

MB 91-18

GÉOLOGIE DESCRIPTIVE DES INDICES AURIFÈRES DE LA RÉGION DE BELLETERRE, CANTONS DE BLONDEAU, GUILLET ET HALLE, TEMISCAMINGUE - RAPPORT INTERIMAIRE -

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 



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Service géologique du Nord-Ouest

Géologie descriptive des indices aurifères de la région de Belleterre, cantons de Blondeau, Guillet et Hallé; Témiscamingue

- Rapport intérimaire -

Ghislain Tourigny
W.M. Schwerdtner
François Thibert

Pierre Trudel
Claude Hubert



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

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

Cette étude s'est effectuée en coopération avec l'IREM-MERI, et les départements de géologie de l'Université de Toronto et de l'Université de Montréal.

MB 91-18

1991

TABLE DES MATIÈRES

	Page
LISTE DES FIGURES	iii
LISTE DES FIGURES EN Pochettes	v
LISTE DES TABLEAUX	v
RÉSUMÉ	vi
INTRODUCTION	1
Objectifs et aperçu des résultats	1
Localisation et accès	3
Travaux antérieurs	3
Méthodologie	6
Remerciements	7
GÉOLOGIE RÉGIONALE	7
APERÇU DU CONTEXTE STRUCTURAL DES INDICES AURIFÈRES	10
PÉTROGRAPHIE DES ROCHES ENCAISSANTES AUX MINÉRALISATIONS AURIFÈRES	12
Laves massives, coussinées et bréchiqUes	15
Laves porphyriques	16
Tufs felsiques et formations de fer au faciès oxyde	18
Tufs à lapillis	18
Gabbros	20
Dykes quartzo-feldspathiques	20
Dykes de lamprophyre	22
Schistes, phyllonites et mylonites	24
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	28
Description des principaux indices aurifères	28
Indice no. 3, 31M/07-003	28
Indice no. 5, 31M/07-005	30
Indice no. 6, 31M/07-006	33
Indice no. 7, 31M/07-007	36
MINE AUBELLE	38
Veine no. 1 et veines subsidiaires (Indice no. 8, 31M/07-008)	38
Généralités	38
Géologie structurale	38
Déformation D1	39
Déformation D2	47
Veines de quartz	49
Failles tardives et clivages de crénulation	50

Dykes quartzo-feldspathiques et dykes de lamprophyre	50
Minéralisation aurifère	52
Teneur en or des veines	53
Altération hydrothermale	55
Transformations minéralogiques en bordure des veines V2	55
Transformations chimiques en bordure des veines V2	58
Pétrologie des roches de la propriété	59
Indice no. 11, 31M/07-011	61
MINE BELLETERRE	62
Veine no. 11 (Indice no. 14, 31M/07-014)	62
Veines no. 14 et 16 (Indice no. 17, 31M/07-017)	63
Indice no. 19, 31M/07-019 (Gains-Moor)	65
Indice no. 21, 31M/07-021	68
INDICE AUDREY	69
Généralités	69
Géologie structurale	71
Déformation D1	71
Déformation D2	74
Structures tardives (D3 ?)	74
Zones de cisaillement	75
Veines de quartz et géologie économique	77
Dykes de lamprophyre	78
Altération hydrothermale	79
Transformations minéralogiques en bordure des veines aurifères V2	79
Transformations chimiques en bordure de la veine aurifère	81
Pétrologie des roches de la propriété	81
Teneur en or des veines	84
Indice JAG	85
CONCLUSIONS	87
Potentiel aurifère régional	87
Type 1	87
Type 2	88
Âge relatif de la minéralisation aurifère	89
RÉFÉRENCES	92
ANNEXE I Description des indices aurifères mineurs (fiche de gîte modifiée)	97
ANNEXE II Résultats des analyses de roches et des veines aurifères	106

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1 Localisation géographique des indices aurifères	2
Figure 2 Carte géologique simplifiée de la partie sud de la sous-province du Pontiac et localisation du camp minier de Belleterre	4
Figure 3 Géologie régionale simplifiée et localisation des trois principaux indices aurifères du camp minier de Belleterre	9
Figure 4 Vue en plan des laves glomérporphyriques de l'indice 19. Notez la présence de vésicules subsphériques adjacentes aux phénocristaux de plagioclase	17
Figure 5 Vue en plan de lits de magnétite interstratifiés avec des lits de tuf felsique blanchâtre. Indice JAG	19
Figure 6 Vue en plan de blocs pélitiques aplatis selon la schistosité régionale (S_1), dans un tuf à lapillis de l'indice 19	21
Figure 7 Lame mince montrant la minéralogie typique des dykes de lamprophyre E-O de la propriété Audrey. Bo = biotite, Pl = plagioclase, Am = amphibole. Lumière polarisée 5 X	25
Figure 8 Lame mince d'un dyke de lamprophyre N-S à la mine Aubelle. Notez l'abondance de biotite entourant les phénocristaux de quartz. Lumière polarisée 5 X	26
Figure 9 Lame mince d'une zone de mylonite recoupant un gabbro isotrope à l'indice Audrey. Notez les filonnets de chlorite qui définissent les plans S et C séparant les zones de quartz recristallisé et micromylonitisé. Lumière polarisée 5 X	29
Figure 10 Carte géologique de l'indice no. 5. Notez que la brèche basaltique se localise à proximité d'une zone de cisaillement qui contient la veine de quartz aurifère. Échelle 1:200	31
Figure 11 Carte géologique de l'indice no 6. Notez l'abondance de plis parallèles disharmoniques et le recoupement de la formation de fer par le dyke quartzo-feldspathique. Échelle 1:250	34
Figure 12 Vue en plan des plis ptygmatisés et disharmoniques à l'intérieur du tuf felsique. Indice no. 6	35
Figure 13 Pyrite remplaçant des grains de magnétite dans la formation de fer oxydée de l'indice 006	37
Figure 15 Projections stéréographiques équiaires des principaux éléments structuraux à l'indice Aubelle (008)	41

Figure 16	Vue en perspective d'un pli P1-A à l'intérieur du tuf felsique. L'axe du pli est subhorizontal et approximativement perpendiculaire à la photo	42
Figure 17	Vue en plan d'une zone de cisaillement dextre à l'intérieur du tuf felsique. Notez la rotation horaire de la schistosité et sa trajectoire sigmoïdale diagnostique d'un déplacement subhorizontal dextre	44
Figure 18	Vue en plan d'une zone de cisaillement senestre caractérisée par une faible rotation anti-horaire de la schistosité interne. Les plis dextres P1-B de la schistosité sont de classe 1B (plis parallèles) et plongent à 55° vers l'ouest ...	45
Figure 19	Croquis schématique de la Fig.18. La trace de la schistosité est grossièrement sigmoïdale et continue à l'intérieur de la veine suggérant ainsi qu'il s'agit d'une veine de remplacement	46
Figure 20	Diagramme AFM pour les roches de la propriété Aubelle	60
Figure 25	Vue en plan d'une charnière d'un pli antiforme en Z plongeant à 70° vers l'ouest. Métasédiments graphitiques, indice 19 (Gains-Moor)	67
Figure 26	Vue regardant vers l'ouest de la veine de tension aurifère de l'indice 21	70
Figure 29	Projections stéréographiques équiaires des éléments structuraux mesurés dans la partie ouest de l'indice Audrey (voir également Fig. 28 en pochette)	72
Figure 30 A)	Vue en plan d'un pli senestre P ₀₋₁ de classe 2 dans le tuf felsique, indice Audrey	73
Figure 30 B)	Vue en plan d'un pli P ₀₋₂ symétrique dans le tuf felsique, indice Audrey	73
Figure 31	Vue en plan d'une zone de cisaillement ductile-fragile recoupant le gabbro isotrope, indice Audrey	76
Figure 32	Relation de recoupement entre un dyke de lamprophyre NNE-SSO tardif et un dyke de lamprophyre de deuxième génération N-S. Indice Audrey	80
Figure 33	Diagramme AFM pour les roches de la propriété Audrey	82

LISTE DES FIGURES RÉDUITES

- Figure 14 Zones de cisaillement aurifères de l'indice Aubelle (Indice 008).
- Figure 21 Carte géologique de l'indice 11, veine Paquin.
- Figure 22 Carte géologique de l'indice 14. Veine no. 11, mine Belleterre.
- Figure 23 Carte géologique de l'indice 17. Filons 14 et 16, mine Belleterre.
- Figure 24 Carte géologique et projections stéréographiques équiaires des éléments structuraux de l'indice 19.
- Figure 27 Carte géologique de la propriété Audrey.
- Figure 28 Carte géologique de la partie ouest de la propriété Audrey.
- Figure 34 Carte géologique de l'indice JAG.

LISTE DES TABLEAUX

		Page
Tableau 1	Caractéristiques géologiques des principaux indices aurifères de la région de Belleterre	13-14
Tableau 2	Pourcentage relatif des minéraux et minéralogie des dykes de lamprophyre des indices 008 (mine Aubelle) et Audrey	23
Tableau 3	Minéralogie typique des zones de schistes, phyllonite et mylonite	27
Tableau 4	Teneur en or des veines des indices Aubelle et Audrey	54
Tableau 5	Compositions chimique et minéralogique des roches fraîches et altérées de propriétés Aubelle et Audrey	56
Tableau 6	Composition chimique des lamprophyres des propriétés Aubelle et Audrey	60

RÉSUMÉ

La cartographie des indices aurifères de la région de Belleterre démontre que les roches supracrustales archéennes de ce secteur renferment un potentiel aurifère prometteur. Les assemblages volcano-sédimentaires métamorphisés au faciès des schistes verts contiennent deux principaux types de minéralisation aurifère caractéristique du milieu mésothermal: les veines de quartz et sulfures à l'intérieur des zones de cisaillement ductile-fragile (type 1) et les formations de fer oxydées en voie de pyritisation (type 2).

Le type 1 se retrouve surtout à l'intérieur des roches métavolcaniques mafiques et felsiques, et coïncide avec des bandes d'intense déformation ductile recoupant des volcanites isotropes ou anisotropes. Ces zones de cisaillement d'échelle mésoscopique représentent possiblement des structures de deuxième ordre à l'intérieur des grands couloirs de déformation d'échelle régionale. L'altération hydrothermale en bordure des veines de quartz consiste en d'intense carbonatation, chloritisation, séricitisation et pyritisation. Cette altération est interprétée comme étant reliée au métamorphisme rétrograde dans des zones de forte perméabilité structurale.

Le type 2 est spatialement associé à de minces niveaux de roches volcanoclastites felsiques qui montrent une bonne continuité latérale à l'intérieur du canton de Guillet. Les formations de fer se composent surtout de magnétite en voie de remplacement par la pyrite à laquelle devrait être associée la minéralisation en or. Ce type de minéralisation est analogue aux minéralisations épigénétiques de remplacement associées aux formations de fer rubanées d'âge archéen.

Ces deux types de minéralisation syn-tectoniques et épigénétiques sont spatialement associés à des réseaux de dykes de lamprophyre ultramafiques et de dykes quartzo-feldspathiques. La majorité de ces intrusions recoupent les structures minéralisées mais on observe des exceptions à cette règle lorsque les dykes sont subparallèles ou même contenus à l'intérieur des zones de déformation aurifère. Ces relations de recoupement ambiguës, l'orientation variable et la composition variée des lamprophyres ou des dykes felsiques sont en accord avec la superposition de plusieurs événements magmatiques à l'intérieur des couloirs de déformation.

INTRODUCTION

Objectifs et aperçu des résultats

Les travaux de terrain dans la région de Belleterre ont été réalisés au cours de l'été 1989 dans le cadre d'un projet sur la métallogénie de l'or dans les cantons de Guillet, Blondeau et Hallé. Les travaux avaient pour but la cartographie détaillée de vingt-trois indices aurifères avec la détermination des contrôles géologiques majeurs sur la minéralisation en or. Initialement, le travail devait être surtout concentré sur la géologie de l'ancienne mine Belleterre avec la cartographie des vingt-deux autres indices. Toutefois, puisque l'accès souterrain était impossible à cette mine, le présent rapport ne fait état que des données de surface recueillies à proximité des puits 1, 2 et 3 (Fig. 1). Par ailleurs, les récents travaux d'exploration dans le canton de Guillet par Les Mines JAG Ltée et Ressources Audrey Inc. ont été accompagnés de décapage de grands affleurements qui exposent la minéralisation aurifère. La plus grande partie de nos efforts a été consacrée à la cartographie de ces affleurements où toutes les structures mésoscopiques et les relations temporelles entre la minéralisation et les événements tectoniques et magmatiques peuvent être analysées.

Les principaux résultats obtenus démontrent que la minéralisation aurifère est essentiellement de nature épigénétique dans la région de Belleterre. La plupart des indices aurifères sont spatialement associés avec des zones d'intense déformation ductile-fragile caractérisées par la présence de veines de quartz aurifères. Ces zones de cisaillement sont préférentiellement développées à l'intérieur de bandes de roches de compétence contrastée qui se composent de laves mafiques, de sills et dykes de gabbro et/ou diorite et de tufs felsiques. Toutes ces roches sont recoupées par des dykes quartzo-feldspathiques et par des dykes de lamprophyre ultramafiques. Les relations spatio-temporelles entre la minéralisation, l'évolution structurale et l'activité ignée suggèrent que l'âge relatif de mise en place de l'or est tardi-tectonique et antérieur à l'emplacement des dykes ultramafiques et felsiques à l'intérieur des zones d'intense déformation. Par conséquent, les métallogènes à caractères positifs sont à la fois d'ordre lithologique (dykes de lamprophyre et quartzo-feldspathique, formation de fer oxydée) et structural (zones de cisaillement).

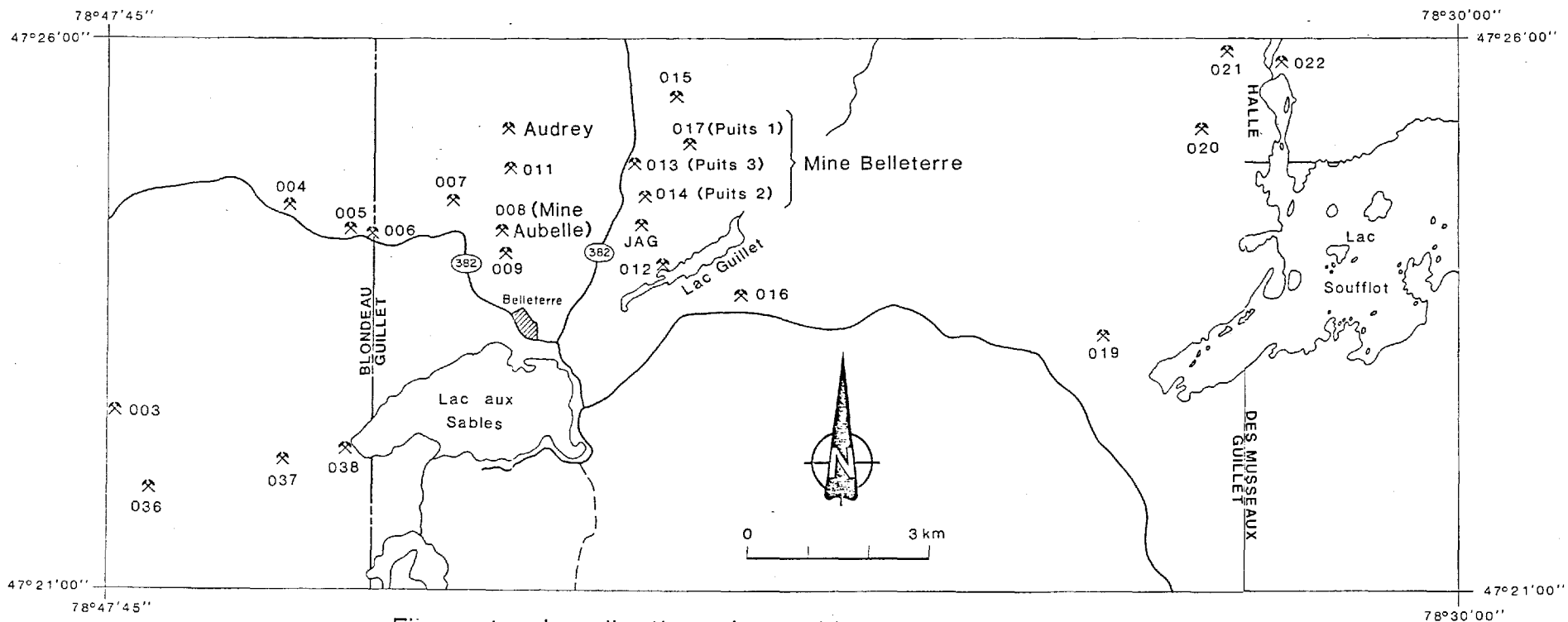


Figure 1 - Localisation géographique des indices aurifères.

Localisation et accès

La région de Belleterre se localise dans le nord-ouest du Québec à environ 700 kilomètres au nord-ouest de Montréal et 110 kilomètres au sud de Rouyn-Noranda dans le comté de Témiscamingue (Fig. 2). Plus spécifiquement, les indices aurifères se localisent dans le quadrilatère délimité par les longitudes 78°30'00'' et 78°47'45'' et les latitudes 47°21'00' et 47°26'00'' (Fig. 1).

Travaux antérieurs

Les premiers travaux géologiques effectués dans la région de Belleterre remontent à 1918 lorsque Wilson cartographia la partie sud-est du canton de Guillet (Auger, 1952). La région de Gaboury fut par la suite cartographiée par Retty (1930) qui poursuivit ses travaux de reconnaissance dans le canton de Guillet en 1934. La première découverte d'or eut lieu cette même année sur les terrains de la mine Belleterre dans la partie centrale du canton de Guillet (Auger, 1952). En 1935, Henderson publia deux rapports géologiques qui décrivaient la géologie économique aux environs du lac Guillet, un peu au sud des terrains de la mine Belleterre (Auger, 1952).

Le seul producteur d'or de la région a été le Groupe Belleterre Québec Mines Limited qui exploita les filons no. 1, 2, 11, 12, 13, 14 et 18 de la mine Belleterre de 1936 à 1959. L'ancienne mine Belleterre a produit plus de 960 000 onces d'or à partir d'un minerai dont la teneur moyenne était de 0,4 once (13,7 grammes) d'or par tonne. La majorité de cette production provenait de la veine no. 12 (Trenholme, 1948). Plusieurs travaux d'exploration ont été réalisés dans le canton de Guillet lorsque la mine Belleterre était en opération. À l'époque, ces travaux consistaient surtout à faire des tranchées recoupant les veines aurifères observées en affleurement. Des forages peu profonds étaient également effectués sur la plupart des filons aurifères.

Après la fermeture de la mine Belleterre en 1959, les travaux d'exploration ont été à peu près inexistantes dans la région jusqu'en 1971 lorsque Teck Corporation effectua la cartographie géologique et des relevés géophysiques (HEM, VLF, SP, MAG), sur les claims entourant le puits de la mine Aubelle (Pelletier, 1989). Plusieurs travaux géologiques ont été également effectués sur la propriété Aubelle entre 1979 et 1989. De 1979 à 1981, Sulpétre et St-Joseph Minerals, complétèrent une cartographie à l'échelle 1:2 000 accompagnée par des relevés

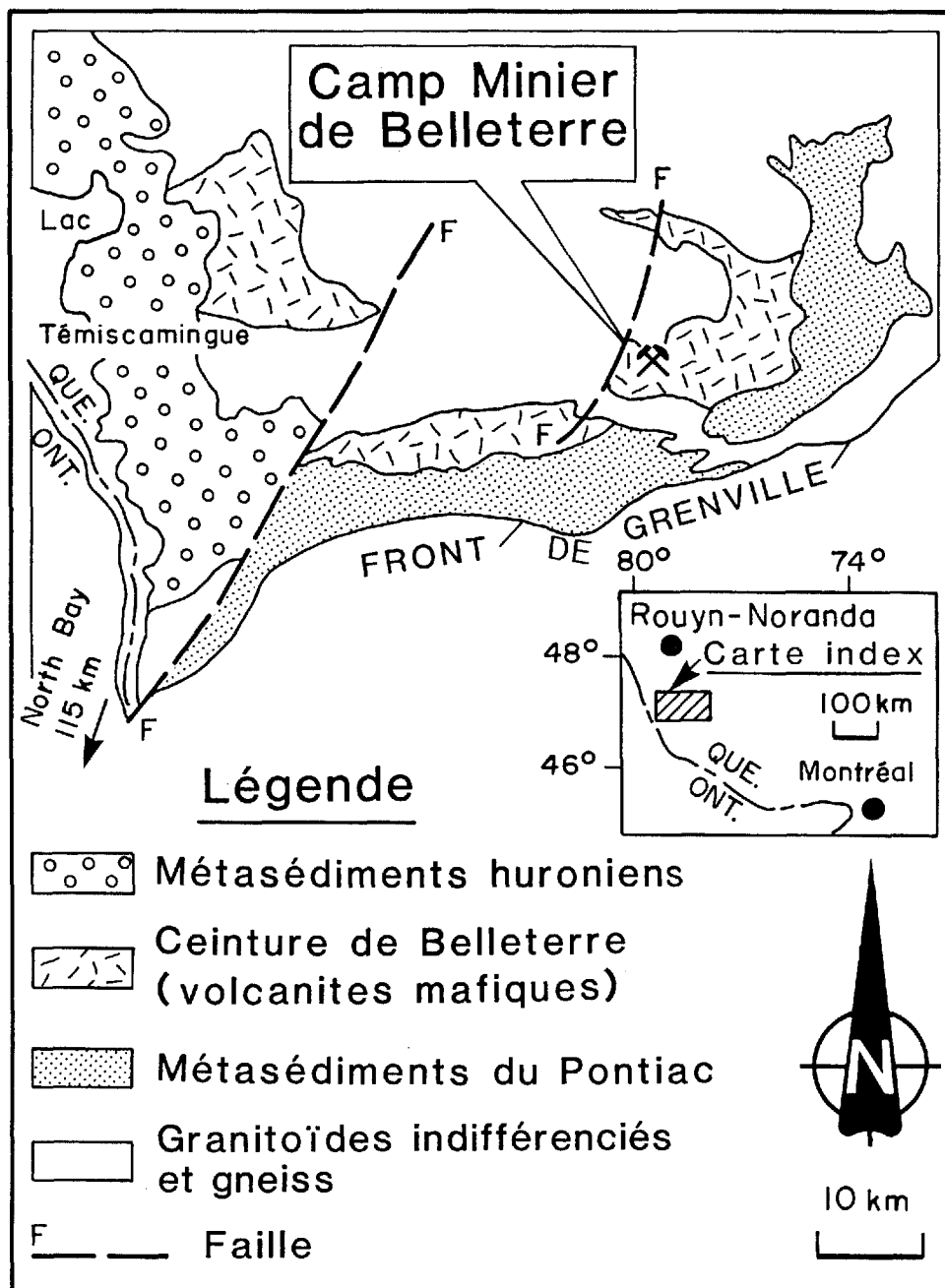


Figure 2: CARTE GÉOLOGIQUE SIMPLIFIÉE DE LA PARTIE SUD DE LA SOUS-PROVINCE DU PONTIAC ET LOCALISATION DU CAMP MINIER DE BELLETERRE.

pédogéochimiques, lithogéochimiques et géophysiques (HEM, VLF et MAG), des claims entourant la mine Aubelle. Plusieurs trous de forage furent également effectués lors de cette campagne d'exploration (Pelletier, 1989).

De 1983 à 1987, la compagnie Les Mines JAG Ltée, réalisa une importante campagne d'exploration sur les terrains de la mine Aubelle et ailleurs dans le canton de Guillet. Cette campagne comprenait des travaux géophysiques (IP, VLF, EM et MAG), une cartographie détaillée à l'échelle 1:2 000 et 149 sondages au diamant totalisant 24 000 mètres de forage (Pelletier, 1989). Plus d'une douzaine de filons aurifères furent localisés alors dans le canton de Guillet (Pelletier, 1989). Au début de 1988, Ressources Hallex dénoya le puits de la mine Aubelle et effectua alors la cartographie géologique des galeries souterraines avec un échantillonnage systématique de la veine no.1 et des ses épontes aux niveaux 2, 3 et 4 (Pelletier, 1989). Malheureusement aucun rapport géologique faisant état des résultats de cette campagne d'exploration n'a été rendu public par Ressources Hallex. Des résultats d'analyses réalisées sur les échantillons furent toutefois dévoilés par JAG en décembre 1988 (L'ECHO, 1988). Ces résultats affichaient une moyenne de 0,178 once d'or (0,6 gramme) par tonne et un tonnage prouvé et probable de près de 350 000 tonnes métriques. Les réserves prouvées de la veine no. 1 sont évaluées à 54 750 tonnes métriques à une teneur de 4,44 grammes d'or par tonne à partir de la surface jusqu'à une profondeur de 190,5 mètres (Pelletier, 1989).

D'importants travaux géologiques furent également effectués par Ressources Audrey Inc. à l'intérieur du canton de Guillet entre 1986 et 1988. Cette société détient 315 claims qui ont presque tous été couverts par des levés géophysiques (MAG et EM). Une cartographie détaillée de plusieurs claims a également été réalisée au cours des trois étés. Cette campagne d'exploration devait résulter en la découverte d'un important indice aurifère localisé à moins de deux kilomètres au nord de la mine Aubelle (Fig. 1). Cet indice aurifère que nous dénommons ici l'indice Audrey fut la cible de plusieurs forages et d'un échantillonnage en vrac à la suite du nettoyage mécanique de l'affleurement. Un échantillonnage en vrac de 982 kg a donné une teneur moyenne calculée de 4,24 grammes d'or par tonne métrique avec une teneur moyenne récupérée de 3,9 grammes par tonne métrique (Laurin, 1988).

Par ailleurs, d'autres travaux géologiques considérables furent effectués en 1987 et 1988 sur l'indice Gains-Moore (indice no. 19) dans la partie nord-est du canton de Guillet par les Mines Orina (Hawley, 1989). Cette propriété était auparavant détenue par Les Mines Patino qui avaient effectué plus de 200 mètres de forage en 1977 sur des cibles géophysiques. Les résultats obtenus étaient de 0,01 à 0,03 once d'or (0,3 à 1,0 gramme) par tonne métrique (Hawley, 1989). Les Mines Orina ont de leur côté effectué des levés géophysiques (MAG et VLF-EM), et pédogéochimiques avec une cartographie sommaire de la propriété (Hawley, 1989). Ces travaux devaient permettre la découverte de deux horizons magnétiques riches en pyrite et pyrrhotite qui furent subséquemment forés en 1988. Aucune valeur en or n'a été détectée à l'intérieur des niveaux magnétiques mais des teneurs en argent de 0,02 et 0,03 once/tonne et de cuivre variant de 0,047 à 0,22 % furent obtenues (Hawley, 1989).

Méthodologie

La première étape de l'étude a été consacrée à la compilation des fiches de gîtes pour chacun des indices aurifères qui ont par la suite été localisés à partir des photographies aériennes, des cartes topographiques et des cartes de compilation géoscientifiques au 1:10 000. Cette phase initiale fut suivie par la cartographie détaillée des indices. Pour chaque indice visité, nous avons relevé les surfaces planaires (stratification, schistosité, zones de failles et cisaillement, veines) et les éléments linéaires (linéations des intersections, axes de pli et linéations minérales) en appliquant de façon rigoureuse le principe de recoupement tel que décrit par Turner et Weiss (1963). Tous les types de veines ont été mesurés et l'âge relatif de chaque réseau a été déterminé à partir de leurs relations de recoupement. Un échantillonnage systématique des roches hôtes, des dykes de lamprophyre et des divers types de minéralisation potentiels (veines, disséminations et formation de fer) a complété les relevés de terrain. Il faut toutefois noter que la qualité d'affleurements n'était pas toujours adéquate pour une analyse ponctuelle détaillée car plusieurs des indices consistaient en d'anciennes tranchées presque entièrement recouvertes de mort-terrain et de végétation.

Les études mégascopiques et microscopiques de plus de cinquante échantillons représentatifs ont par la suite été réalisées en laboratoire. Tous

Les minéraux opaques et transparents ainsi que toutes les textures furent identifiés. Près d'une centaine d'analyses chimiques (roche totale, teneur en or et/ou métaux de base, etc.) ont été aussi effectuées au CRM.

La cartographie de ces affleurements soit à l'échelle du 1:500, 1:250 ou 1:100 a permis de déterminer le contexte géologique global de la minéralisation aurifère. La majorité des cartes géologiques des indices aurifères apparaissent en pochette à la fin de ce rapport.

Remerciements

Cette étude a été réalisée grâce à la collaboration des géologues Jacques Laurin des Ressources Audrey Inc. et Yves Pelletier des Mines JAG Ltée qui nous ont permis de visiter plusieurs indices aurifères de la région. Nos remerciements s'adressent également au Dr. Jacques Béland de l'Université de Montréal ainsi qu'à Jean-François Couture et Pierre Pilote du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec pour leurs discussions constructives sur le terrain.

Nous voudrions également remercier les prospecteurs Gérard Rivard et Armand Jolette pour nous avoir fait visiter plusieurs affleurements clefs de la région. Nous avons en plus profité des services du photographe Gunter Shonbeck de l'Université de Montréal et du dessinateur André Lacombe de l'École polytechnique pour la réalisation des illustrations et des figures du présent rapport. Le manuscrit a été revu et corrigé par Pierre Pilote qui a apporté des modifications significatives à la présentation de ce travail.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région de Belleterre se localise dans la partie centre-sud de la sous-province de Pontiac à l'intérieur du bouclier canadien (Card et Ciesielski, 1986; Ludden et Hubert, 1986; Ludden et al., 1986). Dans cette région, les roches supracrustales archéennes font partie du sillon volcano-sédimentaire de Baby (Imreh, 1978) que nous décrivons ici comme la ceinture de roches vertes de Belleterre.

Cette ceinture de roches volcano-sédimentaires se localise à environ 10 km au nord du Front de Grenville (Rivers et al., 1989) et est séparée de cette

structure tectonique par les roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac (Fig. 2). Ces roches archéennes sont recouvertes en discordance par les roches sédimentaires huroniennes dans la partie ouest de la région et recoupées par plusieurs plutons granitiques et dykes de composition felsique à ultramafique (ex. syénite porphyrique, lamprophyres, etc.).

Tous les indices cartographiés durant l'été 1989 se localisent à l'intérieur du sillon volcano-sédimentaire à l'exception de l'indice no. 22 qui se situe dans le Groupe de Pontiac et de l'indice no. 3 qui se retrouve à l'intérieur d'un pluton granitique (Avramtchez et Lebel-Drolet, 1981, feuillet 31-M).

La ceinture de Belleterre consiste en une étroite bande de roches volcano-sédimentaires de forme arquée qui se compose principalement de coulées de laves mafiques aux faciès massifs et coussinés (Fig. 2). Ces laves sont intercalées par plusieurs filons-couches de gabbro et diorite, ainsi que par d'étroites bandes de roches volcanoclastites et sédimentaires terrigènes. D'importants réseaux de dykes felsiques (porphyres feldspathiques) et ultramafiques (lamprophyres) s'injectent à l'intérieur de l'assemblage volcanique. Toutes ces roches sont métamorphosées au faciès des schistes verts bien défini par la présence de chlorite et de biotite dans la plupart des lithologies. Plusieurs bandes de schistes et de mylonites recourent les volcanites dans les endroits de forte intensité de déformation. De leur côté, les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac se composent de grauwackes qui sont intercalé avec des gneiss à staurotide, des gneiss à grenat et des amphibolites (Rive, 1974).

La ceinture de Belleterre possède un grain tectonique orienté est-ouest dans la région de Belleterre et s'incurve rapidement vers l'est pour prendre une attitude nord-sud à la frontière entre les cantons de Guillet et Hallé (Fig. 2). Ce grain tectonique est subparallèle à une schistosité de flux régionale qui est présente à l'intérieur de la plupart des lithologies. Cette foliation montre une inclinaison générale supérieure à 70° vers le sud. Dans le secteur de Belleterre, la stratification et la schistosité régionale s'orientent localement nord-sud dans la zone axiale d'une structure anticlinale synforme tardive que nous dénommons ici l'anticlinal de Belleterre (Fig. 3). Les principaux indices minéralisés se localisent sur le flanc sud de cette mégastucture ou dans sa zone de charnière (Fig.3).

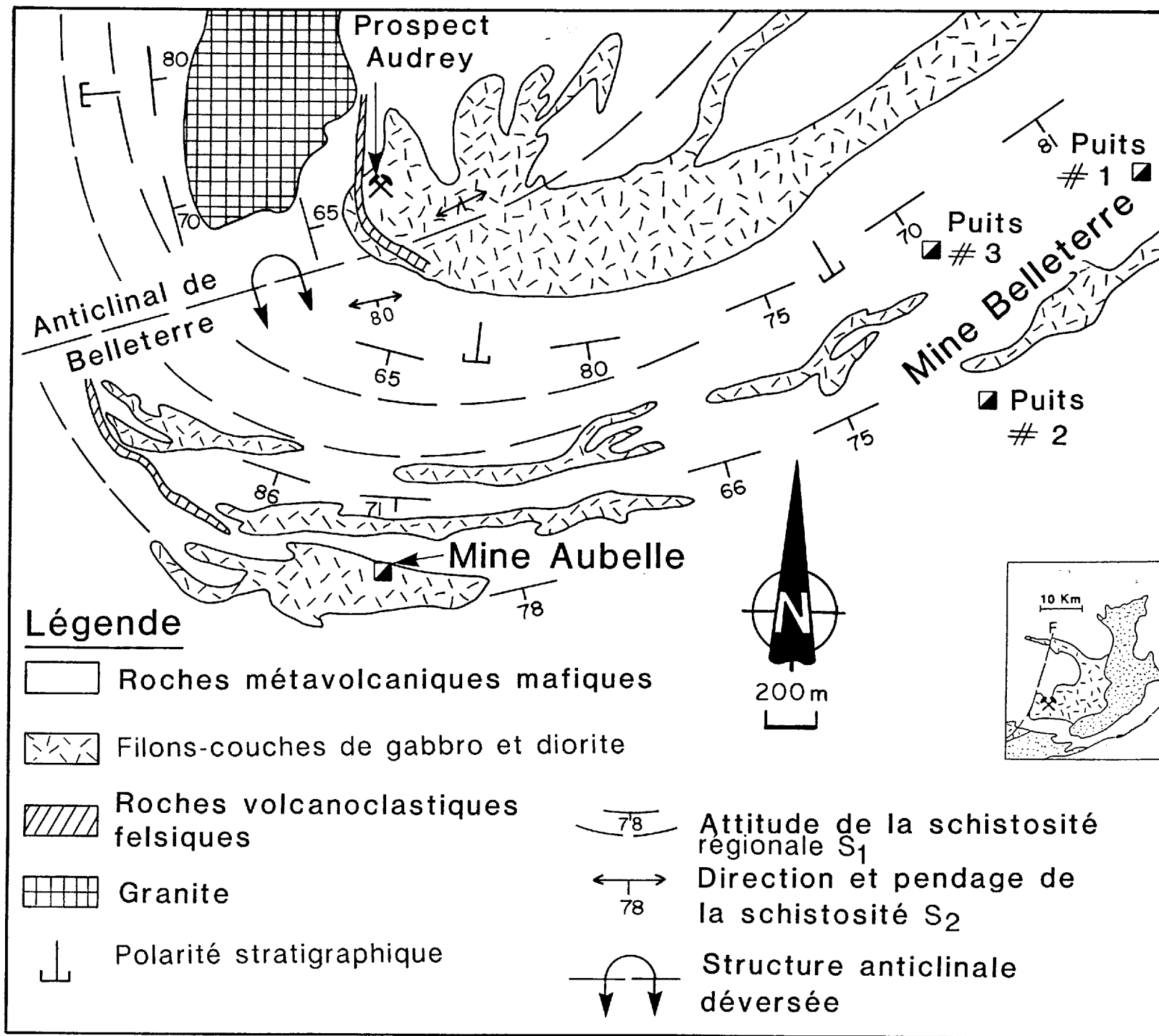


Figure 3: GÉOLOGIE RÉGIONALE SIMPLIFIÉE ET LOCALISATION DES TROIS PRINCIPAUX INDICES AURIFÈRES DU CAMP MINIER DE BELLETERRE.

