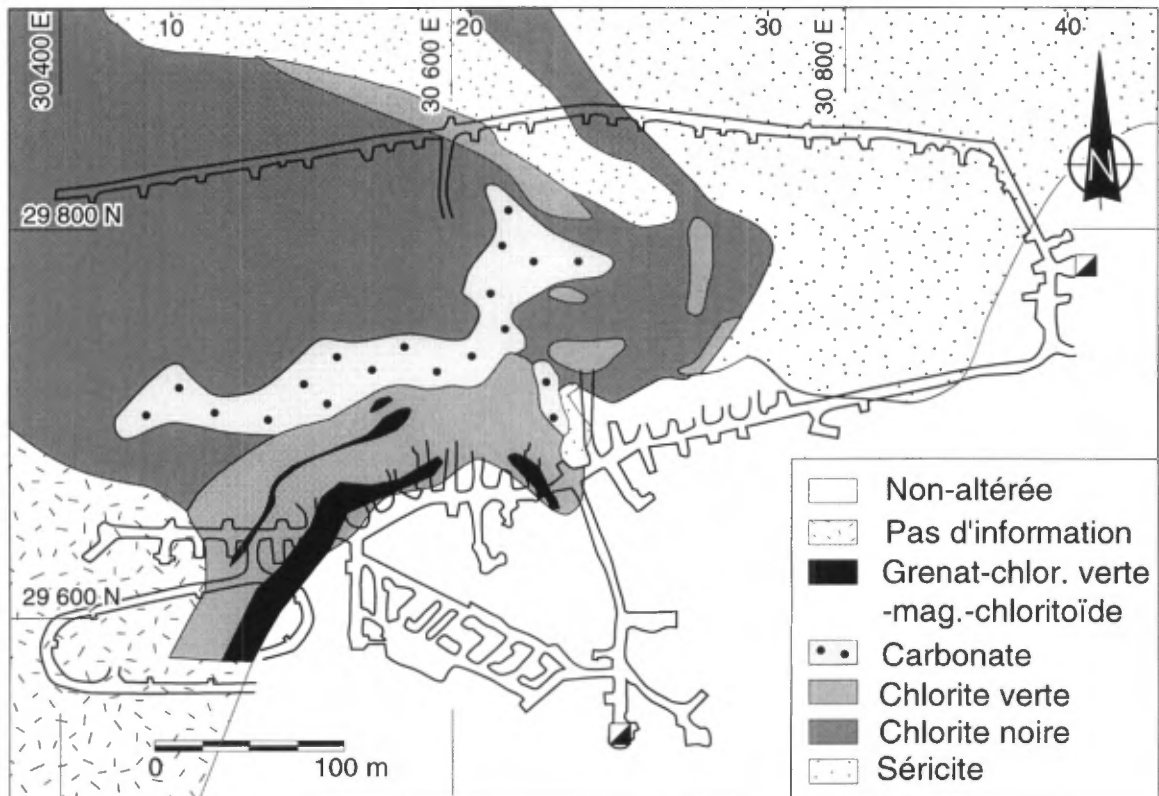


Figure 2.9: Distribution des principaux types d'altération, niveau 655 m, mine Louvicourt.

La partie supérieure de l'altération en chlorite verte, localisée au-dessus des lentilles de sulfures massifs dans la partie supérieure de la séquence volcanoclastique (unité 4), contient une zone d'altération manganésifère stratiforme, de 1 à 7 m de largeur, renfermant de la chlorite verte, du grenat, de la magnétite et localement du chloritoïde. Cette altération présente des teneurs élevées en FeO (~ 20%) et MnO (~ 4%). Ce faciès d'altération remplace préférentiellement les lits de tufs grossiers et la matrice des niveaux bréchiques. Dans les tufs lités, les zones les moins altérées de ce faciès montrent des lits de tufs grossiers remplacés par l'assemblage chlorite verte-grenat-magnétite alternant avec de minces lits de tufs fins silicifiés. Dans les faciès plus intensément altérés, on observe des enclaves de tufs fins silicifiés entourés par une roche massive, à grain grossier, de chlorite verte-grenat-magnétite. Dans les brèches, les faciès les moins altérés montrent des lapilli felsiques entourés par une matrice altérée en chlorite verte-grenat-magnétite. Les faciès les plus altérés se caractérisent par une roche très grenue à chlorite verte-grenat-magnétite sans relique de textures primaires. Ces textures indiquent que l'altération de chlorite-grenat-magnétite a progressivement remplacé certains horizons dans la partie supérieure de la séquence volcanoclastique. Cette interprétation implique que ce type d'altération s'est formé sous le fond marin et ne représente pas une exhalite formée à partir de retombées de particules fines issues d'une cheminée hydrothermale.

CADRE STRUCTURAL

Dans le secteur de la mine Louvicourt, la Formation Val-d'Or comprend des strates orientées est-ouest subverticales ou avec un pendage abrupt vers le nord (Moorhead et al., 1996b). Les polarités sont généralement vers le sud (Sharpe 1968; Imreh, 1984) avec localement des polarités vers le nord dans la partie sud de la formation (Laplante, 1994). La Formation Val-d'Or peut être décrite comme une séquence homoclinale subverticale à fortement pentée vers le nord recoupée par des zones de cisaillement longitudinales et comprenant localement des plis parasites responsables des inversions de polarités.

La Formation Val-d'Or ne contient qu'une schistosité principale (Rocheleau et al., 1986, 1997; Desrochers et Hubert, 1996), généralement identifiée comme S₂. Cette schistosité varie entre un clivage de type pression-solution dans les tufs lités peu déformés à un clivage continu, de type ardoisier, dans les roches les plus déformées. Cette fabrique

est orientée est-ouest, avec un pendage abrupt vers le nord, et contient une linéation d'étirement avec un fort angle de chute. Cette schistosité est parallèle aux plans axiaux des plis intraformationnels serrés et droits qui plongent fortement vers le nord-est dans la partie est de la Formation Val-d'Or (Desrochers et Hubert, 1996) et plongent variablement vers l'est ou l'ouest dans la partie ouest de cette formation (Rocheleau et al., 1997). Pour respecter la nomenclature existante, la schistosité principale observée dans le gisement Louvicourt est désignée S₂. Tout comme dans le reste de la Formation Val-d'Or, il ne semble pas y avoir de schistosité antérieure à la schistosité principale.

Dans le gisement Louvicourt, des exemples de plis précoces, antérieurs à la déformation principale D₂, ont été observés dans les tufs finement lités de la partie supérieure de la séquence volcanoclastique (unité 4). Ces plis sont serrés à isoclinaux, avec un plan axial communément subparallèle au litage des strates sus-jacentes et sous-jacents non-plissées. Les localités où ont été observés des plis précoces se caractérisent par la présence de charnières isolées ou de zones, d'échelle décimétrique, intensément plissées en contact avec des lits de tufs fins peu déformés. Les plans axiaux de ces plis isoclinaux sont clairement recoupés par la schistosité est-ouest S₂. Localement, ces plans axiaux sont courbés et plissés irrégulièrement. Ces plis précoces n'ont pas de clivage parallèle au plan axial. Ils possèdent plusieurs caractéristiques des plis syn-sédimentaires (Elliott et Williams, 1988) et sont interprétés comme pré-tectoniques. Les horizons bréchiques de la séquence volcanoclastique minéralisée (unité 4) renferment localement des fragments de tufs lités plissés. Les plis contenus dans ces fragments sont isoclinaux, irréguliers et localement d'aspect ptygmatitique, ils ne renferment pas de schistosité parallèle au plan axial. Ces plis ressemblent à ceux localement observés dans les horizons de tufs fins et grossiers, décrits plus haut. Les caractéristiques sédimentaires de l'unité volcanoclastique (unité 4) indiquent qu'il existait un milieu tectoniquement instable, propice à la formation de glissements ("slumps"), de coulées de débris et de plissements syn-sédimentaires.

La déformation principale D₂ est caractérisée par des plis (P₂) ouverts à isoclinaux orientés est-ouest qui plongent généralement entre 35° et 75° vers l'est-nord-est. Les plis sont droits à légèrement déversés vers le sud. La schistosité principale (S₂) est parallèle aux plans axiaux de ces plis et est orientée à 275° / 70°. Le plan S₂ contient une linéation d'étirement avec un fort angle de chute, généralement à 75° vers l'est. Dans les secteurs les moins déformés,

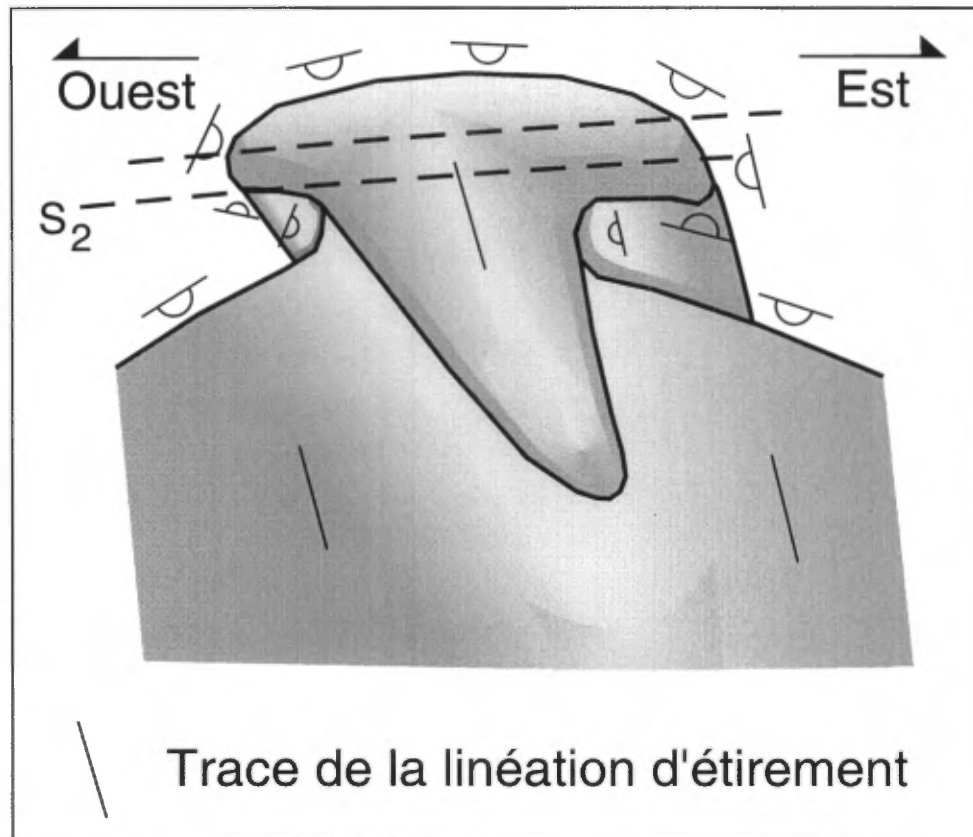


Figure 2.10. Diagramme schématique montrant la forme du contact entre les coulées rhyodacitiques (unité 3) et la séquence volcanoclastique hôte de la minéralisation (unité 4). La minéralisation est logée à l'intérieur de ce bassin. Le fond de cette cuvette structurale se situe entre 860 et 900 m de profondeur.

particulièrement la partie ouest du gisement, les plis sont droits et ouverts avec des plongées modérées de 35° à 50° vers l'est-nord-est. Le regard structural de ces plis est normal et vers l'est. Dans les secteurs plus déformés, localisés principalement dans les parties nord et est du gisement, les plis P₂ sont serrés à isoclinaux avec des plongées plus abruptes de 55° à 88° vers l'est-nord-est. Le regard structural est inverse et vers l'ouest. Dans les secteurs fortement déformés, la schistosité S₂ est généralement fortement développée et représente une fabrique rubanée composite, formée de la schistosité et du litage transposé.

Les lentilles minéralisées situées dans les parties centrales et est du gisement sont allongées parallèlement à la linéation d'étirement. Le gisement dans son ensemble, ainsi que les lentilles de la mine Louvem, exploitées au cours des années soixante-dix, sont subparallèles à cette linéation.

Le gisement de Louvicourt est localisé dans une fermeture de pli est-ouest de la séquence volcanique à la base de la Formation Val-d'Or (Figure 2.2; Stuart et al., 1994; Tourigny et al., 1995). Ce pli est assigné

à la phase de déformation D₂ car la schistosité principale S₂ est parallèle au plan axial. Cette séquence est limitée au sud par la zone de cisaillement Dunraine (Figure 2.4). Le contact entre les coulées de rhyodacite (unité 3) et les volcanoclastites litées (unité 4) est plissé et forme un synclinal à double plongée, orientée est-ouest (Figure 2.10). La fermeture ouest est un synclinal synforme, avec un regard structural normal vers l'est, plongeant à 50° vers l'est. La fermeture est du pli est un synclinal antiforme, avec un regard structural inversé vers l'ouest, plongeant 70° vers l'est. Le flanc court à polarité vers le nord est beaucoup plus restreint que les flancs longs à polarité vers le sud (Figure 2.4). La géométrie du contact entre les coulées de rhyodacites et les volcanoclastites est compatible avec un grand pli d'entraînement P₂ en forme de canot caractérisé par une charnière de pli courbée et des axes de plis à plongée variable. Cette géométrie peut être due à la superposition de deux phases de plissement distinctes (Tourigny et al., 1995), formant un patron d'interférence en dôme et bassin (type 1; Ramsay,

1967). Cette interprétation nécessite une phase de plissement orientée nord-sud déversée vers l'ouest, avec un axe de pli à faible plongée. Les plis nord-sud doivent être précoces, pré-D₂, car la schistosité S₂ recoupe les deux flancs de la flexure nord-sud noyautée par l'unité dacitique. Jusqu'à maintenant, notre cartographie souterraine n'a pas identifié une schistosité ou des plis compatibles avec une phase de plissement nord-sud précoce de cette nature.

Une autre interprétation serait que le pli parasite synclinal courbé est le résultat de la transposition progressive de la charnière d'un synclinal cylindrique P₂ vers la linéation d'étirement, au cours de la phase de déformation compressive nord-sud D₂. Ce scénario ne nécessite qu'une seule phase de déformation, de nature non-cylindrique et est le plus compatible avec nos données préliminaires. L'analyse structurale de ce synclinal courbé est encore en cours.

Une zone de déformation, orientée à 290°/60°, désignée comme la "Mine Fault Zone (MFZ)" (Pelz, 1995), recoupe la partie centrale du gisement (Figure 2.3). Elle comprend une zone centrale de 10 m de large caractérisée par le développement d'une schistosité mylonitique et par la transposition complète des fabriques planaires préexistantes, tels que la schistosité S₂ et le litage. Les indicateurs de sens de cisaillement, tels que les porphyroclastes asymétriques, les fabriques C/S et les "shear bands", sont compatibles avec un mouvement ductile inverse vers le sud. Une linéation d'étirement bien développée plongeant à 70° vers l'est-nord-est est visible sur le plan de la schistosité mylonitique. Localement, des plis isoclinaux reclinés, dont l'axe est parallèle à la linéation d'étirement, et des plis non-cylindriques reprennent la foliation mylonitique. Un clivage tardif subvertical, orienté à 030°, crénule la schistosité mylonitique et est parallèle aux plans axiaux de plis droits et ouverts. Des failles fragiles subverticales, orientées est-ouest, montrent des déplacements normaux de moins de 1 m.

Dans la partie profonde du gisement (niveau 860 m), où le litage est plus faiblement penté, les unités lithologiques peuvent être suivies avec peu de rupture ou décalage à travers la MFZ (Figure 2.4). La précision supérieure due à une maille de forage serrée permet de préciser l'envergure du mouvement inverse le long du cisaillement à tout au plus 20 m. La MFZ peut représenter soit une zone de cisaillement avec un petit déplacement inverse ou une faille normale réactivée en faille inverse lors de la phase de compression régionale nord-sud. La deuxième explication, impliquant une inversion tectonique (Coward, 1994; McClay et

Buchanan, 1992) le long du cisaillement, nécessite un important déplacement inverse qui compenserait un mouvement normal précoce. Il n'y a pas d'évidence lithologique ou de changement de faciès le long de la MFZ qui pourrait corroborer l'hypothèse d'un mouvement normal, syn-volcanique, le long de ce cisaillement.

RECONSTRUCTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Nos observations structurales et stratigraphiques permettent de définir certains paramètres concernant la morphologie de la séquence volcanique autour du gisement. La structure majeure du gisement est le pli d'entraînement synclinal courbé. Une fois l'effet de ce plissement enlevé, les observations stratigraphiques locales peuvent être plus facilement interprétées.

Les volcanoclastites de l'unité 4, hôtes de la minéralisation, semblent s'être accumulées dans un bassin qui avait comme plancher les coulées rhyodacitiques de l'unité 3. Une diminution d'est en ouest dans la taille des fragments des unités bréchiques 4b et 4c indiquent une source vers l'est pour le matériel fragmentaire. Une source vers l'est est confirmée par la présence de rares rides asymétriques, déversées vers l'ouest, dans les lits turbiditiques (divisions T_c) composés de tufs fins et grossiers. La décroissance vers l'ouest de l'épaisseur de l'unité de brèches et de coulées rhyolitiques (unité 4a) est également compatible avec une source éruptive plus à l'est. Les caractéristiques sédimentologiques et volcaniques des composantes de l'unité 4 indiquent qu'il y avait un haut topographique situé plus à l'est. Ce haut topographique pourrait être un édifice volcanique et/ou un relief structural dû à l'affaissement du compartiment ouest le long de failles normales subverticales. L'orientation de l'unité dacitique et de l'un des stockwerks de veinules de Cp-Py (voir les descriptions ci-dessous) indiquent que ce réseau était orienté approximativement à 055°.

La forme de l'unité de dacite massive (unité 6) change progressivement d'un filon-couche dans la partie ouest du gisement à un dyke subvertical, orienté à 055° dans la partie est (Figures 2.1 et 2.2). La dacite est interprétée comme une intrusion qui a été injectée dans une zone de faille syn-volcanique recoupant les coulées de rhyodacite. Lorsque ce magma a atteint les tufs lités non consolidés sur le fond marin, il s'est injecté parallèlement au litage dans les tufs fins et les mudstones de la partie sommitale de la séquence volcanoclastique.

Les stockwerks de veinules de Cp-Py, localisés dans la partie profonde de la mine, forment des biseaux subverticaux orientés à 295° et 055° (Figure 2.5). L'allongement des zones de stockwerks reflète probablement la structure dans laquelle les fluides hydrothermaux ont circulé. La structure orientée à 055° est interprétée comme une faille syn-volcanique qui aurait eu un mouvement normal vers l'ouest. Dans la partie ouest du gisement, il n'existe pas de lithologies ou de changements de faciès le long de la trace du stockwerk orienté à 295° qui indiquerait qu'un relief topographique existait lors de la déposition de la séquence de tufs. Cette structure est interprétée comme une fissure, sans rejet vertical, active lors de la déposition des volcanoclastites. Le gisement de Louvicourt semble s'être accumulé dans un bassin à l'intersection de 2 failles syn-volcaniques. Il est important de souligner que la déformation D₂ a pu causer une certaine rotation des structures verticales syn-volcaniques vers le plan S₂. Les veinules individuelles de Cp-Py et les fractures primaires mesurées à l'intérieur des stockwerks de veinules Cp-Py dans les zones protégées de la déformation par une silicification précoce ont des orientations semblables à l'orientation des stockwerks eux-mêmes. Ce parallélisme indique que, dans le secteur immédiat du gisement, le degré de rotation durant la déformation D₂ devrait être faible.

La taille et la forme du bassin de roches volcanoclastiques sont difficiles à estimer. Les forages indiquent que les tufs se prolongent jusqu'à au moins 1800 m de profondeur. En surface, les volcanoclastites affleurent très mal, les forages indiquent qu'ils se poursuivent sur une distance d'environ 4 km. L'information actuellement disponible permet d'établir que ce bassin était d'échelle kilométrique et était associé à un réseau de failles normales, orienté vers le nord-est, actif au moment de la sédimentation. Nous ne pouvons établir si le bassin lui-même était délimité par des failles normales.

Les nombreuses textures de remplacement des volcanoclastites par les assemblages d'altération et les sulfures eux-mêmes indiquent qu'une partie importante de la minéralisation s'est mise en place sous le fond marin. La présence de fragments de Py et de Sp massive dans les unités de brèches et, localement, dans quelques lits de tufs à lapilli indique qu'une portion de la minéralisation était émergente sur le fond marin. L'absence de fragments de Cp ou de fragments altérés en chlorite noire dans les volcanoclastites signifie que le processus de fragmentation n'a pas échantillonné la partie inférieure du système hydrothermal. Il est

à noter que dans la partie centrale du gisement, nous avons noté des horizons de brèches à fragments de Py et Sp, altérées en chlorite verte et contenant de la Cp et de la Py disséminées ainsi que des veinules de Cp-Py. Cette observation indique qu'au moins une partie de la minéralisation a été érodée et redéposée, pour ensuite être ensevelie par d'autres volcanoclastites. Ces horizons ont par la suite été altérés et minéralisés, ce qui implique que le système hydrothermal était cyclique et synchrone à la déposition des volcanoclastites.

VISITE SOUS-TERRE

La visite sous-terre s'effectuera au niveau 770 m, où nous avons fait des observations structurales et stratigraphiques détaillées. Ce niveau se situe dans la portion centrale de la mine, ce qui permet d'examiner un grand nombre d'unités. La présence d'une galerie d'exploration à ce niveau nous a permis d'effectuer des coupes stratigraphiques dans les faciès volcaniques distaux non minéralisés. La visite va débuter dans la partie est de la mine, dans les unités stratigraphiques inférieures, et se poursuivra vers l'ouest par la galerie principale vers les unités supérieures (Figure 2.3). Les unités stratigraphiques les plus sommitales seront observées dans la galerie d'exploration. Les faciès minéralisés seront observés dans les différents points d'accès aux chantiers, en fonction de l'avancement des travaux d'exploitation.

Arrêt 1: La partie est de la galerie principale est-ouest: les coulées de rhyodacite (unité 3), la partie inférieure de la séquence volcanoclastique VSED (unité 4) et des sulfures massifs (Py-Sp)

À cette localité, la galerie principale est-ouest recoupe des coulées de rhyodacite, les tufs de la partie basale de la séquence volcanoclastique VSED et une lentille de sulfures massifs riches en Py-Sp. Les unités peuvent être mieux observées sur le mur sud. La galerie est orientée à 070°, recoupant à un angle faible la foliation principale orientée à 270°/67°. À cet endroit, les roches sont fortement déformées, la majorité des contacts lithologiques sont transposés dans le plan de la foliation. Une linéation d'étirement bien développée, plongeant modérément vers le nord-est (050°/58°), est visible sur le plan de foliation. La linéation est caractérisée par d'étirement des lapilli blancs selon un rapport 6 : 1 : 0,5 (axes X:Y:Z). Si ces fragments reflètent fidèlement la forme de l'ellipsoïde de déformation finie, la déformation est en constriction et est caractérisée par un fort étirement dans le plan de la

schistosité. Ce style de déformation peut-être observée à une plus grande échelle dans le cas des lentilles individuelles de sulfures massifs et du gisement dans son ensemble, qui ont approximativement les mêmes rapports X:Y:Z. Les autres lentilles de la mine Louvem ont approximativement la même forme, mais sont généralement plus aplaties dans le plan de la schistosité (XY) et moins étirées selon l'axe X.

De l'est vers l'ouest, sur le mur sud, l'unité de rhyodacite renferme les lithologies suivantes:

- 1) Un tuf à lapilli renfermant 70% de fragments (25% de fragments vert foncé, 20% de fragments vert pâle et 15% de fragments blancs à beiges) dans une matrice chloritisée de couleur verte;
- 2) Un tuf à lapilli, de 50 cm d'épaisseur apparente, renfermant 5-20% de Py disséminée entre les fragments;
- 3) Un tuf à lapilli et à blocs, de 9 m d'épaisseur apparente, renfermant 20% de fragments blancs à beiges fortement étirés dans une matrice verte chloritisée;
- 4) Un tuf à lapilli, de 6 m d'épaisseur apparente, renfermant des fragments gris et verts dont les contours se distinguent mal de la matrice verte chloritisée. Ce tuf est directement sous-jacent à la lentille de sulfures massifs. Le contact avec les sulfures massifs est graduel sur une distance de 30 cm où l'abondance de pyrite augmente.

La lentille de sulfures massifs est composée de pyrite massive avec des bandes centimétriques de sphalérite (5%) et des lentilles isolées centimétriques de tufs lités et plissés (10%). La présence de lits de tufs démembrés dans les sulfures massifs indique que la minéralisation a probablement remplacé un horizon de tufs lités pour ne laisser que des lentilles isolées de tufs complètement entourées de sulfures. Cette lentille de sulfures massifs est sous-économique avec une teneur de moins de 2% équivalent Cu et n'est pas comprise dans les réserves. Les sulfures sont fortement cisailés, comme en témoigne le rubanement de Py/Sp qui est fortement transposé et plissé isoclinalement.

Arrêt 2: Accès à la monterie: sulfures massifs (Py, Sp), brèche rhyolitique pyritisée (unité 4a), tufs fins (unité 4) et brèche rhyodacitique (unité 4b)

Sur le mur est de l'accès à la monterie, une brèche composée de blocs et de lapilli blanc à jaune pâle, étirés et aplatés, de composition rhyolitique peut être observée. La matrice est remplacée par la pyrite qui, localement, cerne complètement les fragments.

Plus loin à l'est, le long du mur nord-est, les lapilli sont bien tassés, montrant des textures "jig-saw fit". Par endroits, les fragments deviennent difficile à distinguer de la matrice. Ces textures sont compatibles avec un début de bréchification d'une rhyolite massive. La brèche rhyolitique est coiffée par un mince horizon, de 1 m d'épaisseur, de tuf lité qui est surmonté par un horizon bréchiue.

Arrêt 3: Point de soutirage 7730: rhyolite massive et bréchiue non-minéralisée (unité 4a)

Une séquence de rhyolite massive et bréchiue peut être observée sur le côté ouest de cette ouverture nord-sud. La rhyolite est généralement gris pâle, silicifiée, et comprend une schistosité bien développée soulignée par de minces bandes de séricite. Localement, le contour des blocs et des lapilli peut être distingué. Cette section est peu minéralisée, avec seulement quelques zones d'échelle métrique renfermant de la pyrite disséminée. Vers la partie sud de l'accès, le contour des fragments devient plus distinct. À cet endroit, la brèche rhyolitique est composée de lapilli angulaires gris pâle contenus dans une matrice gris pâle.

Arrêt 4: Baie d'entreposage au sud de 7730: brèche rhyolitique (unité 4a), tufs lités (unité 4) et la brèche polygénique inférieure (unité 4b)

Cette baie d'entreposage forme une section nord-sud en continuité avec le point de soutirage 7730. Vers le sud, à partir de l'intersection avec la galerie est-ouest, trois unités peuvent être observées. La première unité représente la partie supérieure de l'unité rhyolitique (4a), observée à l'arrêt 3. Elle renferme plus de 60% de lapilli et de blocs gris, angulaires et aphyriques, de composition rhyolitique. De rares fragments de ponces et de pyrite peuvent être observés. La partie sommitale, de 50 cm d'épaisseur, est fortement silicifiée et est recoupée par des veinules de Py.

Vers le sud, la prochaine unité est une séquence de 4,5 m d'épaisseur de tufs lités. Les 3 premiers mètres sont composés de lits granoclassés de tufs grossiers et à granules. L'épaisseur des lits varie de 10 cm à 1 m avec des parties inférieures massives granoclassées et des parties supérieures faiblement laminées. Ces caractéristiques sont compatibles avec les divisions a et b (Tab) de la séquence de Bouma (1962). La partie supérieure, de 1,5 m d'épaisseur, de la séquence de tufs lités est composée de minces lits et de lits laminés de tufs fins et grossiers. Les tufs grossiers renferment des lits massifs, faiblement

granoclassés, de 1 à 20 cm d'épaisseur. Les tufs fins forment des interlits de 10 à 30 cm d'épaisseur entre les lits de tufs grossiers. Ils ont un aspect chertueux et se caractérisent par l'alternance de lamines gris foncé et gris pâle. Les tufs fins localisés au sommet de la séquence renferment des lamines de 1 à 3 mm d'épaisseur de pyrite massive à grain très fin.

L'unité sus-jacente est une brèche polygénique (unité 4b) qui contient des fragments étirés, atteignant 1 m de diamètre, dans une matrice gris-vert.

Arrêt 5: Le mur nord de la galerie principale, entre les points de soutirage 7725 et 7727: l'unité de brèche polygénique inférieure (unité 4b)

À cet endroit, la brèche polygénique (unité 4b) est fortement silicifiée et les contours de fragments felsiques se distinguent très mal de la matrice. Des fragments isolés de Py et de tufs fins lités se démarquent plus aisément de la matrice silicifiée grisâtre. Les fragments ont entre 1 et 15 cm de diamètre. Cet arrêt est situé 60 m plus à l'ouest de l'arrêt précédent, où le même horizon de brèche polygénique renfermait des fragments atteignant 1 m de diamètre.

Arrêt 6: Point de soutirage 7724: chalcopryrite massive, des tufs lités fortement chloritisés (unité 4) et une rhyolite bréchique et massive chloritisée et carbonatée (unité 4a)

Dans ce point de soutirage, une lentille de Cp-Py massive est en contact, au nord, avec une rhyolite et des tufs cisailés et intensément chloritisés, renfermant 10-50% d'amas et de veinules de carbonates. L'unité directement en contact avec les sulfures est une chlorite massive schisteuse. Au contact, sur une zone de 1 à 3 m d'épaisseur, les sulfures et la chlorite sont intercalés formant un rubanement tectonique. Près du contact, des enclaves de tufs fins lités sont complètement entourés d'une chlorite massive et schisteuse. Plus au nord, des porphyroblastes, des amas et des veinules de carbonate deviennent abondantes. Aucune enclave de tufs n'a été observée dans cette zone intensément carbonatée. L'altération en carbonate est plus intensément développée dans l'unité rhyolitique que dans les tufs.

Arrêt 7: Point de soutirage 7721, mur est, près de la galerie principale est-ouest: les unités inférieures et supérieures de brèche polygénique (unité 4b et 4c), des tufs lités (unité 4) et l'altération en chlorite verte-grenat-magnétite

Cet arrêt comprend une coupe dans la partie supérieure de la séquence volcanoclastique VSED, les unités sont décrites du nord vers le sud. L'unité inférieure de brèche polygénique a 12 m d'épaisseur. Les 9 premiers mètres de la brèche (unité 4b) contiennent une roche massive renfermant 20-40% de blocs, de 8 cm de diamètre ou moins, de lave felsique, de tufs silicifiés et de pyrite dans une matrice chloritisée. Les 3 mètres au-dessus contiennent un tuf grossier intensément chloritisé. Cette brèche est surmontée par un horizon de 1 m d'épaisseur de tufs lités fins et grossiers. Une altération en chlorite-grenat est concentrée dans les lits de tufs grossiers, formant une texture de remplacement lit par lit. Avec l'augmentation de l'altération, des lits de tufs fins, généralement silicifiés, se retrouvent en enclaves dans une matrice formée d'une roche altérée en chlorite verte - grenat - magnétite ± chloritoïde. L'unité sus-jacente est la brèche polygénique supérieure (unité 4c). La base de la brèche est fortement altérée, seulement quelques vagues contours de lapilli et blocs peuvent être distingués, entourée d'une matrice grenue riche en chlorite verte et grenat.

Arrêt 8. Point de soutirage 7719: tufs lités (unité 4) recoupés par des veinules de Cp-Py

Les tufs lités forment une séquence faiblement à modérément pentée, quelques plis ouverts peuvent être observés. Les tufs sont silicifiés et renferment de la pyrite disséminée. Ils sont recoupés par des veinules centimétriques de chlorite-Cp-Py, subparallèles à la schistosité est-ouest qui recoupe à angle fort le litage. Localement, la minéralisation des veinules subverticales s'étend parallèlement au litage. Cette texture est compatible avec une mise en place de la minéralisation sous le fond marin. Plus au nord, ces textures sont obscurcies par la déformation et une intense altération chloriteuse.

Arrêt 9. Galerie d'accès principale nord-sud, mur ouest: une dacite massive (unité 6) en contact avec des tufs fins lités (unité 4)

La dacite massive est de couleur vert foncé avec 1-5% d'amygdales de 0,5 à 3 cm de diamètre. Au contact avec les tufs, la dacite montre une bordure décolorée, gris pâle, de 30 cm d'épaisseur. Les tufs sont finement lités avec des interlits de mudstone pyriteux. Localement près du contact, il y a des amas, de 2 cm à 20 cm de diamètre, de dacite décolorée complètement entourée par les tufs fins. De minces dykes sinueux de dacite s'étendant du contact vers les tufs lités ont été observés. Ces

textures sont compatibles avec l'injection de la dacite dans un horizon de tufs non consolidés. Sur le mur est, on peut observer des plis serrés à isoclinaux dont la trace axiale est recoupée par la schistosité est-ouest associée à la déformation principale. Ces plis précoces, dépourvus de schistosité de plan axial, sont interprétés comme étant syn-sédimentaires.

Arrêt 10: Galerie d'exploration: volcanoclastites litées (unité 7) et brèche rhyolitique (unité 8)

Cette section est située au-dessus de l'horizon de dacite et comprend une séquence de 10 m d'épaisseur de volcanoclastites litées. Des tufs fins laminés et finement lités, intercalés de minces lits et de lamination de pyrite massive et de mudstone pyriteux, forment l'unité dominante de cette séquence. Localement, des rides asymétriques, indiquant un transport vers l'ouest, peuvent être observées. Des tufs grossiers forment des lits massifs, localement granoclassés, de 1 à 10 cm d'épaisseur. Un horizon de 1,5 m d'épaisseur renferme des lits massifs granoclassés de tufs à lapilli, de 10 à 60 cm d'épaisseur, renfermant de 30 à 60% de fragments anguleux verts foncés. Quelques-uns de ces lits ont des bases érosives et

montrent un granoclassement inverse dans leurs parties inférieures.

L'unité sus-jacente aux tufs lités est une brèche renfermant 50% de lapilli et blocs angulaires, aphyriques, de couleur vert foncé, montrant des textures d'agencement de type "jig-saw fit", 10 % de lapilli felsiques sub-arrondis, aphyriques ou amygdalaires, de couleur blanchâtre à beige, 3% de blocs et lapilli de tufs lités de forme irrégulière avec un litage interne plissoté et de rares petits lapilli de pyrite. Cette brèche est exposée sur une distance de 12 m dans la galerie d'exploration, le contact supérieur n'est pas visible. À la base de cette brèche, la matrice est composée de tufs fins gris pâle, identique aux tufs fins de la séquence volcanoclastique sous-jacente. Plus haut dans la brèche, la matrice devient plus foncée et les fragments se distinguent de moins en moins bien de la matrice. Le changement dans la composition de la matrice est interprété comme étant le résultat de l'incorporation de tufs fins non consolidés à la base de la coulée bréchique, par contre dans la partie centrale, les blocs et la matrice proviennent tous les deux de la fragmentation de la rhyolite massive. Cette brèche est interprétée comme la partie inférieure d'un dôme rhyolitique qui s'est injecté dans des tufs non consolidés.

SECTION 3A - MINÉRALISATION AURIFÈRE DANS LE PLUTON DE BOURLAMAQUE : LA MINE BEAUFOR

François Chabot

*Mines Aurizon, Division Mine Beaufor,
C.P. 487, Val-d'Or, J9P 4P5*

HISTORIQUE

La mine Beaufor telle qu'opérée présentement regroupe les propriétés Beaufor, Pascalis et Perron, qui se partagent le même gisement aurifère. Les trois propriétés se trouvent à l'intersection Sud des cantons Senneville et Pascalis soit à environ 18 km au NE de Val-d'Or, dans la municipalité de Val-Senneville. Les propriétés Beaufor et Pascalis sont partagées à 50% entre Mines Aurizon, l'opérateur, et Louvem (société contrôlée par Mines Richmont). La propriété Perron n'est pas en production actuellement et appartient à Mines Aurizon (voir Figure A3, Partie A).

La propriété Perron est la première à avoir été mise en production en 1933. La découverte a été faite en 1931 par le prospecteur Jack Matthews. La production à la mine Perron de 1933 à 1951 a été de 1 605 000 T @ 8,48 g/t Au pour 438 000 onces d'or (Trudel, 1985b). La mine Beaufor a été en production de 1939 à 1942 et 144 000 T ont été extraites à une teneur de 8,25g/t Au pour 38 000 onces (Trudel, 1985c). Depuis la reprise des travaux en 1989, 297 000 T @ 8,67 g/t Au ont été hissées pour une production de 83 000 onces d'or (incluant environ 20 000 tonnes provenant de Pascalis). La propriété Pascalis a été mise en valeur dans les années 40 et la principale production a eu lieu à la fin des années 80 avec 54 000 tonnes @ 6,91g/t Au pour 12 000 onces. Présentement, le puits No 5 de la propriété Perron donne accès aux propriétés Beaufor et Pascalis toutes deux en production.

En 1965, le forage C-108 avait identifié 2 structures aurifères à environ 400 mètres au Sud de la mine Perron sur la propriété Beaufor. Une campagne de forage d'exploration faite en 1987 a permis de délimiter les 2 structures (zones B et C) sur une longueur de 400 mètres.

En révisant les vieux rapports d'exploration, on remarque que les travaux d'exploration ont été faits de façon sporadique sur ces propriétés. Ainsi, il s'est écoulé 22 ans avant la mise en valeur des zones B et C sur la propriété Beaufor et le forage de découverte. Dans le même ordre d'idée, la découverte du "Showing" No 1 sur la propriété Pascalis en 1931 a dû attendre plus de 50 ans avant d'être vraiment explorée et devenir la mine Lucien C. Béliveau (Sauvé et al., 1993).

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La mine Beaufor est située dans le Batholite de Bourlamarque à sa périphérie nord-est. Cette intrusion calco-alkaline est constituée de diorite quartzifère. Le batholite a été mis en place dans les roches volcaniques du Groupe de Malartic. Les roches volcaniques présentes à la Mine Beaufor appartiennent à la Formation de Dubuisson et sont constituées principalement de coulées basaltiques. Des dykes généralement de composition mafique de quelques centimètres à quelques mètres de puissance recoupent les roches intrusives et volcaniques dans le secteur de la mine. Ces dykes sont souvent associés à la minéralisation aurifère. Le métamorphisme est au niveau schistes verts.

Plusieurs phases de déformations ont été reconnues dans le secteur de Val-d'Or. La zone tectonique de Cadillac est une structure de déformation majeure marquant le contact entre les roches volcaniques du Groupe de Malartic et les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac plus au Sud. Les différents gîtes aurifères de la région sont généralement de type filonien. La minéralisation est contenue dans des veines cisailées ou en extension de quartz-tourmaline-carbonate-pyrite. L'évaluation des gisements est souvent problématique à cause

de la nature erratique de l'or ou du nombre élevé de structures aurifères.

GÉOLOGIE DU GISEMENT

Le lecteur pourra se référer à la Figure 3.1, montrant la géologie du niveau 1750, et à la Figure 3.2, laquelle présente une section typique de la mine Beaufor.

Les roches volcaniques basaltiques de la Formation de Dubuisson montrent des faciès massifs et à l'occasion, coussinés. Les contacts avec la diorite quartzifère du batholite sont généralement très irréguliers et des textures bréchiques sont présentes. Des enclaves de roches volcaniques sont présentes à l'intérieur du batholite.

La diorite quartzifère montre un faciès leucocrate (granodiorite fraîche) et un faciès mésocrate (granodiorite altérée). La distinction entre les 2 faciès repose sur l'altération des plagioclases, le faciès leucocrate montrant une saussuritisation alors que le faciès mésocrate montre une séricitisation et une forte carbonatation des plagioclases. Le faciès mésocrate est associé à l'altération hydrothermale englobant les zones minéralisées. Ces corridors d'altération ont une puissance métrique en bordure des veines. La transition entre les faciès leucocrate et mésocrate se fait sur quelques centimètres.

Des dykes mafiques se retrouvent généralement associés aux zones de cisaillement minéralisés. Les dykes précèdent la minéralisation. Au moins 3 types de texture (oeillé, massif et grenu) de dyke ont été reconnus dans la mine. Les dykes sont souvent foliés et généralement carbonatés, séricitisés et plus ou moins pyritisés.

Il y a 2 événements de minéralisation à la mine Beaufor (Tessier, 1990). D'abord le premier événement est précoce et associé à la phase tardive de cristallisation du batholite de Bourlamaque. Une minéralisation hydrothermale magmatique se retrouve dans des veinules centimétriques de quartz-chlorite-pyrite-chalcopryrite-molybdénite. À l'occasion, ces veines sont localisées dans des corridors de quelques mètres d'épaisseur fortement chloritisés. L'orientation de ces structures est environ NE avec un pendage vertical. La teneur en or de ces structures est de moins de 5g/t Au. Des travaux d'exploration visant à identifier des concentrations économiques en cuivre n'ont jamais donné de résultats positifs dans le passé.

Le deuxième événement de minéralisation contient la plus grande part des veines aurifères (Figure 3.3). Les veines sont généralement constituées de quartz, tourmaline (5 à 80%), carbonates (10%) et de quelques pourcents de

sulfures (pyrite et chalcopryrite). L'or est directement associé à la pyrite qui est en cristaux automorphes centimétriques. L'or se retrouve généralement à l'intérieur des grains de pyrite (Figueiredo, 1997).

Il y a 4 classes de veines associées à cet événement (Figure 3.3). Le type I est associé à des cisaillements est-ouest fortement pentés. Des dykes mafiques sont aussi présents dans ces structures peu minéralisées.

Le type II correspond à des cisaillements orientés à environ N115 avec des pendages de 25° à 55°. Les structures avec des pendages de 40° à 55° constituent les principales zones minéralisées. Les épaisseurs de ces zones varient de 3 à 10 mètres avec une moyenne de 5 mètres. Des dykes mafiques sont généralement associées à ces structures. Les zones 32, B et C sont les meilleurs exemples de ces structures. Localement, les cisaillements peuvent être assez discrets surtout pour les structures à plus faible pendage.

Le type III correspond à des veines sigmoïdes sub-horizontales associées au type II. L'extension nord-sud de ces structures est généralement limitée à 10 mètres.

Finalement, le type IV est constitué de veines d'extension sub-horizontales orientées nord-sud avec un pendage d'environ 20° vers l'ouest (Figure 3.3). Ces veines peuvent former des plans décimétriques.

Au niveau structural, il y a 2 points à discuter soient les structures aurifères et les différentes failles qui affectent le gisement. La Figure 3.4 illustre les différentes orientations des 4 types de veines aurifères. Les structures de type I n'ont jamais été minées et les corridors d'altération qui les accompagnent sont généralement très restreints. Ces structures ont été réactivées après la minéralisation puisque des déplacements importants sont associés à la structure du dyke 01 qui est qualifiée de cisaillement ductile (Tremblay, 1997).

Les structures de type II sont vraiment celles qui ont la plus grande importance que ce soit au niveau du volume de dykes mafiques ou de veines de quartz aurifère mis en place. Dans certains cas, un patron anastomosé sera associé à ces structures comme c'est le cas de la zone C et de ces nombreuses branches. Les cisaillements, dykes et veines suivront un tel patron. La proximité de 2 structures de type II générera une abondance de veines d'extension entre celles-ci (ex. zones B et C). Ces structures sont caractérisées par un mouvement inverse.

La morphologie des structures de type III et leur lien avec les structures de type II nous indiquent qu'il y a eu mouvement pendant et après la mise en place des veines. La rareté des structures de type

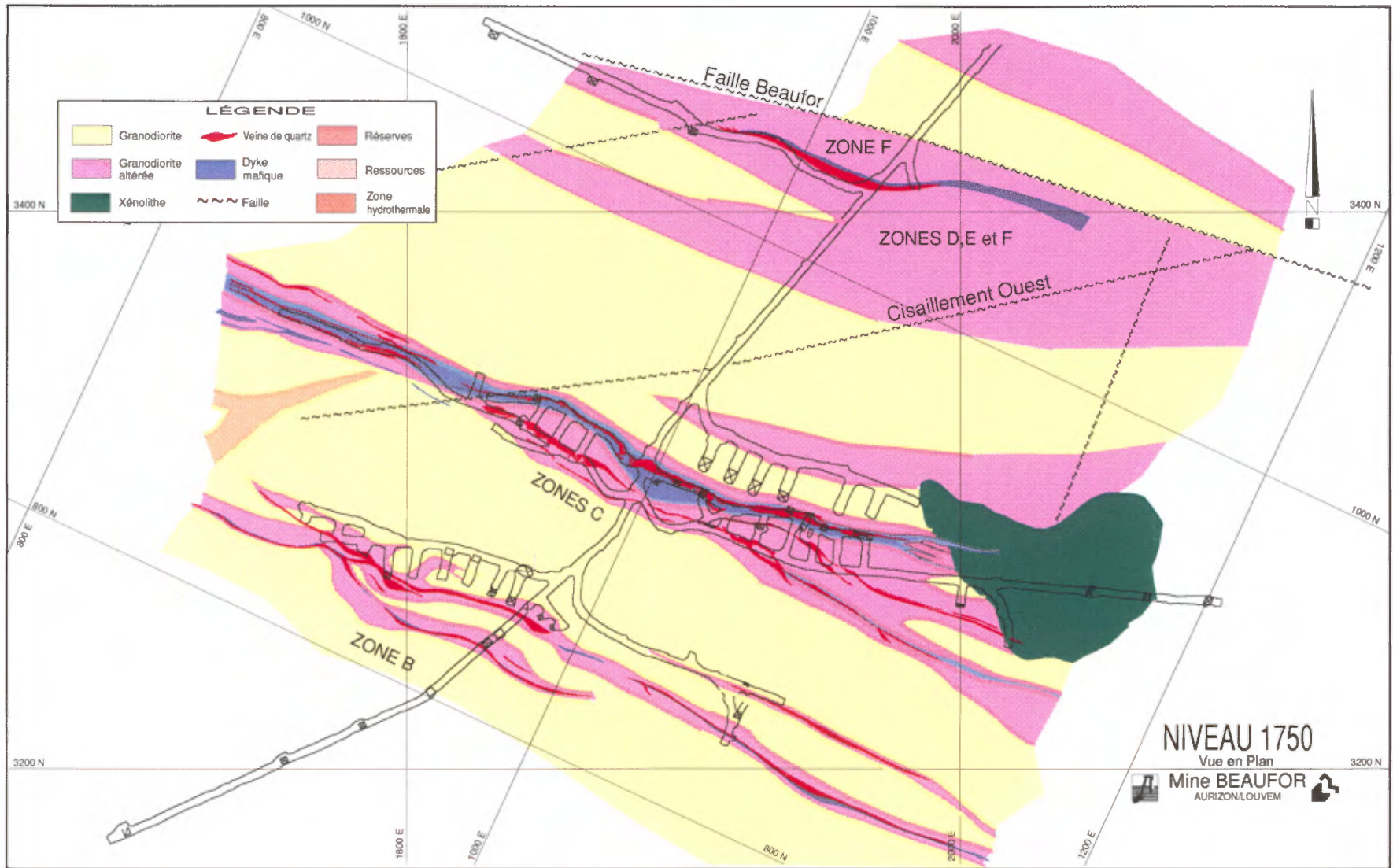


Figure 3.1: Géologie du niveau 1750 pieds, mine Beaufor. La position des différentes zones minéralisées est indiquée.

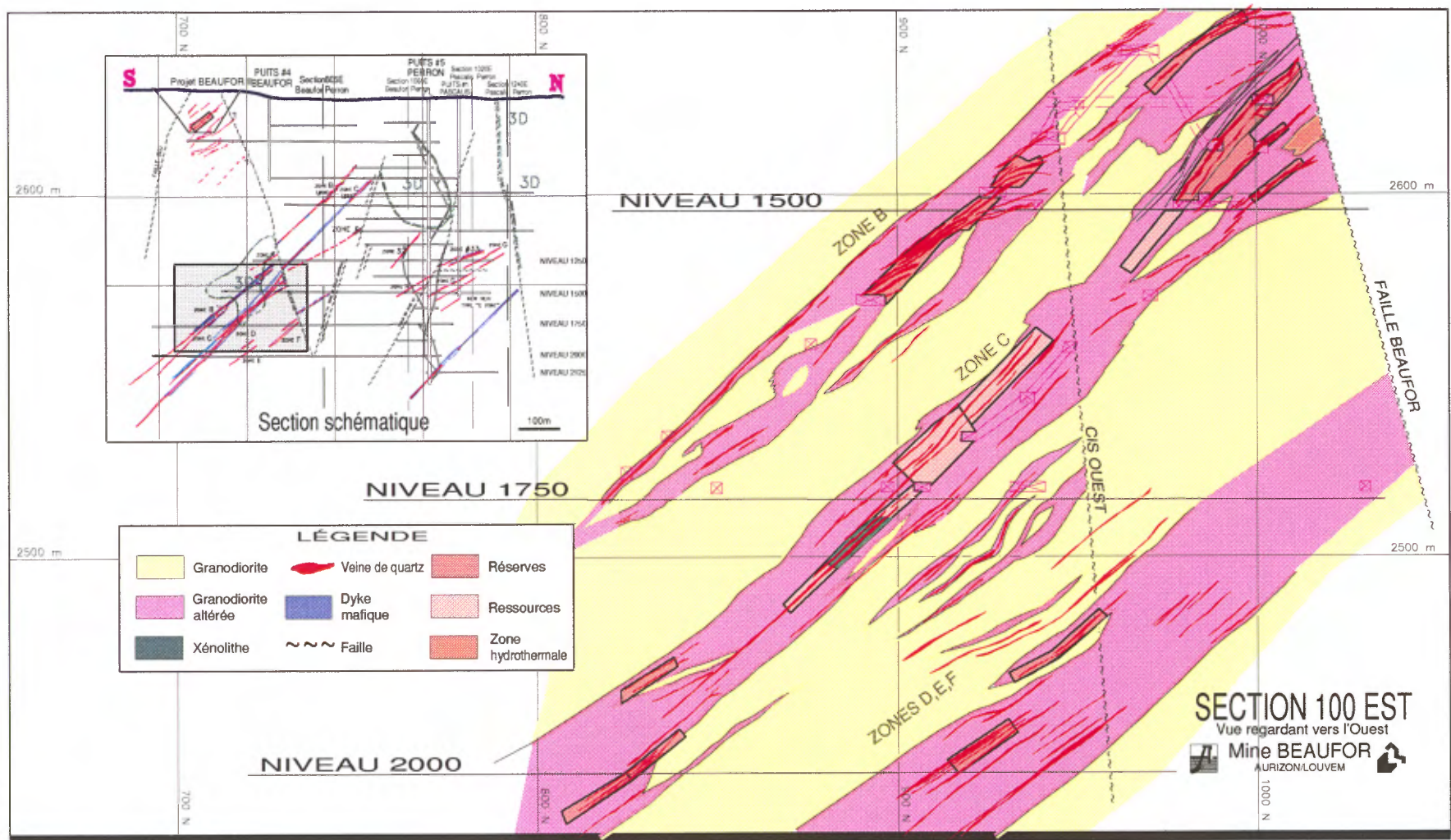


Figure 3.2: Géologie de la section 123, mine Beaufort. La position des différentes zones minéralisées est indiquée.