APERÇU DU CONTEXTE STRUCTURAL DES INDICES AURIFÈRES

Les traits structuraux des roches supracrustales dans la région de Belleterre résultent d'une déformation progressive comprenant trois principaux incréments de déformation chronologiquement dénommés D1, D2 et D3. Les caractéristiques géométriques reliés à chacun de ces incréments ont été observés sur différents indices et seront décrits en détail pour chaque site individuel dans la section "GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE" (page 28).

Les éléments structuraux chronologiquement reliés à D1 sont définis par une schistosité de flux pénétrative S_1 , coplanaire avec le plan axial des plis P1, les axes de plis, les linéations d'intersection et les linéations minérales et d'étirement L1. La schistosité S_1 est observée sur presque tous les affleurements de la région et elle se caractérise habituellement par une tectonite de type S>L (Flinn, 1962). La surface S_1 correspond avec l'aplatissement des coussins dans les métavolcaniques ou avec l'axe long des fragments à l'intérieur de brèches et des volcanoclastites. Cette foliation régionale s'oriente NE-SO dans la région de la mine Aubelle et tourne progressivement en allant vers l'ouest pour prendre une attitude est-ouest dans la partie centrale de la région et nord-sud à la hauteur de l'indice Audrey (Fig. 2). S_1 montre une inclinaison moyenne générale de 75° vers le sud. Les plis P1 coïncident avec des flexures mésoscopiques de la stratification et/ou de la schistosité S_1 lorsqu'il s'agit de plis intrafoliaux associés aux zones d'intense déformation.

Tous les plis P1 observés en affleurement se caractérisent par une surface axiale subparallèle à la direction générale de S_1 . Dans la plupart des cas, il s'agit de plis serrés à isoclinaux plongeant à plus de 50° vers l'ouest ou vers l'est. De nombreux plis intrafoliaux possèdent des plongées très variables pouvant passer de subhorizontales à subverticales sur un même affleurement. Ces flexures coïncident possiblement à des plis en fourreau formés par l'amplification de culminations initiales.

Les linéations minérales et d'étirement L1 sont très faiblement développées et n'ont été observées que quelques endroits. La linéation minérale typique coïncide avec l'axe long des amphiboles aciculaires ou des agrégats de phyllosilicates et plonge faiblement à modérément vers l'est ou vers l'ouest (voir indice Audrey). Quelques fragments lithiques dans les roches

volcanoclastiques montrant un axe long avec plongée subverticale ont été observés à l'indice 19.

L'incrément D2 de la déformation progressive est responsable du plissement régional à l'échelle mégascopique et du développement d'un clivage de crénulation S_2 et d'une multitude de zones de cisaillement recoupant le plan d'anisotropie antérieur S_1 . La plupart des indices aurifères importants se localisent à l'intérieur de ces zones de cisaillement.

Le changement d'orientation de la stratification et de la schistosité régionale S_1 permet de tracer une mégaflexure P2 dénommée l'anticlinal de Belleterre (Fig. 3). Il s'agit d'un synforme anticlinal plongeant fortement vers l'est. Le clivage de crénulation S_2 est coplanaire avec le plan axial de cette structure et s'incline à plus de 75° vers le sud.

Deux types de zones de cisaillement ductile-fragile contiennent la minéralisation aurifère. Le type 1 se développe à l'intérieur de lithologies homogènes et isotropes et le type 2 à l'intérieur de lithologies anisotropes (Tourigny et Schwerdtner, 1990). Le type 1 consiste en d'étroites bandes de déformation variant d'un centimètre à 1,5 mètre de largeur et recoupant les roches dépourvues de fabrique pré-existante. Ces lithologies consistent principalement en des diorites et/ou des gabbros non foliés. La principale zone minéralisée qui se retrouve dans ce type de cisaillement est observée à l'indice Audrey (Fig. 26). Le type 2 se retrouve à l'intérieur des lithologies anisotropes et très bien foliées. Ces roches consistent en des laves mafiques et/ou des volcanoclastites déformées. La foliation prédominante qui forme le principal plan d'anisotropie coïncide avec la schistosité S_1 . Les zones de cisaillement aurifères recoupent généralement les plans S_1 à faible angle ou lui sont subparallèles. De très beaux exemples de ces zones de cisaillement sont présents à l'indice no. 8 (mine Aubelle, Fig. 14, en pochette).

Les deux types de zones de cisaillement s'orientent est-ouest et s'inclinent fortement vers le sud ($>80^\circ$). La fabrique sigmoïde interne aux bandes de déformation indique des déplacements latéraux dextres ou senestres. Dans les roches isotropes, un système senestre orienté ENE-OSO semble représenter la contrepartie conjuguée du système dextre dominant. Une faible composante de mouvement vertical normal est observée en sections transversales pour les types 1 et 2. La minéralisation aurifère se retrouve généralement sous forme de veines

de quartz subverticales qui occupent la partie centrale des zones de cisaillement. Les relations de recoupement entre les zones de cisaillement (types 1 et 2) et le clivage de crénulation S_2 ne sont pas claires sur le terrain et pour cette raison on attribue l'âge de formation de ce clivage et des zones de cisaillement à l'épisode D2.

Le troisième incrément D3 de la déformation progressive est représenté par un clivage de crénulation, par des zones de failles ductiles et fragiles à rejet latéral mineur ainsi que par des zones de cisaillement ductile d'ordre millimétrique. Toutes ces structures tardives s'orientent de nord-ouest à nord-sud et sont généralement subverticales. L'événement D3 n'a aucune influence sur la distribution spatiale des lithologies et sur la géométrie interne des corps aurifères.

Auger (1952) a identifié trois systèmes de failles cassantes dans le canton de Guillet. Les principales cassures sont subverticales s'orientent ENE-OSO. Elles montrent un déplacement horizontal apparent senestre (voir carte no. 807, Auger, 1952). Des bandes de schiste à talc et chlorite ainsi que de nombreux filons de quartz et dykes de compositions variées (lamprophyres, quartzofeldspathiques, etc.) longent ces cassures. Aucune valeur aurifère notable n'a été obtenue lors des sondages de ces zones de déformation par Belleterre Québec Mines Ltée. (Auger, 1952). Le second réseau de failles correspond à de nombreuses zones d'intense déformation subverticales, orientées est-ouest et montrant un mouvement apparent horizontal dextre (Auger, 1952). Le troisième réseau s'oriente nord-sud à NE-SO et est souligné par des dépressions topographiques où l'on peut parfois observer des brèches tectoniques le long des falaises (voir carte 807, faille au nord du lac Girard, Auger, 1952). Le mouvement apparent horizontal de ces cassures tardives est dextre (Auger, 1952).

PÉTROGRAPHIE DES ROCHES ENCAISSANTES AUX MINÉRALISATIONS AURIFÈRES

Les lithologies les plus communes dans le camp minier de Belleterre consistent en des volcanites mafiques et des volcanoclastites felsiques intercalées de filons-couches de gabbro et/ou diorite (Tableau 1). Ces lithologies sont en association spatiale intime avec des formations de fer au

TABLEAU I: Caractéristiques géologiques des principaux indices aurifères de la région de Belleterre. Voir figure 1 pour localisation.

INDICE	LITHOLOGIE(S) HÔTE(S)	STRUCTURE(S) HÔTE(S)	MINÉRALISATION	MINÉRAUX OPAQUES	NO. ET RÉSULTAT D'ANALYSE
003	Diorite quartzifère	Zone de cisaillement	Veine de quartz	2 % Cp-Py-Sp disséminées	22249 = 2,4 ppm Au
005	Basalte massif, brèche basaltique	Zone de cisaillement	Veine de quartz	1 % Py, Po disséminées	22245 = 32 ppb Au 22246 = 0,11 ppm Au
006	Tuf felsique, formation de fer oxydée	Stratification, formation de fer oxydée	Dissémination: remplacement oxydes par sulfures.	30 % de Mt, Py, Po, Cp, Lm	22206 = 1,7 ppm Au 22248 = 98 ppb Au
007	Basalte cisailé	Zone de cisaillement	Veine de quartz	2-5 % Py, Cp, Gn, Sp disséminées	22251 = 50 ppm Au
008 (Mine Aubelle)	Basalte cisailé, volcanoclastite felsique et gabbro/diorite	Zone de cisaillement	Veine de quartz	1-10 % Py, Po, Sp, Gl	22205 = 7,1 ppm Au 22216 = 0,70 ppm Au 22206 = 1,7 ppm 22210 = 2,1 ppm 22263 = 15 ppm
011	Basalte cisailé	Zone de cisaillement	Veine de quartz	10 % Py, Gl, Cp, Sp	22253 = 50 ppm
014 (Mine Belleterre, veine no 11)	Basalte cisailé	Zone de cisaillement	Veine de quartz	3-10 % Py, Cp, Sp, Po, Gl, Au	22257 = 1,5 ppm Au

Cp= chalcopryrite
 Py= pyrite
 Sp= sphalérite
 Po= pyrrhotite
 Mt= magnétite
 Lm= limonite
 Gl= galène
 Au= or

(Suite)

TABLEAU I: Caractéristiques géologiques des principaux indices aurifères de la région de Belleterre.
Voir figure 1 pour localisation.

INDICE	LITHOLOGIE(S) HÔTE(S)	STRUCTURE(S) HÔTE(S)	MINÉRALISATION	MINÉRAUX OPAQUES	NO. ET RÉSULTAT D'ANALYSE
017 (Mine Belleterre, veine no. 12)	Basalte cisailé	Zone de cisaillement	Veine de quartz	5 % Py, Cp, Sp	22236 = 1,9 ppm 22237 = 29 ppm 22239 = 7,8 ppm
019	Laves porphyriques Grauwackes et tuf à lapillis	Schistosité et/ou stratification	Dissémination	10 % Py, Po, Cp	22241 = 6 ppb 22243 = < 5 ppb
021	Basalte	Fracture de tension	Veine de quartz	5 % Py	22232 = < 5 ppb
Audrey	Gabbro cisailé, basalte cisailé	Zone de cisaillement	Veine de quartz	5 % Py, Cp	20346 = 1,70 ppm 20352 = 5,3 ppm 20347 = 0,027 % 20354 = 7,4 ppm 20355 = 2,9 ppm
JAG	Tuf felsique	Stratification, formation de fer	a) Dissémination: remplacement oxydes par sulfures b) Veine de quartz	30 % Mt, Py, Po, Cp 2 % Py	22225 = < 5 ppb 22226 = 59 ppb 22230 = 0,17 ppm 22229 = < 5 ppb

Cp= chalcopyrite
Py= pyrite
Sp= sphalérite
Po= pyrrhotite
Mt= magnétite
Lm= limonite
Gl= galène
Au= or

faciès oxyde, avec des dykes quartzo-feldspathiques et des dykes de lamprophyre ultramafiques et parfois avec quelques bandes de roches métasédimentaires.

À l'intérieur des zones d'intense déformation, on remarque d'importants changements minéralogiques causés par une altération hydrothermale prononcée. Le type d'altération est fonction de la lithologie hôte et se manifeste par une forte carbonatation et/ou une chloritisation dans les protolithes mafiques alors qu'on observe plutôt une séricitisation et/ou une silicification dans les roches felsiques. La pyritisation est présente dans toutes les lithologies minéralisées.

Laves massives, coussinées et bréchiques

Les laves massives et coussinées sont de loin les morphofaciès les plus abondants à l'intérieur de la ceinture de roches vertes de Belleterre. Ces métavolcanites montrent une patine vert pâle à vert foncé et possèdent une couleur gris foncé en cassure fraîche. Les brèches de coulées sont peu communes dans la région et n'ont été observées qu'aux indices 006 et JAG (Fig. 1).

Les analyses chimiques d'échantillons de laves massives et coussinées de la mine Aubelle révèlent qu'il s'agit de basaltes avec un contenu en SiO_2 <54 % (voir annexe II, analyses 22202 à 22204). Ces roches possèdent une granulométrie variable passant généralement d'aphanitique dans les faciès coussinés et bréchiques jusqu'à une granulométrie moyenne de 3,0 mm à l'intérieur des coulées massives. Les coussinets sont généralement aplatis et allongés dans le plan horizontal parallèlement à la schistosité régionale. Dans les environs des mines Belleterre et Aubelle, certains coussins bien préservés montrent des pédoncules indiquant une polarité stratigraphique vers le sud. Cette polarité est également confirmée par la présence d'amydules de calcite située dans l'apex des coussins. De leur côté, les brèches de coulée forment de petits horizons lenticulaires discontinus intercalés dans les coulées massives ou coussinées. Ces brèches se composent de 10 à 15 % de fragments de basalte aphanitiques contenus dans une mésostase schisteuse. En surface horizontale, ces fragments sont de forme elliptique et montrent un axe long orienté parallèlement à la schistosité régionale.

L'examen de lames minces provenant des basaltes démontrent que cette roche possède une paragenèse épimétamorphique constituée par l'assemblage amphibole + plagioclase + quartz + épidote + chlorite + biotite + muscovite + leucoxène

+ carbonate + apatite + pyrite + pyrrhotite + rutile. Les textures caractéristiques sont micro-granoblastiques et nématoblastiques dans les zones de plus intense déformation. L'amphibole varie en composition de l'actinote à la hornblende et montre fréquemment une zonation interne inverse ou normale. Cette phase est la plus abondante et constitue généralement plus de 35 % du volume total de la roche. Cette amphibole baigne dans une mésostase constituée de plagioclase altéré, de chlorite, d'épidote, de carbonate, de leucoxène et de quartz. La muscovite est également présente dans les zones d'altération en bordure des veines aurifères où l'amphibole disparaît complètement.

Le plagioclase (albite-andésine) forme moins de 10 % de la roche et se retrouve sous forme de plages résiduelles parsemées de saussurite ou sous forme de microphénocristaux d'albite. Dans ce dernier cas, la texture habituelle est typiquement intergranulaire, les interstices entre les microlites de plagioclase étant occupés par la chlorite, l'épidote ou le leucoxène. Le quartz, lorsqu'il est présent, se retrouve dans la mésostase sous forme de petits agrégats recristallisés et provenant de l'altération du plagioclase original. L'amphibole, la chlorite et l'épidote sont les principaux minéraux de la mésostase. Les minéraux accessoires sont représentés par la biotite, la muscovite, le leucoxène et le carbonate (calcite-ankérite). Les sulfures (<5 %) et les oxydes de fer sont présents sous forme de pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, magnétite et rutile disséminés.

Laves porphyriques

Cette lithologie a été observée à l'indice 19 à l'extrémité est du canton de Guillet. Il s'agit de coulées de laves massives et coussinées montrant une teinte rouille en patine et vert moyen en cassure. La roche se compose de 10 à 25 % de porphyroblastes (0,5 à 3 cm) de plagioclases blanchâtres contenus dans une mésostase schisteuse et subaphanitique (Fig. 4).

Les plagioclases, parfois zonés, sont de forme subarrondie et sont presque entièrement pseudomorphosés par des agrégats composés de mica blanc, zoïsite, chlorite, quartz et carbonate. Certains phénocristaux sont complètement remplacés par le quartz qui forme alors des plages polycristallines entourées de mica blanc. La mésostase microcristalline se compose de chlorite, muscovite, quartz, épidote, plagioclase et leucoxène. L'actinote peut se trouver en faible



Figure 4 Vue en plan des laves gloméroporphyriques de l'indice 19. Notez la présence de vésicules subsphériques adjacentes aux phénocristaux de plagioclase.

quantité mais ne coexiste pas avec la muscovite qui est généralement abondante. La pyrite idiomorphe, la pyrrhotite et la magnétite occupent jusqu'à 15 % du volume total de la roche.

Tufs felsiques et formations de fer au faciès oxyde

Des lits de tuf rhyolitique forment de minces bandes (<20 mètres d'épaisseur) intercalées à l'intérieur des volcanites mafiques (Fig. 3). Cette roche se caractérise par une stratification bien préservée définie par l'alternance de lits siliceux blancs et de lits chloriteux de teinte vert pâle en surface altérée. Des horizons de magnétite sont fréquemment interstratifiés avec ces niveaux felsiques tel qu'observé aux indices 006, Audrey et JAG (Fig. 5).

Ces roches constituent d'excellents niveaux-repères puisqu'elles arborent une bonne continuité latérale à l'échelle du canton de Guillet (voir Fig. 3 et Auger, 1952). Les lits felsiques (<15 cm) se composent de plus de 80 % de quartz microcristallin (<0,06 mm) recristallisé et formant une mosaïque équigranulaire à extinction ondulante. De petites lamelles de muscovite (5-10 %), d'orientation aléatoire, remplissent les fractures entre les grains de quartz. Les minéraux accessoires se composent de chlorite, carbonate, clinzoïsite, pyrite et magnétite.

Les formations de fer oxydées consistent en des bandes d'environ 1,0 mètre d'épaisseur composées de lits de magnétite interstratifiés avec les lits de tuf felsique (Fig. 5). Les lits de magnétite contiennent environ 20-30 % de magnétite, 50 % de quartz et des quantités variables de chlorite, muscovite, biotite, épidote et limonite. Localement, l'épidote peut se retrouver en abondance (20 %) en bordure de certains lits de magnétite mais elle se loge également à l'intérieur de ceux-ci.

Tufs à lapillis

Les tufs à lapillis ont été identifiés à l'indice 19. Il s'agit d'une roche de teinte beige à la patine et gris moyen à la cassure. Cette unité se compose localement de bancs épais de tuf (>50 cm) alternant avec des lits de sédiments graphitiques. Les structures sédimentaires telles que le granoclassement des lapillis et des blocs ainsi que les laminations parallèles et entrecroisées sont



Figure 5 Vue en plan de lits de magnétite interstratifiés avec des lits de tuf felsique blanchâtre. Indice JAG.

très bien préservées dans cette unité volcanoclastique. Certains lits montrent également une base érosive marquée de petites dépressions centimétriques. Toutes ces structures indiquent une polarité stratigraphique faisant face au sud à l'indice 19.

Les bancs de tuf massifs se composent de plus de 50 % de lapillis de quartz et de plagioclase dont le diamètre moyen est de 2,5 mm. Les blocs peuvent représenter jusqu'à 15 % de la fraction principale. Il s'agit surtout de clastes de pélites possédant parfois un rubanement interne indiqué par la présence de lamines carbonatées. Ces fragments lithiques sont de forme elliptique et s'allongent parallèlement au plan de la schistosité (Fig. 6).

Gabbros

D'importants filons-couches de gabbro s'intercalent à l'intérieur de l'empilement volcanique et peuvent être tracés de façon assez continue dans le canton de Guillet (Fig. 3). Tous les échantillons étudiés au microscope proviennent de l'indice Audrey (Fig. 3).

Il s'agit d'une roche homogène et isotrope de teinte gris pâle à la patine et gris foncé en cassure fraîche. La texture porphyrique est définie par les phénocristaux d'amphibole entourés de plages mélanocrates riches en plagioclase altérés et en minéraux secondaires. L'amphibole (1,0-6,0 mm; 30-60 %) se compose surtout d'hornblende verte partiellement remplacée par la chlorite et l'épidote. Dans certains échantillons, l'hornblende est peu abondante et l'amphibole se retrouve sous forme d'actinote fibreuse. Le plagioclase (10-20 %) est interstitiel aux cristaux d'amphibole et montre parfois les macles polysynthétiques de l'albite. Il se présente sous forme de plages limpides irrégulières parsemées d'épidote, de quartz et de chlorite secondaires. L'épidote, la chlorite, le quartz, le leucoxène et la calcite sont les principaux minéraux de la mésostase.

Dykes quartzo-feldspathiques

Les dykes quartzo-feldspathiques sont rencontrés sur plusieurs indices aurifères de la région. Les dykes cartographiés ont une puissance moyenne de 1,0 mètre et recoupent généralement la schistosité dans les volcanites. Il s'agit d'une roche homogène généralement massive et de couleur beige en patine et gris



Figure 6 Vue en plan de blocs pélitiques aplatis selon la schistosité régionale (S_1), dans un tuf à lapillis de l'indice 19.

pâle à rose à la cassure. Leur granulométrie est ordinairement grossière (>3,0 mm) et la roche se caractérise par une texture porphyrique donnée par l'abondance de phénocristaux de plagioclase (30-45 %) et de quartz (10-20 %). Le plagioclase se compose principalement d'andésine, d'albite et d'orthose laquelle montre fréquemment les macles caractéristiques de Carlsbad. La damouritisation des plagioclases est très prononcée et résulte en la formation de grandes plages de mica blanc cotoyées par la calcite, l'épidote et le quartz. Le quartz se retrouve également sous forme de petites inclusions vermiculaires à l'intérieur des plagioclases ou comme plages irrégulières au contact entre les cristaux de plagioclase. Localement, ces dykes peuvent contenir plus de 10 % de sulfures (pyrite, pyrrhotite, etc.) disséminés.

La mésostase (20-30 %) consiste en un agrégat de mica blanc, calcite, épidote (zoïsite et clinozoïsite) et quartz. L'apatite idiomorphe est le minéral accessoire le plus commun. Deux analyses chimiques (22271 et 22212, annexe II) ont donné des valeurs de 68,1 % et de 70,1 % en SiO₂ respectivement. Selon la classification de Gélinas et al. (1977), ces roches représenteraient l'équivalent intrusif des rhyodacites (67 % < SiO₂ < 71 %).

Dykes de lamprophyre

Les dykes de lamprophyre ultramafiques ont été observés sur la plupart des indices aurifères de la région. Ce sont de petites intrusions (<2,0 mètres d'épaisseur) qui recoupent généralement toutes les autres lithologies et les zones aurifères. Il s'agit d'une roche à grain grossier (2,0-4,0 mm) de teinte vert foncé en surface d'altération et en cassure fraîche avec une texture lépidoblastique bien développée.

On distingue deux principales variétés de lamprophyres sur les terrains de l'indice Audrey et de la mine Aubelle (Tableau 2). À l'indice Audrey, les principaux dykes montrent une orientation est-ouest et nord-sud tandis que ceux cartographiés à l'indice Aubelle s'orientent essentiellement nord-sud.

Les dykes est-ouest à l'indice Audrey se distinguent principalement des autres dykes par l'abondance d'amphibole fibreuse de composition actinolitique (Tableau 2). Ces lamprophyres contiennent de 30 à 40 % d'actinote et de 30 à 40 % de biotite qui forment des porphyroblastes ou agrégats fibreux séparés par des porphyroblastes de plagioclase (albite-oligoclase) partiellement remplacés

TABLEAU 2: Pourcentage relatif des minéraux et minéralogie des dykes de lamprophyre des indices 008 (mine Aubelle) et Audrey.
 (tr = trace, AE = Aubelle, AUD = Audrey).

ÉCHANTILLON	Bo	Cl	Am	Pg	Qz	Cb	Ep	Ap	Py	Rl
AE 9	60			2	10	8	15		5	
AUD 2	60		2	2	20	15	tr	tr	I	tr
AUD 13	40	3	30	20	2	5			tr	

par l'épidote et le carbonate (Fig. 7). Ces lamprophyres correspondent à la variété de "lamprophyre à hornblende" décrits par Auger (1952).

Au contraire des dykes est-ouest, les dykes nord-sud de l'indice Audrey contiennent beaucoup plus de biotite (50-60 %) et peu ou pas d'amphibole et de plagioclase. Par contre, le quartz et le carbonate sont plus abondants dans ces roches (Tableau 2). Ces lamprophyres ont approximativement la même composition minéralogique que les dykes nord-sud à Aubelle (Fig. 8), sauf que ces derniers contiennent plus d'épidote (Tableau 2). Il s'agit dans les deux cas de la variété "lamprophyre à mica" de Auger (1952). Une des principales caractéristiques des lamprophyres est-ouest et nord-sud de l'indice Audrey est la présence de xénolites granitiques lesquels n'ont pas été observés dans les dykes de lamprophyre de l'indice Aubelle. L'aspect géochimique de ces différentes variétés de lamprophyres est discuté dans la section altération hydrothermale.

Schistes, phyllonites et mylonites

La plupart des indices aurifères se retrouvent à l'intérieur d'étroites bandes de déformation où la roche hôte est intensément recristallisée et transformée en schiste, mylonite ou phyllonite. Les deux variétés de schistes les plus communes sont les schistes à chlorite-carbonate et les schistes à muscovite dérivées respectivement de volcanites mafiques et felsiques.

Les schistes à chlorite-carbonate se retrouvent intercalés à l'intérieur des coulées de lave mafique ou d'intrusions mafiques (surtout gabbro, diorite). Il s'agit de tectonites bien foliées caractérisées par l'abondance de carbonates d'altération (calcite et ankérite) et/ou de chlorite qui définit une texture lépidoblastique (Tableau 3). L'assemblage typique tel qu'observé à la mine Aubelle se compose de chlorite + carbonate + biotite + muscovite + quartz + plagioclase + sulfures + oxydes (Tableau 3). Le carbonate peut atteindre parfois plus de 50 % alors que le contenu en chlorite est généralement inférieur à 40 %. La biotite (5-15 %) est habituellement remplacée par des agrégats de chlorite.

Les schistes à muscovite ont été observés à l'intérieur des roches volcanoclastiques de composition felsique à la mine Aubelle. Cette roche se compose de plus de 30 à 55 % de muscovite avec des quantités moindres de chlorite, d'épidote, de carbonate et de quartz. L'apatite peut-être présente dans

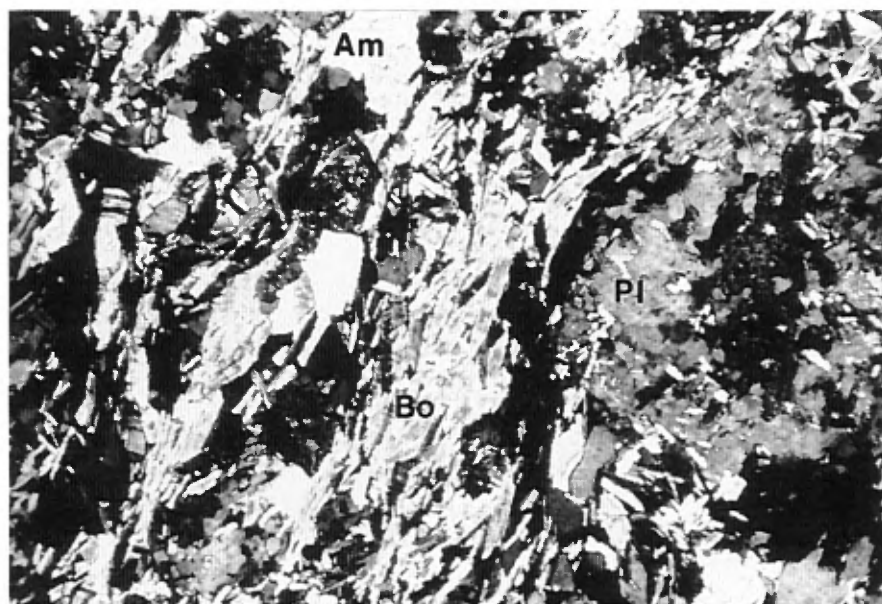


Figure 7 · Lame mince montrant la minéralogie typique des dykes de lamprophyre E-0 de la propriété Audrey. Bo = biotite, Pl = plagioclase, Am = amphibole. Lumière polarisée 5 X.

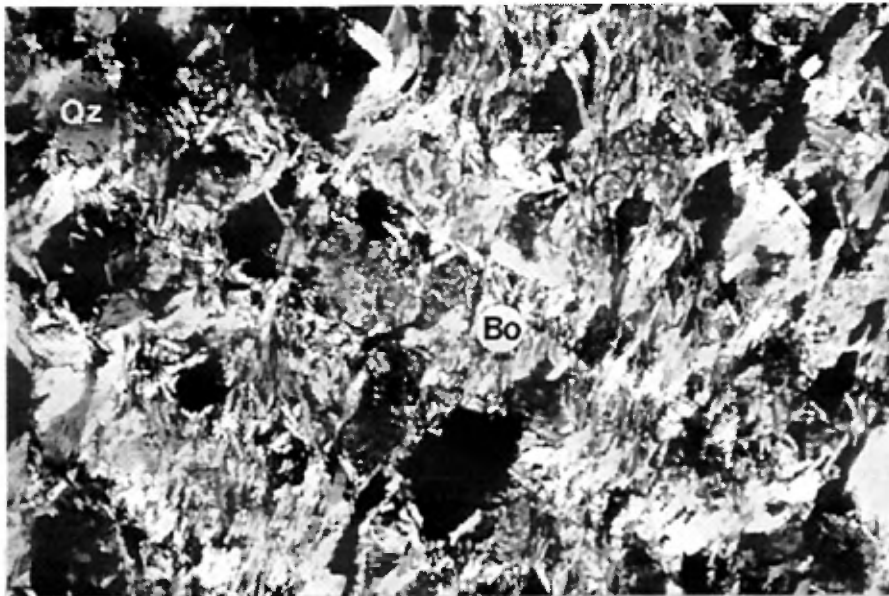


Figure 8 Lame mince d'un dyke de lamprophyre N-S à la mine Aubelle. Notez l'abondance de biotite entourant les phénocristaux de quartz. Lumière polarisée 5 X.

TABLEAU 3: Minéralogie typique des zones de schistes, phyllonites et mylonites.

ÉCHANTILLON	Qz	Cl	Bo	Mv	Ep	Cb	Am	Pl	Lx	Ap	Sf+Of	NOM DE LA ROCHE	PROTOLITHE
IN 8 - IB - 89	5	33	15	7		25		12	Tr		3	Schiste à chlorite - carbonate	Basalte
IN 8 - IC - 89	3	5	12	10		65		Tr			5	Schiste à chlorite - carbonate	Basalte
IN 8 - 5E - 89	7		1	70	12						10	Phyllonite	Tuf felsique
IN 8 - 3B - 89	10	15		55	Tr	15				Tr	5	Schiste à muscovite	Tuf felsique
AUD - 36 - 89	25	30			20	10		10	5			Mylonite	Gabbro

certains échantillons de schiste situés à proximité des veines de quartz.

D'étroites bandes (<2 cm) de phyllonites recourent localement les schistes à muscovite dans les zones de cisaillement. Ces phyllonites sont des roches aphanitiques contenant plus de 60 % de muscovite en très fines lamelles généralement orientées parallèlement à la schistosité pénétrante. Le quartz recristallisé forme de petits grains avec l'épidote qui remplissent les espaces entre les amas de muscovite phylliteux.

Les mylonites sont caractéristiques des zones de cisaillement qui recourent les roches isotropes grenues telles que les gabbros à l'indice Audrey. Il s'agit de petites bandes (1 cm à 1,5 mètre de largeur) qui possèdent parfois une bonne continuité latérale (>100 mètres). Le protolithe isotrope subit une diminution de granulométrie abrupte et passe à une roche à grain fin (<1,0 mm) qui se compose de bandes de chlorite anastomosées. Cette chlorite définit les plans S et C classiques (Berthé et al., 1979) qui séparent des plages grossières de forme losangique composées de plagioclase résiduel presque complètement pseudomorphosé en épidote, quartz, carbonate et leucoxène (Fig. 9). La chlorite résulte du remplacement de l'amphibole qui abonde dans le protolithe gabbroïque.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Description des principaux indices aurifères

Cette partie de l'étude décrit et analyse les principaux contrôles géologiques de la minéralisation aurifère. L'analyse géométrique des lentilles aurifères est essentiellement bi-dimensionnelle et s'appuie principalement sur les observations recueillies aux mines Aubelle et Belleterre ainsi qu'à l'indice Audrey. Puisque nos observations ont souvent été limitées par la mauvaise qualité ou même l'absence d'affleurements, l'ampleur de l'analyse est évidemment disproportionnée entre les différents indices. Tous les indices de moindre importance font l'objet d'une description sommaire apparaissant à l'annexe I.

Indice no. 3, 31M/07-003

L'indice no. 3 se localise dans la partie nord-est du canton de Blondeau (Fig. 1), à la bordure est du granite de Blondeau (voir carte de compilation

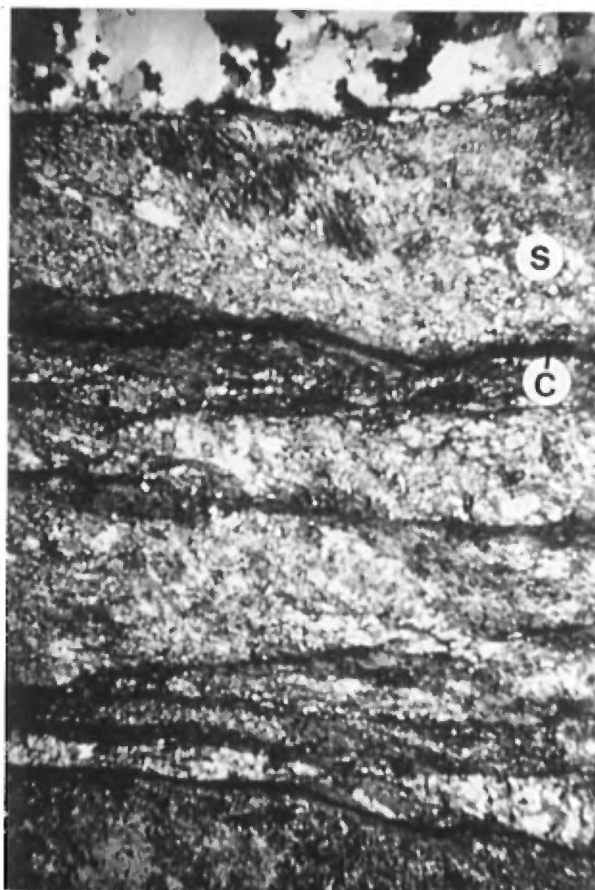


Figure 9 Lame mince d'une zone de mylonite recoupant un gabbro isotrope à l'indice Audrey. Notez les filonnets de chlorite qui définissent les plans S et C séparant les zones de quartz recristallisé et micromylonitisé. Lumière polarisée 5 X.

31M/7-0302 au 1:10 000 pour localisation géologique). La roche hôte consiste en une diorite quartzifère bien foliée à grain moyen (1,0 à 3,0 mm) altérée gris pâle en patine et de teinte gris foncé en cassure. La foliation est facilement reconnaissable par l'orientation préférentielle des minéraux mafiques (biotite et chlorite) qui définissent une attitude de N65, 65°SE.

Quoique la zone aurifère est décrite comme ayant une longueur de 120 mètres et une largeur de 12 mètres (voir GM #1166 et fiche de gîte 31M/07-003), nous n'avons pu observer cette zone que sur une superficie d'environ 1 mètre de longueur par 1 mètre de largeur à l'intérieur d'une ancienne tranchée. La minéralisation aurifère se retrouve dans une veine de quartz (Tableau 1) qui possède une largeur de 15 centimètres et s'oriente subparallèlement à la foliation à l'intérieur de la diorite. Cette veine est bordée de chaque côté par une petite zone (<2,0 cm) d'altération (séricitisation ?) et occupe la partie centrale d'une zone de cisaillement. La foliation externe à la zone de déformation s'intensifie progressivement en s'approchant de sa bordure mais demeure essentiellement parallèle à la foliation interne. Aucun indicateur cinématique à l'échelle mésoscopique n'a été observé dans la tranchée et le déplacement relatif de la zone de cisaillement aurifère reste indéterminé.

La veine aurifère se compose d'un quartz gris pâle avec 2 % de chalcopyrrite (<1,0 mm) finement disséminée et des traces de pyrite et de sphalérite (Tableau 1). Un échantillon de la veine a donné un résultat de 2,4 ppm d'or (Tableau 1 et annexe II). Cette valeur est beaucoup plus faible qu'une valeur de 17,97 g/tm d'or mentionnée dans la fiche de gîte 31M/07-003.

=====

Indice no. 5, 31M/07-005

L'indice no. 5 se situe à l'extrémité est du canton de Blondeau à l'intérieur d'une coulée de basalte massif intercalée de petits horizons bréchiformes (Figs. 1 et 10).

La roche hôte consiste en un basalte peu déformé recoupé par trois petites zones de cisaillement orientées d'est-ouest à est-sud-est et avec une forte inclinaison vers le sud (>70°). La schistosité est très bien développée dans les bandes de déformation où le basalte se transforme en un schiste à chlorite-carbonate.



— LÉGENDE —



Aire d'affleurements

V3B

Basalte



Brèche tectonique



Veine de quartz



Contact lithologique
présumé



Direction et pendage de
la schistosité



Direction et pendage des
veines de quartz



Direction et pendage des
joints et diaclases



Veine boudinée



Coulée massive



1 : 200

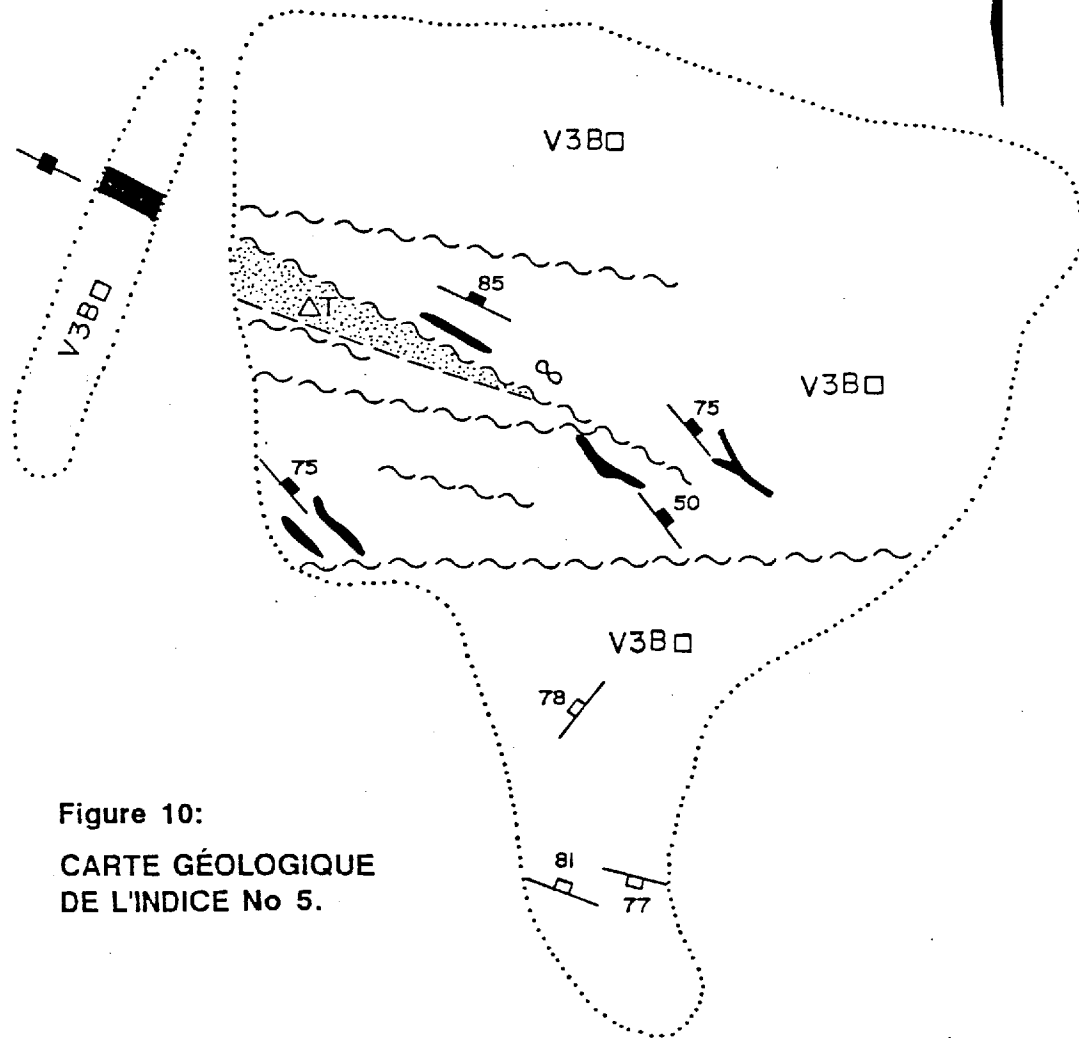


Figure 10:
CARTE GÉOLOGIQUE
DE L'INDICE No 5.

La zone de cisaillement minéralisée atteint 1,3 mètre de largeur et se caractérise par la présence d'une veine de quartz laiteux boudinée, localisée dans sa partie centrale (Fig. 10). De part et d'autre de la veine, la schistosité interne montre une attitude de N125, 64°S et est oblique aux bordures de la zone orientées à N104, 70°S. Cette relation angulaire anti-horaire et le pendage de la schistosité interne étant plus faible que celui de la bordure de la zone indiquent un déplacement apparent latéral senestre avec une composante verticale normale pour cette zone de cisaillement aurifère. Par ailleurs, on remarque qu'un clivage de fracture vertical orienté NE-SO est également développé dans la zone de schiste. Ce clivage pourrait être analogue aux fabriques "ECC" dites "extensional crenulation cleavage" (voir Platt, 1979, 1984; Platt et Visser, 1980).

En bordure des boudins de quartz, la schistosité principale est légèrement réorientée et définit de petites flexures symétriques avec des axes plongeant respectivement à N145, 68°SE et N117, 47°ESE. Ces linéations devraient théoriquement être orthogonale aux vecteurs d'écoulement dans la zone de cisaillement (Ramsay, 1967), indiquant que la composante horizontale du mouvement est plus importante que le déplacement vertical.

La minéralisation aurifère est essentiellement confinée à la veine de quartz rosâtre qui se retrouve dans la zone de cisaillement. Il s'agit d'une veine subverticale boudinée d'une largeur de 15 cm et orientée à N115° (Fig. 10). Elle se compose en majorité de quartz avec un faible pourcentage (<2 %) de sulfures constitués de pyrite et de pyrrhotite très finement cristallisées. Deux analyses pour l'or ont donné des valeurs respectives de 32 ppb et 0,11 ppm (Tableau 1). Ces valeurs sous-économiques sont nettement inférieures au résultat de 53,14 g/tm Au obtenu sur une épaisseur de 0,23 mètre lors d'anciens travaux d'exploration le long de cette même veine (voir fiche de gîte 31M/07-005).

Dans les épontes de la zone minéralisée quelques petites veines de quartz tardives peu déformées s'orientent NO-SE et s'inclinent de 50 à 85° vers le nord-est (Fig. 10). Il s'agit de veines de tension résultant d'une compression maximum orientée NO-SE lors d'un incrément postérieur au cisaillement senestre durant la déformation progressive.

=====

Indice no. 6, 31M/07-006

L'indice no. 6 se situe à la limite est du canton de Blondeau approximativement 20 mètres au nord de l'ancienne route de Belleterre et à moins de 40 mètres de la pointe sud du lac Chevrier (Fig. 1).

Ancienne propriété de Blondor Quebec Mines Ltd., ce prospect a été décrit comme coïncidant avec deux veines de quartz par Auger (1952, p. 54). Toutefois, nous n'avons localisé aucune veine de quartz importante lors de nos travaux de terrain. L'indice retrouvé correspond plutôt à une formation de fer au faciès oxyde à l'intérieur d'une bande de tuf felsique (Fig. 11).

Les tufs se caractérisent par une surface de stratification orientée est-ouest à NO-SE et fortement inclinée vers le sud-ouest ou le nord-est (Fig. 11). Les lits de tufs compétents décrivent en plan une multitude de plis disharmoniques, typiques des flexures produites par le mécanisme de flambage (Hudleston, 1986; Fig. 12). Dans les lits compétents, les plis sont de classe IB (Ramsay, 1967), montrent des charnières subarrondies et sont typiquement ptygmatisés (Fig. 12). À l'opposé, les lits incompétents décrivent des plis de classes 3 et 1B. L'examen détaillé de la Fig. 11 montre que ces flexures de faible longueur sont d'asymétrie dextre (nord de la tranchée) ou senestre (sud de la tranchée) et représentent probablement des plis de deuxième ordre sur les flancs d'une mégaflexure P1. Ils se caractérisent invariablement par une variation d'orientation de leur surface axiale subverticale passant brusquement de ENE à nord-sud (Figs. 11 et 12). La plongée à l'intérieur de la surface axiale varie de l'ouest au nord avec une inclinaison s'étendant de 62 à 80° (Fig. 11).

La formation de fer visible dans la partie sud de l'affleurement est intercalée entre les lits de tuf et est recoupée obliquement par une zone de cisaillement est-ouest, subverticale (Fig. 11). Elle se compose de lits étroits (1,5 cm) de magnétite alternant avec des niveaux de quartz recristallisé. Les lits de magnétite contiennent de 25 à 30 % de sulfures et d'oxydes dont 15 % de magnétite, 10 % de pyrite, 3 % de chalcopyrite, 2 % de covellite supergène et des traces de pyrrhotite et de limonite.

La magnétite se présente en grains grossiers (0,5-1,2 mm) subidiomorphes caractérisés par la présence de microfractures remplies de quartz, de chlorite ou biotite et parfois de sulfures. La pyrite subidiomorphe à idiomorphe est

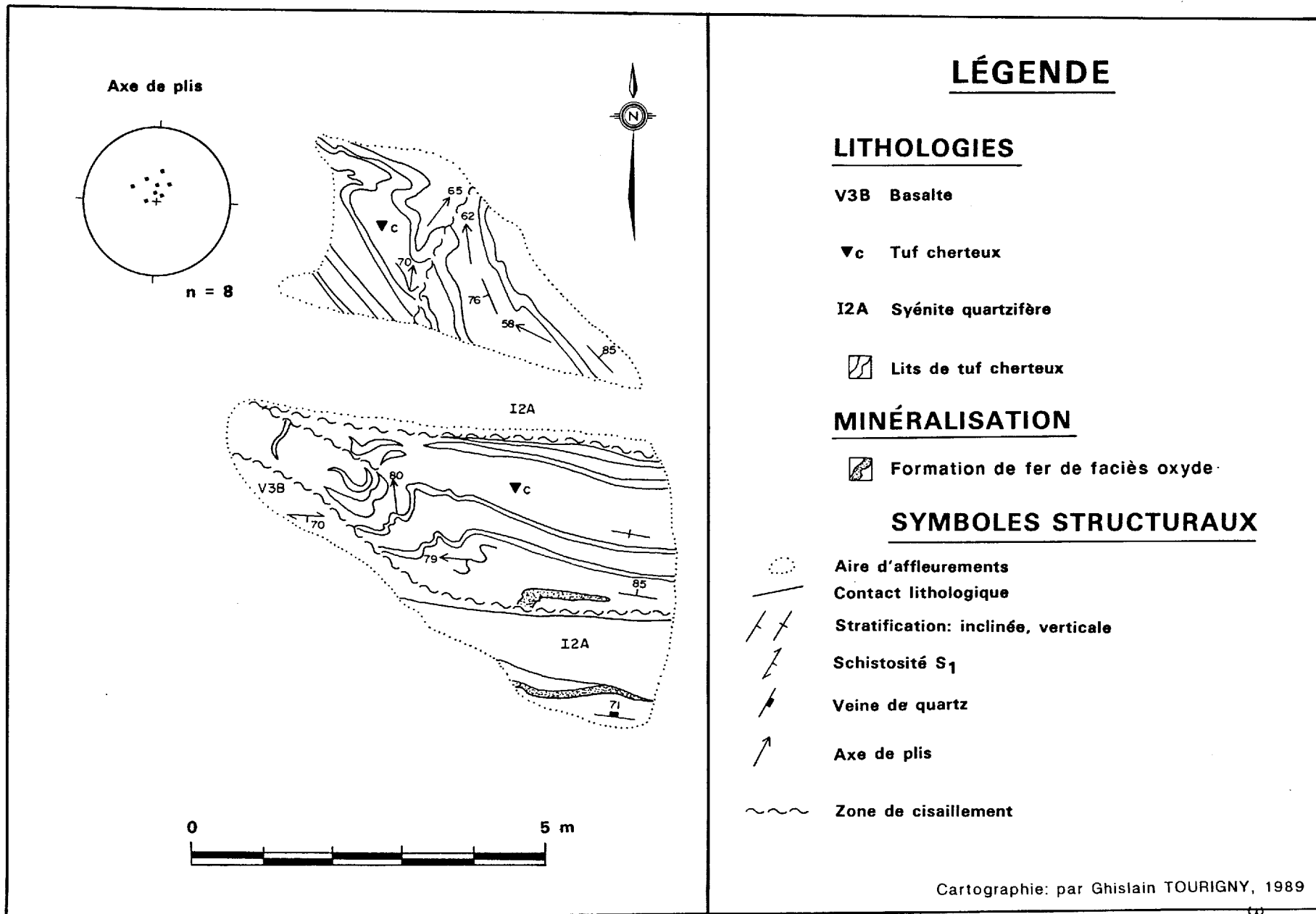


Figure 11: CARTE GÉOLOGIQUE DE L'INDICE No 6. NOTEZ L'ABONDANCE DE PLIS PARALLÈLES DISHARMONIQUES ET LE RECOUPEMENT DE LA FORMATION DE FER PAR LE DYKE QUARTZO-FELDSPATHIQUE.



Figure 12 Vue en plan des plis ptygmatisques et disharmoniques à l'intérieur du tuf felsique. Indice no. 6.

disséminée en bordure des bandes de magnétite et remplace souvent celle-ci le long de ses fractures ou à son pourtour (Fig. 13). La chalcopyrite constitue des plages irrégulières remplaçant la pyrite ou forme de petites inclusions globulaires avec la pyrrhotite à l'intérieur de la pyrite. La covellite supergène remplace la chalcopyrite et se retrouve comme un mince liséré autour des grains grossiers de chalcopyrite. Elle s'observe également en tant que petits cristaux dans les fractures du quartz et de la pyrite.

La veine aurifère correspondant à l'indice no. 6 décrit dans les travaux antérieurs (cf. Auger, 1952) a donné de très fortes teneurs en or pouvant atteindre 44,23 g/tm (voir fiche de gîte 31M/07-006). Les deux analyses de la formation de fer figurant à l'annexe II (1,7 ppm et 98 ppb) démontrent que le contenu en or de ce type de minéralisation est sous-économique à cet endroit. Par contre, le fait que cette formation de fer soit en voie de pyritisation peut être significatif du potentiel minéral de ce type de lithologies lors de campagnes d'exploration dans cette région.

=====

Indice no. 7, 31M/07-007

L'indice no. 7 se localise à environ 200 mètres au nord de l'ancienne route de Belleterre dans le canton de Guillet (Fig. 1). Cet indice, décrit sous le nom de veine Conway par Auger (1952), a été observé à l'intérieur d'une ancienne tranchée sur une longueur de 3 mètres. Il s'agit d'une veine de quartz blanc d'une épaisseur moyenne de 50 centimètres et recoupant un basalte très chloritisé et carbonaté. La schistosité régionale s'oriente ESE-ONO et s'incline à 65° vers le sud. Deux petites zones de cisaillement subverticales recoupent la schistosité à faible angle avec une direction de N65 et N85°.

Aucun indicateur cinématique fiable ne permet de déterminer le déplacement relatif de ces cisaillements.

La minéralisation aurifère est essentiellement confinée à la veine de quartz dont l'attitude générale est de N105, 75°S. La qualité de l'affleurement n'a pas permis d'observer la zone de cisaillement hôte qui est probablement occupée par la veine sur toute sa largeur. D'après Auger (1952), cette zone de cisaillement montre un déplacement apparent senestre en surface. La veine se compose de plus de 90 % de quartz recristallisé et d'environ 10 % de sulfures disséminés comprenant de la pyrite (2-5 %), de la chalcopyrite (1-3 %), de la

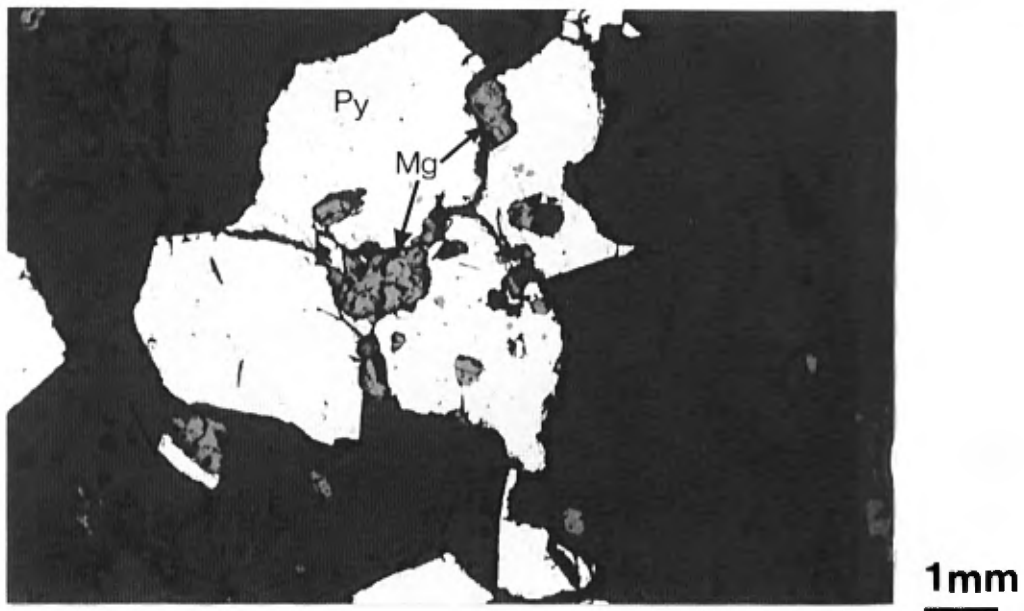


Figure 13 Pyrite remplaçant des grains de magnétite dans la formation de fer oxydée de l'indice 006.

LÉGENDE

LITHOLOGIES

Roches volcaniques

- V2J Andésite
- V3A Basalte andésitique /
Andésite basaltique
- V3B Basalte
- V3C Volcanoclastite

Roches intrusives

- I1 Felsique indéterminée
- I3A Gabbrô
- I2J Diorite
- I4N Lamprophyre ultramafique

Roches métamorphiques et tectoniques

- M4 Schiste
- M17 Mylonite

TEXTURES ET STRUCTURES

- o Coaxiale
- Massive
- ∞ Boudinée
- ≠ Clastite

MINÉRAUX

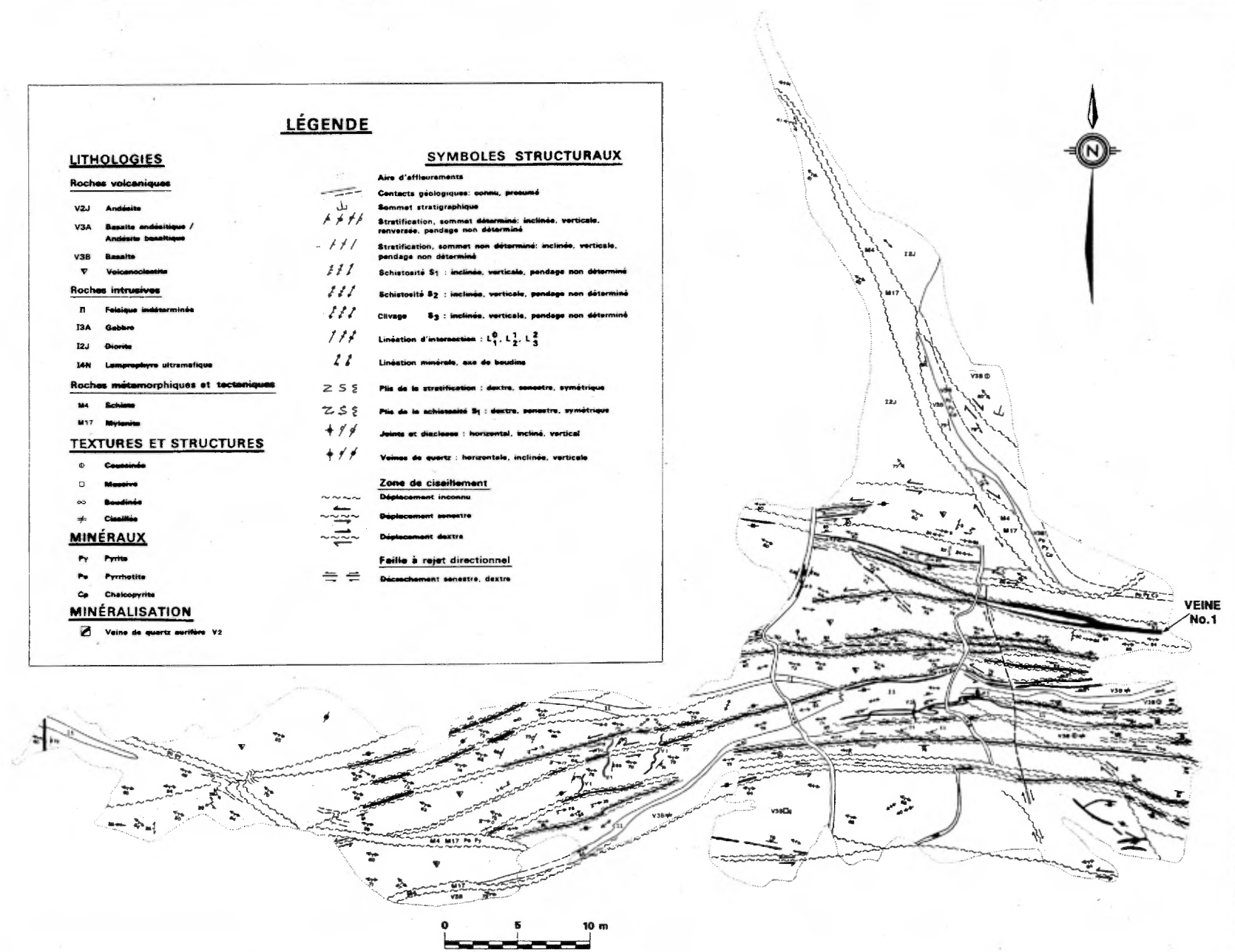
- Py Pyrite
- Ps Pyrrhotite
- Cp Chalcopyrite

MINÉRALISATION

- Veine de quartz sulfurée V2

SYMBOLES STRUCTURAUX

- Aire d'affaissements
- Contacts géologiques: connu, présumé
- Sommet stratigraphique
- Stratification, sommet déterminé: inclinée, verticale, renversée, pendage non déterminé
- Stratification, sommet non déterminé: inclinée, verticale, pendage non déterminé
- Schistosité S₁: inclinée, verticale, pendage non déterminé
- Schistosité S₂: inclinée, verticale, pendage non déterminé
- Clitvage S₃: inclinée, verticale, pendage non déterminé
- Linéation d'interaction: L₁⁰, L₂¹, L₃²
- Linéation minérale, axe de boudins
- Pis de la stratification: dextre, senestre, symétrique
- Pis de la schistosité S₁: dextre, senestre, symétrique
- Joins et diaclases: horizontal, incliné, vertical
- Veines de quartz: horizontale, inclinée, verticale
- Zone de cisaillement**
- Déplacement inconnu
- Déplacement senestre
- Déplacement dextre
- Faïlle à rejet directionnel
- Daccachement senestre, dextre



galène (1 %) et de la sphalérite (1 %). Ingham (1945) mentionne que la teneur moyenne calculée sur une longueur de 210 mètres et sur une largeur de 0,75 mètre était de 9,80 g/tm d'or. L'analyse d'un échantillon riche en sulfures (analyse 22251 au tableau 1) a donné une valeur extrême de 50 ppm d'or.

MINE AUBELLE

Veine no. 1 et veines subsidiaires (Indice no. 8, 31M/07-008)

Généralités

Située sur le flanc sud de l'anticlinal de Belleterre dans le canton de Guillet, la mine Aubelle constitue l'un des trois principaux indices aurifères de la région (Fig. 3). Il s'agit d'un prospect aurifère sur lequel la compagnie Aubelle Mines Ltd. a foncé un puits vertical d'une profondeur de 150 mètres en 1944 (Auger, 1952). Les travaux miniers se sont étendus sur trois niveaux distincts où près de 915 mètres de galerie et de travers-bancs furent foncés. La cartographie à la planchette d'un grand affleurement situé à 40 mètres au nord du puits nous a permis d'observer le contexte géologique global du filon no. 1 et de toutes les veines aurifères subsidiaires (Fig. 14, planche 14).

La minéralisation se retrouve à l'intérieur de zones de cisaillement dont les mouvements apparents subhorizontaux sont dextres et senestres. Ces bandes de déformation recoupent une séquence lithologique inhomogène et anisotrope composée de roches volcanoclastiques felsiques interlitées avec des coulées basaltiques massives et coussinées ainsi qu'avec des filons-couches de gabbro et/ou diorite. Ces lithologies sont également recoupées par un important réseau de dykes de lamprophyre ultramafiques et de dykes quartzo-feldspathiques (Fig. 14, planche 14).

Géologie structurale

Sur la propriété Aubelle, les lithologies hôtes exhibent les évidences d'une déformation progressive comprenant deux principaux incréments chronologiquement identifiés comme D1 et D2. Des failles à rejet directionnel et deux clivages de crénulation tardifs recoupent obliquement les structures produites par D1 et D2 mais n'ont qu'une faible influence sur la géométrie interne des lentilles aurifères.



Déformation D1

Les éléments structuraux reliés à D1 sont représentés par une schistosité de flux pénétrante S_1 , par les plis P1 et leurs axes respectifs ainsi que par les linéations minérales L_1 . La surface de stratification S_0 n'est pas facilement reconnaissable sur l'affleurement dû à l'intensité de la déformation et de l'altération hydrothermale (chloritisation, carbonatation, pyritisation) qui oblitèrent les caractéristiques primaires de la roche. Toutefois, l'examen détaillé de plusieurs échantillons en cassure fraîche nous a permis de tracer de façon assez précise les contacts lithologiques entre les principales unités (Fig. 14, en poche). Dans la partie est de l'affleurement, la stratification subverticale montre une direction générale est-ouest mais prend localement une orientation NNO-SSE au contact entre la diorite et les basaltes (Fig. 14, en poche). Cette réorientation de la surface S_0 est due à la présence de cassures tardives à rejet directionnel dextre le long desquelles les surfaces S_0 et S_1 subissent une rotation horaire considérable. Au centre de l'affleurement, le contact entre les basaltes et les volcanoclastites dessinent en plan une zone de charnière concave vers l'ouest (Fig. 14, en poche). Ce pli, de plongée inconnue, semble représenter une flexure parasitique P1 mais pourrait également correspondre à une interdigitation tectonique causée par une transposition de S_0 .

Outre les zones de cisaillement aurifères, la principale caractéristique structurale de la propriété coïncide avec la présence de la schistosité S_1 qui confère aux roches une anisotropie très prononcée. Cette schistosité S_1 est interprétée comme la schistosité régionale puisque sur tous les indices visités, la fabrique dominante lui est texturalement analogue. À la mine Aubelle, cette fabrique définit une tectonite de type S (Flinn, 1962) à l'intérieur de toutes les lithologies à l'exception des dykes de lamprophyre tardifs. À la figure 14, en poche, cette schistosité régionale est identifiée comme S_2 puisque nous avons observé localement une fabrique planaire antérieure (S_1 à la Fig. 14, en poche) mais nous conservons ici la nomenclature S_1 pour fins de description. En fait, il est commun d'observer plusieurs schistosités approximativement du même âge se recouper mutuellement dans les zones d'intense déformation ductile (voir Tobish et Paterson, 1988; Ramsay et Huber, 1987). Cette fabrique précoce possède une attitude moyenne de N180°, 50°O.

Sur l'affleurement, la fabrique principale passe d'est-ouest à NO-SE en allant de l'est vers l'ouest et s'incline vers le sud à des angles variant de 60 à 90° (Figs. 14 et 15). Elle coïncide avec une schistosité de flux dans les laves mafiques et avec un clivage de pression-solution dans les volcanoclastites felsiques. Les linéations minérales L_1 ne sont pas bien développées sur l'affleurement. À quelques endroits nous avons toutefois observé l'élongation de petits agrégats de chlorite et/ou d'amphibole plongeant faiblement vers l'est-sud-est ou vers l'ouest (Fig. 15). Ces linéations s'orientent subparallèlement à de minuscules crénulations visibles sur la surface S_1 mais la distinction entre ces deux types de linéations est très subtile et difficile à l'œil nu. Pour cette raison, nous n'utiliserons pas les linéations minérales comme indicateurs cinématiques pour l'interprétation structurale.

Les flexures mésoscopiques de première génération se subdivisent en deux types selon leurs caractéristiques géométriques et leurs axes de plongée (Fig. 15). Les plis les plus anciens, dénommés P1-A, se retrouvent à l'intérieur des domaines foliés séparant les zones de cisaillement D2. Ils correspondent à des flexures mineures qui replissent la stratification et la schistosité S_1 dans les tufs. Il s'agit d'ondulations symétriques ou asymétriques de faible longueur d'onde se caractérisant par l'absence d'une nouvelle schistosité coplanaire avec leur plan axial (Fig. 16).

Ces plis montrent une surface axiale subverticale orientée subparallèlement à la direction générale de S_1 . Leur surface enveloppante possède une direction dominante nord-sud quasi-orthogonale avec l'orientation générale des zones de cisaillement (Fig. 16). Il s'agit de plis non cylindriques avec une plongée très variable passant de subhorizontale à plus de 50° vers l'ouest le long d'une même surface axiale (Fig. 15). Leur charnière varie de subarrondie à subanguleuse et l'angle interflanc indique qu'il s'agit de plis fermés à ouverts. Par contre, les plis ouverts sont beaucoup plus nombreux. De façon générale, les plis P1-A meurent latéralement le long de leur surface axiale suggérant qu'il s'agit de plis de classe 1B (Ramsay, 1967; Ramsay et Huber, 1987; Hudleston, 1986). Certains plis serrés semblent résulter d'un glissement continu le long de S_1 et correspondent à des plis intrafoliaux. La forte variation de leur plongée suggère qu'il pourrait s'agir de plis en fourreau (Cobbold et Quinquis, 1980), mais le manque d'exposition de la troisième dimension ainsi que l'absence de fermetures

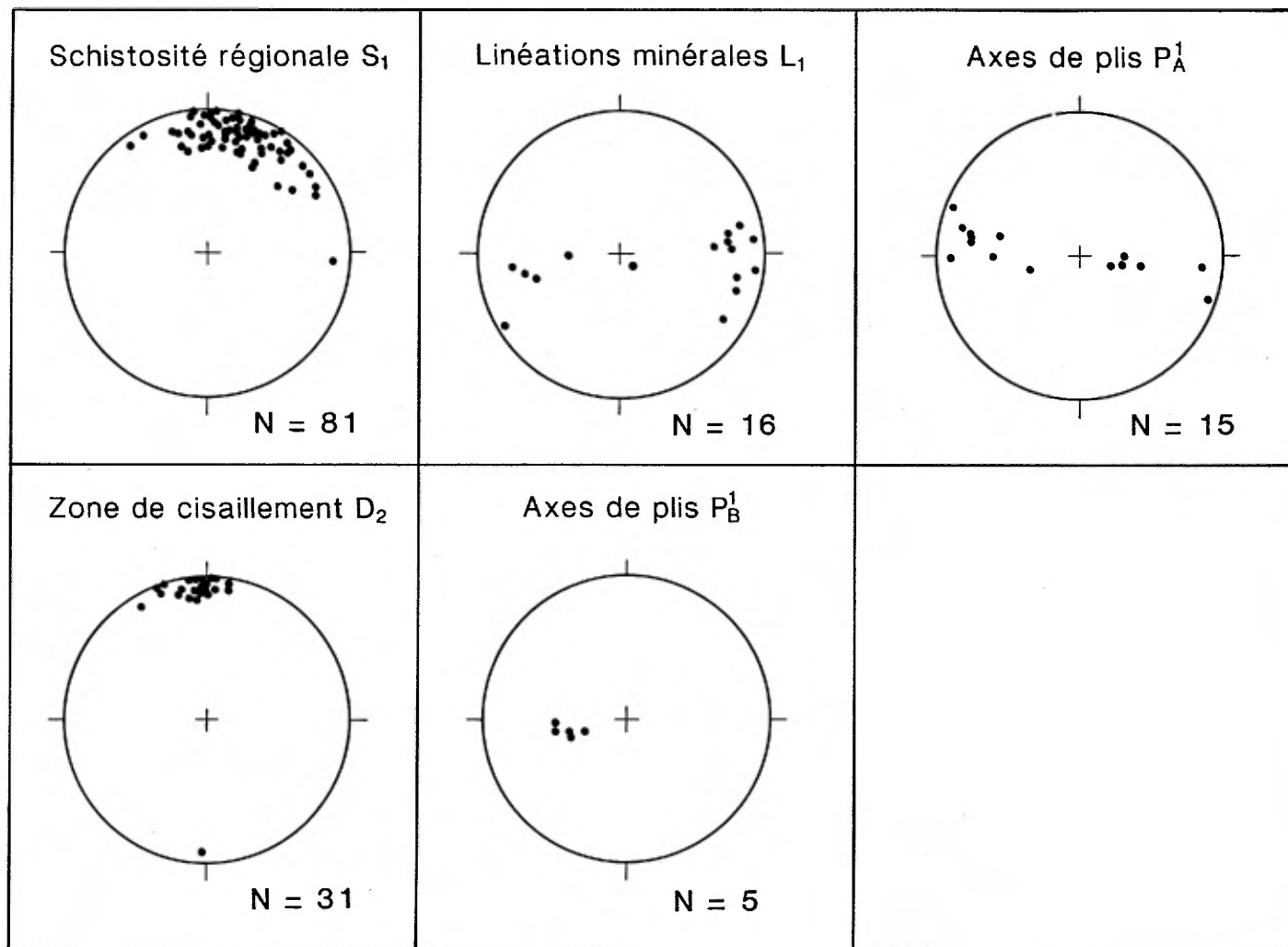


Figure 15: Projections stéréographiques équiangles des éléments structuraux de la propriété Aubelle.



Figure 16 Vue en perspective d'un pli P1-A à l'intérieur du tuf felsique. L'axe du pli est subhorizontal et approximativement perpendiculaire à la photo.

de la schistosité se faisant face (voir Figs. 6 et 13 dans Skjernaa, 1989), ne nous permet pas de confirmer cette hypothèse.

Les flexures P1-B sont représentées par les plis localisés à l'intérieur des zones de cisaillement (voir Figs. 17 et 18). Il s'agit de flexures qui semblent n'affecter que la schistosité S_1 . Elles sont de style parallèle et plongent à environ 55° vers l'ouest, une inclinaison qui les distingue bien des plis P1-A (Fig. 15).