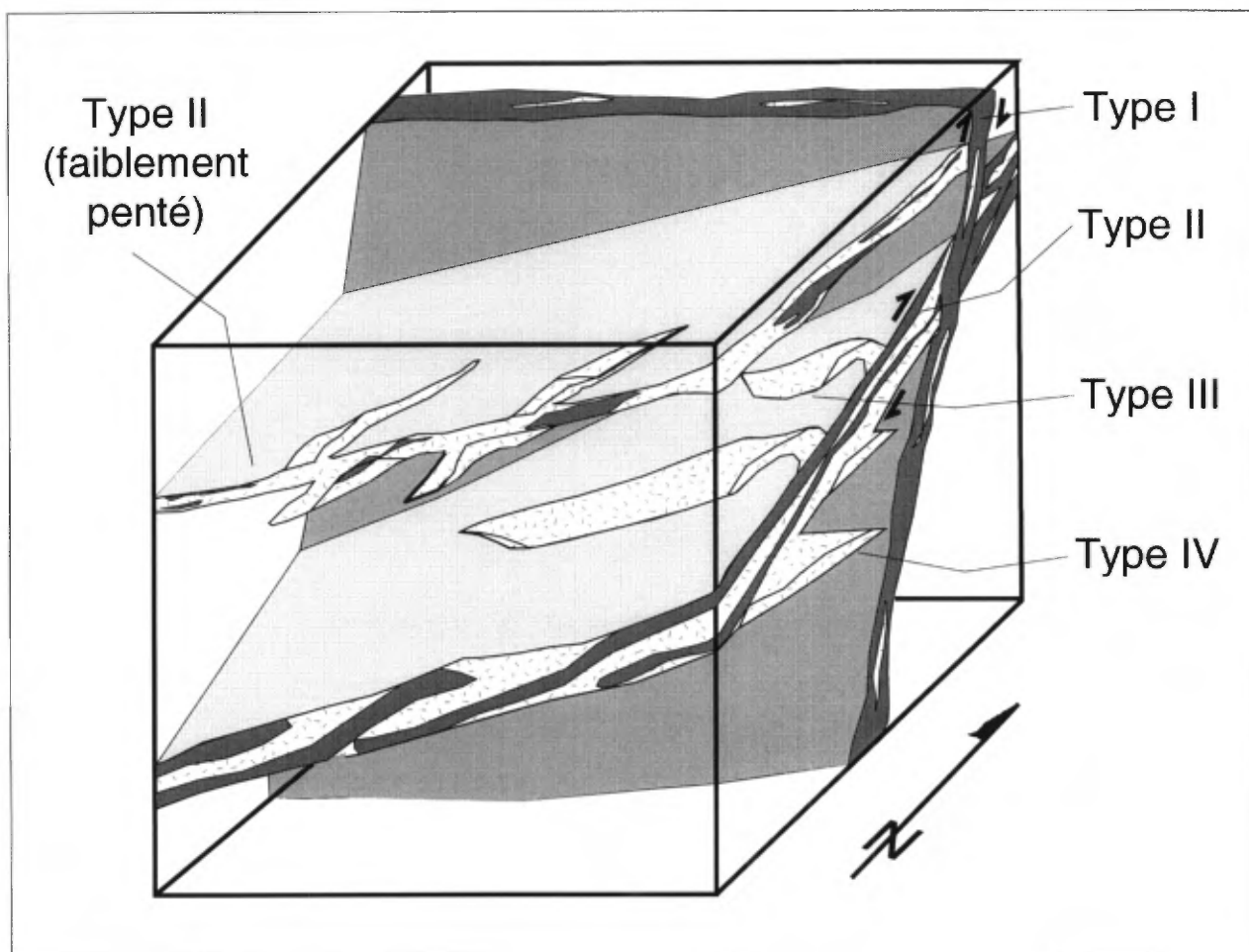


Figure 3.3: Représentation schématique des divers types de structures aurifères (modifiée de Tessier, 1990).

IV peut s'expliquer par le faible pendage des structures de type II qui absorbent une bonne partie des déplacements verticaux. Les structures de type III remplissent aussi une bonne partie du volume généré en extension.

Au niveau des failles, il y a 2 types de failles (Tremblay, 1997). Des zones de cisaillement ductile sont caractéristiques des failles du dyke 01 et centrale. À l'occasion, des veinules millimétriques de quartz-carbonates-tourmaline se retrouvent dans ces structures. Le déplacement a pu être évalué pour la faille du dyke 01 et il est inverse d'environ 40 mètres.

Le deuxième type de faille s'exprime par des corridors de déformation fragile-ductile. Ce type de structure recoupe la minéralisation et certaines structures ont déplacé la minéralisation sur plusieurs mètres. Bien que généralement ces structures semblent postérieures à la minéralisation, la continuité de la minéralisation de part et d'autre de ces failles est irrégulière. Dans le cas du cisaillement Ouest qui apparaît comme une zone de déformation

fragile-ductile associée à la faille Beaufor du même type, la minéralisation est vraiment limitée par cette structure comme le montre les veines qui se pincet avant de se rendre à ce plan. Il est clair que les derniers événements de déformation associés à ces structures sont de style fragile-ductile mais on peut s'interroger si ces structures n'étaient pas déjà développées à un degré moindre lors de la mise en place de la minéralisation (Tessier, 1990) et qu'elles aient influencé cette dernière.

MODÉLISATION DU GISEMENT

Le gisement aurifère de la mine Beaufor est assez typique des autres gisements filoniens du camp de Val-d'Or (Robert, 1994). La minéralisation s'est mise en place dans des structures cisailées qui avaient déjà servi à la mise en place des dykes mafiques. Le modèle de pompe sismique décrit dans la littérature (Sibson, 1988) conviendrait très bien au gîte. Des cycles successifs d'accumulation de pression des fluides et de rupture sismique permettraient la

migration des fluides et leur précipitation dans un réseau de zones de cisaillement. L'altération englobant les zones minéralisées traduit bien cette activité hydrothermale. L'ouverture le long de ce réseau de structures en cisaillement, de fractures en extension, permettrait des baisses de pression des fluides nécessaires à la précipitation de l'or. La déformation qui s'est poursuivie tout au long de la mise en place de la minéralisation comme l'indique les veines sigmoïdes déformées, explique l'enrichissement en or des veines de cisaillement. Des observations en section polie ont permis de différencier l'habitus de l'or dans les veines en tension où l'or est finement distribué dans la pyrite, des veines de cisaillement où l'or est déplacé dans des fractures de la pyrite qui a été déformée (Figueiredo, 1997).

En utilisant ce modèle de mise en place et quelques particularités géologiques du gîte, nous disposons d'éléments privilégiés pour guider les travaux d'exploration. Une particularité du gisement est la visibilité de l'altération dans les épontes des zones de cisaillement. L'observation de ces corridors peut conduire à l'identification de minéralisation importante surtout si l'orientation de ces structures correspond à la minéralisation de type II. La présence ou l'absence de dykes mafiques dans les corridors d'altération n'est pas un critère absolu d'exploration puisque dans les 2 cas, des structures aurifères ont été identifiées. Le contraste entre les propriétés mécaniques de la diorite quartzifère et les volcaniques permet de créer des zones favorables à la mise en place de veines de tension abondantes lorsque des amas de roche intrusive flottent dans les roches volcaniques.

DONNÉES ÉCONOMIQUES

L'exploitation souterraine de la mine Beaufor se fait à une cadence de 560 tonnes métriques par jour. Environ 65% du minerai provient de chantiers long-trou, 25% du développement et 10% de chantiers chambre et pilier. La production se fait sur 2 niveaux (1500 et 1750), en 1998 le niveau 1250 sera ajouté et en 1999, le niveau 2000 suivra. Le minerai est usiné à forfait à l'usine Camflo de Mines Richmond.

La production cumulative des 3 propriétés au 1^{er} janvier 98 se chiffrait à 2 110 000 T @ 8,46 g/T Au pour 574 000 onces. Les réserves prouvées et probables à un prix de \$US300/once s'élevait à 758 000 T @ 8,25g/T Au pour 201 000 onces et les ressources à 383 000 T @ 7,02 g/T Au pour 86 000 onces. Un potentiel de minage à ciel ouvert (83 000T @ 7,39g/T Au) découvert en 1997 est inclus dans les ressources. L'exploration se poursuit avec la vérification à l'est et l'ouest des zones principales. Des travaux de compilation dans la portion supérieure de la mine laissent entrevoir une reprise progressive de la production dans certains secteurs. Le renouvellement des réserves en 1996 et 1997 ainsi que le potentiel des trois propriétés nous permettent de croire que la production et les réserves atteindront 1 000 000 d'onces à moyen terme.

REMERCIEMENTS

L'auteur tient à souligner les travaux faits au fil des années par différents géologues qui ont permis la progression des connaissances géologiques du gîte. L'auteur remercie aussi Christian Massicotte géologue à la mine Beaufor pour la révision du texte. Des remerciements s'imposent pour Daniel Daigle, dessinateur à la mine Beaufor pour la réalisation des différentes figures. Finalement l'auteur remercie Mines Aurizon, Division Mine Beaufor pour avoir autorisé la réalisation de ce travail.

SECTION 3B - MINÉRALISATIONS NICKELIFÈRES DANS LE SECTEUR LA MOTTE-VASSAN : LA MINE MARBRIDGE

Danielle Giovenazzo

Falconbridge Limitée, 3296 avenue Francis Hugues,
Laval, Québec, H2L 5A7

INTRODUCTION

La propriété de la mine Marbridge est localisée à environ 40 km au nord-ouest de la ville de Val-d'Or, dans le canton La Motte dans le feuillet SNRC 32D/08. La mine Marbridge a été exploitée entre 1962 et 1968 et a produit 702 366 tonnes métriques de minerai à une teneur de 2,2% Ni et 0,1% Cu. Le minerai provenait de 4 lentilles distinctes qui ont été exploitées à partir de 2 puits séparés de 1 km. Les roches-hôtes de ce gisement sont des komatiites.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La mine Marbridge se situe dans la partie sud-est de la sous-Province de l'Abitibi au sein du Groupe de Malartic (Figure 3.4; Imreh, 1984). La région a été cartographiée par Clark (1965), Buchan et Blowes (1968), Brett et al. (1976), Filion (1976), Imreh (1984) et Babineau (1985). Le secteur adjacent à la mine a été cartographié et échantillonné par Falconbridge en 1992 (Figure 3.5; Gabriel, 1993; Lavoie, 1993).

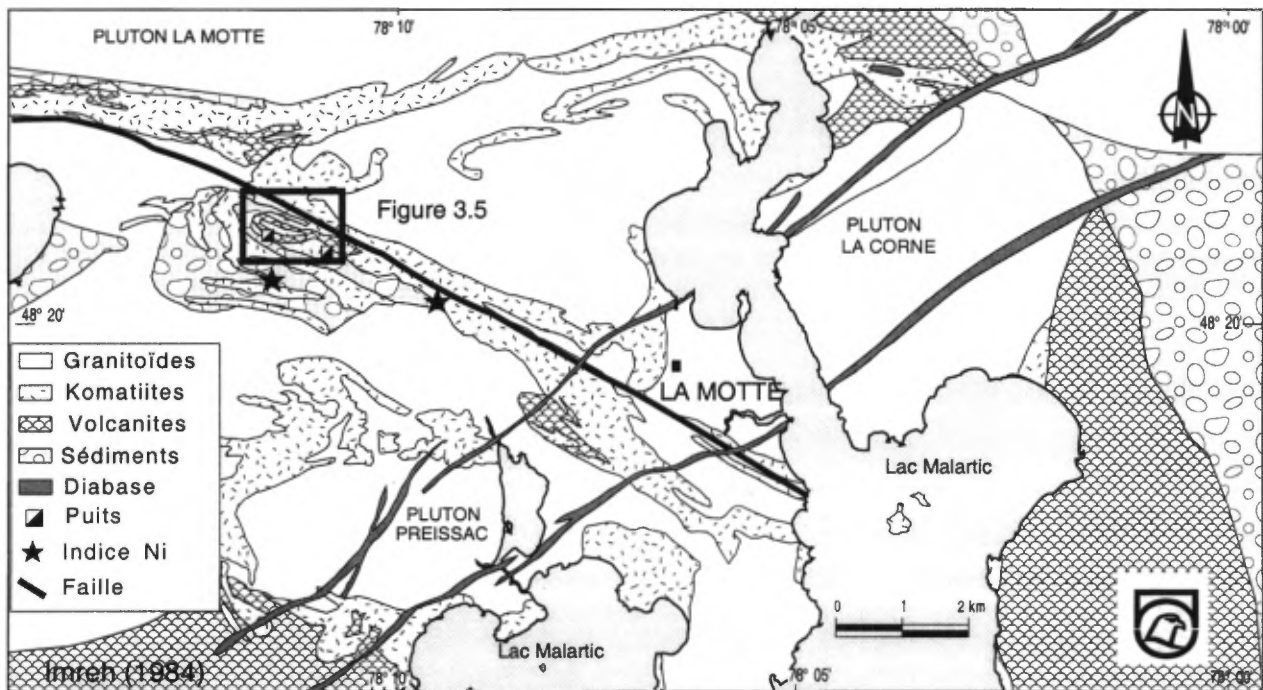


Figure 3.4: Géologie régionale de la partie nord du lac Malartic. La position de la Figure 2 est indiquée.

Sur la propriété minière, des coulées de komatiites surmontent une séquence lithologique formée de roches sédimentaires, de pyroclastites felsiques et de coulées d'andésites fortement déformées et métamorphisées. Plusieurs minces unités sédimentaires riches en pyrite, sont observées près des lentilles nickélifères. Des dykes de gabbro syntectoniques ainsi que des dykes granitiques, syénitiques et de lamproïte recoupent cette séquence.

Plusieurs batholites de composition granodioritique à monzogranitique tarditectoniques recoupent la séquence volcano-sédimentaire. La limite sud de la séquence est marquée par le batholite de Preissac, la limite nord est marquée par le batholite de La Motte, et la limite ouest est marquée par le batholite de La Corne. Ces intrusions sont probablement responsable du métamorphisme au faciès des amphibolites.

Des patrons de déformation complexes, comportant possiblement de deux à trois phases de déformation, ont été reconnues par Filion (1976), Babineau (1985) et Mueller et al. (1997). La première phase a formé des plis isoclinaux, la deuxième phase a produit des plis ouverts asymétriques et la troisième phase est marquée par des plis en chevrons (kink bands). La schistosité et la gneissosité sont orientées vers le nord-ouest avec un pendage de 45-70° vers le nord-est. Une linéation d'étirement bien développée, reliée à la première phase de déformation, plonge à 40-50° vers l'est. La propriété est localisée le long de la trace axiale d'un anticlinal d'échelle régionale (Imreh, 1984).

Deux failles importantes orientées à 120° se localisent au nord et sud du secteur de la mine. Plusieurs failles tardives, orientées vers le nord-est et le nord-ouest, recoupent la séquence volcano-sédimentaire. Elles ont été observées lors de la cartographie souterraine lors de l'exploitation et peuvent être interprétées à partir des levés géophysiques au sol (Lavoie, 1993).

Unités komatiitiques

Malgré une déformation intense et un métamorphisme au faciès amphibolite inférieur, des unités, orientées est-ouest, composées de plusieurs coulées de komatiites ont été reconnues. Certaines de ces unités peuvent représenter une répétition structurale par plissement de la même unité. La minéralogie primaire des komatiites a été complètement remplacée par un assemblage de serpentine-talc-carbonate. En bordure des dykes granitiques tardifs, la biotite et l'actinote se superposent à la serpentinitisation. Les zones

cisillées se caractérisent par un assemblage minéralogique de talc-carbonate.

Deux types de coulées ont été reconnues, soit (1) les coulées minces et (2) épaisses. Les coulées minces ont, en général, moins de 5 m d'épaisseur. Elles présentent à la base des cumulats d'olivine, et une partie supérieure riche en spinifex. Les coulées plus épaisses sont composées principalement de cumulat d'olivine avec de minces horizons de spinifex, localement absents, dans leurs parties supérieures. Dans le secteur de la mine, les komatiites sont formées de coulées plus épaisses chenalisées où les horizons de spinifex sont minces ou absents. Elles sont classifiées comme des komatiites péridotitiques (Filion, 1976) et ont une composition moyenne de 42,1% MgO, 0,36% Ni et 0,19% Cr. À l'extérieur du secteur de la mine, plus précisément au nord de la mine et à l'ouest de la carte (Figure 3.5), les coulées plus minces prédominent. Ces coulées ont une composition moyenne de 29,3% MgO, 0,17% Ni et 0,3% Cr.

La composition moyenne des horizons de spinifex dans le secteur de la mine, établie à partir de 12 échantillons de surface et de carottes de forage, est de 24,25% MgO, 8,86% Al₂O₃, 0,42% TiO₂ et 0,1% Ni. Les échantillons de spinifex prélevés à l'extérieur du secteur de la mine Marbridge montrent une composition similaire.

Les textures de spinifex sont formées de petites et de grandes lattes, de formes squelettiques à subsquelettiques, d'olivine orientées aléatoirement. Les cumulats d'olivine sont classifiées comme des mésocumulats ou des orthocumulats formés de 60-80% de cristaux d'olivine dans une matrice à grain fin. Des joints polygonaux et des lobes ont été observés sur les affleurements dans l'ensemble de la région. Des sommets stratigraphiques ont été établis localement, en utilisant les contacts entre les coulées. La majorité des sommets stratigraphiques indiquent un sommet vers le sud ou le sud-ouest.

Roches volcaniques

Plusieurs types de roches volcaniques ont été observés dans le secteur de la mine. Des andésites (55-62% SiO₂) forment une large bande dans la partie centrale du secteur cartographié, où ils forment l'unité sous-jacente aux komatiites. Des coussins et des brèches de coulées ont été reconnus sur les affleurements. Plusieurs bandes plus minces reconnues en forages sont interlitées avec les komatiites, celles-ci représentent possiblement des répétitions structurales. Les andésites ont été amphibolitisées et comprennent un assemblage de hornblende et de plagioclase. Elles contiennent des

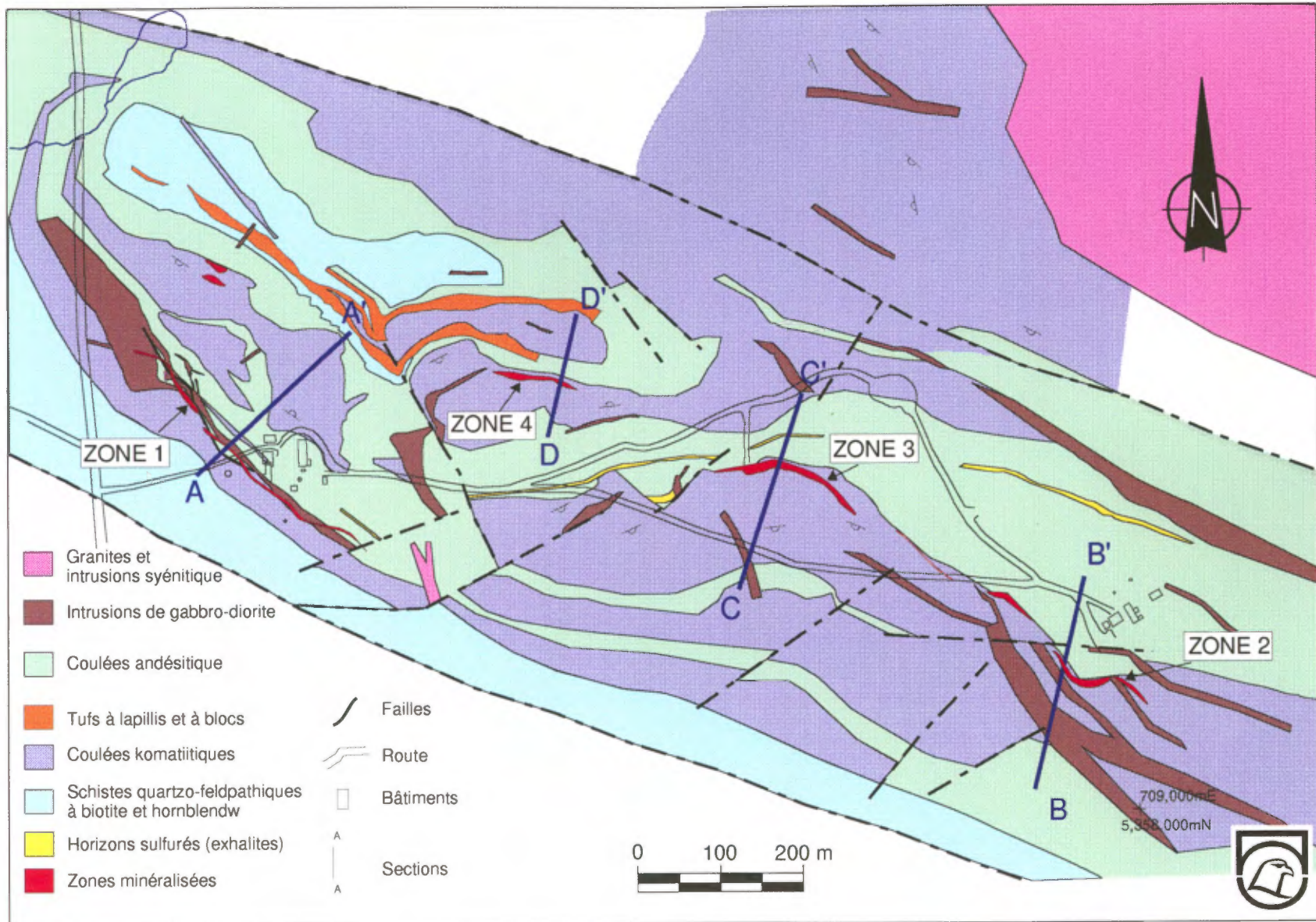


Figure 3.5: Géologie simplifiée du secteur de la mine Marbridge (adaptée des travaux de Falconbridge Ltée).

amygdules et des phénocristaux de plagioclase. Les coussins sont petits et possèdent, localement, des coeurs silicifiés et épidotisés.

Des tufs à lapilli, des brèches pyroclastiques et des tufs felsiques à grain fin ont été reconnus dans la partie nord-ouest du secteur cartographié (Figure 3.5). Les tufs à lapilli et les brèches pyroclastiques contiennent des fragments sub-angulaires de composition intermédiaire à felsique renfermant des cristaux de feldspaths. Dans ce secteur, ces unités sont localisées sous une unité ultramafique. Un axe synclinal interprété pourrait expliquer la répétition des pyroclastites de part et d'autre de l'unité ultramafique (Figure 3.5).

ROCHES SÉDIMENTAIRES

Dans les parties sud et nord-ouest du secteur cartographié, plusieurs unités de gneiss sont interprétées comme étant des grauwackes et des quartzites métamorphosés et déformés (Filion, 1976). L'unité la plus abondante est un gneiss quartzofeldspathique à biotite (QFB). Ce gneiss montre un rubanement bien défini avec une granulométrie fine et contient une faible quantité de muscovite, de hornblende et de chlorite. La sillimanite et la staurotide sont présentes localement. De minces horizons de gneiss quartzofeldspathiques à hornblende et à grenat sont intercalés dans les gneiss QFB.

Des métaconglomérats ont été observés dans le même secteur. Ils forment de minces horizons intercalés dans les gneiss QFB. Les fragments sont arrondis et forment jusqu'à 60% de la roche avec une matrice riche en biotite. Les fragments sont des gneiss QFB contenant moins de biotite que la matrice.

Des formations de fer de faciès oxyde, forment de minces horizons riches en silice et en magnétite interstratifiés avec les gneiss QFB.

Exhalites

Des exhalites sulfurées, riches en pyrite, ont été reconnues dans la partie centrale de la région où elles forment de minces horizons intercalées dans la séquence andésitique. Un des horizons les plus importants peut être suivi de la zone no 2 jusqu'à l'ouest de la zone no 3. Seulement une partie de cet horizon affleure, mais la présence de pyrite semi-massive permet de suivre celui-ci sur les relevés électromagnétiques (Lavoie, 1993). Ces horizons pyriteux ne renferment pas de concentrations anormales de métaux.

Un second horizon d'exhalite pyriteux a été reconnu dans le coeur de la zone no 3 et est

localement en contact avec les roches ultramafiques. Cet horizon est en continuité latérale avec cette lentille minéralisée.

Intrusions de gabbro

Plusieurs intrusions de gabbro ont été reconnues dans le secteur étudié. Elles ont été interprétées comme étant syn-volcaniques (Filion, 1976), elles recoupent toutefois les komatiites et la séquence volcanosédimentaire. La plupart des dykes sont de faibles dimensions, mais dans les environs des zones no 1 et 2, deux intrusions plus importantes ont été reconnues. Les intrusions plus volumineuses sont à grain grossier et renferment de 50 à 70% de hornblende et de 30 à 50% de plagioclase saussurité. Les dykes de plus petites dimensions, sont à grain fin et contiennent de 60 à 80% de hornblende, de 20 à 40% de plagioclase saussurité et du quartz. Leur composition est interprétée comme étant gabbroïque (Filion, 1976) ou monzonitique (Buchans et Boyles, 1968).

Autres intrusions

Des dykes tardifs de granite et syénite sont présents dans la région étudiée. Ils sont généralement à grain fin et renferment un assemblage de quartz, de feldspath, de biotite et de hornblende. Quelques dykes renferment des phénocristaux de feldspath. Des dykes porphyriques en quartz et en feldspath ont été observés dans la partie nord-ouest de la région. Localement, des dykes de lamprophyres tardifs, de moins de 1 m d'épaisseur, recoupent les failles et les traces axiales des plis.

MINÉRALISATION

Un total de 702 366 tonnes métriques de minerai, à une teneur de 2,28% Ni et 0,17% Cu, ont été minées entre 1962 et 1968. Le gisement renfermait 4 zones minéralisées qui ont été exploitées à partir de 2 puits (Figure 3.5). Le tonnage des différentes lentilles était de 493 697 tonnes métriques pour la lentille no 1, 148 013 tonnes métriques pour la lentille no 2, 25 929 tonnes métriques pour la lentille no 3, et 34 727 tonnes métriques pour la lentille no 4.

Le minerai fut transporté vers le moulin de la compagnie Canadian Malartic situé à Malartic, ensuite le concentré était acheminé par camion ou par train jusqu'à la fonderie de Falconbridge à Sudbury. La production cessa en 1968, suite à l'épuisement des réserves. La lentille no 1 a été minée jusqu'à une profondeur de 1 500 pieds, les lentilles no 2 et 3 ont été exploitées par des galeries

situées à une profondeur de 300 pieds et se joignant au puits no 1.

Un total de 9 144 m de forage de surface a été effectué dans les années 1960. Un total de 1 392,6 m de forage de surface a été réalisé entre 1992 et 1994 par Falconbridge au cours de campagnes d'exploration visant à tester la continuité en profondeur des lentilles exploitées et de certains conducteurs électromagnétiques (Gabriel, 1993; Lavoie, 1993).

Zone no 1

Cette lentille a été découverte par prospection de surface en 1957, la production débuta en 1962. La lentille minéralisée était orientée à 315° avec un pendage de 45° à 55° vers le nord-est. Elle s'étend sur une longueur de 150 m avec une épaisseur variant entre 1 et 10 m.

La minéralisation était surtout composée de sulfures massifs et disséminés encaissés dans une zone de cisaillement. Les sulfures massifs formaient un feuillet semi-continu dans la lentille minéralisée. Des veines, à angle fort avec le feuillet de sulfures massifs, se retrouvaient sur plusieurs mètres dans les roches encaissantes (Clark, 1965). Les sulfures massifs contenaient de la pyrrhotine, de la pentlandite, de la pyrite et de la chalcopryrite, de granulométrie moyenne à grossière, ainsi que des fragments des roches encaissantes déformées. Généralement, les sulfures disséminés se composent d'amas, de forme elliptique à irrégulière, localisés dans de minces bandes adjacentes aux sulfures massifs. Jackson (1964) mentionne que les sulfures disséminés sont partiellement encaissés par une unité de serpentine-talc. Les affleurements de surface montrent cette relation, la plus grande portion du minerai de la zone no 1 se retrouvant au sein d'une roche ultramafique cisailée.

Dans les niveaux supérieurs de la mine, la roche encaissante de la minéralisation est "une volcanite ou un sédiment siliceux". Par contre, dans les niveaux inférieurs l'unité hôte est généralement un métagabbro. L'éponte inférieure de la zone no 1 se compose soit de péridotite, de roches volcaniques amphibolitisées ou de gneiss à hornblende (Figure 3.6a). En raison du fait que les sulfures massifs se retrouvent dans une zone de cisaillement, les roches hôtes de la minéralisation varient de section en section.

Zone no 2

Cette lentille fut découverte en 1964 grâce à des levés géophysique en surface. La production débute en 1966 avec le fonçage d'un nouveau puits localisé à 1 km à l'est du puits no 1.

La minéralisation est constituée de minces bandes de sulfures massifs situées au contact entre les roches ultramafiques au sud et des andésites+sédiments au nord (Figure 3.6b). L'unité située immédiatement sous la minéralisation nickélifère, est un mince horizon de gneiss métasédimentaire, penté fortement vers le nord-est, subparallèle à l'unité ultramafique. La présence de grenat, de diopside et d'épidote dans cette unité suggère qu'elle a subi un événement métasomatique local. Une intrusion complexe gabbroïque recoupe les komatiites et les roches volcaniques. Aux endroits où le gabbro recoupait les sulfures massifs, une brèchification et un remplissage par les sulfures a été observé (Buchans et Blowes, 1968).

Des sulfures disséminés sont présents dans les komatiites. Le principal minéral sulfuré est la millérite avec des quantités moindre de pyrrhotine, de pyrite, de pentlandite, de violarite, de chalcopryrite et de magnétite (Clark, 1965; Graterol et Naldrett, 1971).

Zones no 3 et 4

Ces lentilles ont été exploitées à partir du puits de la zone no 1 par une galerie d'accès située à 300 pieds de profondeur (Figures 3.6c et 3.6d). La minéralisation se retrouve dans et à la base d'une séquence de coulées komatiitiques, et les sommets stratigraphiques sont vers le sud dans les deux cas. Les encaissants inférieurs aux lentilles sont des coulées andésitiques et des sédiments pyriteux.

La minéralisation de la zone no 3 est formée de disséminations de millérite, de pentlandite, de violarite, de pyrite et de pyrrhotite dans les cumulats à olivine. Des veinules tardives de serpentinite contenant de la heazelwoodite, de la pentlandite et de la millérite sont aussi présentes dans les roches ultramafiques.

Les principaux sulfures de la zone no 4 sont la pentlandite et la pyrite avec des traces de millérite. Approximativement 375 tonnes impériales de serpentine ont été extraites de la zone no 4 et expédiées aux Inuits pour être utilisées pour des fins de sculpture.

La minéralogie des sulfures des zones no 2, 3 et 4 indique qu'ils se sont équilibrés à de faibles températures (moins de 200° C; Graterol, 1969; Graterol et Naldrett, 1971). Ces auteurs suggèrent qu'après la mise en place initiale du minerai, le fer et le soufre ont été diffusés dans les roches ultramafiques ce qui a modifié la composition des sulfures adjacents au contact. Ces modifications se sont peut-être produites durant le paroxysme du métamorphisme régional.

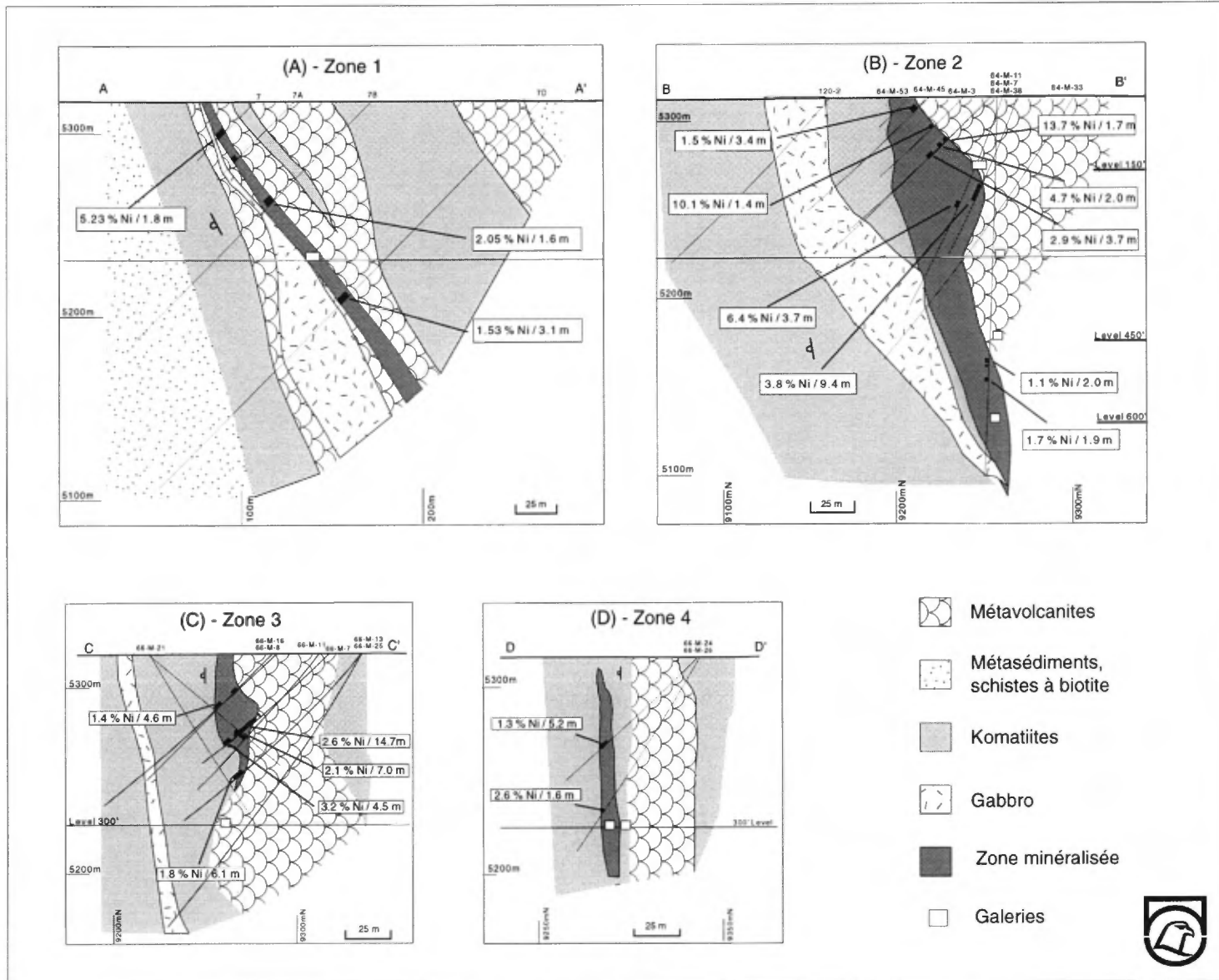


Figure 3.6: Sections avec regard vers l'ouest illustrant la géologie simplifiée de la (A) Zone 1, (B) Zone 2, (C) Zone 3, et (D) Zone 4.

CONCLUSION

Les quatre lentilles ou zones à Marbridge sont localisées à la base d'horizons formées de plusieurs coulées de komatiites. Ces horizons reposent sur une séquence volcano-sédimentaire composée de coulée d'andésites, de pyroclastites et de paragneiss et le tout est recoupé par dykes de gabbro. Le métamorphisme se situe entre le faciès supérieur des schistes verts et le faciès inférieur des amphibolites. Toutes les roches sont fortement déformées.

La minéralisation de la zone no 1 est d'origine magmatique mais a été remobilisée dans une zone de cisaillement recoupant plusieurs types de roches (Trusler, 1972). Elle est composée principalement de sulfures massifs renfermant des fragments des roches encaissantes. Des sulfures disséminés

forment un halo autour des sulfures massifs et se retrouvent aussi dans les roches ultramafiques qui forment une portion du toit de la lentille minéralisée. Les principaux minéraux sulfurés sont la pyrrhotine et la pentlandite.

La minéralisation de la zone no 2 est formée de lentilles de sulfures massifs localisées à l'intérieur et à la base de coulées de komatiites. La minéralisation de la zone no 2 se différencie de celle de la zone no 1 par l'abondance de la millérite. Les zones no 2 et 3 sont localisées à la base de la même séquence komatiitique.

Les zones no 3 et 4 sont plus petites que les zones no 1 et 2, et se situent à ou près de la base de coulées de komatiites. La minéralisation est formée de sulfures disséminés dont les principaux minéraux sulfurés sont la millérite, la pyrrhotine et la pentlandite.

SECTION 4A - STRUCTURE INTERNE DE LA ZONE TECTONIQUE DE CADILLAC : LA PROPRIÉTÉ ORENADA ZONE 2

Jean-Philippe Desrochers

Les Ressources Aur Inc., 1876, 3e ave., Val-d'Or, J9P 4N7

et François Robert

Barrick Gold Corporation, 7257 Dunver Crescent, Verdun, H4H 2H6

INTRODUCTION

Les affleurements de la propriété Orenada Zone 2, de Ressources Aur. Inc., se situent à environ 10 km au sud-est de la ville de Val-d'Or. Ces affleurements nous offrent la possibilité unique d'examiner en détail la zone tectonique de Cadillac et d'en apprécier la complexité.

Alors que cette faille est généralement identifiée à une zone de roches très schisteuses à chlorite-carbonate ou talc-chlorite-carbonate de quelques dizaines de mètres d'épaisseur (Gunning et Ambrose, 1940; Norman, 1946), les affleurements à Orenada Zone 2 montrent que la déformation ductile intense reliée à la faille de Cadillac affecte ici différents types de roche sur une épaisseur de

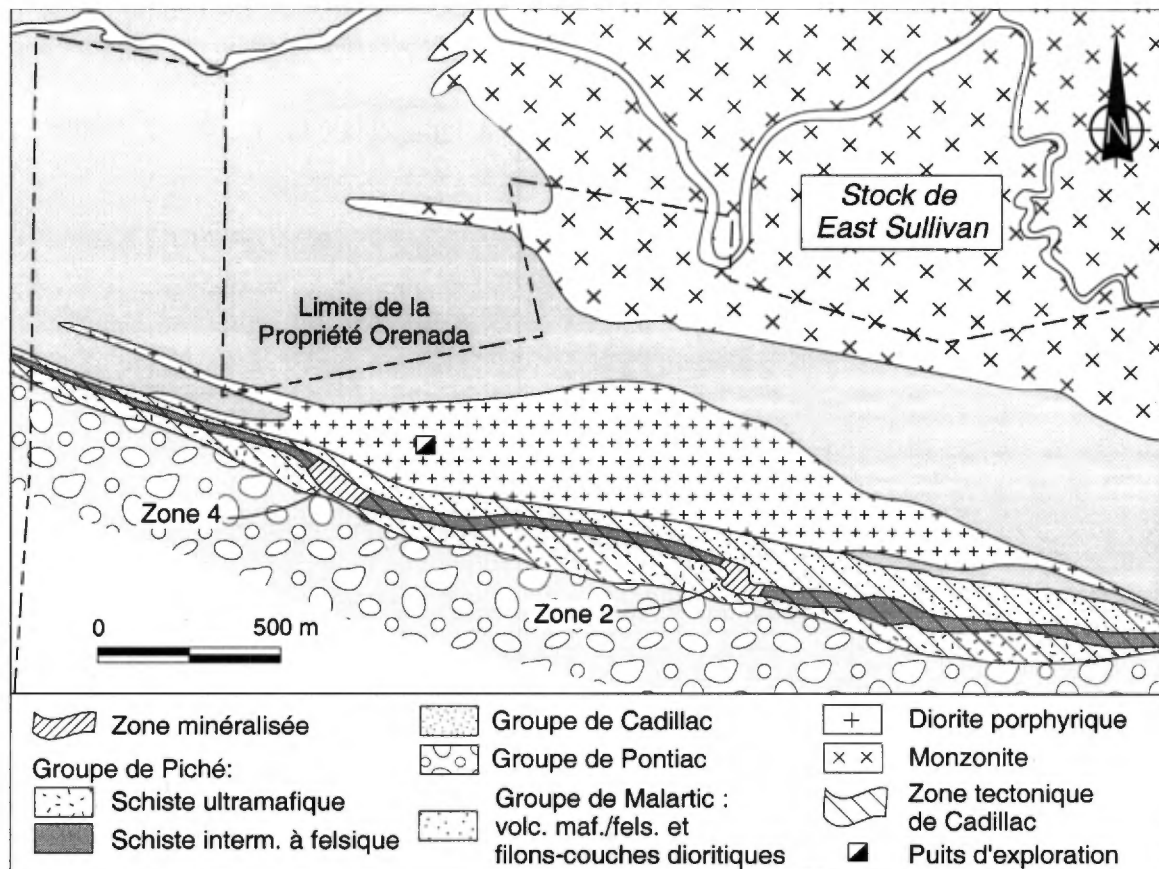


Figure 4.1: Géologie schématique de la région entourant le gisement aurifère d'Orenada.

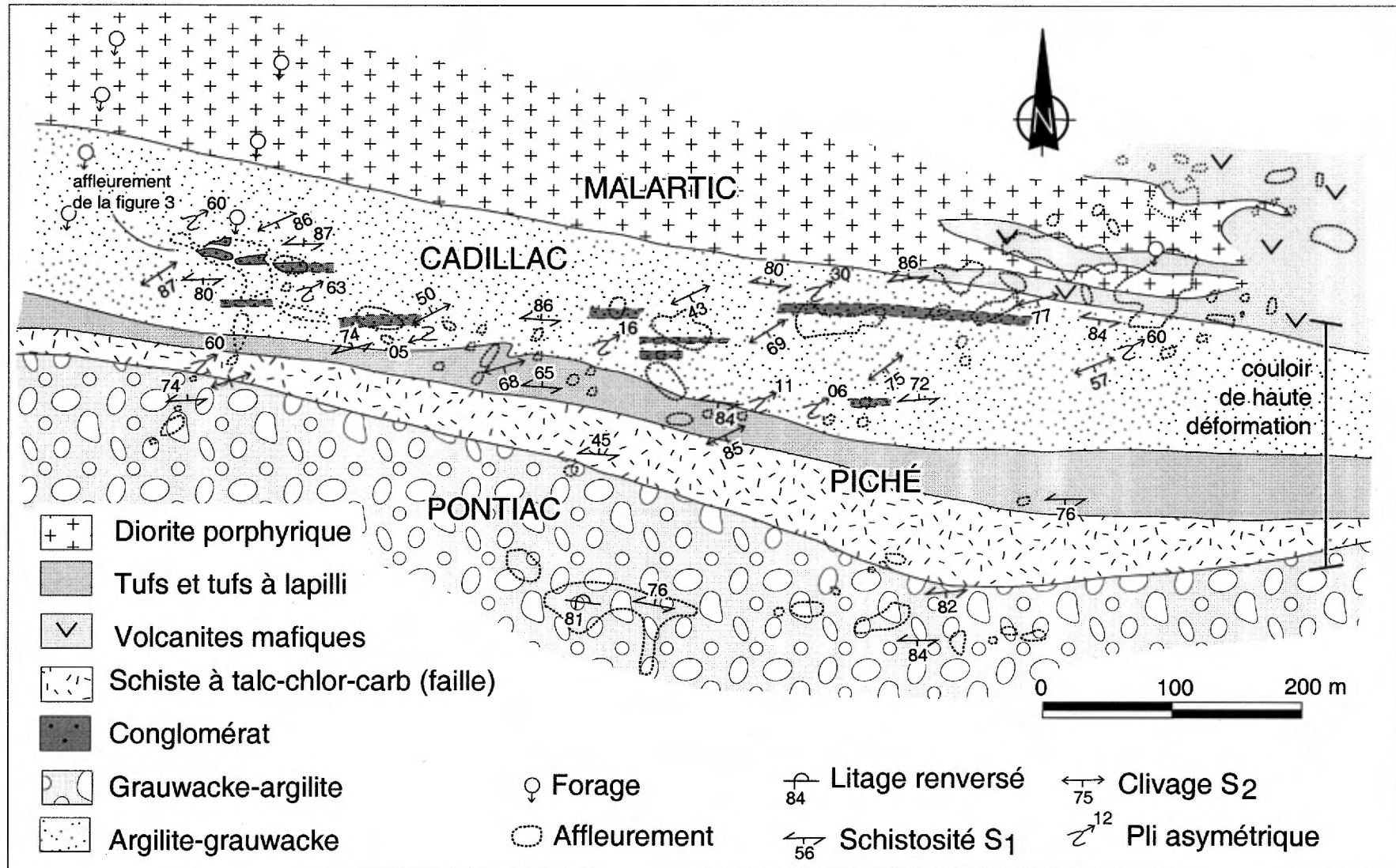


Figure 4.2: Géologie locale de la propriété Orenada Zone 2 (tirée de Robert, 1989).

plus de 200 m (Figure 4.1). Il est dès lors plus approprié de parler de zone tectonique de Cadillac (ZTC) que de faille de Cadillac.

De plus, cette zone d'affleurements expose une succession lithologique qui se trace latéralement en affleurement et par forage sur au moins 10 km (voir, entre autres, Latulippe, 1976b; Imreh, 1984; Desrochers et al., 1996a et 1996b). Cette succession diffère de celle présentée sur les cartes de compilation existantes et a des implications importantes pour la "stratigraphie" régionale.

Les buts de cet arrêt sont donc de donner un aperçu de la structure interne de la ZTC, et de présenter la succession lithologique qui y est préservée.

GÉOLOGIE DE LA ZONE TECTONIQUE DE CADILLAC

Malgré la déformation généralement très intense qui affecte les roches à l'intérieur de la ZTC, il est relativement facile d'identifier les lithologies primaires, par géochimie et grâce à la présence de petits domaines de plus faible intensité de déformation dans lesquels les textures et structures primaires des roches sont préservées.

La majorité des cartes de compilation géologique de la région montrent les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac directement en contact avec les roches volcaniques du Groupe de Malartic (voir Norman, 1947; Avramchev et Lebel-Drolet, 1981; Imreh, 1984). Toutefois, la cartographie détaillée des affleurements de la Zone 2 (Figure 4. 2) montre la présence de deux unités lithologiques entre les Groupes de Pontiac et de Malartic: soit des roches volcaniques au sud, et des roches sédimentaires au nord. Cette cartographie a été réalisée par Robert et Gaborit en 1986 et publiée dans Robert (1989) et Robert et al. (1990).

La bande de roches volcaniques au contact avec le Groupe de Pontiac se divise en deux parties. La partie sud se compose principalement de schistes à talc-chlorite-carbonate dérivés de roches volcaniques ultramafiques. Cette hypothèse est appuyée par la présence de spinifex localement préservés dans ces lithologies. La partie nord correspond à une bande de tufs et tufs à lapilli de composition intermédiaire (Fig. 2). La bande de roches sédimentaires au contact avec le Groupe de Malartic se compose essentiellement de grauwackes, siltstones et argillites, et se distingue des roches sédimentaires du Groupe de Pontiac par la présence de lentilles de conglomérat polymictes (avec cailloux de fuchsité; Figure 4.2).

Ces deux unités lithologiques sont latéralement très continues, malgré la déformation intense qui les affecte. Des travaux de forage et des relevés magnétiques permettent de tracer ces deux unités vers l'ouest jusqu'à Dubuisson, où ces unités correspondent aux Groupes de Piché et de Cadillac (Latulippe, 1976b). Ainsi, il est proposé que les deux unités de roches volcaniques et sédimentaires présentes à Orenada Zone 2 entre les Groupes de Pontiac et de Malartic soient informellement désignées groupes de Piché et de Cadillac, respectivement. Une telle interprétation remet évidemment en question l'existence du synclinal de Malartic tel que documenté par Gunning et Ambrose (1940) et Latulippe (1976b), puisque ce concept reposait en majeure partie sur le pincement vers l'est des groupes de Piché et de Cadillac dans les environs de la municipalité de Dubuisson.

STRUCTURE INTERNE DE LA ZONE TECTONIQUE DE CADILLAC

La déformation ductile intense reliée à la ZTC affecte toutes les roches des groupes de Piché et de Cadillac à Orenada Zone 2. De plus, cette déformation affecte aussi les roches des Groupes de Pontiac et de Malartic sur une distance n'excédant généralement pas une vingtaine de mètres, de telle sorte que les limites nord et sud de la ZTC peuvent être considérées comme coïncidant avec les contacts Malartic/Cadillac et Piché/Pontiac, respectivement (Figure 4.2).

La structure interne de la ZTC est très complexe et se caractérise par la présence de plusieurs éléments structuraux tels que foliation, linéation d'étirement, clivage de crénulure, plis et veines. Seuls les traits structuraux dominants sont présentés ici; plus de détails seront donnés sur le terrain et sont disponibles dans Robert (1989) et Robert et al. (1990).

Le premier élément structural dominant est une foliation intense, S_1 , d'orientation est-ouest et de pendage abrupt vers le nord. La fabrique S_1 correspond soit à une forte schistosité, dans les volcanites ultramafiques, à un rubanement millimétrique, dans les volcanites intermédiaires et les roches sédimentaires à grains fins, ou à l'aplatissement des cailloux de conglomérat. Cette foliation intense est oblique aux limites de la ZTC et fait un angle de 10° à 15° avec celle-ci (Figure 4.2). S_1 contient aussi une linéation d'étirement, définie par une linéation minérale et par la forme allongée des cailloux de conglomérat, et qui plonge abruptement vers l'est. Ces linéations indiquent un allongement subvertical des roches dans la ZTC.