Le mode de formation et l'âge relatif des plis dans les zones de cisaillement (i.e. P1-B), sont très problématiques à la mine Aubelle. Il est probable que ces plis soient reliés aux stades tardifs de D1 et par conséquent antérieurs au développement des zones de cisaillement hôtes formées durant le deuxième incrément (D2) de la déformation progressive. Cette première hypothèse est suggérée par le fait que l'asymétrie des plis est généralement opposée au sens de cisaillement tel que les plis dextres observés à l'intérieur de zones de cisaillement senestre (voir Figs. 18 et 19). Il serait alors possible que le plissement eut lieu lors d'une réactivation senestre de zones de cisaillement dextres précoces. Ce mécanisme d'inversion du sens de cisaillement est compatible avec la présence de zones dextres et senestres subparallèles, lesquelles résulteraient de deux épisodes de cisaillement causées par un changement d'orientation de la compression maximum durant la déformation progressive.

Le problème de l'asymétrie des plis rencontrés dans les zones de cisaillement pourrait également s'expliquer par le sens de rotation interne qui est à l'opposé de la rotation externe. Les travaux expérimentaux sur plaquette d'argile matérialisant un corps anisotrope et sur des échantillons de minéraux avec plans de faiblesse préétablis (i.e. clivage, macles, etc.), démontrent que la déformation triaxiale du corps anisotrope s'accompagne d'une rotation interne du milieu déformé qui est contraire au sens de rotation externe. Si l'axe de compression maximale est oblique à l'anisotropie initiale, de nombreuses surfaces de glissement par translation se formeront parallèlement à cette anisotropie. Cette déformation discontinue peut s'accompagner du plissement de la surface de glissement (i.e. schistosité, macles, etc.), et l'asymétrie des flexures est alors reliée au sens de glissement le long de la schistosité (Higgs et Handin, 1959; Turner et Weiss, 1963; Schwerdtner, 1973; Williams et Price, 1990; Tourigny et Schwerdtner, 1990).

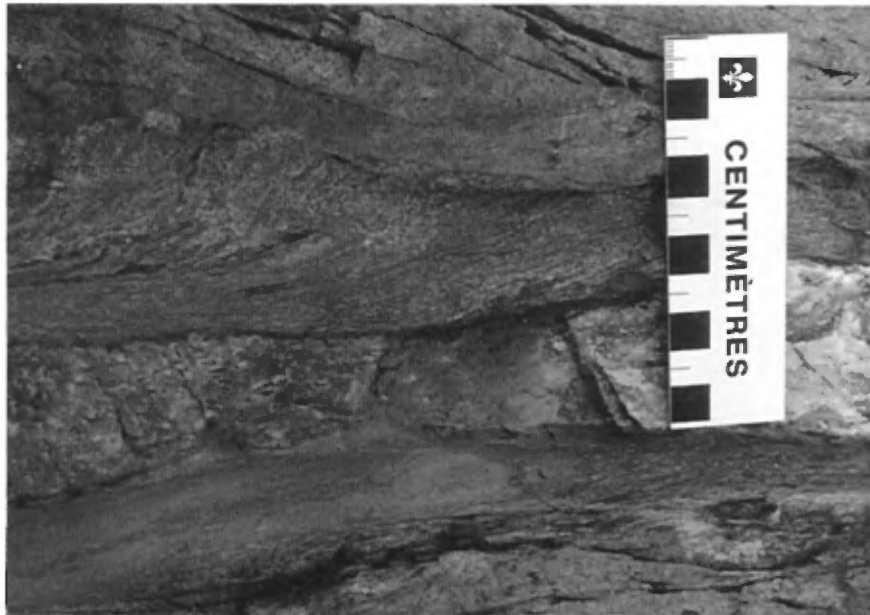


Figure 17 Vue en plan d'une zone de cisaillement dextre à l'intérieur du tuf felsique. Notez la rotation horaire de la schistosité et sa trajectoire sigmoïdale diagnostique d'un déplacement subhorizontal dextre.



Figure 18 Vue en plan d'une zone de cisaillement senestre caractérisée par une faible rotation anti-horaire de la schistosité interne. Les plis dextres P1-B de la schistosité sont de classe 1B (plis parallèles) et plongent à 55° vers l'ouest.

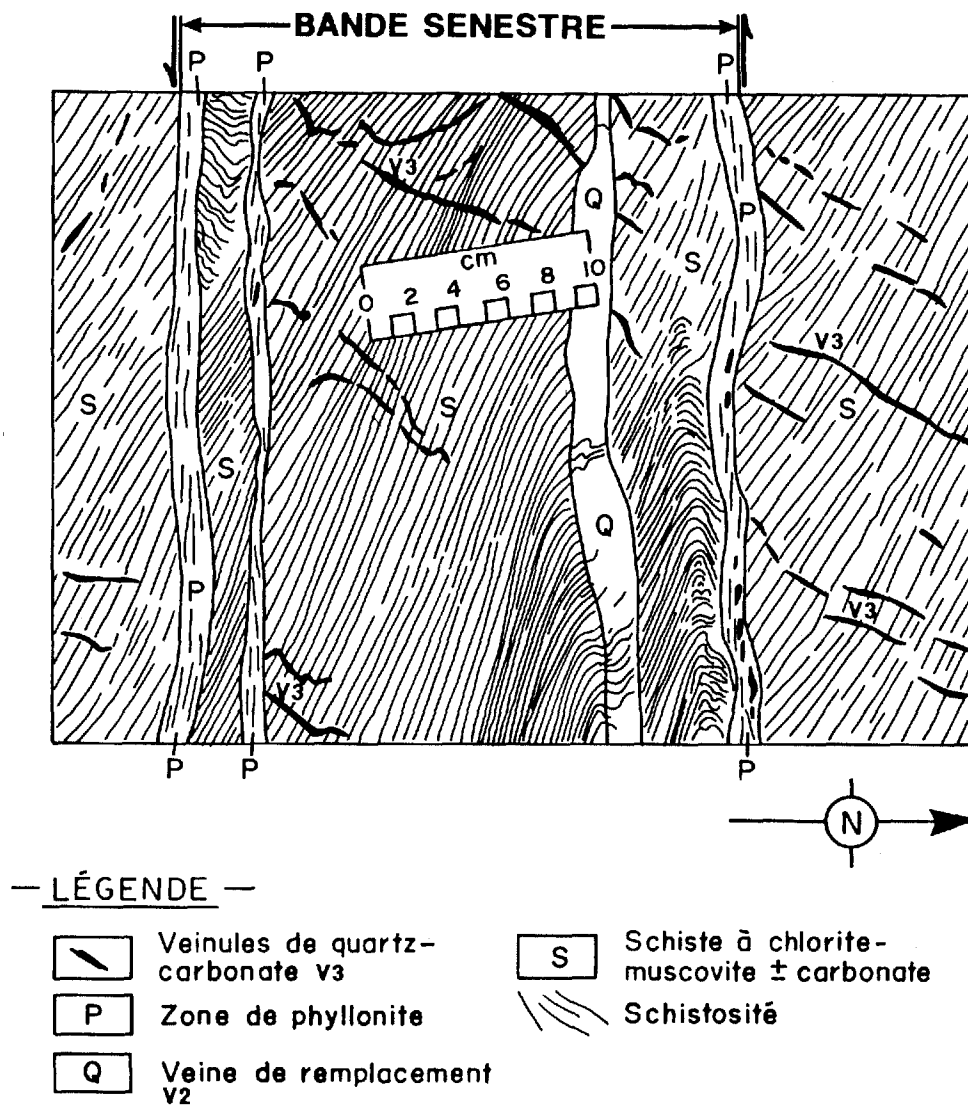


Figure 19 Croquis schématique de la Fig.18. La trace de la schistosité est grossièrement sigmoïdale et continue à l'intérieur de la veine suggérant ainsi qu'il s'agit d'une veine de remplacement.

Ainsi, pour une zone de cisaillement senestre, la rotation interne se fait dans le sens horaire tel qu'il en résulte des glissements dextres le long de la schistosité. Par conséquent, le développement de plis dextres dans les zones de cisaillement senestres pourrait résulter de ce mécanisme qui devait être actif avant la formation des veines de quartz. Par contre, il est aussi possible que les veines aurifères dans la partie centrale des zones de cisaillement aient restreint les glissements le long de la schistosité héritée de sorte que ce mécanisme ne pouvait être actif. Ce mécanisme n'est alors valable que si les veines sont de type remplacement et se sont formées après le développement initial du glissement le long des plans de schistosité.

Déformation D2

Les éléments structuraux reliés au deuxième incrément D2 de la déformation progressive sont représentés par les zones de cisaillement aurifères D2, par les plis P2 et leurs axes L_2 (Figs. 14 et 15). En surface les zones de cisaillement varient de 10 centimètres à 1,5 mètre d'épaisseur et la plupart montrent une bonne continuité latérale, généralement supérieure à 60 mètres (Fig. 14, en pochette). La zone de cisaillement principale contenant la veine no.1 peut atteindre plus de 3 mètres de largeur, 150 mètres de profondeur et a été suivie latéralement sur plus de 600 mètres (Auger, 1952; Pelletier, 1989). Les zones de cisaillement possèdent des bordures coplanaires et sont facilement reconnaissables par une intensification abrupte de la schistosité dans leur partie interne. Ces cisaillements ductiles-fragiles recoupent la schistosité à des angles variant de 5 à 40° dans un sens anti-horaire, s'orientent est-nord-est à est-ouest et s'inclinent fortement vers le sud (Figs. 14 et 15).

Dans leur partie interne, la schistosité héritée (Turner et Weiss, 1963, p. 363) subit une rotation qui indique le mouvement apparent pour la plupart des zones cartographiées (Fig. 14). Seules quelques exceptions possèdent une schistosité interne subparallèle avec leur bordure, restreignant ainsi l'interprétation cinématique (Fig. 14). Selon leur sens de déplacement apparent, les zones de cisaillement se subdivisent en deux types distincts; les zones dextres et les zones senestres. Lors d'une visite souterraine au 3^e niveau, Tourigny (1988) a observé des stries de glissement sur les plans de cisaillement d'orientation est-ouest. Ces stries plongeant de 62° à 70° vers le sud et le

sud-est, indiquant ainsi un mouvement normal vertical dominant et une composante de mouvement horizontal mineur. Tous ces cisaillements sont essentiellement subparallèles et ne montrent pas de relations de recoupement significatives qui indiqueraient qu'il s'agit d'un réseau conjugué (Fig. 14).

La figure 17 illustre une vue en plan d'une zone de cisaillement normale dextre à l'intérieur des volcanoclastites felsiques. Ce sont des structures en bandes (Cobbold, 1977), catégorisées par une rotation horaire de la schistosité régionale. Cette foliation fait un angle variant de 5° à 30° avec les bordures de la zone (Fig. 17). Dans des cas extrêmes, certains segments des zones de cisaillement montrent une relation angulaire pouvant atteindre 60° . Cette variation reflète l'inhomogénéité de l'intensité de la déformation finie à l'intérieur des zones de cisaillement dextres. De façon générale, la trace de la schistosité est typiquement asymptotique et la fabrique atteint son intensité maximum en bordure de la veine de quartz dans le centre du cisaillement (Fig. 17).

Les zones de cisaillement senestres se reconnaissent par une rotation anti-horaire de la schistosité interne (Figs. 18 et 19). L'examen détaillé de la figure 18 permet d'observer les principales caractéristiques géométriques des zones de déformation. Vue en plan, l'intérieur de cette zone peut se subdiviser en diverses parties morphologiquement distinctes. Du côté nord de la veine, la surface S_1 est plissée en une flexure symétrique P1-B dont la trace axiale est essentiellement subparallèle avec la direction générale de la zone. Vers le sud, la trace de S_1 est par endroits continue à travers la veine suggérant qu'il s'agit d'une veine de remplacement (Fig. 19). Cette continuité latérale de S_1 montre que le pli symétrique P1-B passe à une flexure asymétrique en Z. En extrapolant la trace de la foliation de part et d'autre de la zone de cisaillement, on peut interpréter le pli dans la zone senestre comme un pli en Z de premier ordre contenant des plis symétriques ou asymétriques de deuxième ordre (Fig. 19). Du côté sud de la veine, la schistosité décrit une forme grossièrement sigmoïdale qui se brise dans les bandes de phyllonites à la bordure de la zone (Fig. 19). Ces phyllonites sont présentes de part et d'autre de la zone de déformation (i.e. à ses bordures) où S_1 est complètement réorientée.

Veines de quartz

Selon leurs relations de recoupement et leurs évidences de déformation internes, on distingue trois générations de veines de quartz dénommées V1, V2 et V3.

Les veines V1 sont les plus anciennes et possèdent une composition quartzo-feldspathique. Leur épaisseur varie de quelques millimètres à plus de 3 centimètres et leur extension latérale est d'au plus 2 mètres. Ces veines sont disposées à angle par rapport à la schistosité régionale et aux zones de cisaillement et montrent une direction générale NNE-SSO à nord-sud avec une inclinaison de 69° à 80° vers l'est (Fig. 14). Sur la figure 14, elles se retrouvent dans la partie centrale de l'affleurement et exhibent des plis symétriques de classe 1B. Ces veines sont nettement recoupées par les zones de cisaillement et se sont probablement formées durant le développement initial de la schistosité régionale. Elles ne représentent qu'un faible pourcentage de l'ensemble du matériel filonien et ne contiennent aucune valeur économique en or (Laurent Hallé, comm. pers., 1989).

Les veines V2 coïncident avec les veines principales qui occupent la partie centrale des zones de cisaillement D2 (Fig. 14). Ces veines se composent presque exclusivement de quartz blanc et de sulfures (5-10 %) avec un faible pourcentage de fragments d'épontes. On reconnaît deux types de veines aurifères V2; les veines de remplacement et les veines de cisaillement. Sur l'affleurement, nous avons observé une seule veine de remplacement qui apparaît à la figure 18. Cette veine se retrouve dans une zone de cisaillement senestre et se distingue par la trace continue de la schistosité dans sa partie interne (voir Fig. 17). Les veines de cisaillement V2 sont volumétriquement les plus importantes à la mine Aubelle. Elles occupent probablement les plans P ou D des zones de cisaillement (Hodgson, 1989). Elles se caractérisent par des bordures externes fréquemment irrégulières et recourbées et par des évidences de boudinage latéral. L'axe des boudins mesurés en surface horizontale plonge toujours subverticalement. En lame mince, ces veines présentent de nombreuses structures et textures de déformation et recristallisation dynamique comme une extinction ondulante, des contacts intergranulaires suturés et des évidences de néominéralisation.

Les veines V3 tardives et les fractures associées recoupent la schistosité et les zones de cisaillement très obliquement. Il s'agit de veinules de tension

stériles composées de quartz et de carbonates atteignant quelques millimètres d'épaisseur et moins de 30 centimètres d'extension latérale. Ces veines sont développées à l'intérieur du tuf felsique compétent où elles s'infiltrèrent dans un système de joints subverticaux orientés NNE-SSO. Elles ne montrent aucune évidence mésoscopique de déformation interne ni trace de minéralisation aurifère.

Failles tardives et clivages de crénulation

Toutes les structures D1 et D2 sont recoupées obliquement par des failles tardives et par au moins un clivage de crénulation discret (Fig. 14). Les cassures tardives subverticales possèdent une orientation générale NO-SE à nord-sud et réorientent légèrement toutes les structures antérieures. En plan, ces failles coïncident soit à des plans discrets d'espacement millimétrique ou à des bandes de schistes à chlorite-carbonates pouvant atteindre plus d'un mètre de largeur (Fig. 14). À leur bordure, la schistosité régionale subit une rotation horaire et se parallélise complètement à la direction générale de la faille dans sa partie interne (Fig. 14). Le déplacement latéral à rejet directionnel est essentiellement dextre et varie de quelques centimètres à plus d'un mètre.

Le clivage de crénulation S_2 (identifié comme S_3 à la figure 14) observé sur l'affleurement est peu pénétratif et recoupe la schistosité S_1 et les zones de cisaillement aurifères. Il s'agit d'un plan discret subvertical d'espacement millimétrique et orienté nord-est à nord-sud (Fig. 14). Cette surface est surtout bien développée où la foliation S_1 atteint son intensité maximum. L'intersection des plans S_2 avec S_1 produit une linéation plongeant entre 40° et la verticale vers le sud et le sud-est.

Plusieurs autres linéations d'intersection visibles sur S_1 plongent également de 0° à 60° vers l'est subparallèlement aux quelques linéations minérales observées. Ces micro-crénelations résultent de l'intersection d'un second clivage de crénulation tardif (S_2 , ou S_3) avec S_1 . Ce clivage n'a pas été observé directement en affleurement mais pourrait correspondre à la contrepartie conjuguée de S_2 .

Dykes quartzo-feldspathiques et dykes de lamprophyre

Un important réseau de dykes quartzo-feldspathiques et de dykes de lamprophyre ultramafiques est spatialement associé avec la minéralisation

aurifère à la mine Aubelle. Ces deux types de roches intrusives sont également observés sur la plupart des autres indices aurifères de la région.

Les intrusifs quartzo-feldspathiques se présentent sous forme de dykes ou sous forme d'amas irréguliers tels qu'observés dans les galeries souterraines (Auger, 1952). Auger (1952) mentionne la présence de deux principaux dykes de direction N285° et fortement inclinés vers le sud-est. Ces dykes recoupent la schistosité S_1 et les zones de cisaillement aurifères (Auger, 1952). Quelques-uns de ces dykes ont été observés en surface et apparaissent à la figure 14.

Il s'agit de filons discordants subverticaux atteignant généralement plus d'un mètre d'épaisseur (Fig. 14). Ils possèdent une orientation générale est-ouest. Certains dykes forment de petits lambeaux lenticulaires dilacérés et isolés à l'intérieur des basaltes et/ou des volcanoclastites (Fig. 14). La schistosité S_1 est présente dans certains dykes qui exhibent également des évidences de boudinage et de rétrécissement latéral ("pinch and swell"). Certains dykes sont également déformés par les zones de cisaillement D2 à l'intérieur desquelles l'intrusif diminue rapidement d'épaisseur et devient très cisailé. Ces évidences de déformation sont toutefois des phénomènes locaux car la plupart des dykes felsiques observés dans la région sont dépourvus de toute déformation interne. De façon générale, ces dykes recoupent très nettement la schistosité régionale et les zones de cisaillement aurifères. Des veines de quartz tardives (V3) se retrouvent également à l'intérieur des dykes quartzo-feldspathiques (Fig. 14).

Plusieurs dykes de lamprophyre sont présents à proximité des veines aurifères (Fig. 14). Ces dykes subverticaux possèdent une direction générale nord-sud et recoupent toutes les autres lithologies ainsi que la schistosité S_1 et les zones de cisaillement aurifères (Fig. 14). Il s'agit d'intrusions tardi-tectoniques postérieures à la minéralisation aurifère mais qui montrent toutefois des évidences de déformation (Fig. 14). Les dykes se caractérisent par une schistosité bien définie par l'orientation préférentielle des phénocristaux de biotite. Cette schistosité subverticale s'oriente est-ouest et est approximativement subparallèle à S_1 . Elle est coplanaire avec le plan axial des plis ouverts qui affectent la plupart des dykes cartographiés (Fig. 14). Ces plis consistent en des ondulations d'ordre métrique à charnière arrondie, de classe 1B et dont la surface enveloppante subverticale s'oriente nord-sud. Le

développement de la schistosité et des plis à l'intérieur des dykes de lamprophyre résultent d'une compression tardive orientée nord-sud qui est aussi possiblement responsable de la formation des veines V3 dans les dykes quartzo-feldspathiques.

Minéralisation aurifère

Le travail de mise en valeur par Aubelle Mines Ltd. ainsi que les travaux d'exploration par Ressources Halex et Les Mines JAG Ltée ont été surtout concentrés sur la veine no. 1 et les veines subsidiaires. La veine no. 1 consiste en une lentille de quartz laiteux qui atteint une puissance de plus de 1,0 mètre en surface (Fig. 14). Cette veine recoupe une bande de tuf felsique et s'oriente approximativement est-ouest et s'incline de 60° à 90° vers le sud. Lors des travaux d'exploration, elle a pu être suivie sur une distance latérale d'environ 600 mètres (Pelletier, 1989). Sa largeur varie de quelques centimètres à plus de 2,0 mètres (Auger, 1952).

L'analyse microscopique de quelques échantillons démontre que la veine no. 1 et les veines adjacentes sont intensément déformées. Le quartz, généralement cataclasé et polygonisé, est intensément recristallisé et montre des contacts intergranulaires suturés ainsi qu'une extinction ondulante bien marquée. Il existe au moins deux types de quartz, le premier cataclasé et le second néominéralisé. La recristallisation du quartz de type 1 se fait préférentiellement aux contacts intercrystallins et s'accompagne par une migration des contacts néominéralisés.

Outre le quartz, les minéraux transparents sont également représentés par de faibles quantités (<3 %) de chlorite + muscovite + carbonate + biotite + épidote + leucoxène + plagioclase. Ces minéraux de gangue se retrouvent aux contacts intercrystallins du quartz et des sulfures ou en inclusions dans ces minéraux.

Les phases métalliques constituent de 5 à 10 % des veines de quartz et se composent principalement de pyrite et de chalcopryrite avec des quantités subsidiaires de sphalérite, de pyrrhotine et de galène. Les oxydes, parfois présents, sont représentés par la magnétite, le rutile et la limonite.

La pyrite occupe généralement plus de 5 % du volume total des veines et forme de petits cristaux subidiomorphes (0,5 - 3,0 mm) ou des agrégats (>1,0 cm)

recristallisés exhibant des jonctions triples caractéristiques. Elle semble par endroits remplir les fractures du quartz de type 1 et contient de nombreuses inclusions des minéraux de la gangue et de toutes les autres phases métalliques.

La chalcopyrite est le deuxième sulfure le plus abondant (>2 %). Elle se présente en cristaux subidiomorphes ou xénomorphes et sous forme d'agrégats concentriques. La chalcopyrite est fréquemment observée dans les fractures de la pyrite et remplace alors cette dernière à divers degrés. De petites inclusions de sphalérite et de pyrrhotite sont fréquemment observées dans la chalcopyrite.

La sphalérite et la pyrrhotite (<2 %) xénomorphes se retrouvent en inclusions dans la pyrite et/ou la chalcopyrite, dans les fractures de la pyrite ou disséminées dans les veines V2. La magnétite (trace) a été observée dans les veines qui recoupent des zones très oxydées dans les lithologies hôtes. Il s'agit de cristaux subidiomorphes pouvant atteindre plus de 2,0 millimètres de dimension. Le rutile aciculaire se retrouve en intime association avec la magnétite. De son côté, la limonite consiste en de petits filonnets de teinte brunâtre qui remplissent les fractures du quartz ou de la pyrite.

Quelques grains d'or natif ont été identifiés dans une lame mince. Ces grains ont un diamètre variant de 0,002 à 0,05 mm et forment de petites inclusions dans la pyrite et/ou des microveinules remplissant les fractures de la pyrite.

Les récents travaux d'exploration par Les Mines JAG Ltée sur la veine no. 1 et les veines subsidiaires ont permis d'évaluer des réserves prouvées de 54 750 tonnes métriques avec une teneur moyenne de 4,44 g/tm Au jusqu'à une profondeur de 190,5 mètres (Pelletier, 1989). À l'intérieur de cette même zone aurifère, le résultat total des réserves prouvées et des réserves probables atteint 87 000 tm avec une teneur moyenne de 3,71 g/tm Au (Pelletier, 1989).

Les résultats d'analyses de plusieurs échantillons de surface reflètent également le potentiel économique de la veine no. 1 et des veines subsidiaires à Aubelle. Les valeurs en or obtenues qui apparaissent au tableau 1 et à l'annexe II varient de 6 ppb à 15 ppm Au.

Teneur en or des veines

Quatorze échantillons de veines ont été analysés pour l'or sur la propriété Aubelle. Ces analyses sont présentées au tableau 4 avec une brève description.

Teneur en or des veines de la propriété Aubelle.

No. d'analyse	Description	Au (ppb)
22205	Quartz avec schiste des épontes, E-0	7 100
22206	Veine principale, quartz avec 1 % sulfures, E-0	1 700
22210	Quartz, E-0	2 100
22213	Quartz	40
22215	Zone de cisaillement tardive, NO-SE	670
22216	Quartz, E-0	700
22260	Quartz enfumé sans sulfures, N-S	8
22263	Quartz laiteux avec 10 % sulfures, E-0	15 000
22265	Quartz laiteux avec 5 % sulfures, E-0	86
22268	Quartz laiteux avec 5 % sulfures, E-0	64
22274	Veine principale, quartz avec 1 % sulfures, E-0	6 700
22277	Quartz laiteux sans sulfures, N-S	23
22281	Quartz sans sulfures, E-0	6
22286	Quartz sans sulfures, E-0	28

Teneur en or des veines de la propriété Audrey.

No. d'analyse	Description	Au (ppb)
22219	Quartz, réseau conjugué	<5
22220	Quartz, réseau conjugué	<5
22224	Zone de cisaillement, E-0	<5
22292	Quartz sans sulfures, E-0, subverticale	<5
22294	Quartz avec 1 % pyrite, E-0, 20°N	68
22295	Quartz sans sulfures, N-S, subverticale	<5
22298	Quartz, réseau conjugué 050°	<5
22299	Quartz, réseau conjugué 140°	<5
20345	Quartz sans sulfures, N-S, subverticale	<5
20347	Veine principale: quartz-pyrite-chalcopyrite	270 000
20354	Veine principale: quartz-pyrite-chalcopyrite	7 400
20355	Veine principale: quartz-pyrite-chalcopyrite	2 900

Malgré le faible nombre d'analyses, les conclusions préliminaires suivantes peuvent être énoncées:

- 1) deux analyses de la veine principale (veine no. 1) ont retourné des valeurs de 6,7 et 1,7 g/t Au, ce qui confirme l'intérêt économique de cette structure;
- 2) toutes les valeurs en or élevées (>1 ppm) se retrouvent dans les structures est-ouest (veines V2). Les veines nord-sud (V1 et V3) semblent peu propices à la minéralisation aurifère;
- 3) les veines V2 contenant des sulfures montrent toujours des valeurs anormalement élevées en or (>60 ppb);
- 4) la zone de faille dextre tardive de direction NO-SE, qui recoupe les veines orientées est-ouest, a donné une valeur fortement anormale (670 ppb) quoique subéconomique.

Altération hydrothermale

Transformations minéralogiques en bordure des veines V2

L'altération hydrothermale a été analysée seulement en bordure des veines aurifères V2 à l'intérieur du basalte. Ces veines sont bordées de zones d'altération hydrothermale qui se manifestent par des changements minéralogiques importants. Mésoscopiquement, ces zones d'altération se manifestent également par un changement de teinte de la roche fraîche de part et d'autre des veines.

La composition minéralogique du basalte frais de la propriété Aubelle est donnée au tableau 5. Le nom "roche fraîche" désigne ici une roche qui a subi l'effet du métamorphisme régional, mais qui est peu affectée par l'altération hydrothermale. Ce basalte possède un assemblage minéralogique typique du faciès des schistes verts; la chlorite et l'actinolite y sont abondantes, tandis que le plagioclase originel est remplacé par un agrégat d'albite et de clinzoïsite. La pistachite est abondante dans la matrice qui contient aussi un peu de biotite.

TABLEAU 5 Compositions chimique et minéralogique des roches fraîches et altérées des propriétés Aubelle et Audrey.

COMPOSITION CHIMIQUE	A U B E L L E		A U D R E Y	
	BASALTE FRAIS n= 2	BASALTE ALTÉRÉ n= 14	GABBRO FRAIS n= 5	GABBRO ALTÉRÉ n= 6
SiO ₂ (%)	49,35	43,60	49,40	41,70
Al ₂ O ₃	14,90	15,00	14,22	15,35
Fe ₂ O ₃ (t)	13,90	14,80	12,90	12,27
MgO	4,92	3,90	7,00	7,41
CaO	10,05	5,86	9,96	7,98
Na ₂ O	2,10	2,50	2,39	2,65
K ₂ O	0,20	2,29	0,20	1,75
TiO ₂	1,54	1,90	0,95	0,96
MnO	0,21	0,18	0,17	0,16
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,09	0,08
PAF	2,48	8,95	2,64	9,19
TOTAL	99,77	99,11	99,92	99,50
As (ppm)	< 1	< 1	< 1	< 1
Au (ppb)	16	165	10	1306
Br (ppm)	< 1	< 1	< 1	< 1
Cs "	2	2	1	5
Sb "	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Se "	< 10	< 10	< 10	< 10
Tl "	< 500	< 500	< 500	< 500
Tm "	2	3	3	3
U "	0,2	0,5	0,2	0,5
W "	1	24	1	1
COMPOSITION MINÉRALOGIQUE MODALE	n= 1	n= 4	n= 3	n= 2
Chlorite (%)	35	24	3	25
Albite + clino.	28	0	tr	0
Albite limpide	0	17	14	18
Act.-horn.	15	0	51	0
Épidote	13	4	23	2
Quartz	3	5	6	5
Sphène	3	1	2	tr
Biotite	2	10	0	24
Carbonate	1	17	tr	19
Pyrite	0	6	1	6
Muscovite	0	16	0	1
TOTAL	100	100	100	100

La composition minéralogique moyenne du basalte altéré (Tableau 5) démontre que les altérations dominantes sur la propriété Aubelle sont la séricitisation, la carbonatation, la biotitisation et la pyritisation. L'augmentation de ces minéraux en bordure des veines aurifères est compensée par la disparition totale de l'actinolite, une diminution importante de la pistachite et à un degré moindre de la chlorite. De plus, la clinozoïsite disparaît totalement et le plagioclase devient de l'albite limpide. Ces altérations se font sentir en moyenne sur une largeur de 50 centimètres de part et d'autre des veines, soit la largeur des zones de cisaillement. Dans ces zones, l'augmentation de la quantité de minéraux micacés se traduit par une foliation beaucoup plus marquée de la roche.

Dans le détail, on constate cependant que cette altération s'est effectuée en deux étapes (la carbonatation étant commune à chacune de ces deux étapes). Dans un premier temps, à 30 cm et plus des veines, le basalte est intensément biotitisé et la pyrite n'est présente qu'à l'état de traces. L'altération potassique favorise la formation de la biotite aux dépens de l'actinolite surtout, et aussi de la chlorite dans une moindre mesure. Dans un deuxième temps, à moins de 30 cm des veines, la pyrite devient abondante (5 à 10 %). Le soufre des solutions hydrothermales accapare le fer de la biotite pour former de la pyrite, transformant du même coup une grande partie de la biotite en muscovite.

Ainsi, la muscovite (accompagnée de pyrite) est le minéral micacé dominant dans l'éponte immédiate des veines, tandis que la biotite domine en périphérie des veines. Une situation analogue est observée à la mine Doyon sur une étendue cependant beaucoup plus vaste; la biotite, qui est présente régionalement dans les roches encaissantes, est déstabilisée dans les zones minéralisées où la pyritisation est intense (Savoie et al., 1989).

L'altération en bordure des veines encaissées dans les roches volcanoclastiques felsiques n'a pas été examinée en détail. L'examen de quelques lames minces démontre cependant que les épontes de ces veines sont intensément séricitisées, avec en plus une carbonatation et une pyritisation notables. Dans ce cas, la faible teneur en fer de la roche a empêché la formation de la biotite, tout le fer étant accaparé par le soufre des solutions minéralisatrices pour former de la pyrite.

Transformations chimiques en bordure des veines V2

Les variations chimiques observées dans le basalte altéré reflètent fidèlement les transformations minérales décrites précédemment (Tableau 5). Ainsi, une corrélation est suggérée entre la déstabilisation de l'hornblende, la clinozoïsite et la pistachite. L'augmentation de K_2O correspond à une plus grande abondance de biotite et de muscovite. Finalement, l'augmentation de S liée à la pyrite et de CO_2 liée au carbonate explique la perte au feu beaucoup plus élevée du basalte altéré.

Il est intéressant de noter que sur les deux indices Audrey et Aubelle, l'augmentation de K_2O s'accompagne d'une augmentation de Na_2O (Tableau 5). Le phénomène inverse est par ailleurs observé dans plusieurs gisements de l'Abitibi, dans lesquels la séricite se forme aux dépens de l'albite (augmentation de K_2O , et diminution de Na_2O). C'est le cas notamment à la mine Doyon (Savoie et al., 1989), et à la mine Ferderber (Vu, 1987). Réciproquement dans plusieurs autres gîtes de l'Abitibi, l'albitisation s'accompagne d'une déstabilisation de la séricite (augmentation de Na_2O et diminution de K_2O). C'est également le cas du gisement Callahan (Jenkins et al., 1989).

Quatorze échantillons des épontes basaltiques altérées, situées à une distance variant de 5 à 50 cm des veines, ont donné une teneur moyenne de 165 ppb Au, soit dix fois supérieure à celle du basalte situé à plusieurs mètres des veines. L'enrichissement en or se fait donc sentir au niveau des épontes, mais les valeurs économiques demeurent confinées aux veines de quartz. Le tungstène montre également un net enrichissement dans les épontes altérées (24 ppm); un examen attentif pourrait éventuellement permettre d'y déceler la présence de scheelite.

Les autres éléments traces analysés (As, Br, Cs, Sb, Se, Tl, Tm et U) dans les épontes ne montrent pas d'enrichissement significatif.

Les autres éléments traces analysés (As, Br, Cs, Sb, Se, Tl, Tm et U) dans les éponges ne montrent pas d'enrichissement significatif.

Pétrologie des roches de la propriété

Les analyses individuelles des roches de la propriété Aubelle sont données à l'annexe II. Elles sont représentées sur le diagramme AFM (Fig. 20) avec la ligne de division d'Irvine et Baragar (1971). Ce diagramme indique que les laves mafiques de la propriété Aubelle sont d'affinité tholéitique. Les basaltes frais et altérés n'occupent pas des champs parfaitement distincts, bien qu'on note un net déplacement de la plupart des analyses de basaltes altérés vers le pôle des alcalis, à cause de l'enrichissement en K_2O et en Na_2O (enrichissement en biotite, muscovite et albite). Ce déplacement a même pour effet, dans un cas, de faire passer le point figuratif dans le champ calco-alcalin.

Deux niveaux riches en sulfures sont présents sur l'affleurement (Fig. 14). Cette roche contient 25 % de sulfures disséminés (pyrrhotite surtout, avec des quantités accessoires de pyrite, chalcopryrite et sphalérite) dans une matrice de quartz, chlorite, carbonate et magnétite.

La teneur élevée en fer de cette roche se manifeste clairement sur le diagramme AFM (Fig. 20). Deux analyses de cette unité ont donné 0,55 % Cu, 0,10 % Zn et 30 ppb Au. Même si ces valeurs sont subéconomiques, elles indiquent que ces horizons sont fortement enrichis en métaux de base et légèrement enrichis en or.

Sur le diagramme AFM, le dyke de lamprophyre analysé ne se distingue pas nettement des basaltes. Un examen plus attentif de sa composition chimique (Tableau 6) révèle cependant qu'il est intensément carbonatisé (perte au feu de 11,46 %). Il est également plus riche en biotite (K_2O plus élevé) et plus pauvre en albite (Na_2O plus faible) que le basalte, et son rapport $FeO(t)/MgO$ est généralement plus faible. Quant au seul dyke de porphyre quartzo-feldspathique analysé, il s'agit d'une roche très riche en phénocristaux d'albite et moyennement séricitisée, ce qui explique sa position très rapprochée du pôle des alcalis sur le diagramme AFM.

=====

TABEAU 6

Composition chimique des lamprophyres des propriétés Aubelle et Audrey.