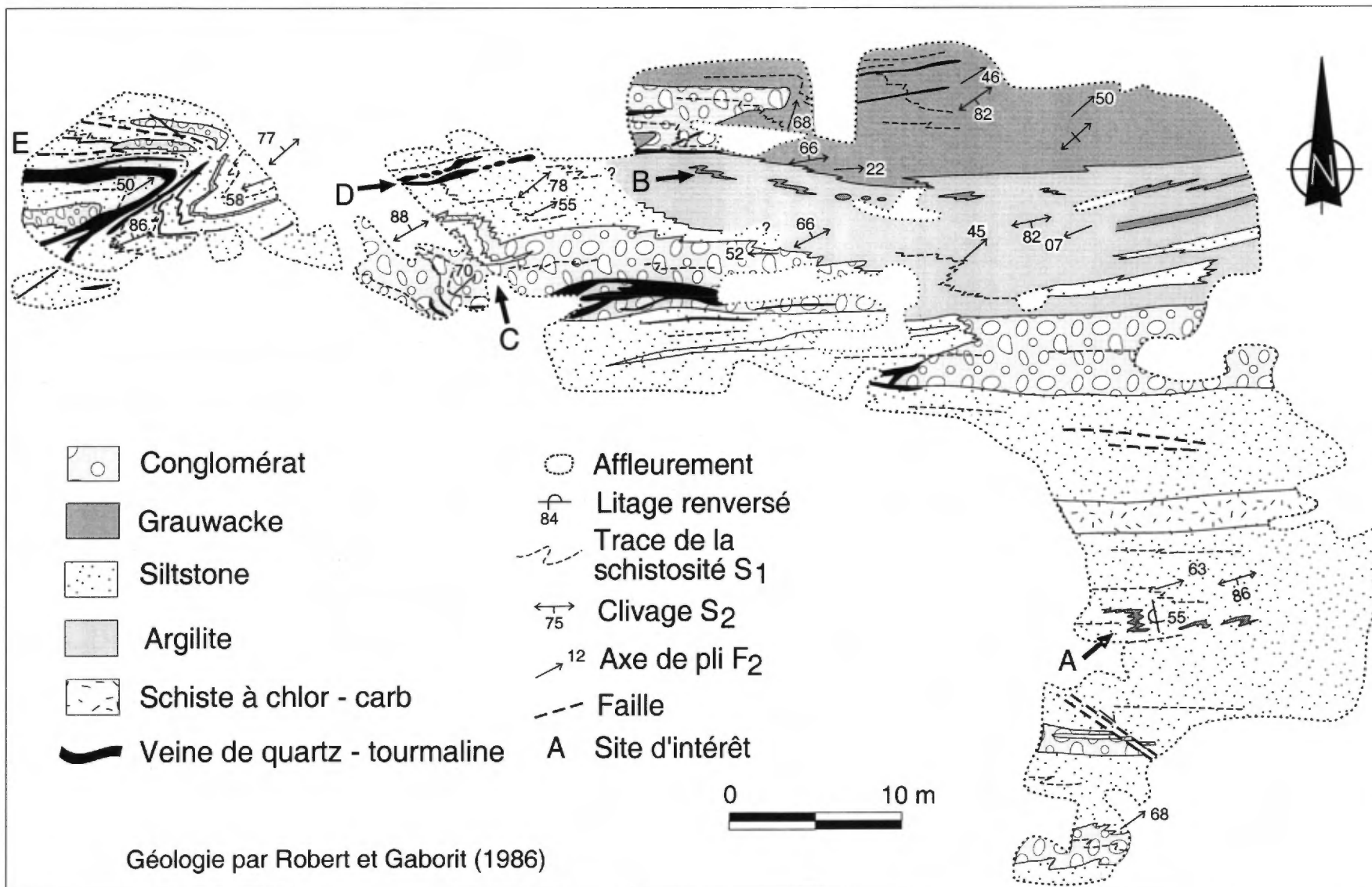


Figure 4.3: Carte géologique détaillée d'un affleurement situé dans les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac. Les sites localisés sur cette

La majorité des contacts lithologiques observés en affleurement sont parallèles à S_1 , et sont de nature structurale plutôt que primaire (Figure 4.3). Du litage primaire avec granoclassement, orienté presque perpendiculairement à S_1 , s'observe localement dans les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac (Figure 4.3, site A), et montre divers degrés de transposition par S_1 . Les roches sédimentaires plus grenues, comme les grès et les conglomérats, ont une tendance à former des lentilles isolées les unes des autres et sont communément disposées en échelon (Figure 4.3, sites A et B). Dans certains cas, de telles lentilles isolées représentent clairement des segments détachés d'un même lit initialement continu. Ce patron de distribution des divers types de roches sédimentaires peut s'expliquer par une transposition très intense selon S_1 . Les quelques rares charnières de pli P_1 qui ont été observées en affleurement (Figure 4.3, site C) indiquent que ces plis sont isoclinaux; les charnières ont probablement des plongées abruptes.

Le second élément structural d'importance, superposé à la foliation dominante S_1 , consiste en une série de plis asymétriques P_2 , en forme de Z, auxquels s'associe un clivage de plan axial S_2 , orienté nord-est sud-ouest avec un pendage subvertical (Figures 4.2 et 4.3). Les plis P_2 sont intrafoliaux et ils s'observent à toutes les échelles. Ils ont une tendance à définir des domaines plissés lenticulaires à l'extérieur desquels l'attitude de S_1 n'est pas perturbée. Les axes des plis P_2 ont des plongées très variables, mais une plongée modérée vers le nord-est domine.

Au moins trois générations de veines de quartz sont présentes en affleurement. Les premières se parallélisent généralement à S_1 et elles sont boudinées. Celles de deuxième génération consistent en des veines confinées presque exclusivement aux domaines de plis P_2 ; elles sont parallèles à S_1 et plissées. De telles veines sont présentes au site E (Figure 4.3). Les veines appartenant à la troisième génération sont plus continues, recoupent les plis P_2 et présentent une orientation globalement est-ouest. Même si elles sont postérieures aux plis P_2 , ces veines sont boudinées (Figure 4.3, site D). Mentionnons que les veines de deuxième et de troisième génération (quartz-tourmaline-

arsénopyrite) sont les plus importantes du point de vue de la minéralisation (Robert, 1994).

INTERPRÉTATION

L'obliquité observée en plan de la fabrique S_1 avec la ZTC (Figure 4.2), combinée avec l'étirement vertical des roches, suggèrent que la ZTC est une zone de transpression dextre (coulissage dextre + compression perpendiculaire à la ZTC). Une telle interprétation est aussi en accord avec les nombreux indicateurs cinématiques observés en affleurement. Les plis P_2 superposés s'expliquent par du coulissage dextre le long de S_1 , ce qui peut aussi s'intégrer dans ce modèle de transpression dextre.

Les veines minéralisées de deuxième génération représentent un type particulier d'association de minéralisation aurifère et de plis qui n'est pas commun dans le district de Val-d'Or. Deux hypothèses majeures peuvent être envisagées pour leur mode de formation (Robert et al., 1990). Une première suggère que ces veines ont pu se former grâce à une délamination de S_1 le long du flanc court des plis P_2 lors de la rotation de ce flanc dans le champ de raccourcissement. Une deuxième veut que ces veines se soient développées à un certain incrément lors de la formation de S_1 et aient été plissées alors que la déformation progressait. La présence de veines de deuxième génération à l'extérieur des plis asymétriques suggère que ces veines ne se soient pas formées par le développement de ces plis comme le suggère la première hypothèse; leur association spatiale avec ceux-ci résulterait plutôt de la concentration locale de ces veines causée par le plissement. Le gisement Orenada consisterait alors en un gîte aurifère déformé (Robert et al., 1990).

VISITE SUR LE TERRAIN

L'excursion sur le terrain débutera avec l'affleurement décapé représenté à la Figure 4.3, où sont exposés les divers éléments structuraux décrits ci-dessus, de même que des veines minéralisées. Ensuite, nous ferons une traverse nord-sud à l'extrémité de la série d'affleurements à Orenada Zone 2 (Figure 4.2), pour examiner les limites de la ZTC et la succession lithologique qui y est préservée.

SECTION 4B - MINÉRALISATION AURIFÈRE DE TYPE SKARN DANS LE SECTEUR D'AKASABA, FORMATION DE HÉVA

Olev Vorobiev

École Polytechnique de Montréal

LOCALISATION

Le secteur Akasaba, incluant l'ancienne mine d'or et d'argent Akasaba et quelques indices de minéralisation métallifère similaires, est située à 20 km environ à l'ESE de Val-d'Or, dans le rang IV des cantons de Louvicourt et de Bourlamaque.

HISTORIQUE

Les premiers indices d'or de la propriété Akasaba, y compris la zone minéralisée qui sera exploitée plus tard, ont été découverts dans les années 1920. Le gisement a été mis en valeur vers 1959 et exploité par la compagnie Akasaba Gold Mines Ltd. de 1960 à 1963. Un total de 1,24 tonne d'or et de 0,4 tonne d'argent a été extrait de 262 500 tonnes de minerai à une teneur de 5,14 g/t Au et 1,5 g/t Ag.

Les travaux d'exploration dans les extensions du gisement, accompagnés d'études thématiques, se sont poursuivis jusqu'en 1995 (Marquis et al, 1981; Pagé, 1982; Sauvé, 1985b; Lebel, 1987; Leclerc, 1987; Gilbert, 1996a; Gilbert, 1996b). Dans ces travaux, la minéralisation Au-Ag-Cu d'Akasaba était considérée comme d'origine volcanogène. Pourtant, quelques particularités de cette minéralisation, dont la présence de minéraux d'altération de haute température (par exemple le pyroxène et le grenat andradite, Sauvé et al., 1993a), ne peuvent pas être expliquées en se basant sur un modèle volcanogène classique. Récemment, la nature de la minéralisation d'Akasaba a été radicalement réévaluée (Vorobiev, 1998). Selon cette dernière étude, la minéralisation en question est du type skarn.

GÉOLOGIE DU SECTEUR AKASABA

La partie nord du secteur Akasaba, appartenant à la sous-Province géologique de l'Abitibi (Figure A3, Partie A), représente une séquence volcanique

différenciée (basaltes tholéiitiques, tufs felsiques à mafiques, paratuffites, dacites). Cette séquence fait partie du Groupe de Malartic supérieur de Latulippe (1966) et de la Formation d'Héva d'Imreh (1984). Au sud, on distingue la séquence métasédimentaire du Groupe de Cadillac, séparée des roches volcaniques par la Zone Tectonique de Cadillac (ZTC). La partie sud du secteur appartient à la sous-Province du Pontiac. Les roches intrusives sont représentées, des plus vieilles aux plus jeunes, par des filons-couches gabbroïques (syngénétiques aux basaltes), des dykes de diorites quartzifères et un stock de granodiorite. Une forte anomalie magnétique ovoïde est associée à cette intrusion. Les coulées volcaniques, les filons-couches gabbroïques et les dykes dioritiques montrent un pendage subvertical vers le sud. Le métamorphisme régional est au faciès des schistes verts (Imreh, 1984).

Le cadre tectonique du secteur est complexe. Les failles orientées E-W (la ZTC et les failles de deuxième ordre parallèles à celle-ci) et la foliation subverticale résultent de la compression régionale N-S. Un réseau de failles obliques NE aurait été formé en réponse au décrochement dextre enregistré le long des grandes failles E-W sus-mentionnées.

Le gisement Akasaba et les autres zones minéralisées se trouvent dans la partie supérieure de la séquence volcanique, sous ce qui est interprété constituer un dôme subvolcanique dacitique (considéré dans le sens stratigraphique).

GISEMENT AKASABA

Introduction

Le gîte Akasaba était constituée de deux lentilles trapues allongées en direction est-ouest, avec un pendage subvertical, qui se rejoignaient à la profondeur de 67 m (Figure 4.4). La lentille Est mesurait 100 par 70 m avec une puissance maximale de 25 m. La lentille Ouest atteignait des dimensions

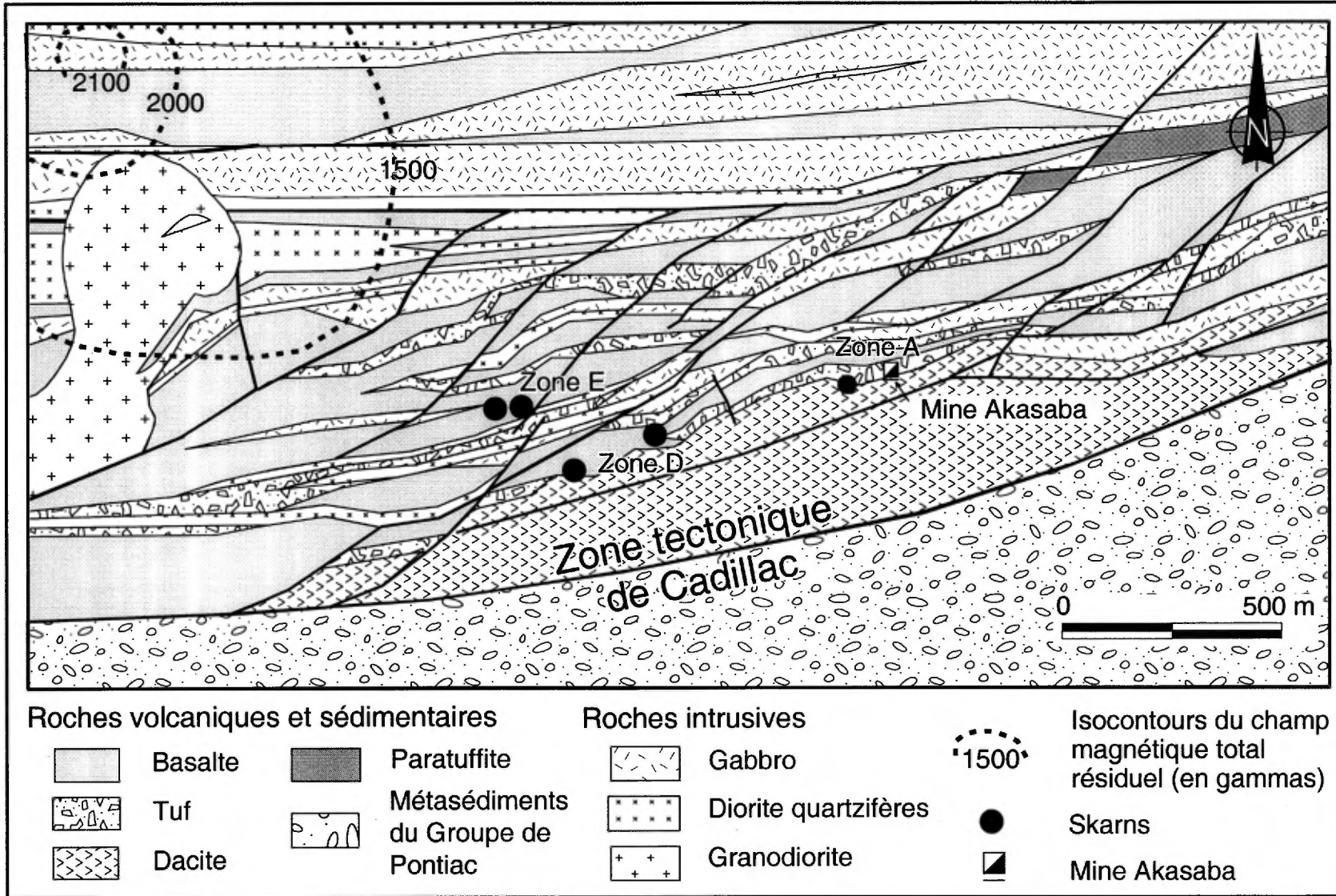


Figure 4.4: Carte géologique simplifiée du secteur Akasaba (tirée de Vorobiev, 1998).

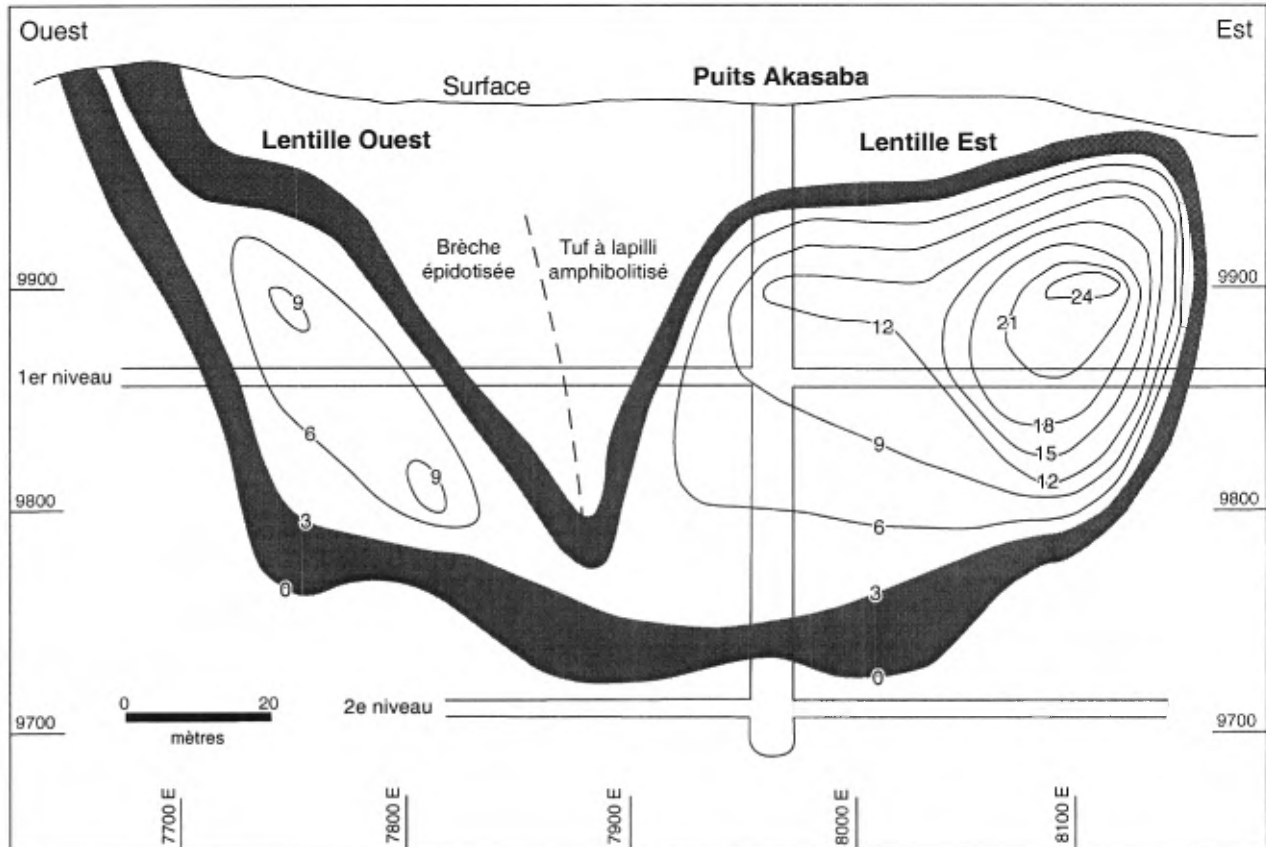


Figure 4.5: Coupe longitudinale montrant la forme et l'épaisseur (en mètres) des lentilles de minerais du gisement Akasaba (modifiée de Sauvé et al., 1993a).

de 75 par 25 m² avec une épaisseur moyenne de 6, celle-ci dépassant 9 m plus localement. Les teneurs moyennes en or étaient respectivement de 6,8 et 5,7 g/t. La lentille Ouest était nettement plus riche en Cu (0,9 %) et en Ag (24 g/t) que la lentille Est.

La composition du minerais s'avère des plus complexes (Sauvé, 1985; Lebel, 1987; Sauvé et al., 1993). Les minerais métalliques suivants ont été document s:

-) des oxydes de Fe, Ti (magnétite, ilménite);
-) des sulfures de Fe, Cu, Zn (pyrrhotite, pyrite, chalcopryrite et sphalérite);
-) des sulfures de Fe, Ni, Co, Ag, As de haute température, présents en exsolution dans la pyrrhotite et dans la chalcopryrite;
-) des tellurures de bismuth, d'argent, d'or et de mercure; et
-) de l'or natif et de l' lectrum.

Les sulfures usuels (pyrrhotite, pyrite et chalcopryrite) représentent 2 à 10 % du minerais. Ils sont dispersés de façon inégale en formant des amas, des feuilletts et des filonets ordinairement alignés dans les plans de foliation. Ils remplissaient aussi

les interstices dans les unités bréchiques. La pyrrhotite est le plus abondant des sulfures. Les autres sulfures usuels et la magnétite sont habituellement contenus en moindre quantité (quelques pour cent). D'autres minerais opaques énumérés ci-haut sont présents en traces. Les minerais de Au et de Ag, présents en grains très fins, sont associés soit aux sulfures (surtout à la pyrrhotite), soit aux silicates (Sauvé, 1985; Lebel, 1987).

Minéralisation et altération hydrothermale

La minéralisation Au-Ag-Cu se localise à l'intérieur d'un halo d'altération hydrothermale qui s'étend à plus d'un kilomètre vers l'ouest du gisement et   500 m environ vers l'est. Au sud, ce halo est généralement limité par le contact des pyroclastites et des basaltes avec une unité dacitique; sa limite nord peut se trouver à 1 km environ au nord du gisement. Cette enveloppe d'altération hydrothermale est hétérogène et discontinue; elle se caractérise surtout par l'abondance de deux calcosilicates, soit l'épidote (pistachite) et l'amphibole (actinolite et hornblende), et par la

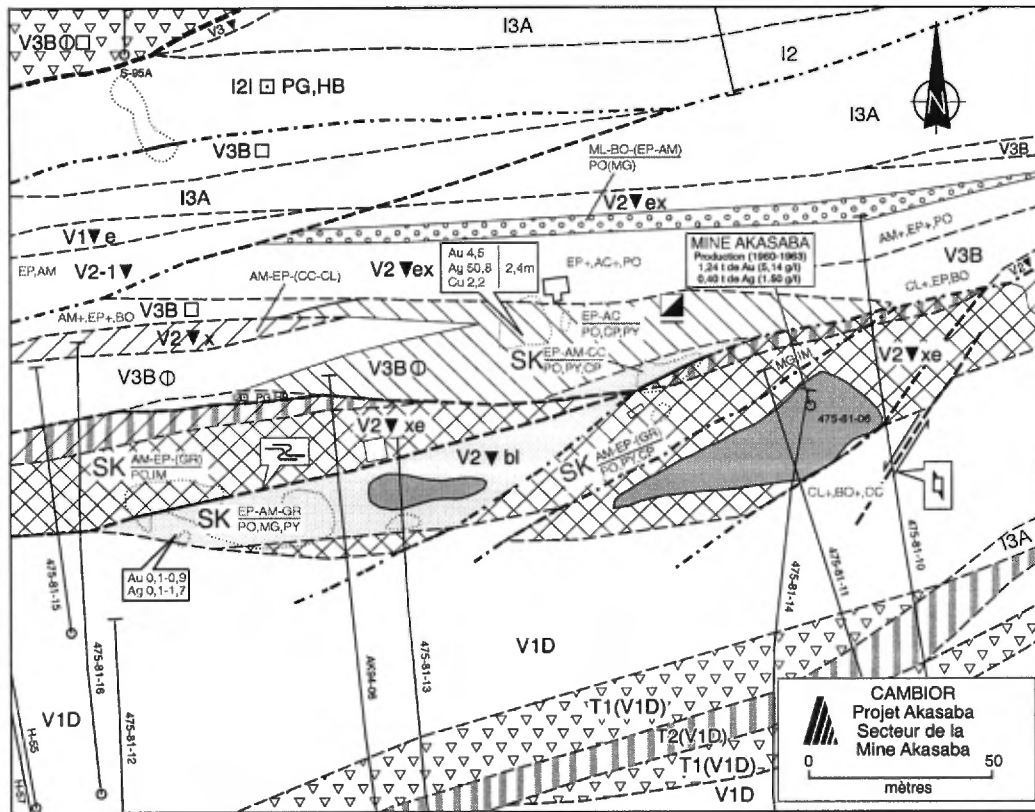


Figure 4.6: Carte géologique détaillée du gisement Akasaba (modifiée de Vorobiev, 1998).

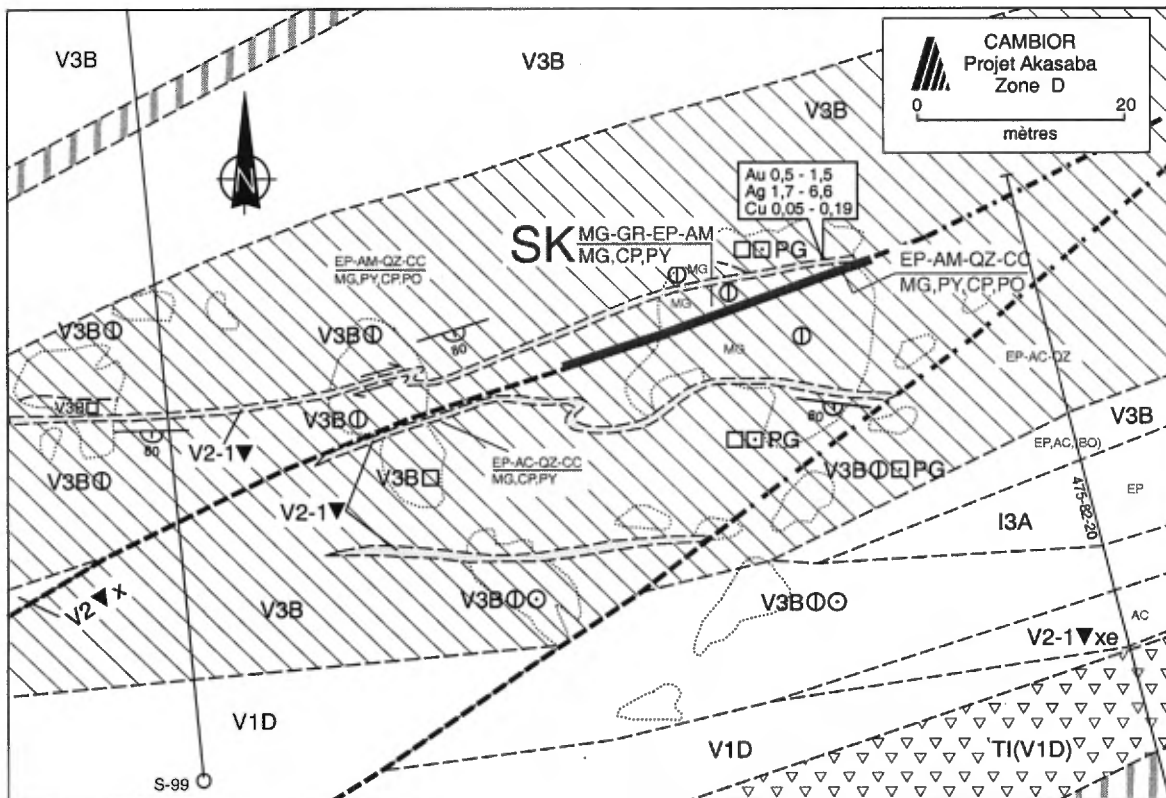


Figure 4.7: Carte géologique détaillée de la Zone D (modifiée de Vorobiev, 1998).

LÉGENDE**Roches volcaniques**

V3B	Basaltes, hyaloclastites, brèches de coulée
V3▼	Tufs mafiques
V2▼	Tufs intermédiaires
V1▼	Tufs et tuffites felsiques, cherts
V2-1▼	Tufs intermédiaires à felsiques indifférenciés
V1D	Dacites (faciès subvolcanique)

Roches intrusives

I3A	Gabbro
I2I	Diorites quartzifères

Tectonites

T1(V3B)	Cataclasites, brèches tectoniques
T2(V1D)	Mylonites, roches mylonitisées, schistes tectoniques

La composition du protolithe est indiquée entre parenthèses

Contours géologiques

Contacts géologiques	Failles secondaires	Failles principales	
			Position certaine
			Position déduite de données de forage
			Position approximative et/ou présumée

Granulométrie des roches pyroclastiques

▼	Tuf indifférencié
▼ _b	Tuf à blocs
▼ _i	Tuf à lapilli
▼ _x	Tuf à cristaux
▼ _e	Tuf à cendres

Autres

	Veine
	Pli asymétrique
	Ombres de pression autour de cristaux
	Schistosité et/ou foliation verticale
	Stratification inclinée
Mouvements :	
	dextre
	senestre
	Affleurement
	Puits d'exploitation abandonné
	Construction en béton
	Projection à la surface du corps minéralisé (1 ^{er} étage)

Métasomatites & Skarns

	Métasomatites à microcline et biotite
	Métasomatites à épidote, amphibole, quartz et calcite :
	a) à dominance d'épidote :
	b) à dominance d'amphibole
	Skarns à épidote, amphibole et grenat
	Skarns à amphibole, épidote et (grenat)
	Autres types de skarns

Altération des roches

Forte	Faible	
AC+	AC	Actinolitisation
AM+	AM	Amphibolisation
BO+	BO	Biotitisation
CC+	CC	Carbonatation
EP+	EP	Épidotisation
QZ+	QZ	Silicification

Exemple :

SK	MG-GR-EP-AM MG-CP-PY	Skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole avec chalcopyrite et pyrite
----	-------------------------	---

Morphofaciès des roches effusives

	Coulées de lave massives
	Coulées de lave coussinées

Structures pétrographiques

	Amygdalaire
	Porphyrique

AK94-03		Sondage et son numéro
●	8-2	Localisation et numéros des échantillons
Au 0,5-0,9		Teneur on or en g/t
Ag 2,0-4,2		Teneur on argent en g/t
Cu 0,19		Teneur on cuivre en %

Légende employée pour les Figures 4.6 à 4.8

présence de sulfures usuels (pyrrhotite, chalcopyrite et pyrite) et de magnétite. Les quantités d'épidote et d'amphibole varient de 10 à 80 %. D'autres minéraux appartenant au même assemblage d'altération calcosilicatée sont le grenat, le clinopyroxène, la calcite, la chlorite, le quartz et la titanite. Localement, leurs quantités deviennent significatives (4 à 30 %). L'assemblage d'altération calcosilicatée est superposé à celui du métamorphisme régional et dissimule ce dernier. Il y a donc une certaine difficulté à assigner certains minéraux d'altération communs à l'un ou l'autre de ces faciès métamorphiques.

La minéralisation Au-Ag-Cu est spatialement associée aux zones de très forte altération calcosilicatée où le degré d'altération dépasse 80 %. La localisation de ces zones est contrôlée par des lithologies montrant une structure primaire fragmentaire (tufs et brèches volcaniques) et par des surfaces de fracturation tectoniques (failles et contacts lithologiques tectonisés). Selon des critères pétrographiques (évidences de remplacements successifs, particularités structurales et texturales) et pétrologiques, les roches fortement altérées représentent des métasomatites, ce qui signifie des lithologies très fortement métasomatisées). On distingue les métasomatites riches en épidote et/ou amphibole et les skarns à proportions variables d'épidote, d'amphibole, de grenat et de magnétite. La minéralisation Au-Ag-Cu, y compris la minéralisation du gîte Akasaba, se développe principalement dans les skarns et les métasomatites métallifères. Les dimensions des zones de skarns sont très variables: leurs longueurs varient de quelques mètres à 400 m avec des puissances de quelques décimètres à 50 m. Le gisement Akasaba représente la plus grande zone de skarn.

Un autre type d'altération hydrothermale consiste en la microclinisation et en la biotitisation des roches volcaniques, surtout des tufs à cristaux de composition intermédiaire à felsique. Des zones représentatives de cette altération potassique (de 5 à 10 m d'épaisseur et de quelques centaines de mètres de longueur) sont identifiées au nord et à l'ouest du gîte Akasaba. Localement, on observe une superposition de l'altération calcosilicatée sur l'altération potassique, y compris la formation de skarns.

Dans les paragraphes qui suivent, trois zones de skarns minéralisés (parmi les cinq zones identifiées dans les limites du secteur) seront décrites.

Le gisement Akasaba (Zone A)

Le puits, selon la grille UTM NAD83, est situé aux coordonnées 308940 E - 5324660 N. Selon

l'interprétation de Vorobiev (1998), le corps minéralisé du gisement Akasaba fait partie d'une zone complexe de skarn orientée est-ouest (Figures 4.5 et 4.6). La lentille Ouest se situait dans le bloc composé de skarn à épidote, amphibole et grenat (EP-AM-GR). La puissance de ce bloc ne dépasse pas 20 m, son étendue est de 200 mètres. La lentille Est se trouvait dans le skarn à amphibole, épidote et ± grenat, ou AM-EP-(GR), qui forme une zone de 50 m de puissance, au maximum, et de 400 m de longueur, et qui entoure le skarn à EP-AM-GR. Les contacts entre ces deux variétés de skarns sont typiquement brusques. Les skarns se sont développés dans des tufs et des brèches intermédiaires; du côté nord du gisement, ils se développent localement dans le basalte stratigraphiquement sous-jacent. La puissance verticale de la zone peut atteindre au moins 160 m. Quelques failles, orientées E-W et ENE-WSW et associées surtout aux contacts entre les lithologies, délimitent la zone de skarns.

Les skarns affleurant dans la partie ouest du corps minéralisé (à 140 m à l'ouest du puits) montrent des évidences de formation à partir de protolites différents. À cet endroit, un skarn à EP-AM-GR conserve la structure bréchique grossière du protolite, soit une brèche volcanique de composition intermédiaire. Les fragments (2 à 10 cm de taille) se composent essentiellement d'épidote et d'amphibole avec un peu de calcite et de quartz. La matrice des fragments (2 à 4 cm de largeur) est constituée par le même assemblage avec, en plus, du grenat de composition grossulaire-andradite (jusqu'à 30 %) et du clinopyroxène calcique (en traces). De la calcite et de la titanite, associées au grenat, deviennent significative (jusqu'à 30 et 4 % respectivement). Le skarn à AM-EP-(GR) de la partie nord de l'affleurement montre une structure homogène. Il semble être formé dans un tuf intermédiaire à cristaux et à cendres métasomatisés. Ce skarn, composée essentiellement d'actinolite avec un peu d'épidote, de calcite et de chlorite, comprend localement jusqu'à 4 % de grenat manganifère (grossulaire-almandine-spessartite).

La minéralisation métallique observée dans les métasomatites et les skarns, dans les extensions latérales du gisement, est constituée essentiellement de pyrrhotite (1 à 3 %, rarement jusqu'à 5 %), avec un peu de pyrite et de chalcopyrite, de magnétite et d'ilménite (quelques pourcents de chaque minéral). Les teneurs en Au et en Ag sont généralement sub-économiques (0,1 à 0,8 g/t, localement quelques g/t), alors que celles en Cu sont inférieures à 0,1 %.

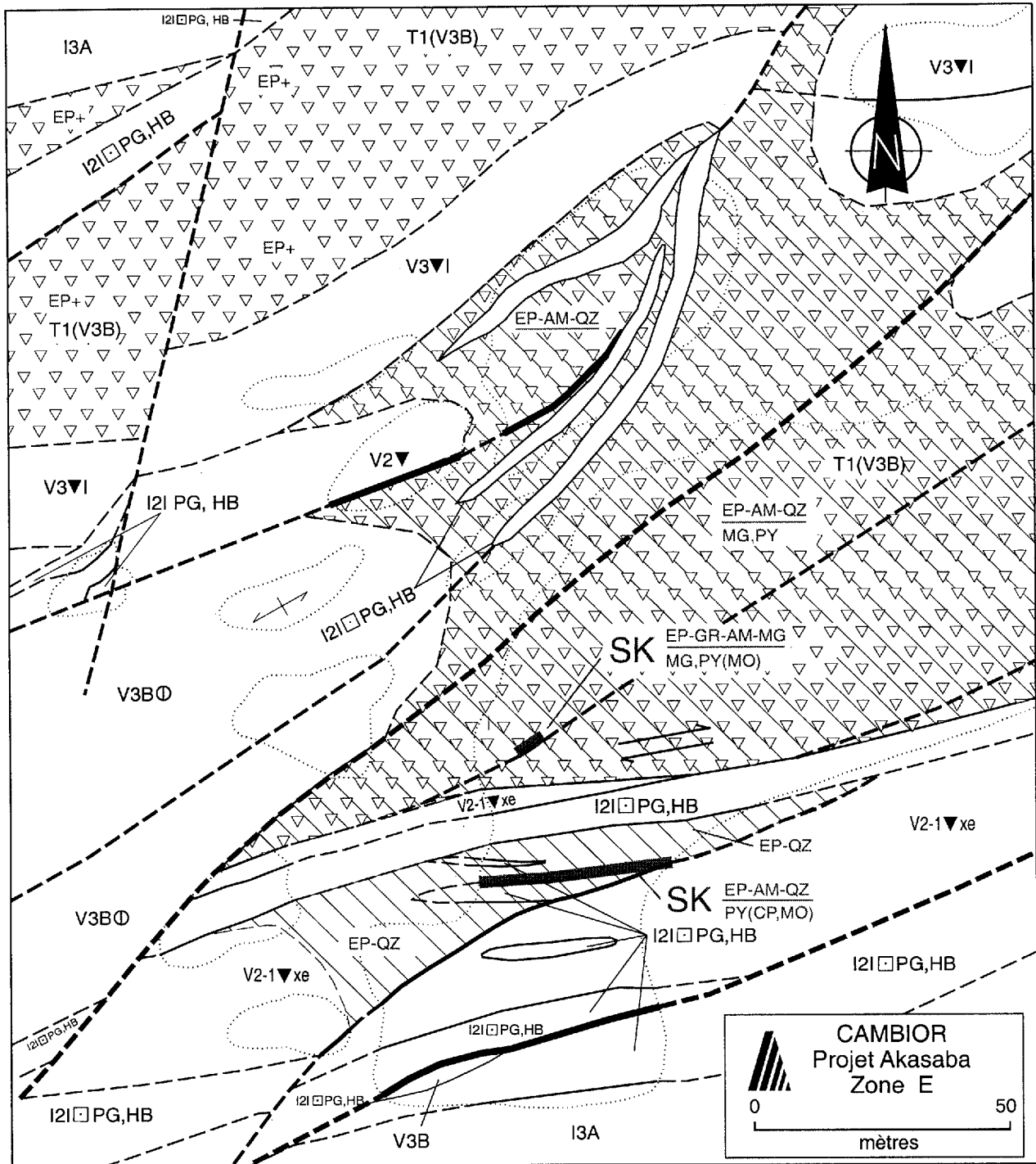


Figure 4.8: Carte géologique détaillée de la Zone E (modifiée de Vorobiev, 1998).

Zone D

La zone E est située dans le système UTM NAD83 aux coordonnées 308200 E - 5324440 N. Un horizon de skarn à magnétite, grenat, épidote et amphibole (MG-GR-EP-AM), observé à 700 m à l'WSW du gisement, est situé entre deux coulées basaltiques (Figure 4.7). La puissance de cette zone de skarn, orientée ENE-WSW, varie de 0,6 à 0,8 m;

sa longueur est de 25 m (limites d'un petit décapage). L'horizon comprend des bandes et des amas de magnétite massive et semi-massive et de petites concentrations de sulfures (pyrite, chalcoppyrite). Une très forte concentration de magnétite se manifeste près des contacts et surtout dans la partie centrale de l'horizon (une bande de magnétite de 15 cm d'épaisseur, légèrement

cisaillée). La roche est bréchique et hétérogène. Les fragments anguleux ou arrondis (jusqu'à 3 cm de taille) et la matrice sont remplacés, d'une façon sélective, par la magnétite et par l'épidote. Des amas alignés de grenat andradite, entourés d'amas de magnétite, forment en quelques sortes de courtes veines (jusqu'à 1 cm d'épaisseur) fortement déformées. Localement, le grenat représente 40 % de la roche. L'épidote est surtout associée au grenat. Le skarn contient des teneurs de 0,5 à 1,5 g/t Au, de 1,7 et 6,6 g/t Ag et jusqu'à 0,06 % Cu.

Les basaltes coussinés encaissant l'horizon de skarn sont transformés en métasomatites à épidote, amphibole, quartz et calcite. Une zonalité observée dans les espaces intercoussins démontre la même succession de remplacement que celle remarquée dans le skarn:

- basalte altéré;
- mince bande enrichie en amphibole;
- bande enrichie en épidote; et
- magnétite massive et semi-massive avec sulfures.

Ce genre de remplissage des espaces intercoussins est observé dans les basaltes sous-jacents sur une distance atteignant 12 m. La dureté de ces roches est élevée à cause de la présence de quartz (jusqu'à 5 % de la roche). Les métasomatites encaissantes sont enrichies en Au et en Ag (quelques dixième de g/t) et aussi en Cu (jusqu'à 0,2 %).

Zone E

Ce secteur, situé dans le système UTM NAD83 aux coordonnées 308300 E - 5324600 N, prend place à environ 750 m à l'ouest du gisement. Cette zone est caractérisée par la complexité et la diversité de la déformation cassante (Figure 4.8). La majorité des failles sont orientées NE-SW. Les dykes subparallèles de diorite quartzifère sont associés à ces failles. Une zone de forte bréchification des basaltes sur plus de 100 m de largeur (seulement sa partie affleurante) est située entre deux séries de dykes. Les basaltes fracturés sont fortement métasomatisés, surtout épidotisés; ils contiennent en abondance de la magnétite disséminée (5 à 10 %) et un peu de sulfures.

À une dizaine de mètres au nord du contact avec un dyke dioritique orienté N080°, les brèches tectoniques sont altérées en un skarn fissural à épidote, grenat, amphibole et magnétite. Des veines et des amas centimétriques de grenat-andradite, remplissant les interstices entre les fragments des brèches tectoniques, sont communément entourés de minces bandes riches en actinolite. Les grains de grenat sont corrodés par l'épidote et par l'actinolite.

La plupart des veines sont orientées NE-SW avec un pendage subvertical.

Quelques minces zones (entre 1 et 2 m d'épaisseur) de métasomatites à épidote sont également présentes dans les tufs intermédiaires. Ces corps altérés sont localisés près des contacts des tufs avec les dykes dioritiques. Le skarn à épidote, amphibole et quartz riche en titanite et leucoxène (jusqu'à 4 %, au total) s'associe à une large fracture développée près du contact. Ce skarn contient 0,8 g/t de Ag et plus de 0,03 % de Mo.

MODÈLE MÉTALLOGÉNIQUE

La minéralisation Au-Ag-Cu d'Akasaba semble s'être formée après le stade final du métamorphisme régional, lors des déformations cassantes associées au développement des grandes zones de cisaillement reliées à l'évolution de la ZTC. Le système hydrothermal qui pourrait avoir généré ces skarns distaux pourrait être associé à dans une intrusion multiphasée de composition felsique à intermédiaire et d'affinité alcaline ou sub-alcaline du type du stock de East Sullivan qui se serait mise en place à cette époque. L'intrusion de granodiorite situé dans la partie ouest du secteur (Figure 4.4) et reconnu par forage (Castonguay, 1988) représente probablement une phase-satellite de ce stock. Le lien direct entre les skarns et les masses intrusives connues dans les limites du secteur Akasaba n'est toutefois pas établi avec certitude. Sur la base de ces considérations, l'âge de ces minéralisations est interprété pour l'instant se situer autour de 2 680 Ma ou bien être plus jeune.

Les skarns d'Akasaba se sont formés à partir de roches volcaniques (pyroclastites et basaltes); ils sont typiquement associés aux contacts lithologiques tectonisés et aux zones de cisaillement et de bréchification. Ces dernières font partie d'un réseau complexe de failles principalement orientées E-W et ENE-WSW.

Les skarns d'Akasaba présentent tous les traits caractéristiques propres au développement et à l'évolution de ce type de minéralisation. Ces points sont démontrés par la minéralogie des skarns et des métasomatites. Les métasomatites à épidote, amphibole, quartz et calcite représentent des hornfels modifiés durant le stade rétrograde. Les métasomatites à microcline et biotite se forment localement à la fin du stade du métamorphisme de contact. L'assemblage prograde représenté par le grenat et le clinopyroxène subit une forte destruction durant le stade rétrograde (surtout en ce qui concerne le clinopyroxène). L'altération rétrograde se manifeste intensément et se caractérise par la

dominance d'épidote et/ou d'amphibole dans les skarns. La minéralisation métallifère la plus communément retrouvée dans les métasomatites et les skarns d'Akasaba est représentée par un assemblage de sulfures usuels (pyrrhotite, pyrite et chalcopyrite) et de magnétite. Les skarns minéralisés du gisement Akasaba se caractérisent par un assemblage minéralogique qui inclut de plus des sulfures de Fe-Ni-Co-Ag-As, des tellurures de Bi, Ag, Au et Hg, de l'or natif et de l'électrum. Cet assemblage est typique des skarns auri-argentifères.

La mise en place de la minéralisation complexe du gisement Akasaba, qui se déroule dans un environnement réducteur, semble être favorisée par un contraste géochimique entre les divers faciès d'altération des skarns pré-existants. La température

de déposition des minéraux contenant de l'or est estimée à moins de 300°C; pour les minéraux d'argent la température peut varier de 450 à 150°C.

CONCLUSION

Une réévaluation de l'origine et de la nature de la minéralisation d'Akasaba permet de diversifier la stratégie d'exploration dans les limites de ce secteur, en appliquant le modèle de skarn. Une première identification de la minéralisation auri-argentifère du type skarn en Abitibi suggère la pertinence d'une réévaluation de certaines autres régions de la sous-province pour ce type de minéralisation.

RÉFÉRENCES

- ALSAC, C. - LATULIPPE, M., 1977. - Pétrographie et géochimie de formations volcaniques minéralisées de l'Abitibi et de l'Estrie. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DPV-519.
- ALSAC, C. - LATULIPPE, M., 1979 - Quelques aspects pétrographiques du volcanisme archéen du Malartic en Abitibi (Province du Québec, Canada). *Journal canadien des Sciences de la Terre*; 16: 1041-1059.
- AMES, H.G., 1948 - Perron mine. *Dans* Structural geology of Canadian ore deposits. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Jubilee Volume, pages 893-898.
- AMES, H.G., - DESCHENES, C.M. - McDOUGALL, D.J., 1951 - Plans of Perron gold mines property (claims - block diagram - geology - level - section - DDH location), Bevcourt Gold Mines Ltd and Perron Gold Mines Ltd. Ministère des Ressources Naturelles, Québec; filière des travaux statutaires, GM 39270.
- ANGLIN, C. D., 1990 - Preliminary Sm-Nd isotopic analyses of scheelites from Val d'Or gold deposits, Québec. *Dans*: Current Research, Part C, Geological Survey of Canada; Paper 90-1C, pages 255-259.
- ASSAD, R.J., 1958 - The geology of the East Sullivan deposit, Val-d'Or, Québec. Thèse de Ph.D. non-publiée, Université McGill, Montréal, 207 pages.
- AUGER, P.E., 1941 - Zoning and district variations in the minor elements in pyrite of Canadian gold deposits. *Economic Geology*; 36: 401-423.
- AVRAMTCHEV, L. - LABEL-DROLET, S., 1981 - Gîtes minéraux du Québec, région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DPV-744.
- BABINEAU, J. - HUBERT, C. - LUDDEN, J., 1983 - Structure et stratigraphie du losange du lac Malartic, Abitibi sud. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 83-11, pages 105-106.
- BABINEAU, J., 1982 - Évolution géochimique et pétrologique des séries volcaniques de la région de Cadillac-Malartic, Abitibi. Mémoire de M.Sc. non-publié, Université de Montréal, 85 pages.
- BABINEAU, J., 1983 - Carte géologique et structurale de la région du lac Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83-30, carte annotée.
- BABINEAU, J., 1985 - Géologie de la Région de La Motte, Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 84-03, 17 pages.
- BACKMANN, O.L., 1936 - Geology of Siscoe gold mine. *Canadian Mining Journal*; 57 (no. 10): 467-475.
- BARRIE, C.T. - LUDDEN, J.N. - GREEN, T.H., 1993 - Geochemistry of volcanic rocks associated with Cu-Zn and Ni-Cu deposits in the Abitibi Subprovince. *Economic Geology*; 88: 1341-1358.
- BELKABIR, A. - ROBERT, F. - VU, L. - HUBERT, C., 1993 - The influence of dikes on auriferous shear zone development within granitoid intrusions; the Bourlamaque pluton, Val-d'Or district, Abitibi greenstone belt. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, 30: 1924-1933.
- BOILY, M., 1992 - Exploration des métaux de haute technologie (Li, Be, Ta) dans les systèmes peralumineux de la région de Preissac - La Corne. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 91-09, 24 pages.
- BOILY, M., 1995 - Pétrogénèse du batholite de Preissac-La Corne: implications pour la métallogénie des gisements de métaux rares. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 93-05, 69 pages.
- BOILY, M. - WILLIAMS-JONES, A.E. - MULJA, T. - PILOTE, P., 1990 - Rare element granitic pegmatites in the Abitibi greenstone belt: a case study of the Preissac-Lacorne batholith. *IN* La ceinture polymétallique du nord-ouest québécois. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume Spécial 43, pages 299-312.
- BOUCHARD, M.F., 1979 - Tectonique de la région de Cadillac-Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; rapport intérimaire DPV-683, 16 pages.
- BOUCHARD, M.F., 1980 - Région de Cadillac-Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-791, 10 pages.
- BOULLIER, A.-M., - ROBERT, F., 1992 - Paleoseismic events recorded in Archaean gold-quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Québec, Canada. *Journal of Structural Geology*, 14: 161-179.