% poids	AUBELLE	AUDREY	AUDREY	AUDREY
	Dykes N-S	Dykes N-S	Dykes E-W	Dykes NE-SW
	n= 2	n= 3	n= 2	n= 1
S102	41,70	51,43	52,00	48,90
Al2O3	11,70	11,67	11,55	11,70
Fe2O3	11,14	7,10	7,55	7,27
MgO	7,61	9,41	11,07	8,05
CaO	11,05	6,49	7,41	7,49
Na2O	0,94	2,76	3,78	2,21
K2O	1,94	3,44	2,12	4,38
TiO2	0,93	0,53	0,59	0,58
MnO	0,24	0,10	0,12	0,10
P2O5	0,29	0,36	0,39	0,37
PAF	11,46	5,55	3,52	7,59
TOTAL	99,00	98,84	100,10	98,64
Au (ppb)	26 ppb	7 ppb	< 5 ppb	< 5 ppb

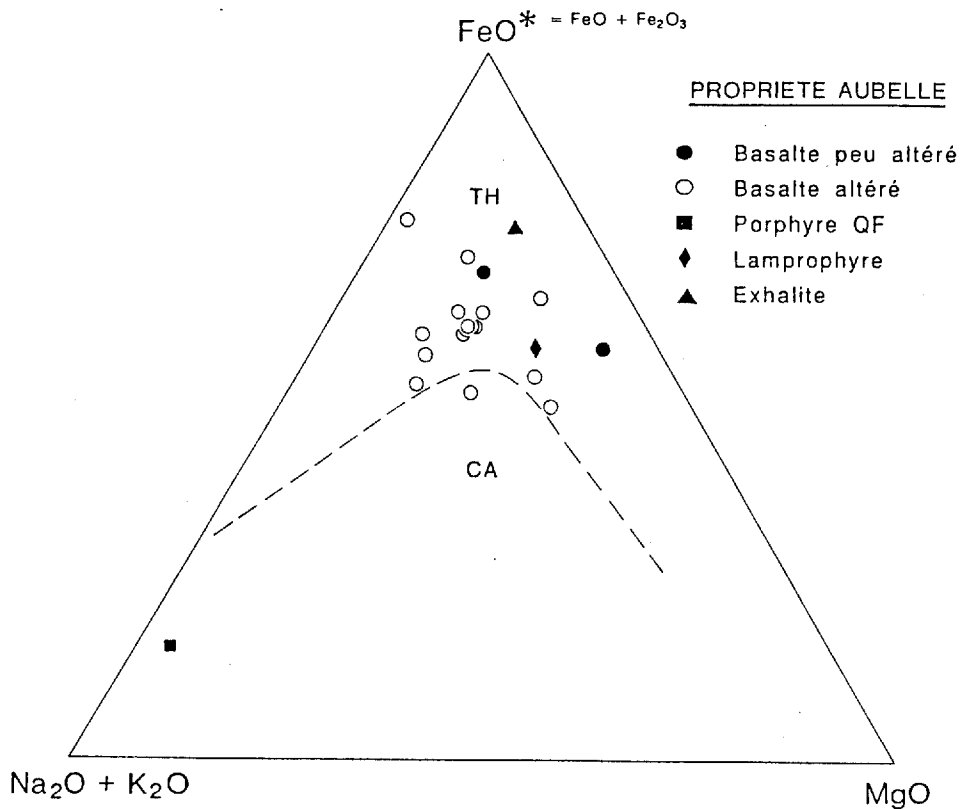


Figure 20: Diagramme AFM pour les roches de l'indice Aubelle, la limite entre les champs tholéiitique (TH) et calco-alcalin (CA) d'après Irvine et Baragar, 1971.
* = FeO + Fe₂O₃

Indice no. 11, 31M/07-011

L'indice no. 11 correspond à la veine Paquin qui a déjà été décrite par Auger (1952). Cette veine de quartz aurifère se situe à environ 1,0 km au nord du puits de la mine Aubelle, sur le flanc sud de l'anticlinal de Belleterre dans le canton de Guillet (Figs. 1 et 3).

La roche hôte de la minéralisation est un basalte vert foncé riche en chlorite et carbonate avec 1 % de pyrite et pyrrhotite finement disséminées. La veine Paquin se trouve dans une zone de cisaillement qui atteint 2,3 mètres de puissance et qui est observée dans deux sections distinctes le long d'une même tranchée (Fig. 21, 22 et 23). Localement, la schistosité régionale S_1 possède une direction générale est-ouest et s'incline à environ 70° vers le sud (Fig. 21). Cette surface, donnée par l'alignement préférentiel des feuillets de chlorite, s'intensifie brusquement à l'intérieur de la zone de cisaillement où le basalte passe à un schiste à chlorite et carbonate bien folié. Dans cette bande de déformation, S_1 subit une faible rotation anti-horaire qui indique un déplacement apparent senestre (Fig. 21).

La surface S_1 est également recoupée par un clivage de crénulation S_2 orienté NO-SE et incliné à environ 60° vers le sud-ouest (tranchée #1, Fig. 21). Plus à l'est dans la tranchée # 2, un deuxième clivage de crénulation s'oriente nord-sud et s'incline à 65° vers l'ouest (Fig. 21). Le recoupement entre ces deux clivages de crénulation tardifs n'est pas observé en affleurement mais il est probable que les deux plans soient synchrones et analogues à des clivages d'extension caractéristiques des zones d'intense déformation ductile (voir Platt et Visser, 1980).

À l'intérieur de la zone de cisaillement, la veine de quartz blanc varie de 80 cm à 1,0 mètre d'épaisseur (Fig. 21). Cette veine contient environ 1 % de fragments de basalte schisteux qui forment de petites lentilles dilacérées qui s'allongent parallèlement à la direction générale du corps minéralisé. L'examen mésoscopique de plusieurs échantillons révèle la présence de 3 % de sulfures finement disséminés qui se composent surtout de pyrite avec un peu de chalcopryrite et de sphalérite. Un échantillon bien minéralisé en sulfures a retourné une valeur de 50 ppm Au (Tableau 1). Cette forte teneur est sûrement ponctuelle et ne reflète probablement pas la teneur moyenne de la veine. Il est probable que les valeurs en or obtenues lors d'analyses sont reliées directement

LÉGENDE

LITHOLOGIES

V3A Basalte andésitique / andésite basaltique

MINÉRALISATION

 Veine de quartz

SYMBOLES STRUCTURAUX

 Aire d'affleurements

 Schistosité S₁

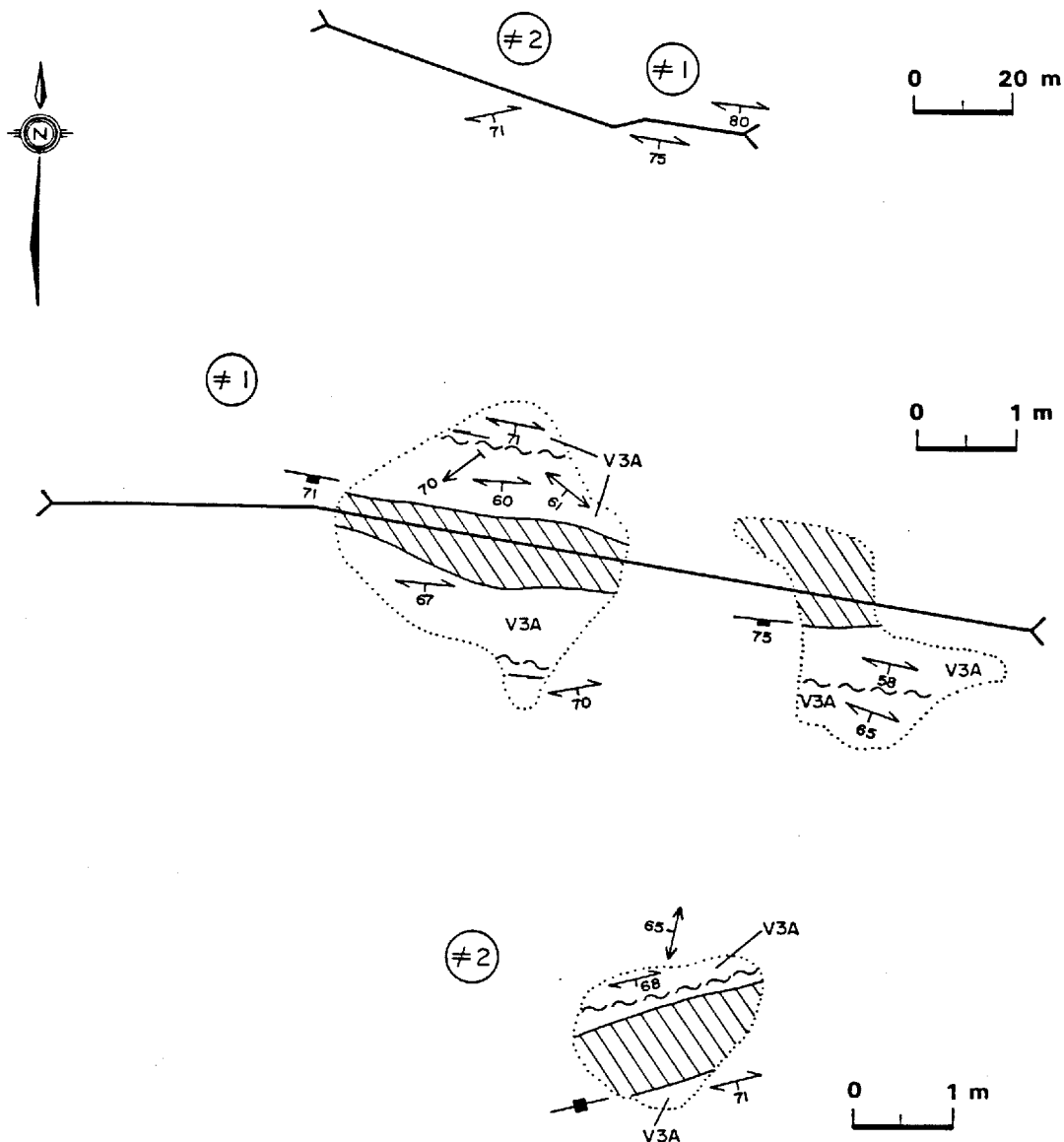
 Clivage S₂

 Linéation d'intersection L₂¹

 Veine de quartz

 Zone de cisaillement senestre

 Tranchée



Cartographie: par Ghislain TOURIGNY, 1989

Figure 21: CARTE GÉOLOGIQUE DE L'INDICE 11, VEINE PAQUIN.

à l'abondance de sulfures comme sur la grande majorité des indices de la région de Belleterre. Par ailleurs, les anciens travaux mentionnent que 15 sondages peu profonds ont donné une teneur moyenne de 5,88 g/tm d'or et des analyses individuelles atteignaient 20,57 g/tm Au (Ingham, 1945).

=====

MINE BELLETERRE

Veine no. 11 (Indice no. 14, 31M/07-014)

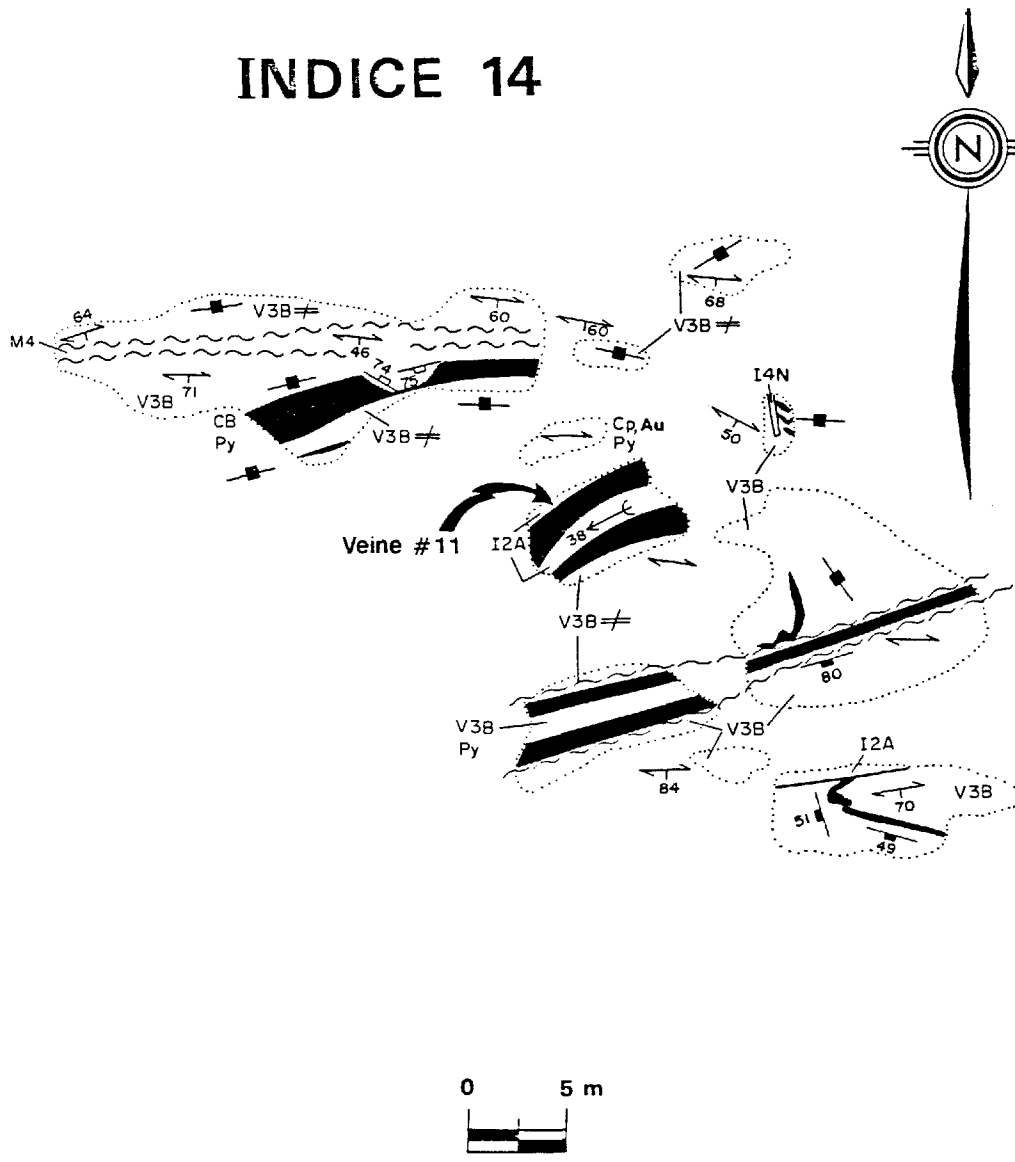
L'indice 14 coïncide avec la veine no. 11 et les veines adjacentes à la mine Belleterre (Fig. 1). Cet indice se localise à proximité du puits no. 2 sur les anciens terrains miniers où les Ressources Riverton ont fait le nettoyage mécanique de quelques surfaces d'affleurement qui exposent les veines minéralisées (Fig. 22, p. 100).

Le minerai aurifère se localise à l'intérieur de veines de quartz blanc à grisâtre qui recoupent à faible angle la schistosité régionale et les basaltes hôtes chloritisés et carbonatés (Fig. 22). Localement, on retrouve quelques dykes de porphyres quartzo-feldspathiques et de lamprophyres spatialement associés au minerai aurifère. En surface, les dykes felsiques semblent paraconcordants aux lentilles de quartz mais en profondeur, ils recoupent nettement la minéralisation (Auger, 1952).

Les principaux caractères structuraux observés coïncident avec la schistosité régionale S_1 ainsi qu'avec les zones de cisaillement qui contiennent les veines aurifères (Fig. 22). La schistosité régionale est définie par l'orientation préférentielle des phénocristaux de chlorite, possède une orientation générale est-ouest et s'incline fortement vers le sud (Fig. 22). Cette surface d'anisotropie prononcée s'accroît rapidement à proximité des zones de cisaillement où le protolithe mafique passe à un schiste à chlorite-quartz-carbonate. De leur côté, les zones de cisaillement font généralement plus d'un mètre de largeur. Elles s'orientent ENE-OSO à faible angle avec la schistosité et s'inclinent fortement vers le sud. Aucun indicateur cinématique ne nous a permis de déceler la cinématique interne à ces zones de déformation minéralisées.

Auger (1952) décrit la veine no. 11 comme un filon aurifère orienté nord-sud et incliné à 50° vers l'est. Outre les quelques veinules de quartz

INDICE 14



LÉGENDE

LITHOLOGIES

- V3B Basalte
- I2A Syénite quartzifère
- I4N Lamprophyre ultramafique
- M4 Schiste
- Py Pyrite
- Cp Chalcopyrite
- CB Carbonate

MINÉRALISATION

- Veine de quartz aurifère

SYMBOLES STRUCTURAUX

- Aire d'affleurements
- Contacts géologiques: connu, présumé
- Schistosité S₁: inclinée, verticale, pendage non déterminé
- Direction et plongée de stries de glissement
- Diaclase: inclinée, verticale
- Veine de quartz aurifère: inclinée, verticale
- Cisailé
- Zone de cisaillement

Cartographie: par Ghislain TOURIGNY, 1989

Figure 22: CARTE GÉOLOGIQUE DE L'INDICE 14, VEINE No11, MINE BELLETERRE.

adjacentes aux veines principales, aucune veine de quartz majeure compatible avec une telle orientation n'a été observée lors de notre cartographie (Fig. 22). Les veines cartographiées semblent plutôt correspondre avec des lentilles de quartz orientées ENE et inclinées à plus de 80° vers le sud (Fig. 21). La veine no. 11 identifiée à la figure 22 coïncide en fait avec la veine la plus riche en sulfures et qui contenait de petits grains d'or visibles en cassure fraîche. Il est possible que cette lentille aurifère soit une veine subsidiaire à la veine # 11 décrite par Auger (1952). Trois autres veines cartographiées s'orientent subparallèlement à la lentille principale observée en surface (Fig. 22). Toutes ces veines de quartz contiennent de 3 à 10 % de sulfures disséminés. L'examen de lames polies montre que les minéraux opaques sont représentés par la pyrite, la chalcopryrite, la sphalérite, la pyrrhotite, la galène et l'or.

La pyrite, subidiomorphe à xénomorphe, se retrouve sous forme de grains grossiers (0,5 - 5,0 mm) généralement cataclasés. La chalcopryrite remplace la pyrite à divers degrés à sa bordure ou le long des fractures. La sphalérite et la pyrrhotite se retrouvent fréquemment en inclusions à l'intérieur des grains de pyrite ou de chalcopryrite. Quelques petites inclusions globulaires (0,04 mm) de galène ont été identifiées dans la pyrite. L'or forme de petits grains (0,02 mm) observés dans les fractures de la pyrite ou dans celles du quartz. Tous ces minéraux opaques sont contenus dans une gangue qui se compose de plus de 95 % de quartz recristallisé qui s'accompagne de faibles quantités de muscovite, chlorite et carbonates.

Une analyse de la veine #11 identifiée à la figure 22 a donné un résultat de 1,5 ppm d'or (voir tableau 1 et annexe II).

Veines no. 14 et 16 (Indice no. 17, 31M/07-017)

L'indice no. 17 décrit comme les filons no. 14 et 16 de la mine Belleterre dans la fiche de gîte 31M/7-17 n'a pas été observé en surface. Par contre, il a été possible d'observer la veine no. 12 à proximité de l'ancien puits no. 1 sur les terrains miniers (Figs. 1 et 23). Lors des opérations minières, cette veine de quartz représentait le principal filon aurifère qui fournissait la majorité de l'or extrait à la mine Belleterre (Auger, 1952).

La lentille no. 12 consiste en une veine de quartz gris foncé qui se loge à l'intérieur d'une coulée de basalte coussinée et massive recoupée par des

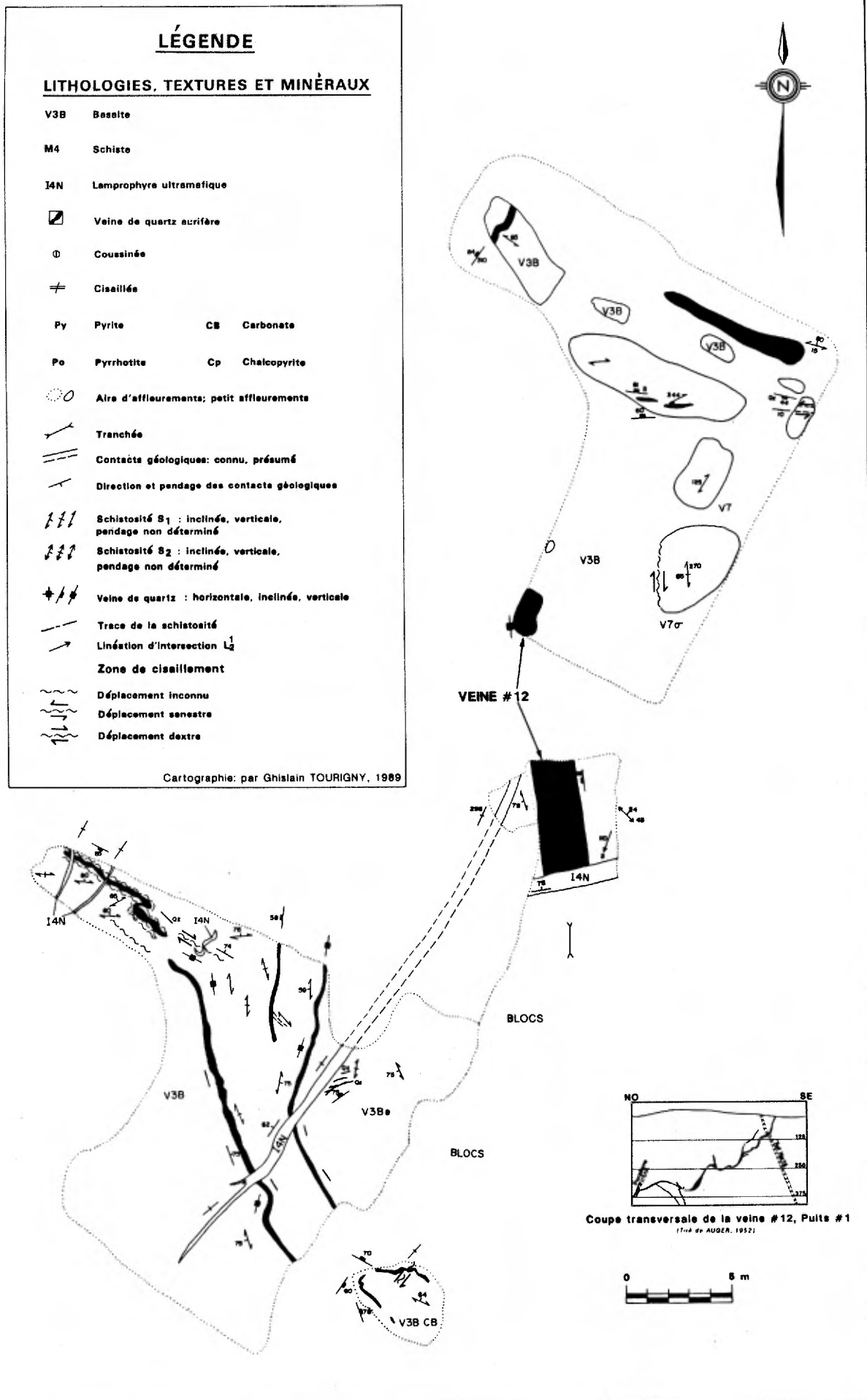


Figure 23: CARTE GÉOLOGIQUE DE L'INDICE 17, FILONS 14 ET 16, MINE BELLETERRE

dykes de lamprophyre (Fig. 23). La schistosité régionale, définie par l'aplatissement des coussins varie en direction de NO-SE à est-ouest, s'incline abruptement vers le sud-ouest, le nord-est ou le sud et est nettement recoupée par le filon aurifère. Selon Auger (1952), la veine no. 12 possède une longueur totale de plus de 900 mètres et a été exploitée jusqu'à une profondeur de 400 mètres sur une largeur variant de quelques centimètres à plus de 3 mètres. Dans les galeries souterraines, la demie est du filon s'oriente sud-ouest et s'incline à plus de 50° vers l'ouest (Auger, 1952). L'inclinaison de la demie ouest de la veine est par contre assez faible avec une moyenne de 30° (Auger, 1952). En surface, le segment de la veine que nous avons cartographié possède une direction générale nord-sud et s'incline entre 82° vers l'ouest et la verticale (Fig. 23). En section transversale (Auger, 1952), plusieurs ramifications irrégulières se rattachent latéralement à la lentille principale de façon à englober des fragments d'épontes foliés (Fig. 23). La veine définit une traînée de plis parasitiques dextres plongeant faiblement vers l'est (Trenholme, 1948; Auger, 1952). Ces plis parasitiques en Z et l'attitude abrupte de stries mesurées dans les galeries souterraines indiquent que la veine no. 12 se situe à l'intérieur d'une zone de cisaillement à mouvement normal dominant et à déplacement horizontal dextre mineur (Auger, 1952). Ce mouvement normal résulte probablement d'un relâchement des contraintes régionales lors d'un stade de relaxation postérieur à une période de compression initiale. Cette phase de compression est probablement responsable de la fracturation et de la mise en place des filons aurifères à l'intérieur de zones de cisaillement dont le mouvement initial devait être inverse. La mise en place des dykes quartzo-feldspathiques et des dykes de lamprophyre à l'intérieur de zones en tension recoupant les zones de cisaillement aurifères a du être contemporaine avec le mouvement normal (extension) tardif.

Outre la veine no. 12, on observe plusieurs veines subsidiaires de quelques cm d'épaisseur (Fig. 23). Ces lentilles de quartz blanc à gris moyen affichent une direction générale NO-SE à nord-sud et s'inclinent fortement vers l'ouest, prenant parfois une attitude verticale (Fig. 23). En plan, elles montrent plusieurs structures mésostructurales tel qu'un boudinage latéral et des plis parasitiques dextres à plongée subverticale (Fig. 23). Elles occupent probablement la partie centrale de zones de cisaillement normales dextres subparallèles à la zone contenant la veine no. 12. Toutes les veines de quartz



cartographiées sont recoupées obliquement par les dykes de lamprophyre NNE-SSO et est-ouest (Fig. 23).

L'assemblage minéralogique typique de la veine no. 12 consiste en plus de 95 % de minéraux transparents avec 5 % de sulfures. Ces derniers se composent surtout de pyrite subidiomorphe à xénomorphe cataclasée. On retrouve également de la chalcopryrite accompagnée de sphalérite, de galène et d'or. La galène et la sphalérite se retrouvent généralement en inclusions dans la chalcopryrite et dans la pyrite ou remplissent les fractures de la pyrite avec la chalcopryrite. Quelques grains d'or de 10 à 30 microns de diamètre ont été localisés dans les fractures de la pyrite. La gangue de la veine est surtout composée de quartz polycristallin intensément recristallisé avec des quantités subsidiaires de carbonates (calcite et ankérite), de chlorite, de muscovite et d'épidote. Des analyses sur trois échantillons ont donné 1,9 ppm, 7,8 ppm et 29 ppm Au (voir Tableau 1 et annexe II).

=====

Indice no. 19, 31M/07-019 (Gains-Moor)

L'indice no. 19 est situé dans la partie sud-est du canton de Guillet près de l'extrémité sud du lac Soufflot (Fig. 1). Cet indice, appartenant aux mines Orina Ltée, a fait l'objet d'une campagne d'exploration de 1987 à 1989 qui a été accompagnée du nettoyage de grands affleurements permettant d'observer le contexte géologique de la minéralisation.

La géologie locale consiste en un assemblage de laves mafiques accompagnées de roches volcanoclastiques interlitées avec une bande de roches sédimentaires riches en graphite (Fig. 24). Les roches intrusives sont représentées par des dykes de lamprophyre, de diorite et de granite qui recoupent les roches volcaniques et sédimentaires à plusieurs endroits selon diverses orientations (Fig. 24).

La principale caractéristique structurale de la propriété coïncide avec une schistosité de flux pénétrante (S_1) qui recoupe dans le sens anti-horaire la surface de stratification à l'intérieur des roches sédimentaires et des volcanoclastites (Fig. 24). La stratification S_0 montre une orientation générale ESE-ONO et s'incline à plus de 80° vers le sud (Fig. 24). La schistosité régionale S_1 , définie par l'aplatissement des lapillis et des blocs dans les volcanoclastites, s'oriente est-ouest et s'incline à plus de 80° vers le sud

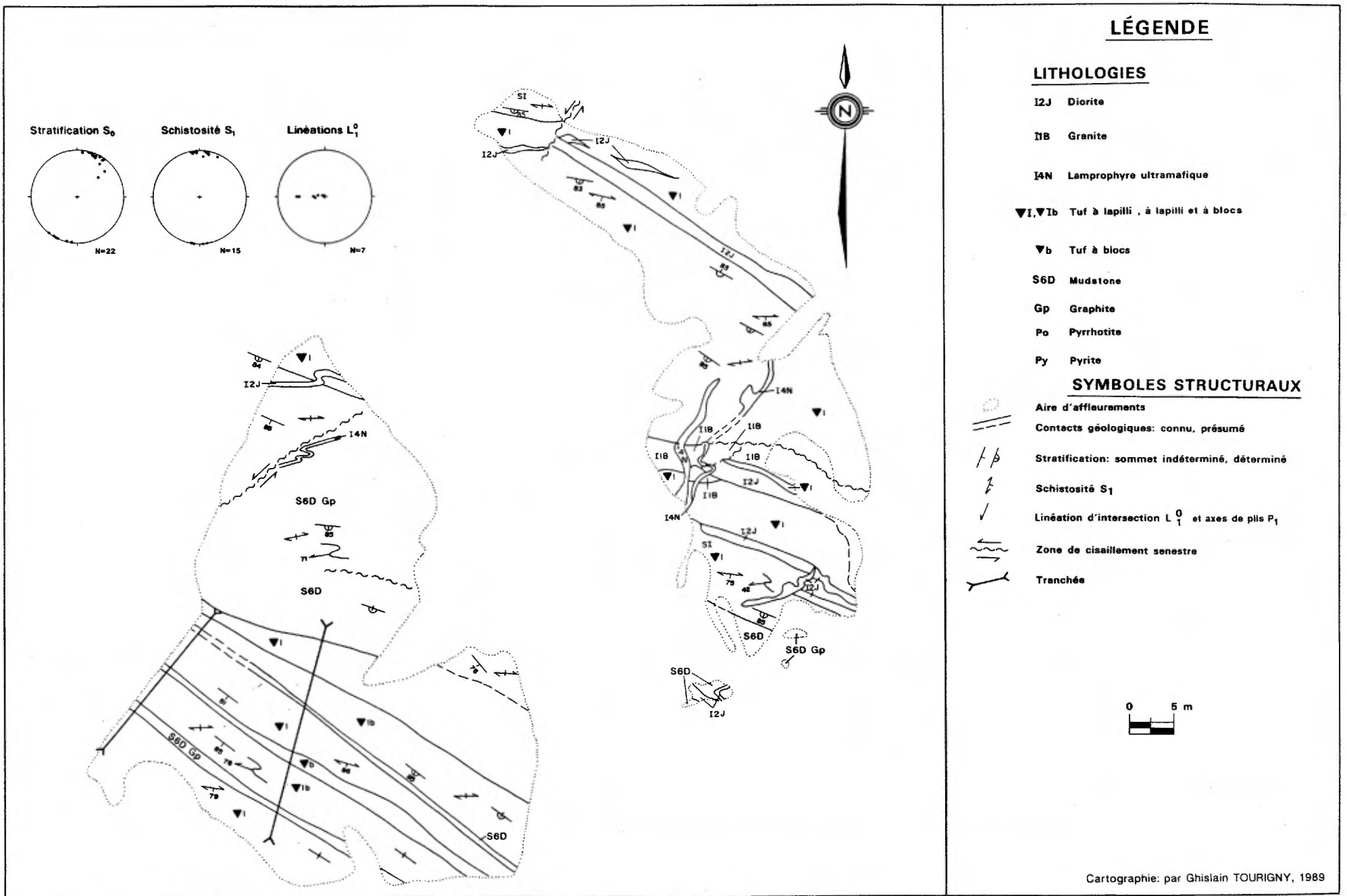


Figure 24: CARTE GÉOLOGIQUE ET PROJECTIONS STÉRÉOGRAPHIQUES ÉQUIAIRES DES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DE L'INDICE 19 (Gains-Moor).

(Fig. 24). Cette surface est coplanaire avec le plan axial de plusieurs flexures parasitiques en Z affectant la surface S_0 (Fig. 25). Ces plis de longueur d'onde centimétrique à métrique sont surtout développés au contact des lits graphitiques et des lits gréseux dans les sédiments et sont communément de classe 2 (i.e. plis semblables; Ramsay, 1967). Ils plongent entre 40 et 85° vers l'ouest parallèlement aux linéations d'intersection L_{0-1} (Fig. 24).

La minéralisation aurifère se retrouve sous forme de sulfures disséminés et parfois sous forme de veinules de sulfures d'épaisseurs millimétriques principalement concentrées à l'intérieur d'une unité de basalte porphyrique qui longe le contact avec les sédiments graphitiques. Localement, on observe que les zones de sulfures chevauchent le contact volcano-sédimentaire mais les sulfures sont beaucoup moins abondants dans les sédiments que dans les volcanites.

La principale zone d'enrichissement en sulfures se retrouve sous la forme d'une lentille discontinue de plus de 200 mètres de longueur et variant de 6 à 20 mètres d'épaisseur (Hawley, 1989). Il est facilement reconnaissable en affleurement par son fort magnétisme et par une altération rouille qui coïncide d'intenses carbonatation et pyritisation. Cette zone s'oriente parallèlement aux flancs longs des plis parasitiques dextres soit ESE-ONO avec une forte inclinaison vers le sud (>80°). Cette attitude est subparallèle à la surface de stratification mesurée dans les sédiments et dans les volcanoclastites.

Le contenu en sulfures varie entre 8 et 20 % à l'intérieur des laves porphyriques et diminue à environ 5 % à l'intérieur des sédiments graphitiques. Ces sulfures se composent en majorité de petits cristaux (<1,0 mm) de pyrite cataclasée dont l'axe long s'oriente parallèlement au plan d'anisotropie dans la roche hôte. La chalcopryrite et la pyrrhotite se retrouvent soit en inclusions ou dans les fractures de la pyrite et remplacent communément cette dernière. La pyrrhotite xénomorphe de remplacement peut devenir plus abondante (i.e. >10 %) que la pyrite par endroits et confère alors à la roche une forte susceptibilité magnétique. Quoique cet indice a été l'objet d'importants travaux d'exploration, on n'y a retrouvé jusqu'à maintenant que de faibles valeurs en or. Les meilleures valeurs intersectées en forage ont été de 0,01 et 0,03 on/t Au respectivement (Hawley, 1989). Les analyses que nous avons effectuées apparaissent au tableau 1 et à l'annexe II et n'indiquent que des valeurs sous-économiques en or.



Figure 25 Vue en plan d'une charnière d'un pli antiforme en Z plongeant à 70° vers l'ouest. Métasédiments graphitiques, indice 19 (Gains-Moor).

Selon les données géologiques décrites ci-haut, il semble que l'indice 19 soit complètement différent du point de vue structural de la plupart des autres indices aurifères de la région. En fait, la minéralisation paraît subconcordante à la surface de stratification et au contact volcano-sédimentaire. Cette minéralisation est par conséquent stratiforme et stratoïde contrairement à tous les autres indices minéralisés décrits dans ce rapport, lesquels sont nettement discordants à la stratification et non limités à un horizon particulier. L'âge de la minéralisation aurifère est par contre problématique à l'indice 19. En premier lieu, il est possible que la mise en place des sulfures soit synchrone au changement de cycle volcanique à sédimentaire et par conséquent d'origine syngénétique. Toutefois, le contrôle lithologique de la minéralisation n'est pas évident à l'échelle locale puisque celle-ci se retrouve aussi bien dans les laves que dans les roches sédimentaires. Il est alors probable que la mise en place des sulfures soit syntectonique et reliée au développement de la schistosité présente dans toutes les lithologies. Les sulfures disséminés ont pu s'injecter le long du plan de la schistosité et être subséquentement déformés et recristallisés lors des incréments tardifs de la déformation. Les évidences de remplacement de la pyrite par la pyrrhotite et la chalcopryrite suggèrent également une origine syntectonique pour l'or dans ce secteur. Toutefois, une étude plus détaillée accompagnée d'une cartographie de toute la propriété et ses environs devraient être réalisées pour déterminer les principaux contrôles géologiques et l'âge relatif de la mise en place des sulfures.

=====

Indice no. 21, 31M/07-021

L'indice no. 21 est localisé dans la partie nord-est du canton de Guillet à quelques centaines de mètres au nord-ouest du lac Soufflot (Fig. 1). La veine de quartz aurifère et la roche hôte n'ont été observées que sur un mètre carré. La roche hôte consiste en une coulée basaltique peu cisailée de teinte vert foncé à la patine et gris foncé en cassure fraîche. Cette roche aphanitique contient environ 1 % de sulfures disséminés représentés par la pyrite et la pyrrhotite. On retrouve également quelques veinules de calcite et de quartz qui recoupent la roche dans plusieurs directions.

La schistosité S_1 , très faiblement développée à l'échelle de l'affleurement, possède une attitude dominante de N125, 65°SSO. La minéralisation aurifère est confinée à l'intérieur d'une veine de tension faiblement inclinée qui recoupe très nettement la surface S_1 (Fig. 26). Cette veine tardi-tectonique semble géométriquement analogue aux lentilles de quartz aurifères subhorizontales qui sont caractéristiques de plusieurs gisements aurifères mésothermaux d'âge archéen (voir Robert et Brown, 1986; Sibson et al., 1988). Le lecteur est référé à ces auteurs pour de plus amples explications sur les mécanismes de formation de ces structures d'extension.

La veine de quartz observée en section transversale possède une épaisseur de plus de 35 cm avec une direction générale de N135° et une inclinaison de 35° vers le sud-ouest (Fig. 26). Cette lentille aurifère se compose de plus de 95 % de quartz blanc recristallisé avec 1 % de chlorite, muscovite et carbonate. Les sulfures sont constitués de 3 % de pyrite subidiomorphe à idiomorphe qui se retrouve fréquemment sous la forme de cubes grossiers disséminés à l'intérieur de la masse siliceuse. La pyrite est intensément fracturée et est généralement injectée le long de ces craquelures par des microfilonnets de limonite. Aucun grain d'or n'a été observé au microscope.

L'altération hydrothermale en bordure de la veine de quartz se manifeste par une concentration de carbonates sur 3 cm de largeur. Cette altération est facilement identifiable par un changement de la teinte verte du basalte à une couleur brun rouille causée par la carbonatation. L'analyse d'un échantillon de la veine a titré une teneur sous-économique de 5 ppb Au (voir Tableau 1 et Annexe II).

=====

INDICE AUDREY

Généralités

L'indice Audrey est un nouveau prospect aurifère découvert par Ressources Audrey lors d'une campagne d'exploration régionale en 1988 (Laurin, 1988). Cet indice se localise dans le canton de Guillet à environ 1,5 km au nord du puits de la mine Aubelle et plus spécifiquement dans la zone de charnière de l'anticlinal de Belleterre (Figs. 1 et 3). Les travaux d'exploration de 1988 ont été accompagnés par le dénudage d'un grand aire d'affleurement sur lequel



Figure 26 Vue regardant vers l'ouest de la veine de tension aurifère de l'indice 21.

plusieurs relations chronologiques entre les événements structuraux, magmatiques et la minéralisation aurifère peuvent être observés.

Localement, la veine de quartz minéralisée occupe une zone de cisaillement ductile-fragile qui recoupe un filon-couche de gabbro isotrope interstratifié avec des tufs felsiques, des basaltes et une formation de fer au faciès oxyde. Toutes ces lithologies ainsi que la minéralisation sont recoupées par plusieurs dykes de lamprophyre ultramafiques tardi-tectoniques.

Géologie structurale

La cartographie à la planchette de la partie ouest de l'affleurement montre qu'il existe deux principales générations de structures (D1 et D2) qui sont elles-mêmes recoupées par des zones de cisaillement et d'autres structures tardives (Figs. 27, 28 et 29).

Déformation D1

Les éléments structuraux reliés au premier événement de déformation D1 sont représentés par la schistosité régionale S_1 , par les linéations d'intersection L_{0-1} et les axes de plis P1 qui leur sont colinéaires (Figs. 27, 28 et 29). Ces éléments structuraux ont été observés dans la partie ouest de l'affleurement. La surface S_1 se définit comme une schistosité de flux peu pénétrante qui est coplanaire avec la trace axiale des plis P1 (Fig. 28). S_1 est surtout développée à l'intérieur des lits pélitiques dans la bande de tuf où l'on observe fréquemment un débit en plaquettes millimétriques selon le plan d'anisotropie. La surface de stratification S_0 à l'intérieur des tufs est quant à elle donnée par l'alternance de lits pâles (felsiques) et de lits pélitiques (intermédiaires à mafiques) de teinte gris foncé à la patine. Le rubanement à l'intérieur de la formation de fer est également subparallèle à cette surface. Tel qu'observé aux figures 28 et 29, les surfaces S_0 et S_1 sont subparallèles l'une à l'autre avec une orientation générale variant de NNE-SSO à NNO-SSE et une inclinaison supérieure à 60° vers l'est.

Les plis P1 correspondent à de petites flexures senestres de quelques centimètres de longueur d'onde qui sont développées au contact de lits compétents et incompétents à l'intérieur de la bande de tuf (Fig. 30A). Il s'agit de plis semblables (classe 2 de Ramsay, 1967), serrés à isoclinaux avec des charnières

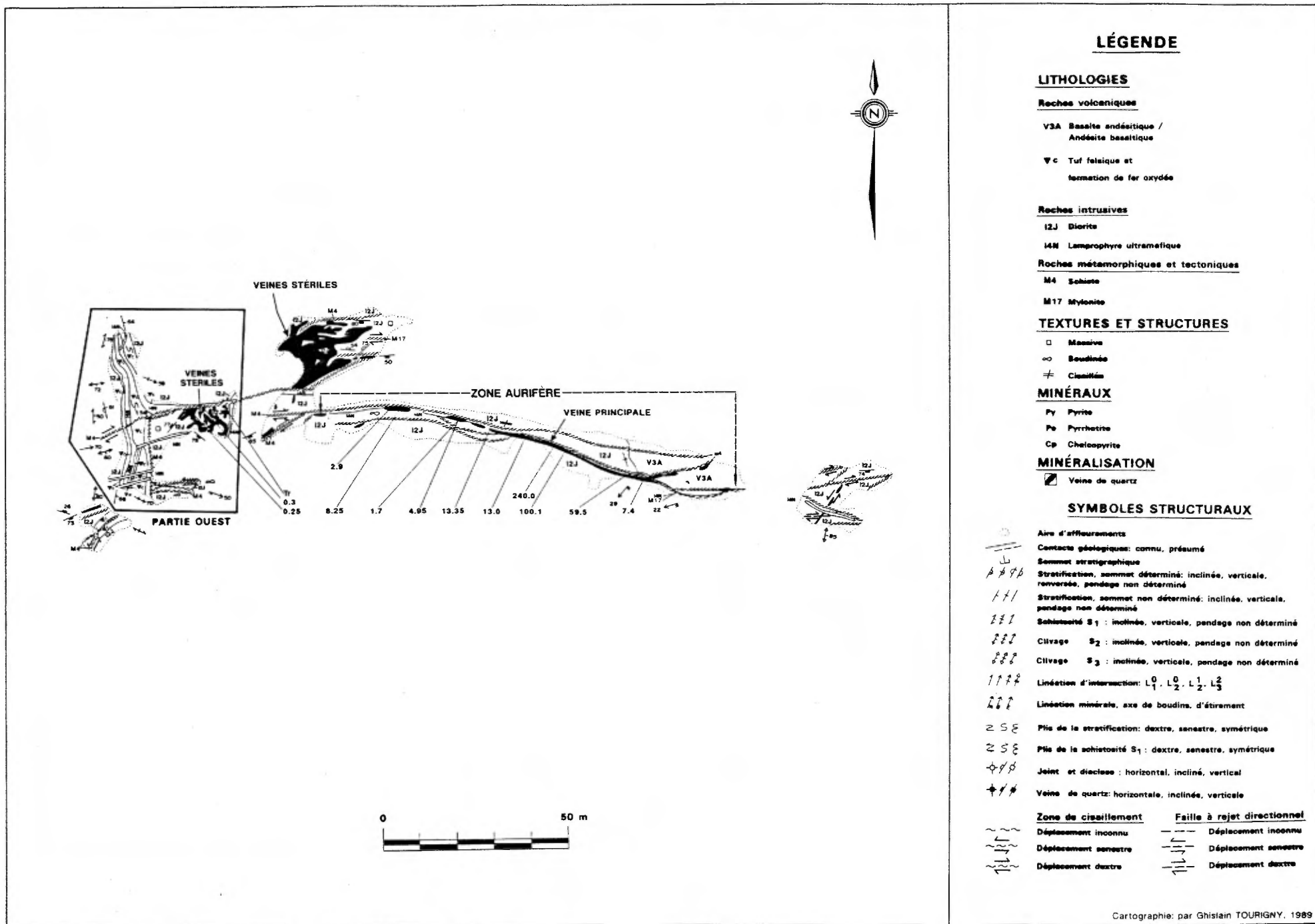


Figure 27: CARTE GÉOLOGIQUE DE LA PROPRIÉTÉ AUDREY, TENEUR EN Au, g/t.

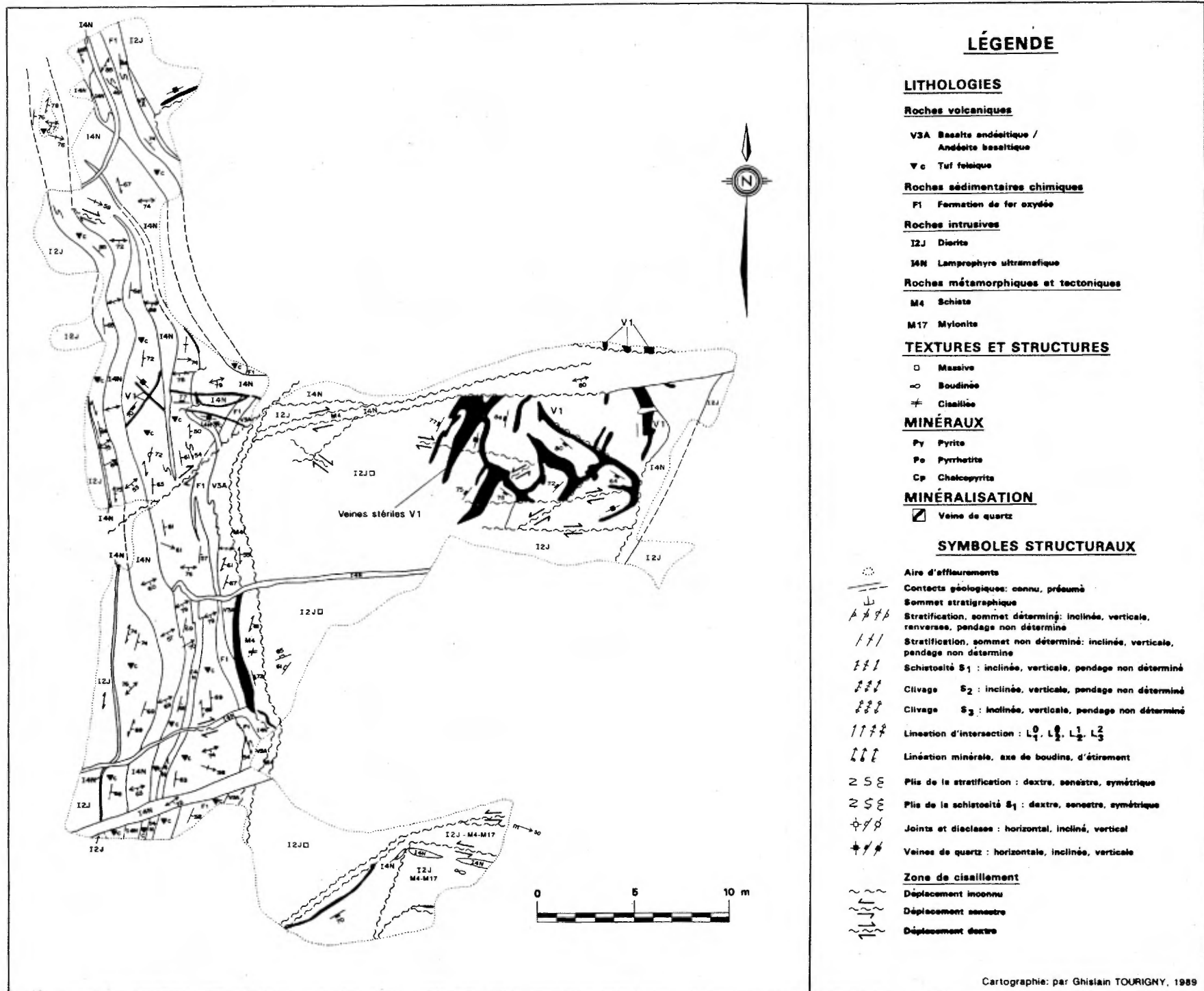


Figure 28: CARTE GÉOLOGIQUE DE LA PARTIE OUEST DE LA PROPRIÉTÉ AUDREY.

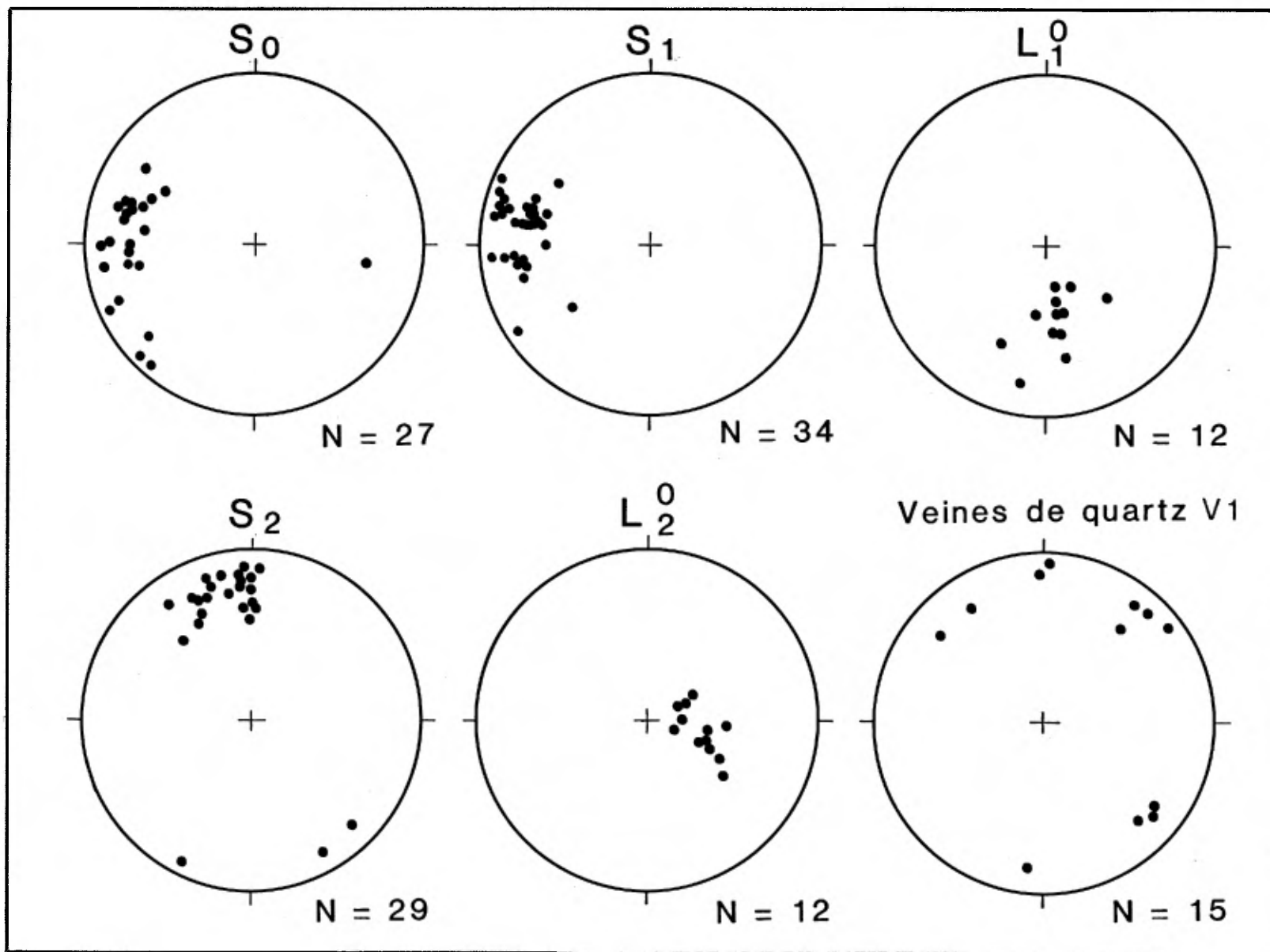


Figure 29: PROJECTION STÉRÉOGRAPHIQUES ÉQUIAIRES DES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX MESURÉS DANS LA PARTIE OUEST DE L'INDICE AUDREY.

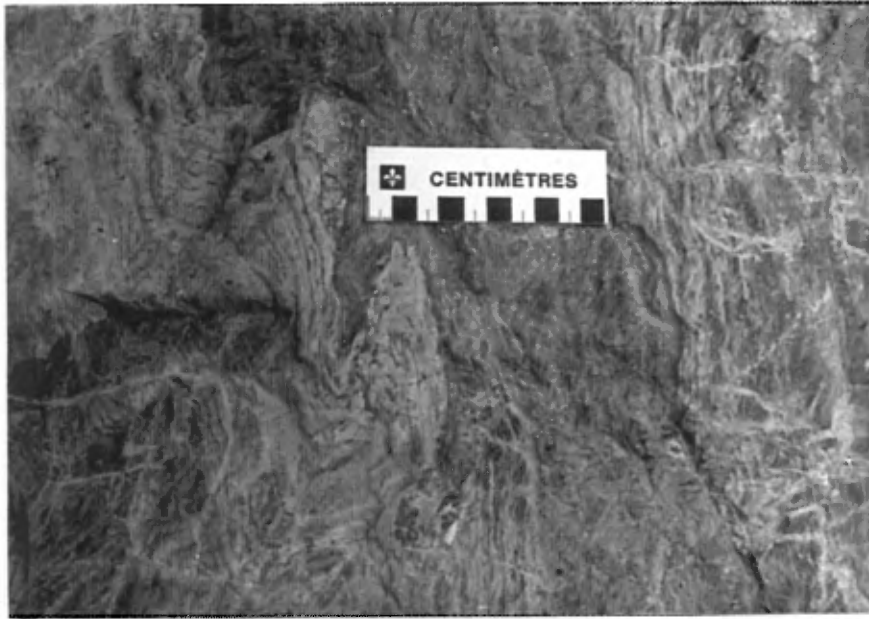


Figure 30A) Vue en plan d'un pli senestre P_{0-1} de classe 2 dans le tuf felsique, indice Audrey.



Figure 30B) Vue en plan d'un pli P_{0-2} symétrique dans le tuf felsique, indice Audrey.

subanguleuses. Les linéations L_{0-1} plongent de 10 à 75° vers le sud et le sud-est (Figs. 28 et 29).

Déformation D2

Les éléments planaires et linéaires associés à la deuxième génération de structures D2 sont représentés par un clivage de crénulation S_2 et par les axes de plis et les linéations d'intersection L_{0-2} et L_{1-2} (Figs. 28 et 29). Ces deux groupes de linéations sont essentiellement subparallèles et correspondent aux L_{0-2} à la figure 29. La superposition des structures D2 sur les structures reliées à D1 est responsable de la réorientation et de l'ondulation des surfaces S_0 et S_1 sur la carte géologique (Fig. 28).

Le clivage de crénulation S_2 est très bien développé sur la propriété dû à sa relation angulaire quasi orthogonale par rapport à S_0 et S_1 . La compilation de l'orientation de S_2 démontre que cette surface s'oriente ENE à E-O et s'incline fortement vers le sud (Figs. 28 et 29). S_2 est coplanaire avec le plan axial des plis P2. Les flexures mésoscopiques P2 coïncident avec des plis mineurs de deuxième ordre développés dans la charnière ou sur les flancs de l'anticlinal de Belleterre (Fig. 3). Sur la propriété Audrey, il s'agit de flexures symétriques de classe IB (plis parallèles) dont la surface enveloppante s'oriente approximativement nord-sud et s'incline fortement vers l'est (Figs. 28 et 30B). L'axe de ces flexures plonge à un angle généralement supérieur à 60° vers l'est et le sud-est (Figs. 28 et 29).

Structures tardives (D3 ?)

Les structures tardives cartographiées sur cette propriété sont définies par un clivage de crénulation, des zones de cisaillement mineurs et par des failles à rejet latéral dextre (Fig. 27). Le clivage de crénulation (S_3 à la Fig. 27) consiste en une surface discrète orientée NNE-SSO et inclinée à 60° vers l'est. Cette fabrique est très faiblement développée et ne s'observe qu'à l'intérieur du gabbro dans la partie sud-ouest de l'affleurement. Quelques petites zones de cisaillement senestres subverticales s'orientent parallèlement à cette surface dans le gabbro. Ces structures essentiellement ductiles déplacent de quelques centimètres vers le sud le contact entre le gabbro et le tuf felsique. Une faille à rejet directionnel dextre a été identifiée dans la partie

est de l'affleurement (Fig. 27). Il s'agit d'une zone subverticale, orientée E-O et de quelques centimètres de largeur qui recoupe le basalte massif et déplace légèrement (<10 cm) une veine de quartz de direction NE-SO.

Toutes ces structures tardives ont peu d'influence sur la géométrie interne des lithologies et de la minéralisation aurifère. Elles ne font tout au plus que réorienter et déplacer légèrement les éléments structuraux plus anciens.

Zones de cisaillement

Les zones de cisaillement retrouvées à l'indice Audrey sont développées principalement à l'intérieur d'un gabbro homogène et isotrope qui occupe la majorité de l'affleurement (Fig. 28). Ces zones d'intense déformation varient de quelques centimètres à plus d'un mètre de largeur et peuvent atteindre plus de 100 mètres d'extension latérale (Fig. 28). Il s'agit de structures en bandes (cf. Cobbold, 1977) analogues aux zones de cisaillement ductile-fragile classiques décrites dans la littérature (voir Ramsay, 1967; Ramsay et Graham, 1970; Kerrich et Allison, 1978; Ramsay, 1980). En affleurement, ces bandes de déformation sont facilement reconnaissables par une diminution drastique de la granulométrie initiale du protolithe qui passe à une zone de mylonite à l'intérieur du cisaillement (Fig. 31). Géométriquement, ces structures se composent de deux surfaces planaires soit un plan de cisaillement externe (plan C de Berthé et al., 1979) et un plan de schistosité (plan S de Berthé et al., 1979). Au microscope, le plan C est défini par des petites zones de chlorite et d'oxyde (limonite?) tandis que le plan S correspond à des agrégats de chlorite qui remplacent l'amphibole du protolithe. La fabrique d'aplatissement interne décrit en plan une forme sigmoïdale qui s'incurve de 20 à 30° le long du plan de cisaillement à une attitude subparallèle à la direction du plan C dans le centre de la zone (Fig. 31). Cette variation angulaire indique que l'intensité de déformation varie dans le plan orthogonale à la bordure de la zone de cisaillement et atteint son maximum dans sa partie centrale. L'asymétrie et la rotation de la schistosité interne indiquent que la plupart des zones de cisaillement présentent un rejet latéral dextre apparent (voir Ramsay et Graham, 1970). Quelques zones de cisaillement senestres orientées NE-SO à ENE-OSO se conjuguent localement avec les zones dextres, ces dernières étant volumétriquement dominantes (Figs. 27 et 28).

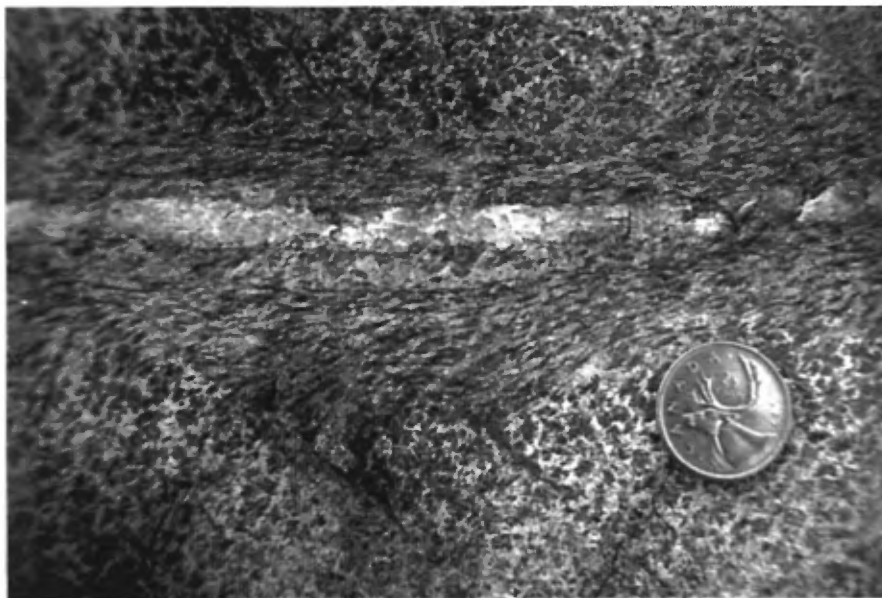


Figure 31 Vue en plan d'une zone de cisaillement ductile-fragile recoupant le gabbro isotrope, indice Audrey.

En section transversale orientée nord-sud, on observe que la schistosité interne (plan S) est un peu moins inclinée vers le sud ($<80^\circ$) que les bordures des zones de cisaillement ($>80^\circ$). Cette relation angulaire indique ainsi qu'une composante de mouvement normal existe dans le plan vertical à l'intérieur des cisaillements dextres. Cette composante de mouvement normal est également confirmée par la présence de deux linéations minérales (amphiboles allongées) plongeant respectivement à 22° et 30° vers l'ouest et le sud-ouest (Fig. 27). Cette fabrique linéaire est subparallèle à l'axe X de l'ellipsoïde de déformation finie ainsi qu'au vecteur d'écoulement à l'intérieur du plan de glissement. L'attitude faiblement inclinée de ces linéations indique que le déplacement principal à l'intérieur de la zone minéralisée E-0 est un déplacement subhorizontal dextre combiné avec une faible composante normale dans le plan vertical.

Veines de quartz et géologie économique

Les veines de quartz se subdivisent en deux principales générations sur la propriété (Figs. 28 et 29). Les veines les plus anciennes, dénommées V1, consistent en des amas lenticulaires de quartz blanc qui forment un réseau conjugué à l'intérieur du gabbro dans la partie ouest de l'affleurement. Ces veines stériles varient de quelques cm à plus de 1,0 mètre de puissance et s'orientent NE-SO et NO-SE (Figs. 28 et 29). Elles s'inclinent à plus de 70° vers le sud-est ou le nord-ouest. Toutes ces veines montrent des teneurs en or inférieures au seuil de détection (<5 ppb).

Les veines de deuxième génération dénommées V2, s'orientent est-ouest et s'inclinent fortement vers le sud ($>70^\circ$). Elles se localisent dans la partie centrale des zones de cisaillement qui recoupent le gabbro et varient de quelques millimètres à plus de 50 cm de puissance (Figs. 27 et 31). Parmi les veines V2, on retrouve la veine principale qui contient la minéralisation aurifère (Fig. 27). Cette veine varie de 20 à 50 cm d'épaisseur et se situe dans une zone de cisaillement dextre (Fig. 27). Minéralogiquement, elle se compose de plus de 95 % de quartz recristallisé, de 3 à 5 % de sulfures et de quantités subsidiaires de chlorite, muscovite, carbonate et épidote.

Les sulfures sont représentés par l'assemblage pyrite + chalcopryrite + sphalérite + covellite + galène. Ces minéraux sont tous subidiomorphes à

xénomorphes et la pyrite montrent des évidences de déformation cassante, étant parfois cataclasée. Toutes les autres phases opaques s'injectent dans les fractures de la pyrite et dans celles du quartz. Quelques grains d'or ont été identifiés et se localisent dans les fractures du quartz. Ces grains ont un diamètre variant de 15 à 25 microns et sont généralement en intime association spatiale avec la galène.

Lors de leur campagne d'exploration, Ressources Audrey ont effectué un échantillonnage en vrac de 982 kg de cette veine aurifère. Les analyses du minerai ont confirmé une teneur moyenne de 3,9 g Au/tm. La teneur moyenne calculée était de 4,24 g Au/tm (Laurin, 1988). Les teneurs en or obtenues sur trois échantillons de cette veine ont été de 270,0, 7,4 et 2,9 g/tm Au.

Dykes de lamprophyre

Les dykes de lamprophyre ultramafiques sont abondants sur la propriété Audrey et se regroupent en trois réseaux distincts selon leurs évidences de déformation interne et leurs relations de recoupement mutuelles. Il s'agit des dykes nord-sud, des dykes est-ouest et des dykes NE-SO (Fig. 28).

Les dykes nord-sud visibles dans la partie ouest de la propriété sont les plus anciens (Fig. 28). Ces dykes sont dépourvus de toute évidence de déformation reliée à D1 et s'injectent préférentiellement le long des plans de la schistosité S_1 à l'intérieur de la bande de tuf felsique (Fig. 28). Cette évidence structurale suggère qu'ils se seraient mis en place après le développement de S_1 qui aurait alors servi de piège structural pour le magma ultramafique. Par contre, la plupart des dykes nord-sud montrent des éléments structuraux reliés à D2 tel que la surface S_2 bien définie par l'alignement de la biotite et les plis P2 (Fig. 28). Toutes ces relations structurales nous permettent de déduire que les dykes nord-sud sont postérieurs au développement de S_1 mais antérieurs à D2 ou précoces durant D2.

La deuxième génération de dykes de lamprophyre est représentée par le système est-ouest qui recoupe nettement les dykes nord-sud (Fig. 28). Plusieurs dykes est-ouest s'injectent le long et/ou à l'intérieur des zones de cisaillement ductile-fragile analogue à celle qui contient la minéralisation aurifère. Ils se caractérisent fréquemment par une schistosité interne subverticale qui s'oriente est-ouest. Certains dykes exhibent aussi des structures de boudinage

latéral à l'intérieur des zones de cisaillement. Il est probable qu'ils se sont mis en place un peu après le développement des zones de cisaillement qui servaient alors de piège structural. Les évidences de déformation interne (schistosité et boudinage) démontrent qu'ils ont toutefois subi l'effet du cisaillement. Les relations chronologiques entre ces dykes et la surface S_2 ainsi qu'avec les veines de quartz aurifères sont par contre encore énigmatiques sur la propriété. Toutefois à l'échelle régionale, il est évident que tous les dykes de lamprophyre est-ouest sont tardi-tectoniques et généralement postérieurs à la minéralisation.

Le troisième système de dykes de lamprophyre que nous avons observé est représenté par les dykes orientés NNE-SSO (Fig. 27). Un seul de ces dykes a été observé à l'extrémité nord de la tranchée ouest. Il s'agit d'un mince filon discordant qui recoupe à angle les schistosités S_1 et S_2 ainsi que les lamprophyre nord-sud et est-ouest (Fig. 32). Ces dykes sont dépourvus de toute évidence de déformation interne et résultent du dernier événement magmatique postérieur à la minéralisation aurifère.

Altération hydrothermale

Transformations minéralogiques en bordure des veines aurifères V2

Le gabbro frais de la propriété Audrey est composé de beaucoup d'hornblende et d'épidote coexistant avec une albite limpide, contenant seulement quelques petites taches de clinzoïsite (Tableau 5). Cet assemblage minéralogique, combiné à la faible quantité de chlorite, suggère que le degré de métamorphisme est un peu plus élevé que sur la propriété Aubelle. Il correspondrait au sous-faciès "amphibolite à albite-épidote" de Turner (1968), qui est transitionnel entre le faciès des schistes verts et le faciès amphibolite.

Dans la zone de cisaillement minéralisée, sur une largeur d'environ 25 cm de part et d'autre de la veine de quartz, le gabbro est intensément biotitisé, chloritisé, carbonatisé et pyritisé (Tableau 5). Ces altérations s'accompagnent d'une disparition complète de l'hornblende et presque complète de l'épidote. En résumé, l'altération sur la propriété Audrey est très semblable à celle de la propriété Aubelle, puisque la biotitisation, la carbonatation et la pyritisation y sont communes. Par contre, la chloritisation caractérise les cisaillements de



Figure 32 Relation de recouplement entre un dyke de lamprophyre NNE-SSO tardif et un dyke de lamprophyre de première génération N-S. Indice Audrey.

l'indice Audrey tandis que la séricitisation caractérise ceux de l'indice Aubelle.

La composition minéralogique du gabbro altéré de l'indice Audrey est remarquablement semblable à celle du basalte altéré de l'indice Aubelle, sauf pour la plus grande abondance de biotite à Audrey et de muscovite à Aubelle.

Transformations chimiques en bordure de la veine aurifère

Le tableau 5 présente la composition chimique moyenne des gabbros frais et des gabbros altérés de l'indice Audrey. Les variations chimiques observées dans les gabbros altérés s'accordent avec les transformations minéralogiques décrites précédemment. Ainsi, une corrélation est établie entre la diminution de CaO avec la déstabilisation de l'hornblende et de l'épidote. L'augmentation de Na₂O est due à une légère albitisation. De plus, la carbonatation (augmentation du CO₂) et la pyritisation (augmentation du S) sont responsables de la perte au feu beaucoup plus élevée dans le gabbro altéré.

Les épontes de gabbro altéré sont fortement enrichies en or (moyenne de 1,3 g/t Au). Même si cette teneur est subéconomique, elle est tout de même très significative, et dans le cas d'une exploitation commerciale de la veine elle atténuerait fortement l'effet de dilution causé par l'incorporation de fragments d'épontes dans le minerai. Le césium (Cs) montre également un faible enrichissement (de 1 à 5 ppm) dans les épontes altérées. Comme cet élément possède un comportement semblable à celui du K, il est probable qu'il se substitue à ce dernier dans la structure de la biotite, lors de l'altération potassique. Les autres éléments traces analysés dans le gabbro altéré (As, Br, Sb, Se, Tl, Tm, U et W) ne montrent aucun enrichissement significatif.