- BOUMA, A. H., 1962 - Sedimentology of some flych deposit: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier Publishing Company, 168 pages.
- BOURGET, A., 1986 - Pétrographie et distribution de l'or autour du gîte S-50 de la mine Kiena, Val-d'Or, Québec. École Polytechnique de Montréal; mémoire de M.Sc. non-publié, 119 pages.
- BRETT, P.R. - JONES, R.E. - LEUNER, W.R. - LATULIPPE, M., 1976 - La Motte township. M.E.R. Quebec. Rapport géologique #160.
- BROSSARD, L., 1940 - Geology of the Beaufor mine, Pascalis and Louvicourt township, Quebec. Université McGill, Montréal; mémoire de M.Sc. non-publié, 101 pages.
- BUCHAN, R. - BLOWES, J.H., 1968 - Geology and mineralogy of a millerite nickel ore deposit. Canadian Min. Metall. Bull., 61: 529-535.
- BURROWS, D.R. - SPOONER, E.T.C., 1989 - Relationship between Archean gold quartz veins-shear zone mineralization and igneous intrusions in the Val-d'Or and Timmins area, Abitibi Subprovince, Canada. *Dans* The geology of gold deposits: the perspective in 1988. *Éditeurs*: R.R. Keays, W.R.H. Ramsey et D.I. Groves. Economic Geology Monograph 6, pages 424-444.
- C.G.C., 1981 - Carte expérimentale en couleur, haute sensibilité aéromagnétique, gradient vertical, feuillet 32 C/04, Val d'Or, Québec. Commission Géologique du Canada; Carte C40 074 G, échelle 1:50 000.
- CAMPIGLIO, C., 1977 - Batholite de Bourlamaque. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; Étude ES-26, 211 pages.
- CAMPIGLIO, C. - DARLING, R., 1976 - The geochemistry of the Archean Bourlamaque batholith. Journal canadien des Sciences de la Terre, 13: 972-986.
- CARD, K.D., 1990 - A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. Precambrian Research, 48: 99-156.
- CARD, K.D. - CIESIELSKI, A., 1986 - Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. Geoscience Canada, 13: 5-13.
- CARD, K.D. - POULSEN, K.H. - ROBERT, F., 1989 - The Archean Superior Province of the Canadian Shield and its lode gold deposits. *Dans*: The geology of gold deposits: the perspective in 1988. *Éditeurs*: R. R. Keays, W. R. H. Ramsay et D. I. Groves. Economic Geology Monograph 6: 19-36.
- CASTONGUAY, J., 1988 - Options Val-d'Or, groupe Callahan (Bourlamaque), campagne de forage (février-mars 1988), Falconbridge ltée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM 47328, 74 pages, 8 plans.
- CHAINEY, D., 1983 - Paramètres pétrographiques et géochimiques du gisement d'or de la mine Camflo, Québec, Canada. Mémoire de M.Sc. non-publié, École Polytechnique de Montréal, 215 pages.
- CHARTRAND, F., 1991 - Geological setting of volcanogenic massive sulphide deposits in the Central Pyroclastic Belt, Val d'Or. *Dans*: Geology and gold, rare element, and base metal mineralization of the Val d'Or area, Quebec, *Édité par* F. Chartrand. Society of Economic Geologists, Guidebook series, 9, pages 75-89.
- CHOWN, E.H. - DAIGNEAULT, R. - MUELLER, W. - MORTENSEN, J.K., 1992 - Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; 29: 2211-2225.
- CLAOUÉ-LONG, J.C. - KING, R.W. - KERRICH, R., 1990 - Archean hydrothermal zircons in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralisation. Earth and Planetary Science Letters; 98: 109-128.
- CLAOUÉ-LONG, J.C. - KING, R.W. - KERRICH, R., 1992 - Reply to comment on "Archean hydrothermal zircons in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralisation". Earth and Planetary Science Letters; 109: 601-609.
- CLARK, L.A., 1965 - Geology and Geothermometry of the Marbridge Nickel deposit, Malartic, Quebec. Economic Geology; 60: 792.
- CORFU, F., 1993 - The evolution of the Southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb geochronology. Economic Geology, 88: 1323-1340.
- CORFU, F. - DAVIS, D.W., 1991 - Comment on "Archean hydrothermal zircons in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralisation". Earth and Planetary Science Letters; 104: 545-552.
- CORMIER, M., 1986 - Geology of the S-50 orebody. Rapport interne de Mines Kiena Ltée, préparé par le département de géologie.
- COUTURE, J.-F. - PILOTE, P. - MACHADO, N. - DESROCHERS, J.-P., 1994 - Timing of gold mineralization in the Val d'Or district, southern Abitibi belt: evidence for two

- distinct mineralizing events. *Economic Geology*; **89**: 1542-1551.
- COWARD, M.P., 1994 - Inversion tectonics. *Dans: Continental Deformation, Éditeur: P.L. Hancock. Pergamon Press, pages 289-304.*
- DAIGNEAULT, R., 1983 - Géologie et géochimie du gisement d'or de la mine Lamaque, Val d'Or, Québec. Mémoire de maîtrise. non publié, École Polytechnique de Montréal, 174 pages
- DARLING, R. - VU, L. - POPOV, V. - DUSSAULT, C., - WAITZENEGGER, B., 1985 - Géologie de la mine Belmoral, Val-d'Or, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 85-41, 57 pages.
- 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. *Association Géologique du Canada - Association Minéralogique du Canada, Programme et Résumé, Toronto, vol. 16, page A29.*
- DESROCHERS, J.-P. - DUQUETTE, A., 1996 - Budget proposal, Louvex property. Aur Resources Inc., internal report, 20 pages.
- DESROCHERS, J.-P. - HUBERT, C., 1996 - Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Composite Block, southern Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **33**: 1556-1569.
- DESROCHERS, J.-P. - LAPOINTE, M., 1996 - Report on the 1995 exploration program, Bonnefond Property, project no. 315, Louvicourt township, Province of Quebec, NTS 32C/03. Aur Resources Inc., internal report, 29 pages.
- DESROCHERS, J.-P. - HUBERT, C. - PILOTE, P., 1991a - Géologie de la région du lac De Montigny, Val d'Or - Phase 1. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-02.
- DESROCHERS, J.-P. - HUBERT, C. - PILOTE, P., 1991b - Géologie de la région du lac De Montigny, Phase 2. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-24.
- DESROCHERS, J.-P. - HUBERT, C. - PILOTE, P., 1993a - Géologie du secteur du lac De Montigny (phase 3), région de Val d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 93-15.
- DESROCHERS, J.-P. - HUBERT, C. - PILOTE, P., 1996a - Géologie de la région de Val-d'Or - Malartic (Abitibi-Est). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; ET 96-01, 123 pages.
- DESROCHERS, J.-P. - HUBERT, C. - PILOTE, P., 1996b - Géologie de la région de Val-d'Or - Malartic (Abitibi-Est). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 96-01, une carte 1:20 000, une carte 1:50 000 et une carte 1:250 000.
- DESROCHERS, J.-P. - HUBERT, C. - LUDDEN, J. - PILOTE, P., 1993b - Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Geology*; **21**: 451-454.
- DIMROTH, E. - IMREH, L. - ROCHELEAU, M. - GOULET, M., 1982 - Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part 1: stratigraphy and paleogeographic model. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; **19**: 1729-1758.
- DIMROTH, E. - IMREH, L. - GOULET, M. - ROCHELEAU, M., 1983a - Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part II: tectonic evolution and geomechanical model. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; **20**: 1355-1373.
- DIMROTH, E. - IMREH, L. - GOULET, M. - ROCHELEAU, M., 1983b - Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part III: plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; **20**: 1374-1388.
- DION, D.-J., 1997 - Levés magnétique et spectrométrique effectués dans la région de Val-d'Or. (Placer Dome Ltée). Ministère des Ressources naturelles du Québec; DP-96-16X (données numériques sur bande magnétique).
- DRESSER, J.A. - DENIS, T.C., 1951 - Géologie du Québec; III: géologie économique. Ministère des Mines, Québec; RG-20, 641 pages.
- DUCHARME, Y. - STEVENSON, R.K. - MACHADO, N., 1997 - Sm-Nd geochemistry and U-Pb geochronology of the Preissac and La Motte leucogranites, Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*; **34**, pages 1059-1071.
- ELLIOT, C.G. - WILLIAMS, P.F., 1988. - Sediment slump structures: a review of diagnostic criteria and application to an example from Newfoundland. *Journal of Structural Geology*, **10**: 171-182.
- FENG, R. - KERRICH, R., 1991 - Single zircon age constraints on the tectonic juxtaposition of the Archean Abitibi greenstone belt and Pontiac Subprovince, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; **55**: 3437-3441.

- FENG, R. - KERRICH, R. - MCBRIDE, S. - FARRAR, E., 1992 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the thermal history of the Archean Abitibi greenstone belt and the Pontiac Subprovince: implications for terrane collision, differential uplift, and overprinting of gold deposits. *Canadian Journal of Earth Sciences*; **29**: 1389-1411.
- FIGUEIREDO, M., 1997a - Projet de recherche sur la structure, la morphologie et la minéralogie des veines des différentes zones minéralisées de la mine Beaufor. Rapport interne, Mines Aurizon; Division Mine Beaufor.
- FIGUEIREDO, M., 1997b. Structure, morphologie et minéralogie des veines des différentes zones minéralisées de la mine Beaufor. *Dans* Ministère des Ressources Naturelles du Québec; DV 97-03, page 48.
- FILION, G., 1979 - Le contexte géologique des gisements volcanogènes de Marbridge, La Motte, Abitibi. Mémoire de M.Sc. non-publié, École Polytechnique de Montréal, Québec, 313 pages.
- FRANKLIN, J.M., 1990 - Volcanic-associated massive sulphide deposits. *In* Gold and Base-Metal Mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with Emphasis on the Quebec Segment; *Éditeurs*: S. E. Ho, F. Robert and D. I. Groves. The University of Western Australia Publication, Special Publication No. 24, pages 211-241.
- GABRIEL, M., 1993 - Report on 1993 drilling program, East Marbridge project - Falconbridge Ltée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM 52245, 91 pages.
- GALLEY, A.G., 1995 - Target vectoring using lithogeochemistry: applications to the exploration for volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*, **88** (no 990): 15-27.
- GARIÉPY, C. - ALLÈRE, C.J. - LAJOIE, J., 1984 - U - Pb systematics in single zircons from the Pontiac sediments, Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*; **21**: 1296-1304.
- GAUMOND, A., 1986 - Le gîte d'or New Pascalis, canton de Louvicourt, P.Q.: structure, minéralogie et altération associée aux veines. École Polytechnique, Montréal, M. Sc. thesis, 203 pages.
- GAUTHIER, N., 1990 - The Larder-Lake-Cadillac Tectonic Zone, Rouyn-Beauchastel area. *Dans* Géologie Structurale: les Grandes Structures du Nord-ouest Québécois. Séminaire S7. La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois, Symposium de l'Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume Spécial 43, pages 1-24.
- GAUTHIER, N. - ROCHELEAU, M. - KELLY, D. - GAGNON, Y., 1990 - Controls on the distribution of gold mineralization within the Cadillac Tectonic Zone, Rouyn-Beauchastel segment, Abitibi Belt, Quebec. *Dans*: La ceinture polymétallique du nord-ouest québécois. *Éditeurs*: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. L'institut canadien des mines et de la métallurgie; Volume Spécial 43, pages 185-198.
- GERMAIN, M., 1972 - Canton de Vauquelin. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-108.
- GERMAIN, M., 1982 - Compilations et interprétations géologiques préliminaires de la région de Val d'Or (32 C/04). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; bureau du district de Val d'Or, cartes non-publiées, échelle 1: 50 000.
- GIGUÈRE, C., 1989 - Caractérisation pétrographique, structurale, minéralogique et géochimique de la Mine Sigma-2, canton de Louvicourt, Québec. Mémoire de maîtrise non-publié, École Polytechnique de Montréal.
- GIGUÈRE, C. - BÉLAND, J., 1990 - Kinematic analysis of auriferous veins at the Sigma-2 gold mine, Louvicourt Township, Quebec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*, **83**: 47-52.
- GILBERT, M., 1996a - Rapport des travaux de décapage, automne 1994. Projet Akasaba. Cambior Inc.; rapport interne non-publié.
- GILBERT, M., 1996b - Rapport des travaux de sondage, automne 1994/hiver 1995. Vol. 1/2. Projet Akasaba. Cambior Inc.; rapport interne non-publié.
- GIRAULT, M., 1984 - Volcanoclastites de la zone Manitou-Louvem. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-42, 15 pages. 1 Carte (échelle 1/10 000).
- GIRAULT, M., 1986 - Pétrographie et géochimie des volcanites archéennes polymétamorphiques - reconstitution de l'histoire pétrologique, zone minière Manitou-Louvem, Val-d'Or, Québec. Thèse de doctorat, Université Scientifique, Technique et Médicale de Grenoble, France, 168 pages.
- GOODWIN, A. M. - RIDDLER, R. H., 1970 - The Abitibi orogenic belt. *Dans* Precambrian basins and geosynclines of the Canadian

- Shield *Édité par* A.J. Baer. Commission Géologique du Canada, Étude 70-40: 1-30.
- GORMAN, B. E., 1986a - The Bousquet-Cadillac district. *In* gold '86 excursion guidebook. *Édité par* J. Pirie et M. J. Downes. Toronto, Ontario, pages 78-90.
- GORMAN, B.E., 1986b - The Bousquet-Cadillac district. *IN* Structure and gold, Rouyn to Val d'Or, Quebec, *Éditeurs*: C. Hubert et F. Robert. Association géologique du Canada, Association minéralogique du Canada, Union géophysique du Canada, Congrès annuel, Ottawa'86, Livret-guide d'excursion 14, pages 43-71.
- GRANT, M., 1986 - Étude du métamorphisme et de la distribution verticale des teneurs en Au, As et Sb à la mine Sigma, Val d'Or, Québec. Mémoire de maîtrise non-publié, École Polytechnique, Montréal, Québec, 116 pages.
- GRATEROL, M., 1969 - The sulphide mineralogy of the Marbridge no. 3 and no. 4 deposits, Malartic mining district, Quebec, Canada. Mémoire de M. Sc. non-publié, Université de Toronto, Ontario.
- GRATEROL, M. - NALDRETT, A.J., 1971 - Mineralogy of the Marbridge No. 3 and No.4 Nickel - Iron sulfide deposits. *Economic Geology*; 66: 886-900.
- GUNNING, H.C., 1936 - Malartic area, Abitibi County, Quebec. Geological Survey of Canada; Carte préliminaire 36-6.
- GUNNING, H.C. - AMBROSE, J.W., 1939 - The Timiskaming-Keewatin problem in the Rouyn-Harricaw region, north-western Quebec. *Transactions of the Royal Society of Canada*; 33, pages 19-49.
- GUNNING, H.C. - AMBROSE, J.W., 1940 - Malartic area, Quebec. Geological Survey of Canada; Memoir 222, 142 pages.
- HANES, J.A. - ARCHIBALD, D.A. - HODGSON, C.J. - ROBERT, F., 1992 - Dating of Archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for a 70- to 100-m.y.- time gap between plutonism-metamorphism and mineralization. *Economic Geology*; 87: 1849-1861.
- HANES, J.A. - ARCHIBALD, D.A. - HODGSON, C.J. - ROBERT, F., 1994 - Dating of Archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for a 70- to 100-m.y.- time gap between plutonism-metamorphism and mineralization. - A reply. *Economic Geology*; 89: 687-690.
- HÉBERT, R. - GAUDREAU, R. - PERRIER, B. - GIGUÈRE, C. - ROCHELEAU, M. - LACOSTE, P., 1988 - Le gisement aurifère de Sigma-2, région de Val-d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 88-17.
- HÉBERT, R. - ROCHELEAU, M. - GIGUÈRE, C. - PERRIER, B. - GAUDREAU, R., 1991 - Pétrologie et gîtologie d'un filon-couche différencié et minéralisé archéen: le gisement aurifère Sigma-2, canton de Louvicourt, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 28: 1731-1743.
- HUBERT, C., 1990 - Geologic framework, evolution and structural setting of gold and base metal deposits of the Abitibi greenstone belt, Canada. *Dans* Gold and Base-Metal Mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with Emphasis on the Quebec Segment; *Compilé par*: S. E. Ho, F. Robert et D. I. Groves, The University of Western Australia Publication No. 24, pages 53-62.
- HUBERT, C. - F. ROBERT, F. (Éditeurs), 1986 - Structure and gold, Rouyn to Val d'Or, Quebec. Association géologique du Canada, Association minéralogique du Canada, et Union géophysique du Canada, Congrès annuel, Ottawa 86; Livret-guide d'excursion 14.
- HUBERT, C. - TRUDEL, P. - GÉLINAS, L., 1984 - Archean wrench-fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi, Quebec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; 21: 1024-1032.
- IMREH, L., 1974a - Esquisse géologique du sillon serpentinitique archéen de La Motte-Vassan. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DP-232, 8 pages.
- IMREH, L., 1974b - L'utilisation des coulées ultrabasiques dans la recherche minière: esquisse structurale et lithostratigraphique de La Motte-Vassan. *Bulletin Volcanologique*, 38(2): 291-314.
- IMREH, L., 1978 - Album photographique des coulées ultramafique sous-marines archéennes dans le sillon de la Motte-Vassan. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; 6, 131 pages.
- IMREH, L., 1979 - Lithostratigraphie et roches ultramafiques du secteur de Val-d'Or - Amos. Association géologique du Canada - Association minéralogique du Canada; livret-guide de l'excursion A-4 (Québec 1979); 40 pages.

- IMREH, L., 1980 - Variations morphologiques des coulées méta-ultramafiques du sillon archéen de La Motte-Vassan. *Precambrian Research*; 12: 3-30.
- IMREH, L., 1984 - Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MM 82-04, 72 pages.
- IMREH, L., 1987 - Mine Lamaque, géologie de surface. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-04, carte annotée (1:2 500).
- IMREH, L., 1990 - Cartes préliminaires au 1:15 840 de l'Abitibi-Est méridional. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 90-36, cartes annotées.
- IMREH, L. - TRUDEL, P., 1987 - Métalotectes et typologie des gisements aurifères du secteur de Val-d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB-89-63, 213 pages.
- IMREH, L. - TRUDEL, P., 1990 - Considérations typologiques et métallogéniques sur des gisements aurifères du district de Val d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 87-25, pages 75-83.
- IMREH, L. - LATULLIPPE, M. - GERMAIN, M., 1979 - Lithostratigraphie et roches ultramafiques du secteur de Val-d'Or - Amos; Géologie et métallogénie de l'or en Abitibi. Association géologique du Canada - Association minéralogique du Canada; congrès annuel, Québec 1979, livret-guide des Excursions A-4 et A-2.
- JACKSON, S.A., 1964 - Disseminated Nickel Ore, Marbridge Mine, Quebec. M.Sc. thesis, University of Western Ontario, 44 pages
- JAMES, W.F., 1948 - Siscoe mine. *IN: Structural geology of Canadian ore deposits*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Jubilee Volume, pages 876-882.
- JAMES, W.F. - MAWSLEY, J.B., 1925 - Région de La Motte et de Fournière, comté d'Abitibi, Québec. Commission géologique du Canada; rapport sommaire, partie C, pages 37-66.
- JÉBRAK, M., 1992 - Les gisements d'or des tonalites archéennes (Abitibi, Québec). *Mineralium Deposita*; 27: 1-9.
- JÉBRAK, M. - LeQUENTREC, M.F. - MARESCHAL, J.C. - BLAIS, D., 1991 - A gravity survey across the Bourlamaque massif, southeastern Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada; the relationship between the geometry of tonalite plutons and associated gold mineralization. *Precambrian Research*, 50: 261-268.
- JEMIELITA, R.A. - DAVIS, D.W. - KROGH, T.E., 1990 - U/Pb evidence for Abitibi gold mineralization postdating greenstone magmatism and metamorphism. *Nature*; 346: 831-834.
- JEMIELITA, R.A. - DAVIS, D.W. - KROGH, T.E. - SPOONER, E.T.C., 1989 - Chronological constraints on the origin of Archean lode gold deposits in the southern superior province from U-Pb isotopic analyses of hydrothermal rutile and titanite. *Geological Society of America: 1989 Annual Meeting, Abstract with Programs*, page A351.
- JENKINS, C.L., 1988 - Progressive hydrothermal alteration associated with gold mineralization of the Zone 1 intrusion of the Callahan property, Val d'Or region, Quebec. Mémoire de M. Sc. non-publié, École Polytechnique, Montréal, Québec, 132 pages.
- JENKINS, C.L. - BROWN, A.C., 1999 - Cadre métallogénique des gisements de sulfures massifs volcanogènes et filoniens des cantons Bourlamaque et Louvicout, partie sud-de la sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 99-12, 48 pages.
- KERRICH, R., 1994 - Dating of Archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for a 70-to 100-m.y.-time gap between plutonism-metamorphism and mineralization. - A discussion. *Economic Geology*; 89: 679-687.
- KERRICH, R. - FENG, R., 1992 - Archean geodynamics and the Abitibi-Pontiac collision: implications for advection of fluids at transpressive collisional boundaries and the origin of giant quartz vein systems. *Earth-Science Reviews*, 32: 33-60.
- KERRICH, R. - KISER, T.K., 1994 - 100 Ma timing paradox of Archean gold, Abitibi greenstone belt (Canada): new evidence for U-Pb and Pb-Pb evaporation ages of hydrothermal zircons. *Geology*; 22: 1131-1134.
- KERRICH, R. - KING, R., 1993 - Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val d'Or Archean mesothermal gold deposits. Characteristics, compositions and fluid inclusion properties. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; 30: 2334-2351.
- KIMURA, G. - LUDDEN, J.N. - DESROCHERS, J.-P. - HORI, R., 1993 - A model of ocean-crust accretion for the Superior Province, Canada. *Lithos*; 30: 337-355.
- LAJOIE, J. - LUDDEN, J., 1984 - Petrology of the Archean Pontiac and Kewagama sediments

- and implications for the stratigraphy of the southern Abitibi belt. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; **21**: 1305-1314.
- LAPLANTE, C., 1994 - La Formation de Val-d'Or: une séquence volcano-sédimentaire discordante dans une zone de rift du Bloc Composite de Malartic, ceinture de roches vertes de l'Abitibi, Québec. Mémoire de M.Sc. non-publié, Université de Montréal, Québec, 27 pages.
- LATULIPPE, M., 1966 - The relationship of mineralization to Precambrian stratigraphy in the Matagami Lake and Val d'Or districts of Quebec. *Association Géologique du Canada, Volume Spécial 3*, pages 21-42.
- LATULIPPE, M., 1976a - Excursion géologique Val d'Or-Malartic. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DPV-367, 124 pages.
- LATULIPPE, M., 1976b - La région de Val d'Or - Malartic dans le Nord-ouest Québécois, Excursion géologique Val-d'Or - Malartic: Ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-367, pages 3-28.
- LATULIPPE, M., 1976c - The stratigraphic divisions of the Abitibi-Témiscamingue area of northwestern Quebec. Ministère des Richesses Naturelles du Québec; cartes non-publiées (échelle 1: 633 600).
- LATULIPPE, M., 1982 - An overview of the geology of gold occurrence and development in Northwestern Quebec. Dans: *Geology of Canadian gold deposits*. Éditeurs: R. W. Hodder et W. Petruck. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 24, pages 9-14.
- LAVOIE, C., 1993 - Levés géophysiques - polarisation provoquée, électromagnétique (MAXMIN) et magnétique, projet East Marbridge, Falconbridge Ltée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM 52199, 21 pages.
- LAVOIE, S. - PILOTE, P. - MUELLER, W., 1998 - Un gisement de sulfures massifs volcanogènes associés à un complexe rhyolitique à la mine East-Sullivan, Formation de Val-d'Or, Québec. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DV 98-05, page 48.
- LAVOIE, S. - PILOTE, P. - MUELLER, W., 1999 - Géologie de la mine East-Sullivan, Formation de Val-d'Or, sous-Province de l'Abitibi, Québec: mise en place de la minéralisation de types sulfures massifs volcanogènes. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DV 99-03, page 54.
- LEBEL, J., 1987 - Description du gîte d'or Akasaba, Abitibi, Québec. Mémoire de maîtrise non-publié, École Polytechnique de Montréal, 217 pages.
- LECLERC, A., 1987 - Propriété Akasaba, synthèse géologique et évaluation du potentiel économique: Rapport interne, la Société Minière Louvem Inc., 166 pages
- LEDUC, M., 1980 - Géologie et lithogéochimie des masses batholitiques de la région de Preissac. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DPV-779.
- LES RELEVÉS GÉOPHYSIQUES Inc., 1985 - Carte aéromagnétique à l'échelle 1:20 000 - région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 85-16 (feuillet 32C/04-200-102).
- LESHER, C.M. - GOODWIN, A.M. - CAMPBELL, I.H. - GORTON, M.P., 1986 - Trace-element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*; **23**: 222-237.
- LUDDEN, J. - HUBERT, C., 1986 - Geologic evolution of the late Archean Abitibi greenstone belt of Canada. *Geology*; **14**: 707-711.
- LUDDEN, J. - HUBERT, C. - GARIÉPY, C., 1986 - The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*; **123**: 153-166.
- LYDON, J.W., 1988 - Ore deposit models #14, volcanogenic massive sulphide deposits - part 2: genetic models: *Geoscience Canada*; **15**: 43-65.
- McDOUGALL, D.J., 1954 - The marginal luminescence of certain intrusive rocks and hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*; **49**: 717-726.
- MACHADO, N. - GARIÉPY, C., 1994 - Géochronologie U-Pb du territoire québécois, la sous-Province de l'Abitibi, cinquième rapport intérimaire: résultats 1993-1994. Ministère des Ressources Naturelles du Québec; rapport interne, 9 pages.
- MACHADO, N. - DAVID, J. - GARIÉPY, C., 1992 - Géochronologie U-Pb du territoire québécois. Partie I: les sous-Provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Rapport inédit soumis au Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; 21 pages.
- MACHADO, N. - PHILIPPE, S. - DAVID, J. - GARIÉPY, C., 1991 - Géochronologie U-Pb du territoire québécois: Fosses du Labrador et de l'Ungava et sous-Province de Pontiac.

- Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 91-07, 50 pages
- MARQUIS, R. - GIOVENAZZO, D. - PAGÉ, D., 1981 - Levé géologique et structural, campagne 1981, Projet Akasaba, SOQUEM. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM 38234, 33 pages.
- McCLAY, K.R. - BUCHANAN, P.G., 1992 - Thrust faults in inverted extensional basins. *Dans: Thrust Tectonics; Éditeur: K.R. McClay.* Chapman & Hall, pages 93-104.
- McPHIE, J. - DOYLE, M. - ALLEN, R., 1993 - Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanoclastic rocks. Center for Ore deposit and Exploration Studies, University of Tasmania. 196 pages.
- MORASSE, S., 1998 - Geology, structure and timing of gold mineralization at the Kiena deposit, Val-d'Or, Quebec. Thèse de Ph.D. non-publiée, Queen's University, Kingston, Ontario, 362 pages.
- MORASSE, S. - WASTENEYS, H.A. - CORMIER, M. - HELMSTAEDT, H. - MASON, R., 1993 - La mine d'or Kiena: minéralisation magmatique hydrothermale kénoréenne précoce dans la ceinture minérale de Val-d'Or, sud-est de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 93-03, pages 67-71.
- MORASSE, S. - WASTENEYS, H.A. - CORMIER, M. - HELMSTAEDT, H. - MASON, R., 1995 - A pre-2686 Ma intrusion-related gold deposit at the Kiena mine, Val-d'Or, Québec, Southern Abitibi Province. *Economic Geology*, 90: 1310-1320.
- MORASSE, S. - WASTENEYS, H.A. - CORMIER, M. - HELMSTAEDT, H. - MASON, R., 1996 - A pre-2686 Ma intrusion-related gold deposit at the Kiena mine, Val-d'Or, Québec, Southern Abitibi Province: a reply. *Economic Geology*, 91: 801-803 et 807-811.
- MOORHEAD, J., 1996 - Preliminary report on underground mapping at the Louvicourt Mine, 1996 field season. Aur Resources Inc., internal report, 8 pages.
- MOORHEAD, J. - TREMBLAY, A. - PELZ, P., 1996a - Résultats préliminaires d'une étude structurale à la mine Louvicourt. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DV 96-02, pages 38.
- MOORHEAD, J. - TOURIGNY, G. - TREMBLAY, A. - MARTIN, L. - PELZ, P. - ROUGERIE, Y. - STUART, E., 1996b - Geological setting of the Louvicourt massive sulphide deposit, Abitibi subprovince, Quebec. Geological Association of Canada, Program with Abstracts, vol. 21, page A66.
- MOORHEAD, J. - TREMBLAY, A. - BEAUDOIN, G. - PELZ, P., 1998 - Cadre stratigraphique du gîte de SMV de la mine Louvicourt, Val-d'Or, Québec. Geological Association of Canada, Annual Meeting, Quebec City, Program with Abstracts, vol. 23, page A-126.
- MORIN, D. - JEBRAK, M. - BEAUFORT, D. - MEUNIER, A., 1993 - Metamorphic evolution of the late Cadillac tectonic zone, McWatters, Abitibi belt, Quebec. *Journal of Metamorphic Geology*; 11: 121-135.
- MORTENSEN, J.K., 1993 - U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince, part 2: Noranda-Kirkland Lake area. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 30: 29-41.
- MORTENSEN, J.K. - CARD, K.D., 1993 - U-Pb age constraints for the magmatic and tectonic evolution of the Pontiac Subprovince, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 30: 1970-1980.
- MOSS, A.E., 1939 - The geology of the Siscoe gold mine, province of Quebec. Thèse de Ph.D. non-publiée, université McGill, Montréal, Québec, 159 pages.
- MUELLER, W., - DONALDSON, J.A., 1992 - Development of sedimentary basins in the Abitibi belt: an overview. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 29: 2249-2265.
- MUELLER, W. - PILOTE, P., 1999 - Évolution et contexte géodynamique du Bloc de Malartic, Zone Volcanique Sud, sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DV 99-03, page 20.
- MUELLER, W.U. - DAIGNEAULT, R. - MORTENSEN, J.K. - CHOWN, E.H., 1996 - Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*; 265: 127-150.
- MUIR, T., 1979 - Petrology, petrochemistry and ore genesis at the Kiena gold mine, Québec. Falconbridge Metallurgical Laboratory; rapport interne, 30 pages.
- MUIR, T., 1981 - The Kiena gold deposit; litho-geochemistry and petrography with special emphasis on the S-50 ore zone. Falconbridge Metallurgical Laboratory; rapport interne, 75 pages.
- MULJA, T. - WILLIAMS-JONES, A.E. - WOOD, S.A. - BOILY, M., 1995a - The rare-element-enriched monzogranite-pegmatite-quartz vein systems in the Preissac-La Corne

- batholith, Quebec. I Geology and mineralogy. *Canadian Mineralogist*; 33: 793-816.
- MULJA, T. - WILLIAMS-JONES, A.E. - WOOD, S.A. - BOILY, M., 1995b - The rare-element-enriched monzogranite-pegmatite-quartz vein systems in the Preissac-La Corne batholith, Quebec. II Geochemistry and petrogenesis. *Canadian Mineralogist*; 33: 817-834.
- NORMAN, G.W.H., 1941 - Vassan-Dubuisson map-area, Abitibi county, Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 41-6, 9 pages.
- NORMAN, G.W.H., 1942a - Eastern part of Dubuisson township. Abitibi county, Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 42-9, 13 pages.
- NORMAN, G.W.H., 1942b - Vassan-Dubuisson. Abitibi county, Quebec. Geological Survey of Canada. Paper 42-12.
- NORMAN, G.W.H., 1943a - Bourlamaque Township, Abitibi county, Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 43-2, 14 pages.
- NORMAN, G.W.H., 1943b - Notes on the structure of the Cadillac-Bourlamaque area, Abitibi county, Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 43-6, 4 pages.
- NORMAN, G.W.H., 1944 - La Motte map-area, Abitibi county, Quebec. Geological Survey of Canada; Paper 44-9, 13 pages.
- NORMAN, G.W.H., 1946 - Major faults, Abitibi region, Quebec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; vol. 39, pages 129-144.
- NORMAN, G.W.H., 1947. Dubuisson, Bourlamaque, Louvicourt. CGC; Paper 47-20.
- NORMAN, G.W.H., 1948. The Malartic-Haig section of the Southern gold belt of Western Quebec. *Dans: Structural geology of Canadian ore deposits. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Jubilee Volume, pages 839-845.*
- NUNES, P.D. - JENSEN, L.S., 1980 - Geochronology of the Abitibi metavolcanic belt, Kirkland Lake area - progress report. Ontario Geological Survey; MP-92, pages 40-45.
- OHMOTO, H., 1996 - Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective. *Ore Geology Reviews*, vol. 10, p. 135-177.
- PAGÉ, D., 1982 - Campagne d'exploration été 1982, projet Akasaba 10-475, SOQUEM. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM 39684, 29 pages.
- PARENT, G., 1985 - Géochimie du groupe volcanique de Malartic, d'âge archéen, région de l'Abitibi. Mémoire de maîtrise non-publié, Université de Montréal, Québec, 104 pages.
- PARENT, M., 1998 - Géochronologie U-Pb de la région de Val-d'Or, sous-Province de l'Abitibi. Géotop, résultats 1997-1998. Rapport final soumis au Ministère des Ressources naturelles du Québec; rapport interne.
- PELZ, P., 1995 - Stratigraphy of the Louvicourt mine. Louvicourt Mine, internal report.
- PERRAULT, G., 1987a. Distribution de l'or dans les roches hôtes des gisements d'or, région Lamaque-New Pascalis, Val-d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-27, 27 pages.
- PERRAULT, G., 1987b - Géologie de la mine Kiena - district de Val-d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-49, 118 pages.
- PILOTE, P. - MOORHEAD, J. - MUELLER, W. (éditeurs), 1998a - Développement d'un arc volcanique, la région de Val-d'Or, ceinture de l'Abitibi - volcanologie physique et évolution métallogénique. Association Géologique du Canada - Association Minéralogique du Canada, guide d'excursion A2, 104 pages.
- PILOTE, P. - COUTURE, J-F. - DESROCHERS, J-P. - MACHADO, N. - PELZ, P., 1993 - Minéralisations aurifères multiphasées dans la région de Val-d'Or: l'exemple de la mine Norlartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 93-03, pages 61-66.
- PILOTE, P. - MUELLER, W. - MOORHEAD, J. - SCOTT, C. - LAVOIE, S., 1997 - Géologie, volcanologie et lithogéochimie des Formations de Val-d'Or et Héva, district de Val-d'Or, sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DV 97-01, page 47.
- PILOTE, P. - SCOTT, C. - MUELLER, W. - LAVOIE, S. - RIOPEL, P., 1999 - Géologie des Formations Val-d'Or, Héva et Jacola - nouvelle interprétations du Groupe de Malartic. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DV 99-03, page 19.
- PILOTE, P. - MUELLER, W. - SCOTT, C. - LAVOIE, S. - CHAMPAGNE, C. - MOORHEAD, J., 1998b - Volcanologie de la Formation Val-d'Or et du Groupe de Malartic, sous-Province de l'Abitibi: contraintes géochimiques et géochronologiques. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DV 98-05, page 48.
- PILOTE, P. - MUELLER, W. - PARENT, M. - MACHADO, N. - MOORHEAD, J. - SCOTT, C. - LAVOIE, S., 1998c - Géologie et

- volcanologie des Formations Val-d'Or et Héva, Groupe de Malartic, District de Val-d'Or, sous-Province de l'Abitibi, Québec: Contraintes géochimiques et géochronologiques. Association Géologique du Canada-Association Minéralogique du Canada, Rencontre Annuelle, Québec, Programme et Résumés, vol. 23, page A146.
- QUIRION, D., 1987 - Étude structurale et pétrographique du gisement S-50 à la mine Kiena, Val d'Or, Québec. Mémoire de M.Sc. non-publié, Université de Montréal, 124 pages.
- RAMSAY, J.G., 1967 - Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New-York, 568 pages
- RAYMOND, D., 1983 - Dispersion et altération lithologiques à la mine Louvem et ses environs, Val-d'Or, Québec. - Mémoire de M.Sc., Université Laval, 220 pages.
- ROBERT, F., 1989a - An overview of gold deposits in the Quebec segment of the Abitibi Belt. *Dans: Archean gold deposits in the Rouyn-Noranda, Val d'Or and Chibougamau areas. Éditeurs: A. Simard et F. Chartrand. Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Field Trip Guidebook A7, paper 3, 16 pages*
- ROBERT, F., 1989b - Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences, 26: 2661-2675.*
- ROBERT, F., 1990a - An overview of gold deposits in the Eastern Abitibi subprovince. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43, pp 93-105.*
- ROBERT, F., 1990b - Dating old gold deposits. *Nature, vol. 346, pages 792-793.*
- ROBERT, F., 1990c - Structural setting and controls of gold-quartz veins of the Val d'Or area, southeastern Abitibi Subprovince. *Dans: Gold and Base-Metal Mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with Emphasis on the Quebec segment. Compilés par: S. E. Ho, F. Robert et D. I. Groves, University of Western Australia, Publication no. 24, pages 167-209.*
- ROBERT, F., 1991 - Gold metallogeny of greenstone belts: considerations from the eastern Abitibi Subprovince, Canada. *Dans: Brazil Gold '91. Éditeur: E.A. Ladeira. Balkema, Rotterdam, pages 31-47.*
- ROBERT, F., 1994 - Vein fields in gold districts: the example of Val d'Or, southeastern Abitibi subprovince, Quebec. *Dans: Current Research 1994-C; Geological Survey of Canada, pages 295-302.*
- ROBERT, F., 1996a - Filons de quartz-carbonates aurifères. *Dans: Géologie des types de gîtes minéraux du Canada; Éditeurs: O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe. Commission Géologique du Canada - Geological Society of America; Géologie du Canada, vol. 8, pages 387-405.*
- ROBERT, F., 1996b - A pre-2686 Ma intrusion-related gold deposit at the Kiena mine, Val-d'Or, Québec, Southern Abitibi Province: a discussion. *Economic Geology, 91: 803-807.*
- ROBERT, F. - BROWN, A.C., 1986a - Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. Part I. Geologic relations and formations of the vein systems. *Economic Geology, 81: 578-592.*
- ROBERT, F. - BROWN, A.C., 1986b - Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. Part II. Vein paragenesis and hydrothermal alteration. *Economic Geology, 81: 593-616.*
- ROBERT, F. - KELLEY, W. C., 1987 - Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Economic Geology, 82: 1464-1482.*
- ROBERT, F. - BOULLIER, A.-M. - FIRDAOUS, K., 1995 - Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research, 100: No. B7, 12861-12879.*
- ROBERT, F. - BROMMECKER, R. - BUBAR, D.S., 1990 - The Orenada Zone 4 deposit: deformed vein-type gold mineralization within the Cadillac Tectonic Zone SE of Val d'Or. *Dans: La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. L'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume Spécial 43, pages 255-268.*
- ROBERT, F. - BROWN, A.C. - AUDET, A.J., 1983 - Structural control of gold mineralization at the Sigma mine. Val-d'Or, Quebec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 76 (No. 850): 72-80.*
- ROCHELEAU, R. - LACOSTE, P. - GAUDREAU, R., 1986 - Géologie et gîtologie du secteur de Louvicourt - Vauquelin - Abitibi. *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 86-67, 147 pages.*
- ROCHELEAU, R. - HÉBERT, R. - LACOSTE, P. - St-JULIEN, P. - RACINE, M. - GAUDREAU, R., 1997 - Synthèse stratigraphique, paléogéographique et gîtologique: cantons de

- Vauquelin, Pershing et parties de Louvicourt, Pascalis et Denain. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 97-11, 117 pages, 6 cartes.
- ROY, C., 1983 - Géologie de la mine d'or Kiena. Mémoire de M. Sc. non-publié, École Polytechnique, Montréal, Québec, 269 pages.
- SANGSTER, D.F., 1972 - Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: A Review. Geological Survey of Canada; Paper 72-22, 44 pages.
- SANSFAÇON, R., 1986 - The Malartic district. *IN* Structure and gold, Rouyn to Val d'Or, Quebec, *Éditeurs*: C. Hubert et F. Robert. Association géologique du Canada, Association minéralogique du Canada, et Union géophysique du Canada, Congrès annuel, Ottawa 86; Livret-guide d'excursion 14, pages 27-42.
- SANSFAÇON, R. - HUBERT, C., 1990 - The Malartic gold district, Abitibi belt, Quebec: Geological setting, structure and timing of gold emplacement at Malartic Gold Fields, Barnat, East Malartic, Canadian Malartic and Sladen Mines. *IN* La ceinture polymétallique du nord-ouest québécois, *Éditeurs*: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard, L'institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume Spécial 43, pages 221-235.
- SAUVÉ, P., 1985a - Géologie de la mine Bevcon, Val-d'Or, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 85-04.
- SAUVÉ, P., 1985b - Géologie de la mine d'or Akasaba, Val-d'Or, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 85-40, 40 pages.
- SAUVÉ, P., 1987 - Géologie des propriétés de Malartic-Hygrade et de Black Cliff, région de Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-50, 47 pages.
- SAUVÉ, P. - MAKILA, A., 1987 - Géologie de la mine Camflo, Malartic, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 87-40.
- SAUVÉ, P. - IMREH, L. - TRUDEL, P., 1993a - Description des gîtes d'or de la région de Val-d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MM 91-03, 178 pages.
- SAUVÉ, P. - IMREH, L. - TRUDEL, P., 1993b - Mines Perron et Beaufor. *Dans* Description des gîtes d'or de la région de Val-d'Or, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MM 91-03, pages 31-36.
- SAUVÉ, P. - IMREH, L. - TRUDEL, P., 1993c - Mine Kiena. *Dans* Description des gîtes d'or de la région de Val-d'Or, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MM 91-03, pages 121-128.
- SCOTT, C. - MUELLER, W. - PILOTE, P., 1998 - Volcaniclastic sequences of the Val-d'Or Formation, Abitibi belt: autoclastic versus pyroclastic. Geological Association of Canada, Annual Meeting, Quebec City, Program with Abstracts, vol. 23, page A-168.
- SCOTT, C. - MUELLER, W. - PILOTE, P., 1999 - Stratigraphie et paléogéographie de la partie sud du Bloc de Malartic, région de Val-d'Or, sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DV 99-03, page 18.
- SHARPE, J.I., 1968 - Canton de Louvicourt, Ministère des Richesses Naturelles, Québec; RG-135, 59 pages.
- SIBSON, R. H. - ROBERT, F. - POULSEN, K.H., 1988 - High angle reverse faults, fluid pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*; 16: 551-555.
- SIMARD, A. - CHARTRAND, F. (ÉDITEURS), 1989 - Archean gold deposits in the Rouyn-Noranda, Val d'Or and Chibougamau areas. Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Field Trip Guidebook A7.
- SIMONEAU, J., 1992 - Report on 1991 exploration program : geological and electromagnetic surveys, stripping and 6 diamond drilling logs of holes 469-01 to 469-06 - Sigma II (project 469) and Sleepy Lake properties - Placer Dome Exploration. Ministère des Ressources naturelles du Québec; filière des travaux statutaires, GM-51393, 308 pages.
- SPITZ, G. - DARLING, R., 1975 - The petrochemistry of altered rocks surrounding the Louvem copper deposit, Val-d'Or, Quebec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, vol. 12, pages 1820-1849.
- SPITZ, G. - DARLING, R., 1978 - Major and minor element lithochemical anomalies surrounding the Louvem copper deposit, Val-d'Or, Quebec. *Journal canadien des Sciences de la Terre*, vol. 15, pages 1161-1169.
- STUART, E. - PELZ, P. - ROUGERIE, Y. - MARTIN, L., 1994 - Louvicourt deposit - A first look underground. Conférence, non-publiée, présentée à la Société de la Géologie de l'Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie.

- SULLIVAN, P. - KENWOOD, J., 1988 - 13 DDH logs of holes GT-88-9, 10A, 10B, 10C, and 11 to 19, project Goldstack (1186). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; filière des travaux statutaires, GM 47699.
- SULLIVAN, J.R. - CÔTÉ, R. - BERTRAND, P. - CHARTRAND, F. - CHÉNARD, L. - GAULIN, R. - LACROIX, S. - RACICOT, D., 1990. La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois: synthèse de 60 ans d'exploration minière. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Symposium de Rouyn-1990, livret-guide d'excursion.
- TANER, H. - WILLIAMS-JONES, S.A. - WOOD, S.A., 1998. The nature, origin and physicochemical controls on hydrothermal Mo-Bi mineralization in the Cadillac deposit, Quebec, Canada. *Mineralium Deposita*; 33: 579-590.
- TANER, M.F., 1993 - Gold abundance and an aluminosilicate-rich alteration zone in the Val-d'Or mining district, Abitibi, Quebec; examples of the fossil geothermal fields. *Ore Geology Reviews*, 8: pages 451-475.
- TANER, M.F., 1996a - The East Sullivan stock and its gold-copper potential, Val-d'Or, Quebec, Canada. *Exploration and Mining Geology*; 5: 45-60.
- TANER, M.F., 1996b - A pre-2686 Ma intrusion-related gold deposit at the Kiena mine, Val-d'Or, Québec, Southern Abitibi Province: a discussion. *Economic Geology*; 91: 799-801.
- TANER, M.F. - MARTIN, R.F., 1993 - Significance of dumortierite in an aluminosilicate-rich alteration zone, Louvicourt, Québec. *Canadian Mineralogist*; 31: 137-146.
- TANER, M.F. - TRUDEL, P., 1989 - Bourlamaque batholith and its gold potential, Val-d'Or, Quebec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*; 82 (no. 922): 33-42.
- TANER, M.F. - TRUDEL, P., 1991 - Gold distribution in the Val-d'Or Formation, and model for the formation of the Lamaque-Sigma mines, Val-d'Or, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 28: 706-720.
- TANER, M.F. - TRUDEL, P. - PERRAULT, G., 1986 - Géochimie de la biotite associée à certains gisements d'or de Val-d'Or, Malartic et Chibougamau. *Canadian Mineralogist*, 24: 761-774.
- TARDIF, G., 1989 - La petite histoire de Val d'Or, 1935-1985. Les publications Dubuisson Enrg., 211 pages.
- TESSIER, A., 1990 - Structural evolution and host rock dilation during emplacement of gold-quartz vein at the Perron deposit, Val-d'Or, Quebec. Queen's University, M. Sc. thesis, 242 pages.
- TESSIER, A.C. - TRUDEL, P. - IMREH, L., 1990 - Petrology and alteration of the Siscoe stock at the Siscoe gold mine, Val d'Or, Quebec. *Dans: The Northwestern Quebec Polymetallic Belt, Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 43, pages 285-298.*
- TOOGOOD, D. J. - HODGSON, C. J., 1985 - A structural investigation between the Kirkland and Larder lakes gold camps. *IN Geoscience research grant program, summary of research 1984-1985. Ontario Geological Survey; MP 127, pages 200-205.*
- TOOGOOD, D. J. - HODGSON, C. J., 1986 - Relationship between gold deposits and the tectonic framework of the Abitibi greenstone belt in the Kirkland Lake- Larder Lake area. *IN Geoscience research grant program, summary of research 1985-1986. Ontario Geological Survey; MP 130, pages 79-86.*
- TOURIGNY, G., 1984 - Géologie structurale et métamorphisme des roches précambriennes du Groupe de Kewagama dans la région de Cadillac-Malartic, Abitibi, Québec. Mémoire de maîtrise non-publié, Université de Montréal, 85 pages
- TOURIGNY, G., 1995a - Géologie et compilation du feuillet 32/C04-200-102. Ministère des Ressources naturelles du Québec; Carte SI-32C04B-C4G-95K (échelle 1:20 000).
- TOURIGNY, G. (Éditeur), 1995b - Metallogeny of base metal deposits of the Abitibi greenstone belt. Geological Survey of Canada, open file 3144.
- TOURIGNY, G. - MUELLER, W., 1995 - Caractéristiques de lithofaciès de la Formation de Val-d'Or: une étude préliminaire. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DV 95-04, page 39.
- TOURIGNY, G. - STUART, E., 1994 - Géologie de la mine Louvicourt. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 94-09, page 39.
- TOURIGNY, G. - MUELLER, W. - MOORHEAD, J., 1998 - Caractéristiques lithologiques et structurales de la Formation de Val-d'Or: une étude préliminaire. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 98-01, 18 pages.
- TOURIGNY, G. - HUBERT, C. - BROWN, A.C. - CRÉPEAU, R., 1988 - Structural geology of the Blake River Group at the Bousquet mine,

- Abitibi, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; 25: 581-592.
- TOURIGNY, G. - STUART, E. - PELZ, P. - ROUGERIE, Y - MARTIN, L., 1995 - Geology of the Louvicourt massive sulphide deposit, Val-d'Or district, Quebec. *Dans: Metallurgy of base metal deposits of the Abitibi greenstone belt. Éditeur: G. Tourigny. Geological Survey of Canada, open file 3144, pages 28-46.*
- TREMBLAY, A., 1997 - Caractérisation et cinématique des structures post-aurifères de la mine Beaufor, Val-d'Or, Québec. Rapport de recherche contractuel, INRS Géoresources.
- TRUDEAU, Y. - RAYMOND, D., 1992 - Geology and structure, Orion mine (No. 8 zone), Val d'Or district, Quebec. *Exploration and Mining Geology; 1: 223-230.*
- TRUDEL, P., 1985a - Géologie de la mine Siscoe, Val d'Or, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 85-18, 47 pages.
- TRUDEL, P., 1985b - Géologie de la Mine Perron, Région de Val-d'Or, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 85-39, 36 pages
- TRUDEL, P., 1985c - Géologie de la Mine Beaufor, Région de Val-d'Or, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MB 85-42, 33 pages
- TRUSLER, J., 1972 - Analysis of the folding and it's influence on the formation of nickel sulfide deposits in La Motte Twp., PQ. M. Sc. thesis, Michigan Technological University, 44 pages.
- VILJOEN, M. J. - VILJOEN, R.P., 1969 - The geology and the geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. Geological Society of South Africa; Special Publication 2, pages 55-85.
- VOROBIEV, L., 1998 - Réévaluation de la nature et de l'origine de la minéralisation Au-Ag-Cu d'Akasaba, district de Val-d'Or, Québec. Mémoire de maîtrise non-publié, École Polytechnique de Montréal, Québec.
- VU, L. - DARLING, R. - BÉLAND, J. - POPOV, V., 1987 - Structure of the Ferderber gold deposit, Belmoral mines Ltd., Val-d'Or, Quebec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 80 (no. 907): 68-77.*
- WHITEWAY, P., 1995 - Louvicourt in production. Special commemorative supplement to the Canadian Mining Journal, April 1995, 46 pages.
- WILKINSON, L. - CRUDEN, A.R. - KROGH, T.E., 1999 - Timing and kinematics of post-Timiskaming deformation within the Larder Lake-Cadillac deformation zone, southwest Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences; 36: 627-647.*
- WONG, L. - DAVIS, D.W. - KROGH, T.E. - ROBERT, F., 1991 - U-Pb zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val d'Or region, Quebec. *Earth and Planetary Science Letters; 104: 325-336.*
- WYMAN, D. - KERRICH, R., 1988 - Alkaline magmatism, major structures, and gold deposits: implications for greenstone gold metallogeny. *Economic Geology; 83: 454-461.*
- ZWENG, P.L. - MORTENSEN, J.K. - DALRYMPLE, G.B., 1993 - Thermochronology of the Camflo gold deposit, Malartic, Quebec: implications for magmatic underplating and the formation of gold-bearing quartz veins. *Economic Geology; 88: 1700-1721.*