Pétrologie des roches de la propriété

Le diagramme AFM de la figure 33 révèle que le gabbro de l'indice Audrey possède une affinité tholéiitique. Le gabbro altéré se distingue assez nettement du gabbro frais par sa teneur plus élevée en éléments alcalins (Na₂O et K₂O), ce qui le fait parfois passer dans le champ calco-alcalin. La formation de fer présente sur l'affleurement est composée de magnétite + quartz + sulfures de

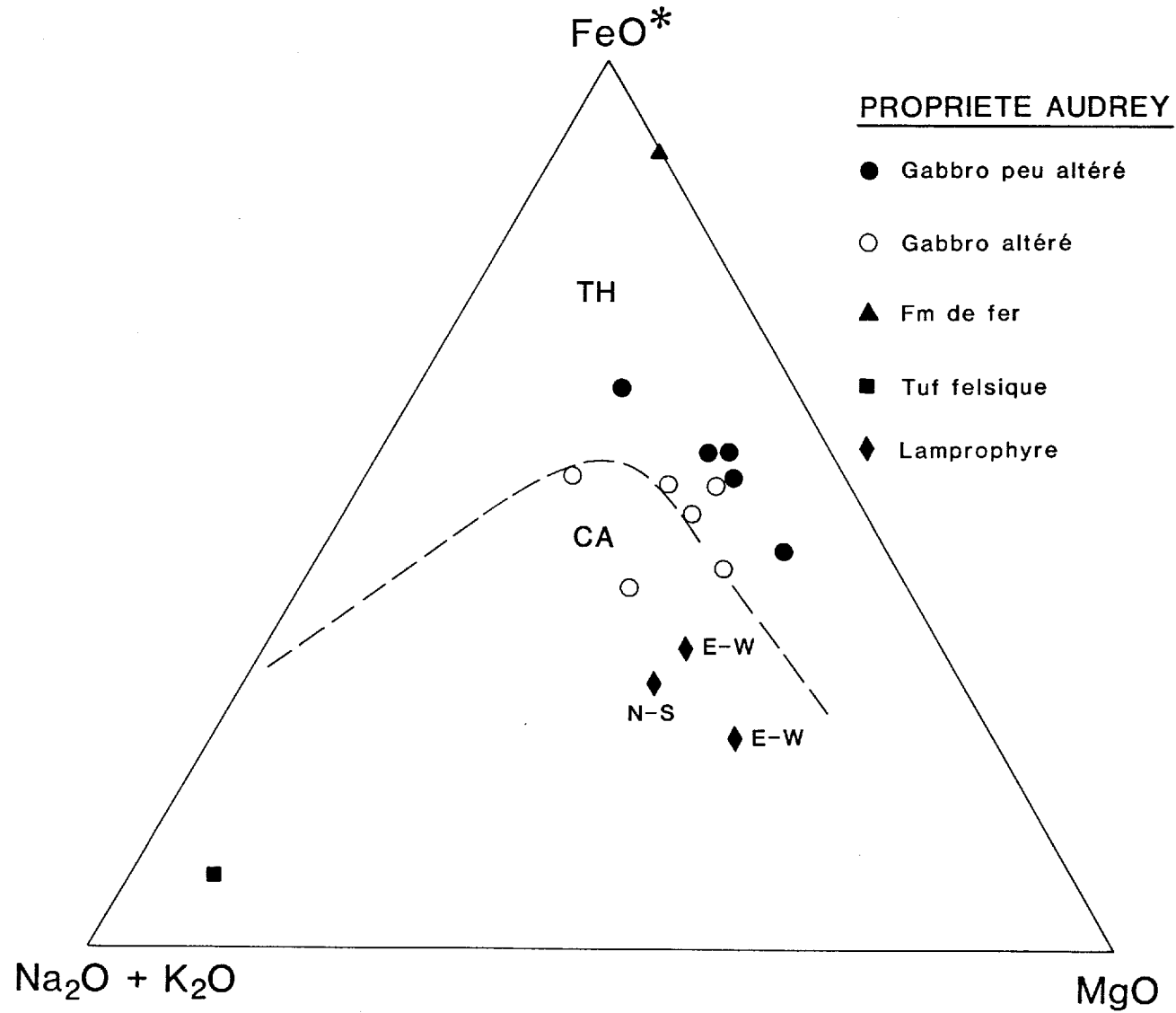


Figure 33: Diagramme AFM pour les roches de l'indice Audrey.
 Pour explication des symboles, voir la figure 20.

fer. Cette roche se caractérise par une teneur pratiquement nulle en alcalis et une teneur très élevée en fer. Le tuf felsique est une roche très siliceuse (74,5 % SiO_2), riche en albite (5,20 % Na_2O) et moyennement séricitisée (1,15 % K_2O). Étant très pauvre en fer et magnésium, son analyse se situe donc près du pôle des alcalis.

Sur le diagramme AFM, les lamprophyres de l'indice Audrey se distinguent nettement du gabbro par un rapport $\text{FeO}(t)/\text{MgO}$ plus faible et une teneur en alcalis (surtout en K_2O) plus élevée (Fig. 33). De plus, les lamprophyres contiennent plus de P_2O_5 et moins de MnO et TiO_2 que le gabbro (Tableaux 5 et 6). Par ailleurs, les trois générations de lamprophyres reconnus sur la propriété Audrey montrent des compositions chimiques assez similaires (Tableau 6). On note que la teneur en MgO décroît tandis que K_2O et la perte au feu augmentent chez les dykes les plus anciens. Par contre, tous les autres éléments analysés ne montrent pas de variation significative.

D'autre part, les lamprophyres de l'indice Audrey se distinguent nettement de ceux de l'indice Aubelle (Tableau 6). Ceux d'Audrey sont nettement plus riches en SiO_2 , MgO , Na_2O , K_2O et P_2O_5 , tandis qu'ils sont plus pauvres en Fe_2O_3 (t), CaO , TiO_2 , MnO et perte au feu.

Les lamprophyres de la région de Belleterre sont composés d'un assemblage de biotite (plus ou moins chloritisée) + plagioclase \pm hornblende + quartz + carbonate + apatite \pm épidote \pm pyrite. Si l'on utilise la nomenclature basée sur le minéral mafique dominant (la biotite) et le feldspath dominant (le plagioclase), ces roches seraient des kersantites (Streckeisen, 1980).

Selon la classification de Williams et al. (1982) qui distinguent les lamprophyres calco-alcalins (ou à biotite et hornblende) et les lamprophyres alcalins (de composition ultrabasique), les lamprophyres de la région de Belleterre seraient des lamprophyres calco-alcalins.

Rock et al. (1987) ont récemment proposé qu'il existait une relation génétique entre les dykes de lamprophyre et la minéralisation aurifère. Nos observations dans la région de Belleterre ne supportent pas cette hypothèse. S'il est vrai que des dykes de lamprophyre sont spatialement associés aux zones minéralisées d'Aubelle et d'Audrey, les observations de terrain démontrent toutefois que ces dykes sont généralement postérieurs à la minéralisation aurifère. De plus, la teneur en or de ces lamprophyres est très faible, de sorte

qu'ils peuvent difficilement être considérés comme une source potentielle de l'or.

Nous croyons plutôt, comme Wyman et Kerrich (1989), que l'association des dykes de lamprophyre avec la minéralisation aurifère est spatiale plutôt que génétique.

Teneur en or des veines

Douze échantillons de veines de quartz prélevés sur la propriété Audrey ont été analysés pour l'or (Tableau 4). Tous ces échantillons ont été prélevés à l'intérieur d'un déblai de minerai et ne peuvent être localisés de façon précise à la figure 27.

Le nombre limité d'analyses permet tout de même de tirer quelques conclusions pertinentes:

- 1) hormis la veine principale, tous les autres échantillons ont donné une teneur en or inférieure à la limite de détection (5 ppb), sauf une veine de quartz à faible pendage contenant un peu de pyrite disséminée, qui a donné une faible anomalie (68 ppb). Ainsi, tout le potentiel de la propriété semble restreint uniquement à la veine principale;
- 2) cette interprétation contraste avec la situation de la minéralisation aurifère à l'indice Aubelle (Tableau 4) où toutes les veines analysées ont des teneurs en or supérieures à la limite de détection, et où plusieurs veines autres que la veine principale montrent des teneurs aurifères économiquement significatives;
- 3) les trois échantillons prélevés dans la veine principale d'Audrey ont retourné d'excellentes valeurs en or: 270, 7,4 et 2,9 g/t Au. Il faut cependant mentionner qu'il s'agissait d'échantillons bien minéralisés en sulfures (2 à 5 % de pyrite et de chalcopryrite). La distribution des sulfures dans la veine principale de l'indice Audrey est très erratique, et plusieurs sections de quartz blanc massif n'en contiennent pas du tout. Nous présumons que ces sections doivent contenir des teneurs en or beaucoup plus faibles.

Indice JAG

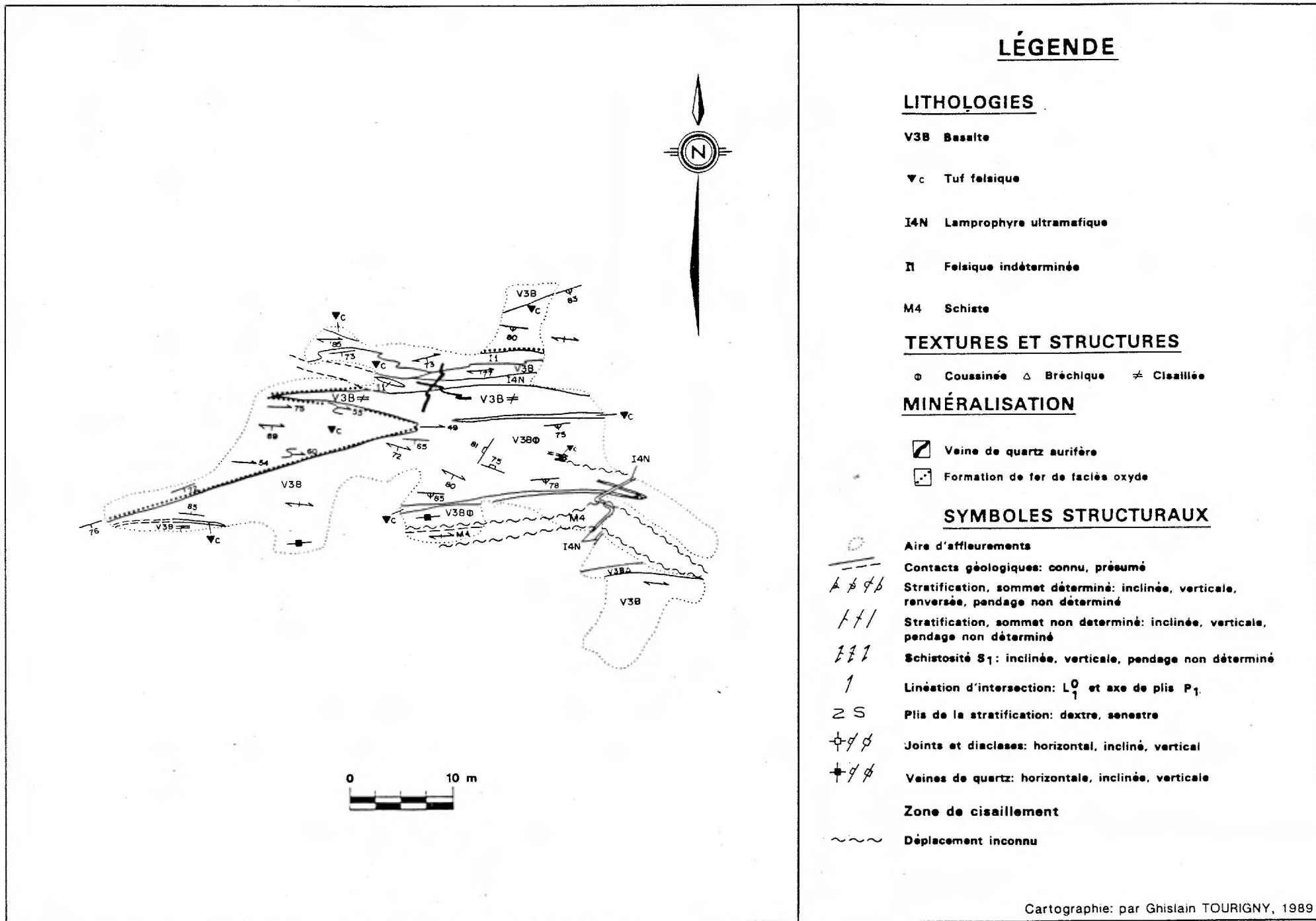
L'indice JAG est un nouvel indice aurifère localisé sur les terrains jalonnés par Les Mines JAG Ltée durant leur campagne d'exploration de 1988. Il se situe dans le canton de Guillet à 500 mètres au sud du puits no. 2 de l'ancienne mine Belleterre (Fig. 1).

La minéralisation aurifère se retrouve à l'intérieur d'une formation de fer au faciès oxyde qui occupe la partie supérieure d'une mince unité de tuf felsique intercalée dans une coulée de laves mafiques (Fig. 34, *voir figure*). Ces roches sont recoupées par des dykes de lamprophyre de direction est-ouest à nord-sud (Fig. 34).

La surface de stratification S_0 est très bien préservée et définie par l'alternance de lits blanchâtres qui alternent avec des niveaux plus mafiques de couleur vert pâle et/ou avec des lits de magnétite dans la formation de fer. À l'intérieur des tufs felsiques, on observe un granoclassement normal des cristaux de quartz et de plagioclase qui indiquent une polarité stratigraphique faisant face au sud (Fig. 34).

La cartographie à la planchette démontre que les lithologies sont plissées sous la forme d'une grande flexure parasitique senestre de première génération (Fig. 34). Ce pli est très bien développé au contact des volcanites mafiques et de la formation de fer où il possède la surface S_1 comme schistosité de plan axial (Fig. 34). Il s'agit d'un pli cylindrique serré de classe IB (Ramsay, 1967) dont la charnière principale plonge à 49° vers l'est. Plusieurs plis parasitiques de deuxième ordre sont observés sur les flancs de cette flexure principale (Fig. 34). Ces plis, de longueur d'onde centimétrique et d'asymétrie senestre et dextre, s'inclinent entre 50° et 75° vers l'est, subparallèlement à l'axe du pli majeur.

Une zone de cisaillement subverticale d'orientation est-ouest longe la partie sud-est de l'affleurement (Fig. 34). Cette zone d'intense déformation ductile contient une bande de schistes à chlorite-carbonate qui sont directement dérivés des basaltes coussinés visibles à la bordure nord du cisaillement (Fig. 34). À l'intérieur de la bande de schiste, tous les coussins sont complètement oblitérés et transposés parallèlement à la schistosité S_1 qui est très intensifiée dans la zone de déformation. En plan, la schistosité S_1 possède une attitude essentiellement subparallèle aux bordures de la zone et sa géométrie



LÉGENDE

LITHOLOGIES

- V3B Basalte
- ▼c Tuf felsique
- I4N Lamprophyre ultramafique
- II Felsique indéterminée
- M4 Schiste

TEXTURES ET STRUCTURES

- ⊙ Coussinée
- △ Bréchique
- ≠ Cisailée

MINÉRALISATION

- ▣ Veine de quartz aurifère
- ◻ Formation de fer de faciès oxyde

SYMBOLES STRUCTURAUX

- Aire d'affleurements
- Contacts géologiques: connu, présumé
- Stratification, sommet déterminé: inclinée, verticale, renversée, pendage non déterminé
- Stratification, sommet non déterminé: inclinée, verticale, pendage non déterminé
- Schistosité S₁: inclinée, verticale, pendage non déterminé
- Linéation d'intersection: L₁⁰ et axe de plis P₁
- Plis de la stratification: dextre, senestre
- Joints et diaclases: horizontal, incliné, vertical
- Veines de quartz: horizontale, inclinée, verticale
- Zone de cisaillement
- Déplacement inconnu

Cartographie: par Ghislain TOURIGNY, 1989

Figure 34: CARTE GÉOLOGIQUE DE L'INDICE JAG.

n'indique aucun déplacement latéral apparent. Aucun indicateur cinématique d'échelle mésoscopique n'a été identifié dans le cisaillement mais il est possible que le grand pli en S local résulte d'un cisaillement senestre dans ce secteur.

La formation de fer est de composition analogue à celle de l'indice no. 6. Il s'agit d'une bande d'environ 1 mètre d'épaisseur réelle composée de plus de 50 % de lits de magnétite subparallèles à la surface de stratification S_0 (Fig. 34). Ces niveaux de magnétite se composent de 35 % de magnétite finement grenue et de 2 à 5 % de pyrite xénomorphe qui remplace la magnétite à divers degrés. Les minéraux accessoires regroupent la pyrrhotite et la chalcopyrite. Le quartz microgrenu à texture rappelant celle du chert forme le principal minéral de la gangue avec des quantités subsidiaires de chlorite et carbonate.

Les analyses chimiques de deux échantillons de la formation de fer ont donné des valeurs de 59 ppb et 0,17 ppm d'or (Tableau 1 et annexe II). Comparativement à la teneur des veines de quartz analysées sur la plupart des autres indices, ces valeurs sont très faibles et nettement sous-économiques. Par contre, il est probable que cette formation de fer et les deux autres préalablement décrites (Indice 6 et Audrey) représentent une minéralisation aurifère épigénétique de type remplacement analogue à celle retrouvée dans les formations de fer rubanées et sulfurées, observées dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (Wyman et al., 1986; Groves et al., 1987; Colvine et al., 1988) et en Australie (Phillips et al., 1984).

Quelques veines de quartz ont également été observées sur l'affleurement (Fig. 34). Ces lentilles de quartz blanc à gris moyen font quelques centimètres d'épaisseur (<10 cm), s'orientent généralement est-ouest et sont subverticales. Elles contiennent généralement des traces de pyrite finement disséminées. L'analyse d'un échantillon a donné un résultat inférieur à 5 ppb Au (Tableau 1 et Annexe II).

=====

CONCLUSIONS

Potentiel aurifère régional

Nos travaux ont permis de constater qu'il existe deux principaux types de minéralisation aurifère potentiels dans la région de Belleterre. Le type 1 comprend les zones de cisaillement ductile-cassante retrouvées à l'intérieur des roches isotropes et anisotropes alors que le type 2 correspond aux formations de fer au faciès oxyde.

Type 1

Les exemples de cisaillement aurifère à l'intérieur des roches isotropes sont bien représentés à l'indice Audrey alors que ceux dans les roches anisotropes sont exposés sur les indices des mines Belleterre et Aubelle. Géométriquement, ces zones de cisaillement consistent en des bandes d'intense déformation ductile. La minéralisation aurifère est contenue dans des veines de quartz et sulfures qui occupent généralement la partie centrale des cisaillements hôtes. Les principales zones minéralisées montrent une orientation générale est-ouest et s'inclinent à plus de 75° vers le sud. En affleurement, ces zones aurifères sont facilement identifiables par une variation locale du gradient de déformation. Cette variation se manifeste par une intensification marquée de la schistosité régionale à leur bordure ou par le développement d'une nouvelle fabrique planaire dans les lithologies isotropes. Le principal indicateur cinématique utilisé sur le terrain était la schistosité interne à ces bandes de déformation. Aux mines Aubelle et Belleterre, l'asymétrie de la foliation interne et les stries mesurées sur les plans de glissement sont compatibles avec la présence de zones de cisaillement à mouvement vertical normal dominant et à mouvement subhorizontaux mineurs. Par contre, à l'indice Audrey, des linéations minérales plongeant faiblement vers l'ouest indiquent que le mouvement subhorizontal dextre prédomine sur la composante normale.

Tous les indices aurifères spatialement associés aux zones de cisaillement se caractérisent par une altération hydrothermale prononcée de part et d'autre des veines aurifères. L'analyse pétrographique et géochimique de plusieurs échantillons a permis d'identifier la présence de cinq principaux faciès d'altération comprenant la chloritisation, la carbonatation, la biotitisation,

la pyritisation et la séricitisation. Les relations de remplacement entre les paragenèses métamorphiques progrades et ces minéraux d'altération suggèrent que le principal épisode d'altération hydrothermal correspond avec une période de métamorphisme rétrograde tardi-tectonique et contemporaine à la minéralisation aurifère contenue dans les zones de cisaillement.

Toutes les structures de déformation minéralisées et visibles à l'échelle de l'affleurement représentent possiblement des structures de deuxième ordre à l'intérieur de grands couloirs de déformation d'échelle régionale. Puisque l'orientation préférentielle des zones de cisaillement mésoscopiques est est-ouest, il est fort probable que les grandes structures régionales montrent une orientation analogue et une cinématique interne aussi complexe que les zones aurifères cartographiées.

Type 2

Ce type de minéralisation est représenté par les formations de fer au faciès oxyde décrites aux indices Audrey, JAG et no. 6. Il s'agit d'un type de minéralisation aurifère épigénétique de remplacement relié au remplacement de la magnétite par la pyrite. Quoique les valeurs obtenues dans nos analyses pour ce type de minéralisation sont faibles (au plus 1,7 g Au/t), nous croyons que les formations de fer représentent des cibles valables pour l'exploration minière de la région. Ainsi, il est probable que cette minéralisation soit comparable à certains gisements aurifères épigénétiques retrouvés dans les districts de Geraldton et de Timmins en Ontario (Fyon et al., 1983; MacDonald, 1984) et dans l'ouest du bouclier australien (Groves et Phillips, 1987).

Outre ces deux principaux types de minéralisation aurifère, nous retrouvons deux types de métallotectes secondaires qui comprennent respectivement les veines d'extension (Indice no. 21) et les contacts volcano-sédimentaires (Indice no. 19). La veine d'extension faiblement inclinée à l'indice 21 représente une structure similaire aux veines aurifères subhorizontales associés aux grandes zones de cisaillement inverses dans les ceintures de roches vertes archéennes. Un des exemples les mieux connus de ce type de minéralisation aurifère est la mine Sigma dans la région de Val d'Or (Robert et Brown, 1986). Par ailleurs, les contacts volcano-sédimentaires, tels que celui décrits à l'indice no. 19, pourraient s'avérer prometteurs à la découverte de nouveaux indices aurifères

dans cette région. Ces zones sont généralement marquées par une intense déformation ductile et une altération hydrothermale prononcée ainsi que par l'abondance de sulfures disséminés.

Tous les types de minéralisation potentiels de la région sont en intime association spatiale avec des dykes de lamprophyre ultramafiques ainsi qu'avec des dykes de porphyres quartzo-feldspathiques. Ces roches intrusives peuvent par conséquent être utilisées comme des métallotectes lithologiques à caractère positif pour la recherche de minéralisation aurifère à l'intérieur de la ceinture de roches vertes de Belleterre.

Âge relatif de la minéralisation aurifère

L'âge relatif de la mise en place de la minéralisation aurifère peut-être établi en appliquant le principe de recoupement de façon rigoureuse entre les événements tectoniques et magmatiques observés dans les roches minéralisées.

Tel que décrit dans les pages précédentes, la déformation progressive comprend trois principaux incréments nommés D1, D2 et D3. L'événement D1 est responsable du grain tectonique régional et est surtout mis en évidence par une schistosité de flux régionale (i.e. S_1) qui est coplanaire avec le plan axial des flexures P1. L'événement D2 est reconnaissable par la présence de l'anticlinal de Belleterre à l'échelle régionale, par un clivage de crénulation S_2 associé et par de nombreuses zones de cisaillements aurifères. Finalement, l'événement D3 est représenté par des structures mineures d'échelles mésoscopique et microscopique comprenant des clivages de crénulation, des cassures fragiles à faible rejet latéral ainsi que des micro-cisaillements ductiles. Toutes ces structures D3 n'ont qu'une faible influence sur l'arrangement géométrique des lentilles aurifères et ne font que réorienter et déplacer légèrement les structures planaires et linéaires antérieures.

Selon les évidences de recoupement décrites ci-haut et dans les pages précédentes, la mise en place de la minéralisation aurifère est intimement liée au développement des zones de cisaillement D2. Ces relations sont très bien observées à l'intérieur des roches anisotropes aux mine Aubelle et Belleterre où les zones de déformation mésoscopiques contenant les veines aurifères recoupent nettement la schistosité S_1 . Il est donc évident que le principal épisode de minéralisation dans la région est synchrone au deuxième événement de

déformation régionale. La minéralisation de type "veine de quartz" est nettement syn-tectonique et de nature épigénétique.

D'autre part, les relations d'âge entre la minéralisation aurifère et celle des dykes de lamprophyre ne sont pas claires sur tous les indices. Dans le cas des mines Belleterre et Aubelle, la cartographie démontre très bien que les zones aurifères sont recoupées obliquement par les dykes de lamprophyre orientés nord-sud (voir figures 14 et 27). Par contre, la relation entre la minéralisation et les dykes de lamprophyre à l'indice Audrey n'est pas aussi bien documentée. Localement, on constate que les dykes nord-sud sont recoupés obliquement par les dykes est-ouest mais ces derniers peuvent être contenus dans la zone de cisaillement aurifère principale. Ces relations de terrain suggèreraient donc que la minéralisation est postérieure aux dykes nord-sud, contrairement aux mines Aubelle et Belleterre. Une autre relation ambiguë est due au fait que le dyke de lamprophyre contenu dans la zone de cisaillement minéralisée est déformé (boudiné et cisailé). Ces évidences suggèrent ainsi que certains dykes est-ouest dans la région seraient antérieurs ou synchrones au développement des zones de cisaillements aurifères.

Ainsi, nos évidences de terrain démontrent clairement qu'il existe plus d'un événement magmatique et que ceux-ci varient d'un lieu à l'autre dans la région, rendant ainsi les relations d'âge très complexes. Ce magmatisme polyphasé est mis en évidence par la présence d'au moins deux types distincts de lamprophyres. De façon générale, on peut affirmer que la plupart des dykes de lamprophyre cartographiés recoupaient la minéralisation à l'exception de l'indice Audrey. Il est donc probable que le principal événement de minéralisation aurifère à l'échelle régionale soit antérieur au dernier événement magmatique, lequel est bien représenté par les dykes nord-sud aux mines Aubelle et Belleterre.

Dans les pages précédentes, nous avons également décrit plusieurs textures de remplacement en bordure des zones de cisaillements aurifères. Les faciès d'altération sont très bien développés à l'intérieur des zones de déformation minéralisées et se superposent sur les assemblages progrades du faciès des schistes verts. Cette altération syn-D2 est en accord avec le fait que la minéralisation aurifère est synchrone au métamorphisme rétrograde.

En ce qui a trait à l'âge de la minéralisation aurifère dans les formations de fer, le remplacement de la magnétite par la pyrite est probablement synchrone à la pyritisation observée dans les zones de cisaillement. La mise en place de l'or dans ces formations de fer devrait alors être contemporaine à cette pyritisation lors du métamorphisme rétrograde tardi-D2.

RÉFÉRENCES

- Auger, P.E., 1952 - La région de Belleterre, canton de Guillet, comté de Témiscamingue. Ministère des Mines, Québec; Rapport Géologique 55, 61 p.
- Berthé, D, Choukroune, P. et Jegouzo, P., 1979 - Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, Vol. 1, pp. 31-42.
- Card, K.D. et Ciesielski, A., 1986 - Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*, Vol. 13, No. 1, pp. 5-13.
- Cobbold, P.R., 1977 - Description and origin of banded deformation structures. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 14, pp. 2510-2532.
- Cobbold, P.R., et Quinquis, H., 1980 - Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology*, Vol. 2, pp. 119-126.
- Colvine, A.C., Fyon, J.A., Heather, K.B., Marmont, S., Smith, P.M. et Troop, D.G., 1988 - Archean lobe gold deposits in Ontario. Ontario Geological Survey, MP 139, 136 p.
- Flinn, D., 1962 - On folding during three-dimensional progressive deformation. *Geological Society of London, Quart. J.*, Vol. 118, pp. 385-433.
- Fyon, J.A., Crocket, J.H., et Schwartz, H.P., 1983 - The Carshaw and Malga iron-formation hosted gold deposits of the Timmins area. In *The Geology of Gold in Ontario*, A.C. Colvine (ed.), 278 p.; Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 110, pp. 98-110 p.
- Gélinas, L., Brooks, C., Perrault, G., Carigan, J., Trudel, P. et Grasso, F., 1977 - Chemo-stratigraphic subdivisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda District. Baragar, W.R.A., Colman, L.C. and Hall, J.M. (eds.), *Volcanic Regimes in Canada*, Geological Association of Canada Special Paper 16, pp. 265-296.
- Groves, D.I. et Phillips, G.N., 1987 - The genesis and tectonic control on Archean gold deposits of the western Australian shield - a metamorphic replacement model. *Ore Geology Reviews*, Vol. 2, pp. 287-322.
- Groves, D.I., Phillips, G.N., Falconer, L.J., Houstoun, S.M., Ho, S.E., Browning, P., Dahl, N. et McNaughton, N.J., 1987 - Evidence for an epigenetic origin for BIF-hosted gold deposits in greenstone belts of the Yilgarn Block, Western Australia. In *Recent Advances in understanding of Precambrian Gold Deposits*. Éditeurs: S.E. Ho and D.I. Groves. University of Western Australia, Publication Number 11, pp. 167-179
- Hawley, P.J., 1989 - Evaluation report on the Belleterre property, Belleterre Project, Guillet Township, Qubec. Orina Mines, 21 p.
- Henderson, J.F., 1935 - Région du Lac Guillet (Mud), comté de Témiscamingue, Québec. Commission Géologique du Canada. Brochure 36-11.

- Henderson, J.F., 1936. Geology and mineral deposits of Ville-Marie and Guillet (Mud) Lake Map-areas, Quebec. Geol. Surv. of Canada. Memoir 201.
- Higgs, D.V. et Handin, J., 1959 - Experimental deformation of dolomite single crystals. Bulletin of the Geological Society of America, Vol. 70, pp. 245-278.
- Hodgson, C.J., 1989 - The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. Ore Geology Reviews, Vol. 4, pp. 231-273
- Hudleston, P.J., 1986 - Extracting information from folds in rocks. Journal of Geological Education, Vol. 34, p. 237-245.
- Imreh, L., 1978 - Canton de Baby. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. RG-185, 81 p.
- Ingham, W.N., 1945 - Terrains miniers visités en 1944. Ministère des Mines, Québec, RP-371, partie II, p. 31-32.
- Ingham, W.N. et Ross, S.H., 1947 - Terrains miniers visités en 1945. Ministère des Mines, Québec, RP-205, partie I, p. 24.
- Irvine, T.N. et Baragar, W.R.A., 1971 - A guide to the classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 8, pp. 528-548.
- Jenkins, C.L., Trudel, P. et Perrault, G., 1989 - Progressive hydrothermal alteration associated with gold mineralization of the Zone 1 intrusion of the Callahan property, Val d'Or region, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 26, No. 12, pp. 2495-2506.
- Kerrich, R. et Allison, B.J., 1978 - Vein geometry and hydrostatics during Yellowknife mineralization. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 15, pp. 1653-1660.
- Laurin, J., 1988 - Avancement des travaux, campagne de forages. Propriété Belleterre, Ressources Audrey Inc., 45 p.
- Ludden, J., Hubert, C. et Gariépy, C., 1986 - The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. Geological Magazine, Vol. 113, pp. 153-166.
- Ludden, J. et Hubert, C., 1986 - A model for the geological evolution of the late Archean Abitibi Greenstone Belt of Canada. Geology, Vol. 14, pp. 707-711.
- MacDonald, A.J., 1984 - Gold mineralization in Ontario, I: the role of banded iron formation. In Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, J. Guha and E.H. Chown (eds.), 534 p.; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34, pp. 412-430.
- Pelletier, Y., 1989 - Evaluation of the potential of the Belleterre Property. Les Mines J.A.G. Ltée, Progress Report, 32 p.

- Phillips, G.N., Groves, D.I. et Martyn, J.E., 1984 - An epigenetic origin for Archean banded iron formation hosted gold deposits. *Economic Geology*, Vol. 79, pp. 162-171.
- Platt, J.P., 1979 - Extensional crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, Vol. 1, p. 397-410.
- Platt, J.P., 1984 - Secondary cleavages in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, Vol. 4, pp. 439-442.
- Platt J.P et Visser, R.L.M., 1980 - Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, Vol. 2, pp. 397-410.
- Ramsay, J.G., 1967 - *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 p.
- Ramsay, J.G., 1980 - Shear zone geometry, a review. *Journal of Structural Geology*, Vol. 2, pp. 83-99.
- Ramsay, J.G. et Graham, R., 1970 - Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 7, pp. 786-812.
- Ramsay, J.G. et Huber, M.I., 1987 - *The techniques of modern structural geology*, vol 2: Folds and fractures. Academic Press, 391 p.
- Retty, J.A., 1930 - Région de la carte des cantons de Gaboury-Blondeau, comté de Témiscamingue. Service des Mines, Québec. Rapport annuel, partie B, pp. 59-69.
- Retty, J.A. 1934 - Région de la carte du lac Travers, comté de Témiscamingue. Service des Mines, Québec. Rapport annuel, partie C, pp. 21-37.
- Rive, M., 1974 - Géologie de la région de Belleterre et du lac Bay, comté Témiscamingue. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP-270, 18 p.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F., et Davidson, A., 1989 - New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*, Vol. 8, No. 1, pp. 63-84.
- Robert, F. et Brown, A.C., 1986 - Archean gold-bearing quartz vein at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. Part 1. Geological relations and formation of the vein system. *Economic Geology*, Vol. 81, pp. 578-592.
- Rock, N.M.S., Duller, P., Haszeldine, R.S. et Groves, D.I., 1987 - Lamprophyres as potential gold exploration targets: some preliminary observations and speculations. In Ho, S.E. et Groves, D.I. (eds.), *Recent Advances in understanding Precambrian Gold Deposits*; Geological Department & University Extension. The University of Western Australia, Vol. 11, p. 271-286.

- Savoie, A., Trudel, P., Sauvé, P., Hoy, L. et Lao, K., 1989 - Géologie de la mine Doyon, Cadillac, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources Québec. Rapport soumis, 208 p.
- Schwerdtner, W.M., 1973 - Schistosity and penetrative mineral lineation as indicators of paleostain directions. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 10, pp. 1233-1243.
- Skjernaa, L., 1989 - Tubular folds and sheath folds: definitions and conceptual models for their development, with examples from the Grapesvare area, northern Sweden. Journal of Structural Geology, Vol. 6, pp. 689-703.
- Streckeisen, A., 1980 - Classification and nomenclature of Volcanic rocks, Lamprophyres, Carbonates and Melilite rocks. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, recommendations and suggestions, Geol. Rundschau, Vol. 69, pp. 194-207.
- Tobish, O.T., et Paterson, S.C., 1988 - Analysis and interpretation of composite foliations in areas of progressive deformation. Journal of Structural Geology, Vol. 10, pp. 745-754.
- Tourigny, G., 1988 - Aperçu du contexte structural de la minéralisation aurifère à la mine Aubelle, canton de Guillet. Ressources Halex Inc., Rapport interne, 16 p.
- Tourigny, G. et Schwerdtner, W.M., 1991 - Metre-scale band structures and associated veins in Archean metavolcanics: Aubelle gold mine, central Canada. En impression à Journal of Structural Geology.
- Trenholme, L.S., 1948 - Belleterre Mine. In Structural Geology of Canadian Ore Deposits, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Jubilee Volume, pp. 796-803.
- Trudel, P., Sauvé, P., Tourigny, G., Hubert, C. et Hoy, L., 1989 - Caractéristiques géologiques des gisements d'or du secteur de Cadillac, Abitibi, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources Québec. Rapport soumis, 377 p.
- Turner, F.J., 1968 - Metamorphic Petrology. McGraw-Hill Book Company, New York.
- Turner, F.J. et Weiss, L.E., 1963 - Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York, 545 p.
- Vu, L., Darling, R., Béland, J. et Popov, V., 1987 - Structure of the Ferderber gold deposit, Belmoral Mines Ltd., Val d'Or, Quebec. CIM Bulletin (November, 1987), Vol. 80, No. 907, pp. 68-77.
- Williams, H., Turner, F.J. et Gilbert, C.M., 1982 - Petrography: An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections. W.H. Freeman and Company, San Francisco, 626 p.

- Williams, P.F. et Price, G.P., 1990 - Origin of kink bands and shear-band cleavage in shear zones: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, Vol. 12, pp. 145-164.
- Wyman, D.A., Kerrich, R. et Fryer, B.J., 1986 - Gold mineralization overprinting iron formation at the Agnico-Eagle deposit, Quebec, Canada: Mineralogical, microstructural and geochemical evidence. In *Proceedings of Gold '86, an International Symposium on the Geology of Gold*, A.J. MacDonald (ed.), Toronto, pp. 108-123.
- Wyman, D.A. et Kerrich, R., 1989 - Archean lamprophyre dikes of the Superior province, Canada: Distribution petrology, and geochemical characteristics. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. B4, pp. 4667-4696.

ANNEXE I

Description des indices aurifères mineurs
(fiche de gîte modifiée)

Indice No. 4, 31M/07-004

Nom: Filon 6

Détenteur: Ressource Arbor Inc. (1987)

Substance(s) principale(s): Au

Substance(s) secondaire(s): Py

Canton(s): Blondeau

Rang(s): IX

UTM zone: 17 N: 5252645 E: 669365

District: Rouyn

Lithologie(s) hôte(s): Basalte

Métamorphisme: Faciès des schistes verts.

Altération: Chloritisation, carbonatation.

Structure: Failles mineures de direction SE-NW, NE-SW et N-S à proximité de la veine.

Minéralisation: Veine de quartz et pyrite.
Veine = N90, 40°S.

Autres renseignements: Veine faiblement inclinée, représentant le remplissage d'une fracture de tension.

Indice No. 9, 31M/07-009

Nom: Filon 2
Détenteur: Hydra Exploration Ltée (1959)

Substance(s) principale(s): Au
Substance(s) secondaire(s): Py

Canton(s): Guillet
Rang(s): IX

UTM zone: 17 N: 5252005 E: 672970
District: Noranda

Lithologie(s) hôte(s): Basalte

Métamorphisme: Faciès des schistes verts.

Altération: Chloritisation, carbonatation, pyritisation.

Structure: Schistosité = N90, 80°S.

Minéralisation: Veine de quartz aurifère.
Veine = N90, 80°S

Autres renseignements: Teneurs: 4,90 g/t Au sur 0,90 m (éch.).

Indice No. 10, 31M/07-010

Nom: Ortona
Détenteur: Ressources Audrey Inc. (1989)

Substance(s) principale(s): Au
Substance(s) secondaire(s): Cu, Pb, Zn, Py

Canton(s): Guillet
Rang(s): X

UTM zone: 17 N: 5253905 E: 673000
District: Rouyn

Lithologie(s) hôte(s): Gabbro.

Métamorphisme: Faciès des schistes verts.

Altération: Silicification, chloritisation.

Structure: Zones de cisaillement ductile-fragile dans le gabbro isotrope.
Structures hôtes analogues à celles de l'indice Audrey.

Minéralisation: Veine de quartz.
Veine = N85, 90°

Autres renseignements: Teneur: 2,30 on/t (meilleur échantillon - 0,3 m de longueur).

Indice No. 12, 31M/07-012

Nom: Brenmore

Détenteur: L. Boudrias (1978)

Substance(s) principale(s): Au

Substance(s) secondaire(s): Cu, Zn, Pb, Py

Canton(s): Guillet

Rang(s): IX

UTM zone: 17 N: 5251860 E: 674655

District: Rouyn

Lithologie(s) hôte(s): Basalte

Métamorphisme: Faciès des schistes verts.

Altération: Chloritisation.

Structure: Schistosité = N58, 90°

Minéralisation: Veine de quartz.
Veine = N75, 80°SSE

Autres renseignements: Aucun.

Indice No. 13, 31M/07-013

Nom: Mine Belleterre (Puits no. 3)
Détenteur: Ressources Audrey Inc. (1988)

Substance(s) principale(s): Au, Ag
Substance(s) secondaire(s): Cu, Zn, Pb, Sb, Py et Po

Canton(s): Guillet
Rang(s): X

UTM zone: 17 N: 5253665 E: 675205
District: Rouyn

Lithologie(s) hôte(s): Basalte

Métamorphisme: Faciès des schistes verts.

Altération: Chloritisation, carbonatation.

Structure: Schistosité = 300° (pendage non observé).

Minéralisation: Veine de quartz.
Veine = N250, 60°NW

Autres renseignements: Teneurs: 10,73 g/t Au, 1,37 g/t Ag.

Indice No. 15, 31M/07-015

Nom: Veine Hosking
Détenteur: Ress. Audrey Inc. (1988)

Substance(s) principale(s): Au
Substance(s) secondaire(s): Py

Canton(s): Guillet
Rang(s): XI

UTM zone: 17 N: 5254785 E: 675780
District: Noranda

Lithologie(s) hôte(s): Basalte (interstratifié avec tuf siliceux).

Métamorphisme: Faciès des schistes verts.

Altération: Chloritisation, carbonatation.

Structure: Schistosité = N95, 75°S.

Minéralisation: Veine de quartz.
Veine = N250, 60°NW

Autres renseignements: Teneurs: 6,71 g/t Au sur 0,85 m (sondages).

Indice No. 16, 31M/07-016

Nom: Lac Expanse
Détenteur: Mentor Exploration (1974)

Substance(s) principale(s): Au
Substance(s) secondaire(s): Cu, Zn, Pb, Py, Po

Canton(s): Guillet
Rang(s): IX

UTM zone: 17 N: 5251465 E: 676905
District: Rouyn

Lithologie(s) hôte(s): Basalte

Métamorphisme: Faciès des schistes verts.

Altération: Pyritisation

Structure: Schistosité = N65, 79°S

Minéralisation: Zones minéralisées composées de veinules de quartz et de sulfures.

Autres renseignements: Aucun.

Indice No. 22, 31M/07-022

Nom: Loken 2 (Indice du lac Soufflot)
Détenteur: O'Brien Rivard (1968)

Substance(s) principale(s): Au
Substance(s) secondaire(s): Cu, Py, Po

Canton(s): Hallé
Rang(s): Coin sud-ouest

UTM zone: 17 N: 5255370 E: 685645
District: Noranda

Lithologie(s) hôte(s): Métagrauwackes (alternance de lits de grès fins et de bandes pélitiques riches en graphite).

Métamorphisme: Faciès des schistes verts.

Altération: Faible chloritisation.

Structure: Stratification $S_0 = N195, 66^\circ O$
Schistosité = $N220, 81^\circ NO$

Minéralisation: Veine de quartz.
Veine = $N15, 78^\circ E$

Autres renseignements: Teneurs: 1,37 g/t Au (meilleure de 10 tranchées),
0,69 g/t Au (meilleure de 11 sondages).

ANNEXE II

Résultats des analyses de roches et des veines aurifères

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 003 22249 Veine de quartz	Indice 005 22246 Veine de quartz	Indice 005 22245 Basalte	Indice 006 22248 Formation de fer oxidée
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃ (total)	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-
TiO ₂	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-
PAF	-	-	-	-
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	-	-
As	1	1	1	1
Au	2.400	0.110	0.032	0.098
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	-	-	-
Cs	1	1	3	1
Cu	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	2	2	2
U	0.8	0.2	0.2	0.2
V	-	-	-	-
W	5	1	1	1
Zn	-	-	-	-

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 006 22247 Dyke quartzo - feldspathique	Indice 006 22205 Schiste à quartz - muscovite	Indice 007 22251 Veine de quartz	Indice 008 22264 Basalte
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	71.67	75.52	-	38.94
Al ₂ O ₃	16.06	7.60	-	14.36
Fe ₂ O ₃ (total)	1.19	7.71	-	17.44
MgO	0.41	0.86	-	2.65
CaO	2.49	0.04	-	8.72
Na ₂ O	5.67	0.31	-	2.62
K ₂ O	1.06	2.30	-	1.02
TiO ₂	0.13	0.92	-	2.45
MnO	0.01	0.03	-	0.25
P ₂ O ₅	0.02	0.07	-	0.07
PAF	0.77	3.47	-	9.38
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	8.5	-	-
As	-	1	1	1
Au	-	7.100	50.000	0.160
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	-	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	15	-	-
Cs	-	1	1	2
Cu	-	57	-	-
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	12	-	-
Pb	-	9	-	-
Pr	-	-	-	-
Sb	-	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	-	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	-	500	500	500
Tm	-	2	2	4
U	-	0.3	0.2	0.7
V	-	-	-	-
W	-	36	11	26
Zn	-	74	-	-

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 008 22263 Veine de quartz	Indice 008 22213 Dyke quartzo - feldspathique	Indice 008 22214 Schiste à chlorite	Indice 008 22212 Dyke quartzo - feldspathique
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	-	-	64.82	70.17
Al ₂ O ₃	-	-	8.99	11.71
Fe ₂ O ₃ (total)	-	-	10.58	5.70
MgO	-	-	2.92	0.40
CaO	-	-	2.08	0.70
Na ₂ O	-	-	2.40	3.87
K ₂ O	-	-	0.39	1.65
TiO ₂	-	-	1.25	0.07
MnO	-	-	0.15	0.03
P ₂ O ₅	-	-	0.07	0.05
PAF	-	-	4.71	3.95
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	0.5	20.0	1.7
As	2	1	1	1
Au	15.000	0.040	1.400	0.700
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	6	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	9	20	21
Cs	1	1	1	1
Cu	-	157	296	68
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	8	15	19
Pb	-	61	5	1
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	2	2	2
U	1.7	0.2	0.2	0.2
V	-	-	-	-
W	50	2	4	5
Zn	-	280	2800	38

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 008 22261 Basalte	Indice 008 22203 Schiste à chlorite	Indice 008 22202 Schiste à chlorite	Indice 008 22206 Veine de quartz No. 1
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	48.56	47.92	48.56	-
Al ₂ O ₃	15.49	13.98	16.25	-
Fe ₂ O ₃ (total)	12.44	16.30	12.44	-
MgO	6.81	5.14	3.47	-
CaO	9.93	3.97	4.46	-
Na ₂ O	1.21	0.09	1.67	-
K ₂ O	0.13	1.63	2.76	-
TiO ₂	1.23	1.82	2.24	-
MnO	0.15	0.23	0.31	-
P ₂ O ₅	0.09	0.14	0.16	-
PAF	3.87	7.71	6.92	-
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	1.3	0.5	3.0
As	1	1	1	1
Au	0.028	0.087	0.088	1.700
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	33	36	1
Cs	1	1	1	1
Cu	-	157	199	11
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	33	37	3
Pb	-	1	1	2
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	3	2	2	2
U	0.2	0.2	0.2	0.2
V	-	-	-	-
W	1	3	9	4
Zn	-	234	308	11

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 008 22260 Veine de quartz N-S	Indice 008 22215 Schiste à chlorite - carbonate	Indice 008 22208 Tuf mafique	Indice 008 22216 Veine de quartz
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	-	-	46.42	84.08
Al ₂ O ₃	-	-	14.17	3.70
Fe ₂ O ₃ (total)	-	-	12.30	5.19
MgO	-	-	2.98	0.75
CaO	-	-	8.16	0.41
Na ₂ O	-	-	1.29	0.09
K ₂ O	-	-	3.99	1.25
TiO ₂	-	-	1.98	0.40
MnO	-	-	0.25	0.03
P ₂ O ₅	-	-	0.16	0.05
PAF	-	-	6.54	2.96
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	6.3	0.7	3.5
As	1	1	1	1
Au	0.008	0.670	0.023	0.700
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	2	23	3
Cs	1	1	4	1
Cu	-	297	148	63
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	1	31	3
Pb	-	316	1	58
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	3	3	2
U	0.2	0.3	0.2	0.2
V	-	-	-	-
W	1	81	1	5
Zn	-	352	953	93

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 008 22210 Veine de quartz	Indice 008 22211 Dyke quartzo - feldspathique	Indice 008 22204 Schiste à chlorite	Indice 008 22207 Schiste à chlorite
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	-	38.94	50.27	56.05
Al ₂ O ₃	-	12.28	16.25	17.76
Fe ₂ O ₃ (total)	-	17.73	10.87	8.89
MgO	-	3.32	5.65	0.90
CaO	-	11.75	5.12	2.06
Na ₂ O	-	0.09	3.19	7.39
K ₂ O	-	0.51	0.34	0.30
TiO ₂	-	2.54	1.18	0.35
MnO	-	0.30	0.13	0.06
P ₂ O ₅	-	0.02	0.07	0.00
PAF	-	10.80	5.54	3.92
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	0.5	0.5	1.2	2.2
As	1	2	2	1
Au	2.100	0.019	0.380	0.018
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	37	46	39	7
Cs	1	1	1	1
Cu	19	713	195	5500
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	27	46	113	18
Pb	1	1	1	1
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	3	4	2
U	0.3	0.2	0.2	1.1
V	-	-	-	-
W	10	16	3	1
Zn	52	230	128	976

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 008 22209 Lamprophyre	Indice 008 22262 Schiste à quartz - muscovite	Indice 008 22283 Basalte	Indice 008 22265 Veine de quartz
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	41.93	35.30	42.57	-
Al ₂ O ₃	10.01	12.66	14.93	-
Fe ₂ O ₃ (total)	9.16	19.44	12.87	-
MgO	9.63	3.80	3.45	-
CaO	10.77	14.27	8.30	-
Na ₂ O	0.55	1.12	1.70	-
K ₂ O	2.18	0.99	2.69	-
TiO ₂	0.78	2.72	1.93	-
MnO	0.19	0.40	0.19	-
P ₂ O ₅	0.55	0.09	0.11	-
PAF	13.00	7.80	10.80	-
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	0.5	-	-	-
As	1	1	1	1
Au	0.005	0.042	0.100	0.086
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	34	-	-	-
Cs	4	1	2	1
Cu	10	-	-	-
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	154	-	-	-
Pb	1	-	-	-
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	2	5	2
U	1.6	0.4	0.5	0.2
V	-	-	-	-
W	4	12	10	3
Zn	202	-	-	-

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 008 22284 Basalte	Indice 008 22267 Basalte	Indice 008 22285 Basalte	Indice 008 22269 Schiste à chlorite
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	46.00	42.14	49.20	52.20
Al ₂ O ₃	13.23	15.12	13.04	16.82
Fe ₂ O ₃ (total)	11.01	15.73	11.01	14.30
MgO	2.84	2.80	2.92	3.17
CaO	10.35	4.65	8.42	1.44
Na ₂ O	1.25	3.38	1.16	1.95
K ₂ O	2.26	3.12	2.28	2.60
TiO ₂	1.73	1.93	1.73	2.24
MnO	0.21	0.12	0.21	0.21
P ₂ O ₅	0.14	0.14	0.14	0.18
PAF	10.90	9.69	9.30	4.39
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	-	-
As	1	1	1	1
Au	0.049	0.250	0.039	0.020
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	-	-	-
Cs	1	2	2	2
Cu	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	2	3	2
U	0.2	1.0	0.4	0.3
V	-	-	-	-
W	6	20	6	5
Zn	-	-	-	-

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 008 22286 Veine de quartz	Indice 008 22271 Dyke quartzo - feldspathique	Indice 008 22287 Basalte	Indice 008 22273 Schiste à chlorite - carbonate
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	-	68.03	44.28	36.37
Al ₂ O ₃	-	16.25	15.49	17.57
Fe ₂ O ₃ (total)	-	1.90	11.44	26.16
MgO	-	0.45	3.07	0.76
CaO	-	2.08	6.48	0.27
Na ₂ O	-	6.83	3.10	3.14
K ₂ O	-	1.55	3.16	3.73
TiO ₂	-	0.07	1.85	2.44
MnO	-	0.04	0.15	0.01
P ₂ O ₅	-	-	0.14	0.23
PAF	-	3.04	10.10	9.17
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	-	-
As	1	1	1	1
Au	0.028	0.500	0.097	0.049
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	-	-	-
Cs	1	1	2	4
Cu	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	2	4	4
U	0.2	0.2	0.9	0.5
V	-	-	-	-
W	3	2	44	160
Zn	-	-	-	-

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 008 22281 Veine de quartz	Indice 008 22282 Basalte	Indice 008 22277 Veine de quartz	Indice 008 22279 Basalte
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	-	47.28	-	43.64
Al ₂ O ₃	-	14.36	-	13.60
Fe ₂ O ₃ (total)	-	13.87	-	11.44
MgO	-	3.63	-	6.72
CaO	-	7.02	-	8.47
Na ₂ O	-	2.40	-	3.01
K ₂ O	-	1.31	-	0.57
TiO ₂	-	2.09	-	1.07
MnO	-	0.21	-	0.19
P ₂ O ₅	-	0.14	-	0.07
PAF	-	7.76	-	10.20
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	-	-
As	1	1	1	1
Au	0.006	0.044	0.023	0.012
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	-	-	-
Cs	1	1	1	2
Cu	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	2	2	2
U	0.2	0.3	0.2	0.2
V	-	-	-	-
W	1	6	1	2
Zn	-	-	-	-

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 008 22280 Schiste à chlorite	Indice 008 22276 Basalte	Indice 008 22278 Basalte	Indice 008 22266 Basalte
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	36.37	43.43	39.79	48.13
Al ₂ O ₃	14.36	15.12	17.38	15.12
Fe ₂ O ₃ (total)	15.16	17.59	16.16	13.58
MgO	5.79	5.74	7.98	3.12
CaO	5.18	3.30	4.44	5.04
Na ₂ O	3.71	0.09	2.83	4.58
K ₂ O	3.10	2.57	1.90	1.72
TiO ₂	1.52	2.00	1.55	2.04
MnO	0.14	0.25	0.21	0.17
P ₂ O ₅	0.07	0.16	0.07	0.16
PAF	12.80	8.71	6.92	5.22
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	-	-
As	1	1	1	1
Au	0.210	1.100	0.019	0.160
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	-	-	-
Cs	3	2	4	3
Cu	-	-	0	-
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	3	2	3	5
U	0.7	0.4	0.2	0.2
V	-	-	-	-
W	38	5	3	1
Zn	-	-	-	-

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 008 22268 Veine de quartz	Indice 008 22270 Lamprophyre N-S	Indice 008 22272 Basalte	Indice 008 22274 Veine de quartz
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	-	41.50	50.27	-
Al ₂ O ₃	-	13.42	14.36	-
Fe ₂ O ₃ (total)	-	13.15	15.44	-
MgO	-	5.59	3.03	-
CaO	-	11.33	10.07	-
Na ₂ O	-	1.33	2.98	-
K ₂ O	-	1.69	0.28	-
TiO ₂	-	1.07	1.87	-
MnO	-	0.28	0.26	-
P ₂ O ₅	-	0.02	0.16	-
PAF	-	9.92	1.09	-
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	-	-
As	1	1	1	1
Au	0.064	0.048	0.005	6.700
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	-	-	-
Cs	1	4	2	1
Cu	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	3	2	2
U	0.2	0.2	0.2	0.2
V	-	-	-	-
W	3	2	1	1
Zn	-	-	-	-

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 011 22252 Veine de quartz	Indice 011 22253 Veine de quartz	Indice 014 22257 Veine de quartz	Indice 016 22233 Diorite
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	-	-	-	46.85
Al ₂ O ₃	-	-	-	14.55
Fe ₂ O ₃ (total)	-	-	-	13.87
MgO	-	-	-	5.54
CaO	-	-	-	7.07
Na ₂ O	-	-	-	1.68
K ₂ O	-	-	-	0.48
TiO ₂	-	-	-	1.23
MnO	-	-	-	0.17
P ₂ O ₅	-	-	-	0.07
PAF	-	-	-	7.14
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	259.0	-	-
As	1	7	3	1
Au	0.062	50.000	1.500	0.026
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	1	-	-
Cs	1	1	1	2
Cu	-	268	-	-
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	3	-	-
Pb	-	2600	-	-
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	8	2	3
U	0.2	0.2	0.2	0.2
V	-	-	-	-
W	1	24	2	2
Zn	-	4600	-	-

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 017 22236 Veine de quartz	Indice 017 22237 Veine de quartz	Indice 017 22238 Veine de quartz	Indice 017 22240 Schiste à chlorite
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	-	-	-	48.35
Al ₂ O ₃	-	-	-	12.85
Fe ₂ O ₃ (total)	-	-	-	9.84
MgO	-	-	-	2.45
CaO	-	-	-	8.79
Na ₂ O	-	-	-	0.09
K ₂ O	-	-	-	3.04
TiO ₂	-	-	-	1.72
MnO	-	-	-	0.18
P ₂ O ₅	-	-	-	0.14
PAF	-	-	-	11.10
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	-	-
As	69	21	2	73
Au	1.900	29.000	0.270	0.530
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	-	-	-
Cs	1	1	1	1
Cu	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-
Sb	0.2	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	2	2	4
U	0.2	0.2	0.2	0.3
V	-	-	-	-
W	40	6	4	62
Zn	-	-	-	-

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 017 22239 Veine de quartz	Indice 019 22244 Diorite	Indice 019 22242 Tuf felsique	Indice 019 22243 Lave porphyritique
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	-	-	66.75	47.71
Al ₂ O ₃	-	-	12.85	21.35
Fe ₂ O ₃ (total)	-	-	6.86	8.49
MgO	-	-	0.56	4.16
CaO	-	-	2.84	7.65
Na ₂ O	-	-	3.71	3.56
K ₂ O	-	-	0.73	1.17
TiO ₂	-	-	0.27	0.98
MnO	-	-	0.06	0.12
P ₂ O ₅	-	-	0.05	0.05
PAF	-	-	3.39	3.88
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	0.5	0.5
As	1	1	17	1
Au	7.800	0.005	0.005	0.005
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	-	6	26
Cs	1	2	1	1
Cu	-	-	89	68
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	-	16	40
Pb	-	-	3	1
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.2	0.4	0.2
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	2	3	2
U	0.2	0.3	0.5	0.4
V	-	-	-	-
W	3	1	1	1
Zn	-	-	116	145

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 019 22241 Graywacke	Indice 020 22231 Veine de quartz	Indice 021 22232 Veine de quartz	Indice 036 22234 Diorite
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	65.25	-	-	-
Al ₂ O ₃	18.71	-	-	-
Fe ₂ O ₃ (total)	3.90	-	-	-
MgO	1.61	-	-	-
CaO	1.30	-	-	-
Na ₂ O	1.83	-	-	-
K ₂ O	3.05	-	-	-
TiO ₂	0.62	-	-	-
MnO	0.06	-	-	-
P ₂ O ₅	0.07	-	-	-
PAF	3.04	-	-	-
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	0.5	-	-	4.0
As	1	1	1	1
Au	0.006	0.005	0.005	0.330
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	13	-	-	54
Cs	1	1	1	1
Cu	83	-	-	8600
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	28	-	-	21
Pb	9	-	-	1
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	2	2	2
U	1.1	0.2	0.2	0.2
V	-	-	-	-
W	1	1	1	1
Zn	195	-	-	629

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice 038 22235 Veine de quartz	Indice Audrey 20342 Lamprophyre E-W	Indice Audrey 22219 Veine de quartz conjuguée	Indice Audrey 22218 Mylonite
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	-	53.91	-	48.56
Al ₂ O ₃	-	11.15	-	13.60
Fe ₂ O ₃ (total)	-	6.56	-	12.58
MgO	-	12.77	-	6.72
CaO	-	5.36	-	8.95
Na ₂ O	-	3.24	-	1.91
K ₂ O	-	3.04	-	0.96
TiO ₂	-	0.43	-	0.92
MnO	-	0.12	-	0.15
P ₂ O ₅	-	0.34	-	0.07
PAF	-	3.17	-	4.64
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	-	0.5
As	1	1	1	1
Au	0.880	0.005	0.005	0.025
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	-	-	34
Cs	1	9	1	4
Cu	-	-	-	199
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	-	-	49
Pb	-	-	-	1
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.2
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	2	2	2
U	0.2	1.2	0.2	0.2
V	-	-	-	-
W	1	1	1	5
Zn	-	-	-	95

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice Audrey 22217 Mylonite	Indice Audrey 20352 Diorite	Indice Audrey 20355 Veine de quartz	Indice Audrey 22222 Lamprophyre N-S
Éléments Majeurs (%)				
SiO ₂	47.92	45.35	-	53.27
Al ₂ O ₃	15.87	13.23	-	10.96
Fe ₂ O ₃ (total)	13.58	12.15	-	6.99
MgO	7.74	4.24	-	12.10
CaO	4.76	6.74	-	5.81
Na ₂ O	1.63	3.59	-	2.88
K ₂ O	0.31	1.65	-	2.60
TiO ₂	1.10	1.33	-	0.45
MnO	0.19	0.15	-	0.12
P ₂ O ₅	0.07	0.18	-	0.37
PAF	5.07	9.63	-	3.33
Éléments Traces (ppm)				
Ag	0.5	-	-	-
As	1	1	1	1
Au	0.005	5.300	2.900	0.005
Ba	-	-	-	620
Be	-	-	-	1
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	2
Ce	-	-	-	45
Co	36	-	-	42
Cs	1	3	1	6
Cu	66	-	-	17
Dy	-	-	-	1
Eu	-	-	-	1
La	-	-	-	28
Li	-	-	-	34
Mo	-	-	-	4
Nd	-	-	-	25
Ni	113	-	-	497
Pb	1	-	-	12
Pr	-	-	-	2
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	16
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	2
Tl	500	500	500	500
Tm	2	4	2	2
U	0.2	1.0	0.2	0.9
V	-	-	-	109
W	1	3	1	1
Zn	148	-	-	71

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice Audrey 20351 Lamprophyre E-W	Indice Audrey 20343 Diorite	Indice Audrey 22224 Mylonite	Indice Audrey 20349 Basalte
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	50.06	50.70	-	50.49
Al ₂ O ₃	12.09	13.42	-	13.42
Fe ₂ O ₃ (total)	8.54	12.87	-	15.58
MgO	9.34	6.70	-	4.36
CaO	9.46	9.89	-	9.86
Na ₂ O	4.33	2.18	-	3.71
K ₂ O	1.20	0.20	-	0.18
TiO ₂	0.73	0.90	-	1.42
MnO	0.14	0.19	-	0.14
P ₂ O ₅	0.44	0.07	-	0.21
PAF	3.88	2.51	-	0.98
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	0.5	-
As	1	1	1	1
Au	0.005	0.012	0.005	0.010
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	-	26	-
Cs	3	2	4	1
Cu	-	-	8	-
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	-	99	-
Pb	-	-	1	-
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	3	4	2	2
U	1.3	0.2	0.6	0.2
V	-	-	-	-
W	1	1	6	1
Zn	-	-	165	-

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice Audrey 20348 Diorite	Indice Audrey 20347 Veine de quartz aurifère	Indice Audrey 20346 Mylonite	Indice Audrey 20345 Veine de quartz N-S
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	48.56	-	31.88	-
Al ₂ O ₃	15.49	-	16.82	-
Fe ₂ O ₃ (total)	10.29	-	10.15	-
MgO	9.14	-	8.66	-
CaO	10.63	-	13.57	-
Na ₂ O	1.79	-	2.09	-
K ₂ O	0.34	-	1.49	-
TiO ₂	0.57	-	0.65	-
MnO	0.15	-	0.17	-
P ₂ O ₅	0.05	-	0.02	-
PAF	3.20	-	14.00	-
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	-	-
As	1	1	1	1
Au	0.012	270.000	1.700	0.005
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	-	-	-
Cs	1	2	2	1
Cu	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	3	2	3	2
U	0.2	0.2	0.2	0.2
V	-	-	-	-
W	1	8	1	1
Zn	-	-	-	-

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice Audrey 20344 Mylonite	Indice Audrey 20354 Veine de quartz	Indice Audrey 20353 Diorite	Indice Audrey 22221 Lamprophyre N-S
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	43.43	-	39.15	51.34
Al ₂ O ₃	12.09	-	14.55	12.66
Fe ₂ O ₃ (total)	11.58	-	10.87	7.12
MgO	6.10	-	7.79	7.63
CaO	10.49	-	9.81	5.81
Na ₂ O	2.40	-	2.00	2.88
K ₂ O	1.25	-	4.42	3.77
TiO ₂	0.83	-	0.67	0.58
MnO	0.17	-	0.14	0.09
P ₂ O ₅	0.07	-	0.05	0.39
PAF	11.20	-	9.83	6.34
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	-	-
As	1	1	1	1
Au	0.380	7.400	0.440	0.005
Ba	-	-	-	981
Be	-	-	-	1
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	2
Ce	-	-	-	65
Co	-	-	-	28
Cs	6	1	12	9
Cu	-	-	-	17
Dy	-	-	-	1
Eu	-	-	-	1
La	-	-	-	37
Li	-	-	-	42
Mo	-	-	-	4
Nd	-	-	-	25
Ni	-	-	-	152
Pb	-	-	-	12
Pr	-	-	-	2
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	22
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	2
Tl	500	500	500	500
Tm	4	2	2	2
U	0.2	0.2	0.9	1.3
V	-	-	-	144
W	1	1	1	1
Zn	-	-	-	86

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice Audrey 22223 Lamprophyre NNE-SSO	Indice Audrey 22288 Diorite	Indice Audrey 22294 Veine de quartz	Indice Audrey 22295 Veine de quartz N-S
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	48.99	47.49	-	-
Al ₂ O ₃	11.71	15.12	-	-
Fe ₂ O ₃ (total)	7.26	13.58	-	-
MgO	8.04	7.43	-	-
CaO	7.49	9.95	-	-
Na ₂ O	2.21	2.06	-	-
K ₂ O	4.38	0.10	-	-
TiO ₂	0.58	1.03	-	-
MnO	0.10	0.18	-	-
P ₂ O ₅	0.37	0.07	-	-
PAF	7.59	3.04	-	-
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	-	-
As	1	1	1	1
Au	0.005	0.005	0.068	0.005
Ba	1100	-	-	-
Be	1	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	2	-	-	-
Ce	54	-	-	-
Co	32	-	-	-
Cs	9	1	1	1
Cu	97	-	-	-
Dy	1	-	-	-
Eu	1	-	-	-
La	31	-	-	-
Li	46	-	-	-
Mo	4	-	-	-
Nd	25	-	-	-
Ni	164	-	-	-
Pb	12	-	-	-
Pr	2	-	-	-
Sb	0.2	0.1	0.1	0.1
Sc	22	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	2	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	3	2	2
U	1.2	0.2	0.2	0.2
V	139	-	-	-
W	1	1	1	1
Zn	78	-	-	-

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice Audrey 22290 Tuf felsique	Indice Audrey 22292 Veine de quartz E-W	Indice Audrey 22293 Mylonite	Indice Audrey 22289 Lamprophyre N-S
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	74.45	-	41.72	49.85
Al ₂ O ₃	14.93	-	18.89	11.34
Fe ₂ O ₃ (total)	0.64	-	15.01	7.19
MgO	0.58	-	9.14	8.51
CaO	2.14	-	4.58	7.86
Na ₂ O	5.20	-	2.66	2.52
K ₂ O	1.14	-	0.59	3.94
TiO ₂	0.17	-	1.32	0.55
MnO	0.01	-	0.18	0.12
P ₂ O ₅	0.05	-	0.07	0.34
PAF	1.10	-	5.52	6.98
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	-	-
As	1	1	1	1
Au	0.005	0.005	0.007	0.011
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	-	-	-
Cs	1	1	2	9
Cu	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	3	2	2	2
U	0.2	0.2	0.2	1.2
V	-	-	-	-
W	1	1	1	1
Zn	-	-	-	-

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice Audrey 22291 Formation de fer oxidée	Indice Audrey 22296 Diorite	Indice Audrey 22297 Mylonite	Indice Audrey 22298 Veine de quartz conjuguée
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	54.98	49.63	48.35	-
Al ₂ O ₃	8.45	13.79	16.44	-
Fe ₂ O ₃ (total)	23.16	12.15	13.73	-
MgO	2.21	7.36	8.51	-
CaO	6.35	9.37	2.64	-
Na ₂ O	0.09	2.20	3.18	-
K ₂ O	0.01	0.18	1.11	-
TiO ₂	0.05	0.82	0.97	-
MnO	0.14	0.15	0.17	-
P ₂ O ₅	0.11	0.07	0.07	-
PAF	3.71	3.48	4.95	-
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	-	-
As	1	1	1	1
Au	0.033	0.011	0.007	0.005
Ba	-	-	-	-
Be	-	-	-	-
Br	1	1	1	1
Cd	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Co	-	-	-	-
Cs	1	1	3	1
Cu	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
La	-	-	-	-
Li	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-
Pr	-	-	-	-
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	-	-	-	-
Se	10	10	10	10
Sm	-	-	-	-
Tl	500	500	500	500
Tm	2	5	4	2
U	0.2	0.2	0.5	0.2
V	-	-	-	-
W	1	1	1	1
Zn	-	-	-	-

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice JAG 22230 Formation de fer oxidée	Indice JAG 22229 Veine de quartz	Indice JAG 22228 Mylonite	Indice JAG 22227 Lamprophyre
	Éléments Majeurs (%)			
SiO ₂	-	-	48.56	51.77
Al ₂ O ₃	-	-	14.74	12.66
Fe ₂ O ₃ (total)	-	-	12.44	7.52
MgO	-	-	7.00	7.00
CaO	-	-	5.97	7.61
Na ₂ O	-	-	1.93	4.30
K ₂ O	-	-	0.08	2.26
TiO ₂	-	-	0.87	0.67
MnO	-	-	0.17	0.13
P ₂ O ₅	-	-	0.05	0.41
PAF	-	-	7.30	4.40
	Éléments Traces (ppm)			
Ag	-	-	-	-
As	1	1	1	-
Au	0.170	0.005	0.150	-
Ba	-	-	-	977
Be	-	-	-	1
Br	1	1	1	-
Cd	-	-	-	2
Ce	-	-	-	67
Co	-	-	-	30
Cs	1	1	1	-
Cu	-	-	-	62
Dy	-	-	-	1
Eu	-	-	-	1
La	-	-	-	42
Li	-	-	-	15
Mo	-	-	-	4
Nd	-	-	-	25
Ni	-	-	-	80
Pb	-	-	-	12
Pr	-	-	-	2
Sb	0.1	0.1	0.1	-
Sc	-	-	-	23
Se	10	10	10	-
Sm	-	-	-	2
Tl	500	500	500	-
Tm	2	2	2	-
U	0.2	0.2	0.2	-
V	-	-	-	152
W	1	1	1	-
Zn	-	-	-	86

Indice: No. d'analyse: Nom de la roche:	Indice JAG 22226 Formation de fer oxidée	Indice JAG 22225 Formation de fer oxidée
Éléments Majeurs (%)		
SiO ₂	-	-
Al ₂ O ₃	-	-
Fe ₂ O ₃ (total)	-	-
MgO	-	-
CaO	-	-
Na ₂ O	-	-
K ₂ O	-	-
TiO ₂	-	-
MnO	-	-
P ₂ O ₅	-	-
PAF	-	-
Éléments Traces (ppm)		
Ag	-	0.5
As	1	1
Au	0.059	0.005
Ba	-	-
Be	-	-
Br	1	1
Cd	-	-
Ce	-	-
Co	-	3
Cs	1	4
Cu	-	3
Dy	-	-
Eu	-	-
La	-	-
Li	-	-
Mo	-	-
Nd	-	-
Ni	-	9
Pb	-	16
Pr	-	-
Sb	0.1	0.1
Sc	-	-
Se	10	10
Sm	-	-
Tl	500	500
Tm	2	2
U	0.2	1.2
V	-	-
W	2	1
Zn	-	57